

**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



**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)

**LUÍS LOPES  
2003**

*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
<b>1 INTRODUÇÃO</b>	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
<b>2</b>	<b>SÍNTESE TECTONOESTRATIGRÁFICA DA ZONA DE OSSA – MORENA</b>	<b>97</b>
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

<b>3</b>	<b>EVOLUÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA DA ZONA DE OSSA – MORENA E ESTRATIGRAFIA SEQUENCIAL APLICADA À REGIÃO EM ESTUDO</b>	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
<b>4</b>	<b>TECTÓNICA</b>	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
<b>5</b>	<b>APLICAÇÃO DE FUNDAMENTOS E DADOS DE NATUREZA ESTRUTURAL E TECTÓNICA, À EXPLORAÇÃO SUBTERRÂNEA DE MÁRMORES NO ANTICLINAL DE ESTREMOZ</b>	<b>303</b>
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

<b>6</b>	<b>APLICAÇÃO DE FUNDAMENTOS E DADOS DE NATUREZA ESTRUTURAL E TECTÓNICA, À EXPLORAÇÃO DE GRANITOS NO MACIÇO ÍGNEO DE MONFORTE – SANTA EULÁLIA</b>	<b>360</b>
<b>7</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES</b>	<b>381</b>
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
	<b>BIBLIOGRAFIA</b>	<b>411</b>
	<b>ANEXOS</b>	<b>435</b>
	<b>MAPA GEOLÓGICO GERAL DA ÁREA ESTUDADA E CORTES INTERPRETATIVOS DAS ESTRUTURAS AFLORANTES</b>	<b>437</b>
	<b>ESBOÇO ESTRUTURAL DA ÁREA ESTUDADA</b>	<b>439</b>
	<b>APÊNDICES</b>	<b>439</b>
	<b>CURRICULUM VITAE</b>	<b>451</b>
	<b>Errata</b>	
	<b>Anexo – Dados estruturais</b>	



# ÍNDICE DE FIGURAS

## CAPÍTULO 1

	<b>Pág.</b>
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  $\gamma$  (linha tracejada). Adaptada de Sanderson & Marchini (1984). 74
- Fig. 1.16 – Representação da orientação do eixo maior da elipse de deformação no plano horizontal ( $\theta^\circ$ ). 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 &amp; 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 – Córdova); 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 – Mn<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>12</sub>) 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 das 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 encontramos. 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 conseqüentemente 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 câmbricos 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 filossilicatos (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 Câmbrio; 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<sup>a</sup> 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  $\square 3$ ) 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 desenvolvido 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 esquerdos 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 perpendiculares 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 mármore 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](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

<b>ÍNDICE DE QUADROS</b>	<b>Pág.</b>
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 macroestrutura 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).

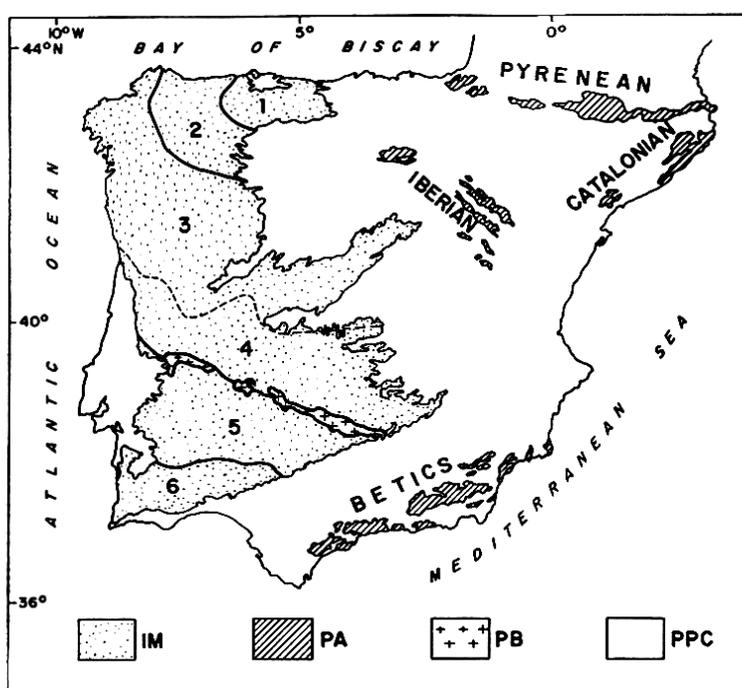


Fig. 1.1 – Principais Unidades Paleogeográficas e tectónicas da Península Ibérica. IM – Maciço Ibérico, 1 – Zona Cantábrica, 2 – Zona Oeste Astúrico – Leonesa, 3 e 4 – Zona Centro Ibérica, 5 – Zona de Ossa Morena, 6 – Zona Sul Portuguesa, PA – Afloramentos precâmbrios e paleozóicos nas cordilheiras alpinas, 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).

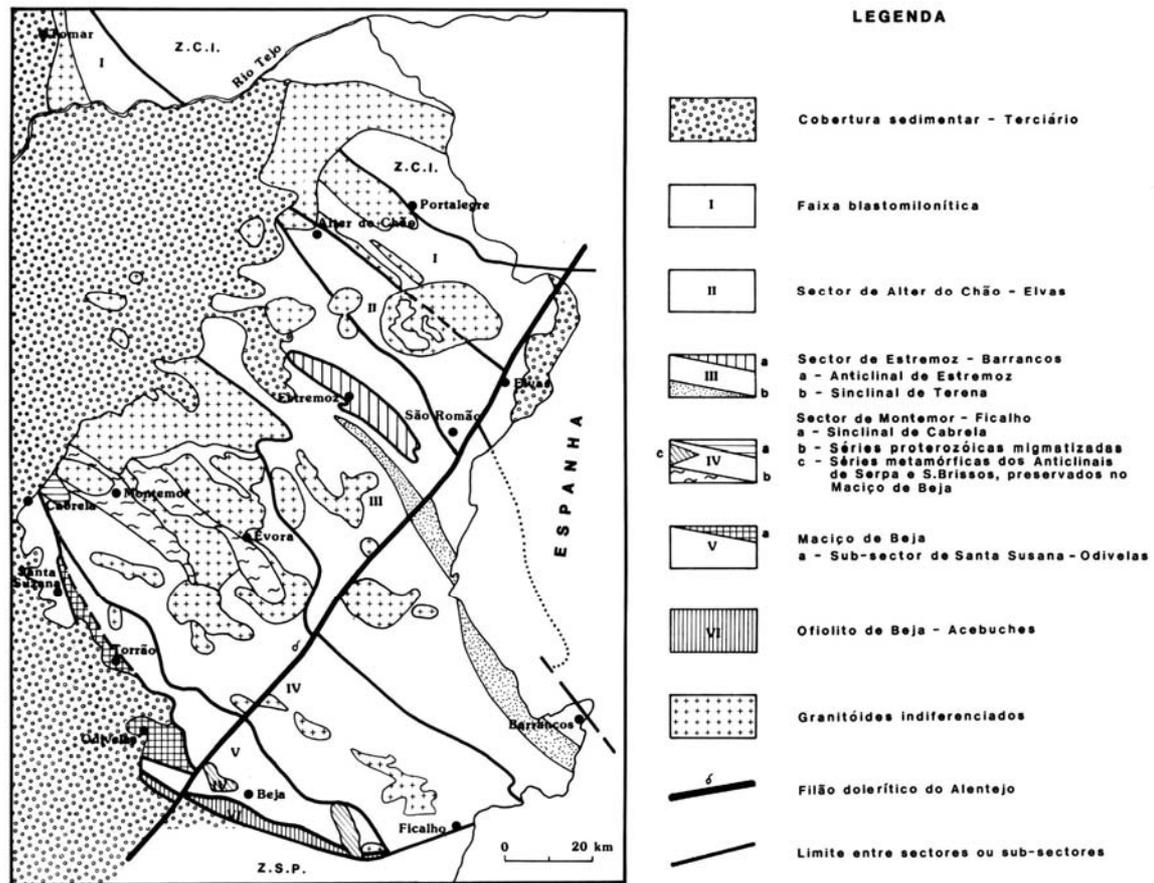


Fig. 1.2 – Divisões tectono-estratigráficas da Zona de Ossa Morena, em Portugal. *In: Oliveira et al., 1991.*

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 Terragem, 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.



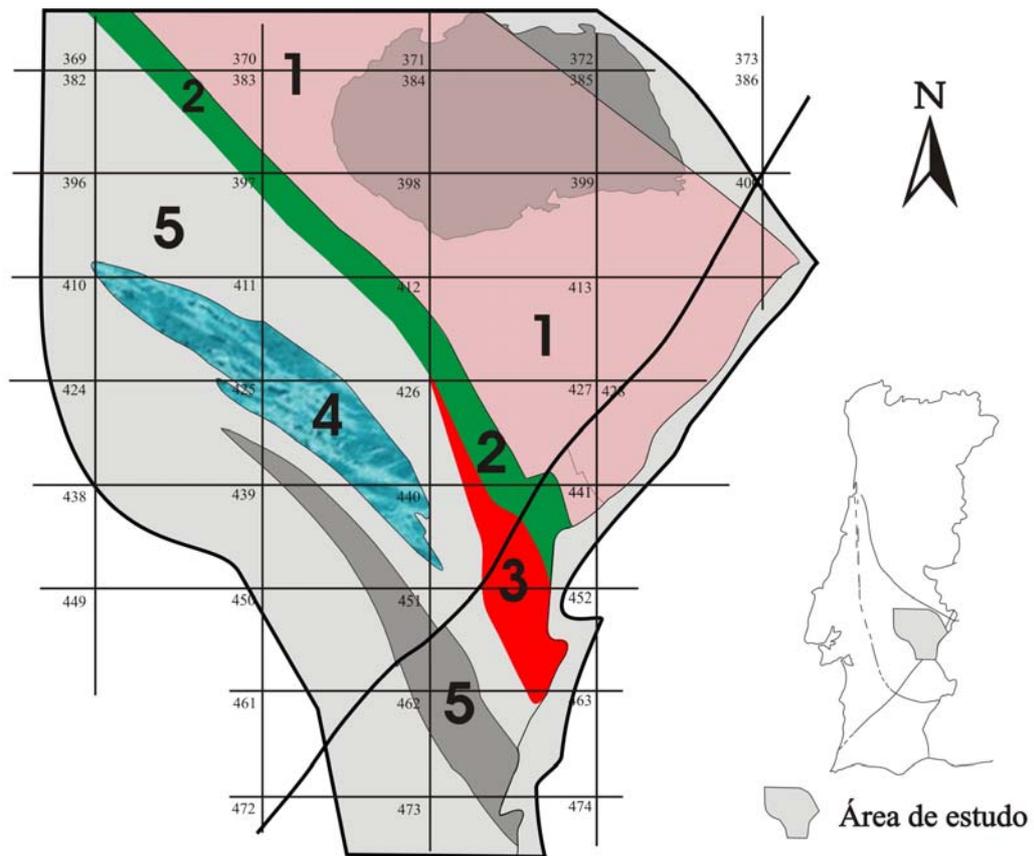
Não substituindo qualquer visita de estudo ao local, deste modo pode-se fazer uma viagem virtual pela região e apreender as principais características dos diferentes afloramentos. Este será um projecto a levar por diante num futuro próximo tendo em vista, principalmente, a divulgação da geologia que 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 Elvas - Vila Boim - Terrugem;
- 2 - Domínio de São Saturnino - Juromenha;
- 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).

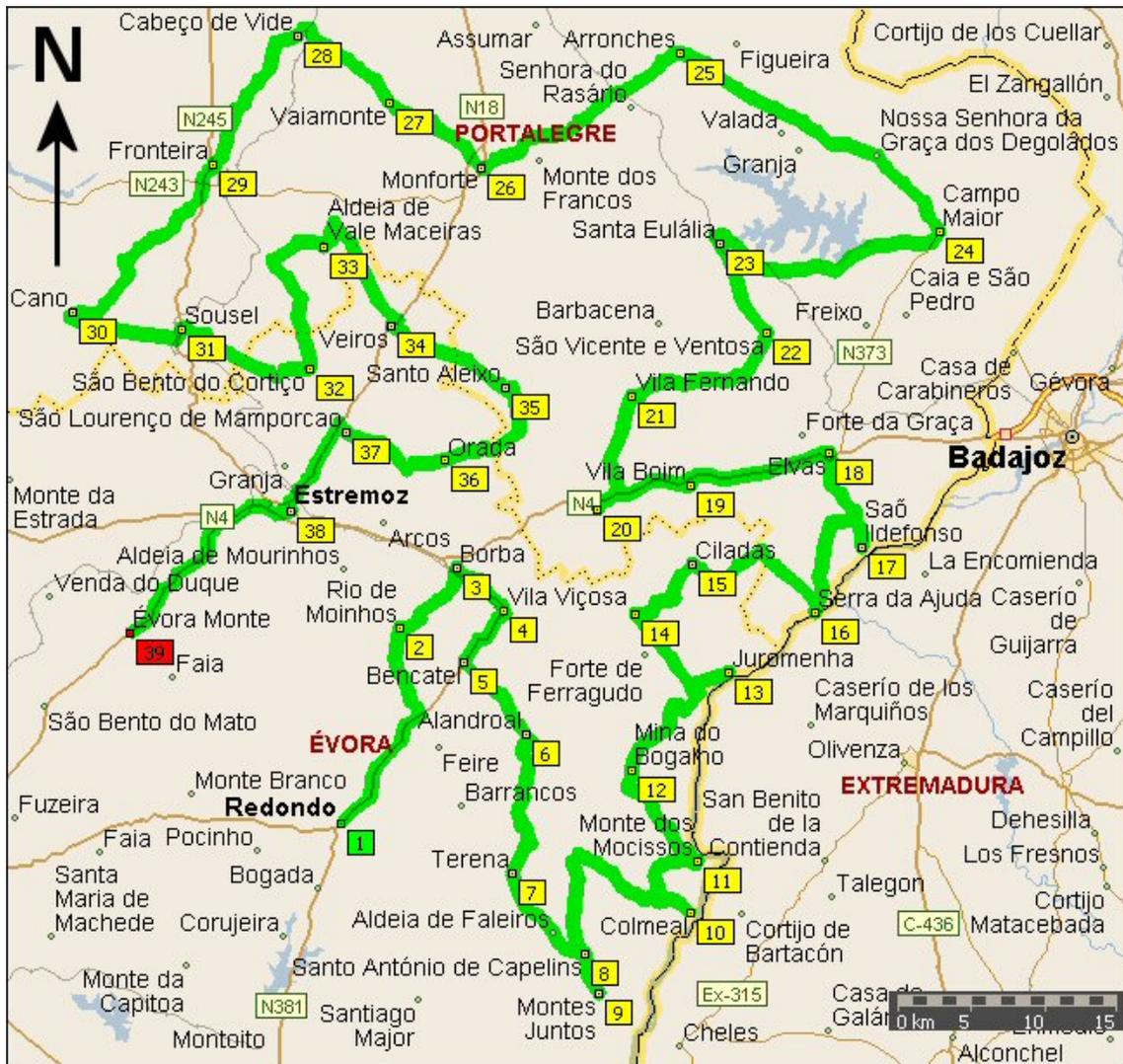


Fig. 1.7 – Mapa de localidades existentes na área em estudo. A verde assinala-se o percurso otimizado entre as diferentes localidades, a título de curiosidade, este perfaz 380 quilómetros. O N°20, não identificado na figura, corresponde à povoação de Terrugem.

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 Km<sup>2</sup>, 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 aberto<sup>1</sup> 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).

---

<sup>1</sup> 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.

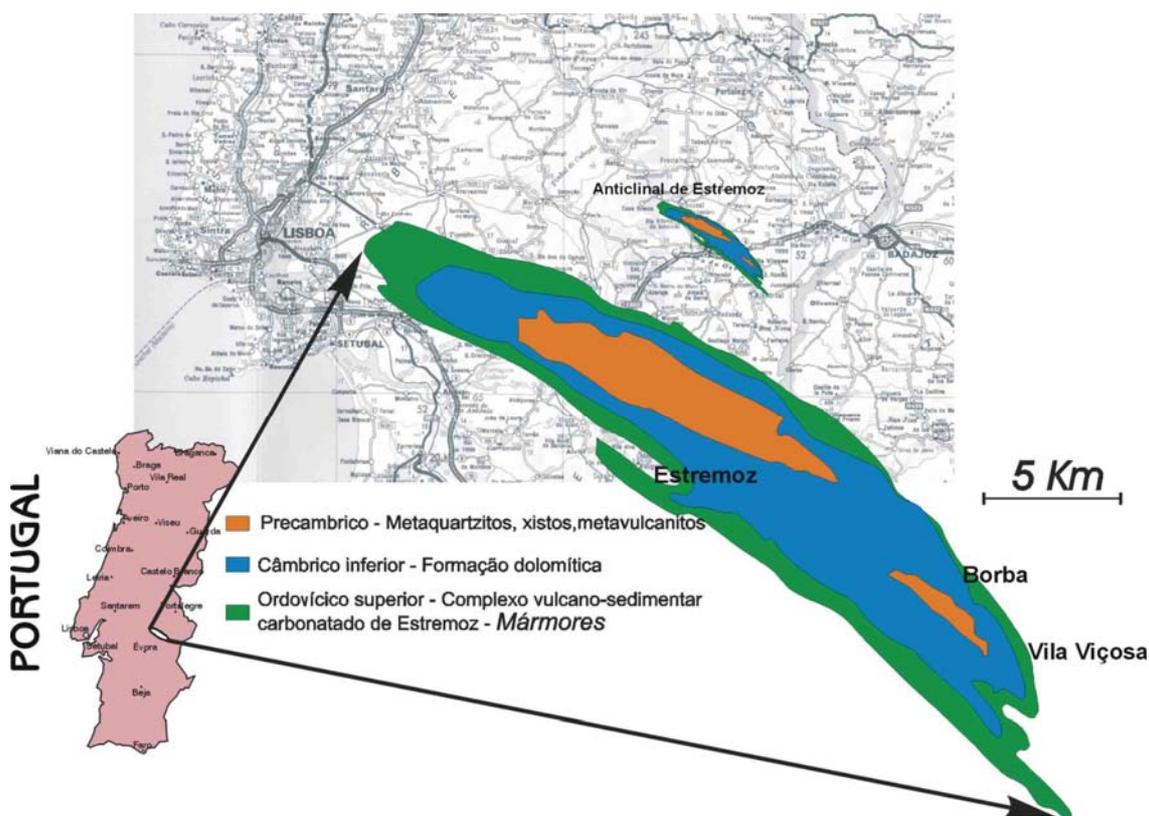


Fig. 1.8 – Situação do anticlinal de Estremoz no território nacional.

	(toneladas)	(10 <sup>3</sup> escudos)	(10 <sup>3</sup> euros)
<b>Rochas Ornamentais (2000)</b>	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 ardósífero	46 637	1 160 579	5 789
<b>Total</b>	<b>92 575 638</b>	<b>108 172 972</b>	<b>539 565</b>

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

	(toneladas)	(10 <sup>3</sup> escudos)	(10 <sup>3</sup> euros)
<b>Rochas Ornamentais (2000)</b>	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 serradas	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 Km<sup>2</sup>, que constituem o Alentejo, 12% (3131 Km<sup>2</sup>) são ocupados por rochas graníticas, representado o Maciço ígneo de Monforte – Santa Eulália (Fig. 1.9), mais de 300 Km<sup>2</sup>. 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-alcálicos, 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).

**MACIÇO GRANÍTICO DE MONFORTE - SANTA EULÁLIA**

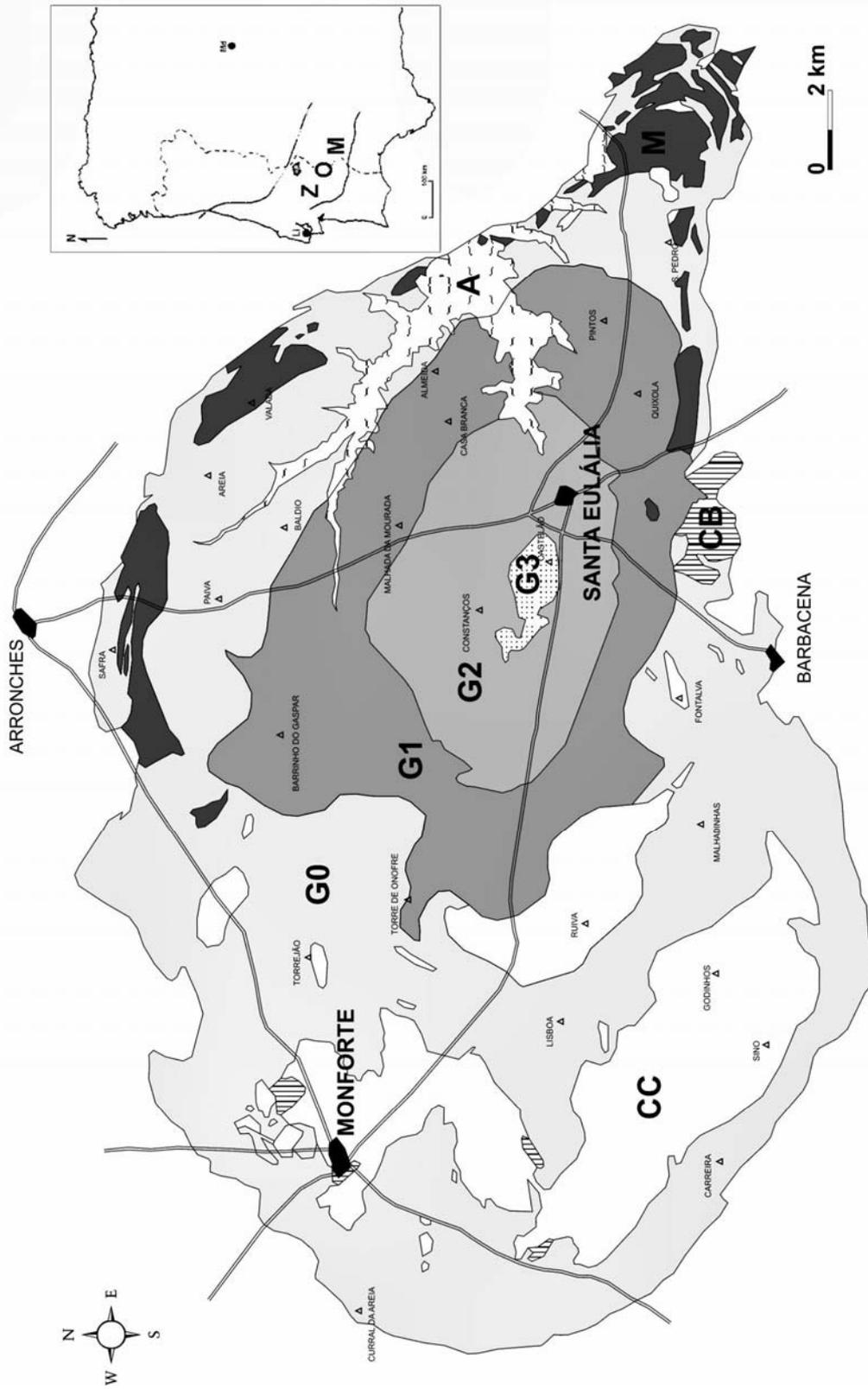


Fig. 1.9 – Complexo Plutónico de Monforte – Santa Eulália. Legenda: Zona de Ossa – Morena; Li – Lisboa; Md – Madrid; A – Albufeira do Caia; CC – corneanas calcossilitadas, corneanas pelíticas e mármores; CB – corneanas básicas (metagabros anfíbólicos); M – gabros, dioritos e granodioritos (grupo M); 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).

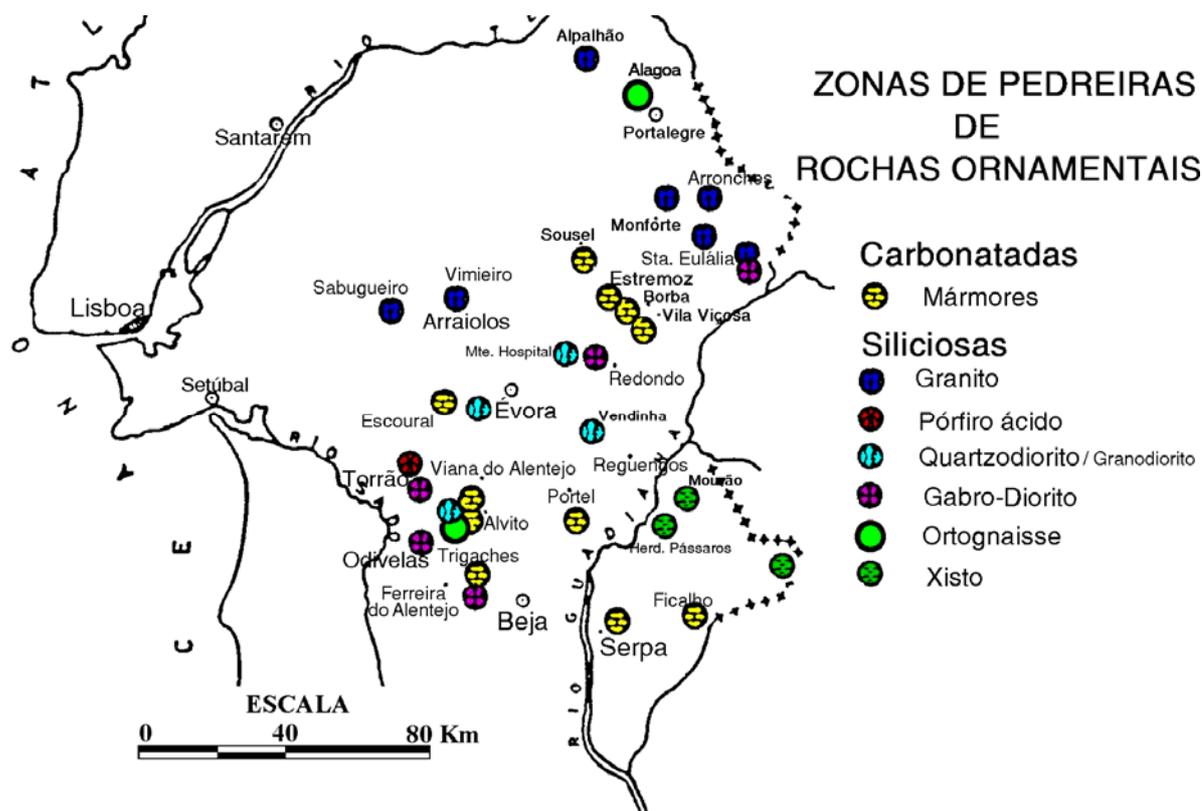


Fig. 1.10 – Principais centros de exploração de rochas ornamentais na Zona de Ossa – Morena.

### 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 Mourão<sup>2</sup> e em Barrancos<sup>3</sup> – 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.

---

<sup>2</sup> 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).

<sup>3</sup> 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 orográfica 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:

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

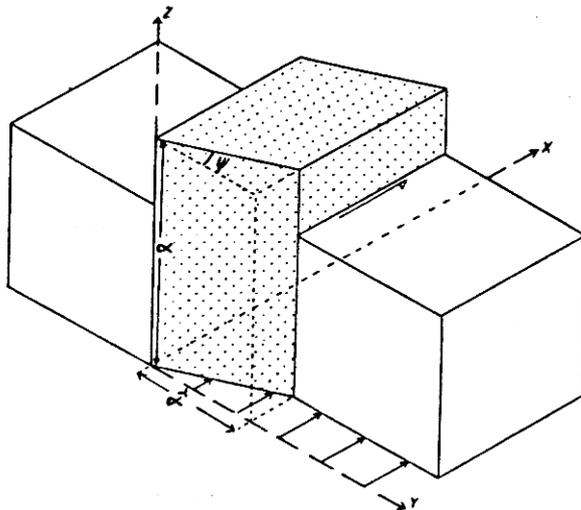


Fig. 1.14 – Geometria da transpressão. Transformação de um cubo unitário por encurtamento paralelo ao eixo **Y** e cisalhamento paralelo ao eixo **X**. O volume é conservado pelo espessamento paralelo ao eixo **Z**. Adaptada de Sanderson & Marchini (1984).

Esta factorização e os parâmetros  $\alpha$  e  $\gamma$  estão definidos na Fig. 1.15, onde  $\alpha^{-1}$  especifica o encurtamento na zona,  $\alpha$  o estiramento vertical e  $\gamma$  o cisalhamento paralelo à zona. Mais estritamente  $\alpha^{-1}$  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  $\alpha$  e  $\gamma$ . 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  $\gamma$  como o cisalhamento perpendicular à zona.

A deformação finita em transpressão pode estimar-se fazendo variar os valores nos parâmetros  $\alpha^{-1}$  e  $\gamma$  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.

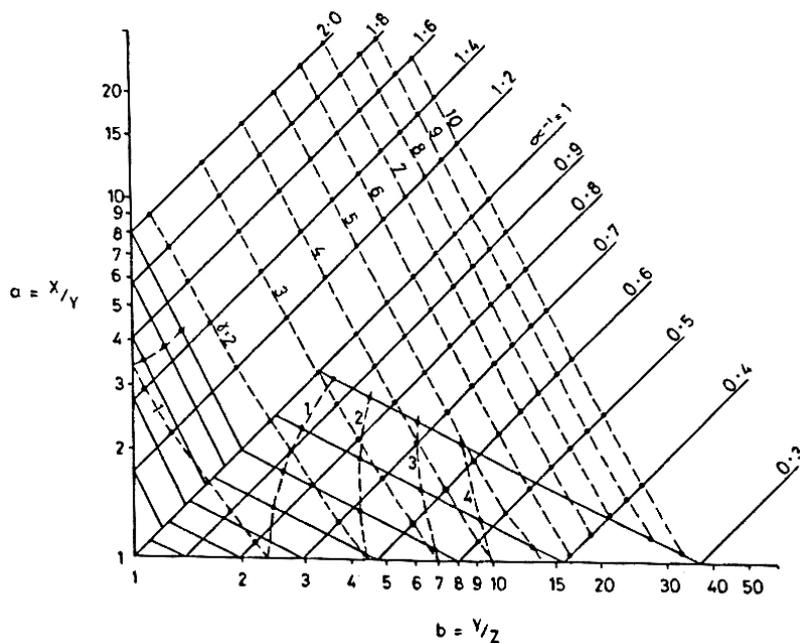


Fig. 1.15 – Diagrama de Flinn onde estão expressas as relações axiais  $a=X/Y$  e  $b=Y/Z$  resultantes do modelo de transpressão para vários valores de  $\alpha^{-1}$  (linha contínua) e  $\gamma$  (linha tracejada). Adaptada de Sanderson & Marchini (1984).

A forma do elipsóide varia na medida em que  $\alpha^{-1}$  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 ( $\theta'$ ) 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  $\phi$ , da sua orientação e do estado não deformado. Para encontrar a expressão correspondente no estado deformado ( $\phi'$ ) 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.

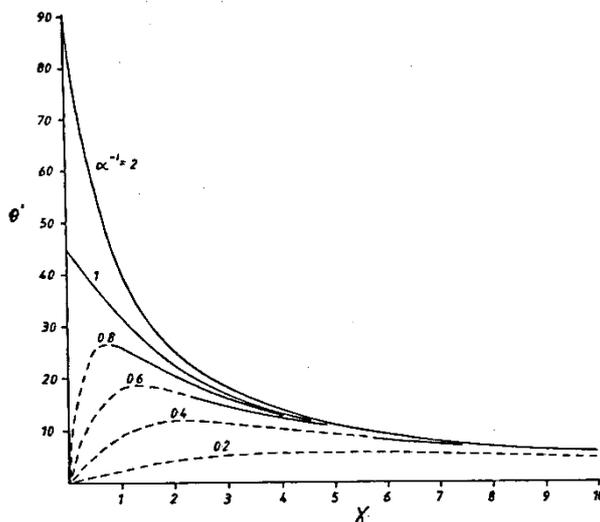


Fig. 1.16 – Representação da orientação do eixo maior da elipse de deformação no plano horizontal ( $\theta'$ ). As linhas contínuas indicam o eixo **X** horizontal e as tracejadas o eixo **X** na vertical. Adaptada de Sanderson & Marchini (1984).

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  $\alpha^{-1}$  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  $\alpha^{-1}$  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.

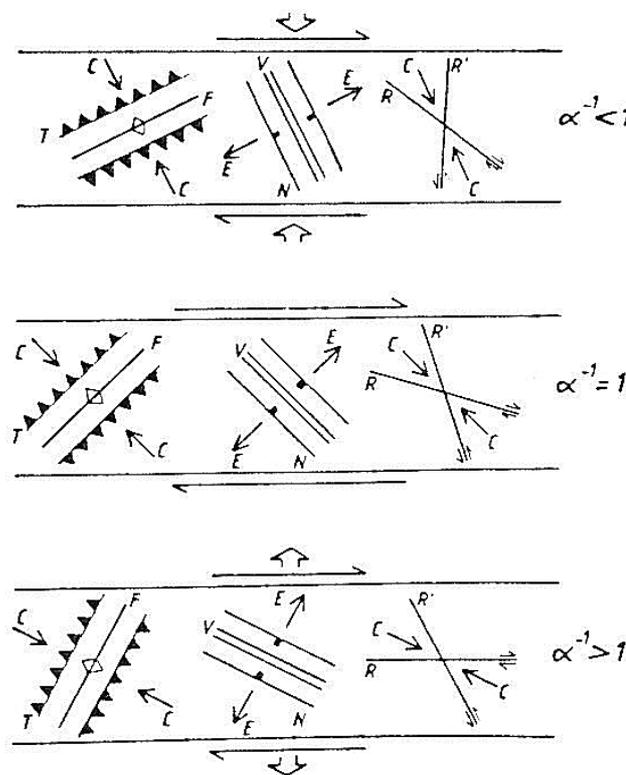


Fig. 1.17 – Diagramas que mostraram a orientação de fracturas no modelo de Transpressão. **C**, eixo de compressão; **E**, eixo de extensão; **N**, falhas normais; **T**, falhas inversas; **R**, **R'**, cisalhamentos Riedel; **V**, veios, filões ou fracturas de extensão; **F**, eixos de dobras. O diagrama 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  $\alpha^{-1}$  e  $\gamma$  podem ser expressos em função de S para qualquer valor de  $\beta$ .

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  $\beta$  for pequeno a trajectória de deformação implica uma troca de eixos cinemáticos X e Y (Sanderson & Marchini, 1984).

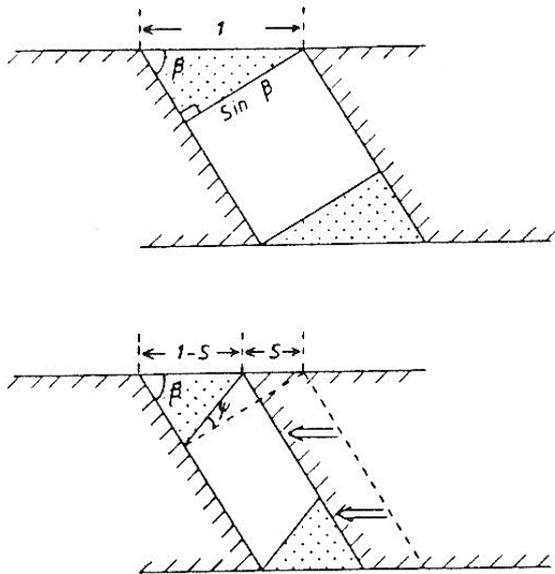


Fig. 1.18 – Modelo de transpressão simples envolvendo o movimento de blocos rígidos (sombreado diagonal) com deformação transpressiva da zona ponteadada. Adaptada de Sanderson & Marchini (1984).

#### 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  $45^\circ$  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  $22.5^\circ$ . 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  $45^\circ$ . 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  $31^\circ$  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  $31^\circ$  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  $\alpha^{-1}$  e  $\gamma$  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  $21^\circ$  da zona e as dobras menores nos seus flancos ou charneiras estarão menos inclinadas e a um ângulo de cerca de  $31^\circ$  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).

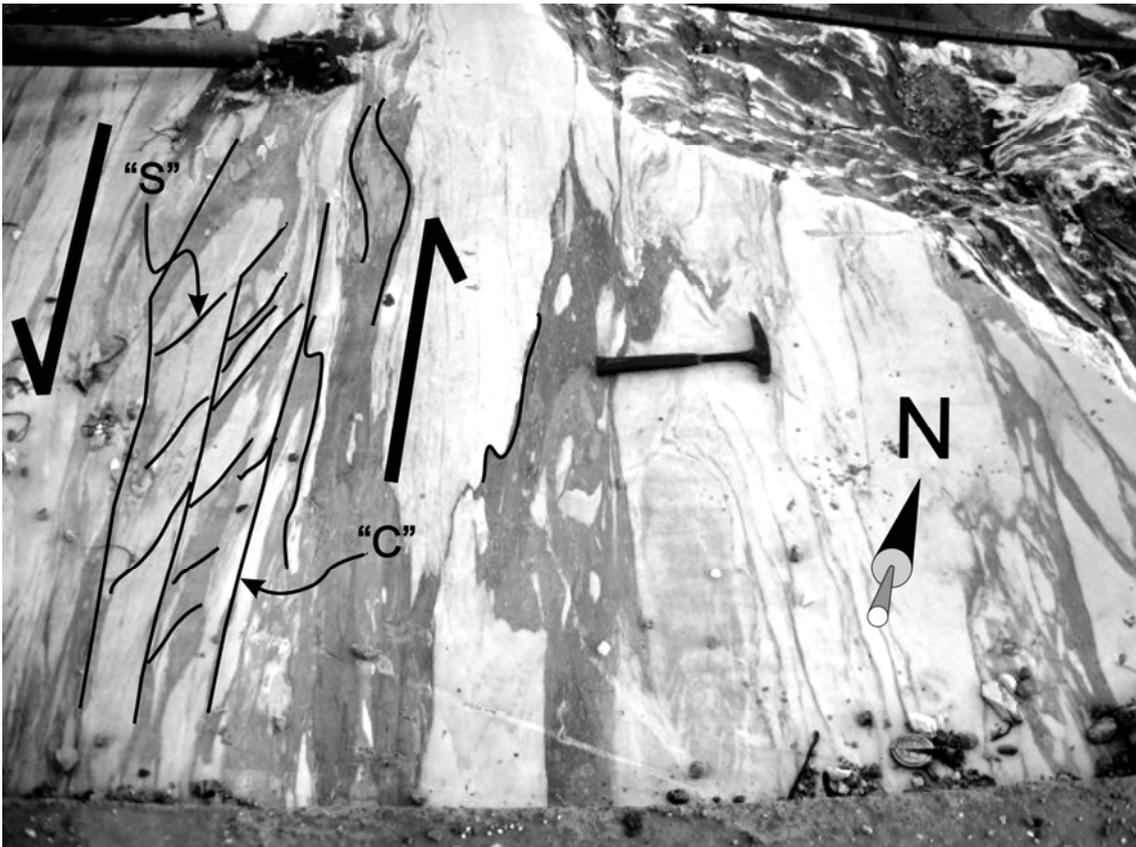


Fig. 1.19 – Critérios de cisalhamento (“C”/“S”) esquerdos, falhas e dobras em banda de cisalhamento em mármore do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz. Plano horizontal na pedreira “Plácido Simões” – Olival Grande, flanco SW da estrutura.

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 ( $\beta$ ), pelo que a orientação do eixo da dobra será previsível. Na Fig. 1.20, com  $\beta=45^\circ$  as dobras iniciam-se a  $22^\circ$  da fronteira e produzem um arranjo *en-écheleon* com cada dobra a  $67^\circ$  do alinhamento.

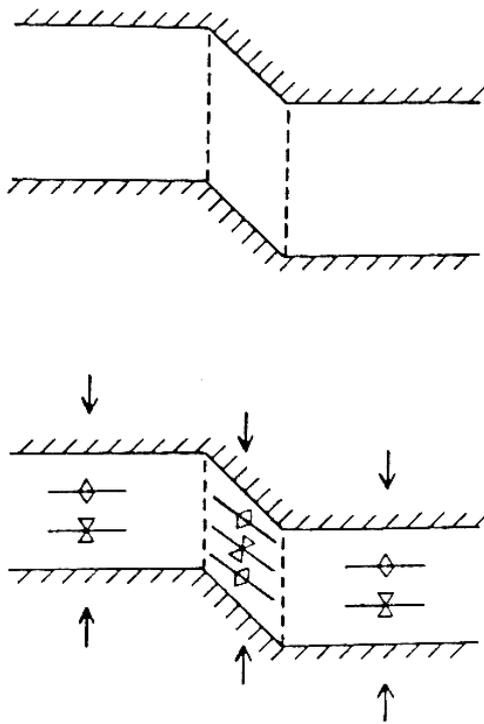


Fig. 1.20 - Modelo para mostrar a formação duma região transpressiva entre dois alinhamentos desemparelhados numa zona de compressão ( $\gamma = 0$ ). No diagrama inferior o encurtamento é de  $\alpha^{-1} = 0.8$ . Adaptada de Sanderson & Marchini (1984).

#### 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).

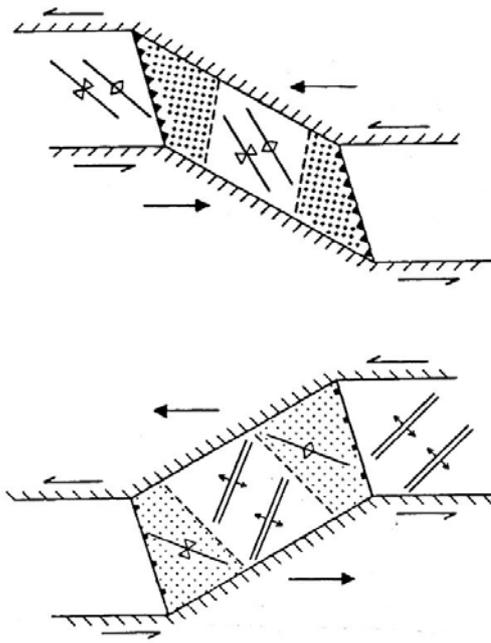


Fig. 1.21 – Diagrama que mostra a formação duma zona de transpressão simples. O bloco rígido superior (sombreado diagonal) desloca-se para a esquerda em relação ao de baixo, originando uma área de transpressão (pontos). As partes que não estão sombreadas estão sob cisalhamento simples. Também mostra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

#### 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 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.

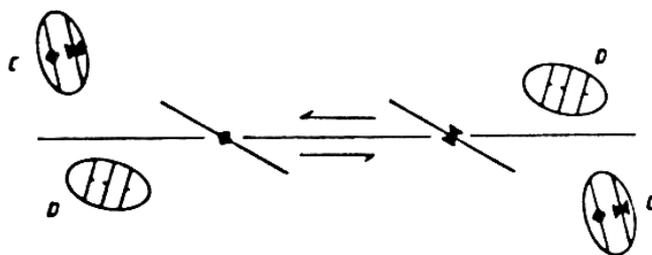


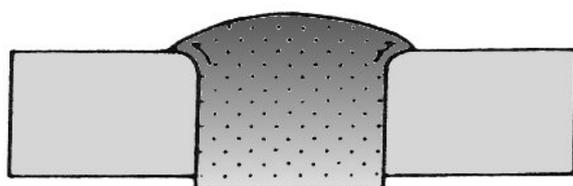
Fig. 1.22 – Padrão da distribuição de deformação em regiões de transpressão na terminação de falhas distensivas. **C**, zonas em compressão mostrando a orientação das dobras; **D**, zonas em distensão mostrando a orientação de falhas normais. Adaptada de Sanderson & Marchini (1984).

### 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 ( $\alpha$ ). 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.



**A** 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).



**B**

### 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 conseqüente 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).

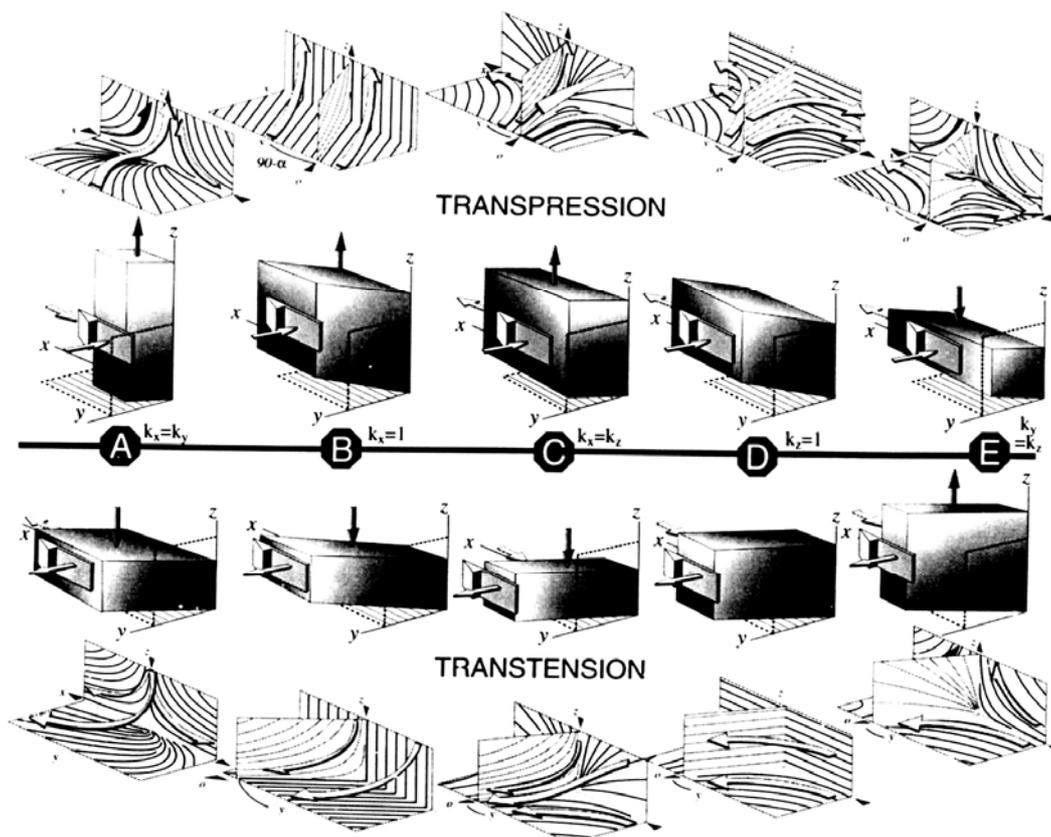


Fig. 1.24 – Tipos de deformação transpressiva e transtensiva: de A a E verifica-se decréscimo da extensão vertical (para a transpressão) ou de encurtamento (para a transtensão). O tipo B corresponde ao definido por Sanderson & Marchini (1984). Adaptada de Fossen & Tikoff (1998).

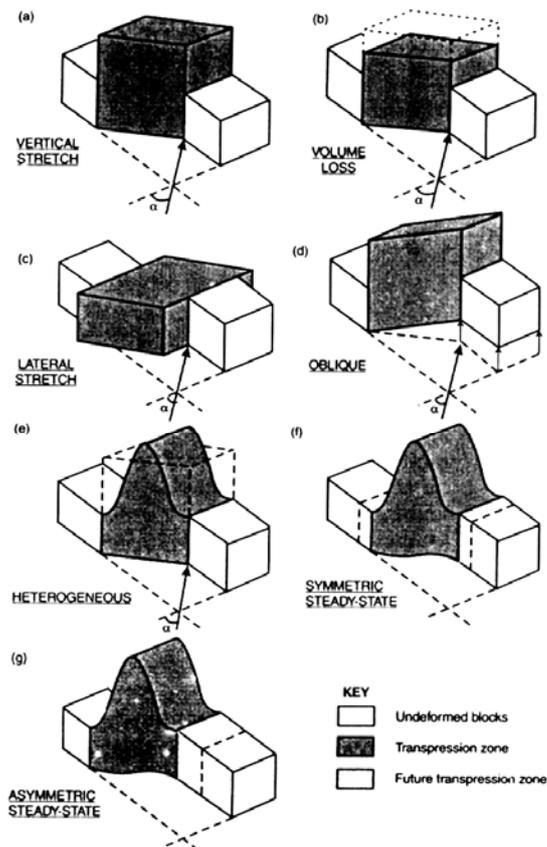


Fig. 1.25 – Exemplos de deformação transpressiva: a) Sanderson & Marchini (1984); b) Fossen & Tikoff (1998); c) Dias & Ribeiro (1994), Jones *et al.*, (1997); d) e e) Robin & Cruden (1994); f) e g) Dutton (1997). *In: Dewey et al.*, (1998).

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  $z$ ).

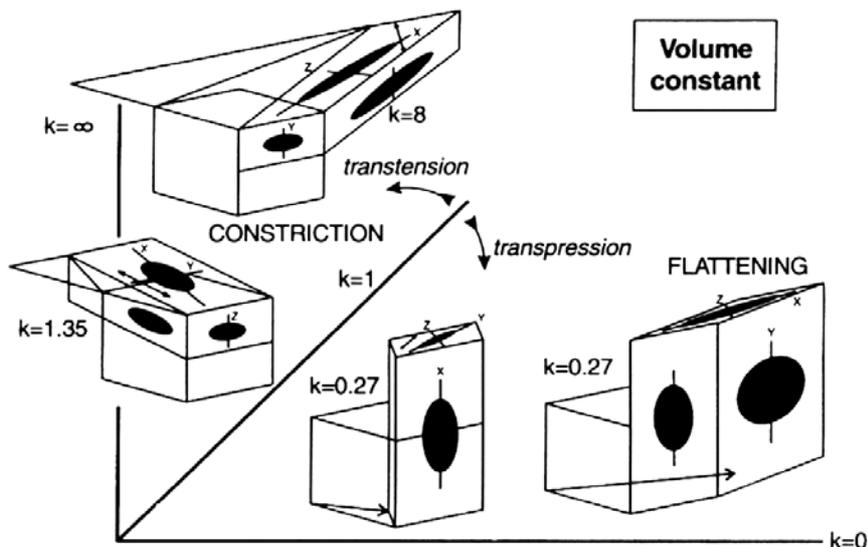


Fig. 1.26 – Diagrama de Flinn ilustrando exemplos de deformação transpressiva com achatamento e transtensiva com constricção. *In: Dewey et al., (1998).*

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).

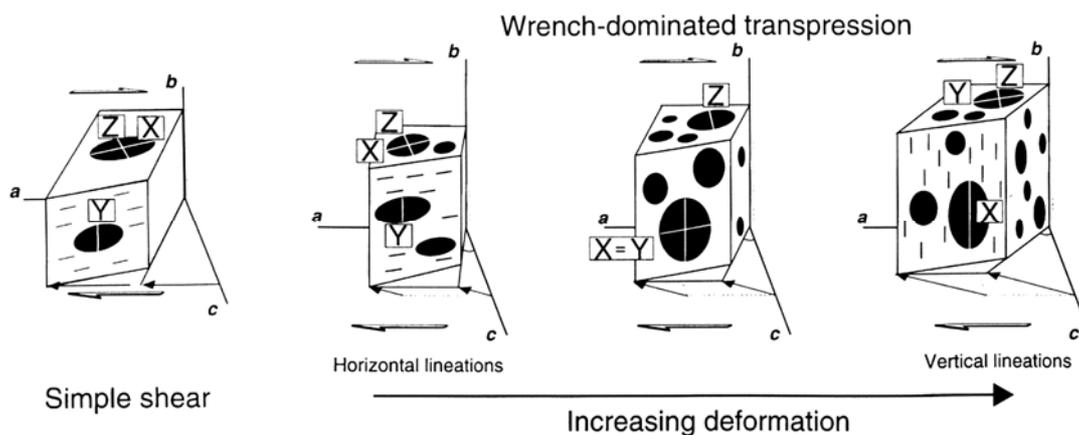


Fig. 1.27 – Gênese de lineações de estiramento paralelamente ao eixo maior do elipsóide de deformação finita (X) em cisalhamento simples e em transpressão dominada por desligamento. *In: Tikoff & Greene (1997).*

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).

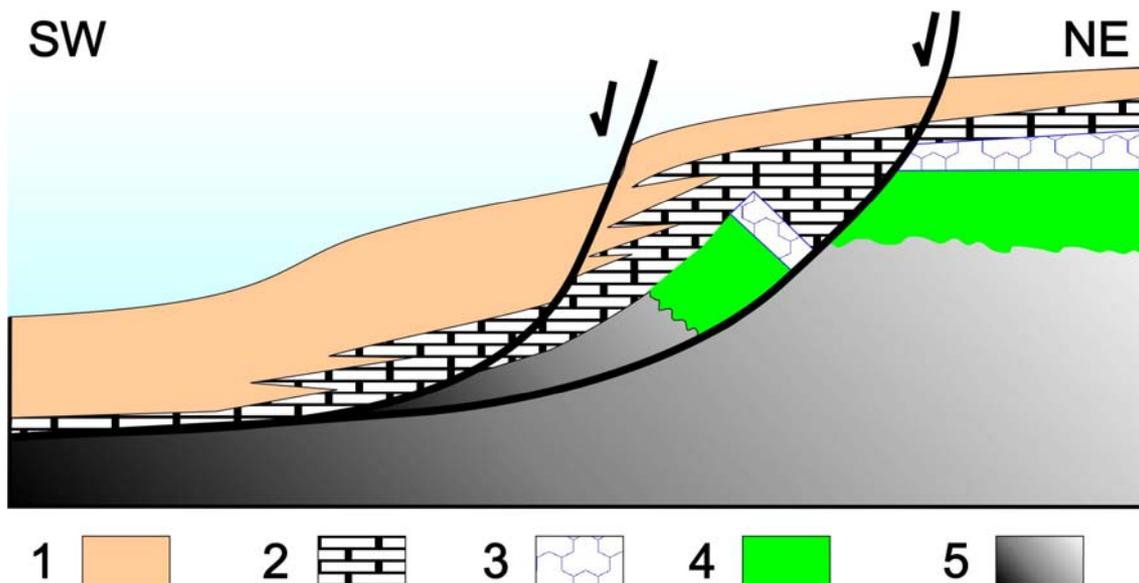


Fig. 1.28 – Esquema representativo da actuação de falhas normais desenvolvidas durante a fase de “rifting”. Estas falhas com expressão crustal poderiam representar o estado embrionário para a nucleação do anticlinal de Estremoz

- 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.

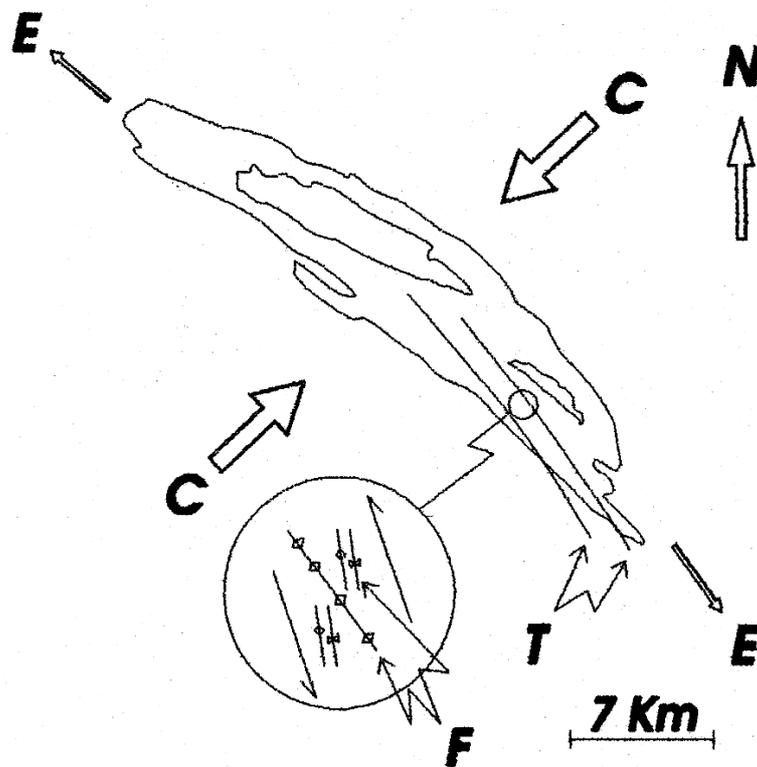


Fig. 1.29 – Representação esquemática do anticlinal de Estremoz, repare-se que o encurtamento na direcção NE - SW é acompanhado por alongamento na direcção perpendicular. T "bandas" transpressivas; F direcções axiais; E estiramento, C compressão máxima.

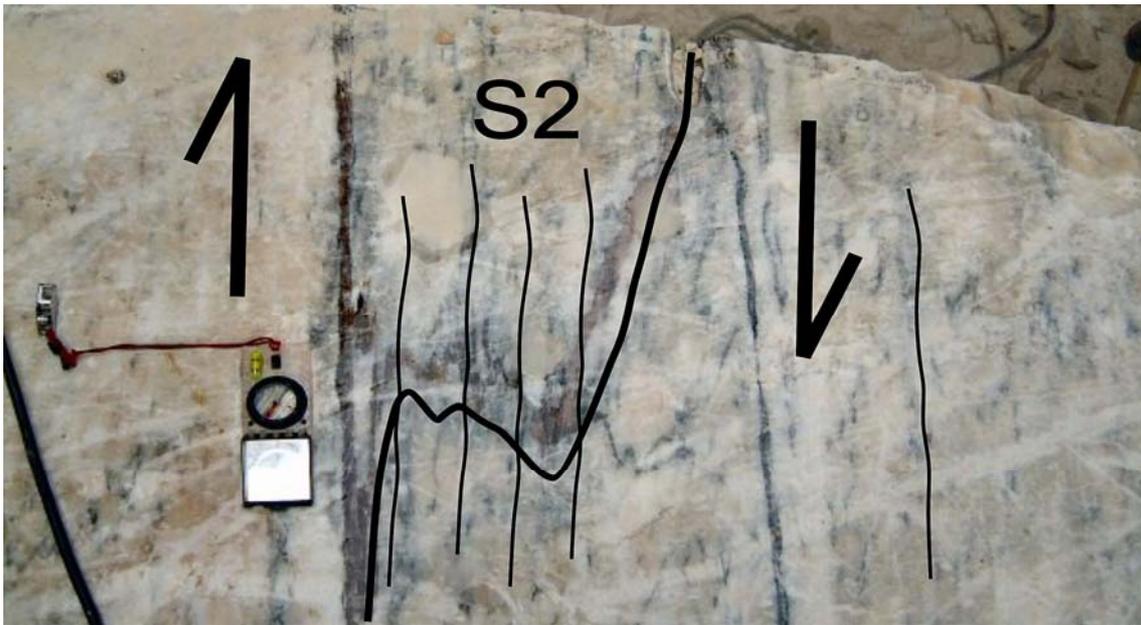


Fig. 1.30 – Critérios de movimentação direita induzidos por movimentação diferencial num conjunto onde predominam os movimentos esquerdos. Pedreira da Empresa Marmetal em Fonte da Moura – Pardais, à cota -110 metros da boca da pedreira.

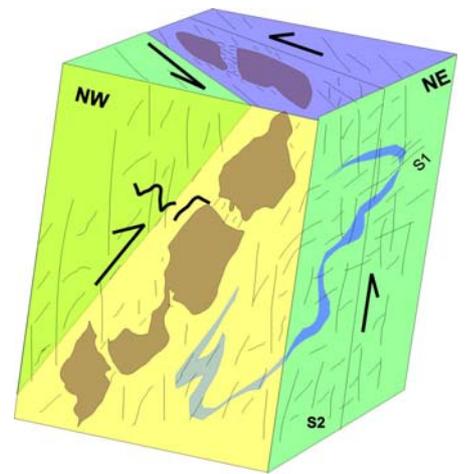


Fig. 1.31 – Filão básico intrusivo e sub concordante no Complexo Vulcano – sedimentar-carbonatado de Estremoz. Pedreira na EN 255 entre Vila Viçosa e Borba. À esquerda esquema tridimensional interpretativo das estruturas representadas na fotografia. O achatamento no sentido SW-NE é compensado pelo estiramento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

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

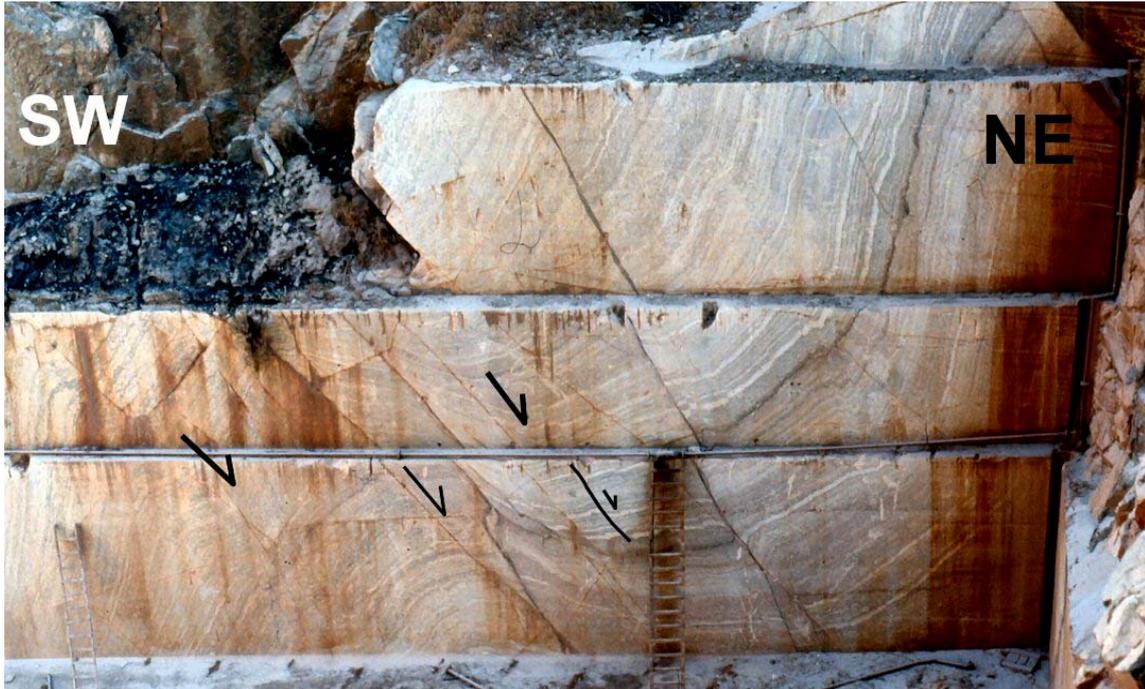


Fig. 1.32 – Falhas normais em pedra na região de Olival Grande, 1500 m a norte de Bencatel. Estas falhas posteriores aos dobramentos revelam a continuidade diacrónica do regime transtensivo.

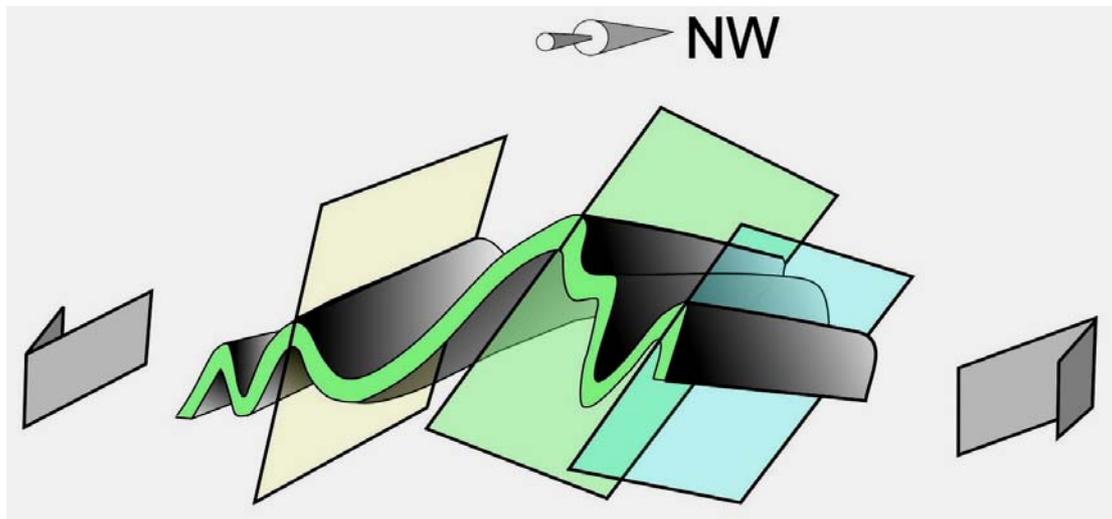


Fig. 1.33 – Representação esquemática da variação do eixo em dobras menores de acordo com a actuação de um regime transpressivo esquerdo. Este esquema simplifica as observações de campo que se podem observar na Formação Dolomítica de Estremoz, 100 m a SE do v.g. Torre 2; sobre no Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado 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).

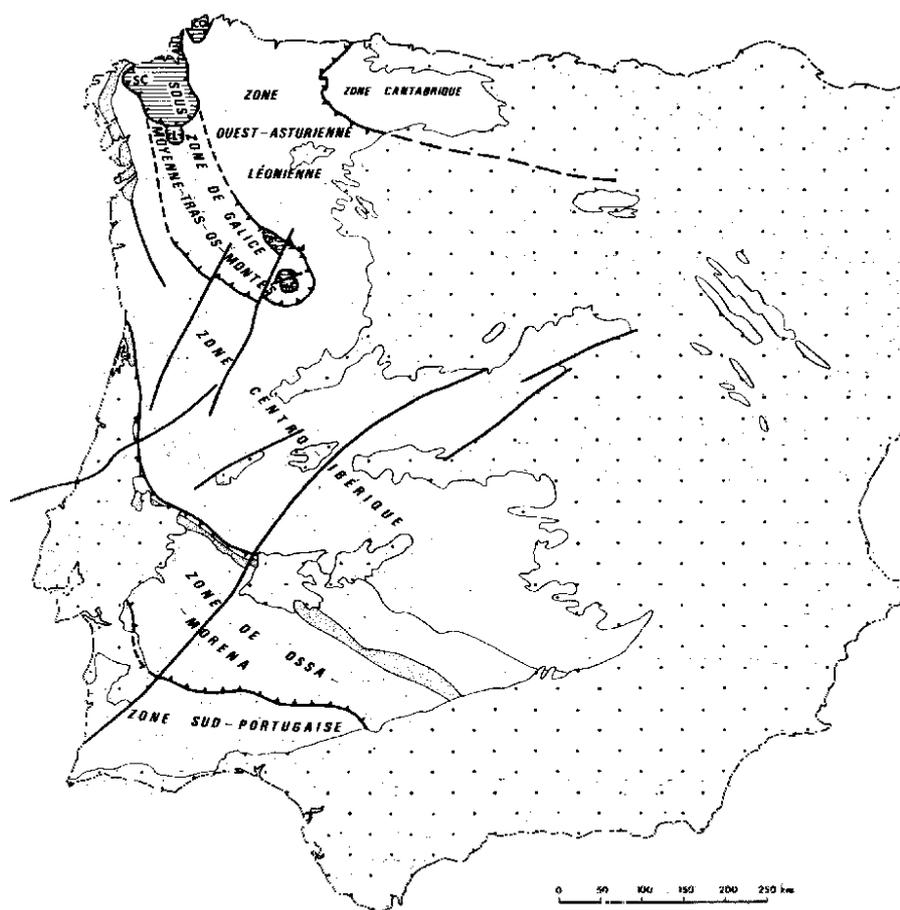


Fig. 2.1 – Divisões do Maciço Ibérico (segundo Ribeiro *et al.*, 1979).

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.

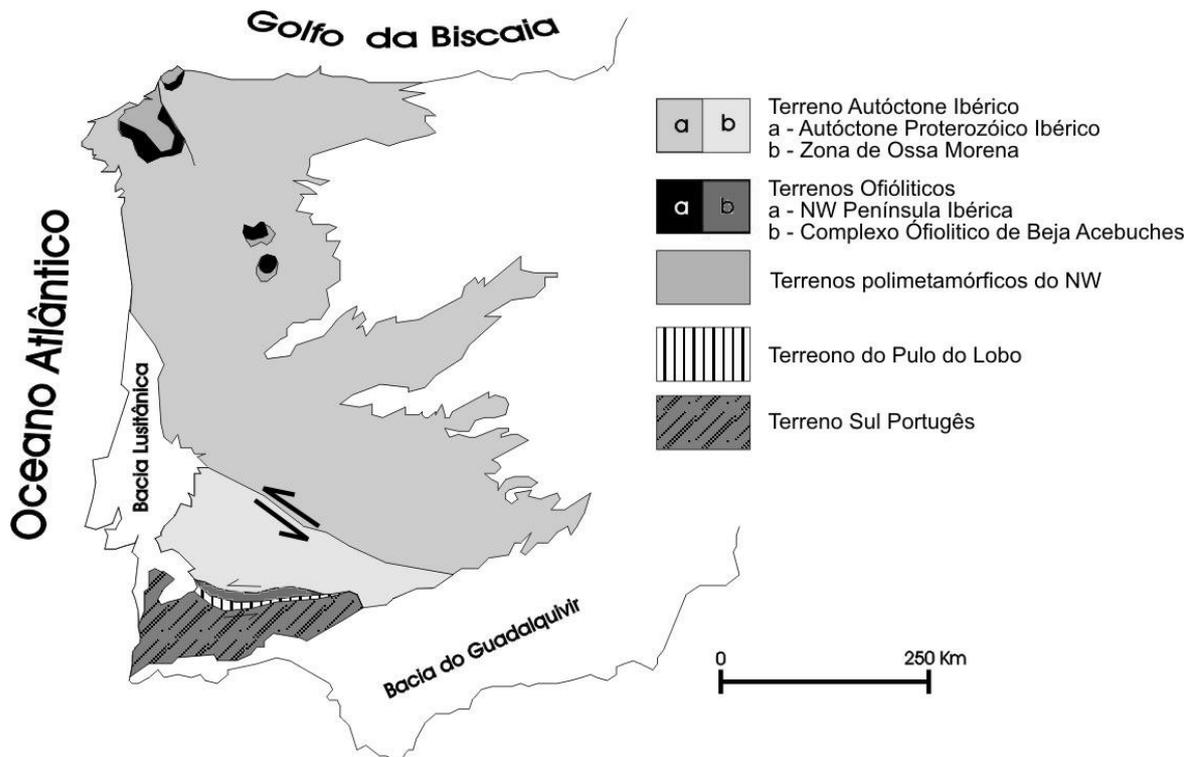


Fig. 2.2 – Terrenos Tectonoestratigráficos da Península Ibérica. Segundo Quesada (1992)

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 Cavalgamento 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).

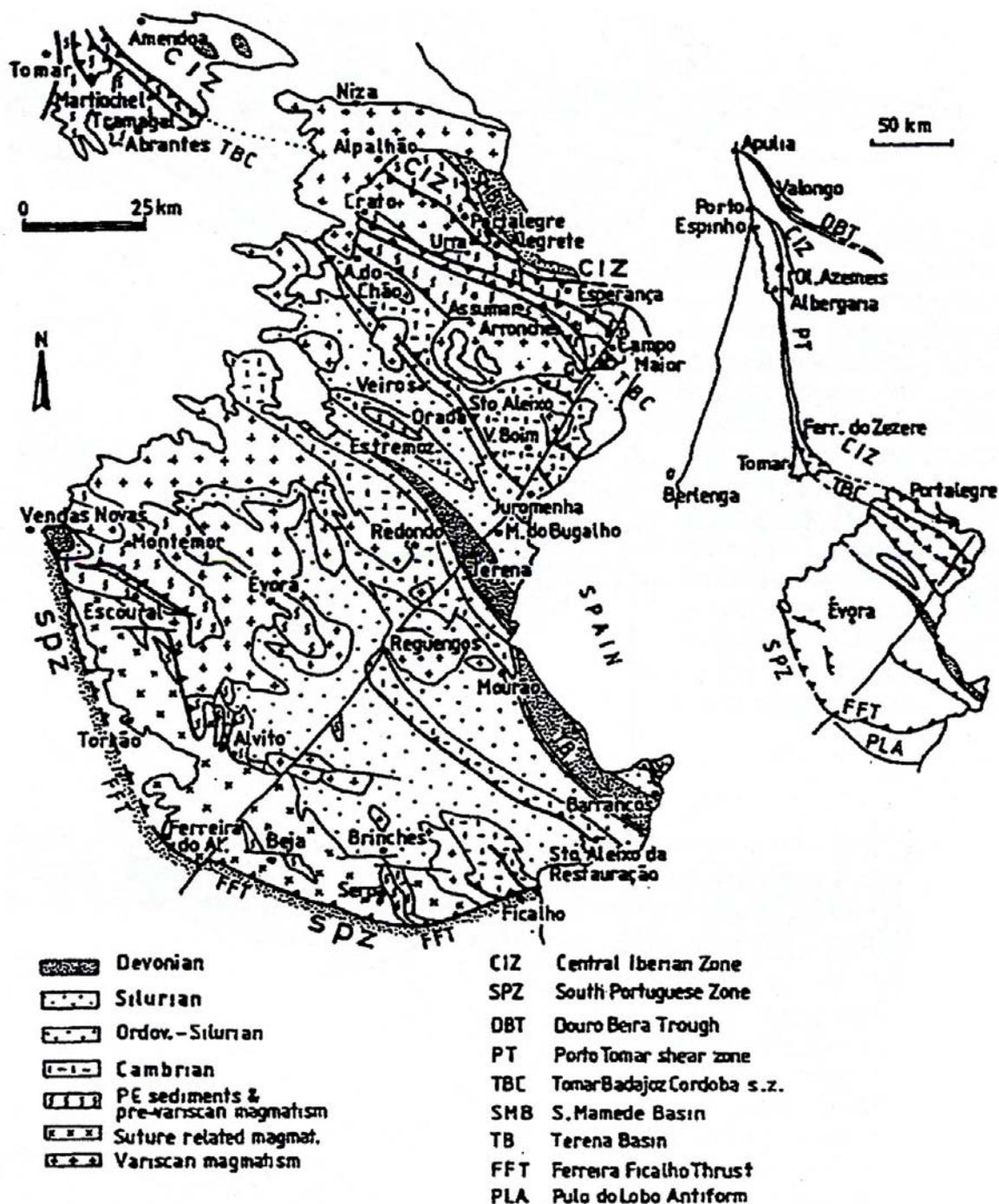


Fig. 2.3 – Principais estruturas da Zona de Ossa – Morena propostas por Silva J. B. (1997) a partir da adaptação do Mapa Geológico de Portugal 1:500.000 I.G.M. Nova Edição (1992).

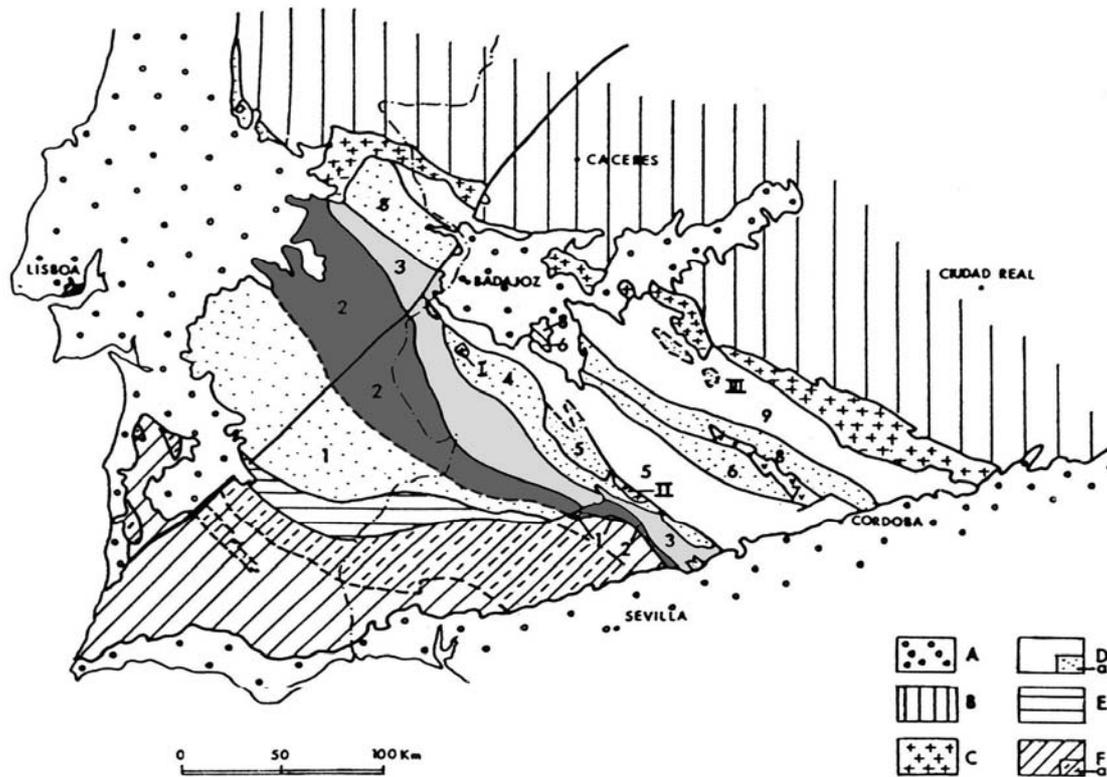


Fig. 2.4 – Domínios da Zona de Ossa Morena (segundo Apalategui et al., 1990):

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.

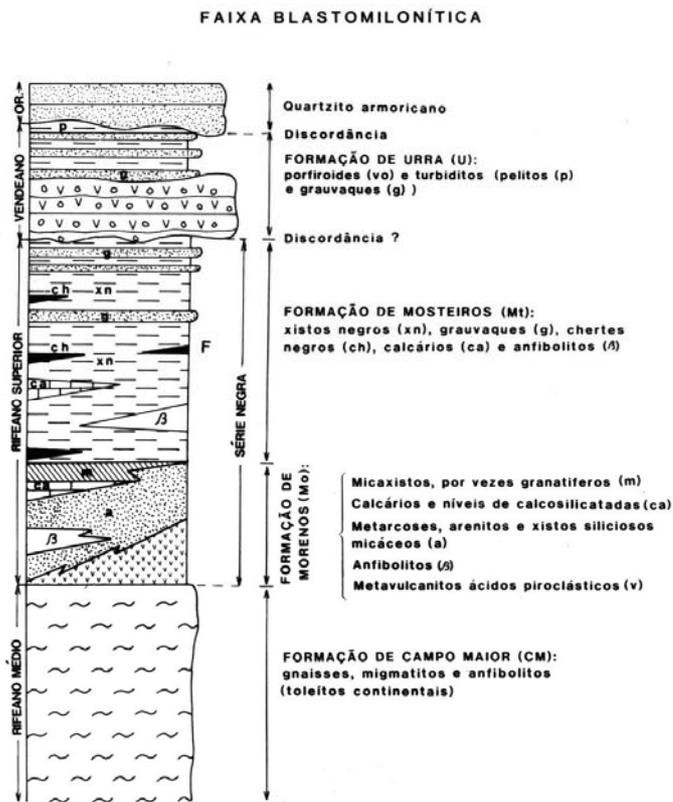


Fig. 2.5 – Sequência estratigráfica esquemática da Faixa Blastomilonítica. Segundo Oliveira *et al.* (1991).



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).

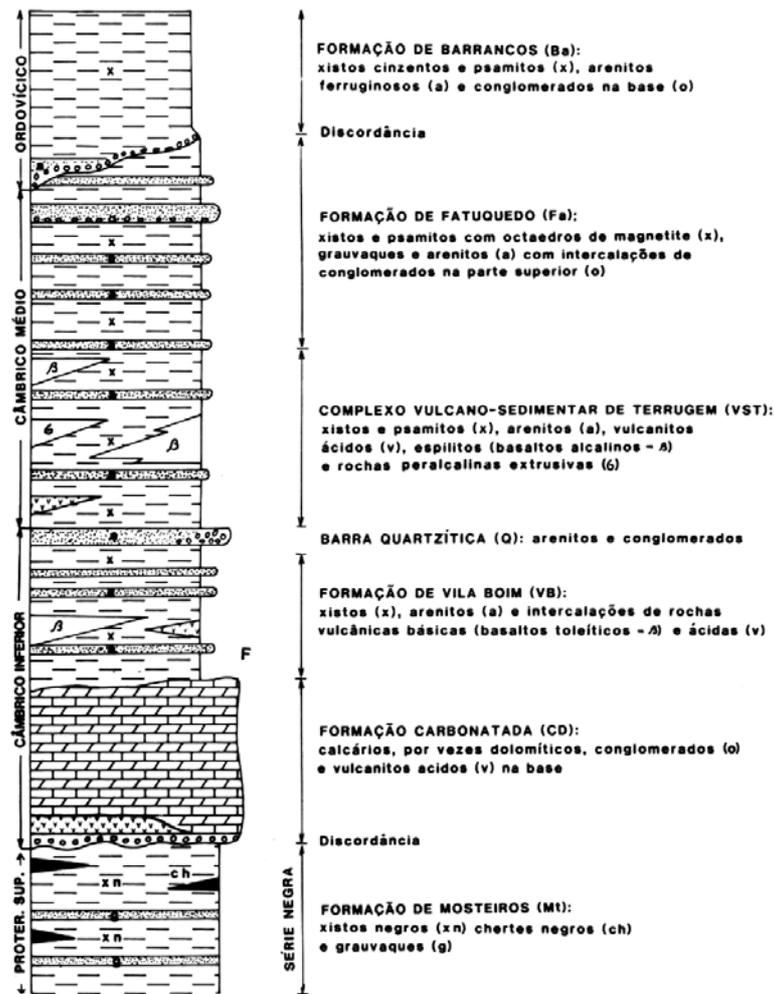


Fig. 2.7 – Sequência estratigráfica esquemática do sector de Alter do Chão – Elvas. Segundo Oliveira *et al.* (1991).

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-placa<sup>1</sup> (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)<sup>2</sup>.

---

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

<sup>2</sup> Ver adiante no Capítulo 3 descrição mais pormenorizada.

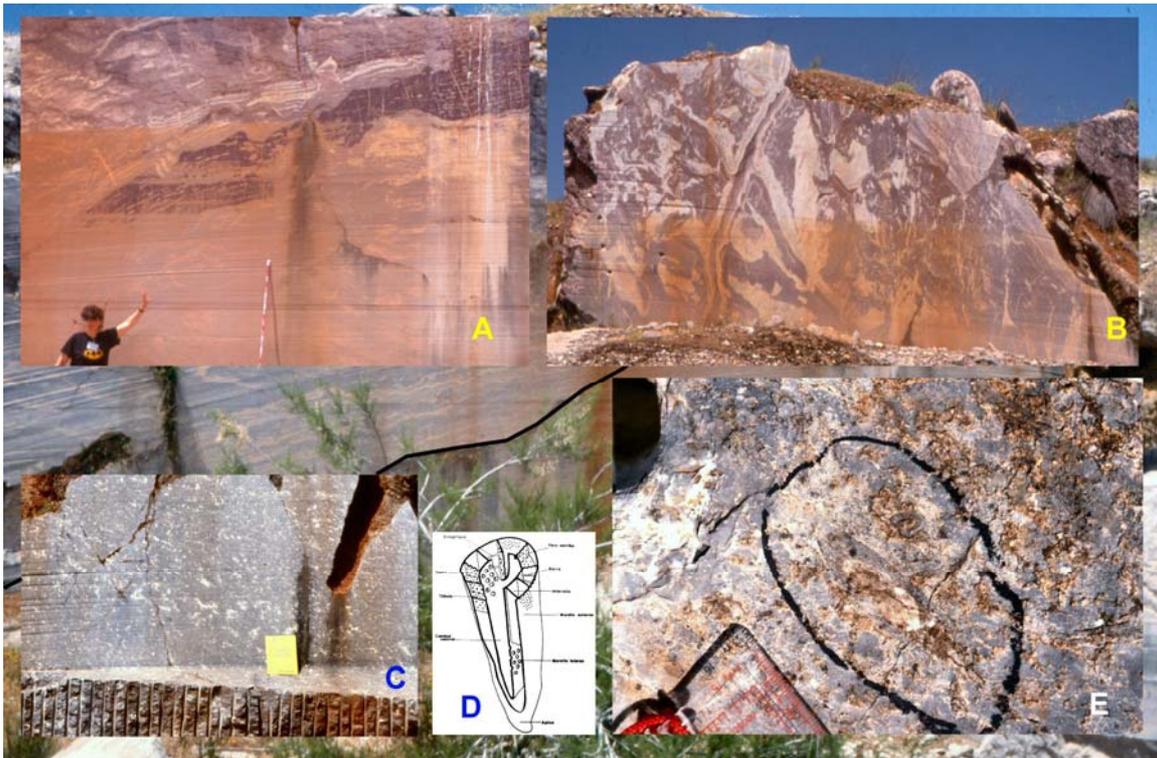


Fig. 2.8 – Vários aspectos de estruturas recifais bioerodidas do tipo: (A) estromatólitos; (B) trombolitos e (C) montículos recifais, pertencentes ao topo do “Miembro Sierra Gorda” da Formação de Alconera. Em baixo destacam-se alguns arqueociatos em secção (E) bem como um esquema representativo da estrutura 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 (espílitos) 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 granularidade 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 “ofiolitos” (Gonçalves, 1970). À direita pomenores petrográficos do espílitto, 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.

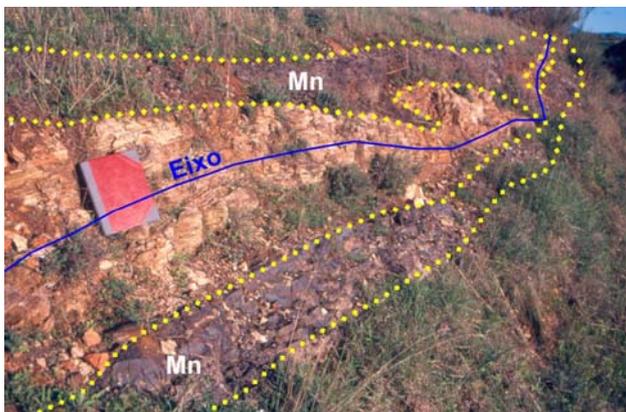


Fig. 2.12 – Aspecto do afloramento do quartzito impregnado com óxidos de Fe e Mn, na estrada S. Romão – Juromenha. Observam-se os flancos de uma dobra isoclinal com plano axial N35°W,40°NE. Como caso particular esta rocha apresenta granada (Espessartite –  $Mn_3Al_2Si_2O_{12}$ ) devido ao metamorfismo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

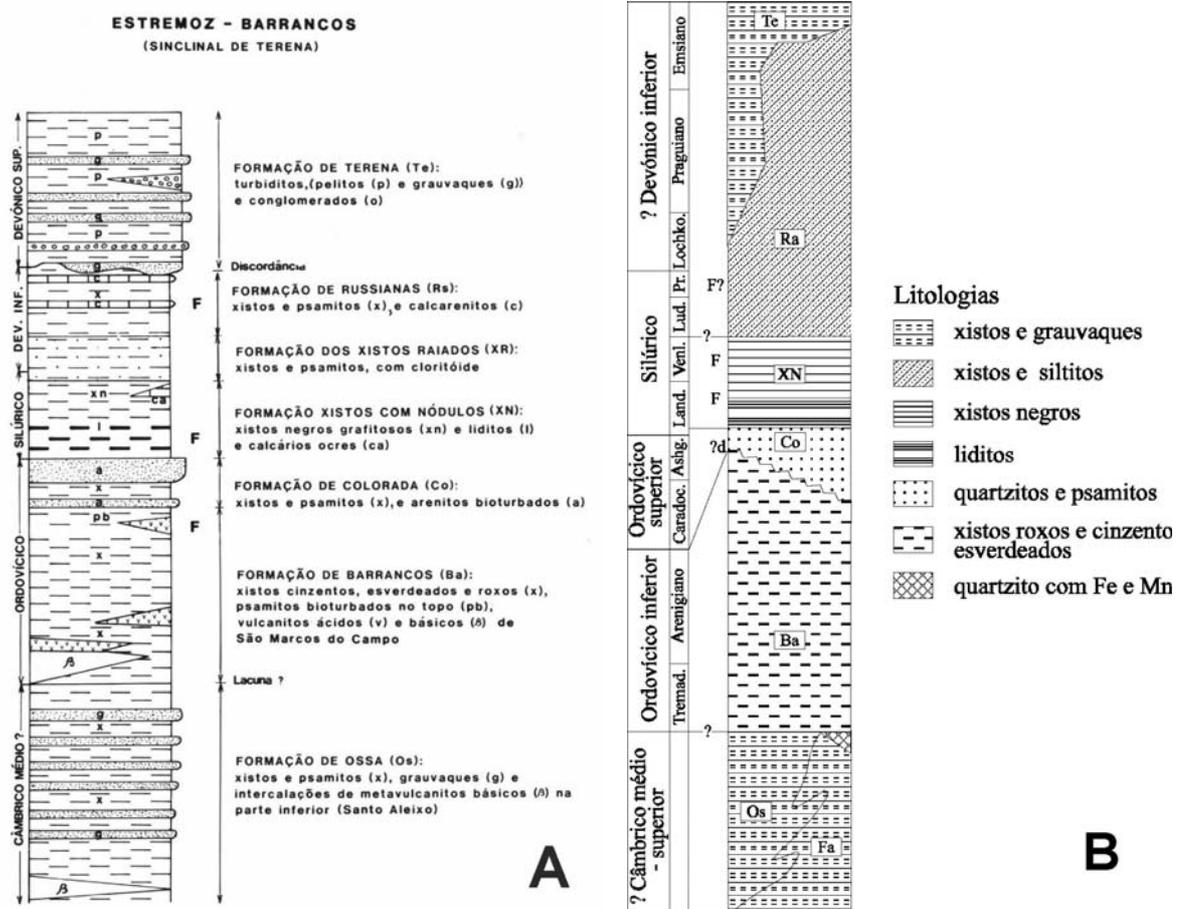


Fig. 2.14 – Sequências estratigráficas do Paleozóico do sector de Estremoz – Barrancos (A – segundo Oliveira *et al.*, 1991 e B – segundo Piçarra, 2000).

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 disrupção dos níveis centimétricos mais competentes por estiramento paralelo aos estratos sedimentares no seio de uma matriz pelítica escura (xisto negro).

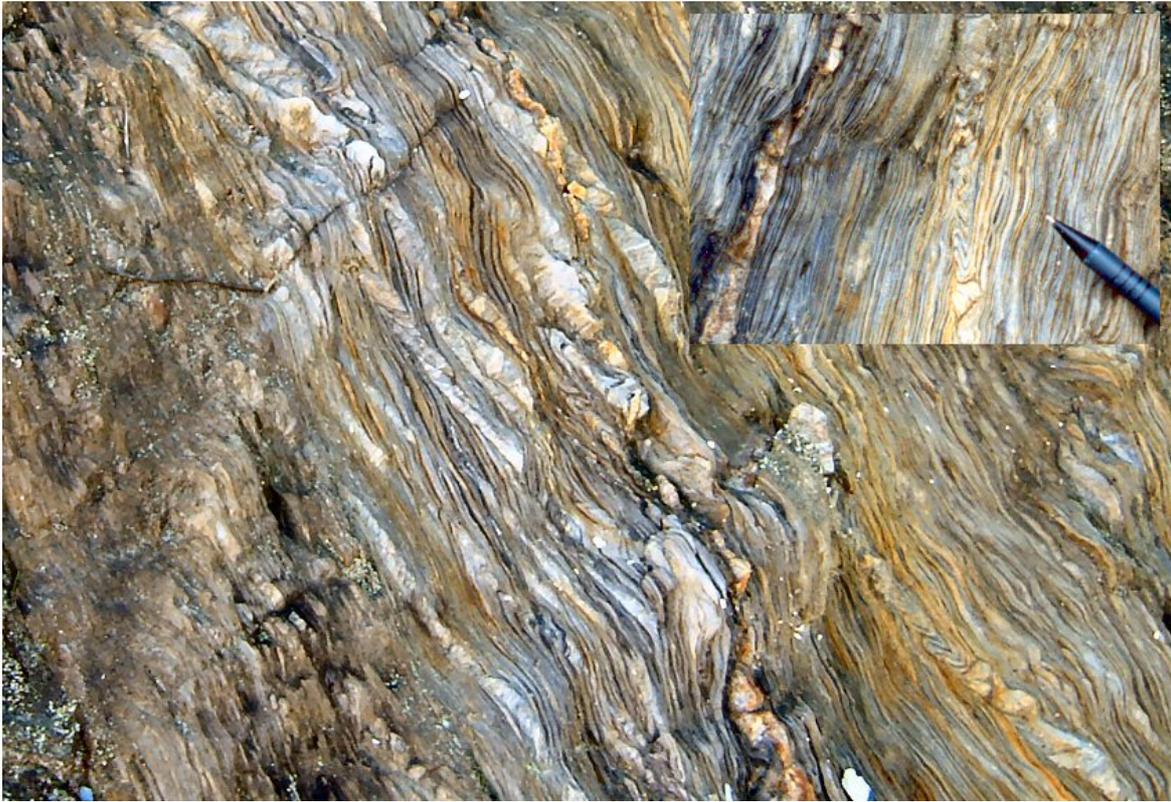


Fig. 2.15 – Aspecto da alternância milimétrica de leitos pelíticos da Formação de Ossa na EN 373, entre Redondo e Alandroal.

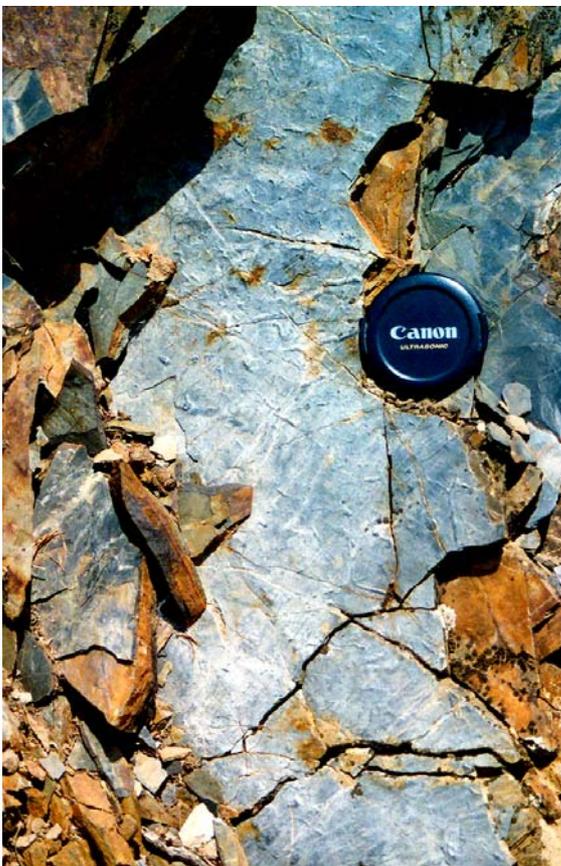


Fig. 2.16 – Aspecto dos “Xistos com Phyllocytes”. A presença constante de icnofósseis caracteriza a parte superior da Formação de Barrancos que, na região de Barrancos, toma a designação particular de “Xistos com Phyllocytes”. Pedreira do Mestre André, na EN 258, estrada de Barrancos para Encinasola, 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 reconhecida<sup>3</sup>, 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

---

<sup>3</sup> 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 fase<sup>4</sup> 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

---

<sup>4</sup> 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).

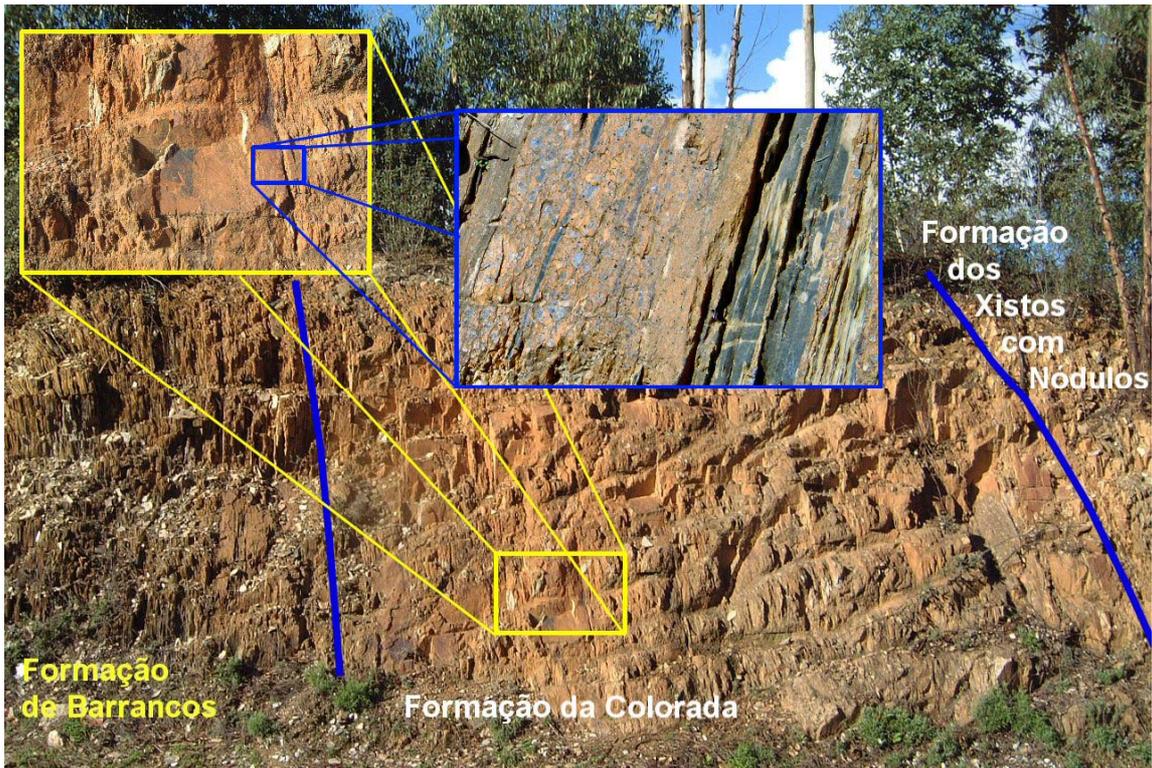


Fig. 2.17 – Flanco ocidental do sinclinal de Terena. Da esquerda para a direita (SW para NE), passagem da Formação de Barrancos à Formação da Colorada e à Formação dos Xistos com Nódulos. No pormenor ao centro pode-se observar “*graded bedding*” nos níveis conglomeráticos, com base para sudoeste. EN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

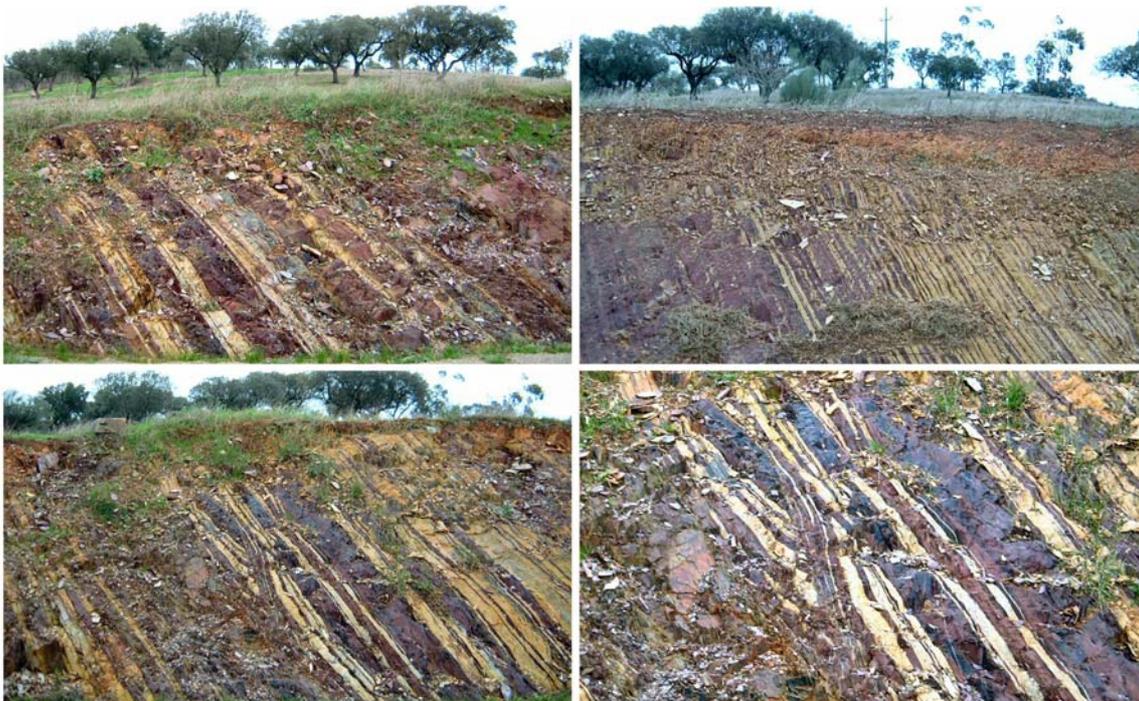


Fig. 2.18 – Vários aspectos da Formação das Hortinhas (=Formação dos Xistos Raiados). Em baixo à direita podem-se observar truncaturas nos estratos que indiciam a presença de escorregamentos gravíticos sinsedimentares. Estrada municipal Terena – Hortinhas, junto a esta última povoação.

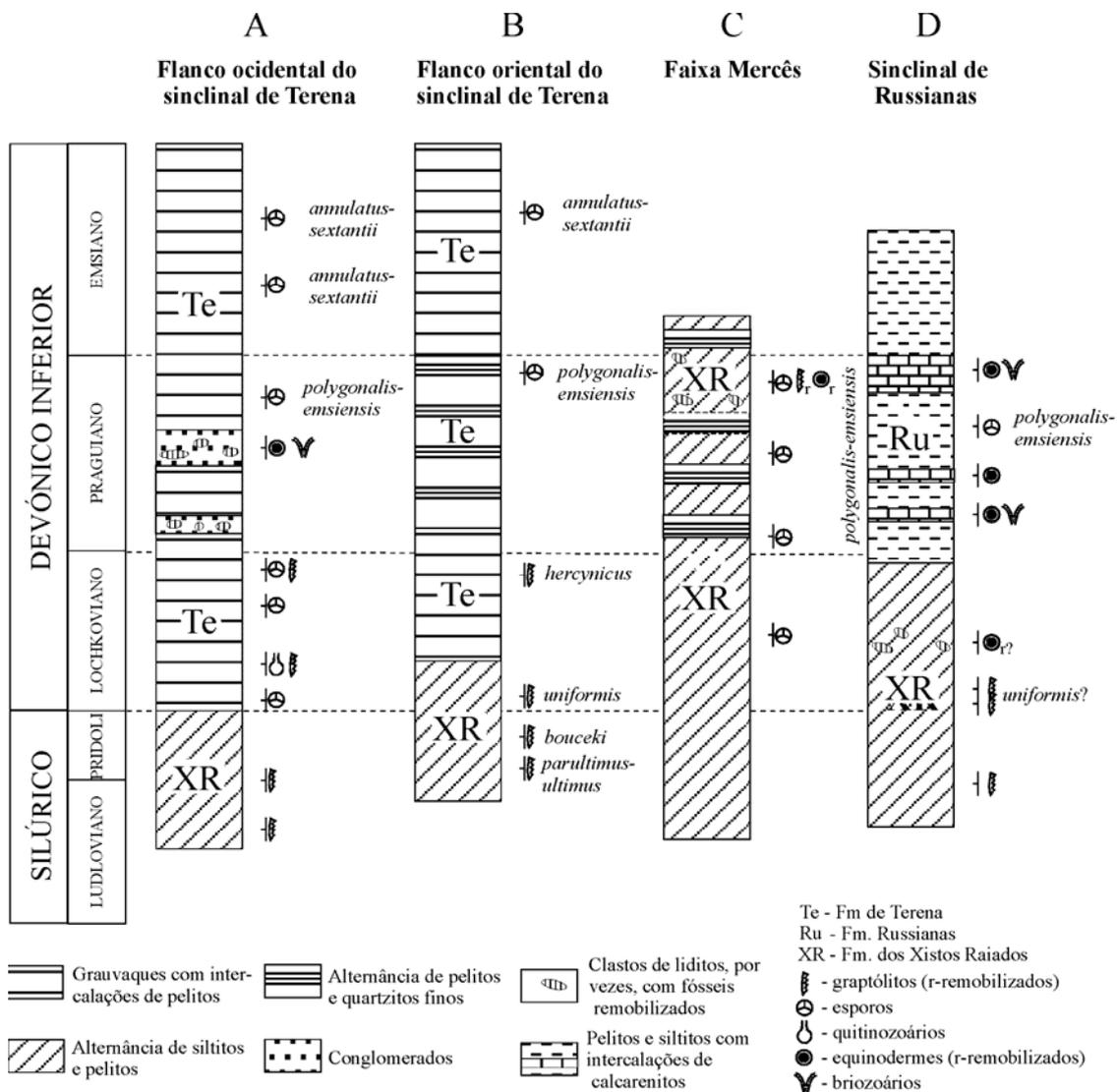


Fig. 2.19 – Colunas estratigráficas esquemáticas das Formações dos Xistos Raiados, Russianas (ou Formação Monte das Russianas) e Terena, nas principais estruturas geológicas da região de Barrancos – Granja. In: Piçarra (2000).

### 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 Câmbrio 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

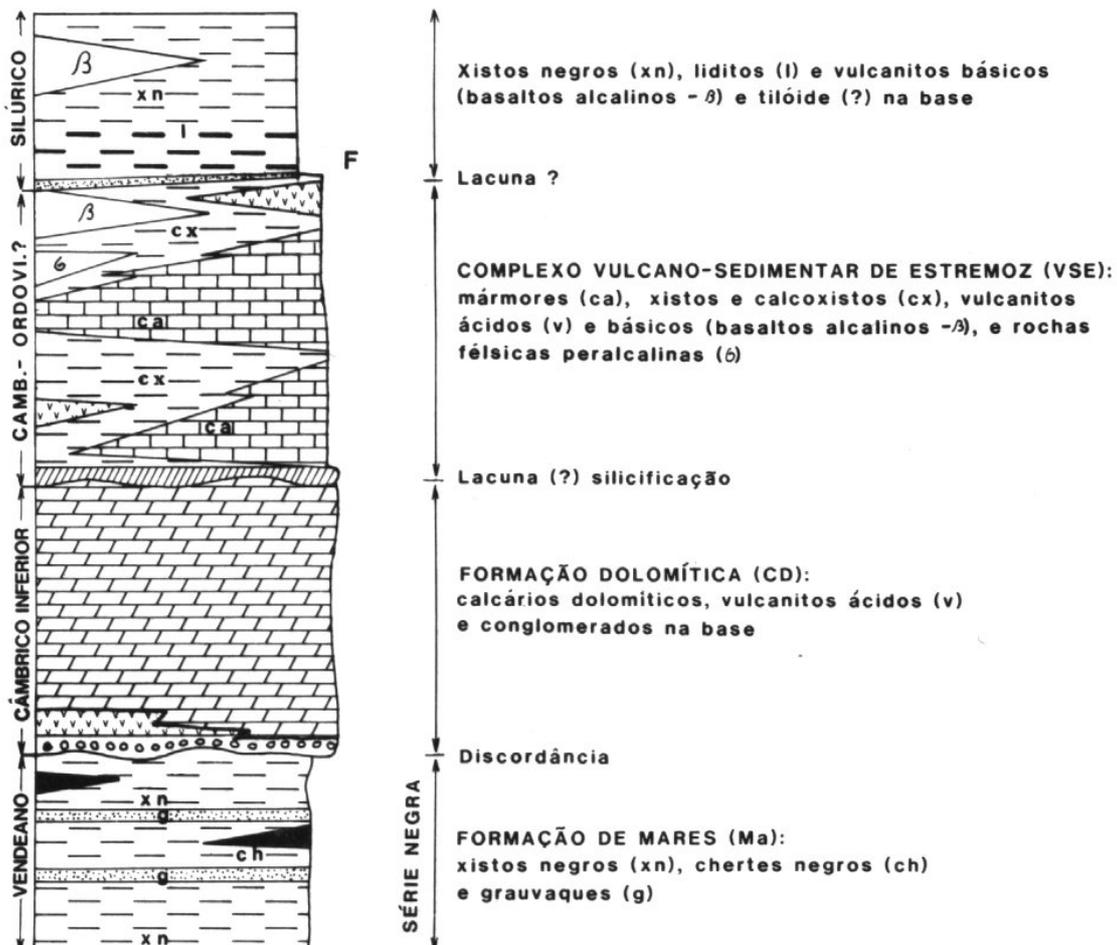


Fig. 2.20 – Coluna litoestratigráfica do anticlinal de Estremoz, *in*: Oliveira *et al.*, (1991).

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 ambas<sup>5</sup>. 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 conseqüente 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

---

<sup>5</sup> <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 média<sup>6</sup> das litologias texturalmente mais finas<sup>7</sup> (dolomitos *l.s.*). Pelo contrário, situa-se francamente dentro do que é designado por Formação Dolomítica<sup>8</sup>.

---

<sup>6</sup> Mármore do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz.

<sup>7</sup> Formação Dolomítica.

<sup>8</sup> 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 homogéneo (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 pirite<sup>9</sup> 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 frequentemente<sup>10</sup> excelentes pseudomorfoses de pirite em óxidos/hidróxidos de Fe e/ou Mn<sup>11</sup>, 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.

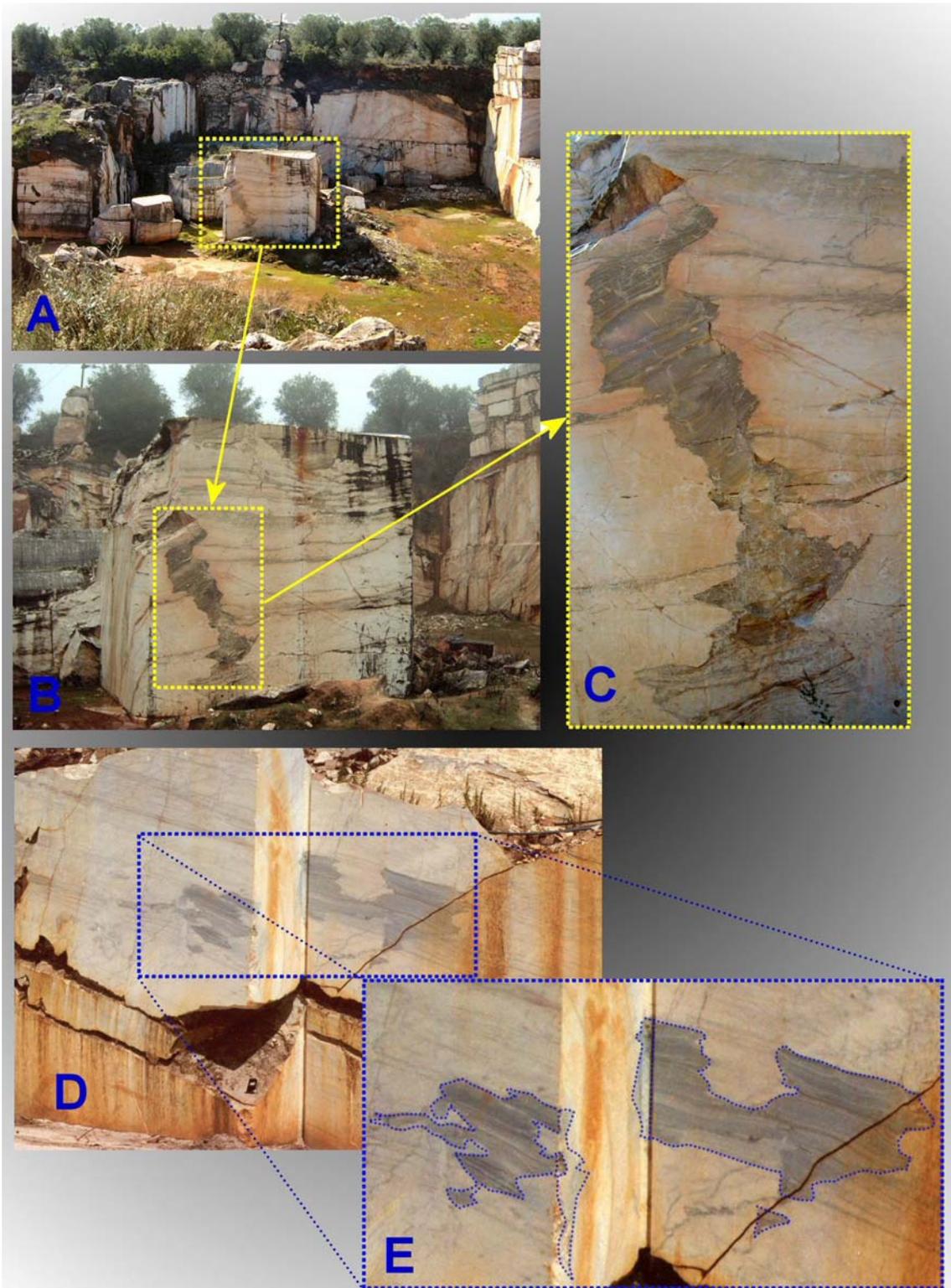


Fig. 2.21 – Aspectos morfológicos indicadores de um paleocarro desenvolvido antes da actuação de fases de deformação compressivas do ciclo varisco. A análise microestrutural dos materiais que preenchem as cavidades cársicas revela-se idêntica à das litologias encaixantes. Duas pedreiras entre o lugar 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.

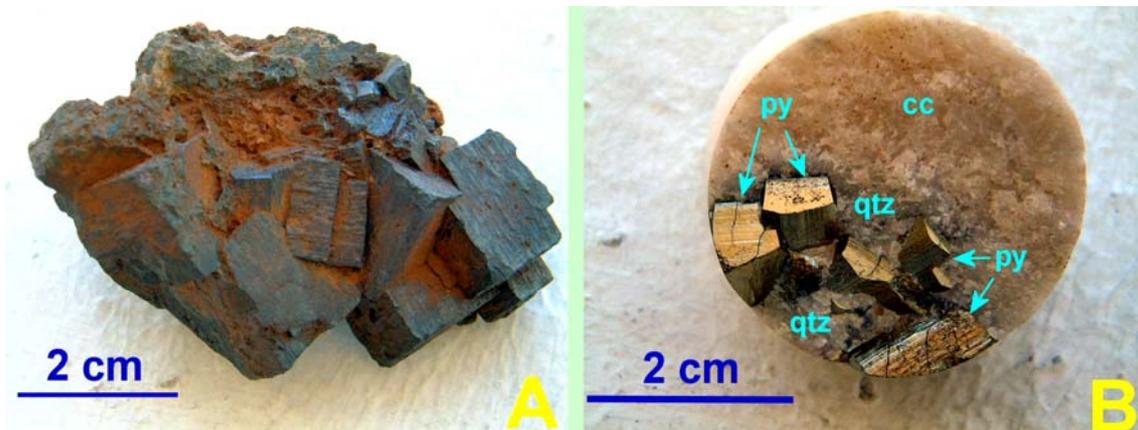


Fig. 2.22 – Dois aspectos de minerais euédricos que se encontram no “horizonte silicioso”. A – aspecto encontrado à superfície e que corresponde a pseudomorfose de pirite transformada em óxidos de Fe e Mn, atente-se na perfeição da substituição que preserva as faces estriadas tão características dos 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.

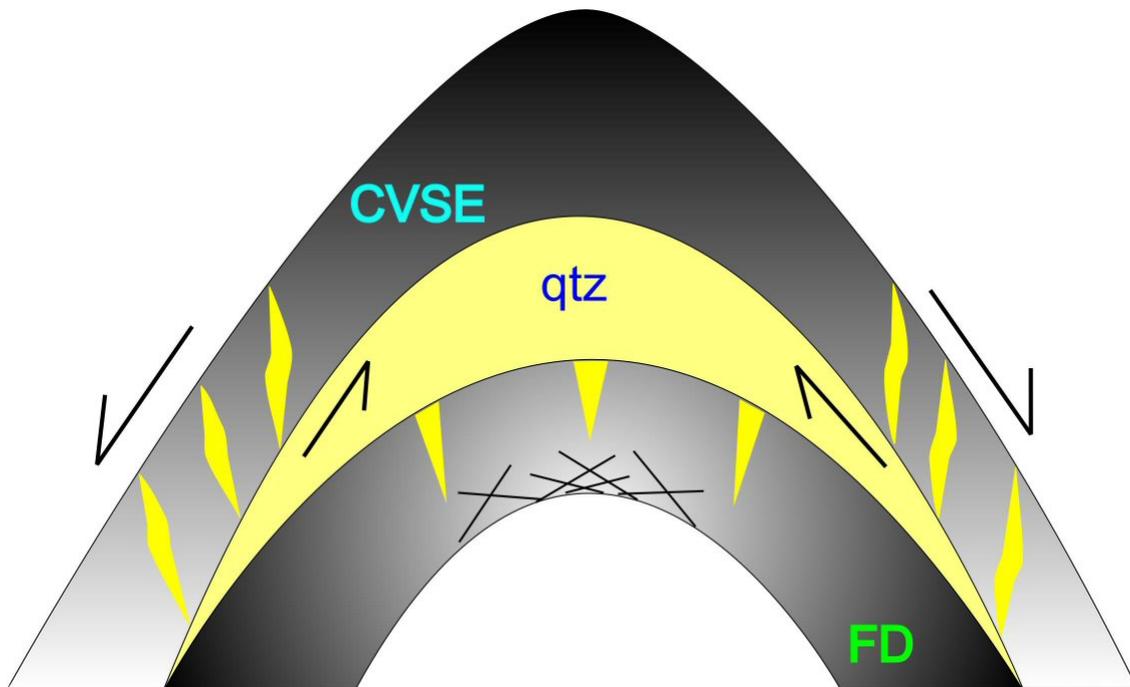


Fig. 2.23 – Representação esquemática da deposição de quartzo em fendas de tracção e espaços inter-estratos originados por contrastes reológicos entre camadas de mármore dolomítico (FD) e calcítico adjacentes (CVSE). qtz – quartzo.

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-ferruginosos<sup>12</sup>.
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

---

<sup>12</sup> 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.

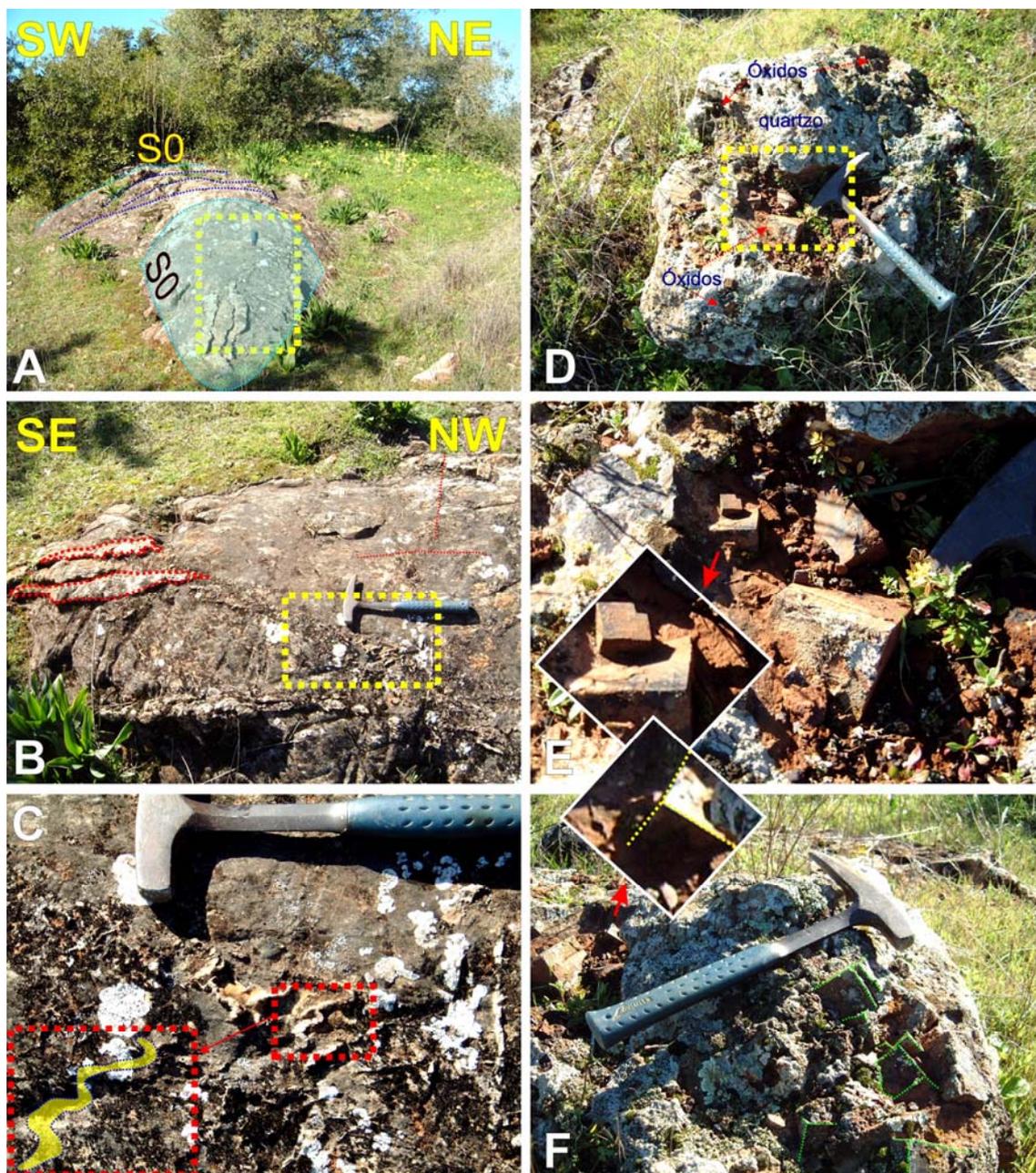


Fig. 2.24 – Vários aspectos do horizonte silicioso em afloramento cerca de 50 metros a SE do v.g. Torre 2. Este afloramento situa-se precisamente sobre a superfície axial de primeira ordem do anticlinal de Estremoz e é um dos raros locais onde ainda é possível encontrar *in situ* as pseudomorfoses de 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  $20^\circ$  para  $S30^\circ E$ . 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 sondagens<sup>13</sup> 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).

---

<sup>13</sup> 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).

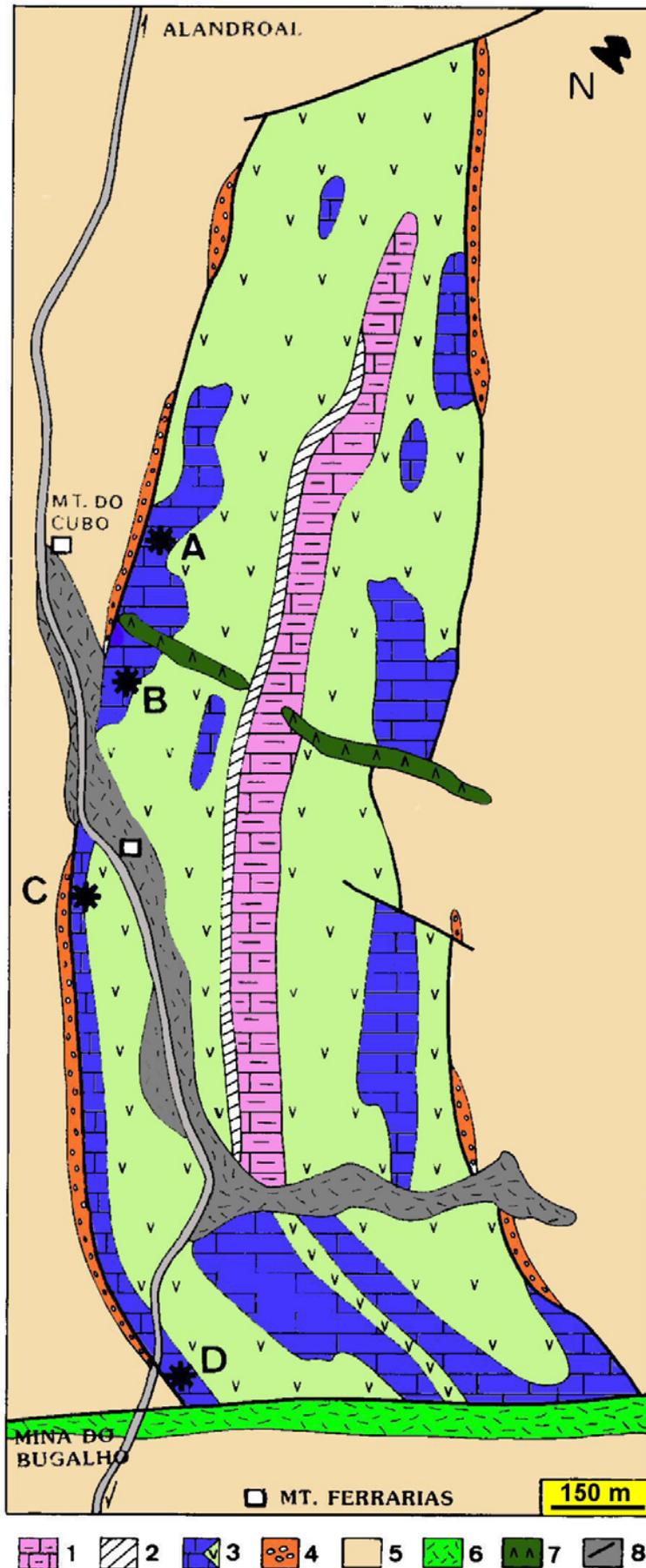


Fig. 2.25 – Mapa geológico da estrutura de Ferrarias, com a localização das principais jazidas de crinóides (A a D). Adaptada de Piçarra & Le Menn (1994).

- 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 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.



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.

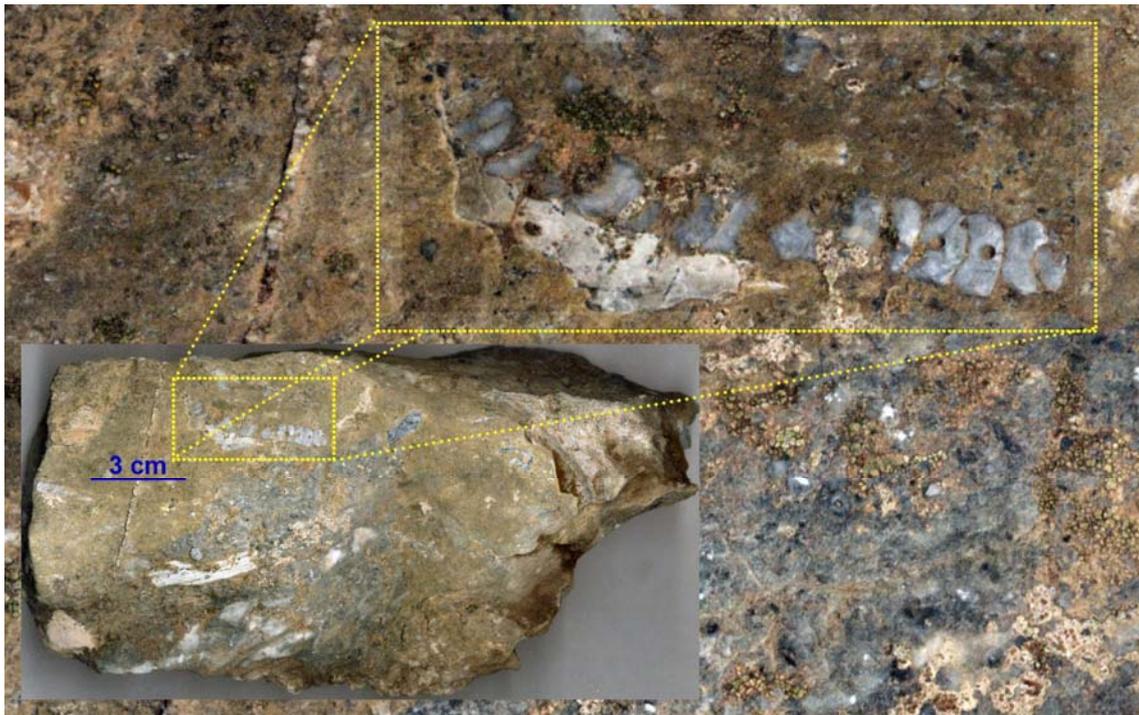


Fig. 2.28 – Pormenor do calcário com crinóides. Esta amostra representa o exemplar mais completo que até agora encontrámos. Ainda assim e devido à intensa recristalização que sofreu, não foi possível uma classificação rigorosa sequer a nível do género (segundo Le Menn, comunicação oral de Piçarra), os 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).

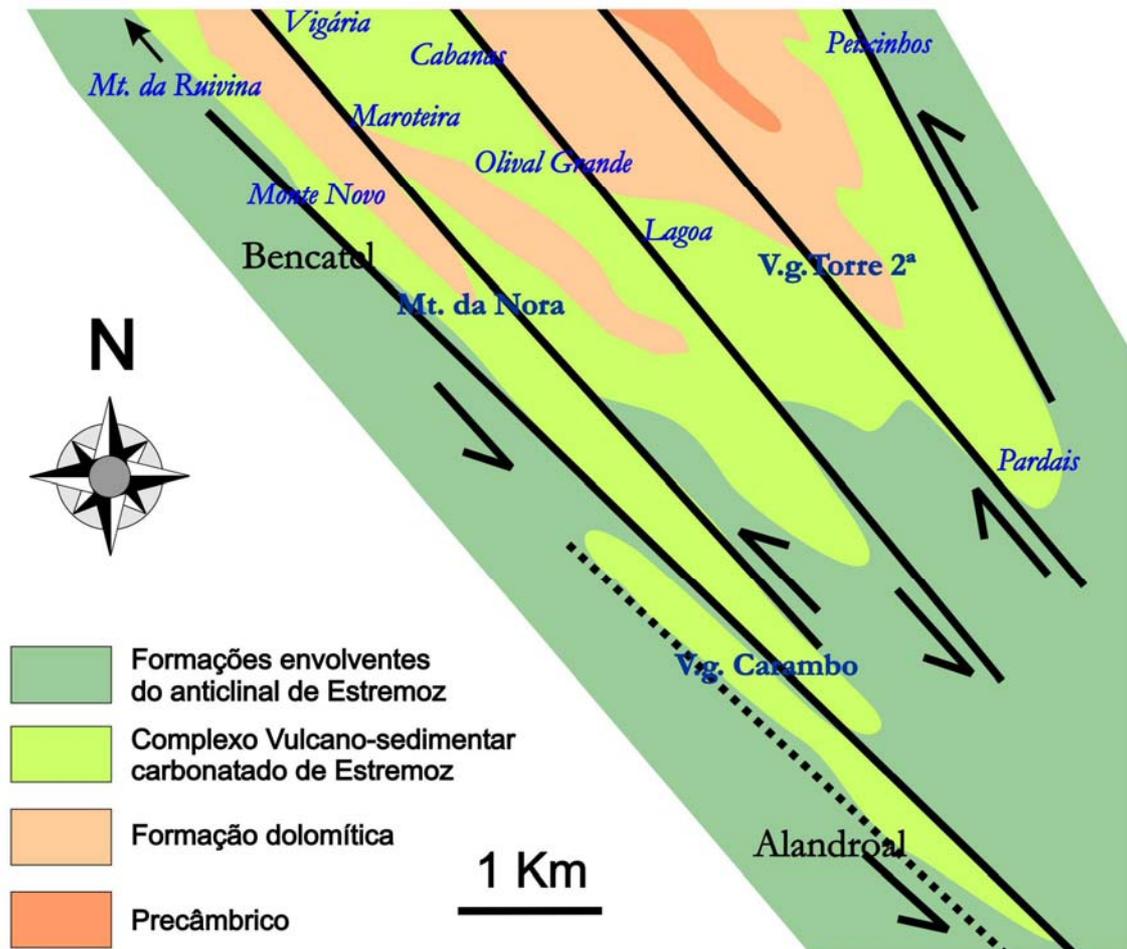


Fig. 2.30 – Representação esquemática dos principais cisalhamentos que controlam a disposição final das estruturas na terminação periclinal SE do anticlinal de Estremoz. Referenciam-se (a azul e em itálico) algumas designações locais que são referidas no texto no intuito de que auxiliar o leitor a situar-se espacialmente. Repare-se que o acidente a SW do v.g. Torre 2ª – Pardais, indica um sentido de movimento direito que se pode confirmar em várias pedreiras, este assunto voltará a ser alvo de discussão no capítulo 4.

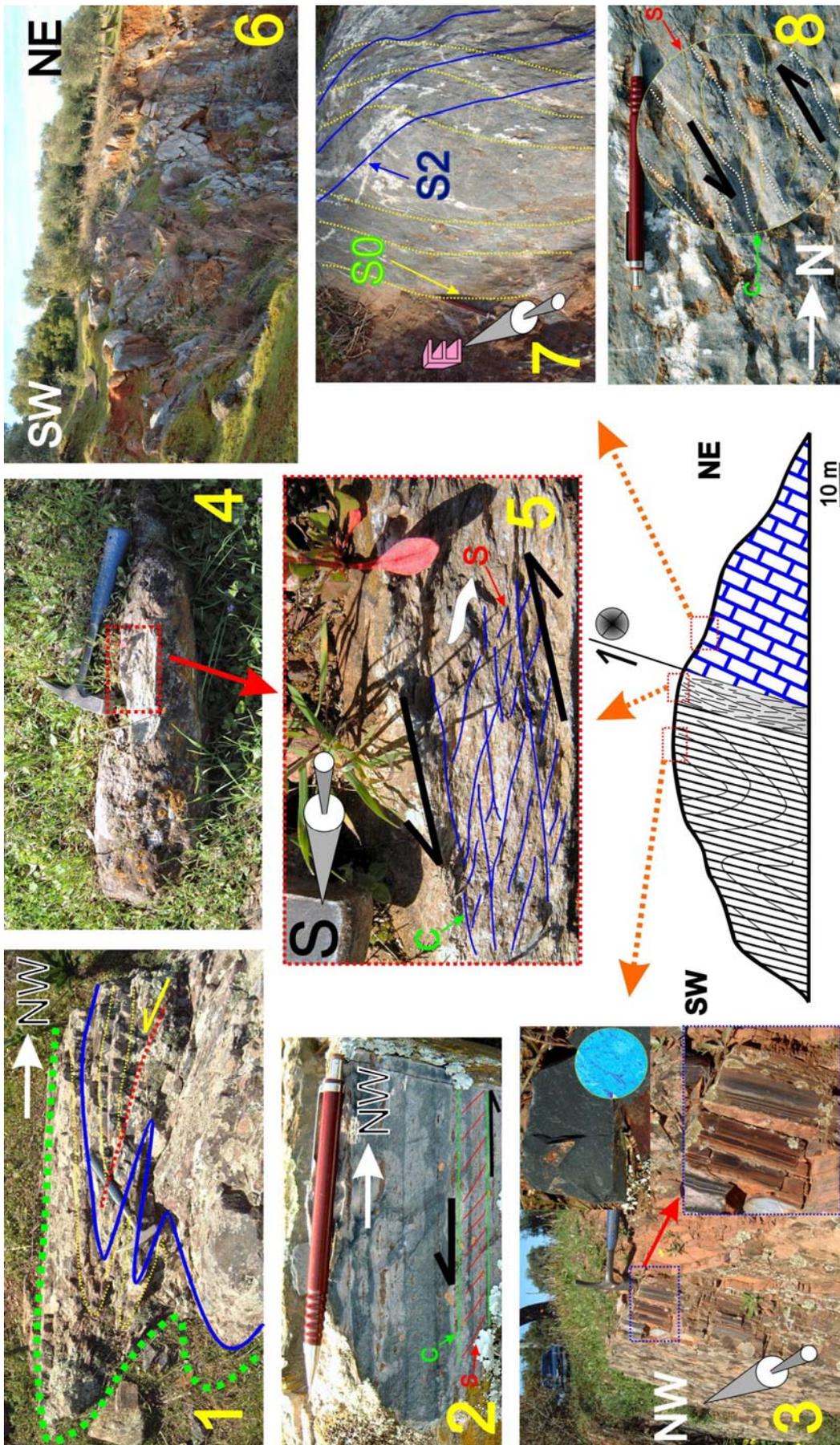


Fig. 2.31 – Representação de várias estruturas que se podem observar nas proximidades do vértice geodésico Carambo. Ao centro em baixo, corte geológico esquemático com a localização dos pontos figurados nas outras imagens. 1 – Dobramento desarmónico em lititos, estas dobras verticais com eixo  $70^\circ$ ,  $S45^\circ E$  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 lititos. 3 – Aspecto dos lititos 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).

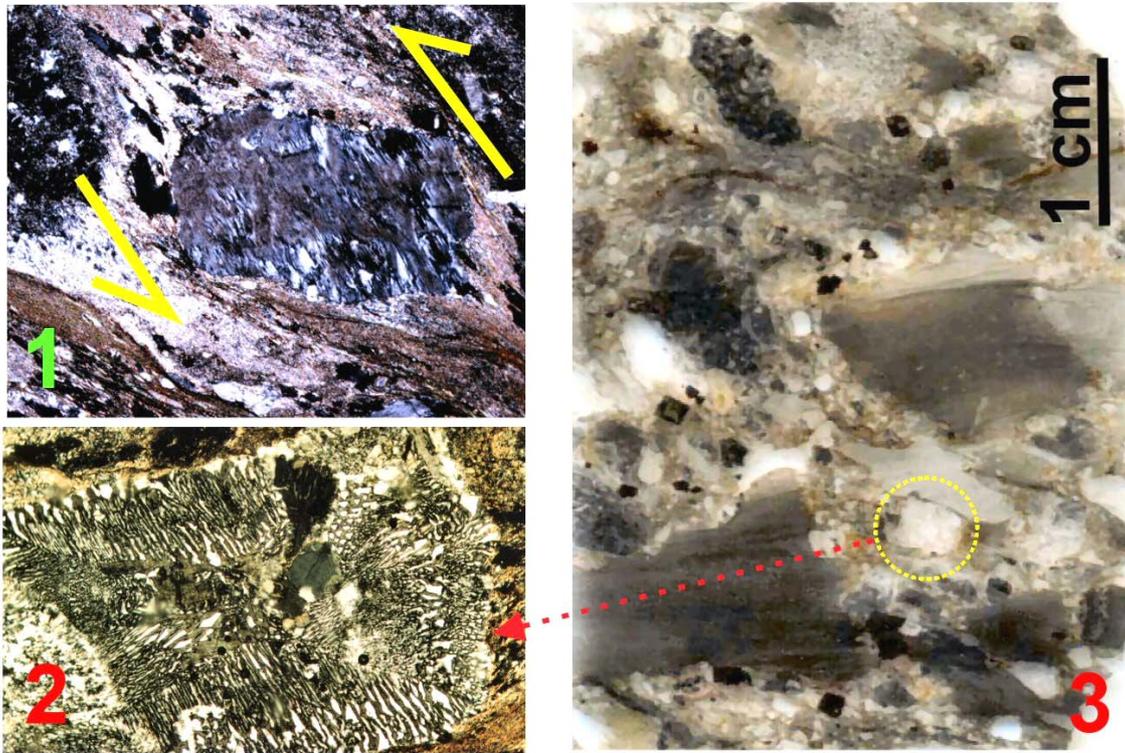


Fig. 2.32 – Observação microscópica de amostra retirada do afloramento ilustrado na Fig. 2.31-5. 1 – Clasto de metacherte rodado indicando movimento esquerdo. 2 – Cristal pós-cinemático de pertite de baixa temperatura. A presença destes cristais é um indicador que o processo de recristalização metamórfica 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, lidos 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 fossilíferos 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.

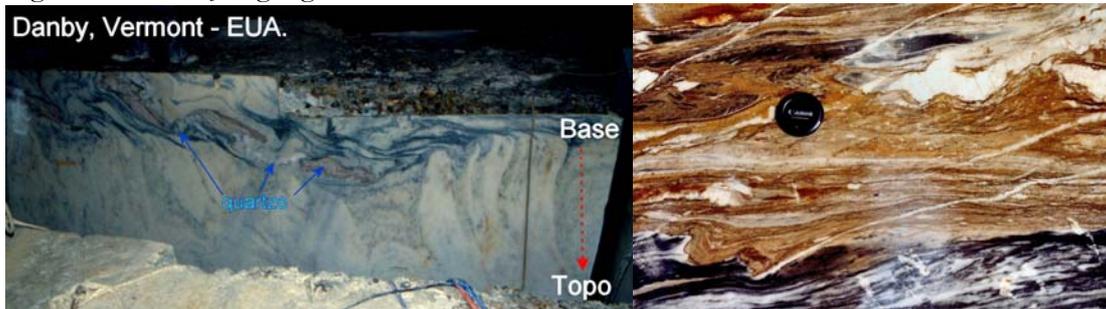


Fig. 2.34 – “Horizontes siliciosos”; à esquerda em Danby e à direita no anticlinal de Estremoz (Pedreira abandonada na região de Maroteira a NE de Bencatel). Em ambos os casos esta concentração em sílica, que se situa próxima do contacto Formação Dolomítica / mármore calcítico, está associada à ocorrência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

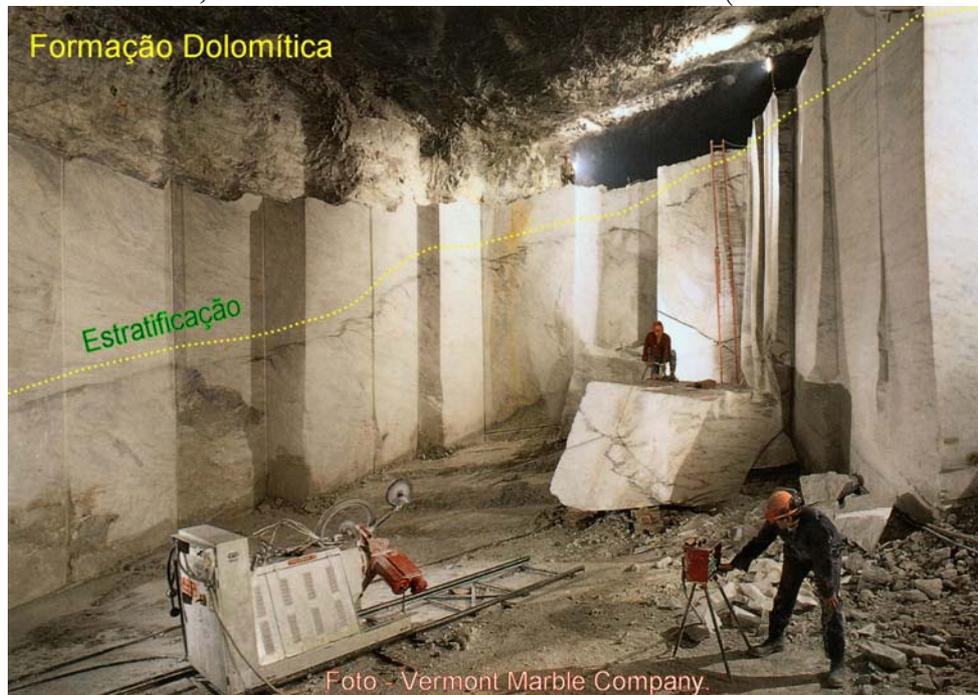


Fig. 2.35 – Foto ilustrativa da base dos mármore na estrutura em sinforma anticlinal de Danby. Repare-se como a estratificação está perfeitamente definida, permitindo a planificação da exploração sem qualquer problema. A Formação Dolomítica está representada no topo porque toda a sequência está invertida.

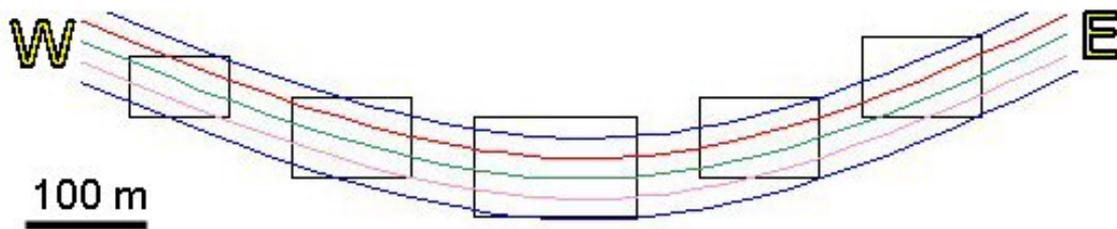


Fig. 2.36 – Estrutura em sinforma anticlinal aberto, representativo da simplicidade da estrutura dos mármore de Vermont.



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.

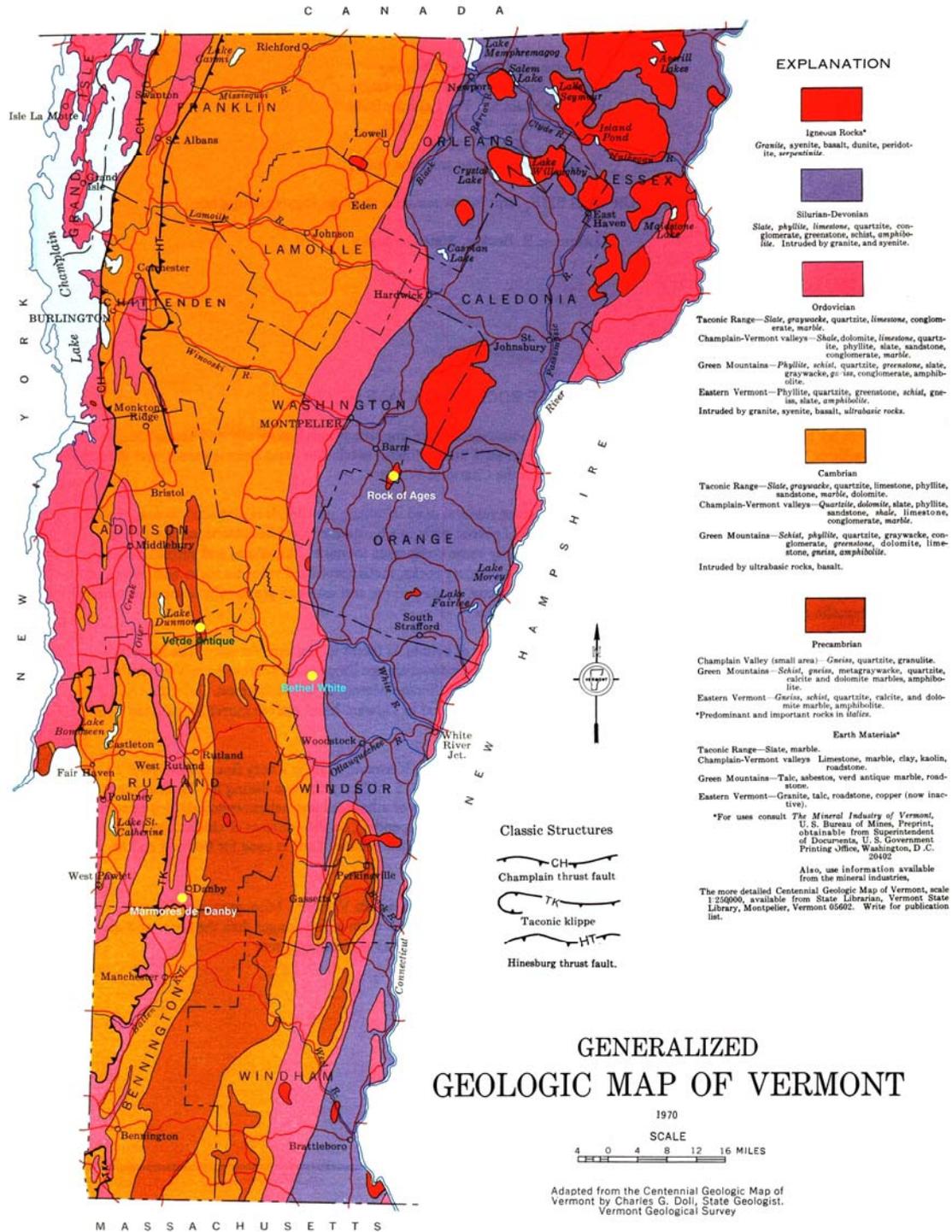


Fig. 2.38 – Mapa geológico esquemático de Vermont. Os pontos amarelos representam a localização de algumas pedreiras de rochas ornamentais. Estas são (de norte para sul): Rock of Ages (<http://www.rockofages.com/>) – provavelmente o maior centro de exploração de granitos ornamentais do Mundo, aqui se 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 – Serpentinolite 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).

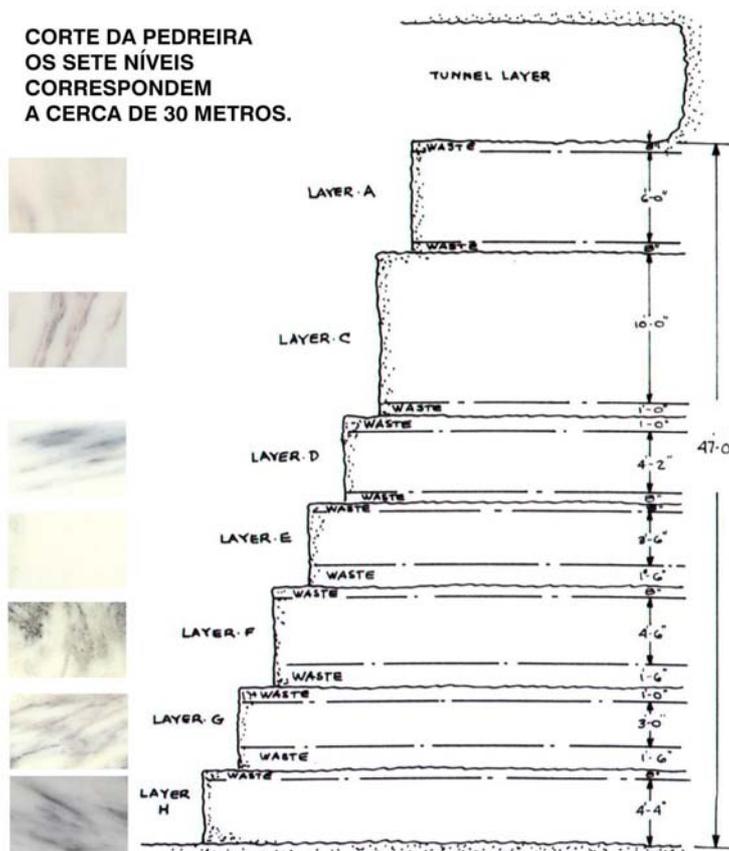


Fig. 2.39 – Coluna estratigráfica referente à sequência de mármore de Danby. A espessura da sequência carbonatada varia entre os 30 metros representados na figura e 70 metros. Esta variação na espessura é justificada por variações laterais de fácies mas não por motivos tectônicos. À esquerda na figura 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 precâmbricas. 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*.

A correlação tectonoestratigráfica entre as sequências de Danby e Estremoz merece ser devidamente investigada<sup>14</sup>, 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)

---

<sup>14</sup> 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.

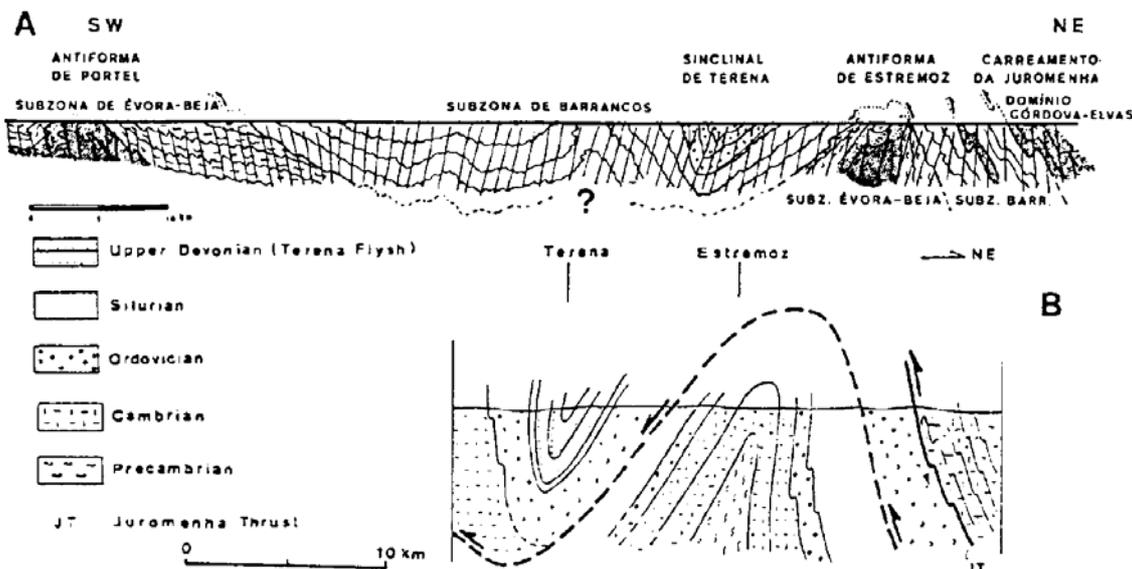


Fig. 2.41 - Interpretação do anticlinal de Estremoz como uma janela de um carreamento, proposto por: A – Araújo (1989,1995), B – Silva *et al.* (1994).

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 Estremoz<sup>15</sup>

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

<sup>15</sup> 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).

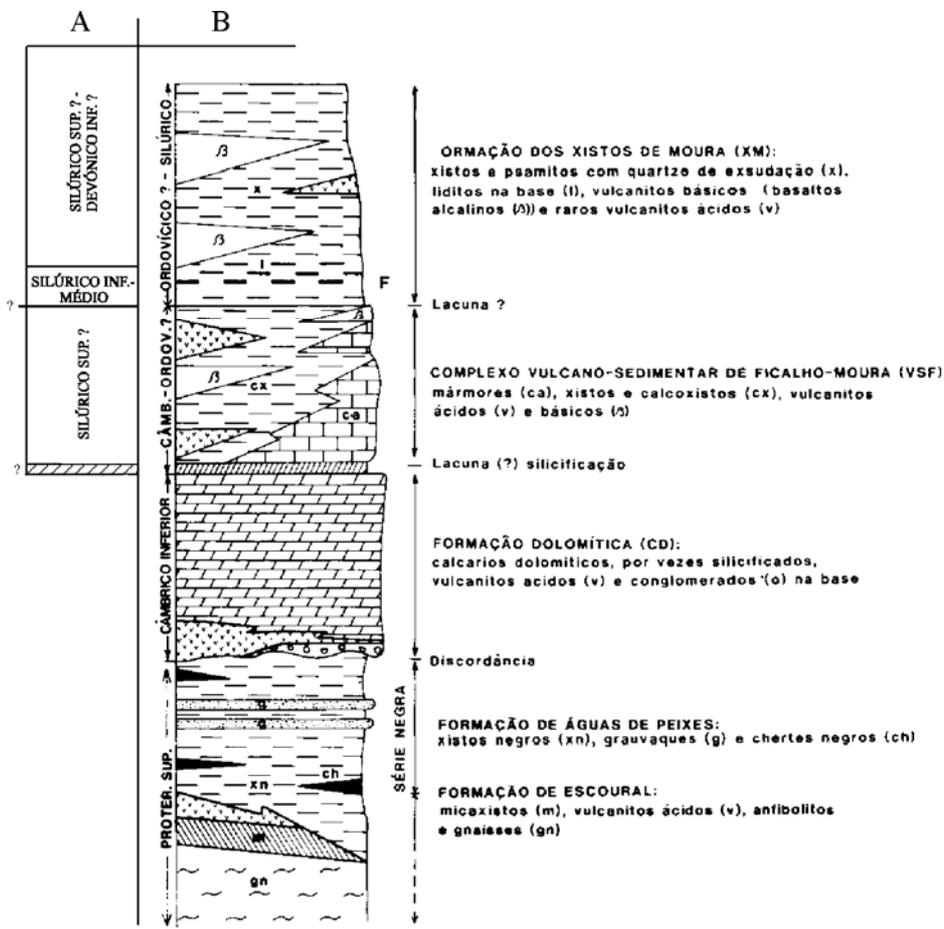


Fig. 2.43 – Sequência estratigráfica simplificada do sector de Montemor – Ficalho (coluna B; segundo Oliveira *et al.*, 1991) e as idades propostas por Piçarra (2000). *In*: Piçarra (2000).

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)<sup>16</sup>.

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 Serpa<sup>17</sup>, Viana do Alentejo<sup>18</sup> e Escoural<sup>19</sup>. 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 m<sup>3</sup>) (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).

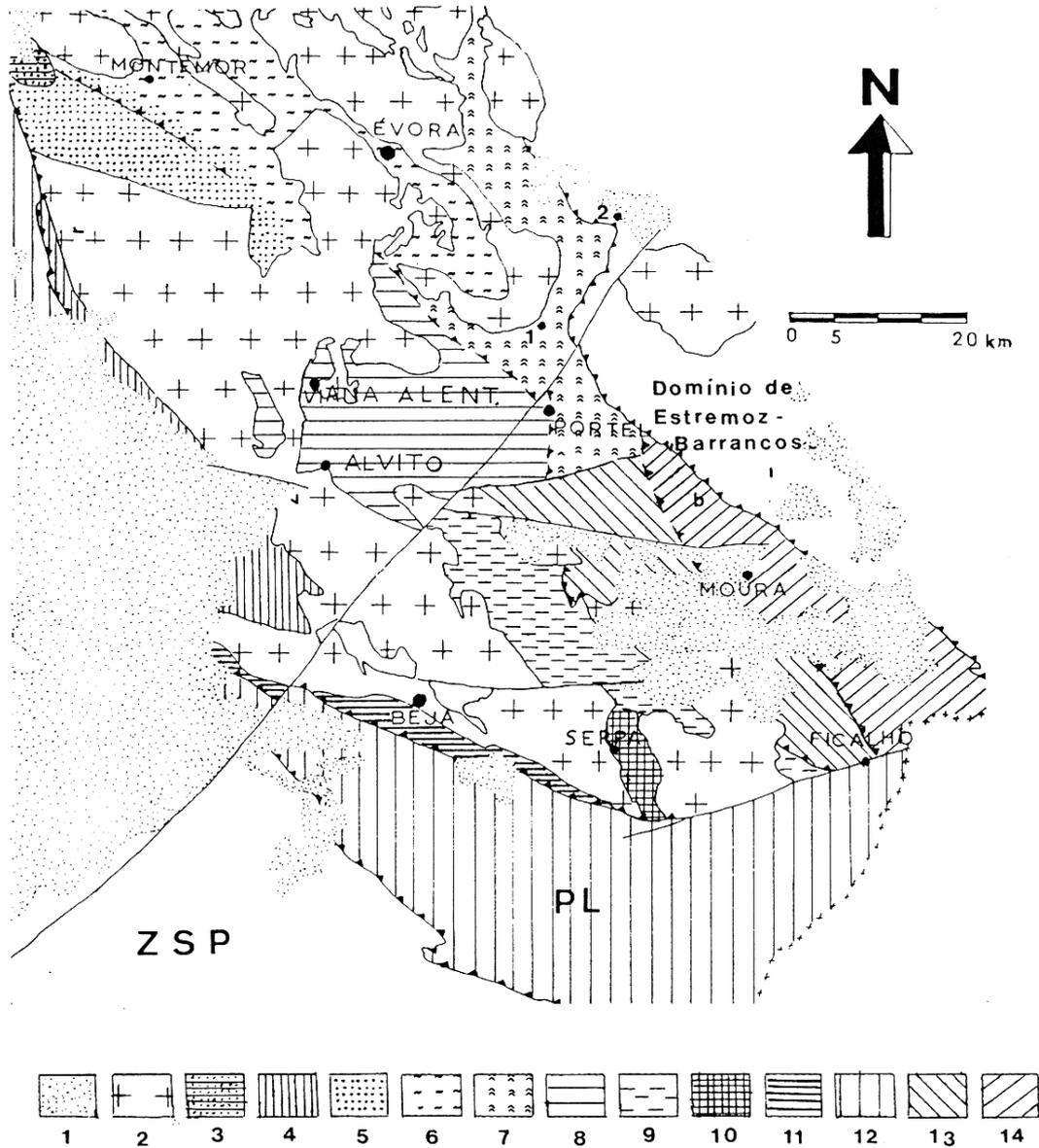


Fig. 2.44 – Mapa esquemático do Domínio de Évora – Beja, subdividido por sectores e regiões: 1 – Terciário; 2 – Maciços intrusivos indiferenciados; 3 – Sinclinal de Cabrela; 4 – Sub-sector de Santa Susana – Odiveiras; 5 – Região de Montemor – Escoural; 6 – Migmatitos; 7 – Região de Évora – Monte Trigo (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 Alentejo<sup>20</sup> 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).

---

<sup>20</sup> 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).

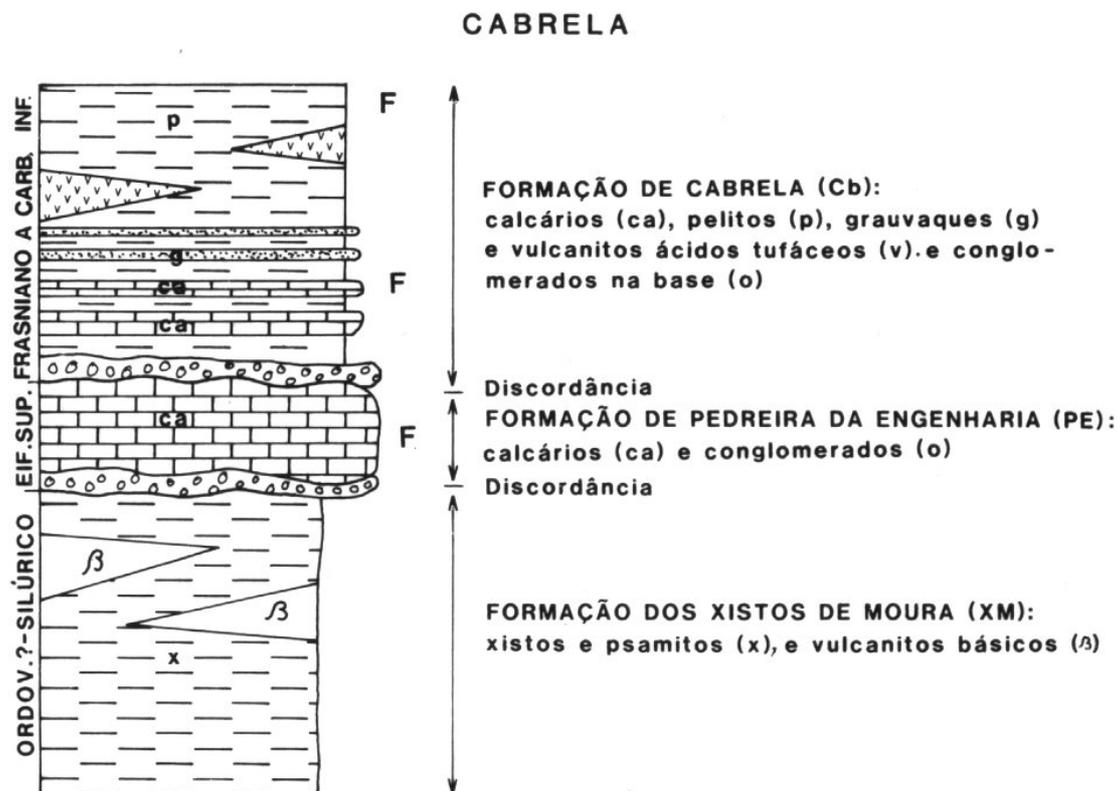


Fig. 2.45 – Sequência estratigráfica do sinclinal de Cabrela (retirado de Oliveira *et al.*, 1991).

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).

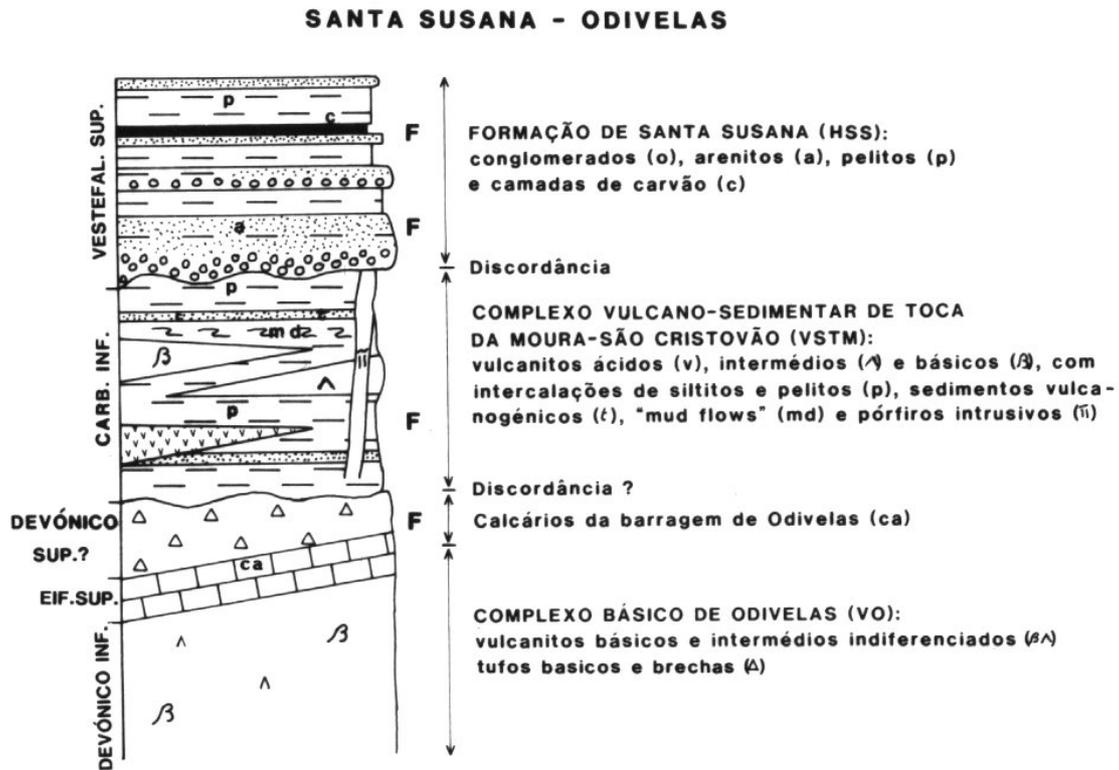


Fig. 2.46 – Sequência estratigráfica do sub-sector de Santa Susana – Odivelas (segundo Oliveira *et al.*, 1991).

### 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).

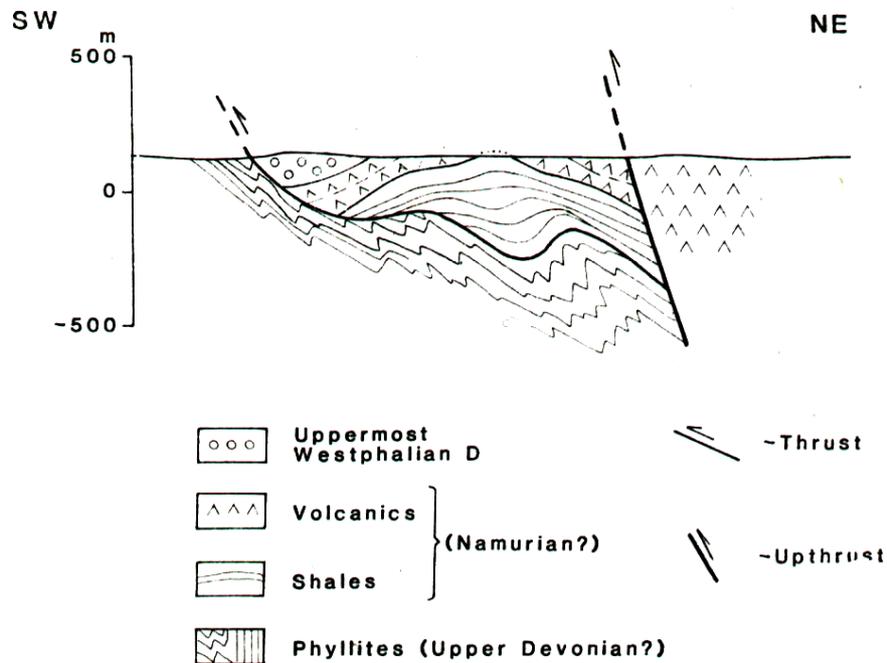


Fig. 2.47 – Estrutura da Bacia de Santa Susana. Adaptado de Gonçalves, *in* Domingos *et al.*, (1983).

### 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-Frasniano<sup>21</sup>). 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. Sobre põe-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) (Cavalgamento de Ferreira – Ficalho). A xistosidade nos xistos é anterior ao cavalgamento, no entanto tanto o plano de cavalgamento como a estratificação das camadas do bloco superior estão dobradas por dobras

---

<sup>21</sup> 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.

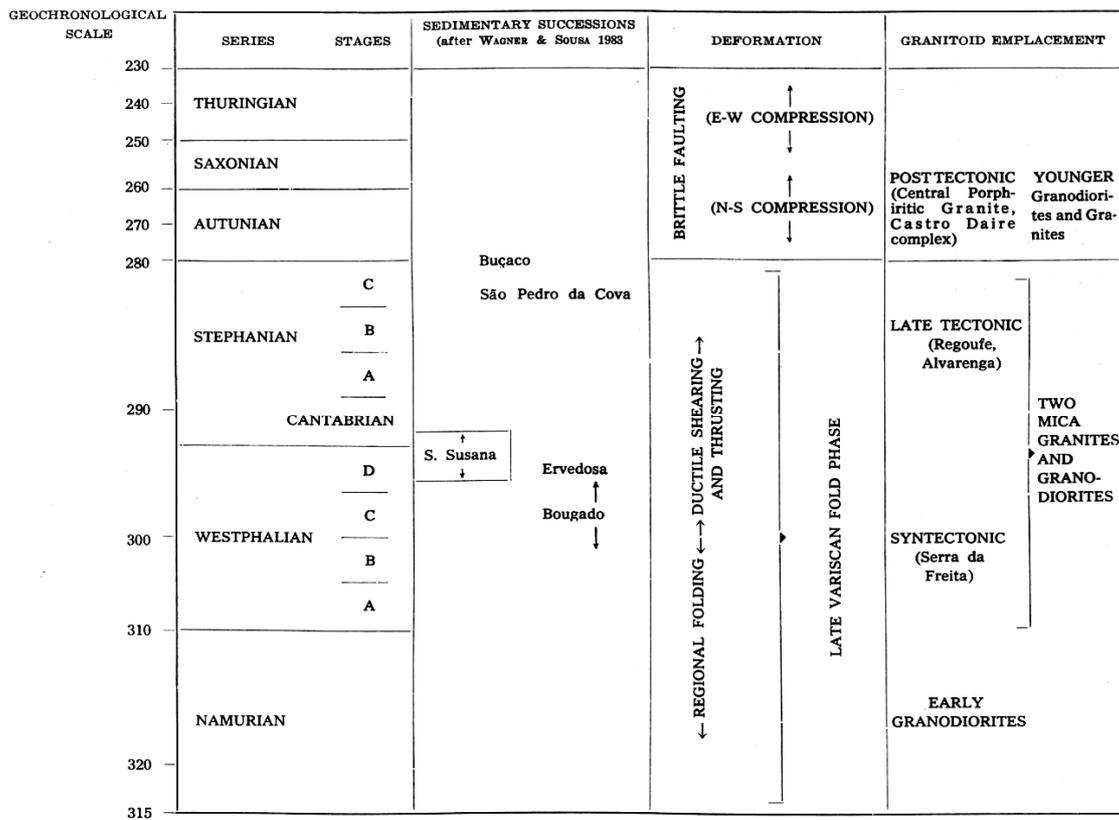


Fig. 2.48 – Relações entre as seqüências sedimentares vestefalianas e estefanianas, deformação e implantação de granitóides no norte e centro de Portugal. Adaptado de Domingos *et al.*, (1983).

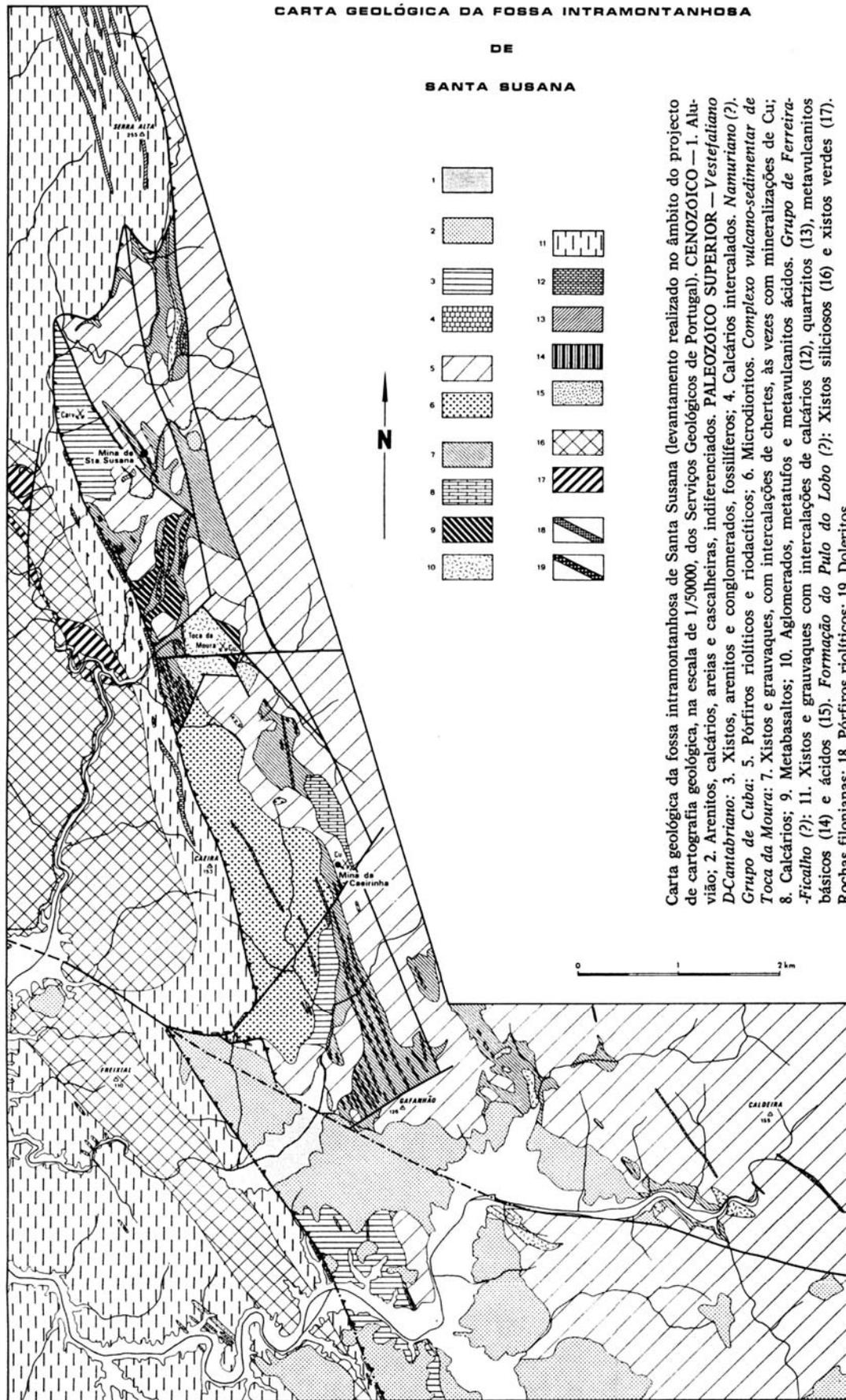


Fig. 2.49— Carta geológica da fossa intra montanhosa de Santa Susana. Adaptado de Gonçalves (1984).

### 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 (pórfiros<sup>22</sup>) que ocupam uma vasta área neste sector meridional da Zona de Ossa – Morena. O mesmo autor, afirma a existência de um mesmo Complexo

---

<sup>22</sup> 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.

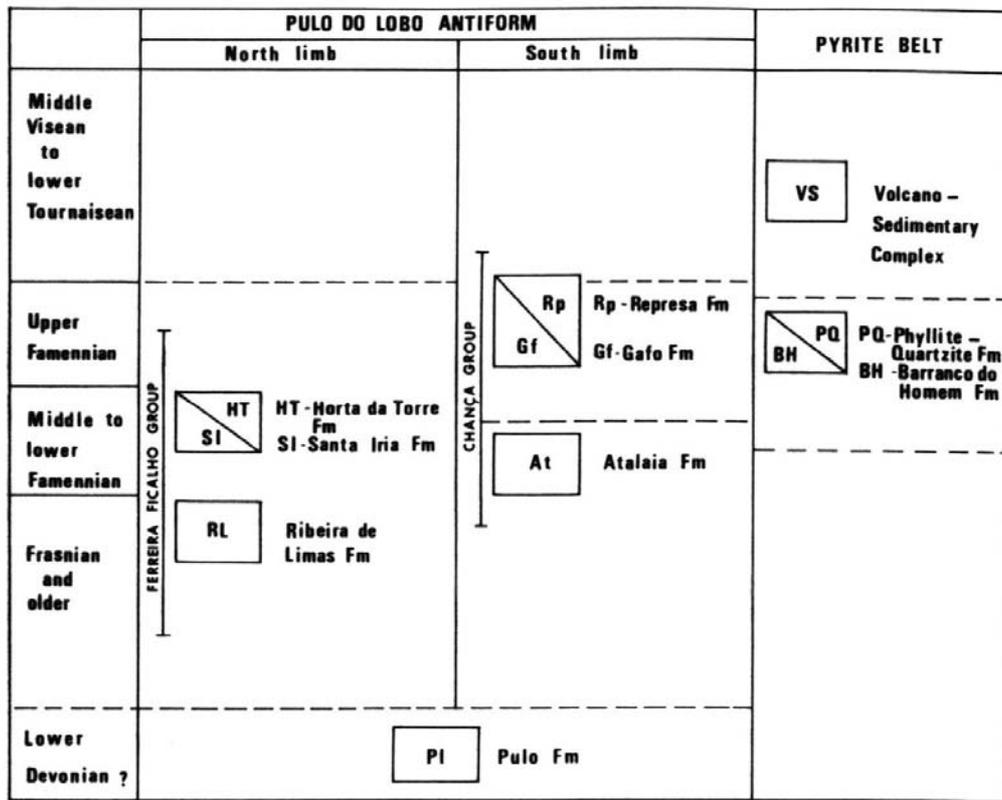


Fig. 2.50 – Estratigrafia da Zona Sul – Portuguesa. Adaptado de Oliveira *et al.*, (1992).



### **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 Iapetus<sup>1</sup> 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:

---

<sup>1</sup> 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).

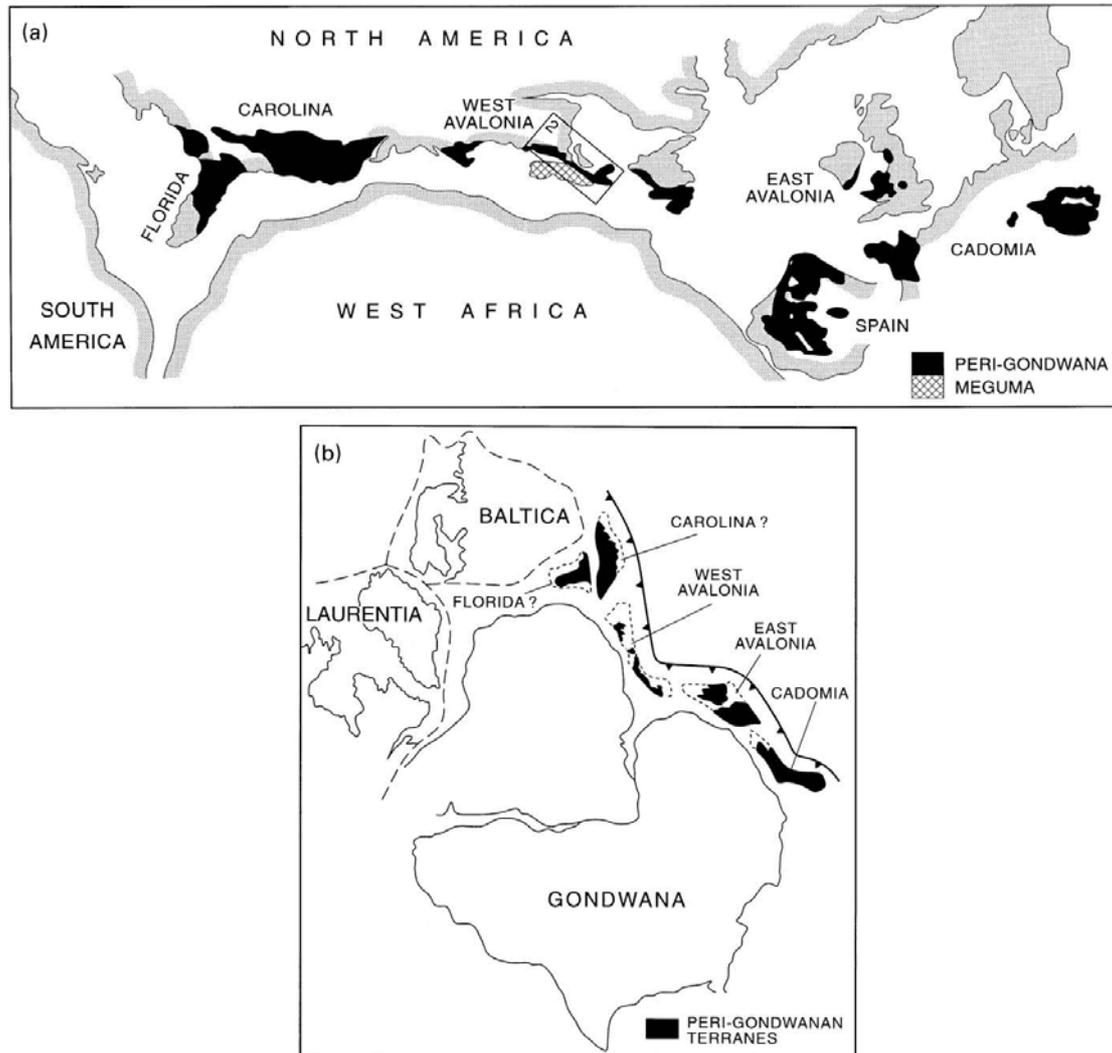


Fig. 3.1 – (a) Mapa dos contornos continentais mostrando a distribuição dos terrenos peri-Gondwânicos Neoproterozóicos antes da deriva mesozóica. Adaptado de Murphy *et al.*, (2001), segundo Strachan & Taylor (1990). (b) Distribuição proposta para os terrenos peri-Gondwânicos Neoproterozóicos (Nance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

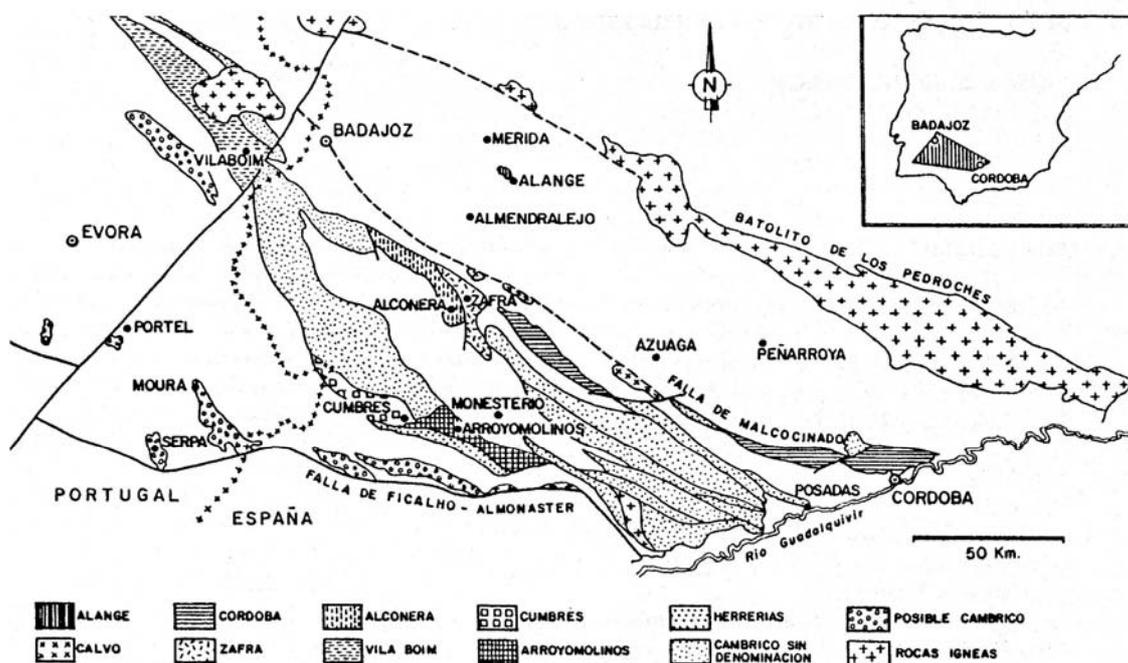


Fig. 3.2 – Distribuição geográfica das principais Unidades Tectonosedimentares do Câmbrico da Zona de Ossa – Morena. Adaptada de Liñan, 1984 e Liñan & Quesada, 1990 in: Perejón, E. & Moreno-Eiris, E. (1992).

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 pôs 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.

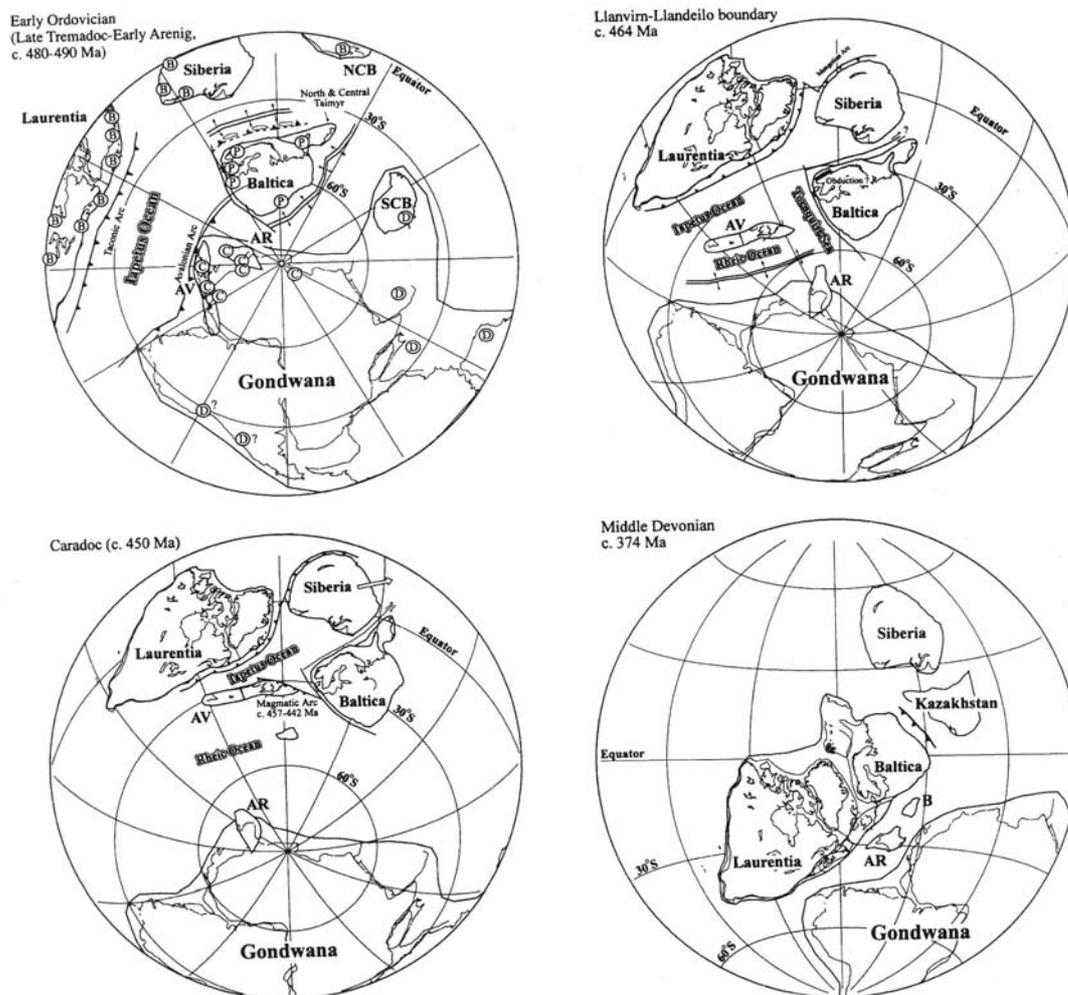


Fig. 3.3 – Reconstruções paleogeográficas ilustrando a acreção paleozóica de terrenos. AR – Maciços variscos europeus (Armorica, Ibéria e Boémia); AV – Terreno de Avalonia; B – Terreno da Boémia; BA – Terreno de Barentsia; NCB – Bloco chinês norte, e SCB – Bloco chinês sul. (Torsvik, 1998; *in*; Pharaoh,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

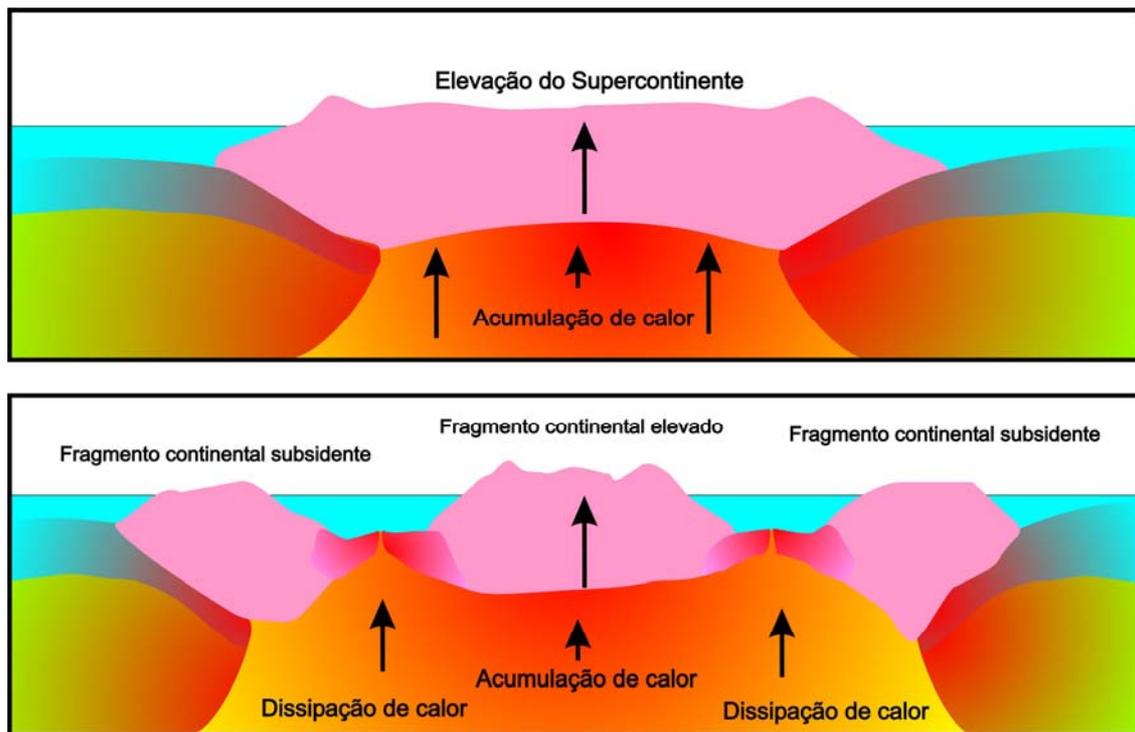


Fig. 3.4 – O calor controla a elevação do Supercontinente e conseqüentemente a sua fragmentação. Em cima, um Supercontinente rodeado por zonas de subducção (onde os materiais dos fundos oceânicos mergulham sob o continente), permanece estacionário em relação ao manto subjacente. O calor que se acumula 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.

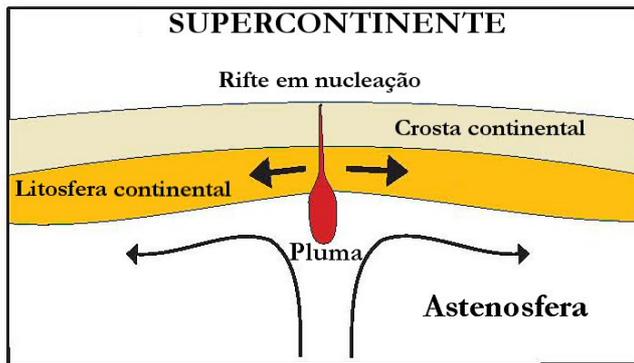


Fig. 3.5 – Esquema representativo de um rifte em fase inicial de nucleação do centro de alastramento. A crosta continental poderia representar o continente Gondwana. A subida da pluma mantélica provoca a formação de um doma com o desenvolvimento de uma câmara magmática por baixo.

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.

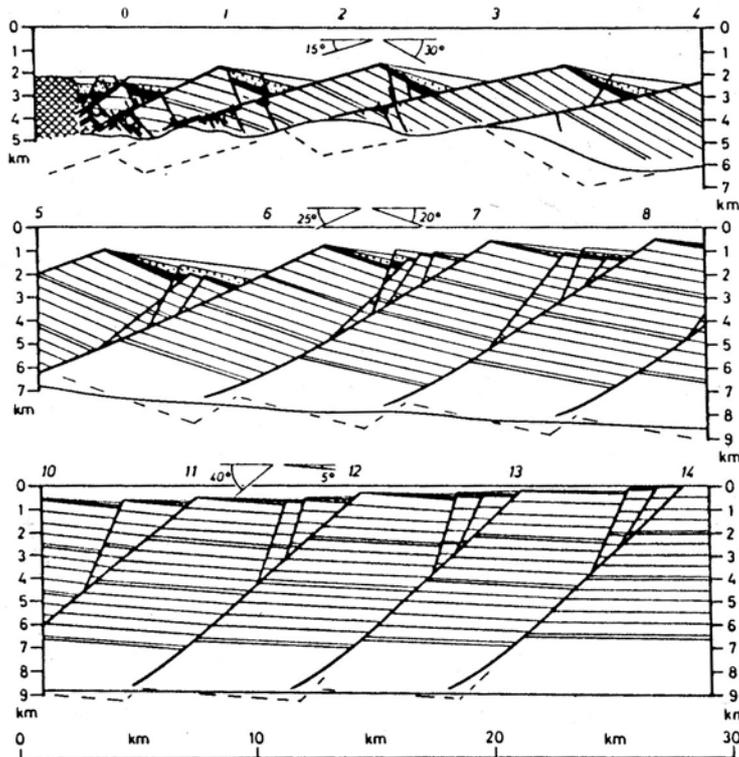
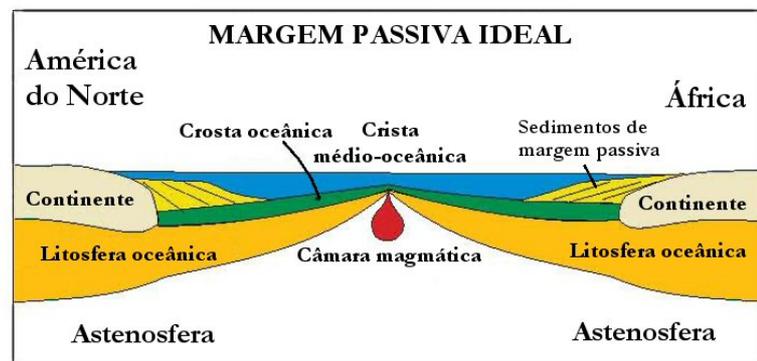


Fig. 3.7 – Modelo estrutural de desenvolvimento de uma margem continental. A deformação frágil ocorre nos níveis mais superficiais, aí as falhas são planares. A deformação plástica ocorre em níveis mais profundos onde se podem formar falhas listricas curvas. Adaptado de Le Pichon *et al.*, 1982.

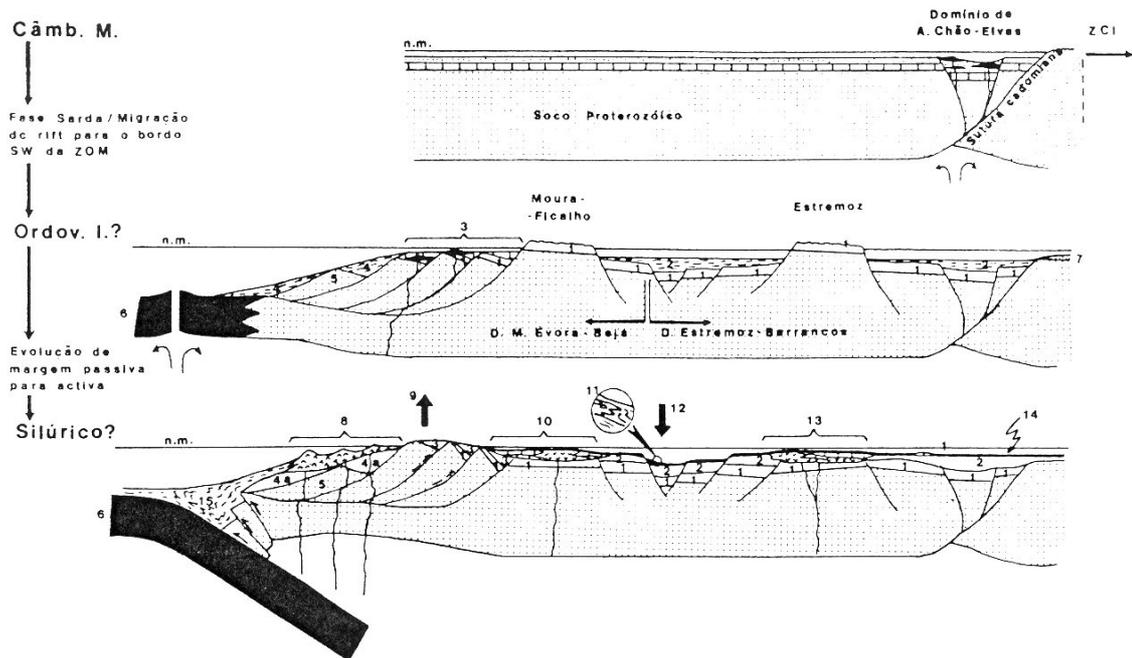


Fig. 3.8 – Representação esquemática da evolução da ZOM durante o Paleozóico Inferior, segundo Araújo (1995): 1 – Sedimentos do Câmbrio Inferior e Médio (plataforma carbonatada e sedimentos terrígenos suprajacentes – Formações de Vila Boim, Terrugem e Fatuquedo); 2 – Sedimentos ordovícicos (Formações de Barrancos, dos "Xistos com Phyllocytes" e de Ossa<sup>0</sup>); 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 (lítidos e xistos negros); 15 – Início da formação de um prisma acreccionário.

### **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 consequentemente 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:

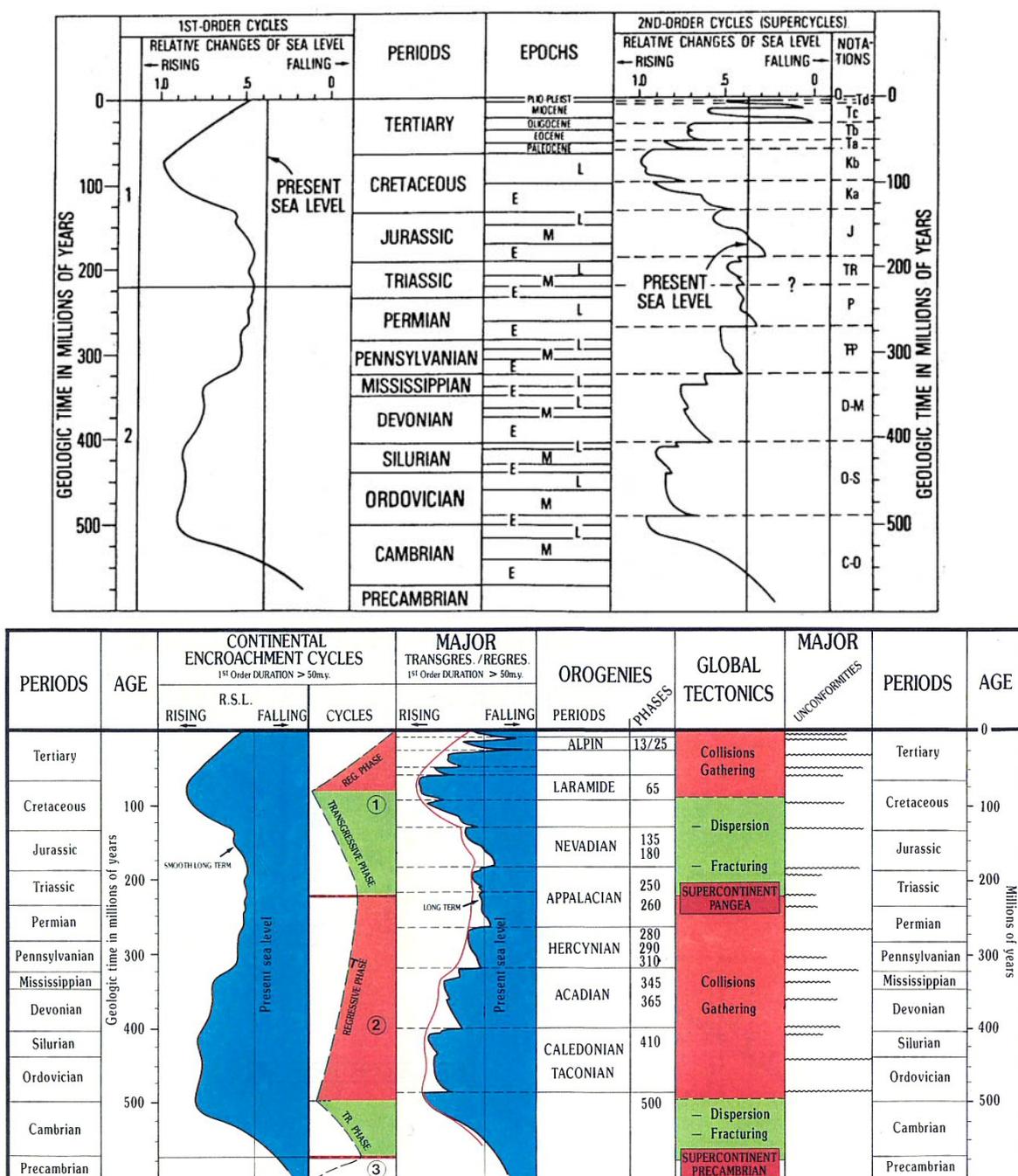


Fig. 3.9 – Em cima: Ciclos de primeira e segunda ordem durante o Fanerozóico, adaptado de Vail *et al.*, 1977; Em baixo – Eustasia e ciclos orogénicos durante o Fanerozóico. Os ciclos eustáticos de primeira ordem mais recentes iniciam-se no início do Triásico e vêm até ao presente. O Triásico representa 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 Câmbrico 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.

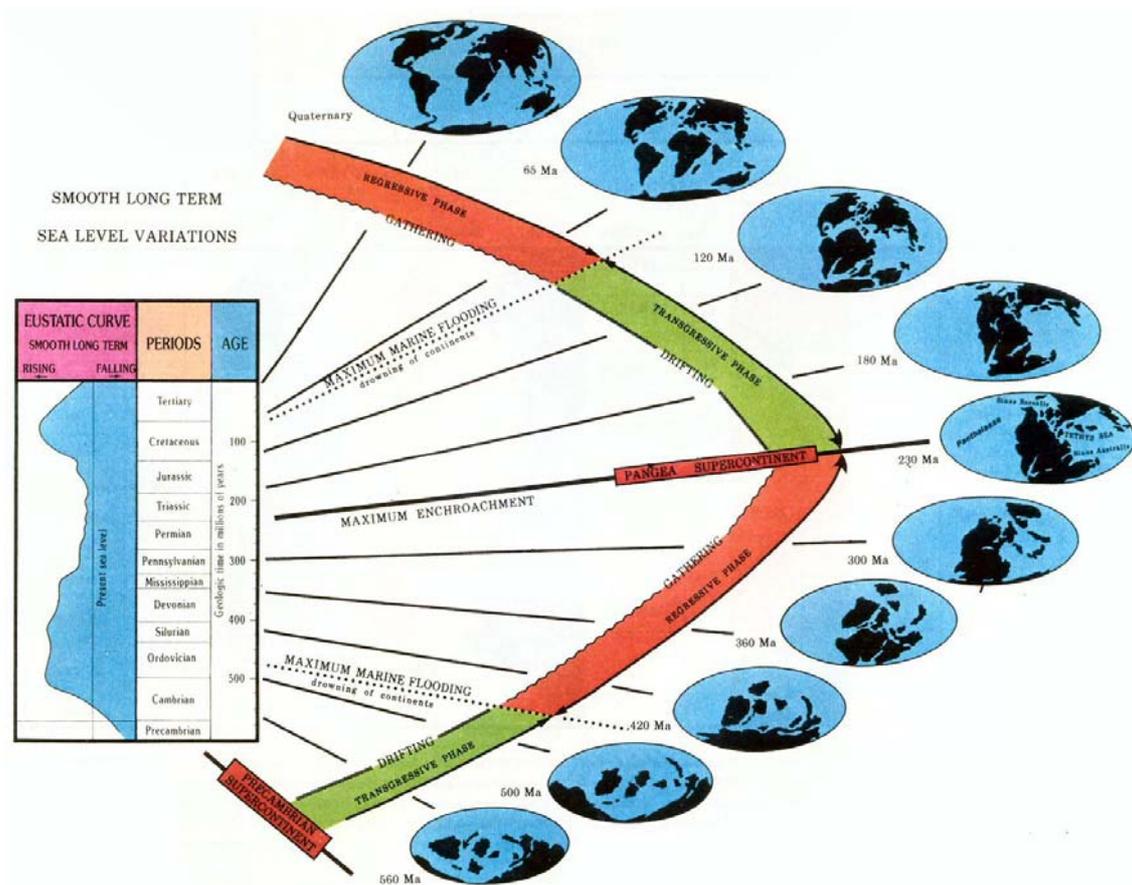


Fig. 3.10 – A fragmentação de Supercontinentes, no Paleozóico e no Mesozóico induziram a subida do nível do mar ao passo que a concentração dos oceanos provoca a descida eustática<sup>2</sup> do nível dos mares. Adaptado de Vail *et al.*, 1992.

- a. *Highstand system tract* – Cortejo sedimentar de alto nível;
- b. *Transgressive system tract* – Cortejo sedimentar transgressivo;
- c. *Lowstand system tract* – Cortejo sedimentar de baixo nível; que inclui:
  - c1. *Basin floor fan* – Cones submarinos de bacia;
  - c2. *Sloap fan* – Cones de talude ou turbiditos;
  - c3. *Prograding wedge* – Prisma de baixo nível.

Quadro 3.1 – Designação das seqüências sedimentares de segunda ordem.

<sup>2</sup> Movimentos eustáticos – variações do nível dos oceanos devidas a causas não tectónicas nem meteorológicas.

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*"<sup>3</sup> – que livremente se pode traduzir por: "se a realidade não se adapta ao modelo que se muda a realidade") é claro que este pressuposto é altamente criticável, se é verdade que "*os olhos só vêem o que a mente antecipa*"<sup>4</sup> e, deste modo, um modelo deve ser um guia orientador na procura de dados mas à medida que novos dados sejam

---

<sup>3</sup> Citação de Karl Popper.

<sup>4</sup> Citação de António Ribeiro.

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

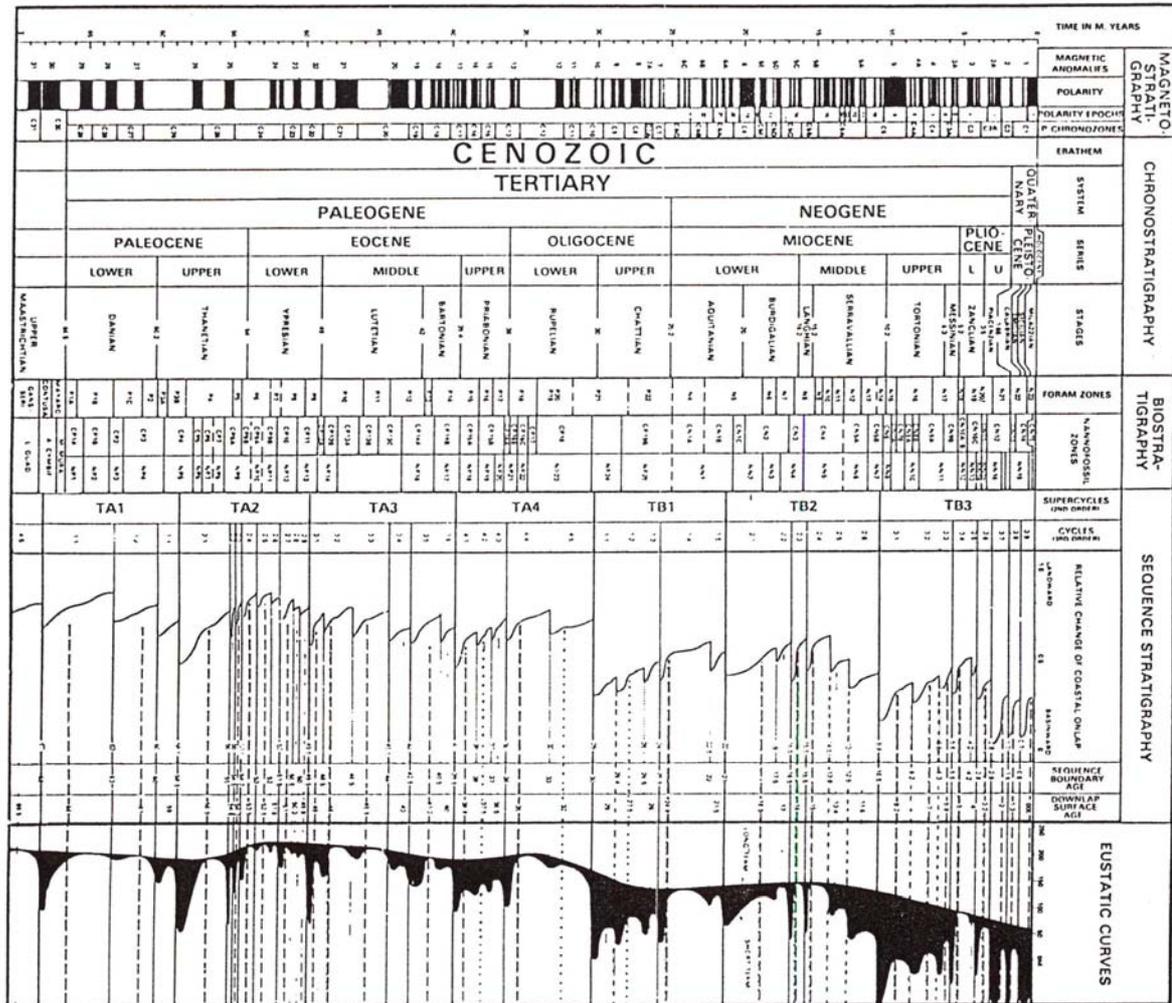


Fig. 3.11 – Exemplo da relação entre o nível da linha de costa e as curvas eustáticas de Haq *et al.*, (1991) de curto e longo termo no Jurássico superior e Cretácico.

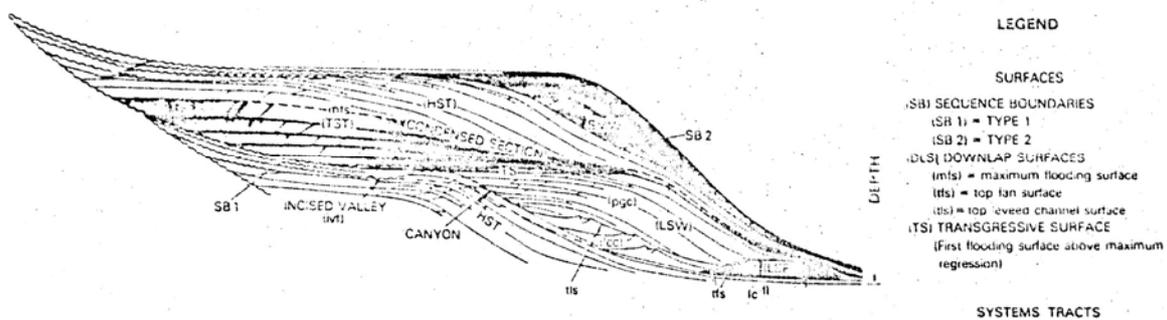


Fig. 3.12 – Exemplo de “cortejo”, ou conjunto sedimentar, representativo de uma sequência. (Retirado de Haq *et al.*, (1991).

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. Começamos, pois, por uma análise da estratigrafia regional, do Precâmbrico superior ao Câmbrico da Zona de Ossa – Morena.

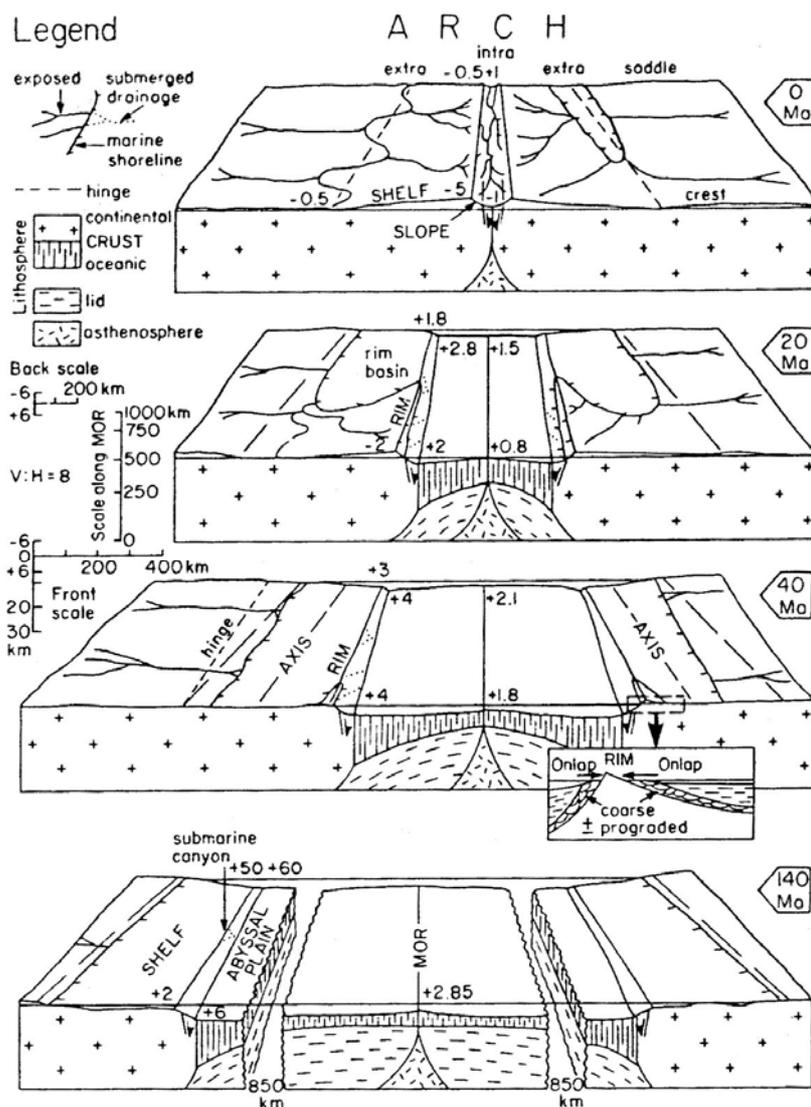


Fig. 3.13 – Bloco diagrama representativo do desenvolvimento de uma bacia de sedimentação, durante a ruptura de um continente. Adaptado de Veever, 1981 In: Miall, 1985.

### 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).

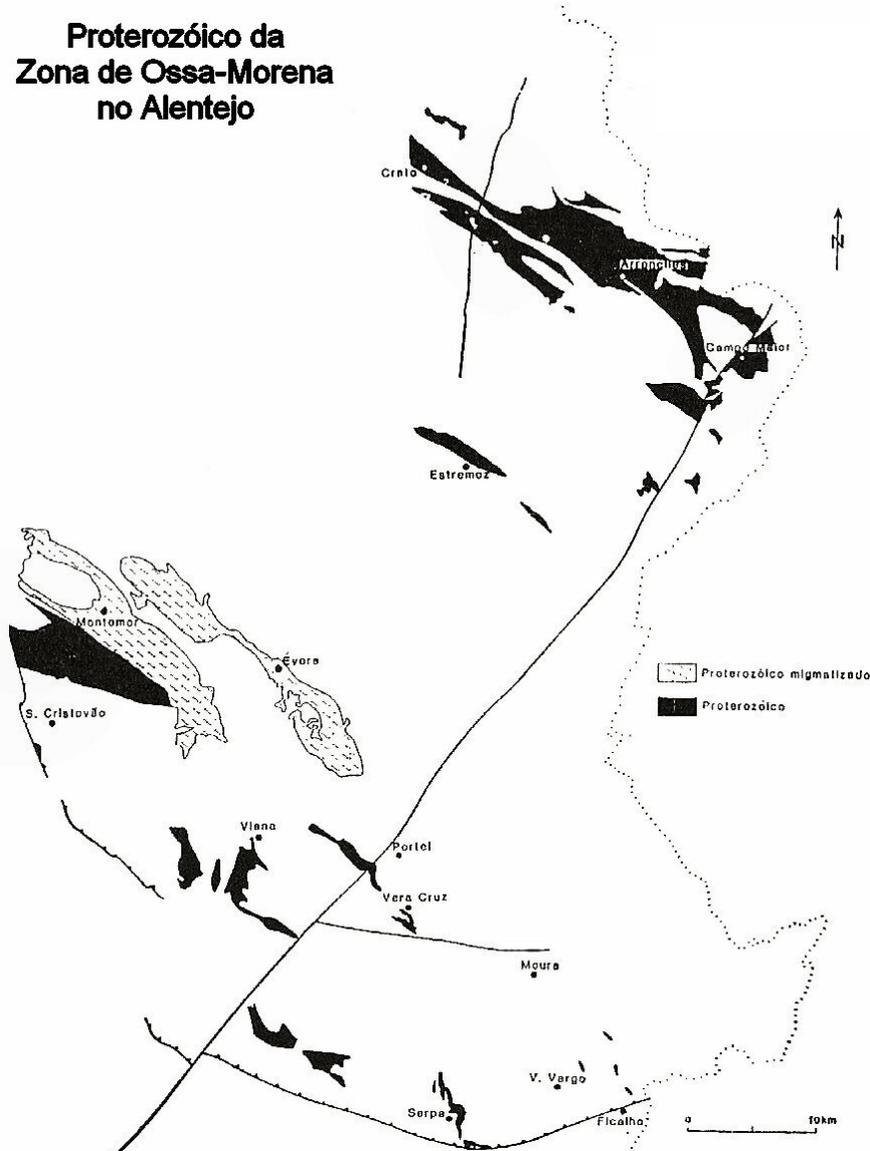


Fig. 3.14 – Afloramentos precâmbrios da Zona de Ossa – Morena (Adaptado de Gonçalves & Carvalhosa, 1994)

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).

<b>Megaestrutura anticlinal de Crato – Arronches – Campo Maior (Gonçalves &amp; Oliveira, 1986)</b>	<b>Megaestrutura anticlinal de Monesterio (Eguiluz <i>et al.</i>, 1999)</b>
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 base<sup>5</sup>). 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 Câmbrio 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 Câmbrio médio da Península Ibérica. No topo da série xistenta do Câmbrio de Elvas são frequentes testemunhos da actividade magmática pré-orogénica (espilitos), os quais

---

<sup>5</sup> Consultar capítulo 2

<sup>6</sup> 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).

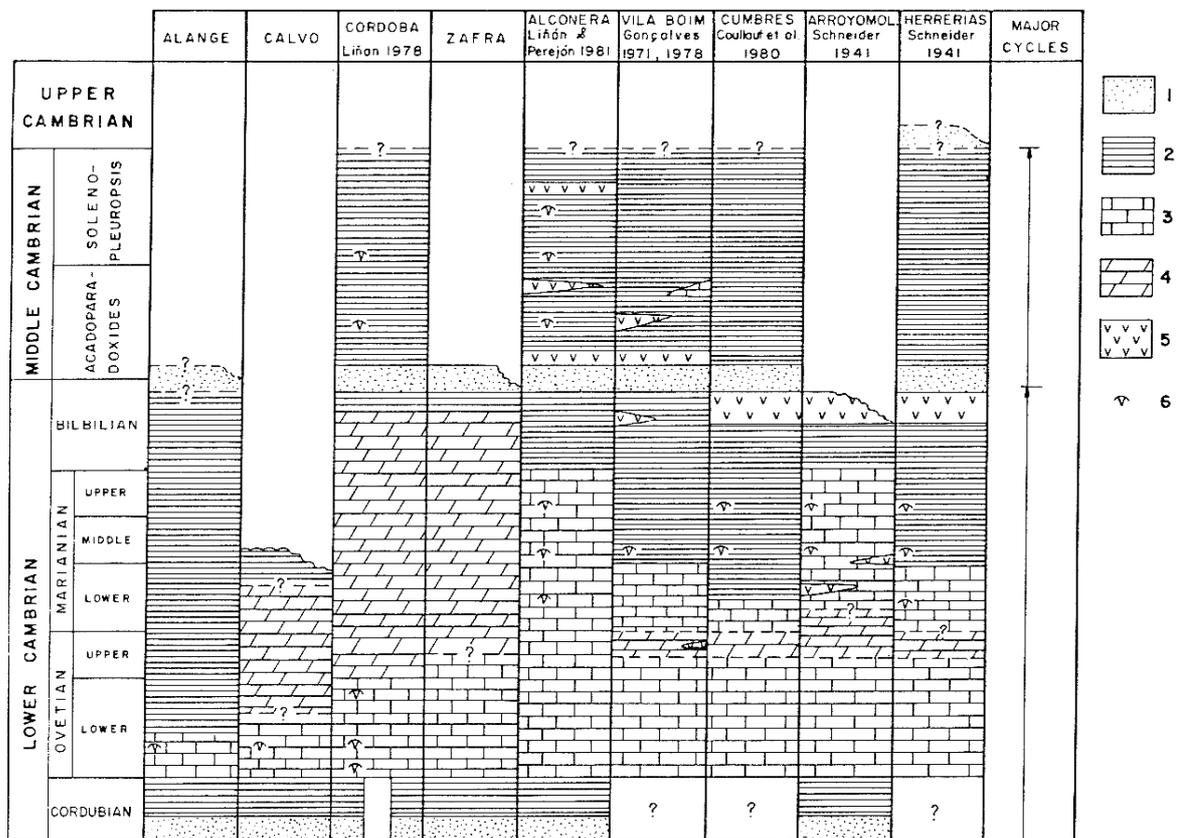


Fig. 3.15 – Diagrama de correlação entre as seqüências câmbrias observadas na Zona de Ossa – Morena. 1 – Arenitos; 2 – Xistos; 3 – Calcários; 4 – Dolomitos; 5 – Rochas vulcânicas, e 6 – Horizontes fósseíferos. Adaptado de Liñan & Quesada, 1990.

### **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 – Barrancos<sup>7</sup> 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).

---

<sup>7</sup> 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 algais<sup>8</sup> (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

---

<sup>8</sup> Consultar também o Capítulo 2 para mais ilustrações referentes a estas estruturas algais.

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

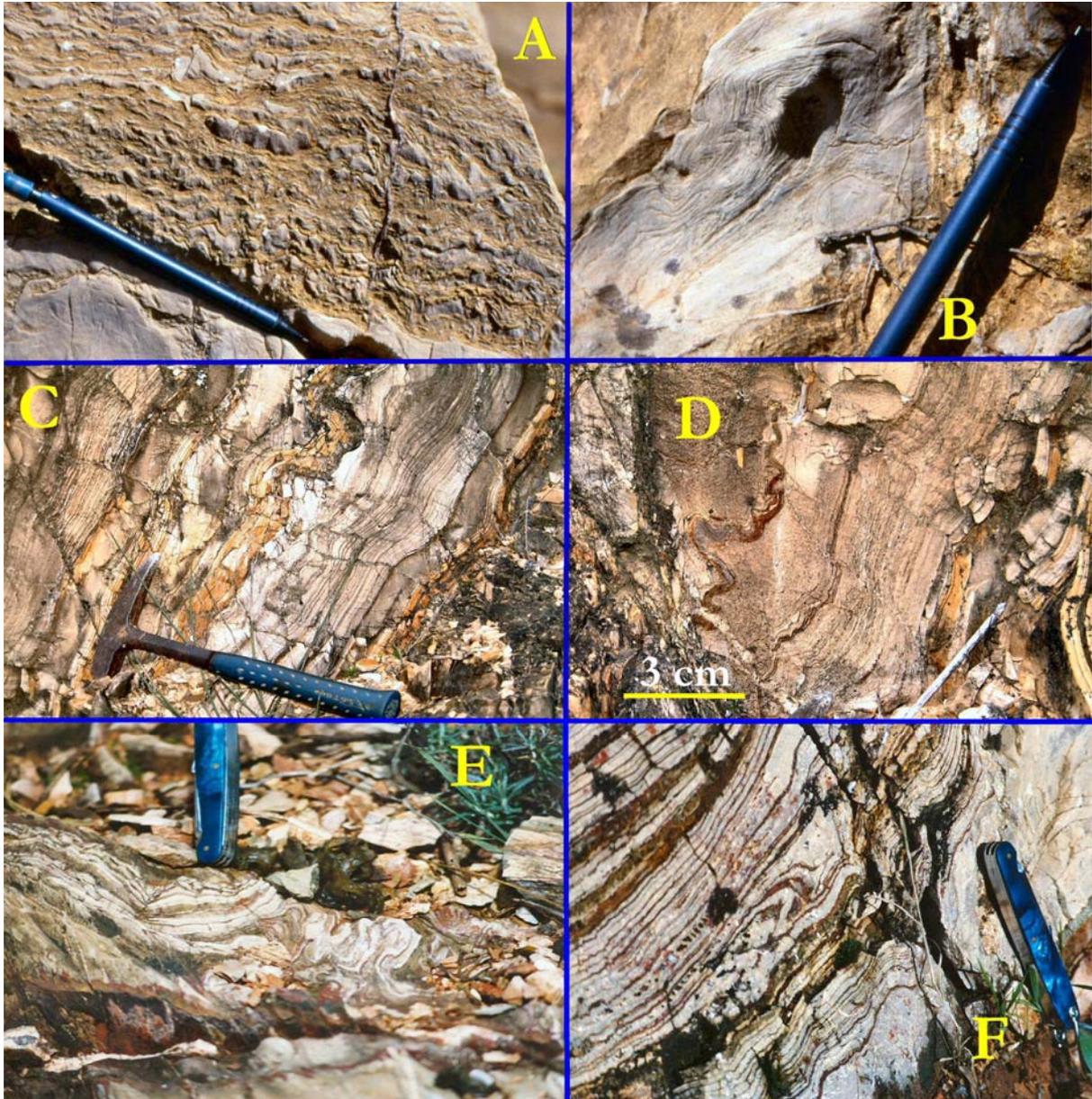


Fig. 3.16 – Vários aspectos de “calcários” das formações carbonatadas de Zafra (A, B) e Elvas (C a F – Próximo de Vila Boim). Em A e B as estruturas encontram-se razoavelmente conservadas e forneceram importantes dados paleontológicos. Em C a F, apesar do metamorfismo de baixo grau não foi ainda possível 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 abundante<sup>9</sup>.

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

---

<sup>9</sup> Ver figura 2.8 para mais pormenores.

grosseiros até chegar ao depósito de uma "barra quartzítica" e de microconglomerados 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 paleocarsificação<sup>10</sup> 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.

---

<sup>10</sup> Ver figura 2.21 e texto acompanhante.

Na folha de Zafra (1:50.000 - ITGE), sobre o Câmbrico 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 Câmbricos 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 Precâmbrico. Recordemos que o mar estaria num nível muito baixo em grande parte devido à existência de um Supercontinente Precâmbrico, 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 crusta 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).

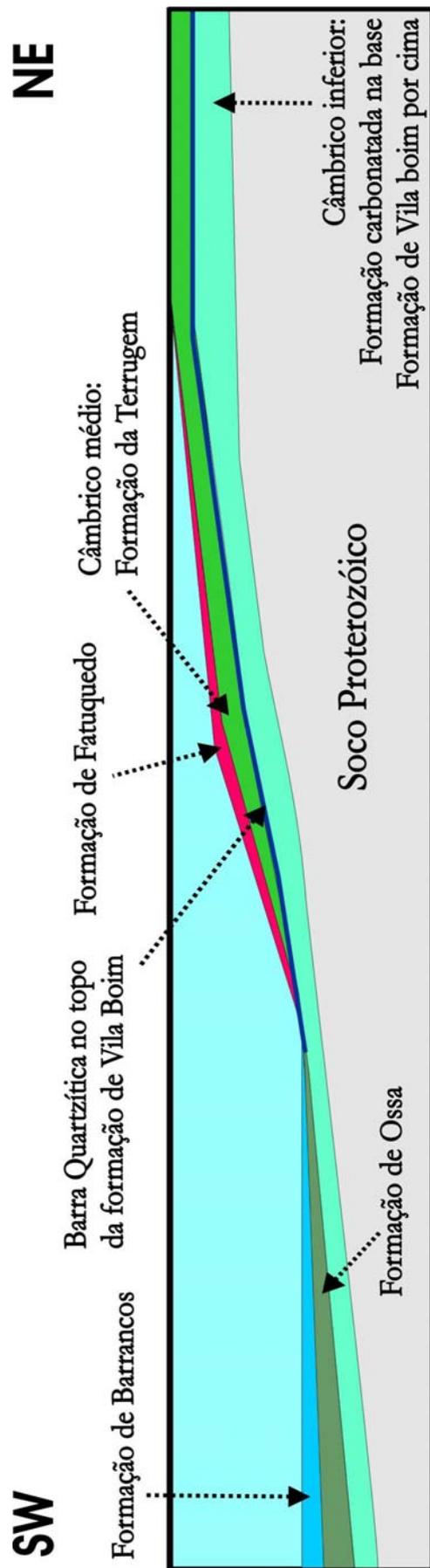


Fig. 3.17 – Corte geológico esquemático e interpretativo referente à gênese e correlação entre afloramentos câmbricos e ordovícicos da Zona de Ossa – Morena em Portugal; sector de Alter do Chão – Elvas sua ligação ao sector de Estremoz – Barrancos. Nesta reconstrução, propõe-se uma continuidade entre 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 Câmbrico – Ordovício a bacia Câmbrica 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 internas<sup>1</sup> (NE) e crescente definição do flanco Sul da estrutura em leque (Silva, 1997).

## 4. TECTÓNICA

### 4.1 Características gerais da Tectonogénese, dos Sectores de Estremoz – Barrancos e Alter do Chão – Elvas, da Zona De Ossa – Morena

#### 4.1.1 Fases de deformação

Como já vimos nos capítulos precedentes, a Zona de Ossa – Morena corresponde a uma das seis zonas paleogeográficas que constituem o orógeno varisco na Península Ibérica (Ribeiro *et al.*, 1979). A estruturação dos terrenos que a constituem ocorre em três períodos distintos, (1) Tectonogénese cadomiana precâmbrica; (2) rifting fini-Precâmbrico – Paleozóico inferior e (3) Tectonogénese varisca pós-devónica). É indubitável uma herança cadomiana que será responsável pela nucleação e desenvolvimento, primeiro das bacias de sedimentação e depois das estruturas tectónicas que edificam o orógeno varisco peninsular.

As principais estruturas e a cinemática das principais fases de deformação para o Maciço Oeste Ibérico foi esquematizada por Silva, (1998) e encontra-se representada na Fig. 4.1. O mesmo autor (*op. cit.*) apresenta ainda um esboço de uma transversal do Orógeno Varisco no SW Ibérico para o final do Silúrico (Fig. 4.2). Esta representação das estruturas anterior às fases compressivas que edificaram o Orógeno Varisco, realça o carácter transtensivo da evolução geodinâmica do Maciço Ibérico e põe em evidência a actuação de uma tectónica extensional contemporânea da sedimentação de sequências paleozóicas que é apoiada por inúmeras observações de campo. Por exemplo no flanco ocidental do sinclinal de Terena, a 2Km a SE de Amareleja na EN 385, encontram-se *slumps* e discordâncias sinsedimentares à

escala mesoscópica indicando escorregamentos gravíticos para a bacia sedimentar que se estava a desenvolver a leste.

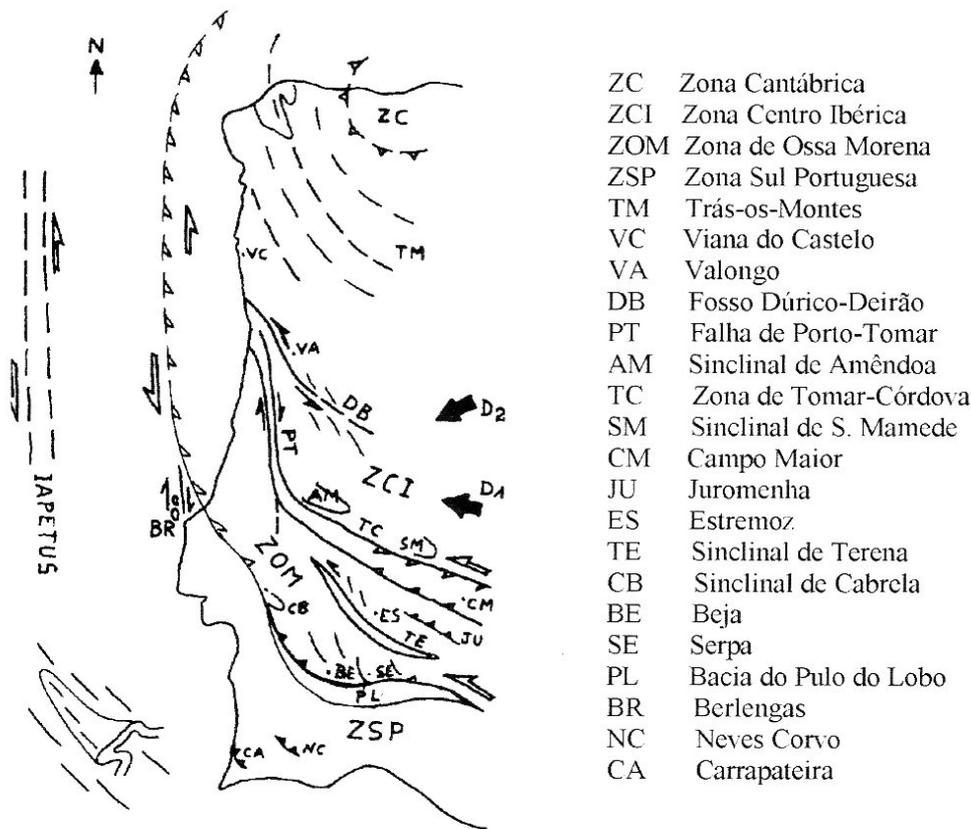


Fig. 4.1 - Cinemática da fase D1 à fase D2 no Maciço Oeste Ibérico, segundo Silva, (1998). A lineação de transporte D1 é dobrada pela vergência centrífuga da virgação durante a fase D2, explicada pela rotação sinistrógiira do indentador (seta escura).

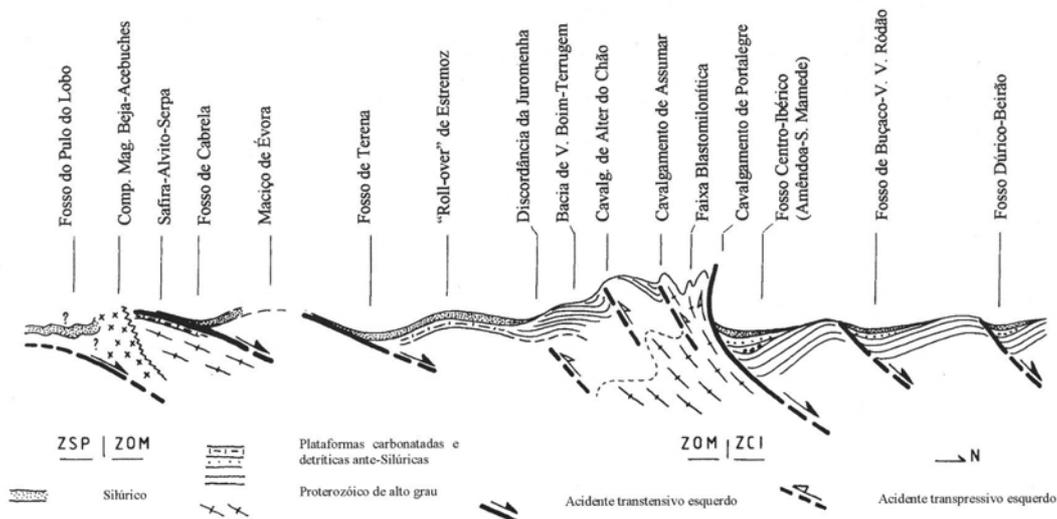


Fig. 4.2 - Esboço de uma transversal do Orógeno Varisco no SW Ibérico no final do Silúrico (retirado de Silva, J.B., 1998).

Na descrição dos afloramentos, que em seguida expomos, utilizaremos os conceitos e as convenções a seguir caracterizadas.

Relativamente às fases de deformação, de carácter dúctil, que afectaram a região, se existe um consenso quanto ao número de fases regionais (**D1** e **D2**) o mesmo não se pode dizer acerca da cronologia e, por vezes, dos critérios cinemáticos que caracterizam as mesmas.

Regional e geometricamente, as fases de deformação podem ser reconhecidas pelas seguintes estruturas:

Primeira Fase (D1) – Encontram-se associadas dobras isoclinais e cavalgamentos com direcções NW-SE a N-S, com planos axiais inclinando cerca de 20° para ENE e eixos de direcção variável. A vergência das estruturas far-se-ia para SW ou W, perpendicularmente às estruturas, segundo Ribeiro *et al.* (1979); no entanto outra interpretação aponta para a actuação de o regime de cisalhamento simples esquerdo, congruente com um sistema tangencial transpressivo/transensivo com enraizamento para NE e sentido de movimento para norte ou noroeste ao longo da direcção orogénica e da lineação de estiramento (Silva, 1997); esta segunda definição é melhor suportada pelos dados de campo. É nesta fase que se forma a xistosidade, frequentemente associada a *fabric* S/L, particularmente expresso em regimes de andar estrutural inferior.

Segunda Fase (D2) – Ocorre em andar estrutural superior e origina uma clivagem de crenulação de plano axial com direcção NW-SE. É a principal responsável pela orientação NW-SE das macroestruturas da Zona de Ossa – Morena. Redobra as

estruturas formadas na primeira fase gerando padrões de interferência, essencialmente do tipo 2, mas também do tipo 3 de Ramsay (1967). Num estado mais avançado esta fase induz a ruptura por estiramento de dobras D2 geradas precocemente.

Um dado muito importante a ter em conta é que entre as duas fases parece decorrer um processo de deformação contínua. As diferenças entre as estruturas que se formam são principalmente devidas ao andar estrutural em que decorreu a deformação e às litologias envolvidas no processo.

Relativamente à idade destas fases, Silva (1996) refere que D1 já se teria feito sentir antes do Devónico inferior onde favoreceria a abertura de bacias do tipo “*half-graben*” sob um regime de deformação transcorrente progressiva associada a transtensão e exumação do soco. Ribeiro (1983) precisa a idade desta fase no Givetiano<sup>1</sup> (Devónico médio alto).

Quanto a D2, Ribeiro *et al.*, (1979) referem o Vestefaliano superior como idade mais provável para a sua ocorrência ao passo que para Silva (1997) esta fase se teria seguido de modo diacrónico à primeira, seria contemporânea da virgação Ibero-Armoricana e estaria relacionada com a deposição sintectónica das bacias continentais do Carbónico superior na Zona de Ossa-Morena e das bacias oceânicas da Zona Sul – Portuguesa.

Em trabalho anterior (Lopes, 1995) considerámos ainda a ocorrência de uma terceira fase, de carácter local, que corresponderia ao desenvolvimento de corredores de deformação longitudinais em relação à estrutura anticlinal de Estremoz. Efectivamente estas estruturas não cortam indistintamente as dobras D2 mas, embora com excepções, tendem preferencialmente a localizar-se nos flancos estirados das mesmas e, por isso mesmo, também se

---

<sup>1</sup> Ver discussão pormenorizada no Cap. 2.

podem considerar como correspondendo a uma fase terminal em regime mais frágil de D2. Nestas, em mais do que quaisquer outras estruturas, a deformação progressiva e continua está bem representada.

Na região de Barrancos também esta situação havia sido identificada (Perdigão *et al.*, 1982, p.42) tendo os autores identificado uma terceira fase de deformação mas, tal como descrevemos acima para a região de Estremoz<sup>2</sup>, consideraram que mais provavelmente se trataria de um estado avançado da segunda fase e não uma fase independente; esta observação demonstra o carácter regional destes corredores de deformação.

Estes acidentes NNW-SSE, muito inclinados, com uma direcção praticamente constante, evidenciam critérios de deformação que variam desde o domínio dúctil, dúctil-frágil e mesmo francamente frágil, quando desenvolvem brechas tectónicas. Inicialmente evidenciando critérios cinemáticos esquerdos, estes acidentes podem ser retomados então como acidentes direitos, com expressão no terreno, num período provavelmente contemporâneo do acidente Porto – Tomar que exhibe o mesmo tipo de movimento e que é posterior à sedimentação carbonífera (Silva, 1997).

A importância económica destas descontinuidades para a exploração dos mármore para fins ornamentais será discutida no próximo capítulo.

Justifica-se aqui uma chamada de atenção que desenvolveremos mais adiante. Efectivamente, no anticlinal de Estremoz o mármore brechificado, com blocos de dimensão por vezes superior a um metro, com pouco interesse ornamental, é característico destes corredores de deformação. No entanto nem todas as brechas encontradas se enquadram nesta descrição, pois existem outros casos onde a brechificação ocorreu durante o período distensivo

---

<sup>2</sup> Na Fig. 2.30 podem-se observar os acidentes mais importantes, desta natureza, que controlam a estrutura na terminação periclinal SE do anticlinal de Estremoz.

sinsedimentar ante-deformação e que não devem ser confundidas com as que se formam nos corredores de deformação.

A fracturação tardi-hercínica também se faz sentir na região através de acidentes sub-verticais NNW – SSE a NW-SE direitos e NNE-SSW a ENE-WSW esquerdos, provavelmente conjugados. Em função das litologias afectadas e das dobras previamente formadas a atitude média destes acidentes pode oscilar dentro daqueles valores. Verifica-se que o sistema esquerdo (NNW-SSE) é o que está mais desenvolvido, o que se pode explicar por uma rotação do campo de tensões com a compressão máxima a tornar-se próxima de N-S nos estádios finais pelo que é natural o maior desenvolvimento do sistema sintético, facto que já havia sido assinalado por Ribeiro *et al.*, (1979).

As características geométricas e cinemáticas dos principais episódios de deformação Varisca, segundo vários autores, para os Sectores de Alter do Chão – Elvas, Estremoz – Barrancos e para o Domínio de Évora – Beja foram sintetizadas por Rosas (2003) e encontram-se expressas no Quadro 4.1 que reproduzimos em seguida.

Uma característica importante que ressalta dos modelos apresentados (Quadro 4.1) é que o sentido de transporte orogénico deve assentar na interpretação cinemática das estruturas e não apenas deduzido com base em critérios geométricos. A sucessão de eventos de deformação pode ser esquematizada como se representa na Fig. 4.3. O regime transpressivo esquerdo tal como foi definido por Araújo (1989) por ser esquematizado tal como se apresenta na Fig. 4.4.

**A - Domínios de Estremoz-Barrancos e Alter do Chão-Elvas**

Araújo (1989) 2 episódios de deformação Varisca	D <sub>1</sub>	<p>Impulso precoce de D<sub>1</sub>(D<sub>1a</sub>)</p> <p>S<sub>1a</sub> - Clivagem X<sub>1a</sub> - Estiramento</p>	<p>Impulso tardio de D<sub>1</sub>(D<sub>1b</sub>)</p> <p>Dobramento de D<sub>1b</sub> afectando o fabric plano-linear anterior.</p>	<p>D<sub>1a</sub> - Componente cisalhante com transporte para NNW.</p> <p>D<sub>1b</sub> - Componente tangencial cavalgante para SW.</p>
	D <sub>2</sub>	<p>S<sub>2</sub> - Clivagem de crenulação pós metamórfica pouco penetrativa.</p>		<p><u>Transpressão</u></p> <p><u>Tangencial</u></p>
J.B.Silva (1997) 2 episódios de deformação Varisca	T <sub>1</sub>	<p>Cinemática de transporte para N-NNW.</p>	<p>Transensão esquerda e desnudamento crustal.</p>	<p><u>Transcorrência</u></p> <p><u>Esquerda</u></p>
	T <sub>2</sub>	<p>X<sub>2</sub>, estiramento de T<sub>1</sub>, paralelo aos dobramentos de T<sub>2</sub>.</p>	<p>T<sub>2</sub> sobrepõe-se em continuidade a T<sub>1</sub>.</p> <p>D.B. Com flancos SW mais desenvolvidos</p>	

**B - Domínio de Évora-Beja**

Araújo (1995) Fonseca (1995) 3 episódios de deformação Varisca	D <sub>1</sub>	<p>Instalação de mantos alóctones sobre a ZOM.</p>		<p>Só definido para o COBA</p>
	D <sub>2</sub>	<p>Impulso precoce de D<sub>2</sub>(D<sub>2a</sub>)</p> <p>Estiramento associado a transporte para NW.</p>	<p>Impulso tardio de D<sub>2</sub>(D<sub>2b</sub>)</p> <p>D<sub>2b</sub>: dobramentos vergentes para SW.</p>	<p>- Equivalente ao episódio D<sub>1</sub> definido para os Domínios Estremoz-Barrancos e Alter do Chão-Elvas.</p> <p>- D<sub>2a</sub> - Equivalente ao episódio T<sub>1</sub> de J.B.Silva (1997).</p>
		D <sub>3</sub>	<p>Mal representado por estruturas tardi-Variscas:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Cisalhamentos esquerdos de D<sub>2</sub> retomados como cavalgamentos vergentes para SW.</li> <li>- Fracturação conjugada com a direcção de compressão máxima N-S.</li> </ul>	
Silva (1997) 2 episódios de deformação Varisca	T <sub>1</sub>		<p>Transensão Transpressão Esquerdas</p>	<p>Geometria e cinemática semelhantes às descritas em A para os sectores de Estremoz-Barrancos e Alter do Chão-Elvas.</p>
	T <sub>2</sub>	<p>T<sub>2</sub> em continuidade com T<sub>1</sub>:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Acentuar dos dobramentos de T<sub>1</sub>.</li> <li>- Dobras em bainha dissimétricas.</li> </ul> <p>Ramo W mais desenvolvido.</p>		

Quadro 4.1 – Síntese das características geométricas e cinemáticas dos principais episódios de deformação Varisca segundo diferentes autores. Retirado de Rosas (2003).

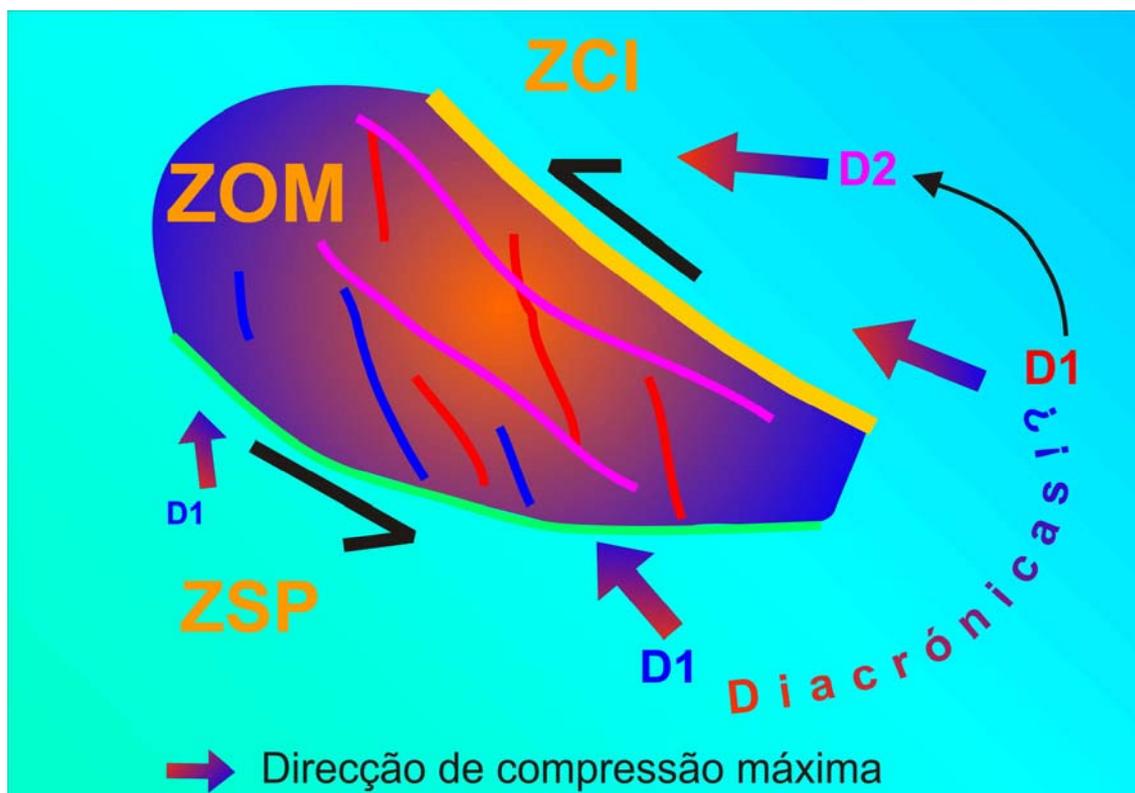


Fig. 4.3 – Representação esquemática das direcções axiais (traços a azul, vermelho e roxo) das dobras D1 e D2 para a ZOM. Nesta interpretação considera-se que os primeiros eventos a sul, com vergência para N têm equivalência com D1 a N que se caracteriza pela transcorrência esquerda como vergência para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



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).

### 4.1.2 Metamorfismo

Os conceitos de metamorfismo e deformação encontram-se muitas vezes ligados pois a resposta das rochas à deformação<sup>3</sup> é, antes de mais, função das condições de pressão e temperatura a que estão submetidas e estes factores, entre outros, são afinal os principais responsáveis pela transformação composicional, mineralógica e textural das rochas.

Reportando-nos apenas ao Ciclo Varisco, no que concerne ao metamorfismo e na área em estudo, há duas situações a considerar:

- i) Metamorfismo de contacto nas proximidades de corpos intrusivos.
- ii) Metamorfismo regional

No primeiro caso formam-se corneanas diversas em função das diferentes litologias afectadas. De acordo com a idade das intrusões também se podem individualizar dois casos: a) Intrusões anteriores às fases de deformação varisca e estão neste caso, por exemplo, os maciços de Alter do Chão e Elvas incluindo as rochas hiperalcalinas de Varche; e b) Intrusões sin e pós-deformacionais entre as quais destacamos os corpos máficos de afinidade shoshonítica de Vale de Maceira e Veiros, a intrusão alcalina de Pêro Lobo e os Maciços tardí-hercínicos graníticos de Monforte – Santa Eulália, Fronteira e Ervedal. Com excepção de uma ou outra observação pontual, estas litologias não foram alvo de um estudo sistemático. Mesmo as corneanas associadas às intrusões ante-deformação apresentam intensa recristalização estática e não fornecem dados cinemáticos conclusivos.

---

<sup>3</sup> Ou seja o seu comportamento reológico – deformação em função do tempo de actuação de uma força!

No caso do metamorfismo regional há que distinguir o que se passa nos dois sectores em análise.

No Sector de Alter do Chão – Elvas o metamorfismo regional é de baixo grau (até à fácies dos xistos verdes) pelo que as estruturas sedimentares, em particular as superfícies de estratificação, se encontram bem preservadas. O facto de os vestígios paleontológicos serem escassos pode relacionar-se, nos casos das rochas carbonatadas, com a intensa recristalização pós-diagenética que as mesmas sofreram. Também se dá o caso de as macroestruturas mergulharem para SE pelo que as sequências fossilíferas espanholas correlacionáveis com as do Sector teriam sido metamorfizadas e deformadas em andar estrutural superior e daí uma justificação para conterem fósseis. Relativamente às litologias pelíticas mais ou menos grosseiras das Formações de Vila Boim e Terrugem, apresentam uma componente vulcânica importante que aumenta da base para o topo da sequência.

O Sector de Estremoz – Barrancos foi afectado por metamorfismo regional antes do Devónico superior (Carvalhosa *et al.*, 1987). Este metamorfismo terá tido início com a formação da xistosidade de fluxo (neste trabalho referida genericamente por S1) e terá prosseguido até um pico metamórfico anterior à segunda fase de deformação. Frequentemente ocorre a transposição da estratificação por esta estrutura planar.

A análise dos metavulcanitos máficos estudados por Mata & Munhá (1985) revela uma associação próxima<sup>4</sup> da fácies de transição xistos verdes / anfibolítica de Maruyama *et al.*, (1983 in Mata & Munhá, 1985). Este metamorfismo na fácies dos xistos verdes não atingiu a zona da biotite, quedando-se pela zona da clorite (Mata & Munhá, 1986).

---

<sup>4</sup> Correspondente a variações de albite + actinolite + clorite + epidoto + esfena + carbonatos (xistos verdes) a albite-oligoclase + actinolite + hornblenda + clorite + epidoto + esfena + carbonatos (transição xistos verdes / anfibolítica).

Em todo o caso é um metamorfismo moderado que permite identificar as litologias anteriores.

O metamorfismo de mais baixo grau ocorre no núcleo da estrutura sinclinal de Terena que apenas se apresenta deformado por D2, não exibindo, portanto, a xistosidade de fluxo atrás mencionada. Na região de Alandroal – Barrancos este segundo episódio de metamorfismo, relacionado com D2, é responsável por recristalização incipiente, com produção de sericite, quartzo e cloritóide (Perdigão *et al.*, 1982).

## 4.2 Interpretação de estruturas mesoscópicas

Nos capítulos precedentes passámos em revistas as principais características da estruturação da Zona de Ossa – Morena em função do seu passado tectono – estratigráfico. Iremos agora investigar em pormenor algumas estruturas e debater a problemática relacionadas com a sua génese. Nesta análise, as observações reportam-se a análise directa em afloramento e também a “sondagens profundas” no Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz, onde chegam aos 400 metros.

Esta análise consistirá no estudo meso e microestrutural de afloramentos chave para a compreensão do registo geodinâmico da Zona de Ossa – Morena – Sectores de Alter do Chão – Elvas e Estremoz – Barrancos. Deve ter-se em consideração que qualquer interpretação que se faça representa sempre uma análise parcial e fragmentada do objecto de análise, traduzida no presente estudo pelas várias litologias e pelas relações entre elas.

## 4.2.1 Tectónica e Estrutura – Sector de Alter do Chão – Elvas.

### 4.2.1.1 Domínio de Elvas – Vila Boim – Terrugem (Fig. 1.6)

Este Domínio é fundamentalmente caracterizado pela presença de estruturas relativamente pouco deformadas, geradas em andar estrutural médio a superior. As dobras de primeira fase (D1) têm amplitude decamétrica e formaram-se sem geração de clivagem (Fig. 4.8) ou com uma clivagem muito incipiente pelo que as estruturas sedimentares se encontram, geralmente, bem preservadas (Figs. 4.5 a 4.7). As estruturas da primeira fase são caracterizadas por um transporte para N ou NW paralelamente ao orógeno em consequência do regime transpressivo esquerdo. São retomadas por D2 formando dobras de eixo sub-paralelo à direcção de transporte de D1 e vergentes para SW (Silva, 1997 – Fig. 4.6). Associados a D2 desenvolveram-se cavalgamentos congruentes com esta vergência, caracterizando uma fase avançada de um processo de deformação progressiva. As dobras em bainha geradas durante D1 são dissimétricas e apresentam um maior desenvolvimento do flanco SW (*op. cit.*). Este fenómeno verifica-se a várias escalas e a estrutura de Juromenha constitui um bom exemplo à escala macroscópica.

Por vezes, a actuação continuada do regime transpressivo esquerdo provoca a inclinação do plano axial das dobras, tal como se encontra esquematizado na Fig. 1.33. Também nos dolomitos da Formação Carbonatada de Elvas se encontram estruturas deste tipo (Fig. 4.9). Como nestas dobras mesoscópicas se definem *microlithons* de deformação onde a clivagem é de plano axial, a lineação de intersecção  $L_1 \perp S_2$  define a posição dos eixos das dobras D2 (Fig. 4.9), neste caso mergulhantes para o quadrante NW.

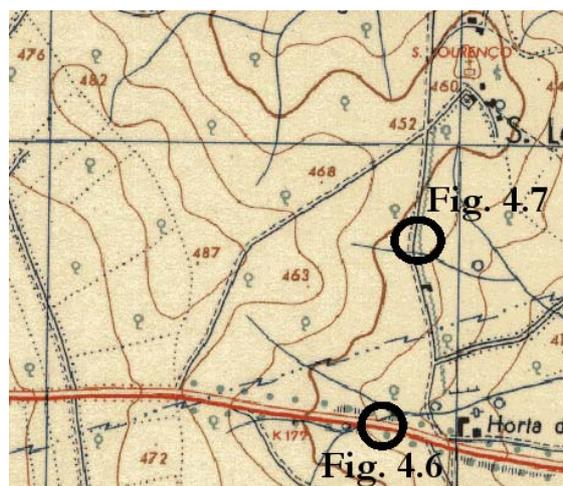


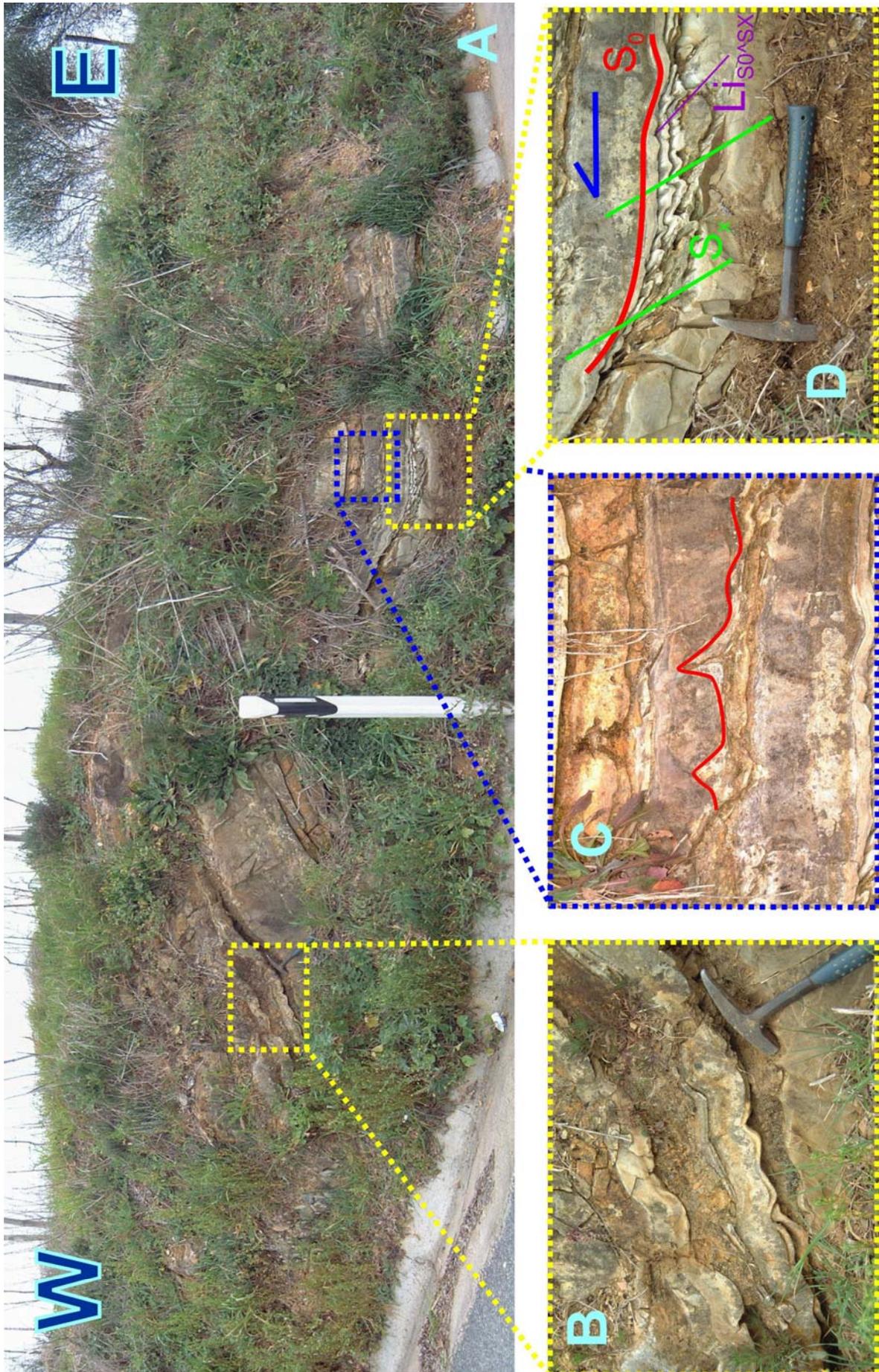
Fig. 4.5 – Excerto da carta topográfica dos S.C.E. 1:25.000, folha N° 413. Localização dos afloramentos representados nas Figs. 4.6 e 4.7.



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.

Fig. 4.6 – (Página seguinte) – 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°SW. Em camadas 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.



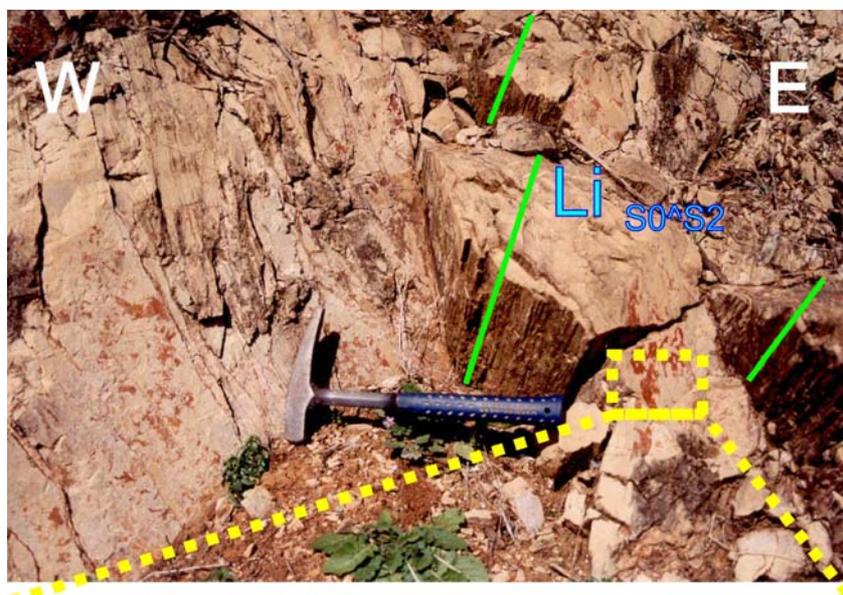


Fig. 4.8 – (Em cima) Afloramento ao Km 177 da EN4 – Trincheira sul. Dobra isoclinal de primeira fase em níveis pelíticos da Formação Carbonatada de Elvas. A dobra não apresenta xistosidade associada bem definida e a clivagem de fractura que se observa pertence à segunda fase e distribui-se discretamente, sendo melhor observada nas camadas carbonatadas mais competentes.

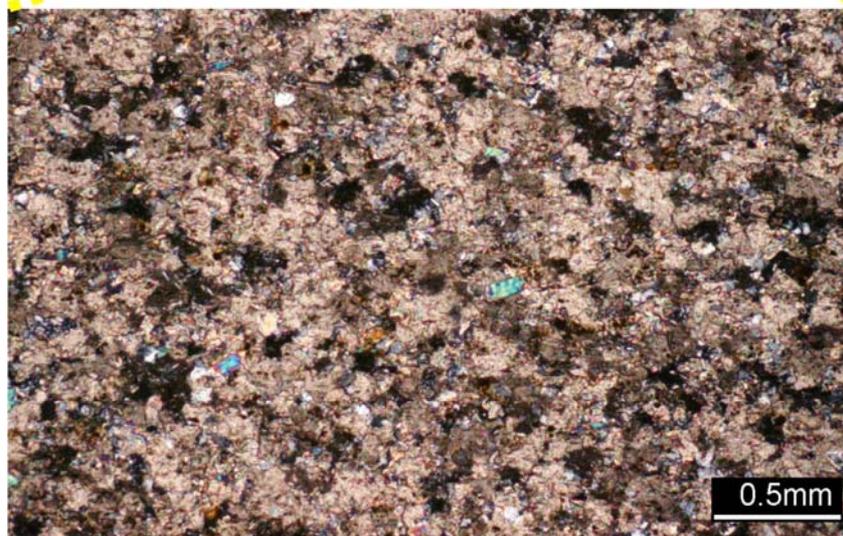


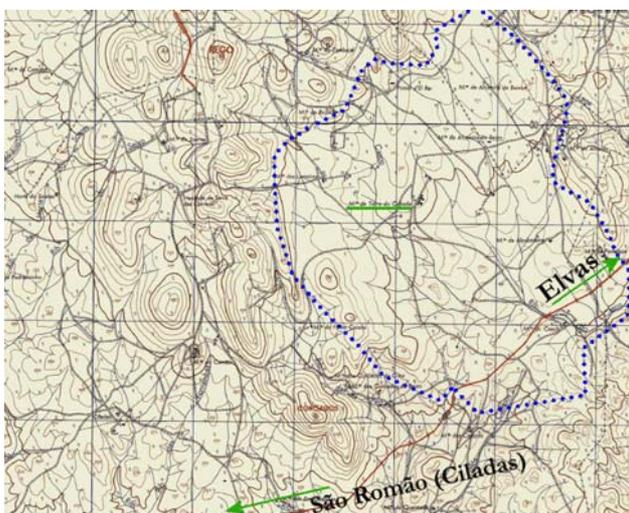
Fig. 4.9 – (À esquerda) Afloramento ao Km 177 da EN4 – Trincheira norte. Dobras com eixo mergulhante para o quadrante norte. Em baixo – aspecto em lâmina delgada dos calcários dolomíticos que denotam uma quase ausência de deformação. Constituídos por dolomite/ calcite (>95%), quartzo e filossilicatos (sericite predominante).

O estado pouco ou quase não deformado dos calcários permite ainda a preservação de estruturas primárias sinsedimentares (Fig. 4.10).



Fig. 4.10 – Estilólitos paralelos à estratificação nos calcários da Formação Dolomítica de Elvas.

A interferência de D2 com D1 gera padrões de interferência em crescente e em cogumelo, observáveis a varias escalas. A macroestrutura de **Torre de Cabedal** (Figs. 4. 11 e 4.12), uma das mais representativas, envolve litologias precâmblicas a Formação de Elvas e a Formação de Vila Boim. A erosão diferencial, bem como o contraste litológico acentuado pela *terra rossa*<sup>5</sup> facilita a definição cartográfica da estrutura onde se pode observar um núcleo



Precâmbrico que corresponde a uma zona central deprimida ladeada por colinas carbonatadas em relevo.

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.

<sup>5</sup> Este material essencialmente constituído por óxidos de Fe e argilas representa o resíduo não solúvel da erosão dos carbonatos e imprime aos solos que origina uma tonalidade avermelhada muito característica.

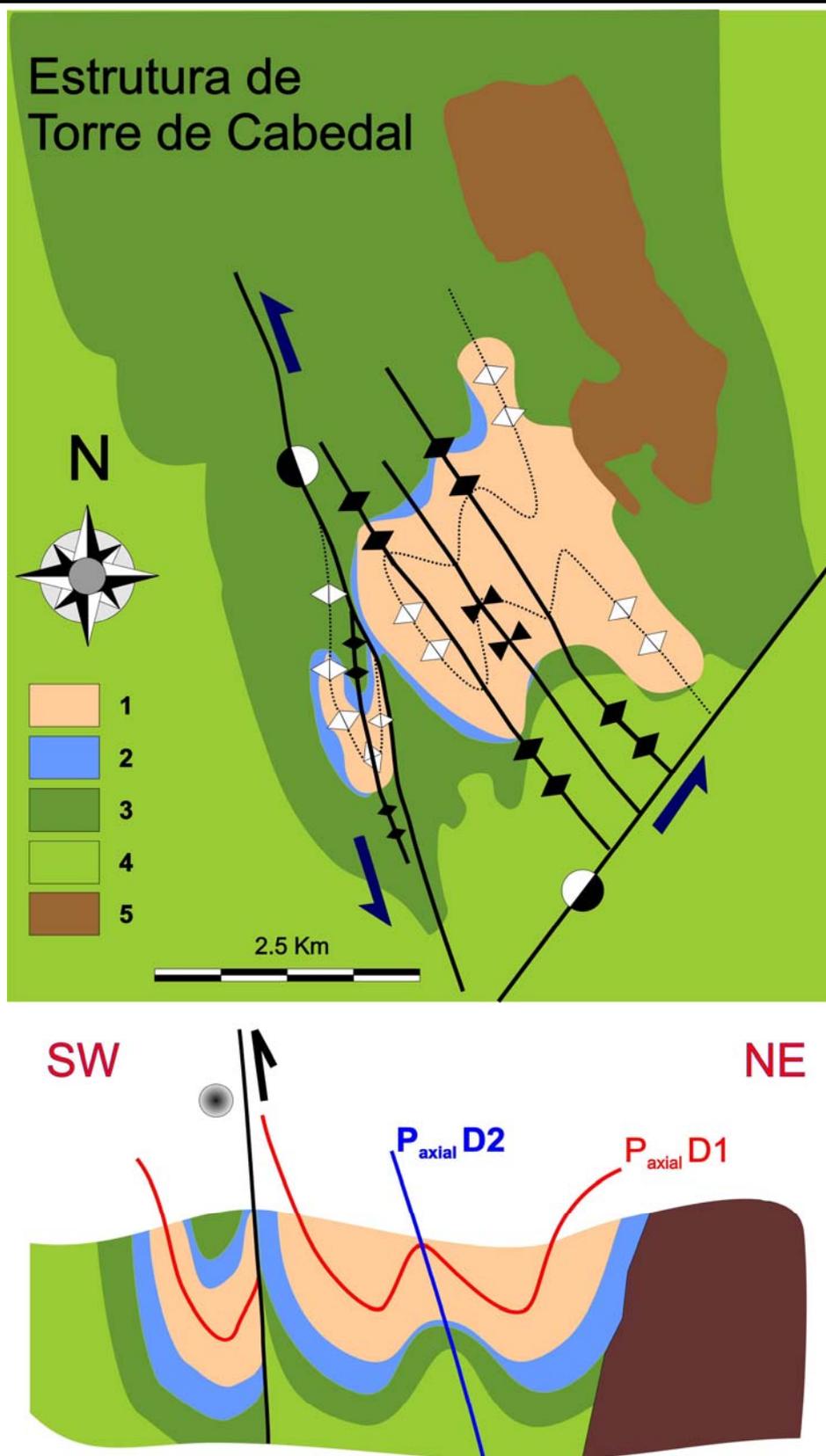
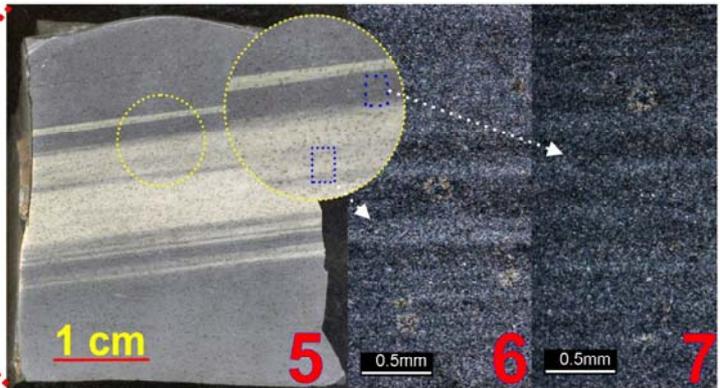
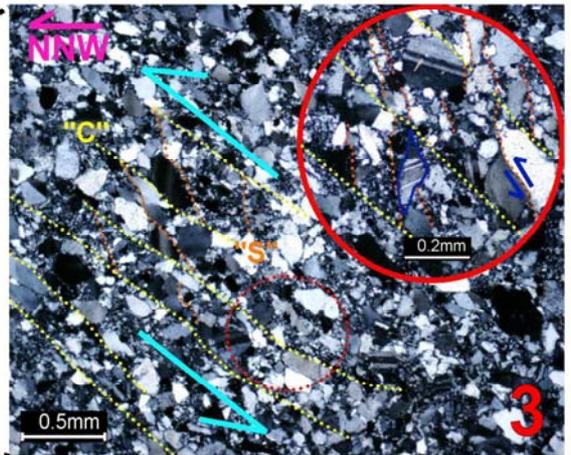
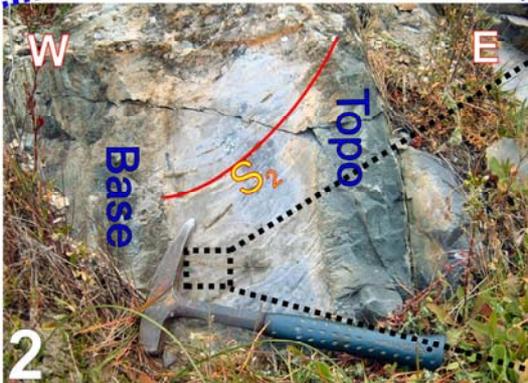


Fig. 4.12 – Macroestrutura de Torre de Cabedal onde se destacam os padrões de interferência entre as duas fases de deformação dúctil. Em baixo, corte esquemático representativo da estrutura. 1 – Precâmbrico; 2 – Conglomerado de base do Câmbrio; 3 – Formação Carbonatada de Elvas; 4 – Formação de Vila Boim; 5 – Rochas básicas intrusivas.

Para sudoeste e estratigraficamente sobre a Formação Dolomítica de Elvas, situa-se a Formação de Vila Boim. O estilo de dobramento mantém-se, pelo que as dobras que se formam também se assemelham às anteriormente observadas. Importa, contudo referir uma importante circunstância relacionada com a composição litológica: as fácies carbonatadas dão lugar a uma sedimentação detrítica com contribuição vulcânica em águas superficiais ou mesmo vulcanismo sub-aéreo. Podem observar-se estas litologias bem preservadas num corte perto do campo de futebol de Vila Boim (Fig. 4.13).

Fig. 4.13 – Página seguinte.

- 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.



Nas litologias da Formação da Terrugem a tonalidade verde seco de aspecto terrígeno é uma constante (Fig. 4.14). Este aspecto põe em evidência a baixa cristalinidade dos filossilicatos, indicando por isso um grau metamórfico baixo. Intercalados nestas fácies mais características, também ocorrem, interestratificadas, rochas ígneas intrusivas com textura microfanerítica, como se pode observar no local a 200 metros a N do Km 167,5 da EN4.

Verifica-se porém que, à medida que avançamos para o topo do Câmbrio médio<sup>6</sup>, a ocorrência destas intrusões é cada vez menor. Por outro lado também os tons nitidamente esverdeados característicos da Formação da Terrugem começam a desaparecer dando lugar a xistos cinzentos esverdeados com aspecto mais brilhante.

Aproximadamente 400 metros a sul do Castelo de Juromenha, junto ao rio Guadiana, encontrava-se<sup>7</sup> a dobra representada na Fig. 4.15. Nesta mesoestrutura era possível identificar as características geométricas que definem a interferência de dobramentos no Sector de Alter do Chão – Elvas; ou seja uma primeira fase de dobramento quase sem génese de clivagem a que se sobrepõe uma segunda fase não coaxial pelo que se desenvolvem padrões de interferência em crescente e, nos casos mais extremos, em cogumelo.

---

<sup>6</sup> O que coincide com o percurso para Ocidente ao longo da EN4.

<sup>7</sup> Este foi um dos muitos afloramentos que o enchimento da Barragem do Alqueva submergiu.

Fig. 4.14 – (Página seguinte) – 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.  $S_0$   $N54^{\circ}W, 38^{\circ}NE$ ; Clivagem na zona de charneira:  $S_2 = N27^{\circ}W, 90^{\circ}$  e  $N4^{\circ}W, 80^{\circ}N$ ; a intersecção dos três planos desenvolve uma estrutura em lápis (*“pencil structure”*), ainda que mal desenvolvida. Em baixo à direita, pormenor do bandado 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 – (Página seguinte) – 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.

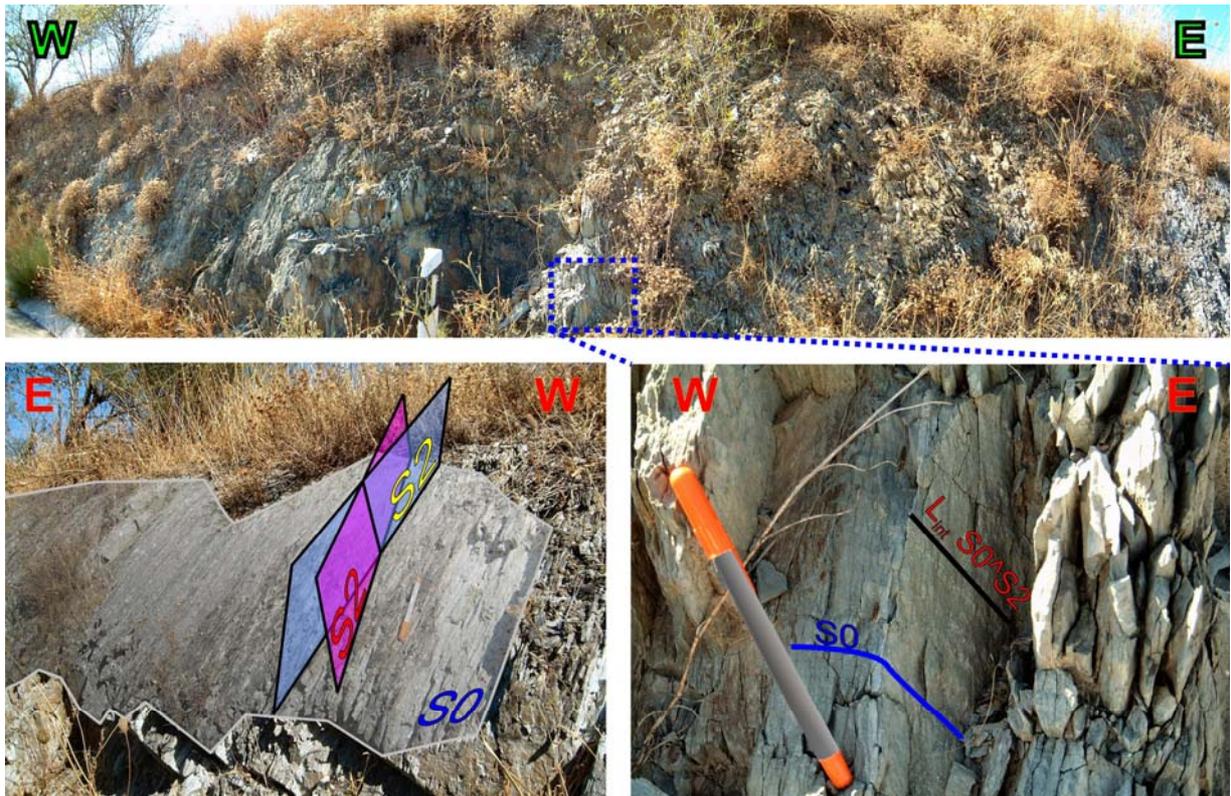


Fig. 4.14

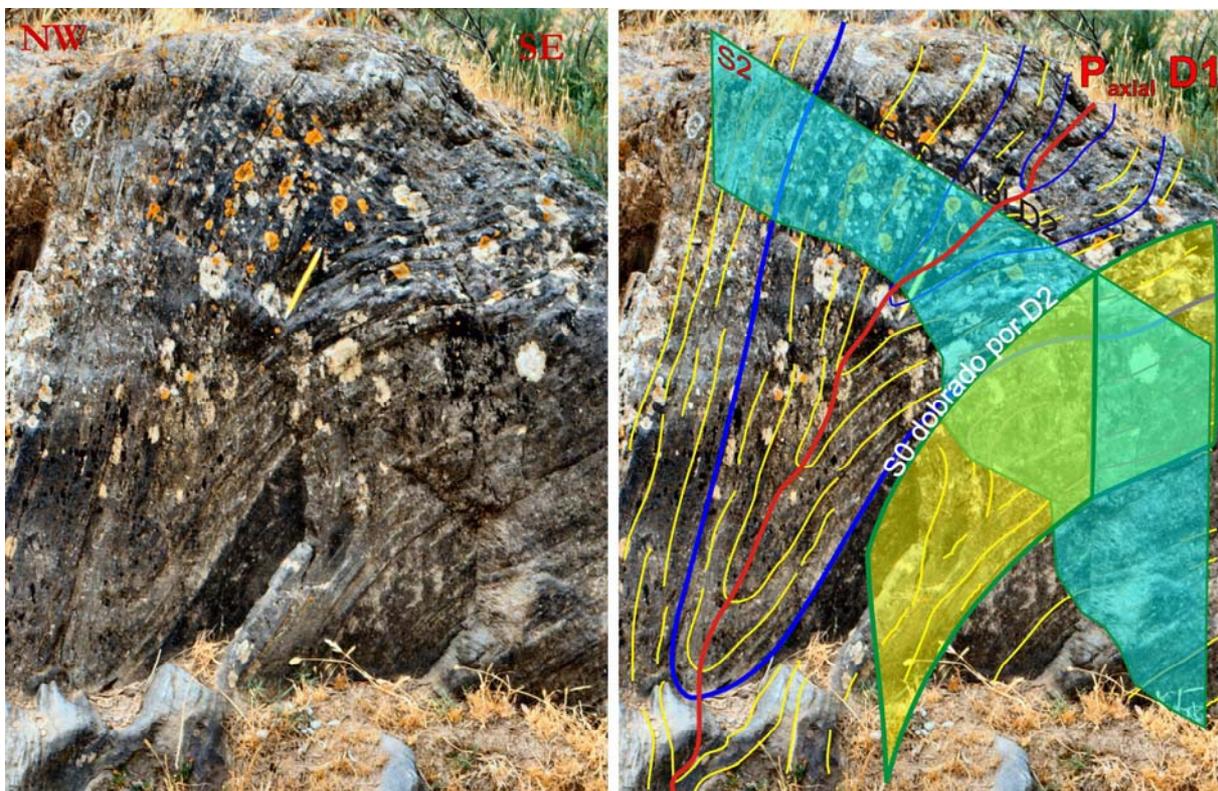


Fig. 4.15

#### 4.2.1.2 Domínio de São Saturnino – Juromenha (Figs. 1.6 e 4.16)

Todas as classificações feitas pelo Homem representam uma tentativa de representação e simplificação da Natureza; a Geologia não foge a este constrangimento. Assim, este domínio é definido por uma zona de concentração de deformação com limites laterais difíceis de definir, mas ainda assim merece um tratamento particular. Representa a zona de transição do Sector de Alter do Chão – Elvas para o Sector de Estremoz – Barrancos de Oliveira *et al.*, (1991). A natureza deste limite<sup>8</sup> tem sido alvo de várias interpretações (Ribeiro *et al.*, 1979; Perdigão *et al.*, 1982; Oliveira, 1984; Oliveira *et al.*, 1991; Araújo *et al.*, 1994; Silva, 1997). A existência de um carreamento ou alternativamente um horizonte estratigráfico a separar os dois sectores atrás referidos tem sido alvo de discussão porque os modelos sucedaneamente propostos não conseguem explicar todas as observações de campo.

Neste trabalho admitimos um regime de deformação transpressivo esquerdo que se desenvolve ao longo de uma faixa NW-SE passando por São Saturnino – Santo Aleixo – Juromenha, que designamos por Domínio por apresentar características próprias. Corresponde a uma banda de cisalhamento sub-vertical que, quando num estado de desenvolvimento sinsedimentar, deve ter constituído uma interface discordante entre as unidades câmbrias a norte e ordovícicas<sup>9</sup> (e silúricas) a sul. Por constituir uma interface de fraqueza estrutural, teria sido retomada nas fases de deformação regional D1 e D2, com desenvolvimento acentuado nesta última fase que se desenvolveu em andar estrutural superior, o que justifica a verticalidade das estruturas observadas neste Domínio de deformação. O movimento predominantemente transcorrente

---

<sup>8</sup> Já referida no Capítulo 2.

<sup>9</sup> Semelhante à discordância referida para o anticlinal de Estremoz entre a Formação Dolomítica e o Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz.

esquerdo ao longo de uma superfície sub-vertical encontra-se associado a uma componente cavalgante quando aquela inclina para N, ou normal quando inclina para S. Este constrangimento geométrico também explica a observação no terreno, de critérios distensivos associados a pequenos acidentes de direcção NW – SE. Nesta perspectiva retiramos importância aos movimentos de natureza cavalgante perpendiculares às estruturas e enfatizamos o carácter transcorrente associado ao acidente da Juromenha. A proximidade deste acidente em relação aos limites estratigráficos deverá corresponder a uma diferença reológica entre as unidades envolvidas, acentuando a discordância pré-existente (Figs. 4.17 a 4.19).

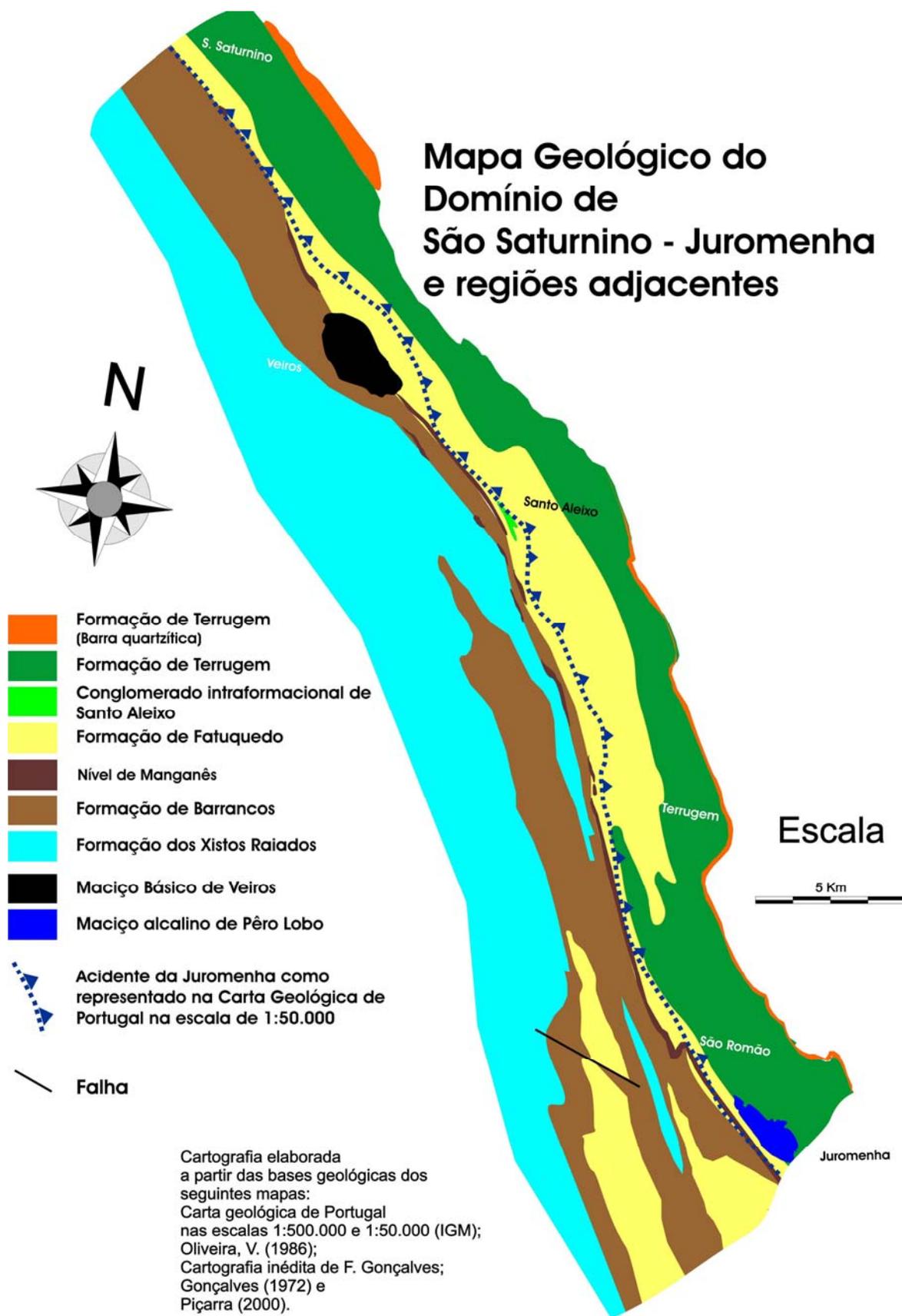


Fig. 4.16 – Mapa geológico do Domínio de São Saturnino – Juromenha e regiões adjacentes.

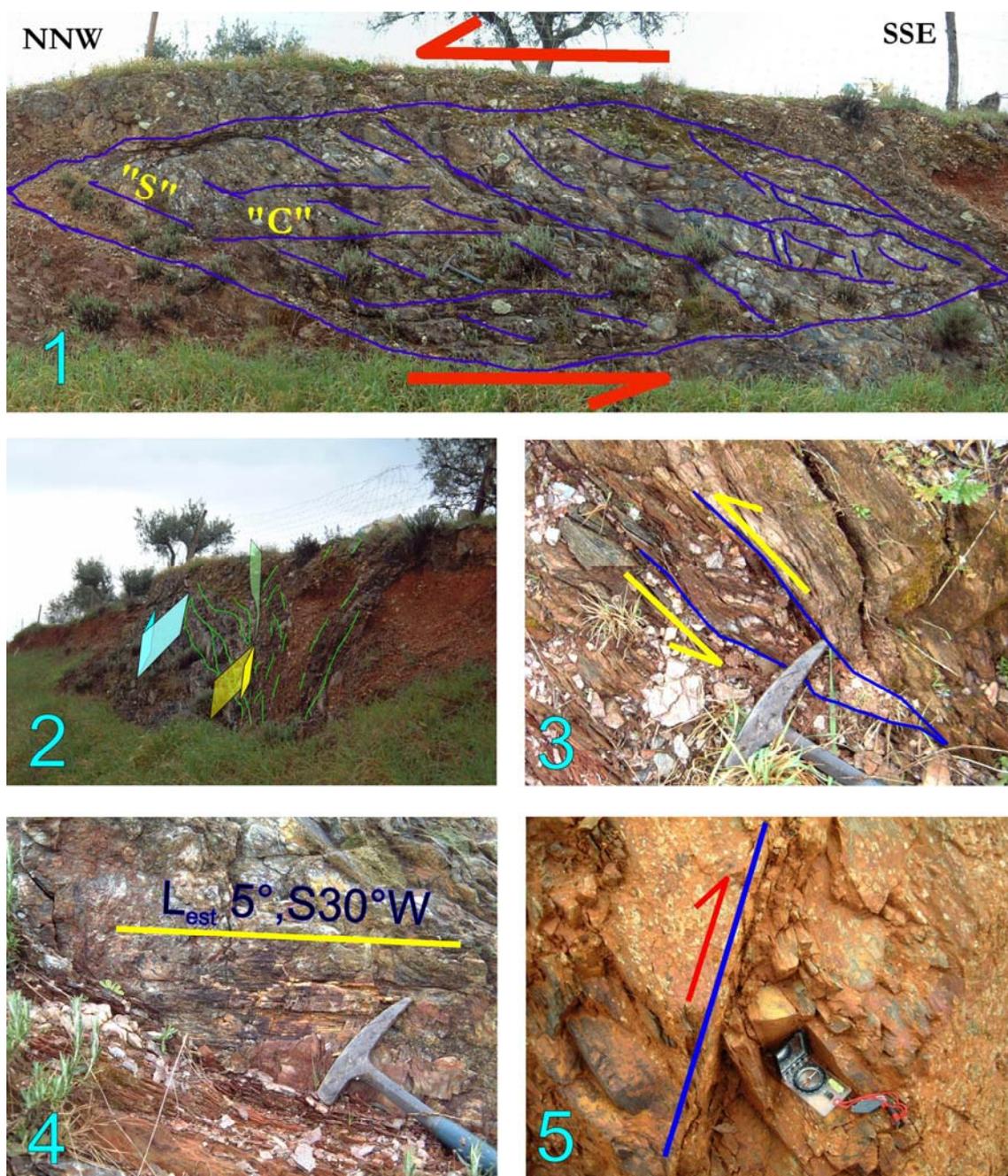


Fig. 4.17 – Afloramentos na EN 372, ao Km 36 (Sousel – Veiros), próximo do Monte dos Pereiras. 1 – Desenvolvimento de estruturas sigmóidais métricas com definição de planos “C” e “S” indicando movimento transcorrente esquerdo com topo para norte. 2 – Vista sensivelmente perpendicular à estrutura onde 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. (Errata na Fig. 4.17 – 4, em vez de  $L_{est} 5^{\circ}, S30^{\circ}W$  leia-se  $L_{est} 5^{\circ}, S30^{\circ}E$ ).

Fig. 4.18 – (Página seguinte) – 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.



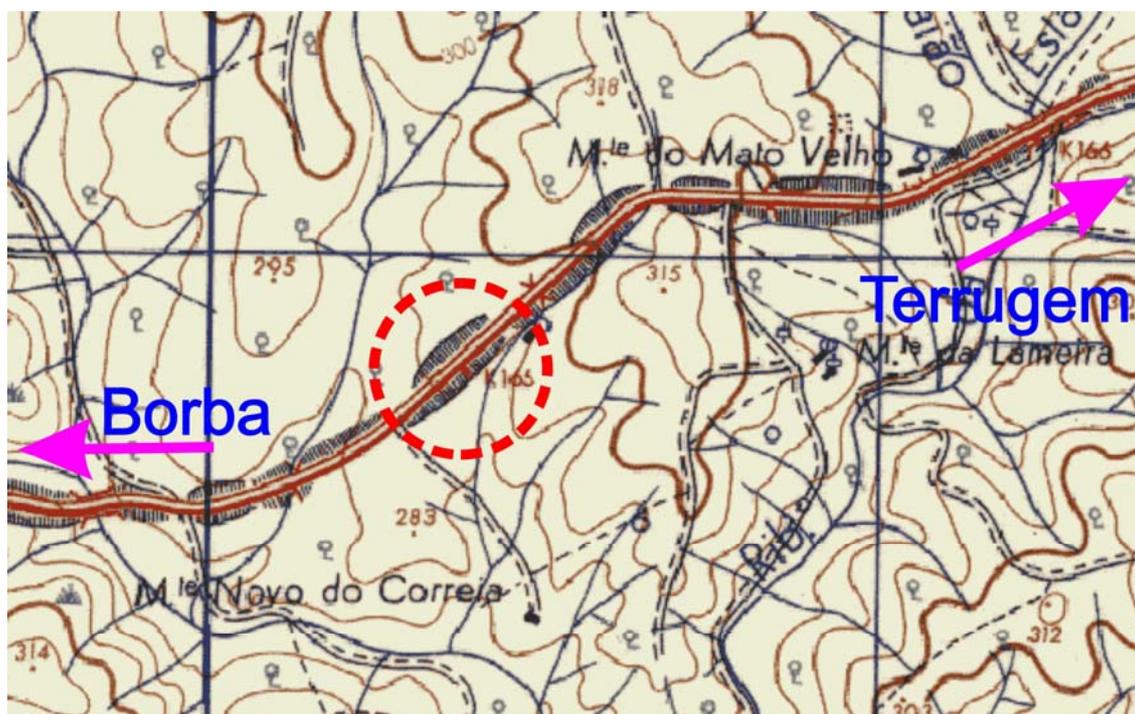


Fig. 4.19a – Localização dos afloramentos representados na Fig. 4.19.

Fig. 4.19 – (Página seguinte) – Vários aspectos dos afloramentos encontrados nas trincheiras ao Km 165 da EN4. 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 *en 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).

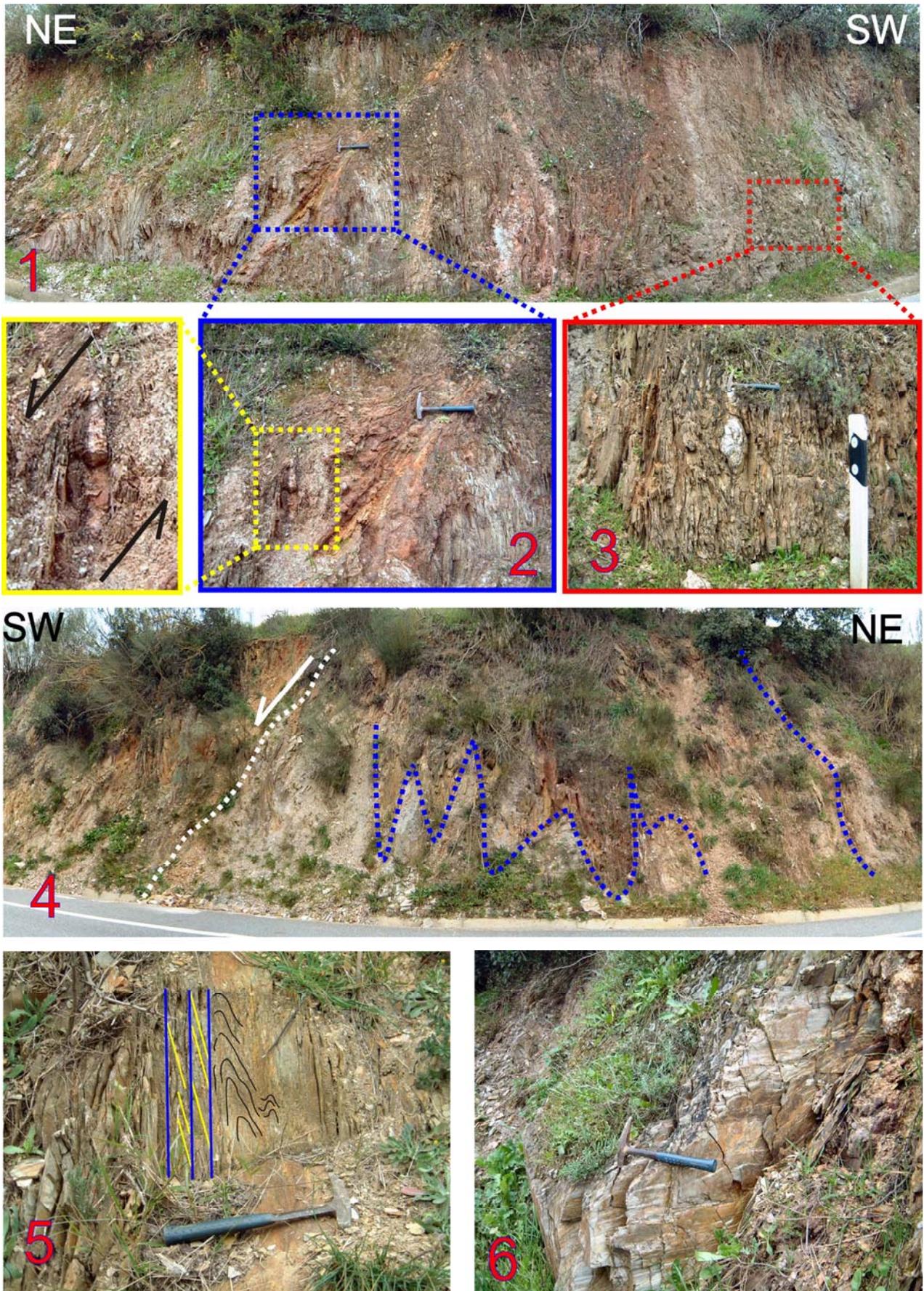


Fig. 4.19

#### 4.2.2 Tectónica e Estrutura – Sector Estremoz – Barrancos.

Neste Sector estão representadas as duas fases de deformação principais (D1 e D2), ambas atribuídas à Orogenia Varisca. Relembramos que, como referido na introdução do presente capítulo, na área em análise, D1 está representada por clivagem xistenta sub-horizontal e penetrativa (S1), por vezes paralela a S0 (estratificação sedimentar). Esta clivagem geneticamente associada a dobramentos observáveis à escala do afloramento, frequentemente apresenta lineação de estiramento sub-paralela aos eixos, com orientação próxima de N-S a NW-SE e mais raramente NNE-SSW. A segunda fase de deformação varisca (D2), afecta a clivagem anterior S1 e define dobramentos de eixos orientados predominantemente segundo NW-SE, com planos axiais subverticais, observáveis a todas as escalas. Esta é a fase responsável pelas macroestruturas regionais. O regime de deformação cisalhante não coaxial desenvolvido de D1 a D2 é observado em toda a região e é acentuado pelos numerosos acidentes sub-paralelos aos planos axiais de D2, ou ligeiramente rodados para uma posição NNW-SSE. No Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz estes acidentes apresentam uma distribuição discreta, podendo identificar-se e distinguir-se entre si. No entanto, nas litologias mais xistentas, os acidentes repetem-se e obliteram a sequência litoestratigráfica, desenvolvendo por vezes zonas de forte imbricação tectónica, tal como já referimos no Cap. 2.

#### 4.2.2.1 Domínio de Ferrarias – Nave (Fig. 1.6)

Este domínio engloba as formações situadas num triângulo geográfico com vértice próximo de Terrugem, limitado a NE pelo domínio de São Saturnino – Juromenha e a SW pelo alinhamento correspondendo ao flanco NE da estrutura maior do Sinclinal de Orada – Mina do Bugalho (Silva, 1997). Este domínio de deformação também é definido pelo mergulho quase generalizado para NW das estruturas, materializado pelas lineações de estiramento mineral (principalmente) e de intersecção entre os planos de estratificação (S0) e xistosidade de D2 (S2). Contrariamente, nos restantes domínios aqui considerados, do Sector de Estremoz – Barrancos, o mergulho das estruturas faz-se para SE neste limite Oriental da área em estudo (ver Mapa de Estruturas em anexo). Em suma e em traços gerais, este domínio corresponde a parte do Sector NE de Oliveira, V. (1984), com a exclusão das formações de Vila Boim, a *Barra Quartzítica*, a Formação do Padrão – Avessadas e a Formação do Forte Ferragudo do mesmo autor, aflorantes a NE.

Deste domínio faz parte a estrutura de Ferrarias a que já nos referimos no Cap. 2 (Figs. 2.25 a 2.28) e o Complexo Ígneo e Rochas Associadas que afloram para SE, na continuidade da estrutura de Ferrarias (ver adiante Fig. 4.29).

Em seguida apresentamos algumas das mesoestruturas representativas deste domínio (Figs 4.20 a 4.28). Consultar legendas das figuras para uma explicação mais detalhada.

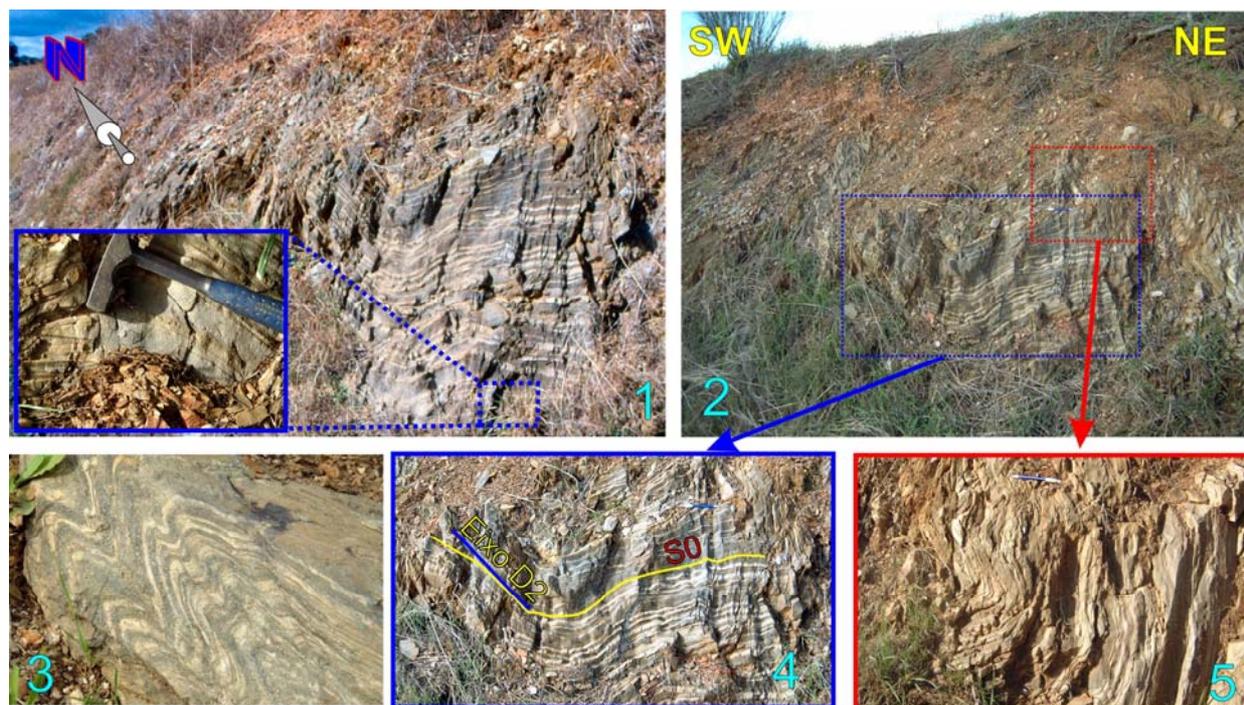


Fig. 4.20a – EN 373 – Alandroal – Elvas, 400m a SW do cruzamento para S. Romão. Vários aspectos da Formação do Fatuquedo de idade câmbria (Formação da Briôa – S. Romão de Oliveira, V., 1984). 1 – Afloramento na margem esquerda da Rib<sup>a</sup> da Asseca, onde se destaca a alternância centimétrica entre xistos verdeongos 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 N (4).



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 dobra. Em 3 e 5, registam-se respectivamente exemplos do estilo de dobramento e de flancos estirados.

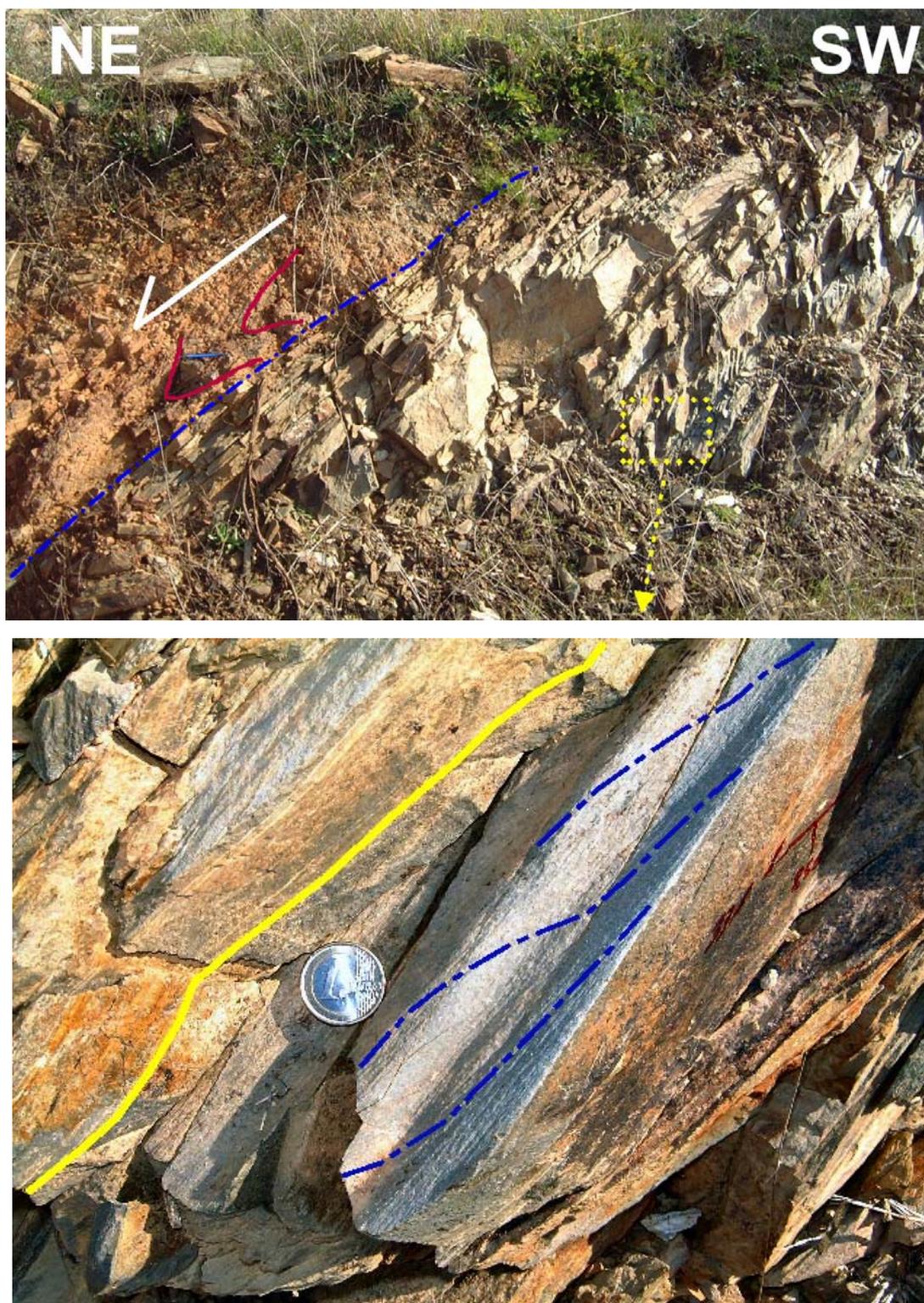


Fig. 4.21 – Estrada Alandroal – Juromenha, desvio para SE ao Km 50.2 para Monte Fidalgo. Em cima, vista geral do afloramento onde, à esquerda, se destaca um acidente esquerdo. Em baixo, representa-se a azul com traço descontínuo representa-se a lineação de estiramento L1 dobrada por D2. A amarelo está representado o traço da estratificação, transposta com a clivagem de segunda fase S2.

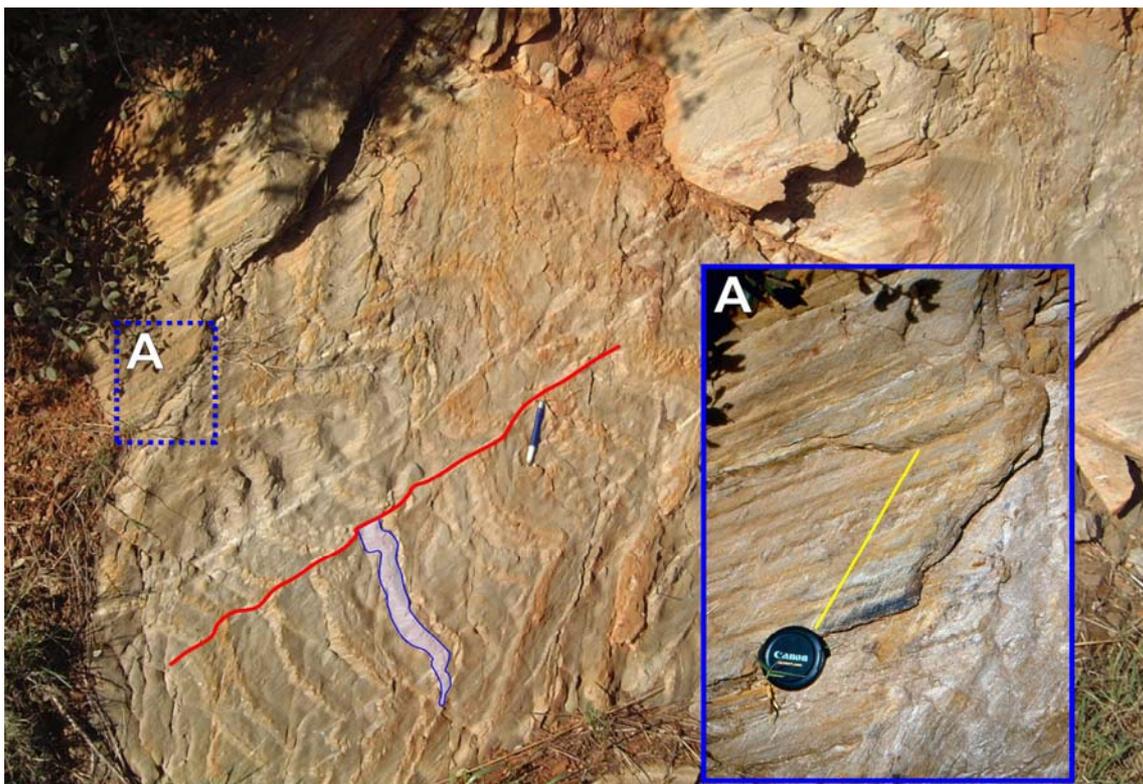


Fig. 4.22 – Outro pormenor do afloramento representado na Fig. 4.21, com ênfase para o desenvolvimento de uma clivagem de crenulação (S2) nos xistos grauvacóides da Formação do Fatuquedo (Traço amarelo na caixa A à direita).

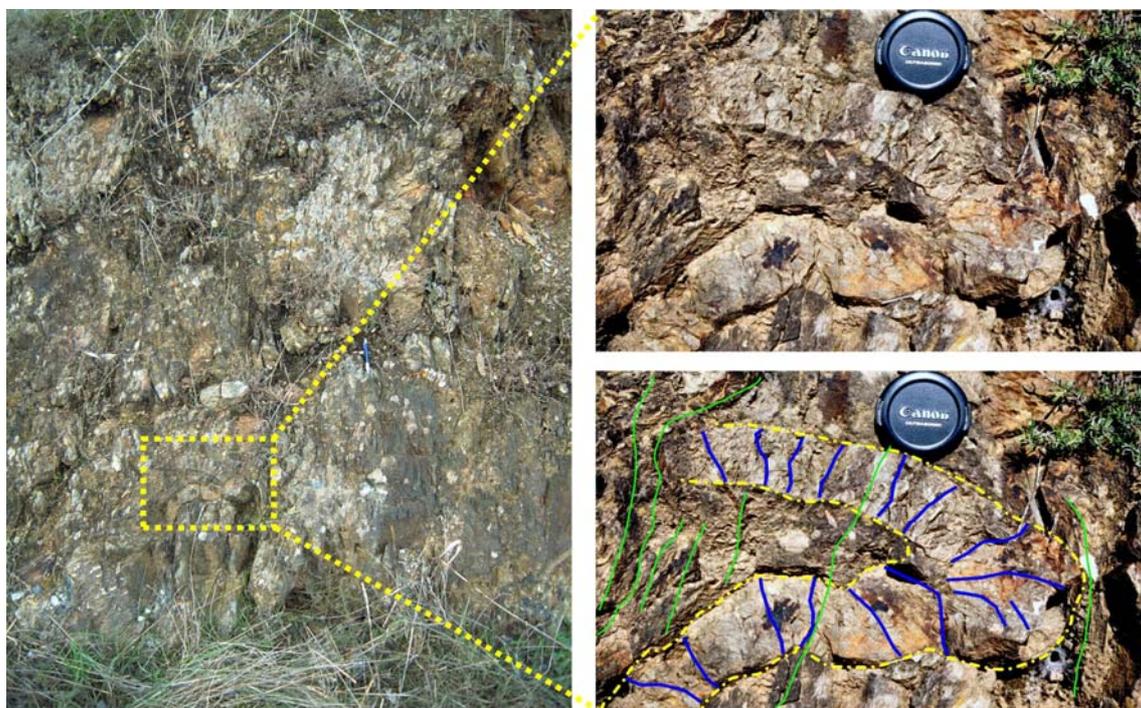


Fig. 4.23 – EN 373 – Alandroal – Elvas, Km 47. Pode-se observar (nos pormenores à direita) os padrões de interferência D1+D2. Não está expressa uma clivagem associada a D1 ao passo que durante D2 nos níveis mais pelíticos desenvolve-se uma clivagem planar xistenta S2 e as bancadas quartzíticas exibem uma clivagem em leque.

Próximo do Monte do Furadouro na estrada camarária entre Vila Viçosa e São Romão<sup>6</sup> encontram-se algumas dobras que tipificam o estilo dos dobramentos D1 (Fig. 4.24) e D2 (Fig. 4.25).



Fig. 4.24 – À esquerda, dobra isoclinal apertada, típica de D1.

Fig. 4.25 – Em cima, dobra aberta com clivagem de plano axial associada e lineação de intersecção  $L_1 S0^{\wedge}S2 52^{\circ}, N20^{\circ}W$ ; típica de D2.

Fig. 4.26 – Em baixo. Localização dos afloramentos representados nas figuras anteriores.



<sup>6</sup> Esta povoação vem referida como “Ciladas” na carta militar 1:25.000 N°427 – Terrugem.

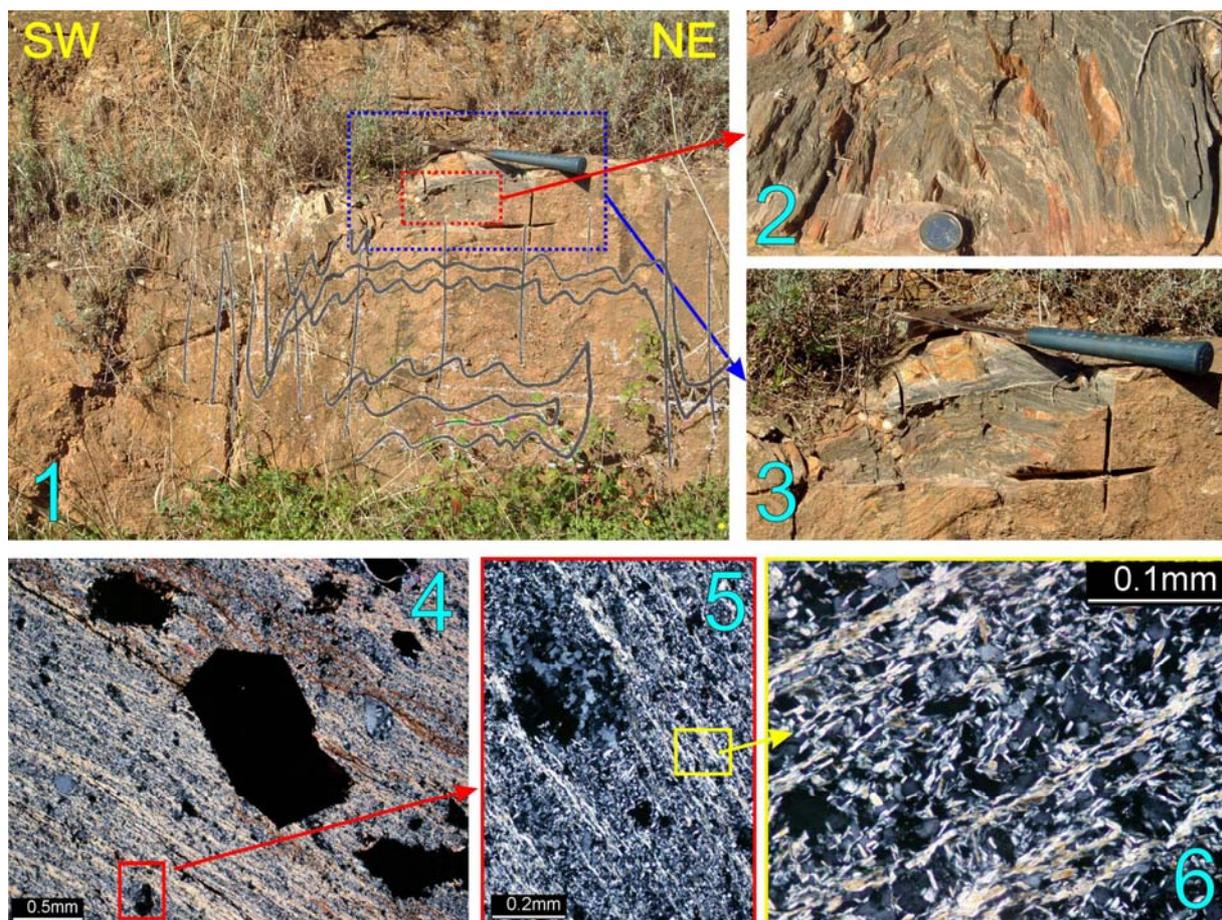


Fig. 4.27 – Afloramento de litologias relacionáveis com a Formação do Fatuquedo situado 1500m a NNE do v.g. Papa Solas. Os xistos pelíticos e siltíticos esverdeados, por vezes grauvacóides, desenvolvem uma crenulação de D2 (em 2) que é materializada pelo alinhamento dos flossilicatos (4 a 6). A presença de minerais opacos (em 4) também é uma constante nesta unidade.

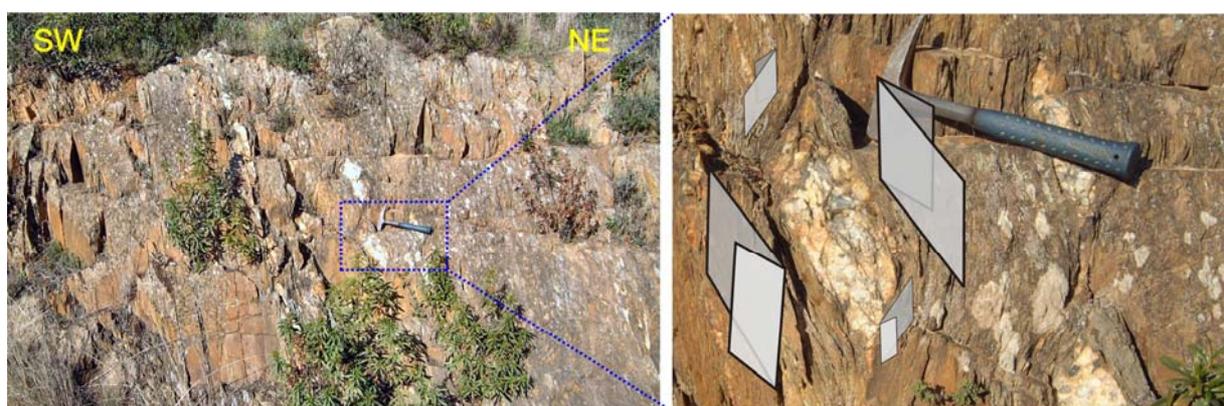


Fig. 4.28 – Afloramento na estrada camarária entre Vila Viçosa e São Romão, 500m a SSE do v.g. Papa Solas. Limite SW do Domínio de Ferrarias – Nave, aqui materializado por zona de cisalhamento esquerda com concentração de quartzo a preencher fendas de tracção em *en échelon*. A inclinação das estruturas apresenta um mergulho distinto a NE (para NW) e a SW (para SE) desta zona de fractura.

Na estrutura de Ferrarias algumas fácies carbonatadas apresentam uma componente detrítica, exibindo os fragmentos líticos um aspecto pouco organizado (Fig. 4.29). Onde predomina a componente carbonatada a deformação é mais acentuada e desenvolvem-se critérios cinemáticos observáveis quer em afloramento quer em lâmina delgada (Figs. 4.30 e 4.32). Estas rochas foram deformadas em condições metamórficas de baixo grau, provavelmente com temperatura inferior a 250°C, como é indicado pelas maclas pouco desenvolvidas dos cristais de calcite (Fig. 4.31). Ainda assim, é possível definir critérios cinemáticos associados a D2, por exemplo um fragmento colunar de crinóide funciona como um corpo rígido originando sombras de pressão, indicando critérios de cisalhamento esquerdo (Fig. 4.32).

A SE da estrutura de Ferrarias aflora em retalhos dispersos o Complexo Ígneo e Rochas Associadas que, embora se encontre regionalmente alinhado com as estruturas, não apresentam deformação assinalável (Fig. 4.33).



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.

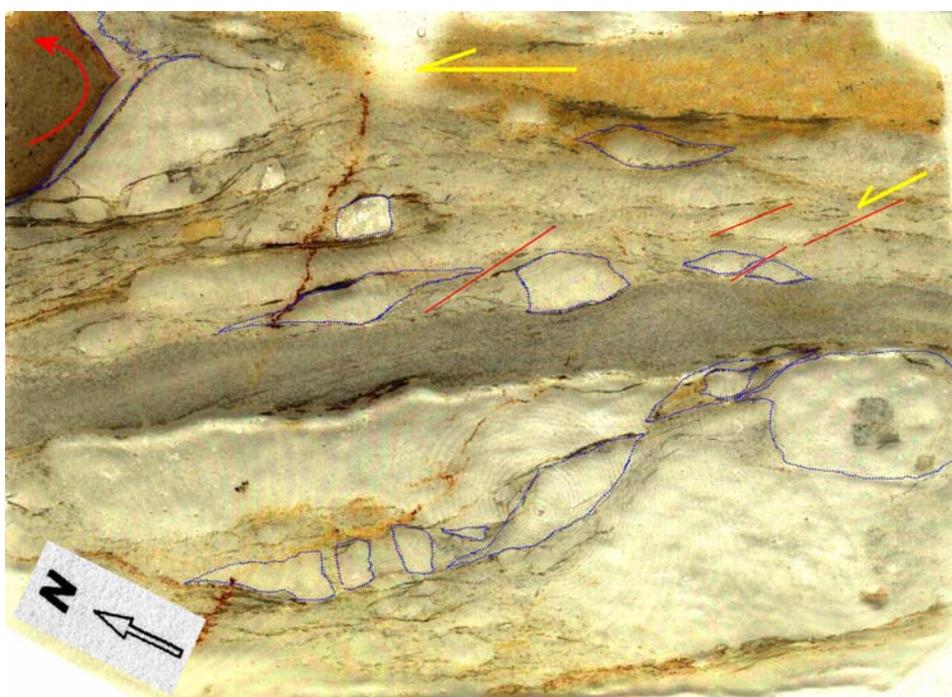


Fig. 4.30 – Trata-se de outra imagem captada e realçada em computador. Nesta talisca já se nota uma orientação preferencial dos clastos líticos e destaca-se o estiramento paralelo aos planos de xistosidade S2 (materializado pela orientação dos limites NW-SE dos clastos de maiores dimensões) e que chega a provocar a *boudinagem* de alguns fragmentos carbonatados (na figura em baixo, à esquerda).



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.



Fig. 4.32 – Outra montagem em computador de 4 microfotografias de outra lâmina onde um fragmento de crinóide funciona como um corpo rígido que sujeito a um campo de tensões tangencial desenvolve sombras de pressão indicando critérios de cisalhamento esquerdo.



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 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.

#### 4.2.2.2 Anticlinal de Estremoz

Neste capítulo faremos uma descrição diacrónica dos eventos geológicos que ocorreram na região onde actualmente aflora o anticlinal de Estremoz. Dada a exposição privilegiada de afloramentos, inerente à actividade extractiva, daremos especial ênfase às estruturas preservadas no Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz.

##### 4.2.2.2.1 Estruturas discordantes anteriores à deformação

No anticlinal de Estremoz encontram-se estruturas discordantes que se expressam sob a forma de discordâncias angulares (Figs. 4.34 e 4.35). É de supor que, à semelhança do que se passa em bacias de sedimentação mais recentes, também a formação do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz tenha sido controlado por uma tectónica extensional favorecendo a geração de estruturas subtractivas.

Outra hipótese a considerar e que carece de dados de natureza paleontológica ou radiométricos de que não dispomos, é que estas discordâncias tenham sido originadas na sequência de movimentos epirogénicos e discordâncias de carácter local relacionados com a Fase Sarda (Ribeiro *et al.*, 1979), eventos contemporâneos da Orogenia Caledónica. Aqueles autores referem na Zona Centro Ibérica dobras abertas com perfil em caixa, presumivelmente geradas durante a fase Sarda. Estritamente do ponto de vista geométrico existe na região de Borba, no anticlinal de Estremoz, dobras mesoscópicas que se enquadram nesta descrição (Fig. 4.53). O facto de puderem ocorrer na Zona de Ossa – Morena dobramentos relacionados com aquele evento documentado no Fosso Centro Ibérico, carece contudo de estudos mais atentos e continuados.

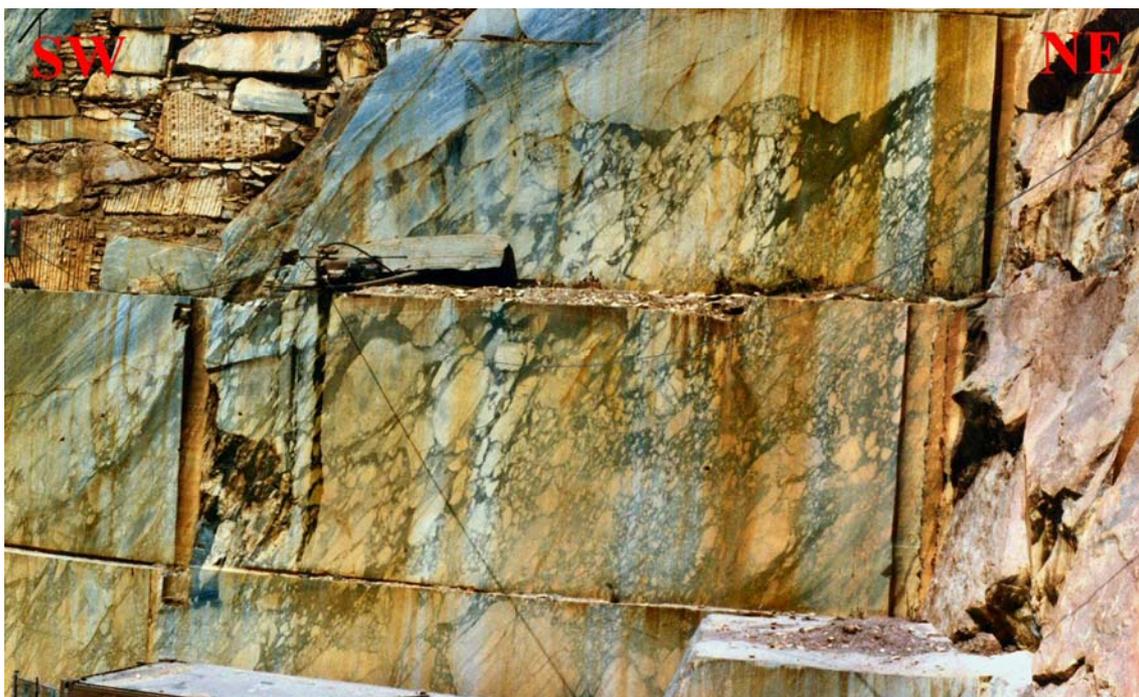


Fig. 4.34 – Frente NW da Pedreira “Nobre” na zona de Maroteira (Fig. 2.30) no flanco SW do anticlinal de Estremoz. Discordância entre mármore com aspecto brechificado e mármore de tonalidades claras em bancadas (por cima à direita). O limite SW foi reactivado tectonicamente, o movimento mostra evidências de ter sido extensional.



Fig. 4.35 – Superfície de descontinuidade anterior ao dobramento observada na pedra Somarbem, Olival Grande (Fig. 2.30 para efeitos de localização).

#### 4.2.2.2.2 Estruturas de primeira fase

No Sector de Estremoz – Barrancos e em particular no anticlinal de Estremoz, as dobras com direcções axiais próximas de N-S associadas a um *fabric* planar bem desenvolvido e pouco inclinado são consideradas de primeira fase (Fig. 4.36 e seguintes).

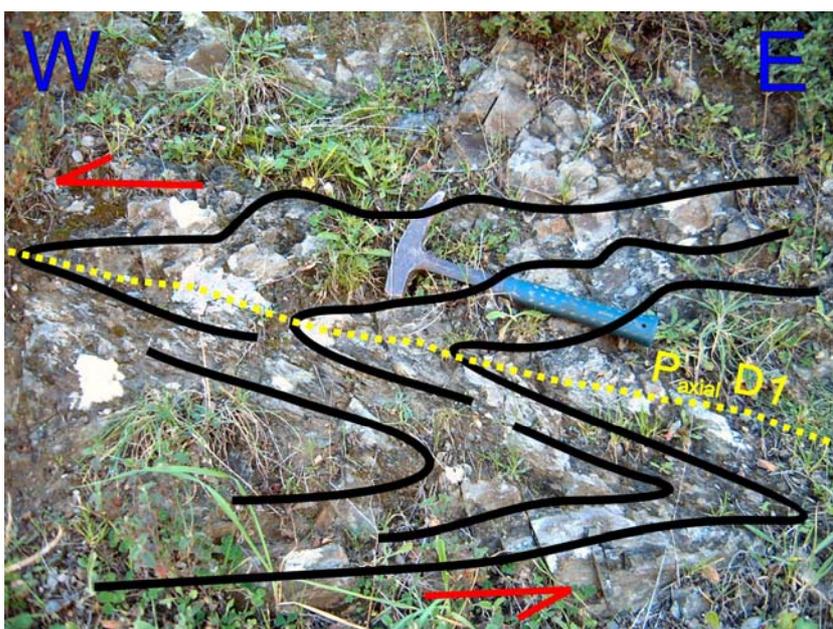


Fig. 4.36 – Dobras de primeira fase em metachertes precâmbrios aflorantes na EN 18, Km 5,7 entre Estremoz e São Bento do Cortiço. Estas dobras apresentam eixos com atitudes  $40^\circ$ , N.

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.



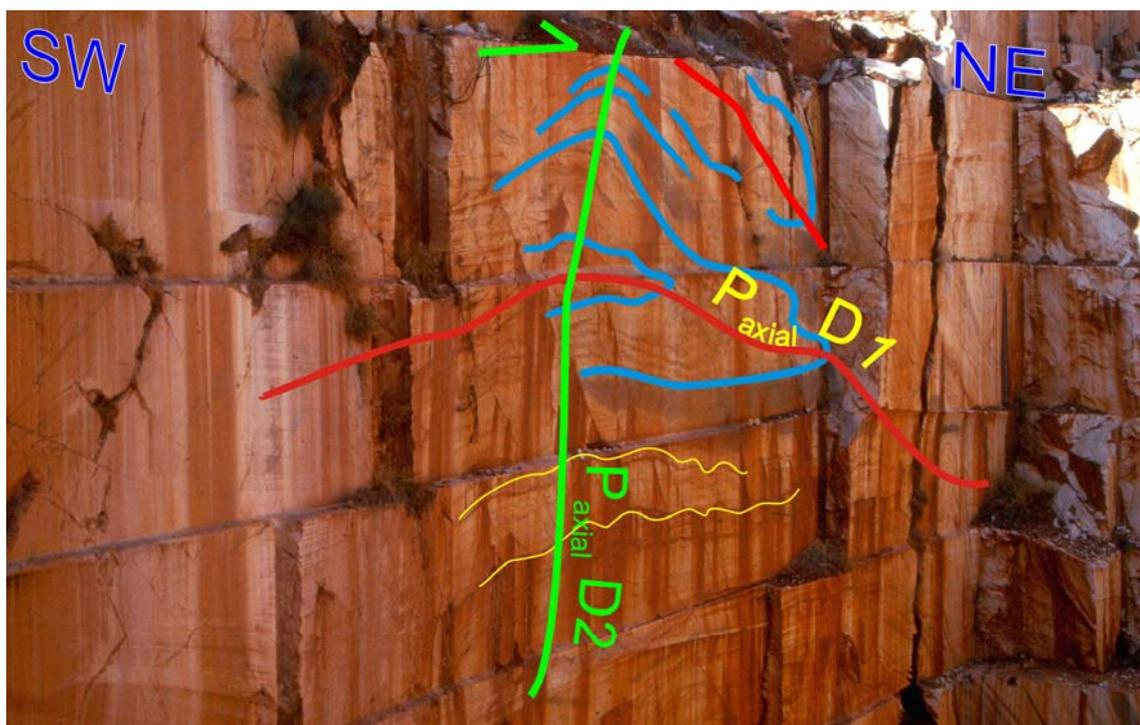


Fig. 4.38 – Dobras de primeira fase no Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz com plano axial D1 horizontal que apresenta vergência geométrica para NE dobrado pela segunda fase. Os traços a amarelo realçam a *boudinagem* das bancadas de mármore segundo o plano XY (perpendicular a  $\sigma_3$ ) das dobras D1. Pedreira Margabre, região de Borba – Encostinha, flanco NE da estrutura anticlinal de Estremoz.



Fig. 4.39 – Outro ponto de vista da estrutura representada na figura anterior.

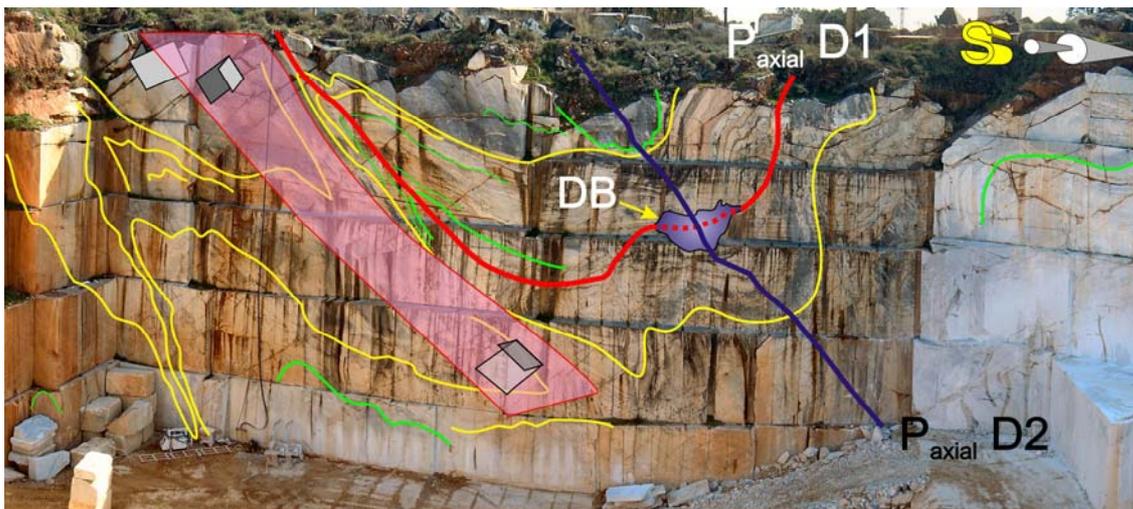


Fig. 4.40 – Pedreira A. Mocho na zona de Lagoa, flanco SW do anticlinal de Estremoz. Interpretação da interferência de dobramentos D1+D2 nos mármoreos do Complexo Vulcano – sedimentar – carbonatado de Estremoz. A fase D1, cujo traço de plano axial está desenhado a vermelho, encontra-se associada um movimento 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.



Fig. 4.41 – Fotografia da mesma frente de pedreira representada na Fig. 4.40, tirada um ano antes.

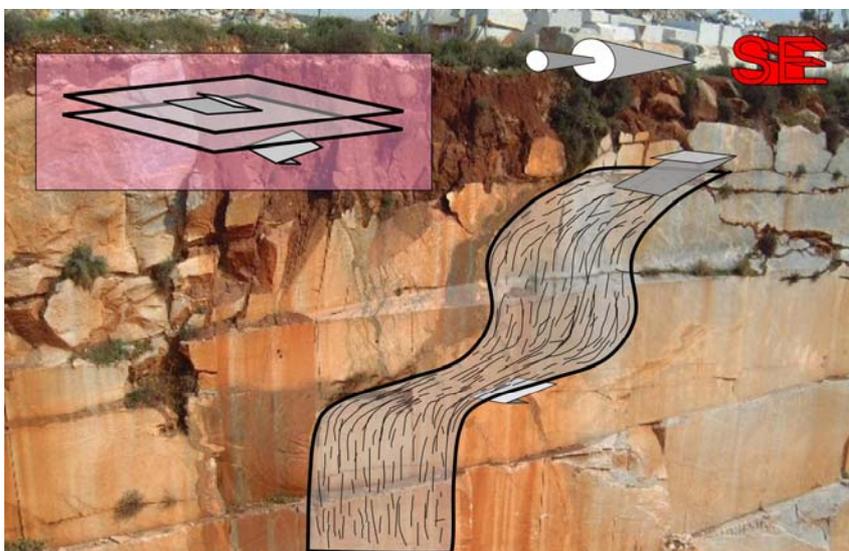


Fig. 4.42 – Frente NE da mesma pedreira, onde se realça a deformação sofrida por um dos filões interestratificados na sequência do complexo vulcano – sedimentar – carbonatado de Estremoz.

Fig. 4.43 – (Página seguinte). 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).

Fig. 4.44 – (Página seguinte). 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  $0^\circ$ , N – S.

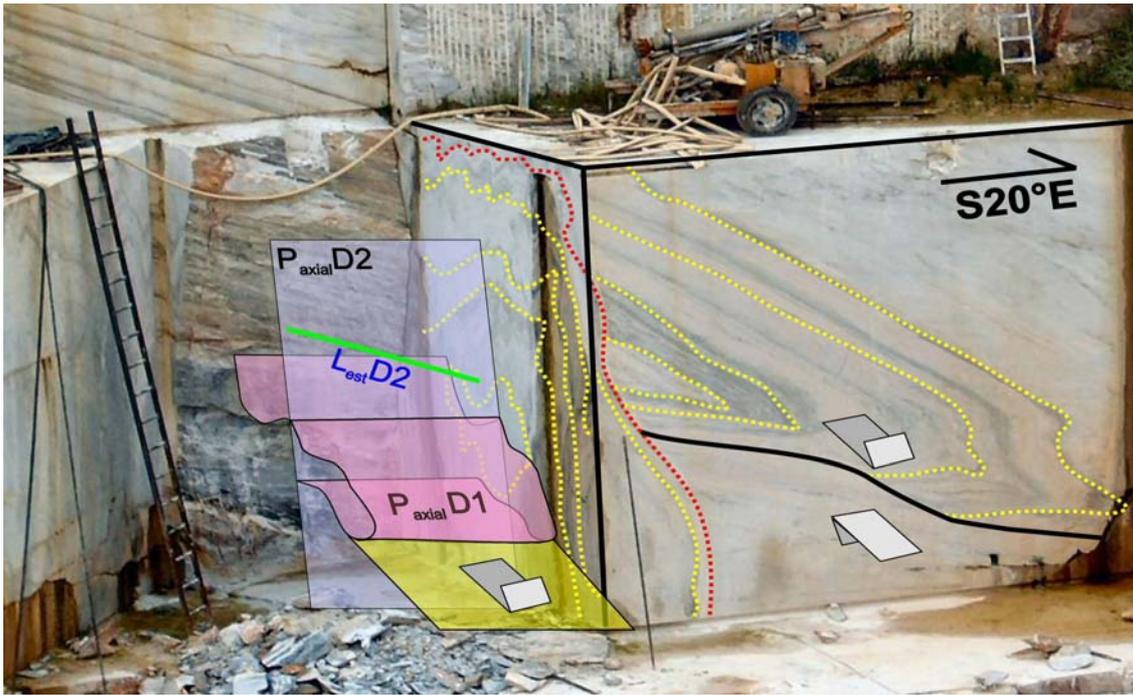


Fig. 4.43

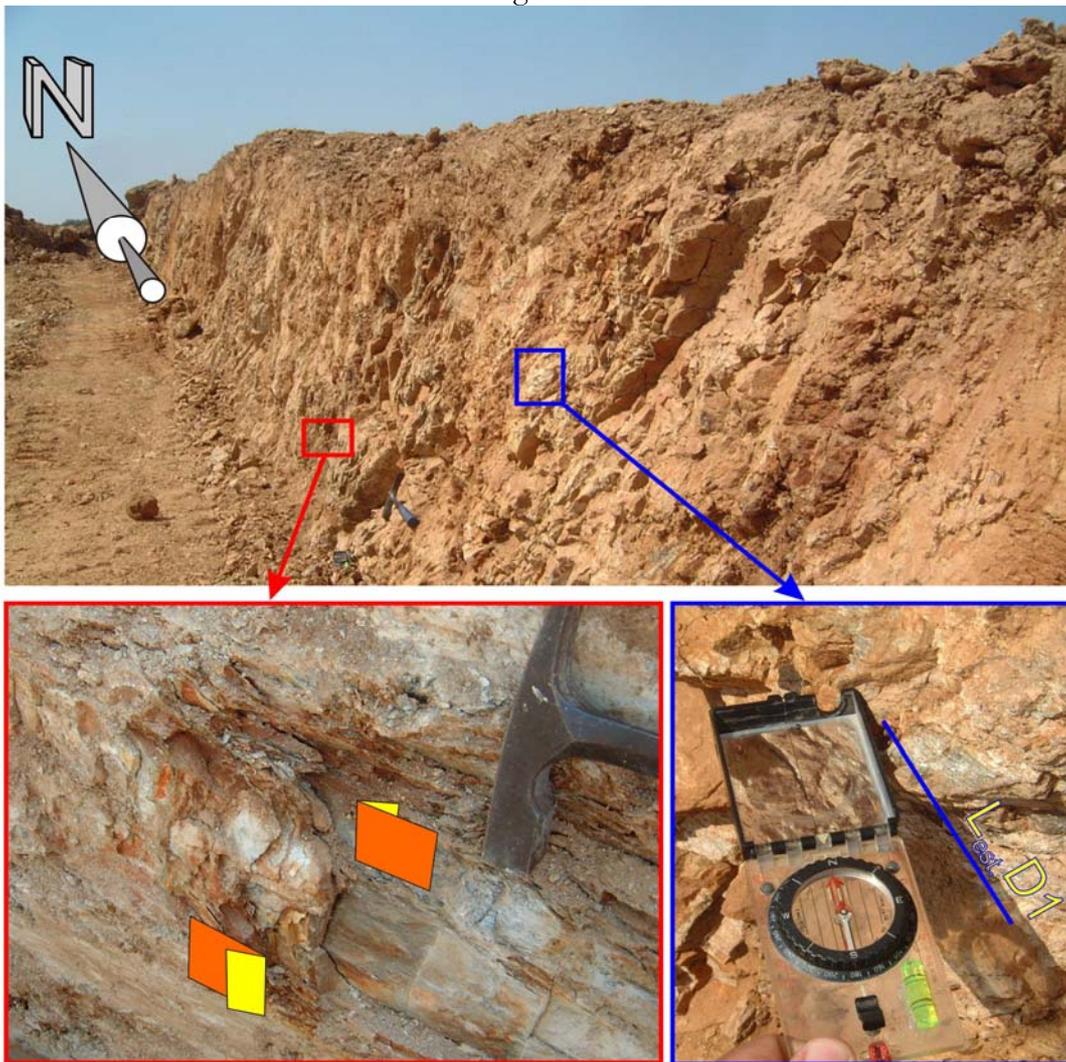


Fig. 4.44

Fig. 4.45 – (Página seguinte) – 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 – Mármore “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 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”.

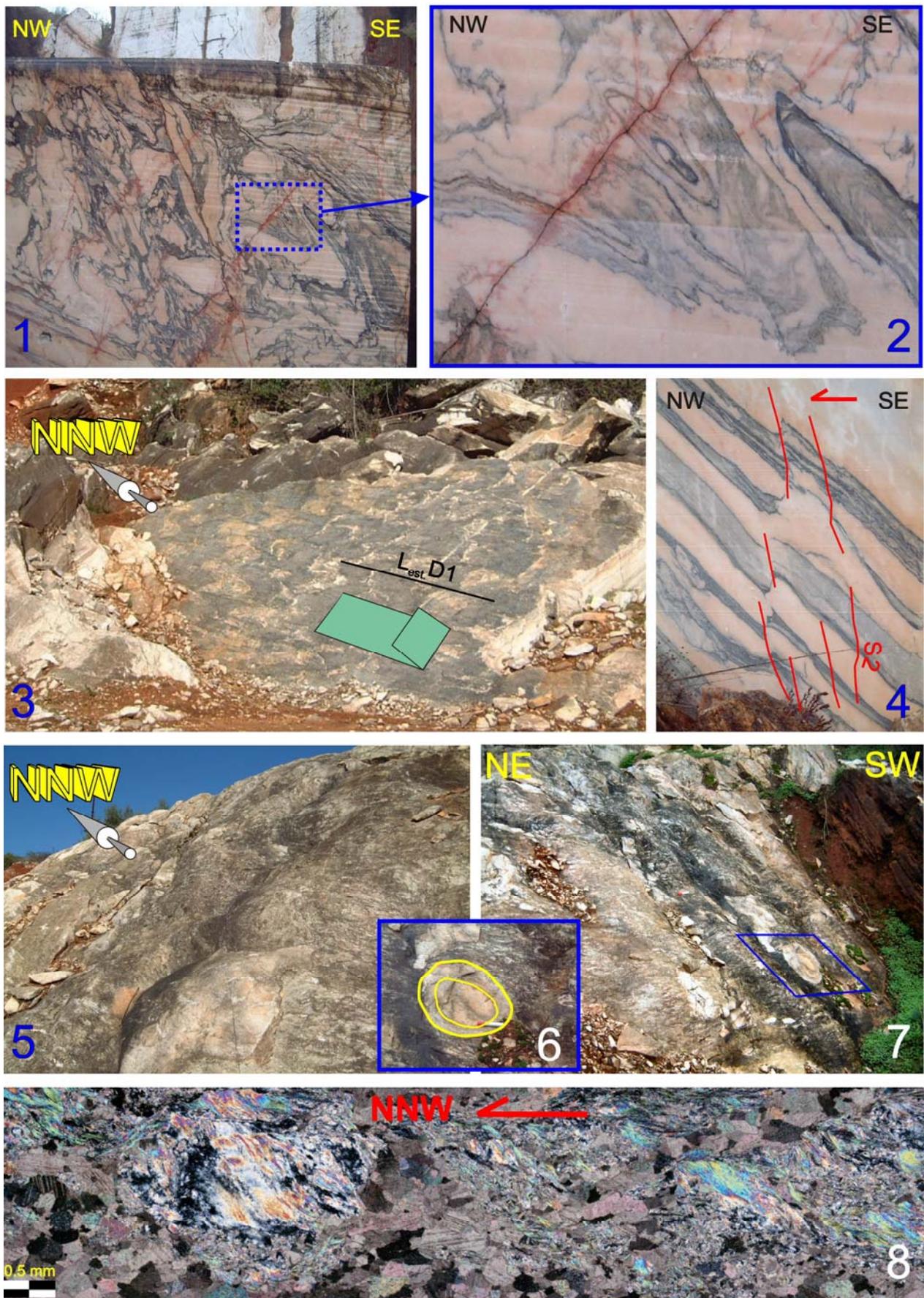


Fig. 4.45

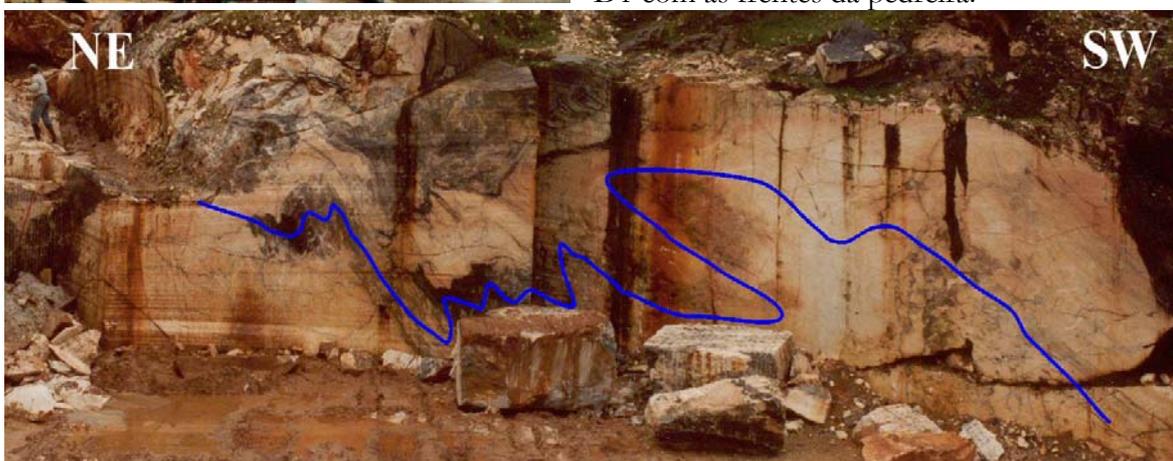


Fig. 4.46 – Pedreira ABV, Fonte da Moura – Pardais. O limite marcado a azul sobre a fotografia estabelece o contacto entre um tipo de mármore com vergada acentuada e mais escuro a Sul e outro tipo de mármore de tonalidades claras com vergada pouco acentuada. Este limite parece corresponder a uma descontinuidade 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).



Fig. 4.47– (Página seguinte). 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.

Fig. 4.48 – (Em baixo) 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 da superfície axial de D1 com as frentes da pedreira.



#### 4.2.2.2.3 Estruturas de segunda fase

No anticlinal de Estremoz, pertencem à segunda fase de deformação (D2) as dobras com plano axial NW-SE sub-vertical ou muito inclinado para SW, bem como outras estruturas associadas a este dobramento. O processo de deformação contínua e progressiva conduz à ruptura dos flancos estirados das dobras, quer estas sejam geradas durante D2 ou reactivadas a partir de estruturas D1 (Figs. 4.49 a 4.54).

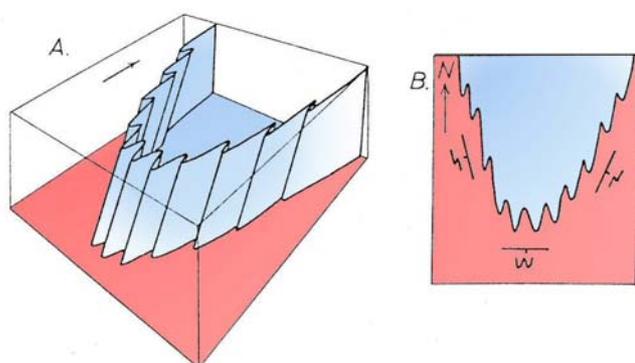


Fig. 4.49 – Esquema conceptual para a geometria das estruturas na terminação de uma dobra multicamada na sua terminação periclinal, *in* Ramsay (1987). O caso corresponde com grande aproximação ao que se pode observar no anticlinal de Estremoz, particularmente na terminação periclinal SE.

Fig. 4.50 – (Em baixo) 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).



Fig. 4.51 (A, B e C) (Página seguinte) – 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.

Fig. 4.52 (Página seguinte) – 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.



Fig. 4.51 – A



Fig. 4.51 – B



Fig. 4.51 – C

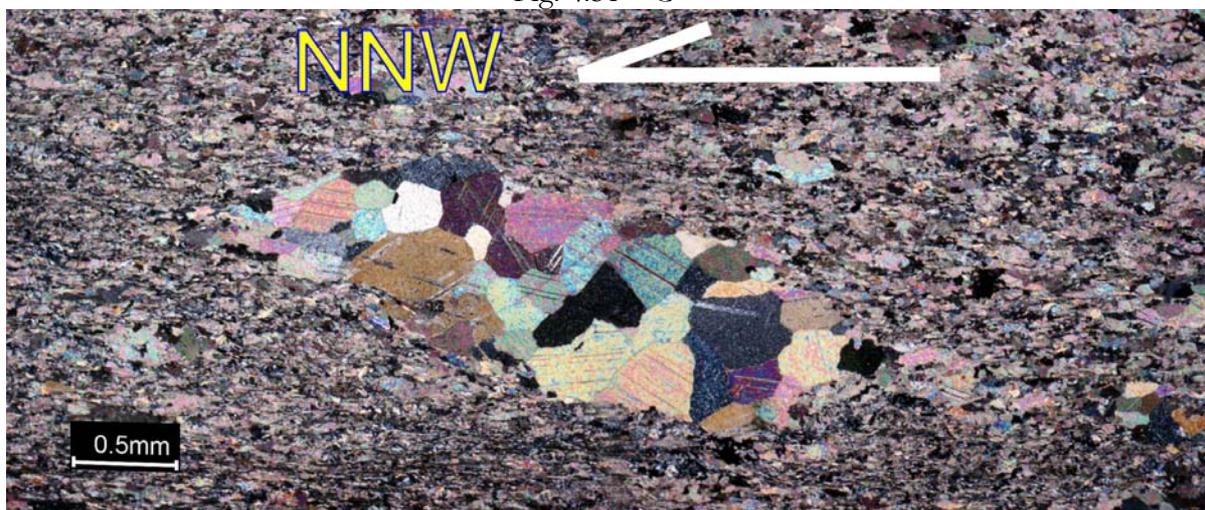


Fig. 4.52



Fig. 4.53 – “Dobra em caixa” (*box-fold*) desenvolvida durante a segunda fase. Encostinha – Borba, flanco NE do anticlinal de Estremoz.

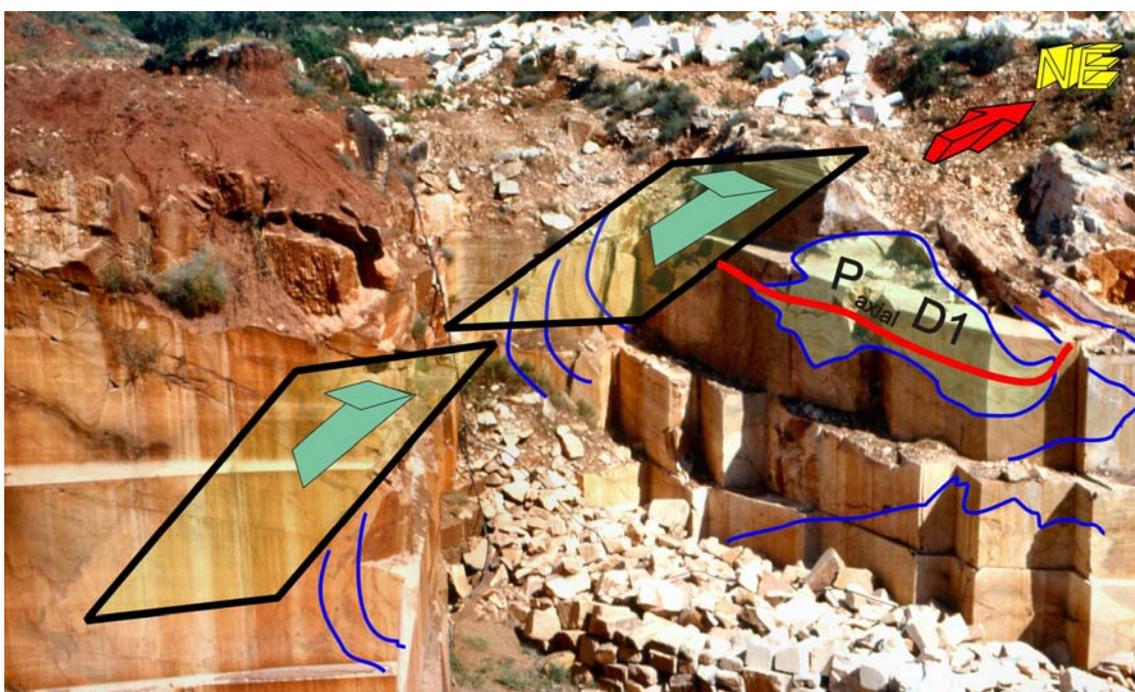


Fig. 4.54 – Cavalgamento com movimento para NE na mesma pedreira representada na figura anterior. Este acidente desenvolve-se em estado avançado da segunda fase de deformação, ainda em condições de ductilidade, correspondendo a “*back-thrust*” associado a dobramentos com vergências opostas. À direita observa-se, em corte longitudinal, uma dobra com superfície axial sub-horizontal da fase D1.

4.2.2.2.4 Corredores de deformação NNW-SSE a NW-SE

O comportamento reológico dos materiais rochosos depende das tensões que lhes são aplicadas, mas é sobretudo função da temperatura, pressão de fluidos e pressão litostática sob as quais essas forças são exercidas. Em análise superficial, para o caso das rochas do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz, importa considerar o comportamento dos minerais que maioritariamente constituem as rochas (calcite – que nos mármore chega a ultrapassar os 99% (Fig. 4.55); do quartzo – quase sempre presente (Fig. 4.56) e dos filossilicatos – cuja concentração define o bandado tão característico dos mármore).

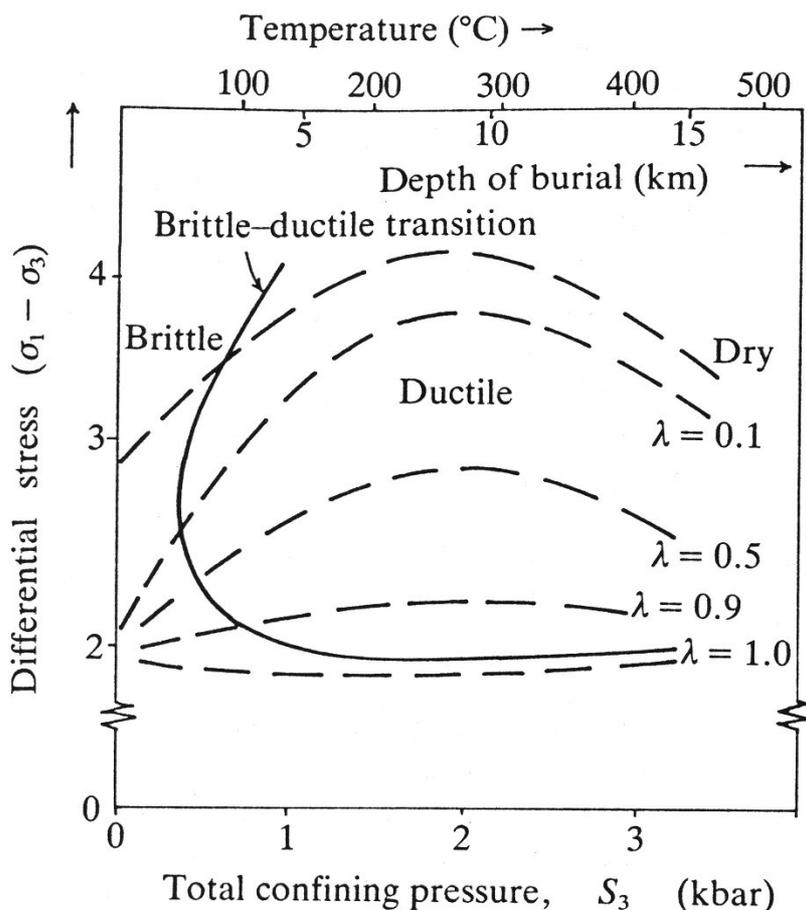


Fig. 4.55 – Transição entre o comportamento dúctil e frágil para as rochas carbonatadas. Segundo Rutter (1974, *in* Price & Cosgrove, 1990).

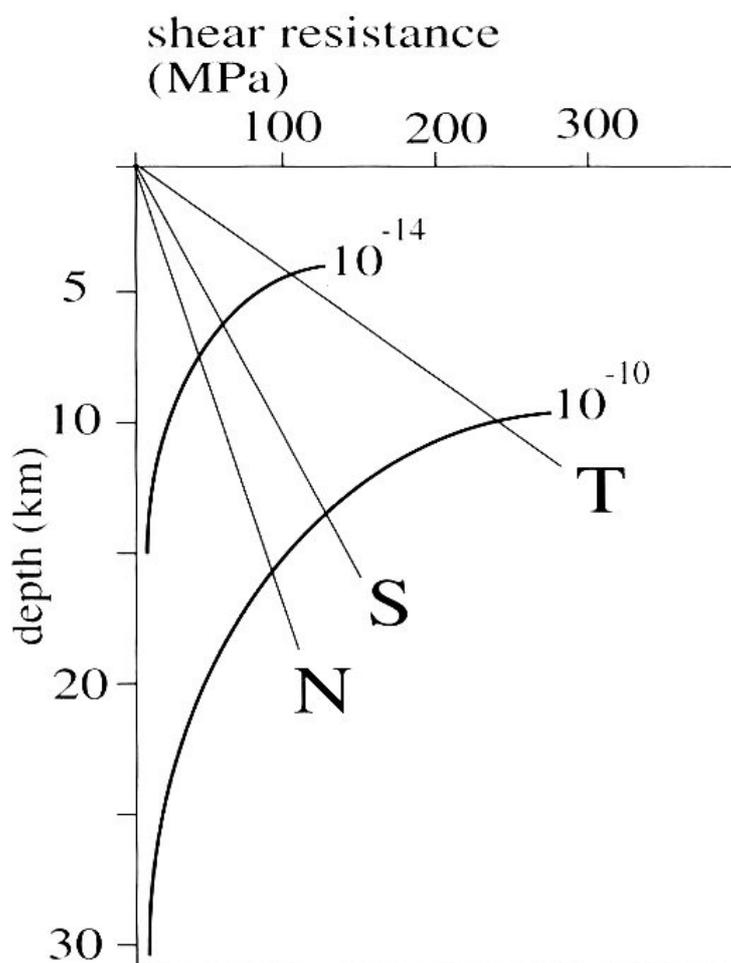


Fig. 4.56 – Diagrama resistência *vs* profundidade para o quartzo considerando um gradiente geotérmico de 30°C/Km e uma pressão de fluidos hidrostática em falhas frágeis. As linhas rectas representam a resistência à fracturação para uma situação de: cavalgamento (T); desligamento (S) e falha normal (N). As linhas curvas representam as taxas de deformação para valores de 10<sup>-14</sup> e 10<sup>-10</sup> s<sup>-1</sup>. Retirado de Passchier & Trow (1996).

Assim é de esperar que em profundidade as rochas apresentem um comportamento dúctil contrastando com o regime de ruptura frágil que se desenvolve em andares estruturais superiores (Figs. 4.57 e 4.58).

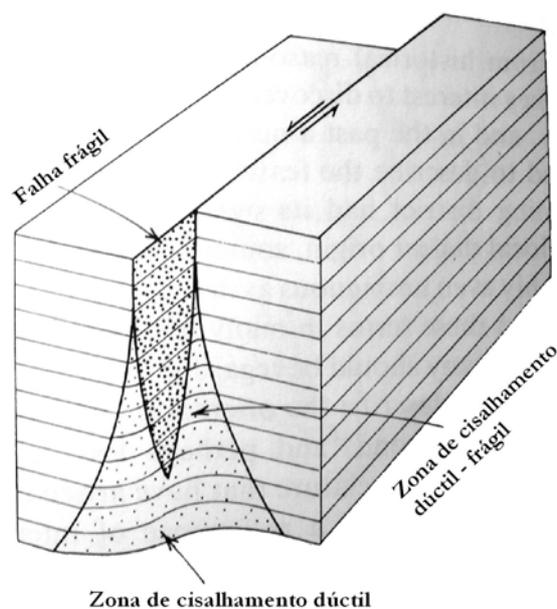


Fig. 4.57 – Representação esquemática da transição em profundidade entre o domínio de deformação frágil e dúctil. Adaptado Twiss & Moores (1992).

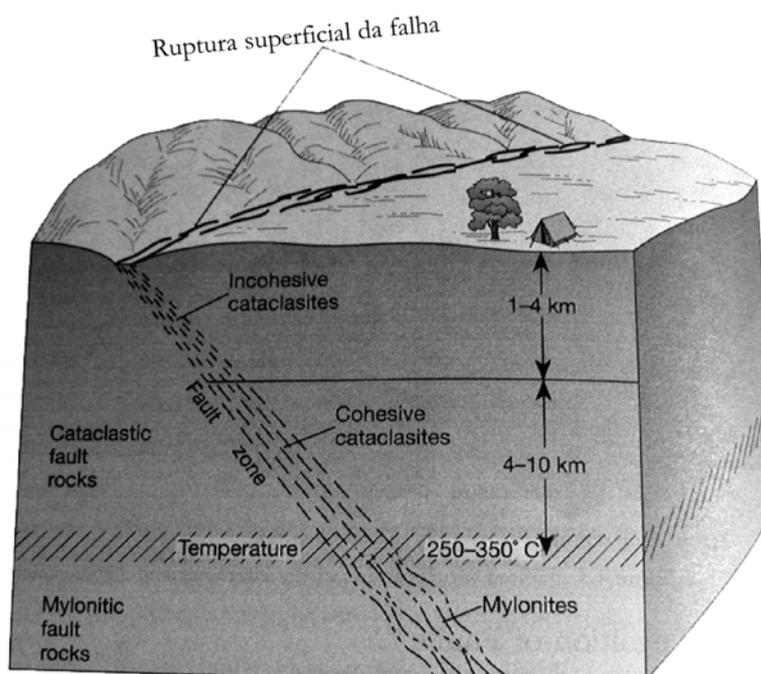


Fig. 4.58 – Bloco diagrama de parte da crosta terrestre representando o traço de uma zona de falha à superfície e a localização em profundidade dos diferentes tipos de rochas (rochas cataclásticas ou cataclasitos) que se formam numa zona de falha. Adaptado Twiss & Moores (1992). Cataclasitos não consolidados forma-se em profundidades de 1 a 4 Km<sup>7</sup>. 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.

<sup>7</sup> Tomam o nome de “pseudotaquilitos” se as condições de deformação forem anídras.

A pressão de fluidos numa zona de falha desempenha um papel importante no comportamento reológico exibido pelas rochas, o aumento da pressão de fluidos faz diminuir a resistência ao cisalhamento favorecendo a ruptura para menores valores de tensão aplicada (Fig. 4.59). Contributo semelhante é dado pela presença de filossilicatos nas rochas (Fig. 4.60).

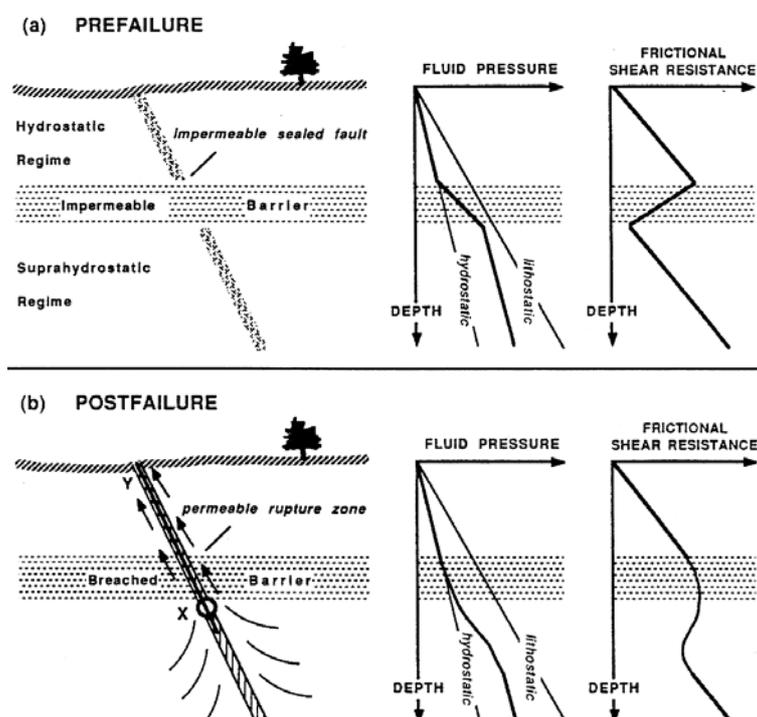


Fig. 4.59 – Diagrama que mostra a variação em profundidade em função da pressão de fluidos, considerando um regime hidrostático ou litostático e além disso ilustra a influência na resistência ao cisalhamento que a presença numa zona de falha que uma barreira impermeável pode produzir(a). Em baixo esquematizam-se as alterações ocorridas no mesmo local para condições de pós-ruptura. Retirado de Sibson, (1992).

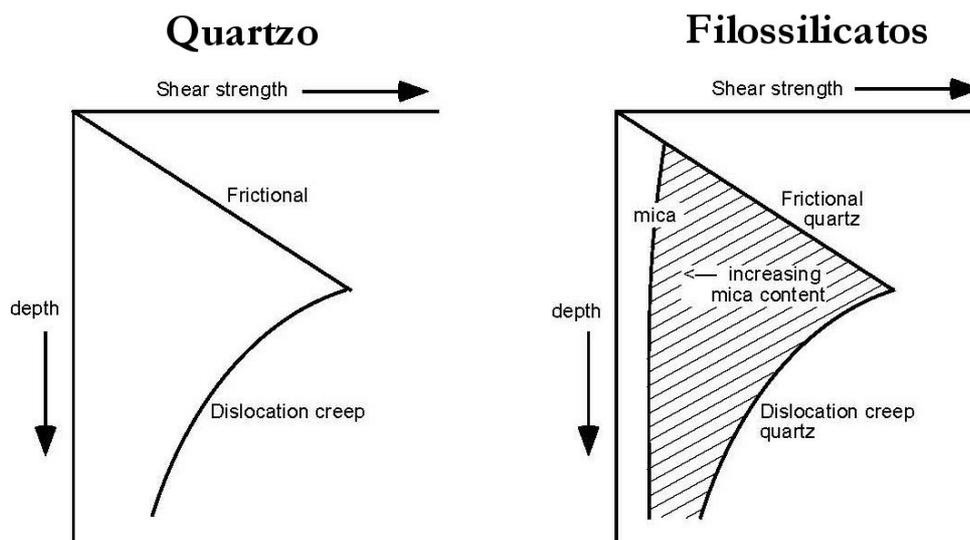


Fig. 4.60 – Diagramas que representam a resistência à deformação em profundidade para uma crosta quartzo-feldspática (à esquerda) e as variações que ocorrem quando as rochas contêm filossilicatos (à direita). Adaptado de Imber *et al.*, (1997) in Grotenhuis (2000).

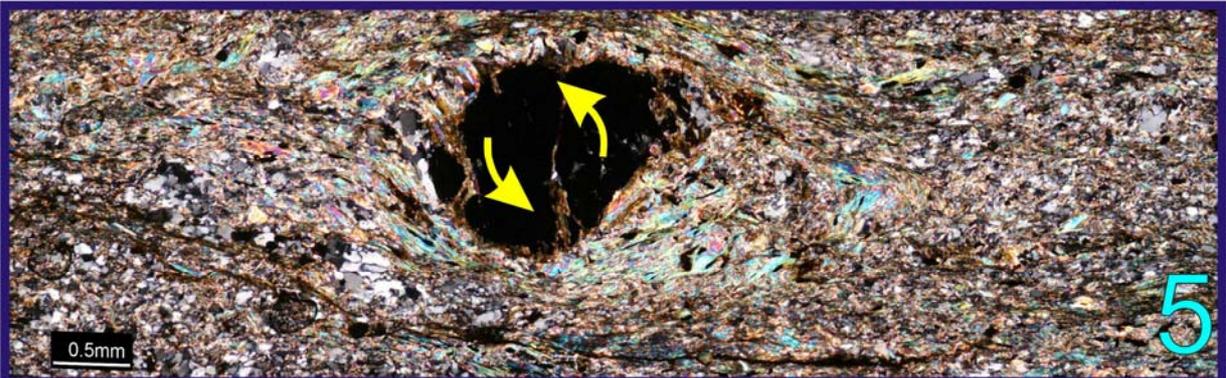
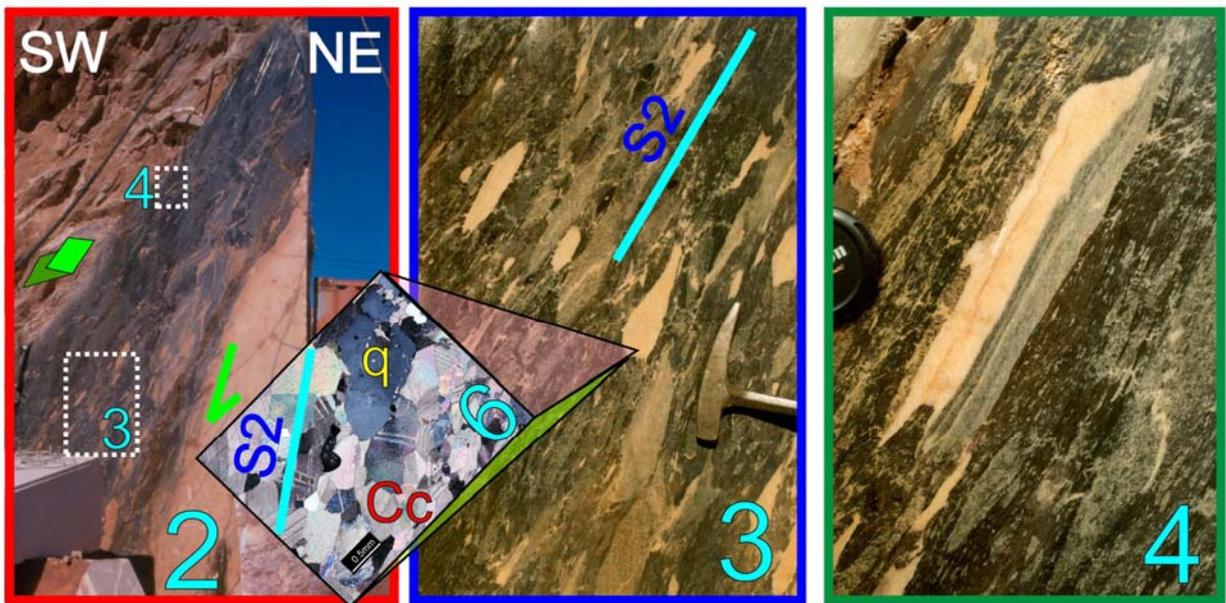
Embora sem que possamos quantificar a influência individual de todas as variáveis envolvidas ( $P$ ,  $T$ ,  $P_{\text{fluidos}}$ , diferentes litologias e mecanismos de deformação envolvidos) bem como a interdependência entre as mesmas, a análise descritiva do aspecto textural das rochas que ocorrem nos acidentes longitudinais paralelos à estrutura macroscópica de Estremoz, permite apontar a existência de diferentes condições reológicas para a formação dos mesmos. Estes acidentes são uma consequência do regime transpressivo / transtensivo que caracteriza a orogenia varisca nos sectores em análise. Praticamente em todos os afloramentos podem ser identificadas descontinuidades que evidenciam este comportamento, no entanto a sua importância só é acentuada quando estão envolvidos limites geológicos que envolvem litologias com diferentes competências reológicas, podendo então apresentar expressão cartográfica. É claro que, desde que apresente orientação favorável, qualquer descontinuidade anterior pode ser retomada por estes acidentes.

A idade relativa e a hierarquização destas estruturas podem ser inferidas tendo em conta que muitas daquelas brechas apresentam fragmentos onde o bandado metamórfico está desenvolvido (Figs. 4.61 a 4.67). Deste modo o seu desenvolvimento precoce seria pelo menos posterior ao metamorfismo regional, podendo, contudo, ser contemporâneo de D1.

Fig. 4.61 – (Página seguinte) – A pedreira representada nesta figura pertence à empresa “Fabrimar” e situa-se junto à fábrica<sup>8</sup> de instrumentos de corte para rochas ornamentais da mesma empresa, próxima de Barro Branco, flanco SW do anticlinal de Estremoz. O limite SW desta pedreira 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 desenvolvido 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 esquerdos com topo para Norte. O local de amostragem desta lâmina não se encontra representado nas figuras juntas.

---

<sup>8</sup> Nesta fábrica também se faz investigação referente ao desenvolvimento de componentes diamantados para aplicação em instrumentos de corte.



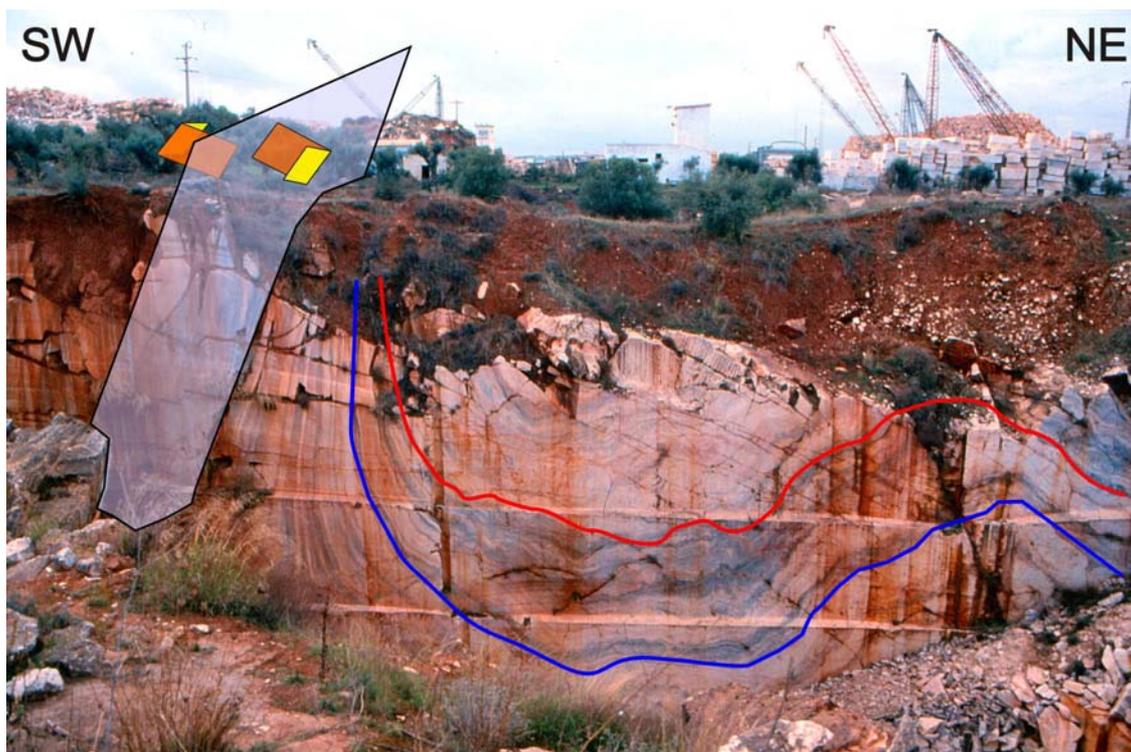


Fig. 4.62 – Exemplo do desenvolvimento de uma banda de cisalhamento, sob condições de deformação em regime dúctil, por estiramento do flanco Sudoeste da dobra em sinforma que se podia<sup>9</sup> observar numa pedreira abandonada situada a Sul da pedreira da empresa “Marmetal” situada na EN 255 entre Borba e Vila Viçosa.

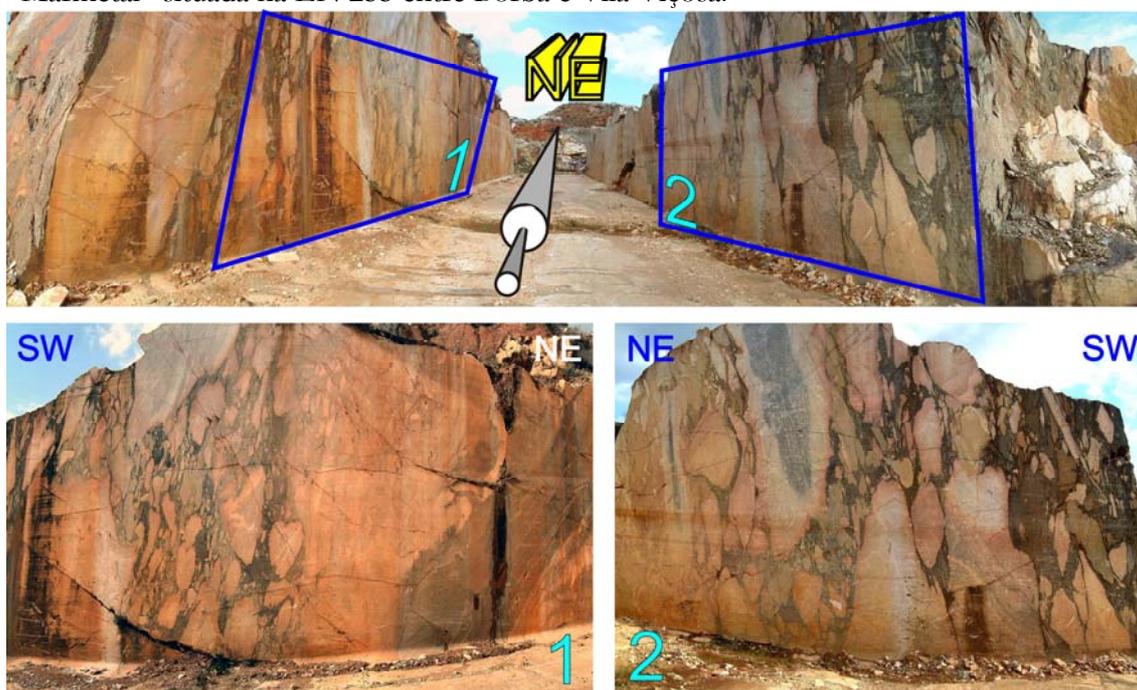


Fig. 4.63 – Outro exemplo de um corredor de deformação situado na pedreira “Visamar” à saída de Bencatel para Vila Viçosa na EN 254. Nos elementos desta brecha é possível observar dobras o que nos indicam um *timing* para a génese da estrutura que terá que ser, pelo menos, posterior às fases mais precoces de D1.

<sup>9</sup> Esta pedreira já se encontra aterrada.

Fig. 4.64 – (Página seguinte) – Vários aspectos de banda de cisalhamento. Pedreira abandonada “Mardino” local de Cabanas – 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 – (Página seguinte) – 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.

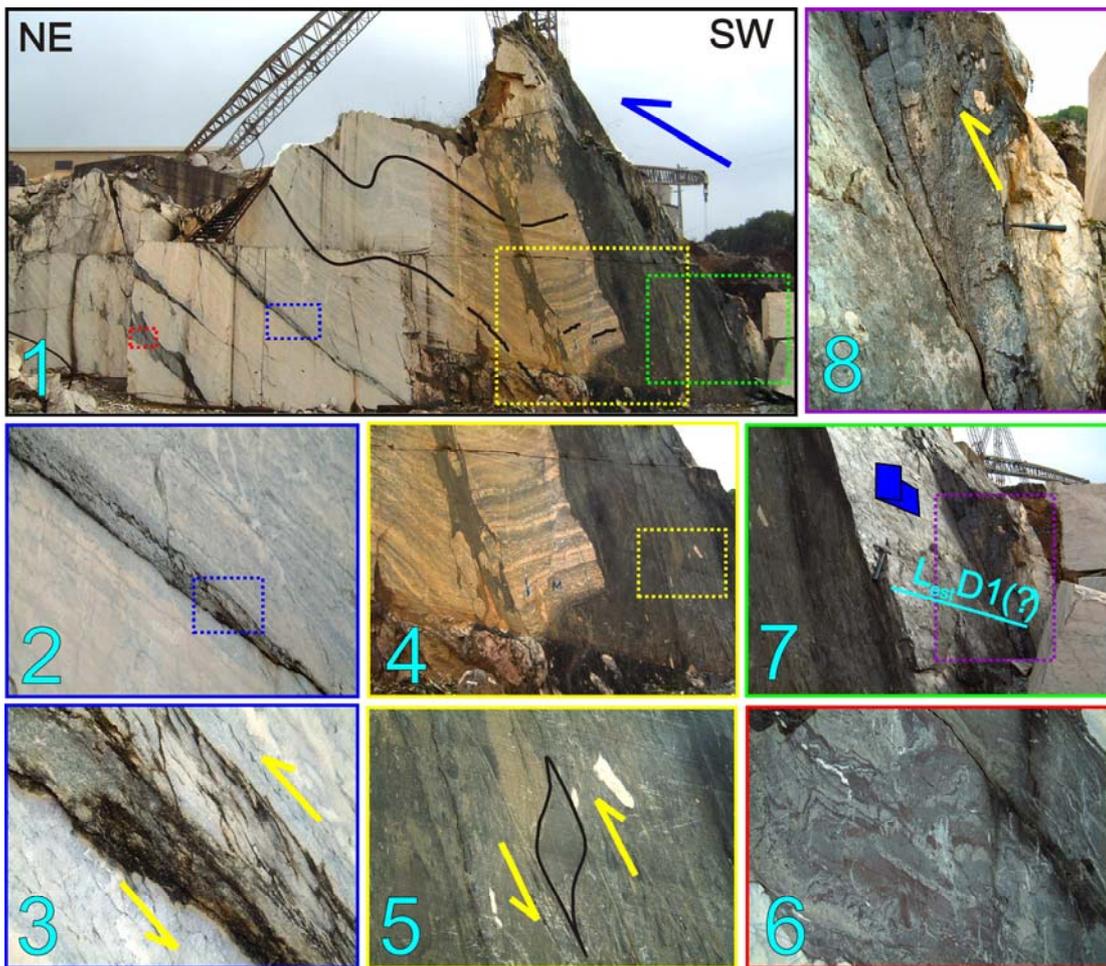


Fig. 4.64 (em cima) – Fig. 4.65 (em baixo)

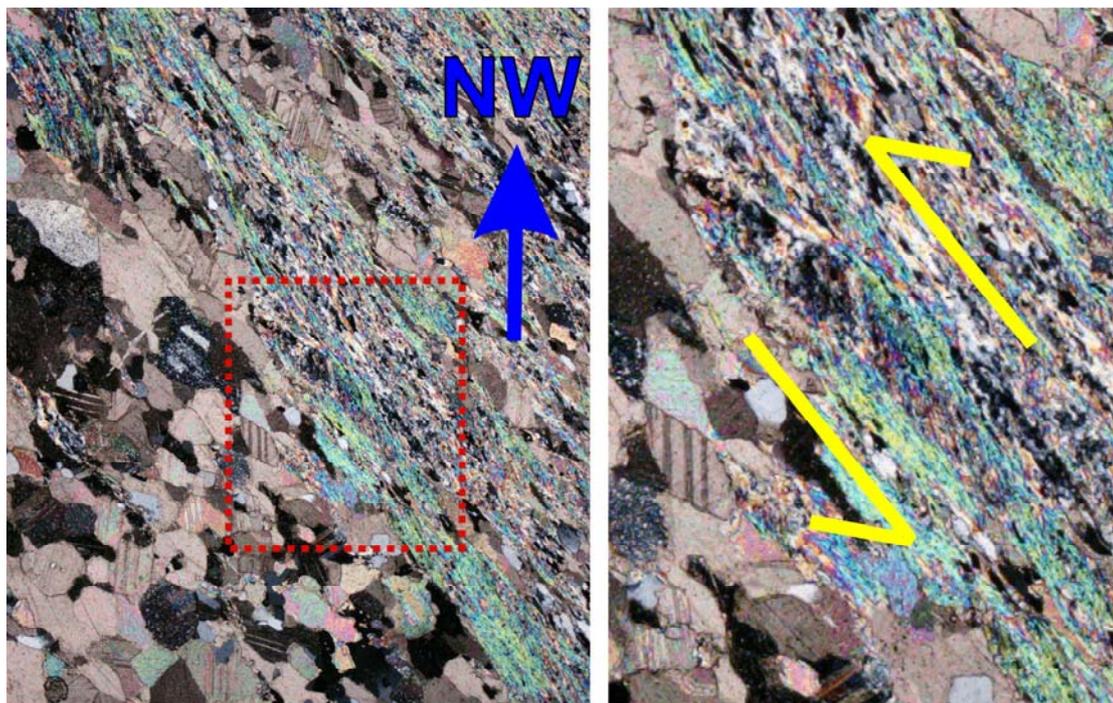




Fig. 4.66 – Em cima, vista geral para NNW da antiga mina de Miguel Vacas (Monte dos Vieiros). Em baixo, o filão cuprífero principal que foi explorado estava associado a um corredor de deformação transpressivo esquerdo situado a NE do anticlinal de Estremoz (ver Mapa em Anexo).



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 me movimentação direita (Na Fig. 2.30 corresponde ao desligamento que passa por Pardais – v.g. Torre 2<sup>a</sup>). 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).

#### 4.2.2.2.5 Fracturação WSW-ENE com filões doleríticos associados

No anticlinal de Estremoz, perpendicularmente ao plano axial de D2 ocorrem fendas de tracção que muitas vezes se encontram preenchidas por filões doleríticos. Do ponto de vista petrológico estas rochas são similares às que constituem o filão da Messejana<sup>10</sup>. Este filão passa a SE da terminação periclinal SE do anticlinal de Estremoz, e a comparação petrográfica em lâmina delgada deste com os “Cabos Reais”<sup>11</sup> mostrou que poderiam ter a mesma origem. No entanto, apenas os aspectos petrográficos semelhantes não permitem afirmar que ambas as rochas tenham tido uma fonte alimentadora comum e, para confirmar esta hipótese seriam necessárias análises geoquímicas que não têm cabimento no âmbito do presente trabalho.

Em qualquer dos casos os filões têm uma atitude próxima de WSW – ENE a SW – NE (menos comum), são sub-verticais e discordantes das estruturas anteriores. Como veremos no Capítulo seguinte, no anticlinal de Estremoz, estes filões materializam uma direcção de segmentação com importância económica na exploração dos mármore para fins ornamentais (Figs. 4.60 a 4.73).

A sua instalação pode estar relacionada com o início das fases distensivas mesozóicas. Schermerhorn *et al.*, (1978) referem idades isotópicas entre  $148 \pm 8$  Ma (Gavião) e  $186 \pm 10$  Ma (Plasencia) para diferentes segmentos do filão da Messejana pelo que, segundo os dados apresentados pelos mesmos autores, seria mais antigo a NE e sucessivamente mais recente para SW. Os mesmos autores estabeleceram ainda a relação entre o filão da Messejana e o filão de Foum Zguid, em Marrocos, que segundo a sua interpretação fariam parte de fractura linear comum no Liássico (Fig. 4.68).

---

<sup>10</sup> Que também passa por Campo Maior – Plasencia – Ávila.

<sup>11</sup> Assim são popularmente referidos os filões doleríticos que intersectam os mármore.

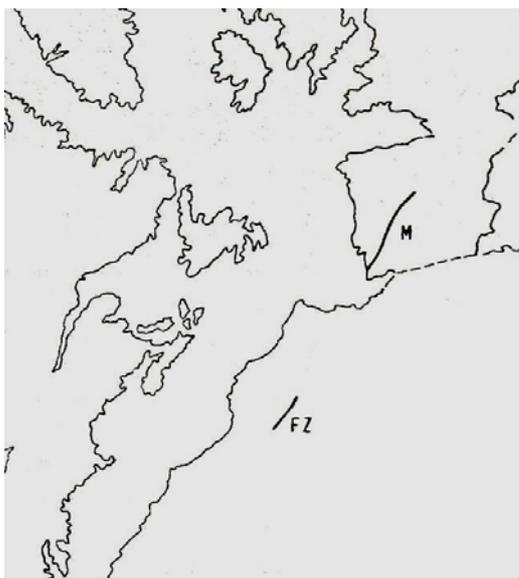


Fig. 4.68 – Filões da Messejana (M) e de Fom Zguid (FZ) num contexto pré deriva. Retirado de Schermerhorn *et al.*, (1978).

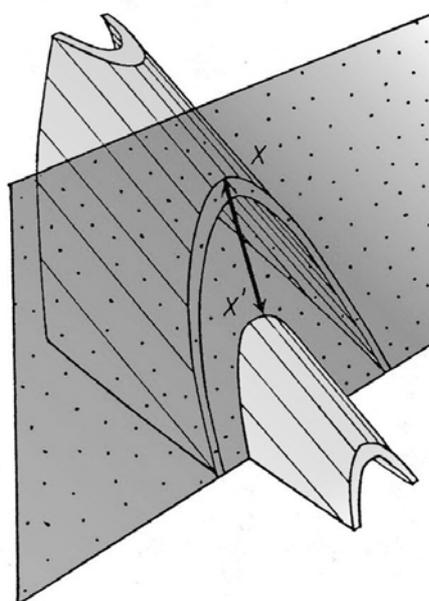


Fig. 4.69 – Esquema conceptual para a geometria de uma dobra antiforma intersectada por uma falha vertical perpendicular ao plano axial da dobra, *in* Ramsay (1987). Esta representação corresponde ao comportamento exibido pelas falhas WSW-ENE a NE-SW, com filões doleríticos associados existentes no anticlinal de Estremoz.

#### 4.2.2.2.6 Fracturação associada aos mecanismos de dobramento e a acidentes tardí-hercínicos

Os estádios finais da deformação varisca assim com a exumação e consequente erosão do Orógeno Hercínico induziram a deformação em regime frágil no anticlinal de Estremoz. A Fig. 4.74 esquematiza as diferentes famílias de fracturas que se espera encontrar associadas ao dobramento em regime frágil, e na Fig. 4.75 representa-se um exemplo de diaclases conjugadas observadas em pedreira.



Fig. 4.70 – Vista geral para Leste da Pedreira “Batanete” – 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.



Fig. 4.71 – Fendas de tracção perpendiculares ao dobramento de segunda fase. Pedreira abandonada imediatamente a Oriente da pedreira “M. Simões”, representada na figura 4.66.

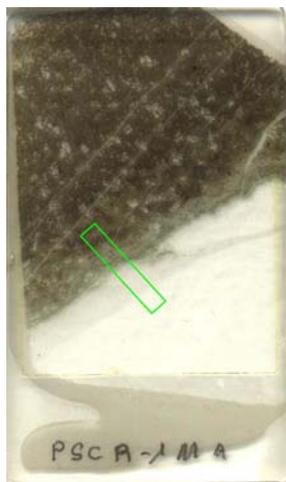
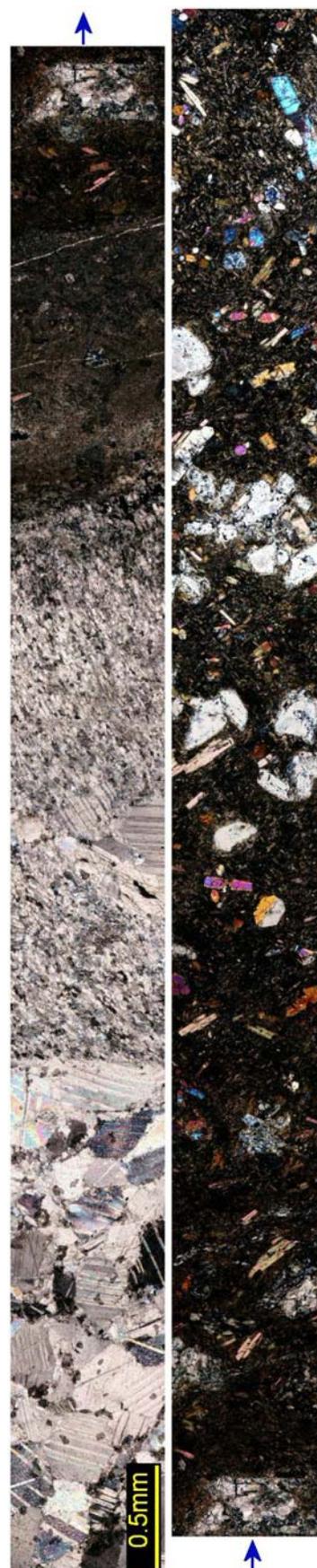


Fig. 4.72 – (À esquerda) Lâmina delgada referente à zona de contacto entre um filão dolerítico e o mármore. Amostra recolhida na Pedreira de “Plácido Simões” – Olival Grande, a NE de Bencatel.

Fig. 4.73 – (À direita) 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 superior à direita) sobre o mármore (na parte inferior à esquerda). A alteração textural que ocorre em ambas as litologias também é acompanhada por reacções entre os minerais das mesmas.



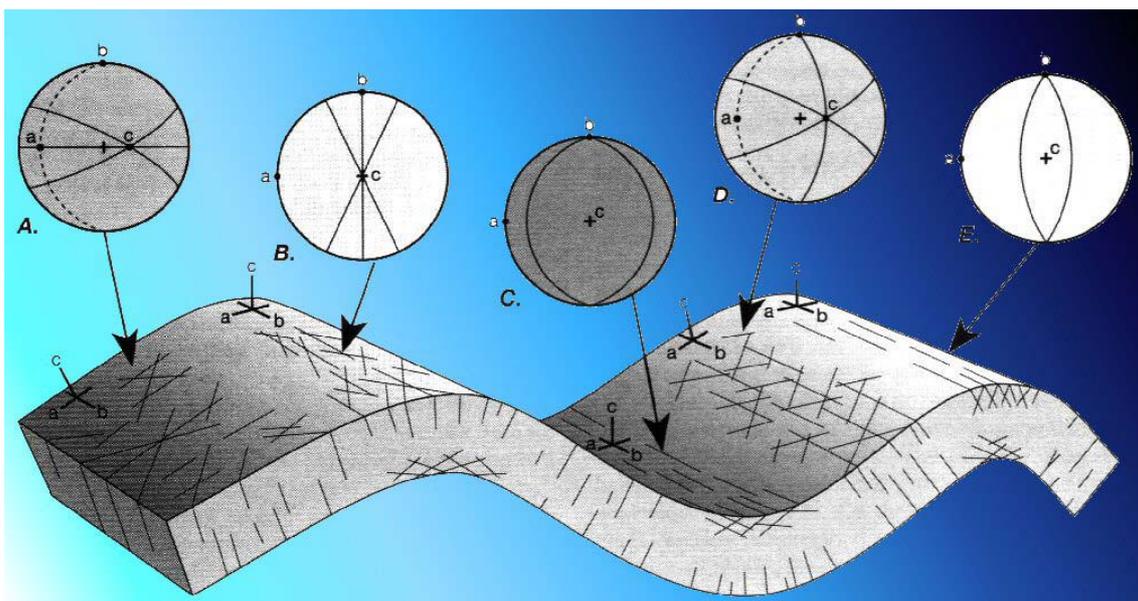


Fig. 4.74 – Esquema conceitual para a geometria das famílias de fracturas associadas a um dobramento em andar estrutural médio-superior. Twiss & Moores. Esta representação corresponde ao comportamento, em regime mais frágil, exibido pelo dobramento de segunda fase no anticlinal de Estremoz.

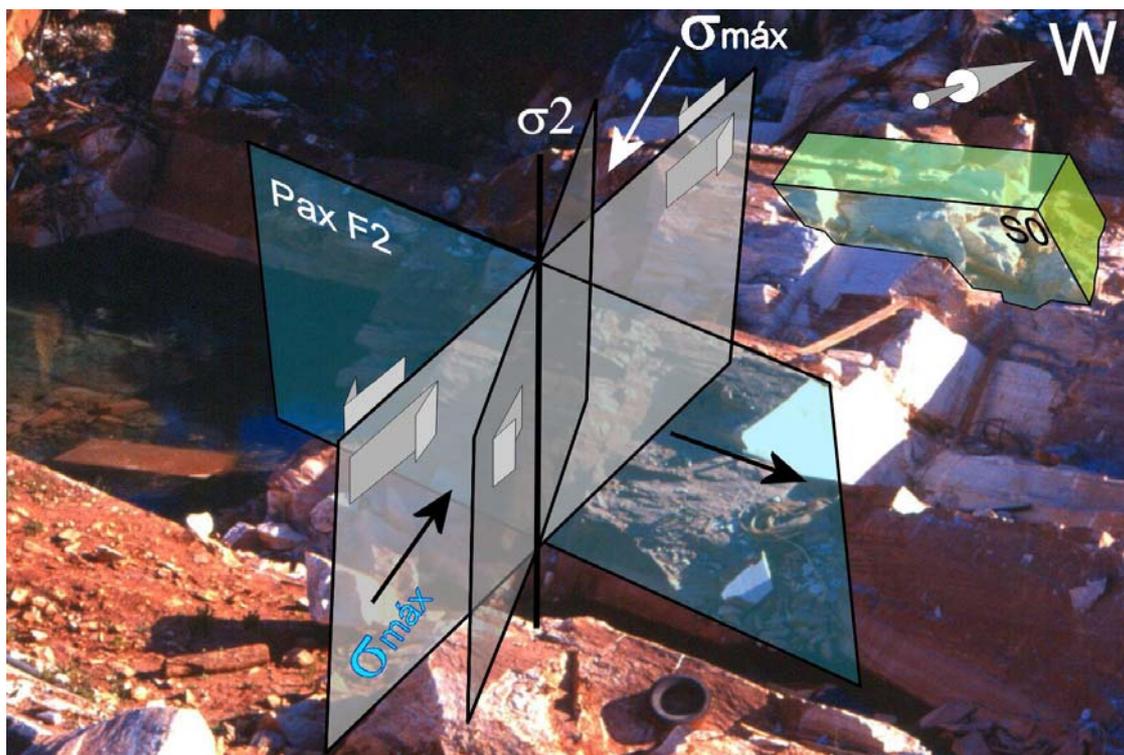


Fig. 4.75 – Diaclases conjugadas associadas ao dobramento de segunda fase no anticlinal de Estremoz.

#### 4.2.2.2.7 Aspectos particulares

Neste capítulo ilustraremos alguns aspectos interessantes observados no anticlinal de Estremoz que por um motivo ou outro não se enquadravam na exposição antecedente. Por exemplo a Fig. 4.76, reflecte o encurtamento sofrido por todo o Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz no flanco NE do anticlinal de Estremoz. As figuras 4.77 ilustram o comportamento dos metavulcanitos ácidos aflorantes na EN4 junto ao cruzamento para Estremoz – Portalegre, no local onde o acesso à auto-estrada A6 encontra a EN4. Por seu turno a Fig. 4.78 ilustra o carácter heterogéneo da deformação que é possível observar à escala do afloramento. A Fig. 4.79 mostra a associação entre mármore, rochas vulcânicas e a presença de jaspe no Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz. Finalmente a Fig. 4.80 representa um estrutura interpretada como dobra em bainha de D1.

Fig. 4.76 – (Página seguinte) 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 líditos associados. A pedreira é limitada a SE (onde de 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.

Fig. 4.77 – (Página seguinte) 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 do magma e não com os fenómenos de deformação posteriores.



Fig. 4.76

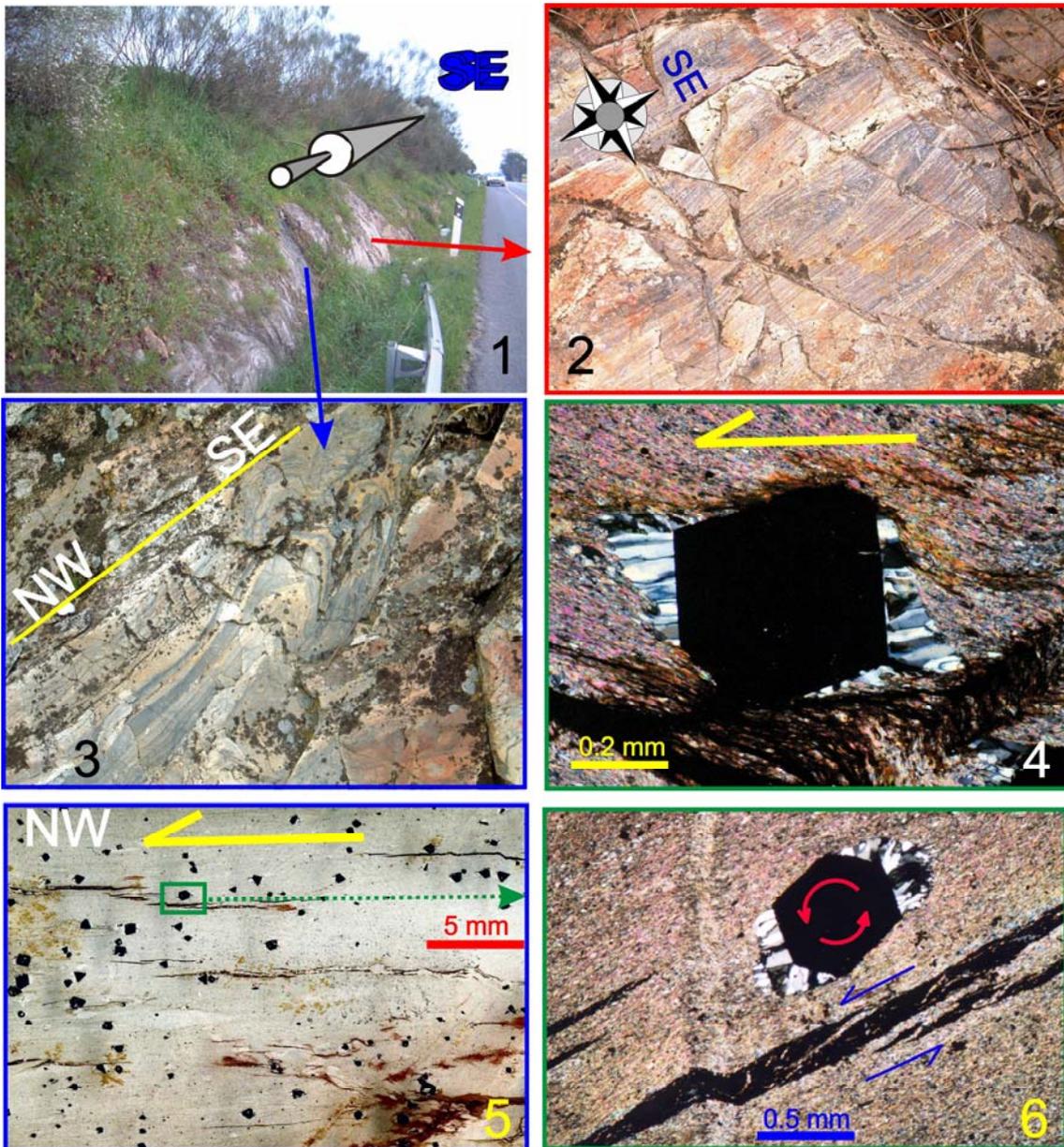


Fig. 4.77

Fig. 4.78 – (Página seguinte) 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.

Fig. 4.79 – (Página seguinte) 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.

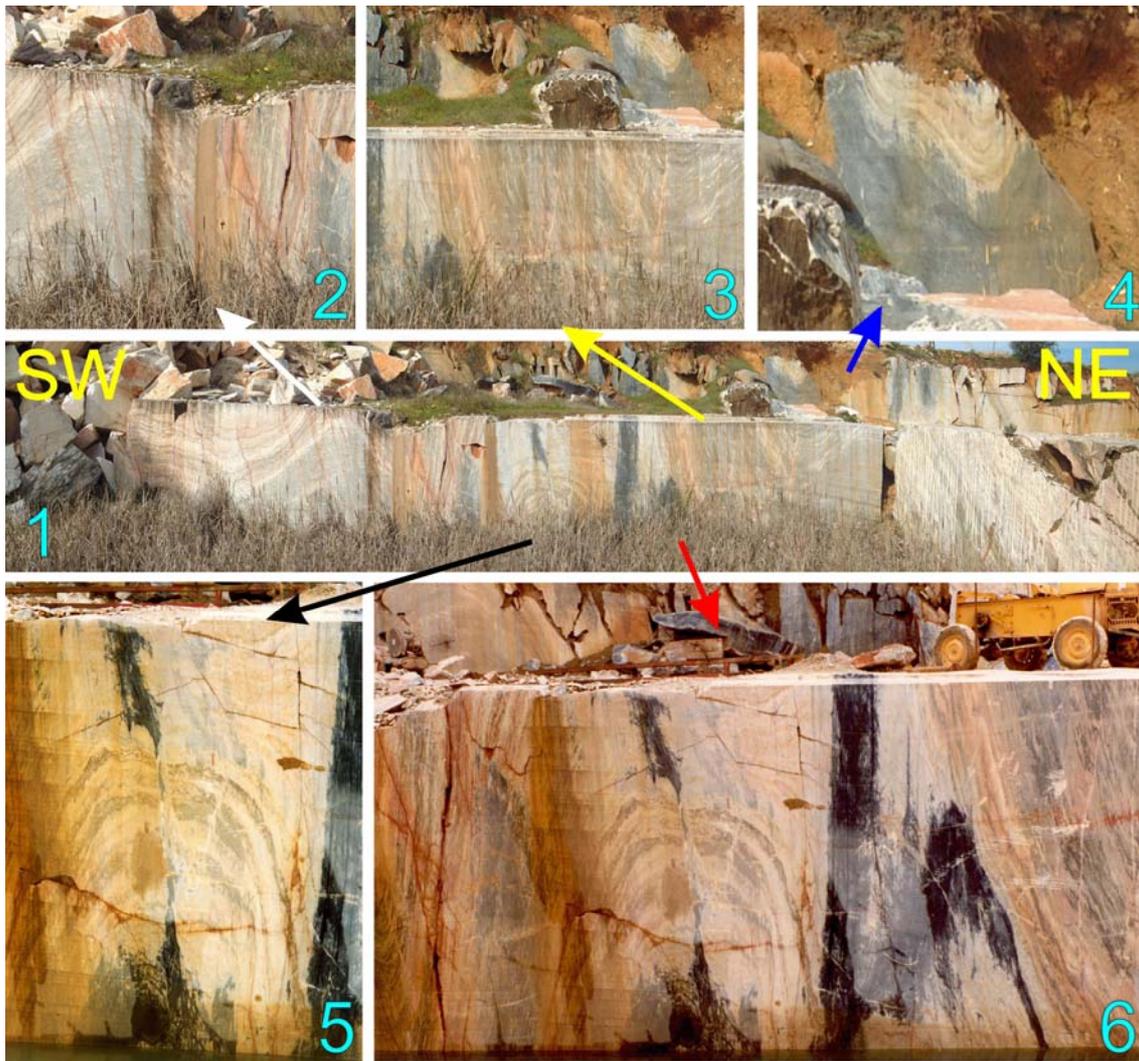


Fig. 4.78



Fig. 4.79

Fig. 4.80 – (Página seguinte) Padrão de dobramento que pode ser explicado pelo o 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.

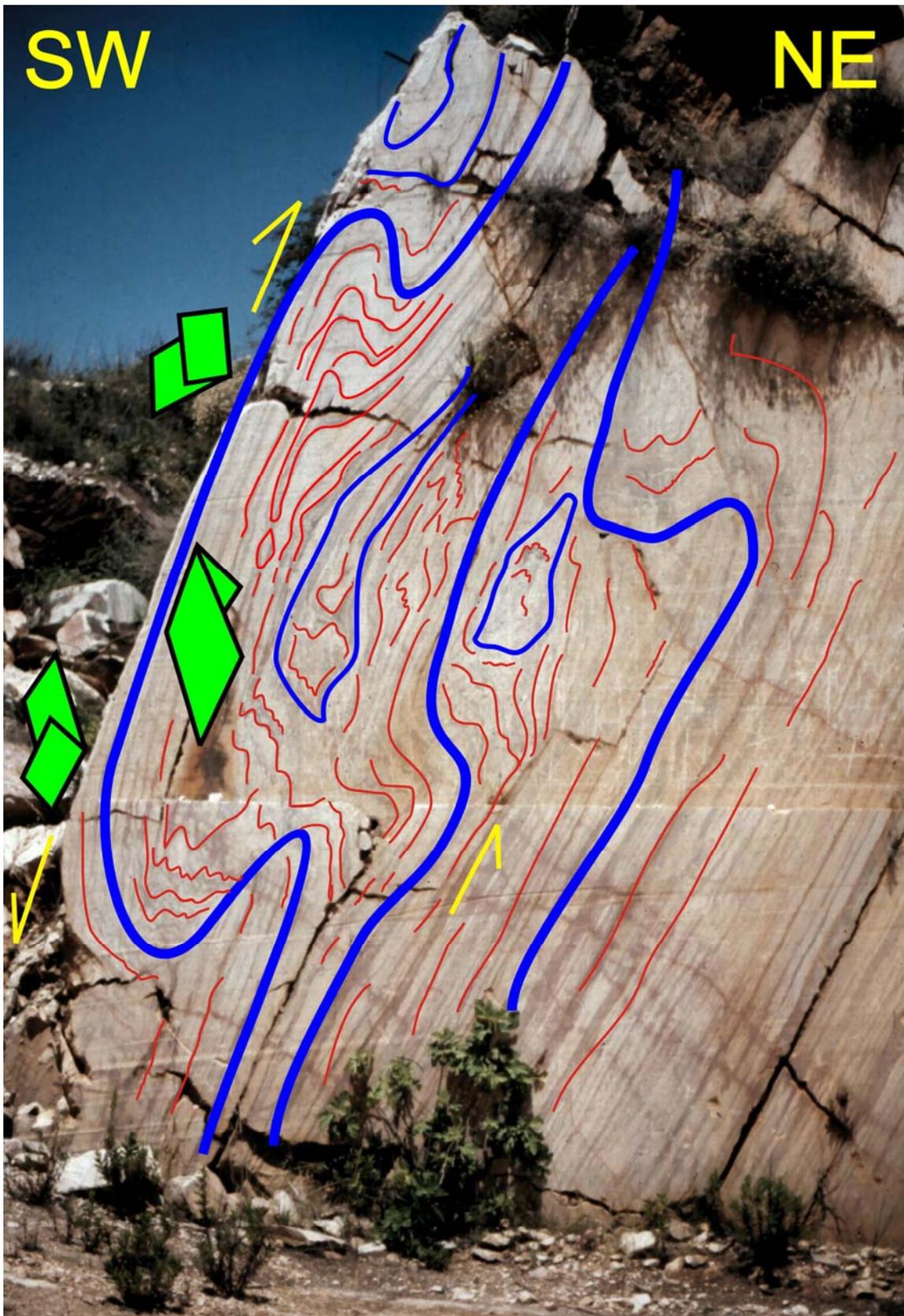


Fig. 4.80

#### 4.2.2.3 Sinclinal de Terena e terrenos envolventes (ver Fig. 1.6)

Os afloramentos descritos nas Figs. 2.17, 2.18 e 2.31 também fazem parte deste domínio. Aqui igualmente estão presentes as fases de deformação D1 e D2, que afectaram as rochas de modo muito similar ao descrito anteriormente neste capítulo. Convém, no entanto fazer uma ressalva para o que se passa no sinclinal de Terena onde na zona central apenas é encontrada uma única fase de deformação (D2) onde a clivagem xistenta S2 se encontra rodada para W (Fig. 4.81) em relação ao plano axial da dobra. Perdigão *et al.*, (1982) atribuem o desenvolvimento de um campo de tensões local à moldagem por S2 do bordo NE do Maciço de Évora – Beja. A geometria da bacia de sedimentação poderia igualmente originar esta transecção direita (Araújo, 1995, pág. 168), tal como a geometria de dobramentos anteriores que afectariam o substrato sobre o qual se depositam as sequências da Formação de Terena. Embora as dobras D2 precocemente formadas tivessem uma orientação NNW-SSE elas poderiam ser sucessivamente rodadas no sentido horário e quando do aparecimento da clivagem, esta apresentaria uma orientação mais próxima de E-W. Deste modo a transecção direita poderia ser explicada geometricamente e não necessariamente pela actuação de uma cinemática associada a cisalhamento direito.

Como referimos no Cap. 2, a deposição das sequências paleozóicas nos Sectores de Alter do Chão – Elvas e Estremoz – Barrancos é acompanhada por períodos de instabilidade tectónica na bacia de sedimentação o que irá condicionar/inibir a deposição de espessas séries sedimentares. A reduzida espessura que os sedimentos silúricos apresentam será uma consequência directa deste fenómeno (Piçarra, 2000). Com este pressuposto, acrescido ao facto de as estruturas se apresentarem subverticais, é natural que neste domínio existam à escala mesoscópica muitos acidentes ocultos que tornam

sobre-humana, por exemplo, a tarefa de controlar a polaridade das bancadas, com vista a estabelecer modelos de deformação com base em critérios unicamente geométricos. Estes e outros aspectos serão ilustrados nas figuras seguintes (Fig. 4.82 a 4.86 – consultar as legendas das figuras para uma explicação mais detalhada.).

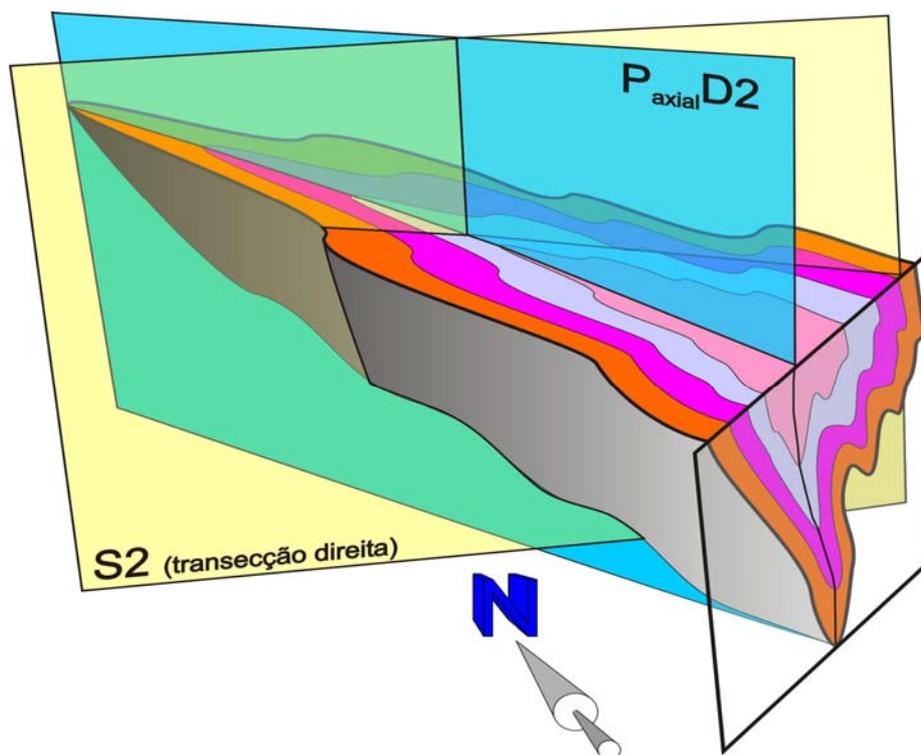


Fig. 4.81 – Representação esquemática da transecção direita, formada durante D2, que afecta o sinclinal de Terena. Os ângulos encontram-se exagerados para efeitos de compreensão do fenómeno.

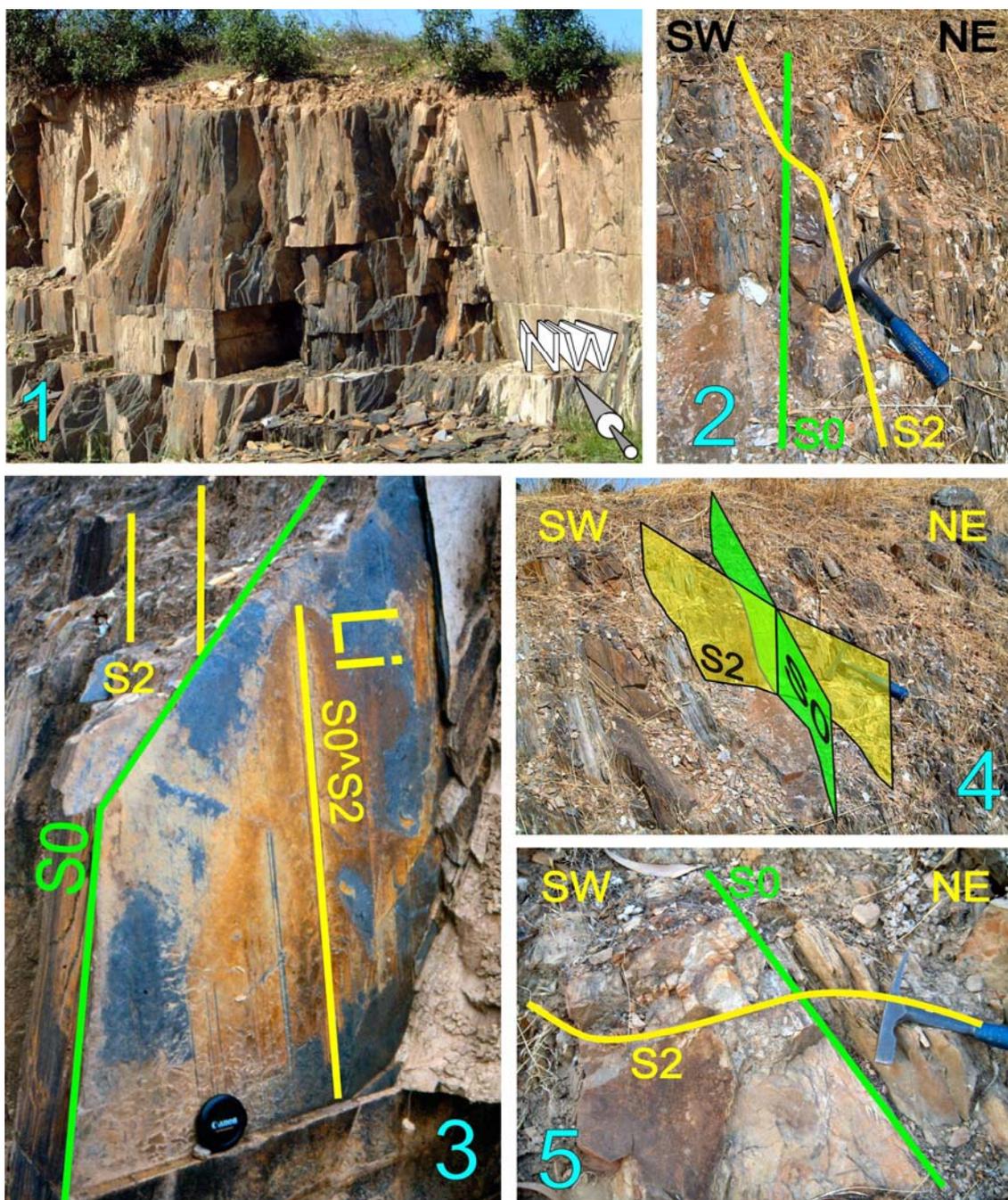


Fig. 4.82 – Representação e interpretação de vários afloramentos pertencentes à Formação de Terena. (1) Afloramento na zona central do sinclinal de Terena, na EN 373 entre Redondo e Alandroal; (2) Refracção da clivagem dos níveis mais finos (xistos, à esquerda) para uma bancada de quartzito (3) Intersecção 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.

Fig. 4.83 – (Página seguinte) 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 (*fault gouge*). O aspecto não consolidado deste cataclasito 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.

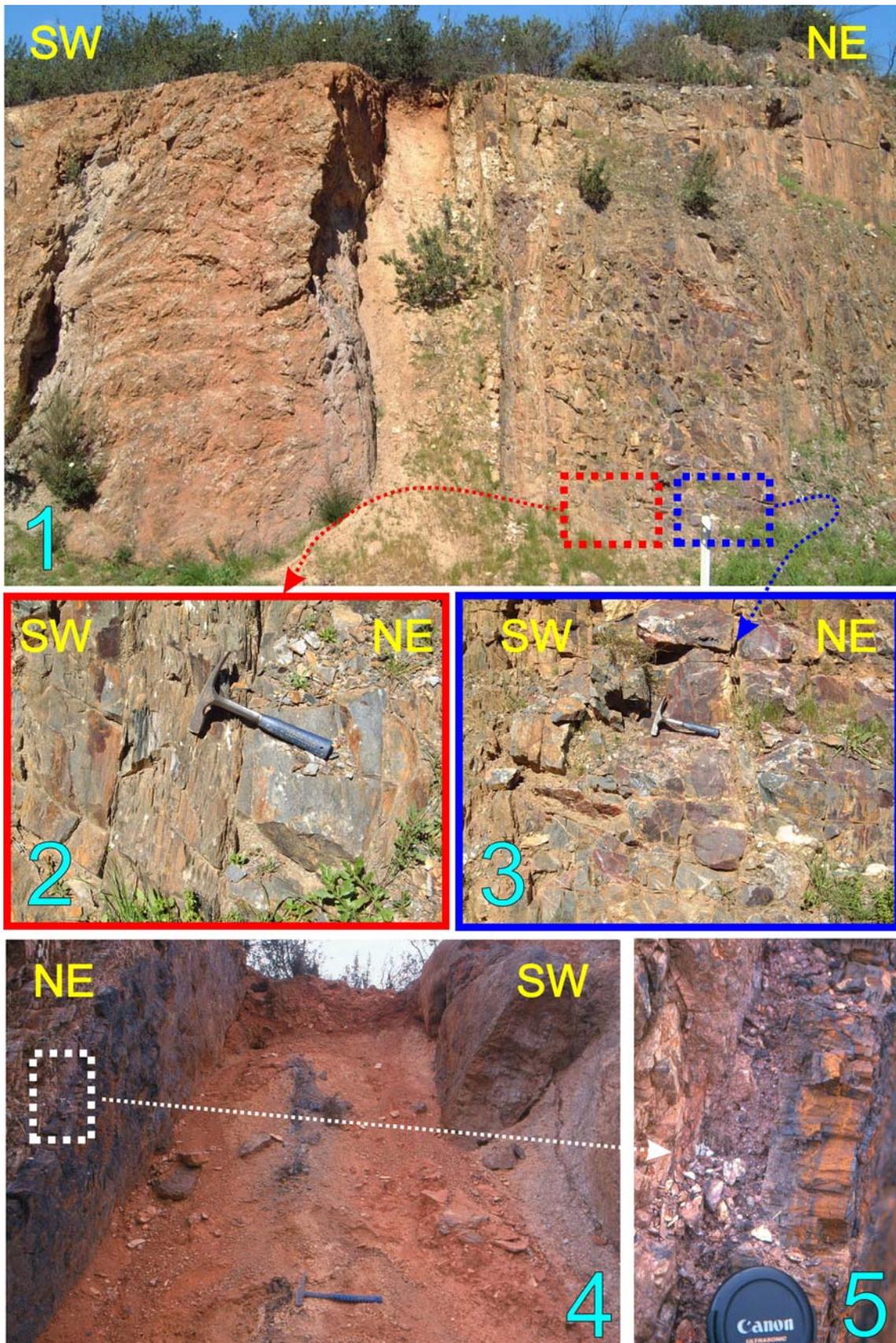


Fig. 4.83

Fig. 4.84 – (Página seguinte) 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.

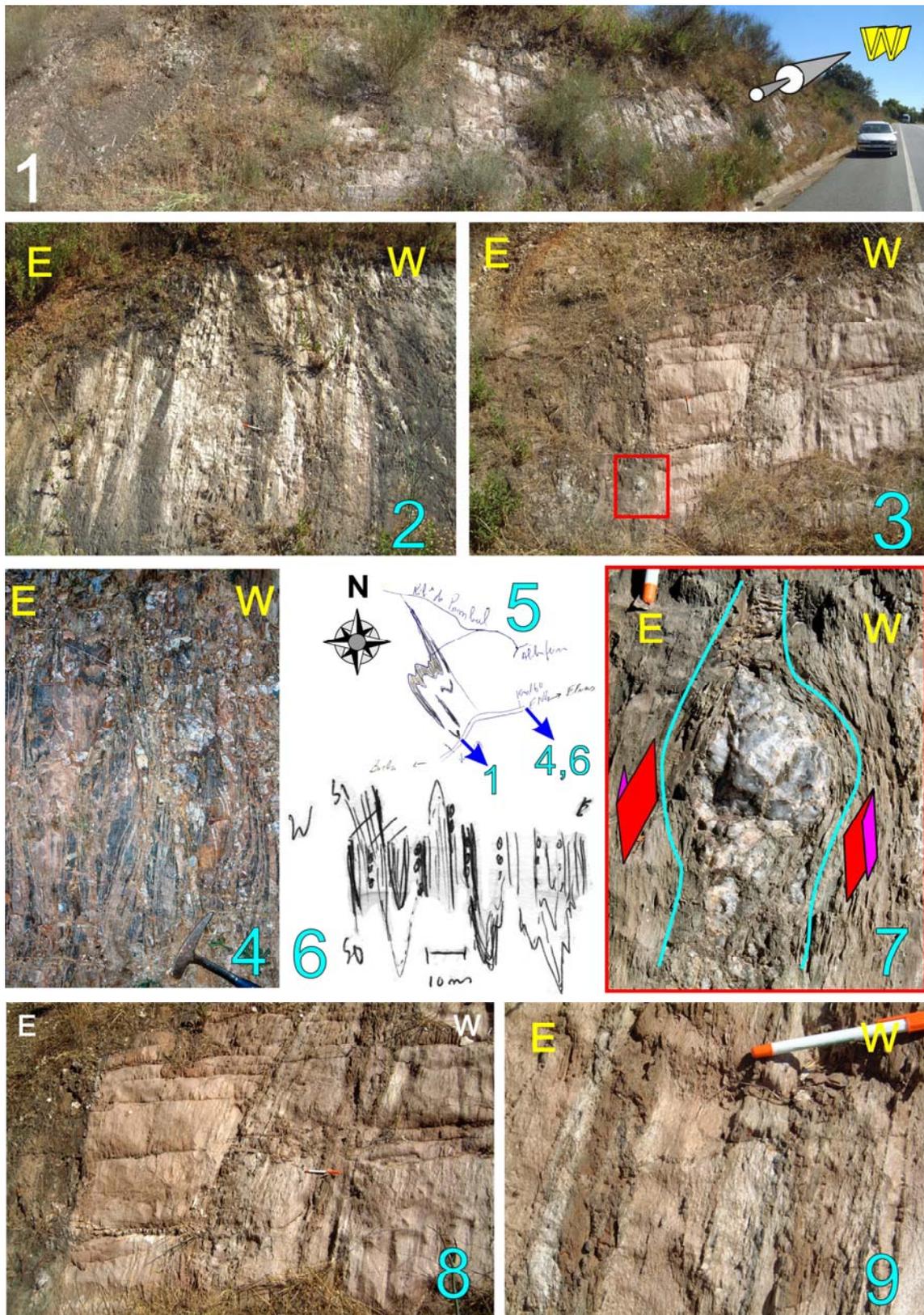


Fig. 4.84



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.

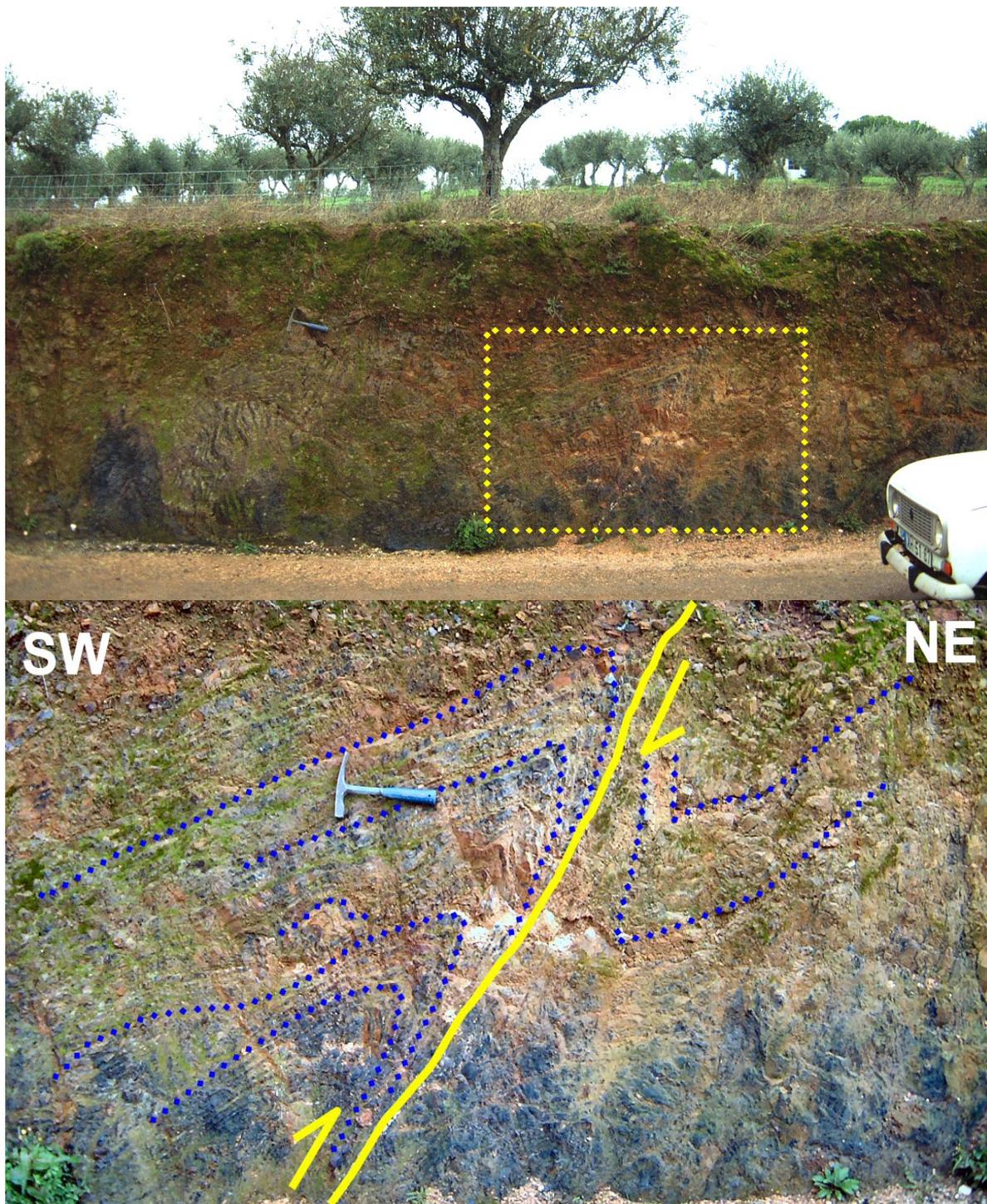


Fig. 4.86 – Afloramento de xistos negros e liditos, em alternância centimétrica, que se pode observar na estrada de Vila Viçosa para São Romão, no sopé do Castelo de Vila Viçosa. Nesta secção é evidente a vergência geométrica para NE, no entanto existe uma lineação de estiramento  $20^\circ$ , SSE indiciando um transporte sub-paralelo às estruturas e praticamente perpendicular ao corte representado na figura.



## **5. APLICAÇÃO DE FUNDAMENTOS E DADOS DE NATUREZA ESTRUTURAL E TECTÓNICA, À EXPLORAÇÃO SUBTERRÂNEA DE MÁRMORES NO ANTICLINAL DE ESTREMOZ**

Referimos atrás (Cap. 2.2.3.1) que desde a Antiguidade Clássica se exploram os mármore do anticlinal de Estremoz. Mais próximo de nós, o trabalho exaustivo nos afloramentos de rochas carbonatadas paleozóicas do Alentejo efectuado nos anos cinquenta por Silva & Camarinhas (1954, 6, 7) permitiu uma primeira imagem de conjunto e ainda que os autores não tenham tentado estabelecer correlações litoestratigráficas entre os diferentes locais a verdade é que o embrião de uma geologia regional ficou lançado. Situando estes trabalhos no tempo em que foram realizados é no mínimo interessante a antevisão de que "...no futuro as rochas carbonatadas podem vir a tornar-se grande fonte de riqueza...", chegando mesmo a propor uma série de medidas urgentes com vista ao desenvolvimento da indústria extractiva de mármore no anticlinal de Estremoz. Infelizmente, tais sugestões não tiveram o devido eco provocando o atraso do Sector em relação aos congéneres internacionais. Interessante exercício de quantificação foi realizado por estes autores que, considerando apenas uma espessura média de 62 m (hoje sabemos que pode atingir os 400 m!) calcularam as reservas de calcários e dolomitos cristalinos em 20 biliões de toneladas, 10% dos quais seriam de mármore calcíticos, ou seja 2 biliões de toneladas. Considerando um índice de aproveitamento de 20% (que, regra geral, é inferior ao actual) e uma produção anual igual à máxima atingida em 1993 (500.000 T/ano) estas reservas sub-calculadas dariam para 800 anos de exploração continua! É claro que outros factores não geológicos (de natureza essencialmente económica) condicionam de sobremaneira a exploração de rochas ornamentais.

Ainda assim, a verdade é depois de reconhecidos e iniciada a exploração em praticamente todos os afloramentos promissores para a produção de mármore como rocha ornamental no anticlinal de Estremoz, não restam outras soluções senão aprofundar as explorações existentes. Esta “obrigação” torna a extracção do mármore mais dispendiosa podendo mesmo inviabilizar a sua exploração. Consciente desta realidade resolveu o Instituto Geológico e Mineiro, através do DPRMNM, na pessoa do seu Director, o Dr. José Moreira apresentar o projecto adiante citado. Em boa hora o Dr. José Moreira nos convidou a participar neste projecto, o que mais uma vez encarecidamente agradecemos, principalmente porque este tipo de abordagem aplicável/aplicada da geologia vem de encontro aos nossos interesses pessoais.

Na base de qualquer exploração mineira/industrial está o reconhecimento geológico do local a explorar, que deve ser factual (o que nem sempre se consegue). No passado Engenheiros e Geólogos conviveram praticamente de costas voltadas uns para os outros, conta-se mesmo (só faz sentido em inglês!) a anedota de um chefe engenheiro que queria contratar um geólogo maneta para que, quando tivesse que emitir uma opinião, este só tivesse uma resposta! (“*on the other hand*”...) Esta perspectiva nada abonatória para os geólogos reflecte a eterna luta da Geologia em quantificar os seus processos. Deste modo, mesmo que não seja possível dizer “quanto” é extremamente importante que o “como” que “entregamos” ao engenheiro lhe possa permitir estabelecer planos de acção que, mesmo considerando os riscos envolvidos, não comprometam a viabilidade do projecto de execução (obra última de qualquer engenheiro) que consiste na “*tarefa de aplicar conhecimentos técnicos e científicos, com criatividade e objectividade, à solução de problemas reais*” (Gama, *et al.*, 2000).

Ao longo das próximas páginas fazem-se referências à cartografia do anticlinal de Estremoz, a fim de facilitar a sua consulta sempre que se deseje, optámos por a apresentar no fim do capítulo (Fig. 5.34). Com objectivo similar, também se apresentam, na Fig. 5.35, algumas das variedades de mármore referidas no texto, para que, deste modo, o leitor possa visualizar determinadas características referentes ao aspecto macroscópico (textura) dos mármore.

### **5.1 Apresentação e âmbito do projecto desenvolvido**

Este capítulo baseia-se essencialmente nos trabalhos desenvolvidos em colaboração com o Instituto Geológico e Mineiro, principalmente nos dados alcançados enquanto intervenientes do "Projecto Piloto de Demonstração", executado no âmbito das medidas voluntaristas do PEDIP II: "ESTUDO DA VIABILIDADE TÉCNICA DA EXPLORAÇÃO SUBTERRÂNEA DE MÁRMORES NO ANTICLINAL DE ESTREMOZ – REGIÃO DE PARDAIS" – Instituto de Apoio às Pequenas e Médias Empresas e ao Investimento (IAPMEI); Instituto Geológico e Mineiro (Departamento de Prospeção de Rochas e Minerais Não Metálicos (IGM – DPRMNM); Universidade de Évora (Departamento de Geociências) e Instituto Superior Técnico (Secção de Exploração de Minas e Centro de Valorização de Recursos Minerais), adiante apenas referenciado por "projecto". O projecto decorreu no triénio 1998 e 2000 e culminou com a elaboração do **"PROJECTO DE EXECUÇÃO PARA A EXPLORAÇÃO SUBTERRÂNEA DE MÁRMORES NA REGIÃO DE PARDAIS"** apresentado em Dezembro de 2000.

Como frisámos na introdução, o anticlinal de Estremoz representa, em Portugal, a única estrutura geológica em exploração contínua desde há, pelo

menos sessenta anos. Tendo os seus mármore já sido explorados na Antiguidade Clássica pelos Romanos (Fig. 5.1). Por mais abundante que um recurso geológico seja, não é inesgotável e mesmo que a sua qualidade não defina, o acesso ao mesmo tenderá a ser cada vez mais difícil. No caso do anticlinal de Estremoz onde a exploração se faz em corta aberta e em degraus direitos esta questão toma particular interesse.

Um projecto de exploração subterrânea de rochas ornamentais consiste de várias etapas representadas na Fig. 5.2, onde os aspectos geológicos aparecem em posição cimeira.

Mais do que as explorações a céu aberto, as explorações subterrâneas necessitam de um vasto conjunto de dados que permitam seleccionar o método de exploração mais apropriado em cada situação. Segundo Boshkov & Wright (1973, *In: Gama et al., 2000*), fundamentais são:

- a) A forma, o tamanho e a posição espacial do depósito mineral a explorar;
- b) O seu valor económico total e a distribuição espacial dos valores dentro da jazida;
- c) As propriedades mecânicas e as características químicas do minério e da rocha encaixante;
- d) Os requisitos financeiros indispensáveis à iniciação e à execução da operação mineira;
- e) A segurança, o bem-estar dos trabalhadores e o respeito pelos regulamentos oficiais;
- f) Os efeitos das operações subsidiárias das explorações, e
- g) Outras considerações especiais.

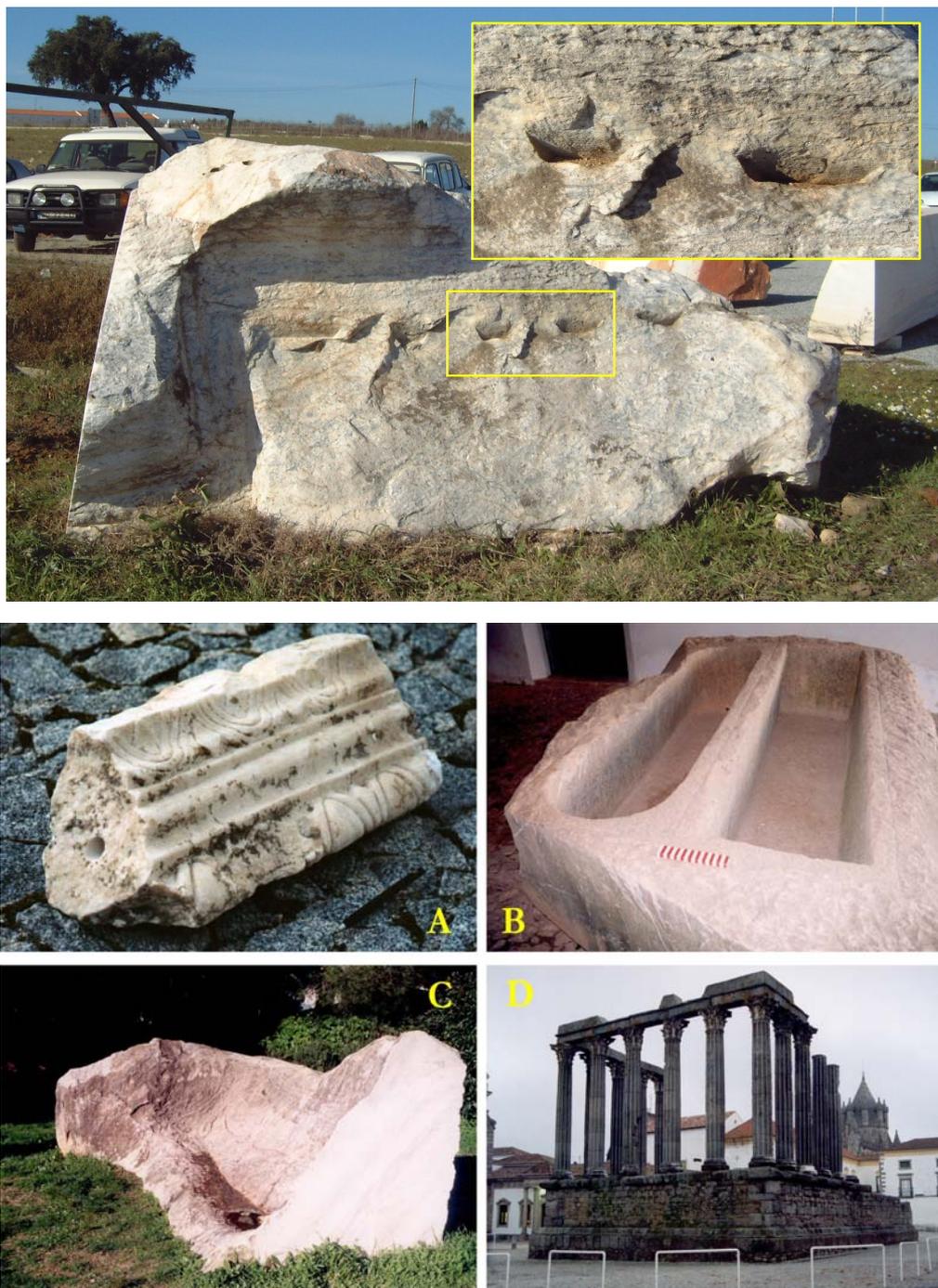


Fig. 5.1 – **Em cima:** Vestígios da actividade extractiva romana nos mármore do anticlinal de Estremoz. Este bloco, encontrado numa pedreira, pode ser observado junto ao CEVALOR em Borba. O pormenor evidencia o entalhe no bloco onde eram colocadas cunhas de madeira ressequidas que ao ser molhadas dilatavam 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<sup>1</sup>; 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).

<sup>1</sup> Esta investigação foi elaborada no âmbito do projecto: JNICT – PROJECTO PRAXIS 2/2.1/CSH/819/95 – MÁRMORES ROMANOS EM PORTUGAL: CARACTERIZAÇÃO ARTÍSTICA, PETROGRÁFICA, QUÍMICA E ISOTÓPICA.



conhecimento geológico e principalmente estrutural, quer no domínio dúctil quer no domínio frágil, que vai condicionar o desenvolvimento de qualquer projecto que vise o aproveitamento do seu mais precioso recurso mineral – os mármore.

Como entidade geológica inserida na Zona de Ossa-Morena, os traços estruturais gerais que definem esta última e referidos no Cap. 4, têm forçosamente que aqui fazer-se sentir. Este ponto é importante mas não se podem, de modo algum, descurar as heterogeneidades litoestratigráficas locais que vão, de sobremaneira, influenciar distintamente o modo como as mesmas respondem às tensões que lhes foram aplicadas durante os eventos orogénicos que afectaram a região. Verifica-se que o comportamento reológico, ou seja a resposta dos materiais à deformação actuando ao longo de vastos períodos de tempo, é influenciado pela natureza das diferentes rochas que constituem o Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz mais do que por qualquer outro factor, condicionando assim o comportamento dúctil/frágil observado.

## **5.2 Selecção da área para estudo**

Antes de mais convém referir que o projecto consistia em quatro fases distintas. A primeira é anterior à nossa colaboração directa no projecto e constou da realização das sondagens SD – identificadas na Fig. 5.3. Na segunda fase a área escolhida para o desenvolvimento do projecto (Fig. 5.3) foi seleccionada a partir de toda a informação geológica que o Instituto Geológico e Mineiro têm vindo a compilar, quer através de projectos de investigação próprios quer em parceria com outras instituições nacionais e ainda dados recolhidos em prestações de serviços (essencialmente de sondagens) que tem fornecido aos industriais do Sector das Rochas

Ornamentais que exploram os mármore do anticlinal de Estremoz. Posteriormente, a terceira fase consistiu no estudo de pormenor a grande escala com vista à caracterização geológica, geotécnica e geomecânica de um volume alvo para implantação de um projecto-piloto de extracção subterrânea de mármore. A quarta fase consistia na instalação do projecto de exploração piloto está presentemente a decorrer, também a temos acompanhado, e podemos afirmar que se encontra em bom ritmo correspondendo às expectativas do projecto.

Para além dos estudos geológicos mais antigos já atrás mencionados, mais recentemente realizaram-se os seguintes trabalhos:

- Levantamento topográfico das pedreiras e escombrelas à escala 1: 2000 (Victor Pereira & Rui Reynaud);
- Cartografia geológica à escala 1:2000 (Victor Pereira);
- Levantamento topográfico das pedreiras e seus pisos à escala 1:500 (Victor Pereira & Rui Reynaud);
- Levantamento blocométrico nas pedreiras (Victor Pereira & Rui Reynaud);
- Sondagens geológicas profundas (Rui Reynaud & Carlos Vintém);
- Levantamento da fracturação em pedreiras (Rui Reynaud & Carlos Vintém & Gabriel Luís (mestrado no I.S.T.)).
- Colaboraram com o IGM a Universidade de Évora e o Instituto Superior Técnico, realizando os seguintes estudos:
  - Modelo geo-estrutural para a região de Pardais; Departamento de Geociências da Universidade de Évora, (Março, 1991).
  - Caracterização dos recursos em mármore da região de Pardais, pelo Prof. Jorge de Sousa; L.M.P.M. - Instituto Superior Técnico, (Abril, 1991).
  - Estudo geológico-estrutural do anticlinal de Estremoz; Departamento de Geociências da Universidade de Évora, 1993.
- Reynaud, R.; Vintém, C. (1992) – "Estudo da Jazida de Calcários Cristalinos de Estremoz-Borba-Vila Viçosa - Sector de Pardais".

- Reynaud, R.; Vintém, C. (1994) – "Estudo da Jazida de Calcários Cristalinos de Estremoz – Borba – Vila Viçosa – Sectores Lagoa – Vigária e Borba".
- Estudo da viabilidade técnica da exploração subterrânea de mármore, Relatório de progresso, pelo geólogo Carlos Vintém (IGM), (Março, 1997).

Todos estes trabalhos contribuíram para uma enorme base de dados que, através do Instituto Geológico e Mineiro, está à disposição dos interessados.

Os critérios que presidiram à escolha da área foram essencialmente de carácter directo (Há mármore? É de qualidade? Está fracturado?) mas quando se avançou para a fase seguinte tiveram de se levar em conta outros factores, por exemplo, era imprescindível a colaboração das empresas (apoio logístico e interesse em avançar com o projecto caso os dados fossem promissores), a propriedade dos terrenos a explorar (essencialmente para evitar questões de matagem<sup>2</sup> caso o desenvolvimento do projecto prosseguisse da melhor forma) e ainda a exequibilidade técnica do projecto (por exemplo, haver espaço para colocar o equipamento de sondagem, assegurar que o trabalho da equipa de sondagem se desenvolveria em segurança, etc.).

Deste modo, o modelo estrutural para o anticlinal de Estremoz (Lopes, 1995, 2000) previa um espessamento de charneira e conseqüente aumento da possança dos níveis do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz, em particular na terminação periclinal sudeste da estrutura.

---

<sup>2</sup> Este termo designa a renda que o industrial tem de pagar ao proprietário do terreno para que o possa explorar. Normalmente é calculado em função do volume de mármore extraído.

## 5.3 Controle estrutural da jazida

### 5.3.1 Aspectos gerais

Em todo o anticlinal de Estremoz mas em particular na região de Pardais, ao encurtamento por compressão perpendicular ao plano axial NW-SE (cisalhamento puro), num estado inicial, segue-se um dobramento por fluxo diferencial (cisalhamento simples), o resultado combinado dos dois mecanismos resulta em dobras, tanto em antiforma – mais frequentes – como em sinforma, de flancos paralelos (similares) peculiares com charneiras relativamente amplas e flancos mais ou menos estirados (Fig. 5.4).

O carácter heterogéneo desta deformação é ampliado em virtude da componente cisalhante regional que actua concomitantemente com o achatamento. Como já discutimos atrás, esta descrição configura o que Araújo (1995) designou por *transpressão tangencial*, com transporte para o quadrante norte ou noroeste, cinematicamente semelhante ao modelo que Silva (1997) descreveu como *transcorrência esquerda*, defendendo uma sucessão diacrónica de eventos transpressivos/transensivo, para o orógeno varisco na Zona de Ossa – Morena. No caso do anticlinal de Estremoz, a expressão geométrica final pode ser explicada pelos dois modelos e, no que concerne ao âmbito do projecto, não carece de maior discussão. Neste particular interessa-nos o estado final da deformação e não a trajectória incremental da deformação.

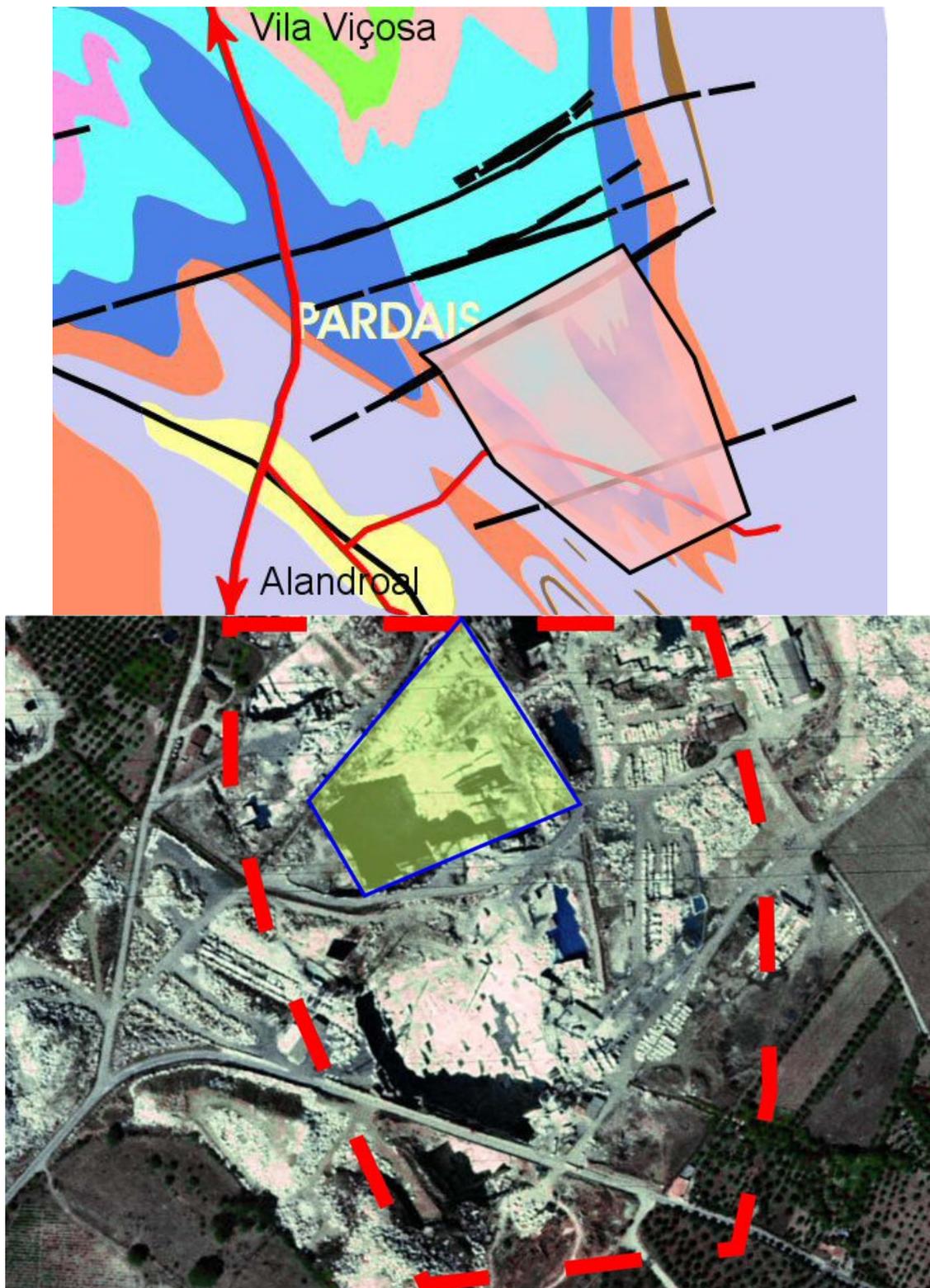


Fig. 5.3 - Vista aérea parcial da área em estudo com indicação (transparência a verde) do local seleccionado para estudo de pormenor na segunda fase do projecto. Em cima localização no contexto geológico do anticlinal de Estremoz.

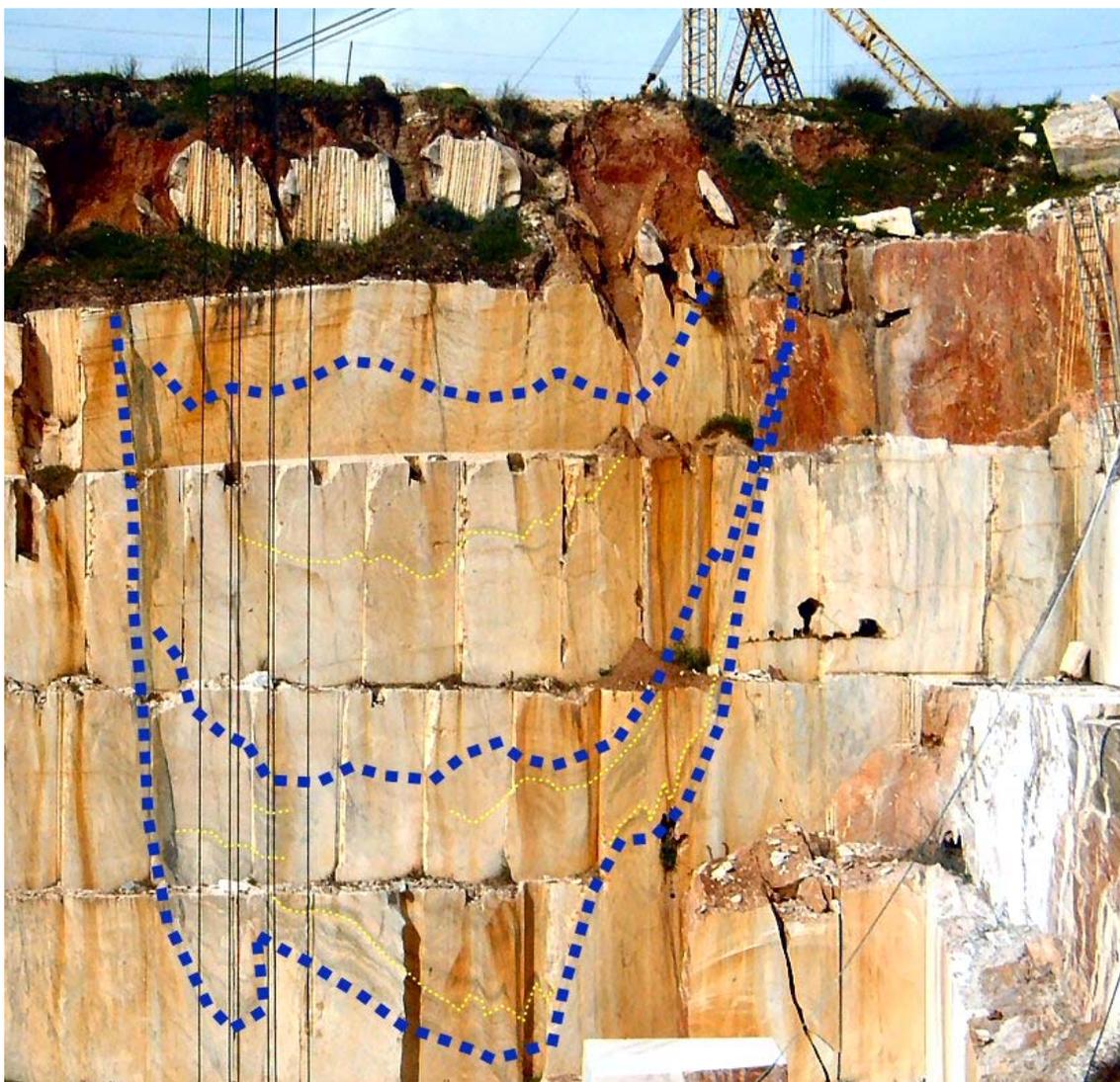


Fig. 5.4 – Dobra aberta com flancos verticais estirados. Registe-se o padrão em “M” das dobras mesoscópicas indiciando uma posição mediana em relação à macroestrutura. Pedreira ABV (António Bento Vermelho) a NW da pedreira Marmetal, Pardais. (Ver também Fig. 4.43 que esquematiza a actuação de D1 e D2, nesta pedreira).

### 5.3.2 Segmentação do anticlinal de Estremoz em blocos segundo uma rede sub-vertical de descontinuidades WSW-ENE/NNW-SSE.

Como já referimos atrás (Cap. 4), a continuação do regime transpressivo levou ao desenvolvimento dos corredores de deformação NNW-SSE já em regime de deformação frágil induzindo a consequente

compartimentação do anticlinal. Também no sentido transversal ocorre uma segmentação da estrutura (Fig. 5.5). Relativamente ao “modelo” representado pela Fig. 5.5, convém esclarecer alguns aspectos; efectivamente a figura mostra uma segmentação com espaçamento e disposição regular quer dos acidentes WSW - ENE quer dos corredores de deformação NNW – SSE, obviamente que na realidade não se passa assim, a figura apenas pretende cativar a atenção do leitor para a orientação e ocorrência destas descontinuidades<sup>3</sup>. Embora não tenhamos analisado quantitativamente a frequência com que estas descontinuidades se repetem, ainda assim podemos tecer algumas considerações:

1. A segmentação WSW – ENE coincide com a ocorrência de “cabos reais” (filões doleríticos), instalados em fendas de tracção WSW-ENE, sub-perpendiculares ao plano axial da macroestrutura definida pela segunda fase de dobramento (D2) (Fig. 5.34<sup>4</sup>). O espaçamento e importância relativa entre estas descontinuidades são variáveis. Baseados nas observações de campo, mas sem quantificar precisamente o espaçamento entre estas estruturas, podemos afirmar os maiores espaçamentos serão da ordem da centena de metros e os menores entre 50 cm e um metro. Também parece haver uma relação directa entre a posição dos filões verticais que se instalaram nestas fendas e o respectivo espaçamento; quanto

---

<sup>3</sup> Um modelo regular, além de graficamente ser mais fácil de elaborar, também é mais rapidamente apreendido pelo observador.

<sup>4</sup> Nesta figura é perfeitamente perceptível a variação da direcção das principais fracturas WSW-ENE que se aproximam de SW-NE à medida que nos deslocamos para norte, acompanhando a flexura do anticlinal de Estremoz e mantendo com o plano axial um ângulo próximo de 30° - ou seja correspondem aos planos com movimentação esquerda do par conjugado WSW-ENE – N-S que, de acordo com o exposto atrás, evolui para NE-SW – NNW-SSE. Da figura também é evidente que os conjugados direitos estão muito mal representados, o que se pode explicar por uma rotação sinistrógiara do campo de tensões nestas fases terminais, mais frágeis, de deformação no anticlinal de Estremoz.

mais possantes mais espaçados. As diferenças entre as variedades de mármore aflorantes a NW e SE destes limites são tanto maiores quanto mais possantes forem os filões que o sublinhem. Em algumas pedreiras, próximo da terminação periclinal SE<sup>5</sup>, mas também registados em sondagem<sup>6</sup>, é possível observar, nos filões doleríticos, a disposição vertical *en échelon* indicando abatimento do bloco a SE.

2. A segmentação no sentido longitudinal (NNW-SSE) corresponde à reactivação em regime frágil – dúctil de bandas de cisalhamento desenvolvidas anteriormente. A sua localização é principalmente controlada pelos flancos verticalizados das dobras de segunda fase. Assim, os maiores espaçamentos correspondem ao comprimento de onda destas dobras e são da ordem da centena de metros ou um pouco menos. Verifica-se pois, que para os maiores espaçamentos a ordem de grandeza é ligeiramente inferior à dos acidentes WSW – ENE. A transposição gráfica destes espaçamentos para a Fig. 5.5 reflecte-se directamente no carácter regularmente anormal e pouco natural da segmentação da estrutura aí esquematizada, cuja natureza simplista já atrás referimos. Na maioria destes acidentes NNW – SSE ocorreu a recristalização sin a pós cinemática do mármore, pelo que, frequentemente estas discontinuidades na estrutura não se

---

5 Por exemplo na pedreira da Empresa Plácido M. Simões – Olival Grande, onde também se iniciaram trabalhos de exploração subterrânea dos mármore.

6 Concretamente na Sondagem N°6 detectaram-se em profundidade filões doleríticos sub-paralelos a outros que afloram à superfície, onde, curiosamente, separam as duas explorações mais profundas na região de Pardais (Fig. 5. 3 – corresponde à estrada a sua da área sombreada a verde nesta figura). A sua posição espacial sugere uma disposição en echelon, segundo a vertical com descida para SE, com aqueles.

reflectem em descontinuidades litológicas, com a ressalva que existe variação na variedade do mármore, o que tem necessariamente consequências económicas<sup>7</sup>;

3. Hierarquicamente os acidentes WSE – ENE são posteriores às bandas NNW – SSE e traduzem-se por movimentos horizontais esquerdos de difícil quantificação. Também esta característica, que não pode ser negligenciada, não está representada na Fig. 6.5.

Em todo o caso a conjugação destas duas famílias de descontinuidades é responsável por uma segmentação da estrutura em blocos onde, pelo menos à superfície, o mármore apresenta características texturais próprias (diferentes variedades!).

Mesmo desconhecendo, ou pelo menos não expondo as causas, Pereira (1987, *in* Lopes, 1995) apresentou uma divisão do anticlinal em 17 zonas tendo como critério para as individualizar as diferentes variedades de

---

<sup>7</sup> Com base em critérios como a cor, presença ou ausência de bandado metamórfico (“vergada”) e do seu tipo (se é materializado por filossilicatos – “escamudo” ou não), aparência textural (manchas de cores difusas, variação gradual entre mármore de diferentes tonalidade e outros aspectos texturais), tamanho do grão (que se reflecte na facilidade de adquirir polimento), tamanho do bloco (este factor é muito importante dado que nos processos de transformação o tempo requerido para talhar em chapa e polir estas, é praticamente o mesmo para um bloco pequeno ou grande) etc., definem-se diferentes variedades de mármore cujo valor económico é muito variável. Por exemplo, para valores actuais, numa comparação extrema, apenas com base em valores tabelados, um bloco *standard* com 2.5m x 1.8m x 1.5m (6.75m<sup>3</sup>) de uma variedade mais barata (com cor variável e irregular e “vergada” bem desenvolvida ou do tipo “Ruivina” também irregular) será comercializado a 250€/m<sup>3</sup> e uma variedade super-extra (branco ou rosa homogéneo sem veios) será comercializado a 3500€/m<sup>3</sup>. Estes valores são válidos para o mercado nacional, para o mercado internacional devem-se acrescentar 25%. A diferença é de (23625 – 1687,5 =) 21937,5€, ora se os custos de extracção são similares a diferença de preços traduz-se directamente numa mais valia para a empresa. Como apontamento final relativamente ao preço em bloco dos mármore do anticlinal de Estremoz, podemos ainda referir que os blocos de qualidade excepcional utilizados em estatuária não tem preço definido podendo custar mais de 8000€/m<sup>3</sup>.

mármore predominantes em cada uma delas<sup>8</sup>. Conforme se apresentem, estas diferentes variedades de mármore podem ser vendidas a preços muito variáveis. Não querendo alongar por demais este assunto, apresentamos apenas um exemplo de como, numa unidade extractiva, se calcula a categoria a que um determinado bloco irá pertencer (Quadro 5.1) e qual o preço a que será colocado no mercado em função das suas dimensões (Quadro 5.2). Chamamos a atenção para o carácter subjectivo desta classificação para a qual não há padrões de referência “oficialmente” estabelecidos. Quando numa empresa um classificador de blocos diz: – *Vê-se logo que é um bloco de 2ª!* – a opinião é quase unanimemente aceite (normalmente o comprador acha que a categoria é inferior, obviamente!). Embora não estejam escritas existem, no Sector das Rochas Ornamentais, um conjunto de regras e categorias omnipresentes que são utilizadas com um *rigor quase matemático* no dia-a-dia. Os valores apresentados no Quadro 5.2 reportam-se a Janeiro de 1997, foi-nos cedido por uma empresa que, ainda assim, prefere ficar anónima (os tempos de crise e o mercado extremamente competitivo justificam plenamente esta atitude). Os preços actuais são mais elevados, por exemplo os blocos mais baratos são vendidos a 250€ e os mais caros em tabela a 7500€. Trata-se de um exemplo que nos elucida da forma como os preços oscilam em função da categoria do bloco (N a T, no quadro), da presença de fracturas (SAN) e do volume do bloco. Um aspecto particular é que para além da quantificação

---

<sup>8</sup> Cabe aqui um apontamento relativamente ao valor comercial do mármore vendido em bloco, este é função da categoria em que as diferentes variedades são agrupadas. O quadro 6.1 representa uma tabela para a codificação, por categorias, dos blocos de mármore em função das características indicadas e observadas *in situ*. O quadro 6.2 representa uma tabela de preços para o mármore vendido em blocos, os valores determinam-se em função da categoria do mármore e da dimensão do bloco. A tabela, apesar de desactualizada (reporta-se a Janeiro de 1997), constitui um exemplo prático de como se calculam os preços para o mármore vendido em bloco. São valores de referência que as empresas adoptam mas que oscilam em função das leis de mercado, do volume da encomenda e também da relação de confiança vendedor / comprador, estes são critérios marcadamente comerciais e no dia a dia assiste-se a uma feroz concorrência entre os vários exploradores na cativação de uma quota de mercado.

volumétrica, total entram como factores determinantes na elaboração da tabela o comprimento (150 a 250 cm) e a altura (<80 a >120 cm), a razão para que isto assim aconteça tem a ver com aspectos industriais de transformação dos blocos onde se obtém um maior rendimento quando se optimiza a utilização dos engenhos<sup>9</sup> no esquadramento de blocos da dimensão máxima<sup>10</sup> que estes possam operar.

**TABELA PARA A CLASSIFICAÇÃO DE BLOCOS**

Fundo	Densidade da venagem	Tipo da venagem	Sanidade	Classificação (provisória)
A – Branco	2 – Limpo	U – Verde	1 – São	N – Extra
B – Branco anil	3 – Nubloso	V – Verde xistosa	2 – Ligeiramente fracturado	O – Extra/I
C – Creme	4 – Vermicelle	W – Preta xistosa	3 – Fracturado	P – I (Primeira)
D – Rosado	5 – Venagem leve	X – Castanha	4 – Muito fracturado	Q – I/II
E – Rosa claro	6 – Venagem média	Y – Vermelha		R – II (Segunda)
F – Rosa escuro	7 – Venagem forte	Z – Rosa		S – II/III
G – Rosa laranja				T – III (Terceira)
H – Salmão claro				
I – Salmão escuro				
J – Periwinkle claro				
K – Periwinkle escuro				
L – Ruivina claro				
M – Ruivina escuro				
<b>EXEMPLO: Bloco de qualidade I/II – C6X2Q</b>				

Quadro 5.1 – Tabela para a classificação de blocos em categorias comerciais.

<sup>9</sup> Engenhos são os equipamentos multi-lâmina utilizados para talhar os blocos em chapa.

<sup>10</sup> Normalmente até 3 metros.

Tabela de preços para blocos de mármore - Janeiro 1997

1 PTE (Escudo) x 1000	SAN 1-2 > ou = 1m3.				SAN 1-2 < 1m3.				SAN 3 > ou = 1m3.				SAN 3 < 1m3.															
	150		200<		250<		250		150		200<		250<		250		150		200<		250<		250					
	<80	80/99	100/119	120>	168	196	224	252	140	161	182	203	112	126	140	161	100	115	130	145	80	90	100	115	60	70	80	90
N = EXTRA					196	224	252	161	182	203	224	126	140	161	182	100	115	130	145	90	100	115	130	60	70	80	90	100
O=EXTRA/I					182	203	224	140	161	182	203	126	140	161	182	100	115	130	145	90	100	115	130	60	70	80	90	100
P=I					140	161	182	112	126	140	161	84	98	112	126	60	70	80	90	40	45	50	55	40	45	50	55	60
Q=II/III					112	126	140	56	63	70	77	56	63	70	77	40	45	50	55	25	25	25	30	25	25	25	30	35
R=II					70	77	84	35	35	35	42	35	35	42	49	25	25	30	35	20	20	20	20	20	20	20	20	25
S=II/III					35	35	42	28	28	28	35	28	28	28	35	20	20	20	25	15	15	15	15	15	15	15	15	15
T=III					28	28	35	21	21	21	28	21	21	21	28	15	15	15	15	10	10	10	10	10	10	10	10	10

Quadro 5.2 – Tabela de preços (em escudos) do mármore em bloco referente Janeiro de 1997.

Pela primeira vez, apoiados pela observação directa, destas descontinuidades WSW – ENE e NNW – SSE, dispomos de uma justificação com fundamentos geológicos para esta segmentação de indubitável interesse industrial.

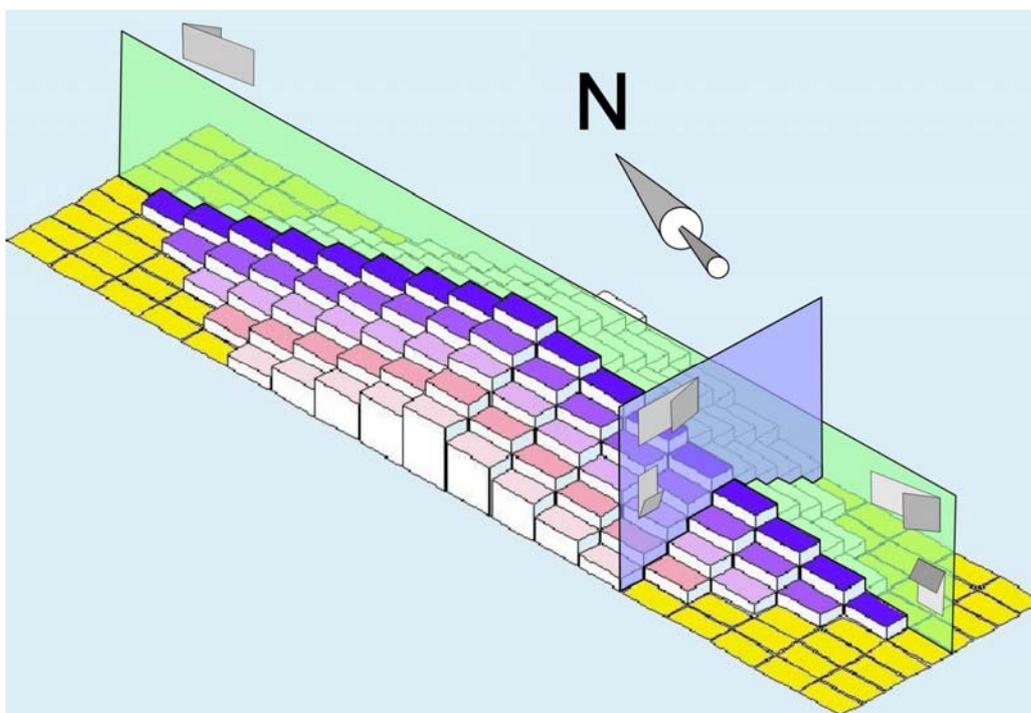


Fig. 5.5 – Representação esquemática e **extremamente simplificada**<sup>11</sup> da segmentação longitudinal e transversal do anticlinal de Estremoz. Apesar da simplicidade do modelo este apresenta uma boa correlação com o que se observa nas pedreiras que, frequentemente são limitadas por cabos reais (ENE-WSW) e corredores de deformação (NNW-SSE).

### 5.3.3 Disposição arqueada do anticlinal de Estremoz

Outra questão a considerar é a forma arqueada do anticlinal de Estremoz com eixo curvo e mergulhante para as terminações periclinais NW e SE. No caso da génese de dobras com várias camadas, verifica-se que o plano axial normalmente não é paralelo à bissetriz do ângulo entre os flancos (Fig. 5.6a; Twiss & Moores, 1992), no caso do anticlinal de Estremoz, os conjuntos

<sup>11</sup> Consultar texto para a explicação detalhada deste modelo.

sedimentares das diferentes idades são suficientemente heterogêneos para justificar o desenvolvimento assimétrico das estruturas, a todas as escalas de observação. Esta deformação dúctil que ocorre durante a 1ª fase de deformação é contemporânea da gênese de clivagem de fluxo e favorece culminações e depressões axiais originando anisotropias que mais tarde serão retomadas, por exemplo nos cisalhamentos NNW – SSE, que deste modo mimetizariam o dobramento inicial.

A Fig. 5.6b representa o desenvolvimento hipotético de uma estrutura em anticlinal em regime transpressivo esquerdo com achatamento NE-SW associado. Neste caso, o resultado final seria uma macroestrutura sigmóidal

semelhante a análogas mesoscópicas observadas em afloramento (Fig. 5.7).

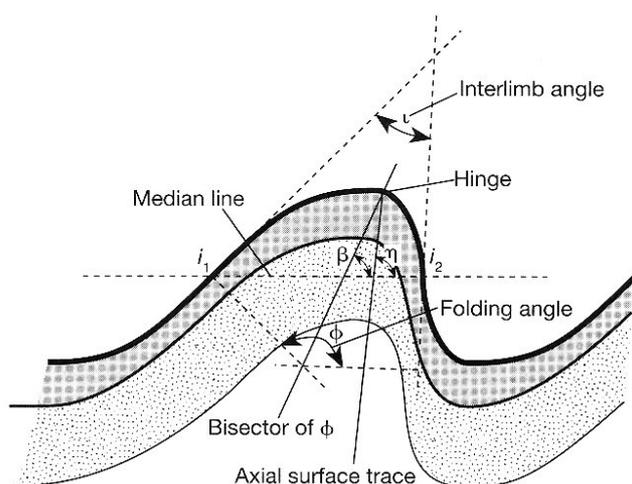


Fig. 5.6a (À esquerda) – Esquema representando a gênese de dobras com várias camadas, verifica-se que nestes casos, o plano axial normalmente não é paralelo à bissetriz do ângulo entre os flancos (L). Adaptado de Twiss & Moores, 1992.

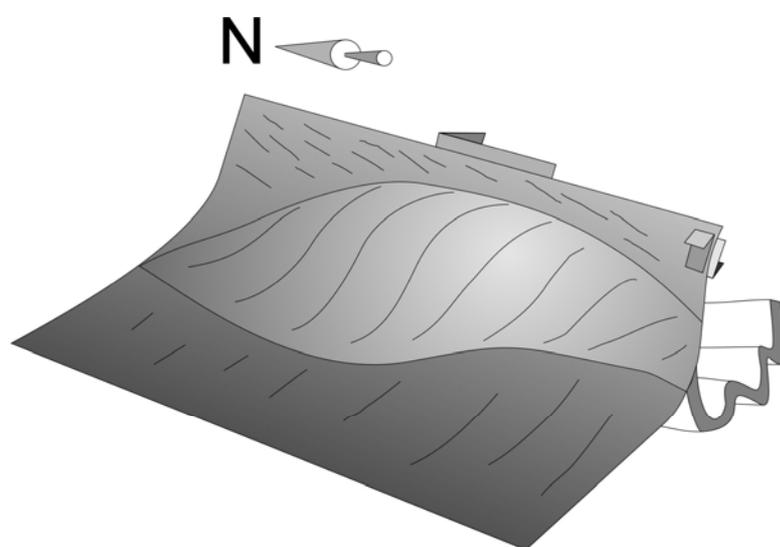


Fig. 5.6b – Representação esquemática (sem escala) do desenvolvimento hipotético de uma estrutura em anticlinal sigmóidal, em regime transpressivo esquerdo com achatamento NE-SW associado.

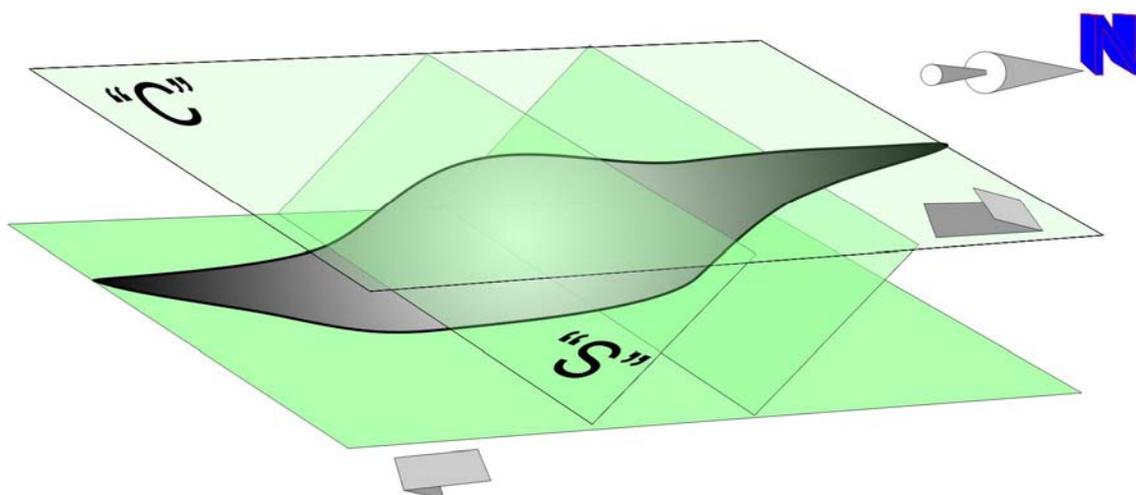
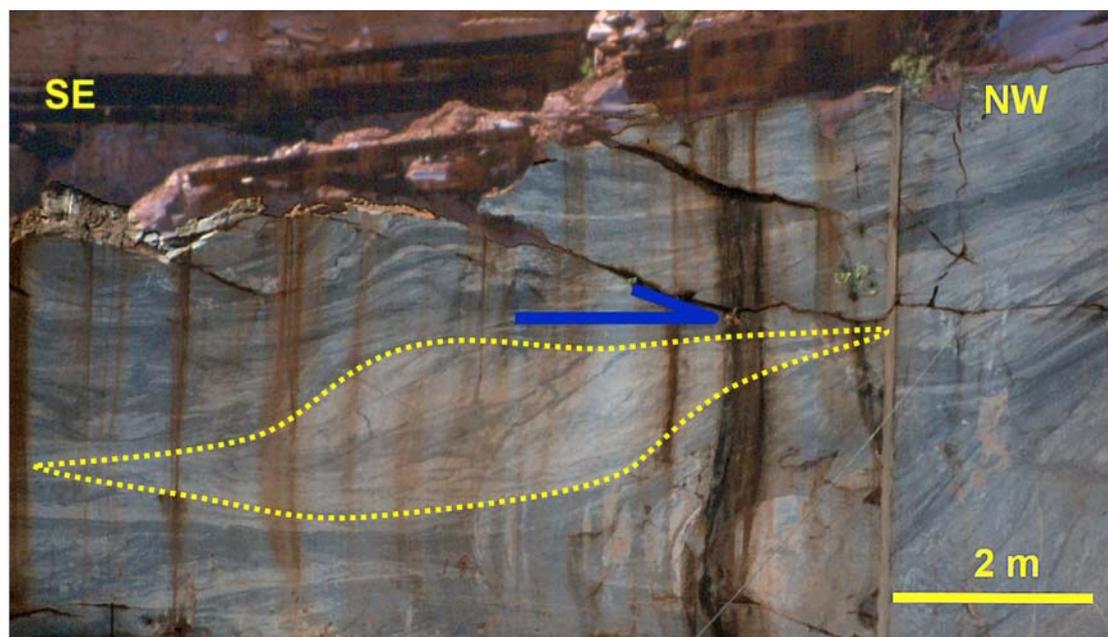


Fig. 5.7 – Estruturas sigmóidais mesoscópicas com movimento de topo para norte, observadas na pedreira “Marcalva” 400 metros a NNE do Monte da Nora. Estruturas morfológicamente similares a estas são definidas à escala microscópica pela reorientação mineralógica sin-tectónica (ver Cap. 4).

## 5.4 Desenvolvimento do projecto

Seleccionada a área, fizeram-se seis sondagens profundas no local designado por Fonte Soeiro – Pardais com o objectivo de localizar a base dos mármore e avaliar da possibilidade de exploração subterrânea dos mesmos (Fig. 5.8).

### 5.4.1 Recolha de dados

Das sondagens recolheram-se elementos sobre a qualidade do mármore, seu estado de fracturação e modo de jazida. A análise da fracturação levou à identificação da atitude das principais famílias de fracturas e ao cálculo dos seus espaçamentos médios. Com estes dados estimou-se o rendimento numa hipotética frente de desmonte.

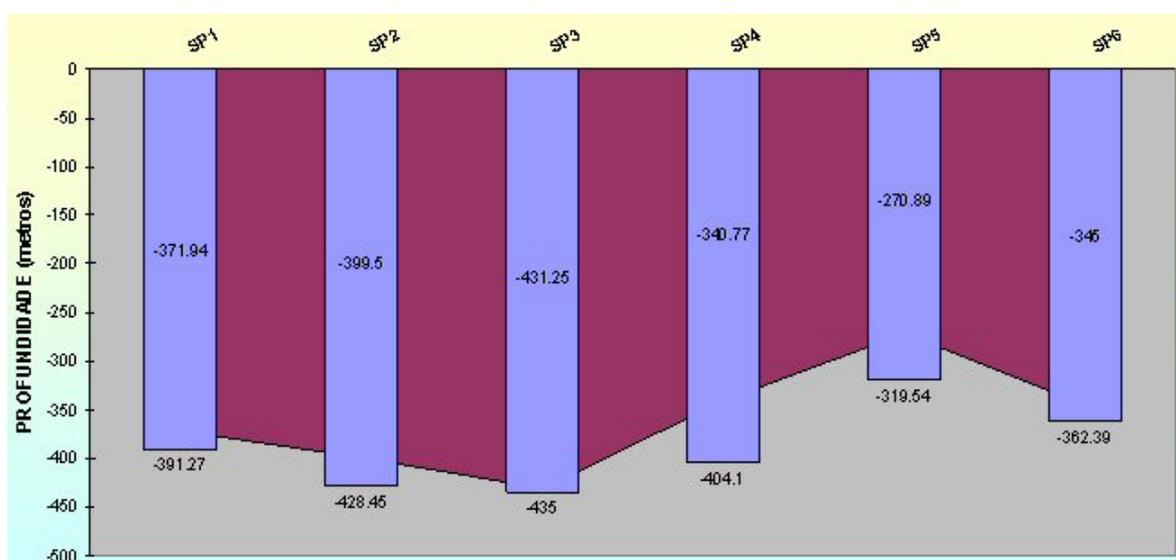


Fig. 5.8 – Projecção na vertical das sondagens SP e posição do limite estratigráfico Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz – Formação Dolomítica. A barra azul representa a totalidade da sondagem, os valores dentro destas barras indicam possança de mármore atravessada e o valor a sob a barra a profundidade atingida em cada sondagem.

As sondagens previstas no projecto inicial foram executadas com algumas alterações na sua localização em resultado de novas observações que entretanto se foram fazendo no terreno, a sondagem 3 foi aquela que mais se afastou do local para que inicialmente tinha sido projectada. A localização definitiva das sondagens (Fig. 5.9) é a indicada no Quadro 5.3.

<i>Sondagem</i>	<b>M</b>	<b>P</b>	<b>C</b>	<b>I</b>	<b>L (m)</b>	<b>D</b>
1	264 230	-196 300	363	Vertical	391,82	23/04/96 – 25/06/96
2	264 350	-196 480	358	60° N270°	428,45	28/06/96 – 30/08/96
3	264 355	-196 330	357	60° N270°	439,54	04/09/96 – 12/11/96
4	264 100	-196 220	373	60° N20°	404,16	14/01/96 – 17/01/97
5	264 120	-196 740	367	60° N340°	295,24	Fev. – Junho 1997
6	264 000	-196 970	366	60° N50°	362,39	Agosto – Set.1999
M – Distância à meridiana; P - Distância à perpendicular; C – Cota da boca de sondagem; I – Inclinação; L (m) – Comprimento da sondagem em metros, e D – Período de execução. Nota – as sondagens foram executadas com uma sonda Bonne Esperance.						

Quadro 5.3 – Dados técnicos e logísticos referentes às sondagens SP.

Na Fig. 5.9, sobre a geologia da área em estudo, mostra-se a localização das sondagens e a projecção à superfície do seu comprimento.

Um problema frequente quando se trabalha com dados de sondagens tem a ver com a orientação dos testemunhos recuperados. No caso da terminação periclinal sudeste do anticlinal de Estremoz existe uma referência linear persistente que corresponde ao estiramento mineral da segunda fase de deformação, este tem uma atitude de  $\pm 20^\circ$ , S30°E e constitui um precioso auxiliar na orientação das sondagens (Fig. 5.10). Ainda assim utilizou-se o aparelho orientador do BRGM designado por “**TVr 20°-160°**” (Fig. 5.11). Tendo as medições da atitude dos furos e respectivos desvios, sido realizadas com um aparelho EASTMAN de disparo simples.

Seguiu-se a fase de recolha de dados nos testemunhos das sondagens, as tarefas e os itens avaliados foram os seguintes:

- ❖ A fotografia do aspecto geral dos testemunhos, é importante já que é mais fácil manusear uma fotografia do que as caixas de sondagens e embora não substitua a observação directa, dá uma boa ideia do que se vai encontrar a determinada profundidade (reproduzimos um exemplo na Fig. 5.12);
- ❖ Natureza da rocha, granularidade e cor;
- ❖ Estratificação e sua atitude em relação a uma geratriz traçada no testemunho;
- ❖ Xistosidade, clivagem e suas atitudes;
- ❖ Lineações de estiramento e de intersecção;
- ❖ Atitude de eixos de microdobras;
- ❖ Atitude de filões, e
- ❖ Atitude de fracturas e de estrias nelas existentes.

#### **5.4.2 Caracterização da fracturação**

Todos estes elementos foram referenciados pelo comprimento de sondagem ao qual ocorrem e pela geratriz traçada no testemunho que servia de referência para o registo de elementos planares. A geratriz traçada a que se atribuiu uma orientação arbitrária foi em seguida orientada de maneira que os elementos estruturais observados no testemunho tenham atitude semelhante à dos observados à superfície. Esta orientação foi confirmada pela medição directa no furo da atitude de alguns planos em relação à geratriz superior do testemunho, tendo em consideração os desvios do furo da posição inicialmente projectada.

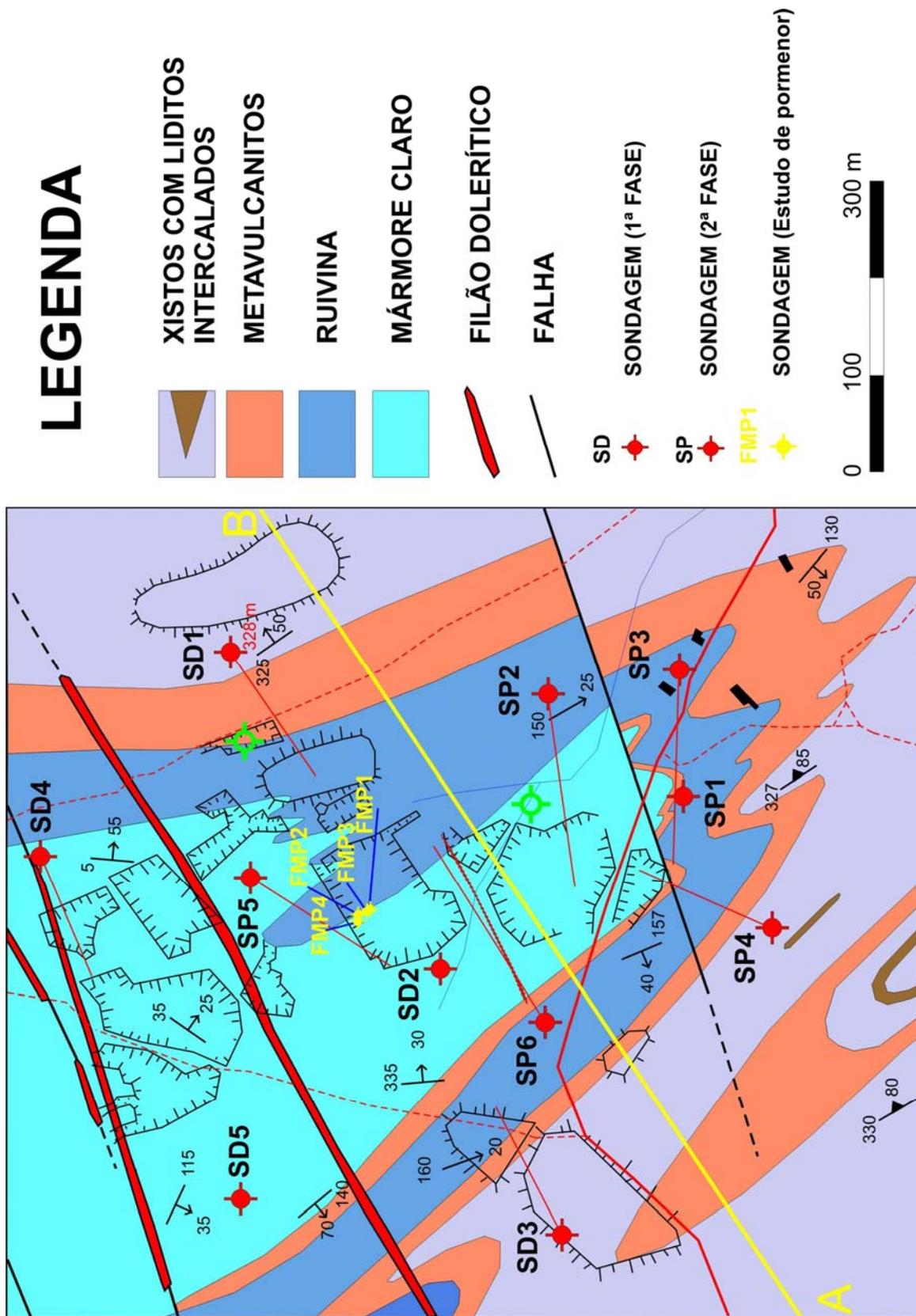


Fig. 5.9 – Mapa geológico da área em estudo com indicação dos locais de início das sondagens: SD – previamente realizadas e cuja informação foi levada em conta; SP – realizadas no âmbito do projecto; FMP – sondagens de pormenor. AB – localização do corte geológico esquemático. Base geológica adaptada da “Carta Geológica do Anticlinal de Estremoz”, na escala 1:10.000. Folha 12. Instituto Geológico e Mineiro DPRNM. Lisboa 1997.



Fig. 5.10 – Orientação dos testemunhos das sondagens com base no estiramento mineral persistente na região (linha azul sobre a superfície S2. Esta imagem exemplifica o *fabric* S/L desenvolvido nos mármore com metavulcanitos associados.

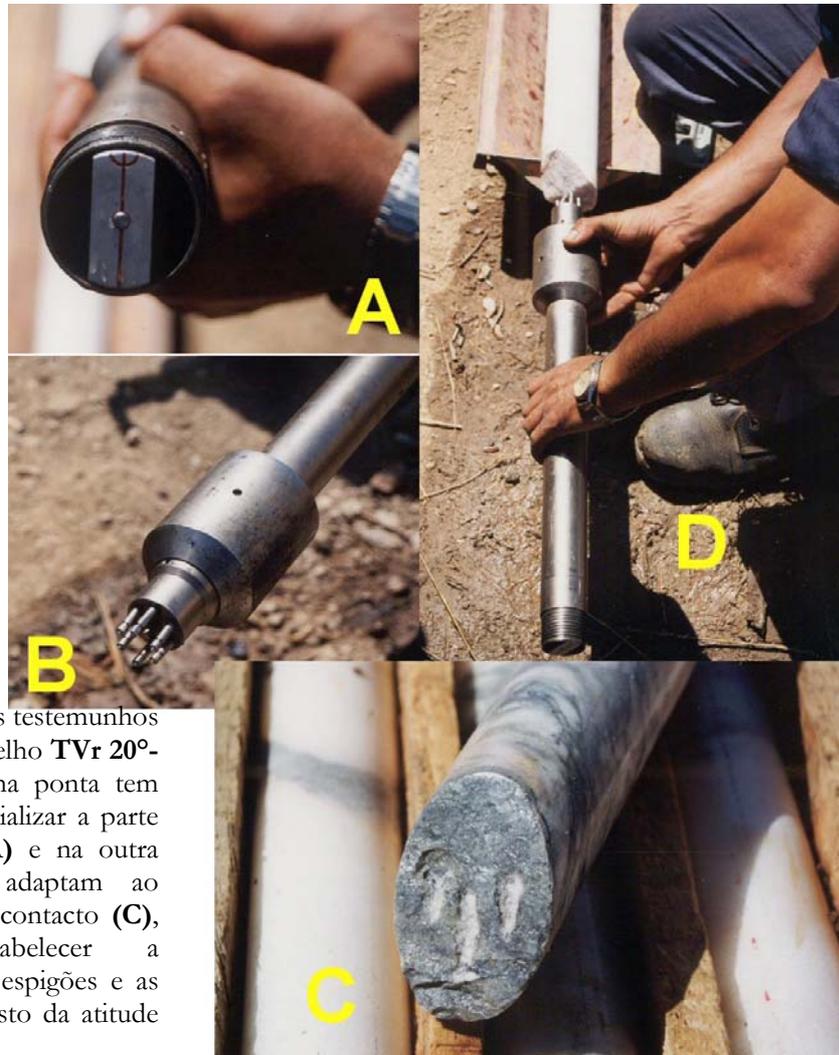


Fig. 5.11 – Orientação dos testemunhos das sondagens com o aparelho **TVr 20°-160°**. O instrumento numa ponta tem uma referência para materializar a parte superior da sondagem (A) e na outra espigões (B) que se adaptam ao encontrar a superfície de contacto (C), depois e só estabelecer a correspondência entre os espigões e as marcas (D) e fazer o registo da atitude do plano.



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.

A equipa do CRVM – IST procedeu então ao tratamento geoestatístico da fracturação apoiada quer nos dados recolhidos à superfície, nas pedreiras quer nos testemunhos das sondagens, e elaborou dos mapas de densidades de fracturação seguintes (Fig. 5.13):

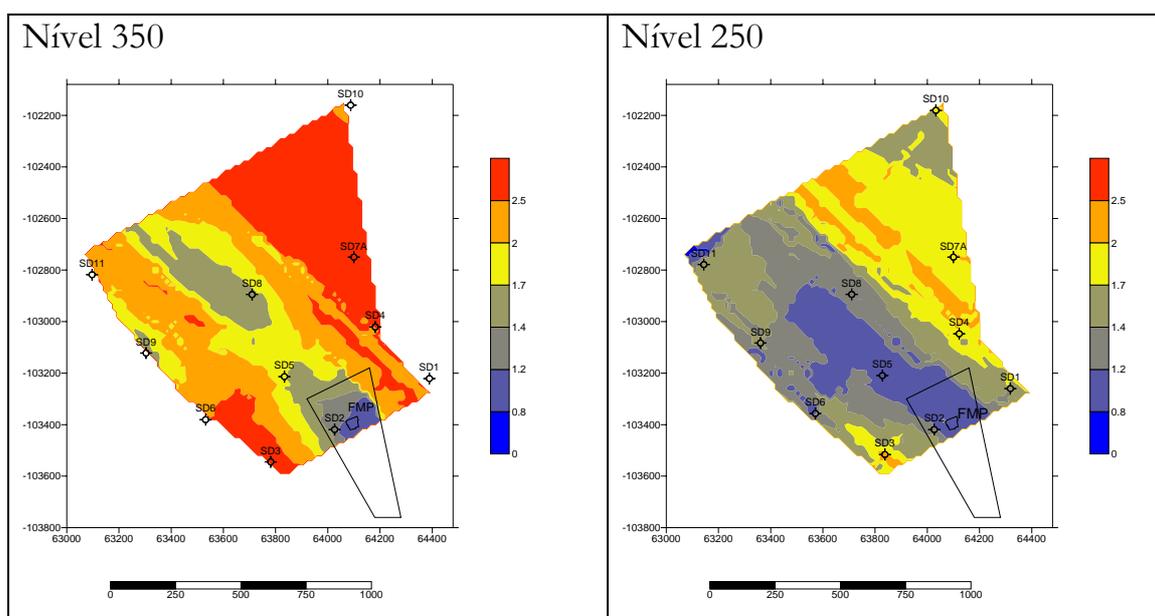


Fig. 5.13 – Cartografia da densidade linear de fracturação em dois níveis da região de Pardais. A área abrangida neste estudo é superior à seleccionada, para melhor referência são indicados os locais de boca de sondagem. Estes gráficos foram elaborados, no âmbito do projecto, pelo Prof. Dr. Jorge de Sousa, do Instituto Superior Técnico.

A densidade linear de fracturação, variável que condiciona a recuperação do mármore, foi utilizada neste estudo para caracterizar a sua qualidade. A cartografia espacial desta variável permite identificar as zonas menos fracturadas do maciço onde, com elevada probabilidade, se encontram as blocometrias mais favoráveis. Entre outros factores, a selecção da área piloto para a exploração subterrânea dos mármore e o planeamento da sua exploração também tomou em atenção esta cartografia.

Regionalmente, a fracturação principal que condiciona a exploração de mármore no anticlinal de Estremoz está representada no Quadro 5.4.

FAMÍLIAS	DIRECÇÃO	INLINAÇÃO
NW – SE (associada a falhas de movimento esquerdo)	N5° – 10°W	45° – 50° NE
	N5° – 10°W	70° – 75°NE
	N30° – 45°W (longitudinal à estrutura)	Subvertical
	N40° – 45°W	45° – 50°NE
	N40° – 45°W	35° – 45°SW
	N70° – 75°W	Subvertical
NNE – SSW (associada a fenómenos de dolomitização secundária – “olho de mocho)	N5° – 10°E (diagonal à estrutura)	Subvertical
	N40° – 45°W	Subvertical
ENE – WSW (normalmente preenchidas por filões doleríticos)	N60° – 75°E (transversal à estrutura)	Subvertical
Sub-horizontal	ENE – WSW	≤30°
	NNE – SSW	≤30°

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).

Relativamente aos dados das sondagens, apesar de existir uma grande dispersão das fracturas decidiu-se individualizar 3 famílias: uma sub-horizontal, outra sub-vertical e uma terceira inclinando 26° para leste. Na selecção destas famílias, utilizaram-se critérios estatísticos, optou-se por minimizar a variabilidade da orientação das fracturas pertencentes a cada uma das famílias, com naturais consequências nas densidades lineares médias e nos espaçamentos entre fracturas. Importante é o facto de as fracturas classificadas em famílias apenas representarem apenas cerca 30% da totalidade das fracturas levantadas. No Quadro 5.5 apresentam-se algumas características estatísticas destas famílias bem como do conjunto das restantes fracturas não classificadas (Família 0).

Fracturas	Família 1	Família 2	Família 3	Família 0
Nº de fracturas	320	302	720	3532
Plano médio	N28°W, 85°E	N66°W, 8°SW	N28°E, 26°E	N26°W, 81E
Variância	0.429	0.014	0.033	0.501

Quadro 5.5 – Características das famílias de fracturas (3 principais e 1 complementar)

Os dados assim apresentados não fornecem grande informação nem tão pouco esclarecem se e como estas famílias de fracturas dimensionam a massa mineral. É preciso dispor de outros parâmetros susceptíveis de quantificação como, por exemplo o comprimento das fracturas e o espaçamento entre elas. O primeiro é difícil de quantificar, mesmo em afloramento nem sempre podemos observar uma fractura/diaclese em toda a sua extensão. Esta questão do comprimento das fracturas é importante pois a intersecção de fracturas condiciona a fragmentação da massa mineral e as fracturas só se intersectam se não forem paralelas e se o seu comprimento for suficiente para atingir outras que lhe sejam adjacentes. Deste modo e sem carácter quantitativo podem-se classificar estas descontinuidades por famílias de comprimento observado em afloramento (*i.e.* menor que 50 cm; ente 50 cm e 1 metro; 1 a 5 metros; 5 a 10 metros; superior a 10 metros) no intuito de se analisar qualquer correspondência entre orientações e comprimentos mais prováveis. Só então e se houver uma boa correlação, se podem estabelecer correspondências entre as famílias encontradas nas sondagens com as homologas registadas nas pedreiras. Para o caso presente não fizemos esta análise mas para a exploração de granitos foi tentada e com resultados razoáveis (Cap. 6). O segundo aspecto reflecte-se na densidade linear de fracturas atrás referido, e como termo de comparação para os valores apresentados na Fig. 5.13 podemos referir que numa pedreira considera-se bom um valor de 2 fracturas/metro. O espaçamento entre fracturas de uma

mesma família não é regular, existem zonas de concentração (“*clustering*”) que podem e devem ser identificadas nas sondagens. As principais famílias atrás referidas podem-se relacionar com o relaxamento isostático por descompressão gravítica (família 2), com a compressão N-S tardí-hercínica (famílias 1 e 3, embora para esta última esperássemos encontrar maiores valores para a inclinação). Sendo de estranhar, a aparente ausência nas sondagens de uma família ENE, sub-vertical que corresponde às macro fendas de tracção da segunda fase de deformação que origina o anticlinal de Estremoz e onde posteriormente se instalam os filões doleríticos, correlacionáveis com o “grande filão do Alentejo” – falha da Messejana – pode facilmente ser justificada pela orientação das sondagens que são praticamente paralelas a estas discontinuidades e por isso mesmo não as intersectam.

## 5.5 Observações preliminares referentes aos dados recolhidos

A primeira conclusão que se pode retirar do que foi exposto nas páginas precedentes, é que qualquer parecer sobre a exploração subterrânea de mármore no anticlinal de Estremoz não pode ser dada de ânimo leve. As variáveis e condicionantes geológicas são de tal ordem, que extrapolar um estudo de carácter local para todo o anticlinal, não é de todo possível. Assim um estudo local deve incidir os seguintes pontos:

- ✓ Sequência litológica
- ✓ Deformação em regime dúctil dos mármore (dobras)
- ✓ Deformação em regime frágil dos mármore (falhas, fracturas e diaclases)
- ✓ Bandas de cisalhamento longitudinal

- ✓ Caracterização petrográfica microscópica com a finalidade de caracterizar qualitativamente/semi-quantitativamente o mármore, bem como inferir sobre a proximidade a zonas de cisalhamento não explícitas através de contraste petrográfico.

As sondagens realizadas conduziram aos diferentes “logs” que apresentamos, sinteticamente, nas páginas seguintes (Figs 5.14, 5.15) que consideramos representativos. Para além da litologia, nestes “logs” estão representados o índice de recuperação e o espaçamento entre fracturas. Na coluna mais à direita expressa-se algumas particularidades encontradas na sondagem assim como uma descrição litológica detalhada. Estes “logs” foram feitos em colaboração com o Dr. Carlos Vintém e com a Eng.<sup>a</sup> Patrícia Falé (ambos do Instituto Geológico e Mineiro). De um modo geral, as várias seqüências litológicas são congruentes e, embora no “log” da sondagem SP6 não seja evidente, também aqui se detectou mármore escuro, na base da seqüência próximo do contacto com os dolomitos primários. Chamamos a atenção que este mármore embora escuro apresenta invariavelmente vergada branca e é texturalmente distinto da variedade “azul” mais homogénea, designada por “Ruivina” que ocorre a topo do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz (Fig. 5.16).

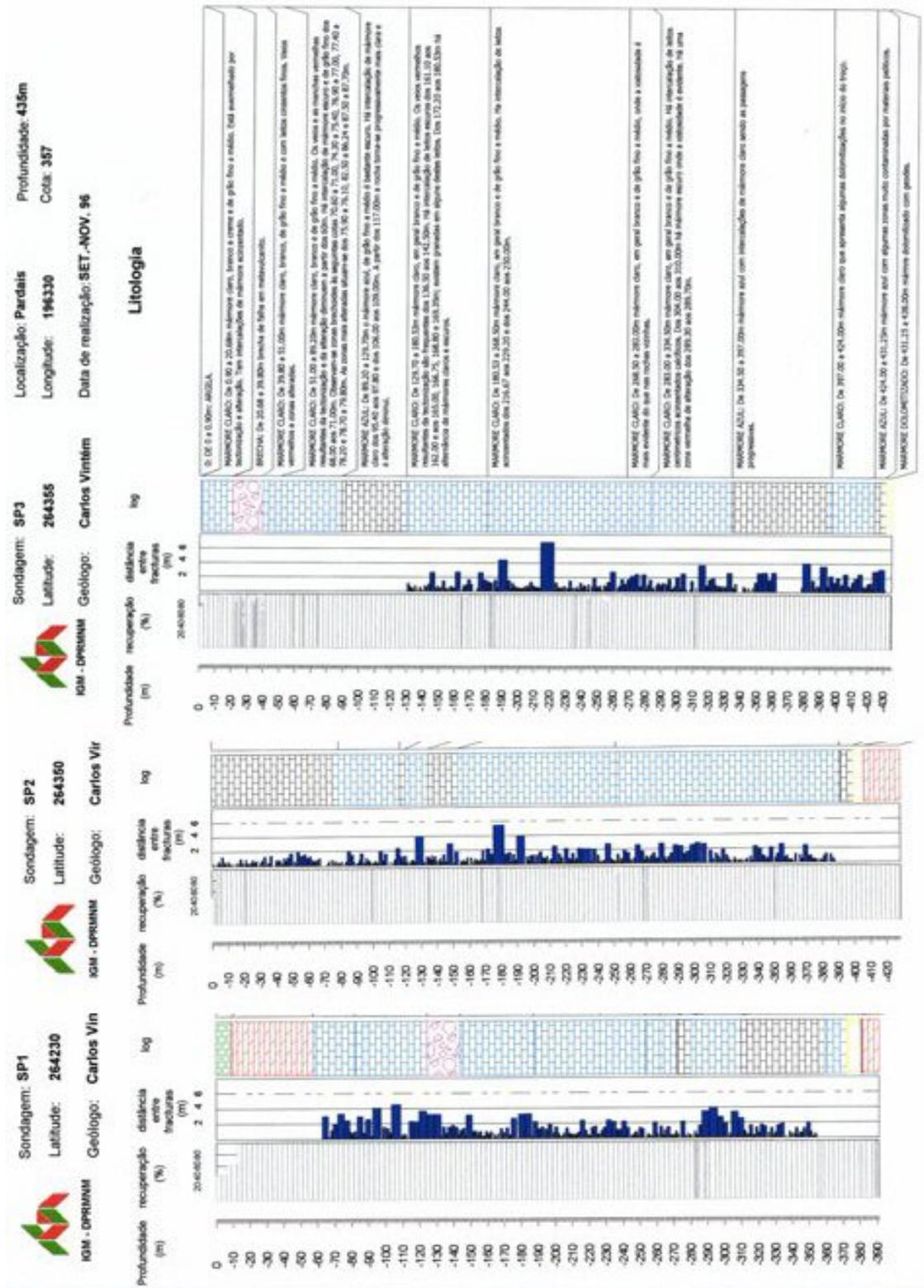


Fig. 5.14 – Colunas litoestratigráficas para as sondagens SP1, SP2 e SP3, elaboradas a partir dos dados recolhidos nas respectivas sondagens.

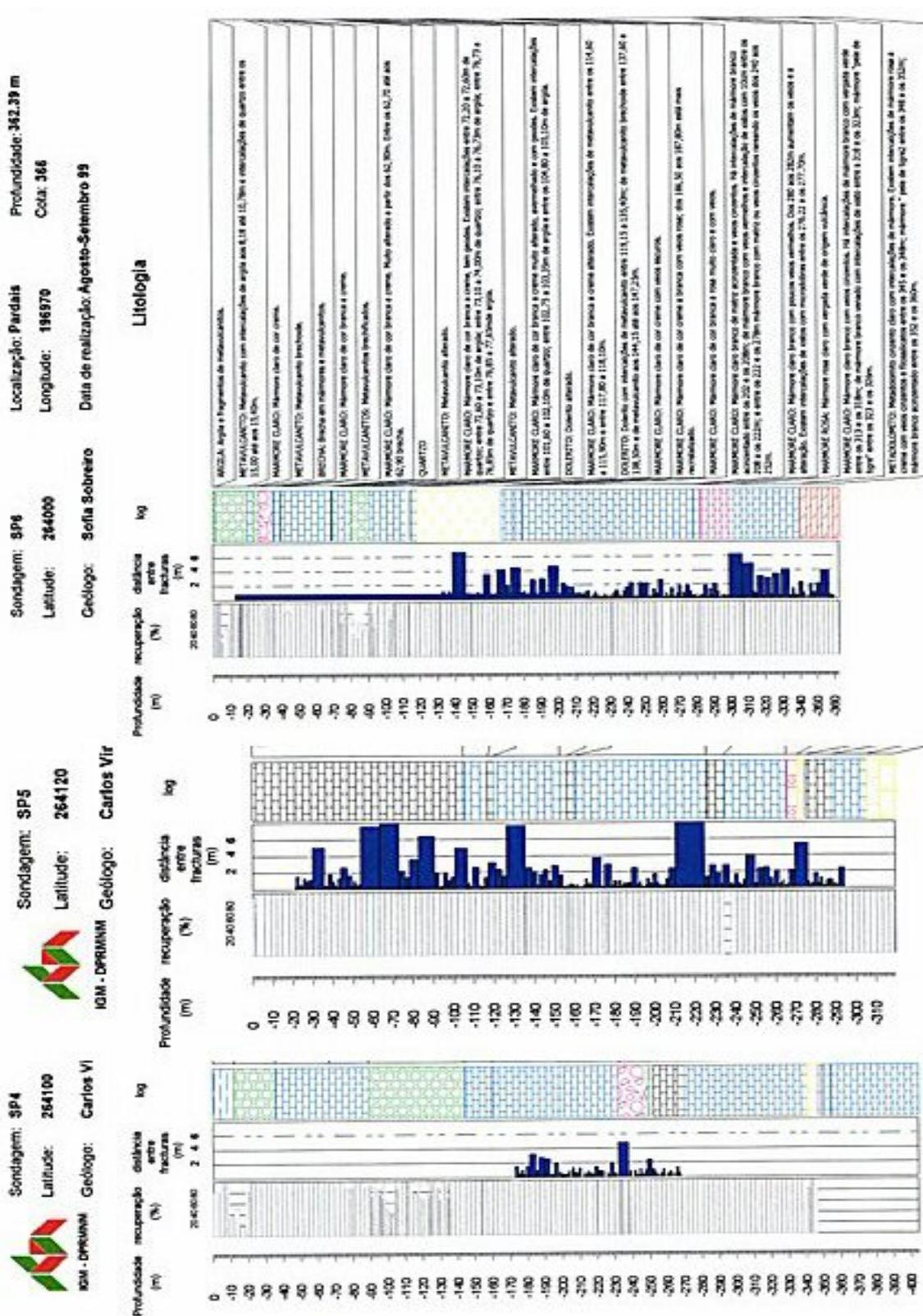


Fig. 5.15 – Colunas litoestratigráficas para as sondagens SP4, SP5 e SP6, elaboradas a partir dos dados recolhidos nas respectivas sondagens.

Na Fig. 5.16 sintetizamos uma coluna litológica para a área em estudo elaborada a partir dos dados recolhidos nas sondagens e do conhecimento regional.

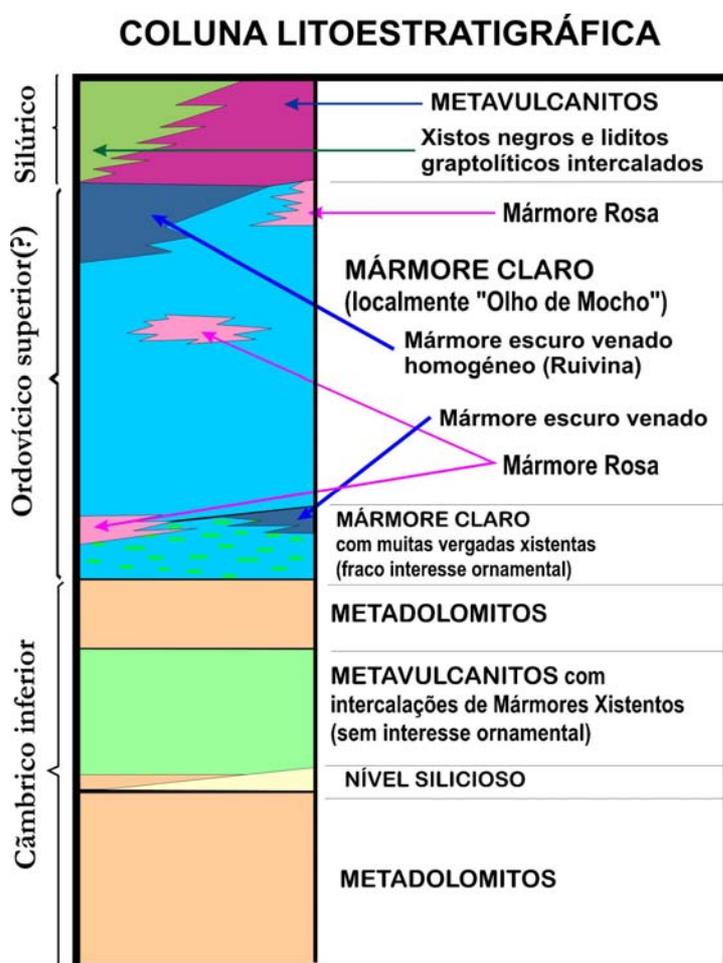


Fig. 5.16 - Coluna litoestratigráfica, elaborada a partir dos “logs” das sondagens realizadas na área em estudo. Embora as sondagens não tenham intersectado os xistos negros com liditos graptolíticos intercalados, resolvemos incluí-los nesta coluna pois regionalmente é assim que se dispõem. Relativamente à disposição dos diferentes tipos de mármore (variedades) no Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz (CVSCE), a topo situam-se as variedades mais escuras (Ruivina) reconhecidas na parte oriental da Pedreira da Empresa Marmetal em Fonte da Moura – Pardais (FMP). Descendo na sequência ocorrem vários tipos de mármore creme / branco e mais raramente cor-de-rosa. Na base do CVSCE existem mármore muito xistificados associados a metavulcanitos

ácidos, também se identificam mármore escuros (azuis) com vergada branca (“pele de tigre”) texturalmente distintos do tipo “Ruivina” (azul mais escuro e homogéneo). As rochas precâmbricas que na sequência estratigráfica completa do anticlinal de Estremoz afloram sob a Formação Dolomítica não foram detectadas nas sondagens realizadas na região de Pardais. Todas as sondagens pararam poucos metros após atingirem a Formação Dolomítica.

A compilação das informações recolhidas nas diferentes sondagens permitiu a elaboração de um bloco diagrama que sintetiza toda a informação litológica que se pode obter das sondagens (Fig. 5.17).

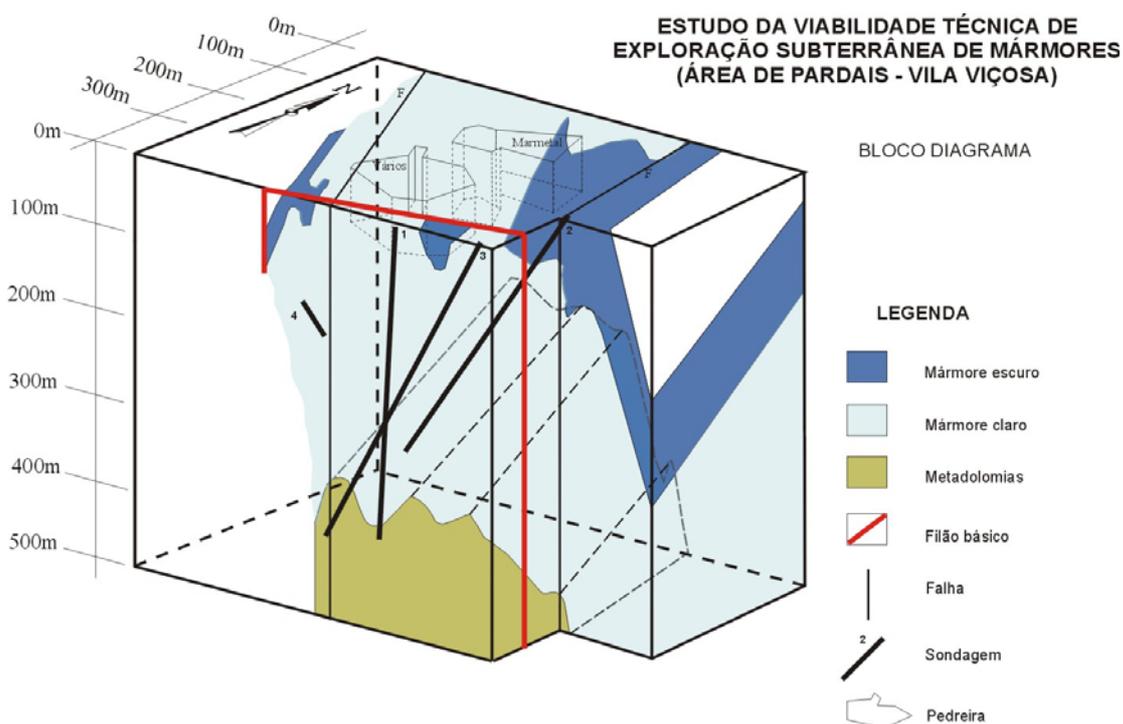


Fig. 5.17 – Bloco diagrama representando as principais unidades litológicas interceptadas pelas sondagens. Esta figura é da autoria de Patrícia Falé e Costa (Instituto Geológico e Mineiro), a quem agradecemos a sua disponibilização.

Apesar de todo o interesse visual que esta apresentação possa ter, carece, porém, de informação detalhada necessária para o encaminhamento de uma exploração em profundidade. Assim, sempre que necessário, deverão ser consultados os dados atrás enunciados e recolhidos quando se realizou cada sondagem.

Todos estes elementos foram referenciados pelo comprimento da sondagem à qual se referem e, pela geratriz traçada no testemunho. A geratriz traçada a que se atribuiu uma orientação arbitrária foi em seguida orientada de maneira a que os elementos estruturais observados no testemunho tenham atitude semelhante à dos observados à superfície. Esta orientação foi confirmada pela medição directa no furo da atitude de alguns planos em relação à geratriz superior do testemunho, tendo em consideração os desvios do furo da posição inicialmente projectada.

A deformação de materiais carbonatados em ambientes metamórficos, como os que se encontram expressos na região – metamorfismo na fácies dos xistos verdes a anfibolítica baixa (Mata & Munhá, 1985) implica que, estes apresentem um comportamento reológico dúctil, que com a exumação tectónica passará a dúctil – frágil e, finalmente em andar estrutural superior, ocorrerá deformação no domínio frágil (Cap. 4). Será pois, de esperar o desenvolvimento de dobras e/ou bandas de cisalhamento associadas a clivagem xistenta e, um estado de deformação em relação com comportamento reológico mais viscoso do mármore.

Microscopicamente este comportamento reflecte-se na recristalização e crescimento de cristais de calcite orientados e com desenvolvimento de maclas também orientadas segundo o campo de tensões tectónico em actuação (Fig. 5.18).

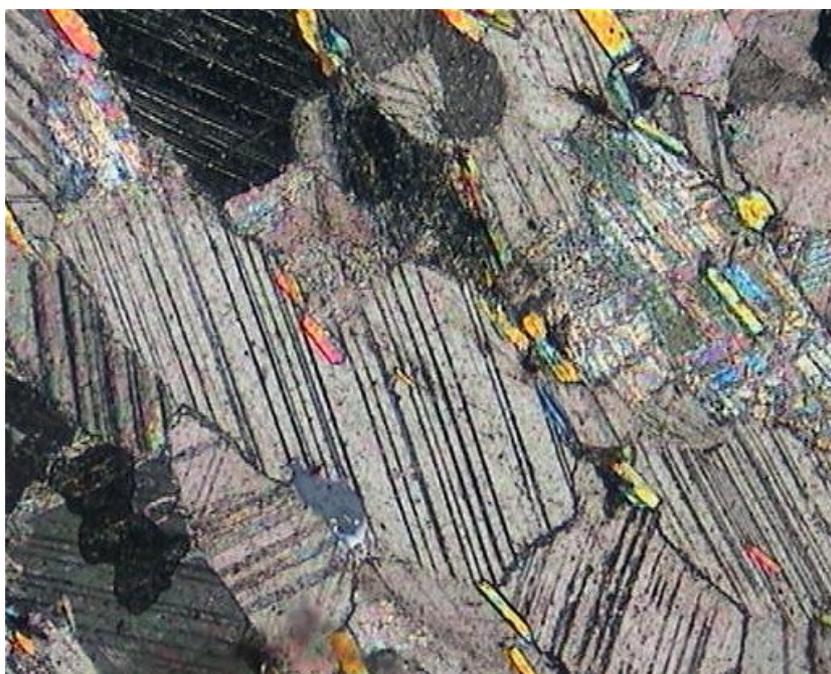


Fig. 5.18 – Cristais de calcite orientados; quartzo e filossilicatos dispostos ao longo dos planos de xistosidade (S2). Microfotografia com nicóis cruzados e ampliação de 40 X, a largura da foto é cerca de 3mm. Repare-se no alinhamento dos filossilicatos paralelos a S2 e ao crescimento de quartzo no mesmo plano.

Macroscopicamente esta anisotropia irá reflectir-se na xistosidade S2, normalmente coincidente com o “currume<sup>12</sup>” tão conhecido entre os industriais. Também ocorre segregação metamórfica nos mármore impuros e os filossilicatos recém formados tendem a alinhar-se em planos perpendiculares à componente compressiva máxima do campo de tensões (xistosidade), o mesmo acontecendo com a sílica que recristaliza sob a forma de quartzo ao longo destes planos; em conjunto com os cristais de calcite formam bandas alternantes xistentas – carbonatadas, observáveis desde a escala microscópica até à escala do afloramento.

Tal como se observa em afloramento, também nas sondagens foi possível observar algumas dobras mesoscópicas (Fig. 5.19). Estas são mais evidentes se os materiais envolvidos forem xistentos. Caso contrário só o controle sistemático da estratificação bem como da relação entre esta e a xistosidade permite evidenciar dobras com amplitude métrica.

---

<sup>12</sup> O termo “currume” refere-se à orientação preferencial por onde a rocha se parte quando sujeita a um esforço. Não é mais do que a expressão macroscópica da orientação preferencial cristalográfica dos cristais de calcite que definem a clivagem correspondente à segunda fase de deformação regional. Normalmente, nos mármore, não se expressa por planos de clivagem abertos ou francamente visíveis a olho nu, mas é facilmente determinada fracturando um pedaço de mármore e registando a direcção em que este “abre” mais facilmente. Os termos “a favor” e “contra” referentes ao corte do mármore referem-se a cortes paralelos ou perpendiculares ao “currume”. O termo “fio branco” refere-se a uma descontinuidade materializada pela recristalização do mármore, normalmente, segundo um plano bem definido e nem sempre fácil de detectar, a sua presença num bloco pode arruinar o seu valor comercial. Ou termo utilizado entre os industriais é “vergada” – este corresponde ao bandado metamórfico gerado na primeira fase de deformação mais dúctil e, muitas vezes, corresponde à transposição da estratificação pela xistosidade (S0+S1). No ramo das rochas ornamentais os termos “currume” e “vergada” são muito importantes. O currume, porque corresponde a uma descontinuidade, tem que se levar em conta quando se dimensiona um bloco para ser talhado em chapa (placas com espessuras variáveis a partir de 12 mm até vários centímetros, em função da aplicação a que se destinam), na pedreira um corte inadequado ao “contra” de um bloco inviabilizará a sua utilização uma vez que as chapas obtidas no processo de transformação poderiam tornar-se quebradiças; nem todo o mármore pode ser cortado indistintamente, tem que se respeitar a orientação da rocha, facto que já os romanos conheciam (Fig. 5.1). Por seu lado, a vergada controla os aspectos estéticos do mármore o que faz com que no mercado este seja mais ou menos aceite.

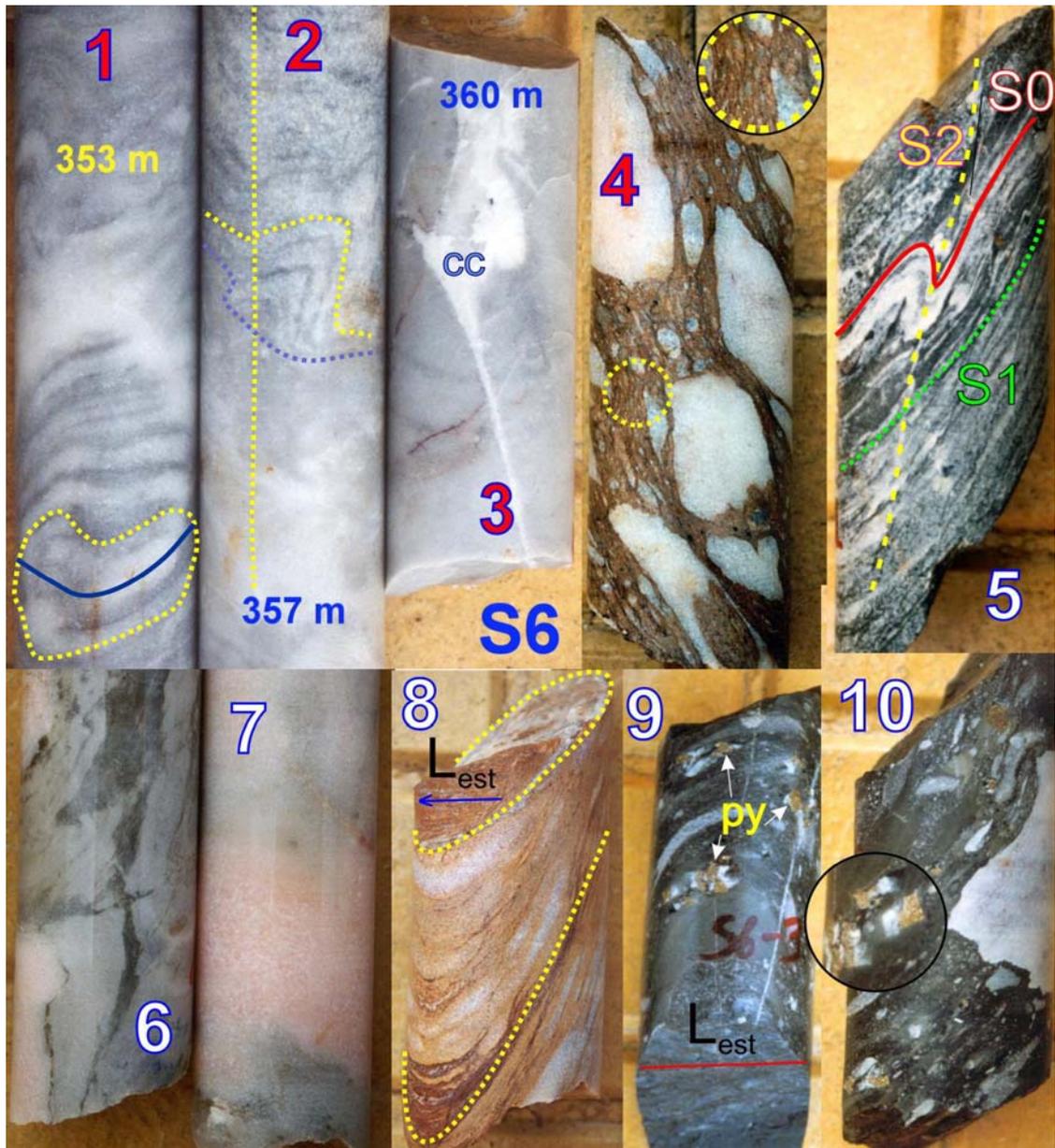


Fig. 5.19 – Exemplo de fragmentos dos testemunhos de sondagem (N° 6), a partir dos quais se fizeram algumas lâminas delgadas. 1 a 3 – Aspectos texturais dos mármore de textura mais fina (dolomíticos?!) na transição do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz para a Formação Dolomítica; 1 - Mármore calcítico de granularidade fina (apresentam efervescência 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.

No conjunto das sondagens verificam-se alternâncias rítmicas de mármore com diferentes características (essencialmente na cor predominante, mas também no tipo de vergada) que apontam para uma possível dobra com plano axial sub-horizontal e vergência para norte. Esta geometria cinematicamente é possível e ocorre à escala da pedreira no flanco sudoeste do anticlinal de Estremoz (Fig. 5.20).



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 encontram 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).

Nem sempre se pode admitir que as alternâncias colorimétricas no mármore sejam controladas pela estratificação (ainda que transposta). Por exemplo, aspectos como os observados na Fig. 5.21, sugerem que determinadas alternâncias de cor se devam a falhas em material carbonatado que posteriormente recristalizou, de tal modo que a continuidade petrográfica/cristalina é completa, apesar da variação colorimétrica.

No âmbito do projecto, importa antes de mais saber se, em determinada área existe mármore, qual a sua qualidade e qual o seu estado de fracturação, para o volume alvo de uma exploração subterrânea piloto<sup>13</sup>. Estes dobramentos secundários, responsáveis, à escala da exploração por heterogeneidades impeditivas da exploração, têm de ser cuidadosamente controlados, quer por observação directa dos afloramentos, quer dos testemunhos de sondagem.

Como já referimos anteriormente (Cap. 5.3), o reconhecimento de corredores de deformação paralelos à macroestrutura constitui uma das características mais importantes do anticlinal de Estremoz no que concerne à delimitação de zonas de exploração.

A área em estudo é um bom exemplo do que acabamos de afirmar; existindo dois corredores NNW – SSE muito importantes que a limitam a SSW (mármore / vulcanitos) e a NNE (mármore claro / mármore escuro) (Fig. 5.22). Paralelamente, ocorrem outros acidentes do mesmo tipo mas onde normalmente a distância entre bancadas não é considerável, tendo por isso uma importância secundária.

Neste corte procurámos salientar os aspectos estruturais mais importantes do ponto de vista económico que ocorrem na área. Estes correspondem a inúmeros acidentes longitudinais e sub-paralelos ao plano

---

<sup>13</sup> Última fase de desenvolvimento do Projecto.

axial da estrutura maior. Como já se referiu, de um modo geral estes acidentes apresentam, uma componente de desligamento esquerda à qual se associam deslocamentos verticais importantes. Por exemplo na pedreira Marmetal, a observação directa de planos rejeitados por um destes acidentes permite inferir um deslocamento superior a 30 metros. Na figura assinalam-se os acidentes mais importantes, com continuidade entre pedreiras adjacentes. Como o seu comportamento está estreitamente relacionado com os materiais que intercepta, o comportamento particular de cada um é distinto e deve ser analisado caso a caso, quando necessário. Complementando a nossa observação apresentamos nas Figs. 5.23 e 5.24 cortes interpretativos sobre fotografias da parede NW da pedreira Alexandre & Maximiliano, a NE da pedreira Marmetal, onde é evidente o padrão de deformação sofrido pelos mármore. Por último é de referir que embora estes acidentes verticais condicionem fortemente quer a qualidade quer as reservas de mármore existentes em determinada direcção, existem outros factores estruturais mais precoces na evolução geológica que devem ser levados em conta (duas fases de dobramento, com possíveis interferências e recristalização do mármore sob tensão cisalhante o que origina o “currume” (foliação e/ou xistosidade). Este último nem sempre é evidente em amostra de mão mas origina uma anisotropia mecânica que deve ser levada em conta quer na exploração quer na transformação do mármore (consultar nota de rodapé N°11).

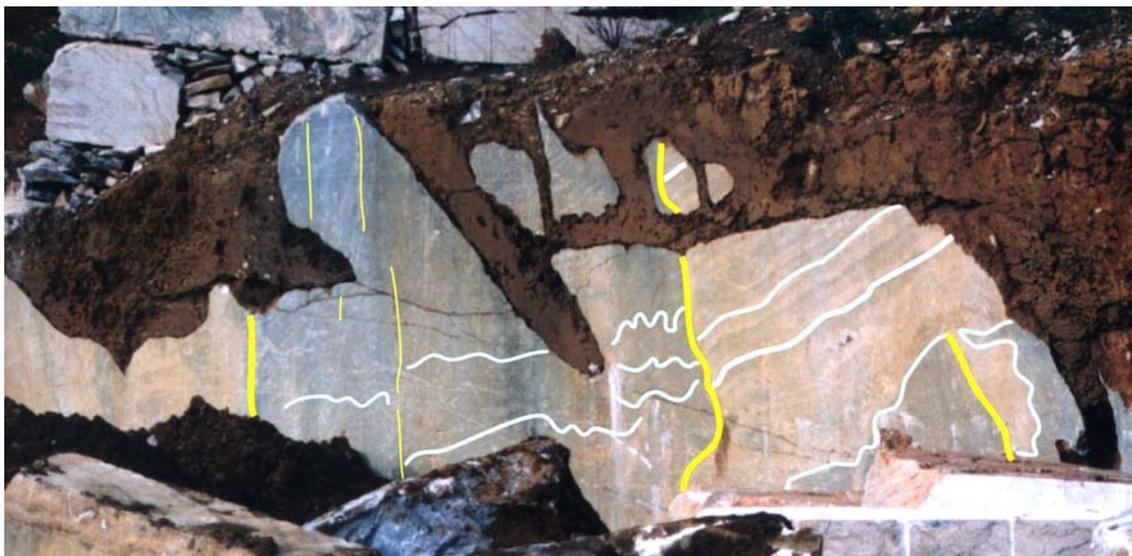


Fig. 5.21 – Variação brusca na cor do mármore sem perda de continuidade litológica. A azul claro representa-se a estratificação e a amarelo os planos de movimento, ao longo dos quais teve lugar a recristalização.

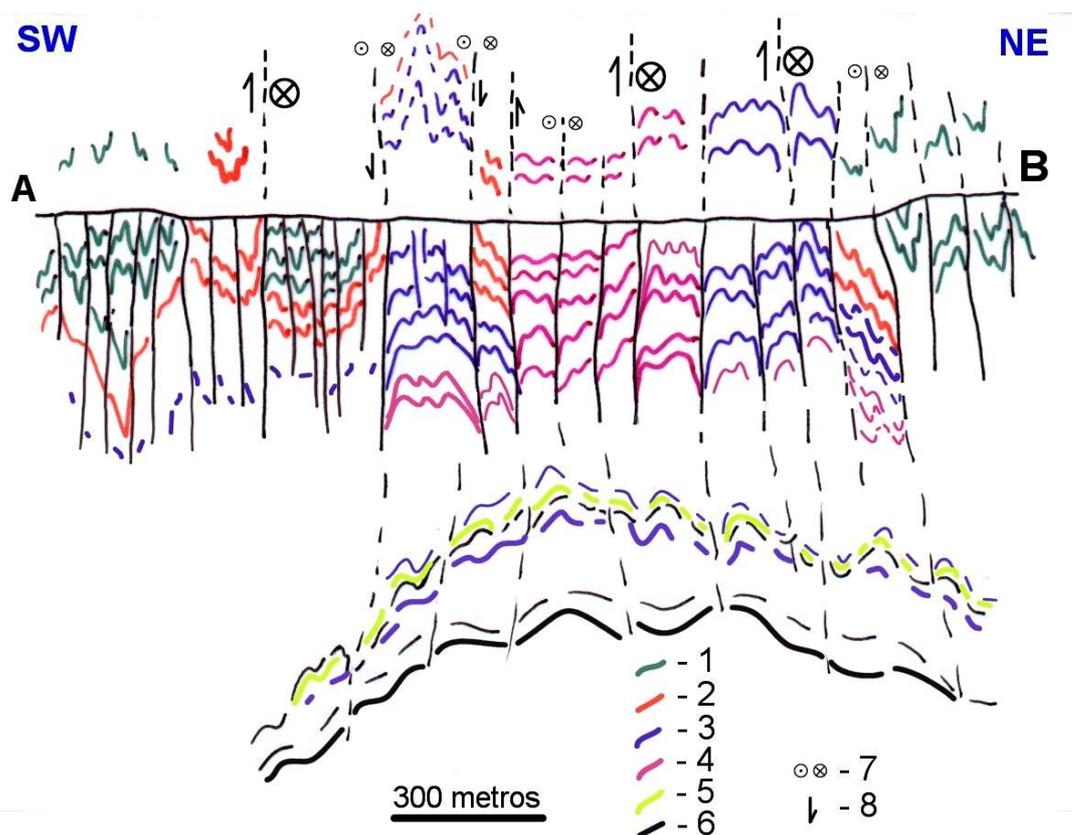


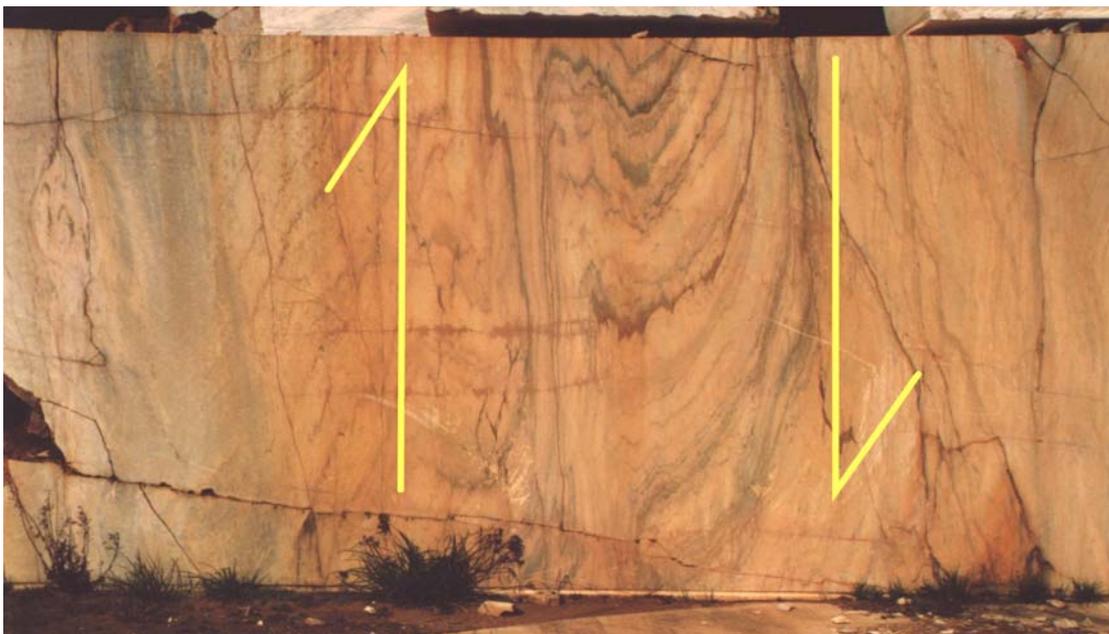
Fig. 5.22 – Corte geológico esquemático entre os pontos A e B assinalados na carta geológica de pormenor para a área em estudo (Fig. 5.9).

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 (componente vertical) do bloco onde está a seta.



Fig. 5.23 – Esquema interpretativo das estruturas observadas na pedra Alexandre Maximiliano, a Norte da pedra 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 pedra, junto às litologias mais escuras, deve ser considerada uma única banda de cisalhamento.

Fig. 5.24 – (Em baixo) Pormenor de um aspecto observado na pedra referida na figura anterior, situada a NW, no piso imediatamente aos que se observam na Fig. 5.23. Também a orientação é a mesma.



Uma vez reconhecida a existência destes corredores de deformação importa caracterizá-los cinematicamente de modo a antever o seu comportamento. Uma análise cuidada revela que a sua movimentação não é simples nem, ocorreu apenas num único impulso. A quantidade de movimento agora observada é o somatório de uma actuação contínua no tempo, variando desde estádios muito precoces sinsedimentares/diagenéticos, até aos estádios mais tardios com deformação em regime frágil e brechificação associada (ver discussão no Cap. 4). Deste modo e pelo que nos é dado observar, na sua maioria estes acidentes comportam-se como cisalhamentos esquerdos com subida mais frequente do bloco a Oeste, mas localmente, por efeito de movimentos relativos, ocorrem critérios de movimento direito. Dada a complexidade esperada, cada banda deve ser tratada individualmente.

Normalmente tais corredores de deformação desenvolvem-se onde as anisotropias litológicas sejam mais marcadas. Estas anisotropias acentuadas pela deformação já estariam presentes na sequência estratigráfica inicial (ver discussão no Cap. 4). De facto isto ocorre frequentemente e, quase sem excepção, os contactos entre mármore e rochas xistosas (metavulcanitos e xistos *sensu lato*) são de natureza cisalhante. Por seu turno, nos contactos entre os diferentes tipos de mármore, tal comportamento não é tão evidente, ainda que exista, como se pode confirmar por “pseudo dobras de arraste” (Fig. 5.19-2) e texturas de fluxo de mármore escuro em mármore claro (Fig. 5.19-1), por exemplo. Próximo do contacto entre os mármore calcíticos e os dolomitos primários ocorrem, localmente e detectadas na sondagem SP6, dobras de arraste materializando pequenas falhas sub-verticais o que permite concluir que estes corredores também afectam a Formação Dolomítica, donde a interface entre os mármore e o dolomitos, para além de ondulada, também se deverá encontrar em degraus induzidos pelas discontinuidades ENE-WSW e NNW – SSE, atrás referidas e onde a variação vertical pode ser de várias

dezenas de metros (*i.e.* na pedreira FMP pode ser medido um rejeito vertical superior a de 30 metros, constitui um caso raro de quantificação da componente vertical num corredor de deformação NNW – SSE e apenas é possível porque esta pedreira apresenta uma exposição continua na vertical superior a 115 metros, desde a superfície até ao último piso em exploração).

A existência de duas fases de dobramento, igualmente observadas à superfície, permite reinterpretar as repetições de cores dos mármore ao longo das sondagens e, deste modo apresentar um corte geológico em concordância com as observações de campo, aplicando informações das várias sondagens (Fig. 5.25).

De acordo com o observado em pedreiras à escala mesoscópica, as variações colorimétricas dos mármore observadas nas sondagens, coadjuvadas por variações do ângulo entre a estratificação e o testemunho das sondagens, permitem interpretá-las como resultantes da interferência de dobramentos. O esquema que se apresenta obteve-se pela: 1) supressão dos acidentes verticais; 2) apenas se consideraram as variações mais significativas; 3) projectaram-se as sondagens num plano vertical imaginário perpendicular ao eixo da estrutura anticlinal maior e a SE dos últimos afloramentos de mármore. Como o eixo das dobras é mergulhante para cerca de 30° para SSE, esta projecção conduz a uma distorção da estrutura pois força a disposição no mesmo plano de alternâncias litológicas encontradas nas diferentes sondagens; deste modo o padrão que se observa na Fig. 5.25 e que sugere a presença de dobras redobradas poderia dever-se apenas o resultado do efeito da distorção. No entanto, este padrão que sugere uma fase de dobramento com planos axiais sub-horizontais redobrada por uma segunda fase com planos axiais subverticais está de acordo com os padrões observados, por exemplo, na pedreira “Mardino” – Lagoa, a NW da área em estudo (Fig. 5.20). Deste

modo, para fins de prospecção de mármore, estes padrões geométricos devem constituir uma hipótese de trabalho quando se analisam os dados recolhidos em sondagem.

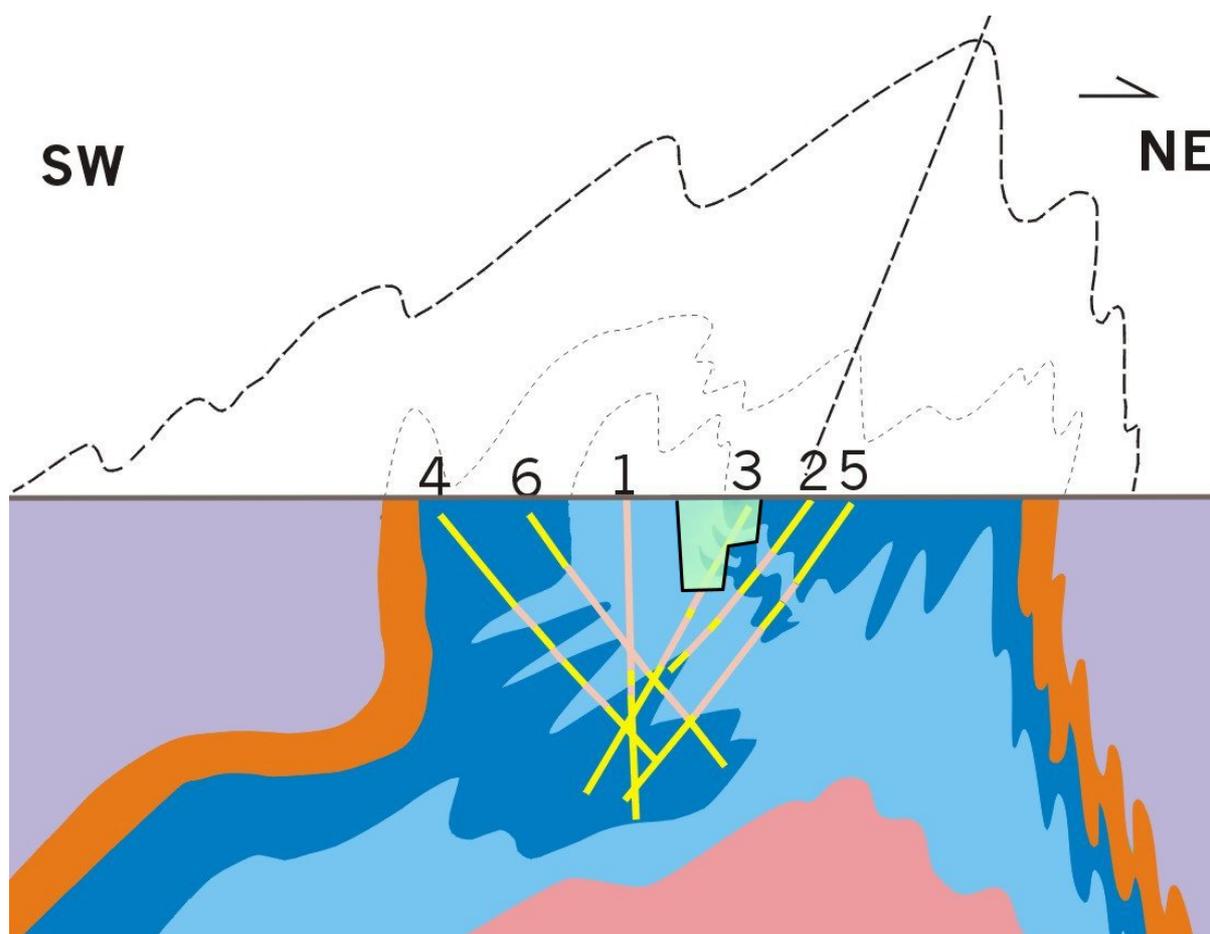


Fig. 5.25 – Corte esquemático e interpretativo para a área em estudo. 1 a 6 – Pontos de início das sondagens. A transparência a verde representa a pedra da Empresa Marmetal Lda., Fonte da Moura Pardais (FMP).

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 traçado 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 pedra Marmetal – Fonte da Moura, Pardais.

Pela informação recolhida nas sondagens é possível afirmar que existe mármore com interesse comercial até profundidades superiores a 400 metros<sup>14</sup>. Como seria de esperar, existe uma heterogeneidade na distribuição dos diferentes tipos de mármore ao longo das sondagens, concorrem para que isto aconteça, factores como a variação lateral e vertical de fácies, espessamentos e adelgaçamentos tectónicos (em zonas de charneira e de flanco, respectivamente), influência de deslocamentos de diferente natureza, como sejam deslocamentos tangenciais ou falhas frágeis.

A ausência de fracturas só por si não é condição suficiente para se obterem blocos comerciáveis de elevado valor, uma vez que, nem sempre um bom dimensionamento blocométrico é acompanhado pela homogeneidade dos mármore e estes dois parâmetros (dimensão e homogeneidade) são, em suma, os condicionadores de qualquer exploração de rochas ornamentais.

---

<sup>14</sup> Mais de três vezes do que a profundidade da pedreira Marmetal – Fonte da Moura – Pardais ( $\pm 120$  m), onde se desenvolveu a segunda campanha de sondagens, no âmbito do projecto.

## **5.6 Selecção do volume alvo para a instalação da exploração subterrânea piloto de mármore no anticlinal de Estremoz.**

O plano de trabalhos para a fase seguinte previa, obrigatoriamente, a execução de sondagens orientadas para um “volume alvo” e, realizadas a partir do fundo de uma das pedreiras existentes. Assim, em função dos resultados anteriormente expostos, para indicação de uma área a prospectar levaram-se em consideração os seguintes aspectos:

- 1) Para SW e para NE é mais provável a existência de corredores de deformação (bandas de cisalhamento) responsáveis por variações bruscas na qualidade comercial do mármore;
- 2) O mergulho do eixo da estrutura anticlinal para SE, permite antever a sua continuidade neste sentido, muito provavelmente com possanças semelhantes às medidas em sondagem;
- 3) Existem filões doleríticos de atitude geral NE-SW, subverticais, que, por um lado estão associadas a uma fracturação e uma recristalização local do mármore e, por outro separam blocos onde, quase sempre, o bloco situado a SE desce em relação ao bloco a NW. Estes filões apresentam forma de jazida lentiforme vertical com início e terminação em cunha e algo imprevisível, quer horizontal quer verticalmente, como aconteceu na sondagem SP6 onde, em profundidade, se interceptou uma zona com filões doleríticos na divisória entre as pedreiras Marmetal e Galrão/Cochicho;
- 4) Não se pode à partida excluir uma variação lateral de fácies no sentido NW-SE, para explicar que a massa expectável de mármore seja muito inferior ao que seria de esperar. Se bem que localmente

sejamos de opinião que isto possa acontecer, sabemos que regionalmente as estruturas prolongam-se para SE e neste sentido, onde afloram estruturas anticlinais relacionáveis com o anticlinal de Estremoz (estrutura de Ferrarias, por exemplo) o complexo vulcano sedimentar carbonatado que aí se observa apresenta uma espessura reduzida a poucas dezenas de metros e os seus materiais carbonatados não têm qualquer valor comercial (bancadas, raramente com um metro de espessura, fracturados e com componente detrítica elevada). Deste modo a sequência de Ferrarias poderia ser constituída por séries estratigraficamente superiores às encontradas no anticlinal de Estremoz, e assim poderia representar um sinclínrio contendo formações devónicas, em nada comparáveis às sequências de Estremoz.

À partida, as considerações de índole geológica, apontavam para que os trabalhos futuros (sondagens, caracterização petrográfica e estado de fracturação) se iniciassem a partir do piso mais profundo da pedra “Galvão/Cochicho” e visassem a continuidade da exploração em subterrâneo no sentido SE. No entanto, não aconteceu assim. Devido essencialmente a questões relacionadas com a propriedade dos terrenos mas também com a segurança, acessibilidade e interesse dos industriais, a escolha recaiu sobre a Pedreira de Empresa Marmetal Lda., licenciada com a designação Fonte da Moura Pardais (FMP), imediatamente a NW da primeira escolha. Esta decisão envolveu todos os intervenientes do projecto e os industriais do sector directamente envolvidos (todos aqueles cujas sondagens haviam perfurado os seus terrenos).

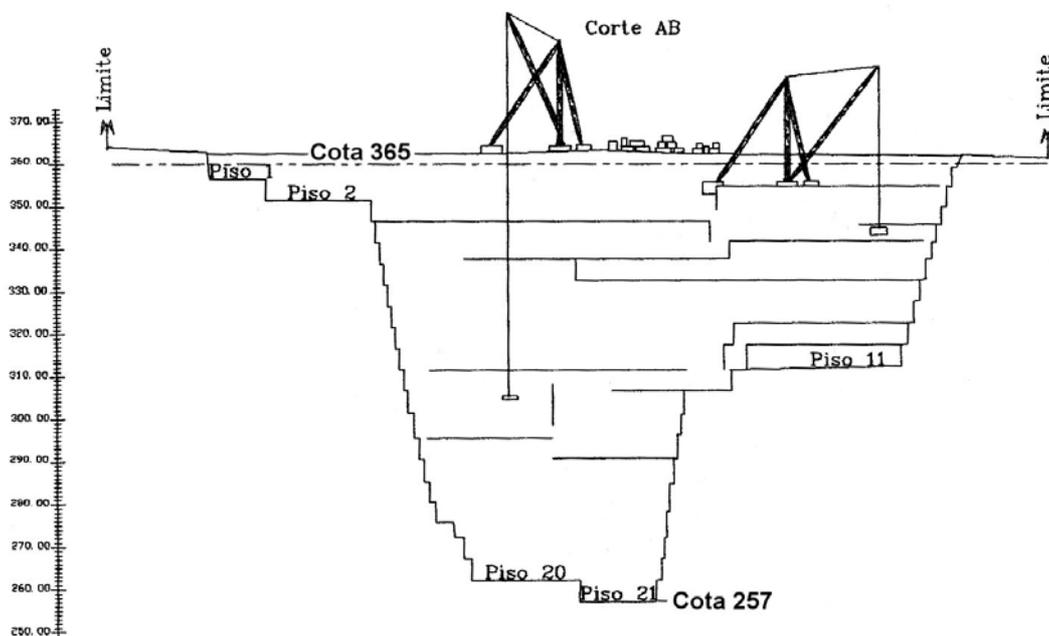
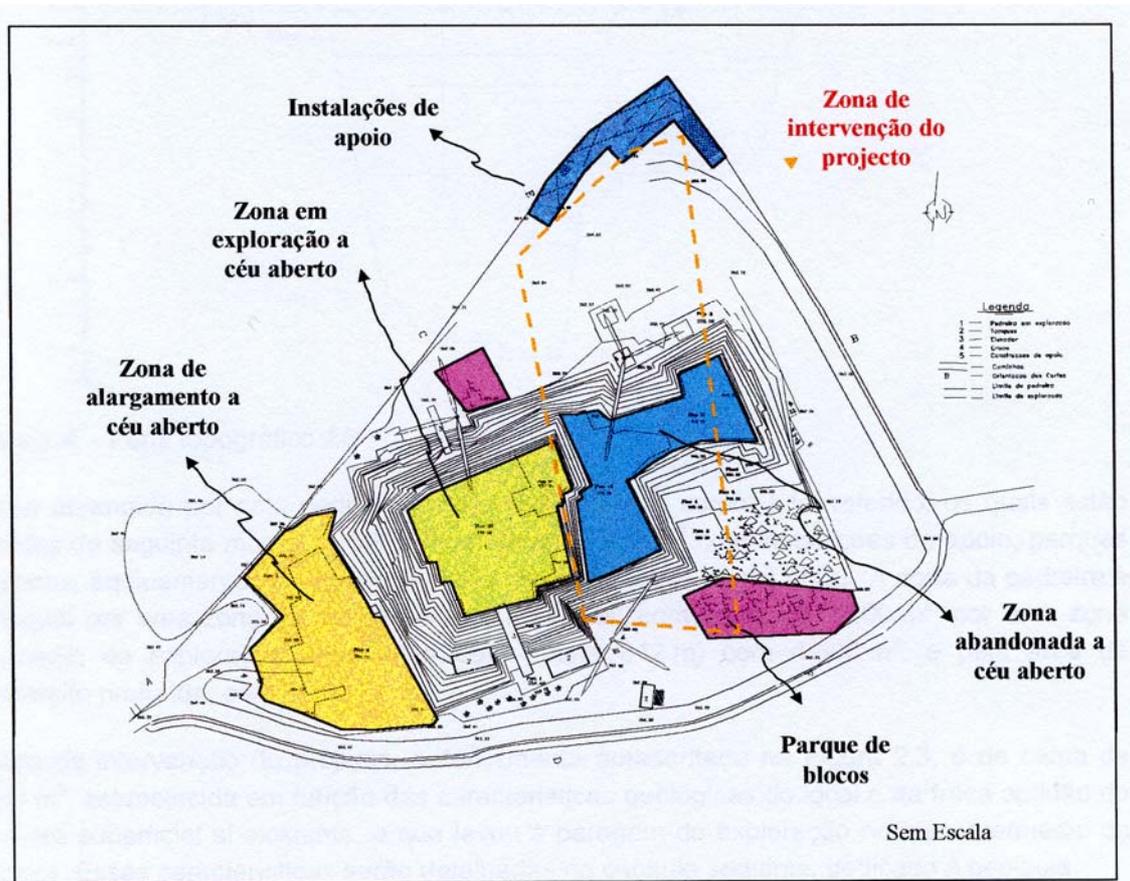


Fig. 5.26 – Em cima: Zona de intervenção do projecto. Em baixo, perfil topográfico da pedra seleccionada, à data da realização das sondagens FMP 1-4. Presentemente já se desenvolvem trabalhos de exploração no Piso 23. Adaptado de Gama *et al.*, (2000).

A partir dos resultados obtidos nas sondagens e em observações nas pedreiras, seleccionou-se uma área para estudo de pormenor (Fig. 5.26). Aqui realizaram-se quatro sondagens (FMP1 – 4 na Fig. 5.9) com o propósito de conhecer detalhadamente a estrutura geológica e as variedades de mármore que se irão encontrar no avanço da exploração subterrânea. As colunas litológicas obtidas nestas sondagens foram rebatidas para a horizontal e projectadas na planta da pedreira à cota da boca das sondagens (Fig. 5.27).

Os estudos geológicos incidiram essencialmente sobre a componente estrutural optimizando-se, para o local, o modelo global decorrente dos estudos de carácter geral.

Para melhor se visualizarem as estruturas definidas pelos mármore entre as sondagens FMP1 e FMP2, simulou-se a três dimensões uma superfície fictícia que representa a variação da estratificação entre as duas sondagens. O resultado obtido encontra-se na Fig. 5.28. Deste gráfico pode-se prever o comportamento heterogéneo da deformação, sugerindo-se mesmo o desenvolvimento de bandas de cisalhamento marginadas pelos flancos mais estirados das dobras mesoscópicas representadas.

Numa tentativa de quantificar as variedades de mármore encontradas inferiram-se, a partir dos dados levantados nas sondagens, mapas geológicos respectivamente à cota da boca dos furos, 4 metros acima e 12 metros abaixo (Fig. 5.29).

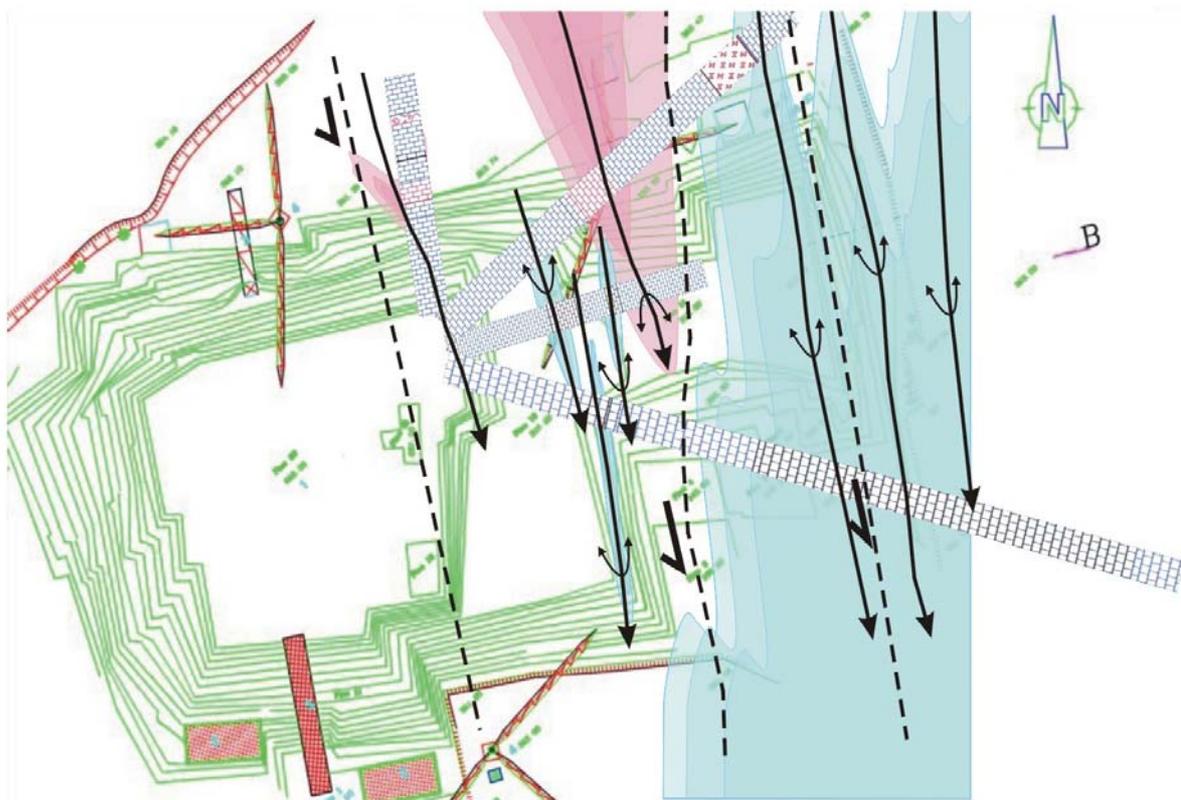


Fig. 5.27 – Esquema da pedreira com implantação dos logs das sondagens FMP1 a FMP4. Neste esquema podemos ainda observar a disposição das principais estruturas anticlinais ( $\curvearrowright$ ), sinclinais ( $\curvearrowleft$ ) e bandas de cisalhamento (- - -); para além dos contornos geológicos a várias cotas (individualizados adiante na Fig. 5.29).

	Família 1P	Família 2P	Família 3P	Família 4P
<b>Nº de fracturas</b>	101	67	97	52
<b>Plano médio</b>	N23°W, 90°	N78°E, 88°	N7°E, 58°E	N38°E, 13°SE
<b>Variância</b>	0.835	0.467	0.045	0.501

Tabela 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.

Tal como no caso das sondagens SP, os estudos de fracturação basearam-se em dados colhidos nas frentes da pedreira da Marmetal e nos testemunhos das sondagens que serviram para melhor caracterizar a fracturação. Foi possível individualizar 4 famílias de fracturas, cujas características principais se apresentam na Tab. 6.4. Relativamente ao estudo das fracturas na área local, aparece uma nova família – 2P, aliás já esperada nas outras, ver discussão atrás). Comparativamente ao que acontecia anteriormente, refira-se que as fracturas não classificadas em famílias representam apenas cerca de 29% da totalidade das fracturas levantadas.

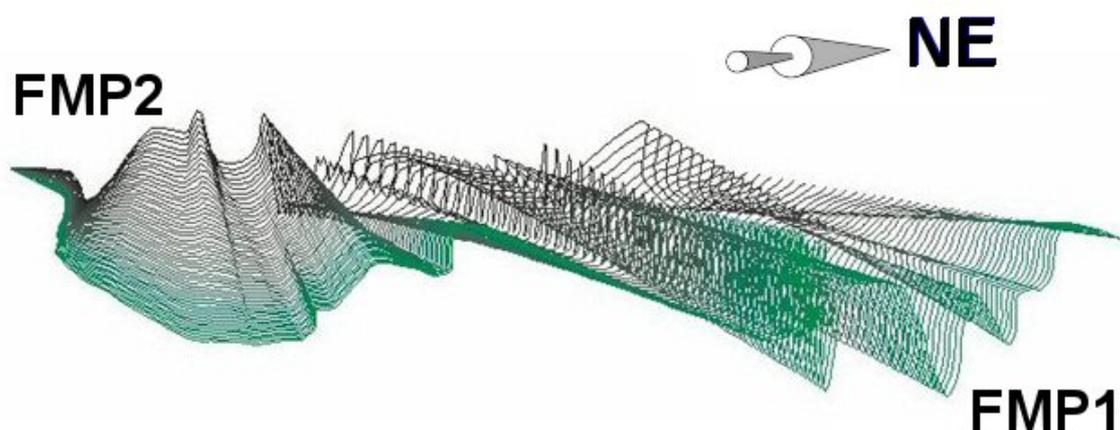


Fig. 5.28 – Interpolação da variação da estratificação entre as sondagens FMP1 e FMP2. O ponto de vista do observador encontra-se a SE e a estrutura está inclinada cerca de 20° para SE, de acordo com a inclinação dos eixos das dobras medidos nas sondagens e no terreno.

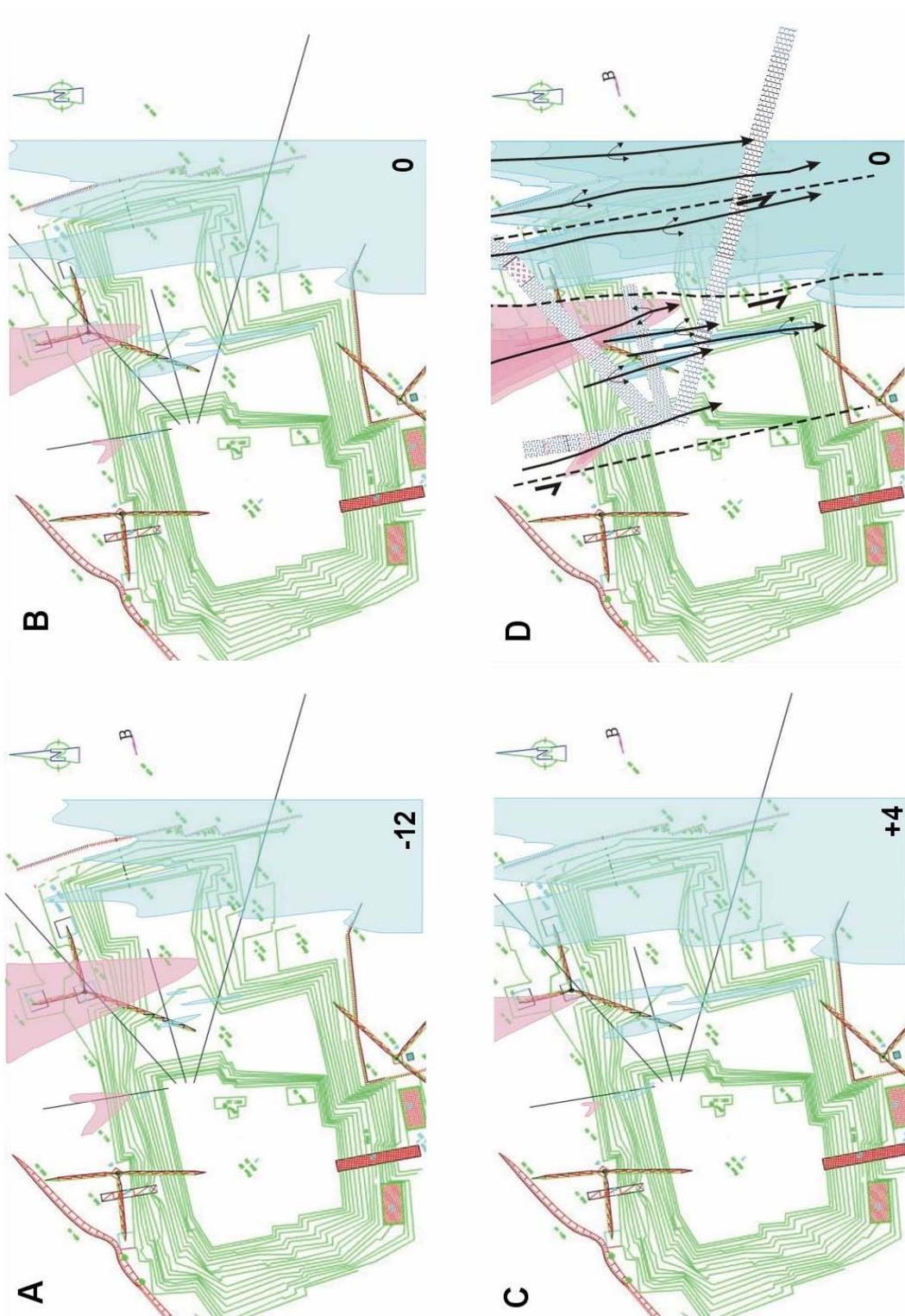


Fig. 5.29 – Mapas geológicos a diferentes cotas. A – 12 metros abaixo da boca dos furos das sondagens; B – à cota da boca dos furos; C – 4 metros acima da boca dos furos e, D – projecção dos três mapas anteriores no mesmo plano, dos logs das sondagens e das estruturas determinadas para o volume em estudo.

Na figura 5.30 apresenta-se a cartografia dos valores das densidades lineares de fracturação estimados por krigagem, para as cotas de abertura da possível exploração piloto.

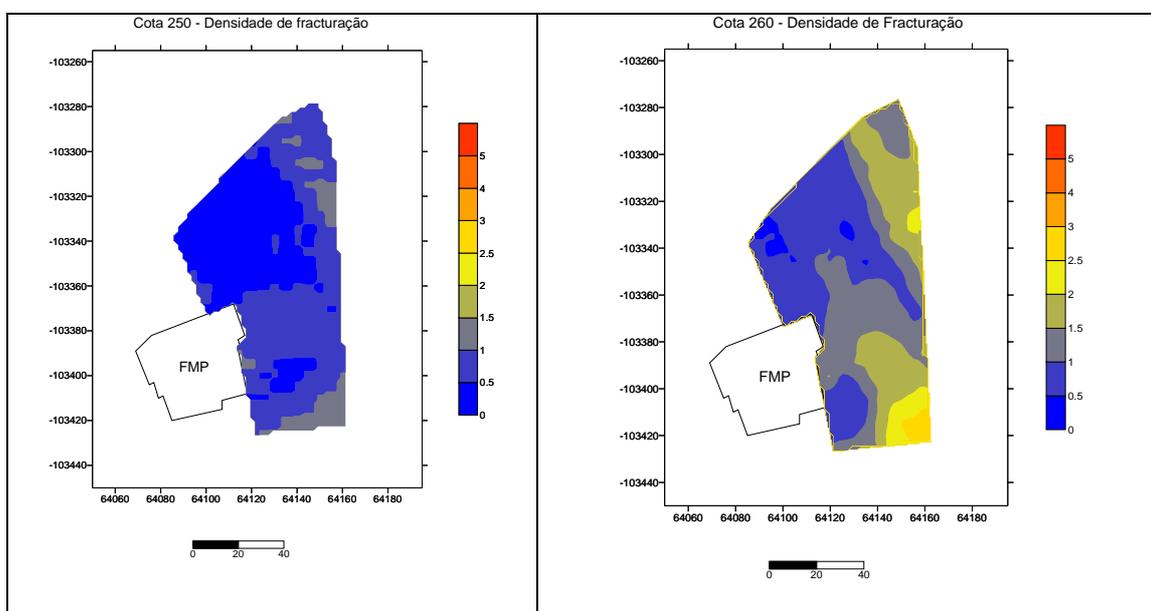


Fig. 5.30 – Cartografia da densidade linear de fracturação em dois níveis na área piloto. Estes gráficos foram elaborados, no âmbito do projecto, pelo Prof. Dr. Jorge de Sousa, do Instituto Superior Técnico.

Da análise da Fig. 5.30 e de todos os dados existentes, verifica-se que a área apresenta densidades de fracturação bastante favoráveis, embora localmente apareçam zonas intensamente fracturadas.

## 5.7 Projecto de Execução

Como se referiu atrás, o objectivo último deste projecto seria a instalação de uma pedreira subterrânea piloto. A nossa contribuição consistiu no desenvolvimento de um modelo geológico – estrutural elaborado de acordo com as observações efectuadas. Paralelamente fizeram-se estudo de análise microscópica no intuito de caracterizar a esta escala os mecanismos de deformação que actuaram sobre o Complexo Vulcano-sedimentar-

carbonatado de Estremoz. A existência de uma linha de amostragem contínua (sondagem) constitui uma observação privilegiada e permite uma selecção, por observação macroscópica, de determinados aspectos que podem definir e controlar mecanismos de deformação a investigar ao microscópio. Estes estudos foram apresentados e discutidos no Capítulo 4 e por isso a eles aqui não fizemos referência.

Este projecto pioneiro que juntou com um objectivo comum engenheiros, engenheiros geólogos, geólogos e economistas de várias escolas portuguesas, além de constituir um exemplo único mesmo a nível internacional, culminou em sucesso com a apresentação do projecto de execução.

A nossa contribuição, como referimos, limitou-se à componente geológica, mas o projecto era muito mais do que isso e, como tal e porque este capítulo não ficaria completo se aqui não fizessemos referência apresentamos em seguida as principais conclusões alcançadas (Gama *et al.*, 2000). Assim foram devidamente caracterizados os seguintes itens:

- A qualidade e quantidade da rocha a extrair;
- As respectivas propriedades de resistência mecânica e de deformabilidade que condicionam a estabilidade das cavidades a abrir;
- As dimensões consideradas mais apropriadas para tais cavidades e para os pilares que as separam (investigada através de modelação);
- As necessidades de suportes artificiais mais necessárias para garantir a estabilidade dessas aberturas;
- Os métodos de extracção mais aconselháveis para a respectiva exploração;
- Os correspondentes calendários de execução dos trabalhos de produção;

- Os principais impactes ambientais desta actividade e as formas de os minimizar;
- Os recursos humanos e materiais exigidos pelo projecto;
- As medidas de segurança, higiene e saúde necessárias aos trabalhadores envolvidos nessas operações;
- As incidências económicas desses trabalhos, dentro do cronograma de produção considerado mais ajustado ao empreendimento;
- A previsão da viabilidade económica do projecto.

Deste modo pode-se concluir que se alcançou um nível de conhecimentos requeridos pela moderna exploração subterrânea de recursos geológicos, tal como se encontra esquematizada na Fig. 5.2. O local escolhido para o início da exploração está figurado na Fig. 5.31.

A apresentação pública das conclusões do projecto foi feita em 2001 (Costa *et al.*, 2001) no local mais adequado para se realizar: “Congresso Internacional da Pedra Natural, Associação Industrial Portuguesa / Feira Internacional de Lisboa”. Ai se refere que a utilização dos métodos apropriados de projecto de cavidades subterrâneas é baseada numa adequada caracterização geomecânica, seguida do dimensionamento e da competente execução, constituindo factores primordiais na viabilidade técnico-económica destes empreendimentos.

Como método de exploração escolheu-se o clássico “câmaras e pilares”, tendo-se realizado estudos de modelação e análise numérica de modo a dimensionar correctamente os desmontes. Investigaram-se várias situações no intuito de avaliar a distribuição das tensões no maciço, especialmente para detectar onde ocorrem tracções na rocha e como as mesmas podem ser minoradas através de modificações nas dimensões das cavidades a criar.

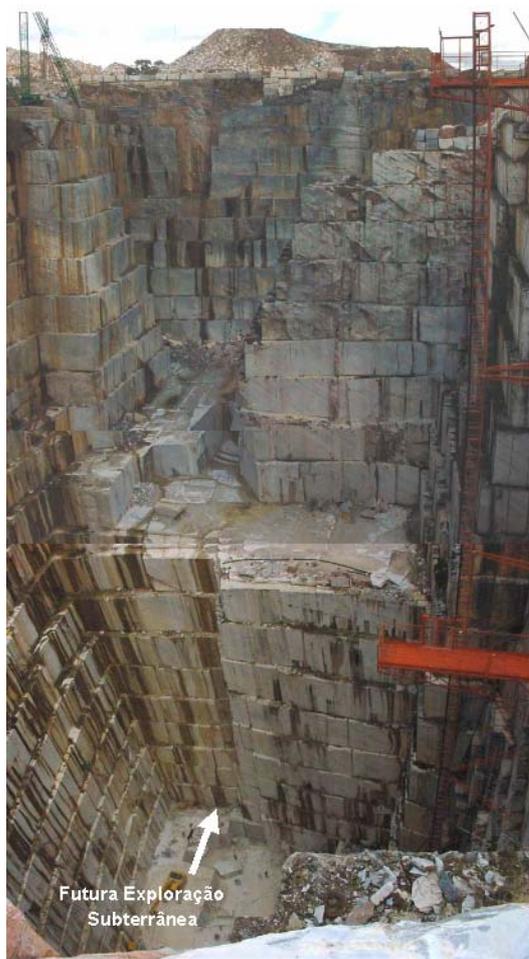


Fig. 5.31 – À esquerda: Fotografia da pedreira FMP, vista da zona de alargamento na direcção da frente Nordeste, mostrando local da futura exploração subterrânea. Retirada de: Gama *et al.*, (2000). Em cima: Fotografia do fundo da pedreira FMP após o início da exploração subterrânea.

O estudo foi projectado para 12 anos de exploração e com uma seqüência de exploração com 3 pisos (Fig. 5.32).

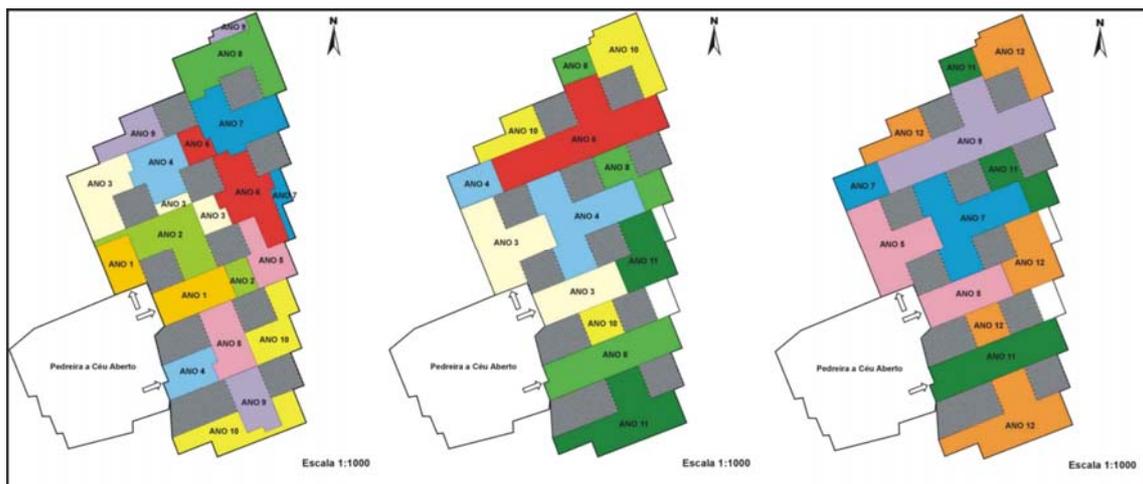


Fig. 5.32 – Planta de pormenor da seqüência de desmonte do 1º, 2º e 3º piso.

Obviamente que os custos de um projecto desta envergadura variam com o grau de mecanização e com a capacidade produtiva. Como, apesar de tudo, a rocha ornamental explorada na pedreira FMP não oferece problemas de comercialização devido à forte procura que tem, criaram-se vários cenários para exploração com taxas de recuperação variáveis e respectivos volumes comercializáveis por ano (Quadro 5.6).

Estimaram-se igualmente três situações de preço médio de venda e consoante a taxa de recuperação, obteve-se um conjunto de receitas, a partir dessas receitas podem-se determinar os índices de rentabilidade do projecto. Os aspectos mais significativos da análise económica revelam que o período de recuperação de capital varia entre 4 e 12 anos desde o cenário mais optimista ao mais pessimista. Os valores actuais líquidos distribuem-se em função crescente do preço de venda e a taxa interna de retorno de acordo com os critérios adoptados varia entre 56% e 2% (Gama *et al.*, 2000).

Cenário	Optimista	Equilibrado	Conservador	Pessimista
<b>Taxa de Recuperação</b>	60%	50%	40%	30%
<b>Ano 1 e 2</b>	1458	1215	972	729
<b>Ano 2 a 10</b>	4572	3810	3048	2286
<b>Ano 11 e 12</b>	6222	5185	4148	3111

Quadro 5.7 – Cenários da exploração com taxas de recuperação variáveis e respectivos volumes comercializáveis por ano.

Como corolário, podemos mostrar que a exploração piloto já se iniciou (Fig. 5.33) e, embora ainda seja cedo para tirar elações no que concerne às previsões do plano de execução, as perspectivas são optimistas pois o mármore que se tem extraído é de boa qualidade e corresponde às variedades previstas. Uma última nota relaciona-se com o acompanhamento da exploração que por motivos que nos ultrapassam, essencialmente

económico/políticos, já não está a ser realizado pelos investigadores envolvidos no projecto.

Acima de tudo, pela nossa parte, esperamos com este projecto ter contribuído para um melhor conhecimento de toda a metodologia necessária de modo a facilitar as futuras aplicações à exploração subterrânea de mármore em Portugal, em particular no Anticlinal de Estremoz (Fig. 5.34) onde as inúmeras variedades de mármore extraído (Fig. 5.35) satisfazem os mais exigentes gostos pessoais.

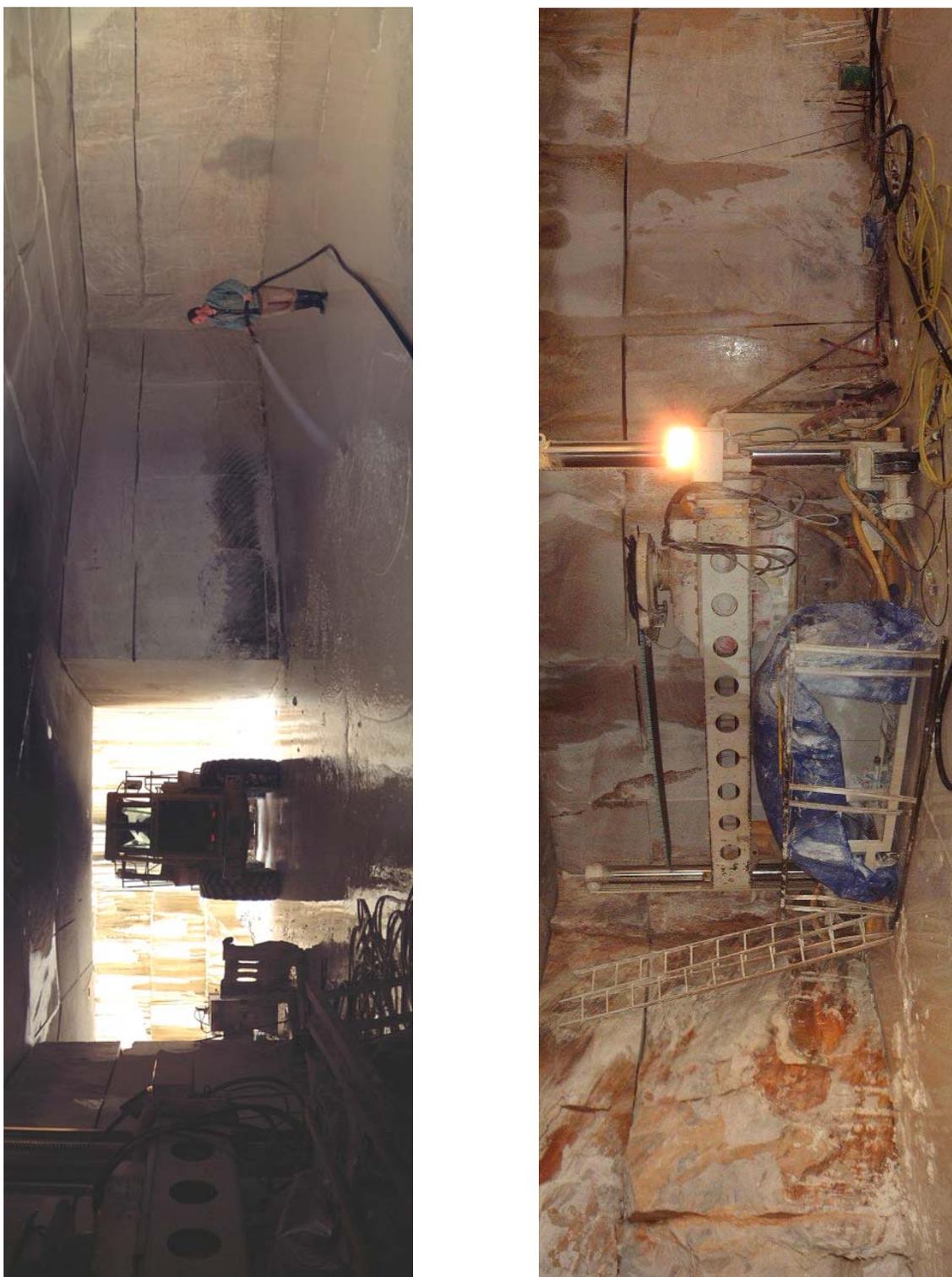


Fig. 5.33 – Dois aspectos da exploração subterrânea na pedreira FMP em Fevereiro de 2003. A entrada da galeria situa-se a -115 metros da superfície e toda a maquinaria é operado por um único trabalhador. À direita pode-se ver a roçadora que executa os cortes que permitem o avanço da galeria.

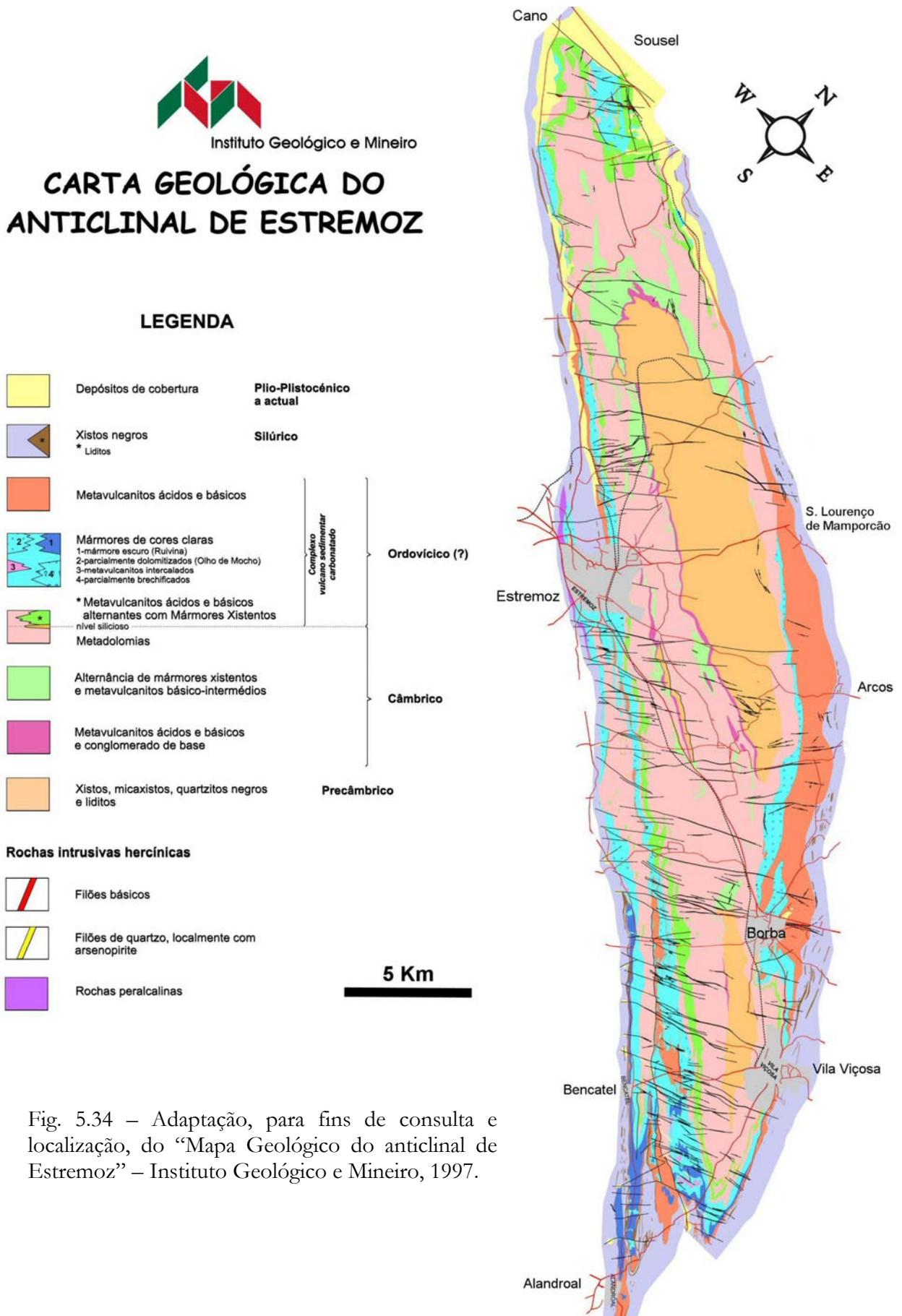


Fig. 5.34 – Adaptação, para fins de consulta e localização, do “Mapa Geológico do anticlinal de Estremoz” – Instituto Geológico e Mineiro, 1997.



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](http://www.igm.pt/almanaque/rochas_orn/ornabase/ornabase.aspx)

## **6. APLICAÇÃO DE FUNDAMENTOS E DADOS DE NATUREZA ESTRUTURAL E TECTÓNICA, AO CASO DA EXPLORAÇÃO DE GRANITOS NO MACIÇO ÍGNEO DE MONFORTE – SANTA EULÁLIA**

No que concerne à exploração de granitos para fins ornamentais, o contributo do geólogo estrutural processa-se de forma ligeiramente diferente da que se aplica no caso da exploração de mármore. De facto, os objectivos últimos são os mesmos, ou seja a exploração económica de um recurso natural, traduzida em exploração de granitos para fins ornamentais.

Os aspectos mais importantes a ter em conta, são:

1. Caracterização do limite geológico e natureza do contacto com o encaixante; este factor é influenciado pelo nível crustal a que se deu a instalação do batólito (Fig. 6.1);
2. Definição dos diferentes tipos petrográficos existentes e respectiva cartografia;
3. Detecção de encraves e respectiva cartografia (Fig. 6.1). Os encraves são mais frequentes junto do encaixante mas também ocorrem nos limites entre diferentes tipos petrográficos dentro do batólito. Este aspecto ocorre e tem importância na definição da jazida explorável como rocha ornamental, no Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália, e;
4. Cartografia e determinação qualitativa e paramétrica das famílias de diaclases e fracturas presentes nas superfícies aflorantes. Os parâmetros mais importantes a quantificar serão o espaçamento entre fracturas de cada família, respectivo comprimento, abertura e tipo de preenchimento quando existe.

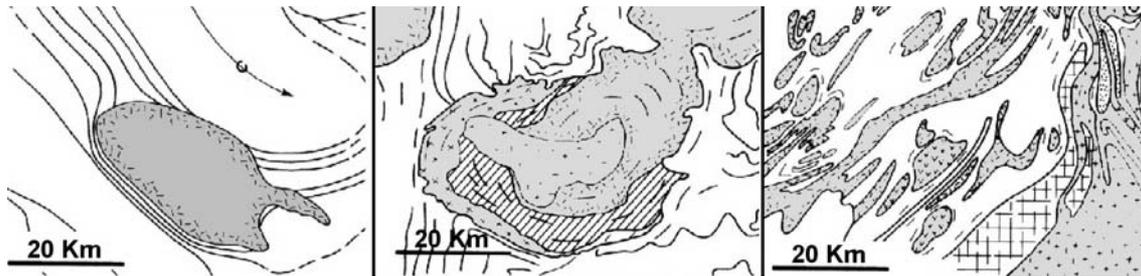


Fig. 6.1 – Esquemas ilustrativos das relações entre os batólitos intrusivos e a profundidade de instalação dos mesmos. Da esquerda para a direita a profundidade de instalação e arrefecimento aumenta. Quanto mais superficialmente se der a intrusão tanto mais discordantes serão os encraves entre o maciço e o encaixante. Adaptado de Raymond (2001).

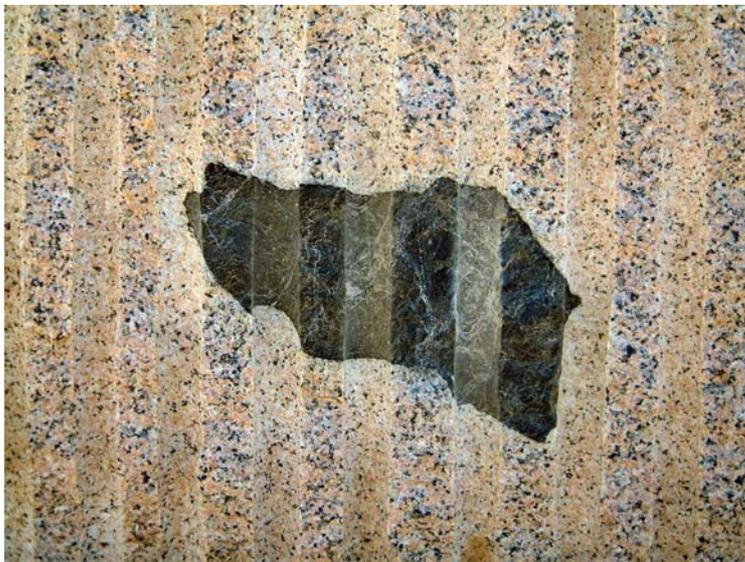


Fig. 6.2 – Aspecto de um enclave de metacherte precâmbrico, no granito róseo (G0) do Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália. Bloco extraído da Pedreira “Forte Rosa” da empresa “Granitos de Maceira” em Monforte.

A partir destes dados é possível elaborar um modelo tridimensional da jazida que é entregue ao engenheiro com vista à elaboração do “Projecto de Execução”, onde serão levados em conta outros parâmetros que ultrapassam o âmbito da presente tese.

Sublinhamos mais uma vez que o interesse de um batólito granítico como produtor de rochas ornamentais é definido por factores geológicos, geotécnicos, estéticos e económicos que o caracterizam. Não basta que exista massa mineral em grande quantidade, é também indispensável que a

conjugação dos referidos factores determine o sucesso comercial da sua exploração. As condicionantes económicas na exploração de rochas ornamentais não serão aqui tratadas mas recordemos que, em grande parte dependem das condicionantes geológicas.

Já em data posterior à publicação do artigo de Lopes *et al.* (1997), Taboada *et al.* (1999) apresentaram um método para a avaliação da qualidade de uma pedreira de granitos. O método qualitativamente objectivo utiliza os seguintes parâmetros de qualidade: *fabric*; *schlieren*, orientação dos encraves; microfracturas; fracturas primárias e fracturas secundárias. A partir destes parâmetros é possível elaborar um “índice de qualidade”. Este índice obtém-se através duma função linear de variáveis independentes que se seleccionam com base na sua capacidade discriminatória, ou seja na sua influência na qualidade da amostra (Taboada *et al.*, 1999). As informações fornecidas pelas variáveis independentes são analisadas como um todo de modo a obter-se um determinado coeficiente que avalia o maciço em termos de qualidade na produção de rocha ornamental. Obviamente o peso atribuído a cada variável influenciará aquele índice de qualidade. Uma metodologia para avaliar este índice está detalhadamente explicada em Taboada *et al.*, (1999).

A existência de maciços graníticos na Zona de Ossa – Morena fez com que, desde há longa data, estes tenham sido alvo para prospecção e, constituído zonas de exploração de rochas ornamentais, para além obviamente, do seu interesse como fornecedores de materiais de construção desde a mais remota Antiguidade.

De todos os maciços ígneos que ocorrem nos sectores da Zona de Ossa – Morena em estudo (a saber: Pavia – Vimeiro, Ervedal, Fronteira, Monforte – Santa Eulália, Campo Maio, Alter do Chão, Elvas, Vale de Maceira, Veiros e Pêro Lobo) apenas persistem explorações de relevo no Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália (Fig. 6.3). Este maciço subvulcânico (Gonçalves,

1972; Lopes, J. M. C., 1989) dispõe-se em estrutura anelar (Oliveira, 1975) onde se distingue um anel externo de granitos róseos (G0) e três anéis de granitos cinzentos dispostos concentricamente. Do exterior para o interior temos o G1 – textura média e tendência porfíróide; G2 – textura granular média, e G3 – textura granular fina, este último apresenta-se sempre muito alterado e sem qualquer interesse para fins de rocha ornamental. Registe-se ainda a ocorrência de um anel descontínuo de rochas gabro – dioríticas incluído no anel G0. É neste anel que se situa a exploração de dioritos da empresa “Granital” referida no Cap. I.

O anel G0 de granitos róseos é o mais procurado pelos padrões estéticos que apresenta, no entanto é também o mais heterogéneo. Na (Fig. 6.6) podemos observar o aspecto em chapa polida de alguns tipos petrográficos explorados em várias pedreiras. O facto de os granitos deste anel serem os mais procurados foi decisivo para ai se desenvolverem os projectos de “Caracterização Petrográfica e Estrutural” de colaboração com o Instituto Geológico e Mineiro, em que trabalhamos com J. Carrilho Lopes (Departamento de Geociências da Universidade de Évora – Lopes, J. M. C. & Lopes, L. 1996, e Lopes, L. & Lopes, J. M. C. 1997) em áreas previamente seleccionadas por Victor Lisboa (Instituto Geológico e Mineiro).

A metodologia utilizada consistiu em várias fases, iniciando-se pela selecção de afloramentos a partir da identificação em fotografia aérea de caos de blocos de dimensão apreciável. Isto porque um dos grandes condicionalismos na exploração de rochas ornamentais se prende com a recuperação económica do investimento inicial. A inexistência de caos de blocos é um indicador da presença de granito alterado e mesmo na dependência de caos de blocos de dimensão razoável, foram determinadas, no âmbito dos projectos e através de sondagens eléctricas, espessuras de alteração até 12 metros de profundidade. O estudo dos solos graníticos residuais do

Alentejo foi recentemente investigado em Duarte (2003), aí o leitor pode encontrar a adequado desenvolvimento para este assunto.

Identificadas as áreas para estudo de pormenor, executaram-se “*scan lines*” (linhas de observação) ortogonais e oblíquas às principais famílias de fracturas presentes em cada afloramento. Deste modo podíamos garantir que as nossas *scan lines* intersectavam o maior número de fracturas e diaclases existentes no afloramento. O mapeamento e posterior análise estatística permitiram determinar para cada local um “*índice de qualidade*” referido como o volume expectável de um bloco de granito que aí seria explorado. Por fim os locais mais favoráveis foram seleccionados para reconhecimento em profundidade através de sondagens com recuperação de testemunho (Lopes *et al.*, 1997).

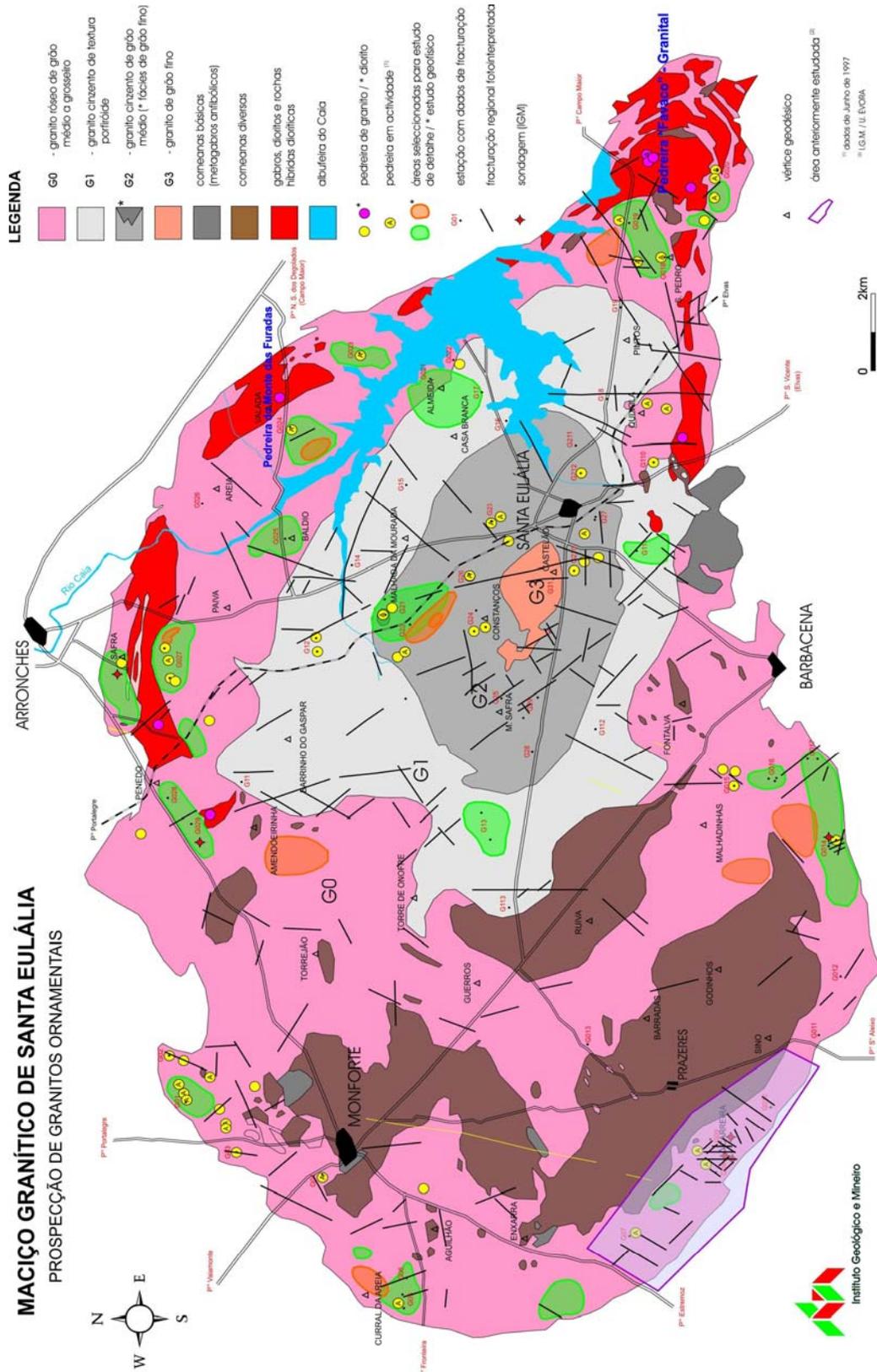


Fig. 6.3 – Mapa geológico do Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália com indicação das áreas alvo para os vários estudos que se fizeram. Mapa não publicado, IGM – DPRMNM (1997), elaborado a partir de Gonçalves (1971), Gonçalves *et al.* (1972) e Oliveira (1975).

O principal objectivo destes projectos era identificar locais privilegiados para a instalação de novas pedreiras no maciço. Pensamos que o propósito foi superado pois, foi possível localizar uma área excelente sob todos os parâmetros analisados (fracturação, ausência de encrave, qualidade do granito em termos petrográficos – não alterado homogéneo e isotrópico; e colorimétrico – “rosa forte” (Fig. 6.6). Os resultados foram apresentados sob a forma de artigo em:

**LOPES, J. M. C., LOPES, L. & LISBOA, J. V (1997)** – Caracterização petrográfica e estrutural dos granitos róseos do complexo plutónico de Monforte – Santa Eulália (NE – Alentejo, Portugal), *Estudos Notas e Trabalhos*. Inst. Geol. Min., tomo 39, pp. 141 – 156. Lisboa<sup>1</sup>.

Os principais resultados alcançados são expostos em seguida, mas não dispensam a consulta integral do artigo para serem melhor compreendidos:

Em função dos critérios de selecção adoptados – homogeneidade petrográfica e valores mais favoráveis dos parâmetros estatísticos da fracturação – concluiu-se pela selecção de áreas correspondentes a duas das sondagens (S3 e S7), como aquelas que apresentam melhores condições para eventual exploração de rocha ornamental. Salienta-se o facto importante de aí ocorrerem volumes consideráveis de litótipos (homogéneos) muito valorizados comercialmente: rosa avermelhado (RAV<sup>2</sup>) e rosa acinzentado (RAC<sup>3</sup>) (Lopes & *et al.*, 1997).

A integração dos dados de superfície e de profundidade recolhidos neste estudo, indica que a probabilidade de ocorrência de encraves máficos (penalizadores da aptidão ornamental), em fácies graníticas, diminui com a

---

<sup>1</sup> Uma versão *on-line* pode ser consultada em:

[http://www.igm.pt/edicoes\\_online/estudos/tomo39/artigo10.htm](http://www.igm.pt/edicoes_online/estudos/tomo39/artigo10.htm)

<sup>2</sup> Estas designações referem-se a padrões definidos no contexto do artigo em referência.

<sup>3</sup> Estas designações referem-se a padrões definidos no contexto do artigo em referência.

distância às manchas dioríticas (*s.l.*) cartografadas nas zonas N e SE do anel G0 – de acordo, aliás, com a sua provável génese a partir destas rochas – facto que apoia a maior qualidade petrográfica do quadrante SW (Monforte – Barbacena) e reforça a escolha dos afloramentos correspondentes a S3 e S7 (Figs 6.4 e 6.5). Outras duas sondagens (S5 e S6), realizadas em zonas próximas do contacto com corpos máficos, revelaram a influência que estas rochas exercem sobre a petrografia dos granitos. Destacam-se, a este respeito, o zonamento cromático de cristais de plagioclase (núcleos mais rosados) e, principalmente, a presença acessória de anfíbola (hornblenda) em fácies do granito G0. Tais aspectos, muitas vezes só observáveis em exame microscópico, demonstram a necessidade de obter, em fase de prospecção, caracterizações paragenéticas rigorosas das diferentes fácies graníticas (Lopes & et al., 1997).

A observação do conjunto de dados referentes às principais famílias de fracturas permite concluir que duas delas se repetem (azimutes 30-45° e 90-115°), nos diferentes afloramentos, registando-se variações significativas na atitude e densidade das restantes famílias. Tal dispersão deverá exprimir a conjugação de dois factores principais: geometria dos campos de tensão tradí-hercínicos e descompressão tridimensional resultante do processo erosivo. Os critérios de movimento expressos nalguns planos (estrias, depósitos de quartzo e fluorite, fendas de tracção e cisalhamento, etc.) indicam rotação na direcção de compressão máxima, de NE-SW para NNW-SSE, com componentes intermédias próximo da vertical. Daqui resulta, por exemplo, que fracturas com movimento (falha, ainda que com deslocamentos de pequena amplitude), inicialmente sinistróginas (NW-SE) passem a comportar-se como dextróginas durante os períodos de fracturação mais tardios. O carácter local da resposta à fracturação, ao nível do afloramento, não aconselha uma extrapolação das famílias de fracturas, para todo o maciço.

Ainda que o campo de tensões regional seja conhecido, são os factores locais (i.e. heterogeneidades petrográficas e proximidade ao encaixante) que determinam o modo de propagação de fracturas ao nível do afloramento (Lopes *et al.*, 1997).

Os critérios estruturais levados em conta na selecção dos locais de sondagem foram, por ordem decrescente de importância: espaçamento médio entre fracturas da mesma família e seu desvio padrão; número de famílias presentes; mediana, desvio padrão e distância média entre fracturas consecutivas; valor estimado da blocometria (sempre que o "levante"<sup>4</sup> possa ser observado em afloramento). Como complemento destes parâmetros, importa ainda avaliar a ocorrência de grupos de fracturas (agrupamento) e a distância entre estes; um elevado número de fracturas agrupadas poderá não inviabilizar uma exploração, desde que a distância entre os grupos seja suficientemente elevada. Por fim conclui-se que ainda se podem melhorar os trabalhos de prospecção recorrendo a sondagens/perfis geo-eléctricos, no intuito de quantificar os volumes da capa de alteração superficial e assim aumentar o número de áreas favoráveis no anel G0, já que a capa de alteração superficial poderá ser, nalgumas zonas, suficientemente fina para permitir a prospecção das massas graníticas (Lopes *et al.*, 1997).

Para além da supracitada publicação, os resultados do projecto foram divulgados em reuniões científicas e empresariais da especialidade, com vista a sensibilizar os meios industriais do sector das rochas ornamentais. De facto, locais apontados no artigo, poderiam constituir unidades extractivas, importantes para nós (e seguramente para o Instituto Geológico e Mineiro também) e a sua entrada em funcionamento seria por nós entendida como recompensa pelo esforço desenvolvido.

---

<sup>4</sup> Espaçamento medido na vertical entre descontinuidades sub-horizontais.

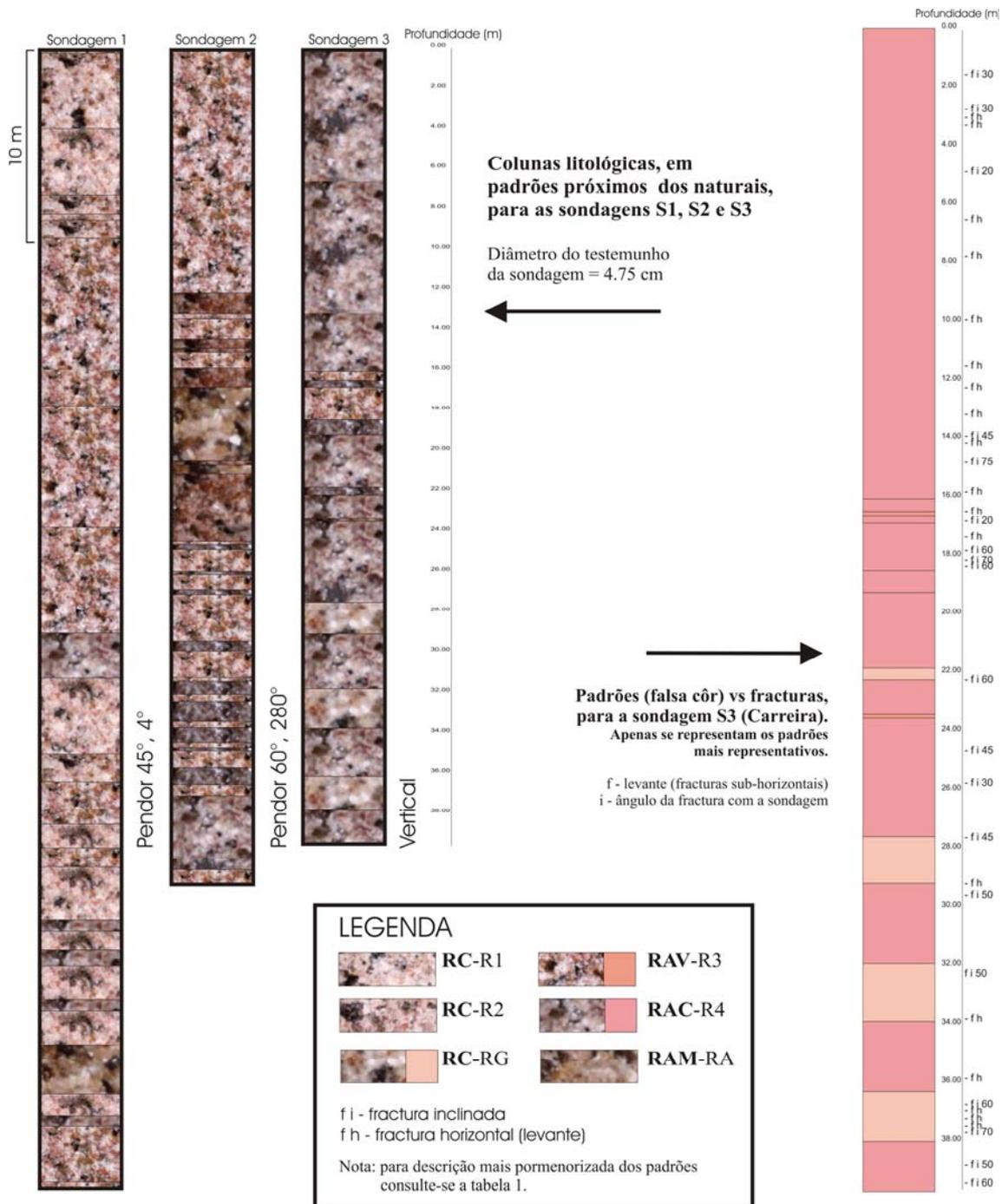


Fig. 6.4 – Logs de algumas das sondagens realizadas no Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália. À esquerda os padrões cromáticos que preenchem os logs correspondem aos definidos em função da heterogeneidade verificada nos testemunhos das sondagens. Na legenda estão enumerados os principais padrões e à direita representa-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).

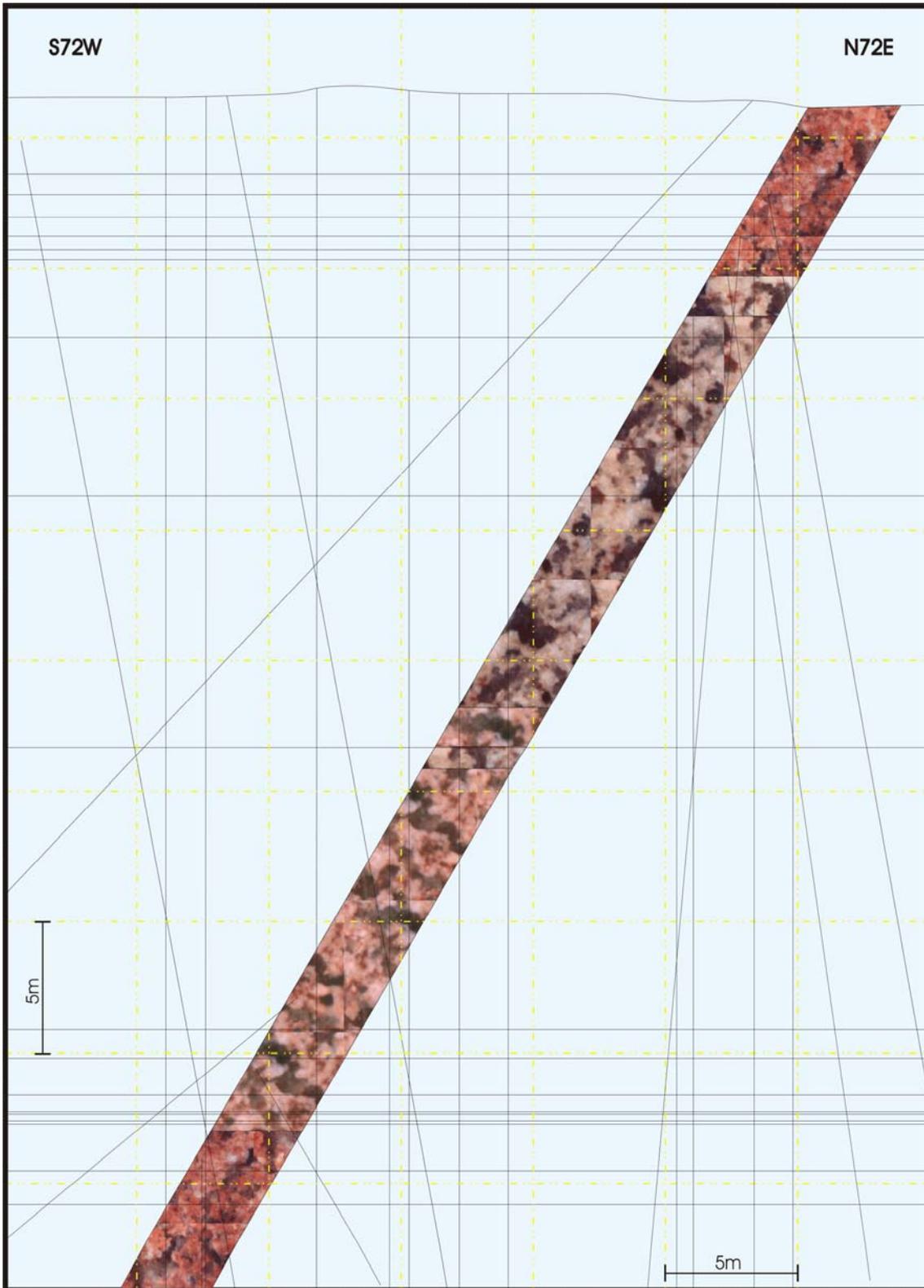


Fig. 6.5 – Perfil geológico esquemático segundo a sondagem S7. As fracturas (a negro) obtiveram-se a partir dos dados da sondagem e de um perfil realizado à superfície. A quadricula amarela tem 5 metros de lado. Como se pode concluir pela interpretação exposta na figura, existe uma tendência para o agrupamento de fracturas particularmente visível na vertical mas também na horizontal assim acontece embora não seja tão evidente. Figura adaptada de Lopes *et al.* (1997).

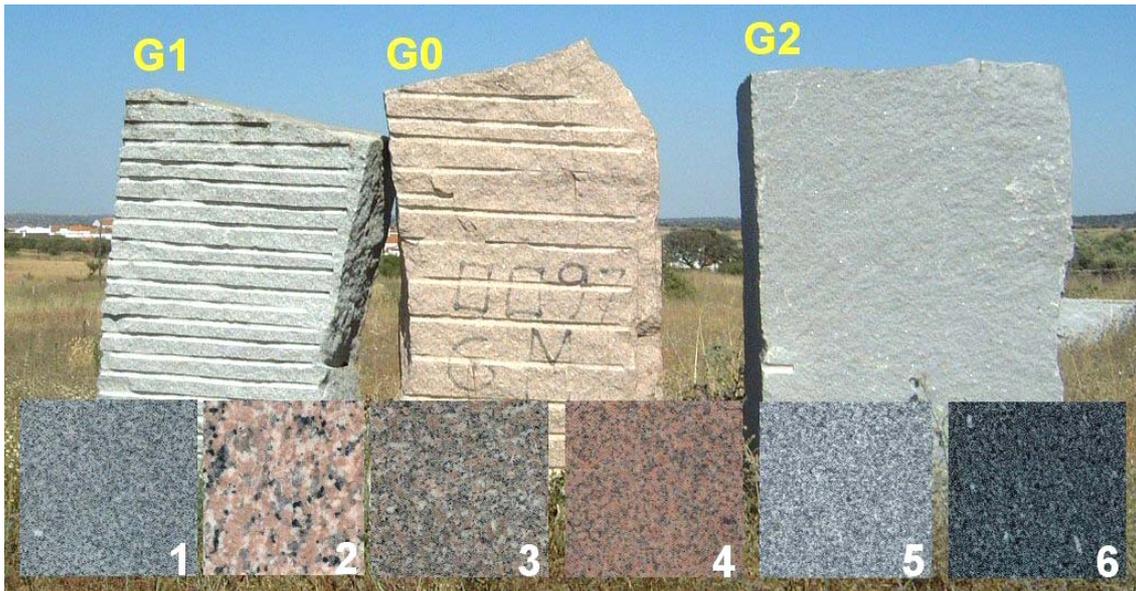


Fig. 6.6 – Vários aspectos dos diferentes tipos litológicos explorados como rocha ornamental no Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália. Em cima, da esquerda para a direita, blocos representativos dos granitos G1, G0 e G2. Em baixo amostras polidas: (1) Granito G1, cinzento de grão médio com tendência 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”.



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.

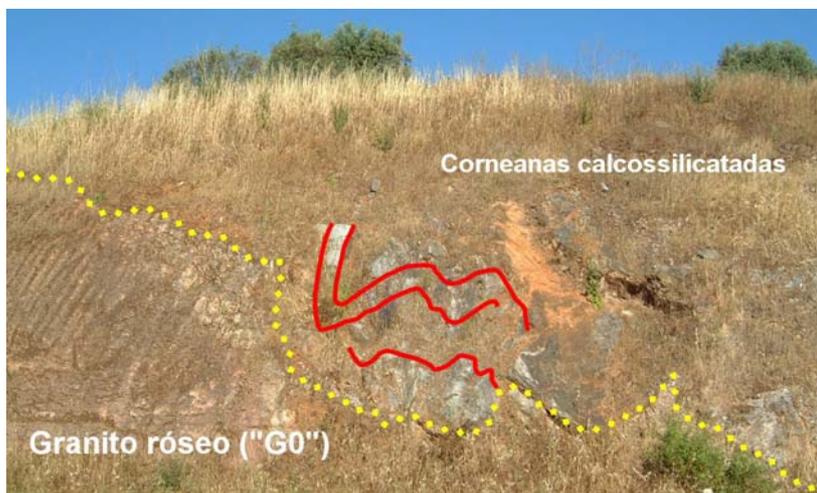


Fig. 6.8 – Contacto entre o granito róseo e as rochas da Formação Carbonatada de Elvas, aqui transformadas em corneanas calcossilicatadas, com epidoto, vesuvianite, granada, pirite, etc. Trincheira no IP2, junto a Monforte.

O uso de critérios de natureza estrutural ao Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália não se limita a esta aplicação mais prática. Por exemplo a ascensão e instalação na crosta de um maciço granítico com estas dimensões levanta enormes problemas de espaço, cinemáticos e dinâmicos. Este assunto merece ser investigado, por exemplo (Nogueira, *in prep.*, comunicação oral) estuda a distribuição volumétrica desigual das rochas gabro – dioríticas (Fig. 6.7) com o objectivo de definir a existência de uma zona de raiz (Fig. 6.3). Por outro lado, nas trincheiras do IP2, junto a Monforte, o contacto do granito róseo com os calcários câmbricos de Elvas, gera corneanas calcossilicatadas onde são evidentes cavidades mirolíticas evidenciando a situação muito próxima do tecto do Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália (Fig. 6.8 – página anterior).

As observações de campo que fizemos mostram que a orientação macroscópica de encaves e estruturas do tipo *schlieren* (Fig. 6.2) parece estar de acordo com esta interpretação na medida em que se dispõem sub paralelamente ao contacto com o encaixante.



## 7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

### 7.1 EVOLUÇÃO GEODINÂMICA

#### 7.1.1 Características gerais da tectónica regional

Em termos globais, a evolução geodinâmica da área em estudo é acompanhada por um regime de deformação transcorrente – transpressivo / transtensivo que teria actuado desde as fases mais precoces que se observam na região. Assim, a estruturação varisca da Zona de Ossa – Morena expressa-se essencialmente pelo desenvolvimento de intensa deformação dúctil em regime transpressivo (Apalategui *et al.*, 1990; Silva *et al.*, 1994; Quesada *et al.*, 1994; Pereira & Silva, 1997; Araújo & Ribeiro, 1997), traduzida por interferência de dobramentos, desenvolvimento de cavalgamentos e importantes zonas de cisalhamento que, geralmente, transpõem as evidências de uma deformação precâmblica, cuja geometria se torna, por esse motivo, de difícil definição (Pereira, 1999).

Os principais acidentes transcorrentes localizam-se na separação entre diferentes unidades litoestratigráficas pelo que, é plausível admitir que estes acidentes tenham sido reactivados na fase compressiva da orogenia varisca, devendo ter-se originado na fase de “rifting” do Paleozóico inferior. Mesmo neste período não será de excluir que, a nível do soco tenham herdado, anisotropias pré-existentes, do ciclo cadomiano.

Ainda que, considerando um regime de deformação contínua, para os sectores em análise, é possível separar em duas (D1 e D2) as fases de deformação compressivas de carácter dúctil. A primeira actuando em andar estrutural inferior com génese de clivagem de fluxo e dobras com planos

axiais fracamente inclinados e a segunda indubitavelmente de carácter mais frágil, actuando em andar estrutural superior e, responsável por dobramentos com planos axiais subverticais e desenvolvimento de uma clivagem de crenulação, mais ou menos desenvolvida. Com base nos padrões meso e macroscópicos cartográficos evidenciados pelas diferentes unidades é possível, nos Sectores de Alter do Chão – Elvas e Sector de Estremoz – Barrancos, definir, com base em critérios geométricos, os seguintes domínios (ver Fig. 1.6):

- 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 macroestrutura anticlinal arqueada descreve uma culminação axial 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 sub-horizontal.

### 7.1.2 Ensaio de reconstrução geodinâmica

O estado actual do desenvolvimento da Teoria da Tectónica de Placas permite traçar com segurança e alguma precisão, os percursos efectuados pelas actuais massas continentais, desde a fragmentação do último Supercontinente, a Pangea. Se pensarmos que este último período de tempo apenas corresponde a 5% da idade admitida para Terra, facilmente concluímos que neste ramo da Geologia ainda nos encontramos a dar os primeiros passos. As grandes dúvidas começam a surgir quando se tenta reconstruir a paleogeografia em períodos anteriores ao Mesozóico, sendo tanto maiores as incertezas quanto mais antigas as reconstruções apresentadas. Nesta perspectiva não é de estranhar a diversidade de modelos, por vezes antagónicos, que têm sido publicados.

Na construção destes modelos paleogeográficos, o paleomagnetismo tem desempenhado um papel particularmente relevante. A hipótese fundamental subjacente a esta técnica baseia-se no facto de que o campo magnético médio terrestre se assemelha a um dipolo axial geocêntrico (DAG) ou seja, como se fosse produzido por uma barra magnética gigante centrada no núcleo da Terra. Na realidade apenas 90% do campo magnético actual tem carácter dipolar sendo os restantes 10% de natureza não dipolar. Estes 10%, estão sujeitos a variações rápidas (seculares) e, na escala de tempo geológico estas variações são insignificantes. O campo magnético dipolar também não é estático e divaga aleatoriamente em redor do norte geográfico, sendo no entanto, a sua posição média indistinguível do eixo de rotação terrestre. A hipótese do DAG (GAD – geocentric axial dipole) está fortemente estabelecida, e foi demonstrada por vários métodos para os últimos 600 Ma

(Tait, 1997<sup>1</sup>). O mesmo autor refere que, para os estudos de natureza paleomagnética *basta colher algumas centenas de amostras* para se obter uma média isenta das variações dipolares e não dipolares.

Existem algumas limitações inerentes a esta metodologia que convém ter presente quando se analisam os dados de natureza paleomagnética. Assim, uma importante propriedade do DAG para fins paleogeográficos é que o valor da inclinação do campo magnético terrestre é função directa da latitude. Isto significa que se as rochas adquirirem uma magnetização remanescente durante a sua formação, e se esta for preservada no registo geológico, podemos obter uma informação directa da paleolatidade onde as rochas se formaram a partir do valor da inclinação preservada nas rochas. Na melhor das hipóteses a orientação e a paleolatidade de um continente pode ser determinada com um erro de 10° para um intervalo de confiança de 95% (Tait, 1997, *op. cit.*). Ainda assim esta é uma precisão que não se consegue com outros processos (*e.g.* a biogeografia e a litoestratigrafia que podem ser influenciadas por factores “externos” como variações climáticas globais e variações eustáticas).

Uma das maiores limitações do DAG tem a ver com a preservação do campo magnético da altura em que se deu a deposição/litificação das rochas; este é um dos maiores problemas no estudo do paleomagnetismo, em particular no que se relaciona com a análise das cadeias orogénicas variscas (tanto na Europa como na América do Norte) pois a remagnetização das rochas é aí um fenómeno corrente (Elmore & McCabe, 1991 *in* Tait, 1997, *op. cit.*). Em segundo lugar, os dados paleomagnéticos apenas fornecem informação de larga escala para a latitude e movimentação das placas, por exemplo separações inferiores a 500 Km não podem ser identificadas, o que impede, por exemplo, a determinação rigorosa do tempo de colisão e acreção.

---

<sup>1</sup> Uma versão *on-line* pode ser consultada em: <http://www.gfz-potsdam.de/pb2/dgg/jenny2.pdf>

Igualmente episódios e *rifting* intracontinentais de pequena escala<sup>2</sup> não podem ser determinados por via do paleomagnetismo. Por fim uma terceira limitação do DAG é que o método não fornece qualquer indicação sobre a longitude onde que se encontrariam as rochas que preservaram o campo magnético. Esta informação tem de ser obtida através de dados referentes à paleoecologia, paleontologia e geologia adstritas às rochas em análise.

Admite-se que a evolução da litosfera ao longo do tempo geológico tenha ocorrido segundo uma sequência de processos de acreção e dispersão de supercontinentes (detalhes no Cap. 3). O processo de acreção que conduz à formação dos supercontinentes, consiste na colisão entre diferentes placas continentais, pequenos fragmentos continentais e/ou oceânicos, arcos-ilha magmáticos e prismas acreccionários. Os processos de colisão e de subducção que levam à formação de um supercontinente, tal como, os processos de alastramento, ocorrem em diferentes intervalos de tempo, com periodicidade coincidente com diferentes impulsos tectónicos (Sheridan, 1997). Pensa-se que os ciclos tectónicos, eustáticos e estratigráficos, sejam induzidos pela acção de processos geodinâmicos controlados por convexão mantélica e pela mecânica associada ao balanço de forças distribuídas pelas diferentes placas litosféricas envolvidas no sistema (Moores & Twiss, 1995). A sucessão de impulsos tectónicos como processo controlador da dispersão e amalgamação de supercontinentes, seria justificada pelo comportamento do campo magnético que, por sua vez, influenciaria as variações eustáticas do nível do mar, com as implicações paleoambientais daí decorrentes (Sheridan, 1997); em síntese, as plumas mantélicas profundas com ascensão de material quente conduziriam à génese de cristas oceânicas, abertura de riftes com vulcanismo

---

<sup>2</sup> Como o que ocorreu no Sector de Alter do Chão – Elvas da Zona de Ossa – Morena no Câmbrio inferior e médio. Normalmente, nestes episódios não estão envolvidos processos de rotação das placas.

associado e conseqüente formação de nova crosta oceânica. Simultaneamente, as inversões magnéticas originárias do núcleo da Terra são atenuadas, e registando-se uma elevação do nível eustático do mar. Este facto pode explicar a possível relação entre os ciclos eustáticos de primeira ordem<sup>3</sup> e a distribuição da movimentação das placas litosféricas para o Fanerozóico (Cap. 3). Vail *et al.* (1991) constatam que os intervalos de baixa frequência de inversões de polaridade coincidem com períodos de intenso alastramento oceânico e que os períodos de sobrelevação do nível médio do mar correspondentes a ciclos eustáticos de segunda ordem, seriam marcados por transgressões generalizadas. Apesar desta correlação, nem todos os autores admitem a ligação directa entre os períodos de actividade das plumas mantélicas e os períodos de supressão das inversões do campo magnético terrestre, de modo a explicarem os registos de níveis eustáticos elevados (*e.g.* Rast, 1997); a reorganização das placas litosféricas influenciada pela evolução das características da astenosfera estaria antes associada à perda progressiva de calor do interior do planeta ao longo da sua história, e seria a principal responsável pela acção dos mecanismos de acreção e fragmentação de supercontinentes.

Para apreendermos a evolução geodinâmica da Zona de Ossa – Morena, deve ser considerada a existência de um substrato Proterozóico, que seria parte integrante do Supercontinente Rodínia, sobre o qual se depositaram as sequências do Câmbrio inferior. Assim interessa perceber qual a posição relativa que este substrato ocuparia no Globo terrestre no Paleozóico inferior.

O supercontinente Rodínia (Figs. 7.1 e 7.3) teria sido formado na sequência do evento orogénico *Greenville*, ( $\pm$  entre 1200 – 900 Ma) do qual se encontram vestígios ao longo dos cratões Norte Americano (“*Greenville*) e

---

<sup>3</sup> Ou de Acreção Continental.

Báltica ('Sveco-Norgewegian' no Noroeste da Europa), na margem ocidental do cratão Amazónico ('Sunsas' na Bolívia Ocidental), e ainda, estendendo-se desde o Sul do cratão do Kalahari da África do Sul até à Índia Oriental e Austrália (Mallard & Rogers, 1997). No início do Paleozóico este supercontinente sofreu um processo de fragmentação e posterior acreção que culminou noutro supercontinente – Pangea – na transição Permo-Triásico (Nance *et al.*, 1988; Hoffman, 1991; Murphy, & Nance, 1992). Assim, desenvolvem-se orógenos nas margens do supercontinente Neoproterozóico em terrenos considerados Avalonianos (na Península de Avalon da Terra Nova, Cape Breton Island, Nova Escócia, New Brunswick, Massachusetts/Rhode Island, Carolina e Suwanne) e em terrenos considerados Cadomianos (no Maciço Armoricano e Maciço Central em França, Sul das Ilhas Britânicas, Maciço da Boémia, Maciço Ibérico e outras pequenas áreas incorporadas nas cadeias Varisca e Alpina (Mallard & Rogers, 1997) (Fig. 7.2).

Não são muitas as reconstruções que referem a posição da "Ibéria" na transição Proterozóico/Paleozóico mas, ainda assim é possível encontrar algumas publicações. Por exemplo, a partir do estudo comparativo de trilobites e arqueociatídeos Gubanov (2002) aponta para uma provável proximidade entre a Península Ibérica e a Sibéria, no Câmbrio inferior baixo (Fig. 7.4).

As principais placas continentais que controlam a paleogeografia do Paleozóico e o desenvolvimento das cadeias orogénicas Caledónicas e Variscas são (Fig. 7.5): Báltica (Escandinávia e Plataforma leste europeia), Laurência (América do Norte, Gronelândia e Escócia) e Gondwana (América do Sul, África, Madagáscar, Antárctica, Austrália e Índia) (Tait *et al.*, 2000).

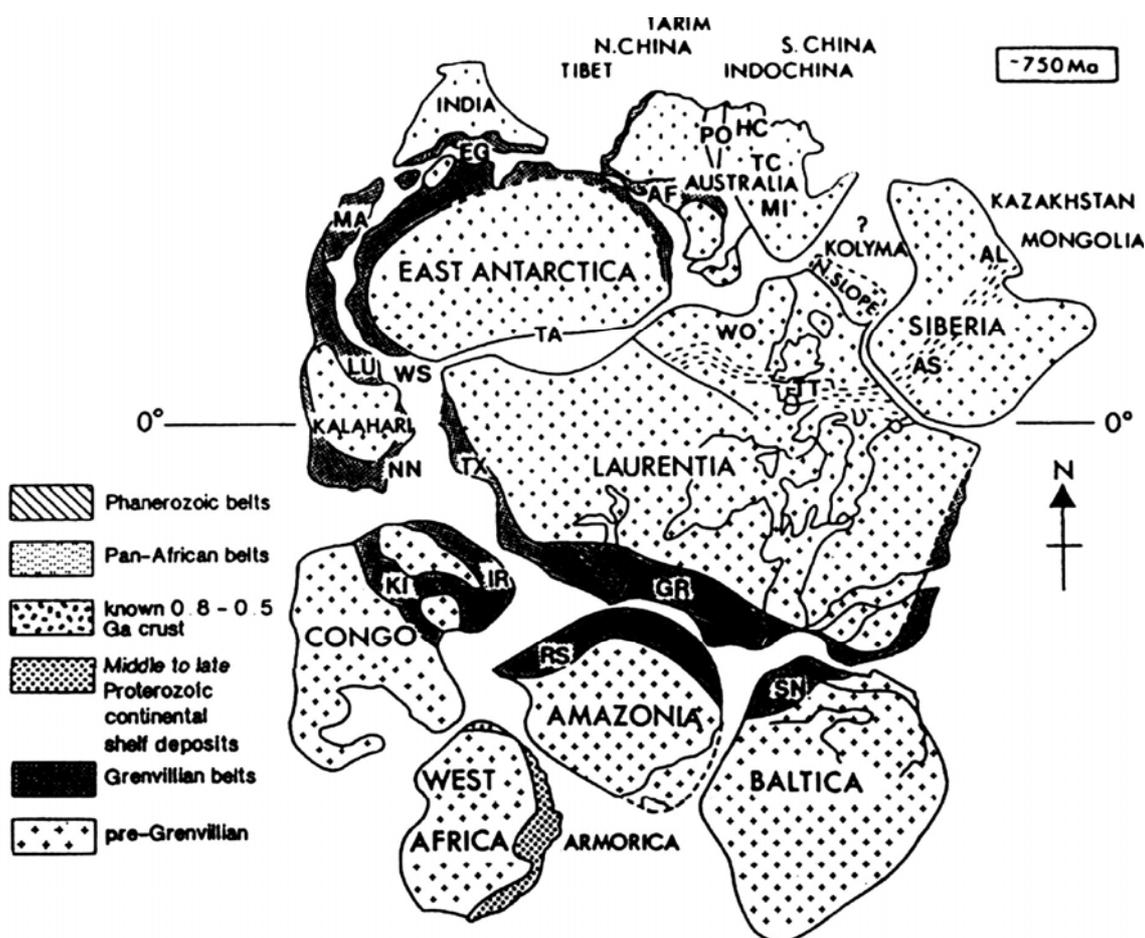


Fig. 7.1 – Reconstituição proposta para o supercontinente Rodínia no Proterozóico superior, segundo Hoffman (1991) in Skehan (1997).

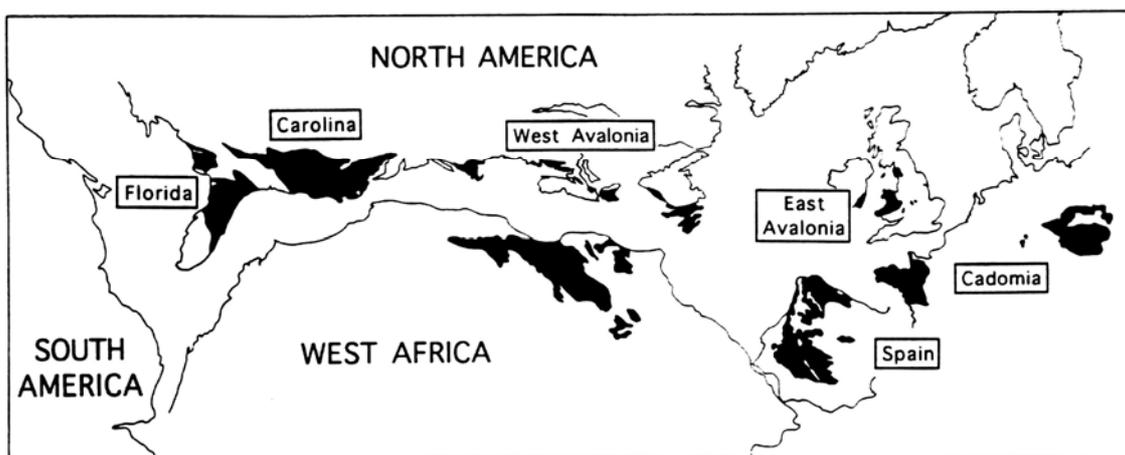


Fig. 7.2 – Distribuição dos terrenos relacionados com arcos do Proterozóico superior e seqüências Acado-Bálticas do início do Paleozóico, numa reconstrução pré-deriva da área Peri-Atlântica norte. Adaptado de Keppie & Dallmeyer (1989) in Nance & Murphy (1994).

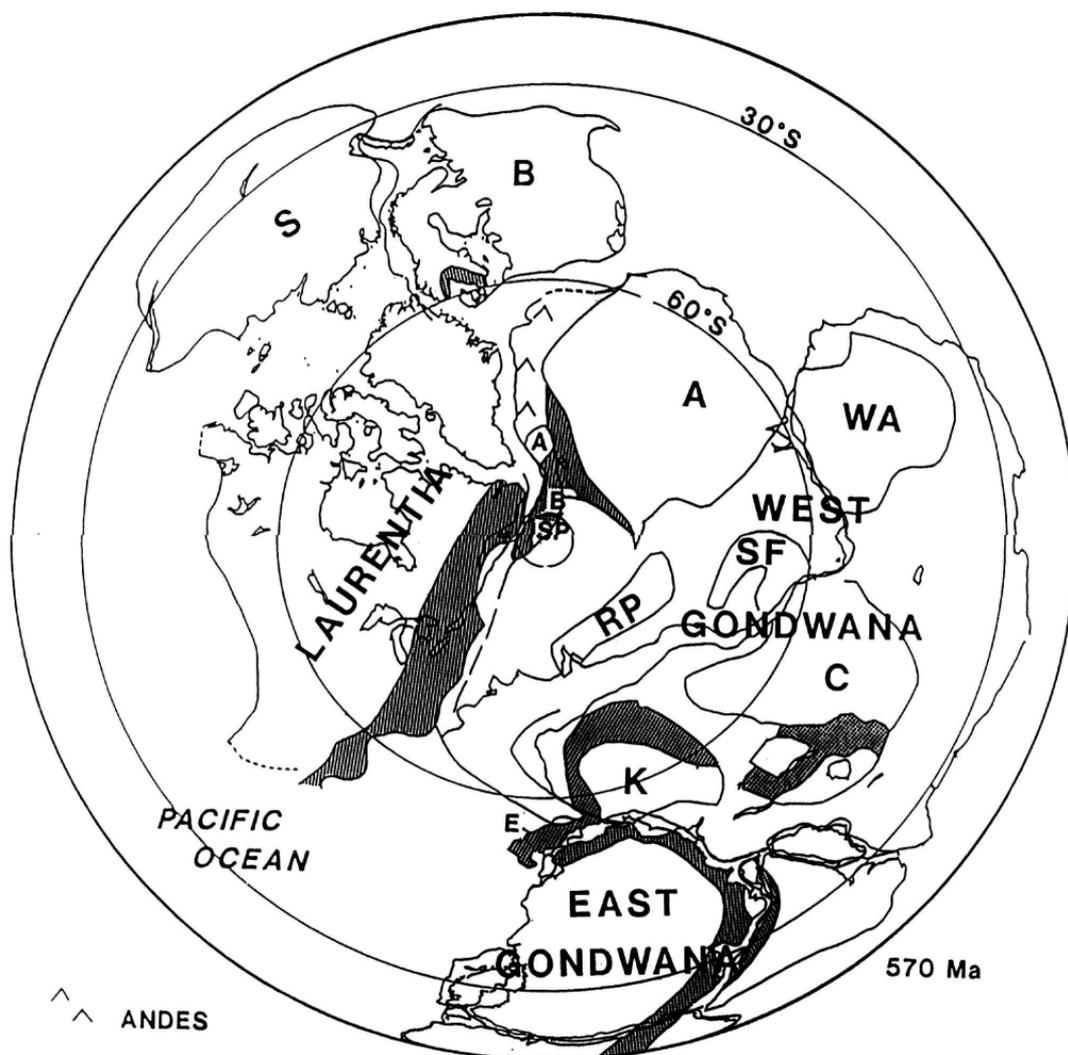


Fig. 7.3 – O supercontinente do início do Proterozóico superior acrecionado na orogenia Grenville, que terminou aos 1,0 Ga atrás, fragmentou-se aos 750 Ma subductando o oceano de Moçambique para dar origem ao supercontinente Gondwana – Laurêntia no final do Proterozóico superior e anterior à abertura do Iapetus meridional. Segundo Dalziel (1992) in Windley (1996).

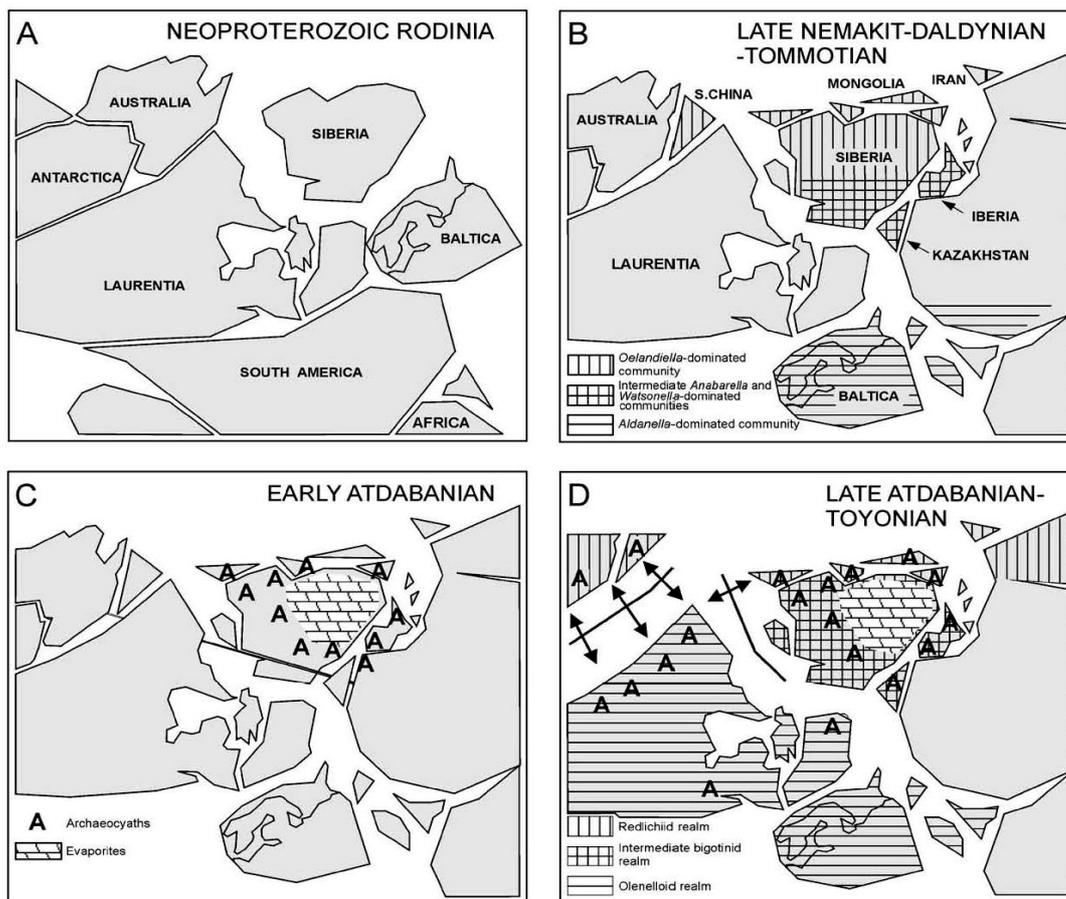


Fig. 7.4 – (A) Supercontinente Rodínia no Neoproterozóico (segundo, Torsvik et al., 1996) e (B) Distribuição paleogeográfica de moluscos e idade tommotiana<sup>4</sup> (segundo Gubanov, 2000); (C) Atdabaniano<sup>5</sup> inferior e (D) Distribuição de arqueociatos e trilobites no Atdabaniano superior (segundo McKerrow et al., 1992). Adaptado de Gubanov (2002).



Fig. 7.5 – Representação em coordenadas actuais dos limites de placas no Paleozóico inferior. Adaptado de Tait *et al.*, (2000).

<sup>4</sup> O Tommotiano é o primeiro andar do Câmbrio.

<sup>5</sup> Este andar segue-se ao Tommotiano.

De acordo com os autores supracitados, a maior parte dos modelos paleogeográficos estão de acordo com a história da deriva continental destas massas continentais, com a exceção de Gondwana. A paleogeografia de Gondwana permanece equívoca e vários modelos tem sido propostos. Apesar disto parece claro que no Câmbrico/Ordovício o Pólo Sul se situaria no Norte de África e que no Carbónico terminal o continente de Gondwana teria avançado para norte, fechando um oceano que a separaria dos continentes setentrionais, tendo resultado o Supercontinente Pangea. Neste continente (Gondwana / Laurência / Báltica) estariam incorporados vários *terrenos* ou microplacas pré-Variscas que na maior parte teriam um substrato Cadomiano comum, o que indicaria uma afinidade Proterozóico superior / Câmbrico com a margem norte de Gondwana, que se situaria mais a sul no Paleozóico inferior. Estes terrenos são geralmente agrupados em duas microplacas designadas por Avalonia e Armorica (Tait *et al.*, 2000). Enquanto que a hipótese da microplaca Avalonia é bem aceite, o conceito de placa Armorica é mais problemático, havendo autores que põem seriamente em dúvida a sua existência (Robardet, 2003). Considera-se que a Armorica seja constituída pelos Maciços Armoricanos, Ibérico e da Boémia (Fig. 7.6). No entanto, as afinidades paleogeográficas entre estes blocos no Paleozóico não são claras e ainda não estão devidamente esclarecidas, quer se tenham mantido adjacentes a Gondwana ou formado uma (ou mais) microplaca independente durante o fecho dos Oceanos Tornquist, Iapetus e Rheic. Robardet (2003) por exemplo, baseado em argumentos de natureza paleomagnética e paleogeográfica, afirma que aqueles blocos constituiriam parte integrante do norte do continente Gondwana, negando a hipótese da existência de uma microplaca Armorica.

Ainda assim, a partir dos dados atrás referidos é lícito supor que a partir de um supercontinente no Proterozóico superior (Fig. 7.7), as várias placas que se individualizaram tiveram percursos distintos até se juntarem novamente para formar a Pangea no fim do Paleozóico (Figs. 7.8 e 7.9).

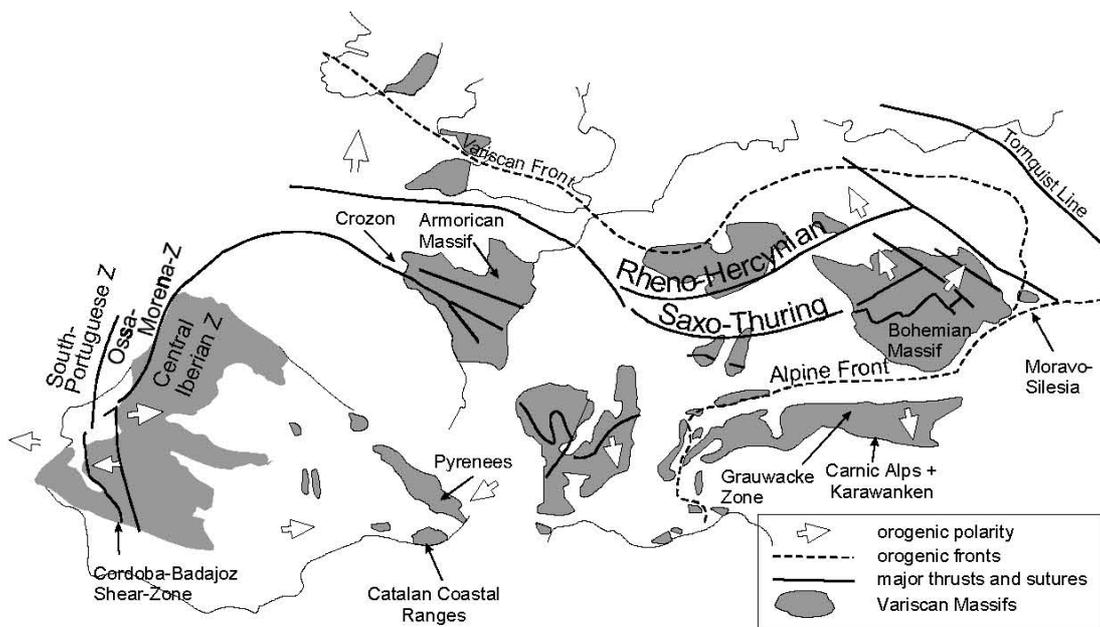


Fig. 7.6 – Principais elementos estruturais da orogenia varisca na Europa. In Tait *et al.*, (2000).

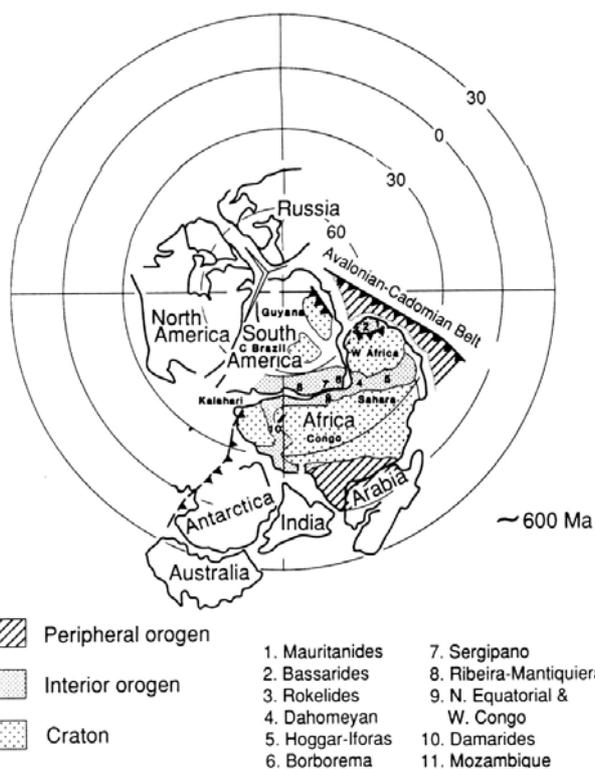


Fig. 7.7 – Reconstituição para o Proterozóico superior (600 ma) mostrando a localização dos orógenos colisionais (interiores) e orógenos periféricos. Segundo Bond *et al.*, (1984) in Murphy & Nance (1991).

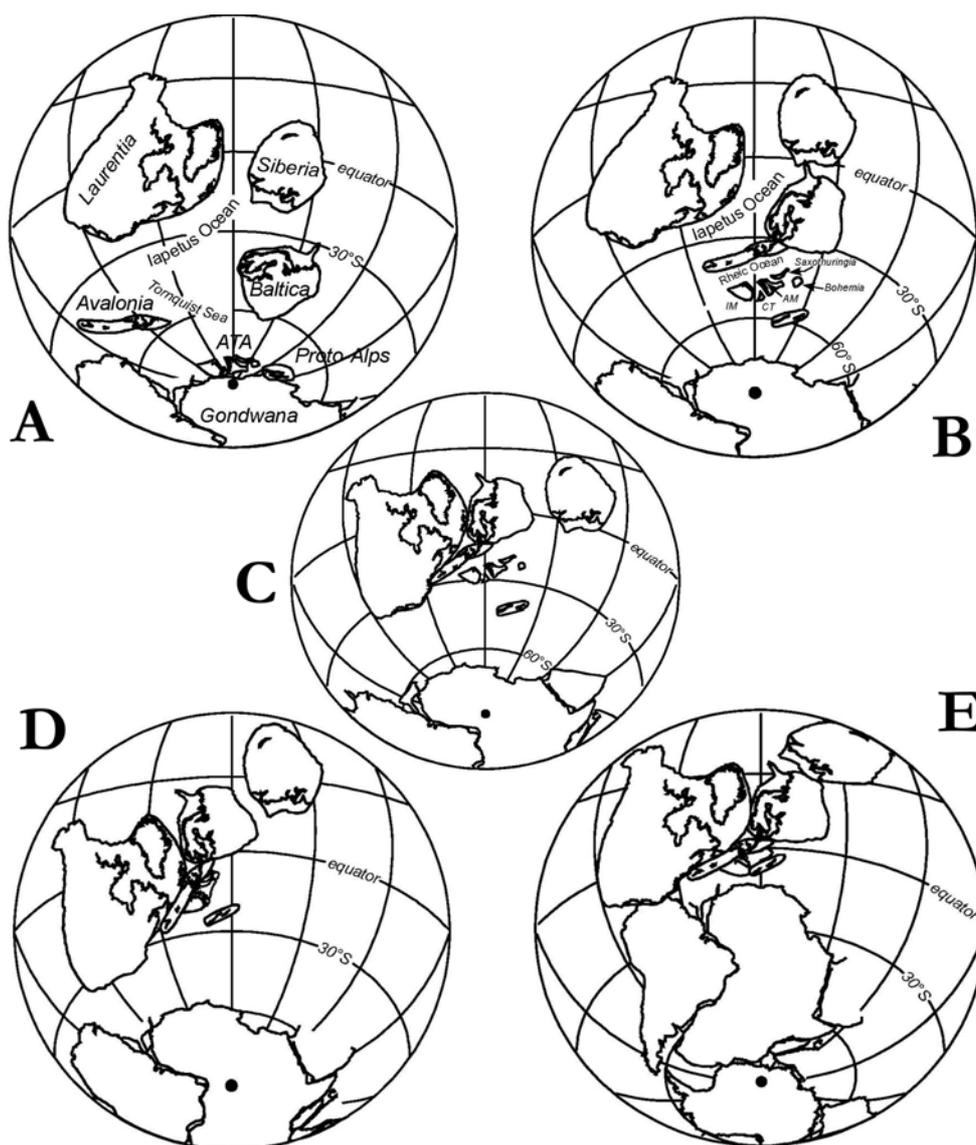


Fig. 7.8 – Reconstituição paleogeográfica para diferentes períodos no Paleozóico. Adaptado de Tait *et al.*, (2000).

- 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).

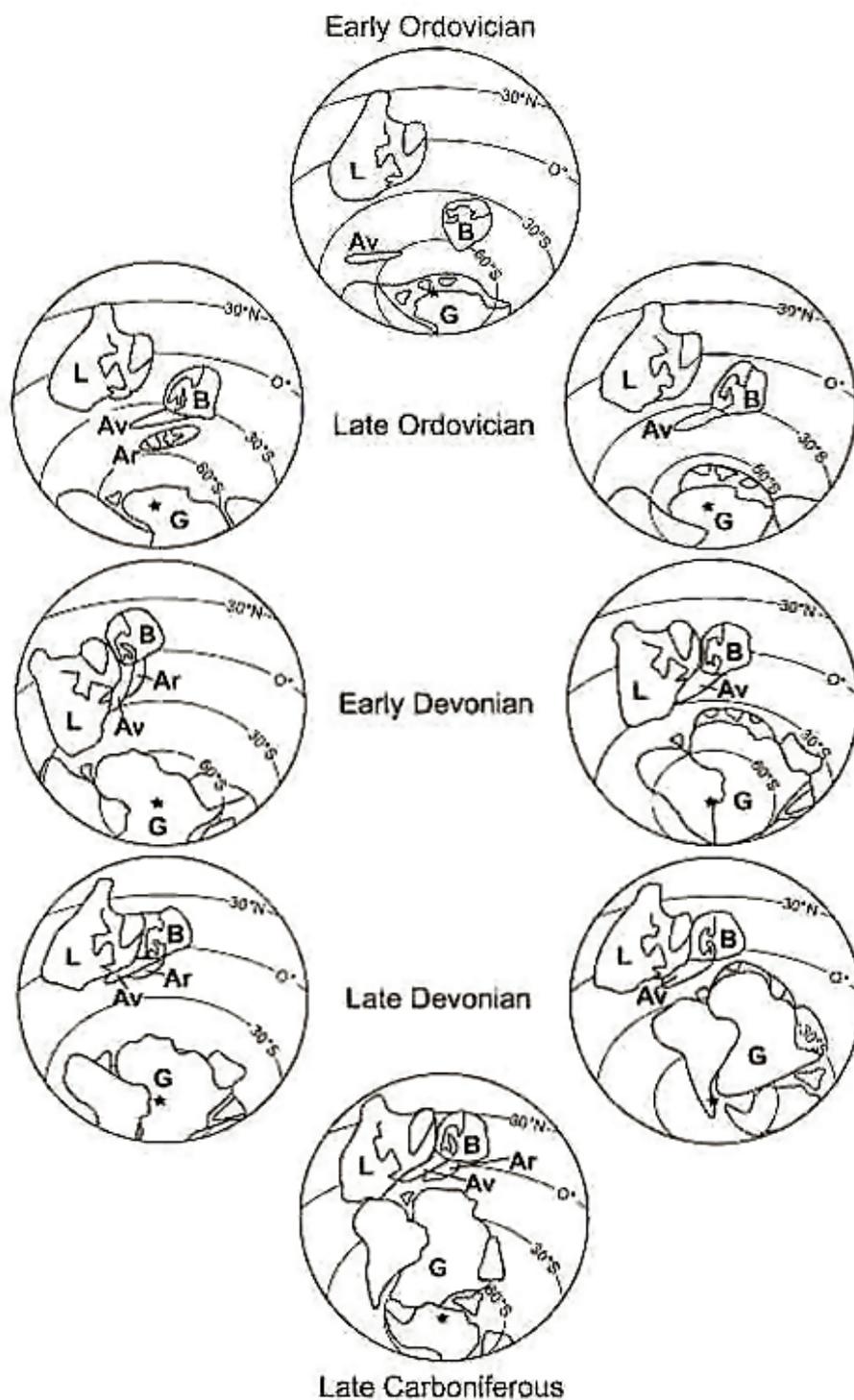


Fig. 7.9 – Dois modelos distintos da evolução paleogeográfica do Ordovícico inferior ao Carbónico superior para as regiões peri-Atlânticas actuais. L – Laurência; B – Báltica; G – Gondwana; Ar – Armorica; Av – Avalonia. No lado esquerdo baseado nos dados paleomagnéticos (segundo Tait, 1999 e Tait *et al.*, 2000). No lado direito a partir de dados paleoclimáticos e paleobiogeográficos (segundo Paris & Robardet, 1990; Robardet *et al.*, 1990; Paris, 1998).

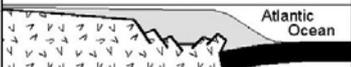
Os percursos de deriva continental para o Paleozóico, elaborados a partir de dados paleomagnéticos de vários autores, compilados por Tait, *et al.* (2000), encontram-se representados na Fig. 7.8, e são comparados com dados paleoclimáticos e paleobiogeográficos na Fig. 7.9.

Uma correlação entre as sequências de Estremoz e Vermont que apresentámos no Cap. 2, trabalho que se encontra em curso, requer uma análise cuidada. De facto se a ligação entre a Sibéria e a Ibéria para o Câmbrico inferior (Gubanov, 2002 - Fig. 7.4) e a reconstituição apresentada por Tait *et al.*, (2000 – Fig. 7.8-A) para o Ordovícico inferior, aproximam no espaço e no tempo as duas sequências, elas não se enquadram na distribuição/evolução paleogeográfica apontada por Cocks & McKerrow (1993, *in* Robardet, 2003) (Fig. 7.10) que as coloca em hemisférios distintos. Tão pouco esta reconstituição está de acordo com as litofácies indicadoras de paleolatitudes referidas por Robardet (2003) para o Ordovícico, que refere a presença de depósitos glaciomarinhos equivalentes aos encontrados no N de África (Robardet & Doré, 1988). O mesmo autor refere ainda que o *único*

episódio de sedimentação carbonatada ocorreu no Ordovícico superior (Ashgill inferior e médio) e estaria associado a carbonatos de águas temperadas ou frias (Prasada Rao & Jayawardane, 1994; Venain *et al.*, 1998).



Fig. 7.10 – Paleogeografia das regiões peri-Atlânticas actuais para o Ordovícico, segundo Cocks & McKerrow (1993, *in* Robardet, 2003).

Age mya	Significant Rock Units	Sequence of Events	Description of Events
CENOZOIC	Alluvial and Coastal Plain Sediments	<b>REJUVENATION</b>	Gentle uplift of the eroded roots of the Alleghenian mountains starts erosion again leading to formation of the present mountains with their long ridges and water gaps.
	Chesapeake Group	<b>ATLANTIC DIVERGENT CONTINENTAL MARGIN</b>	After the rifting the new continental margin sinks below sea level and accumulates an eastward thickening wedge of sediments, continuing until the present day. Virginia erodes completely down to sea level, and the sea may at times have covered most or all of Virginia. Present sea level is low.
	Pamunky Group		
70	Potomac Group		
TR/JR	Newark Group	<b>RIFTING</b> (Opening of Atlantic Ocean) Axial Rift	The supercontinent Pangaea rifts apart along a zone now located off the Virginia coast. Culpepper, Richmond, Farmville, etc. basins form. As Africa moves away the present Atlantic ocean begins to open and continues to the present.
	Harlan	<b>ALLEGHENIAN OROGENY</b> (Closing of Protoatlantic Ocean)	Africa, which rifted away in the Cambrian, returns, closing shut the Protoatlantic ocean, and creating the supercontinent Pangaea. A Himalaya size mountain range exists throughout Virginia except the far southwest part of the state. At this orogeny most older rocks in Virginia are folded and thrust faulted toward the west. Coal swamps form in southwest Virginia and spread across most of the eastern United States.
Wise			
Gladeville			
Lee			
PENN./PERM	Princeton	<b>INTER-OROGENIC CALM</b>	After the Acadian mountains are eroded a large inland sea spreads from eastern West Virginia across most of eastern North America and fills with limestone sediments containing abundant fossils.
	Hinton		
	Bluefield		
	Greenbriar		
	McCrary		
DEVONIAN	Price/Pocono	<b>ACADIAN OROGENY</b>	A second terrane ( <i>Avalon</i> ) collides with eastern North America, building a mountain range in the piedmont area containing Richmond. A large basin sinks in western Virginia and W.Va. and fills with a thick sequence of gray, green and red sediments now exposed in Shenandoah mountain at the western state line.
	Hampshire		
	Greenland Gap		
	Brallier		
	Millboro		
Needmore			
SILURIAN	Oriskany	<b>INTER-OROGENIC CALM</b>	After the Taconic mountains are eroded to a very low region the Central Appalachian Basin in western Virginia and W.Va. forms containing reefs and limestone deposition. Desert conditions across all eastern North America lead to salt deposition in the basin.
	Helderburg		
	Tonoloway		
	Bloomsburg		
	Keefer		
Rose Hill			
Tuscarora			
ORDOVICIAN	Massanutten	<b>TACONIC OROGENY</b>	A volcanic island arc terrane ( <i>the Chopawamsic/Arvonica</i> ) collides with southwest Virginia and southeast Pennsylvania creating a mountain range in the western Piedmont region. A deep basin forms in the Shenandoah valley area, and a second basin in W.Va., which fills with sediments from the mountain.
	Juniata		
	Oswego		
	Martinsburg		
	Edinburg		
Lincolnshire			
CAMBRIAN	New Market	<b>PROTOATLANTIC DIVERGENT CONTINENTAL MARGIN</b>	As the Protoatlantic ocean basin opens the new continental margin sinks below sea level and an east thickening wedge of sediments is deposited. Climate was tropical and the sediments mostly tidal flat limestones /dolomites. Rocks now exposed throughout the Shenandoah valley.
	Beekmantown		
	Stonehenge		
	Conocheague		
	Elbrook		
Rome			
Shady			
PRE-CAMBRIAN	Antietam	<b>RIFTING</b> (Opening of Protoatlantic Ocean) Basin Ridge Axial Rift	The rifting of the Grenville supercontinent and the opening of the Protoatlantic ocean. The continental edge at this time ran down the axis of the present day Blue Ridge province, and Virginia lay south of the equator in a tropical climate.
	Harpers		
	Weverton		
	Catoctin		
Robertson River	Lynchburg		
PRE-CAMBRIAN	Old Rag	<b>GRENVILLE OROGENY</b>	The Grenville rocks may represent many geologic events, but the 1.2 billion year event closed an ocean basin and sutured North America and Africa together. Remains today in the Blue Ridge province as metamorphosed granite batholiths.
	Lovingson		
	Pedlar		
1200			

L.S. Fichter, 1991 (1997)

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).

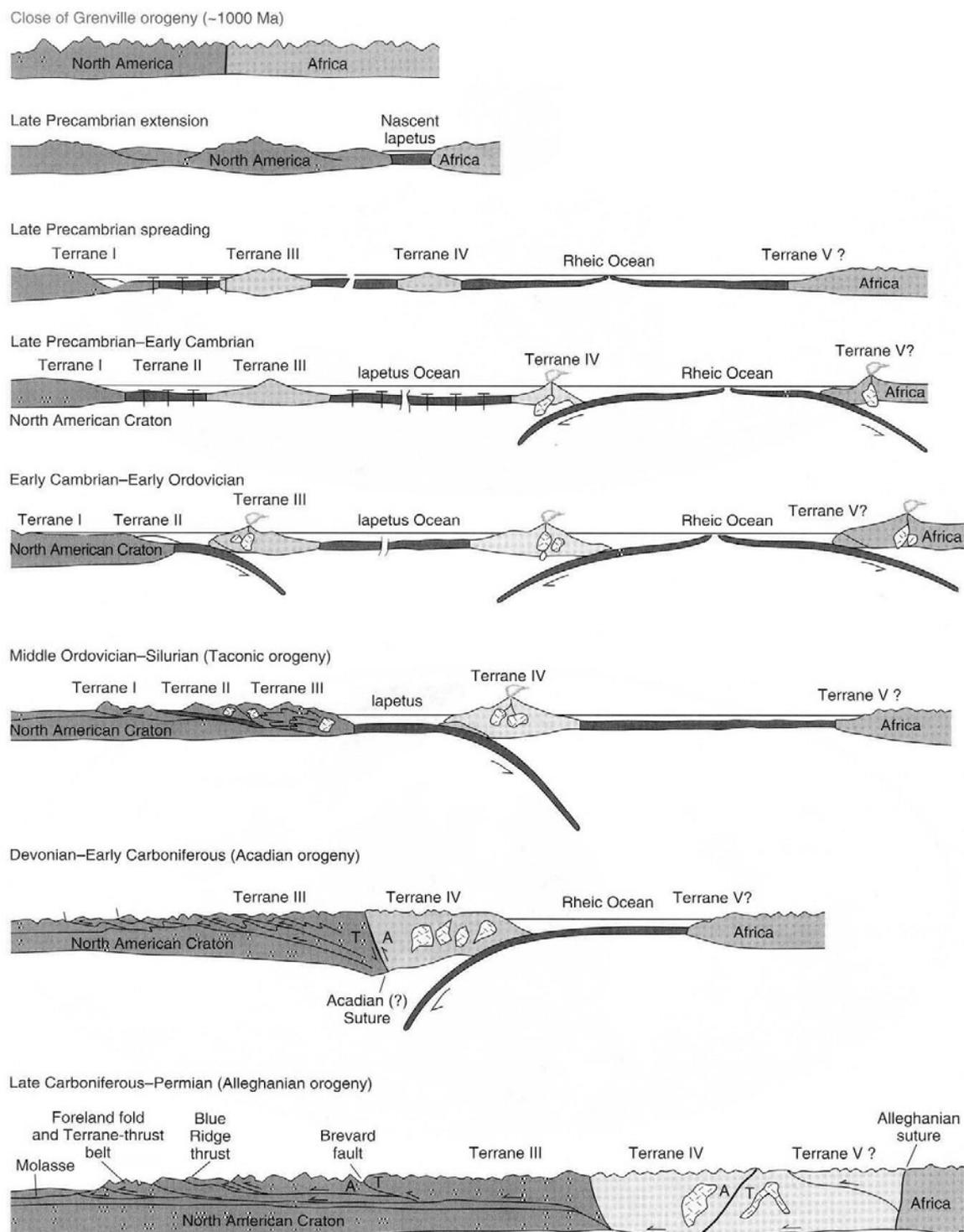


Fig. 7.12 – Cortes geológicas esquemáticas do Proterozóico superior ao fim do Paleozóico para os Apalaches do Sul. Adaptado por Fichter & Poche, (2001) a partir de Hatcher, (1987).

A correlação entre eventos Paleozóicos nos dois lados do actual Oceano Atlântico, contribuirá para esclarecer estas dúvidas. As Figs. 7.11 e 7.12 (páginas anteriores) sintetizam a evolução geodinâmica para o E da América do Norte.

Na Fig. 7.13 representa-se um mapa esquemático para o orógeno Apalachiano no leste da América do Norte onde se pode ver a posição relativamente próxima das sequências de Vermont (Danby) em relação às plataformas interiores do NE americano.

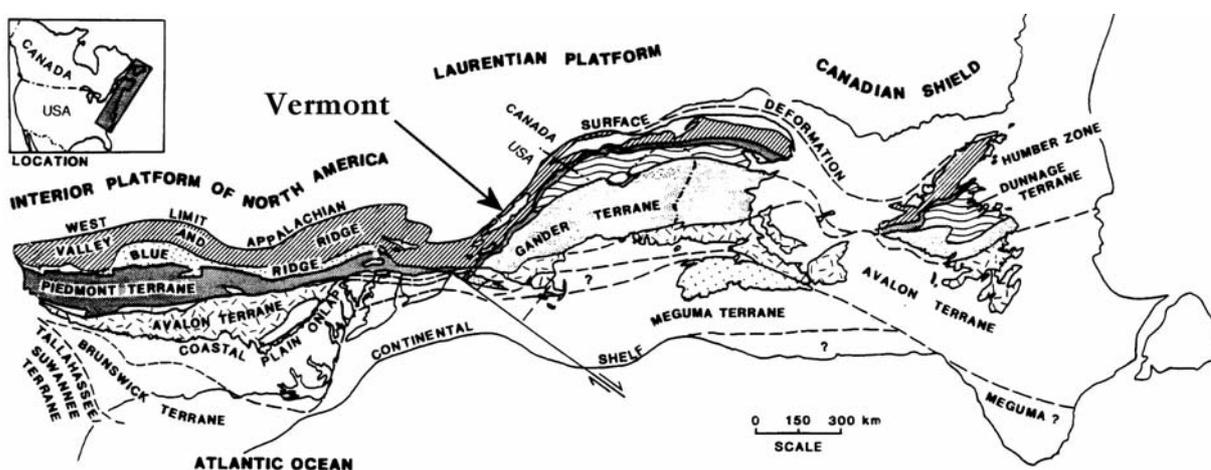


Fig. 7.13 – Representação do orógeno Apalachiano no leste da América do Norte, com indicação do Estado de Vermont. Segundo Willians & Hatcher (1983) e Rast (1989) in Windley (1995).

Relativamente à evolução geodinâmica do Maciço Ibérico no Paleozóico (Fig. 7.14), podemos afirmar que em traços gerais é apresentada uma certa semelhança com o que se passa *do outro lado* do Atlântico (Fase extensional – margem passiva – margem activa e fecho do oceano). Após o fecho do oceano Paleozóico Iapetus, os processos de rifting que conduziram ao Oceano Atlântico retomaram antigas anisotropias litosféricas. Existem algumas diferenças importantes que se explicam pela acreção de blocos menores à proto-América do Norte e que seriam responsáveis por episódios

orogênicos e conseqüentemente períodos de tectonogênese intercalados na evolução geodinâmica global.

Um caso particularmente relevante tem lugar na Zona de Ossa – Morena próximo de Reguengos de Monsaraz, a sul da área estudada, referente ao Complexo vulcânico de S. Marcos do Campo. Este complexo intercalado em níveis da Formação de Barrancos, supostamente datando do Câmbrico superior ou Ordovícico inferior (Mata *et al.*, 1993, 1999; Borrego *et al.*, 2003) apresenta litótipos máficos subalcalinos e toleíticos com afinidades de um arco vulcânico. A identificação deste magmatismo relacionado com um ambiente geodinâmico orogénico tem uma grande importância na reconstrução da Cadeia Varisca, uma vez que apontaria para um período de destruição de litosfera oceânica contemporânea do vulcanismo num período geralmente considerado de expansão oceânica e adelgaçamento crustal (ver modelos atrás no capítulo 3). Com estas limitações restam duas alternativas: ou se questiona a idade das rochas do Complexo de São Marcos do Campo ou se consideram modelos geodinâmicos alternativos aos estabelecidos. Abati *et al.* (1999, *in* Mata *et al.*, 1999) defende a existência de eventos convergentes de curta duração entre Gondwana e Laurência no Paleozóico inferior com um regime predominantemente distensivo. Esta hipótese tem paralelo com o que se passa no NE dos EUA (Fig. 7.12), no *outro lado* do Iapetus, altura em que ambas as margens deveriam estar muito próximas. Por outro lado, a aceitação desta convergência poderia explicar a posição peri-Gondwânica para a Ibéria, a ocorrência do vulcanismo orogénico de São Marcos do Campo, bem como a presença de rochas graníticas datadas de 460 Ma (*e.g.* Pinto *et al.*, 1987, *in* Mata *et al.*, 1999) em locais da Zona de Ossa – Morena, particularmente na região de Alcáçovas (Priem *et al.*, 1986, *in* Mata *et al.*, 1999).

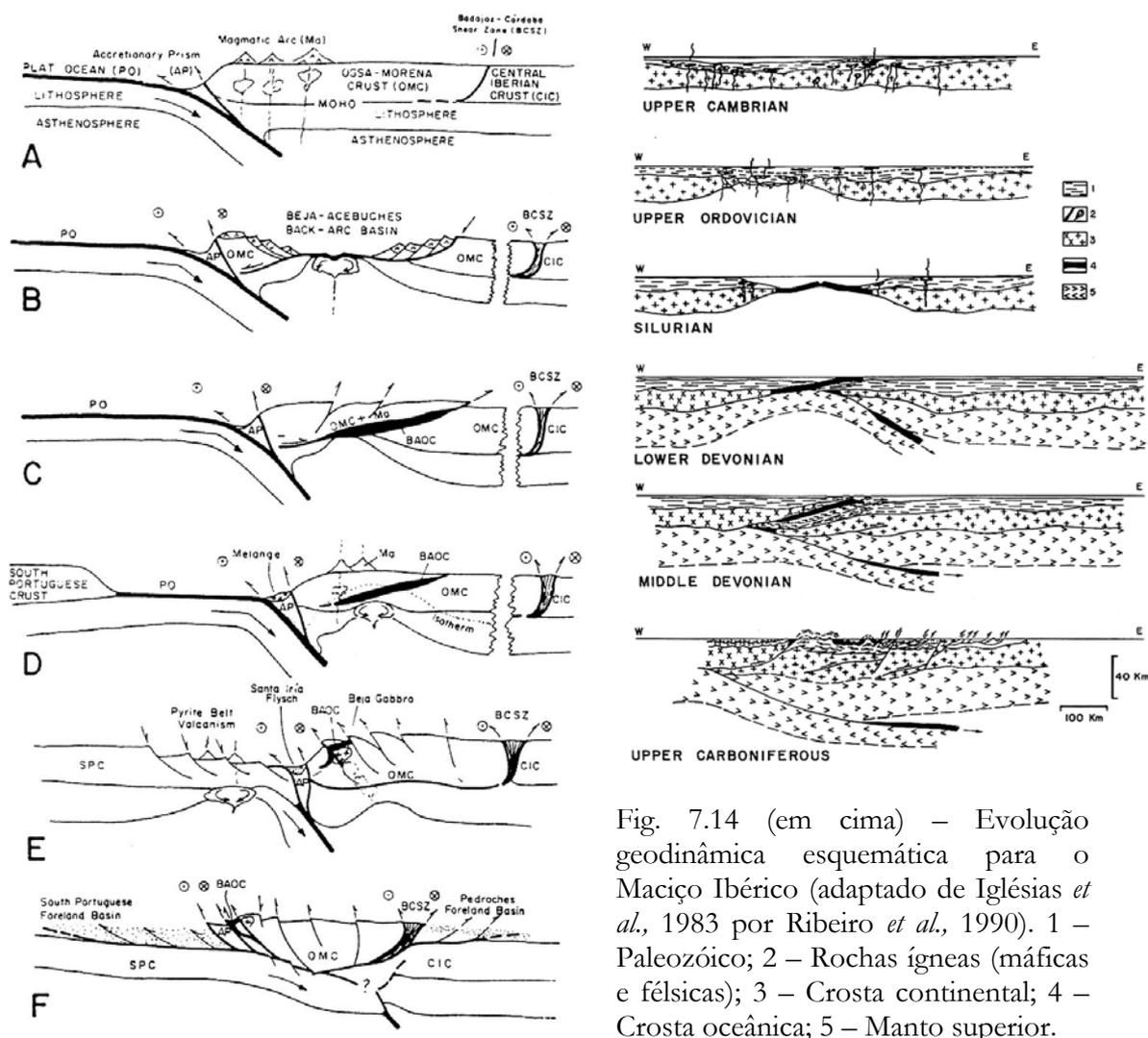


Fig. 7.14 (em cima) – Evolução geodinâmica esquemática para o Maciço Ibérico (adaptado de Iglésias *et al.*, 1983 por Ribeiro *et al.*, 1990). 1 – Paleozóico; 2 – Rochas ígneas (máficas e félsicas); 3 – Crosta continental; 4 – Crosta oceânica; 5 – Manto superior.

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.

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 obducção do COBA;

E – Início do período de colisão;

F – Estádio final da colisão.

Segundo Quesada (1992), *in* Araújo (1989).

Globalmente, Windley (1995) resume a evolução geodinâmica, para o Paleozóico das diferentes massas continentais, do seguinte modo:

- Grande parte do supercontinente Gondwana sofreu um processo de acreção no Proterozóico superior – Câmbrico (formação da proto-América do Norte – Orogenia Greenville);
- A partir daí, a Laurêncica (América do Norte, Gronelândia e NW da Escócia), a Báltica (NW da Europa e prolongamento para leste até aos Urais) bem como a Sibéria, constituíram extensos fragmentos continentais separados entre si e de Gondwana (África, América do Sul, Índia, Austrália e Antártida), através dos oceanos Iapetus e Rheic, ao longo da chamada região Caledónica – Apalachiana (Fig. 7.16);
- Entre Gondwana – Báltica e Laurêncica, em consequência da rápida dispersão continental no Paleozóico inferior, deu-se a abertura do Oceano Iapetus;
- A colisão entre a Laurêncica e Báltica origina a cadeia Caledónica da Noruega, Suécia Oriental e Gronelândia Oriental e tem como consequência o fecho do Mar de Tornquist. Este processo teria ocorrido no Ordovícico médio e tem correspondência na orogenia Tacónica do NE da América do Norte (Doolan, 1996; Baldwin, 1982);
- No Ordovícico a acreção de pequenas faixas (*terrenos exóticos*) à proto-América do Norte formaram o que hoje é conhecido como “New England” (Doolan, 1996), estes eventos teriam ocorrido durante as orogenias Tacónica e Acadiana desde o Ordovícico ao Devónico (Figs. 7.11 a 7.13);
- A deriva da Avalonia relativamente a Gondwana originou a abertura Oceano Rheic;
- A colisão da Avalonia Oriental com a Laurêncica deu origem ao segmento da cadeia Caledónica nas Ilhas Britânicas;

- Do choque entre o Norte de África e o Sul da Báltica resultou o orógeno Caledónico do Leste da Europa e Mar do Norte;
- A aproximação da Laurência e do Noroeste de África originou o segmento Apalachiano (Fig. 7.16);
- A associação inicial, do Paleozóico médio, do que viria a ser mais tarde o supercontinente Pangea foi desencadeada pela acreção de arcos-ilha magmáticos e diferentes terrenos, à Gondwana e à Laurência;
- Durante o Devónico e Carbónico superior novo processo de amalgamação de microplacas entre a Laurússia (Báltica e Laurência) e África gerou o orógeno Varisco da Europa Ocidental, considerando o fecho do Oceano Rheic e do Oceano Theic (proto-Tethys), este último correlacionado com o Oceano do Maciço Central (Matte, 1986 *in* Windley 1995). Mais ou menos simultaneamente inicia-se a colisão da proto-Europa (Báltica) com a proto-América do Norte – Orogenia Acadiana;
- Este orógeno representa um segmento da extensa cadeia que se regista no Golfo do México até à Europa de Leste e Mar Negro, incluindo o Sul dos Apalaches (cadeias Ouachita e Allegheniana) e as Mauritanidas do Noroeste de África (Fig. 7.16).
- A formação da Cadeia Montanhosa Apalachiana com resultado da Orogenia Allegheniana aos 290 Ma atrás marca o fecho do Oceano Iapetus e conseqüente formação do supercontinente Pangea.

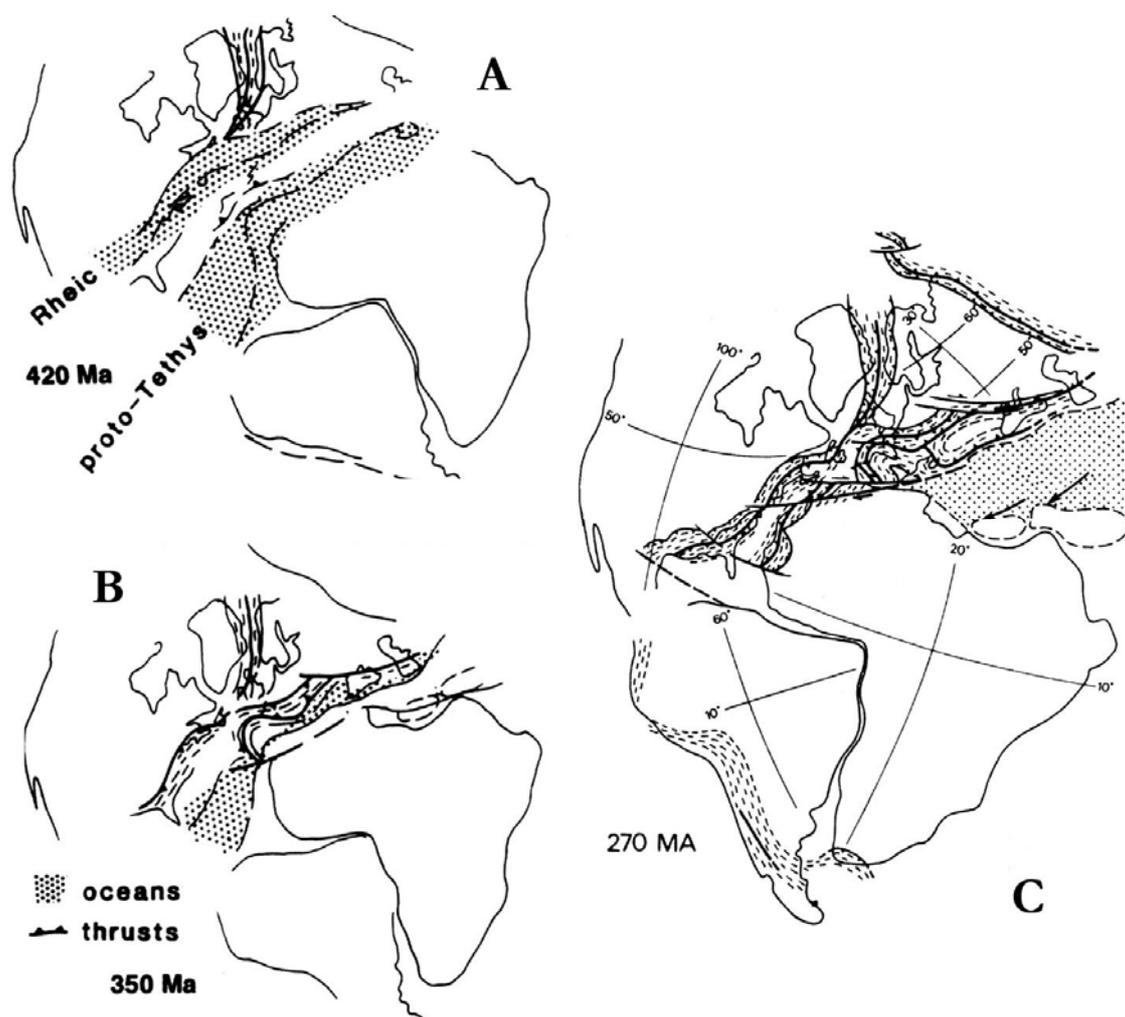


Fig. 7.16 – Reconstituição dos blocos continentais e oceanos para: (A) Silúrico superior, (B) Carbónico Inferior e, (C) Orógeno varisco no Pérmico. Adaptado de Matte (1986).

## 7.2 CONCLUSÕES

Ao longo do texto precedente expusemos algumas conclusões resultantes da investigação desenvolvida em sectores centrais e setentrionais da Zona de Ossa – Morena, tendo em conta os objectivos inicialmente propostos. Sinteticamente podemos enumerar as conclusões a que chegámos, nos seguintes pontos:

- a) As diferentes unidades litoestratigráficas aflorantes na região de Estremoz – Elvas evidenciam uma história de episódios de deformação que se sucedem de forma diacrónica desde o fim do ciclo Cadomiano durante o Paleozóico;
- b) A sucessão paleozóica dos Sectores de Estremoz – Barrancos e de Alter do Chão – Elvas é equiparável até ao fim da deposição da Formação Dolomítica. Em ambos os sectores, acima deste horizonte a evolução tectonoestratigráfica sugere uma separação, onde a área do anticlinal de Estremoz constituiria uma plataforma carbonatada em alto fundo no Câmbrico médio (erosão), tendo a NE prosseguido a sedimentação terrígena, da Formação de Vila Boim, com carácter vulcano-sedimentar cada vez mais distal à medida que se ascende no Câmbrico. A Formação da Terrugem daria lugar à Formação de Fatuquedo caracterizada na região pela quase ausência de vulcanismo;
- c) O Acidente da Juromenha entendido aqui não como um carreamento, mas como um cavalgamento desenvolvido ao longo da direcção orogénica segundo um modelo transpressivo/transtensivo, explica a subida relativa do Sector de Alter do Chão – Elvas em relação ao Sector de Estremoz – Barrancos e o consequente desenvolvimento da bacia de

sedimentação onde se depositariam, com controlo distensivo, as sequências ordovícicas, silúricas e devónicas anteriores a D1. Este acidente é o que apresenta maior expressão regional mas não é único no seu género, encontrando equivalência no limite NE do anticlinal de Estremoz (como é cartografado no Mapa Geral em Anexo) e na delimitação dos flancos da estrutura Sinclinal de Terena. De modo sistemático em toda a área estudada são muito frequentes os acidentes longitudinais NNW-SSE a NW-SE que cortam as estruturas anteriores o que confere um comportamento contínuo até às fases de deformação mais frágeis para estes acidentes. A associação de Mn ao acidente da Juromenha, constitui um bom nível guia, no entanto o seu interesse estratigráfico primário é discutível podendo apenas, à semelhança de muitos outros casos tratar-se do aproveitamento de uma estrutura com condições privilegiadas para a circulação de fluidos mineralizadores que no caso transportariam Mn. Nestes sectores setentrionais da Zona de Ossa – Morena, este caso de mineralizações associadas a acidentes longitudinais NW-SE a NNW-SSE, longe de ser único, é bem frequente, tendo algumas destas ocorrências sido alvo de exploração mineira<sup>6</sup>;

- d) Relativamente à aplicabilidade dos conhecimentos da “Geologia Estrutural” à exploração de rochas ornamentais, como demoradamente desenvolvemos em capítulo próprio, ficou demonstrada que a correcta avaliação dos jazigos requer o conhecimento dos constrangimentos de ordem geológica que vão influenciar quer a disposição quer a continuidade das estruturas. No caso do anticlinal de Estremoz, mais do

---

<sup>6</sup> As minas da Mostardeira, Almagreira, Miguel Vacas, Mocissos, Bugalho, os jazigos de Alagada (Porto Xico – junto ao Guadiana) e de Quinta de Santo António (a N de Elvas), entre muitas outras ocorrências com pouco interesse mineiro são alguns dos exemplos que podemos apontar, para mais exemplos consultar Oliveira, V. (1984), Carvalhosa *et al.*, (1987), Gonçalves (1970).

que saber se existe mármore em determinado local, importa cartografar os limites dessa ocorrência e caracterizar as estruturas observadas; à partida acidentes longitudinais NNW-SSE e falhas, geralmente associadas a filões doleríticos<sup>7</sup>, indicam descontinuidades importantes onde as variedades de mármore podem variar drasticamente o que, como vimos atrás, limita o valor intrínseco da jazida na extracção de rochas ornamentais, podendo mesmo inviabilizar a sua exploração.

- e) No Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz, os critérios cinemáticos de deformação observados à escala mesoscópica puderam ser confirmados por análise microscópica. Nos mármoreos os diferentes mecanismos de deformação que incluem, entre outros, a recristalização cinemática com orientação preferencial cristalográfica dos cristais de calcite, corroboram um modelo de deformação transpressiva onde a transferência de massa se faz essencialmente de modo paralelo ao orógeno. À escala microscópica verifica-se que na ausência de filossilicatos a “xistosidade” no mármore corresponde à reorientação e solubilização ao longo dos contornos dos cristais de calcite que deste modo originam uma direcção planar preferencial<sup>8</sup> segundo a qual a resistência do mármore à fracturação é menor. Pelo contrário se existem filossilicatos na rocha, a acomodação da deformação faz-se por deslocação entre os seus planos de clivagem e os cristais de calcite na proximidade apresentam textura granoblástica.
- f) A correspondência litoestratigráfica entre a Formação Dolomítica e o Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado do anticlinal de Estremoz com as unidades aflorantes em Danby – “Green Mountains – Vermont,

---

<sup>7</sup> Cabos reais.

<sup>8</sup> “Currume” entre a linguagem do Sector das Rochas Ornamentais.

Estados Unidos da América”, permite avançar com a hipótese de uma evolução geodinâmica próxima no Paleozóico inferior quando se originou o oceano Iapetus.

- g) Relativamente à comparação entre as estruturas de Ferrarias e de Estremoz, os dados analisados não contradizem as determinações paleontológicas mais recentes e podem ser interpretados considerando uma bacia de sedimentação sinorogénica que se prolongaria para SE até Barrancos. Estes afloramentos de rochas carbonatadas associadas a um complexo ígneo, correspondem aos calcários e diabases de Nery Delgado (1908), autor que considerou os calcários equivalentes aos calcarenitos do Devónico inferior da Formação do Monte das Russianas (na região de Barrancos. Esta idade foi porém contestada por Perdigão *et al.*, (1982) argumentando que *representam contextos geológicos muito diferentes*. A designação de “Complexo Ígneo e Rochas Associadas” corresponderia a “brechas de intrusão e colapso” ou “diatremas”, com carbonatos associados, por Victor Oliveira (1984). O carácter descontínuo, mas persistente, destes afloramentos é melhor explicado se considerarmos que se tratam de rochas mais recentes do que aquelas com que contactam, pelo que a erosão já teria feito desaparecer grande parte delas. A ausência de deformação nas rochas vulcânicas sugere que a sua implantação teria ocorrido no Carbónico superior, associada a uma tectónica distensiva dos finais da Orogenia Varisca (Perdigão, *et al.*, 1982; Oliveira, V., 1984). A confirmar-se a idade pós-Devónico para os calcários colocamos a hipótese de a estrutura de Ferrarias corresponder a um sinclinal discordante sobre os terrenos paleozóicos inferiores subjacentes, pelo que constituiria um equivalente de menores dimensões do Sinclinal de Terena. A presença de clastos que contêm uma fase de

deformação anterior à exibida pelos calcários detríticos de Ferrarias também concorre para esta hipótese, que deverá ser seriamente investigada em trabalhos futuros.

### 7.3 LINHAS DE INVESTIGAÇÃO A DESENVOLVER

Seguindo as linhas de investigação apresentadas neste trabalho, também as tarefas a realizar futuramente serão desenvolvidos tendo por base duas linhas directoras: i) Investigação de índole académica e ii) aplicação dos resultados alcançados no aproveitamento dos recursos geológicos com especial ênfase para as rochas ornamentais.

Relativamente à sucessão de eventos de deformação que afectaram a região de Estremoz – Elvas, podemos afirmar que, em traços gerais já temos um modelo conceptual de partida que importa por à prova e testar a sua exequibilidade quando novos dados forem obtidos e assim adaptá-lo.

Foi posta em evidencia uma relação cronoestratigráfica entre as sequências de Estremoz e de Danby, no EUA, as afinidades entre elas, tanto em termos geológicos como industriais, justificando que se iniciem trabalhos de pormenor com vista a melhor caracterizar esta relação. Como vimos<sup>9</sup>, a estratigrafia “inalterada” de Danby poderá, num perspectiva muito optimista, constituir um modelo a aplicar no Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz permitindo definir a posição de determinados horizontes no conjunto da sequência. Também o melhor controlo estratigráfico existente em Danby pode contribuir para resolver o problema da idade do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz. Do ponto

---

<sup>9</sup> Capítulo 2.

de vista geodinâmico ajudará, sem dúvida, a precisar a posição que a Zona de Ossa – Morena (ou pelo menos o que então existia do Sector de Estremoz – Barrancos) ocuparia no início do Paleozóico quando se estava a formar o oceano Iapetus. De igual modo, parece haver uma boa correlação estratigráfica entre as sequências pós-Devónico médio de Marrocos<sup>10</sup> e os afloramentos carbonatados de Ferrarias e similares que afloram para SE. Este assunto não foi de todo abordado nesta Tese e merece ser investigado dadas as implicações geodinâmicas que daí podem advir<sup>11</sup>.

Os estudos sedimentológicos aplicados aos Sectores de Alter do Chão – Elvas e Estremoz – Barrancos estão por realizar! Todos os ensaios de reconstituição tectonoestratigráfica que têm sido realizados não esclarecem quais as fontes dos sedimentos que originam as rochas nas diferentes bacias de sedimentação. Em particular, não pensamos dedicar-nos a este estudo mas não poderíamos deixar de fazer este reparo e assim apontar uma linha de investigação que poderá trazer novidades na análise tectonoestratigráfica da Zona de Ossa – Morena.

Actualmente começam a aplicar-se novos métodos de datação por via isotópica em rochas carbonatadas (i.e. Melezhik et al., 2001) pelo que a hipótese de testar a sua aplicação nas rochas carbonatadas da Zona de Ossa – Morena também merece ser investigada.

Por outro lado, a existência de rochas ígneas, em particular as de natureza básica intercaladas nas sequências da área em estudo, poderá ser utilizada com dois fins distintos: *a)* aplicar métodos de datação isotópica mais clássicos (i.e. U/Pb, Rb/Sr); e *b)* permitir a aplicação de métodos paleomagnéticos no intuito de estabelecer trajectórias de migração da Zona de

---

<sup>10</sup> Comunicação oral de José Piçarra.

<sup>11</sup> Recordemos as mais recentes publicações de Robardet (2003) que apontam para a inexistência de uma microplaca Armorica e afirma que estes terrenos constituiriam parte Norte do continente Gondwana.

Ossa – Morena no globo terrestre para o Paleozóico. Por exemplo, vimos que Gubanov (2002) refere a proximidade entre a Ibéria e a Sibéria no Câmbrico inferior, por sua vez Tait *et al.*, (1994, 1997 & 2000) referem a proximidade do Equador para a Sibéria no Ordovícico inferior. Se possível a aplicação do paleomagnetismo à Zona de Ossa – Morena, poderia ajudar a explicar se a Ibéria acompanhou a Sibéria no seu percurso para Norte, ou se pelo contrário ficou ligada ao continente Gondwana.

O anticlinal de Estremoz é um laboratório natural por excelência, principalmente devido à enorme exposição de afloramentos, com hipótese de análise tridimensional por observação directa de estruturas de deformação geradas quer no domínio dúctil quer no domínio frágil. Por isso mesmo, aqui se abrem inúmeras hipóteses de trabalho no estudo dos processos de deformação que controlam o comportamento reológico dos mármore.

Relativamente à exploração dos recursos naturais/rochas ornamentais, os projectos específicos a desenvolver só farão sentido quando o objectivo em vista se destinar a resolver determinado problema. Assim, sempre que surgir uma oportunidade estaremos prontos a dar o nosso contributo.

Em todo o caso, toda a informação compilada, nas tarefas supracitadas ou noutras, contribuirão, obviamente, para melhorar *o modelo geológico-estrutural do anticlinal de Estremoz* e, assim contribuir para um aproveitamento racional e optimizado dos mármore do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz.

# **BIBLIOGRAFIA**



## BIBLIOGRAFIA

- ABALOS, B. & EGUILUZ, L. (1992)** – Evolución geodinámica de la zona de cisalla dúctil de Badajoz-Córdoba durante el Proterozoico Superior-Cámbrico Inferior. Paleozoico inferior de Ibero-América. Gutierrez-Marco, Saavedra & Rabano (Eds.). Univ. Extremadura, Mérida, pp.577-591.
- ABALOS, B. (1990)** – Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la zona de cisalla dúctil de Badajoz - Córdoba. Thesis Doct. Univ. País Vasco, 430 p.
- ABALOS, B.; GIL IBARGUCHI, J.I.; EGUILUZ, L. (1993)** – A reply to "Cadomian subduction/collision and variscan transpression in the Badajoz-Córdoba Shear Belt, southwest Spain: a discussion on the age of the main tectonometamorphic events", by A. Azor, F. Gonzalez Lodeiro & J.F. Simancas. *Tectonophysics*, 217, pp.347-353.
- ACEÑOLAZA, FLORÊNCIO; MILLERB, G. HUBERT; & TOSELLI, ALEJANDRO J. (2002)** – Proterozoic–Early Paleozoic evolution in western South America—a discussion, *Tectonophysics* Volume 354, Issues 1-2, 30, pp. 121-137.
- APALATEGUI, O., EGUILUZ, L., & QUESADA, C. (1990)** – The structure of the Ossa - Morena Zone. In: R. D. Dallmeyer, E. Martinez (eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer & Martinez-Garcia (Eds.) Springer-Verlag, pp. 280-291.
- ARAÚJO, A. (1989)** – Estrutura de uma Geotransversal no Rio Guadiana entre Moura e Mourão. Tema de dissertação apresentado no âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica de E.C.D.U. (art. 53/60), Departamento de Geologia, F.C.U.L., 92 pp.
- ARAÚJO, A.; RIBEIRO, A. (1990)** – Oblique Tectonics in the Evora-Aracena Subzone (Ossa-Morena Zone - South Portugal); International Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe, Göttingen-Giessen. Abstracts. International Geological Correlation Program 233.
- ARAÚJO, A. & RIBEIRO, A. (1991)** – Modelo Tectónico para o Domínio de Evora-Aracena (zona de Ossa Morena), Coimbra, III Congresso Nacional de , pp 32.
- ARAÚJO, A. & RIBEIRO, A. (1991a)** – Transpressão tangencial no domínio de Evora-Aracena, Zona de Ossa Morena. XI Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular, Huelva, pp 9.
- ARAÚJO, A. (1992)** – Tectónica da Zona de Ossa-Morena. Notícia explicativa da Carta Geológica de Portugal à escala 1/200.000, folha 8. Serviços Geológicos de Portugal.
- ARAÚJO, A., FONSECA, P. & MUNHÁ, J. (1993)** – Ossa-Morena Ophiolites. XII Reunião de do W Peninsular, Evora, 20-24 de Setembro de 1993. Terra Abstracts.
- ARAÚJO, A., FONSECA, P. & RIBEIRO, A. (1993a)** – Obduction and Flake Tectonics in the Variscan Suture of SW Iberia. XII Reunião de do W Peninsular, Evora, 20-24 de Setembro de 1993. Terra Abstracts.
- ARAÚJO, A.; FONSECA, P. & RIBEIRO, A. (1993b)** – Structure of the Ossa Morena Zone South Sector. Geodynamic Implications in the Iberian Variscan Fold Belt Evolution. Structures and Tectonics at Different Lithospheric Levels, Graz, Austria, 6-8 Sept. 1993. Terra Abstracts, supplement n. 2 to Terra Nova, vol. 5, 1993, pp. 2-3.
- ARAÚJO, A., FONSECA, P., MUNHÁ, J., SILVA, J. B. & RIBEIRO, A. (1993c)** – Recent Data and Correlations Between Allochthonous Units in NW Iberia and Ossa-Morena Zone. In Uralides-Variscides Meeting, Europrobe, Oviedo, Março de 1993.
- ARAÚJO, A., FONSECA, P., LOPES, L., PEREIRA, M. F., RIBEIRO, A. & SILVA, J. B. (1994)** – Variscan structure of the Ossa Morena Zone (South margin of the Iberian Terrane. Resumo. "Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana" 2nd International Meeting, Morocco, Rabat, 29 Nov. - 7 Dez. 1994.

- ARAÚJO, A. , LOPES, GONÇALVES, F.. L., PEREIRA, M. F., SILVA, J. B. & RIBEIRO, A. (1994a)** – Novos elementos sobre o Carreamento de Juromenha (Elvas). Anais 4 - Universidade de Évora. pp. 105 – 110.
- ARAÚJO, A. (1995)** – Estrutura de uma geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena): Implicações na evolução geodinâmica da margem sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico. Tese de Doutoramento, Dep. Geociências da Univ. de Évora, 200pp.
- ARTHURTON, R., S. (1983)** – The Skipton Rock Fault an Hercynian wrench fault associated with the Skipton Anticline. northwest England. *Geol. J.* 18, 1051-14.
- AZOR, A., GONZALEZ-LODEIRO, F. & SIMANCAS, J. F. (1993)** – The boundary between the Central Iberian & Ossa- Morena Zones: A variscan suture. Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Vol. II, pp. 100, Évora.
- AZOR, A.; LODEIRO, F.; POYATOS, D.; SIMANCAS, J. (1996)** – The Ossa Morena - Central Iberian Suture (Variscan BeIt, Southwestern Iberian Massif). Europrobe Variscides- Uralides excursion guide-book. Granada, Março 1996. 25 p.
- AZOR, A.; LODEIRO, F.; SIMANCAS, J. (1993)** – Cadomian subduction-collision and variscan transpression in the Badajoz-Cordoba Shear Zone, southwest Spain: a discussion on the age of the main tectometamorphic events. *Tectonophysics*, 217, Elsevier Scien.Publis.Amsterdam, pp.343-346.
- BALDWIN, B. (1982)** – Geology of Vermont. *Earth Science*, Vol. 35, N°3, pp. 10-14.
- BARD, J. P. BURG, J. P. MATTE, P. & RIBEIRO, A. (1980)** – La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. 26<sup>eme</sup> Cong. *Geol. Int. Paris* Coll. C6 et Mem. B.R.G.M. 108, pp. 233-246.
- BARD, J. P. (1971)** – Sur la alternance de zone metamorphiques e granitiques dans le segment hercynien sud- ibérique: comparason de la variabilité des caractères geotectoniques de ces zones avec les orogenes. "Orthotectoniques". *Bol. Geol. y Minero*, t. LXXXII - III - IV, pp. 108 - 128.
- BOBYARCHICK, ANDY R. (1985)** – The eingenvales of steady flow in Mohr space., *Tectonophysics*, 122, 35 -51.
- BOOGAARD, M. (1972)** – Conodont faune from Portugal and Southwestern Spain. A Middle Devonian fauna from near Montemor – o – Novo. *Scripta Geologica*, 13. Leiden 10 pp.
- BORRADAILE, G. J., (1978)** – Transected folds: A study illustrated with examples from Canada and Scotland, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 481 – 493.
- BORRADAILE, J. G. (1977)** – On cleavage and strain: results of a study in West Germany using tectonically deformed sand dykes, *Jour. Soc. Geol. Lond.*, 133, 146 – 164.
- BORREGO, J.; ARAÚJO, A. & FONSECA, P. (2003)** – O Sector de Estremoz – Barrancos (ZOM): cartografia geológica e estrutural ao longo de uma geotransversal no rio Guadiana. *In: Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, n° esp. V, CD-ROM, pp. C16-C19.
- BRAUN, J. (1994)** – Three-dimensional numerical simulations of crustal-scale wrenching using a non linear failure criterion, *Jour. Struct. Geol.*, 16, 8, 1173-1186.
- BRUN, JEAN-PIERRE & BURG, JEAN-PIERRE, (1982)** – Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision, *Earth and Planetary Science Letters*, 61, 319 – 332.
- BURG, J.P., IGLESIAS, M., LAURENT, PH., MATTE, PH. & RIBEIRO, A. (1981)** – Variscan intracontinental deformation: The Coimbra - Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula), *Tectonophysics*, 78, 161 – 177.
- BURG, J.P. (1999)** – Ductile structures and instabilities: their implication for Variscan tectonics in the Ardennes. *Tectonophysics*, Aug 1999.
- BUTTLER, B. C. M. & BELL, J. D. (1988)** – Interpretation of geological maps. Longmann Earth Science Series. Longmann Scientific & Technical. 236 Págs.

- CABRAL, J. M. P.; MACIEL, M. J.; LOPES, L.; LOPES, J.M.C.; MARQUES, A. P. V.; MUSTRA, C. O.; FREITAS, M. C. & CARREIRA, P. M. (2001)** – Petrographic and isotopic characterization of marble from the Estremoz Anticline: its application in identifying the sources of Roman works of art. *Journal of Iberian Archaeology*, vol. 3, pp 121-128.
- CABRAL, J. M. P.; MACIEL, M. J.; LOPES, L.; LOPES, J.M.C.; MARQUES, A. P. V.; MUSTRA, C. O.; FREITAS, M. C. & CARREIRA, P. M. (1998)** – Use of stable carbon and oxygen mass spectrometry and neutron activation analysis in determining provenance of some roman works of art in portuguese museums, ASMOSIA symposium - Dep. of Classical Art, Museum of Fine Arts, Boston.
- CAIEUX, L. (1970)** – Carbonate rocks. Hafner Publishing Company. 506 pp.
- CARRILHO LOPES, J. M. (2003)** – Petrologia e geoquímica dos Complexos básicos e ultrabásicos do Nordeste alentejano e das rochas hipercalinas associadas. Tese de Doutoramento, Departamento de Geociências da Universidade de Évora, in prep.
- CARRILHO LOPES, J.M. & LOPES, J.L. (1996)** – Caracterização ornamental do Maciço Granítico de Santa Eulália. I ANEL G0: Bordo Sudoeste. Relatório interno. Inst. Geol. Min., 56p.
- CARRILHO LOPES, J.M. (1989)** – Petrologia e Geoquímica de Granitóides Hercínicos na Zona de Ossa-Morena: O Maciço de Sta. Eulália, Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Univ. Évora, 138 pp.
- CARVALHO, D., GOÍNHAS, J., OLIVEIRA, V., RIBEIRO, A. (1971)** – Observações sobre a geologia do Sul de Portugal e conseqüências metalogenéticas. *Est. Not. Trabalhos*, Serv. Fom. Mineiro, 20 (1/2): 153 - 199.
- CARVALHOSA, A., GONÇALVES, F. & OLIVEIRA, V. (1987)** – Notícia explicativa da folha 36-D, Redondo. Serviços Geológicos de Portugal.
- CARVALHOSA, A. (1965)** – Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Fialchalho (Alentejo). *Mem.Serv.Geol. Portug.* 11. 130p.
- CARVALHOSA, A. (1983)** – Esquema geológico do maciço de Évora, *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69, 2, 201 – 208.
- CARVALHOSA, A.; ZBYZEWSKI, O. (1994)** – Carta Geológica de Portugal á escala 1:50000 e notícia explicativa da folha 35-D- Montemor-o -Novo. Serv. Geol. Portugal.
- CASAL MOURA, A. (1991)** – Rochas ornamentais carbonatadas de Portugal, *Bol. Minas*, 28, 1, 3 – 15.
- CASAL MOURA, A.; GRADE, J.; RAMOS, J. M. F. & FERREIRA, N., (1995)** – Aspectos Metodológicos do Estudo e Caracterização de Maciços Graníticos tendo em vista a sua Exploração para Produção de Rochas Ornamentais e Industriais. *Boletim de Minas*, 32 (1), Lisboa, p. 15-22.
- CATÁLOGO DE ROCHAS ORNAMENTAIS PORTUGUESES (1983)** – 1ª edição, Vol. I, Direcção – Geral de Geologia e Minas, Lisboa, Ministério da Indústria e Energia.
- CATÁLOGO DE ROCHAS ORNAMENTAIS PORTUGUESES (1984)** – 1ª edição, Vol. II, Direcção – Geral de Geologia e Minas, Lisboa, Ministério da Indústria e Energia.
- CATÁLOGO DE ROCHAS ORNAMENTAIS PORTUGUESES (1992)** – 2ª edição, Direcção – Geral de Geologia e Minas, Lisboa, Ministério da Indústria e Energia, 79p.
- CHAMINÉ, H. I., FONSECA, P. E.; ROCHA, F. T.; MOÇO, L. P.; FERNANDES, J. P.; GAMA PEREIRA, L. C.; GOMES, C.; LEMOS DE SOUSA, M. J. E RIBEIRO, A. (2000)** – Implicações tectonoestratigráficas da ocorrência de metapelitos negros (Unidade de Albergaria-a-Velha) de idade devónica na faixa metamórfica de Porto-Albergaria-a-Velha-Coimbra-Tomar. 6ª Conf. Anual GGET da Sociedade Geológica de Portugal, Universidade de Évora, Outubro de 2000, pp. 52-58.
- CLENDENIN, C. W. (1991)** – Structure, Stratigraphy, and mineralization: an interrelationship triangle and the southeast Missouri Mississippi Valley-Type deposits., *Economic Geology*, 86, 179 – 184.

- COELHO, A. V. P. & GONÇALVES, F. (1972)** – Nota prévia sobre o provável Precâmbrico mais antigo do Alto Alentejo. Série de afinidade charnoquítica de Campo Maior. *Bol. Mus. Lab. Min. e Geol. Fac. Ciências*. Vol 13 (1): p. 59 - 81.
- COMPTON, ROBERT R. (1985)** – *Geology in the Field*. Wiley. New York. 398 p.
- CONDE, L. E. N. & ANDRADE, A. A. S. (1974)** – Sur la faune Méso et/ou Néodévonienne de calcaires du Monte Cortes, Odivelas (Massif de Beja). *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 74: 69-77.
- CONEY, P.; JONES, D. & MONGER, J.H. (1980)** – Cordilleran Suspect Terranes. *Nature*, 288. pp. 329-333.
- COSTA, P. FALÉ E, VINTÉM, C., MOREIRA, J., DINIS DA GAMA, C., SOUSA, J., & LOPES, L. (2001)** – Estudo da Viabilidade Técnica da Exploração Subterrânea de Mármore no Anticlinal de Estremoz. Congresso Internacional da Pedra Natural, Ass. Ind. Portuguesa / Feira Internacional de Lisboa, Lisboa, 16-17 de Maio de 2001, Lisboa, pp. 11.
- COX, S. F., ETHERIDGE, M. A. & HOBBS, B. E. (1981)** – The experimental ductile deformation of polycrystalline and single crystal pyrite., *Economic Geology*, 76, 2105 – 2117 p.
- CRAMEZ, C. (2003)** – Opening of South Atlantic Ciências da Terra (UNL), Lisboa, n° esp. V, CD-ROM, pp. XXIV-XXVII.
- DALZIEL, I. W. D. (1997)** – Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics; review, hypothesis. *Geological Society of America Bulletin*, 109(1): 16-42.
- DALZIEL, IAN (1995)** – Earth before Pangaea, *Scientific American*, v. 272, no. 1, p. 58-63
- DAVIS, GEORGE H. (1984)** – *Structural Geology of Rocks and Regions*. Wiley. New York. 492 p.
- DE PAOR, DECLAN G., (1994)** – The role of asymmetry in the formation of structures, *Jour. Struct. Geol.*, 16, 4, 467-475.
- DELGADO, J. F. N. (1905)** – Contribuições para o estudo dos terrenos Paleozóicos. *Com. Serv. Geol. Portug.*, 6, pp.56-122.
- DELGADO, J.F.N. (1908)** – Système Silurique du Portugal. étude de stratigraphie paléontologique. *Mem. Ser. Geol. Portugal*, 245 p.
- DELGADO, N. & CHOFFAT, P. (1899)** – Carta Geológica de Portugal à escala 1:500.000.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1993)** – Porto-Tomar shear zone, a major structure since the beginning of the Variscan orogeny. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, t. 79, pp. 31-40. and Terra abstracts suplement n° 6 to Terra Nova, vol. 5, p. 11.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1994)** – Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian Branch of the Ibero-Armorican Arc. *Journ. Struct. Geol.*, v. 16(11), pp. 1543-1554.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1995)** – The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? Elsevier. *Tectonophysics*, 246, pp. 113-128.
- DIAS, R. (1994)** – Regimes de deformação no autóctone da Zona Centro-Ibérica: Importância para a compreensão da Génese do Arco Ibero-Armoricano, Tese de Doutoramento não publicada, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa.
- DOMINGOS, L. C. G.; FREIRE, J. L. S.; SILVA, F. G.; GONÇALVES, F.; PEREIRA, E. & RIBEIRO, A. (1983)** – The structure of the intramontane upper Carboniferous Basins in Portugal. In: SOUSA, M. J. L. & OLIVEIRA, J. T. (Eds) -*The Carboniferous of Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. (*Memória dos Serviços Geológicos de Portugal*. N.º 29. p. 187-194).
- DOOLAN, B. (1996)** – The Geology of Vermont. *Rocks & Minerals*, Vol. 71, pp. 218-225.
- DUARTE, I. M. R. (2002)** – Solos residuais de rochas granitóides a Sul do Tejo. Características geológicas e geotécnicas. Tese de Doutoramento. Univ. Évora. 373 p.
- DUNCAN, A. C., (1985)** – Transected folds: a re-evaluation, with examples from the \type area\ at Sulfur Creek, Tasmania, *Jour. Struct. Geol.*, 7, 3, 409 – 419.

- DUVAL, B., CRAMEZ, C., & VAIL, P. (1992)** – Types & hierarchy of stratigraphic cycles. Course of seismic interpretation. Vol. 1 & 2. Total. Paris.
- DYANNA M. CZECK AND PETER J. HUDLESTON (2003)** – Testing models for obliquely plunging lineations in transpression: a natural example and theoretical discussion, *Journal of Structural Geology*, Volume 25, Issue 6, June 2003, Pages 959-982.
- EDEN, C. P. (1991)** – Tectonostratigraphic Analysis of the Northern Extent of the Oceanic Exotic Terrane, Northwestern Huelva Province, Spain. Tese de Doutoramento, Department of Geology, University of Southampton, Southampton, 213 pp., (inédito).
- EICHELBERGER, J.C. (1978)** – Andesitic volcanism and crustal evolution, *Nature*, 275, 5675: 21-27.
- EINSELE, G. (1992)** – Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sedimentary Budget. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 628p.
- ELLIOTT, D. (1972)** – Deformation paths in structural geology. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83, 2621-2638.
- ELLIS, M. & WATKINSON, A. J., (1987)** – Orogen-parallel extension and oblique tectonics: The relation between stretching lineations and relative plate motions, *Geology*, 15, 1022 – 1026.
- ELLIS, MICHAEL A., (1986)** – Structural morphology and associated strain in the central Cordillera (British Columbia and Washington): Evidence of oblique tectonics, *Geology*, 14, 647 -650.
- ELORZA, M. GUTIERREZ, ENRILLE, J. L. HERNANDEZ & VEGAS, R., (1971)** – Los grandes rasgos geológicos del sur de la provincia de Badajoz, *Bol. Geol. y Minero*, 82, 269 – 273.
- ENGLAND, P. C. & THOMPSON, A. (1986)** – Some thermal and tectonic model for crustal melting in continental collision zones. *From: Coward, M. P. & Ries, A. C. (eds), 1986, Collision Tectonics*, Geological Society Special Publication N°19, pp. 83 - 94.
- ENGLAND, P. C. & THOMPSON, A. (1984)** – Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism, Part I: Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust & Part II: Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Jour. Petrology*, 25, 894-928.
- ETHERIDGE, M. A., WALL, V. J., COX, S. F. & VERNON, R. H. (1984)** – High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: Implications for mass transport and deformation mechanisms., 89, 36, 4344-4358.
- FARINHA RAMOS, J. M., CASAL MOURA, A. & GRADE, J., (1984)** – Exploração de rochas ígneas para pedra ornamental. Alguns aspectos de natureza geológica e estrutural, *Estudos Notas e Trabalhos do SFM*, 26, 1, 35 – 48.
- FERNANDO L. LADEIRA, (1981)** – Relação das fracturas dos mármore de alentejanos com outras estruturas., *Bol. Soc. Portugal*, 22, 227 – 232.
- FICHTER, LYNN S., & POCHE, DAVID (2001)** – Ancient Environments and the Interpretation of Geologic History: 3<sup>rd</sup> Ed., Macmillan Publishing Company. 310p.
- FLORIDO, P. & QUESADA, C., (1984)** – Estado actual de conocimientos sobre el Macizo de Aracena. *Quad. Lab. Geol. Laxe*, 8: 257 - 277.
- FONSECA, P. & RIBEIRO, A., (1993)** – Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Foldbelt, *Geol. Rundsch*, 82, 1091, 440-447.
- FONSECA, P. (1995)** – Estudo da Sutura Varisca no SW Ibérico nas regiões de Serpa-beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo. Dep. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa. Tese de Doutoramento. 325p.
- FONSECA, P.; ARAÚJO, A.; LEAL, N.; MUNHÁ, J. (1993)** – Variscan Glaucofane Eclogites in the Ossa Morena Zone. XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Evora, 20-24 Setembro. Terra Nova Abstracts, suppl. N° 6 to Terra Nova, vol.5.pp.1 1-12.
- FONSECA, P.; RIBEIRO, A. (1995)** – Evidências de sobrepressão tectónica no SW da ZOM: as

- ocorrências eclogíticas de Safira- Escoural e Alvito- Viana do Alentejo. Museu e Lati. Mm. e Geol. da Univ. do Porto. Memória 4. pp. 253-257.
- GAFFIN, STUART R. (1992)** – Unforced oscillations in a freeboard basin model: Analogue to Glacial/Climate oscillators? *Journal of Geology*, Vol. 100, pp. 717 - 729.
- GAMA, D.; COUTO, R.; COSTA E SILVA, M.; BERNARDO, P.; BASTOS, M.; GUERREIRO, H.; NEVES, A.P.; PEREIRA, A.; PEREIRA, H. & HORTA, J. (2000)** – Projecto de execução para a exploração subterrânea de mármore na região de pardais, Relatório Interno, I.G.M., Lisboa.
- GARY, DAVID R., (1981)** – Cleavage-fold relationships and their implications for the transected folds: an example from southwest Virginia, USA, *Jour. Struct. Geol.*, 3, 3, 265 – 277.
- GELLATLY, D. C., (1966)** – Graphite in natural and experimental carbonate systems, *Miner. Mag. London*, 35, 275, 963 – 970.
- GIL CID, MARIA DOLORES (1986)** – La Albuera del Castellar, nuevo yacimiento en el Cámbrico médio de Zafra., *Bol. Geo. Minero*, 97, 313 – 318.
- GÓMEZ PUGNAIRE, M.T., (1992)** – El Paleozóico de las Cordilleras Béticas. In: Paleozoico Inferior de Ibero-America. Mérida 1992. Editado por Gutiérrez-Marco, Saavedra & Rábano. Universidad de Extremadura. pp 593 - 606.
- GONÇALVES, F. (1969)** – Afloramentos câmbrios do Alto Alentejo e do Ribatejo. *Bol. do Mus. Lab. Min. Geol. da Fac. de Ciências*. Vol. 11º - Fasc. 2º pp. 357-365.
- GONÇALVES, F. (1970)** – Contribuição para o conhecimento geológico dos mármore de Estremoz, *Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, Porto, Vol. 20, Fasc. 1-2, 11 pp., 1970.
- GONÇALVES, F. (1970a)** – Notícia explicativa da folha 37-A, Elvas. Serviços Geológicos de Portugal.
- GONÇALVES, F. (1970b)** – Contribuição para o conhecimento das rochas hiperalcalinas e alcalinas (gnaisses hastingsíticos) do Alto Alentejo, *Bol. Soc. Geol. Port.*, Lisboa, Vol. 17, Fasc. 2-3, pp. 187-228, 1970 (em colaboração com C. T. Assunção).
- GONÇALVES, F. (1970c)** – Provável conglomerado de base no Precâmbrico superior de Portugal, *Bol. Soc. Geol. Port.*, Lisboa, Vol. XVII, Fasc. 1, pp. 109-118.
- GONÇALVES, F. (1971)** – Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. *Mem. Serv. Geol. Portugal*. Nova Série, 16, 62 pp.
- GONÇALVES, F. (1972)** – Observações sobre o anticlinório de Estremoz. Alguns aspectos geológico-económicos dos mármore, *Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, Porto, Vol. 22, Fasc. 1-2, pp. 121-132 (Matérias-primas minerais não metálicas, nº 17).
- GONÇALVES, F. (1978)** – Carta geológica de Portugal na escala de 1/50000. Notícia explicativa da folha 33-A, Assumar, Lisboa, Serv. Geol. Port., 1978, 37 pp.
- GONÇALVES, F. (1978)** – Estado actual do conhecimento geológico do Nordeste alentejano. IV Curso de Extensão Universitária de Ciências Geológicas, Faculdade de Ciências de Lisboa, pp. 193-213, Lisboa.
- GONÇALVES, F. (1982)** – Membro arenito-conglomerático da parte superior do Cámbrico de Elvas. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, tomo 24, pp. 33-39.
- GONÇALVES, F. (1983)** – Guia das excursões no bordo sudoeste da Zona de Ossa-Morena. Formações precâmbrias e do Paleozóico superior do flanco meridional do anticlinório de Évora-Moura. *Com. Serv. Geol. Port.*, Lisboa, Tomo 69, fasc. 2, pp. 269-273.
- GONÇALVES, F. (1984)** – Contribuição para o conhecimento geológico do Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura (Alcácer do Sal). *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, Tomo 26, pp. 263-267, 1984/85.
- GONÇALVES, F. (1984a)** – Subsídios para o conhecimento geológico do Carbónico de Santa Susana. Volume d'hommage au géologue G. Zbyszewski, Éd. Recherchesur les Civilisations, pp. 109-130. Paris.

- GONÇALVES, F. & ASSUNÇÃO, C. T. (1970)** – Contribuição para o conhecimento das rochas hiperalcalinas e alcalinas (gnaisses hastingsíticos) do Alto Alentejo, **Bol. Soc. Geol. Port.**, Lisboa, Vol. 17, Fasc. 2-3, pp. 187-228.
- GONÇALVES, F. & CARVALHOSA, A. (1978)** – Nota prévia sobre a existência de deformação, metamorfismo e granitização ante-hercínicas, na parte portuguesa da zona de Ossa Morena. *Bol. Soc. Geol. Port.*, Lisboa, Vol. 21, Fasc. 1-2, pp. 13-17.
- GONÇALVES, F. & CARVALHOSA, A. (1984)** – Geotransversal do Maciço de Évora, entre Santo Aleixo e Ficalho. *Cuadernos do Laboratório Xelóxico de Laxe*, Vol. 8: pp. 353-357.
- GONÇALVES, F. CARVALHOSA, A. (1994)** – O Proterozóico da Zona de Ossa Morena no Alentejo. Síntese e actualização de conhecimentos. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa, Classe de Ciências*, t. 34. 35 p.
- GONÇALVES, F. & COELHO, A. P. (1970)** – Rocha hiperalcalina de Estremoz, **Bol. Soc. Geol. Port.**, Lisboa, Vol. 17, Fasc. 2-3, pp. 181-185, 1970 (em colaboração com A.V. P. Coelho).
- GONÇALVES, F. & COELHO, A. P. (1974)** – Notícia explicativa da folha 36-B, Estremoz. Serviços Geológicos de Portugal. 64 p.
- GONÇALVES, F. & LOPES, L. (1992)** – "Nota preliminar sobre os recursos geológicos do Alentejo utilizáveis como rochas ornamentais". *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, Tomo XXXII, pp. 267 - 283.
- GONÇALVES, F. & LOPES, L. (1992a)** – Aspectos da potencialidades das rochas ornamentais do Alentejo, tema apresentado nas Jornadas Técnicas sobre a Indústria Extractiva e transformadora de Rochas Ornamentais do Alentejo, *A Pedra*, N°43, pp. 7-17.
- GONÇALVES, F. & OLIVEIRA, V. (1986)** – Alguns aspectos do Precâmbrico da Zona de Ossa Morena em Portugal. O Proterozóico superior de Estremoz. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, Classe de Ciências, Tomo XXVII, pp. 111-117.
- GONÇALVES, F. & PALÁCIOS, T. (1984)** – Novos elementos paleontológicos e estratigráficos sobre o Proterozóico português, na Zona de Ossa Morena. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, Classe de Ciências, Tomo XXV : 225 - 235.
- GONÇALVES, F. & TEIXEIRA, C. (1975)** – Mapa geológico do Maciço Hespérico do Sudoeste da Península Ibérica, Dep. Petrol. Geoq. Univ. Salamanca, Madrid, 1975.
- GONÇALVES, F. , LOPES, J.C., LOPES, L., RIBEIRO, C. & VIANA, A. (1991)** – Maciço ígneo de Santa Eulália - Considerações acerca das suas potencialidades na produção de Rochas Ornamentais - *A Pedra*, ano X, N°39, pp.7-11.
- GONÇALVES, F., LOPES, L., PEREIRA, M.F., PIÇARRA, J.M., OLIVEIRA, J.T., SILVA, J.B., RIBEIRO, A., EGUILUZ, L., MARTINEZ-TORRES, L.M., APRAIZ, A., ABALOS, B. (1993)** – XII Reunião de do Oeste Peninsular. Livro Guia das Excursões. Contacto ZOM/ZCI: expressão cadomiana e . Évora, 20-24 Set 1993.
- GONÇALVES, F., ARAÚJO, A., PEREIRA, M.F., LOPES, L. RIBEIRO, A., SILVA, J.B., OLIVEIRA, J.T., OLIVEIRA, V., LIÑAN, E., PEREJON (1994)** – Notícia sobre a acção integrada luso-espanhola proposta pelas universidades de Évora e de Zaragoza para a realização em 1993 do projecto\Estudo Paleontológico e Estrutural. Relatório não publicado apresentado ao Conselho de Reitores. Universidade de Évora.
- GONÇALVES, F., COELHO, A. V. P. & ZBYSZEWSKI, G (1975)** – Carta geológica de Portugal na escala de 1/50000, folha 32-D, Sousel, Lisboa, **Serv. Geol. Port.**, 49 pp.
- GONÇALVES, F.; PERDIGÃO, J.; COELHO, A.; MUNHÁ, J. (1978)** – Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000. Notícia explicativa do falha 33-A, Assumar. **Serv. Geol. Portug.** 37 p.
- GONÇALVES, F.; ZBYSZEWSKY, G. & COELHO, A.V.P. (1975)** – Notícia Explicativa da Folha 32-D (Sousel) - C.G.P. 1/50000 -**Serv. Geol. Portugal**, 49 pp.

- GRIFFITHS, ROSS W. & CAMPBELL, IAN H. (1991)** – On the dynamics of long-lived plume conduits in the convecting mantle, *Earth Planet. Science Letters*, 103, 214 – 227.
- GROTEHUIS, SASKIA TEN (2000)** – Mica fish in mylonites deformation mechanisms and implications for rheology, Dissertation zur Erlangung des Grades "Doktor der Naturwissenschaften", 133 p.
- GRUJIC, DJORDJE, (1993)** – The influence of initial fold geometry on Type 1 and Type 2 interference patterns: an experimental approach., *Jour. Struct. Geol.*, 15, 293 – 307.
- GUBANOV, ALEXANDER P. (2002)** – Early Cambrian palaeogeography and the probable Iberia–Siberia connection. *Tectonophysics*, 352, pp. 153-168.
- HANSON, GILBERT N. (1978)** – The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition, *Earth Planet. Science Letters*, 38, 26 – 43.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. AND P.R. VAIL, (1988)** – An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, in Wilgus, C.K., Hastings, B.S., and others (eds.), *Sea-level Changes: an Integrated Approach*; Soc. Econ. Paleont. and Mineral., Special Publication 42, p. 71-108.
- HAQ, BILAL U. (1991)** – Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 12, pp. 3-39.
- HARDING, T. P. (1993)** – The Newport Inglewood trend, California - an example of Wrenching style of deformation. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 57, 97-116.
- HARLAND, W. B. (1971)** – Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geol. Mag.* 108, 27- 42.
- HARLAND, W. B., COX, A. V., LLEWELLYN, P. G., PICKTON, C. A. G., SMITH, A. G., WALTERS, R., (1989)** – A Geologic Time Scale. Cambridge University Press. ISBN 0-521-38765-5.
- HARRIS, N.B.W., PEARCE, J.A. & TINDLE, A.G. (1986)** – Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *From: Coward, M. P. & Ries, A. C. (eds), 1986, Collision Tectonics, Geological Society Special Publication N°19, pp. 83 - 94.*
- HERNANDEZ ENRILLE, J. L. (1971)** – Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del anticlinorio Olivenza - Monesterio (Badajoz)., *Bol. Geol. Minero*, 82, 3, 359 – 370.
- HERRANZ, P. (1984)** – El Precámbrico y su cobertura paleozóica en la region centrorienta de la Provincia de Badajoz. Thesis Doct. Univ. Complut. Madrid.
- HIGUERAS, P. & MUNHÁ, J. (1993)** – Geochemical constraints on the petrogenesis of mafic magmas in the Almadén mercury mining district. *TERRA NOVA, Vol. 5, Abstract Supplement N° 6* (Resumos das comunicações da XII Reunião de do Oeste Peninsular, Évora 20 - 24 de Setembro de 1993).
- HOBBS, B., MEANS, W. & WILLIAMS, P. (1976)** – An Outline of Structural Geology. Wiley. New York. 571 p..
- HOFFMAN, P. F. (1991)** – Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science* 252(5011): 1409-1412.
- HOYMAN, KARL-HEINZ (1999)** – Isotopengeochemische Untersuchungen zur Datierung von Metamorphose und Magmatismus und zur Magmengenese im Bereich der Sud-Iberischen Scherzone (Sud-Spanien). Auflage Aachen; Wissenschaftsverlag Mainz, 1999; Aachner Geowissenschaftliche Beitrage, Band 32. 359 p.
- HUDLESTON, PETER J. & LAN, LABAO (1994)** – Rheological controls on the shapes of single-layer folds, *Jour. Struct. Geol.*, 16, 7, 1007-1021.
- HUDLESTON, PETER J. & LAN, LABAO (1993)** – Information from fold shapes, *Jour. Struct. Geol.*, 15, 253 – 264.
- HUTTON, D. H. W. & REAVY, R. J. (1992)** – Strike slip tectonics and the granite petrogenesis. *Tectonics*, Vol. 11 N°5, pp. 960 - 967.
- I.G.M. (1997)** – Carta Geológica do Anticlinal de Estremoz 1:10.000, DPRMNM.

- I.G.M. (1997)** – Carta Geológica do Anticlinal de Estremoz 1:25.000, DPRMNM.
- ICONS (2000)** – *Interactive Catalogue of Natural Stones*, CD-ROM, release 5.0, Variograma, Lisboa.
- JABLINSKI, JOSEPH D. & HOLST, TIMOTHY B., (1992)** – Deformational history of Archean Metasedimentary Rocks of the Beartooth Mountains in the vicinity of the Mineral Hill Mine, Jardin, Montana., *Journal of Geology*, 100, 561 – 578.
- JIANG, DAZHI, (1994)** – Flow variation in layered rocks subjected to bulk flow of various kinematics vorticities: theory and geological implications, *Jour. Struct. Geol.*, 16, 8, 1159-1172
- JOHNSON, T. E., (1991)** – Nomenclature and geometric classification of cleavage - transected folds, *Jour. Struct. Geol.*, 13, 3, 261 – 274.
- JULIVERT, M. (1987)** – The structure and evolution of the hercynian fold belt in the Iberian Peninsula. In: *The Anatomy of Mountain Belts*, Shafer & Rodgers ed. Princeton Univ. Press, Cap. 6, 65 – 103.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J. M., RIBEIRO, A., CONDE, L. N. (1974)** – Mapa tectónico de la Peninsula Ibérica y Baleares, Escala 1 : 1.000 000 Serv. Publ. Minis. Int. 113 pp.
- KARLSTROM, K. E.; WILLIAMS, M. L.; MCLELLAND, J.; GEISSMAN, J. W. & ÅHÅLL, KARL-INGE (1999)** – Refining Rodinia: Geologic Evidence for the Australia-Western U.S. connection in the Proterozoic. *GSA Today*, Vol. 8, Nº10, pp. 1-6.
- KEITH, M. L., (1993)** – Geodynamics and mantle flow: an alternative earth model, *Earth-Science Reviews*, 33, 153 – 337.
- KEPPIE, J. D. ; DALLMEYER, R.D. (1989)** – Pre-Mesozoic Terranes In Circum- Atlantic Phanerozoic Orogens. In: 28 th Int. Geol. Congr., Washington (USA), Abstract Vol. 2. pp. 176-177.
- KIRSCHENER, DAVID L. & TEYSSIER, CHRISTIAN (1994)** – Orthorhombically arranged vein arrays, *Jour. Struct. Geol.*, 16, 8, 1129-1138
- KROHE, A. (1990)** – Local variations in quartz (c)-axis orientations in non-coaxial regimes and their significance for the mechanics of S-C fabrics., *Jour. Struct. Geol.*, 12, 8, 995 – 1004.
- LADEIRA, FERNANDO L. (1978)** – Relationship of fractures to other geological structures in various crustal environments. Unpublished Ph. D. Thesis, University of London.
- LADEIRA, FERNANDO L. (1981)** – Relação das fracturas dos mármore de alentejanos com outras estruturas., *Bol. Soc. Portugal*, 22, 227 – 232.
- LAFRANCE, B., WILLIAMS, P. F. & ELLIOTT, C. G. (1989)** – Sinistral shearing during Acadian deformation in north-central Newfoundland, based on transecting cleavage: Discussion, *Jour. Struct. Geol.*, 11, 3, 365 – 368.
- LAWSON, W. J., SHARP, M. J. & HAMBREY, M. J., (1994)** – The structural geology of a surge-type glacier, *Jour. Struct. Geol.*, 16, 10, 1447-1462.
- LE PICHON, X., J. ANGELIER, AND J.C. SIBUET, (1982)** - Plate boundaries and extensional tectonics, *Tectonophysics*, 81, 239-256.
- LEFORT, J.-P. & RIBEIRO, A. (1980)** – La faille Porto-Badajoz-Cordoue a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain ?, *Bull Soc Geol France*, 72, 3, 455 – 462.
- LIÑAN, E. & QUESADA, C. (1990)** – Cambrian (rift phase) stratigraphy of the Ossa - Morena Zone. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Springer-Verlag, pp. 259-266.
- LISBOA, J.V.V.; CARRILHO LOPES, J.M. & LOPES, J.L.G. (1997)** – Prospecção de Granitos Ornamentais: Maciço de Santa Eulália Vol. de Comum. II Congr. Europeu da Pedra Natural e Industrial. Ass. Ind. Portuguesa / Feira Internacional de Lisboa, Lisboa, 4-6junho 1997.
- LISO, F. J., GALAN, E. & LISO, M. J. (1981)** – Estudio mineralógico y técnico de las rocas carbonáticas de la zona de Zafra (Badajoz), SOC. ESP. MINERALOGIA, 2, 177 – 188.

- LISO, F. J., GALAN, E. & LISO, M. J. (1984)** – Sobre la mineralogia y posibles aplicaciones de rocas carbonatadas del SO de la Provincia de Badajoz, BOL. SOC. ESP. CERAM. VIDR., 23, 3, 179 – 186.
- LONG, JAN C. S. & WITHERSPOON, PAUL A. (1985)** – The relationship of the degree of interconnection at permeability in fractures networks, *Jour Geoph Res*, 90, 4, 3087-3098.
- LOPES, J. L. G. (1995)** – Estudo geológico-estrutural do flanco sudoeste do anticlinal de Estremoz e suas implicações económicas. Tese de Mestrado. DGFCUL, Julho 1995, 135 p.
- LOPES, J. M. C. & LOPES, L. (1996)** – Caracterização Ornamental do Maciço Granítico de Santa Eulália: I. Anel G0 : Bordo Sudoeste. Relatório interno, I.G. M., Lisboa. Min., 56p.
- LOPES, J. M. C., LOPES, L. & LISBOA, J. V (1997)** – Caracterização petrográfica e estrutural dos granitos róseos do complexo plutónico de Monforte – Santa Eulália (N-Alentejo, Portugal), Est. Notas e Trabalhos. Inst. Geol. Min., tomo 39, pp. 141 – 156. Lisboa.
- LOPES, L. & LOPES, J. M. C (1997a)** – Caracterização ornamental do Maciço Granítico de Santa Eulália. II ANEL G0: Bordo NNE – Arronches; Bordo S - Barbacena. Relatório interno. Inst. Geol. Min., 28 p.
- LOPES, L. & SILVA, J. B. (1998)** – Génese, desenvolvimento e comportamento de bandas de cisalhamento tardias no anticlinal de Estremoz. V Cong. Nac. de Geologia, Lisboa, 1998.
- LOPES, L. (1993)** – Estudo geológico - estrutural do flanco sudoeste do anticlinal de Estremoz - região entre Lagoa e Vigária. Deptº Geoc. Univ. Évora. Março /1993. Relatório de actividades para o SFM - DGGM.
- LOPES, L. & SILVA, J. B. (1995)** – Anticlinal de Estremoz: Uma janela no Paleozóico da Zona de Ossa-Morena. 1ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica - Sociedade Geológica de Portugal (**GGET**), Lisboa 9-10 de Março de 1995.
- LOPES, L., (2000)** – Os mármoreos do Alentejo observados ao microscópio. Apresentação em Póster. 2º Congresso Internacional do Mármore. Vila Viçosa, 5-7 Outubro 2000.
- LOPES, L., CARRILHO LOPES, J., CABRAL, J. P. & SARANTOPOULOS, P. (2000)** – Caracterização Petrográfica dos Monumentos Romanos de Évora. Revista “*Cidade de Évora*”, II Série, Nº4. pp. 129-142.
- LOPES, L., RIBEIRO, A. & SILVA, J. B. (1994)** – Variscan Deformation in the Estremoz Anticline. Livro Guia das Excursões. Contacto ZOM/ZCI: Expressão Cadomiana e Varisca. Évora, 20-24 Set 1993. Vol. II.
- LOPES, L., TERRINHA, P. (1991)** – Modelo geoestrutural para a região de Pardais. Deptº Geoc. Univ. Évora. Março /1991. Relatório de actividades para o SFM - DGGM.
- LOTZE, F. (1945)** – Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. Geotech. Forsch., 6: 78 - 92.
- LOURENÇO, N.; SOUSA, J.; ARAÚJO, A. & RIBEIRO, A. (1993)** – Earlier Variscan Event in Pedrogão Region: Relation with the Emplacement of Ophiolitic Nappes. Comunicações da XII Reunião de Geologia do W Peninsular. Universidade de Évora, 20-24 de Setembro de 1993, pp. 89-97.
- LUTHER III, GEORGE W. (1991)** – Pyrite synthesis via polysulfide compounds. (Abstract), *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2839 – 2849.
- MALLARD, L. D. & ROGERS, J. J. (1997)** – Relationship of Avalonian and Cadomian terranes to Greenville and Pan-African events. *J. Geodynamics*, vol. 23, 3/4, pp. 197-221.
- MALTAN, ALEX (1990)** – Geological Maps, An Introduction. Open University Press. Buckingham. 184 p.
- MARINEZ POYATOS, D. J. (2002)** – Estructura del borde meridional de la zona Centroiberica y su relación con el contacto entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. Lab. Xeolóxico de Laxe, Série Nova Terra, Nº18, Coruña, 295 pp.

- MARRETT, R. & ALLMENDINGER, R. W. (1990)** – Kinematic analysis of fault-slip data, *Jour. Struct. Geol.*, 12, 8, 973-986.
- MARTINEZ-ALVAREZ, J. A. (1981)** – Mapas Geológicos, Explicación e interpretación. Paraninfo. Madrid. 259 p.
- MASON, BRIAN & MOORE, CHARLETON B. (1982)** – Principles of Geochemistry. John Wiley & Sons. 344 pp.
- MATA, J., RIBEIRO, M. L. & PIÇARRA, J. M. (1993)** – O complexo vulcânico de S. Marcos do Campo e a evidência de um arco vulcânico (de idade ordovícica?) na Zona de Ossa Morena. Comu. XII Reun. Geol. Oeste Penins., Vol. 1, pp. 179 - 181, Évora.
- MATA, J., RIBEIRO, M. L. & PIÇARRA, J. M. (1999)** – Geochemical characteristics of the S. Marcos do Campo Volcanic Complex (Ossa-Morena Zone): evidence for subduction-related magmatism. *Comun. Inst. e Mineiro*, t.86, , pp. 03-14.
- MATA, J. & MUNHÁ, J. (1985)** – Geochemistry of mafic metavolcanic rocks from the Estremoz region (South central Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, T.71, fasc. 2, pp. 175-185.
- MATA, J. (1986)** – Estudo geoquímico de metavulcanitos câmbrios e lamprofiros tardí-hercínicos do Nordeste Alentejano: evidência para a abertura e fecho do prototéthys. Prova de aptidão pedagógica e capacidade científica. Dep. Geol. Fac. Ciênc. Lisboa.
- MATA, J. & MUNHÁ, J. (1986)** – Geodynamic significance of high-grade metamorphic rocks from Degolados - Campo Maior (Tomar - Badajoz - Cordoba shear zone). *Maleo*, 2 (13): 18.
- MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1975)** – Forme et orientation de l'elipsoide de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèse sur la genèse de l'arc Ibéro-Armoricain. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 280, 2825-2828.
- MATTE, Ph. (1986)** – Tectonics and plate tectonic model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, pp. 329-374.
- MCMANUS, ANDREW & WALLACE, MALCOLM W. (1992)** – Age of Mississipi Valley-type sulfides determined using cathodoluminescence cement stratigraphy, Lennard Shelf, Canning Basin, Western Australia, *Economic Geology*, 87, 189 -193.
- MEANS, W. D. (1994)** – Rotational quantities in homogeneous flow and the development of smallscale structure, *Jour. Struct. Geol.*, 16, 4, 437-445
- MELEZHNIK, V.A.; GOROKHOV, I.M.; FALLICK, A.E. & GJELLE, S. (2001)** – Strontium and carbon isotope geochemistry applied to dating of carbonate sedimentation: an example from high-grade rocks of the Norwegian Caledonides, Elsevier, *Precambrian Research* N° 108, pp. 267–292.
- MIALL, ANDREW D. (1985)** – Principles of sedimentary basin analysis. Springer-Verlag. p. 490
- MITROVICA, J. X., BEAUMONT, C. & JARVIS, G. T. (1989)** – Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction, *Tectonics*, 8, 5, 1079 – 1094.
- MOODY, J. D. & HILL, M. J. (1956)** – Wrench fault tectonic. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 57, 1207-1246.
- MOORES, E. M. & TWISS, R. J. (1995)** – Tectonics. W.H. Freeman & Company, New York, 415p.
- MORENO-EIRIS, E. (1987)** – Los montículos arrecifales de Algas e Arqueociatos del Câmbrio inferior de Sierra Morena. *IGME*, Madrid, 127 pp.
- MOSELEY, F. (1981)** – Methods in Field Geology. W. H. Freeman & Company. Oxford & San Francisco. 211 págs.
- MUNHÁ, J. M. (1983)** – Hercynian magmatism in the Iberian Pyrite Belt, in M. J. Lemos de Sousa & J. T. Oliveira (Eds), *The Carboniferous of Portugal*. Mem. Serv. Geol. Portugal, vol. 29, pp. 39-81.
- MUNHÁ, J., OLIVEIRA, J. T., RIBEIRO, A., OLIVEIRA, V., QUESADA, C., KERRICH, R. (1986)** – Beja - Acebuches Ophiolite, characterization and geodynamic significance. *Maleo*. Bol. Informativo da Soc. Geol. de Portugal, Vol. 2 N°13 pp. 31.

- MURPHY, J. B. & NANCE, D. (1991)** – Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts. *Geology*, v.19, pp. 469-472.
- MURPHY, J. B. & NANCE, D. (1992)** – Mountain Belts & Supercontinent Cycle. *Scientific American*. April 1992, 266, pp. 84-91.
- MURPHY, J.B.; KEPPIE, J.D. ; STACEY, J. & TRAINOR, R. (2001)** – Deciphering the Neoproterozoic history of the Hollow Fault, Avalon terrane, mainland Nova Scotia. *Jour. Struct. Geol.*, Vol. 23 (6-7) (2001) pp. 1067-1077.
- NANCE, D., WORSLEY, T. R. & MOODY, J. (1988)** – The Supercontinent Cycle. *Scientific American*, July 1988, pp. 44-51.
- NAYLOR, M. A.; MANDL, G. & SIJPESTEIJN, C. H. K. (1986)** – Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states, *Journal of Structural Geology*, 8, 7, 737 – 752.
- NESBITT, BRUCE E. EDT, (1990)** – Fluids in Tectonically Active Portions of the Continental Crust. Vol. 18 of MAC Short Course Handbook Series.
- OLDOW, J.S., CHANELL, J.E.T., CATALANO, R. & D'ARGENIO, B., (1990)** – Contemporaneous thrusting and large scale rotations in the Western Sicilian Fold and Thrust Belt, *Tectonics*, 9, 4, 661 – 681.
- OLIVEIRA, V. M. (1984)** – Contribuição para o conhecimento geológico - mineiro da região de Alandroal - Juromenha (Alto Alentejo) *Est. Not. Trab., Serv. Fom. Mineiro XXVI* (1-4): pp. 103-126.
- OLIVEIRA, J. T., ANDRADE, A. S., ANTUNES, M. T., ARAÚJO, A., CASTRO, P., CARVALHO, D., CARVALHOSA, A., DIAS, R., FEIO, M., FONSECA, P., MARTINS, L., MANUPELLA, G., MARQUES, B., MUNHÁ, J., OLIVEIRA, V., PAIS, J., PIÇARRA, J.M., RAMALHO, M., ROCHA, R., SANTOS, J.F., SILVA, J., SILVEIRA, A. B. & ZBYSZEWSKI, G. (1992)** – Notícia explicativa da folha 8 da Carta Geológica de Portugal à escala 1/200.000, Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- OLIVEIRA, J. T., OLIVEIRA, V. & PIÇARRA, J. M. (1991a)** – Traços gerais da evolução tectono - estratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, vol. 16, pp. 221-250.
- OLIVEIRA, J.F. (COORD.) (1992)** – Carta Geológica de Portugal á escala 1:50000. Serv. Geol. Portugal. Min. Ind. Energia.
- OLIVEIRA, J.F.; PEREIRA, E.; PIÇARRA, J.M.; YOUNG, T; ROMANO, M. (1992)** – O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. Paleozóico Inferior de Ibero-América, Gutierrez-Marco, Saavedra e Rábano (eds.), pp. 359-375.
- OLIVEIRA, J.T.; OLIVEIRA, V. & PIÇARRA, J.M. (1991)** – Traços gerais da evolução tectonoestratigráfica da Zona de Ossa-Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos - *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 77: 3 - 26.
- OLIVEIRA, V. & MATOS, J. (1992)** – Enquadramento Geológico-Mineiro da Jazida de Enfermarias (Faixa Magnético-Zincífera, Sector SW, da Zona de Ossa-Morena). In GUTIÉRREZ-MARCO J.C., SAAVEDRA J. & RÁBANO I. (eds.), Conferência Internacional Paleozóico Inferior de Ibero-America. Libro de Resúmenes, Pub. Mus. Geol. Extremadura, pp. 114-115.
- OLIVEIRA, V. M. J. (1975)** – Cartografia inédita do Granito de Santa Eulália (G1, G2, G3) - Serv. Fom. Min. - D.G.G.M., Portugal.
- PALACIOS, T. (1993)** – Acritarchs from the volcanosedimentary group Playon beds. Lower – Upper Cambrian, Sierra Morena, Southern Spain, Terra Nova, Abstract Supplement, 6, 3.
- PALÁCIOS, T.; EGUÍLUZ, L.; VIDAL, G.; MOCZYDLOWSKA, M.; ALONSO GAVILÁN, G. & RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1995)** – Cijara Formation (Domo Extremeño Group) and membrillar olistostrome. Pre-Conference Field-Guide, XIII RGOP/IGCP 319-320, Rodríguez Alonso, M. D. & Alonso Gavilán, G. Eds. pp. 45-49.

- PARGA, J. R. (1971)** – Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico, *Bol. Geol. Minero*, 82, 3, 234 – 338.
- PARIS, F. & ROBARDET, M. (1977)** – Paleogeographie e relations iberoarmoricaïnes au Paléozoïque anté-carbonifère. *Bull. Soc. Geol. France* (7), 19: 1121-1126.
- PASSCHIER & TROW (1996)** – Micro-tectonics. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, p. 289.
- PEDRO, J. C. (1996)** – Estudo do metamorfismo de alta pressão na área de Safira (Montemor-o-Novo), ZOM. Mestrado em Geologia Dinâmica Interna. Dep. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa.69p.
- PEDRO, J. C. (2003)** – Estudo geológico das sequências ofiolíticas internas da Zona de Ossa – Morena. Tese de Doutoramento, Departamento de Geociências da Universidade de Évora, in prep.
- PERDIGÃO, J. ; OLIVEIRA, J. T. & RIBEIRO, A. (1982)** – Carta Geológica de Portugal á escala 1: 50.000, notícia explicativa da folha 44-B, Barrancos. Serviços Geológicos de Portugal.
- PERDIGÃO, J. CORREIA (1976)** – Carta Geológica de Portugal á escala 1: 50.000, notícia explicativa da folha 37-C, Juromenha. Serviços Geológicos de Portugal.
- PERDIGÃO, J.; OLIVEIRA, J. F.; RIBEIRO, A. (1982)** – Carta Geológica de Portugal á escala 1: 50.000 e notícia explicativa da folha 44-B, Barrancos. Serv. Geol. Portug.
- PEREIRA, VITOR M. CORREIA (1981)** – Mármore de Estremoz - Vila Viçosa, contribuição para o seu conhecimento, *A Pedra*, 4, 25 – 33.
- PEREIRA, G. (1987)** – Tipologia e evolução da sutura entre a Zona Centro Ibérica e a Zona de Ossa Morena no sector entre Alvaizere e Figueiró dos Vinhos (Portugal Central). Dep. Geociênc. Univ. Coimbra. Tese de Doutoramento. 331 p.
- PEREIRA, G.; MACEDO, C. (1983)** – Sobre a idade dos granitos de Figueiró dos Vinhos, Pedrógão Grande e dum pegmatito do Casal do Zote (Domes) no sector da sutura da Zona de Ossa Morena Centro Ibérica, a Norte de Tomar (Portugal Central); algumas implicações geotectónicas. *Comun. Serv. Geol. Portug.* 69-2.pp.265-266.
- PEREIRA, M. F. & SILVA, J.B. (2001)** – The Northeast Alentejo Neoproterozoic-Lower Cambrian succession (Portugal): implications for regional correlations in the Ossa morena Zone (Iberian Massif). *In: Geogaceta*, 30, 106-111.
- PEREIRA, M. F. & SILVA, J.B. (2001)** – The Portalegre-Esperança shear zone: sinistral transcurrent transpression along the Ossa-Morena/Centra-Iberian zones boundary (Northeast Alentejo, Portugal). *Comun. do IGM*, Instit. Geol. e Mineiro. Tomo 88. pp. 19-32.
- PEREIRA, M. F. & SILVA, J.B. (2002)** – Neoproterozoic-Paleozoic tectonic evolution of the Coimbra-Cordoba shear zone and related areas of the Ossa-Morena and Central-Iberian zones (Northeast Alentejo, Portugal). *Comun. do IGM*, Instit. Geol. e Mineiro. Tomo 89. pp. 47-62.
- PEREIRA, M. F. (1999)** – Caracterização da estrutura dos domínios setentrionais da Zona de Ossa – Morena e seu limite com a Zona Centro – Ibérica, no Nordeste Alentejano. Tese de Doutoramento. Dep. Geociências Univ. Évora. 115 p.
- PEREIRA, M.F. (1995)** – Estudo Tectónico da Megaestrutura de Crato – Arronches – Campo Maior: Faixa Blastomilonítica e o limite Setentrional da ZOM com o autóctone Centro-Ibérico (Nordeste Alentejano). Mestrado em Geologia Dinâmica Interna. Dep. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa. 108 p.
- PEREIRA, M.F., SILVA, J.B., (2001)** – A new model for the Hercynian Orogen of Gondwana France and Iberia: discussion. *Journal of Structural Geology* 23, 835-838.
- PEREIRA, M.F.; SILVA, J.B. (1995)** – Characterization of the ductile variscan deformation within the Ossa Morena Zone (OMZ)- Central Iberian Autochthonous (CIA) transition zone (NE Alentejo-Portugal). In: M.D. Rodriguez Alonso y J.C. Gonzalo Corral (Eds.) - XIII Reunion de Geologia dei Oeste Peninsular, Annual IGCP

- project 319 Meeting. Salamanca -Coimbra, Setembro 1995, Comunicaciones. pp. 135-139.
- PEREIRA, VICTOR M. CORREIA (1981)** – Mármore de Estremoz - Vila Viçosa, contribuição para o seu conhecimento, *A Pedra*, 4, 25 – 33.
- PEREIRA, Z. & OLIVEIRA, J. T. (2003a)** – Palinomorfos do Viseano do Complexo vulcânico da Toca da Moura, Zona de Ossa Morena. In: Ciências da Terra (UNL), Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, pp. A120-A121.
- PEREIRA, Z. & OLIVEIRA, J.T. (2003)** – Estudo palinostratigráfico do sinclinal da Estação de Cabrela. Implicações tectonostratigráficas. In: Ciências da Terra (UNL), Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, pp. A118-A119.
- PEREIRA, Z., PIÇARRA, J. M. & OLIVEIRA, J. T. (1998)** – Palinomorfos do Devónico inferior da região de Barrancos (zona de Ossa Morena). Actas do V Congresso Nacional de Geologia, *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, **84(1)**: A 18-21.
- PEREJÓN, E. & MORENO-EIRIS, E. (1992)** – Paleozóico Inferior de Ossa Morena. In: Paleozoico Inferior de Ibero-America. Mérida 1992. Editado por Gutiérrez-Marco, Saavedra & Rábano. Universidad de Extremadura. pp. 557-565.
- PEREJÓN, E.; MORENO-EIRIS, E.; LIÑAN, E. & PALACIOS, T. (1992)** – Los materiales cámbricos de la Unidad de Alconera, Zona de Ossa Morena. In: Paleozoico Inferior de Ibero-America. Guia de Campo de las Excursiones Geológicas Post-Conferencia, Excursión N°4. Editado por Gutiérrez-Marco, Saavedra & Rábano. Universidad de Extremadura. pp. 63-91.
- PETER R. JOHNSON AND FAYEK KATTAN (2001)** – Oblique sinistral transpression in the Arabian shield: the timing and kinematics of a Neoproterozoic suture zone, *Precambrian Research* Volume 107, Issues 1-2 , 30 March 2001, Pages 117-138.
- PHARAOH, T.C.; BREWER, T.S. & WEBB, P.C. (1993)** – Subduction-related magmatism of late Ordovician age in eastern England. *Geol. Mag.* 130: 647-656.
- PIÇARRA J. & LE MENN, J. (1993)** – Crinoids in the Estremoz Marbles. A contribution to the Ossa-Morena Zone Stratigraphy. XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Évora 20 - 24 Setembro 1993, Vol. II, pp. 107.
- PIÇARRA, J. M. & GUTIERREZ-MARCO, J. C., (1992)** – Estudo dos graptólitos silúricos do flanco oriental do anticlinal de Moura - Ficalho (Sector de Montemor - Ficalho, Zona de Ossa Morena. Portugal), *Comunic. Serv. Geol. Portugal*, 78, 1, 23 - 29
- PIÇARRA, J. M. & OLIVEIRA, V. (1986)** – Litoestratigrafia do Anticlinório de Moura-Ficalho (Zona de Ossa Morena). *Maleo*, 2(13): 33.
- PIÇARRA, J. M. (1997)** - Nota sobre a descoberta de graptólitos do Devónico inferior na Formação de Terena, em Barrancos (Zona de Ossa Morena). In ARAÚJO, A. e PEREIRA, F. (eds.), *Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*, Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Univ. Évora, 27-36.
- PIÇARRA, J. M. (1998)** – First Devonian graptolites from Portugal. pp.242-243, In GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. and RÁBANO, I. (eds.), *Proceedings of the Sixth International Graptolite Conference of the GWG (IPA) and the 1998 Field Meeting of the International Subcommission on Silurian Stratigraphy (ICS-IUGS)*. Instituto Tecnológico Geominero de España, *Temas Geológico-Mineros*, **23**, 337 p., Madrid.
- PIÇARRA, J. M. (2000)** – Estudo Estratigráfico do Sector de Estremoz – Barrancos, Zona de Ossa – Morena, Portugal, Vol. I – Litoestratigrafia do intervalo Cámbrico médio? – Devónico inferior, 95 p. & Vol. II – Bioestratigrafia do intervalo Ordovícico – Devónico inferior, 173 p. Tese de Doutoramento. Universidade de Évora.
- PIÇARRA, J., CUNHA, T., PEREIRA, Z. & OLIVEIRA, J.T. (1993)** – Graptolites and palynomorphes from the silurian to lower devonian stratigraphic sequence of Barrancos region, south Portugal, XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Évora 20 - 24 Setembro 1993, Vol. II, pp. 106.
- PLUIJM, BEN A. VAN DER (1990)** – Synchronicity of

- folding and crosscutting cleavage in the Newfoundland Appalachians ?, *Jour. Struct. Geol.*, 12, 8, 1073 – 1076.
- POWELL, C. M. C. A. (1974)** – Timing of slaty cleavage during folding of Precambrian rocks, Northwest Tasmania, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1043 – 1060.
- PRASADA RAO, C. & JAYAWARDANE, M.P.J. (1994)** – Major minerals, elemental and isotopic composition in modern temperate shelf carbonates, Eastern Tasmania, Australia: Implications for the occurrence of extensive ancient non-tropical carbonates. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 107, 49-63.
- PRICE, N. J. & COSGROVE, J. W. (1990)** – Analysis of Geological Structures. Cambridge University Press. 502 Págs.
- PRIEM, H.; BOELRIJK, N.; VERSCHURE, R.; HEBEDA, F. (1965)** – Isotopic ages of two granites on the Iberian Continental margins: The Traba granite (Spain) and the Berenga granite (Portugal). *Geol. Mijnb, Gravenhae*, V.44-10. pp.353-354.
- QUESADA, C & MUNHÁ, J. (1990)** – Metamorphism. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Spriger-Verlag, pp. 314-320.
- QUESADA, C. (1992)** – Evolución tectónica del Macizo Ibérico.Paleozoico inferior de Ibero-America. Gutierrez-Marco, Saavedra & Rabano (Eds.). Univ. Extremadura, Mérida, pp. 173-190.
- QUESADA, C., APALATEGUI, O., EGUILUZ, L., LIÑAN, E. & PALÁCIOS, T. (1990)** – Geodynamic evolution of the Iberian Massif - 2 Stratigraphy, 2.1 Precambrian In: Dallmeyer, R.D. & Martinez-Garcia, E. (Eds.) Pre-Mesozoic Geology of Iberia, pp. 252-258.
- QUESADA, C & MUNHÁ, J. (1990)** – Metamorphism. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Spriger-Verlag, pp. 314-320.
- QUESADA, C. (1990)** – Ossa Morena Zone: An introduction. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Spriger-Verlag, pp. 248-251.
- QUESADA, C. (1991)** – Significado geodinámico del limite entre las Zonas de Ossa-Morena y Sur - Portuguesa. Introducción a la excursión. Libro guía de la excursión. XI Reunión sobre la geología del Oeste Peninsular, Huelva..
- QUESADA, C.; BELHIDO, F.; DALLMEYER, R. D.; IBARGUCHI, I.; OLIVEIRA, J.F.; PEREZ-ESTANÍN, A.; RIBEIRO, A.; ROBARDET, M.; SILVA, J.B. (1991)** – Terranas within the Iberian Massif: Correlations with West African Sequences. In: R.D. Dallmeyer & J.P. Lecorchê (Eds). The West African Orogens and Circum- Atlantic correlatives. Springer Verlag. pp. 267-293.
- QUESADA, C.; CUETO PASCUAL, L.; GARROTE RUIZ, A.; FERNANDEZ-MIRANDA, J.; PÉON PELAÉZ, A.; VARGAS ALONSO, I.; ARRIOLA GARRIDO, A.; LIÑAN GUIJARRO, E. & PEREJÓN RINCÓN, A. (1983)** – Mapa Geológico de España, 1:50.000 – Noticia Explicativa – Hoja 854 – Zafra, IGME, Madrid. 57 pp.
- QUESADA, C.; CUETO, P. (1994A)** – Mapa Geológico de España, 1:50.000 – Noticia Explicativa – Hoja 854 – Encinasola, IGME, Madrid.
- QUESADA, C.; FONSECA, P; MUNHÁ, J.; RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, J. (1994)** – The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberian Variscan Fold Belt).. Geological Characterization and Geodynamic Significance. *Bol. Geol. y Minero de Espana*, v. 105-1 .pp.349.
- RAGAN, DONALD M. (1973)** – Structural Geology, An Introduccion to geometrical Techniques. Wiley, New York. 208 Págs.
- RAMÓN VEGAS (1971)** – Geología de la region comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierras del N. de la provincia de Cáceres (Extremadura española)., *Bol. Geol. Minero*, 82, 351 – 358.
- RAMÓN VEGAS (1971a)** – Precisiones sobre el Cámbrico del Centro e S. de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcuía y en las Sierras de Cáceres y N de Bad, *Estudios Geológicos*, 27, 419 – 425.

- RAMSAY, JOHN G. & HUBER, MARTIN I. (1987)** – Modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis & Volume 2: Folds and Fractures Academic Press. London. 700 Págs.
- RAMSAY, JOHN G. (1980)** – The crack-seal mechanism of rock deformation, *Nature*, 284, 5752, 135-139.
- RAMSAY, J. G. & GRAHAM, R. H. (1970)** – Strain variation in shear belts *Can. J. Earth Science*. 7, 786-813.
- RAMSAY, J. G. (1980)** – Shear Zone geometry: a review. *Jour. Struct. Geol.* 2, B3-99.
- RAMSAY, J. G. & WOOD, D. S. (1973)** – The geometric effects of volume change during deformation processes *Tectonophysics*. 16. 263-277.
- RAMSAY, J.G., AND HUBER, M.I., (1983)** – The techniques of modern structural geology: Volume 1: Strain analysis: New York, Academic Press, (1-307) 307 p.
- RAMSAY, J.G., AND HUBER, M.I., (1987)** – The techniques of modern structural geology: Volume 2: Folds and fractures: New York, Academic Press, (308-700) 392 p.
- RAST, N. (1997)** – Mechanism and sequence of assembly and dispersal of supercontinents. *J. Geodynamics*, vol. 23, 3/4, pp. 155-172.
- RAYMOND, L. A. (2001)** – Petrology: The Study of Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks, 2nd Edition, McGraw-Hill Science, 735 p.
- REAVY, R. J. (1989)** – Structural controls on metamorphism and syn - tectonic magmatism: the Portuguese Hercynian collision belt. *J. Geol. Soc. Lond.*, 146: 649 - 657.
- REYNAUD, R.; VINTÉM, C. (1992)** – "Estudo da Jazida de Calcários Cristalinos de Estremoz-Borba-Vila Viçosa - Sector de Pardais". Instituto Geológico e Mineiro. Separata do Volume nº 31 do *Boletim de Minas*. Lisboa.
- REYNAUD, R.; VINTÉM, C. (1994)** – "Estudo da Jazida de Calcários Cristalinos de Estremoz-Borba-Vila Viçosa - Sectores Lagoa-Vigária e Borba". *Estudos Notas e Trabalhos*, Tomo 34. Ed.Laboratório e Serviço de Fomento Mineiro. Porto.
- RIBEIRO, A., SILVA, J. B., DIAS, R., ARAÚJO, A., FONSECA, P. (1988)** – Terrane Correlation Between the Iberian and Middle European segments of the Variscan Fold Belt. Abstracts, Terranes in the Variscan Belt of France and Western Europe – Montpellier.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSZEWSKY, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. H. (1979)** – Introduction à la géologie générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 114 p.
- RIBEIRO, A., PEREIRA, E., SILVA, J. B., DIAS, R., ARAÚJO, A., MARQUES, F., MERINO, H., FONSECA, P. (1990)** – Caledonian events in the Iberian Variscan Fold Belt: Geodynamic significance and implications for European Variscides. International Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe, Göttingen - Giessen. Abstracts. International Geological Correlation Program 233.
- RIBEIRO, A., MARCOS, A., PEREIRA, E., LLANA-FÚNEZ, S., FARIAS, P., FERNÁNDEZ, F. J., FONSECA, P., CHAMINÉ, H. I. & ROSAS, F. (2003)** – 3-D strain distribution in the Ibero-Armorican Arc: a review. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, D63-D64.
- RIBEIRO, A., QUESADA, C., DALLMEYER, R. D. (1990)** – Geodynamic evolution off the Iberian Massif. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Springer-Verlag, pp. 397-410
- RIBEIRO, A.; DIAS, R.; SILVA, J.B. (1995)** – Genesis of the Ibero-Armorican Arc. *Geodinamica Acta* (Paris). 8,4. pp. 173-184.
- RIBEIRO, A.; GONÇALVES, F.; ANDRADE, A; OLIVEIRA, V. (1983)** – Guia de excursões no bordo SW da Zona de Ossa Morena. *Comum. Serv. Geol. Portugal.* t.69-2, pp.267-282.
- RIBEIRO, A.; PEREIRA, E.; CHAMINÉ, H.; RODRIGUES, J. (1995)** – Tectónica do

- Megadomínio de cisalhamento entre a Zona de Ossa Morena e a Zona Centro Ibérica na região de Porto-Lousã. In: 40 Congresso Nacional de Geologia. Fac. Ciênc. da Univ. do Porto. Dezembro de 1995. Abstracts. pp. 299-303.
- RIBEIRO, A.; PEREIRA, E.; SEVERO, L. (1980)** – Análise da deformação da zona de cisalhamento de Porto-Tomar na transversal de Oliveira de Azeméis. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t.66, pp.3-9.
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C.; DALLMEYER (1987)** – Tectonostratigraphic terranes and the geodynamic evolution of the Iberian Variscan Fold Belt *In: Conf. on Deformation and Plate Tectonics*. Gijon. Abstract vol. pp.60-61.
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C.; DALLMEYER, R.D. (1990)** – Geodynamic evolution of the Iberian Massif. Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Dallmeyer & Martinez-Garcia (Eds.) Springer-Verlag, pp. 399-409.
- RIBEIRO, A.; SILVA, J. B.; DIAS, R.; ARAÚJO, A.; MARQUES, F.; MERINO, H. & FONSECA, P. (1988)** – Geodynamics and deep structure of the Variscan Fold Belt in Iberia. Fifth E.G.T. Workshop: The Iberian Peninsula, pp.57-64.
- RIBEIRO, C. & TERRINHA, P. (1999)** – Diagenetic and tectonic evolution of a lower Jurassic carbonate-flint multilayer. EUG 10 Meeting, Journal of Conference Abstracts, Cambridge Publications Limited.
- RIBEIRO, C.; TERRINHA, P.; AZEVEDO, M. R.; SANTOS, J. F.; ROCHA, F.; & OUAJHAIN, B. (2003)** – Chertificação e dolomitização do Carixiano de Sagres (Bacia Algarvia). Um caso de tectónica sinsedimentar bem datável. Novos dados de campo, petrográficos, geoquímicos e isotópicos Ciências da Terra (UNL), Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, pp. C87-C89.
- RIBEIRO, M. L., MATA, J. & MUNHÁ, J. (1992a)** – Magmatismo do Paleozóico Inferior de Portugal. *In* GUTIÉRREZ-MARCO J.C., SAAVEDRA J. & RÁBANO I. (eds.), Paleozoico Inferior de Ibero-America. Universidad de Extremadura, 377-395.
- RIBEIRO, M. L., MATA, J. & PIÇARRA, J. M. (1992)** – Vulcanismo bimodal da região de Ficalho: características geoquímicas. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 78 (2): 75-85, Lisboa.
- RIBEIRO, M. L., MUNHÁ, J., MATA, J. & PALÁCIOS, T. (1997)** – Vulcanismo na Zona de Ossa Morena e seu enquadramento geodinâmico. *In* ARAÚJO, A & PEREIRA, F. (eds.), *Estudos sobre a geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*, Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, 37-56, Univ. de Évora.
- ROBARDET, M. & GUTIERREZ-MARCO, J. C. (1990)** – Sedimentary and fauna domains in the Iberian Peninsula during the Lower Paleozoic. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Springer-Verlag. pp. 267 - 272.
- ROBARDET, M. (1976)** – La originalité du ségment hercynien sud-ibérique au Paleozoic inferieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la Province de Seville. (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, D. 283: 999 - 1002.
- ROBARDET, M. & DORÉ, F. (1988)** – The late Ordovician diamictic formations from southern Europe: north Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 66, 19-31.
- ROBARDET, M. & GUTIERREZ-MARCO, J. C. (1990)** – Sedimentary and fauna domains in the Iberian Peninsula during the Lower Paleozoic. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Springer-Verlag. pp. 267 - 272.
- ROBARDET, M. (2002)** – Alternative approach to the Variscan Belt in southwestern Europe: Preorogenic paleobiogeographical constraints. Geological Society of America, Special Paper 364. pp. 1-15.
- ROBARDET, M. (2003)** - The Armorica 'microplate': fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory paleobiogeographical data. *PALAEO, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195 (2003) 125-148.
- ROBIN, PIERRE-YVES F. & CRUDEN, ALEXANDER R., (1994)** – Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones, *Jour. Struct. Geol.*, 16, 4, 447 – 466.

- ROCCHIA, ROBERT (1993)** – La catastrophe de la fin de l'ère secondaire, *La Recherche*, 24, 260, 1344-1353.
- ROCKINGHAM, C. J. & HUTCHINSON, R. W. (1980)** – Metamorphic textures in Archean copper-zinc massive sulphide deposits, *Geology and Ore Deposits*, 104 – 112.
- ROCKS & MINERALS – Nº71 – July/August 1996 – Vermont Issue, pp. 211-286.**
- ROMÃO, J. (1994)** – Litoestratigrafia e tectónica do Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre o rio Erges e a Serra do Moradal. *BoI. Geol. y Minero de Espana*. Vol. 105-6.pp.521-530.
- ROMÃO, J.; RIBEIRO, A. (1992)** – Thrust tectonics of Sardinian age in the Rosmaninhal area (Beira Baixa, Central Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t.78-2.pp.87-95.
- ROMÃO, MARIA LUÍSA (2002)** – Elementos Estatísticos sobre Indústria Extractiva em Portugal no ano de 2000. *Boletim de Minas*, Vol. 39 - nº 1. Instituto Geológico e Mineiro.
- ROSAS, F. (1996)** – Estudo Tectónico e Cartografia Geológica de pormenor do sector chave Alvito-Água de Peixes (Zona de Ossa-Morena). Dep. Geol. Fac. Ciênc.Univ. Lisboa. Tese de Mestrado em Geologia Dinâmica Interna. 147p.
- ROSAS, F. (2003)** – Estudo Tectónico do Sector de Viana do Alentejo – Alvito: Evolução Geodinâmica e Modelação Analógica de Estruturas em Afloramentos Chave. Dep. Geol. Fac. Ciênc.Univ. Lisboa. Tese de Doutoramento em Geologia na Especialidade de Geodinâmica Interna. 354p.
- ROWLEY, DAVID B. & MARWICK, PAUL J. (1992)** – Haq *et al.* Eustatic sea level curve: Implications for sequestered Water Volumes. *Jour. Geology*, vol. 100, pp. 703 - 715.
- RUTTER, E. H., CASEY, M. & BURLINI, L. (1994)** – Preferred crystallographic orientation development during the plastic and superplastic flow of calcite rocks, *Jour. Struct. Geol.*, 16, 10, 1431-1446.
- SAN JOSÉ, M.A.; RABANO. 1; HERRANZ, P.; GUTIERREZ MARCO, J.C. (1992)** – El Paleozóico del 50 de la Meseta Inferior de Ibero-America, Gutierrez-Marco, Saavedra e Rábano (Eds.).pp.505-521.
- SANCHEZ CARRETERO, R., EGUILUZ, R., PASCOAL, E., CARRACEDO, M. (1990)** – Magmatism in the Ossa Morena Zone. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Springer-Verlag. pp. 292 - 313.
- SANCHEZ CARRETERO, R., EGUILUZ, R., PASCOAL, E., CARRACEDO, M. (1990)** – Magmatism in the Ossa Morena Zone. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Springer-Verlag. pp. 292 - 313.
- SANDERSON, D. J. & MARCHINI, W. D. R. (1984)** – Transpression. *Jour. Struct. Geol.*, Vol. 6, Nº5, pp. 449 - 458.
- SANDERSON, D. J. (1976)** – The Superposition of compaction and plane strain. *Tectonophysics* 30. 35-54.
- SANDERSON, D. J., ANDREWS, J. R., PHILLIPS, E. A. & HUTTON, D. H. W. (1980)** – Deformation studies in the Irish Caledonides. *J. Geol. Soc. London*. 137, 289-302.
- SANDERSON, D.; ROBERTS, S.; MC.GOWAN, J.; GUMIEL, P. (1991)** – Hercynian transpressional tectonics at the southern margin of the Central Iberian Zone, West Spain. *Journ. Geol. Soc. London*. Vol.148. pp. 893-898.
- SANDERSON, D. J. (1982)** – Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. *Tectonophysics* 88, 201 – 233.
- SARMIENTO, G. N.; PIÇARRA, J.M. & OLIVEIRA, J.T. (2000)** – Conodontes do Silúrico (superior?) – Devónico nos “Mármore de Estremoz”. Sector de Estremoz – Barrancos (Zona de Ossa – Morena, Portugal). I Congresso Ibérico de Paleontologia / XVI Jornadas de la Sociedad española de Paleontologia. VI International Meeting of IGCP, Resumos, vol. 421, pp. 284-285.
- SCHAFFHAUSER & GAVIGLIO (1990)** – Pressure solution and cementation stimulated by faulting in limestones, *Jour. Struct. Geol.*, 12, 8, 987 – 994.

- SCHERMERHORN, L. J. (1971)** – An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Bol. Geol. Min.*, 82 (3-4):239-268.
- SCHERMERHORN, L. J. G., PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A., HEBEDA, E.H., VERDUMEN, E. A. TH., AND VERSCHURE, R. H., (1978)** – Age and origin of the Messejana dolerite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic Ocean: *Journal of Geology*, v. 86, p. 299-309.
- SHELLEY, D., BOSSIÈRE, G., (2000)** – A new model for the Hercynian Orogen of Gondwana France and Iberia. *Journal of Structural Geology* 22, 757-776.
- SHERIDAN, R.E. (1997)** – **Pulsation tectonics as a control on the dispersal and assembly of supercontinents.** assembly and dispersal of supercontinents. *J. Geodynamics*, vol. 23, 3/4, pp. 173-196.
- SIBLEY, DUNCAN F. (1990)** – Unstable to stable transformations during dolomitization., *Journal of Geology*, 98, 739 – 748.
- SIBSON, R. H. (1988)** – High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal deposits gold-quartz deposits, *Geology*, 16, 551 – 555.
- SIBSON, R. H. (1990)** – Conditions for fault-valve behavior: From Knipe, R. J. & Rutter, E. H. (eds), 1990. Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics, *Geol. Soc. Special Pub.* N54, Geol. Soc. Lond. N° 54, 15 – 28.
- SIBSON, R. H. (1992)** – Fault-valve behavior and the hydrostatic-lithostatic fluid pressure interface, *Earth-Science Reviews*, 32, 141 - 144
- SILVA, A. F.; ROMÃO, J.; RIBEIRO, A.; SILVA, J.B. (1997)** – Os granitóides da região entre Figueiró dos Vinhos e Sertã e suas relações com as rochas encaixantes (Zona Centro Ibérica, Centro Oeste de Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portug.*
- SILVA, C. M. GOMES DA (1989)** – Mármore da região de Estremoz - Borba - Vila Viçosa. Caracterização Mínero - Petrográfica, Geoquímica e Geomecânica. Contribuição para o conhecimento da sua alterabilidade e blocometria. Universidade Técnica de Lisboa (Instituto Superior Técnico) - Tese de Doutoramento. 136 p.
- SILVA, J. B. (1989)** – Estrutura de uma geotransversal da Faixa Piritosa: zona do Vale do Guadiana. Tese de Doutoramento. *Fac. Ciênc. Univ. de Lisboa*, 450 p.
- SILVA, J. B. (1997)** – Geodinâmica Ante-Mesozoica do Sector Oeste da Zona de Ossa Morena e regiões limitrofes: Síntese com base em recentes observações. In: Araújo, A. & Pereira, M.F. (Eds), Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa Morena (Maciço Ibérico). Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves. Universidade de Évora, 1997, pp. 231-262.
- SILVA, J. B. (1997a)** – Transpressive tectonics during the pre-Mesozoic cycles in West Iberia. XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Vila Real, pp. 237-243.
- SILVA, J. B. (1998)** – Sucessão das fases de deformação Varisca no Oeste Ibérico. In: V Congresso Nacional de Geologia. IGM - GeoFCUL. Lisboa, Novembro de 1998. *Comun. do IGM, Instit. Geol. e Mineiro.* Tomo 84-1. pp. D- 7-10.
- SILVA, J. B., OLIVEIRA, J. T., RIBEIRO, A., (1990)** – Structural outline of the South Portuguese Zone. In «Pré-Mesozoic Geology of Iberia», R. D. Dallmeyer & Martínez-García eds., Springer-Verlag. pp. 348 - 362.
- SILVA, J. B., RIBEIRO, A., OLIVEIRA, J. T., PIÇARRA, J. M. & ARAÚJO, A. (1991)** – Thin Skinned Model for the Ossa Morena Zone. XI Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular, Huelva, pp. 41.
- SILVA, J. B., PEREIRA, M. & CHICHORRO, M., (2003)** – Upper Paleozoic basins development under orogen-parallel sinistral transcurrent regime in the SW Iberian Massif (Portugal). In: Ciências da Terra (UNL), Lisboa, n° esp. V, CD-ROM, pp. C79-C82.
- SILVA, J. B.; OLIVEIRA, J. T.; RIBEIRO, A.; PIÇARRA, J. M. & ARAÚJO, A. (1990a)** – Thrust Tectonics in Ossa Morena Zone (South Portugal); International Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe, Göttingen-Giessen. Abstracts. International Geological Correlation Program 233.

- SILVA, J.B.; PEREIRA, M.F.; RIBEIRO, A. (1993)** – The northern domains of the Ossa Morena Zone: structure and geodynamic evolution. In: XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Terra Abstracts, Abstract Supplement N°6 to Terra Nova, vol. 5. p.9.
- SILVA, J.B.; RIBEIRO, A.; DIAS, R.; ROMÃO, J.; FONSECA, P. (1992)** – The Berlenga Suspect Terrane and the spatial and temporal end of the Variscan Orogeny. In: 29 International Geological Congress- Kyoto, Japão. vol.2, p.432. (Abstract).
- SILVA, J.B.; RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, J.T.; PIÇARRA, J.M.; ARAÚJO, A. (1994)** – Thin-skinned model for the Ossa Morena Zone. *Bol. Geol. Mm. de Espana*, vol. 105-6, pp.531-536.
- SKEHAN, J.W. (1997)** – Assembly and dispersal of supercontinents. *J. Geodynamics*, vol. 23, 3/4, pp. 237-262.
- SOLAR, GARY S. & BROWN, MICHAEL (2001)** – Deformation partitioning during transpression in response to Early Devonian oblique convergence, northern Appalachian orogen, USA. *Journal of Structural Geology*, 23, 6-7, pp. 1043-1065.
- SONDER, LESLIE J. (1990)** – Effects of density contrasts on the orientation of stress in the lithosphere: Relation to principal stress directions in the Transverse Ranges, California, *Tectonics*, 9, 4, 761 - 771
- SPERBER, C. M., WILKINSON, B. W. & PEACOR, DONALD R. (1984)** – Rock composition, dolomite stoichiometry and rock/water reactions in dolomitic carbonate rocks, *Journal of Geology*, 92, 6, 609 - 622
- STRINGER, P. & TREAGUS, J. E. (1980)** – Non-axial planar S1 cleavage in the Hawick Rocks of the Galloway area, Southern Uplands, Scotland, *Jour. Struct. Geol.*, 2, 3, 317 – 331.
- STÜNITZ, HOLGER (1991)** – Folding and shear deformation in quartzites, inferred from crystallographic preferred orientation and shape fabrics., *Journal of Structural Geology*, 13, 1, 71 – 86.
- TAIT J.A., BACHTADSE V. AND DINARESTURELL, J., (2000)** – Paleomagnetism of Siluro-Devonian sequences, NE Spain. *Journal of Geophysical Research*, 105, 23595-23603.
- TAIT, J.; SCHÄTZ, M.; BACHTADSE, V. & SOFFEL, H. (2000)** – Palaeomagnetism and Palaeozoic Palaeogeography of Gondwana and European Terranes. In: W. Franke, R. Altherr, V. Haak, and O. Oncken (Eds.), *Orogenic Processes: Quantification and modeling of the Variscan belt of central Europe*. Geol. Soc. London Spec. Publi. 179, 21-34.
- TAIT, J.A., BACHTADSE, V.; FRANKE, W.; & SOFFEL, H.C. (1997)** – Geodynamic evolution of the European Variscan Foldbelt: palaeomagnetic and geological constraints, *Geol. Rundschau*, 86, pp. 585-598.
- TALBOT, CRISTOPHER & JACKSON, MARTIN P. A. (1987)** – Salt tectonics, *Scientific American*, 58 – 67.
- TARNEY, J. (2003)** – <http://www.le.ac.uk/geology/art/pdfdocs/wilsoncy.pdf>  
Geology Department at the University of Leicester.
- TEIXEIRA, C. & GONÇALVES, F. (1980)** – Introdução á Geologia de Portugal. Instituto Nacional de Investigação Científica, 475p.
- TEIXEIRA, C. (1938/40)** – Sobre a flora fóssil do Carbonico alentejano. *Bul. Mus. Labor. Miner. Geol.* Univ. Lisboa, 3ª Sér. 718, 83-100.
- TEIXEIRA, C. (1951)** – Notas sobre a da região de Barrancos , e em especial sobre a sua flora de Psilofitíneas. *Commun. Serv. Geol. Portugal*, 32:75-84.
- TEIXEIRA, C. (1981)** – Contribuições para o conhecimento geológico da região de Barrancos. Comunicações da II Reunião de Geologia da Zona de Ossa-Morena. Lisboa, 1981.
- TEIXEIRA, C. (1981)** – Geologia de Portugal – Precámbrico e Paleozóico (vol. 1). Fundação C. Guíbenkian. 629p.
- TERRINHA, P. & RIBEIRO, C. (1998)** – Nódulos de sílex e veios de quartzo hospedados na Formação "Calcários e calcários dolomíticos com nódulos de sílex, de idade Carixiana. Praia do Belixe, Algarve. *Commun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 84(1).

- TERRINHA, P. (1998)** – Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal. PhD Thesis, Imperial College (inédito).
- TREAGUS, J. E. & TREAGUS, S. H. (1981)** – Folds and the strain ellipsoid: a general model, *Jour. Struct. Geol.*, 3, 1, 1 – 17.
- TWISS, R. J. & MOORES, E. M. (1992)** – Structural Geology, W. H. Freeman and Company, New York, 532p.
- UNRUG, R. (1997)** – Rodinia to Gondwana: The Geodynamic Map of Gondwana Supercontinent Assembly. *GSA Today*, Vol. 7, Nº1, pp. 1-6.
- VAIL, P. R., DUVAL, B., & CRAMEZ, C. (1992)** – Types & hierarchy of stratigraphic cycles. Course of seismic interpretation. Vol. 1 & 2. Total. Paris.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., SHIPLEY, T.H. & BUFLER, R. T. (1980)** – Unconformities of the North Atlantic. *Philos. Trans. R. Soc. London*, Ser. A294, 137 – 155.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., TODD, R. G., WIDMIER, J. M., THOMPSON, S., SANGREE, J. B., BUBB, J. N. & HATLEID, W. G. (1977)** – Seismic stratigraphy and global changes of sea level, parts 1 – 6. In: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Research (Ed. Payton, C. E.) *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 26, 49 – 133.
- VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. (1991)** – The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology –an overview. Sequences. In *Cycles and Events in Stratigraphy*. Einsele *et al.* (Eds.), Springer-Verlag. Berlin Heidelberg, pp. 618-659.
- VAN DIVER, BRADFORD B. (1999)** – Roadside Geology of Vermont and New Hampshire. Mountain Press Publishing Company. 6ed. 230 pp.
- VEGAS, R. & MORENO, F. (1973)** – Sobre la tectónica del flanco meridional de la antiforma de Burguillos (sur de la provincia de Badajoz), *Estudios Geológicos*, 29, 513 – 517.
- VENAIN, E.; ALVARO, J. J.; VILLAS, E (1998)** – High-latitude pelmatozoan-bryozoan mud-mounds from the late Ordovician northern Gondwana platform. *Geol. J.* 33, 121-140.
- VINTÉM, C. (1997)** – Estudo da viabilidade técnica da exploração subterrânea de mármore - Relatório da situação actual. Relatório interno, Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, pp. 20.
- WAGNER, R. H. & LEMOS DE SOUSA, M.J., (1983)** – The Carboniferous Megaflores of Portugal - A revision of identifications and discussion of stratigraphic ages. In: The Carboniferous of Portugal (M. J. LEMOS DE SOUSA & J.T. OLIVEIRA, Ed.), *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 29, 127-152.
- WAKABAYASHI, J. (1992)** – Nappes, Tectonics of oblique plate convergence, and metamorphic evolution related to 140 million years of continuous subductuin Franciscan Complex, California, *Journal Of Geology*, 100, 19 – 40.
- WEIL, A. B., VAN DER VOO, R., (1998)** – The Proterozoic supercontinent Rodinia; paleomagnetically derived. *Earth and Planetary Science Letters* 154(1-4): 13-24.
- WEIL, A. B., VAN DER VOO, R., VAN DER PLUIJM, B. A. (2001)** – Oroclinal bending and evidence against the Pangea megashear: The Cantabria-Asturias arc (northern Spain). *Geology*; November 2001; v.29; nº11; p. 991-994.
- WILCOX, R. E., HARDING, T. P. & SEELY, D. R. (1973)** – Basic wrench tectonics. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 57, 74 - 96.
- WILLIAMS, G. E. (1991)** – Milankovitch-ban cyclicity in bedded halite deposits contemporaneous with Late Ordovician - Early Silurian glaciation, Canning Basin, Western Australia, *Earth and Planetary Science Letters*, 103, 143 – 155.
- WILSON, J. T. (1966)** – Did the Atlantic close and then re-open? *Nature* 211, pp. 676 – 681.
- WILSON, J. T. (1972)** – (compilador) Continents adrift. Artigos seleccionados publicados em Scientific American, W. H. Freeman, San Francisco.

**WINDLEY, B. (1995)** – The Evolving Continents.  
John Wiley & Sons, Chichester, 3<sup>rd</sup> Edition.  
526p.

**WIRTH, R. (1985)** – The influence of low-high  
quartz transformation on recrystallization and  
grain growth during contact metamorphism  
(Traversella intrusion, South Italy),  
*Tectonophysics*, 120, 107 – 117.

**WOODCOCK, N. H., AWAN, M. A.,  
JOHNSON, T. E., MACKIE, A. H. &**

**SMITH, R. D. A. (1988)** – Acadian tectonics of  
Wales during Avalonia/Laurentia convergence,  
*Tectonics*, 7, 3, pp. 483 – 495.

**ZAGORCEV, IVAN S. (1993)** – The geometrical  
classification of folds and distribution of fold types  
in natural rocks, *Jour. Struct. Geol.*, 15, pp. 243 – 251.

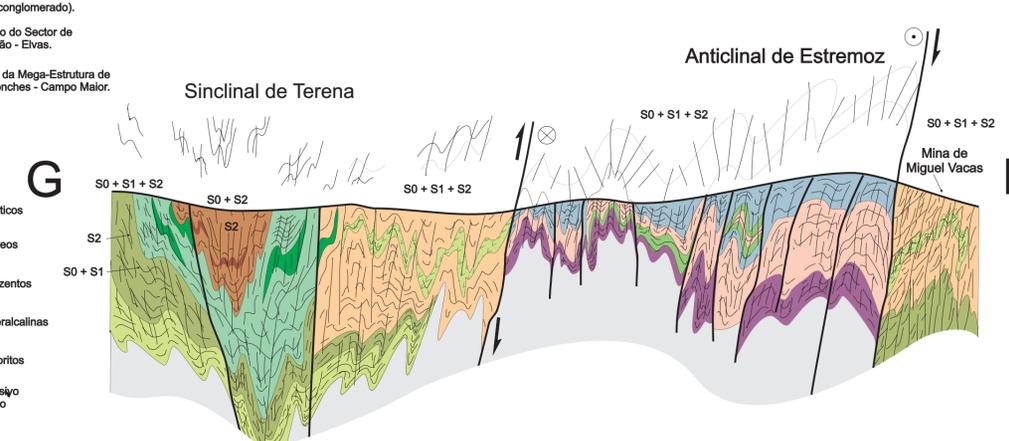
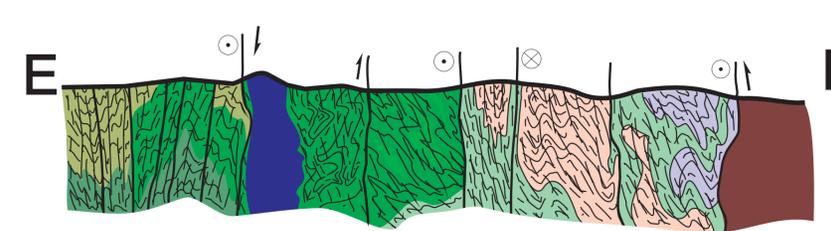
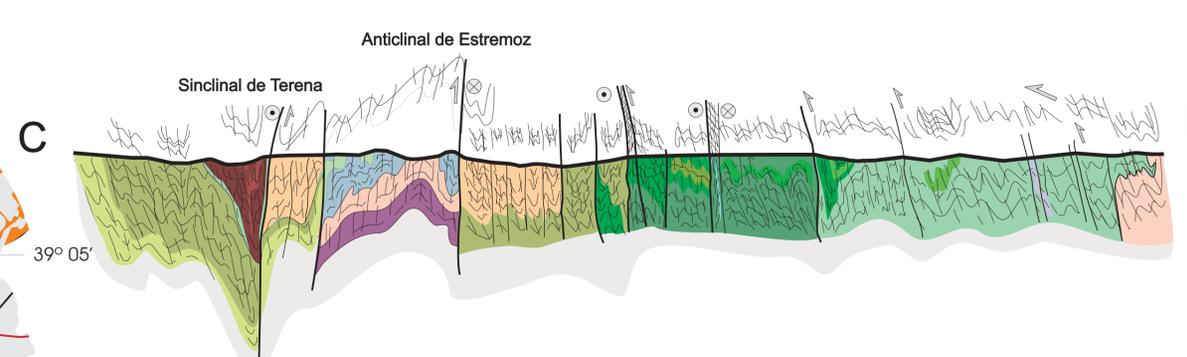
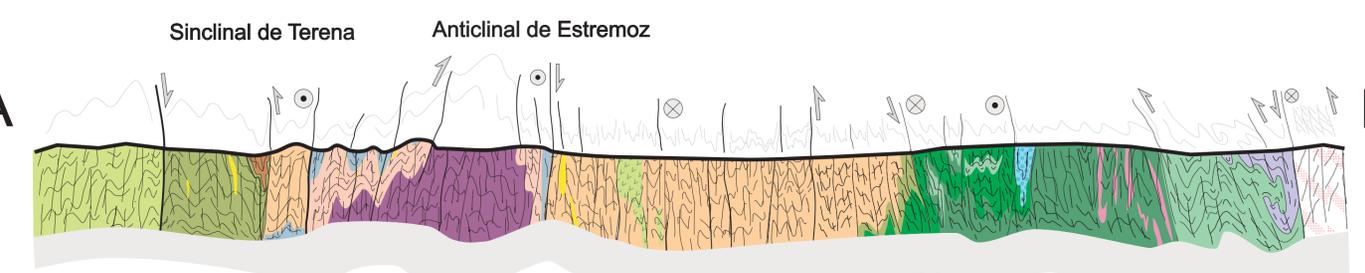
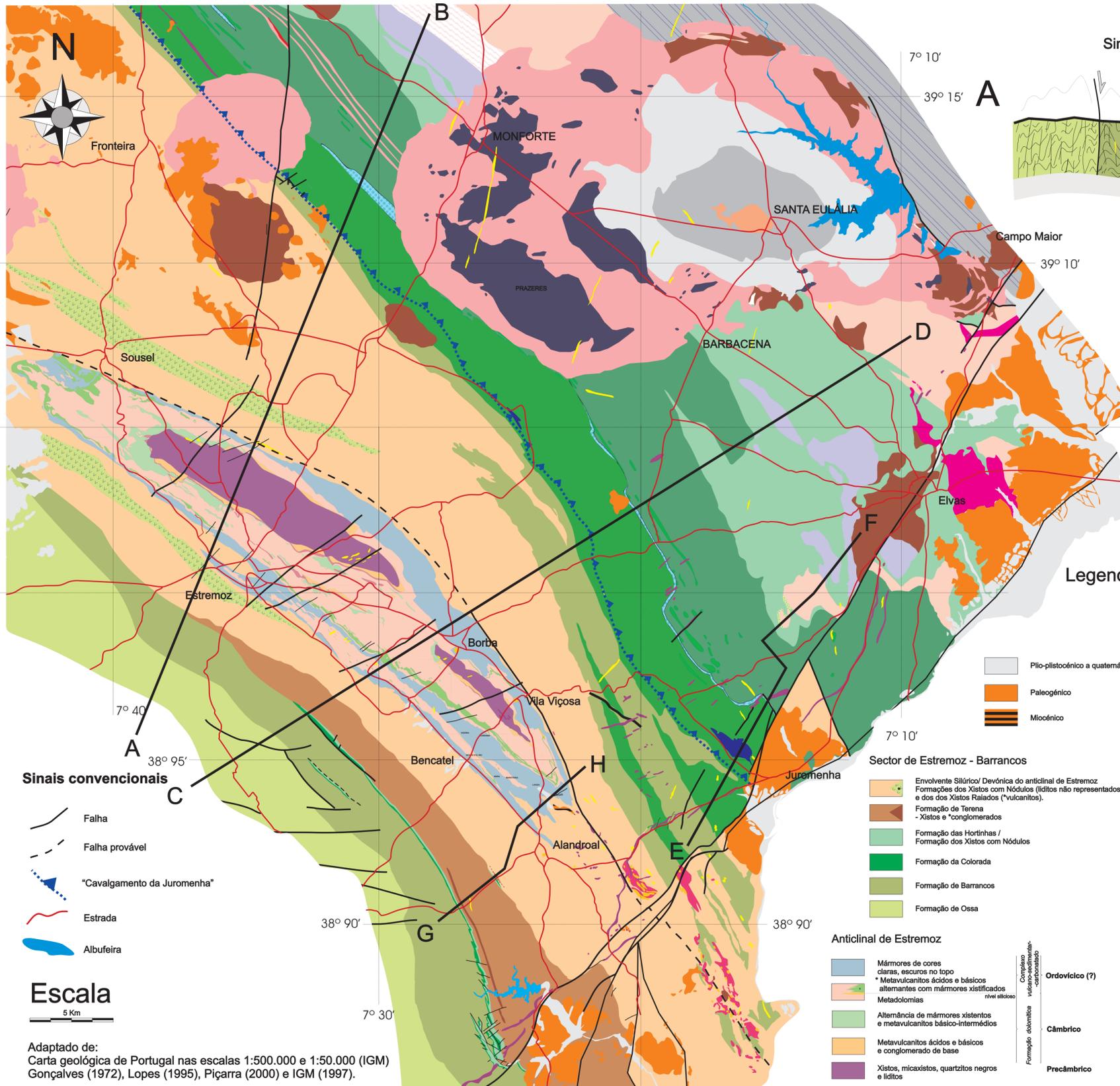
**ZWART, H. J. (1967)** – The duality of orogenic belts,  
*Geol. Mijnb.*, 46, 8, pp. 283 – 309.

**ANEXOS**



# MAPA GEOLÓGICO DA ZONA DE OSSA-MORENA

## (Região de Estremoz - Elvas)



- Sinais convencionais**
- Falha
  - Falha provável
  - "Cavalgamento da Juramenha"
  - Estrada
  - Albufeira

**Escala**  
5 Km

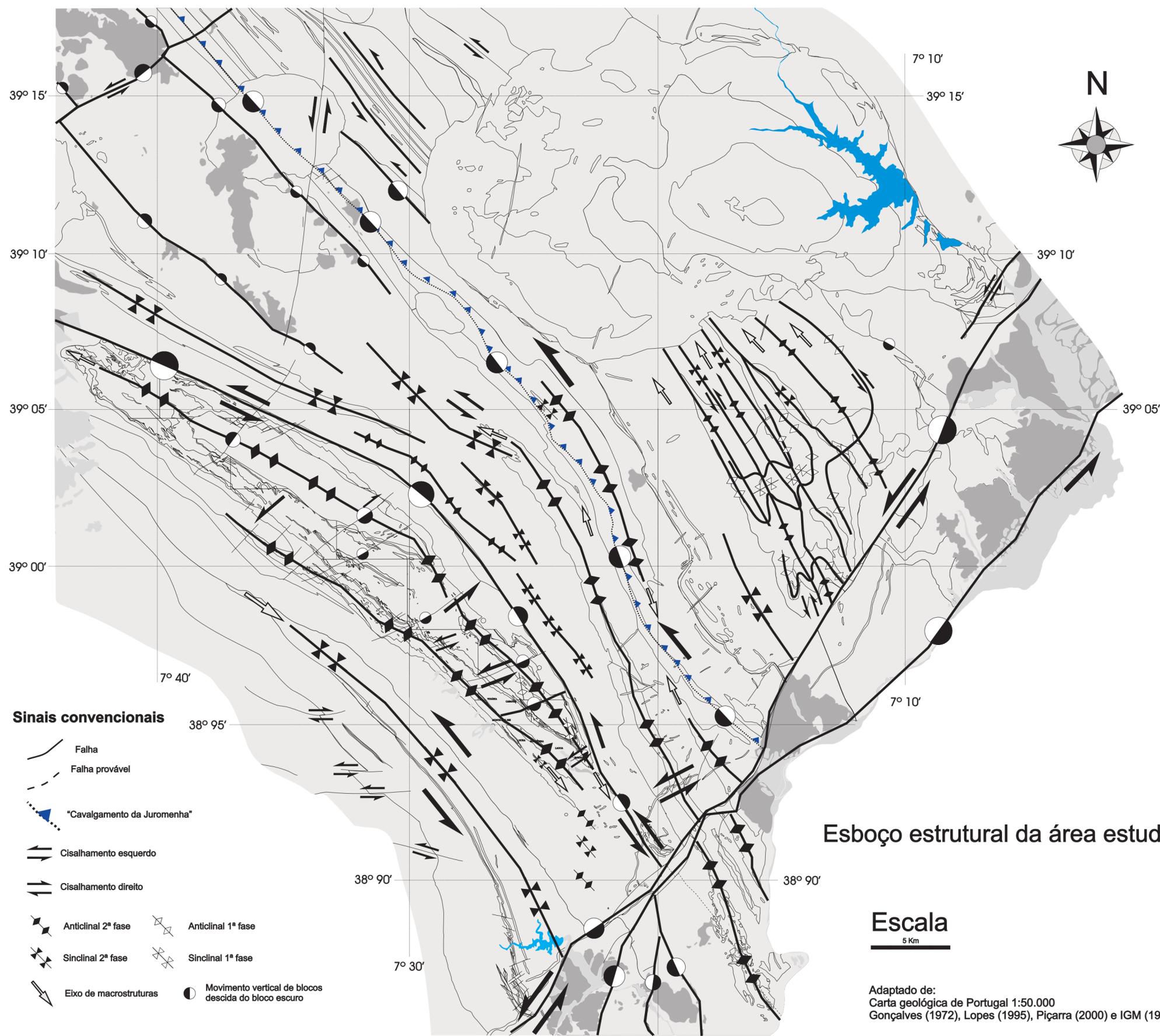
Adaptado de:  
Carta geológica de Portugal nas escalas 1:500.000 e 1:50.000 (IGM)  
Gonçalves (1972), Lopes (1995), Piçarra (2000) e IGM (1997).

### Legenda simplificada

- Sector de Alter do Chão - Elvas**
- Pilo-plistocénico a quaternário
  - Paleogénico
  - Miocénico
- Sector de Estremoz - Barrancos**
- Envolvente Silúrico/Devónica do anticlinal de Estremoz
  - Formações dos Xistos com Nódulos (lilitos não representados) e dos dos Xistos Raiados ("vulcanitos")
  - Formação de Terena - Xistos e "conglomerados"
  - Formação das Hortiñas / Formação dos Xistos com Nódulos
  - Formação da Colorada
  - Formação de Barrancos
  - Formação de Ossa
- Anticlinal de Estremoz**
- Mármore de cores claras, escuros no topo
  - Metavulcanitos ácidos e básicos alternantes com mármore xistificados
  - Metadolomias
  - Alternância de mármore xistosos e metavulcanitos básico-intermédios
  - Metavulcanitos ácidos e básicos e conglomerado de base
  - Xistos, micaxistos, quartzitos negros e lilitos
- Rochas ígneas**
- Tonalitos
  - Filões doleríticos
  - Granitos róseos
  - Granitos cinzentos
  - Rochas hipercalcálicas
  - Gabros e dioritos
  - Maciço intrusivo de Pêro Lobo
  - Granitos tectonizados
  - Corneanas diversas
  - Quartzo
- Complexo vulcano-sedimentar-cálcico**
- Ordovícico (?)
  - Cámbrico
  - Precámbrico

Nota: A escala horizontal dos cortes geológicos é proporcional aos segmentos representados no mapa.

# MAPA GEOLÓGICO DA ZONA DE OSSA-MORENA (Região de Estremoz - Elvas)



- Sinais convencionais**
- Falha
  - Falha provável
  - "Cavalgamento da Juromenha"
  - Cisalhamento esquerdo
  - Cisalhamento direito
  - Anticlinal 2ª fase
  - Anticlinal 1ª fase
  - Sinclinal 2ª fase
  - Sinclinal 1ª fase
  - Eixo de macroestruturas
  - Movimento vertical de blocos descida do bloco escuro

Esboço estrutural da área estudada.

**Escala**  
5 Km

Adaptado de:  
Carta geológica de Portugal 1:50.000  
Gonçalves (1972), Lopes (1995), Piçarra (2000) e IGM (1997).

## **APÊNDICES**



## 1. SINOPSE DA HISTÓRIA GEOLÓGICA PRESERVADA NO ANTICLINAL DE ESTREMOZ E REGIÕES ADJACENTES

Sinteticamente, a sequência de eventos geológicos preservados na estrutura anticlinal de Estremoz e Formações adjacentes corresponde há sucessão cronológica das seguintes fases:

- 1) Deposição das séries precâmblicas;
- 2) Deformação das séries precâmblicas (Orogenia Cadomiana ou Pan-Africana);
- 3) Elevação e erosão do orógeno Precâmbrico e consequente formação de superfície de erosão responsável pela discordância angular Precâmbrico/Câmbrico inferior (Regressão Córdova);
- 4) Deposição da Formação Dolomítica;
- 5) Exposição aérea dos carbonatos e consequente carsificação no Câmbrico médio provável;
- 6) Posição estratigráfica<sup>1</sup> ocupada pelo horizonte silicioso;
- 7) Sedimentação do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz. A esta sedimentação associam-se episódios de distensão sinsedimentar, por vezes com brechificação associada;
- 8) Afundimento da bacia de sedimentação e deposição de sedimentos carbonatados (mármore da variedade Ruivina) /pelíticos de carácter euxínico;

---

<sup>1</sup> A posição deste horizonte tal como é reconhecido em afloramento não corresponde “exactamente” ao topo da Formação Dolomítica, consulte-se o Cap. 2 que precisa a sua localização estratigráfica.

- 9) Relativamente afastadas do anticlinal de Estremoz, nas zonas mais profundas da bacia de sedimentação ordovícica deposita-se a Formação de Barrancos seguida da Formação da Serra da Colorada.
- 10) Início da abertura em transtensão do fosso de Terena;
- 11) Deposição, tectonicamente controlada em regime distensivo com afundimento contínuo da bacia de sedimentação, das formações dos Xistos Raiados e dos Xistos com Nódulos sobre o Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz, e consequente;
- 12) Inversão tectónica e génese de D1 regional com clivagem de fluxo simetamórfica associada, em regime predominantemente de cisalhamento simples heterogéneo com transporte para o quadrante Norte;
- 13) Continuação da abertura em transtensão do fosso de Terena;
- 14) (Re)Abertura de bacias de menor dimensão sub-paralelas ao orógeno e que se prolongam para SE a partir da terminação periclinal SE do anticlinal de Estremoz; segundo o alinhamento Mina do Bugalho – Vila Nueva del Fresno – Barrancos, estas bacias apresentam um complexo ígneo com características vulcânicas ou sub-vulcânicas em associação com rochas carbonatadas;
- 15) Deposição sinorogénica em fase distensiva da Formação de Terena, da Formação carbonatada com crinóides de Ferrarias e, concomitantemente, ou em continuação, a deposição da Formação do Monte das Russianas (não representado na área em estudo);
- 16) Nova inversão tectónica regional responsável pela orientação macroscópica que as estruturas hoje apresentam. Corresponde ao desenvolvimento de D2 que se caracteriza por um regime de deformação em andar estrutural superior com desenvolvimento de

clivagem de crenulação sub-vertical. Nos níveis mais competentes das diferentes formações chega a desenvolver-se uma clivagem em leque. Redobramento das estruturas D1 e génese de padrões de interferência dos tipos 2 e 3. Apesar de o carácter regional ser igualmente transpressivo o regime de deformação associado a esta fase não é tão marcado como em D1 e o carácter heterogéneo da deformação desenvolve-se principalmente ao longo dos flancos estirados das dobras precocemente formados induzindo o;

- 17) Desenvolvimento acentuado dos corredores de deformação longitudinais NW-SE, estas estruturas apresentam brechas em cujos elementos se pode identificar um bandado tectono-metamórfico que, forçosamente, terá de se ter originado precocemente;
- 18) Intrusão dos filões doleríticos ENE-WSW, sub-verticais, em fendas de tracção de D2, com critérios de desligamento direito e geneticamente correlacionáveis com a grande falha do Alentejo<sup>2</sup>;
- 19) Exumação generalizada do orógeno varisco ao mesmo tempo que se desenvolvem os acidentes tardí-variscos NNE-SSW e ENE-WSW, esquerdos e NNW-SSE a NW-SE direitos. Apesar de a cartografia evidenciar um maior desenvolvimento dos sistemas esquerdos (o que seria devido há rotação para N-S da componente de compressão máxima do campo de tensões), esta situação também se pode explicar pelo simples facto de os sistemas dextrógiros aproveitarem os planos de xistosidade e/ou corredores de deformação anteriormente formados, para se desenvolverem pelo que deste modo passam despercebidos e não são considerados como novas discontinuidades;

---

<sup>2</sup> Falha da Messejana – Campo Maior – Plasencia.

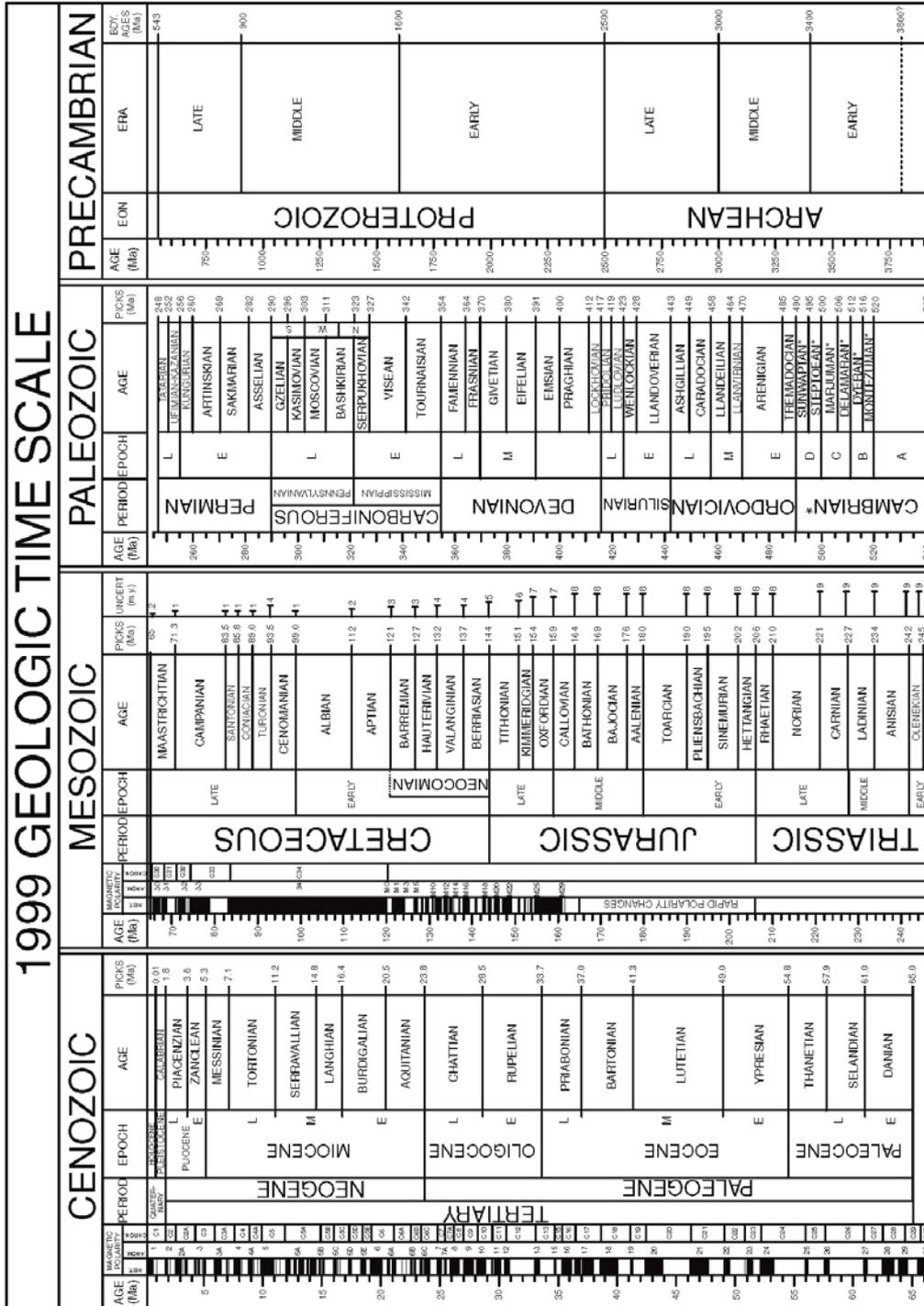
- 20) Fracturação sub-horizontal por descompressão isostática, nos níveis mais superficiais da crosta que terá continuado até aos nossos dias. No anticlinal de Estremoz esta situação há muito que é reconhecida pelos industriais<sup>3</sup>;
- 21) Durante o Mesozóico e parte importante do terciário terá ocorrido a erosão do orógeno varisco com o transporte dos materiais erodidos para as bacias de sedimentação Meso-Cenozóicas, marginais em relação ao Maciço Hespérico;
- 22) Na região de Estremoz há ainda a registar a deposição dos depósitos de cobertura do Paleogénico, Plio-Plistocénicos e Plistocénicos (travertinos com fauna límnic e alguns terraços fluviais). Já do Holocénico datarão os aluviões, não muito frequentes, que se depositam nas ribeiras de maior expressão geomorfológica (por exemplo as Ribeiras de Alcaide e Lucefeci, ambos afluentes da margem direita do Guadiana). Como se pode deduzir do Mapa Geral em anexo, a deposição destes sedimentos parece controlada por bacias de sedimentação que se desenvolvem segundo dois sistemas: desenvolvimento em *pull-apart* na dependência da Falha da Messejana e abatimento em blocos segundo a direcção NW-SE. Registe-se que esta é uma análise superficial e que sobre ela não fizemos qualquer outro estudo – o assunto está presentemente a ser alvo de estudo de pormenor (Araújo, A. *in prep*);
- 23) O modelado do relevo bem como a carsificação e preenchimento deste carso podem considerar-se os últimos episódios geológicos com expressão na região.

---

<sup>3</sup> “Para baixo o mármore está sempre menos fracturado!”

## 2. TABELA CRONOESTRATIGRÁFICA

A tabela que a seguir se apresenta é fornecida gratuitamente no site da Geological Society of América (<http://www.geosociety.org>). Algumas das designações aqui expressas não correspondem às adoptadas na Europa, que estão expressas na tabela seguinte.



GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA

© 1999, The Geological Society of America, Product code CTS004. Compilers: A. R. Palmer, John Geissman  
 \*International ages have not been established. These are regional (Laurentian) only. Boundary Picks were based on dating techniques and fossil records as of 1999. Paleomagnetic attributions have errors. Please ignore the paleomagnetic scale.

Sources for nomenclature and ages: Primarily from Gradstein, F. and Ogg, J., 1996, *Epochs*, v. 19, nos. 1 & 2; Gradstein, F. et al., 1995, *SEPM Special Pub. 54*, p. 95-128; Berggren, W. A. et al., 1995, *SEPM Special Pub. 54*, p. 129-212; Cambrian and basal Ordovician ages adapted from Landing, E., 1998, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 35, p. 329-338; and Dawidk, K., et al., 1998, *Geological Magazine*, v. 135, p. 305-309; Cambrian age names from Palmer, A. R., 1998, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 35, p. 323-328.

## Apêndices

Nas páginas seguintes reproduzimos uma tabela válida para a cronoestratigrafia fanerozóica europeia retirada de:

<http://www.geopressure.co.uk/TechSupport/StratTables/StratTable2.htm>

Outra tabela *on-line*, também válida para a cronoestratigrafia europeia, pode ser consultada em: <http://www.dinosauria.com>.

Era	Period	SubPeriod	Epoch	SubEpoch	UpperAge	LowerAge
Cenozoic	Quaternary		Holocene		0	0.01
			Pleistocene		0.01	1.64
	Tertiary	Neogene	Pliocene	Piacenzian Late Pliocene	1.64	3.4
				Zancian Early Pliocene	3.4	5.2
			Miocene	Late Miocene	5.2	10.4
				Messinian	5.2	6.7
				Tortonian	6.7	10.4
				Middle Miocene	10.4	16.3
				Serravallian	10.4	14.2
				Langhian	14.2	16.3
				Early Miocene	16.3	23.3
				Burdigalian	16.3	21.5
		Aquitanian		21.5	23.3	
		Paleogene		Oligocene	Late Oligocene	23.3
			Chattian		23.3	29.3
			Early Oligocene		29.3	35.4
			Rupelian		29.3	35.4
			Eocene	Late Eocene	35.4	38.6
				Priabonian	35.4	38.6
				Middle Eocene	38.6	50
				Bartonian	38.6	42.1
				Lutetian	42.1	50
	Early Eocene			50	56.5	
Paleocene	Ypresian	50	56.5			
	Late Paleocene	56.5	60.5			
	Thanetian	56.5	60.5			
	Early Paleocene	60.5	65			
Danian	60.5	65				
Mesozoic	Cretaceous	Gulf	Senonian	Maastrichtian	65	74
				Campanian	74	83

Apêndices

				Santonian	83	86.6	
				Coniacian	86.6	88.5	
				Gallic	Gallic	88.5	131.8
					Turonian	88.5	90.4
					Cenomanian	90.4	97
					Albian	97	112
			Aptian		112	124.5	
			Barremian	124.5	131.8		
			K1	Neocomian	Hauterivian	131.8	135
					Valanginian	135	140.7
					Berriasian	140.7	145.6
			Jurassic	Malm, J3	Tithonian	145.6	152.1
					Kimmeridgian	152.1	154.7
	Oxfordian	154.7			157.1		
	Dogger, J2	Callovian			157.1	161.3	
		Bathonian			161.3	166.1	
		Bajocian			166.1	173.5	
		Aalenian			173.5	178	
	Lias, J1	Lias			178	208	
		Toarcian			178	187	
		Pliensbachian		187	194.5		
		Sinemurian		194	203.5		
		Hettangian		203.5	208		
	Triassic	Tr3		Rhaetian	208	209.5	
				Norian	209.5	223.4	
			Carnian	223.4	235		
		Tr2	Ladinian	235	239.5		
Anisian			239.5	241.1			
Tr1, Scythian		Spathian	241.1	241.9			
		Nammalian	241.9	243.4			
		Griesbachian	243.4	245			
Paleozoic		Permian	Zechstein	Changxingian	245	247.5	
	Longtanian			247.5	250		
	Capitanian			250	252.5		
	Wordian			252.2	255		
	Ufimian			255	256.1		
	Rotleigendes			Kungurian	256.1	259.7	
			Artinskian	259.7	268.8		
			Sakmarian	268.8	281.5		

# Apêndices

	Carboniferous	Pennsylvanian	Gzelian	Asselian	281.5	290
				Noginskian	290	293.6
				Klazminskian	293.6	295.1
			Kasimovian	Dorogomilovskian	295.1	298.3
				Chamovnicheskian	298.3	299.9
				Krevyakinskian	299.9	303
			Moscovian	Myachkovskian	303	305
				Podolskian	305	307.1
				Kashirskian	307.1	309.2
				Vereiskian	309.2	311.2
		Bashkirian	Melekesskian	311.3	313.4	
			Cheremshanskian	313.4	318.3	
			Yeadonian	318.3	320.6	
			Marsdenian	320.6	321.5	
			Kinderscoutian	321.5	322.8	
		Mississippian	Serpukhovian	Alportian	322.8	325.6
				Chokierian	325.6	328.3
				Arnsbergian	328.3	331.1
				Pendleian	331.1	332.9
			Visean	Brigantian	332.9	336
	Asbian			336	339.4	
	Holkerian			339.4	342.8	
	Arundian			342.8	345	
	Chadian			345	349.5	
	Tournaisian		Ivorian	349.5	353.8	
			Hastarian	353.8	362.5	
	Devonian		D3	Famennian	362.5	367
				Frasnian	367	377.4
		D2	Givetian	377.4	380.8	
			Eifelian	380.8	386	
		D1	Emsian	386	390.4	
			Pragian	390.4	396.3	
			Lochkovian	396.3	408.5	
Silurian	Pridoli		408.5	410.7		
	Ludlow	Ludfordian	410.7	415.1		
		Gorstian	415.1	424		
	Wenlock	Gleedonian	424	425.4		
		Whitwellian	425.4	426.1		
		Sheinwoodian	426.1	430.4		

# Apêndices

		Llandovery	Telychian	430.4	432.6	
			Aeronian	432.6	436.9	
			Rhuddanian	436.9	439	
	Ordovician	Bala	Ashgill	Hirnantian	439	439.5
				Rawtheyan	439.5	440.1
				Cautleyan	440.1	440.6
				Pusgillian	440.6	443.1
			Caradoc	Onnian	443.1	444
				Actonian	444	444.5
				Marshbrookian	444.5	447.1
				Longvillian	447.1	449.7
				Soudleyan	449.7	457.5
				Harnagian	457.5	462.3
		Dyfed	Llandeilo	Late Llandeilo	463.9	465.4
				Middle Llandeilo	465.4	467
				Early Llandeilo	467	468.6
		Llanvirn	Late Llanvirn	468.6	472.7	
			Early Llanvirn	472.7	476.1	
		Canadian	Arenig	Arenig	476.1	493
			Tremadoc	Tremadoc	493	510
	Cambrian	Merioneth	Dolgellian	510	514.1	
			Maentwrogian	514.1	517.2	
			St Davids	Menevian	517.2	530.2
				Solvan	530.2	536
			Caerfai	Lenian	536	554
				Atdabanian	554	560
		Tommotian		560	570	
Sinian		Vendian	Ediacara	Poundian	570	580
				Wonokan	580	590
	Varanger		Mortensnes	590	600	
			Smalfjord	600	610	
	Sturtian		610	800		

### 3. Alguns sites de interesse na Internet

<http://geollab.jmu.edu/Fichter/IgnRx/IgHome.html>

<http://geollab.jmu.edu/Fichter/Wilson/PTRC.html>

<http://geollab.jmu.edu/Fichter/Wilson/Wilson.html>

<http://geollab.jmu.edu/vageol/vahist/index.html>

[http://minerals.er.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/stone\\_dimension/](http://minerals.er.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/stone_dimension/)

[http://www.auburn.edu/academic/science\\_math/res\\_area/geology/camp/CAMP.html](http://www.auburn.edu/academic/science_math/res_area/geology/camp/CAMP.html)

<http://www.granital.com/in/index1.php3>

<http://www.granitos-maceira.com/po/index.php>

[http://www.igm.pt/almanaque/rochas\\_orn/ornabase/ornabase.aspx](http://www.igm.pt/almanaque/rochas_orn/ornabase/ornabase.aspx)

<http://www.immcarrara.com/>

<http://www.marble-institute.com/>

<http://www.marbleintheworld.com/>

[http://www.marbrito.com/po/quem\\_somos.php3](http://www.marbrito.com/po/quem_somos.php3)

<http://www.palaeos.com/Timescale/timescale.html>

[http://www.priweb.org/ed/TFGuide/NE/geo\\_history/ne\\_geohist\\_main2.htm](http://www.priweb.org/ed/TFGuide/NE/geo_history/ne_geohist_main2.htm)

<http://www.redgraniti.com/en/>

<http://www.rockofages.com/>

<http://www.stoneexpozone.com/>

<http://www.tilefinder.com/>

<http://www.variograma.com/>

<http://www.vermontmarble.com/index.html>

<http://www.vermontquarries.com/>

# **CURRICULUM VITAE**



## **DADOS PESSOAIS**

- **Nome: Joaquim Luís Galego Lopes**
- **Naturalidade: Bencatel, Vila Viçosa, Évora, Portugal.**
- **Data Nascimento: 08/10/1964**
- **Bilhete de Identidade – 6834636 de 27 de Setembro de 2001, emitido pelo Arquivo de Identificação de Évora**
- **Nº Contribuinte – 196388406**
- **Licenciado em Geologia (FCUL, 1988) – Classificação final de “Bom”.**
- **Mestrado em Geologia Dinâmica Interna (FCUL, 1995) Classificação final de “Muito Bom”.**

## **ACTIVIDADE PROFISSIONAL**

Ainda estudante do Curso de Licenciatura e Geologia (DGFCUL) começou em Março a Julho de 1988 e Maio a Setembro de 1990 - trabalhos para o Centro de Vulcanologia do INIC sobre as cartas geológicas à escala 1: 25.000 das ilhas de Santa Maria e Faial, sob a orientação do Prof. Dr. António Serralheiro – DGFCUL.

(Outubro de 1988 a Maio de 1990 – Serviço Militar Obrigatório na Escola Prática de Infantaria, em Mafra).

Julho a Outubro de 1988 – levantamento geológico-estrutural de duas concessões mineiras (Pedrogão Grande 25 Km<sup>2</sup> e Escadía Grande - 80 Km<sup>2</sup>) da Compagnie Générale des Matières Nucleaires - COGEMA.

4 de Outubro de 1990 – início de actividade na Carreira de Docência Universitária - Universidade de Évora, Departamento de Geociências.

Colaborador do Instituto Geológico e Mineiro desde 1991.

Cartografia estrutural no âmbito da tese de mestrado sob o tema: "Estudo geológico e estrutural do flanco sudoeste do anticlinal de Estremoz", orientado pelo Prof. Cat. António Ribeiro coadjuvado pelo Prof. Dr. José Brandão Silva.

Participou em diversos seminários, colóquios e congressos em Portugal e no estrangeiro, tendo na maior parte destas reuniões apresentado comunicações.

Fez parte da equipa portuguesa que, no âmbito do Programa de Investigação Conjunta Luso-Espanhola, integra o projecto: "Estudo paleontológico e tectonoestratigráfico do Câmbrio da região compreendida entre Estremoz e Elvas", numa acção integrada para 1993.

Fez parte da Comissão Organizadora da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, que se realizou na Universidade de Évora de 20 a 24 de Setembro de 1993. Integrou a equipa que elaborou o livro guia e que guiou a excursão pós-conferência da referida Reunião.

Fez parte da Comissão Organizadora da reunião Europrobe - "Uralides & Variscides", Évora, 6 - 11 de Março de 1994.

Colaborador do LIRIO e Pólo de Estremoz da Universidade de Évora, onde participou na montagem e acompanhamento de três exposições temáticas, realizadas entre 1996 e 1998.

A convite dos grupos de Biologia e Geologia de várias escolas secundárias dos distritos de Évora e Portalegre, e como divulgador / dinamizador das Geociências já proferiu mais de uma dezena de conferências em escolas secundárias sobre a geologia e recursos geológicos do Alentejo.

Participou no Curso de Verão, "TMR SUMMER SCHOOL IN STRUCTURAL GEOLOGY CONVENED AT IMPERIAL COLLEGE & COLEHAYES PARK, DEVON", em Inglaterra (Londres e Colehayes Park) de 10 a 22 Julho de 1998.

Participou no II Encontro Nacional de Estudantes de Geologia como conferencista e orientador de uma excursão. Setembro 1998.

Participou no V Congresso Nacional de Geologia como co-orientador de uma excursão no anticlinal de Estremoz. Novembro de 1998.

Desenvolveu trabalhos de investigação (fracturação e cartografia geológica e estrutural) e prospecção (localização de áreas de interesse) de granitos para fins ornamentais em colaboração com o Instituto Geológico e Mineiro no maciço Ígneo de Santa Eulália - Monforte.

Visitou as explorações de rochas ornamentais do estado de Vermont – Estados Unidos da América, de 02 a 10 de Maio de 1999.

Visitou as explorações de rochas ornamentais em Carrara – Itália, de 22 a 31 de Julho de 1999.

Desenvolve trabalhos de investigação (fracturação e cartografia geológica e estrutural) e prospecção (localização de áreas de interesse) de mármore para fins ornamentais em colaboração com o Instituto Geológico e Mineiro no anticlinal de Estremoz.

Sob orientação do Prof. Dr. José Brandão Silva (FCUL), realizou vários trabalhos de índole geológico-estrutural, na região entre Estremoz e Elvas, com vista à elaboração de Tese de Doutoramento sobre a tectono-estratigrafia, geologia, estrutura, e evolução geodinâmica desta região incluída na Zona de Ossa - Morena e sobre a implicação dos dados obtidos na rentabilização de mármore e granitos aí aflorantes como produtores de rochas ornamentais.

Participou na XV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, realizada em Badajoz - Espanha de 26 de Setembro a 3 de Outubro de 1999.

Participou e fez parte da Comissão Científica do "I Congresso Internacional do Mármore do Alentejo" - Vila Viçosa, 7 e 8 de Outubro de 1999.

Participou nas várias edições da FIMAL (Feira Internacional do Mármore do Alentejo - Vila Viçosa) que se iniciaram em 9 e 10 de Outubro de 1999.

## **SERVIÇO DOCENTE UNIVERSITÁRIO**

Aulas teóricas, teórico-práticas e práticas de: Geologia Geral, Mesologia (Geologia), Geologia Geral, Geologia de Campo, Geologia Estrutural, Geologia I, Geologia II, Introdução à Geologia de Campo, Técnicas de Campo em Geologia. Assistente das aulas práticas de Geologia de Portugal I e II, Geologia Regional I e II e orientador científico de Grupos de Estágio da Licenciatura em Ensino da Biologia e Geologia

## **PROJECTOS**

### **A – PROJECTOS DE INVESTIGAÇÃO**

1. **Mármore Romanos em Portugal: caracterização artística, petrográfica, química e isotópica. (PRAXIS/2/2.1/CSH/819/95)**
2. **PLATEC - “Modelos de Tectónica de placas para Portugal” - Projecto N° PBICT/P/Mar/1699/93**
3. **REDIBER - "Regimes de Deformação e Dinâmica de Fluidos nos Terrenos Ibérico e Sul Português" - Projecto N° PBICT /CTA/21/3/95**
4. **TECTIBER - Tectonofísica dos Variscidas Ibéricos - Projecto PRAXIS/2/2.1/ CTA /353/94**
5. **Caracterização petrográfica dos monumentos romanos de Évora – Departamento de Geociências da U.E. – Câmara Municipal de Évora**
6. **Estudo da viabilidade da exploração subterrânea de mármore no anticlinal de Estremoz (Departamento de Geociências da U.E. / Instituto Geológico e Mineiro / IAPMEI)**

### **B – OUTROS TRABALHOS REALIZADOS**

Integrado em equipas das universidades a que esteve ou está ligado, desenvolveu trabalhos de investigação aplicada, fundamentalmente nos domínios da Geologia Estrutural, Cartografia Geológica e Geologia Económica no âmbito das rochas ornamentais (mármore e granito) encomendados pelas empresas:

**GOGEMA (Compagnie Générale des Matières Nucleares)**, em 1988 (Cartografia Estrutural e Prospecção Mineira para ouro em três concessões, numa área total de 120 km<sup>2</sup> na região de Góis – Pedrógão Grande; Serra da Lousã);

## **TRABALHOS REALIZADOS PARA O INSTITUTO GEOLÓGICO E MINEIRO**

- 1) 1991 – Modelo geo-estrutural para a região de Pardais. Deptº Geoc. Univ. Évora. Relatório de actividades para o SFM – DGGM;
- 2) 1993 – Estudo geológico – estrutural do flanco sudoeste do anticlinal de Estremoz - região entre Lagoa e Vigária. Março /1993.
- 3) 1996 – Caracterização Ornamental do Maciço Granítico de Santa Eulália: I. Anel G0: Bordo Sudoeste. 1996.
- 4) 1997 – Caracterização ornamental do Maciço Granítico de Santa Eulália. II ANEL G0: Bordo NNE – Arronches; Bordo S - Barbacena.
- 5) 1998 – 2000: Estudo da Viabilidade Técnica e Económica da Exploração Subterrânea de Mármore no Anticlinal de Estremoz – Região de Pardais; Componente Geológica: Acompanhamento de sondagens; cartografia geológica/estrutural; modelo geoestrutural e indicação de área para desenvolvimento da exploração subterrânea piloto.
- 6) 2000 – 2001: Estudo da Viabilidade Técnica da Exploração Subterrânea de Mármore no Anticlinal de Estremoz – Região de Pardais. Relatório Interno – Universidade de Évora / Instituto Geológico e Mineiro / Instituto de Apoio às Pequenas e Médias Empresas. Análise microscópica, petrográfica, textural e microestrutural dos testemunhos das sondagens realizadas no âmbito do projecto.

Câmara Municipal de Évora, em 1998 – Caracterização petrográfica dos monumentos romanos de Évora.

Em Junho de 1999, por indicação da Reitoria da Universidade de Évora, foi nomeado perito do Tribunal Judicial da Comarca de Évora para se pronunciar sobre a expropriação de duas pedreiras, por parte da BRISA, para a construção da Auto-estrada A6.

Em Novembro de 1999, por consulta da firma Francisco Duarte Prego e Filhos Lda, foi co-responsável de um parecer técnico sobre as potencialidades para rocha ornamental, de uma pedreira de inertes, situada a Sul de Alter Pedroso, junto à estrada Alter do Chão – Cabeço de Vide.

## **PUBLICAÇÕES**

**Gonçalves, F., Lopes, J.C., Lopes, L., Ribeiro, C. & Viana, A. (1991)** - Maciço ígneo de Santa Eulália - Considerações acerca das suas potencialidades na produção de Rochas Ornamentais - "**A Pedra**", ano X, N°39, pp. 7-11.

**Gonçalves, F., Lopes, J.C., Lopes, L., (1992)** - Relatório sobre o reconhecimento dos gabros de Viana do Alentejo, CCRA, relatório interno.

**Gonçalves, F & Lopes, L (1992)** - Aspectos da potencialidades das rochas ornamentais do Alentejo, tema apresentado nas Jornadas Técnicas sobre a Indústria Extractiva e transformadora de Rochas Ornamentais do Alentejo, "**A Pedra**", N°43, pp. 7-17.

**Gonçalves, F. & Lopes, L. (1993)** - "Nota preliminar sobre os recursos geológicos do Alentejo utilizáveis como rochas ornamentais" . **Memórias da Academia de Ciências de Lisboa** , XXXII, 267 - 283.

**Lopes, L., Terrinha, P. (1991)** - Modelo geo-estrutural para a região de Pardais. Deptº Geoc. Univ. Évora. Março /1991. Relatório de actividades para o SFM - DGGM.

**Lopes, L. (1993)** - Estudo geológico - estrutural do flanco sudoeste do anticlinal de Estremoz - região entre Lagoa e Vigária. Deptº Geoc. Univ. Évora. Março /1993. Relatório de actividades para o SFM - DGGM.

**Gonçalves, F.; Lopes, L.; Pereira, M.F.; Piçarra, J.M.; Oliveira, J.T.; Silva, J.B.; Ribeiro, A.; Eguiluz, L.; Martinez-Torres, L.M.; Apraiz, A.; Abalos, B. (1993)**. Guia das Excursões. Excursão em Portugal, Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Vol. II, pp. 111-164 Universidade de Évora.

**Lopes, L., Ribeiro, A. & Silva, J. B. (1994)** - Variscan Deformation in the Estremoz Anticline.. Livro Guia das Excursões. Contacto ZOM/ZCI: Expressão Cadomiana e Varisca. Évora, 20-24 Set 1993. Vol. II. p. 104

**Araújo, A. , Fonseca, P., Lopes, L., Pereira, M. F., Ribeiro, A. & Silva, J. B. (1994)** - Variscan structure of the Ossa Morena Zone (South margin of the Iberian Terrane. "Early Palaeozoic Evolution in NW Gondwana" 2nd International Meeting, Morocco, Rabat, 29 Nov. - 7 Dez. 1994

- Araújo, A., Gonçalves, F., Lopes, L., Pereira, M. F., Silva, J. B. & Ribeiro, A. (1994)** – Novos elementos sobre o Carreamento de Juromenha (Elvas). Anais 4 - Universidade de Évora. pp. 105 – 110.
- Araújo, A. , Lopes. L., & Pereira, M. F. (1994)** - Europrobe «Uralides & Variscides» Workshop. Anais 4 - Universidade de Évora. pp. 119 - 122.
- Pereira, M. F., Lopes. L., & Chambel, A. (1994)** - XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Anais 4 - Universidade de Évora. pp. 123 - 124.
- Lopes, L. & Brandão Silva, J. (1995)** - Anticlinal de Estremoz: Uma janela no Paleozóico da Zona de Ossa-Morena. 1ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica - Sociedade Geológica de Portugal (**GGET**), Lisboa 9-10 de Março de 1995.
- Lopes, J. L. G. (1995)** - Estudo geológico - estrutural do flanco sudoeste do anticlinal de Estremoz e suas implicações económicas. Tese de Mestrado. DGFCUL, Julho 1995, 135 pp.
- Lopes, L., Brandão Silva, J. & Ribeiro, A. (1995)** - Ductile variscan deformation & tangential transpressive regime within Ossa-Morena Zone: The Estremoz anticline (NE - Alentejo - Portugal). Livro de Resumos da XIII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Salamanca 19 - 30 Set. 1995. pp. 102.
- Lopes, L., Pereira, M. F. Brandão Silva, J., Ribeiro, A. & Gonçalves, A. (1995)** - Estilos de deformação varisca nos domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena (Transversal Estremoz - Portalegre). IV Congresso Nacional de Geologia. Porto 14 - 16 de Dezembro de 1995. Resumos alargados., F. Sodr e Borges & M. M. Marques Coordenadores - Universidade de Porto - Fac. Ciênc. - Museu Mineral. e Geol. Memórias N  4. pp. 269 - 274.
- Lopes, J. C. & Lopes, L. (1996)** - Caracterização Ornamental do Maciço Granítico de Santa Eulália: I. Anel G0 : Bordo Sudoeste. Relatório interno, I.G. M., Lisboa. Min., 56p.
- Lopes, J. (1996)** - Potencial económico das jazidas de rochas ornamentais na Zona de Ossa-Morena. Resumo de Conferência realizada em 11 de Junho de 1996, integrada no “Ciclo de Conferências dedicadas ao estudo da geologia da Zona de Ossa-Morena” - Geocev 1996 - Departamento de Geociências da Universidade de Évora 1996.

- Lopes, J. (1996)** - Relação entre o zonamento interno dos mármore e as litologias encaixantes. “Os diferentes tipos de mármore no anticlinal de Estremoz e a sua origem geológica.” Conferência - Pólo de Estremoz da Universidade de Évora, 15 de Outubro de 1996.
- Lopes, J. C. & Lopes, L. (1996)** - Caracterização Ornamental do Maciço Granítico de Santa Eulália: I. Anel G0 : Bordo Sudoeste. Apresentação em póster. Associação dos Industriais da Pedra do Norte (AIPGN), III Jornadas Técnicas. Porto, Laboratório do Instituto Geológico e Mineiro, 18 de Outubro de 1996.
- Lopes, J. & Gonçalves, F. (1997)** - Potencial económico das jazidas de rochas ornamentais na Zona de Ossa-Morena. In Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena / (Maciço Ibérico). Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves. A., Araújo & M. F. Pereira (Eds.). Universidade de Évora. Gráfica Eborense. pp. 263 - 282.
- Lopes, J.L. & Carrilho Lopes, J.M. (1997)** - Caracterização ornamental do Maciço Granítico de Santa Eulália. II ANEL G0: Bordo NNE – Arronches; Bordo S - Barbacena. Relatório interno. Inst. Geol. Min., 28p.
- Lopes, J. (1996)** - Relação entre o zonamento interno dos mármore e as litologias encaixantes. “Os diferentes tipos de mármore no anticlinal de Estremoz e a sua origem geológica.” Conferência - Pólo de Estremoz da Universidade de Évora, 15 de Outubro de 1996.
- Lisboa, J.V.V.; Carrilho Lopes, J.M. & **Lopes, J.L.G.** (1997) – Prospecção de Granitos Ornamentais: Maciço de Santa Eulália – Vol. de Comum. II Congr. Europeu da Pedra Natural e Industrial. Ass. Ind. Portuguesa / Feira Internacional de Lisboa, Lisboa, 4-6 Junho 1997.
- Lopes, L. & Lopes, J. C. (1996)** - Caracterização Ornamental do Maciço Granítico de Santa Eulália: I. Anel G0 : Bordo Sudoeste. Apresentação em poster. Associação dos Industriais da Pedra do Norte (AIPGN), III Jornadas Técnicas. Porto, Laboratório do Instituto Geológico e Mineiro, 18 de Outubro de 1996.
- J. M. P. Cabral, M. J. Maciel, **L. Lopes**, J. M. C. Lopes, A. P. V. Marques, C. O. Mostra, M. C. Freitas and P. M. Carreira (1998) - Use of stable carbon and oxygen mass spectrometry and neutron activation analysis in determining provenance of some roman works of art in portuguese museums. ASMOSIA symposium, Dep. of Classical Art, Museum of Fine Arts, Boston. Abstract.

- Carrilho Lopes, J. M., **Lopes, J. L.** & Lisboa, J. V (1997) - Caracterização petrográfica e estrutural dos granitos róseos do complexo plutónico de Monforte – Santa Eulália (Ne-Alentejo, Portugal), Est. Notas e Trabalhos. Inst. Geol. Min., tomo 39, pp. 141 – 156. Lisboa.
- Lopes, L.** & Lopes, J. (1998) – Caracterização petrográfica dos monumentos romanos de Évora. Relatório de progresso interno Câmara Municipal de Évora pp.15.
- Lopes, L.** & Silva, J. B. (1998) - Génese, desenvolvimento e comportamento de bandas de cisalhamento tardias no anticlinal de Estremoz. *Actas do IV Cong. Nac. Geol.*, Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, pp. D36 – D39.
- Costa, C., Barros, R., Lamberto, V., **Lopes, L.** & Vintém, C. (1998) – Mármore de Estremoz: Geologia, prospecção, exploração, valorização e ordenamento da jazida. Livro Guia das Excursões do *IV Cong. Nac. Geol.*, Tomás Oliveira, J. & Dias, R. P. Eds., Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, pp. 191 – 231.
- Lopes, L.** (1999) – Um mergulho no oceano câmbrio: Evolução geodinâmica dos Sectores de Alter do Chão – Elvas e Estremoz – Barrancos da Zona de Ossa – Morena. Livro guia das excursões do XIX Curso de Actualização de Professores, Associação Portuguesa de Geólogos, Évora, Abril de 1999.
- Lopes, L.** (1999) – As explorações de rochas ornamentais do Estado de Vermont - EUA, Conferência integrada no Ciclo de Conferências sobre as Rochas Ornamentais - 20 de Maio de 1999, Departamento de Geociências da Universidade de Évora.
- Lopes, J.** (1999) – Mármore de Estremoz: Um lugar no Mundo. 1º Congresso Internacional de Mármore do Alentejo, Vila Viçosa 7 e 8 de Outubro de 1999. Câmara Municipal de Vila Viçosa.
- Lopes, L. & Ribeiro, C.** (1999) – Aspectos geológicos da Serra de S. Mamede - Guia para a visita de estudo. Integrada nas acções "Geologia do Verão - Ministério da Ciência e Tecnologia - 1999" - 30 de Setembro de 1999.
- Lopes, L.,** Diez J. B., Antunes, M. T., Pais, J. & Balbino, A. C. (2000) - Guia da excursão do I Congresso Ibérico de Paleontologia XVI Jornadas da Sociedade Espanhola de Paleontologia. Univ. Évora. pp. 16.

**Lopes, L.**, (2000) – Os mármoreos do Alentejo observados ao microscópio. Apresentação em Póster. 2º Congresso Internacional do Mármore. Vila Viçosa, 5-7 Outubro 2000.

**Lopes, L.**, (2000) – Estudo da Viabilidade Técnica e Económica da Exploração Subterrânea de Mármoreos no Anticlinal de Estremoz – Região de Pardais; Componente Geológica – Relatório de Progresso e Conclusão da Primeira Fase. Relatório interno. Inst. Geol. Min., 34 pp.

Araújo, A. A. V., **Lopes, J. L. G.**, Martins, R. S. V. S. (2000) – Relatório da perícia ordenada pelo tribunal judicial da comarca de Évora em 23 de Junho de 1999, referente ao processo 130/97 – 2º Juízo Cível – Avaliação da área correspondente ao nó poente de Évora da auto-estrada A6, no que concerne ao aproveitamento para fins ornamentais e industriais das rochas que aí afloram. Tribunal de Évora, Évora, pp. 44.

**Lopes, L.**, Carrilho Lopes, J., Cabral, J. P. & Sarantopoulos, P. (2000) – Caracterização Petrográfica dos Monumentos Romanos de Évora. Revista “*Cidade de Évora*”, II Série, Nº4. pp. 129-142.

Falé e Costa, P., Vintém, C., Moreira, J., Dinis da Gama, C., Sousa, J., & **Lopes, L.** (2001) - Estudo da Viabilidade Técnica da Exploração Subterrânea de Mármoreos no Anticlinal de Estremoz. Congresso Internacional da Pedra Natural, Ass. Ind. Portuguesa / Feira Internacional de Lisboa, Lisboa, 16-17 de Maio de 2001, Lisboa, pp. 11.

Cabral, J. M. P.; Maciel, M. J.; **Lopes, L.**; Lopes, J.M.C.; Marques, A. P. V.; Mustra, C. O.; Freitas, M. C. & Carreira, P. M. (2001) – Petrographic and isotopic characterization of marble from the Estremoz Anticline: its application in identifying the sources of Roman works of art. “*Journal of Iberian Archaeology*”, vol. 3, pp 121-128.

**Lopes, L.** (2001) – Guia da Excursão ao anticlinal de Estremoz. II JORNADAS IBÉRICAS DE JOVEN(E)S GEÓLOGOS - Pangea 2001, Núcleo de Geologia da Universidade de Évora. pp. 19.

Gansinho, A. S.; Marcão, G.; Velez, M. C.; Barroso, M.; Araújo, A. & **Lopes, L.** (2002) – Roteiro geológico na terminação SE do anticlinal de Estremoz. III JORNADAS IBÉRICAS DE JOVEN(E)S GEÓLOGOS - Pangea 2002, Núcleo de Geologia da Universidade de Évora. pp. 144 - 148.

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 Granito)**

**ANEXO**

**“DADOS ESTRUTURAIS”**

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

ÍNDICE	Página
APRESENTAÇÃO	2
1. DOMÍNIO DE ELVAS – VILA BOIM – TERRUGEM (Sector de Alter do Chão – Elvas)	3
2. DOMÍNIO DE SÃO SATURNINO – JUROMENHA	5
3. DOMÍNIO DE FERRARIAS – NAVE	7
4. ANTICLINAL DE ESTREMOZ	8
4.1. SONDAGENS SP1 a SP6 – Terminação periclinal SE do anticlinal de Estremoz	12
4.2. SONDAGENS FMP – Fonte da Moura – Pardais (Pedreira Marmetal)	16
4.3. DISCUSSÃO	19
4.4. CORREDORES DE DEFORMAÇÃO NNW-SSE A NW-SE	20
5. SINCLINAL DE TERENA E TERRENOS ENVOLVENTES	21
BIBLIOGRAFIA APENAS REFERENCIADA NESTE ANEXO	23
MAPA ESTRUTURAL DA ZONA DE OSSA – MORENA (Região de Estremoz – Elvas)	
I – Lineações de estiramento e intersecção (S0+S1)^S2	24
II – Estruturas planares: Estratificação (S0) e Xistosidade S1	26
III – Estruturas planares: Xistosidade S2	28

## APRESENTAÇÃO

Neste anexo apresentamos os dados estruturais referentes à área em estudo e essencialmente reportados aos capítulos 4 e 5 do volume principal da tese. As interpretações possíveis e os resultados obtidos serão alvo de discussão à medida que os dados sejam apresentados.

Complementando a cartografia, juntam-se agora mapas de estruturas onde se salientam as atitudes das estruturas meso e macroscópicas.

Embora não tenha sido referido no volume principal da tese, também foi efectuado um estudo micropetrográfico/estrutural sobre amostras recolhidas nos testemunhos das várias sondagens realizadas no âmbito de projectos de colaboração entre o Instituto Geológico e Mineiro (I.G.M.) e o Departamento de Geociências da Universidade de Évora. Este estudo, que incidiu sobre rochas predominantemente carbonatadas, foi importante para estabelecer a concatenação de mecanismos de deformação a diferentes escalas.

Todos os dados que apresentamos nas próximas páginas são de natureza não paramétrica, ou seja não permitem uma quantificação, por exemplo, dos espaçamentos médios nas diferentes famílias, tratando-se pois, de dados que privilegiam a natureza direccional dos planos e linhas considerados mas não a distribuição espacial dos mesmos. Chamamos, no entanto a atenção para o facto de esta distribuição ser fundamental na caracterização de uma massa de rochas que se quer útil como produtora de rochas ornamentais pois, privilegia a obtenção de blocos com volumes comerciáveis tornando viável uma exploração.

No tratamento dos dados e elaboração dos estereogramas foram utilizados os programas Microsoft Excel, Georient 32v9<sup>1</sup> e Rockworks 2002<sup>2</sup>. As projecções efectuaram-se sobre a Rede de Schmidt, tendo-se considerado o hemisfério inferior.

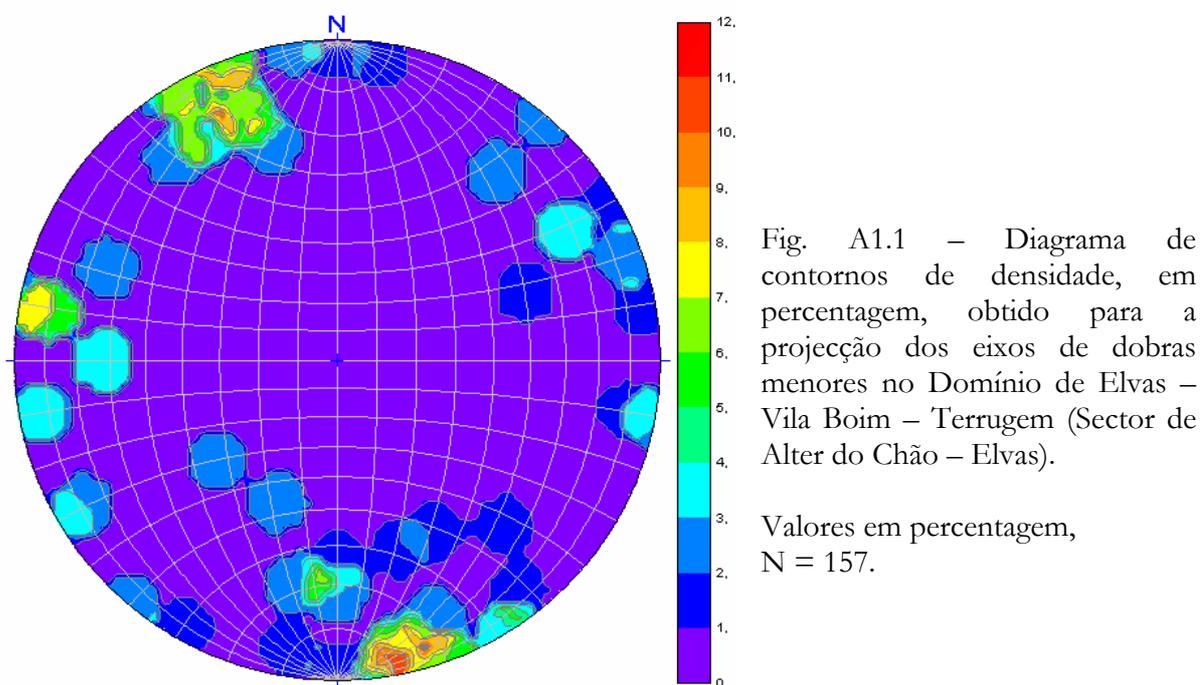
---

<sup>1</sup> <http://www.earth.uq.edu.au/~rodh/software/>

<sup>2</sup> <http://www.rockware.com>

## 1. DOMÍNIO DE ELVAS – VILA BOIM – TERRUGEM (SECTOR DE ALTER DO CHÃO – ELVAS)

A principal assinatura estrutural deste Sector reporta-se ao estilo das dobras que aí se encontram representadas, à grande variação em termos de atitude do respectivo eixo e ao grau metamórfico relativamente baixo que as litologias apresentam. A heterogeneidade geométrica das estruturas encontra-se bem representada pela dispersão dos eixos das dobras menores (Fig. A1.1).



A Fig. A1.1 representa a projecção dos eixos das dobras mesoscópicas observadas. Estas dobras, na sua maior parte são assimétricas e abertas (Twiss & Moores, 1992) e são características do Sector de Alter do Chão – Elvas. As dobras com flancos e planos axiais muito variáveis apresentam uma grande dispersão de eixos com máximos de inclinação até 50° e direcções de mergulho para S; SSE; NNW e WNW. Esta grande dispersão será resultado da interferência entre as duas fases de deformação e está discutida no volume principal da Tese (pág. 263 e seguintes). Não sendo possível verificar-se no estereograma, registamos ainda que se verifica uma variação regional no estilo de dobramento. Assim, à medida que nos aproximamos do seu limite SW os planos axiais das dobras tendem a

aproximar-se da vertical ao mesmo tempo que se verifica uma tendência para a horizontalização do eixo.

Ainda neste Domínio, ao contrário do que se verifica mais a SW, quando ocorrem os corredores de deformação NNW – SSE são discretos e apresentam um comportamento essencialmente frágil – dúctil.

As figuras A1.2 e A1.3 representam, respectivamente, a projecção de S0+S1 (estratificação e xistosidade de primeira fase) e S2 (xistosidade de segunda fase).

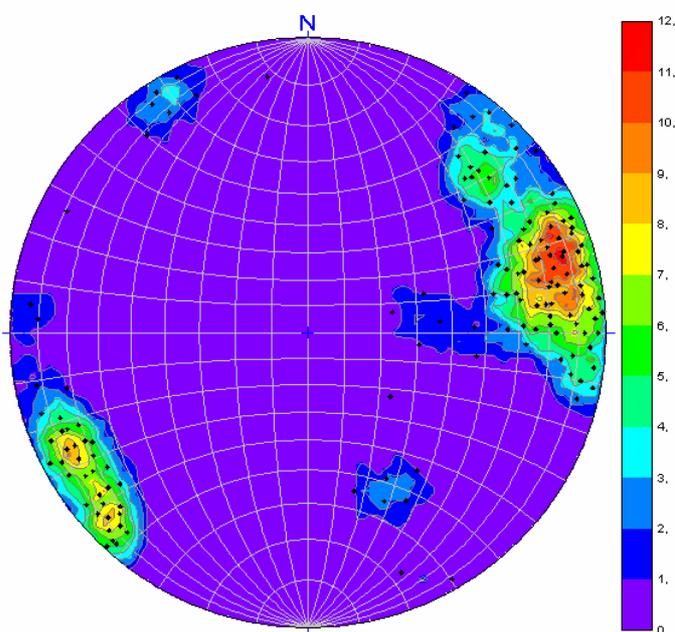


Fig. A1.2 – Diagrama de contornos de densidade obtido para a estratificação (S0) e xistosidade S1 (transposta) no Domínio de Elvas – Vila Boim – Terrugem (Sector de Alter do Chão – Elvas).

Diagrama  $\pi$ ,  
valores em percentagem,  
N = 147.

Máximo = N25°W, 80°SW.

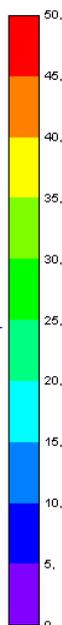
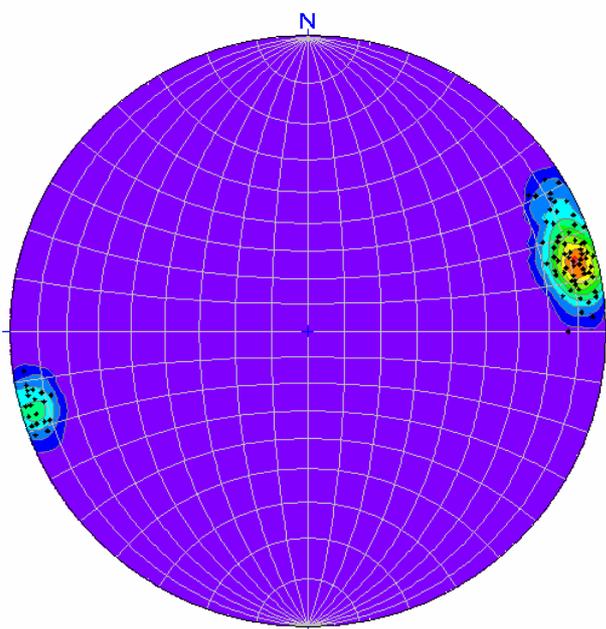


Fig. A1.3 – (Em baixo, à esquerda) Diagrama de contornos de densidade obtido para a xistosidade S2 no Domínio de Elvas – Vila Boim – Terrugem (Sector de Alter do Chão – Elvas).

Diagrama  $\pi$ ,  
valores em percentagem,  
N = 84.

Máximo = N18°W, 85°SW.

Estas duas últimas figuras revelam, por um lado, uma certa dispersão para os valores da estratificação e xistosidade de primeira fase, que também se traduz na dispersão dos eixos de dobras mesoscópicas (Fig. A1.1) e por outro a consistência e menor dispersão dos dados referentes à xistosidade de segunda fase.

## 2. DOMÍNIO DE SÃO SATURNINO – JUROMENHA

Este domínio, como referimos no volume principal da Tese, corresponde a uma zona de deformação transcorrente, predominantemente esquerda e heterogénea, que se poderá enquadrar na definição de “transpressão inclinada” de Jones *et al.*, (2004)<sup>3</sup>. Esta *transpressão inclinada* caracteriza-se pela actuação de um regime compressivo simultaneamente a um movimento cisalhante horizontal e/ou vertical. Este jogo de forças induzirá a formação de estruturas com simetria triclínica, o resultado mais evidente será a génese de uma xistosidade onde tanto a direcção como a inclinação serão obliquas às fronteiras de cisalhamento e as lineações de estiramento observadas no *fabric* planar apresentarão uma grande dispersão (Figs. A2.1 e A2.2) e podem variar durante o processo de deformação progressiva.

---

<sup>3</sup> Jones, R.R.; Holdsworth, P. C.; McCaffrey, K. & Tavarnerelli, E. (2004) – Inclined transpression. *Journal of Structural Geology*. Vol. 26, nº 8, pp. 1531-1548. (Consulta *on-line*).

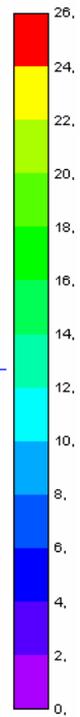
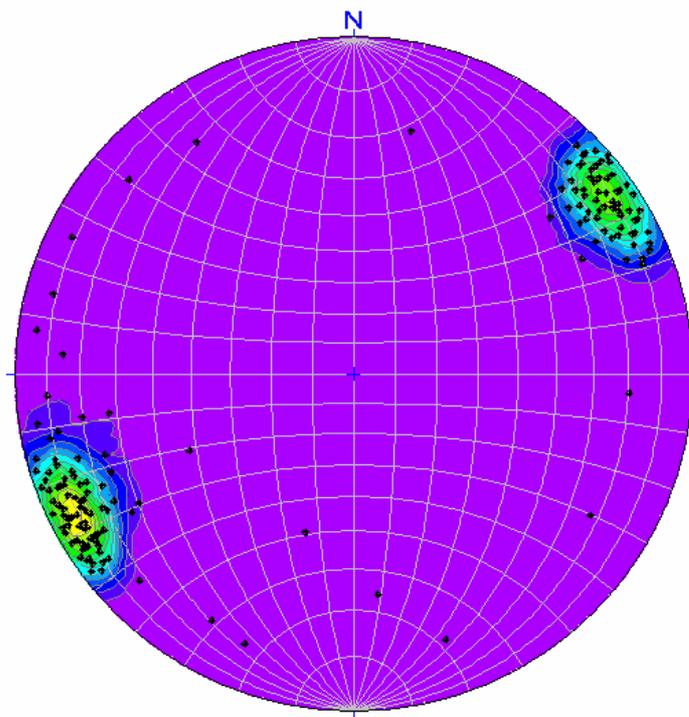


Fig. A2.1 – (Em cima à esquerda) Diagrama de contornos de densidade obtido para a xistosidade S2 no Domínio de São Saturnino – Juromenha.

Diagrama  $\pi$ , valores em percentagem, N = 158.

Máximos = N38°W, 80°SW,  
N32°W, 85°NE.

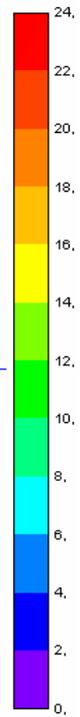
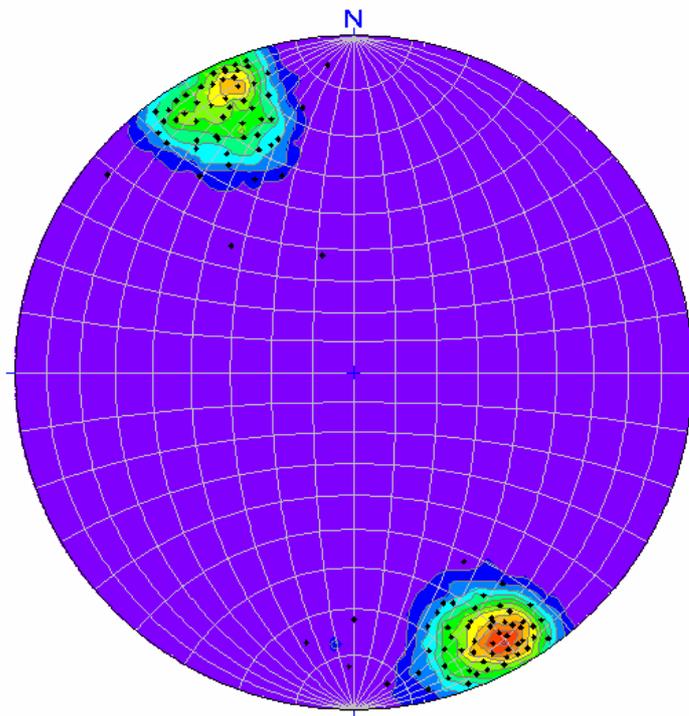


Fig. A2.2 – Diagrama de contornos de densidade obtido para a lineação de estiramento no Domínio de São Saturnino – Juromenha.

Valores em percentagem, N = 93.

Máximo = 12°, S28°E.

### 3. DOMÍNIO DE FERRARIAS – NAVE

Neste domínio, com estruturas planares predominantemente sub-verticais (Fig. A3.2), o mergulho das meso-estruturas e da lineação de estiramento observadas fazem-se, de modo consistente, para NW/NNW; para além das diferenças litológicas, nem sempre de definição muito clara, este foi o principal critério que presidiu à sua individualização. Esta característica encontra-se bem expressa no seguinte estereograma (Fig. A3.1).

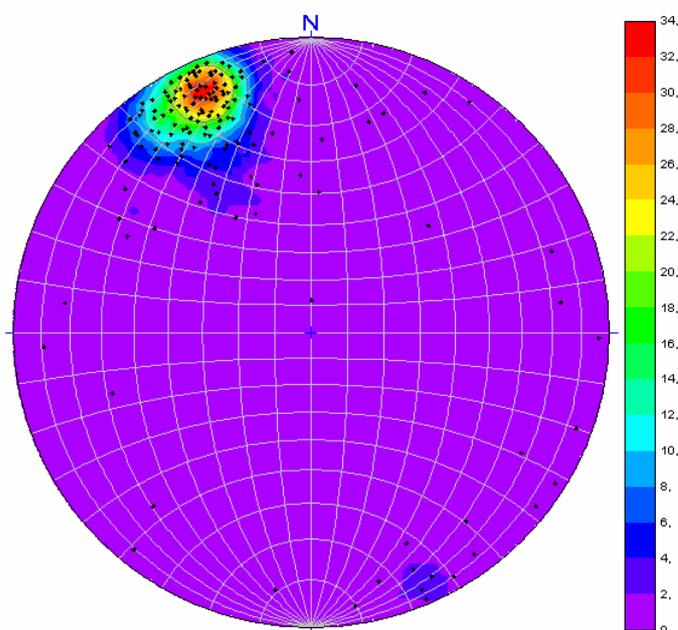


Fig. A3.1 – Diagrama de contornos de densidade obtido para a projecção das lineações de estiramento no Domínio de Ferrarias – Nave.

Valores em percentagem, N = 169. Máximo = 27°, N23°W.

Na Fig. A3.2 representa-se a projecção dos pólos das estruturas planares observadas neste domínio, onde apesar da dispersão dos dados, se destaca uma ligeira vergência geométrica para SW.

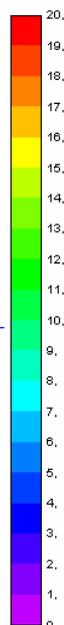
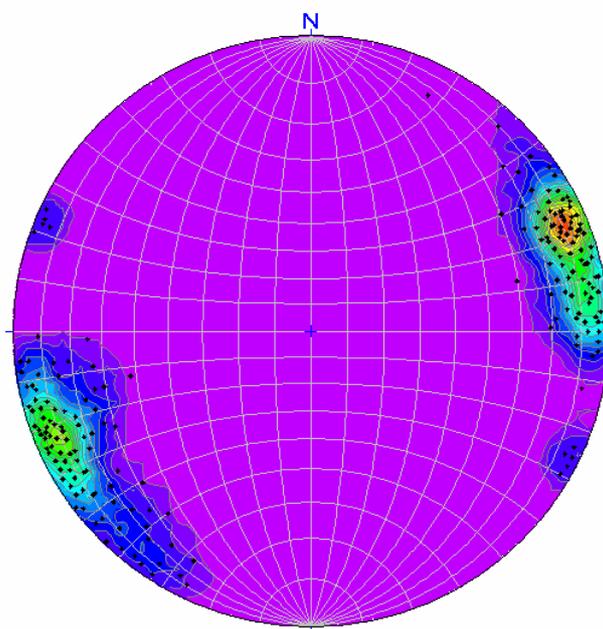


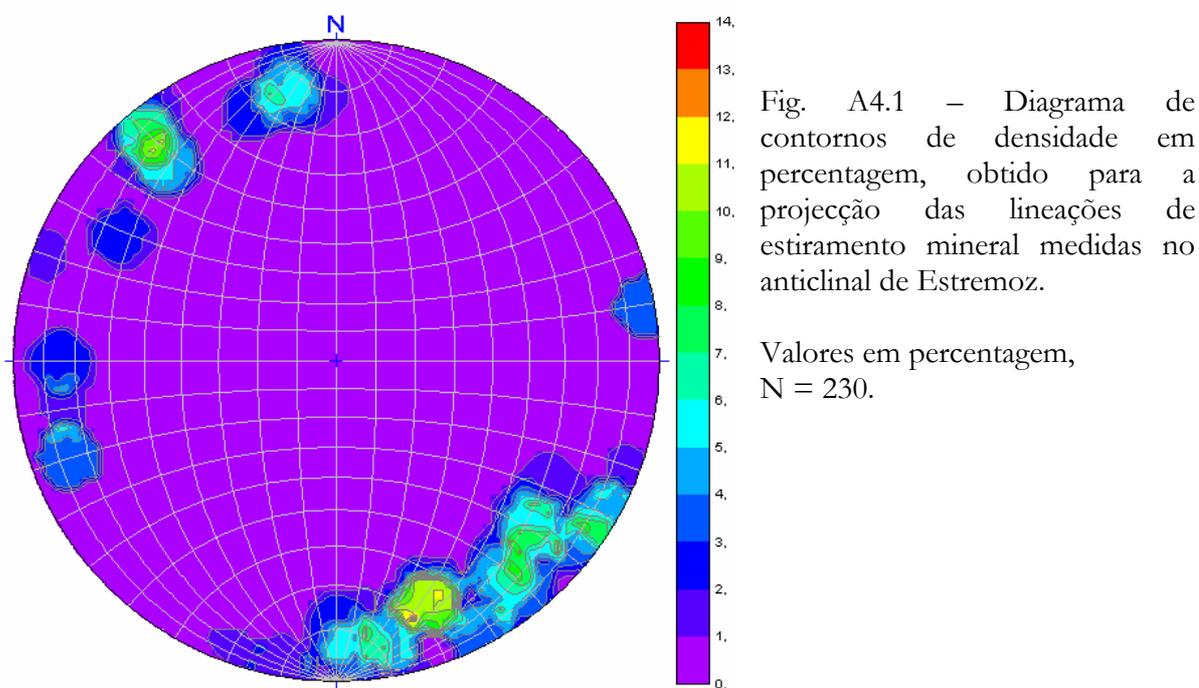
Fig. A3.2 – Diagrama de contornos de densidade obtido para as estruturas planares (S0+S1 e S2) no Domínio de Ferrarias – Nave.

Diagrama  $\pi$ , valores em percentagem, N = 194. Máximo = N26°W, N75°SW

#### 4. ANTICLINAL DE ESTREMOZ

Como referimos no volume principal da Tese, a maior parte dos trabalhos de campo realizou-se na estrutura geológica designada por anticlinal de Estremoz, assim é natural a assimetria apresentada em relação ao volume de dados entre esta e as restantes áreas estudadas.

No anticlinal de Estremoz, do ponto de vista cinemático, a informação mais importante é fornecida pela direcção de estiramento mineral que pode ser medida nas várias litologias (Fig. A4.1) uma vez que é um indicador: (1) da direcção de compressão mínima do(s) campo(s) de tensão prevaletentes aquando do crescimento sin-cinemático dos minerais que materializam este mesmo estiramento, nos estádios iniciais da deformação; (2) nas litologias carbonatadas corresponde à orientação (sobre o plano de xistosidade de segunda fase “S2”) ao longo da qual ocorre a dissolução sob pressão e deslizamento nas fronteiras dos grãos de calcite, quando o regime de deformação se torna mais frágil.



Este diagrama (Fig. A4.1) apresenta alguma dispersão nos valores observados, ainda assim persistem duas direcções preferenciais: uma próxima de NW-SE, e outra mais próxima de N-S. Em relação à primeira, a mais facilmente

identificável em todo o anticlinal, caracteriza-se pelo alinhamento de filossilicatos ou quanto não é possível pelo alongamento do eixo maior dos cristais de calcite observados em afloramento. Convém realçar que ao longo da estrutura esta lineação apresenta uma variação no sentido da inclinação que se faz para SE na terminação periclinal SE do anticlinal e para NW na terminação periclinal NW do anticlinal, os valores mais próximos da horizontal registaram-se na região intermédia, embora aqui não sejam raras as observações com inclinação marcadamente para SE, como acontece, por exemplo, na zona da Cruz dos Meninos – Estremoz. Outra constatação que não resulta óbvia na análise do diagrama é que na presença de litologias mais finas, provavelmente mais dolomíticas, quando observável, esta lineação de estiramento toma valores menos inclinados em relação às fácies mais grosseiras (mármore calcíticos) que afloram na sua proximidade. Ainda em relação a esta direcção de estiramento, muitas vezes é sub paralela à lineação de intersecção  $(S_0+S_1) \wedge S_2$ , donde resulta uma fraca crenulação observada desde o afloramento até à escala microscópica.

No caso da lineação de estiramento com valores mais próximos de N-S, todos os valores considerados para projecção no estereograma foram medidos pelo alinhamento de filossilicatos (sericite e clorite) sobre a superfície de xistosidade  $S_1$ , para que não houvesse dúvidas acerca dos valores obtidos. Recolheram-se várias amostras a partir das quais se executaram lâminas delgadas no intuito de determinar o sentido de transporte associado a este estiramento; em todos os casos se verificaram critérios de movimento (“*mica-fish*”, cristais de calcite definindo sigmóides, algumas fendas de tracção alinhadas e estruturas “c/s”) predominantemente com topo para Norte. Para além das lâminas realizadas no âmbito dos trabalhos de doutoramento, integrado no âmbito da cooperação/colaboração entre o DGUE e o DRMNM/IGM, realizou-se um projecto no qual se realizaram mais de 150 lâminas delgadas das quais se

escolheram para estudo de pormenor 100 (Lopes, 2000<sup>4</sup>). Os objectivos deste trabalho consistiram essencialmente na identificação dos mecanismos de deformação que presidiram à deformação dos mármore e na percepção da sua variabilidade espacial na proximidade de singularidades geológicas facilmente identificáveis, concretamente falhas, zonas de cisalhamento, presença de filões doleríticos, etc. Apesar de nem sempre ter sido possível orientar correctamente estas lâminas, deve-se realçar que nas observações realizadas prevaleciam critérios de cisalhamento esquerdos.

No caso da superfície de estratificação e como, devido à transposição de estruturas, nem sempre macroscopicamente é clara a distinção entre esta e a superfície de xistosidade S1 optámos por projectar no mesmo diagrama as duas superfícies (Fig. A4.2). Microscopicamente, em litologias com filossilicatos, é quase sempre possível distinguir estas duas superfícies pelo ângulo que fazem entre si e pela orientação dos minerais micáceos que materializam o plano de xistosidade S1, por vezes também se geram estruturas do tipo “C”/”S”.

Relativamente aos planos de xistosidade S2, regista-se uma menor dispersão nos valores obtidos, o máximo encontra-se com uma atitude média de N18°W, 82°NE, os valores situados próximo deste valor correspondem a 40% do total considerado, esta situação encontra-se bem expressa na Fig. A4.3. Espacialmente para NW verifica-se uma rotação para NW desta estrutura planar, o que no gráfico se encontra materializado pelo deslocamento para Sul no canto inferior esquerdo do estereograma. Esta situação poderia ser indicada pelo arqueamento de anticlinal de Estremoz que se observa no mapa geológico em anexo ao volume principal da Tese.

---

<sup>4</sup> **Lopes, L.**, (2000) – Estudo da Viabilidade Técnica e Económica da Exploração Subterrânea de Mármore no Anticlinal de Estremoz – Região de Pardais; Análise Microscópica Petrográfica, Textural e Estrutural dos Testemunhos das Sondagens. Relatório interno. Inst. Geol. Min., 35 pp.

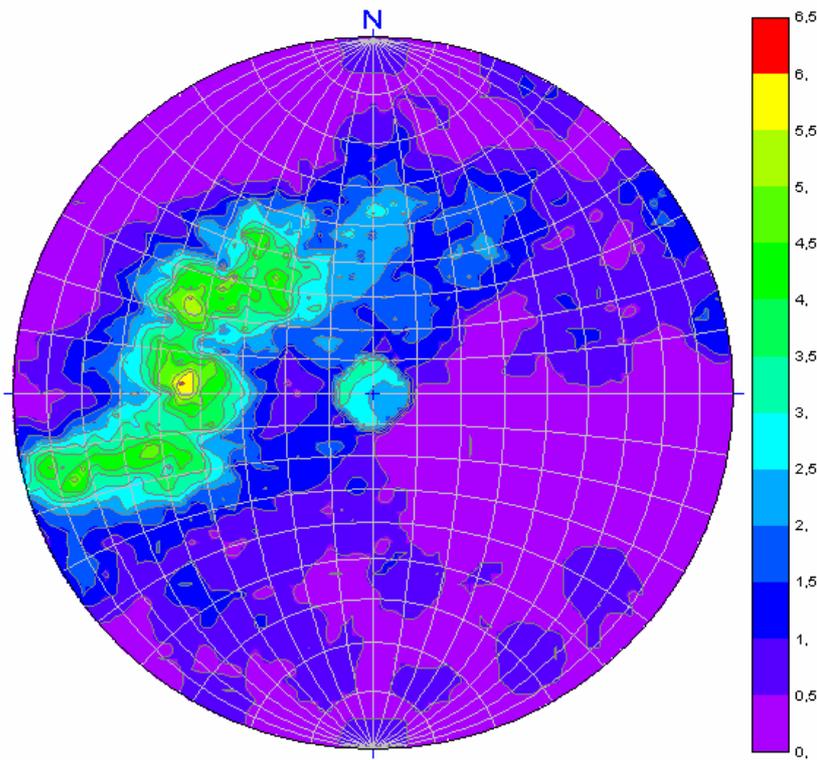


Fig. A4.2 – Diagrama de contornos de densidade obtido para a estratificação (S0) e xistosidade S1 (transposta) no anticlinal de Estremoz.

Diagrama  $\pi$ , valores em percentagem, N = 1523.

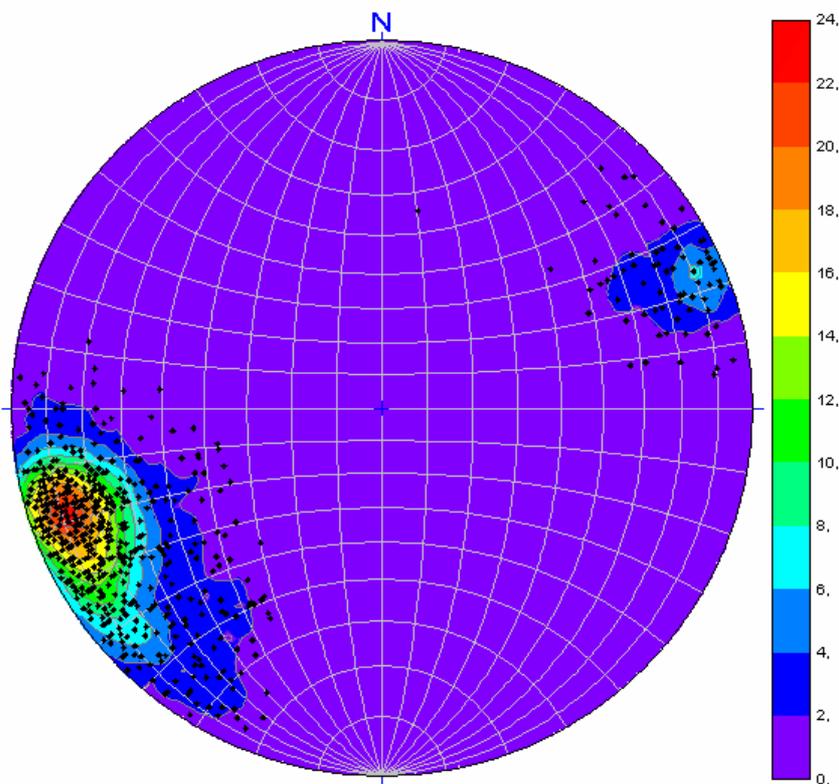


Fig. A4.3 – Diagrama de contornos de densidade obtido para a xistosidade S2 no anticlinal de Estremoz.

Diagrama  $\pi$ , valores em percentagem, N = 635.

Máximo = N28°W, N75°NE

Em seguida apresentam-se os dados recolhidos nas campanhas de sondagens em que colaboramos com o I.G.M. Relativamente aos dados apresentados nas figuras precedentes, à partida parece haver algumas incongruências, no entanto, estas são resultado dos métodos de recolha de dados e serão discutidas após a apresentação dos mesmos.

#### 4.1. SONDAGENS SP1 a SP6 – Terminação periclinal SE do anticlinal de Estremoz

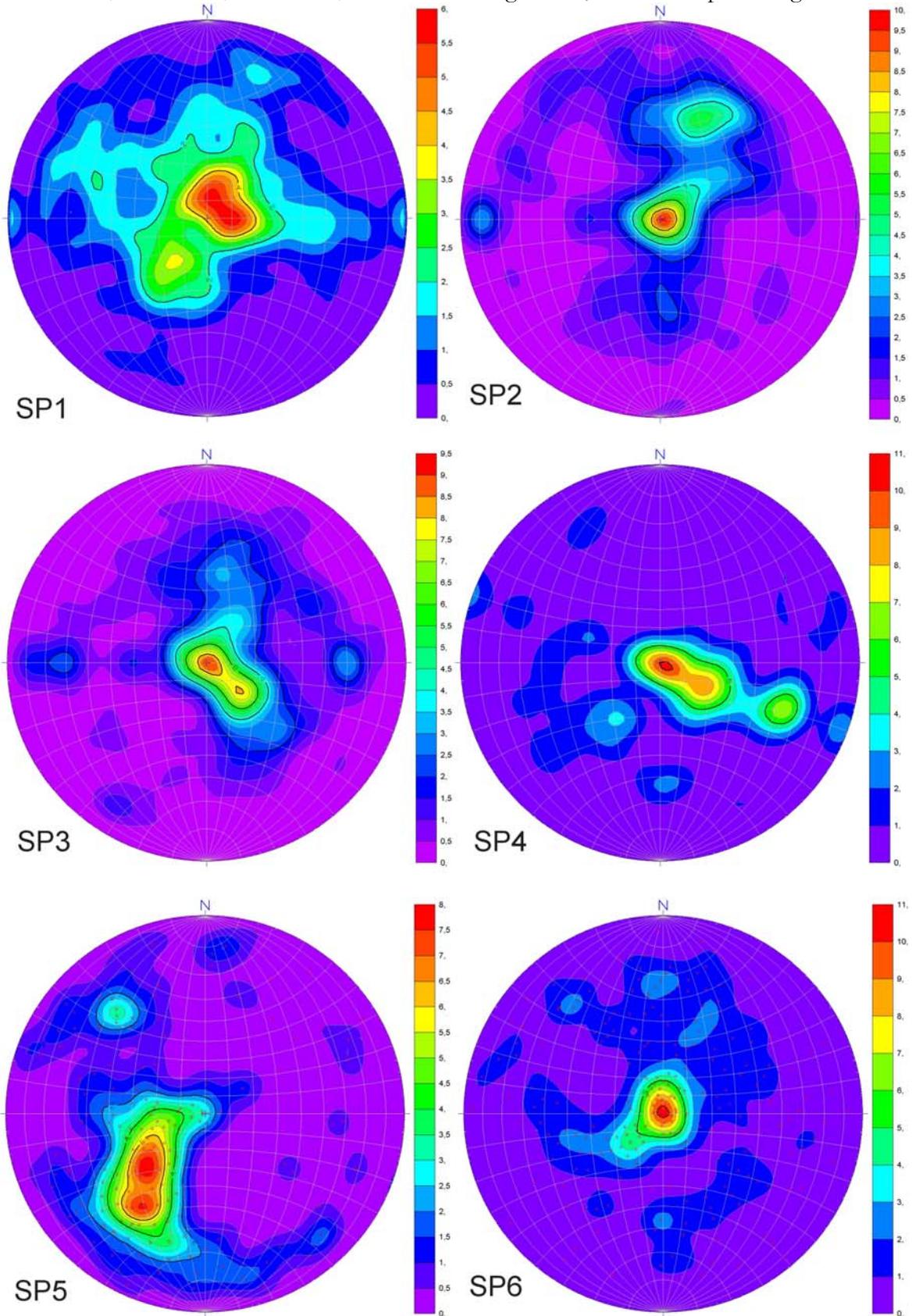
No âmbito do Projecto “Estudo da Viabilidade Técnica da Exploração Subterrânea de Mármore no Anticlinal de Estremoz – Região de Pardais” realizaram-se as sondagens com vista ao conhecimento da jazida na terminação periclinal SE da estrutura. Os dados obtidos encontram-se representados nos seguintes estereogramas. (Figs. A4.4 – 4.8).

A localização em coordenadas militares, cota, atitude e comprimento das sondagens “SP” está indicada na tabela seguinte:

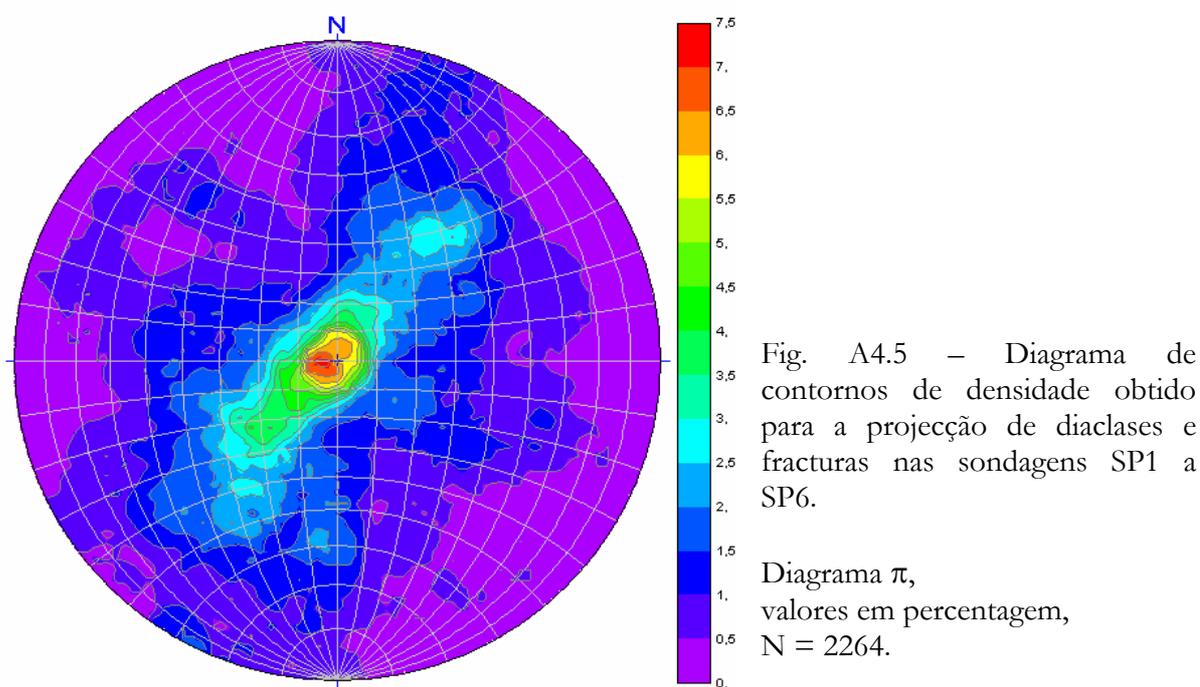
Sondagem	M	P	Cota	Atitude	Comprimento
SP1	264 230	-196 300	363	Vertical	391,82 m
SP 2	264 350	-196 480	358	60° N270°	428,45 m
SP 3	264 355	-196 330	357	60° N270°	439,54 m
SP 4	264 100	-196 220	373	60° N20°	404,16 m
SP 5	264 120	-196 740	367	60° N200°	295,24 m
SP 6	264 000	-196 970	366	60° N50°E	362.39 m
M – Distância à meridiana; P - Distância à perpendicular					
Nota – as sondagens foram executadas com uma sonda Bonne Esperance					

Tabela A1 – Dados logísticos referentes às sondagens “SP”.

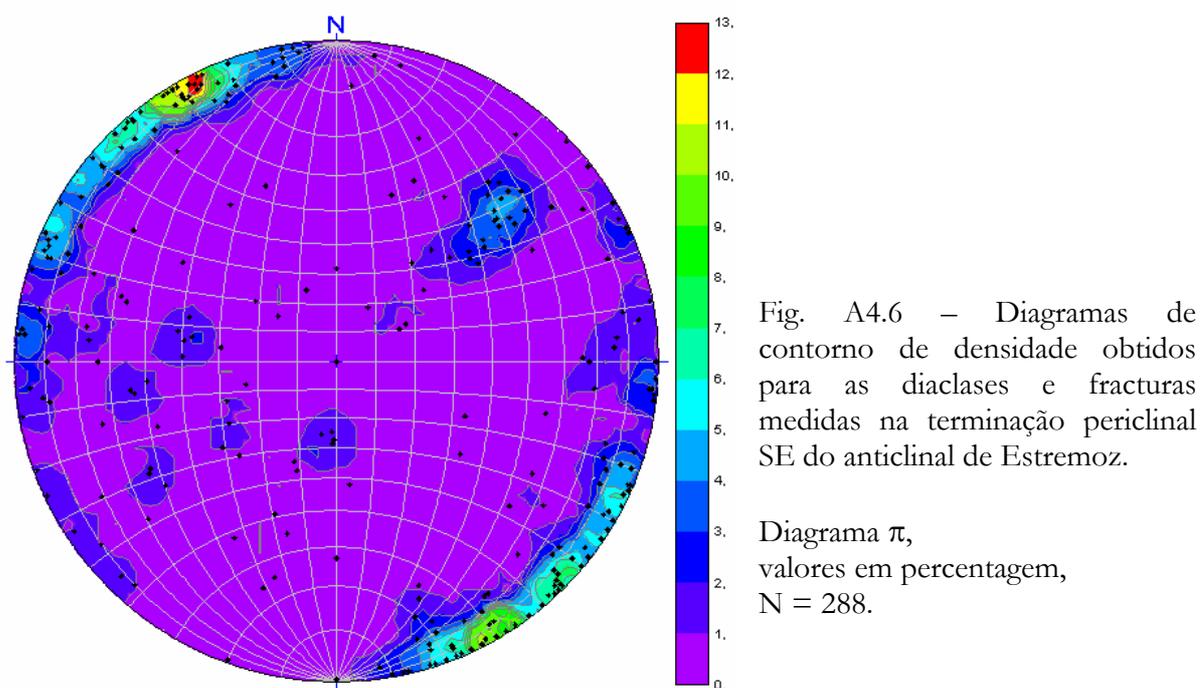
Fig. A4.4 – Diagrama de contornos de densidade obtido para a projecção de diaclases e fracturas nas sondagens SP1 a SP6. Número de pontos considerados: SP1 = 345; SP2 = 477; SP3 = 386; SP4 = 452; SP5 = 254; SP6 = 355. Diagrama  $\pi$ , valores em percentagem.



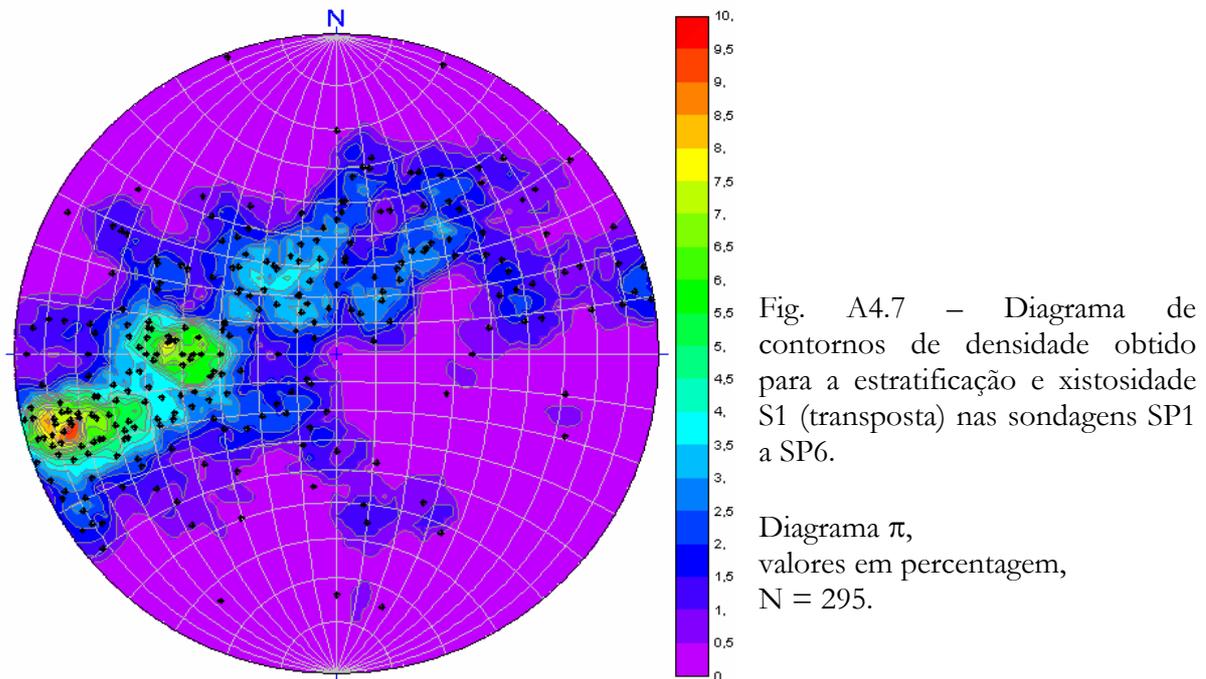
O gráfico que se obtêm para as diaclases e fracturas medidas nas sondagens “SP” corresponde à Fig. A4.5.



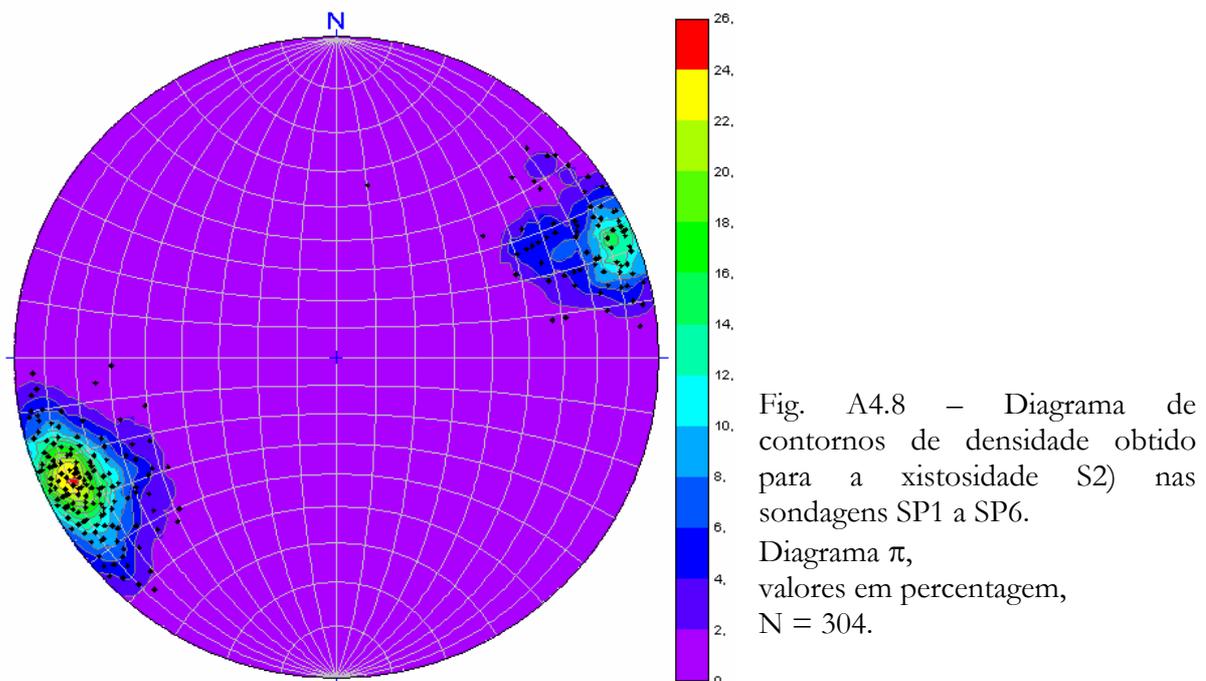
A título de comparação com os dados projectados na figura anterior, o estereograma que se obtêm para as diaclases e fracturas medidas na terminação periclinal do anticlinal de Estremoz corresponde à Fig. A4.6.



O gráfico que se obtêm para a estratificação “S0” e xistosidade “S1” medida nas sondagens “SP” corresponde à Fig. A4.7.

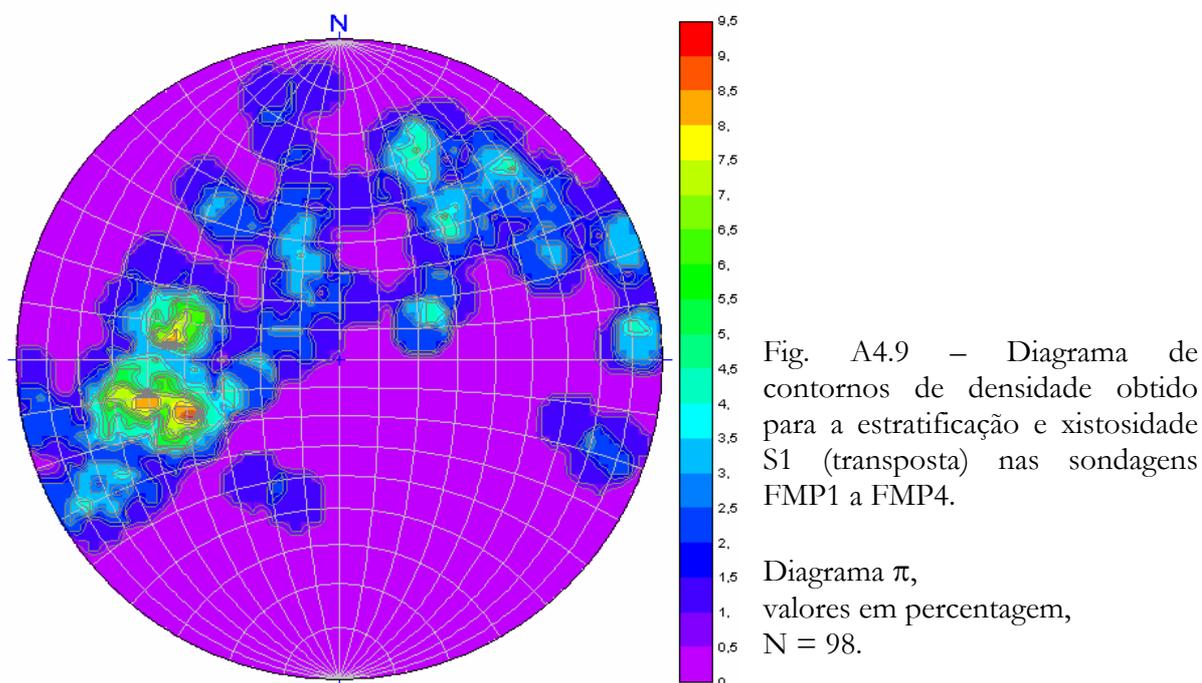


O seguinte estereograma (Fig. A4.8) representa a projecção da xistosidade S2 medida nas sondagens “SP”.



#### 4.2. SONDAGENS FMP – Fonte da Moura – Pardais (Pedreira Marmetal)

No âmbito do Projecto “Estudo da Viabilidade Técnica da Exploração Subterrânea de Mármore no Anticlinal de Estremoz – Região de Pardais” realizaram-se as sondagens com vista ao conhecimento pormenorizado da jazida num volume restrito que viria a ser alvo de exploração subterrânea. Os dados obtidos encontram-se representados nos seguintes estereogramas. (Figs. A4.9 – 4.11).



A grande dispersão que se observa na Fig. A4.9 deve-se ao facto de estas sondagens se terem realizado praticamente sobre a zona axial na terminação periclinal do anticlinal de Estremoz.

No gráfico seguinte (Fig. A4.10) realça-se a inclinação para SW de S2, o que poderia contrariar a vergência geométrica macroscópica da estrutura, no entanto convém referir os valores se encontram muito próximos da vertical e que na sua maior parte os testemunhos de sondagem amostrados foram recolhidos a NE do plano axial principal do anticlinal de Estremoz onde esta situação pode ocorrer e é mais frequente.

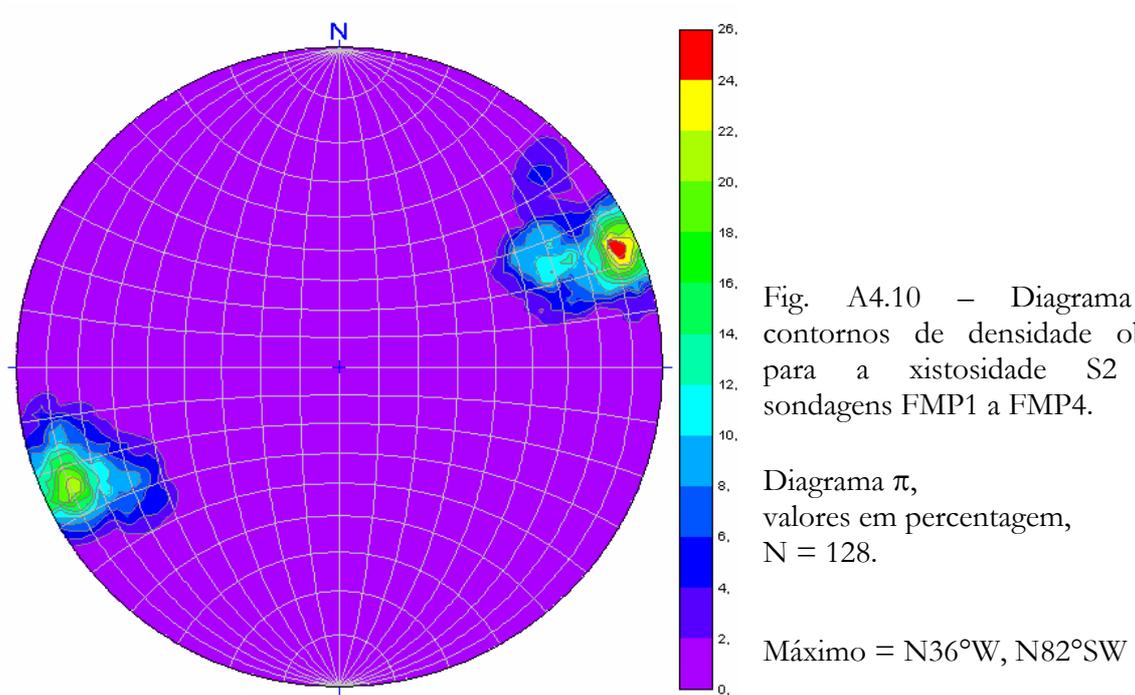
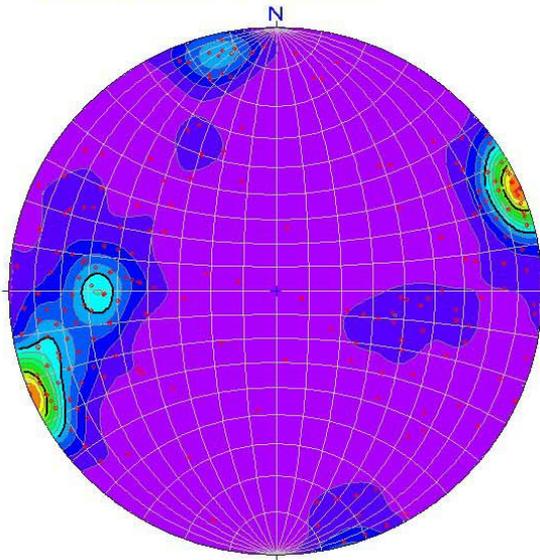
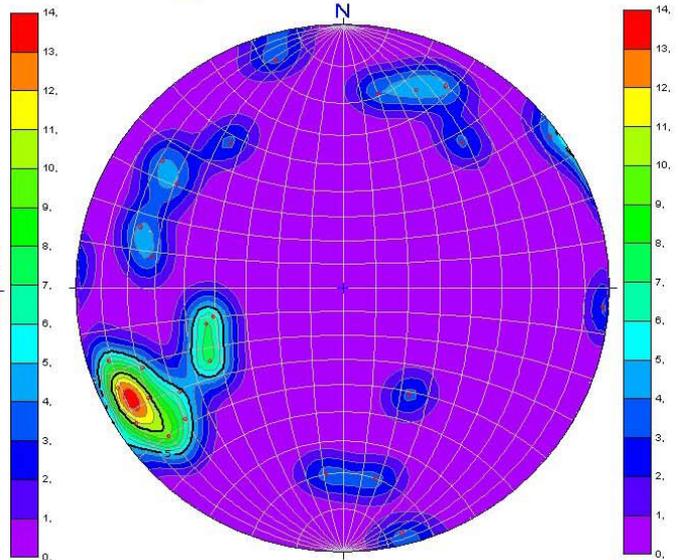


Fig. A4.11 – (Página seguinte) – Diagramas de contorno de densidade obtidos para as diaclases e fracturas medidas nas sondagens FMP1 a FMP4.  
Diagrama  $\pi$ , valores em percentagem, N = 374.

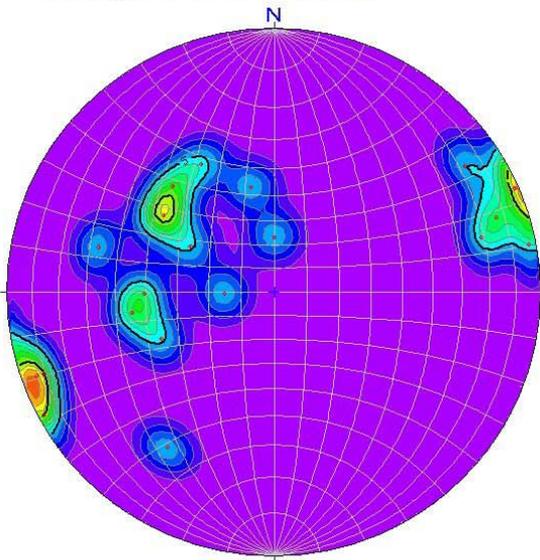
Sondagem FMP 1 - Fracturas



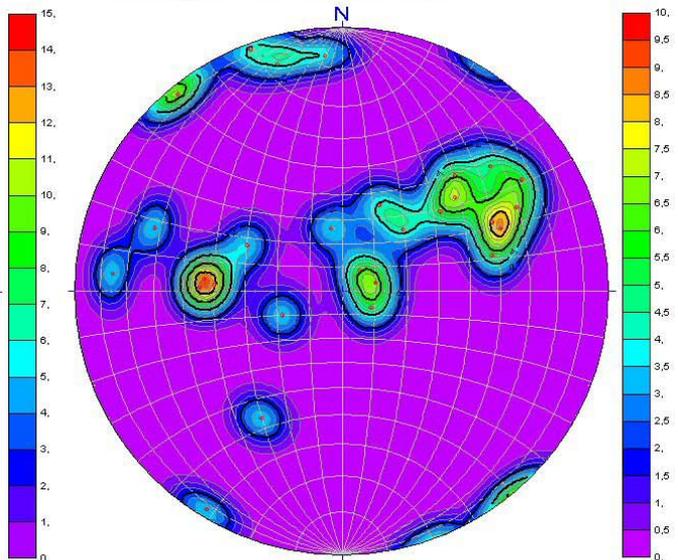
Sondagem FMP 2 - Fracturas



Sondagem FMP 3 - Fracturas

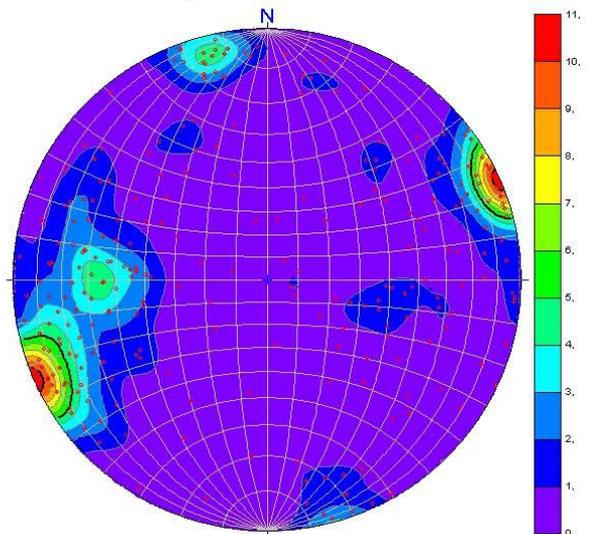


Sondagem FMP 4 - Fracturas



Fracturas - Sondagens FMP1, 2, 3 e 4

Sondagem	Orientação	Coordenadas		
		M	P	Z
FMP1	105°, Horizontal	64109,20	-103375,80	262,00
FMP2	N10°E, 10°SE	64108,70	-103374,00	263,00
FMP3	N75°E, 70°SE	64108,70	-103375,00	262,00
FMP4	N20°E, 45°SE	64107,00	-103372,60	262,00
	<b>Comprimento (m)</b>			
FMP1	125,58			
FMP2	68,4			
FMP3	66,78			
FMP4	37,14			
	<b>Número total de fracturas</b>			
FMP1	294			
FMP2	30			
FMP3	21			
FMP4	29			



### 4.3. Discussão

A discrepância observada entre os estereogramas referentes aos dados colectados à superfície e nos testemunhos das sondagens está intimamente relacionada com a natureza da amostragem realizada. No caso das sondagens as famílias de fracturas (descontinuidades) com direcção próxima da respectiva sondagem não estarão, obviamente, bem representadas. Por seu turno, na amostragem realizada à superfície são as famílias pouco inclinadas que ficarão deficientemente representadas. Enquanto que nos testemunhos das sondagens se amostraram todas as descontinuidades naturais encontradas, no caso da amostragem à superfície, em cada local de amostragem tentou-se recolher o maior número de dados considerando pelo menos duas *scan lines* não paralelas de modo a que todas as famílias possíveis ficassem registadas. Cada uma destas linhas de observação tinha comprimentos médios variáveis entre 20 e 50 metros, apenas com um caso excepcional em que a linha de amostragem alcançou os 150 metros, na pedreira da empresa Batanete – Olival Grande, flanco SE a Norte de Bencatel.

Quando as sondagens são verticais, as famílias de descontinuidades muito inclinadas raramente intersectam os testemunhos de sondagem pelo que ficarão mal representadas na amostragem; por outro lado, as descontinuidades sub-horizontais ou pouco inclinadas são registadas com muita precisão resultando daqui informação preciosa acerca do espaçamento entre estas descontinuidades que por um lado condicionam e por outro auxiliam na extracção dos mármore para fins ornamentais. No caso terminação periclinal SE do anticlinal de Estremoz, por se situar ao longo da charneira principal da estrutura, este espaçamento entre descontinuidades na horizontal também corresponde a variações litológicas uma vez que a superfície de estratificação<sup>5</sup> também se comporta como superfície de ruptura. A falta de fracturas e diaclases pouco inclinadas nas sondagens FMP pode ser facilmente justificada pela atitude das sondagens que também foram realizadas com uma pequena inclinação.

---

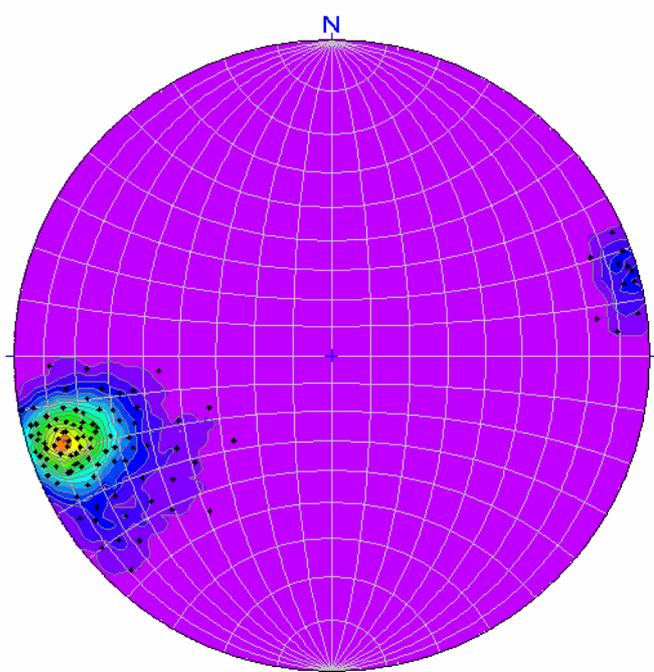
<sup>5</sup> A que frequentemente se associa a xistosidade transposta S1.

Deste modo ficam explicadas as aparentes discrepâncias entre os vários estereogramas referentes às várias sondagens que correspondem a desvios na amostragem condicionados pela natureza da amostragem e não a diferenças estruturais intrínsecas no objecto de análise<sup>6</sup> amostrado.

No caso das sondagens realizadas na terminação periclinal SE do anticlinal de Estremoz foi possível reconstruir uma sucessão litoestratigráfica muito completa que constituirá um auxiliar precioso na exploração a cotas mais profundas do que os 140 metros<sup>7</sup> que actualmente constituem o extremo de exploração em profundidade e a céu aberto na pedreira da empresa L. Cochicho – Fonte da Moura, Pardais.

#### 4.4. Corredores de deformação NNW-SSE a NW-SE

A figura A4.12 representa a projecção dos pólos dos planos correspondentes às bandas de cisalhamento dúctil/dúctil-frágil identificadas não apenas no anticlinal de Estremoz mas também nos terrenos envolventes. A posição estrutural bem



definida é evidenciada pela concentração de pontos e vergência para NE, bem expressa na figura.

Fig. A4.12 – Diagrama de contornos de densidade relativa aos corredores de deformação NNW-SSE identificados no anticlinal de Estremoz e nos terrenos envolventes.

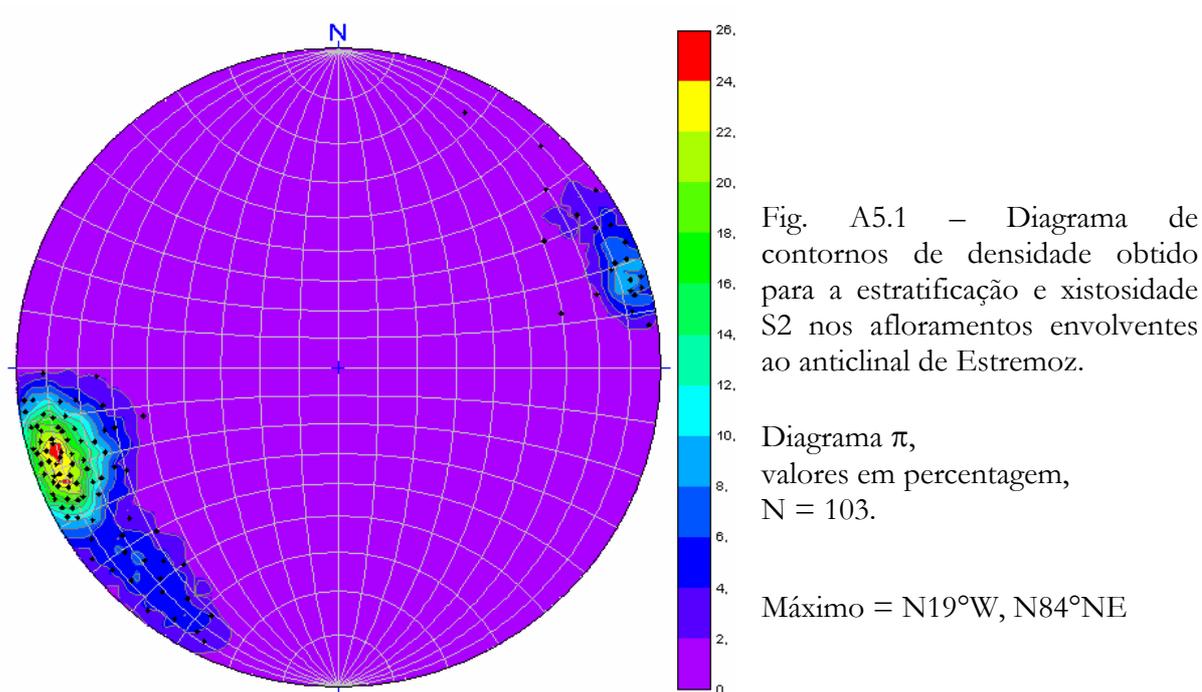
Diagrama  $\pi$ ,  
valores em percentagem,  
N = 106,  
Máximo = N20°W, N74°NE

<sup>6</sup> Obviamente uma determinada massa de mármore, neste caso.

<sup>7</sup> Medidos a partir da superfície,

## 5. SINCLINAL DE TERENA E TERRENOS ENVOLVENTES

Tal com ilustrámos no volume principal da Tese, na estrutura envolvente ao anticlinal de Estremoz, as unidades aflorantes caracterizam-se por se apresentarem muito verticalizadas (Fig. A5.1).



No sinclinal de Terena, onde apenas está presente uma fase de deformação, é ainda individualizada a situação de transecção direita caracterizada por um ângulo de cerca de 18° entre S0 e S2 com S0 mais próximo do N (S0 = N42°W, 75°NE / S2 = N60°, 87-90°NE) (Fig. A5.2).

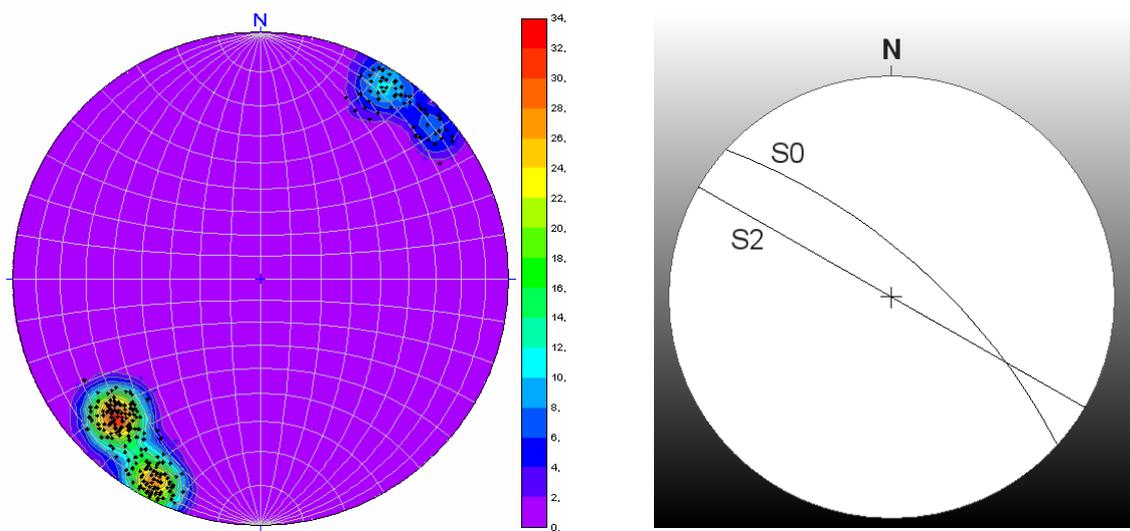


Fig. A5.2 – Diagrama de contornos de densidade obtido para a estratificação e xistosidade S2 no sinclinal de Terena.

À direita representam-se os planos correspondentes aos valores médios para a estratificação (S0) e para a xistosidade (S2) e cujos pólos correspondem às duas zonas de concentrações de pontos no estereograma à esquerda.

Diagrama  $\pi$ ,  
valores em percentagem,  
N = 250.

## **BIBLIOGRAFIA APENAS REFERENCIADA NESTE ANEXO**

**Jones, R.R.; Holdsworth, P. C.; McCaffrey, K. & Tavarnelli, E.** (2004) – Inclined transpression. *Journal of Structural Geology*. Vol. 26, nº 8, pp. 1531-1548. (Consulta *on-line*).

**Lopes, L.,** (2000) – Estudo da Viabilidade Técnica e Económica da Exploração Subterrânea de Mármore no Anticlinal de Estremoz – Região de Pardais; Análise Microscópica Petrográfica, Textural e Estrutural dos Testemunhos das Sondagens. Relatório interno. Inst. Geol. Min., 35 pp.

**MAPA ESTRUTURAL DA ZONA DE OSSA MORENA**

**(Região de Estremoz – Elvas)**

**I – Lineações de estiramento e intersecção (S0+S1)^S2**



**MAPA ESTRUTURAL DA ZONA DE OSSA MORENA**  
**(Região de Estremoz – Elvas)**  
**II – Estruturas planares: Estratificação (S0) e Xistosidade S1**



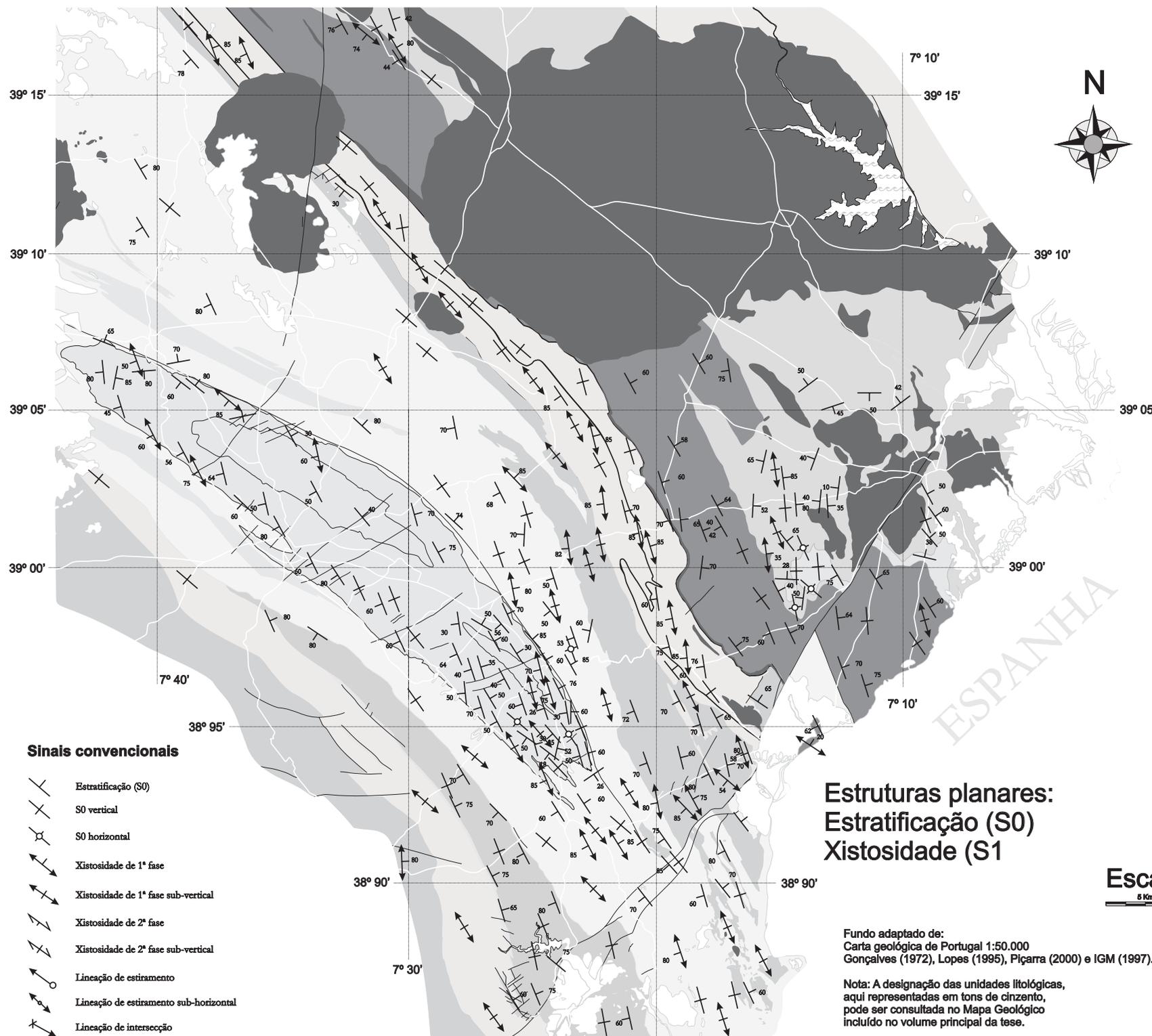
**MAPA ESTRUTURAL DA ZONA DE OSSA MORENA**

**(Região de Estremoz – Elvas)**

**III – Estruturas planares: Xistosidade S2**



# MAPA ESTRUTURAL DA ZONA DE OSSA-MORENA (Região de Estremoz - Elvas)



## Sinais convencionais

- Estratificação (S0)
- S0 vertical
- S0 horizontal
- Xistosidade de 1ª fase
- Xistosidade de 1ª fase sub-vertical
- Xistosidade de 2ª fase
- Xistosidade de 2ª fase sub-vertical
- Lineação de estiramento
- Lineação de estiramento sub-horizontal
- Lineação de intersecção

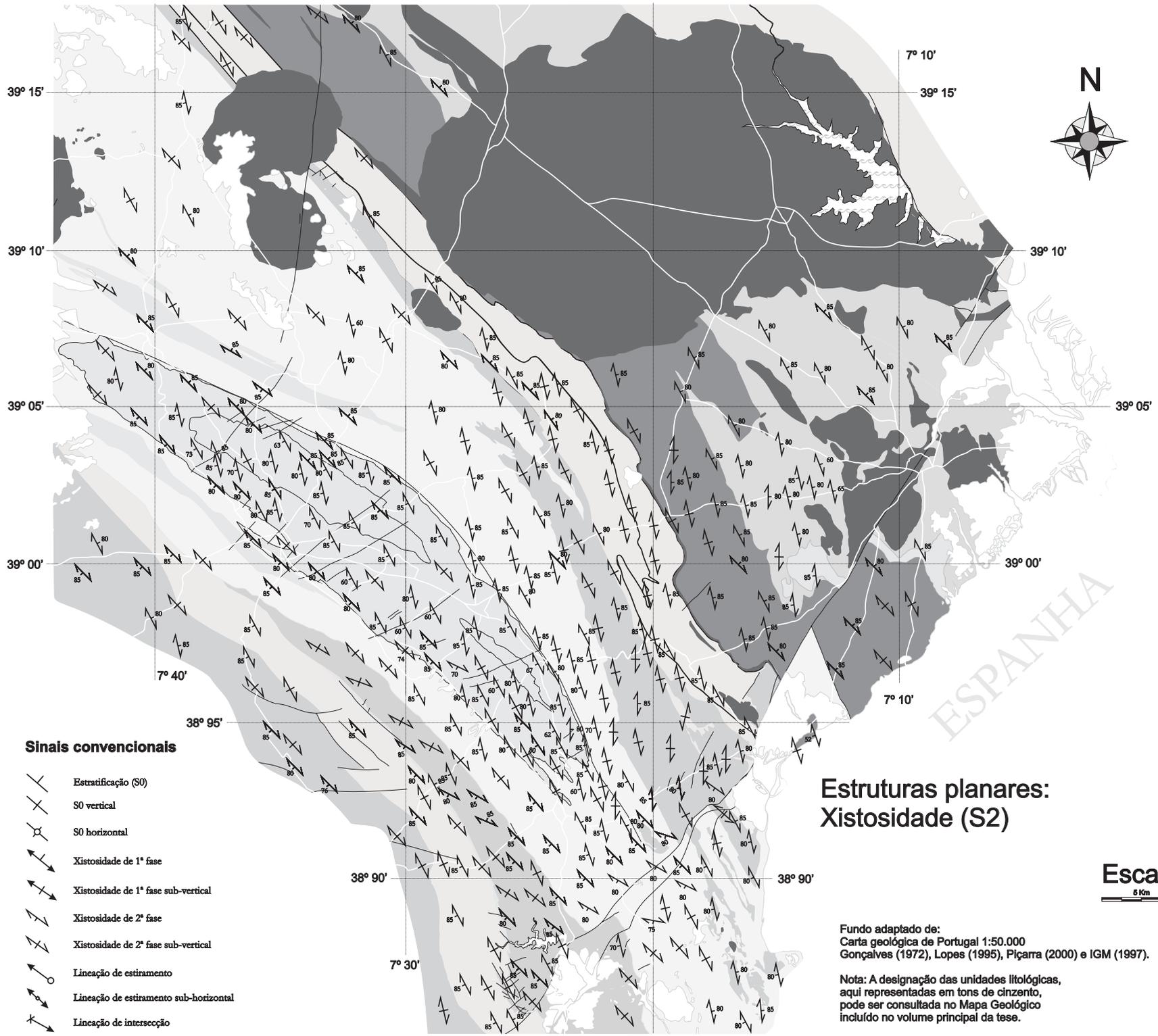
**Estruturas planares:**  
Estratificação (S0)  
Xistosidade (S1)

**Escala**  
5 Km

Fundo adaptado de:  
Carta geológica de Portugal 1:50.000  
Gonçalves (1972), Lopes (1995), Piçarra (2000) e IGM (1997).

Nota: A designação das unidades litológicas,  
aqui representadas em tons de cinzento,  
pode ser consultada no Mapa Geológico  
incluído no volume principal da tese.

# MAPA ESTRUTURAL DA ZONA DE OSSA-MORENA (Região de Estremoz - Elvas)



**Sinais convencionais**

- Estratificação (S0)
- S0 vertical
- S0 horizontal
- Xistosidade de 1ª fase
- Xistosidade de 1ª fase sub-vertical
- Xistosidade de 2ª fase
- Xistosidade de 2ª fase sub-vertical
- Lineação de estiramento
- Lineação de estiramento sub-horizontal
- Lineação de intersecção

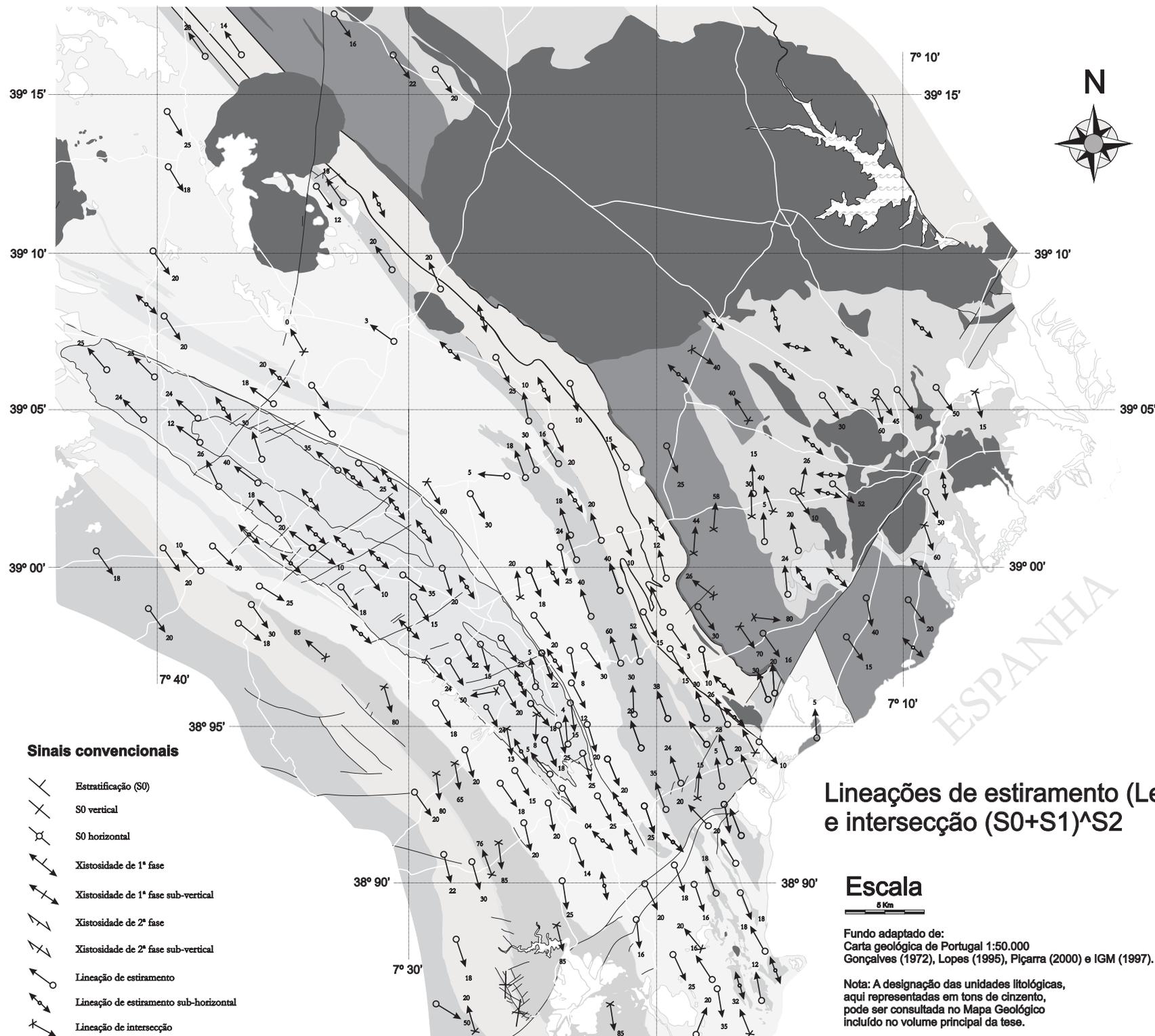
**Estruturas planares:  
Xistosidade (S2)**

**Escala**  
5 Km

Fundo adaptado de:  
Carta geológica de Portugal 1:50.000  
Gonçalves (1972), Lopes (1995), Piçarra (2000) e IGM (1997).

Nota: A designação das unidades litológicas,  
aqui representadas em tons de cinzento,  
pode ser consultada no Mapa Geológico  
incluído no volume principal da tese.

# MAPA ESTRUTURAL DA ZONA DE OSSA-MORENA (Região de Estremoz - Elvas)



# ERRATA

Pág.	Linha:	Onde se lê:	Deve-se ler:
5	18	...à muito...	...há muito...
63	24	...excepcional qualidade excepcional...	...excepcional qualidade ...
64	16	...graptolíticos se lhes...	...graptolíticos que se lhes...
64	14	...guia tem...	...guia e tem...
79	1	...na Fig. 8...	...na Fig. 1.15...
85	20	$g = \tan \gamma = S(1 - S)^{-1} \cot \beta$	$\gamma = \tan \psi = S(1 - S)^{-1} \cot \beta$
86	3	...influenciam a ...	... influenciam o ...
87	10	... <b>T</b> i...	... <b>Z</b> i...
87	15	... <b>T</b> i...	... <b>Z</b> i...
90	9	...distensivos...	...distensivas...
95	4	...Fig. 26.	...Fig. 1.26.
99	13	...(Fig. 1.31) e...	...(Fig. 1.31)...
101	2	...em um...	...num...
105	7	...In...	...In...
109	8	...consideraram-se...	... se consideraram...
110	4	...da do Mapa...	...do Mapa...
115	5	...capítulo 5.	...capítulo 4.
140	11	...et al. ...	... <i>et al.</i> ...
145	2	...quartzo de com pirite...	... quartzo com pirite...
157	17	...ao anticlinal...	...à estrutura...
157	24	...um foliação...	...uma foliação...
164	Inserir o texto:	<p>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 léditos datados por Piçarra (2000), ocorrem rochas com aspecto detritico 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.</p> <p>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).</p>	
169	20	...Fig. 3.31...	... Fig. 2.31...
169	23	...Fig. 3.31-1...	...Fig. 2.31-1...
181	11	...aos estes...	... aos...
183	22	...os outros...	...com os outros...
189	6	...a um...	...a uma...
196	8	...et al. ...	... <i>et al.</i> ...
205	5	...constitui, situa-se...	...situa-se...
205	19	...durante a Orogenia...	...durante as orogenias...
227	3	...Precâmbrico...	...do Precâmbrico...
227	21	...apresentada para o...	...para o...
232	7	...Gonçalves (1970) ...	...(Gonçalves, 1970) ...
237	Nota de rodapé	... para mais ilustra...	... para mais ilustrações referentes a estas estruturas algais.
241	20	...é...	...é...
254	19	...Quadro 4.1...	...(Quadro 4.1) ...
257	1	...erexo...	...e roxo...
263	4	...pouca deformação...	...pouco deformadas...
263	21	...no Fig. 1.33...	...na Fig. 1.33...
264	13	...N20°W, 60°SE...	...N20°W, 60°SW...
280	10	...pré-existente.	...pré-existente (Figs. 4.17 a 4.19).
283		Na Fig. 4.17 - 4	Lest 5°, S30°W
290	22	...deste domínio.	...deste domínio (Figs. 4.20 a 4.28). Consultar legendas das figuras para uma explicação mais detalhada.
297		Na Fig. 4.26	Fig. 2.24; Fig. 2.25
305	5	...um bloco rígido...	...um corpo rígido...
313	1	...fase em no Complexo...	... fase no Complexo...
314	15	...um anos...	...um ano...
325	7	...estruturas D1...	...estruturas D1 (Figs. 4.49 a 4.54).
334	1	...um...	...um papel...
336	3	...(Figs. 4.61 e 4.62)...	...(Figs. 4.61 a 4.67)...
347	15	...se...	...de...
347	18	...(Figs. 4.70 a 4.73).	...(Figs. 4.69 a 4.73).
347	18	...as...	...das...
351	Legenda da Fig. 4.73	...inferior esquerda... ..superior direita...	... superior direita... ..inferior esquerda...
361	8	...(Fig. 4.80)...	...(Fig. 4.81)...
362	4	...seguintes.	...seguintes (Figs. 4.82 a 4.86). Consultar legendas das figuras para uma explicação mais detalhada.
376	8	...projecto supracitado...	...projecto adiante citado...
392	5	... em...	... é...
402	7	...figura 6.9...	...Fig. 5.9...
413	16	...e houver...	...e se houver...
415	6	...(Figs. 6.14, 6.15)...	...(Figs. 5.14, 5.15)...
431	9	...se encontra estirados...	...se encontram estirados...
433	14	...(Cap. 6.3)...	...(Cap. 5.3)...
434	10	...Figs. 6.23 e 6.24...	...Figs. 5.23 e 5.24...
437	21	...orientação é...	...orientação é a...
445	18	...filos...	...filões...
446	17	...e visem...	...e visassem...
449	14	...Fig. 6.28...	...Fig. 5.28...
451	5	Tabela 6.4	Tabela 5.4
454	1	...figura 6.30...	...figura 5.30...
455	5	...Capítulo 5...	...Capítulo 4...
456	9	...um estágio...	...um nível...
460	6	...em Portugal.	...em Portugal, em particular no anticlinal de Estremoz (Fig. 5.34), onde as inúmeras variedades de mármore extraído (Fig. 5.35) satisfazem os mais exigentes gostos pessoais.
468	Ultima	...que a...	...que a conjugação dos referidos factores determine o sucesso comercial da sua...
469		O segundo parágrafo está repetido.	
476	13	...& et al., 1997).	... <i>et al.</i> , 1997).
477	4	...& et al., 1997).	... <i>et al.</i> , 1997).
490	9	...e esta...	...e se esta...
541	Inserir:	<b>VAN DIVER, BRADFORD B. (1999)</b> – Roadside Geology of Vermont and New Hampshire. Mountain Press Publishing Company. 6ed. 230 pp.	
552	1	...pós-Paleozóica...	...fanerozóica...