

# Geotransversal na Zona Sul Portuguesa: Sagres-Mértola

Guia de Campo

16 a 19 de Julho de 2020



Curso de formação: Contributo do trabalho de Campo na Zona Sul Portuguesa para o ensino das Geociências; CCPFC/ACC - 106352/19

Alexandre Araújo, Pedro Nogueira e Rui Dias



Instituto de Ciências da Terra



ESCOLA DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA

## Parte 1 – Textos introdutórios

### 1.1 Litoestratigrafia (A. Araújo)

#### Texto adaptado de Oliveira et al. (2013) e referências inclusas

Na região classicamente designada por Zona Sul Portuguesa são identificados quatro domínios principais designados de norte para sul por Pulo do Lobo, Faixa Piritosa, Grupo do Flysch do Baixo Alentejo e Sector Sudoeste (fig. 1).

#### 1.1.1 DOMÍNIO DO PULO DO LOBO

Este domínio encontra-se posicionado entre o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e a Faixa Piritosa. Trata-se de uma estrutura antiformal composta por várias formações detríticas. No centro da estrutura, constituindo a base da sequência estratigráfica, aflora a Formação do Pulo do Lobo que compreende filitos e quartzitos muito deformados e rochas vulcânicas básicas interestratificadas (anfíbolitos) com assinatura geoquímica do tipo MORB. No flanco norte da estrutura foram descritas três unidades litoestratigráficas que constituem o Grupo de Ferreira-Ficalho. Da base para o topo, reconhecem-se a Formação de Ribeira de Limas, a Formação de Santa Iria e a Formação da Horta da Torre.

A Formação de Ribeira de Limas é constituída por xistos negros, grauvaques e quartzovaques e encontra-se em aparente continuidade estratigráfica com a Formação do Pulo do Lobo, com a qual partilha as mesmas três fases de deformação tectónica, embora menos metamorfizada. A unidade forneceu esporos de idade Frasniano inferior, algas prasinófitas e raros acritarcas.

A Formação de Santa Iria é composta por xistos argilosos e grauvaques constituindo uma sequência tipo flysch. Os xistos negros evidenciam a presença de esporos bem preservados do Faméniano superior. Segue-se, em continuidade, a Formação de Horta da Torre que compreende xistos negros, siltitos, quartzovaques e quartzitos com bioturbação. Várias amostras de xistos forneceram esporos bem preservados do Faméniano superior.

As formações de Santa Iria e Horta da Torre apresentam-se deformadas, com uma clivagem xistenta dominante, em contraste com as unidades subjacentes (Ribeira de Limas e Pulo do Lobo) que apresentam três fases de deformação tectónica, facto que tem levado alguns autores a sugerirem a existência de uma discordância a topo da Formação de Ribeira de Limas. A sequência inferior, na qual surgem as rochas vulcânicas básicas com assinatura MORB, é interpretada por vários autores como um prisma acrecionário associado ao fecho do oceano Rheic, entre o Terreno Autóctone Ibérico e o Terreno Sul Português.

No bordo sul do antiformal aflora a sucessão detrítica do Grupo Chança que compreende as Formações de Atalaia, Gafo e Represa. A Formação de Atalaia é composta por filitos e quartzitos com três fases de deformação semelhantes às que afetam a Formação do Pulo do Lobo. Os filitos encontram-se afetados por metamorfismo elevado, da fácies dos xistos verdes, o que não permitiu a preservação da matéria orgânica, tal como sucede com a Formação do Pulo do Lobo. A Formação do Gafo é composta por xistos e grauvaques em fácies flysch, e intercalações de rochas vulcânicas félsicas e máficas. Contém palinóforos moderadamente preservados que permitiram datá-la do Frasniano inferior, sendo estratigraficamente equivalente à Formação de Ribeira de Limas. No topo da sequência ocorre a Formação da Represa, constituída por xistos, siltitos, grauvaques e quartzitos finamente bandados, a que se associam raros tufitos e xistos tipo borra de vinho, a que foi atribuída a idade da base do Faméniano superior.

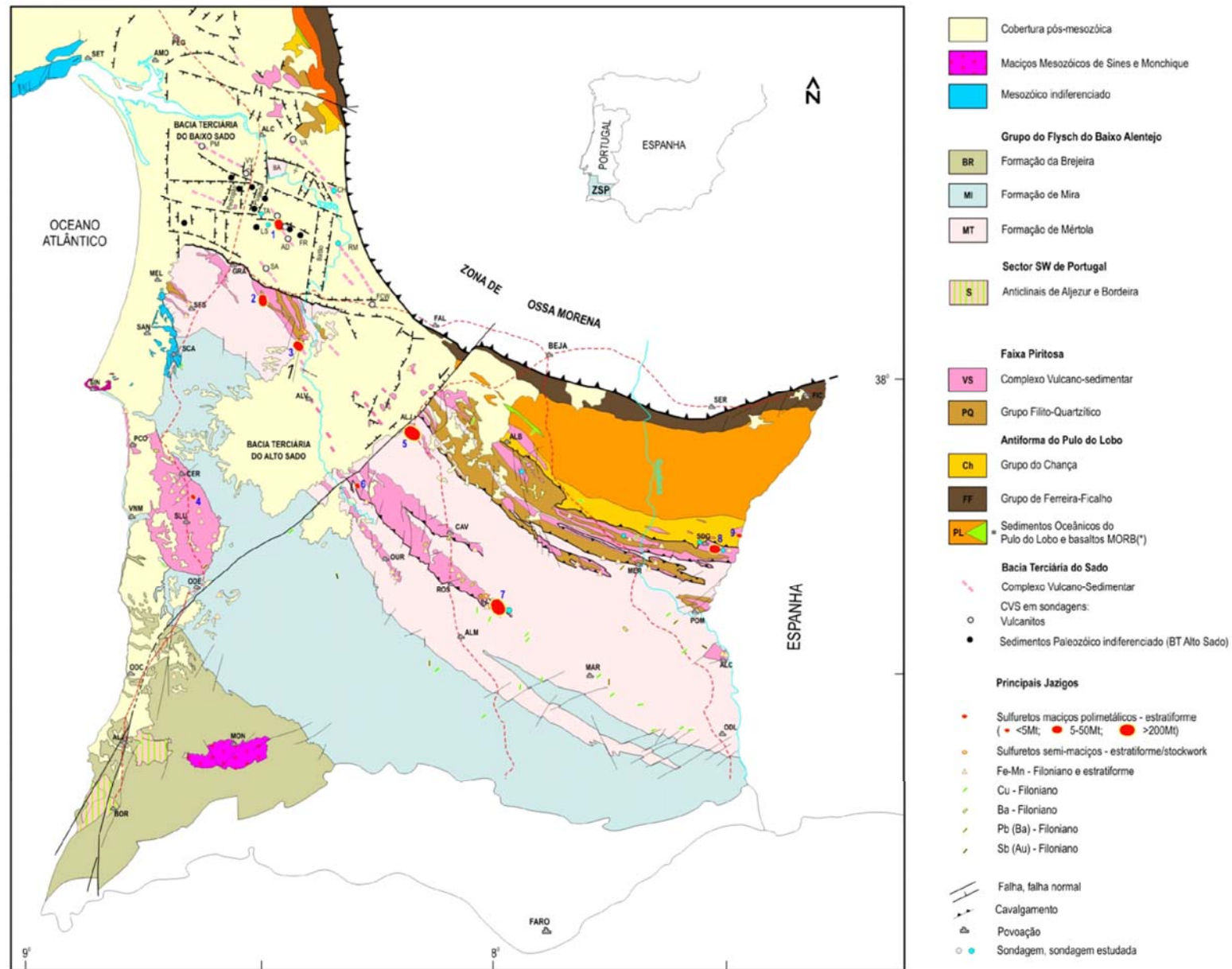


Fig. 1 - Mapa Geológico esquemático da Zona Sul Portuguesa adaptado de Oliveira et al 2013 (ver legenda completa na página seguinte).

Fig. 1 – **Jazigos de sulfuretos**: 1. Lagoa Salgada; 2. Caveira (Salvador, António, Perocuco, Canal); 3. Lousal (Sul, Oeste, Central, Miguel, José, Fernando, Norte, António); 4. Salgadinho; 5. Aljustrel (Feitais, Estação, Moinho, S. João, Algares, Gavião); 6. Montinho; 7. Neves Corvo (Graça, Corvo, Neves, Zambujal, Lombador); 8. S. Domingos; 9. Chança.

**Bacia Terciária do Baixo Sado-alinhamentos do Complexo Vulcano-Sedimentar**: Vale Água (VA)/Chaparral (CH), Rio Moinhos (RM)/Figueira de Cavaleiros Oeste (FCW), Porto Mel (PM)/Valverde (VV), Lagoa Salgada/Água Derramada (AD), Pedrogão, Salgueiral (SA). Outros sectores: Taralhão (TA), Fresta (FR). Bacia Terciária do Alto Sado – CVS: Lagoas Paço (LP), Furadouro (FU), Milhousos (MI)/Alvalade (ALV). Estruturas principais: grabens - Batão, Lagoa Salgada NE; horsts - Pedrogão/Valverde, Piugada/Mte. Sobral.

**Povoações**: SET - Setúbal, PEG - Pegões, ALC - Alcácer do Sal, GRA - Grândola, MEL - Melides, SFS - S. Francisco da Serra, SAN - Santo André, SCA - Santiago do Cacém, ALV - Alvalade, ALJ - Aljustrel, FAL - Ferreira do Alentejo, SER - Serpa, FIC - Ficalho, OUR - Ourique, CAV - Castro Verde, MER - Mértola, POM - Pomarão, ROS - Rosário, ALM - Almodôvar, MAR - Martinlongo, ODL - Odeleite, SIN - Sines, PCO - Porto Covo, CER - Cercal, VNM - Vila Nova de Milfontes, SLU - S. Luís, ODE - Odemira, ODC - Odeceixe, MON - Monchique, ALI - Alzejur, BOR - Bordeira.

### 1.1.2 FAIXA PIRITOSA

A estratigrafia das unidades que integram a Faixa Piritosa revela-se algo complicada devido à existência de significativas complexidades estruturais. O Complexo Vulcano-Sedimentar (CVS) está estratigraficamente posicionado entre o Grupo Filito-Quartzítico (GFQ ou PQ na terminologia corrente) e a Formação de Mértola do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo (GFBA).

#### GRUPO FILITO-QUARTZÍTICO (GFQ)

Este grupo aflora no centro do anticlinal de Pomarão que constitui a terminação ocidental do grande anticlinal de Puebla de Guzmán em Espanha, no extremo SW do anticlinal de Rosário, com prolongamento para a Mina de Neves Corvo, e ainda nos anticlinais de Lousal e de São Francisco da Serra. Em todos estes anticlinais predominam os xistos escuros contendo bancadas de quartzitos com espessura e comprimento variáveis. As bancadas de espessura centimétrica apresentam com frequência estratificação cruzada. As mais espessas, de espessura decimétrica a métrica, podem apresentar estratificação maciça, granoseleção, laminação paralela, sendo comum a geometria lenticular. Sobrejacente a esta sucessão ocorre um nível com várias dezenas de metros de espessura, constituído por xistos escuros com intercalações de nódulos e bancadas lenticulares de carbonatos, que forneceram conodontes do Fameniano. Em sondagem localizada no núcleo da estrutura de S. Francisco da Serra foram detectados esporos bem preservados do Givetiano Trata-se da idade mais antiga obtida até agora para o GPQ, em estruturas enraizadas.

No sector norte da Faixa Piritosa, os xistos e quartzitos ocorrem, geometricamente sobrepostos ao CVS. Apresentam características litológicas, sedimentológicas e paleontológicas semelhantes aos do GFQ pelo que são considerados equivalentes laterais. Neste sector o GPQ apresenta-se sistematicamente alóctone, associado a carreamentos com transporte tectónico de NE para SW.

#### COMPLEXO VULCANO-SEDIMENTAR (CVS)

O CVS apresenta importantes variações laterais e verticais de fácies se compararmos as várias colunas estratigráficas conhecidas. Em Portugal e em Espanha. Uma das sequências estratigráficas melhor expostas é a do anticlinal de Pomarão que se pode observar de modo quase contínuo ao longo da estrada de Santana de Cambas para Pomarão. Nesta sucessão o CVS

é constituído por três episódios de vulcanismo félsico, predominantemente riolítico, e com intrusões de diabases e microdioritos na parte inferior. As rochas magmáticas estão intercaladas em sedimentos terrígenos variados, desde xistos negros na parte inferior até xistos mais siliciosos na parte superior. Destes sedimentos merecem destaque os xistos, siltitos e quartzoaques do membro Varjotas, ricos em nódulos e lentículas de óxidos de ferro e manganés, por este tipo de sedimentação não ser comum no seio do CVS, e os Xistos Borra de Vinho que constituem excelente marcador stratigráfico. Apesar das investigações realizadas nesta sucessão, só a parte superior da Formação Nascedios forneceu conodontes do Fameniano e ainda restos de climenídeos, de braquiópodes e de trilobites da mesma idade. Os xistos contêm esporos que indicam uma idade do Estruniano médio.

Na região de Mértola foi individualizada no topo deste complexo, a Formação do Freixial, uma sequência com características flyschóides, com poucas centenas de metros de espessura. Nesta formação foram encontrados esporos do Viséano superior.

Os dados disponíveis sobre a estratigrafia do CVS da Faixa Piritosa permitem Estabelecer as seguintes ilações:

- a) O CVS evidencia variações laterais de fácies e de espessura próprias de regiões vulcânicas com vulcanismo muito activo. O vulcanismo ácido, com riólitos e riodacitos, é claramente dominante, em volume, sobre o vulcanismo básico e, mais raramente, intermédio. O grosso da actividade vulcânica ter-se-á dado durante o Fameniano superior e o Estruniano.
- b) Este vulcanismo ocorreu predominantemente em ambiente sedimentar marinho pouco oxigenado, como atestam os xistos negros que ocorrem ao longo de toda a sucessão (com excepção da região de Pomarão onde se verifica um entrada de material detrítico mais grosseiro na bacia sedimentar).
- c) Não foi detectada qualquer unidade stratigráfica datada do Tournaisiano. Contudo, palinomorfos remobilizados desta idade são comuns em unidades mais recentes, incluindo nos próprios turbiditos do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo. Este facto sugere a existência de erosão importante, provavelmente submarina, durante aquele período de tempo.
- d) É notável a grande expressão dos xistos borra de vinho, que aparecem na parte superior do CVS, quase sempre associados a tufitos e xistos siliciosos esverdeados.

### **1.1.3 GRUPO DO FLYSCH DO BAIXO ALENTEJO**

O Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, também conhecido por Culm, constitui uma sucessão de sedimentos turbidíticos profundos, com espessura superior a 5km, que foram divididos em três unidades litostratigráficas, designadamente as formações de Mértola, Mira e Brejeira. A Formação de Mértola é constituída por bancadas, de espessura centimétrica a métrica, de grauvaque, que alternam com xistos argilosos e siltitos, e ainda níveis de conglomerados e de raros depósitos de torrentes de lama intercalados na sucessão. Os grauvaques apresentam as estruturas sedimentares características dos turbiditos, nomeadamente as clássicas divisões de Bouma, com dobras sedimentares, com filões clásticos, etc. Muitas das bancadas de grauvaque são ricas em clastos de argila arrancados ao substrato sedimentar, e ao microscópio mostram a presença de fragmentos de vulcanitos ácidos e básicos, quartzo vulcânico, cherte, quartzito e de xistos com clivagem, dispersos numa matriz sericito-clorítica. Os conglomerados também contêm calhaus e blocos com as mesmas litologias e são mais comuns próximo dos contactos com as rochas da Faixa Piritosa. A composição dos clastos e calhaus dos grauvaques e conglomerados sugere proveniência da própria Faixa Piritosa, não se excluindo que em parte

possam também ter provindo da Zona de Ossa Morena. O estudo sistemático das paleocorrentes na região de Mértola indicou claramente sentido das correntes de NW para SE. Esta unidade forneceu fósseis de amonóides, em impressões nos xistos ou em nódulos silto-carbonatados, que indicam idade Viseano superior. Também desta idade são comuns fósseis de *Posidonia becheri*, por vezes em jazidas de lumachelas.

A passagem da Formação de Mértola para a Formação de Mira faz-se, ao longo de muitas dezenas de quilómetros, por uma banda constituída predominantemente por xistos argilosos e siltitos finamente estratificados, com espessura da ordem dos 50 a 100 metros, onde ocorrem amonóides do Viseano superior mais alto. Os turbiditos da Formação de Mira são, de um modo geral, finamente estratificados podendo contudo ocorrer sucessões mais ricas em bancadas de grauvaque e raros conglomerados, que indicam a progradação de canais e lobos para a região da planície abissal, a sul. São escassos os dados paleontológicos que permitam datar com rigor esta unidade. Entre Sabóia e São Teotónio foram obtidos fósseis de amonóides mal preservados que sugerem idade Bashkiriano. Na região do Azinhal, muito perto do contacto com a Formação de Mértola foram obtidos amonóides do Serpukoviano inferior e mais a sul, perto de Castro Marim, foram identificadas associações de palinomorfos que confirmam esta idade.

A Formação da Brejeira está representada, na sua parte inferior, por uma sucessão de quartzitos impuros, quartzovaques e xistos argilosos intercalados, que ocupa uma faixa com largura de 5 a 10 km, que estabelece o contacto com a Formação de Mira; Seguem-se turbiditos clássicos que se estendem até ao contacto com a Orla Meso-Cenozoica do Algarve, sobrepondo-se à sucessão litostratigráfica dos anticlinais de Aljezur e Bordeira. De um modo geral, tanto as litologias mais maduras da base da unidade, como os grauvaques suprajacentes são pobres em fragmentos vulcânicos, o que é reflexo da maior distância às fontes vulcânicas situadas a norte. Tal como para as unidades anteriores, as paleocorrentes continuam a indicar transporte de NW para SE mas, à medida que se caminha para sul, há maior variabilidade no sentido das correntes em consequência da sedimentação turbidítica se ter instalado numa plataforma mista argilo-carbonatada subsidente. A unidade forneceu escassos fósseis de amonóides que indicam o Bashkiriano médio a superior e o Moscoviano inferior e a biostratigrafia dos esporos indica idades compreendidas entre os Bashkiriano inferior e o Moscoviano superior.

#### **1.1.4 SECTOR SUDOESTE (ANTICLINAIS DE ALJEZUR E BORDEIRA)**

Neste sector aflora um substrato detrítico (Formação de Tercenas) litologicamente muito semelhante e com a mesma idade do que ocorre na Faixa Piritosa (Grupo Filito-Quartzítico). Sobre este substrato depositou-se uma sucessão argilo-carbonatada que constitui o Grupo da Carrapateira, composto pelas formações de Bordalete, Murração e Quebradas. A figura 2 corresponde ao detalhe da cartografia desta região.

As características sedimentológicas da formação de Tercenas, conjugadas com estruturas sedimentares, indicam sedimentação marinha litoral. Na parte inferior da sucessão foram identificados fósseis de climenídeos e a topo faunas de braquiópodes, todas do Devónico Superior. O perfil de Pedra Ruiva forneceu esporos do Estruniano e da base do Tournaisiano.

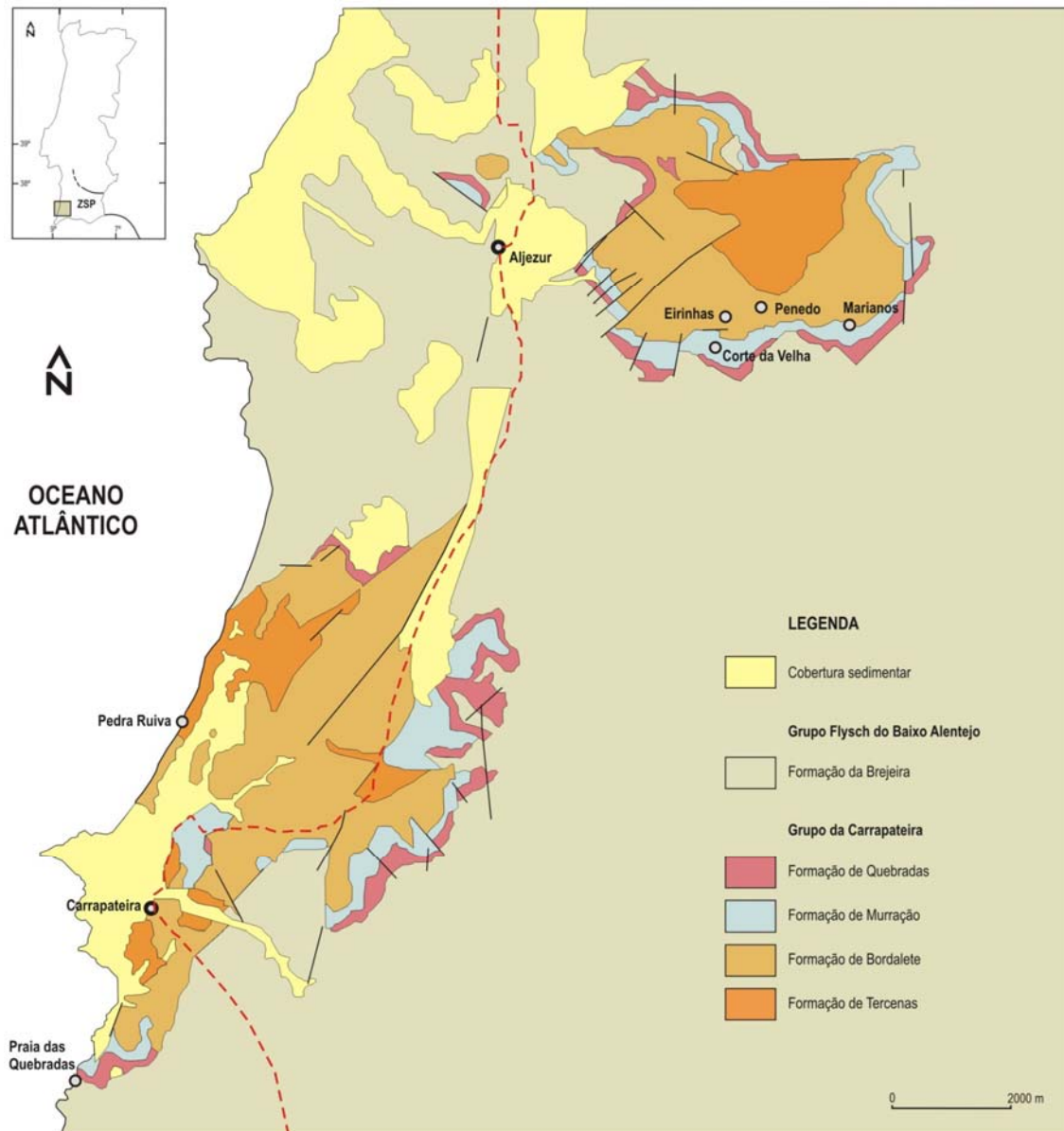


Fig. 2 - Mapa Geológico simplificado dos Anticlinais de Aljezur e Bordeira (Sector Sudoeste)

Na Formação de Bordalete predominam largamente os xistos escuros piritosos e siltitos, finamente estratificados, que, na parte superior apresentam estratificação cruzada. São frequentes intercalações de nódulos calcisiltíticos e fosfatados, de origem diagenética, alguns dos quais chegam a atingir dimensões métricas. A espessura total é da ordem dos 200m. As características litológicas e faunísticas sugerem sedimentação num ambiente marinho calmo e pouco oxigenado. Esta unidade proporcionou raros fósseis de goniátites do Tournaisiano inferior a médio.

A Formação de Murração, bem exposta nas arribas na Praia com o mesmo nome, é constituída por xistos argilo-margosos e calcários dolomíticos na parte inferior (membro Pedra das Safias) que passam gradualmente a xistos escuros piritosos com intercalações de bancadas de calcários frequentemente nodulares e dolomitizados (membro de Vale Figueira), com espessura total da ordem dos 60m. Para NW, o membro Pedras das Safias aparece em

bancadas métricas de calcarenitos e o membro de Vale Figueira torna-se mais argiloso, provavelmente em consequência do aumento da profundidade do ambiente deposicional. O membro Pedra das Safias contém muitos fragmentos de crinóides, corais e trilobites, que indicam o Viséano inferior a médio. Por sua vez, o membro Vale Figueira é particularmente rico em goniatites a que se associam localmente níveis com faunas béticas de trilobites, braquiópodes, equinodermes e corais rugosos, que indicam o Viséano superior.

A Formação de Quebradas tem o seu estratotipo na praia das Quebradas, situada a cerca de 500m a sul da praia de Murração. As litologias dominantes são xistos negros com intercalações de calcários, níveis de nódulos fosfatados e xistos e siltitos finamente estratificados (turbiditos distais) a topo. A espessura total é de cerca de 70m. Em termos faunísticos, foram determinados amonóides que indicam idade de Bashkiriano. Esta formação forneceu também esporos do Bashkiriano. O facto de não se terem identificado esporos do Serpukoviano, o que, aliado à ausência de amonóides da mesma idade, parece sugerir a existência de uma lacuna.

No quadro da figura 3 apresenta-se de uma forma esquemática as idades das várias formações referidas neste capítulo. É notória a progressão das idades de NE para SW, como resultado da migração da bacia de sedimentação desta direção. Este aspeto será abordado mais detalhadamente no capítulo seguinte, dedicado à evolução geodinâmica da ZSP.

		SW				NE	
		Anticlinais de Aljezur e Bordeira	G. Flysch do Baixo Alentejo	Faixa Piritosa Ibérica	Grupo do Chaça	Antiforma do Pulo do Lobo	Grupo de Ferreira Ficalho
Carbonífero	Pennsylv.	Pensylv. Sup.	307.0				
		Moscoviano	315.2	F. Brejeira			
	Mississip.	Bashkiriano	323.2	F. Quebradas			
		Serpukhoviano	330.9	F. Mira			
		Viséano	346.7	F. Murração	F. Mértola	F. Freixial	
		Tournaisiano		F. Bordalete			
		Estruniano		F. Terceiras			
Devónico	Sup.	Fameniano	372.2		CVS GPQ	F. Represa	H. Torre S. Iria
		Frasniano	382.7			F. Gafo	Rib. Limas
	Médio	Givetiano	387.7			F. Atalaia?	F. Pulo Lobo
		Eifeliano	393.3				?
	Inferior						

Fig. 3 – Quadro-resumo com as idades das unidades litoestratigráficas da Zona Sul Portuguesa.



## 1.2 Geodinâmica (R. Dias)

Texto retirado de Dias & Basile, 2013.

### 1.2.1 INTRODUÇÃO

Este trabalho é um contributo para o livro de síntese sobre a Geologia de Portugal e, por isso, não serão aqui abordados aspectos gerais sobre a Zona Sul Portuguesa (ZSP), os quais se encontram apresentados em pormenor no trabalho de Oliveira et al incluído neste livro (2010). Pelo mesmo motivo, a caracterização estrutural da ZSP incidirá essencialmente sobre os sectores mais externos, visto a deformação dos sectores mais internos ser tratada no artigo de Silva et al também incluído neste livro (2010).

Do ponto de vista estrutural, a ZSP corresponde a uma faixa arqueada de carreamentos e dobras (Ribeiro et al, 1979, 1983; Ribeiro & Silva, 1983; Silva et al, 1990, 2010). Embora no que diz respeito à orientação geral das estruturas exista uma clara compatibilidade entre os sectores internos e externos, no que diz respeito a alguns aspectos estruturais é possível evidenciar um claro contraste entre ambos os sectores:

- Predominância dos níveis estruturais mais profundos nos sectores internos o que é expectável tendo em consideração que a propagação da deformação avança em direcção aos sectores externos (Carvalho et al 1971). Esta situação reflecte-se no comportamento da clivagem que, sendo extremamente penetrativa nos sectores internos, está restrita aos domínios mais deformados (e.g. charneiras ou flancos inversos das dobras e proximidade dos cavalgamentos) dos sectores externos. Como seria de esperar, esta situação reflecte-se igualmente a nível do metamorfismo regional que, embora seja de baixo grau em todo o sector português da ZSP (Schermerhorn, 1971), apresenta um gradiente nítido que vai desde os xistos verdes a NE até à diagénese profunda / anquizona baixa a SW (Schermerhorn, 1975; Munhá 1983; Abad et al, 2004).
- Contraste entre o estilo de cavalgamentos. Com efeito, nos sectores internos, os cavalgamentos para além de mais frequentes apresentam relações variadas com a clivagem regional principal; os cavalgamentos precoces apresentam características sin-sedimentares sendo por isso anteriores à clivagem enquanto os mais tardios, que apresentam inclinações acentuadas (fig. 4B), estão associados ao processo de dobramento que gera a clivagem principal (Ribeiro & Silva, 1983). Por seu lado, nos sectores mais externos os cavalgamentos, que são sempre muito pouco inclinados apresentam sempre uma estreita relação com o dobramento principal (carreamento da Carrapateira - Ribeiro, 1983, da Capela - Caroça & Dias, 2001 e de Mouranitos).
- O dobramento nos sectores externos caracteriza-se por um estiramento paralelo ao eixo cinemático b (i.e. aos eixos das dobras) bastante persistente o que contrasta com a situação existente nos sectores internos que se caracteriza por um estiramento em a (fig. 4A). A transição entre estes dois domínios é mal conhecida e, embora nalguns locais possa corresponder a uma situação gradual, noutros parece estar associada a acidentes cavalgantes principais como será o caso do cavalgamento de Odemira (Ribeiro et al, 1979).

- Existência de um processo de transecção anti-horária das dobras (i.e. a clivagem apresenta uma direcção mais próxima de N-S do que o plano axial das dobras) que, embora esteja descrito como sendo penetrativo em todos os trabalhos realizados nos sectores internos (Ribeiro & Silva, 1983; Silva, 1989; Silva et al, 1990) está ausente dos sectores mais externos onde é possível evidenciar sempre um processo de deformação coaxial progressiva (Caroça & Dias, 2001; Basile & Dias, 2008).

Neste trabalho descreve-se o processo de deformação do sector compreendido entre Almogrove e Sagres no contexto da evolução geodinâmica do Varisco Ibérico.

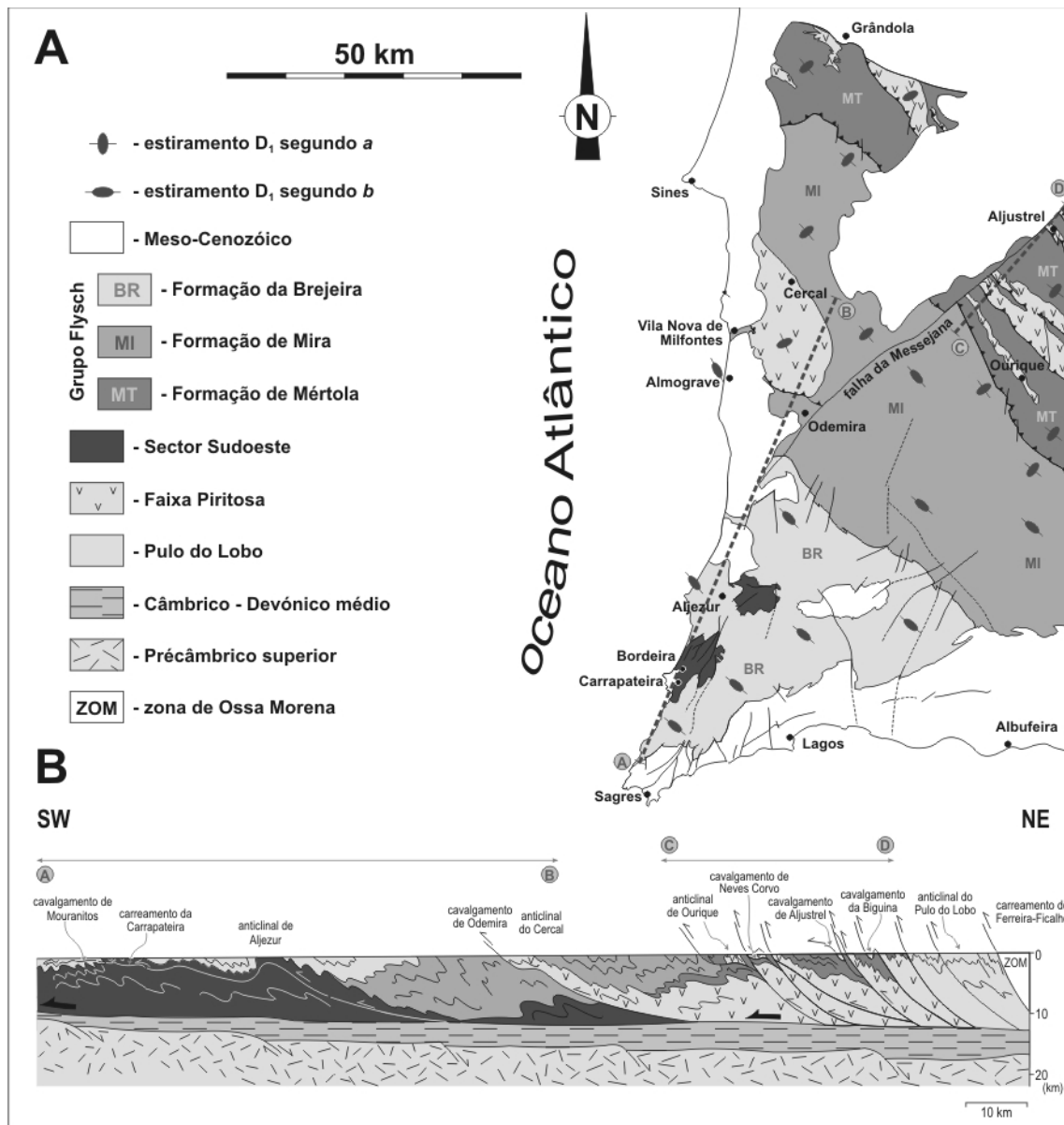


Fig. 4 - Enquadramento geológico da região estudada: A- Principais aspectos estruturais dos sectores externos da Zona Sul Portuguesa (adaptado de Oliveira, 1984; Ribeiro et al 1979); B- Geotransversal da Zona Sul Portuguesa (a localização desta geotransversal está assinalada no mapa A; adaptado de Oliveira, 1984; Ribeiro et al, 2007).

## 1.2.2. TECTÓNICA VARISCA NOS SECTORES EXTERNOS DA ZONA SUL PORTUGUESA

A deformação da ZSP foi essencialmente o resultado do processo de inversão tectónica que esteve activo a partir do Viseiano superior (Oliveira, 1990; Silva et al, 1990). Gerou-se então, por deformação progressiva, um complexo imbricado para SW resultado de uma tectónica pelicular (thin skinned; Ribeiro & Silva, 1983; Ribeiro et al, 1983) em que a génese dos cavalgamentos se fez essencialmente segundo uma sequência de propagação frontal (piggy back) para SW (Silva, 1989; Silva et al, 1990). Este é também o sentido de propagação da sedimentação do flysch o que se deve a um processo contínuo de interacção deformação / sedimentação (Ribeiro & Silva, 1983) que durou pelo menos até ao Moscoviano superior, a idade dos sedimentos mais recentes que foram encontrados na formação da Brejeira a qual ainda se encontra afectada por esta deformação (Oliveira et al, 2010).

Tomando em consideração a geologia da ZSP a deformação penetrativa descrita anteriormente deve ser considerada pertencente à terceira fase de deformação regional (D3), visto no antiforma do Pulo do Lobo se sobrepor a dois outros eventos tectónicos (Silva et al, 2010). No entanto, tal como tem vindo a ser feito por outros autores (e.g. Ribeiro, 1983; Ribeiro & Silva, 1983; Silva et al, 1990), optaremos aqui por a designar por D1 visto tratar-se da primeira fase de deformação varisca possível de identificar em todo o vasto domínio que se estende a SW do antiforma do Pulo do Lobo.

As estruturas D1 foram posteriormente afectadas por uma outra fase de deformação varisca que embora por vezes seja intensa, do ponto de vista da distribuição espacial é bastante mais heterogénea. Esta fase, correlacionável com a denominada deformação tardivarisca, será aqui considerada como correspondendo à D2, visto as estruturas que produziu terem resultado de um contexto geodinâmico profundamente diferente do que existiu durante a D1. As principais estruturas associadas a esta fase apresentam uma orientação geral NNE-SSW, como é o caso dos antiformas de Bordeira - Aljezur bem como corredores de cisalhamento esquerdos por vezes bem visíveis na plataforma de abrasão marinha de alguns sectores (e.g. Almogrove, Ponta Ruiva e Telheiro norte). É de referir que esta fase de deformação tem por vezes sido referida como correspondendo a uma D3 (e.g. Ribeiro et al, 1979; Ribeiro, 1983; Ribeiro & Silva, 1983), nomenclatura que não iremos utilizar neste trabalho pois, como iremos ver mais à frente, o que tem sido considerado como D2 corresponde na realidade a estruturas geradas nos estádios mais tardios da D1.

### 1.2.2.1. PRIMEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO (D1)

Em todo o sector estudado a deformação tectónica mais antiga que foi identificada corresponde a estruturas geradas durante a fase de encurtamento paralelo às camadas (layer parallel shortening) quando estas se encontravam ainda subhorizontais. Do ponto de vista estrutural este estágio precoce (D1a) é caracterizado por corredores de cisalhamento evidenciados por veios de quartzo escalonados (en echelon; fig. 5A). Quando as deformações posteriores são retiradas (fig. 2B; Dias & Basile, in prep) verifica-se que estes cisalhamentos definem sistemas conjugados NNE-SSW direitos e ENE-WSW a E-W esquerdos. O campo de tensões que os originou apresenta as tensões compressivas máxima ( $\sigma_1$ ) e mínima ( $\sigma_3$ ) subhorizontais e, respectivamente, NE-SW e NW-SE; a tensão intermédia ( $\sigma_2$ ) é subvertical. Estes cisalhamentos D1a têm sido detectados ao longo de todo o sector externo da ZSP, sendo particularmente visíveis na Lapa das Pombas (Almogrove), porto de pesca da Arrifana e Cachado (Sagres). Como seria de esperar tendo em conta a reologia dos materiais (e.g. Price & Cosgrove, 1990), estes cisalhamentos aparecem nos níveis mais competentes, pois nos níveis pelíticos intercalados o

encurtamento precoce terá sido essencialmente absorvido por espessamento das bancadas sendo por isso difícil de caracterizar. O contraste reológico leva ainda a que nestes estádios precoces comece a ocorrer a boudinagem das bancadas competentes, com os estrangulamentos controlados pelos corredores de cisalhamento o que, por vezes, gera um tipo de boudins particulares caracterizado pela existência de estruturas triangulares (fig. 5B).

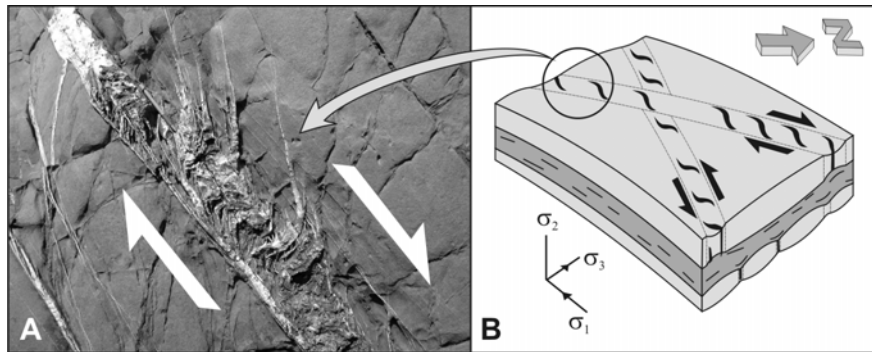


Fig. 5- Estruturas associadas aos eventos precoces variscos (D1a) nos sectores externos da ZSP: A- Corredor de cisalhamento definido por veios de quartzo escalonados (região do porto de pesca da Arrifana); B- Relação entre as principais estruturas e o campo de tensões associado.

O final da D1a é caracterizado por um dobramento incipiente das camadas com os eixos subhorizontais NW-SE e planos axiais subverticais (fig. 2B). A relação destas orientações com o campo de tensões previamente deduzido mostra estarmos em presença de um dobramento com estiramento subparalelo ao eixo cinemático b. Isto indica que o estiramento segundo b que caracteriza os sectores externos da ZSP (Ribeiro et al, 1979) é uma característica que se começa a esboçar desde os estádios precoces da deformação Varisca o que tem implicações geodinâmicas.

O continuar do processo de colisão orogénica leva a que as estruturas anteriores não consigam continuar a absorver o encurtamento; entra-se então num estádio de dobramento acentuado das camadas o que provoca a rotação das estruturas precoces (fig. 6A). A relação temporal entre as estruturas precoces (D1a) e o estádio de dobramento principal (D1b) é facilmente identificada pois as estruturas associadas às dobras cortam os corredores de cisalhamento (fig. 6B).

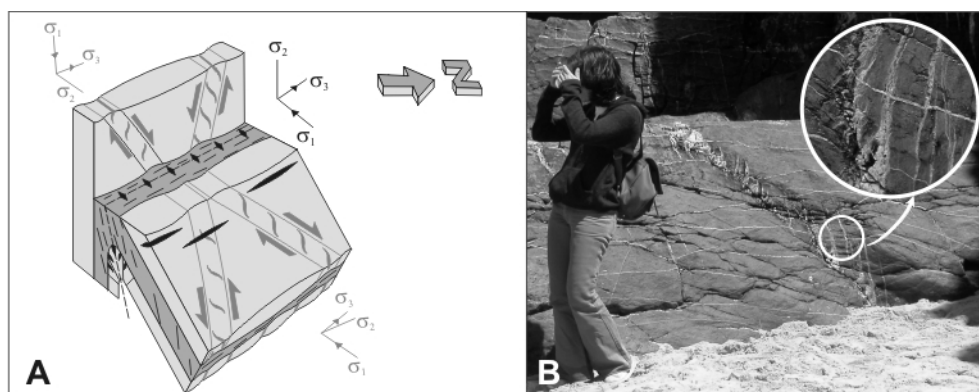


Fig. 6- Estruturas associadas ao principal episódio de dobramento varisco (D1b) nos sectores externos da ZSP: A- Relação entre as principais estruturas e o campo de tensões (a cinzento estão os campos de tensão deduzidos para a D1a depois de rodados pela D1b); B- Fendas de arco externo de dobras D1b (subhorizontais) cortando veios de quartzo associados a um corredor de cisalhamento D1a (praia dos Ouriços, região de Almogrove).

As dobras geradas neste estágio são o acentuar dos dobramentos precoces exibindo por isso eixos subhorizontais e orientações NNW-SSE a NW-SE. A vergência das estruturas acentua-se dirigindo-se para WSW a SSW em direção ao antepaís (foreland) coincidindo, como seria de esperar, com o sentido de propagação da deformação (Carvalho et al, 1971). Do ponto de vista regional, verifica-se que as dobras passam de tombadas nos domínios mais setentrionais (fig. 7A) a deitadas nos domínios mais a Sul (fig. 7B), situação que já foi anteriormente tida sido descrita (Silva et al, 1990)

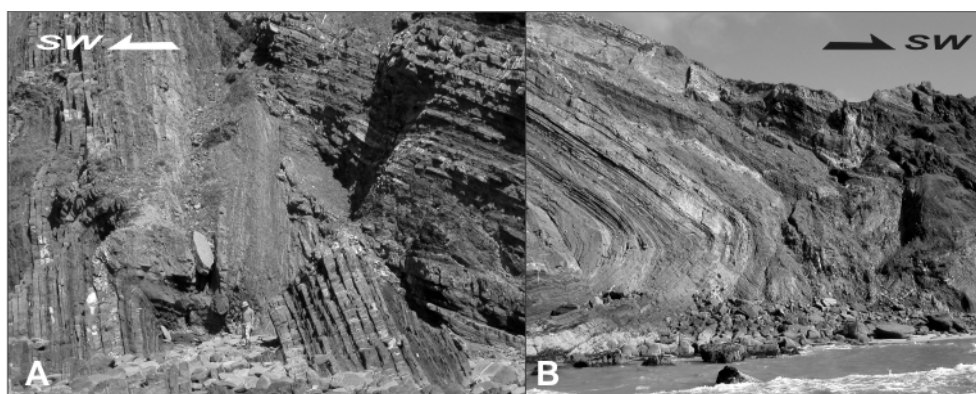


Fig. 7- Variação entre a geometria das dobras entre os domínios meridionais e setentrionais do sector externo da ZSP: A- Dobras tombadas para SW na região do porto de pesca da Arrifana; B- Dobra deitada na praia das Quebradas (região da Carrapateira).

No que diz respeito ao formato das dobras, como seria de esperar em sequências de multileitos, ele é extremamente variado, sendo profundamente condicionado não só pela reologia dos materiais dobrados, mas também pela proporção entre materiais competentes e incompetentes e pela distância entre os leitos mais competentes (Ramsay & Huber, 1987). A proximidade entre os leitos competentes e o seu predomínio sobre os materiais mais pelíticos origina dobras em chevron (fig. 7A), enquanto o aumento da proporção de materiais incompetentes, tende a produzir dobras com charneiras mais largas e flancos mais arredondados (fig. 7B).

Contudo, independentemente da geometria das dobras, verifica-se que não existe o desenvolvimento penetrativo de uma clivagem (S1). Com efeito, S1 apenas aparece nos sectores mais deformados (e.g. as zonas de charneira e os flancos inversos) e, mesmo aí, quase sempre restringida às litologias mais pelíticas; isto mostra que a deformação é típica de um andar estrutural relativamente superficial. Esta clivagem tende a ser de plano axial das dobras; a ausência de transecção é bem visível pois a lineação de intersecção ( $L1 \rightarrow S0 \wedge S1$ ) quando existe é subparalela aos eixos das dobras. Este aspecto mostra que a transecção, que tem vindo a ser descrita como uma das características da ZSP (e.g. Silva et al, 1990), está ausente dos sectores externos o que tem claras implicações a nível da evolução geodinâmica que serão exploradas mais à frente. No entanto, é de referir que em casos excepcionais existem situações de transecção à escala métrica que afectam apenas algumas bancadas de uma sequência de multileitos de uma mesma dobra e que claramente estão relacionadas com problemas de espaço associados à evolução de estruturas em deformação progressiva; estas situações apenas foram detectadas nas regiões de Almogrove e praia da Amoreira (região de Aljezur) onde correspondem a situações de transecção horária. Este sentido da transecção é contrário ao que tem vindo a ser descrito para os sectores internos da ZSP, embora em Espanha seja referido que não existe um sentido de transecção característico para esta zona (Simancas, 2004).

A clivagem S1 torna-se mais forte na vizinhança dos cavalgamentos que se desenvolvem associados ao processo de dobramento, tendendo a tornar-se subparalela aos planos de movimento, o qual se faz para SSW. Estes cavalgamentos, que nos domínios mais externos apresentam uma geometria subhorizontal, começaram por ser descritos para a região da Bordeira - Carrapateira (fig. 8 - corte A; Feio & Lombard, 1958; Feio & Ribeiro, 1971; Ribeiro, 1983; Ribeiro et al, 1987), tendo posteriormente sido evidenciados para a região de Sagres (fig. 8 - corte C; Caroça & Dias, 2001) e, mais recentemente, para Vila do Bispo (fig. 8 - corte B e fig. 9; Dias, trabalho em curso). Embora esta deformação tangencial de muito baixo ângulo surja como uma das principais características da tectónica dos sectores externos da ZSP, a extensão destas estruturas é normalmente difícil de estabelecer. No caso do carreamento da Carrapateira, que é o que aflora melhor, foi possível evidenciar um deslocamento mínimo de 10 km, mas provavelmente acima de 20 km (Ribeiro, 1983) e, no que diz respeito à sua extensão, esta vai provavelmente desde Aljezur a Norte, onde lhe foi atribuída a responsabilidade pelo estilo de deformação aí existente, até à Pedra das Safias a Sul onde, por amortecimento frontal, passa a um anticlinal deitado (fig. 4B; fig. 8 - corte A; Ribeiro, 1983; Ribeiro et al, 1987). Quanto aos cavalgamentos de Mouranitos e da Capela, devido à sua subhorizontalidade, a terem sido detectados pouco acima do nível de mar e às ondulações do seu plano associadas a encurtamentos tardios, apenas conseguem ser seguidos durante poucas centenas de metros; no entanto, o estilo de deformação em toda a região de Vila do Bispo - Sagres, em especial a intensidade da deformação no extremo norte da praia do Castelejo, sugere que a continuidade destes acidentes possa ser bastante maior.

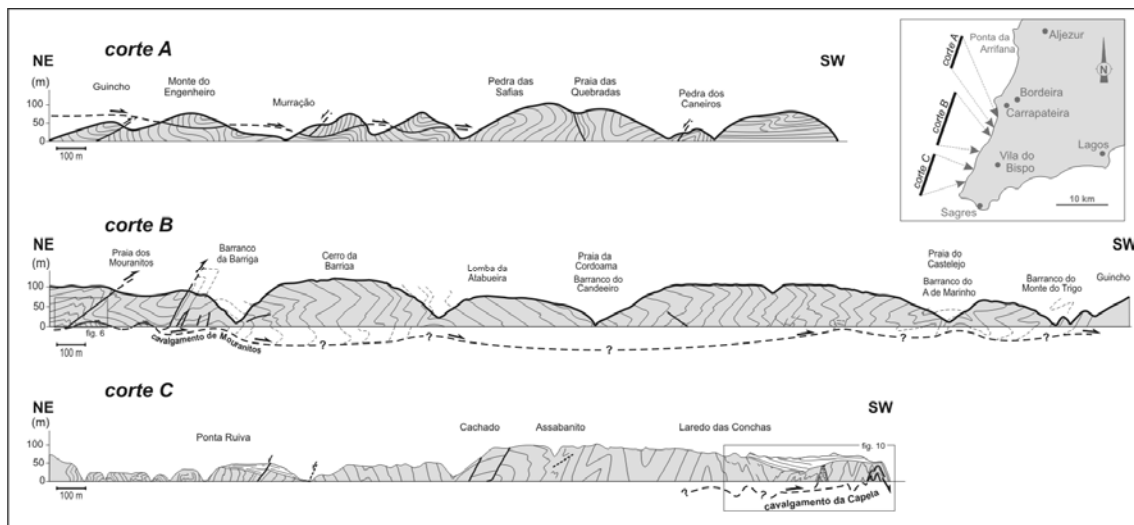


Fig. 8- Cortes estruturais ao longo das arribas evidenciando a tectónica tangencial de baixo ângulo predominante nos domínios meridionais dos sectores externos da ZSP: A- Estrutura da região da Bordeira pondo em evidência o carreamento da Carrapateira (segundo Ribeiro, 1983); B- Estrutura da região de Vila do Bispo evidenciando o cavalgamento de Mouranitos; C- Estrutura da região de Sagres evidenciando o cavalgamento da Capela (parcialmente adaptado de Caroça & Dias, 2001).

A contemporaneidade entre os cavalgamentos e o desenvolvimento das dobras D1b é evidenciada por diversos factores:

- A clivagem torna-se mais penetrativa na vizinhança dos cavalgamentos;
- O dobramento torna-se mais forte junto aos planos de cavalgamentos (fig. 9A), existindo além disso uma total compatibilidade geométrica e cinemática entre ambas as estruturas;

- No caso do carreamento da Carrapateira este amortece frontalmente passando a uma dobra deitada D1b na região da Pedra das Safias (Ribeiro, 1983; Ribeiro et al, 1987).

No entanto, como seria de esperar entre estruturas contemporâneas num processo de deformação progressiva, por vezes é possível evidenciar relações de interferência entre dobras e cavalgamentos. Para além da situação já referida para a frente do carreamento da Carrapateira, verifica-se que frequentemente os cavalgamentos cortam as dobras (figs. 8, 9b e 9C) mostrando que, embora contemporâneos do dobramento, serão ligeiramente mais recentes que algumas das dobras.

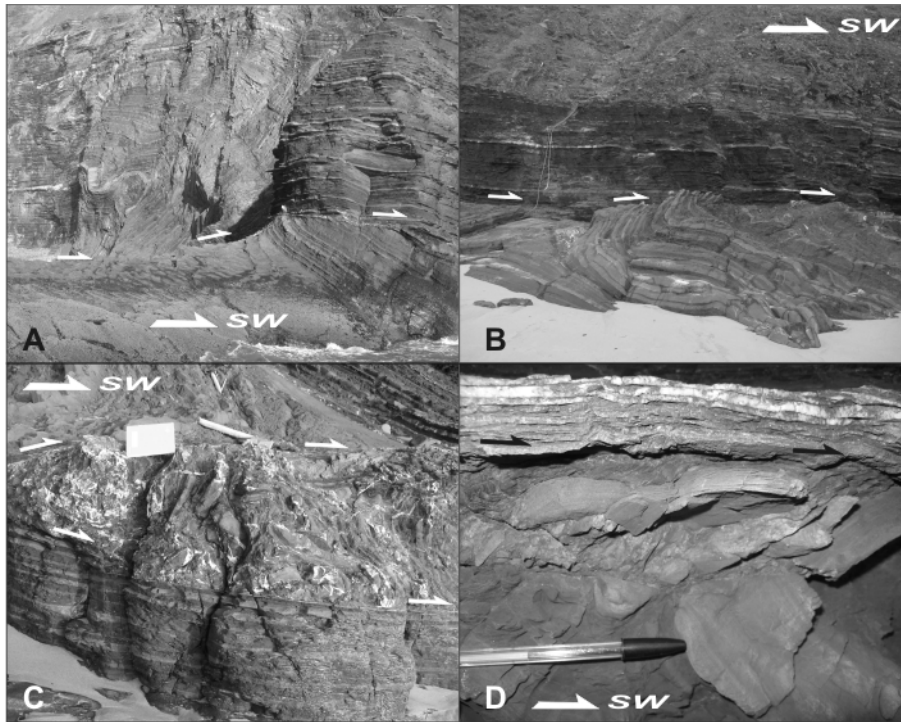


Fig. 9- Estruturas associadas ao cavalgamento D1b de Mouranitos (região de Vila do Bispo): A- Aspecto geral, notando-se as dobras de 1ª ordem desenvolvidas no bloco de tecto; B- Dobras desenvolvidas no bloco de muro cortadas pelo cavalgamento; C- Caixa de falha decamétrica parcialmente brechificada notando-se no seu interior dobras cortadas pelos planos de movimento; D- Pormenor da brecha de falha notando-se o sentido de movimento para SW evidenciado quer pela imbricação dos calhaus quer pela geometria da xistosidade desenvolvida na matriz.

Na vizinhança dos cavalgamentos referidos é frequente uma lineação de crenulação SSW que é subparalela à direcção de transporte bem marcada por uma fibrosidade do quartzo existente nos depósitos planares que sublinham os planos de cavalgamento. Esta lineação resulta da intersecção entre S1 ou a laminação sedimentar dos níveis pelíticos com uma clivagem subvertical. Esta situação, inicialmente descrita associada ao carreamento da Carrapateira, pode ser explicada como um processo de constrição local induzida por heterogeneidades associadas ao avanço dos mantos (Ribeiro, 1983). Com efeito, o facto de apenas se desenvolver nas imediações dos cavalgamentos mostra não se tratar de nenhuma fase de deformação posterior.

Paralela à direcção de transporte dos mantos existe uma lineação de estiramento (X1) que também apenas é visível na proximidade dos cavalgamentos (fig. 10A), o que normalmente leva a que seja difícil de identificar devido ao paralelismo com a lineação de crenulação já referida. Deste modo, o estiramento apenas consegue ser identificado em sectores onde a constrição seja incipiente ou onde estiver marcado por outro tipo de estruturas como, por exemplo, o

crescimento das fibras de quartzo em sombras de pressão associadas a agregados de pirite (fig. 10B). A relação de perpendicularidade entre as lineações de estiramento ( $X_1$ ) e a de intersecção ( $L_1$ , que já vimos que nos sectores externos da ZSP é sempre subparalela aos eixos das dobras) mostra que, junto aos cavalgamentos o estiramento se faz segundo o eixo cinemático a.

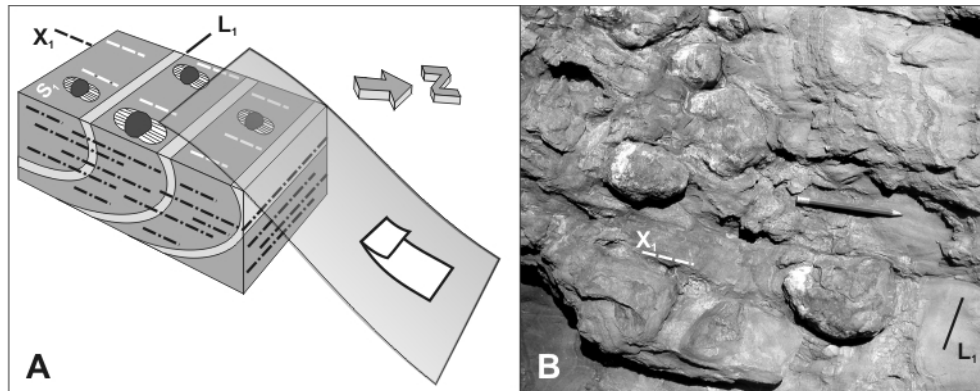


Fig. 10- Comportamento do estiramento na vizinhança dos cavalgamentos: A- Relação da lineação de estiramento com outras estruturas D1b (e.g. lineação de intersecção e crescimento de cristais em sombras de pressão) na vizinhança dos cavalgamentos; B- Relação entre  $X_1$ ,  $L_1$  e fibras de quartzo em sombras de pressão associadas a agregados de pirite na praia do Murração (região da Carrapateira).

Esta situação contrasta com a existente quando nos afastamos destes acidentes; o estiramento torna-se então incipiente pelo que, na ausência de lineações que o materializem, apenas pode ser evidenciado por outro tipo de estruturas. Adquire então especial importância o processo de boudinagem que continua a gerar estrangulamentos (fig. 11) alongados subperpendicularmente ao eixo das dobras D1b e materializados quase sempre por fendas de tracção; esta relação mostra que o estiramento característico do processo de dobramento principal nos sectores externos da ZSP continua a ser subparalelo ao eixo cinemático b (fig. 4A). Como já foi referido, esta relação só se altera nas proximidades dos planos de carreamento onde, o fluxo associado ao transporte dos mantos se intensifica gerando uma lineação de estiramento paralela ao movimento.

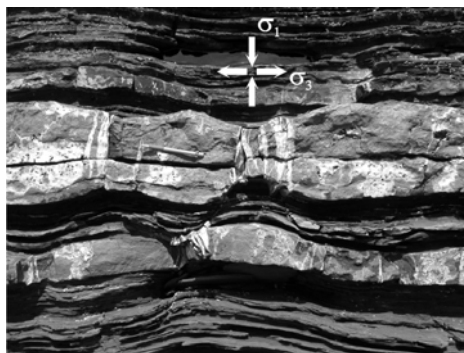


Fig. 11- Boudinagem D1b de bancadas grauvacóides na região da praia de Almogrove e respectivo campo de tensões com  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$  no plano subhorizontal.

Em deformação progressiva a continuidade dos processos de encurtamento orogénico é normalmente assegurada pelo acentuar das estruturas já formadas (e.g. achatamento das dobras e espessamento da estrutura devido ao empilhamento dos mantos de carreamento) o que explica a raridade das figuras de interferência. No entanto, frequentemente as situações bastante evoluídas acabam por conduzir ao bloqueio das estruturas que, impedidas de continuarem a amplificar-se, começam a ser distorcidas pelos encurtamentos subsequentes.



Nos sectores mais meridionais da ZSP, a existência de longos flancos normais pouco inclinados torna-os particularmente favoráveis para sofrerem dobramento originando-se então dobras com eixos subhorizontais e planos axiais subverticais (figs. 12A e 12B), que chegam em situações pontuais a estar associadas a uma clivagem de plano axial pouco intensa. A profunda divergência da geometria e cinemática destas dobras e as que são características do estágio D1b (figs. 7A e 7B) levou a que no passado este redobrar da estrutura tenha sido considerado uma fase de deformação independente; a D2 (Ribeiro, 1983; Silva et al, 1990). No entanto, tendo em consideração a semelhança entre os campos de tensão associados (figs. 6A versus 12A) torna-se mais razoável considerar apenas a existência de um outro impulso (D1c) dentro do mesmo episódio de deformação (Caroça & Dias, 2001) o qual foi responsável por um padrão de interferência do tipo 3 de Ramsay & Huber (1987) típico de um processo de deformação coaxial.

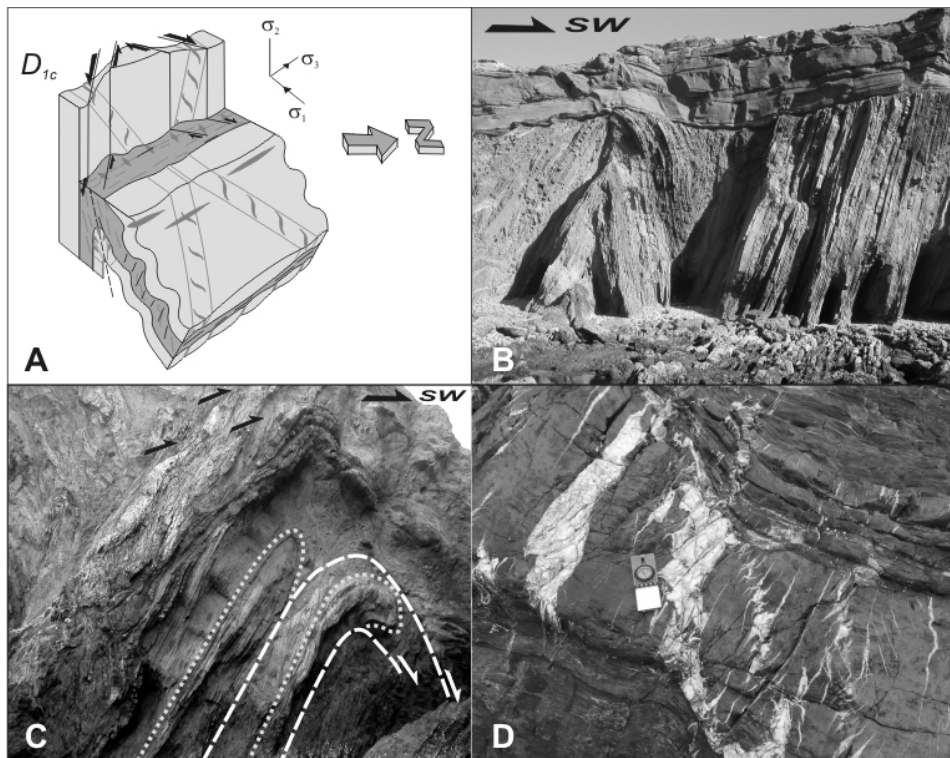


Fig.12- Estruturas associadas aos estádios tardios da principal fase de deformação varisca (D1c) nos sectores externos da ZSP: A- Relação entre as principais estruturas e o campo de tensões; B- Dobras de primeira ordem afectando flancos normais subhorizontais de dobras desenvolvidas nos estádios anteriores a que se sobrepõe, em discordância angular, os sedimentos detríticos do Triásico (praia do Telheiro Norte, região de Sagres; ver localização na fig. 13); C- Pormenor do cavalgamento da Capela com dobras isoclinais D1b associadas, mostrando o seu redobramento por dobras do episódio D1c (praia do Telheiro Norte, região de Sagres; ver localização na fig. 13); D- Pormenor de boundin D1b desenvolvido em flancos subverticais afectado por um corredor de cisalhamento direito N-S D1c (região de Almogrove).

A relação temporal entre os impulsos D1b e D1c é fácil de estabelecer pela existência de situações de interferência nítidas entre estruturas. Devido à tendência para as estruturas D1b se apresentarem mais deitadas nos sectores mais meridionais, os efeitos dos dobramentos associados aos impulsos da D1c tornam-se mais nítidos para Sul; as ondulações suaves dos planos axiais das dobras anteriores, bem visíveis na região da Bordeira (corte B da fig. 8), passam a dobras apertadas na região de Sagres (corte C da fig. 8 e fig. 13) onde é possível evidenciar o dobramento dos planos do cavalgamento da Capela e das dobras isoclinais associadas (fig. 12C; Caroça & Dias, 2001).

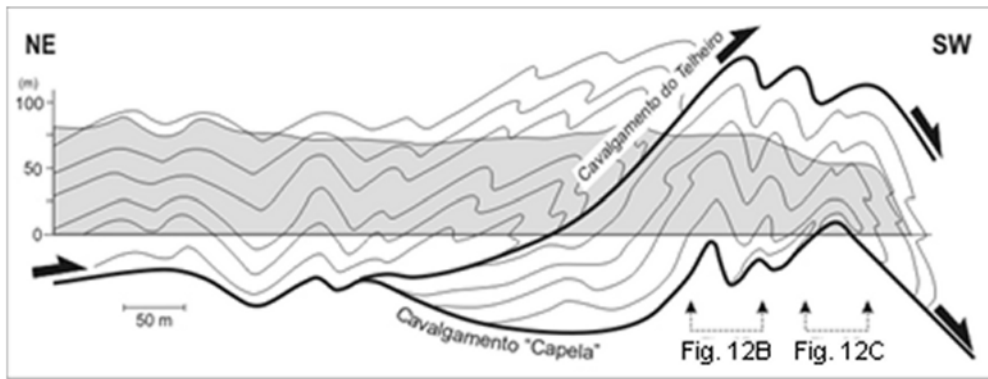


Fig. 13- Interpretação estrutural da deformação varisca na região da praia do Telheiro Norte (adaptado de Carocha & Dias, 2001; ver localização no corte C da figura 8):

Contudo, apesar das estruturas D1c serem mais visíveis quando estão associadas aos flancos longos das dobras D1b, elas também se desenvolvem nos flancos curtos desses dobramentos, embora aí adquiram características diferentes. Com efeito, a rotação das camadas pelo dobramento leva a que, por vezes, os flancos inversos se tornem subverticais tornando-se então subperpendiculares à direcção de compressão máxima. Esta relação geométrica pode levar a que o encurtamento subsequente seja aqui absorvido pelo desenvolvimento de cisalhamentos conjugados N-S a NNE-SSW direitos (fig. 12D) e ENE-WSW a E-W esquerdos (fig. 12A); torna-se então possível deduzir um campo de tensões com as tensões compressivas máxima ( $\sigma_1$ ) e mínima ( $\sigma_3$ ) subhorizontais, respectivamente, NE-SW e NW-SE e a tensão intermédia ( $\sigma_2$ ) é subvertical. Este campo de tensões é compatível com o campo de tensões deduzido anteriormente utilizando a boudinagem dos leitos competentes (fig. 11).

Apesar do estudo detalhado das relações de interferência entre as estruturas dos sectores externos da ZSP ter permitido evidenciar vários impulsos na primeira fase de deformação varisca (D1), verifica-se que existiu sempre uma grande constância na orientação do campo de tensões (figs. 5B, 6A e 12A), o que mostra claramente que esta fase se caracterizou por um processo de deformação progressiva em regime coaxial.

É importante referir que o tratar-se de uma deformação progressiva associada à migração da frente de deformação para SW (Carvalho et al, 1971) leva a que os impulsos de deformação que temos vindo a descrever tenham um valor apenas local e que, se a relação de sobreposição entre os vários tipos de estruturas se mantém constantes ao longo dos sectores externos da ZSP o mesmo não significa que não exista diacronia. Deste modo, é espectável que quando nas zonas mais externas as estruturas geradas são típicas dos estádios precoces D1a, nos sectores mais internos estão já a formar-se estruturas que, pelas suas características são correlacionáveis com a D1b (fig. 14A). A continuação da deformação leva à migração das estruturas precoces para os sectores mais externos o mesmo acontecendo com as estruturas associadas ao processo de dobramento (fig. 14B).

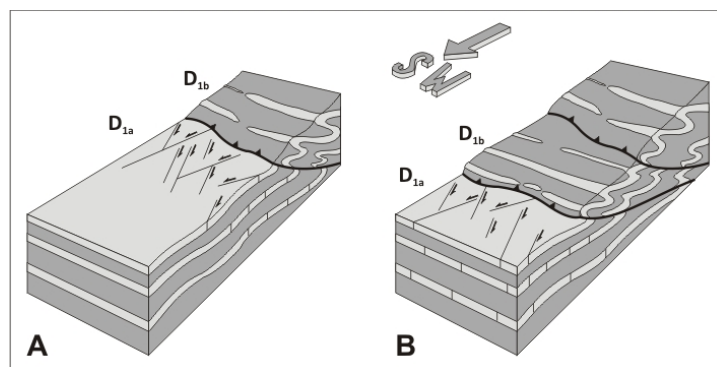


Fig. 14- Sobreposição de estruturas geradas em diferentes situações geodinâmicas devido ao carácter progressivo da deformação: A- Gênese de estruturas variscas precoces (D1a) nos sectores frontais da faixa deformada que contrastam com os dobramentos acentuados (D1b) dos sectores mais internos (adaptado de Price & Cosgrove 1990); B- Progressão da deformação para os sectores mais externos originando padrões de interferência entre estruturas.

#### 1.2.2.2. SEGUNDA FASE DE DEFORMAÇÃO (D2)

Se as estruturas anteriores podem ser interpretadas em termos de um único episódio de deformação, a situação muda no que diz respeito às estruturas que têm vindo a ser integradas na denominada terceira fase de deformação (F3, Ribeiro, 1983; Ribeiro & Silva, 1983; Silva et al, 1990) e que, tendo em consideração o que foi defendido anteriormente, será aqui considerada como sendo a D2. Ao contrário do que se passa com a principal fase de deformação varisca, a deformação D2 apresenta uma distribuição bastante heterogénea sendo encontrada apenas nalguns sectores. Do ponto de vista da cartografia dos sectores externos da ZSP, as principais estruturas atribuíveis a esta fase correspondem aos anticlinais da Bordeira e de Aljezur (fig.4 A) que são na realidade estruturas de interferência do tipo 1 de Ramsay & Huber (1987) entre dobras NW-SE da D1 e dobras NNE-SSW da D2; esta interferência leva a que no núcleo destas estruturas cheguem a aflorar unidades do Devónico incluídas na formação de Tercenas que, em termos cronológicos, é considerada equivalente do grupo Filito - Quartzítico da Faixa Piritosa (Oliveira et al, 2010). Associado a estas estruturas desenvolve-se localmente uma clivagem S2 bastante inclinada com uma direcção próxima de NNE-SSW, orientação que é típica da generalidade das estruturas desta fase de deformação (Ribeiro, 1983; Silva et al, 1990). Embora na generalidade dos locais onde é encontrada S2 seja de plano axial das dobras NNE-SSW às quais está associada, verifica-se que localmente transecta as dobras em sentido anti-horário, o que foi interpretado (Caroça & Dias, 2002) como indicador da existência de uma componente transcorrente esquerda; esta componente esquerda foi também evidenciada pelos mesmos autores devido à existência de dobras escalonadas ao longo de zonas de cisalhamento NNE-SSW subverticais.

Embora estes cisalhamentos esquerdos NNE-SSW esquerdos sejam normalmente considerados conjugados do sistema ENE-WSW direito (Ribeiro, 1983; Silva et al, 1990) verifica-se que eles são claramente predominantes (Caroça & Dias, 2002) tornando-se as estruturas D2 mais penetrativas. Com efeito, eles são identificados ao longo de todo o litoral SW de Portugal sendo os responsáveis pela orientação NNE-SSW de muitos troços da arriba. Contudo, apesar de bastante frequentes ao longo de todo o litoral, onde são particularmente visíveis na plataforma de abrasão, do ponto de vista da sua continuidade individual, verifica-se que ela nunca ultrapassa as poucas centenas de metros para larguras métricas a decamétricas.

No que diz respeito à análise geométrica e cinemática das estruturas D2 é importante referir que elas se concentram quase que exclusivamente dentro dos corredores de cisalhamento esquerdos NNE-SSW, que separam blocos onde a única deformação visível tende a ser a D1. Estes cisalhamentos correspondem na realidade a kinks à escala cartográfica, os quais provocam a deflexão brusca das estruturas D1 (fig. 15A). As estruturas que lhes estão associadas apresentam uma enorme variabilidade que é essencialmente devida a dois factores:

- o tratar-se de uma deformação que afecta uma região previamente afectada por um dobramento D1 intenso e extremamente penetrativo;
- a complexidade da deformação induzida pelo próprio mecanismo de formação dos corredores de cisalhamento que leva a que, para além da tectónica regional, seja necessário considerar os efeitos de uma tectónica local. Esta deformação local está essencialmente ligada a uma componente de movimentação direita subparalela à estratificação que se desenvolve nos troços próximos de E-W os quais foram profundamente rodados pelo mecanismo de flexão que induziu a formação dos kinks (fig. 15).

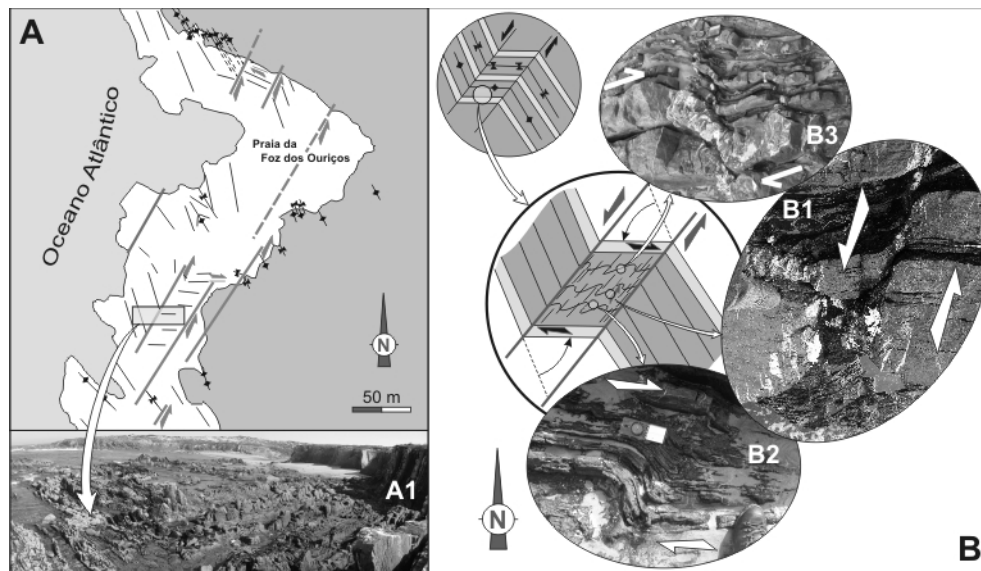


Fig. 15- Caracterização das principais estruturas D2 na praia da Foz dos Ouriços (região de Almogrove): A- Cartografia estrutural de pormenor evidenciando essencialmente a deflexão brusca (A1) das estruturas D1 (anticlinais e sinclinais) pelos corredores de cisalhamento D2; B- Pormenores da deformação dentro dos corredores de cisalhamento: B1- cisalhamentos esquerdos NNE-SSW menores dentro do corredor de cisalhamento; B2- dobras menores indicando uma cinemática direita induzida pelos leitos grauvacídeos mais competentes; B3- componente de cisalhamento direita paralela à estratificação afectando um boudin D1b.

No que diz respeito às dobras D2, do ponto de vista genético, elas podem ser divididas em dois grupos. Por um lado, temos as que se formaram como resultado directo da actuação dos cisalhamentos esquerdos NNE-SSW as quais tendem a apresentar uma simetria ortorrômbica e orientações que, embora em muitos casos sejam subparalelas aos cisalhamentos esquerdos (e.g. anticlinais de Aljezur e da Bordeira; Ribeiro, 1983), por vezes tendem a dispor-se em echelon exibindo então planos axiais NE-SW (Caroça & Dias, 2001). Associado a estes dobramentos é frequente desenvolver-se nos leitos mais pelíticos uma clivagem de crenulação S2 que é quase sempre de plano axial. No que diz respeito às charneiras das dobras, como seria de esperar, elas

vão apresentar uma grande variabilidade (de subhorizontais a subverticais) devido a serem profundamente influenciadas pela inclinação da superfície de estratificação a qual estava já intensamente dobrada pela D1; no entanto, os mergulhos fazem-se sempre para NNE a NE ou para SSW a SW (Caroça & Dias, 2001).

O outro grupo de dobras D2 tem um desenvolvimento muito mais local, surgindo apenas como o resultado do cisalhamento direito entre bancadas induzido pela génese dos kinks (fig. 15B). Estas dobras desenvolvem-se preferencialmente nos multileitos onde as bancadas grauvacóides apresentam uma espessura milimétrica a centimétrica (fig. 15B2), principalmente na vizinhança de bancadas métricas de grauvaque. Heterogeneidades formadas anteriormente, tais como os estrangulamentos dos boudins D1b, podem servir como nucleadores destas dobras (fig. 15B3). Do ponto de vista geométrico, tratam-se de dobras com eixos muito inclinados e uma assimetria nítida indicando vergência geométrica para E o que é compatível com o mecanismo de génese. Esta vergência atenua-se em direcção aos limites da zona de cisalhamento, como seria de esperar num mecanismo onde a flexão associada à génese dos kinks é importante. No entanto, qualquer que seja a simetria destas dobras elas apresentam normalmente uma clivagem S2 de plano axial bem marcada que, nos níveis mais pelíticos é de crenulação.

#### 1.2.2.3. DEFORMAÇÃO ALPINA

Embora o objectivo fundamental deste trabalho seja a caracterização da deformação varisca, pela sua importância é oportuno fazer algumas breves referências sobre a forma como as estruturas então formadas acabaram por influenciar o ciclo alpino, em especial no que diz respeito aos estádios iniciais.

A nível da Ibéria, a deformação associada à fragmentação da Pangeia sobrepõe-se a um soco profundamente estruturado pelos processos orogénicos anteriores, em especial pela tectónica Varisca. No sector que nos interessa, as fases extensivas do ciclo Alpino ligadas à abertura do Atlântico vão ser controladas essencialmente pelas zonas de cisalhamento D2 esquerdas NNE-SSW. Com efeito, a sua orientação sub-paralela ao actual rift do Atlântico e/ou a sua relação de sub-perpendicularidade com a falha de Açores - Gibraltar, ela também o resultado da reactivação de estruturas principais variscas (Ribeiro, 2002), leva ao seu reactivar essencialmente com uma componente normal. Esta componente manifesta-se desde os estádios extensivos precoces controlando algumas das bacias triásicas que se desenvolvem no litoral SW de Portugal, como é o caso do Triásico da Ponta Ruiva na região de Vila do Bispo (Dias & Ribeiro, 2002) onde é possível evidenciar que a deformação frágil alpina se sobrepõe a sectores caracterizados por uma deformação D2 muito forte.

As falhas normais que cortam os flancos do anticlinal da Bordeira (Ribeiro, 1983) serão certamente explicáveis também por um processo de rejogo dos cisalhamentos esquerdos D2 em regime extensivo.

#### 4. EVOLUÇÃO GEODINÂMICA

Não serão aqui feitas considerações detalhadas sobre a evolução geodinâmica deste sector do orógeno varisco pois isto já foi feito noutros capítulos deste livro (Oliveira, et al, 2010; Ribeiro, et al, 2010). No entanto, isto não significa que não sejam abordadas de uma forma breve algumas implicações geodinâmicas das estruturas caracterizadas neste trabalho.

Um dos aspectos a salientar tem a ver com a homogeneidade do regime de deformação associado à principal fase de deformação (D1), onde os diversos impulsos que foram caracterizados se sucedem de uma forma muito constante desde os sectores mais a Norte, ainda na formação de Mira (e.g. Almogrove), até aos mais externos da formação da Brejeira na região de Sagres. Esta deformação faz-se sempre num regime de deformação coaxial desde os estádios mais precoces, o que explica a ausência de transecção nos sectores externos da ZSP. Este situação contrasta com o que tem vindo a ser descrito para os sectores mais internos onde foi evidenciada uma componente transcorrente esquerda subparalela às estruturas (e.g. Silva, 1989; Silva et al, 1990). A passagem entre estes dois domínios é mal conhecida e poderá estar associada, quer a uma transição gradual ao longo da formação de Mira, quer a uma transição brusca associada ao cavalgamento de Odemira. Esta diferença de comportamento pode ser interpretada de dois modos:

- Por partição da deformação, segundo a qual a componente de cisalhamento esquerdo tende a predominar nos sectores mais internos gerando um regime transpressivo com predominância da transcorrência (wrench dominated transpression segundo a terminologia de Fossen et al, 1994), enquanto mais a sul predomina uma situação de cisalhamento puro;

- Por uma variação temporal do processo de colisão, explicação que preferimos. Com efeito, tendo em consideração a estreita relação que parece existir entre o processo de sedimentação e o de deformação com a migração de ambos em direcção às zonas externas (e.g. Oliveira, 1990; Oliveira et al, 2010), é possível admitir que durante a deposição da formação de Mértola e eventualmente da parte basal da de Mira, o regime transpressivo esquerdo associado ao ramo sul do arco Ibero-Armoricano estaria activo (Dias & Ribeiro, 1995), situação que terá evoluído posteriormente para um processo de colisão frontal.

Contudo, qualquer que seja a explicação, em toda a região estudada é evidente a existência de um importante processo de convergência frontal que se mantém activo pelo menos até ao Moscoviano, idade dos sectores mais externos da formação da Brejeira (Oliveira et al, 2010); esta situação é compatível com alguns dos modelos que têm sido propostos para a evolução varisca do ramo SW Ibérico (e.g. Ribeiro et al, 2007; 2010).

Quanto aos constrangimentos temporais da segunda fase de deformação (D2), na região do Telheiro norte verifica-se que os sedimentos do Moscoviano (Oliveira et al, 2010) estão afectados, não só pelos vários impulsos da D1 (figs. 12C e 13; Caroça & Dias 2001; 2002), mas também pelos corredores de cisalhamento esquerdos NNE-SSW atribuíveis à D2, os quais no entanto não cortam as rochas detríticas do Triásico médio a superior que se lhes sucedem em discordância angular (fig. 12B; Palain, 1976). A formação destes corredores de cisalhamento é assim compatível com a denominada fase tardivarisca considerada do Pérmico inferior (Ribeiro et al, 2010), a qual foi responsável por um importante episódio de fracturação em todo o orógeno (Arthaud & Matte, 1975; 1977). Esta compatibilidade é extensiva à cinemática das estruturas principais, com as zonas de cisalhamento esquerdas aparecendo como o equivalente no SW da Ibéria das grandes fracturas tardivariscas NNE-SSW dos sectores mais a Norte (e.g. falhas da Vilarça e de Régua - Chaves - Verin) para as quais também foi evidenciada uma movimentação esquerda durante o tardivarisco (Ribeiro, 1974; Ribeiro, et al, 1979).

Por outro lado, o facto destas zonas de cisalhamento serem extremamente frequentes ao longo de todo o litoral SW de Portugal, apesar de a sua continuidade raramente ultrapassar as poucas centenas de metros, evidencia uma importante deformação D2 ao longo deste litoral que, saliente-se, apresenta uma orientação NNE-SSW generalizada. Esta situação contrasta com a

não penetratividade das estruturas D2 ao longo de toda a ZSP, pelo menos se tivermos em consideração as escassas referências que lhes são feitas na bibliografia. Deste modo, a intensa deformação D2 ao longo de todo o litoral, sugere que este estará condicionado por um acidente de grande envergadura, o qual terá continuidade no canhão NNE-SSW de Aljezur. Neste modelo, os cisalhamentos NNE-SSW esquerdos estudados (e.g. fig. 15A) corresponderiam então a estruturas de 2ª ordem desenvolvidas em echelon sobre o acidente principal. Este acidente principal terá mesmo condicionado a intrusão dos materiais doleríticos associados à falha da Messejana, que apresentam uma orientação geral NE-SW no interior, rodando para NNE-SSW quando se aproximam do litoral.

O ter sido possível evidenciar a existência de grandes desligamentos esquerdos NNE-SSW tardivariscos nos sectores mais meridionais da Ibéria mostra que eles são uma das estruturas principais associadas à deformação intracontinental tardivarisca apresentando uma distribuição, que embora seja discreta abrange vastas regiões. Esta situação é compatível com o modelo avançado para a explicação da génese destes desligamentos que são considerados como dominós de 2ª ordem relativos aos desligamentos E-W direitos de 1ª ordem, (Ribeiro, 2002; Ribeiro et al, 2010), modelo esse que previa a existência de acidentes importantes também nos sectores meridionais, condicionados pela existência da falha de Açores - Gibraltar.

### 1.3 Recursos Minerais (P. Nogueira)

O percurso proposto engloba grande parte da faixa piritosa ibérica (c.f. Figura 1), na sua parte portuguesa. Esta é uma das províncias metalogénicas de classe mundial no que diz respeito a jazigos de sulfuretos maciços, nomeadamente sulfuretos de cobre. As antigas explorações que remontam ao período romano, ou mesmo a períodos anteriores (calcolítico), estendem-se desde as minas da Caveira (Ponto 2 na Figura 1) até explorações na região de Sevilha em Espanha.

Em Portugal atualmente estão em exploração as minas de Aljustrel (Almina) e de Neves-Corvo (Somincor), que exploram essencialmente Zn e Cu. A diversidade e riqueza em metais desta província metalogénica tem permitido que consoante os vários períodos da humanidade os materiais explorados sejam distintos. Assim desde a exploração de ouro e cobre no chapéu de ferro (ver Figura 16) de Aljustrel, local onde foram encontradas as célebres Tábuas de Vipasca que aparentam ser um dos primeiros documentos com legislação mineira, passando pela exploração da pirite para produção de ácido sulfúrico (componente fundamental na produção de fertilizantes), até à recente descoberta e exploração de Sn (além de Cu e Zn) em Neves-Corvo.

Deve-se ainda salientar que pela recurso a métodos de prospeção geofísica novas ocorrências têm vindo a ser descobertas, como é o caso de Lagoa Salgada (Ponto 1 na Figura 1).

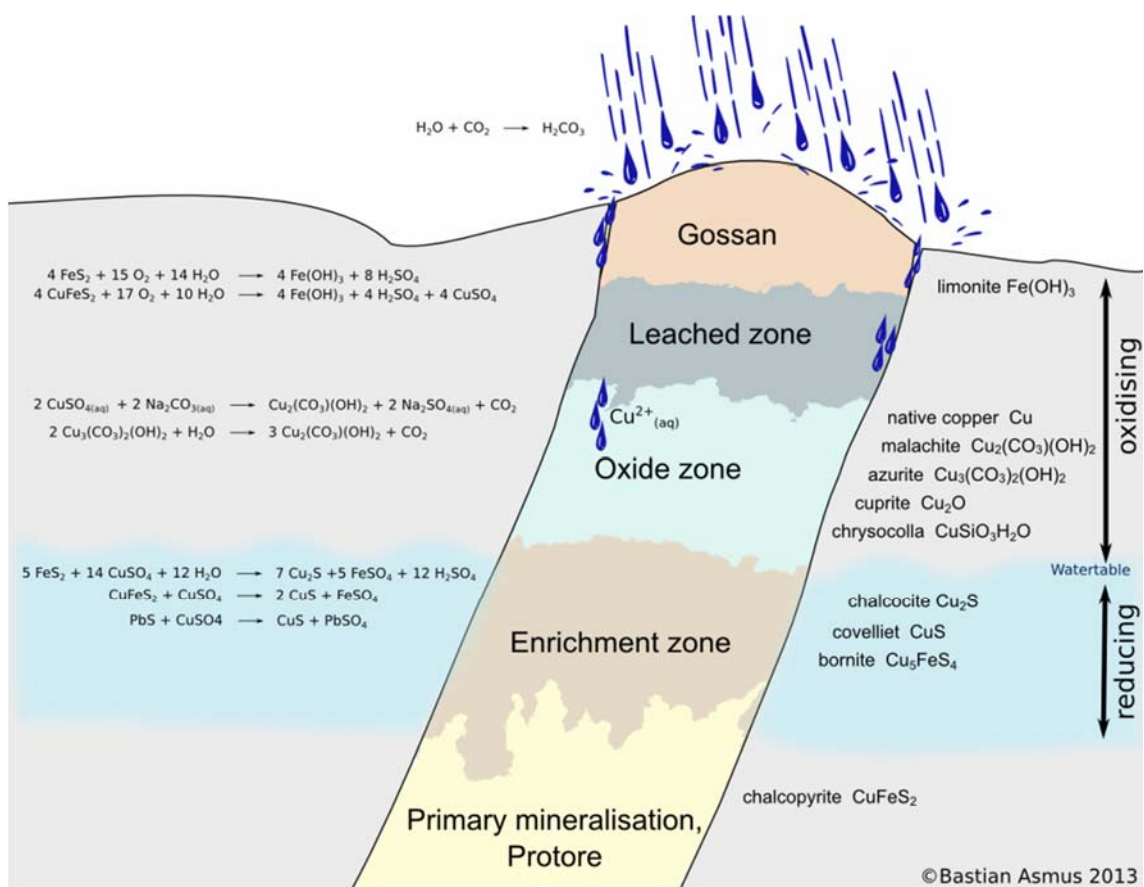


Figura 16. Reações químicas associadas à formação de um chapéu de ferro.



Estes jazigos minerais são classificados como sulfuretos maciços vulcanogénicos (Figura 17) o seu modelo de formação implica a existência de vulcanismo submarino com aparelhos hidrotermais associados (*black smokers*). Existe um zonamento metálico que corresponde aos diversos momentos (espaço-tempo) de deposição de sulfuretos.

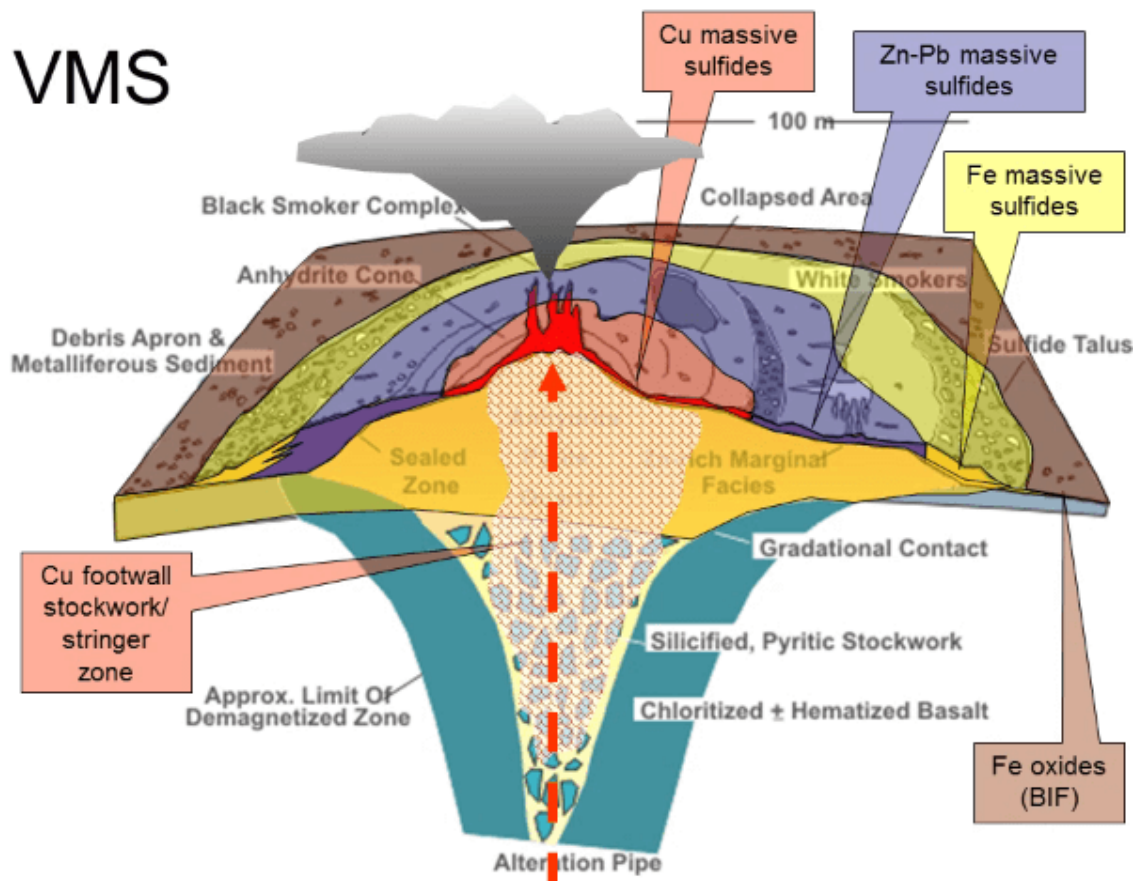


Figura 17. Esquema de formação de sulfuretos maciços vulcanogénicos (VMS em inglês).

Atualmente muitas das antigas explorações mineiras estão abandonadas (exemplo Caveira) porém em alguns casos têm vindo a ser rejuvenescido o interesse nestes locais devido ao aproveitamento geoturístico e ambiental que estes locais únicos proporcionam. Exemplo disso é a instalação do Centro de Ciência Viva do Lousal (paragem 3.2) ou a recuperação ambiental e social em curso nas minas de São Domingos (paragem 4.2) com a construção de percursos interpretativos, um pequeno museu e uma praia fluvial.

# **Geotransversal na Zona Sul Portuguesa: Sagres-Mértola**

## **Parte 2 - Descrição das paragens**

## Dia 16

### Paragem 1.1 – Triássico-Jurássico da Zona de Vila do Bispo.

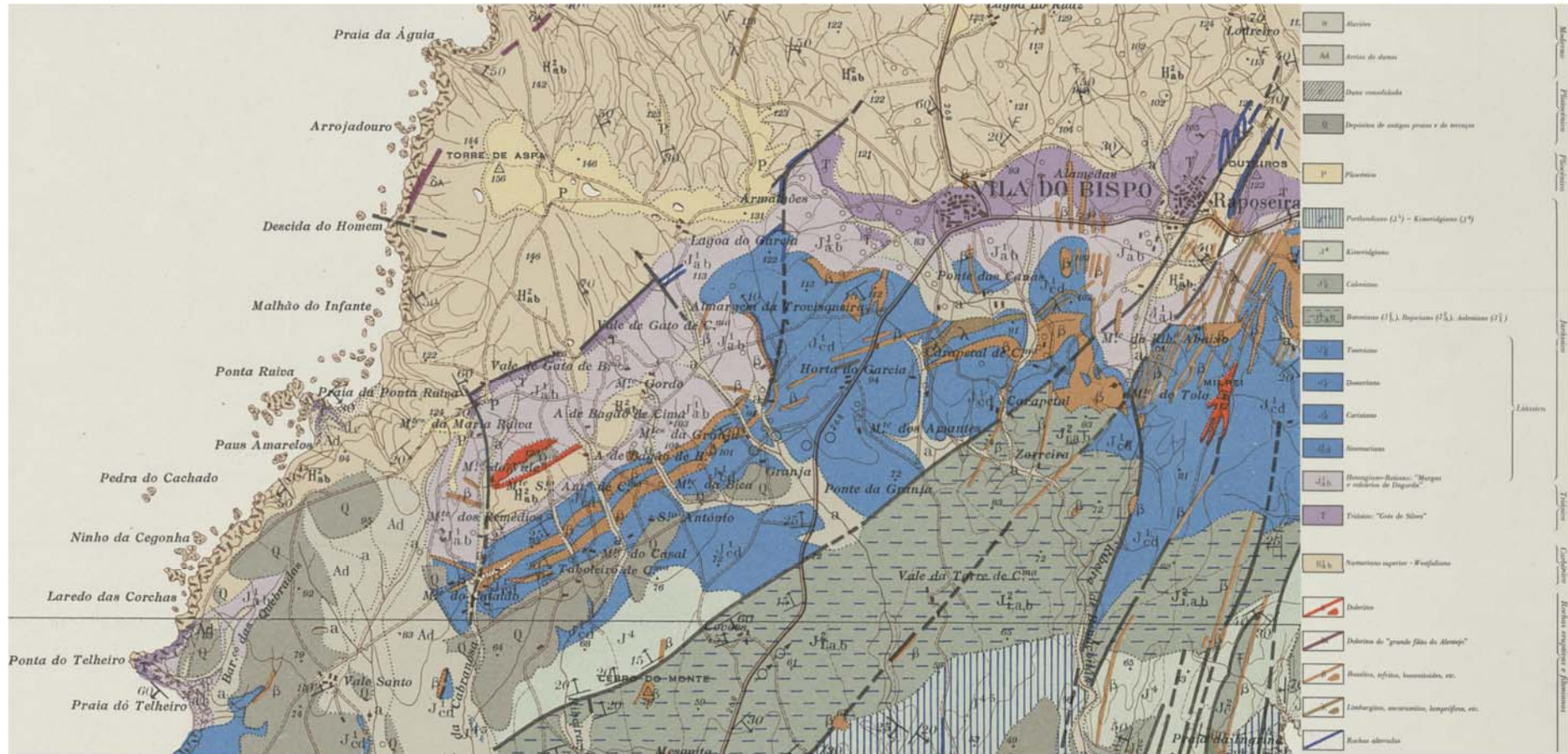


Figura 18 - Excerto da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50.000 Folha 51B, correspondente à região de Vila do Bispo

## Paragem 1.2 – Evolução Jurássica da Praia da Mareta



Figura 19 – A Excerto da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50.000, Folha 51B Vila do Bispo, correspondente ao sector da Praia da Mareta; B – Imagem do Google Earth correspondente ao mesmo sector.

**Paragem 1.3 – Percurso a pé da Praia da Ponta Ruiva pelo topo da arriba até ao topo da discordância do Telheiro.**



Figura 20 - Imagem do Google Earth correspondente ao percurso a realizar nesta paragem. Esta área encontra-se também representada no mapa geológico da figura 18.

## **Dia 17**

**Paragem 2.1 – Almogrove/Praia da Foz dos Ouriços.**



Figura 21 - Imagem do Google Earth com a localização da área a visitar.

### **Paragem 2.2 - Sines: Praia do Norte, encaixante, filões e Maciço de Sines.**

Neste percurso com cerca de 2km (Figura 22) é possível observar a passagem de rochas sedimentares de idade Jurássico até às rochas ígneas e vulcânicas do Maciço de Sines (Figura 23). Nele vai ser possível identificar as rochas sedimentares e suas estruturas primárias. Estas rochas passam progressivamente a rochas deformadas e metamorfizadas até ao contacto com uma unidade externas do Maciço de Sines que correspondem a gabros intruídos por diques basálticos e sieníticos. Caminhando para sudoeste junto à costa pode-se observar a passagem das rochas gabroicas a rochas sieníticas. Numa última paragem vai ser possível identificar a presença de uma unidade que corresponde a uma brecha eruptiva.

Aqui, além das diferentes litologias vai ser possível observar desde estruturas tectónicas (dobras e falhas) além de estruturas magmáticas (*chilled margins* e fluxo magmático de encraves).

Determinações geocronológicas de duas rochas do maciço deram, pelo método Rb-Sr, como idades de rocha total e biotite, respetivamente,  $68 \pm 2$  Ma e  $69 \pm 17$  Ma (Mendes, 1968). A geocronologia absoluta aponta, pois, para uma idade das rochas do maciço do Cretácico superior, consistente com o seu enquadramento geológico.



Figura 22. Vista aérea do percurso a realizar entre a praia do Norte até aos viveiros de marisco.

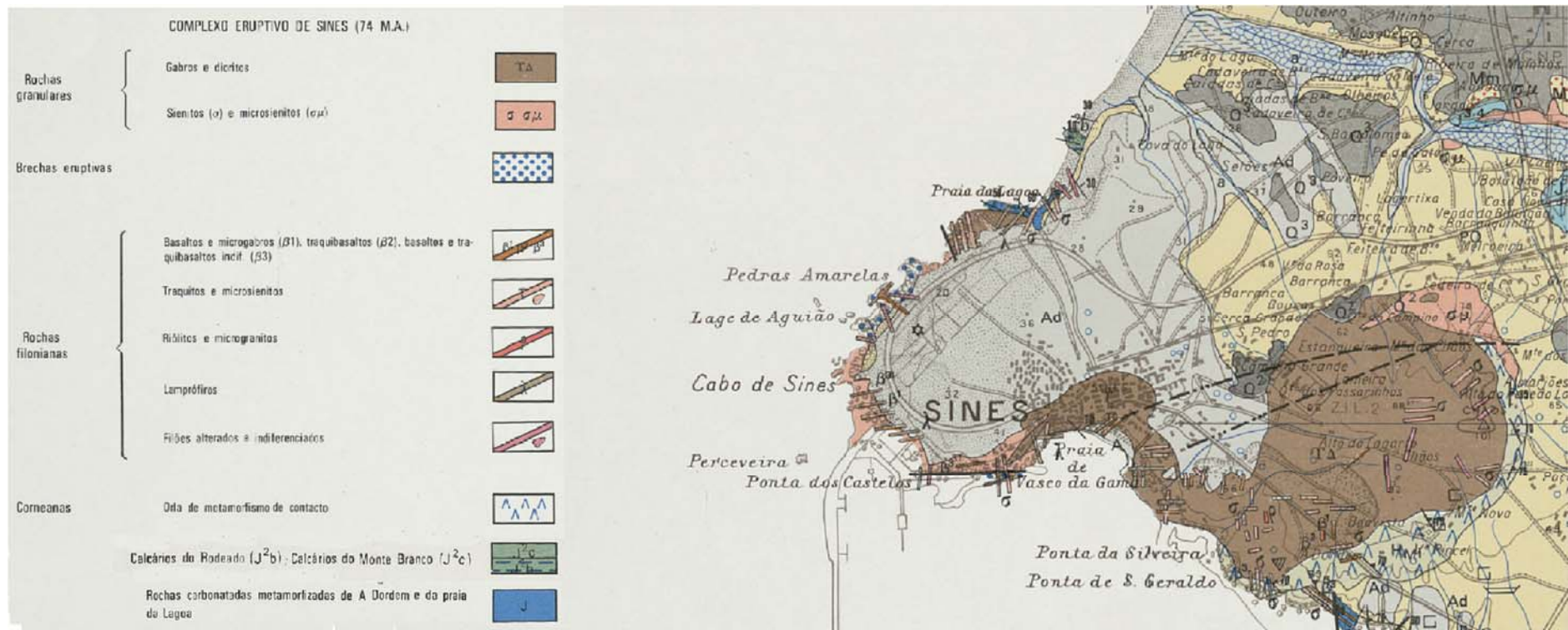


Figura 23. Extrato da legenda e do mapa geológico 42-C Santiago do Cacém, à escala 1:50.000.



## **Dia 18**

### **Paragem 3.1**

Coordenadas: Lat. 38.192191° N; Long. 8.626665° W

Ao longo de um talude da estrada IP8 com cerca de 300 m de comprimento, observa-se uma sequência de tufos vulcânicos ácidos pertencentes ao Complexo Vulcano-Sedimentar (CVS) da Faixa Piritosa, apresentando localmente figuras de corrente do tipo ripple marks. Estas rochas encontram-se deformadas pela orogenia varisca, apresentando-se xistificadas e dobradas. A sequência encontra-se com polaridade normal, o que pode ser deduzido pelos ripple-marks, pela refração da clivagem, pela relação S0/S1.

No extremo NE do talude é possível observar sedimentos continentais conglomeráticos atribuídos ao Paleogénico e pertencentes à Bacia do Sado depositados em discordância sobre as rochas do CVS.

No lado SW do talude observam-se várias caixas de falha mostrando evidências de movimentação normal. Estas falhas estão associadas à falha de Grândola, importante estrutura que nesta região separa os depósitos Cenozóicos da Bacia do Sado, do soco varisco ao longo de vários quilómetros. Atendendo a sua importante expressão geomorfológica vários autores defendem que se trata de uma falha activa.

### **Paragem 3.2 – Visita ao CCV do Lousal e Minas do Lousal.**

Nesta visita ao CCV Lousal a informação será fornecida no local pelos guias do CCV. Este Centro de Ciência Viva localiza-se numa antiga mina de pirite e reúne inúmera informação relevante sobre a exploração dos recursos minerais e a história mineira da região.

### **Paragem 3.3**

Coordenadas: Lat. 37.645061° N; Long. 7.660286° W

Na saída da vila de Mértola em direcção a Beja (N122), no talude norte da estrada observa-se uma dobra anticlinal em pelitos e grauvaques da formação de Mértola com eixo horizontal e azimute 110° (Figura 24). A dobra apresenta uma xistosidade S1 em leque nas bancadas de grauvaque e mais regular nos níveis argilosos, com atitude aproximadamente 120°, 80° N.

Nos planos de estratificação (S0) é possível observar a lineação de intersecção oblíqua ao eixo da dobra (figura 25A), pondo em evidência a existência de transecção esquerda resultante do facto da xistosidade fazer um ângulo com o plano axial da dobra. Esta geometria pode ser explicada pela existência de uma componente de cidalhamento esquerda regional, contemporânea do achatamento que levou à génese do dobramento (Silva, 1989, figura25B).



Fig. 24– Dobra anticlinal em pelitos e grauvaques da Formação de Mértola.

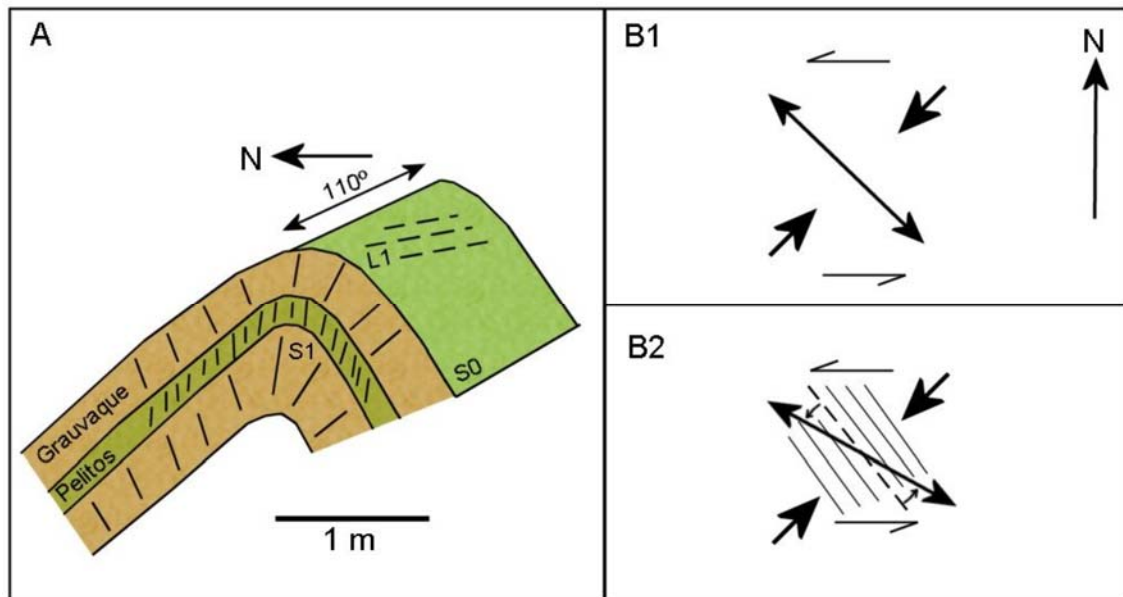


Fig. 25 – A: Representação esquemática da dobra da figura anterior pondo em evidência a obliquidade entre a xistosidade S1 e o eixo da dobra; B: Esquema em planta ilustrando a gênese do fenómeno de transeção. Numa primeira etapa (B1) o dobramento inicia-se com o eixo perpendicular à direção de compressão. A existência de uma componente de cisalhamento esquerdo a nível regional leva à rotação da dobra no sentido anti-horário (B2) e quando o grau de achatamento é suficiente para se iniciar a gênese da xistosidade, esta forma-se perpendicular à compressão e oblíqua ao eixo da dobra que entretanto rodou.

### Paragem 3.4

Coordenadas: Lat. 37.646205° N; Long. 7.652386° W

Corte na margem direita do Rio Guadiana nas proximidades das Azenhas de Mértola.

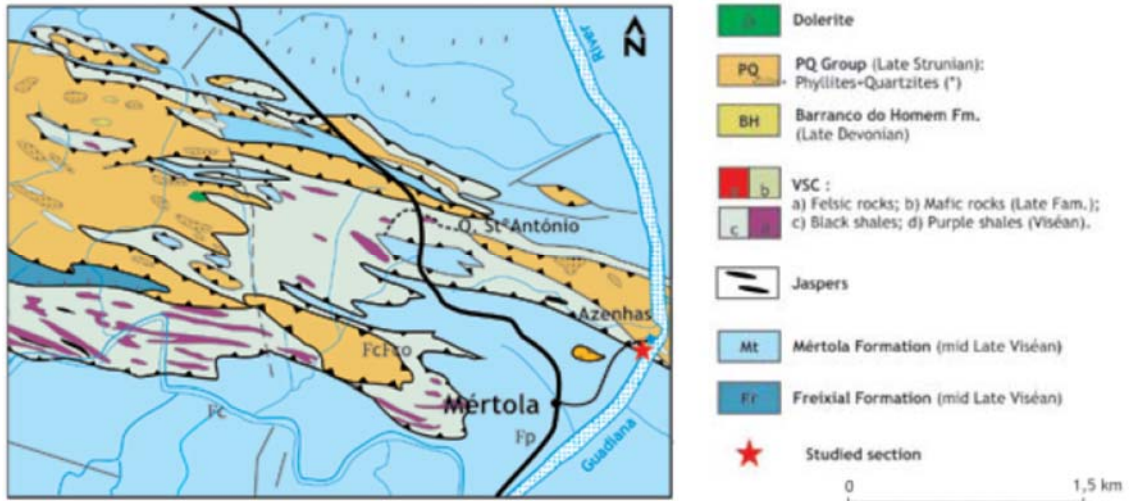


Fig. 26 – Mapa geológico simplificado da região de Mértola (retirado de Oliveira et al. 2007) com a localização da paragem (estrela vermelha).

O corte inicia-se no acesso às azenhas onde afloram filitos bastante deformados com intercalações de quartzitos fortemente bodinados. Estas litologias são características do Grupo Filito-Quartzítico e a estrutura encontra-se muito verticalizada. Em direção a sul deixam de se observar as passagens quartzíticas e surgem raros nódulos de Manganés intercalados nos xistos, evidência que justificou a cartografia de uma estreita faixa do Complexo Vulcano-Sedimentar. Continuando em direção a sul observa-se um contacto tectónico entre esta unidade e os grauvaques da Formação de Mértola. Junto a este contacto os grauvaques apresentam figuras sedimentares que indicam claramente topo para norte. Conjugando os critérios de polaridade com a sequência observada, o contacto em causa tem que ser um importante acidente, tratando-se no caso do chamado Carreamento de Mértola. Como se pode observar na figura 27, após a sua instalação o carreamento foi dobrado e o alóctone corresponde a um sinforma anticlinal. Neste local o carreamento aflora no flanco sul do sinforma e na paragem 4.3 voltaremos a observá-lo, mas no flanco norte do mesmo sinforma.

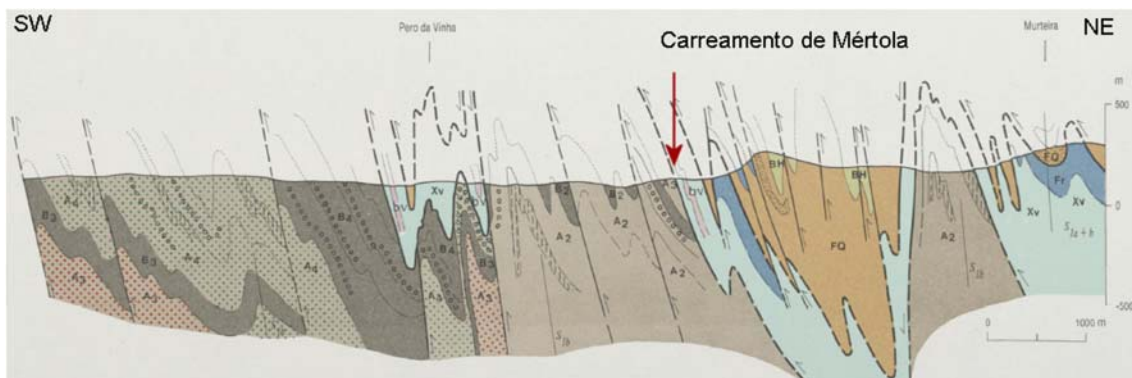


Fig. 27 – Corte geológico retirado da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50.000, Folha 46-D, Mértola.

## Dia 19

### Paragem 4.1 – Corte do anticlinal do Pomarão.

Trata-se na realidade de um conjunto de quatro paragens (figura 28) correspondentes a uma transversal na estrutura anticlinal do Pomarão, ao longo da estrada Santana de Cambas-Pomarão, onde se podem observar as litologias representativas da coluna estratigráfica da região (figura 29). Ao longo destas paragens é igualmente possível observar à escala mesoscópica diversas estruturas sedimentares e tectónicas que permitem deduzir a macroestrutura anticlinal representada no mapa.

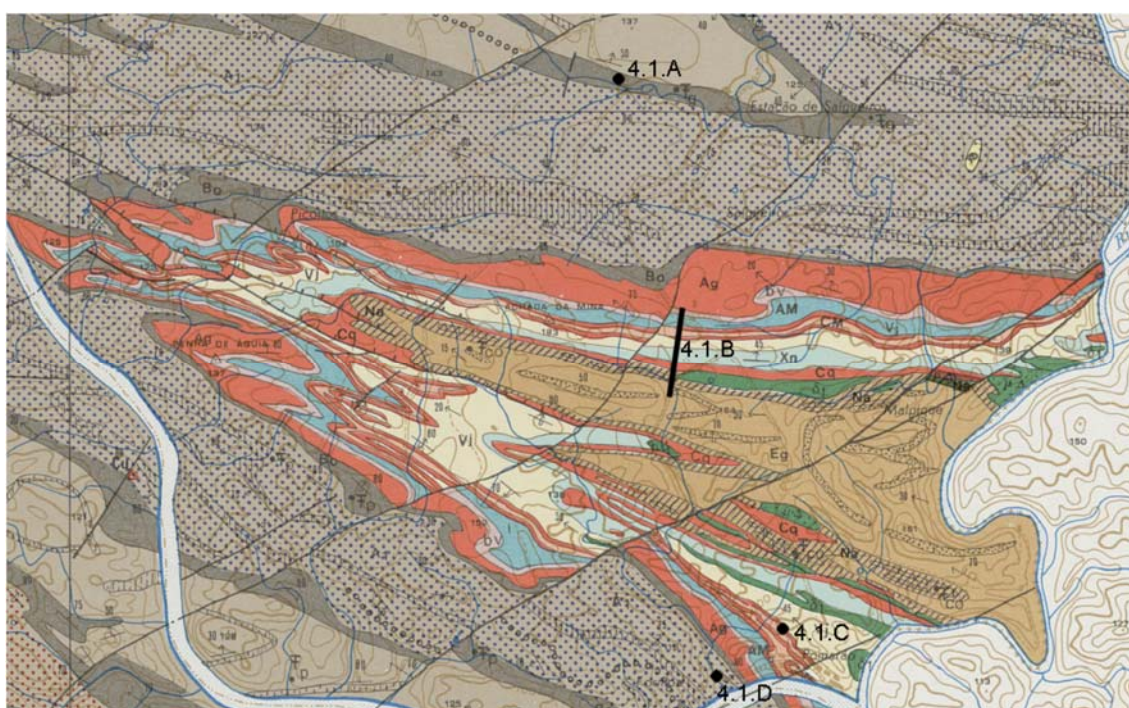


Fig. 28 – Excerto da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50.000, Folha 46-D, Mértola com a localização das paragens do corte do Anticlinal do Pomarão (ver coluna estratigráfica na figura 25).

#### Paragem 4.1.A

Coordenadas: Lat. 37.591876° N; Long. 7. 7.537883° W

Observação num talude da estrada próximo do desvio para Salgueiros, de pelitos e grauvaques da Formação de Mértola em flanco normal. A situação de flanco normal é deduzida a partir do critério estrutural (relação S0-S1), e de estruturas sedimentares, nomeadamente gradação positiva e figuras de carga (figura 30). Observação da lineação de interseção L1 (entre S1 e S1) mergulhante para NW, o que é coerente com o padrão da dobra observada em mapa (figura 28).

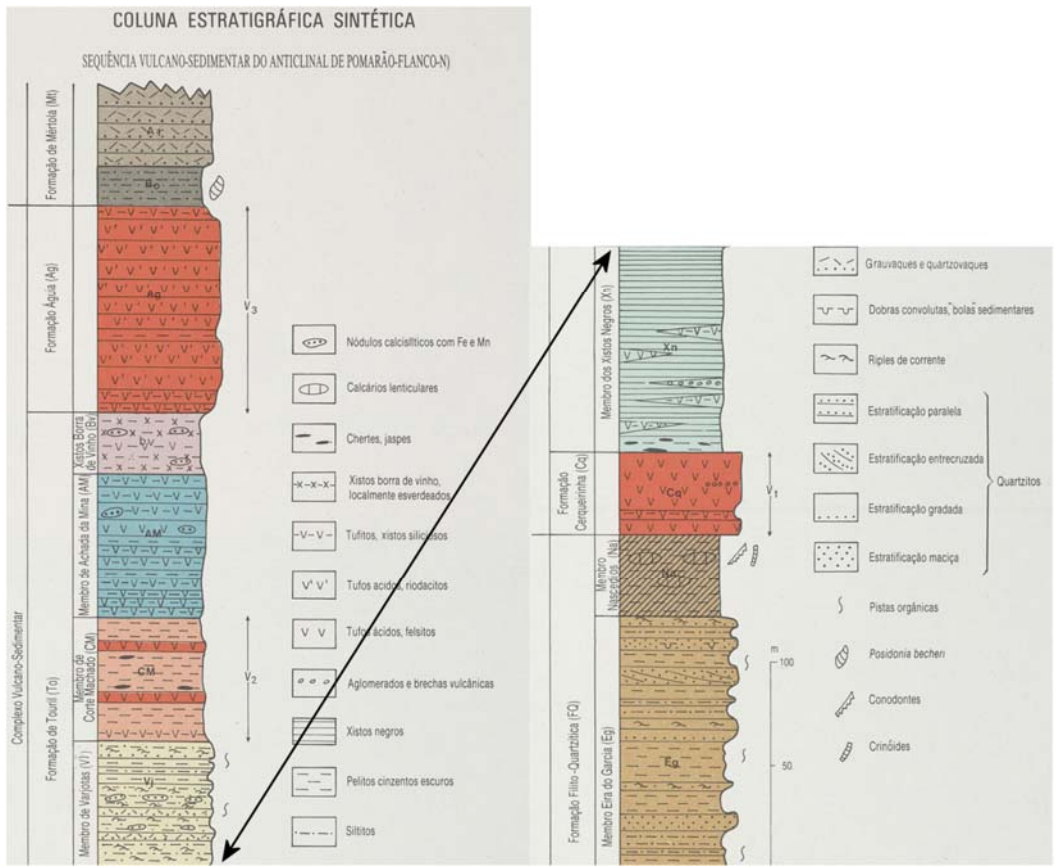


Fig. 29 – Coluna estratigráfica da região do Pomarão (retirado da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50.000, Folha 46-D, Mértola).

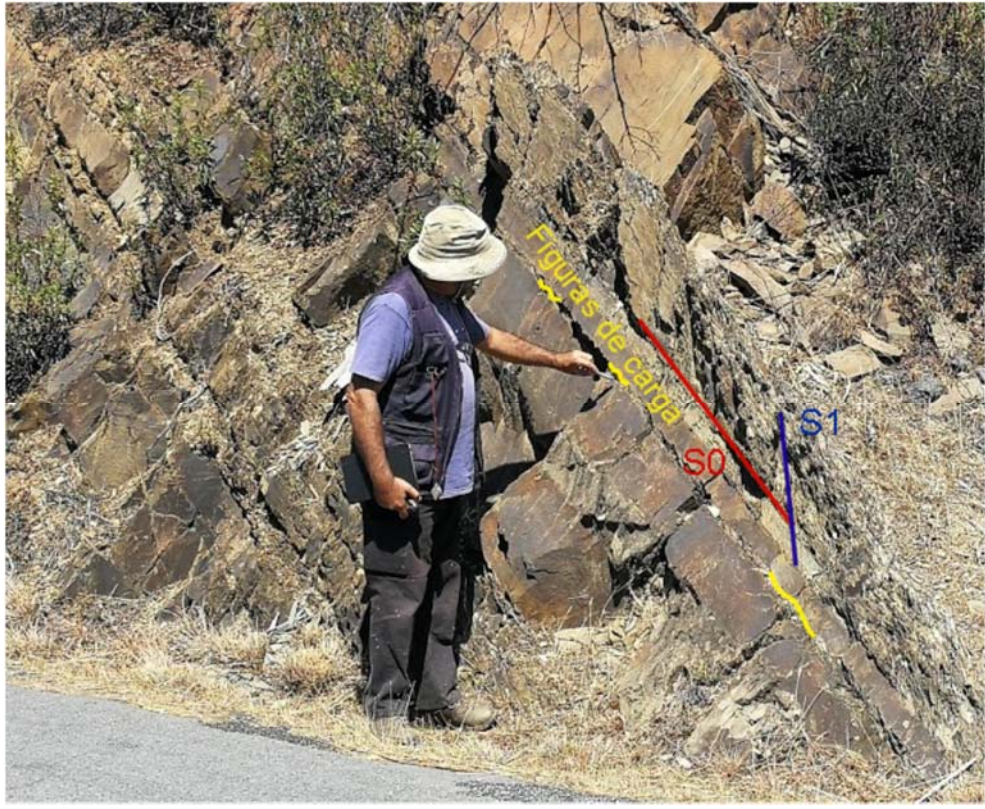


Fig. 30 – Figuras de carga e relação S0-S1 indicando critério de flanco normal.

#### Paragem 4.1.B

Corte ao longo de cerca de 400m entre os pontos de coordenadas 37.578747° N; 7.535220°W e 37.575128° N; 7.538643° W.

Observação da sequência quase completa do Complexo Vulcano-Sedimentar, faltando apenas os termos mais altos. A sequência inclui tufos siliciosos, xistos borra de vinho, tufitos e xistos negros, aglomerados e brechas vulcânicas. Próximo da base observam-se rochas básicas com textura dolerítica provavelmente correspondentes a um filão camada. O corte termina num talude em que se observam filitos e quartzitos muito bodinados pertencentes ao Complexo Filito Quartzítico. neste talude a deformação é consideravelmente mais intensa, observando-se várias evidências de deformação progressiva o que poderá ser explicado pelo facto de nos estarmos a aproximar do núcleo da estrutura.

#### Paragem 4.1.C

Coordenadas: Lat. 37.557629° N; Long. 7.525780° W

No talude oeste da estrada observam-se tufos siliciosos por vezes com nódulos de manganés, intercalados com níveis mais pelíticos, apresentado padrões de dobramento muito diversificado devido aos contrastes no comportamento reológico das várias bancadas face à deformação. No talude leste da estrada é possível observar charneiras das dobras a 3D sendo o afloramento particularmente favorável para a medição dos elementos geométricos das dobras. O Padrão das dobras e a relação S0-S1 indicam claramente que este afloramento se situa no flanco curto do anticlinal do Pomarão (figura 31).



Fig. 31 – Dobras em tufos siliciosos e relação S0-S1 indicando critério de flanco curto.

#### Paragem 4.1.D

Coordenadas: Lat. 37.558070° N; Long. 7.535591° W

Observação dos grauvaques da Formação de Mértola junto à entrada do túnel da antiga linha de caminho-de-ferro, muito verticalizados, de direção NW-SE exibindo critérios de flanco inverso.

Na figura 32 indica-se a posição das quatro paragens da transversal do Pomarão sobre um dos cortes geológicos que acompanham a folha 46-D de Mértola.

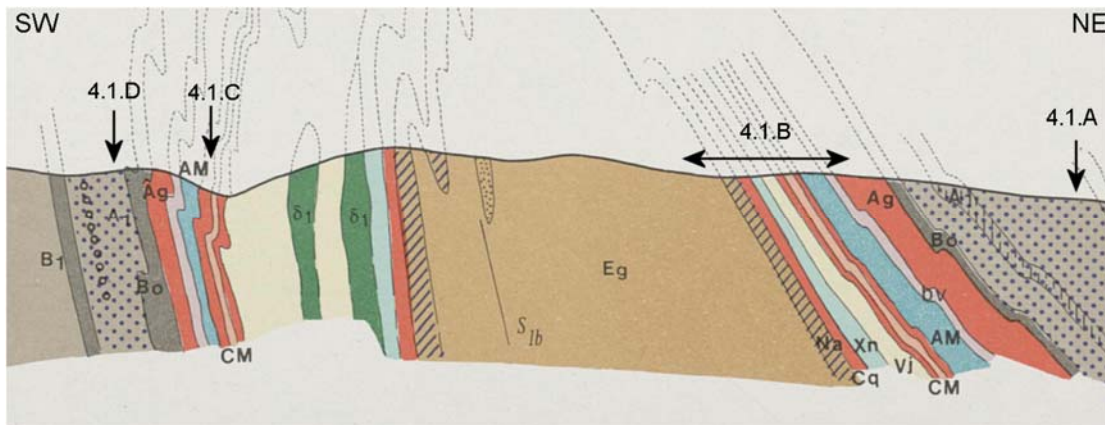


Fig. 32 - Corte geológico retirado da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50.000, Folha 46-D, Mértola com a localização das paragens 4.1.A a 4.1.D.

#### Paragem 4.2 – Visita à corta da Mina de São Domingos

Coordenadas: Lat. 37.669104° N; Long. 7.494749°W

Situada 17 Km a NE de Mértola a mina de São Domingos localiza-se nas vizinhanças da povoação com o mesmo nome. Esta visita conduzirá os participantes num percurso na margem da antiga corta da Mina e onde se podem observar o resultado da exploração mineira.

A mina, que empregou milhares de trabalhadores, foi considerada uma das maiores fontes do equilíbrio económico para o concelho. Entre os anos de 1855 e 1966, foram retirados cerca de 25 milhões de toneladas de minério. O primeiro registo oficial é do ano de 1858 e refere a extração de 236 toneladas de pirite sulfurosa. Em 1862, apenas quatro anos depois, são exportadas para Inglaterra quase 120000 toneladas de pirite, metade do consumo daquele país. O ano de 1912 regista a cifra mais alta de minério exportado ao longo de toda a história da Mina de S. Domingos: 432350 toneladas de pirite. No ano de 1965, o último ano de extração no interior do labirinto subterrâneo, apenas foram extraídas 66823 toneladas.

A exploração na Mina de S. Domingos fez-se quer de forma subterrânea quer a céu aberto. A primeira levou à criação de um intrincado sistema de galerias, organizadas por pisos separados entre si cerca de trinta metros, até à profundidade de 405 metros, a partir do piso 120. A exploração mineira a céu aberto, realizada no local onde hoje está a "corta", iniciou-se em 1867 e terminou em torno da década de oitenta do século XIX, com a remoção de mais três milhões de metros cúbicos de terras, numa área de cerca 42000 m<sup>2</sup> e atingindo uma profundidade de cerca 100 metros.

Atualmente a mina encontra-se abandonada (apresentando apenas as ruínas) e em redor destas encontram-se lagoas ácidas (pH aproximadamente de 2,4) que foram criadas há mais de uma dezena de anos para fazer decantação das escorrências da antiga mina.

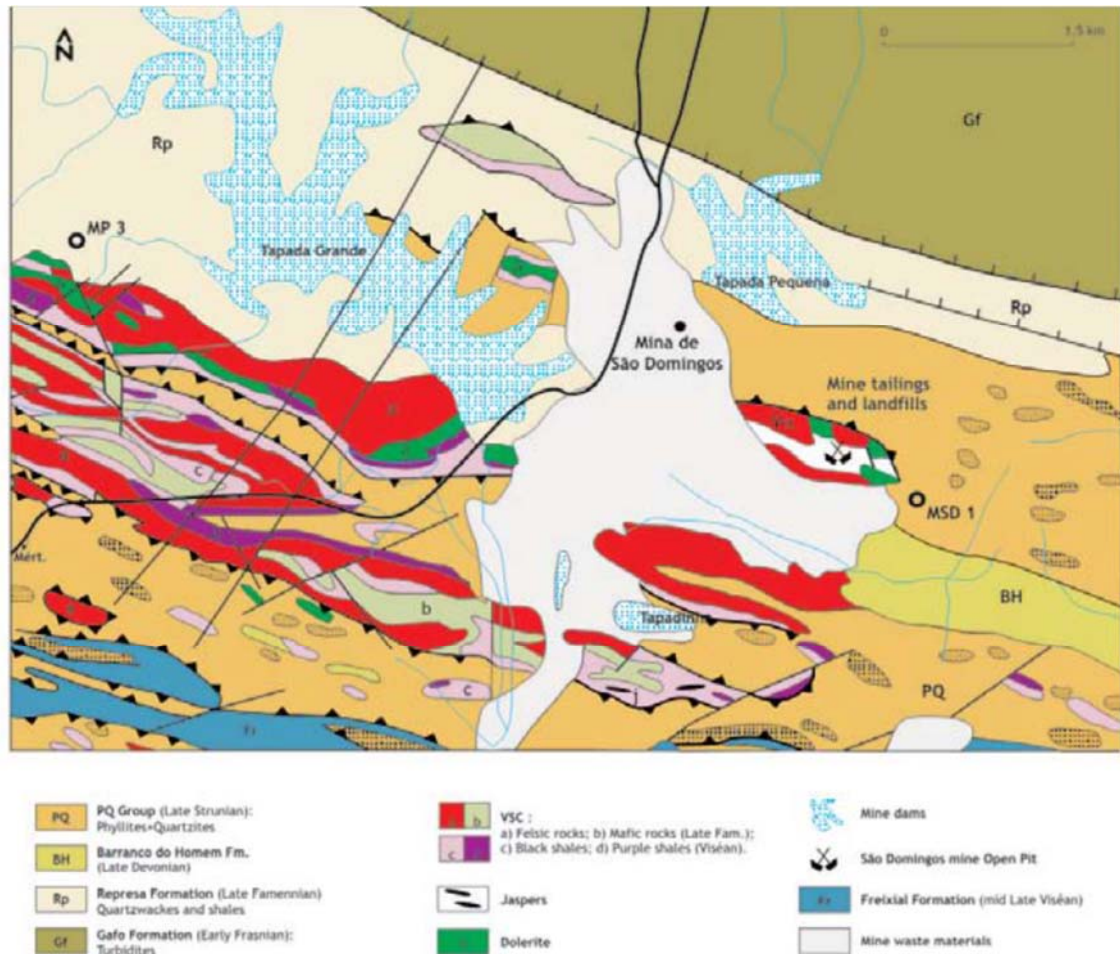


Figura 33. Cartografia geológica nas proximidades da mina de São Domingos. Retirado de Oliveira et al. 2007.

O percurso inclui uma visita à antiga corta mineira e aos diferentes aspetos da exploração e geologia (Figura 34).

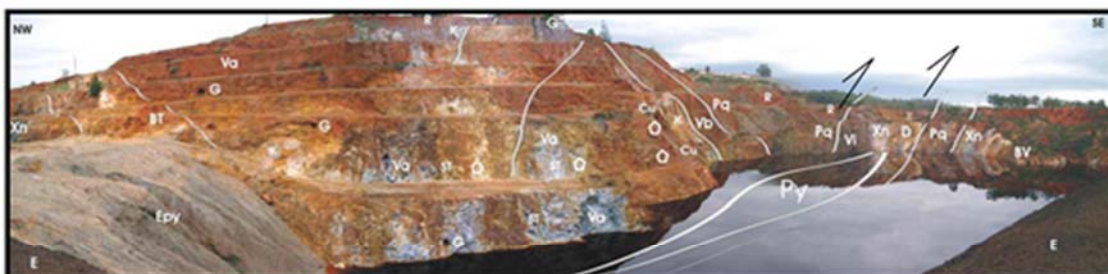


Fig. 34 – Mapa Vista geral da corta da Mina de S. Domingos (ad. Matos *et al.* 2004). Complexo Vulcano-Sedimentar: D – diabase, Va – vulcanitos ácidos de natureza riolítica, Vb – vulcanitos básicos, Vi – vulcanitos intermédio-básicos, Xn - xistos negros com níveis chérticos, BT – brecha tectónica com fragmentos de vulcanitos ácidos, BV – brecha epiclástica. Formação Filito-Quartzítica: Pq - xistos e quartzitos. Py - Localização provável da Massa de S. Domingos. ST - Stockwork. Cu - Minerais secundários de cobre. K - Caulinitização supergénica. ○ - Disjunção colunar em riólitos. G – Galeria. E - Escombreira de escórias modernas. R - Escorial romano. Epy - Escombreira de pirite britada. - Falha principal. - Sentido do movimento.



### **Paragem 4.3.A**

Coordenadas: Lat. 37.647881° N; Long. 7.604402° W

Estrada Mértola-Monte dos Corvos, aproximadamente 1km a sul de Monte dos Corvos.

Caminhando em direção a sul, no talude da estrada observam-se bancadas de grauvaques e pelitos cinzentos (turbiditos finamente estratificados) em contacto com uma estreita banda de xistos siliciosos do Complexo Vulcano-sedimentar que depois passam a xistos e quartzitos do Complexo Filito-Quartzítico. As bancadas de grauvaques da Formação de Mértola com atitude 110°,70°S apresentam critérios de polaridade que indicam topo para sul, estando os xistos siliciosos e os quartzitos e filitos do CFQ tectonicamente sobrepostos à formação de Mértola. Trata-se do carreamento já observado na paragem 3.4, agora no flanco norte do mesmo sinforma anticlinal.

### **Paragem 4.3.B**

Coordenadas: Lat. 37.634962° N; Long. 7.614446° W

No talude da mesma estrada, aproximadamente 2 km a sul do ponto anterior, observam-se filitos e quartzitos do Complexo Filito-Quartzítico fortemente tectonizados (figura 35).

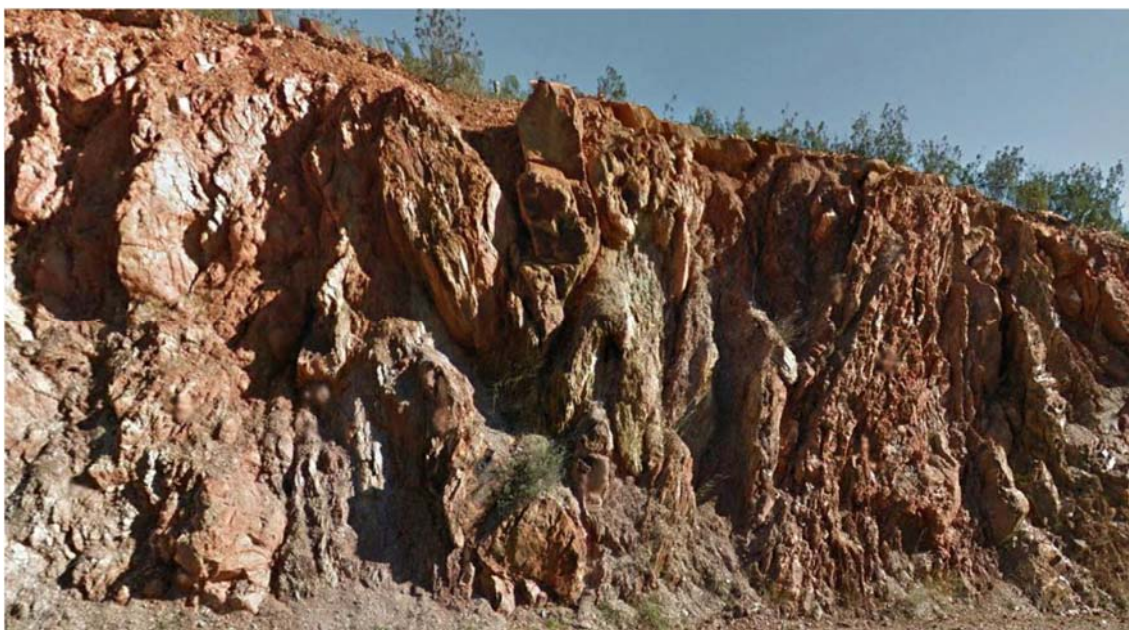


Fig. 35 – Estilo da deformação do CGQ no manto alóctone associado ao Carreamento de Mértola.

#### Paragem 4.4

Coordenadas: 37.804014° N; Long. 7.633859° W

Quedas de água do Pulo do Lobo.

As litologias presentes são típicas da formação do Pulo do Lobo, sendo constituídas por filitos de coloração escura a prateada devido à presença de sericite e moscovite de origem metamórfica e passagens de quartzitos finamente estratificados. São visíveis as 3 fases de deformação que afetam estas rochas. O conjunto apresenta metamorfismo na fácies dos xistos verdes, zona da clorite, podendo atingir a fácies anfibolítica.

Do ponto de vista geomorfológico o rio desenvolveu um extenso terraço atualmente sem sedimentos, conhecido por corredeira, que se prolonga até Mértola (figura 36). Após a última glaciação e devido ao uplift do continente, o rio entalhou o seu novo perfil a partir do atual nível do mar. Este processo evolui por erosão remontante e a partir da queda de água do Pulo do Lobo para norte, o Guadiana corre ao longo de um perfil que estaria em equilíbrio com o nível do mar anterior à glaciação Wurm.



Fig. 36 – Corredeira do Guadiana associada ao último período interglaciário. A partir da queda de Água do Pulo do Lobo para jusante o rio corre em equilíbrio com o atual nível do mar e as marés fazem-se sentir até Mértola.

## Bibliografia

Dias, R. e Basile, C. (2013). Estrutura dos sectores externos da Zona Sul Portuguesa; implicações geodinâmicas. In *Geologia de Portugal, Volume I Geologia Pré-mesozóica de Portugal*. R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. C. K. Kullberg. (Eds.), Escolar Editora, p. 787-807.

Manuppella, G.; Perdigão, J.; Rodrigues, A.; Bordalo Rocha, R. (1972). Carta Geológica de Portugal à escala 1/50.000, folha 51-B Vila do Bispo. Disponível em [http://geoportal.ineg.pt/index.php?option=com\\_wrapper&view=wrapper&Itemid=60](http://geoportal.ineg.pt/index.php?option=com_wrapper&view=wrapper&Itemid=60)

Mendes, F. (1968). Contribution à l'étude géomorphologique, par la méthode du strontium, des formations cristallines du Portugal. *Boi. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Ciên. Univ. Lisboa*, 11 (1): 155 p.

Oliveira, J. T.; Pereira, Z.; Fernandes P.; Matos, J. (Eds.), 2007. Palynostratigraphic contributions to the understanding Ossa Morena and South Portuguese Zone geology, Portugal. Post meeting Field-trip, 27-28 September 2007. INETI, 45 p.

Oliveira, J. T.; Relvas, J.; Pereira, Z.; Matos, J.; Rosa, C.; Rosa, D.; Munhá, J.; Fernandes, P.; Jorge, R.; Pinto, A. (2013) . Geologia Sul Portuguesa, com ênfase na estratigrafia, vulcanologia física, geoquímica e mineralizações da faixa piritosa. In *Geologia de Portugal, Volume I Geologia Pré-mesozóica de Portugal*. R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. C. K. Kullberg. (Eds.), Escolar Editora, p. 673-765.

Oliveira, J. T.; Silva, J. B.; Romão, J. A.; Delfim de Carvalho, Boogaard, M. V.; Ribeiro, A. (1990). Carta Geológica de Portugal à escala 1/50.000, folha 46-D, Mértola. Disponível em [http://geoportal.ineg.pt/index.php?option=com\\_wrapper&view=wrapper&Itemid=60](http://geoportal.ineg.pt/index.php?option=com_wrapper&view=wrapper&Itemid=60)

Silva, J. B. (1989). Estrutura de uma Geotransversal da Faixa Piritosa: Zona do Vale do Guadiana. Estudo da tectónica pelicular em regime de deformação não coaxial. Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Doutor em Geologia na especialidade de Geologia Estrutural, 294 p.