

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.

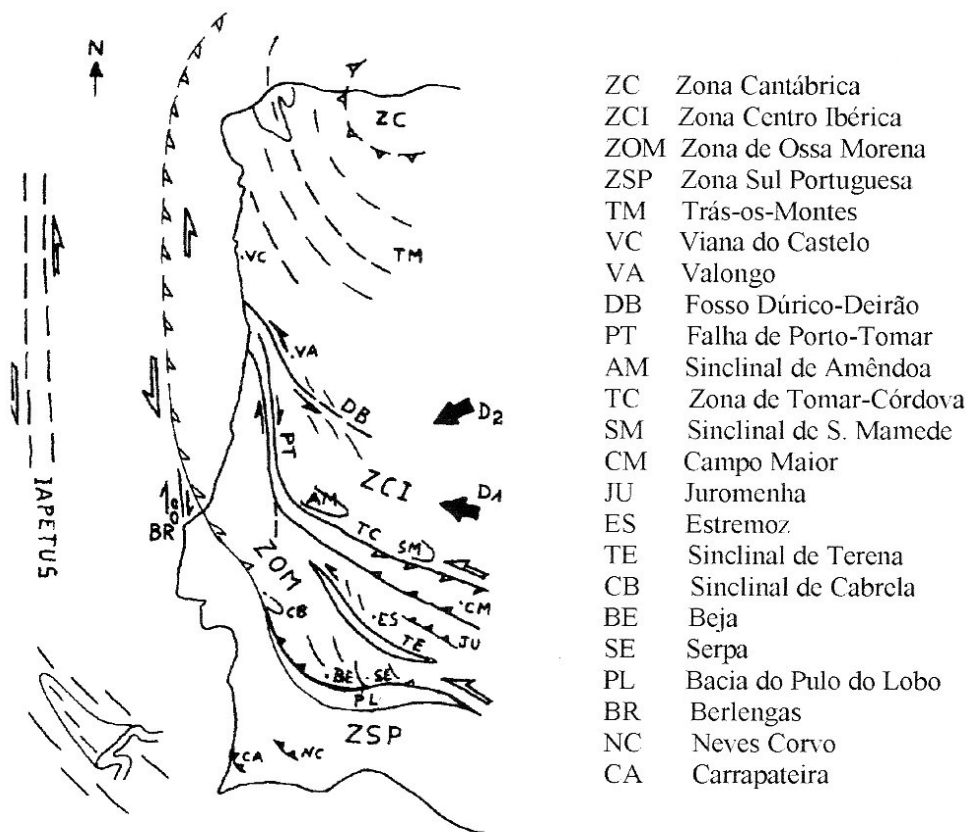


Fig. 4.1 - Cinemática da fase D1 à fase D2 no Maciço Oeste Ibérico, segundo Silva, (1998). A lineação de transporte D1 é dobrada pela vergência centrífuga da virgação durante a fase D2, explicada pela rotação sinistrógiira do indentador (seta escura).

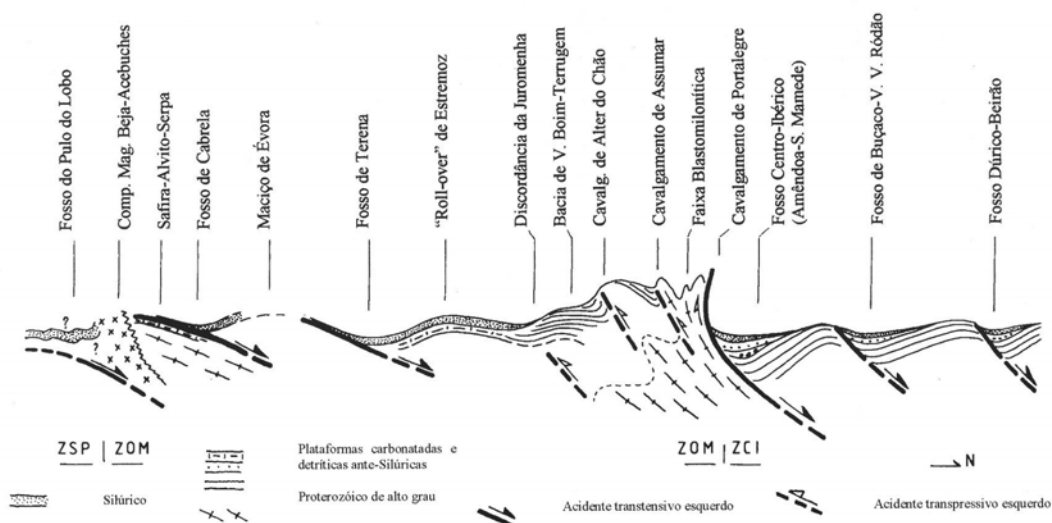


Fig. 4.2 - Esboço de uma transversal do Orógeno Varisco no SW Ibérico no final do Silúrico (retirado de Silva, J.B., 1998).

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 Givetiano¹ (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

¹ 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 Estremoz², 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

² 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 ₁		<p>D_{1a} - Componente cisalhante com transporte para NNW.</p> <p>D_{1b} - Componente tangencial cavalgante para SW.</p>
	D ₂		<p><u>Transpressão</u></p> <p><u>Tangencial</u></p>
J.B. Silva (1997) 2 episódios de deformação Varisca	T ₁		<p><u>Transcorrência</u></p> <p><u>Esquerda</u></p>
	T ₂		

B - Domínio de Évora-Beja

Araújo (1995) Fonseca (1995) 3 episódios de deformação Varisca	D ₁		<p>Só definido para o COBA</p>
	D ₂	<p>Impulso precoce de D₂(D_{2a})</p> <p>Impulso tardio de D₂(D_{2b})</p>	<p>- Equivalente ao episódio D₁ definido para os Domínios Estremoz-Barrancos e Alter do Chão-Elvas.</p> <p>- D_{2a} - Equivalente ao episódio T₁ de J.B. Silva (1997).</p>
	D ₃	<p>Mal representado por estruturas tardi-Variscas:</p> <ul style="list-style-type: none"> - Cisalhamentos esquerdos de D₂ retomados como cavalgamentos vergentes para SW. - Fracturação conjugada com a direcção de compressão máxima N-S. 	<p>Equivalente ao episódio T₂ de J.B. Silva (1997).</p>
Silva (1997) 2 episódios de deformação Varisca	T ₁		<p>Geometria e cinemática semelhantes às descritas em A para os sectores de Estremoz-Barrancos e Alter do Chão-Elvas.</p>
	T ₂	<p>T₂ em continuidade com T₁:</p> <ul style="list-style-type: none"> - Acentuar dos dobramentos de T₁. - Dobras em bainha dissimétricas. 	

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

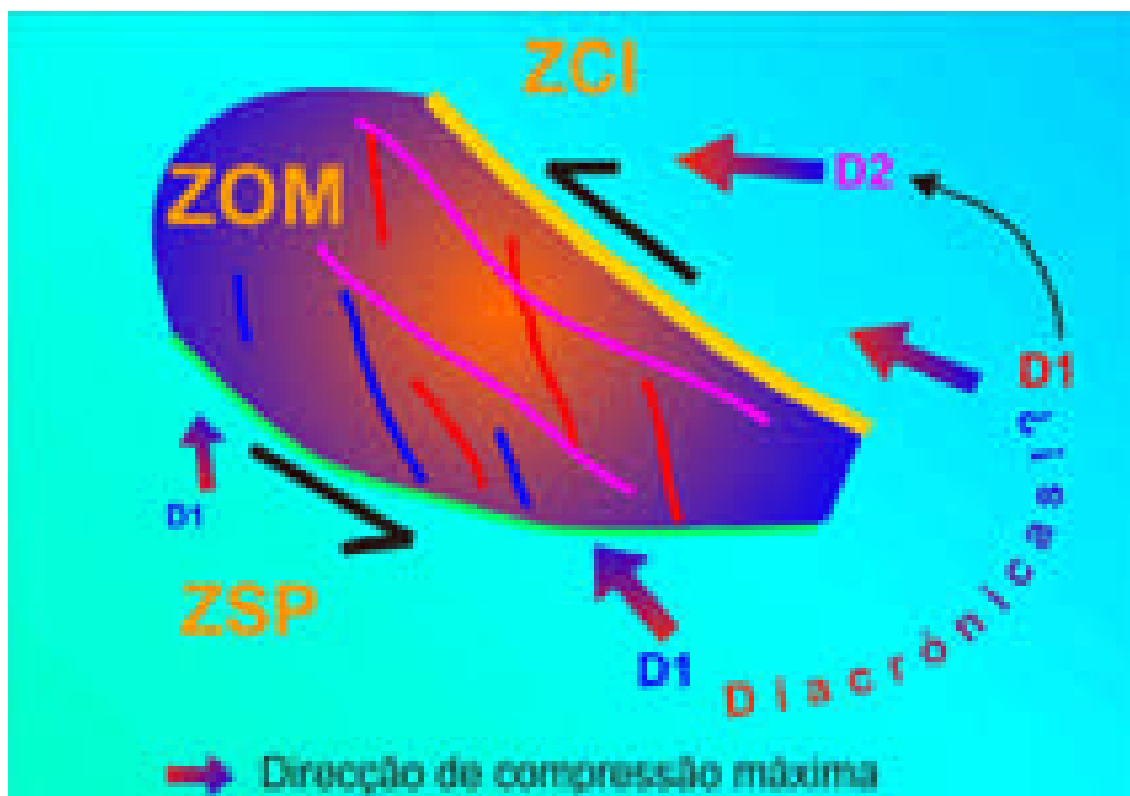


Fig. 4.3 – Representação esquemática das direções axiais (traços a azul, vermelho e roxo) das dobras D1 e D2 para a ZOM. Nesta interpretação considera-se que os primeiros eventos a sul, com vergência para N têm equivalência com D1 a N que se caracteriza pela transcorrência esquerda como vergência para 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 deformação³ 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.

³ 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 próxima⁴ 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).

⁴ 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.

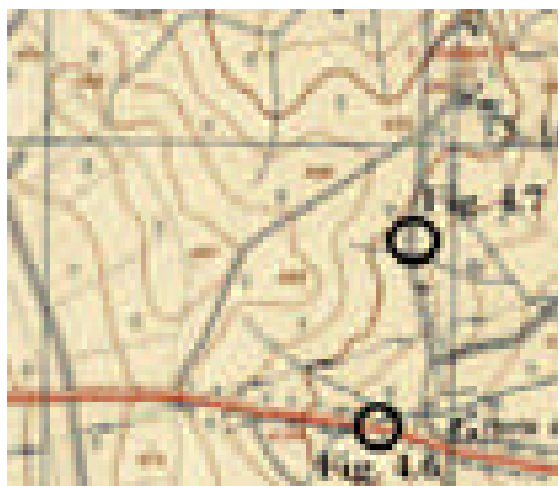


Fig. 4.5 – Excerto da carta topográfica dos S.C.E. 1:25.000, folha N° 413. Localização dos afloramentos representados nas Figs. 4.6 e 4.7.



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 cúspide 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.

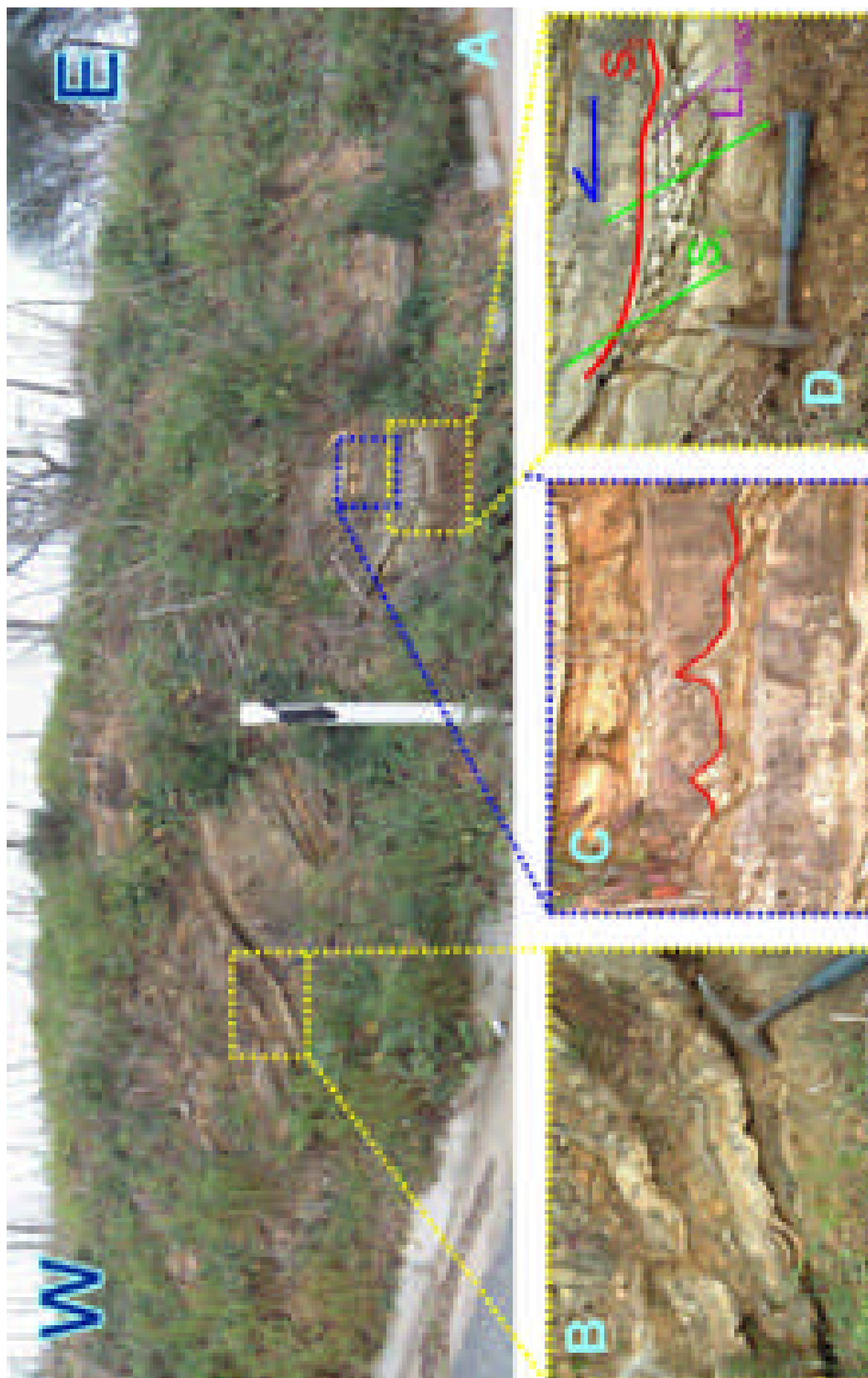




Fig. 4.8 – (Em cima) Afloramento ao Km 177 da EN4 – Trincheira sul. Dobra isoclinal de primeira fase em níveis pelíticos da Formação Carbonatada de Elvas. A dobra não apresenta xistosidade associada bem definida e a clivagem de fractura que se observa pertence à segunda fase e distribui-se discretamente,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

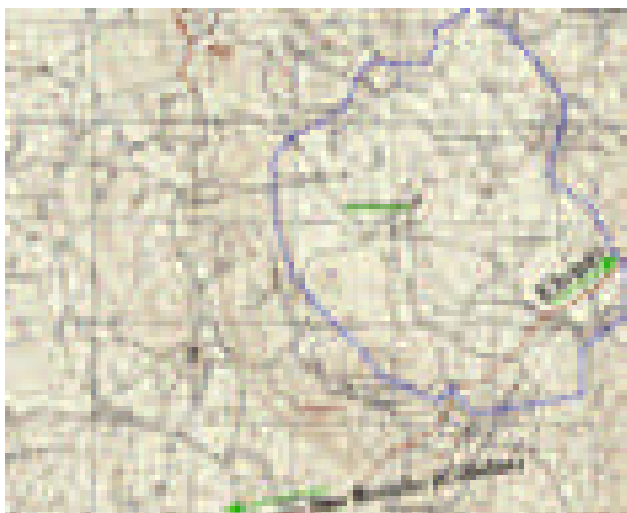
Fig. 4.9 – (À esquerda) Afloramento ao Km 177 da EN4 – Trincheira norte. Dobras com eixo mergulhante para o quadrante norte. Em baixo – aspecto em lâmina delgada dos calcários dolomíticos que denotam uma quase ausência de deformação. Constituídos por dolomite/ calcite (>95%), quartzo e filossilicatos (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 precâmbricas a Formação de Elvas e a Formação de Vila Boim. A erosão diferencial, bem como o contraste litológico acentuado pela *terra rossa*⁵ 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.

⁵ 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.

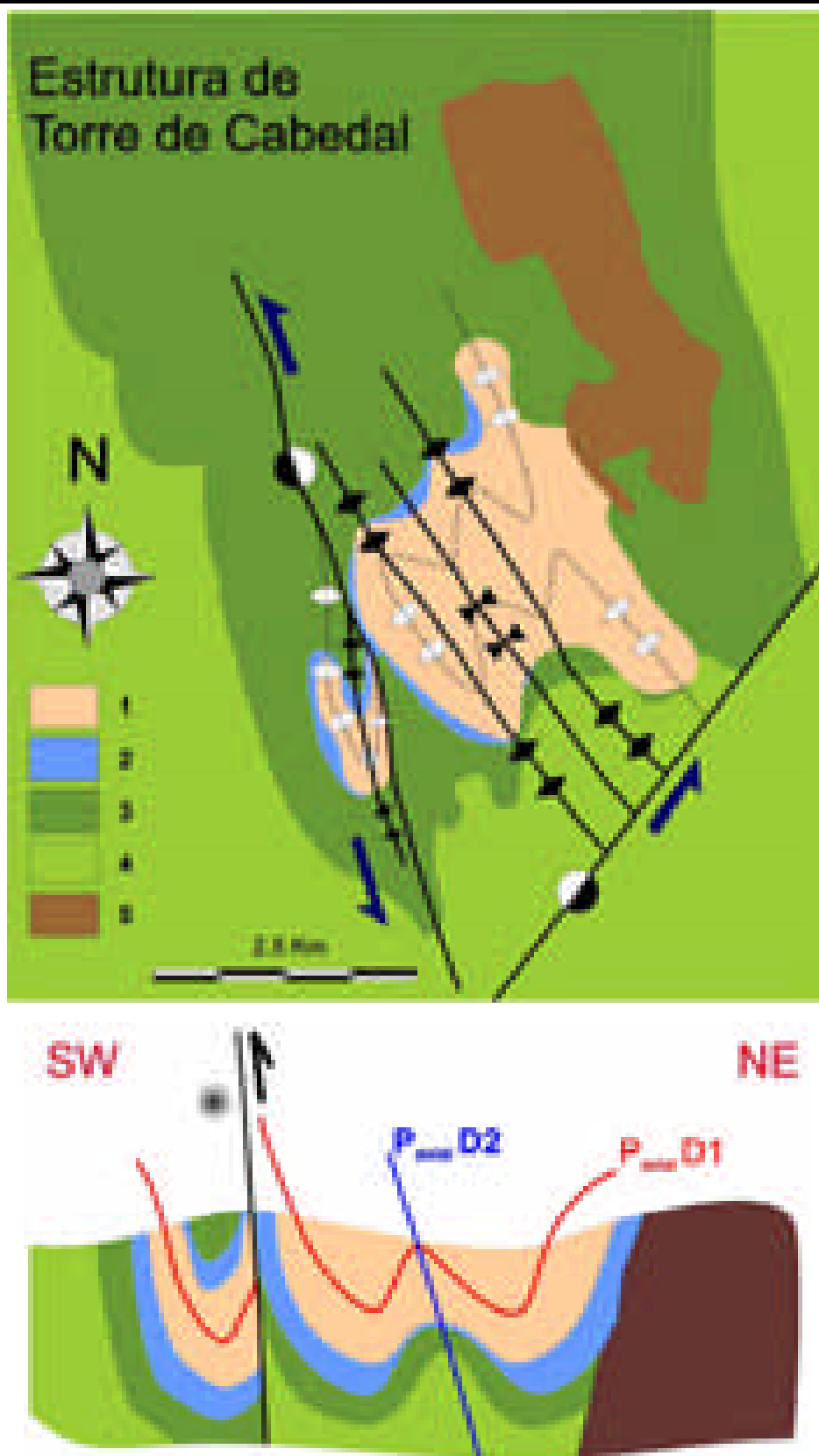
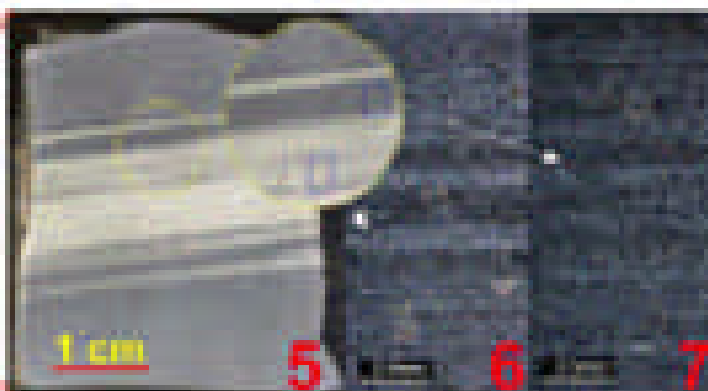


Fig. 4.12 – Macroestrutura de Torre de Cabedal onde se destacam os padrões de interferência entre as duas fases de deformação dúctil. Em baixo, corte esquemático representativo da estrutura. 1 – Precâmbrico; 2 – Conglomerado de base do Câmbrio; 3 – Formação Carbonatada de Elvas; 4 – Formação de Vila 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 médio⁶, 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-se⁷ 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.

⁶ O que coincide com o percurso para Ocidente ao longo da EN4.

⁷ 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°W, 38°NE; Clivagem na zona de charneira: $S_2 = N27°W, 90°$ 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 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.

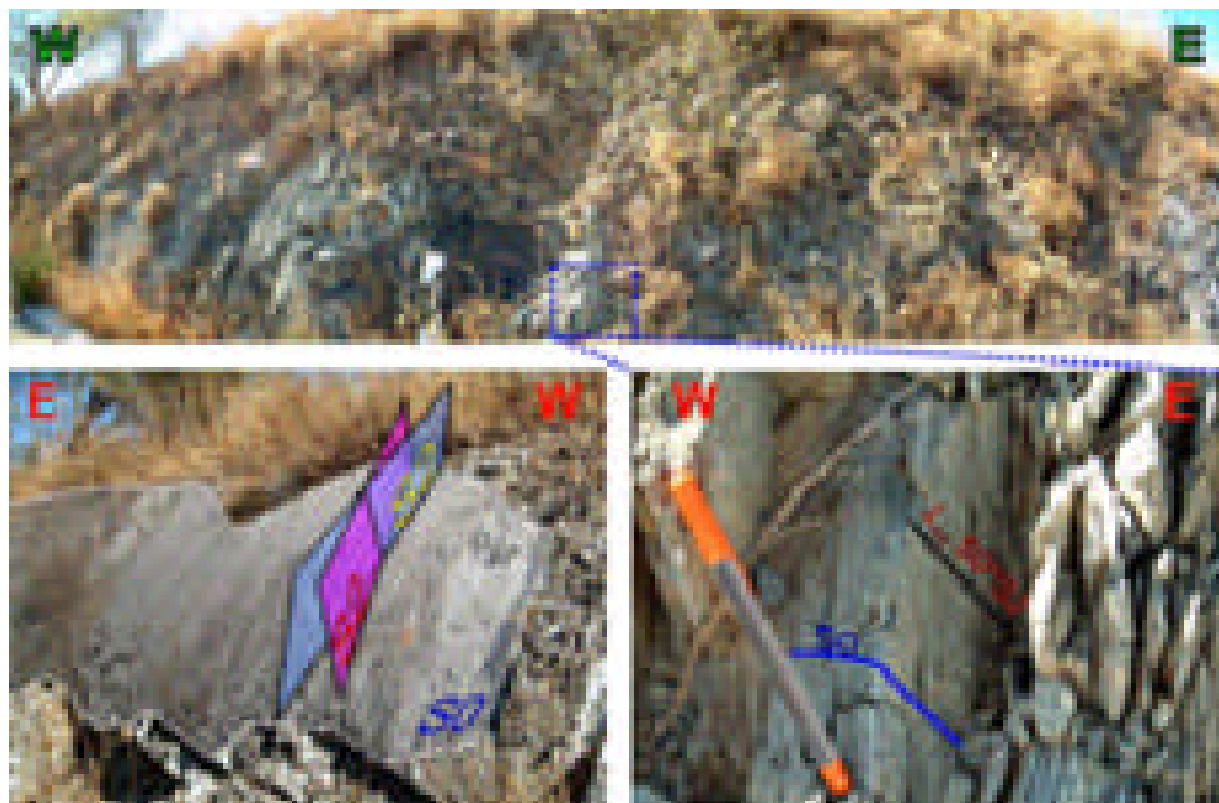


Fig. 4.14

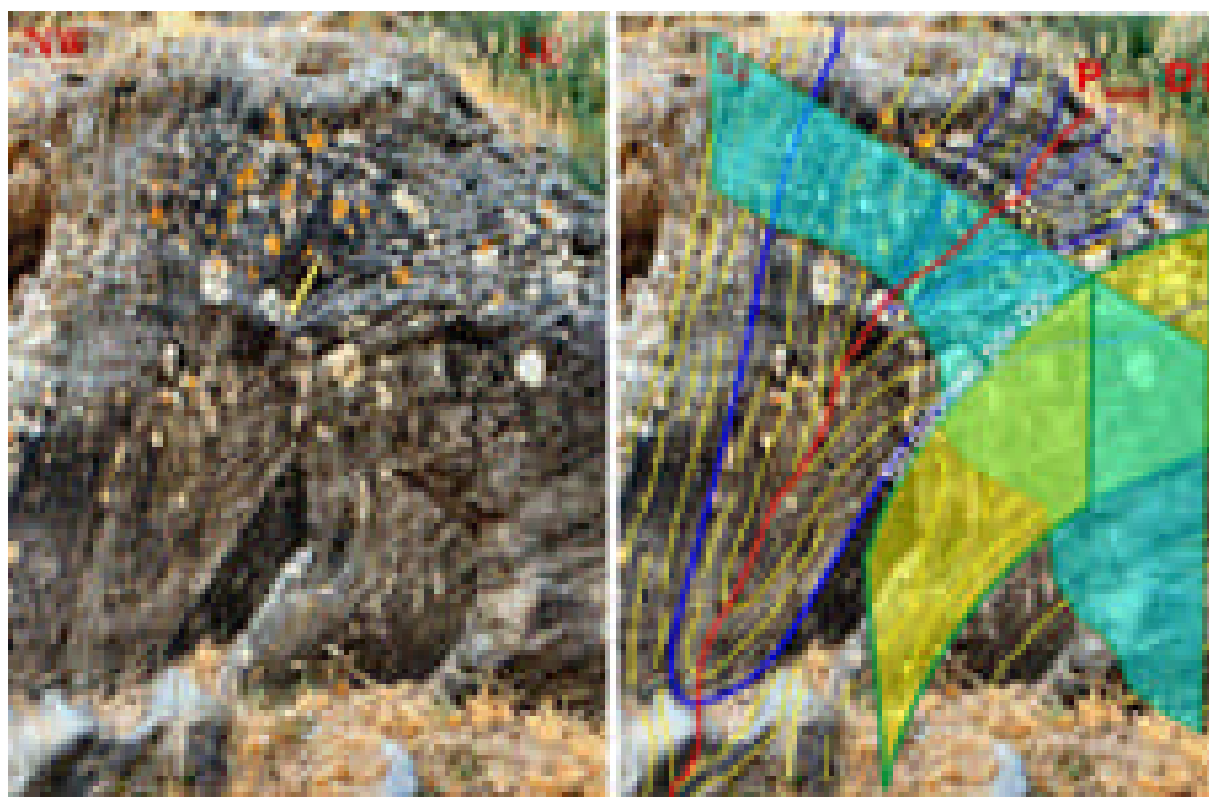


Fig. 4.15

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 limite⁸ 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 câmbricas a norte e ordovícicas⁹ (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

⁸ Já referida no Capítulo 2.

⁹ 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).

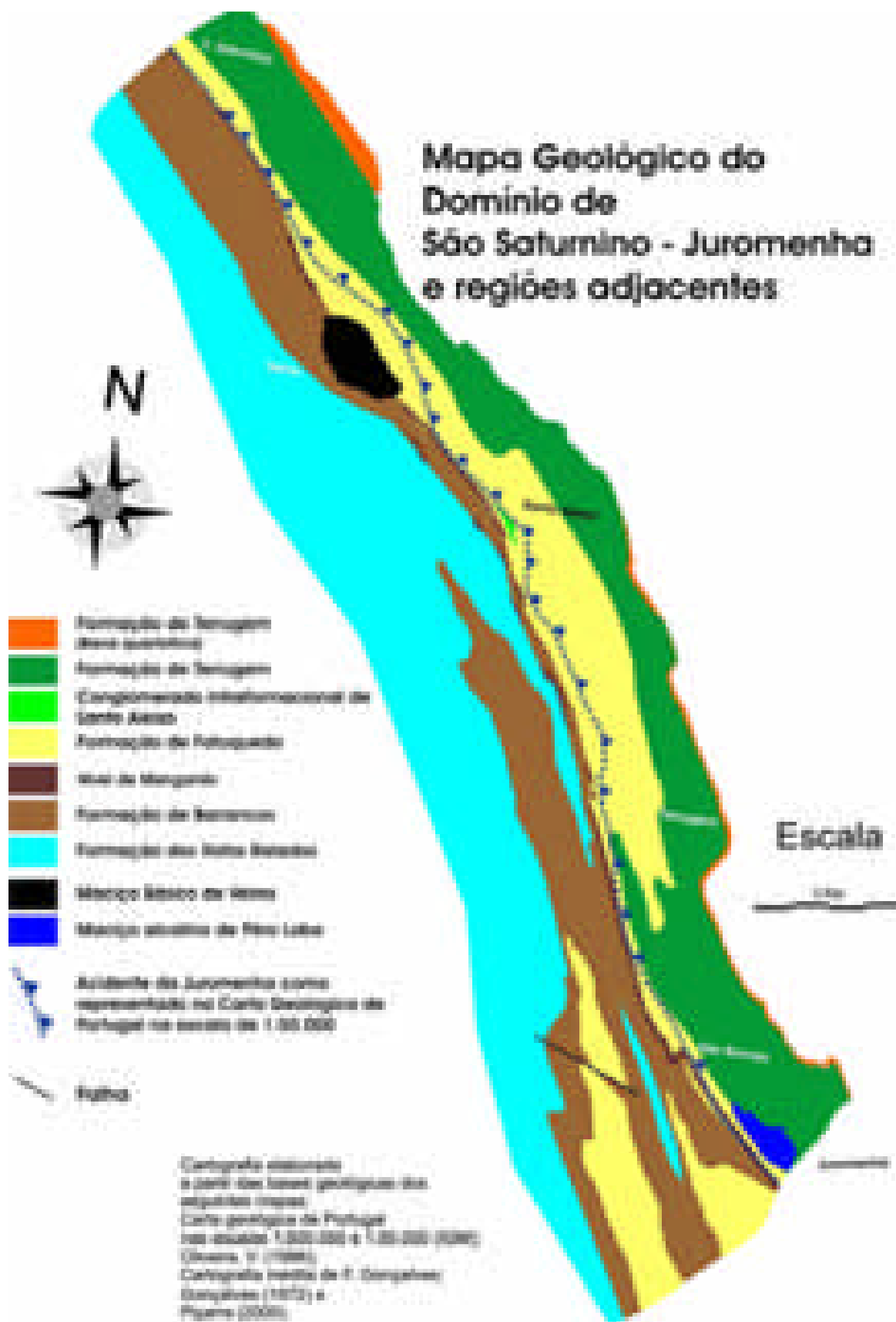


Fig. 4.16 – Mapa geológico do Domínio de São Saturnino – Juromenha e regiões adjacentes.

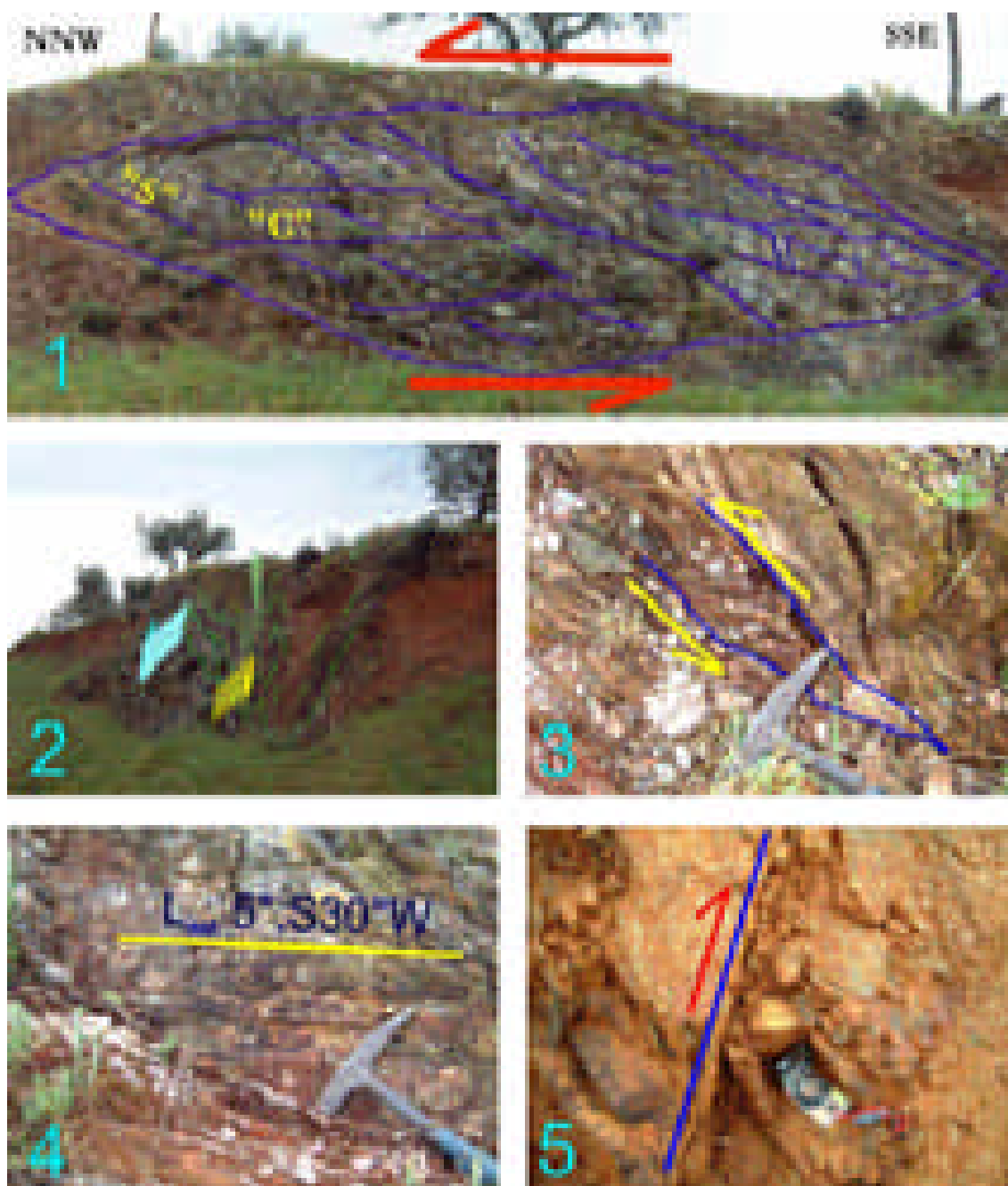


Fig. 4.17 – Afloramentos na EN 372, ao Km 36 (Sousel – Veiros), próximo do Monte dos Pereiras. 1 – Desenvolvimento de estruturas sigmóidais métricas com definição de planos “C” e “S” indicando movimento transcorrente esquerdo com topo para norte. 2 – Vista sensivelmente perpendicular à estrutura onde 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.



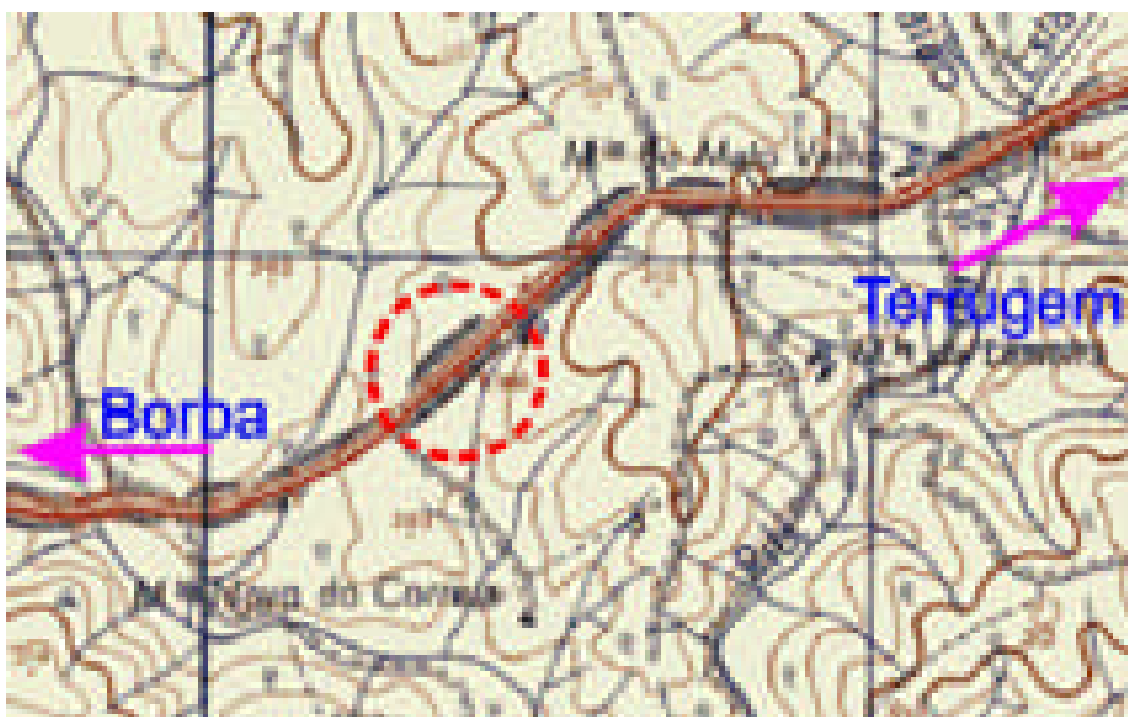


Fig. 4.19a – Localização dos afloramentos representados na Fig. 4.19.

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).

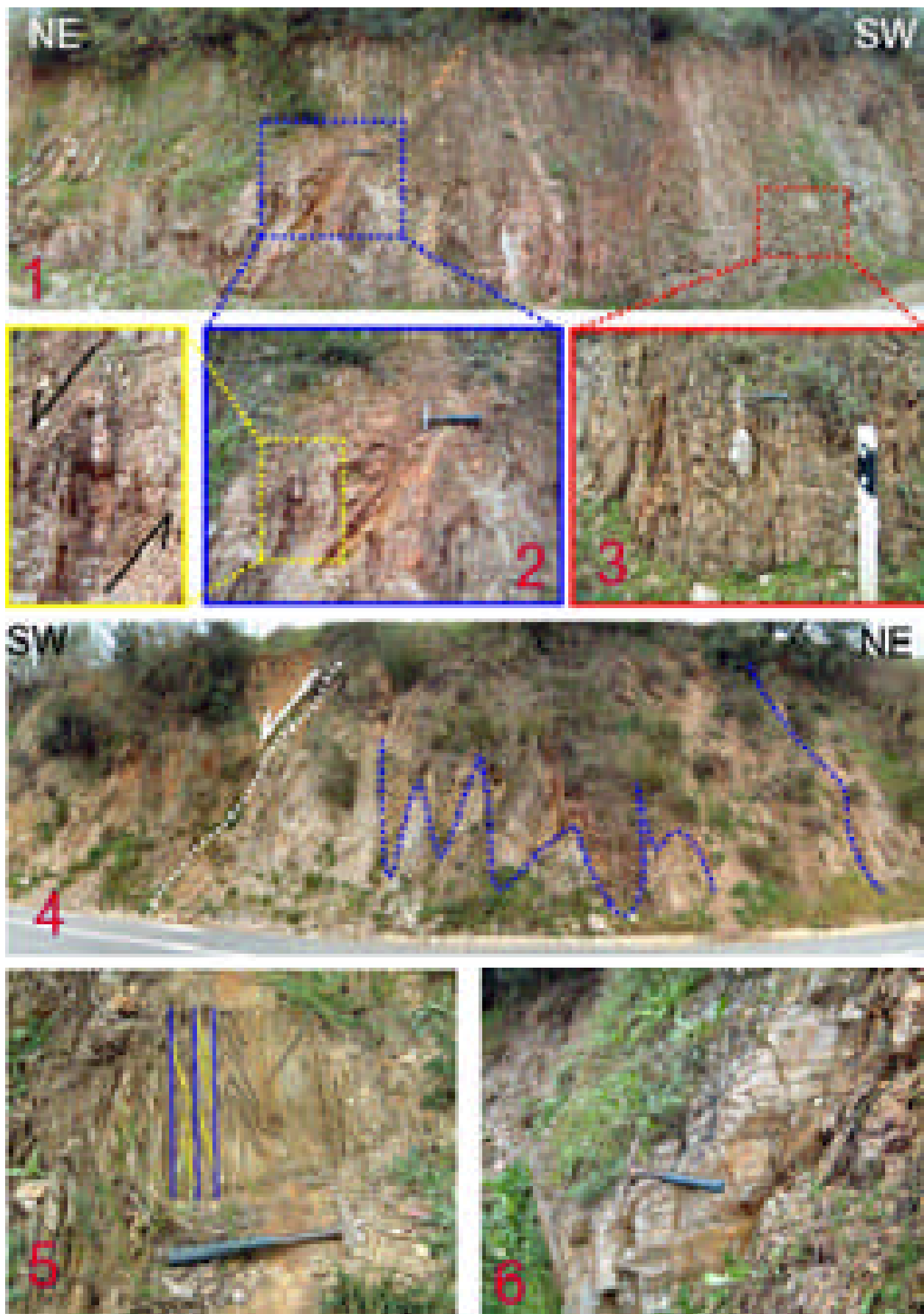


Fig. 4.19

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^a 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.

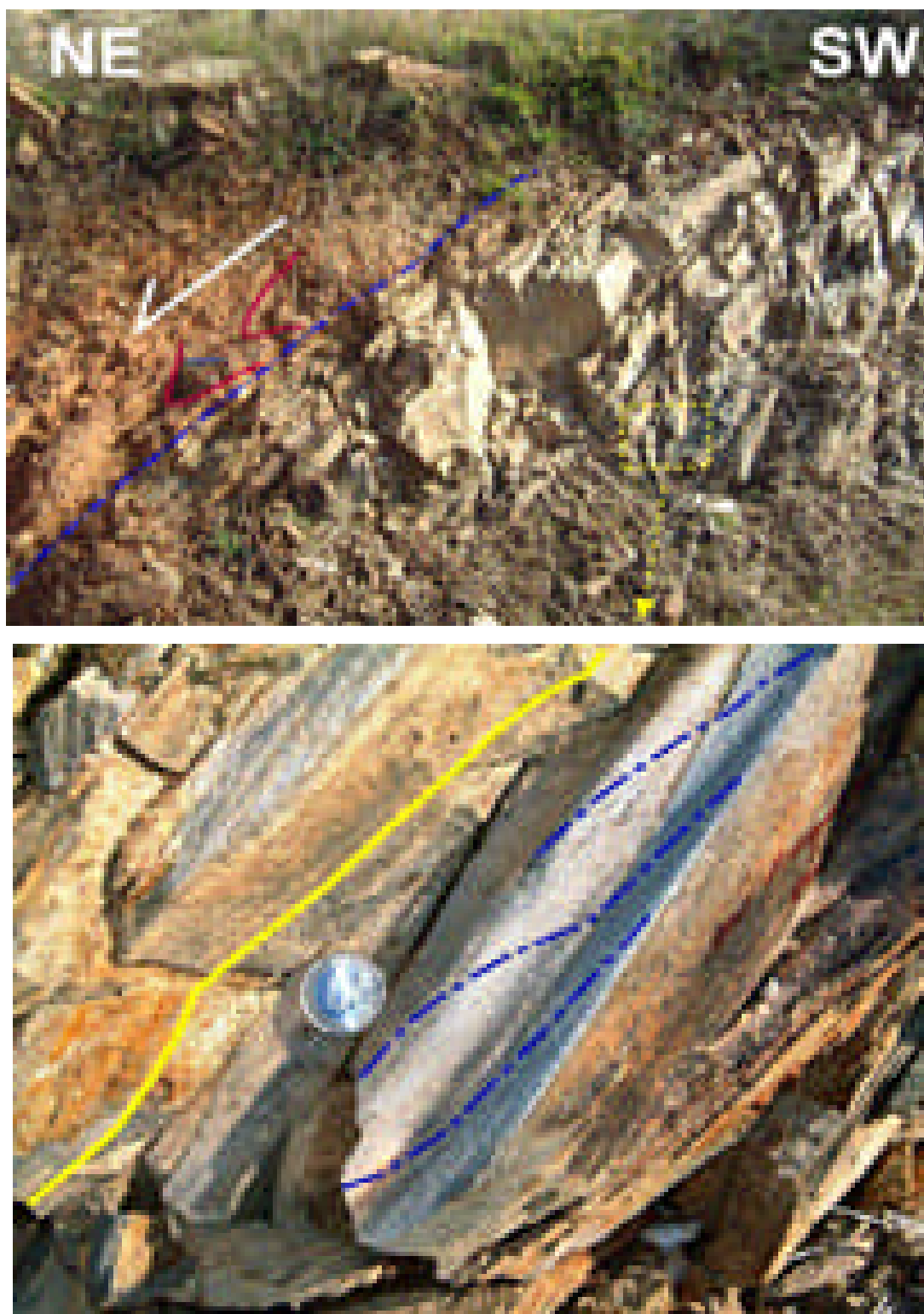


Fig. 4.21 – Estrada Alandroal – Juromenha, desvio para SE ao Km 50.2 para Monte Fidalgo. Em cima, vista geral do afloramento onde, à esquerda, se destaca um acidente esquerdo. Em baixo, representa-se a azul com traço descontínuo representa-se a lineação de estiramento L1 dobrada por D2. A amarelo está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

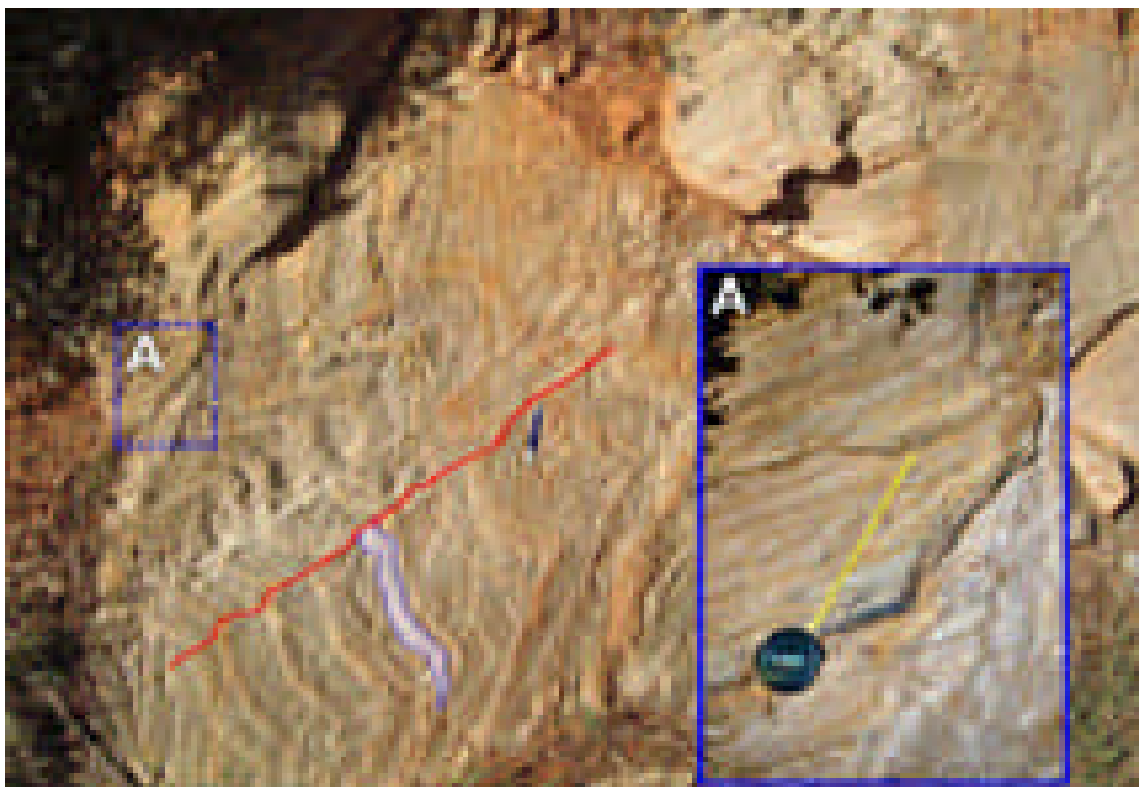


Fig. 4.22 – Outro pormenor do afloramento representado na Fig. 4.21, com ênfase para o desenvolvimento de uma clivagem de crenulação (S2) nos xistos grauvacóides da Formação do Fatuquedo (Traço amarelo na caixa A à direita).

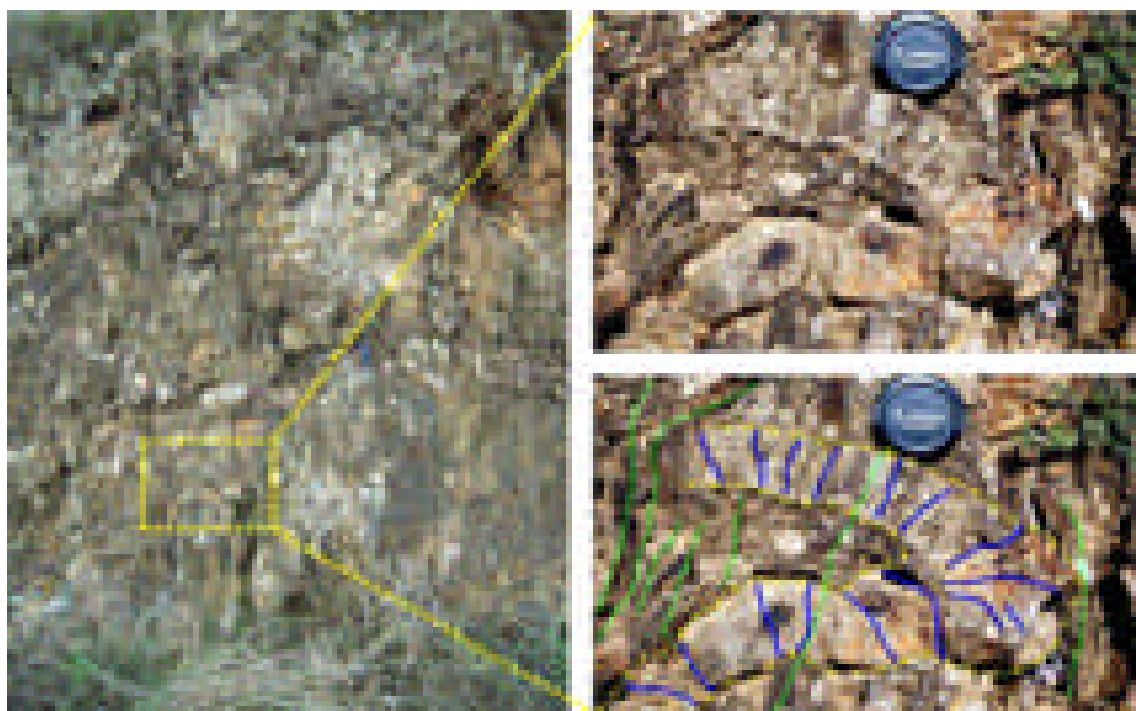


Fig. 4.23 – EN 373 – Alandroal – Elvas, Km 47. Pode-se observar (nos pormenores à direita) os padrões de interferência D1+D2. Não está expressa uma clivagem associada a D1 ao passo que durante D2 nos níveis mais pelíticos desenvolve-se uma clivagem planar xistenta S2 e as bancadas quartzíticas exibem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

Próximo do Monte do Furadouro na estrada camarária entre Vila Viçosa e São Romão⁶ encontram-se algumas dobras que tipificam o estilo dos dobramentos D1 (Fig. 4.24) e D2 (Fig. 4.25).

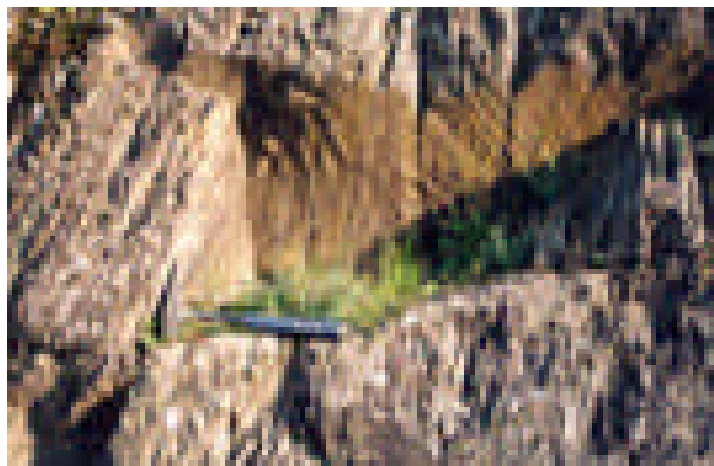


Fig. 4.24 – À esquerda, dobra isoclinal apertada, típica de D1.

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.



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

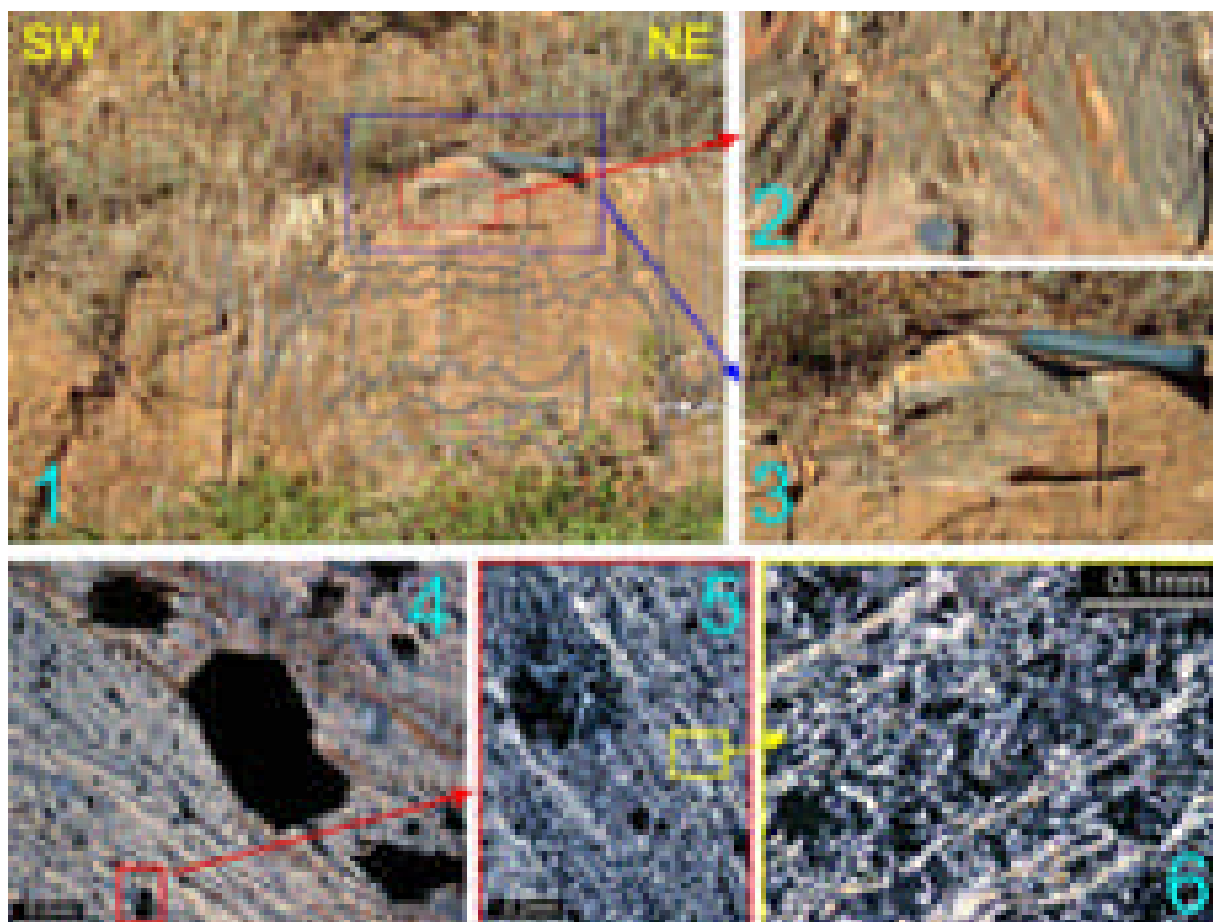


Fig. 4.27 – Afloramento de litologias relacionáveis com a Formação do Fatuquedo situado 1500m a NNE do v.g. Papa Solas. Os xistos pelíticos e siltíticos esverdeados, por vezes grauvacóides, desenvolvem uma crenulação de D2 (em 2) que é materializada pelo alinhamento dos filossilicatos (4 a 6). A presença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

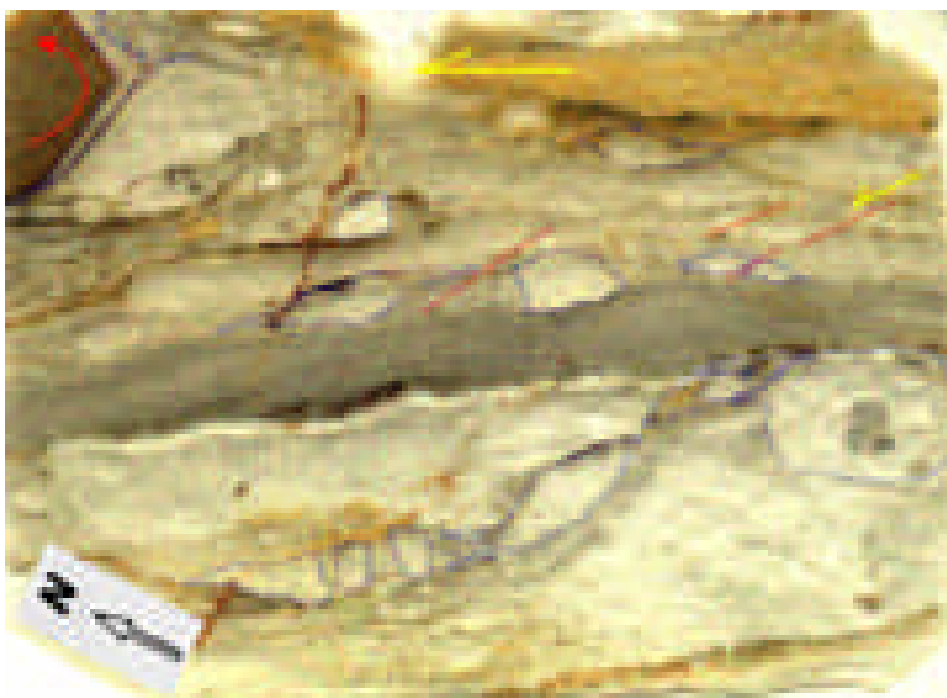


Fig. 4.30 – Trata-se de outra imagem captada e realçada em computador. Nesta talisca já se nota uma orientação preferencial dos clastos líticos e destaca-se o estiramento paralelo aos planos de xistosidade S2 (materializado pela orientação dos limites NW-SE dos clastos de maiores dimensões) e que chega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

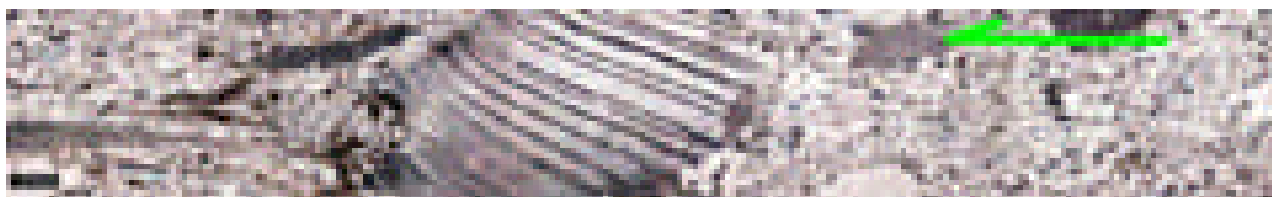


Fig. 4.31 – Montagem em computador de 6 microfotografias referentes à talisca representada na Fig. 4.30. Só com esta imagem de conjunto é possível reproduzir os critérios cinemáticos (esquerdos) associados à deformação da rocha.



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 poderem 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 pedreira 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°, 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.



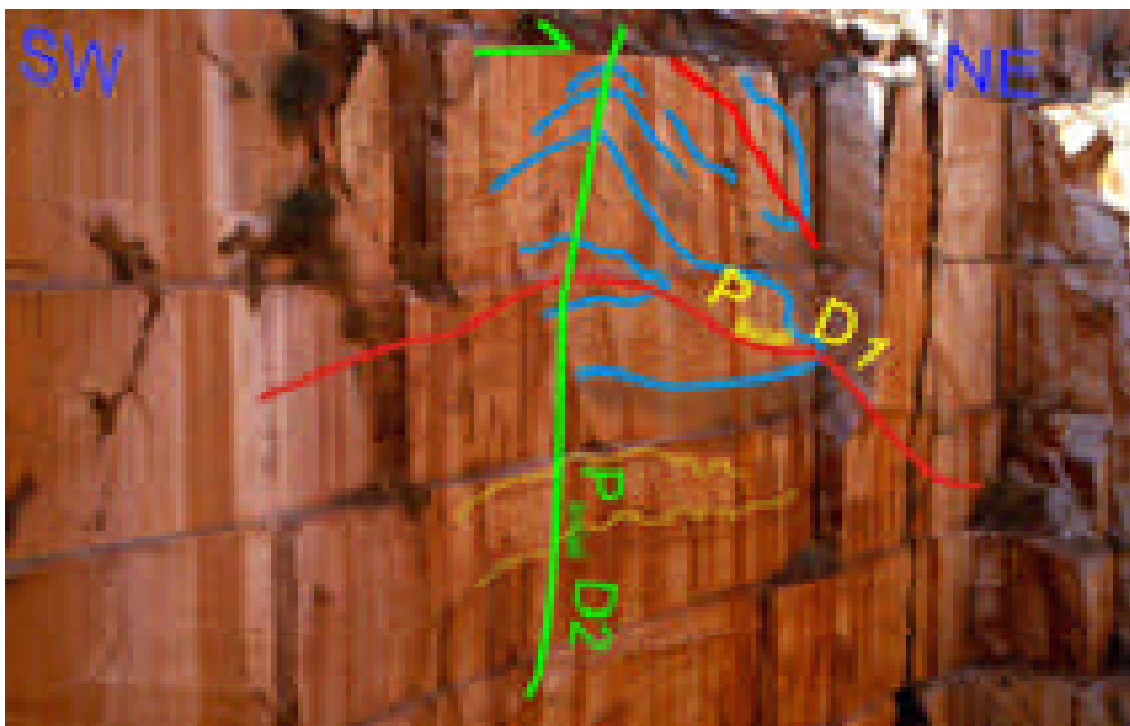


Fig. 4.38 – Dobras de primeira fase no Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz com plano axial D1 horizontal que apresenta vergência geométrica para NE dobrado pela segunda fase,. Os traços a amarelo realçam a *boudinagem* das bancadas de mármore segundo o plano XY (perpendicular a σ_3) das dobras D1. Pedreira Margabre, região de Borba – Encostinha, flanco NE da estrutura anticlinal de Estremoz.

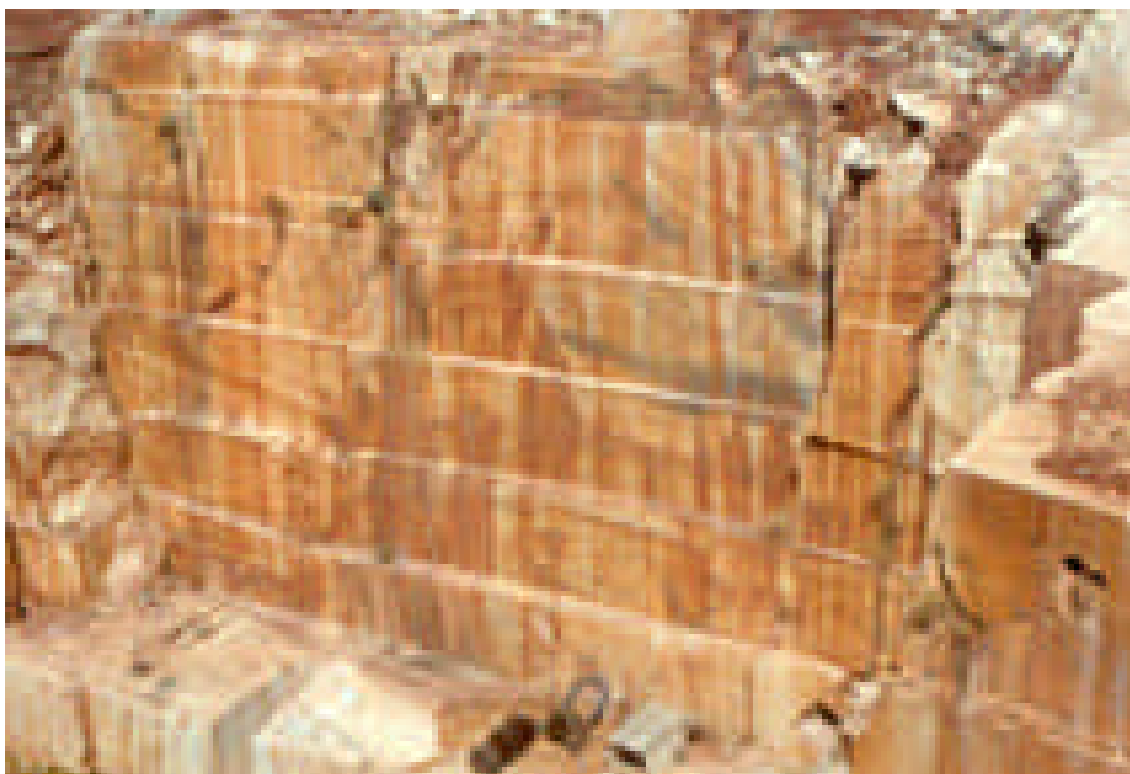


Fig. 4.39 – Outro ponto de vista da estrutura representada na figura anterior.



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° , N – S.

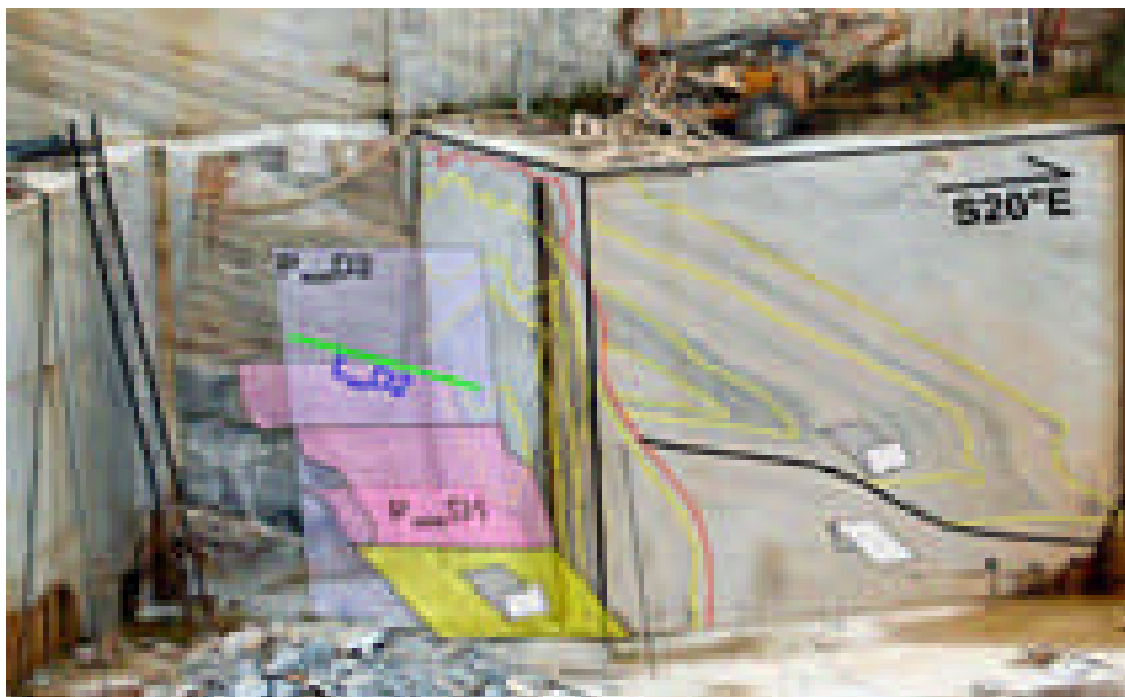


Fig. 4.43

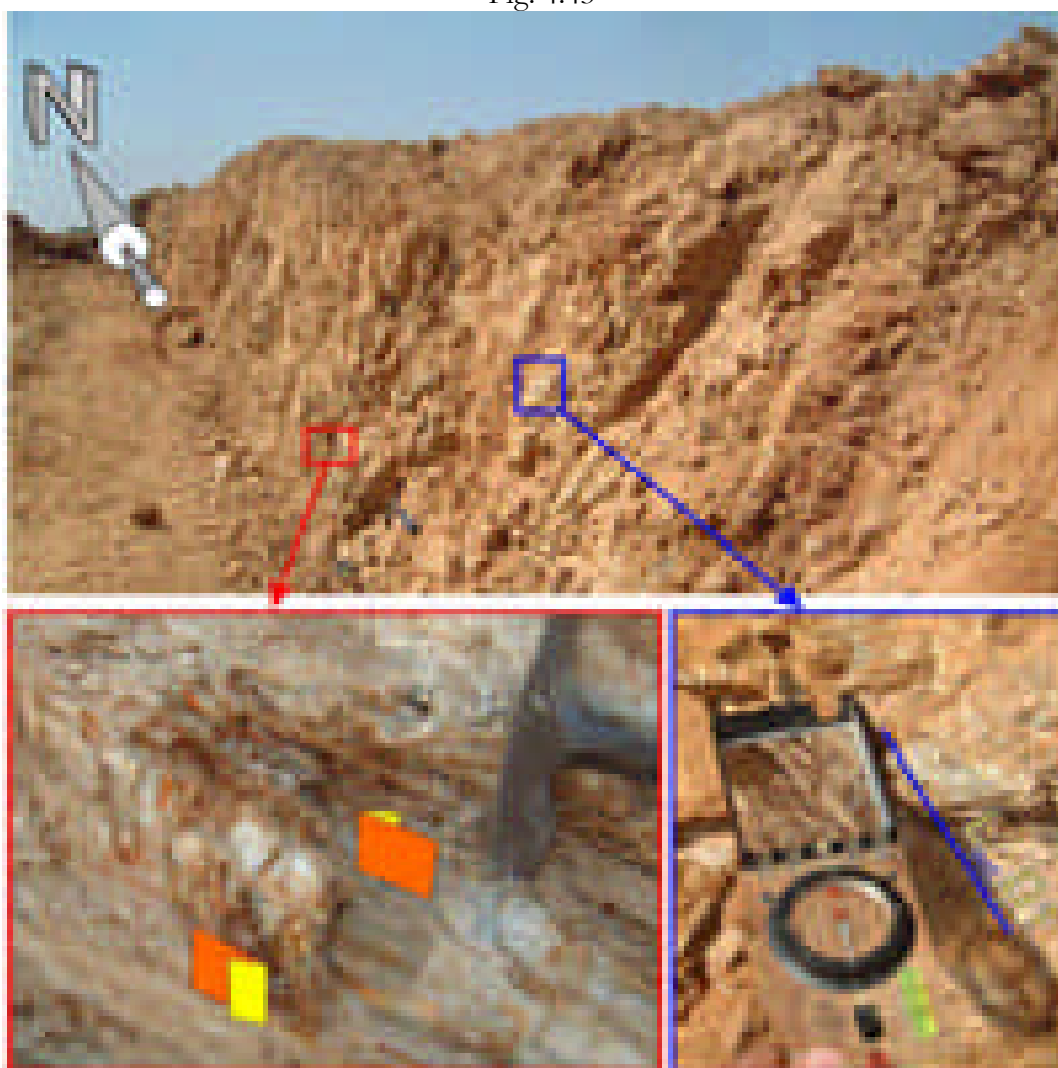


Fig. 4.44

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”.

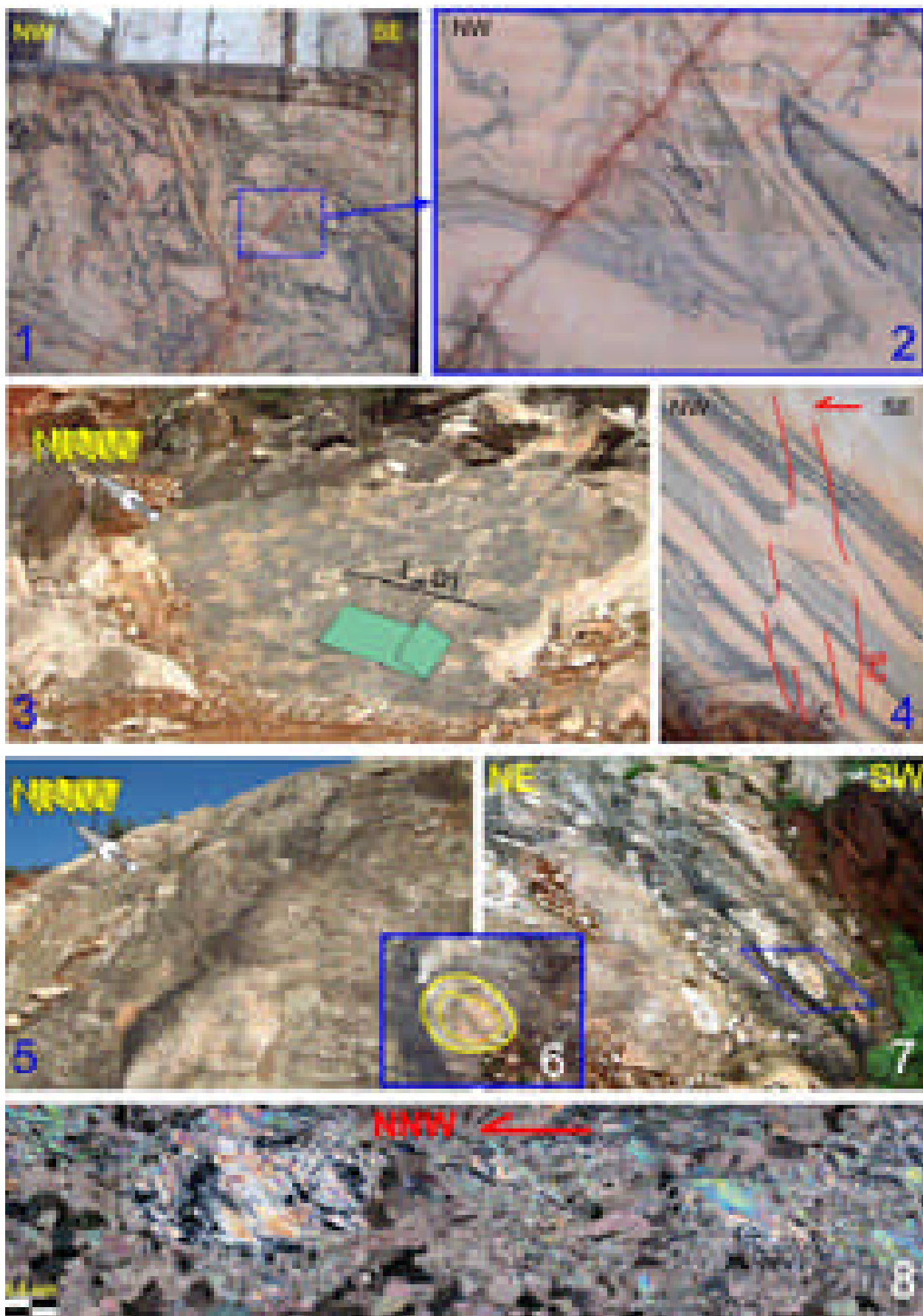


Fig. 4.45

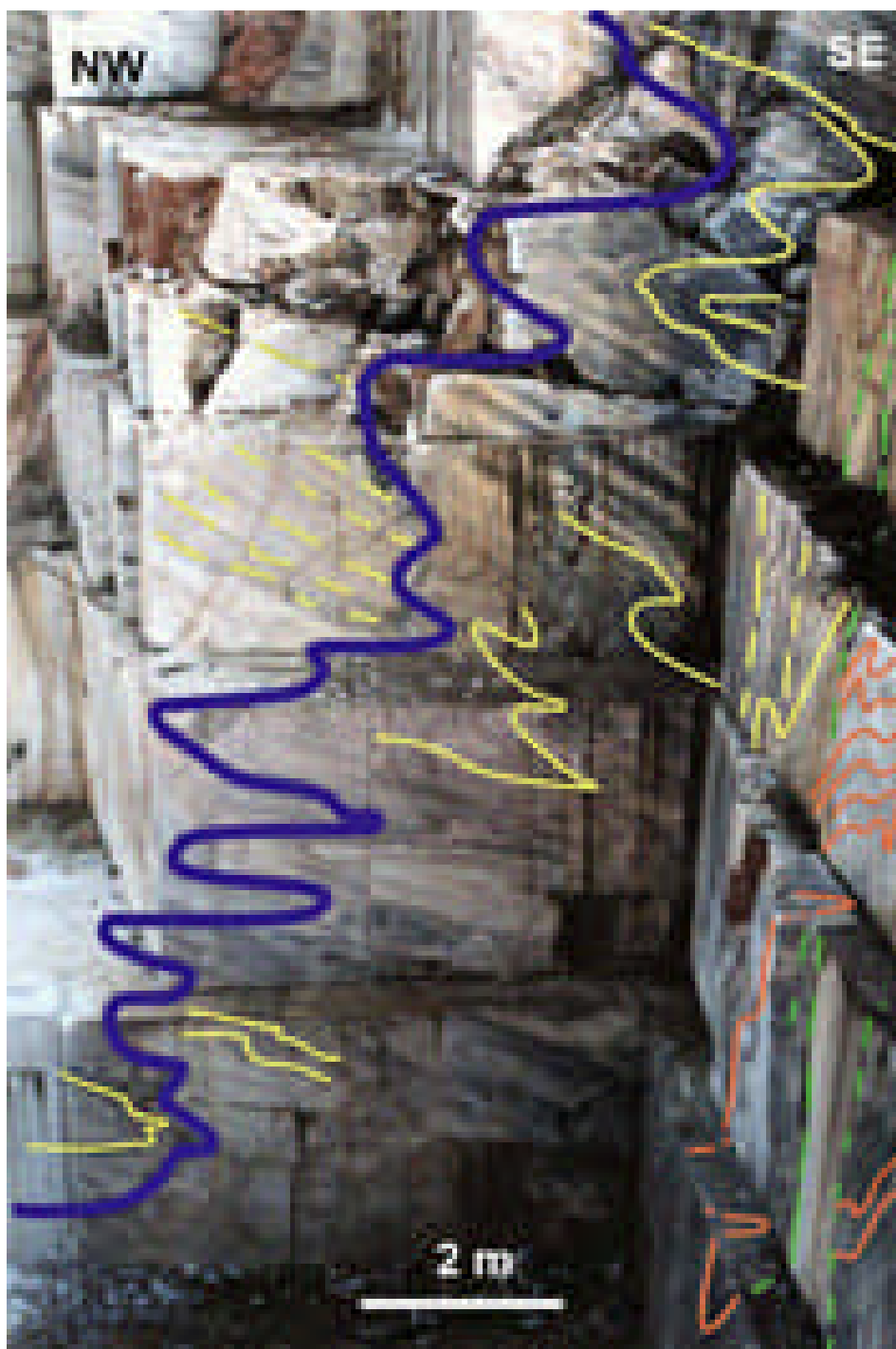


Fig. 4.46 – Pedreira ABV, Fonte da Moura – Pardais. O limite marcado a azul sobre a fotografia estabelece o contacto entre um tipo de mármore com vergada acentuada e mais escuro a Sul e outro tipo de mármore de tonalidades claras com vergada pouco acentuada. Este limite parece corresponder a uma descontinuidade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

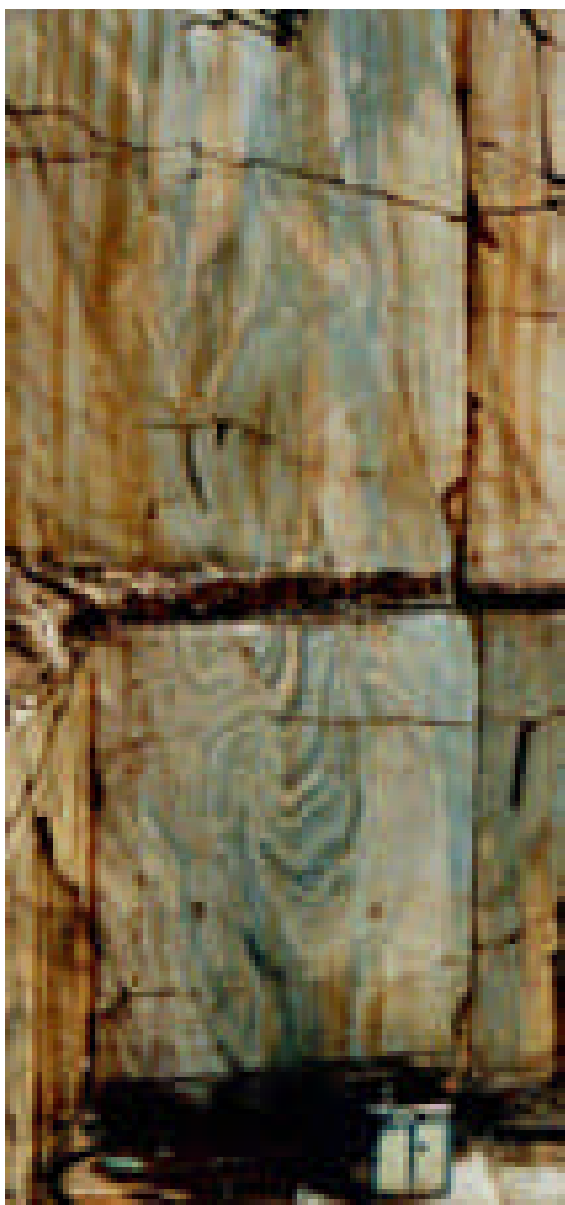


Fig. 4.47– (Página seguinte). Pedreira “Bentel” no local de Cruz dos Meninos – Estremoz. Na região de Estremoz existe um paralelismo entre as estruturas planares S0+S1+S2 que se encontram subverticais. No entanto, também nestas condições se preservam estruturas de interferência entre os dois episódios 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).

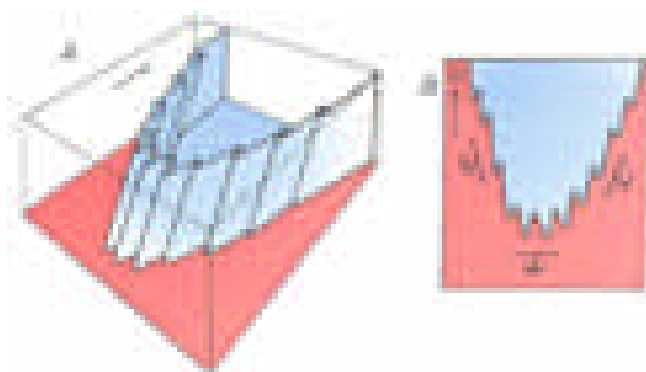


Fig. 4.49 – Esquema conceptual para a geometria das estruturas na terminação de uma dobra multicamada na sua terminação periclinal, *in* Ramsay (1987). O caso corresponde com grande aproximação ao que se pode observar no anticlinal de Estremoz, particularmente na terminação periclinal SE.

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.

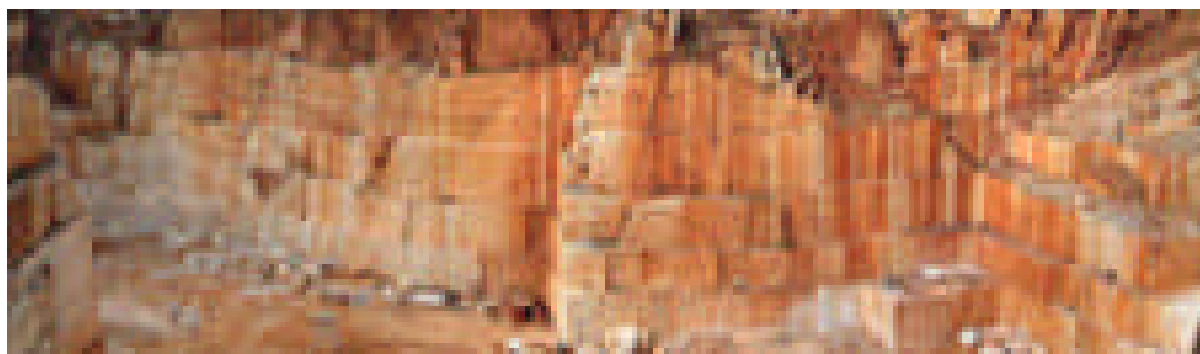


Fig. 4.51 – A

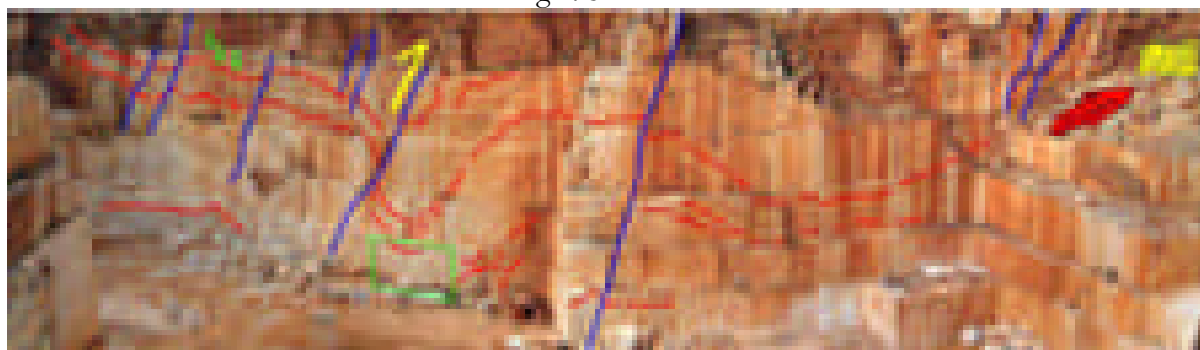


Fig. 4.51 – B

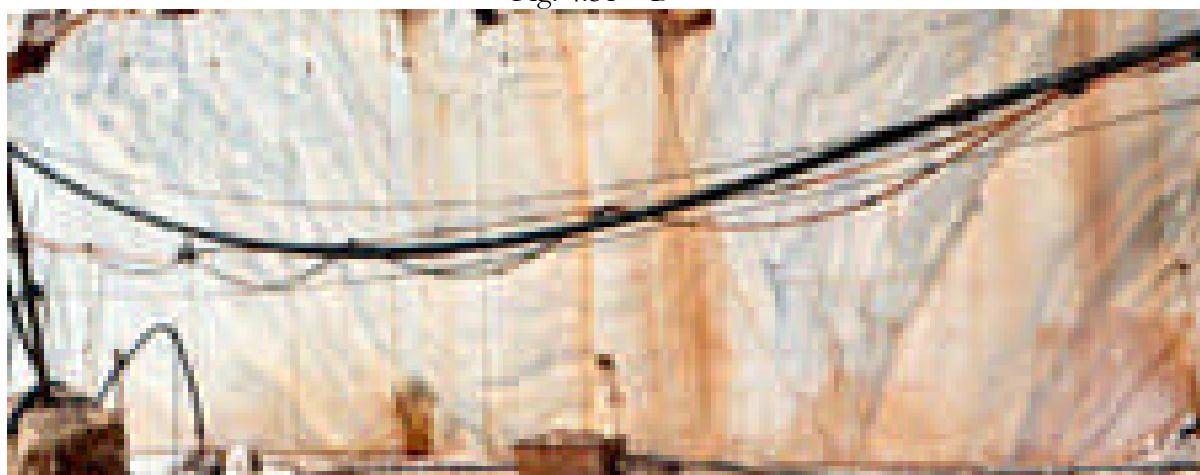


Fig. 4.51 – C



Fig. 4.52



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

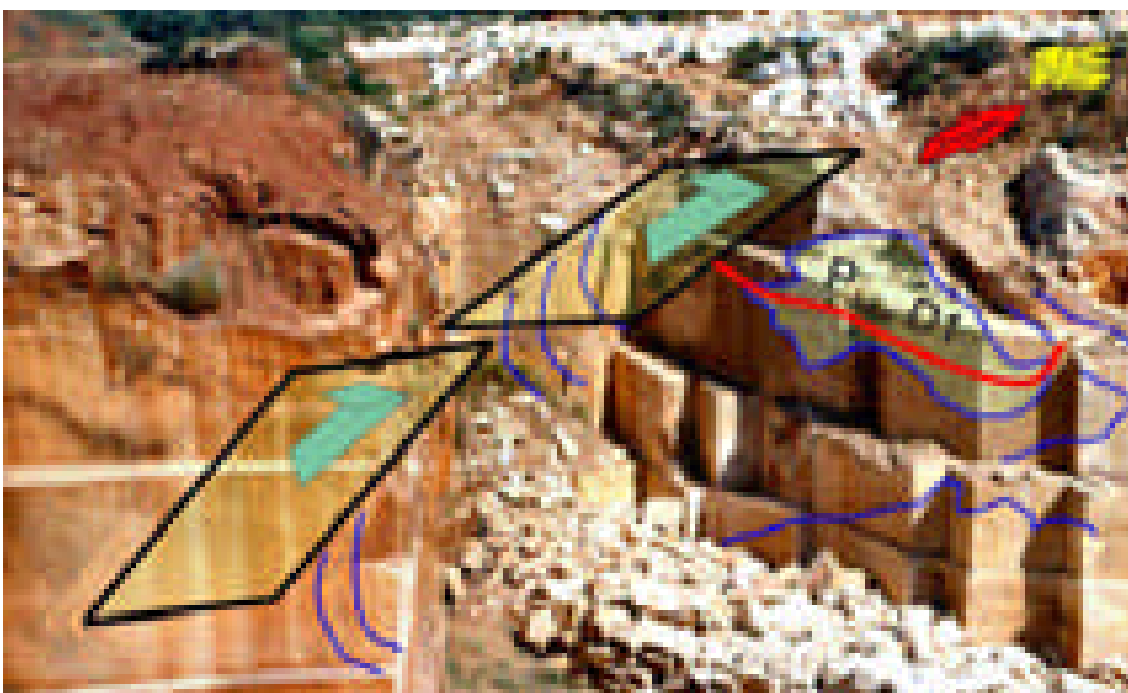


Fig. 4.54 – Cavalcamento com movimento para NE na mesma pedreira representada na figura anterior. Este acidente desenvolve-se em estado avançado da segunda fase de deformação, ainda em condições de ductilidade, correspondendo a “*back-thrust*” associado a dobramentos com vergências opostas. À direita 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).

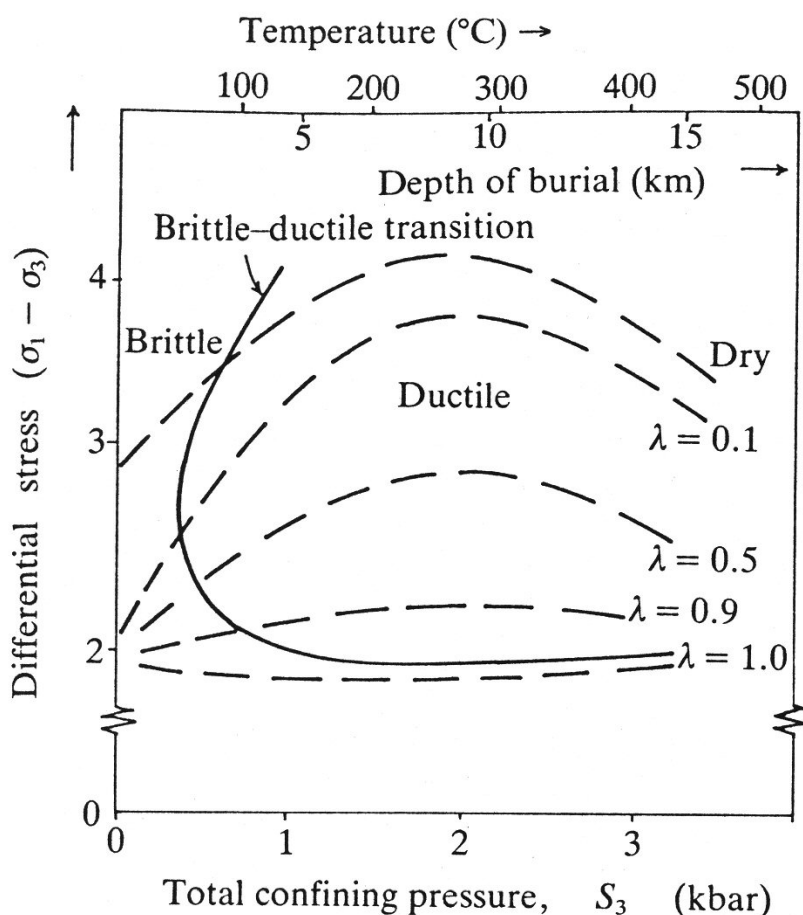


Fig. 4.55 – Transição entre o comportamento dúctil e frágil para as rochas carbonatadas. Segundo Rutter (1974, *in* Price & Cosgrove, 1990).

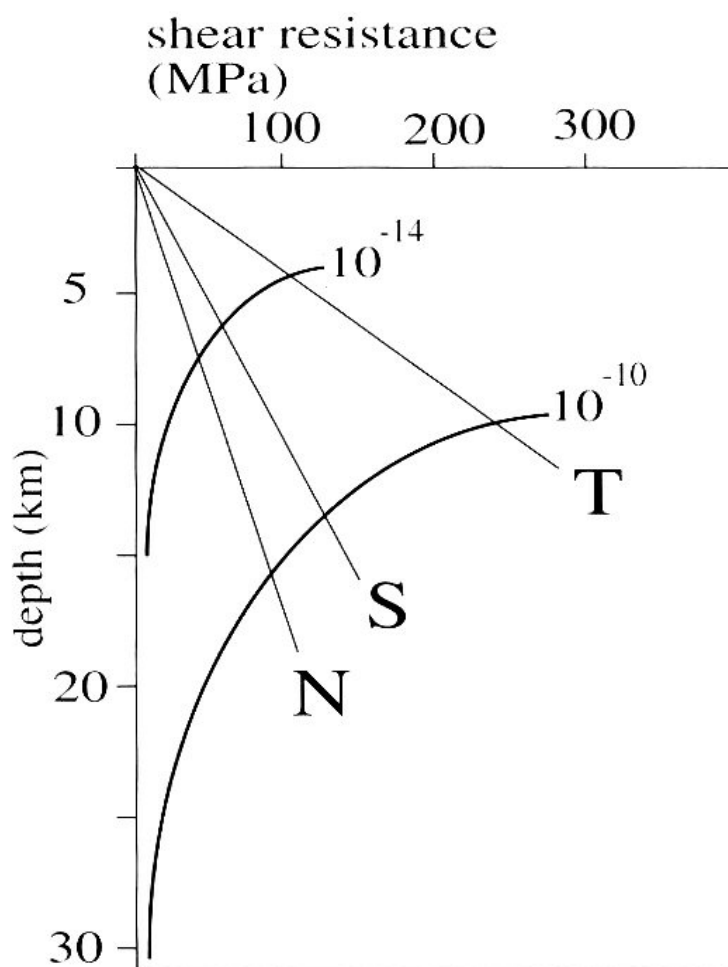


Fig. 4.56 – Diagrama resistência *vs* profundidade para o quartzo considerando um gradiente geotérmico de 30°C/Km e uma pressão de fluidos hidrostática em falhas frágeis. As linhas rectas representam a resistência à fracturação para uma situação de: cavalgamento (T); desligamento (S) e falha normal (N).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

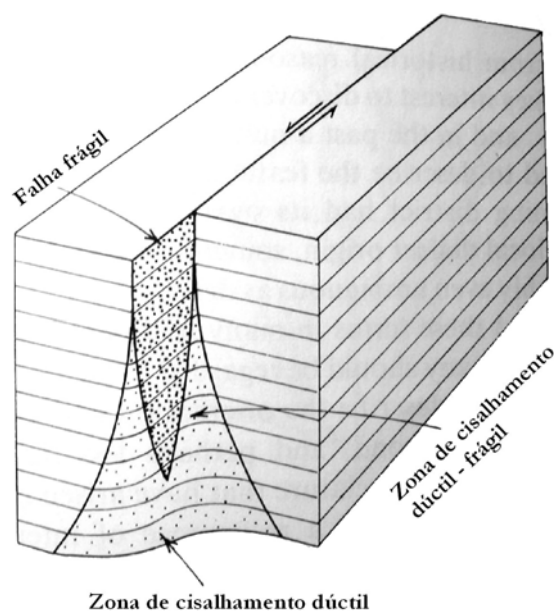


Fig. 4.57 – Representação esquemática da transição em profundidade entre o domínio de deformação frágil e dúctil. Adaptado Twiss & Moores (1992).

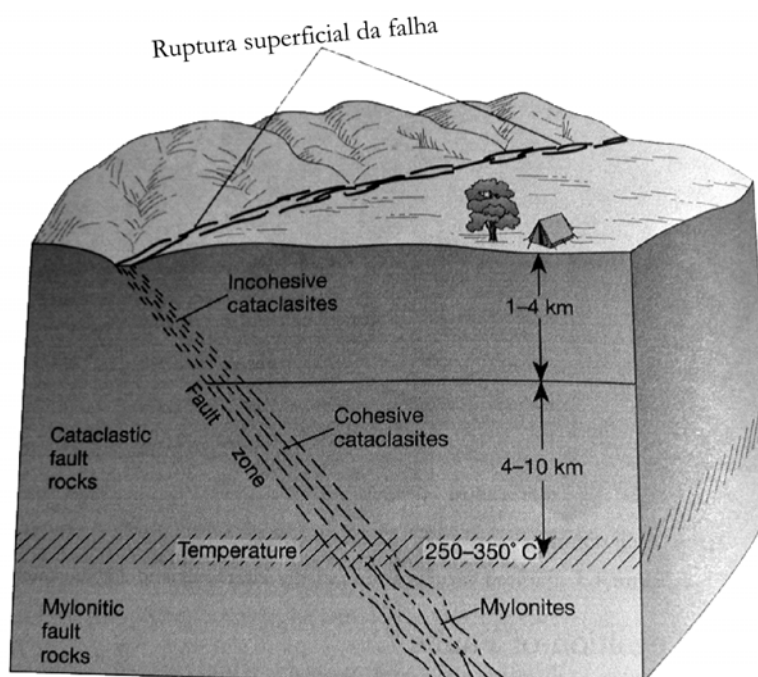


Fig. 4.58 – Bloco diagrama de parte da crosta terrestre representando o traço de uma zona de falha à superfície e a localização em profundidade dos diferentes tipos de rochas (rochas cataclásticas ou cataclasitos) que se formam numa zona de falha. Adaptado Twiss & Moores (1992). Cataclasitos não consolidados forma-se em profundidades de 1 a 4 Km⁷. 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.

⁷ 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).

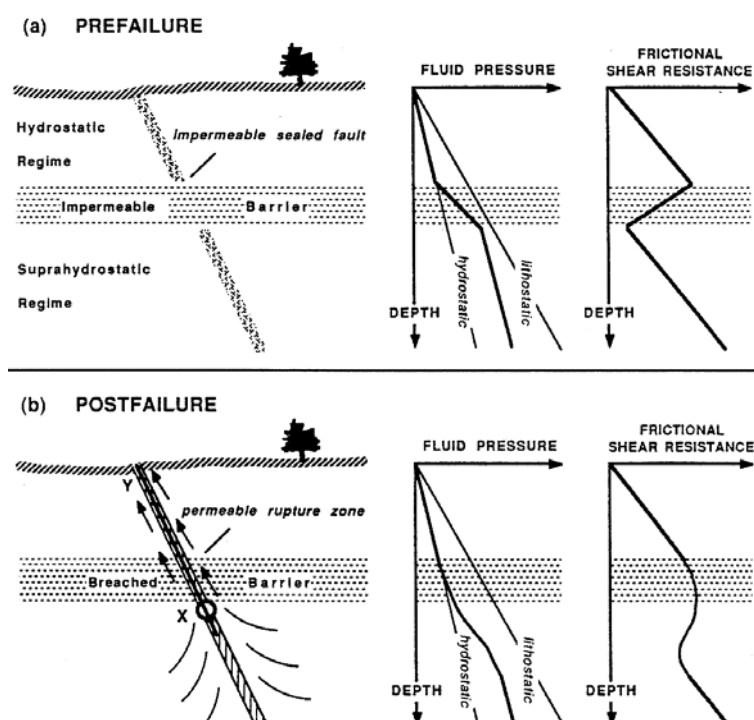


Fig. 4.59 – Diagrama que mostra a variação em profundidade em função da pressão de fluidos, considerando um regime hidrostático ou litostático e além disso ilustra a influência na resistência ao cisalhamento que a presença numa zona de falha que uma barreira impermeável pode produzir(a). Em baixo esquematizam-se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

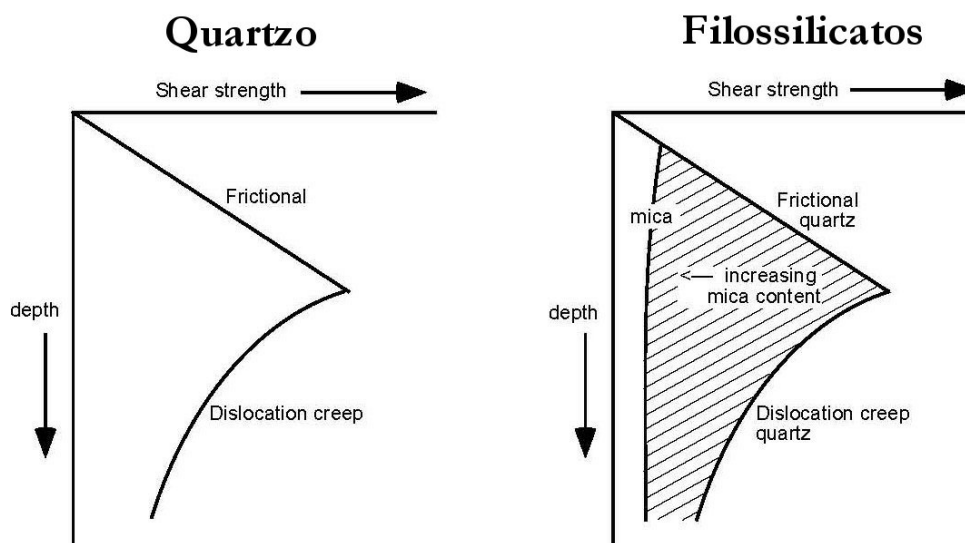


Fig. 4.60 – Diagramas que representam a resistência à deformação em profundidade para uma crosta quartzo-feldspática (à esquerda) e as variações que ocorrem quando as rochas contêm filossilicatos (à direita). Adaptado de Imber *et al.*, (1997) in Grotenhuis (2000).

Embora sem que possamos quantificar a influência individual de todas as variáveis envolvidas (P , T , P_{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 fábrica⁸ 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.

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

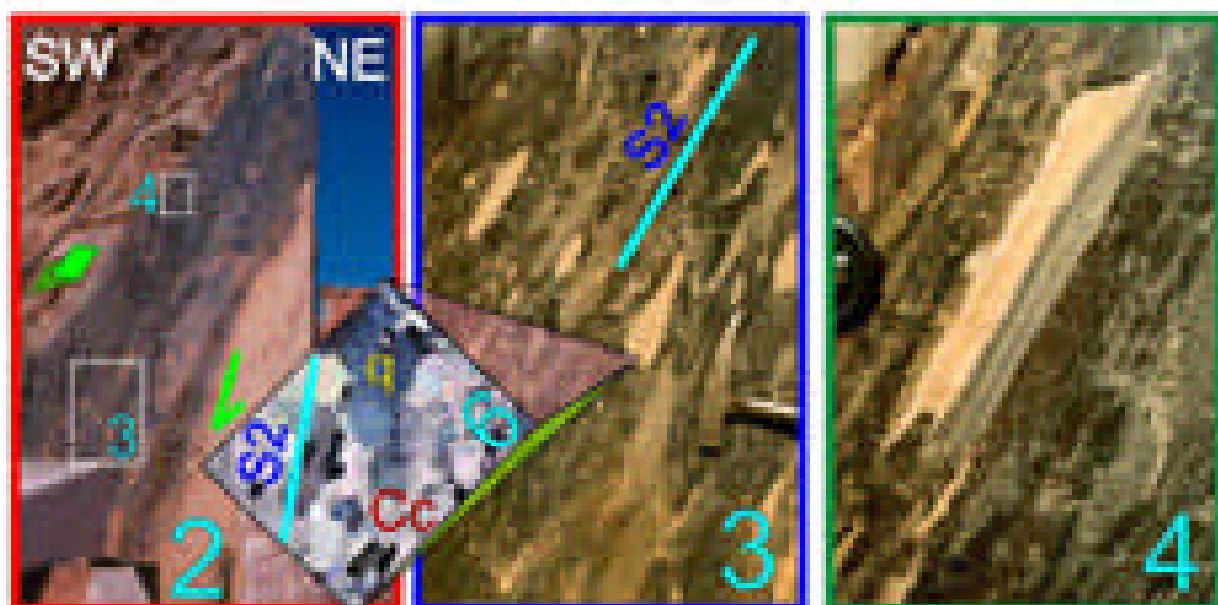




Fig. 4.62 – Exemplo do desenvolvimento de uma banda de cisalhamento, sob condições de deformação em regime dúctil, por estiramento do flanco Sudoeste da dobra em sinforma que se podia⁹ observar numa pedreira abandonada situada a Sul da pedreira da empresa “Marmetal” situada na EN 255 entre Borba e Vila Viçosa.

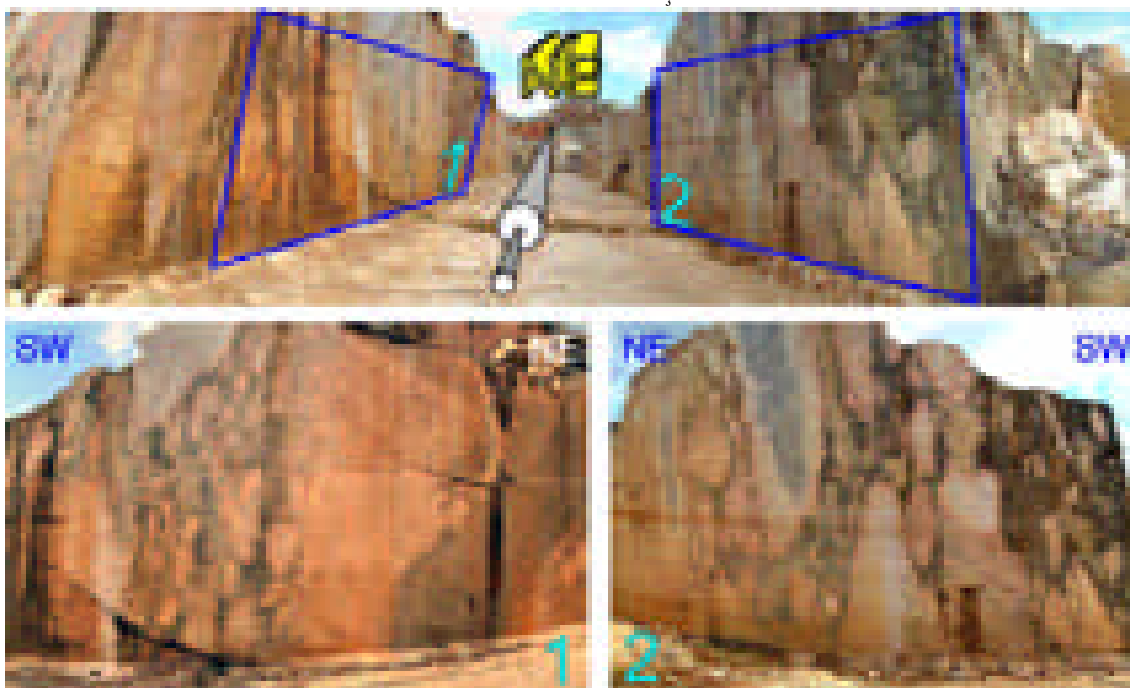


Fig. 4.63 – Outro exemplo de um corredor de deformação situado na pedreira “Visamar” à saída de Bencatel para Vila Viçosa na EN 254. Nos elementos desta brecha é possível observar dobras o que nos indicam um *timing* para a génese da estrutura que terá que ser, pelo menos, posterior às fases mais precoces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

⁹ 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.

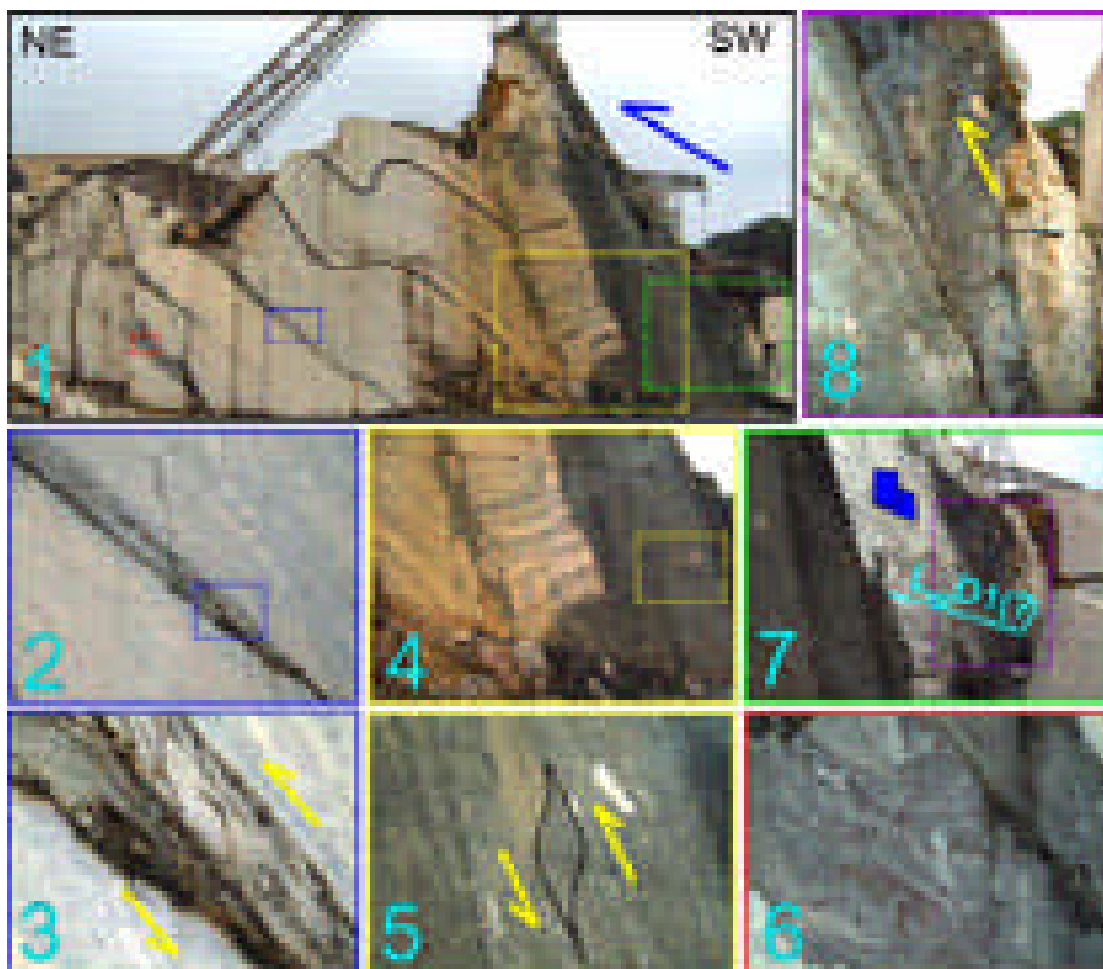


Fig. 4.64 (em cima) – Fig. 4.65 (em baixo)

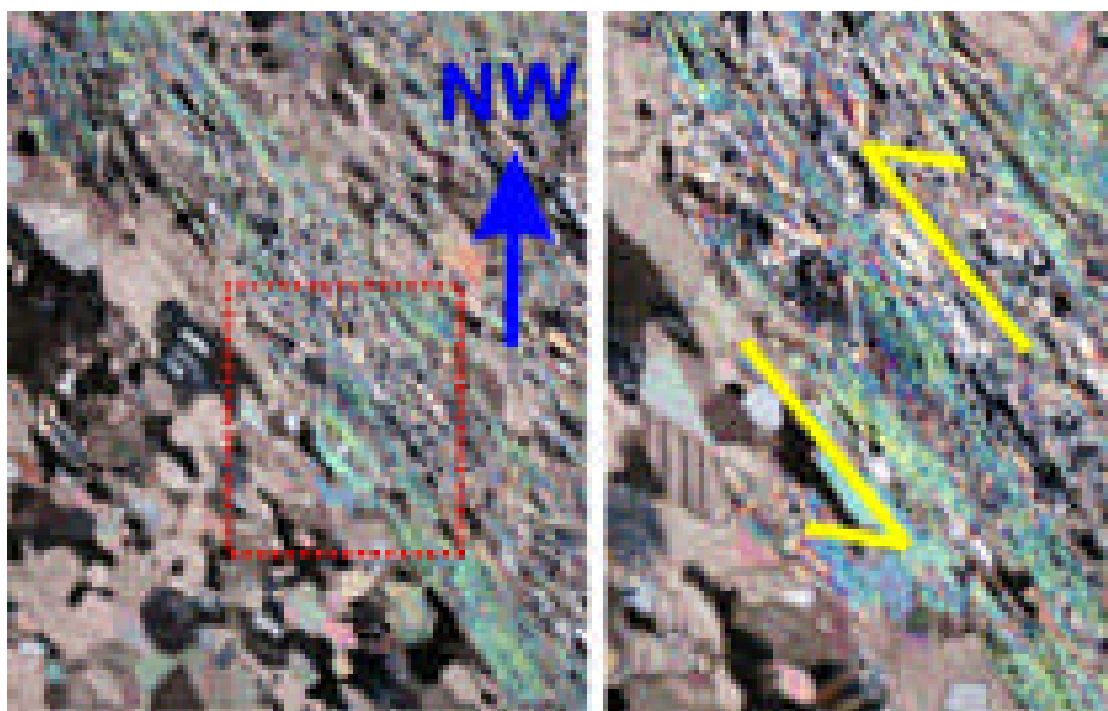




Fig. 4.66 – Em cima, vista geral para NNW da antiga mina de Miguel Vacas (Monte dos Vieiros). Em baixo, o filão cuprífero principal que foi explorado estava associado a um corredor de deformação transpressivo esquerdo situado a NE do anticlinal de Estremoz (ver Mapa em Anexo).



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^a). 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 Messejana¹⁰. 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”¹¹ 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 ± 8 Ma (Gavião) e 186 ± 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).

¹⁰ Que também passa por Campo Maior – Plasencia – Ávila.

¹¹ Assim são popularmente referidos os filões doleríticos que intersectam os mármore.

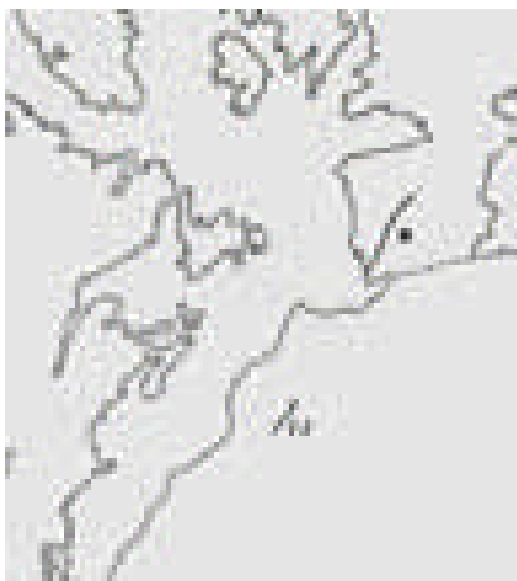


Fig. 4.68 – Filões da Messejana (M) e de Foz de Zgaid (FZ) num contexto pré deriva. Retirado de Schermerhorn *et al.*, (1978).

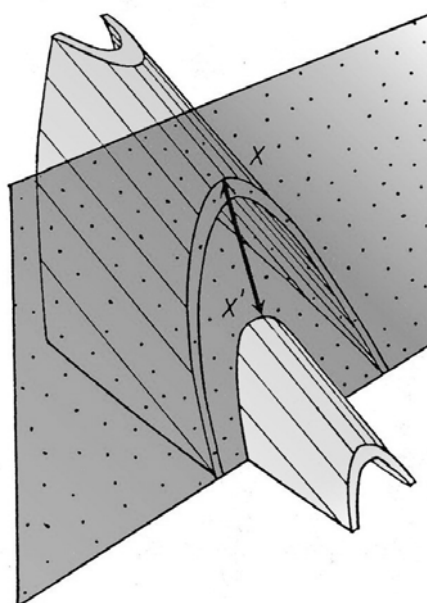


Fig. 4.69 – Esquema conceptual para a geometria de uma dobra antiforma intersectada por uma falha vertical perpendicular ao plano axial da dobra, *in* Ramsay (1987). Esta representação corresponde ao comportamento exibido pelas falhas WSW-ENE a NE-SW, com filões doleríticos associados existentes no anticlinal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

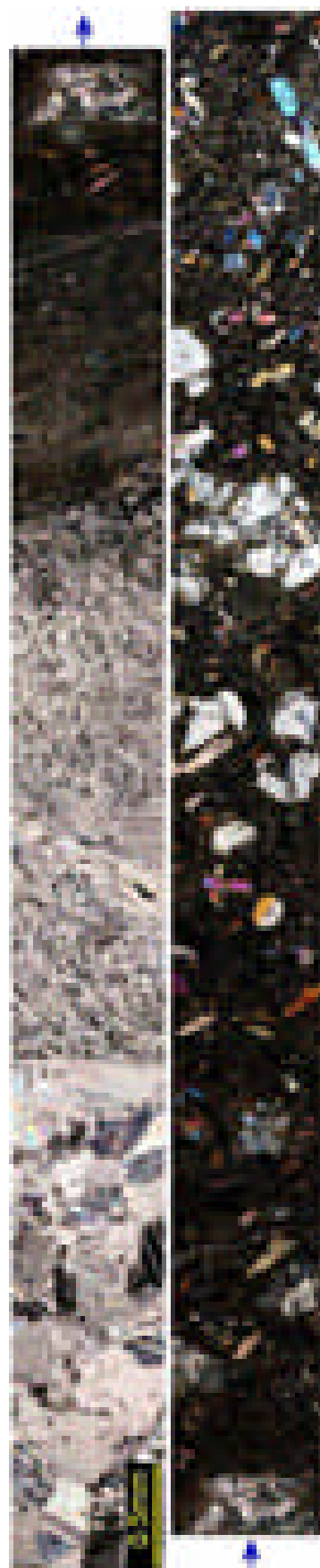


Fig. 4.71 – Fendas de tracção perpendiculares ao dobramento de segunda fase. Pedreira abandonada imediatamente a Oriente da pedreira “M. Simões”, representada na figura 4.66.



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.



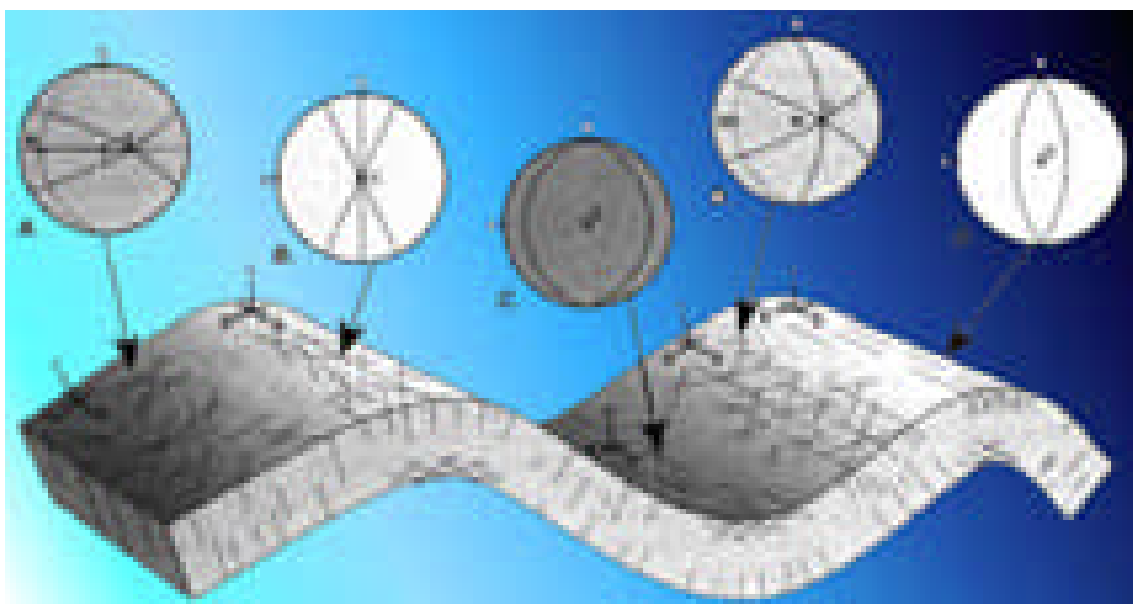


Fig. 4.74 – Esquema conceitual para a geometria das famílias de fracturas associadas a um dobramento em andar estrutural médio-superior. Twiss & Moores. Esta representação corresponde ao comportamento, em regime mais frágil, exibido pelo dobramento de segunda fase no anticlinal de Estremoz.

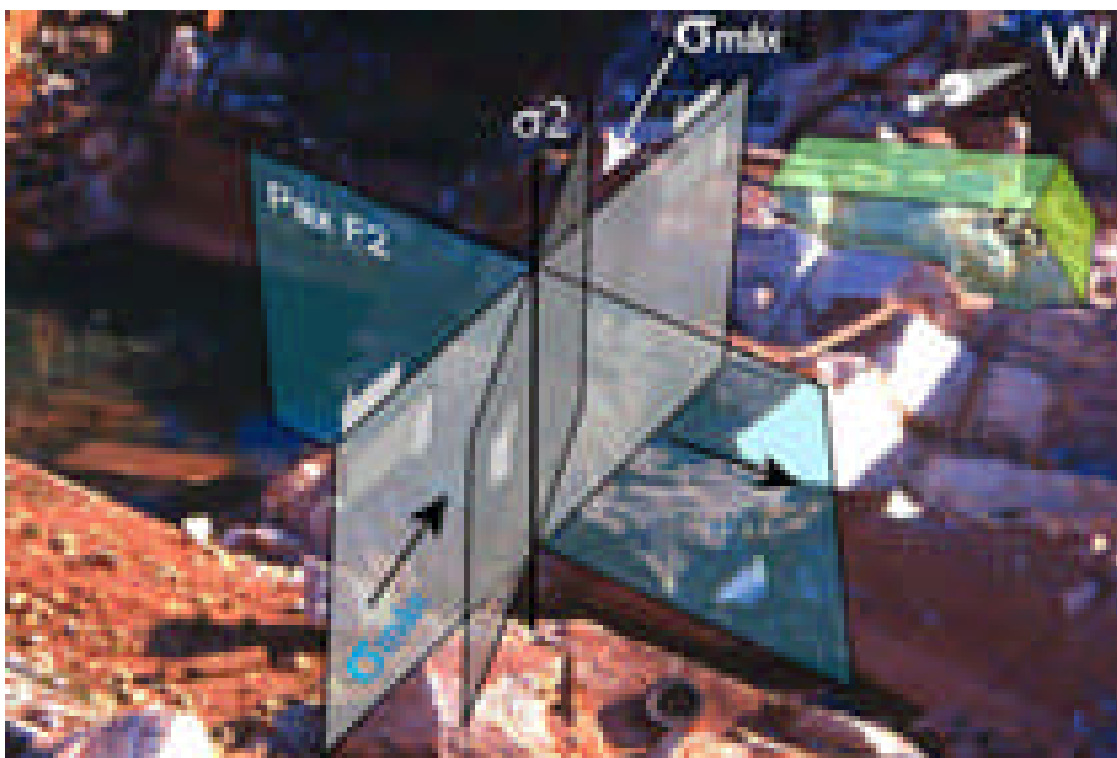


Fig. 4.75 – Diaclases conjugadas associadas ao dobramento de segunda fase no anticlinal de Estremoz.

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.

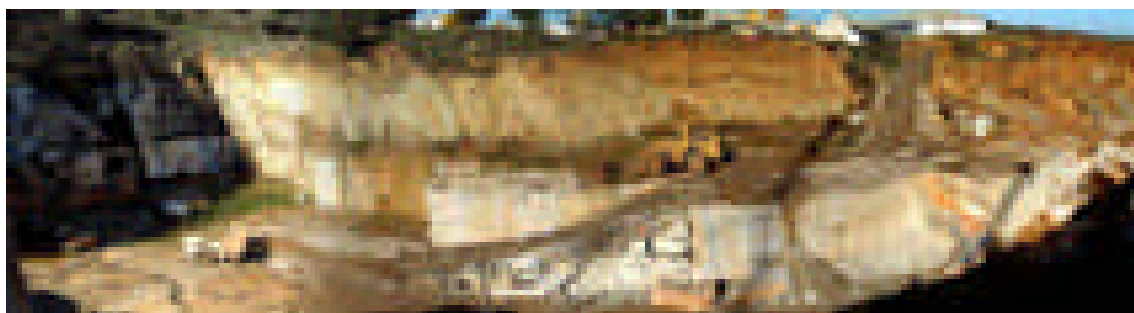


Fig. 4.76

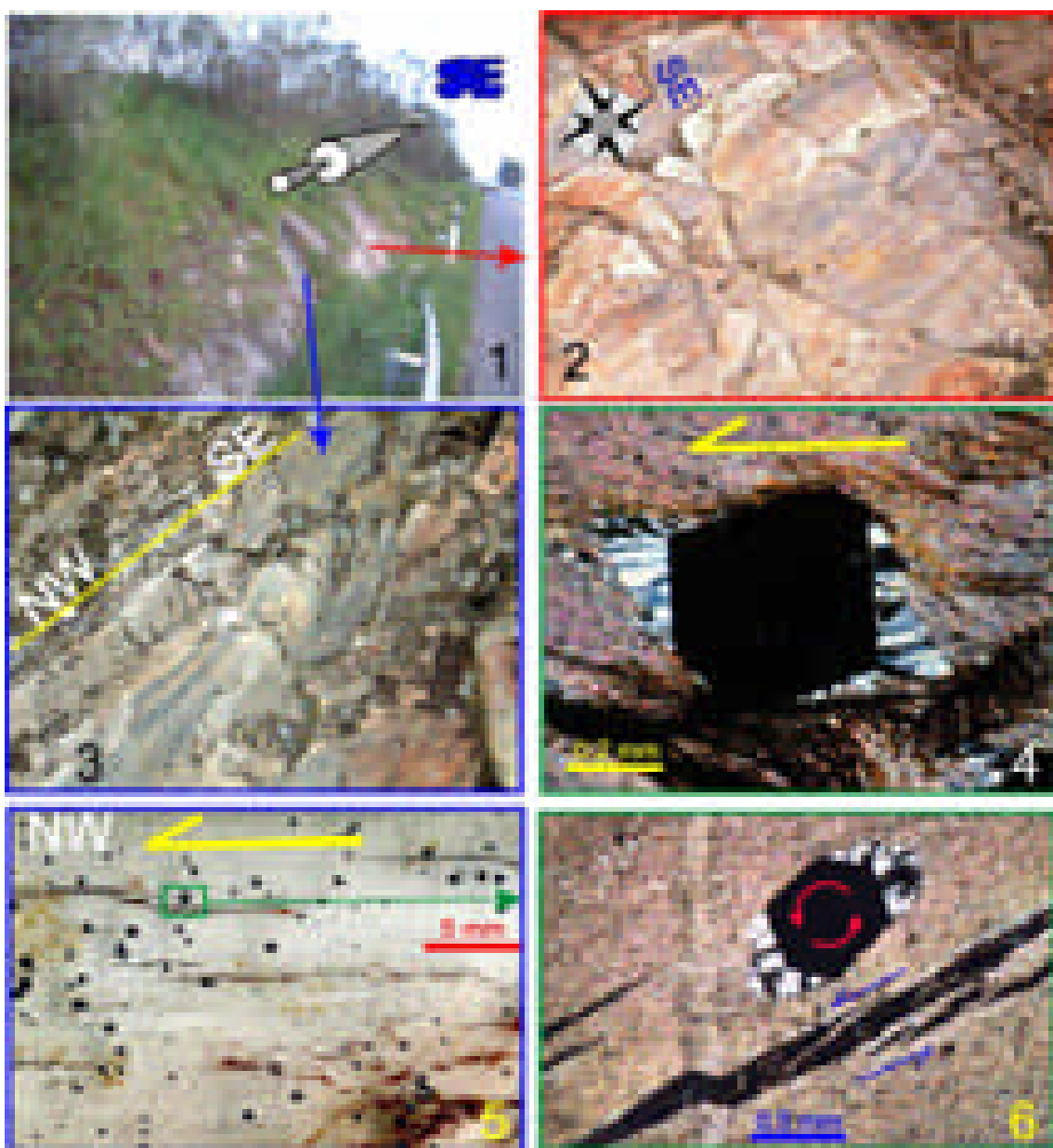


Fig. 4.77

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.

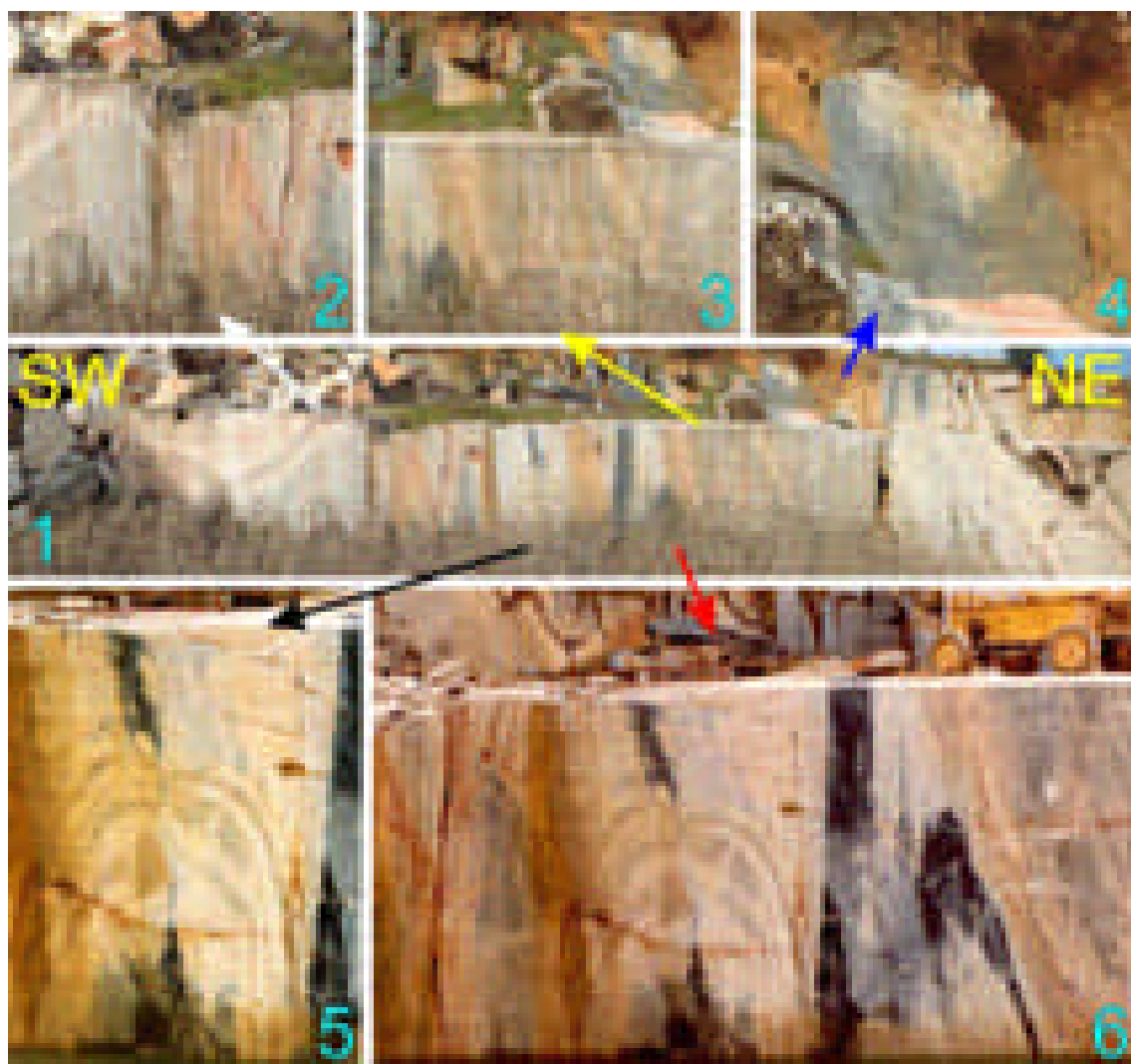


Fig. 4.78

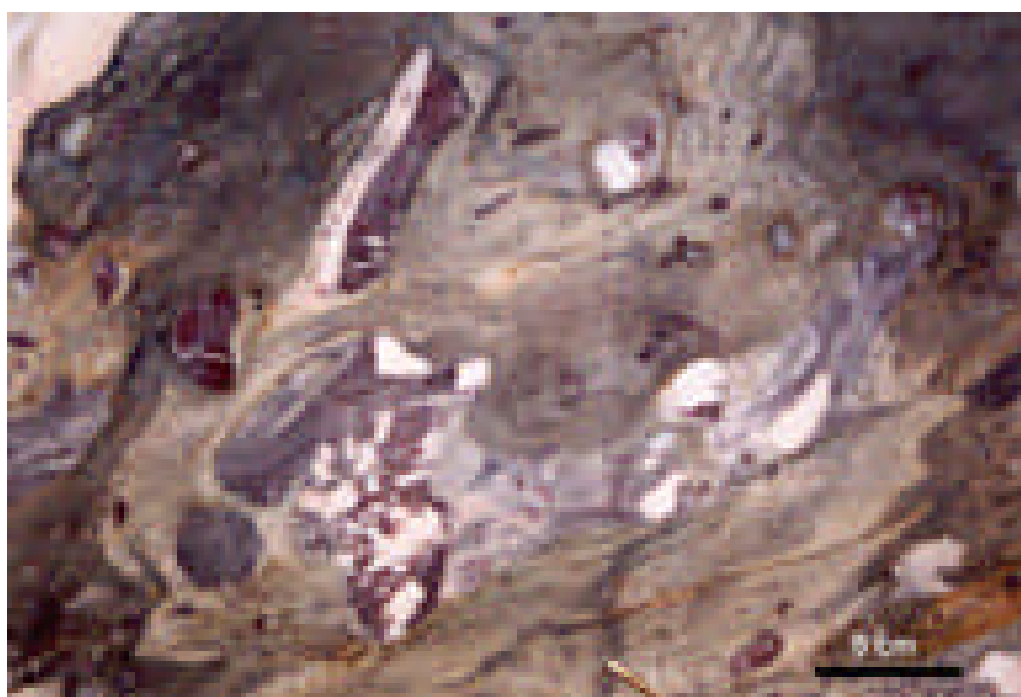


Fig. 4.79

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.).

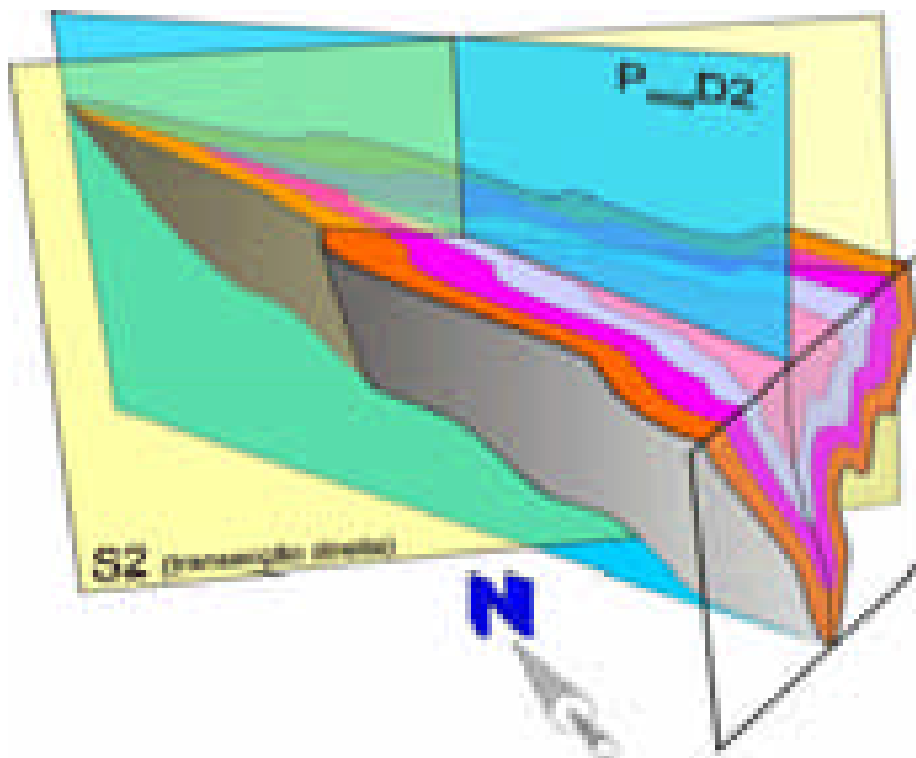


Fig. 4.81 – Representação esquemática da transecção direita, formada durante D2, que afecta o sinclinal de Terena. Os ângulos encontram-se exagerados para efeitos de compreensão do fenómeno.

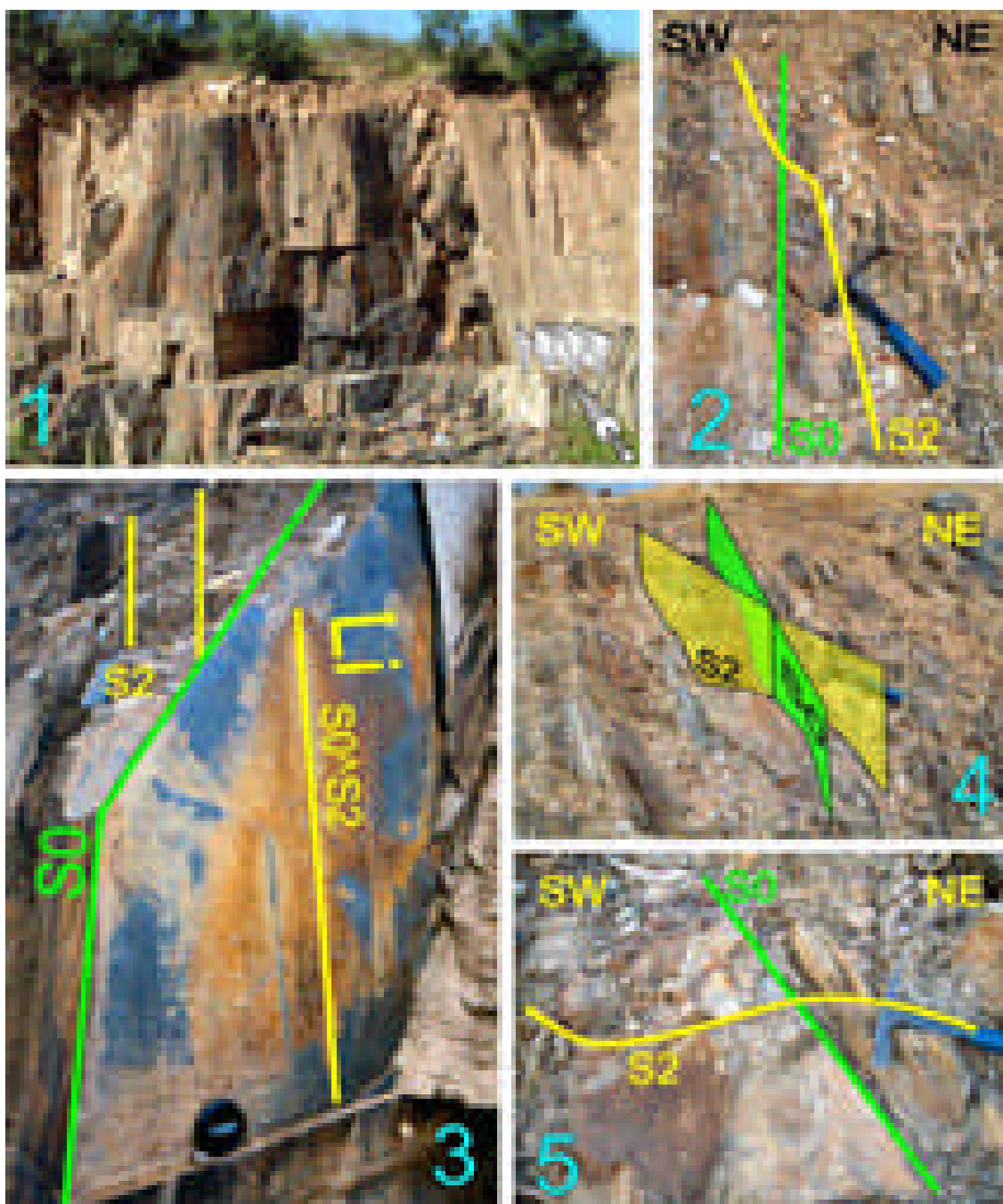


Fig. 4.82 – Representação e interpretação de vários afloramentos pertencentes à Formação de Terena. (1) Afloramento na zona central do sinclinal de Terena, na EN 373 entre Redondo e Alandroal; (2) Refracção da clivagem dos níveis mais finos (xistos, à esquerda) para uma bancada de quartzito (3) Intersecção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

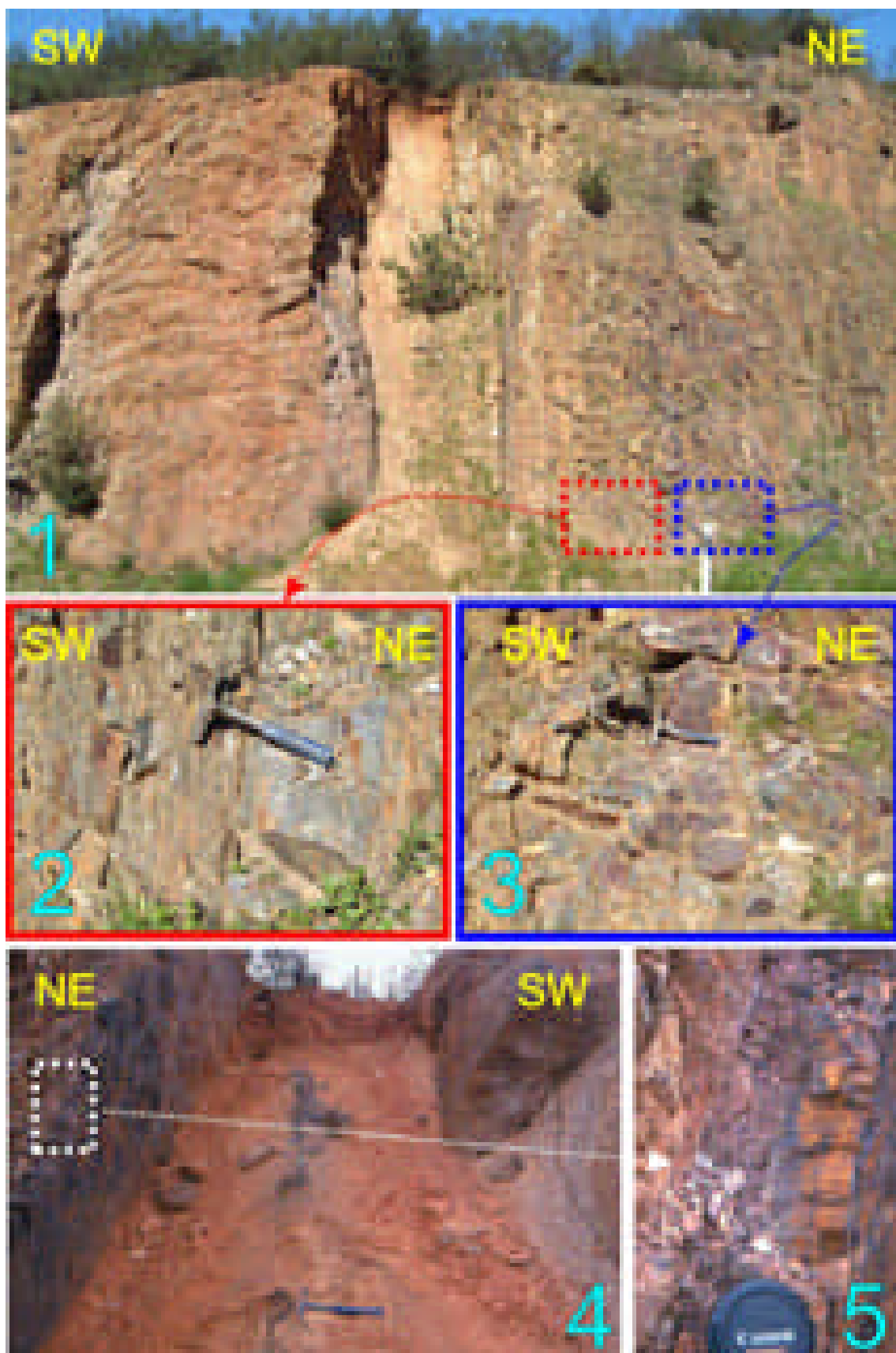


Fig. 4.83

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 lilitos 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 lilitos; (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.

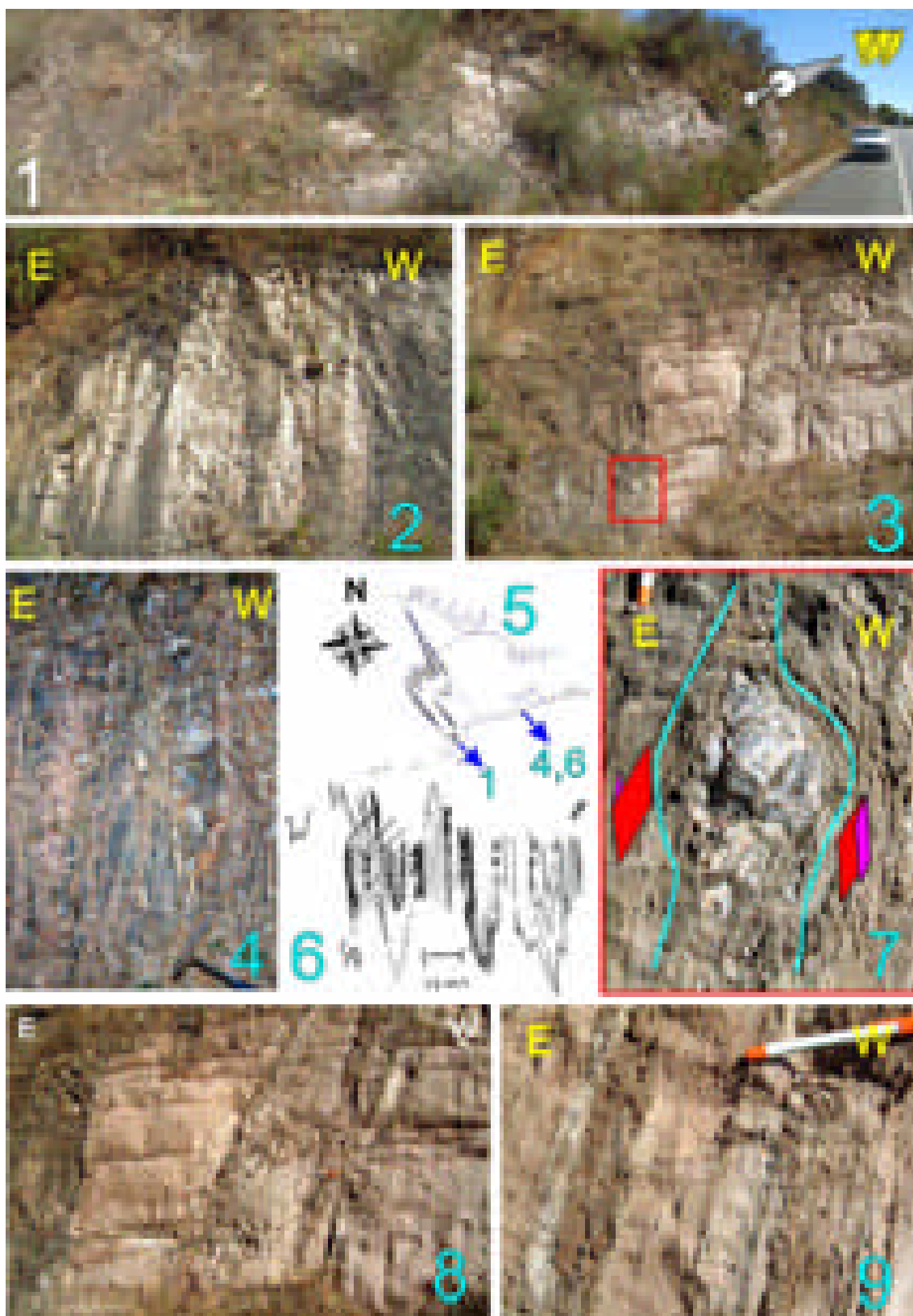


Fig. 4.84



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.

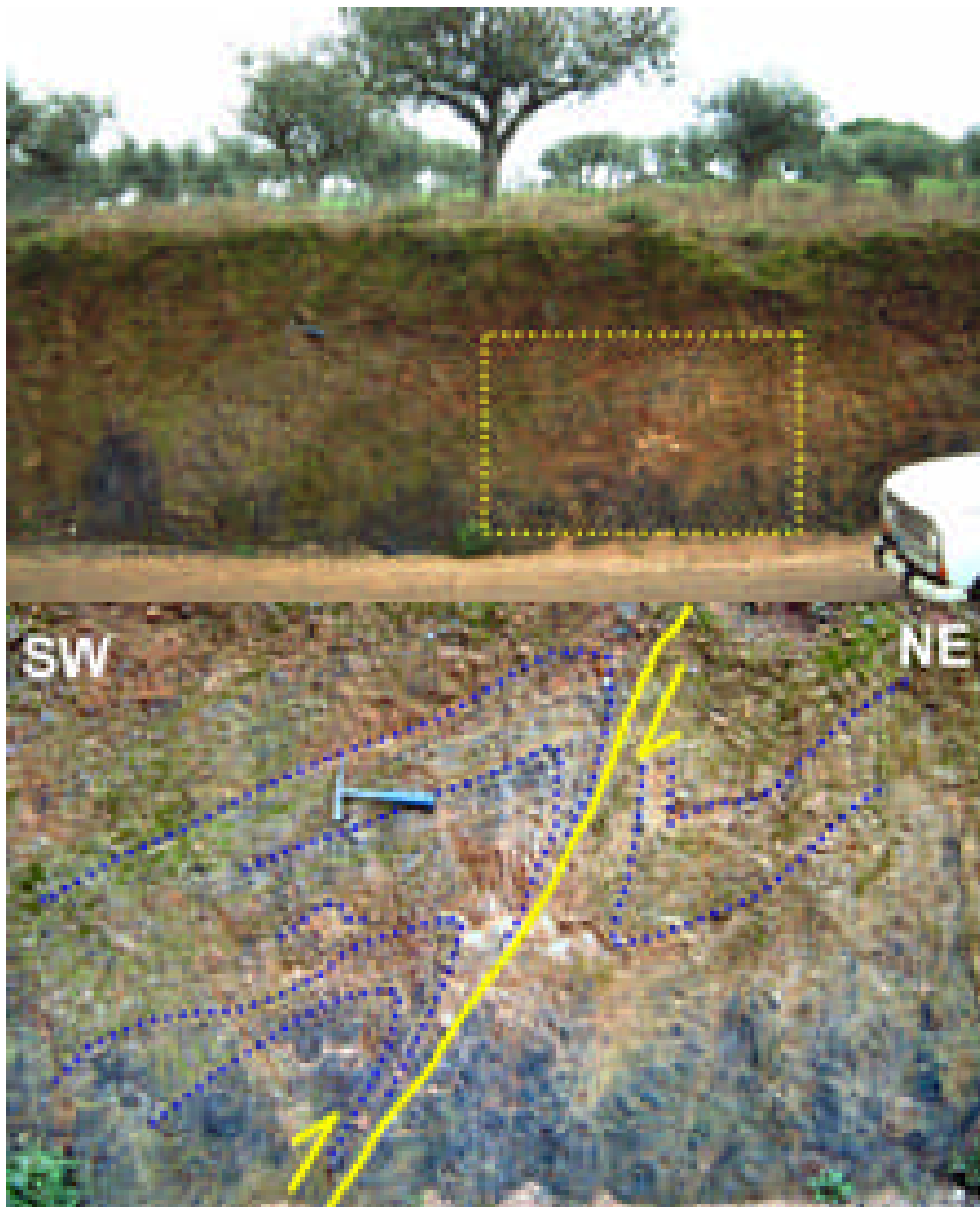


Fig. 4.86 – Afloramento de xistos negros e lilitos, em alternância centimétrica, que se pode observar na estrada de Vila Viçosa para São Romão, no sopé do Castelo de Vila Viçosa. Nesta secção é evidente a vergência geométrica para NE, no entanto existe uma lineação de estiramento 20° , SSE indiciando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