

Interferência de fases de deformação Varisca na estrutura de Torre de Cabedal; sector de Alter-do-Chão – Elvas na Zona de Ossa-Morena

Índice

IV.1.1. Introdução e Enquadramentos Geológico	129
IV.1.2. Síntese Estratigráfica do Sector de Alter-do-Chão-Elvas	130
IV.1.3. Caracterização Estrutural da Estrutura de Torre de Cabedal	132
IV.1.3.1. Primeira Fase de Deformação	132
IV.1.3.2. Segunda Fase de Deformação	134
IV.1.3.3. Deformação Tardia	135
IV.1.4. Considerações Finais	136

IV.1.1. Introdução e Enquadramentos Geológico

A Zona de Ossa-Morena (ZOM) foi tradicionalmente subdividida em zonas e sub-zonas ou domínios tectonoestratigráficos essencialmente com base na sua estratigrafia (*e.g.* Apalategui *et al.*, 1990). Oliveira *et al.* (1991) propôs o conceito de sector que visa a melhor compreensão das várias secções desta zona paleogeográfica, não atribuindo conotação tectónica aos limites entre os diversos sectores; os autores dividem o domínio português da ZOM em cinco sectores com características próprias.

O Sector Alter-do-Chão-Elvas (Fig. 1) é limitado a norte pelo Cavalgamento de Alter do Chão (Pereira & Silva, 2006), sendo que a interpretação do limite sul, com o sector de Estremoz-Barrancos não é consensual. Alguns autores (*e.g.* Oliveira *et al.*, 1991) consideram que o limite, no domínio português, é marcado pela presença de uma discordância cambro-ordovícica, enquanto para outros (*e.g.* Araújo *et al.*, 1994) o limite é interpretado como uma estrutura à escala regional, com cinemática cavalgante, designado Cavalgamento da Juromenha.

O presente trabalho pretende ser uma primeira aproximação à estruturação deste sector da ZOM, tendo como base de trabalho um domínio restrito onde toda a estratigrafia da região se encontra exposta (estrutura de Torre de Cabedal; Lopes, 2003) e onde as relações estratigráficas são bem conhecidas.

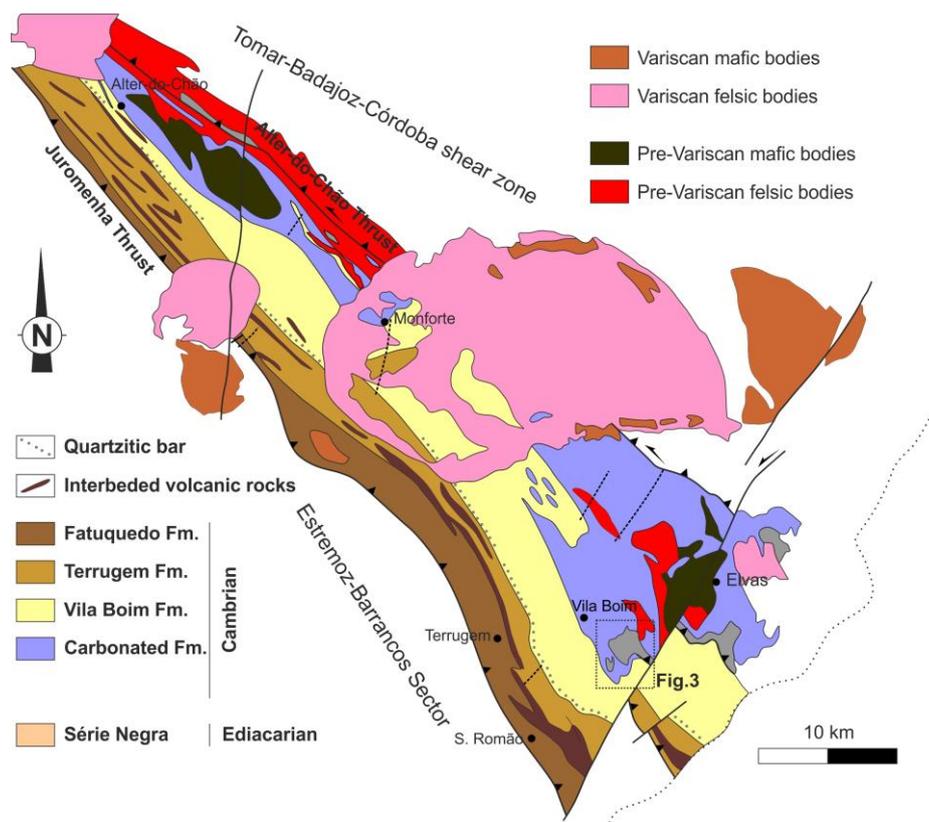


Figura 1 – Esboço geológico do Sector Alter-do-Chão-Elvas, com referência à localização da estrutura de Torre de Cabedal (adaptado de Carvalho et al., 1992).

IV.1.2. Síntese Estratigráfica do Sector de Alter-do-Chão-Elvas

O sector de Alter-do-Chão – Elvas é caracterizado por uma espessa sequência de unidades atribuídas ao Câmbrio (Fig. 2), ostentando um metamorfismo regional de baixo grau, pontualmente com evidências de metamorfismo de contacto associado à instalação de corpos magmáticos do Ordovícico e Carbónico (Pereira & Silva, 2006). Estas unidades assentam sobre o soco Neoproterozóico da ZOM, classicamente denominado de Série Negra (*e.g.* Oliveira *et al.*, 1991; Fig. 2), que aflora pontualmente em “janelas” (Fig. 1). Esta unidade é constituída por uma intercalação de xistos negros e metagrauvaques, com liditos e carbonatos subordinados.

Sobre a unidade neoproterozóica ocorre, discordantemente, uma série clástica (com conglomerados e arcoses) do Câmbrio inferior (*ca.* 540-520 Ma) com intercalações de rochas ortoderivadas félsicas (tufos félsicos e riólitos), com espessura variável (*e.g.* Oliveira *et al.*, 1991; Pereira & Silva, 2006; Fig. 2). Esta unidade clástica passa progressivamente a uma série constituída por carbonatos (maioritariamente dolomíticos), com intercalações de rochas siliciclásticas, a Formação Carbonatada de Elvas (Oliveira *et al.*, 1991). Esta formação tem sido correlacionada com a Formação de Alconera em Espanha, onde surgem faunas de trilobites e arqueociatas, que datam a unidade do Câmbrio inferior (Gozalo *et al.*, 2003). Por vezes, as

unidades carbonatadas contactam directamente com a Série Negra de forma discordante, sem existência da unidade clástica na sua base.

A topo da unidade carbonatada surge uma sequência *flychóide* constituída por uma alternância de metagrauvaques, psamitos e metapelitos, designada por Formação de Vila Boim (*e.g.* Oliveira *et al.*, 1991: Fig. 2). Esta formação é atribuída ao Câmbrico inferior (Marianiano-Bibliano), com base em faunas de trilobites, acritarcos e braquiópodes (Gozalo *et al.*, 2003). Intercalados na Formação de Vila Boim, ocorrem vulcanitos de natureza toleítica, interpretados como resultantes do processo de *rifting* intracontinental associado aos estádios iniciais do ciclo varisco (Mata & Munhá, 1990). A sequência anteriormente descrita termina, com o aparecimento de bancadas quartzíticas-conglomeráticas métricas datadas do Câmbrico médio (Barra Quartzítica; Oliveira *et al.*, 1991). Sobre a Barra Quartzítica sobrepõe-se, concordantemente, o Complexo Vulcano-Sedimentar de Terrugem (Oliveira *et al.*, 1991; Araújo *et al.*, 2013 e referências inclusas; Fig. 2). Este é constituído por uma sequência terrígena com pelitos, arenitos e grauvaques, onde surgem intercaladas possantes massas de rochas vulcânicas bimodais com quimismo alcalino-transicional, semelhante ao exibido pelos basaltos intraplaca, muito embora nalguns casos surjam padrões geoquímicos típicos de E-MORB e N-MORB, correlacionáveis com basaltos de crista oceânica (Mata & Munhá, 1990; Sánchez-García *et al.*, 2010). Este complexo é atribuído ao Câmbrico médio-superior por correlação com as Camadas de Playon e com os Basaltos de Umbria-Pipeta (Sánchez-García *et al.*, 2010) onde foram identificados braquiópodes, trilobites e acritarcas dessa idade (Gozalo *et al.*, 2003). Dados radiométricos recentes em rochas pertencentes aos Basaltos de Umbria-Pipeta forneceram idades entre os 505-515 Ma (Sánchez-García *et al.*, 2010).

Este complexo passa gradualmente a um conjunto terrígeno constituído por alternâncias milimétricas a centimétricas de pelitos, siltitos e bancadas mais espessas de grauvaques (Formação de Fatuquedo; Oliveira *et al.*, 1991). Esta formação é considerada do Câmbrico médio, por correlação com unidades semelhantes, em Espanha, onde foram identificados acritarcas. Referência ainda para a presença de intercalações de basaltos alcalinos-transicionais (Mata & Munhá, 1990) riólitos e tufos félsicos.

No topo desta série surge em discordância um conglomerado com calhaus decimétricos de quartzito e quartzos (por vezes com fragmentos de vulcanitos ácidos, básicos e granitos); este conglomerado tem sido mencionado como marcador da discordância Câmbrico-Ordovícico (*e.g.* Oliveira *et al.*, 1991; Fig. 2). Contudo, esta interpretação não é de todo consensual. Alguns autores consideram que o conglomerado em causa marca um acidente de 1ª ordem no limite entre os sectores Alter-do-Chão-Elvas e Estremoz-Barrancos, o designado Cavallamento da Juromenha (*e.g.* Araújo *et al.*, 1994; Fig. 2).

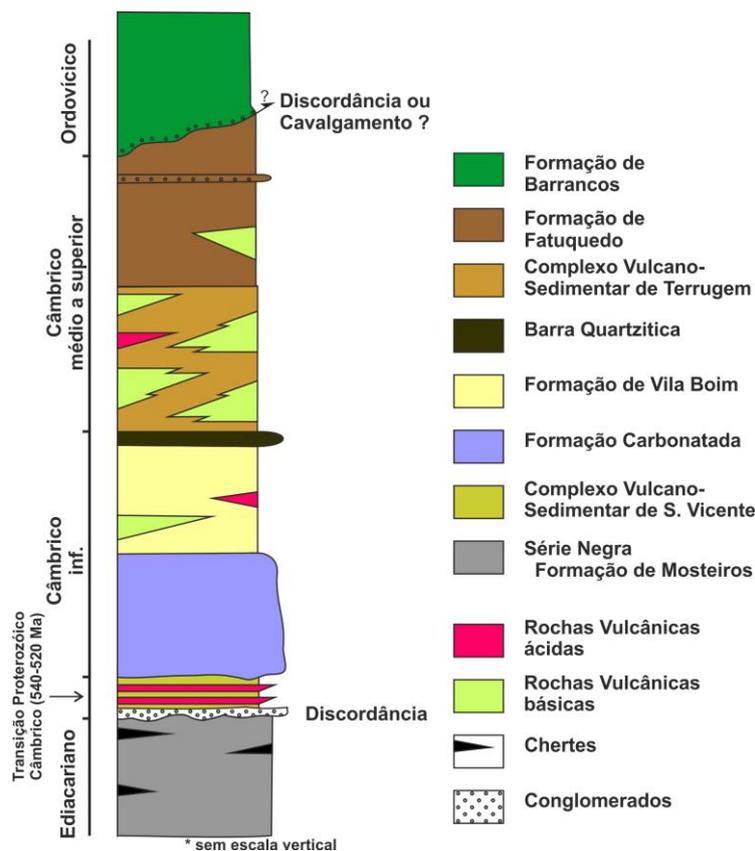


Figura 2 – Coluna estratigráfica do sector de Alter-do-Chão-Elvas (adaptado de Oliveira et al., 1991; Pereira e Silva, 2006; Sánchez-García et al., 2010).

IV.1.3. Caracterização Estrutural da Estrutura de Torre de Cabedal

A deformação Varisca no sector em estudo é resultante da sobreposição de duas fases de deformação principais, à qual se junta uma fase de deformação tardia com características mais frágeis (Fig. 3). Seguidamente apresenta-se uma descrição de cada um dos episódios de deformação presentes numa janela estratigráfica, onde é possível observar toda a sequência estratigráfica deste sector e que se denominou Estrutura de Torre de Cabedal (Lopes, 2003).

IV.1.3.1. Primeira Fase de Deformação

A primeira fase de deformação Varisca (D_1) desenvolve-se em andar estrutural superior, em condições de baixo grau metamórfico. Esta fase de deformação é caracterizada pelo desenvolvimento de dobras cilíndricas fechadas a isoclinais, de plano axial sub-horizontal a pouco inclinado. As dobras apresentam diferentes amplitudes (desde a centimétrica à hectométrica) ostentando geralmente assimetria, que é variável tendo em conta a sua posição relativamente às dobras de 1ª ordem (Fig. 4A.1 E A.2). Estas dobras apresentam frequentemente espessamento da charneira e flancos laminados (Fig. 4A.1). A clivagem S_1

associada ao processo de dobramento é incipiente, desenvolvendo-se pontualmente nos níveis mais pelíticos.

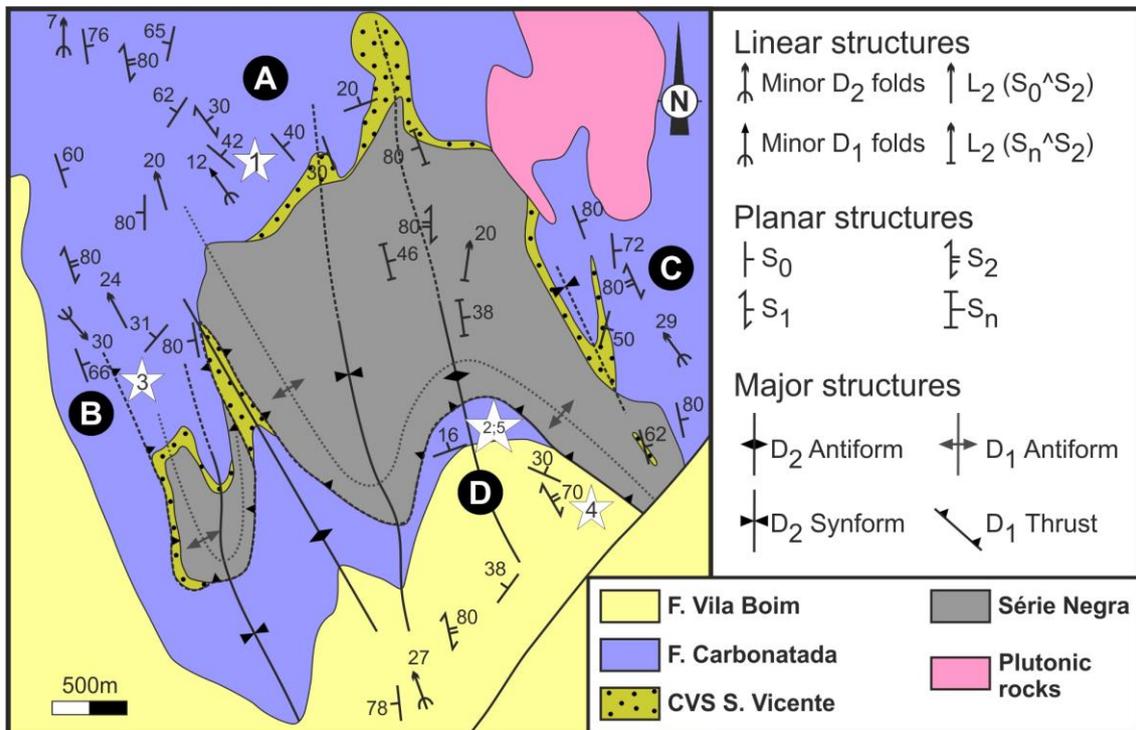


Figura 3 – Mapa geológico e estrutural simplificado da estrutura de Torre de Cabedal (limites geológicos parcialmente adaptados de Gonçalves & Assunção, 1970).

Os eixos das dobras D₁ apresentam grande dispersão na sua orientação, apresentando sentidos de mergulho variáveis entre NW-SE (mergulhantes geralmente para NW) e E-W. Esta variação na orientação dos eixos das dobras D₁ pode ser resultado da actuação da segunda fase de deformação, não sendo de excluir a possibilidade de uma variação na sua orientação inicial, eventualmente associada a mantos dobras primeira ordem com eixos ondulados, como descrito para outras regiões da ZOM (*e.g.* Araújo *et al.*, 2013). No que respeita à vergência das dobras D₁, a análise da assimetria de dobras de 2ª ordem parecem mostrar que a vergência para o quadrante S-SW (Fig. 4A.2).

Este processo de dobramento é responsável pela inversão da estratigrafia da região, sendo possível observar, critérios de polaridade invertida nos litótipos típicos da Formação de Vila Boim, mas também nos níveis pelíticos intercalados na Formação Carbonatada. Esta inversão é bem evidente no sul da área em estudo onde é possível observar a inversão completa da estrutura, com a Formação Carbonatada a sobrepor-se à Formação de Vila Boim.

O regime de deformação progressiva durante a D₁ leva à laminação dos flancos inversos das dobras deitadas, gerando cavalgamentos com vergência geométrica idêntica à evidenciada

nos dobramentos (Fig. 4A.3). Como seria de esperar, os cavalgamentos D_1 apresentam orientações variáveis, resultantes da actuação da segunda fase de deformação, que os redobram. Muito embora a superfície destes acidentes geralmente não aflorem, os mesmos são postos em evidência pelo padrão de afloramento.

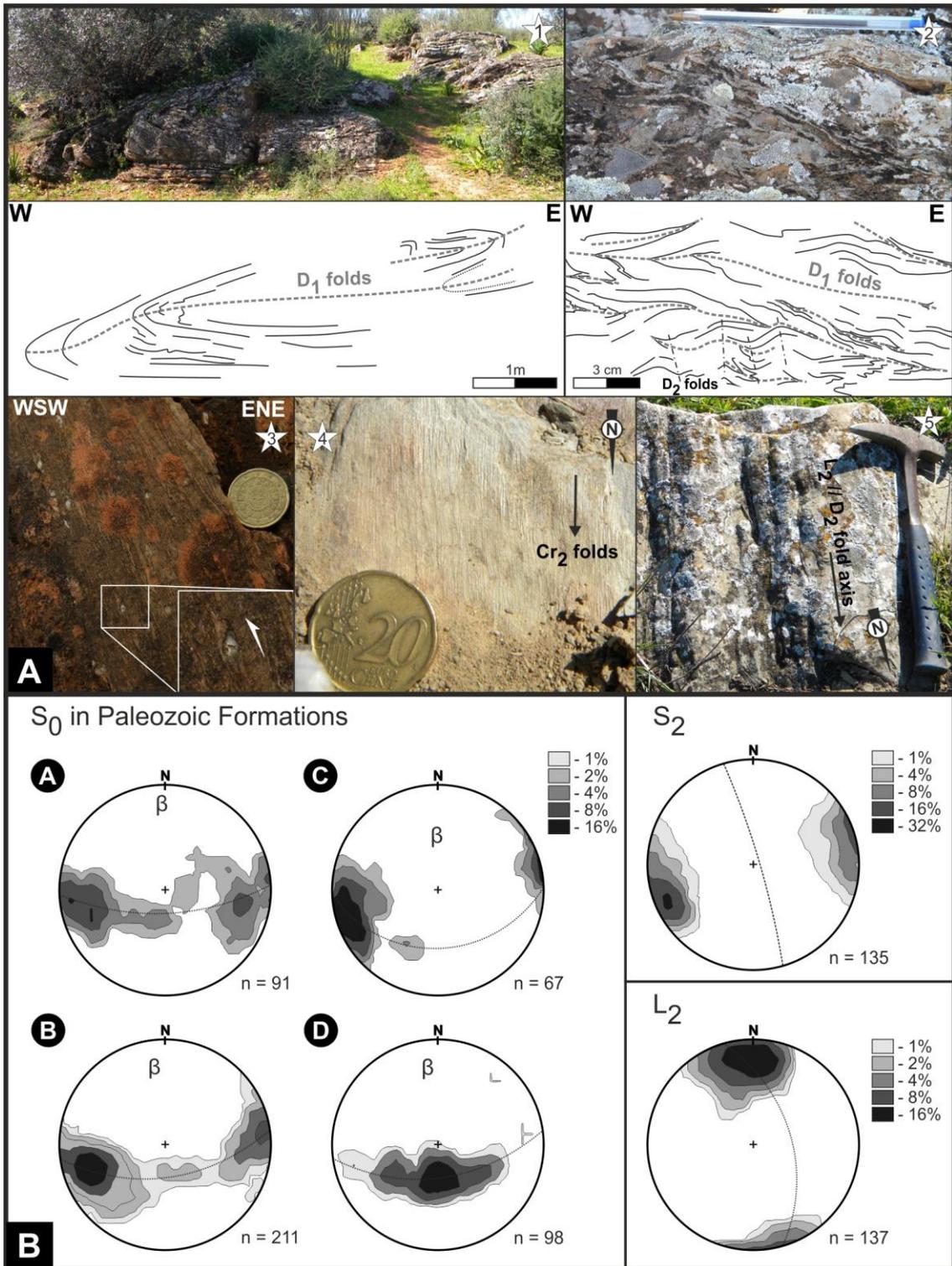


Figura 4 – Caracterização estrutural da Estrutura de Torre de Catedral:

A – Estruturas observadas na estrutura de Torre de Catedral: 1 e 2 – dobras deitadas D_1 na Fm. Carbonatada, 3 – critérios de cavalgamento para SW associado à D_1 , 4 – clivagem de crenulação D_2 afectando pelitos da Fm. Vila Boim, 5 – dobras abertas D_2 na Fm. Carbonatada (localização na Fig. 3);

B – Diagramas de densidades de pontos referentes a pólos dos planos de estratificação (S_0) para quatro secções da estrutura (ver localização na fig. 3), clivagem de segunda fase (S_2) e lineações de intersecção (L_2) – rede de Schmidt, hemisfério inferior.

IV.1.3.2. Segunda Fase de Deformação

A segunda fase de deformação Varisca (D_2) oblitera parcialmente a estrutura prévia associado à D_1 Varisca. A D_2 é responsável pela geração de dobramentos de orientação NNW-SSE, com planos axiais verticais, muito embora, estas estruturas apresentem por vezes clara vergência geométrica para WSW. As dobras D_2 são também elas cilíndricas, muito embora a sua geometria seja variável no que respeita ao ângulo de abertura, sendo possível evidenciar dobras abertas a fechadas.

As dobras apresentam uma clivagem S_2 de plano axial (que por vezes é de crenulação; Fig. 4A.4, A.5 e B), geralmente em leque. Esta apresenta uma orientação NNW-SSE, ostentando elevados pendores para E ($N16^\circ W$, $85^\circ E$; Fig. 4B), atitude que está de acordo com a vergência geométrica referida para as dobras D_2 . Pontualmente, é possível evidenciar a presença de critérios cinemáticos esquerdos associados às estruturas D_2 .

A lineação de intersecção L_2 ($S_0 \wedge S_2$) apresenta grande uniformidade, mergulhando levemente para N-NNW (19° , $N05^\circ W$; Fig. 4B). Esta lineação é sub-paralela às dobras associadas a esta fase de deformação, muito embora os eixos das dobras apresentem um ligeiro ângulo no que respeita ao sentido de mergulho e pendores ligeiramente superiores (27° , $N07^\circ E$). A variação entre a atitude da lineação de intercepção e dos eixos das dobras D_2 pode ser resultante da estruturação prévia D_1 que é posteriormente redobrada durante esta fase de deformação.

Esta fase de deformação é gerada em níveis estruturais intermédios, sendo o metamorfismo incipiente. O pico metamórfico desta região dá-se durante esta fase de deformação, atingindo a zona da clorite (Pereira & Silva, 2006).

IV.1.3.3. Deformação Tardia

Em regime frágil, mas ainda associado às fases tardias do ciclo Varisco, surgem duas famílias de fracturação principais, uma de orientação NE-SW ($N40^\circ E$ a $N53^\circ E$) e uma segunda

E-W (E-W a $S75^{\circ}E$), ambas verticalizadas. A primeira família apresenta evidências de cinemática esquerda, com desenvolvimento pontual de bandas *kink* centimétricas. Esta família, apresenta por vezes uma componente vertical, com abatimento do bloco sudoeste. É desta fase de deformação a falha que limita a este a área em estudo (Fig. 3), pondo em contacto directo a Formação de Vila Boim com a Série Negra.

IV.1.4. Considerações Finais

O padrão de afloramento presente na estrutura de Torre de Cabedal é resultante da presença de duas fases de deformação Varisca principais (Fig. 5). A primeira fase é responsável pela génese de dobras deitadas, associadas a cavalgamentos, com vergência para S-SW e que são responsáveis pela inversão da estratigrafia da região, colocando as unidades basais do Câmbrico sobre unidades mais recentes (Fm. Vila Boim), seguindo-se uma fase de deformação com geração de dobras de plano axial vertical, a ligeiramente vergente para WSW, acentuando a inversão da estratigrafia. O padrão de interferência exibido (Fig. 3 e 5) parece mostrar características intermédias entre tipo 2 e 3 de Ramsay & Huber (1987). Esta mudança de geometria no dobramento poderá ser resultante da mudança nos processos geodinâmicos actuantes na ZOM durante o Ciclo Varisco.

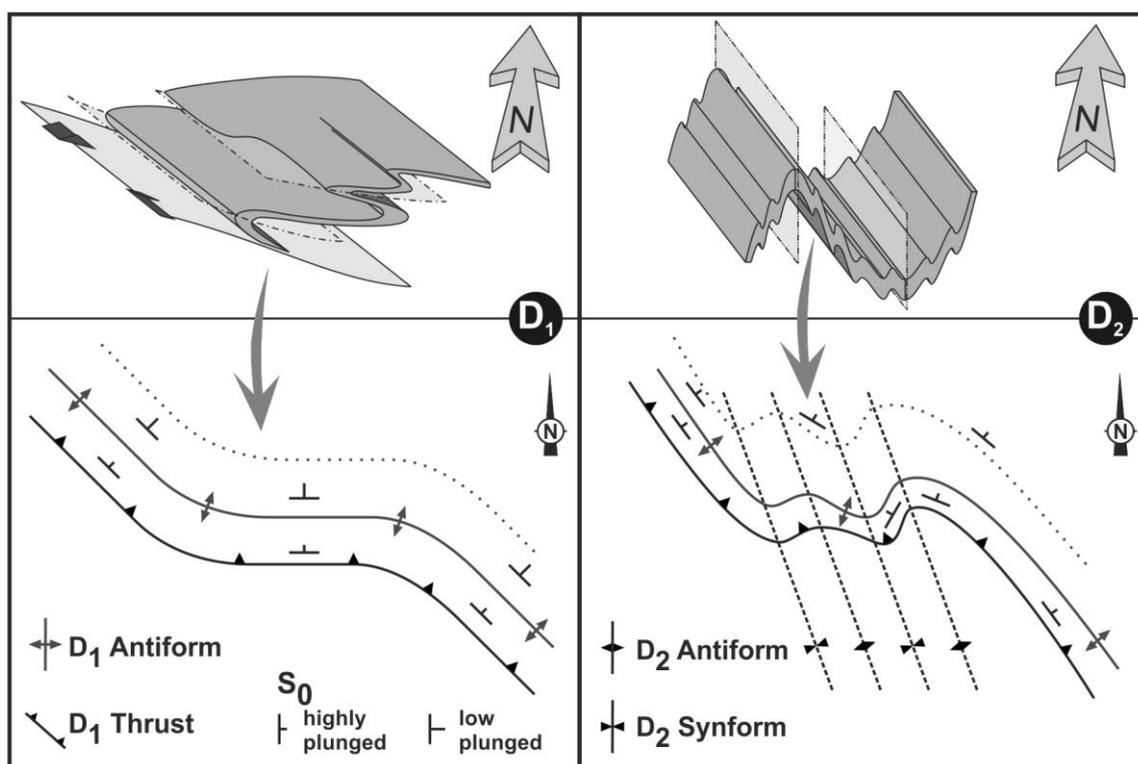


Figura 5 – Características geométricas e cinemáticas dos episódios de deformação e modelo interpretativo para o padrão de interferência para a Estrutura de Torre de Cabedal.

Referências

- Apalategui, O., Eguiluz, L., Quesada, C. (1990). Ossa Morena Zone, Structure. In: R.D. Dallmeyer and E. Martínez-García (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, 2, 80-219.
- Araújo, A., Lopes, L., Pereira, M. F., Gonçalves, F., Silva, J. B., Ribeiro, A. (1994). Novos elementos sobre a Carreamento da Juromenha (Elvas). *Anais da Universidade de Évora*, 105-109.
- Araújo, A., Piçarra de Almeida, J., Borrego, J., Pedro, J., Oliveira, J. T. (2013). As regiões central e sul da Zona de Ossa-Morena. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J.C. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal*, vol. 1, Escolar Editora, 509-549.
- Carvalho, D., Oliveira, J. T., Pereira, E., Ramalho, M., Antunes, M. T., Monteiro, J. H. (1992). Carta Geológica de Portugal na escala 1:500.000 (Folha Sul). *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- Gonçalves, F., Assunção, C.T. (1970). Notícia explicativa da folha 37-A (Elvas) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- Gozalo, R., Liñán, E., Palacios, T., Gámezvintaned, J.A. & Mayoral, E. (2003). The Cambrian of the Iberian Peninsula: an overview. *Geologica Acta* 1, 103–112. DOI:10.1344/105.000001596.
- Lopes, L. (2003). Contribuição para o conhecimento Tectono – Estratigráfico do Nordeste Alentejano, transversal Terena – Elvas. Implicações económicas no aproveitamento de rochas ornamentais existentes na região (Mármore e Granitos). Tese de Doutoramento (não publicada), Universidade de Évora, 568 p.
- Mata, J., Munhá, J. (1990). Magmatogénese de metavulcanitos câmbricos do nordeste alentejano: os estádios iniciais de "rifting" continental. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 76, 61-89.
- Oliveira, J. T., Oliveira, V., Piçarra, J.M. (1991). Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 77, 3-26.
- Pereira, M.F., Silva, J.B. (2006). Nordeste Alentejano, In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J.C. Kullberg (Eds.). *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*. Uni. Évora, Évora, 145-150.
- Ramsay, J. G., Huber, M. I. (1987). *The Techniques of Modern Structural Geology* (vol.2): Folds and Fractures. London, Academic Press, 278 p.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Pereira, M.F., Chichorro, M., Quesada, C., Pin, C., Silva, J.B. (2010). Rift related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Gondwana Research*, 17 (2–4), 392–407.

