



**Universidade de Évora - Escola de Ciências e Tecnologia**

**Mestrado em Geologia**

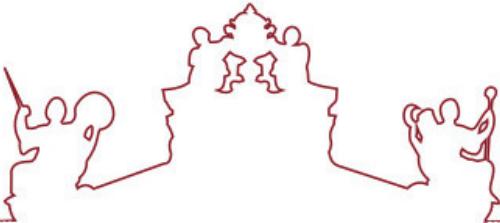
Dissertação

**A estrutura do encaixante meta-sedimentar do plutão de  
Reguengos de Monsaraz: implicações para a evolução do  
orógeno Varisco**

**Inês da Costa Caçador**

Orientador(es) | Manuel Francisco Pereira  
Ícaro Dias da Silva

Évora 2024



**Universidade de Évora - Escola de Ciências e Tecnologia**

Mestrado em Geologia

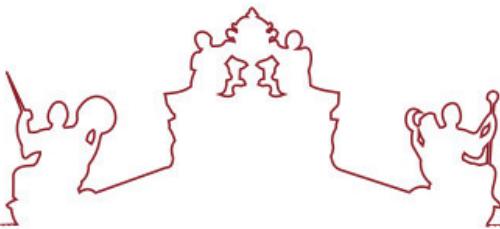
Dissertação

**A estrutura do encaixante meta-sedimentar do plutão de  
Reguengos de Monsaraz: implicações para a evolução do  
orógeno Varisco**

Inês da Costa Caçador

Orientador(es) | Manuel Francisco Pereira  
Ícaro Dias da Silva

Évora 2024



A dissertação foi objeto de apreciação e discussão pública pelo seguinte júri nomeado pelo Diretor da Escola de Ciências e Tecnologia:

Presidente | Pedro Miguel Madureira (Universidade de Évora)

Vogais | Inês Pereira (Universidade de Coimbra - Faculdade de Ciência e Tecnologia)  
(Arguente)  
Manuel Francisco Pereira (Universidade de Évora) (Orientador)

Évora 2024

Dedico este trabalho ao meu avô João e à minha avó Fernanda, que, embora já não estejam entre nós, sempre fizeram parte da minha vida. Gostaria muito de poder compartilhar esta conquista convosco, mas levo comigo o amor e os ensinamentos que me deixaram.

## Agradecimentos

Ao longo deste percurso desafiante que foi a realização da minha tese de mestrado, houve várias pessoas que desempenharam um papel essencial e às quais gostaria de expressar a minha mais profunda gratidão.

Em primeiro lugar, agradeço aos meus orientadores, Manuel Francisco Pereira e Ícaro Dias da Silva, pela confiança, dedicação e paciência que demonstraram em todas as fases deste trabalho. O vosso apoio foi fundamental para o desenvolvimento desta tese, e sem ele, este projeto não teria sido possível.

À minha melhor amiga, Beatriz Pereira, um muito obrigada especial. Pelos textos trocados, pelos conselhos valiosos e por todo o apoio que me deste ao longo destes quase quatro anos de amizade. A tua presença constante e compreensão foram cruciais para manter-me motivada e centrada.

À Inês Feliciano, um obrigada do fundo do coração. Apesar de não estarmos na mesma área de estudo, estiveste sempre ao meu lado, oferecendo-me um suporte emocional inestimável ao longo desta jornada.

Ao Igor, agradeço pela companhia constante e por me ajudares a levantar nos dias mais difíceis. A tua presença foi um alicerce de força e tranquilidade.

Um sincero obrigado também ao Vítor, que conheci logo no primeiro ano do mestrado. A tua amizade e apoio ao longo destes anos foram essenciais para ultrapassar os desafios deste percurso, e sou muito grata pela tua ajuda constante.

Gostaria ainda de agradecer ao pessoal do corfebol, que me proporcionou momentos de descontração fora do ambiente académico, permitindo-me aliviar a pressão e recarregar energias.

Agradeço à minha avó Rita, à minha tia e primas pelo apoio e confiança de que iria acabar com sucesso este trabalho.

Por fim, mas de igual importância, agradeço aos meus pais e à minha irmã pelo apoio emocional e paciência, especialmente durante os últimos meses de escrita da tese. Sem o vosso carinho e compreensão, este desafio teria sido ainda mais difícil de superar.

A todos, o meu sincero obrigado!

## **Resumo**

No presente estudo investigou-se a relação espacial e temporal entre o plutonismo Mississipiano e a deformação e metamorfismo observados no encaixante meta-sedimentar. As observações à escala meso- e microscópica permitiram constatar que: a deformação dúctil das rochas encaixantes (Formação de Barrancos, Ordovícico) resultou na transposição das suas estruturas originais, através do desenvolvimento da foliação  $S_1$  local compósita, a evolução das foliações  $S_{1a}$  e  $S_{1b}$  locais está associada a dobramento isoclinal, típico de deformação progressiva em zonas de cisalhamento dúctil, o plutão de Reguengos de Monsaraz é sin-cinemático, sin- $D_1$  local (deformação extensional  $D_2$  regional) e estruturas  $D_2$  local (deformação compressiva  $D_3$  regional) se desenvolveram sobre as estruturas  $D_1$  local. Os resultados obtidos indicam que durante a deformação extensional  $D_2$  regional, característica da evolução do orógeno Varisco no sudoeste da Ibéria, instalaram-se plutões (sin-cinemáticos) ao mesmo tempo que se desenvolvia deformação dúctil em condições de baixo-grau metamórfico no encaixante meta-sedimentar.

**Palavras-Chave:** Microtectónica, porfiroblastos sin-tectónicos, foliação compósita, plutonismo sin-cinemático, orogenia Varisca.

## **Abstract**

### **The structure of meta-sedimentary host rock of the Reguengos de Monsaraz pluton: implications for the evolution of Variscan orogen**

This study concerns the spatial and temporal relationship between Mississippian plutonism, and the deformation-metamorphism observed in the meta-sedimentary host rocks. Observations on a meso- and microscopic scale revealed that the ductile deformation of the meta-sedimentary host rocks (Barrancos Formation, Ordovician) resulted in the transposition of their original structures through the development of the local composite foliation S<sub>1</sub>, the evolution of the local foliations S<sub>1a</sub> and S<sub>1b</sub> are associated with isoclinal folding, typical of progressive deformation in ductile shear zones, the Reguengos de Monsaraz pluton is syn-kinematic, local syn-D<sub>1</sub> (regional D<sub>2</sub> extensional deformation) and local D<sub>2</sub> structures (regional D<sub>3</sub> compressional deformation) developed on top of local D<sub>1</sub> structures. The results obtained indicate that during the regional D<sub>2</sub> extensional deformation, characteristic of the evolution of the Variscan orogen in southwest Iberia, plutons (syn-kinematic) were emplaced at the same time as ductile deformation developed under low-grade metamorphic conditions in the meta-sedimentary host rocks.

**Keywords:** Microtectonics, syn-tectonic porphyroblasts, composite foliation, plutonism syn-kinematic, Variscan orogen.

## Índice

1. Introdução .....	1
1.1. O objeto de estudo .....	1
1.2. O objetivo do estudo.....	1
1.3. Metodologia.....	3
1.3.1. Pesquisa bibliográfica.....	3
1.3.2. Trabalho de campo .....	4
1.3.3. Análise estrutural à escala mesoscópica .....	6
1.3.4. Microscopia .....	6
2. Estado da Arte .....	8
2.1. Zonas de cisalhamento.....	8
2.1.1. Estruturas que se formam em zonas de cisalhamento .....	10
2.2. Enquadramento geológico regional .....	14
2.2.1. Maciço Ibérico .....	14
2.2.2. Zona de Ossa-Morena (ZOM) .....	15
2.2.2.1. Estratigrafia .....	17
2.2.2.2. Magmatismo .....	21
2.2.2.3. Deformação e metamorfismo .....	22
2.3. Enquadramento geológico da área de estudo.....	24
2.3.1. Estratigrafia.....	25
2.3.2. Magmatismo .....	26
2.3.3. Deformação e metamorfismo .....	27
3. Resultados .....	29
3.1. Análise estrutural de cortes geológicos .....	29
3.1.1. Análise das estruturas em taludes em Monsaraz e no Telheiro .....	29
3.1.2. Análise das estruturas na pedreira de Mourão .....	33
3.2. Microtectónica .....	37
4. Discussão .....	43
4.1. O desenvolvimento da foliação $S_1$ nas rochas meta-sedimentares da Formação de Barrancos .....	43

4.2. As mudanças de textura das rochas meta-sedimentares da Formação de Barrancos e o comportamento dos diques/veios de quartzo, relacionadas com instalação do plutão de Reguengos de Monsaraz.....	45
4.3. Implicações para o aperfeiçoamento dos modelos tectónicos sobre o orógeno Varisco no sudoeste da Ibéria .....	47
5. Conclusão.....	50
6. Referências Bibliográficas .....	52

## **Lista de Figuras**

Figura 1.1 - Mapa geológico simplificado da região de Reguengos de Monsaraz onde mostra a relação entre o plutão de Reguengos de Monsaraz e a rocha encaixante metasedimentar e a localização das amostras BR-10, BR-11, BR-12, BR-14.1, BR-14.2, BR-15.1, BR-24.1, BR-24.2, BR-29, MR-1, MR-2 e dos dois taludes estudados. Adaptado de Barros e Carvalhosa (1967a); Carvalhosa e Zbyszewski (1990); Perdigão (1971a, 1976).....	5
Figura 1.2 - Fotografia aérea da pedreira de Mourão com identificação do local dos pisos e das paredes fotografadas para este estudo. <b>Fonte:</b> Google Earth.....	6
Figura 2.1 – Esquema de uma zona de cisalhamento desenvolvida em condições de deformação dúctil a frágil. Adaptado de Passchier e Trouw (2005).....	9
Figura 2.2 - Esquema representativo da divisão em domínios de clivagem e microlithons e diferença entre clivagem de fratura e clivagem de crenulação. Adaptado de Passchier e Trouw (2005) .....	11
Figura 2.3 – Esquema ilustrativo das foliações presentes em zonas de cisalhamento dúctil. A preto tracejado está a orientação da zona de cisalhamento com o movimento que, neste caso, é direito, a azul os planos S, a amarelo os planos C e a roxo os plano C'.....	12
Figura 2.4 - Mapa esquemático da Orogenia Varisca com localização do Maciço Ibérico (a). ZC- Zona Cantábrica, ZOAL- Zona Oeste Asturio-Leonesa, ZGTM-Zona de Galiza-Trás-os-Montes, ZCI- Zona Centro-Ibérica, ZOM- Zona de Ossa-Morena, ZSP-Zona Sul Portuguesa e ZPL- Zona do Pulo do Lobo. Retirado de Dias da Silva et al. (2023; 2024). .....	15
Figura 2.5 – (A) Maciço Ibérico e as suas subdivisões, o quadrado verde refere-se ao esquema (B); (B), mapa esquemático com a localização dos setores da ZOM. ZC- Zona Cantábrica, ZOAL- Zona Oeste Asturio-Leonesa, ZGTM-Zona da Galiza-Trás-os-Montes, ZCI- Zona Centro-Ibérica, ZOM- Zona de Ossa-Morena, ZSP-Zona Sul Portuguesa, ZPL- Zona do Pulo do Lobo e COBA-Complexo Ofiolítico Beja-Acebuches. Modificado de Dias da Silva et al. (2023).....	17
Figura 2.6 - Dados geocronológicos do magmatismo presente na ZOM. Adaptado de Simancas et al. (2004). .....	21
Figura 2.7 – Esquema ilustrativo da formação e evolução dos domas gnáissicos e de bacias sedimentares no Mississipiano. A azul-claro está a infraestrutura e a branco a supraestrutura. Retirado de Dias da Silva et al. (2018).....	24

Figura 2.8 - Mapa geológico simplificado da região de Reguengos de Monsaraz.	
Adaptado de Carvalhosa e Zbyszewski (1990), Barros e Carvalhosa (1967a) e Perdigão (1971a, 1976). Nota: As foliações representadas no mapa usam a nomenclatura regional.	25
Figura 3.1 - Mapa geológico esquemático da zona de Reguengos de Monsaraz, Monsaraz e Mourão com localização da área dos taludes estudados. 1) área 1, estrada a caminho do castelo de Monsaraz e 2) área 2 na localidade de Telheiro. Nota: As foliações representadas no mapa usam a nomenclatura regional.....	29
Figura 3.2 – Esquema ilustrativo das observações de campo na área 1 respeitante à análise estrutural dos taludes. A) crenulação da foliação $S_{1a}$ que transpõe a estratificação ( $S_0$ ) numa charneira de dobra com plano axial de baixo pendor paralelo a $S_{1b}$ . B) Dobramento com clivagem de plano axial sub-vertical $S_2$ .....	30
Figura 3.3 - Detalhe de veios de quartzo dobrados. (A) Dobras com plano axial $S_{1b}$ e (B) Boudins e estruturas pinch and swell paralelos à foliação $S_{1a}$ afetados por dobras de plano axial $S_{1b}$ .....	31
Figura 3.4 – Corte esquemático do afloramento do talude da área 2 (Telheiro). (A) Dobras de arraste delimitadas por veios de quartzo instalados ao longo de zona de cisalhamento $D_1$ , paralela à foliação $S_{1b}$ , delimitando dobras intrafoliares que afetam $S_{1a}$ ; (B) Dobra isoclinal $D_1$ local com dobras de menor ordem a afetar $S_{1a}$ na charneira, com $S_{1b}$ de plano axial; (C) Antiforma $D_2$ local com dobras de menor ordem bem marcadas na charneira. Note-se que afeta uma foliação ( $S_{1b}$ ), a qual delimita dobras intrafoliares que contêm $S_{1a}$ que transpõe $S_0$ .....	32
Figura 3.5 - Fotografia do afloramento da corneana pelítica no talude à saída do Telheiro, no contacto com o plutão de Reguengos de Monsaraz, e respetiva interpretação.	33
Figura 3.6 - Afloramento da parede da pedreira de Mourão, mostrando o desenvolvimentos de dobras intrafoliares $D_1$ .....	34
Figura 3.7 - Detalhe das dobras em veios de quartzo e relação com as foliações $S_{1a} // S_0$ e $S_{1b}$ .....	35
Figura 3.8 - Dobras intrafoliares na foliação $S_1//S_0$ com planos axiais paralelos à foliação $S_{1b}$ .....	35
Figura 3.9 - Detalhe das formas assumidas pela foliação $S_{1a}$ ou $S_1//S_0$ . (A) $S_{1a}$ ou $S_1//S_0$ em formato de ocelos mostrando alguma continuidade; (B) Formato de ocelos desagregados em $S_{1a}$ ou $S_1//S_0$ e charneira isolada com foliação interna perpendicular a	

S1b. S1a ou S1//S0 – foliação 1a ou estratificação paralela a foliação S1 e S1b – foliação 1b ..... 36

Figura 3.10 – (A) Agregado de veios de quartzo fortemente dobrados e boudinados em conjunto, com acomodação da foliação S1 (transponto S0); (B) Detalhe do agregado de veios de quartzo com planos axiais sub-horizontais no interior do boudin formando uma estrutura pinch and swell..... 37

Figura 3.11 - Fotomicrografia e correspondente interpretação das amostras de metapelitos (encaixante meta-sedimentar do plutão de Reguengos de Monsaraz); A e C correspondem à amostra BR-12 em nicóis paralelos, B corresponde à amostra BR-15.1, em nicóis cruzados e D corresponde à amostra BR-10, em nicóis paralelos. (A) Crenulação da foliação S<sub>1a</sub> por S<sub>1b</sub>//S<sub>0</sub>; (B) Clivagem de crenulação; (C) Porfiroblasto “fantasma” de andaluzite (var. quiastolite) rodado contendo no seu interior a foliação S<sub>1a</sub> e no seu exterior S<sub>1b</sub> ligeiramente afetada pelo dobramento D<sub>2</sub> local, de plano axial S<sub>2</sub> que não a penetra; (D) Banda de cisalhamento C-S da fase D<sub>1</sub> local constituída por clorite; Chl - Clorite; Op - minerais opacos; C-plano de cisalhamento; S - plano S..... 39

Figura 3.12 – (A) e (C) Fotomicrografias em nicóis paralelos dos fabrics observados nas lâminas delgadas das amostras BR-10 e BR-14.2, respetivamente; (A) - Distinção de bandas de quartzo e de bandas de micas, veios de quartzo e minerais opacos oblíquos à foliação S<sub>1b</sub> e paralelos a S<sub>1a</sub>. (B) fotografia de amostra de metapelite (encaixante meta-sedimentar do plutão de Reguengos de Monsaraz) mostrando a relação do bandado quartzoso e micáceo com a cinemática ao longo dos planos S<sub>1b</sub> (amostra BR-14.2); (C) minerais opacos a definir sigmoides contornados por S<sub>1b</sub> com S<sub>1a</sub> crenulado no interior..... 40

Figura 3.13 - Fotomicrografias em nicóis paralelos da amostra BR-24.2 (corneana pelítica) e interpretação. (A) orientação da biotite, andaluzite e minerais opacos, que se desenvolveram sobre uma foliação anterior (S<sub>1</sub> local) definida por moscovite que substitui possivelmente silimanite fibrosa (fibrolite). (B) Evidência de blastese de biotite, andaluzite e cordierite post-cinemáticas, sobre a foliação S<sub>1</sub> local definida por moscovite e fibrolite cinemática. (C) Detalhe de moscovite que possivelmente substituiu a fibrollite. A moscovite substitui parcialmente a silimanite na matriz, indicando retrogradação contemporânea do crescimento dos blastos pós-cinemáticos. correspondente à foliação S<sub>1</sub> local. And - andaluzite; Qz - Quartz; Crd – Cordierite, Ms - Moscovite e Bt - Biotite. .... 41

Figura 3.14 – Fotomicrografias das amostras MR-1 (B, nicóis cruzados) e MR-2 (A, nicóis paralelos) e interpretação. (A) Microfraturas preenchidas por minerais opacos, biotite

cloritizada e clorite; B – Grãos de quartzo alongados com extinção ondulante e subgranulação a definir o microfabric S<sub>1</sub>. Qz – Quartzo..... 42

Figura 4.1 – Esquema ilustrativo da evolução estrutural da área de estudo relacionada com a deformação progressiva associada à fase de deformação D<sub>1</sub> local. S<sub>0</sub> – Estratificação; S<sub>1</sub>, S<sub>1a</sub> e S<sub>1b</sub> – Foliação formada durante a fase de deformação D<sub>1</sub> local. ..... 44

Figura 4.2 – Evolução textural e mineralógica das rochas da Formação de Barrancos aquando afetadas pela intrusão sofrendo metamorfismo térmico sin-S<sub>1</sub> local. Crd: cordierite; Sil: silimanite; Bt: biotite e And: andaluzite..... 46

Figura 4.3 – Relação estrutural dos veios/diques de quartzo e evolução da complexidade com o avanço da deformação progressiva D<sub>1</sub> local. ..... 47

Figura 4.4 - Modelo tectónico ilustrativo da formação de domas gnáissicos e plutonismo no Mississipiano, mostrando a distribuição das fácies metamórficas com ligação aos termos supraestrutura e infraestrutura controlados pelo desenvolvimento de uma zona de cisalhamento extensional D<sub>2</sub> regional..... 49

## **Lista de Abreviaturas, Siglas e Acrónimos**

ca. – circa (cerca de)

cm - centímetro

COBA - Complexo Ofiolítico Beja-Acebuches

i.e. - id est (isto é)

km - quilómetro

mm - milímetro

Ma - milhões de anos

MI - Maciço Ibérico

ZC - Zona Cantábrica

ZCI - Zona Centro-Ibérica

ZGTM – Zona de Galiza-Trás-os-Montes

ZOAL - Zona Oeste Asturio-Leonesa

ZOM - Zona de Ossa-Morena

ZPL - Zona do Pulo do Lobo

ZSP - Zona Sul Portuguesa

## **1. Introdução**

### **1.1. O objeto de estudo**

A presente dissertação de Mestrado em Geologia debruça-se sobre a deformação e metamorfismo das rochas encaixantes do plutão de Reguengos de Monsaraz, situado a cerca de 40 km a sudeste de Évora. Este plutão de idade Carbónico inferior está essencialmente encaixado pelas rochas meta-sedimentares do Paleozoico inferior pertencentes ao setor Estremoz - Barrancos (Alentejo) da Zona de Ossa-Morena (ZOM).

### **1.2. O objetivo do estudo**

O objetivo deste estudo consiste em analisar do ponto de vista estrutural qual a relação espacial e temporal que existe entre os quartzodioritos e os granitos do plutão Mississipiano de Reguengos de Monsaraz e o encaixante meta-sedimentar que, de forma geral, é atribuído ao Ordovícico Inferior (i.e. Formação de Barrancos), numa região que se estende entre Monsaraz e Mourão (Alentejo). Esta informação é essencial para discutir e aperfeiçoar o conhecimento científico sobre: 1) as mudanças de textura que ocorrem nas rochas encaixantes de um plutão instalado numa zona de cisalhamento ativa; 2) o desenvolvimento de texturas de origem tectónica nas rochas encaixantes que levaram à transposição da estratificação e de outras texturas primárias, durante o desenvolvimento de uma zona de cisalhamento em baixo grau metamórfico; e 3) os modelos tectónicos sobre a evolução do orógeno Varisco no sudoeste da Ibéria.

Os plutões que intruíram no decorrer de um episódio de deformação são classificados como sin-cinemáticos ou sin-tectónicos. Estes corpos magmáticos podem apresentar, de forma mais ou menos desenvolvida, uma foliação magnética que sugere que o magma foi instalado sob influência da deformação coaxial ou não-coaxial que afetava as rochas encaixantes. A presença no encaixante de diques compósitos associados ao magmatismo e relacionados com fluidos resultantes do metamorfismo de contacto, que se apresentem heterogeneamente deformados é também uma característica comum à instalação de plutões sin-cinemáticos ao longo de zonas de cisalhamento (Passchier et al., 2005).

Nas zonas de cisalhamento, as rochas meta-sedimentares tendem a desenvolver um *fabric* (ou textura) planar tectónico que se paraleliza com (ou transpõe) a estratificação. As camadas que definem a estratificação tendem a ser adelgaçadas nos flancos e engrossadas nas charneiras das dobras, ao longo da direção da foliação principal dando origem a uma nova combinação de níveis de diferente composição litológica separando os componentes

filossilicatados dos arenosos, que representam uma “pseudo-estratigrafia”. Nestes casos, as relações estruturais sugerem que a foliação se desenvolveu paralelamente a uma estratificação, formada originalmente num ambiente sedimentar com abundantes e abruptas mudanças rítmicas de granulometria que mimetiza e oblitera a estratificação original. No entanto, uma observação mais detalhada verifica que os novos níveis litológicos, descontínuos e com espessura variável, são o resultado da transposição da estratificação pela deformação dúctil (Davis e Reynolds, 1996).

A compreensão dos processos que conduzem à formação de zonas de cisalhamento e a sua relação espacial e temporal com o plutonismo é fundamental para aperfeiçoar os modelos propostos para a evolução de orógenos. O modelo tectónico que se desenvolveu nos anos noventa do século passado (Quesada et al., 1994) para explicar a evolução do orógeno Varisco no sudoeste da Ibéria, e que foi sendo aperfeiçoados (Ribeiro et al., 2007, 2010), admite que a estrutura da crosta que se desenvolveu no Paleozoico superior resultou de uma sequência de fases de deformação consecutivas em regime compressivo. No entanto, outros modelos mais recentes discutem esta interpretação e consideram que a evolução tectónica terá envolvido um evento extensional intra-orogénico no Mississipiano (Carbónico inferior). Esta fase de deformação que se desenvolveu em regime extensional relacionou-se, provavelmente, com o colapso causado pela instabilidade gravítica que terá ocorrido posteriormente ao espessamento inicial da crosta continental (Pereira et al., 2009), ou que esteve associado à instalação de uma pluma mantélica (Simancas et al., 2009). Estes modelos tectono-metamórficos mais recentes permitiram admitir que a complexa arquitetura da crosta poderá ter resultado da alternância de fases de deformação desenvolvidas em regime compressivo e extensional. Apesar desta divergência que existe quanto à interpretação do regime de deformação, é consensual que a colisão continental entre a Laurussia e o Gondwana terá ocorrido no Devónico Superior, com o fecho do Oceano Rheic. Os modelos tectónicos que consideram o adelgaçamento da crosta continental no Mississipiano por efeito do evento extensional intra-orogénico, sugerem que terá ocorrido a ascensão de uma importante frente térmica, associada a plutonismo sin-cinemático e à formação de domas gnáissicos cuja exumação esteve relacionada com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento sub-paralelas à superfície do planeta (Pereira et al., 2012a; Dias da Silva et al., 2018; 2023). É neste contexto tectónico que iremos discutir os resultados desta dissertação de Mestrado.

### **1.3. Metodologia**

A metodologia neste trabalho compreendeu quatro etapas essenciais: 1) pesquisa bibliográfica; 2) trabalho de campo; 3) análise estrutural à escala mesoscópica e 4) análise petrográfica e microtectônica.

#### **1.3.1. Pesquisa bibliográfica**

A bibliografia consultada diverge consoante os temas que foram descritos. Para os conceitos teóricos nomeadamente a descrição das zonas de cisalhamento e das estruturas nelas presentes utilizaram-se os trabalhos de Ramsay (1980), Ghosh (1993), Davis e Reynolds (1996), Passchier e Trouw (2005) e Finch et al. (2020).

Com o objetivo de enquadrar a área de estudo no contexto mais regional do Maciço Ibérico usaram-se os trabalhos de Lotze (1945), Ribeiro (1974), Ribeiro et al. (1979), Franke (1989), Robardet e Gutiérrez-Marco (2004), Julivert et al. (1972), Oliveira (1990), Pérez Estaún e Bastida (1990), Quesada et al. (1994), Borrego et al. (2005), Sánchez-García et al. (2008), Martínez Catalán et al. (2009), Braudet et al. (2010), Pereira et al. (2012b), Murphy e Nance (2013), Oliveira et al. (2013), Murphy et al. (2016), Pereira et al. (2017), Azor et al. (2019), Oliveira et al. (2019), Quesada e Oliveira (2019) e Dias da Silva et al. (2023).

A descrição sumária dos diferentes domínios tectono-estratigráficos da Zona de Ossa-Morena foi preparada com base nos trabalhos de Munhá et al. (1986), Quesada (1990), Oliveira et al. (1991), Quesada et al. (1994), Carvalho et al. (1971) e Ribeiro et al. (2007); para a estratigrafia recorreu-se às publicações de Mata e Munhá (1990), Oliveira et al. (1991), Quesada (1996), Piçarra (2000), Azor et al. (2008), Chichorro et al. (2008), Pereira et al. (2008), Pereira et al. (2009), Sánchez-García et al. (2010), Machado et al. (2012), Pereira et al. (2012b), Jesus et al. (2016) e Pereira et al. (2020); para o magmatismo foram selecionados os artigos de Simancas et al. (2004), Sánchez-García et al. (2008), Sánchez-García et al. (2010), Rubio Pascual et al. (2013), Pereira et al. (2017), Dias da Silva et al. (2018) e Pereira et al. (2023b) e para a deformação e metamorfismo usaram-se os estudos de Zwart (1979), Ribeiro et al. (2007), Pereira et al. (2009), Ribeiro et al. (2009), Moita et al. (2015), Pereira et al. (2015), Pereira et al. (2017), Dias da Silva et al. (2018), Azor et al. (2019), Dias da Silva et al. (2021), Pereira et al. (2022), Rodríguez et al. (2022), Vanardois et al. (2022), Dias da Silva et al. (2023), Pereira et al. (2023a) e Pereira et al. (2023b).

Por último, com o intuito de caracterizar a Geologia da área de estudo, foram consultadas quatro cartas geológicas nomeadamente, a Folha 40-B de Reguengos de Monsaraz

(Carvalhosa e Zbyszewski, 1991), a Folha 40-D de Portel (Barros e Carvalhosa, 1967a), a Folha 41-C de Mourão (Perdigão, 1976), a Folha 41-A de Monsaraz (Perdigão, 1971a) e as respetivas notícias explicativas de autoria de Barros e Carvalhosa (1967b), Carvalhosa e Zbyszewski (1991) e Perdigão (1971b, 1980). Além destes trabalhos, usou-se o trabalho de referência de Oliveira et al. (1991) para descrever a estratigrafia, os trabalhos de Antunes et al. (2010 e 2011) sobre a idade e características do plutonismo local, e o trabalho de Araújo et al. (2013) da deformação e metamorfismo deste domínio da ZOM.

### 1.3.2. Trabalho de campo

O trabalho de campo teve como base topográfica as Cartas Militares à escala 1:25.000 do Instituto Geográfico do Exército (IGeoE) números 462, 463, 473, 474, 482 e 483, e as imagens de satélite disponíveis no Google Earth. A informação geológica foi consultada nas Cartas Geológicas de Portugal à escala 1:50.000: 40-B Reguengos de Monsaraz (Carvalhosa e Zbyszewski, 1991), 40-D Portel (Barros e Carvalhosa, 1967a), 41-C Mourão (Perdigão, 1976a) e 41-A Monsaraz (Perdigão, 1971a).

Durante as campanhas de campo realizou-se amostragem de rochas metasedimentares encaixantes do plutão de Reguengos de Monsaraz, observaram-se e reportaram-se as relações entre estratificação/foliação, veios/diques, foliações, dobras e falhas, e efetuaram-se medições. Foram estudados afloramentos em taludes, nomeadamente na estrada M514 que passa em Monsaraz (no trecho entre as coordenadas geográficas: Latitude, 38°26'31.94"N; Longitude, 7°22'47.38"W e Latitude, 38°26'12.87"N; Longitude, 7°22'58.23"W) e na localidade de Telheiro (coordenadas geográficas: Latitude, 38°27'9.68"N; Longitude, 7°22'34.88"W e Latitude, 38°27'7.84"N; Longitude, 7°23'0.17"W) (Figura 1.1). Foram ainda estudadas as paredes de uma pedreira de xisto em Mourão por apresentar uma forte tridimensionalidade dos aspetos tectónicos que afetam as litologias estudadas (coordenadas geográficas: Latitude, 38°22'44.03"N; Longitude, 7°20'59.51"W) (Figura 1.1).

Em resultado da amostragem foram colhidas 11 amostras: BR-10, BR-11, BR-12, BR-14.1, BR-14.2, BR-15.1 e BR-29 (metapelitos), BR-24.2 e BR-24.1 (corneanas pelíticas), MR-1 e MR-2 (veios de quartzo) (Figura 1.1). As amostras BR-10, BR-11 e BR-12 provieram dos taludes da estrada M514 nas imediações de Monsaraz (coordenadas geográficas: Latitude, 38°23'44.89"N; Longitude, 7°20'5.46"W) e a amostra BR-15.1 foi a colhida num talude de estrada perto de Mourão. As amostras BR-24.1 e BR-24.2 foram

colhidas nas imediações e dentro da auréola de metamorfismo de contacto do plutão de Reguengos de Monsaraz, em taludes de estrada à saída da localidade de Telheiro (a Norte de Monsaraz), que se dirige para Oeste no sentido de Corval-Reguengos de Monsaraz (coordenadas geográficas: Latitude, 38°27'7.67"N; Longitude, 7°22'59.85"W). As amostras BR-14.1, BR-14.2, BR-29, MR-1 e MR-2 foram colhidas na pedreira em Mourão.

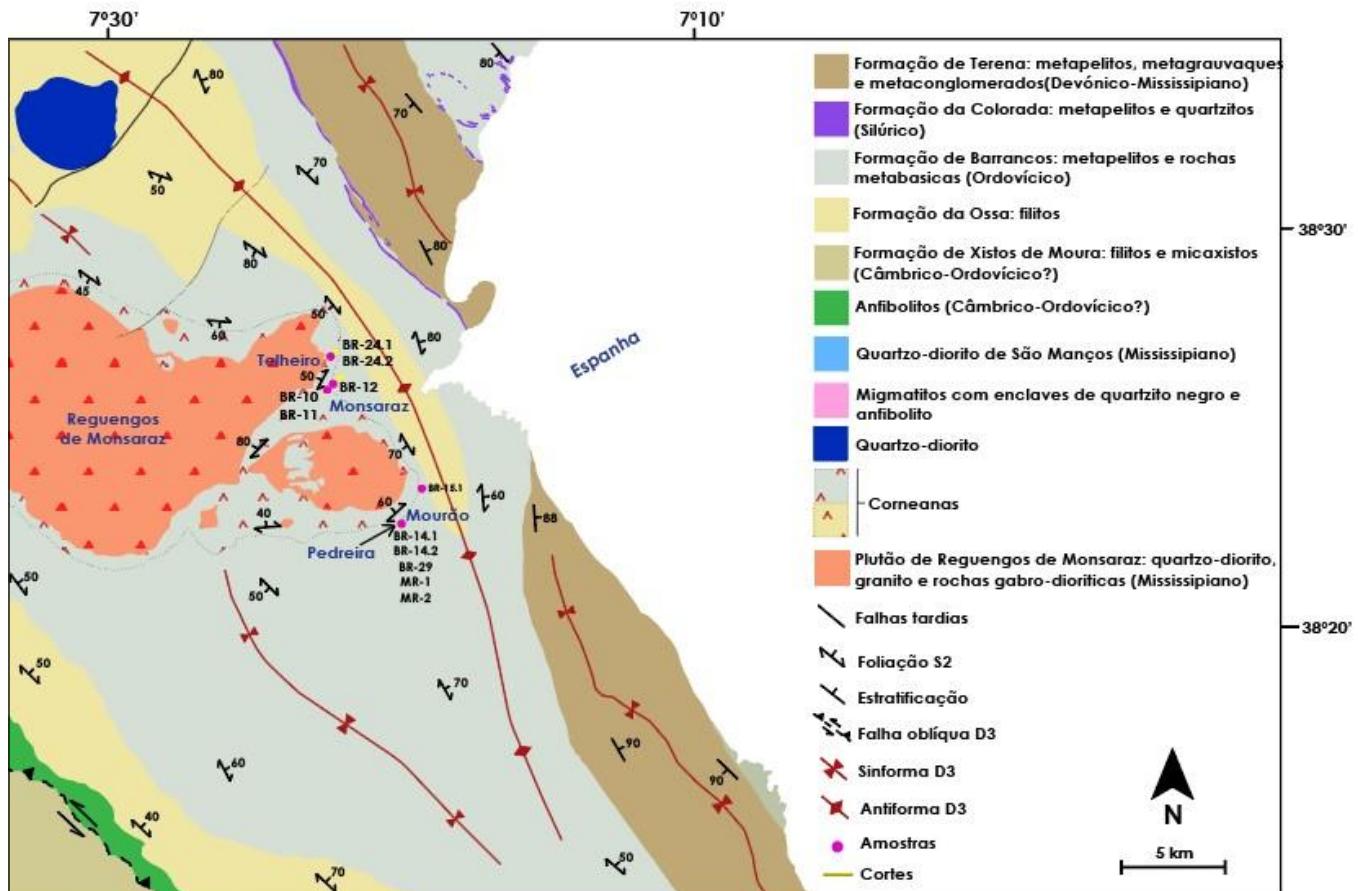


Figura 1.1 - Mapa geológico simplificado da região de Reguengos de Monsaraz onde mostra a relação entre o plutão de Reguengos de Monsaraz e a rocha encaixante meta-sedimentar e a localização das amostras BR-10, BR-11, BR-12, BR-14.1, BR-14.2, BR-15.1, BR-24.1, BR-24.2, BR-29, MR-1, MR-2 e dos dois taludes estudados. Adaptado de Barros e Carvalhosa (1967a); Carvalhosa e Zbyszewski (1990); Perdigão (1971a, 1976).

Na pedreira de Mourão efetuou-se uma reportagem fotográfica com o objetivo de identificar as estruturas nas paredes expostas nos três pisos da exploração (Figura 1.2). No piso 2 e 3 apenas se fotografaram duas paredes ortogonais em cada piso cuja direção tem como azimute 162° e 90° para o piso 2, e 100° e 190° para o piso 3. No piso 1 fotografaram-se cinco paredes, com direção dada pelo azimute de 190°, 180°, 100° e 90°.



Figura 1.2 - Fotografia aérea da pedreira de Mourão com identificação do local dos pisos e das paredes fotografadas para este estudo. **Fonte:** Google Earth.

### 1.3.3. Análise estrutural à escala mesoscópica

Usando a reportagem fotográfica que se realizou nas paredes selecionadas da pedreira de Mourão procedeu-se à cartografia e interpretação das estruturas observadas nas rochas meta-sedimentares do encaixante (foliação/estratificação, transposição, dobramento, instalação de veios no encaixante) com o auxílio do programa *Adobe Illustrator*. Destaca-se a presença de diques/veios de quartzo heterogeneamente deformados e com diferentes relações geométricas com a foliação mais antiga ( $S_0//S_1$ ) e a foliação mais recente ( $S_2$ ).

### 1.3.4. Microscopia

As amostras que foram utilizadas para preparar as lâminas polidas e delgadas foram colhidas na região que se localiza a leste do plutão de Reguengos de Monsaraz, perto das localidades de Monsaraz e de Mourão (Figura 1.1). Usando as amostras BR-10, BR-11, BR-12, BR-15.1, BR-24.1 e BR-24.2 elaboraram-se, respectivamente, 6 lâminas polidas. Com as amostras BR-14.1, BR-14.2, BR-29, MR-1 e MR-2 produziram-se 6 lâminas delgadas e para a amostra BR-29 fizeram-se duas lâminas orientadas paralelamente à linearização de estiramento mineral e perpendicularmente a esta, representando aproximadamente a direção das paredes da pedreira de Mourão. Todas as lâminas foram observadas ao microscópio de luz

transmitida Leica DM750 P com câmara digital integrada de 12 Mpx. As observações focaram-se nas relações entre os diferentes elementos estruturais (foliação, microdobras, micro zonas de cisalhamento e os seus critérios de movimento) e as paragéneses minerais, na determinação da relação entre os porfiroblastos formados durante a instalação do plutão, com a foliação da matriz, e o padrão de inclusões internos que definem a foliação englobada por estes blastos, de forma a definir os critérios de movimento. As lâminas polidas, poderão ser mais tarde usadas em estudos petrológicos incluindo análises quantitativas de química mineral com microssonda eletrónica. Estes resultados de química mineral serão úteis, em trabalhos futuros, para a determinação precisa das condições de pressão e temperatura (P-T) das associações minerais relativas ao metamorfismo regional e de contacto sin-cinemáticos com os *fabrics* tectónicos identificados nas rochas encaixantes do plutão de Reguengos de Monsaraz.

## **2. Estado da Arte**

Neste capítulo estão resumidos os principais conceitos teóricos sobre zonas de cisalhamento, o platonismo sin-cinemático e os enquadramentos regional e local, que irão permitir contextualizar a discussão dos resultados obtidos neste estudo.

### **2.1. Zonas de cisalhamento**

A deformação não é um processo geológico com distribuição uniforme na crosta terrestre e, para além disso, tem característica de variar consoante os tipos de litologias. A deformação tende a ter uma distribuição heterogénea concentrando-se usualmente com maior intensidade em zonas planares, designadas de zonas de cisalhamento, as quais acomodam movimento entre blocos rígidos (Passchier e Trouw, 2005). As zonas de cisalhamento podem formar-se em regiões da crosta que podem estar sob a influência de tectónica transcorrente, convergente ou extensional. Segundo Ramsay (1980), as zonas de cisalhamento podem estar relacionadas com deformação frágil e/ou com deformação dúctil, admitindo-se termos de transição frágil-dúctil e dúctil-frágil. Desta forma, as zonas de cisalhamento podem ser classificadas em: 1) zonas de cisalhamento frágeis; 2) zonas de cisalhamento dúcteis; 3) zonas de cisalhamento frágil-dúctil (com predominância de deformação frágil, mas a dúctil também representa parte importante); e 4) zonas de cisalhamento dúctil-frágil (onde predomina a deformação dúctil relativamente à deformação frágil) (Passchier e Trouw, 2005; Ghosh, 1993). As zonas de cisalhamento de maior dimensão, que cortam grandes segmentos de crosta, podem incluir as diferentes classificações, de acordo com a profundidade, definindo diferentes níveis estruturais (Figura 2.1). As zonas de cisalhamento frágil são típicas de andares estruturais superficiais enquanto as zonas de cisalhamento dúctil caracterizam os níveis estruturais mais profundos, onde as condições de temperatura e pressão são mais elevadas (Passchier e Trouw, 2005; Ghosh, 1993). A transição da zona de cisalhamento frágil para a zona de cisalhamento dúctil pode ser gradual e depende de fatores como a litologia, o gradiente geotérmico, a presença de fluídos, a taxa de deformação e o campo de tensões (Passchier e Trouw, 2005).

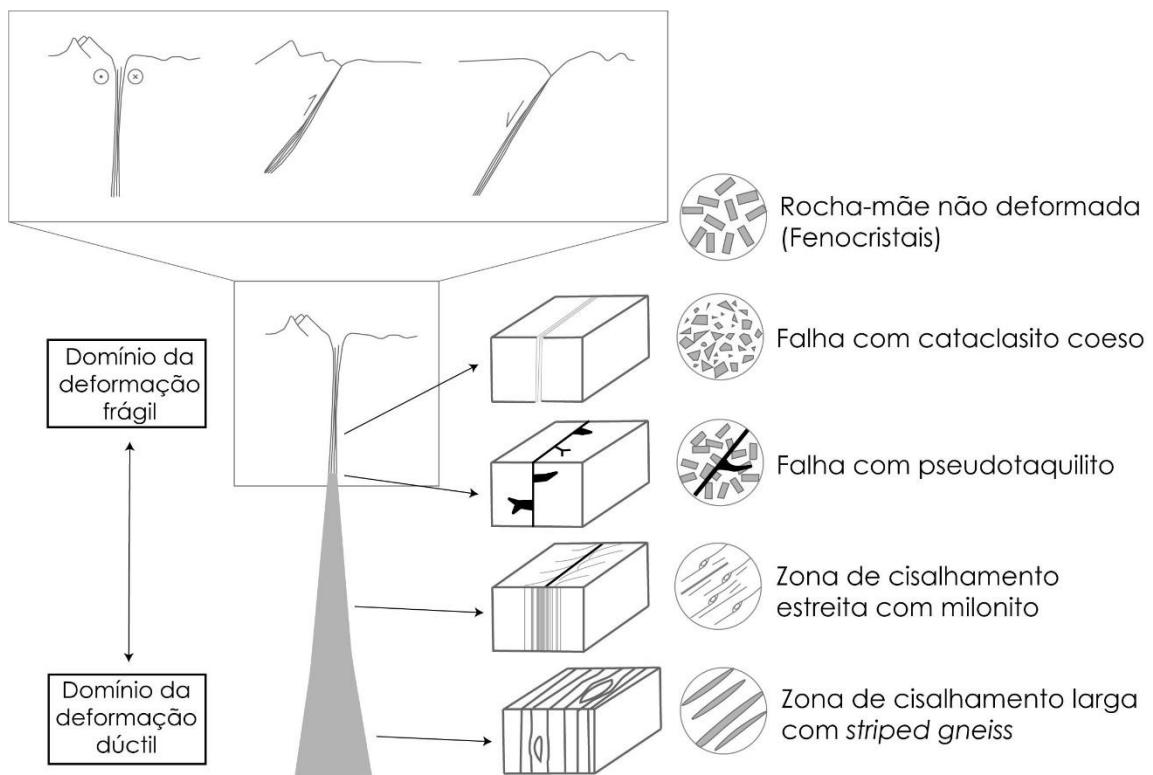


Figura 2.1 – Esquema de uma zona de cisalhamento desenvolvida em condições de deformação dúctil a frágil. Adaptado de Passchier e Trouw (2005).

As rochas que resultam da deformação em zonas de cisalhamento são designadas por tectonitos e podem ter classificações diferentes consoante o tipo de deformação frágil ou dúctil (Figura 2.1). As que se formam numa zona de cisalhamento frágil são denominadas de cataclasitos que desenvolvem uma textura brechóide sem orientação preferencial. Nas zonas de cisalhamento dúctil os tectonitos têm uma textura com orientação preferencial (foliação) e apresentam evidências de redução do grão original, designando-se por milonitos. Nas zonas de cisalhamento que se desenvolvem a maior temperatura, nos níveis estruturais mais profundos, o tectonito pode apresentar uma textura gnáissica e classifica-se como *striped gneiss* (Passchier e Trouw, 2005).

O termo milonito é meramente estrutural e por isso, não dá indicação sobre a composição mineralógica da rocha deformada. Os milonitos (do grego “mylos” que significa moagem) distinguem-se pela diminuição do tamanho do grão e pela formação de um bandado (ou foliação) bem definido (Passchier e Trouw, 2005), com a separação por dissolução e recristalização dinâmica de minerais plano-lineares (como os filossilicatos e os inossilicatos, por exemplo) e dos granulosos (como é o caso do quartzo, do feldspato e dos nesossilicatos, por exemplo) (Ghosh, 1993). Inicialmente a rocha original, ou protólito, é

submetida a um campo de tensões induzindo a deformação inter-, trans- e intra-cristalina. A deformação intra-cristalina resulta na migração dos defeitos pontuais, lineares e planares que existem nas redes cristalinas. À medida que a deformação intra-cristalina vai progredindo surgem diferentes microestruturas nos grãos deformados. O mesmo tipo de microestrutura pode formar-se em diferentes minerais e ocorre de acordo com as condições de temperatura em que se dá a deformação da rocha. Diferentes microestruturas podem ser observadas no mesmo grão. A deslocação dos defeitos da rede cristalina pode conduzir à formação de emaranhados (aumento da densidade de defeitos) que contribui para que o grão apresente endurecimento (“*strain hardening*”). O endurecimento é responsável por dificultar o prosseguimento da deformação da rocha. Caso haja continuação da deformação e aumento progressivo da temperatura, os grãos são sujeitos ao processo de recuperação (“*recovery*”) que contraria o mecanismo de endurecimento. Durante o mecanismo de recuperação, a densidade dos emaranhados de defeitos da rede cristalina tende a ser reduzida. A deslocação dos defeitos cria microestruturas como a extinção ondulante (o grão não se extingue uniformemente), muito comum nos tectonitos, que pode surgir associada a outra microestrutura designada por lamelas/bandas de deformação e ao desenvolvimento de subgrãos. Os defeitos tendem a concentrar-se em determinados domínios do grão, diminuindo a densidade de defeitos noutros domínios, formando-se as fronteiras irregulares dos subgrãos. Deste modo, surgem domínios relativamente livres de defeitos entre as fronteiras de subgrãos, que facilitam que a deformação possa prosseguir através da formação de novos grãos, no que se designa por recristalização dinâmica (Passchier e Trouw, 2005).

#### 2.1.1. Estruturas que se formam em zonas de cisalhamento

As estruturas planares/foliações que se formam em zonas de cisalhamento podem ser classificadas em: 1) primárias e 2) secundárias.

As estruturas planares/foliações primárias formaram em rochas sedimentares ou ígneas anteriormente a estes terem sido sujeitas a deformação ou quando são sujeitas a deformação e a metamorfismo pouco intensos. Nestas estruturas estão incluídas a estratificação e a foliação diagenética ou laminação nas rochas sedimentares e vulcano-sedimentares, e a foliação magmática resultante do fluxo do magma durante a instalação de rochas plutónicas e vulcânicas. (Passchier e Trouw, 2005)

As estruturas planares/foliações secundárias apresentam um amplo leque de características morfológicas e são formadas por processos de diferenciação composicional

por defeito da deformação e metamorfismo de rochas em condições relativamente mais intensas. Neste caso, as estruturas planares/foliações primárias deixam de ser bem visíveis, podendo ser parcialmente ou totalmente transpostas pela deformação e metamorfismo (Davis e Reynolds, 1996). As foliações secundárias podem ser classificadas como clivagem, clivagem de crenulação, clivagem de fratura e xistosidade. Com base na distribuição dos elementos no *microfabric*, podemos classificar a foliação como: 1) foliação contínua/penetrativa e 2) foliação espaçada/discreta. A foliação contínua/penetrativa resulta da distribuição de forma homogénea dos grãos segundo uma orientação preferencial, sem definir domínios muito distintos no que toca à composição e ao estilo de deformação. Pelo contrário, a foliação espaçada/discreta é caracterizada pela coexistência de dois domínios distintos: o domínio de clivagem (ou domínio M, que é rico em micas, também designado por domínio P, rico em filossilicatos) e os *microlithons* (ou domínio Q, rico em quartzo, também conhecido por domínio F, rico em feldspato). Os domínios de clivagem acomodam de melhor forma a deformação, enquanto os *microlithons* não. Os elementos de *microfabric* dos domínios de clivagem são geralmente subparalelos à orientação dos *microlithons*. Em oposição, os elementos do *microfabric* no interior dos *microlithons* surgem, na sua maioria, discordantes relativamente à orientação dos domínios de clivagem (Figura 2.2). Se os elementos de *microfabric* no interior dos *microlithons* apresentarem uma orientação preferencial fraca, então estamos perante uma clivagem de fratura. Porém, se essa orientação for obliqua aos domínios de clivagem por consequência de dobramento, então estamos perante uma clivagem de crenulação (Figura 2.2). (Passchier e Trouw, 2005)

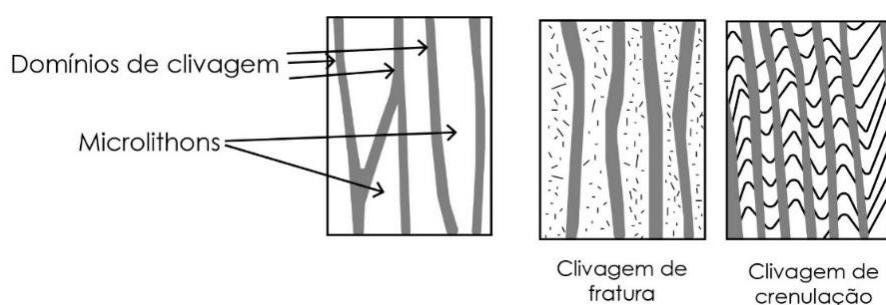


Figura 2.2 - Esquema representativo da divisão em domínios de clivagem e microlithons e diferença entre clivagem de fratura e clivagem de crenulação. Adaptado de Passchier e Trouw (2005).

Nas zonas de cisalhamento dúctil também se podem desenvolver planos C-S e C'. Os planos C-S são formados durante a mesma fase de deformação (Passchier e Trouw, 2005). O plano C é paralelo à zona de cisalhamento enquanto o plano S tem direção oposta ao

sentido de cisalhamento e faz um ângulo baixo com a mesma, mas que nalguns casos pode paralelizar ao plano C (Figura 2.3) (Finch et al., 2020). O plano C', também designado por clivagem extensional, forma um ângulo de 15 a 30º com a zona de cisalhamento. Em termos genéticos, os planos C-S formam-se em estágios mais iniciais da deformação progressiva e o plano C' em estágios mais avançados (Finch et al., 2020). A relação angular entre os planos C-S e o plano C' podem ser usados como critério de movimento da zona de cisalhamento (Passchier e Trouw, 2005).

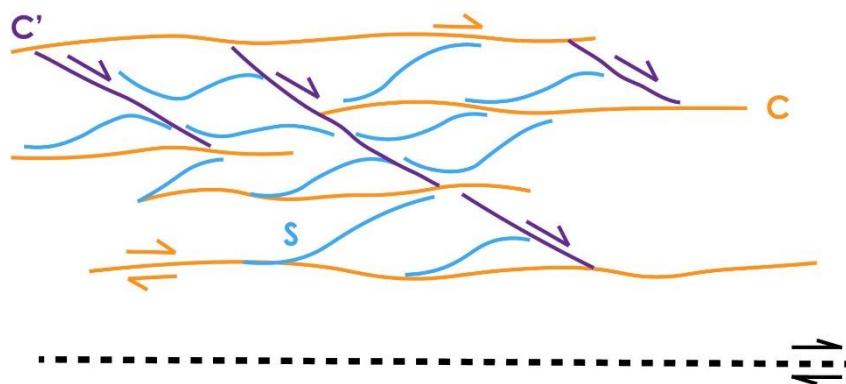


Figura 2.3 – Esquema ilustrativo das foliações presentes em zonas de cisalhamento dúctil. A preto tracejado está a orientação da zona de cisalhamento com o movimento que, neste caso, é direito, a azul os planos S, a amarelo os planos C e a roxo os plano C'.

O termo porfiroblasto provém da palavra *blastese*, que significa crescimento, e correspondem a grãos isolados que crescem devido a processos de cristalização e recristalização por efeito de metamorfismo que atuou sobre as rochas onde se encontram, tendo por norma maior dimensão que os grãos que constituem a matriz (Passchier e Trouw, 2005). Os porfiroblastos podem variar quanto à sua mineralogia dependendo da composição do protólito e das condições metamórficas a que foi submetida. Os porfiroblastos são muito importantes para interpretações de índole tectónica, pois dependendo de terem ou não foliação interna e da sua relação com a foliação da matriz, podem servir como indicadores de movimento à microescala em zonas de cisalhamento. Para além dos porfiroblastos, os porfiroclastos (porfiroblastos ou conjunto de blastos gerados em processos anteriores a um evento tectono-metamórfico) também podem servir para este efeito. Os porfiroclastos representam grãos oriundos da rocha original (protólito) que sobreviveram à milonitização, ou seja, são mais antigos que a matriz recristalizada.

Existem várias categorias de porfiroblastos consoante a sua relação com o *fabric* da matriz e com as fases de deformação, podendo ser pré-, sin-, inter- e pós-tectónicos

(cinemáticos) (Tabela 2.1). Os porfiroblastos pré-tectónicos referem-se àqueles que se geraram antes da fase de deformação, normalmente apresentando foliação interna distinta da foliação da matriz. Os porfiroblastos inter-tectónicos são os que se formam entre fases de deformação, ou seja, o porfiroblasto cresce por cima de uma foliação gerada numa fase de deformação prévia conservando o *fabric* interior anterior, mas, neste caso, o crescimento do porfiroblasto ocorre sem que aconteça um episódio de deformação seu contemporâneo. Posteriormente, quando ocorre a seguinte fase de deformação tanto a matriz como o *fabric* interior do porfiroblasto podem deformar. Por outro lado, os porfiroblastos sin-tectónicos que se originam contemporaneamente à deformação apresentam *fabric* interno que se desenvolveu em continuidade com o *fabric* da matriz circundante. Por fim, os porfiroblastos pós-tectónicos são aqueles que se formam posteriormente a qualquer fase de deformação, pelo que o seu *fabric* interno é o mesmo que o *fabric* externo da matriz.

Tabela 2.1 – Esquemas ilustrativos de porfiroblastos pré-, inter-, sin- e post-tectónicos. Adaptado de Passchier e Trouw (2005).

Pré-tectónico	Inter-tectónico	Sin-tectónico	Pós-tectónico	
				Deformação não causa dobramento da foliação da matriz
				Deformação causa dobramento da foliação da matriz
<ul style="list-style-type: none"> <li>-Comum presença de sombras de pressão;</li> <li>-Defleção do Sx à volta do porfiroblasto;</li> <li>-Destinção entre porfiroblasto pré-, inter- e sin-tectónico só é possível se existirem inclusões.</li> </ul>				<ul style="list-style-type: none"> <li>-Sem sombras de pressão;</li> <li>-Não há defleção do Sx ao redor do porfiroblasto.</li> </ul>

Os milonitos apresentam comumente o desenvolvimento de dobras intrafoliares que resultam do dobramento progressivo da foliação milonítica. A relação entre as dobras intrafoliares e a foliação milonítica envolvente resulta geralmente apenas de uma fase de

deformação progressiva ou incremental e não de fases distintas consecutivas (Passchier e Trouw, 2005).

## 2.2. Enquadramento geológico regional

### 2.2.1. Maciço Ibérico

No Paleozoico superior em resultado da convergência e colisão de dois megacontinentes: a Laurussia (que equivale, nos dias de hoje, à América do Norte e ao norte da Europa) e a Gondwana (a SSE, que corresponde atualmente a África, Europa ocidental e centra, América do Sul, Antártica, Austrália e Índia) deu-se o fecho do oceano Rheic (Franke, 1989; Murphy e Nance, 2013) (Figura 2.4). A colisão entre estes dois megacontinentes, que foi um evento importante na acreção do supercontinente Pangeia, originou uma cintura orogénica que inclui os orógenos (Quesada e Oliveira, 2019; Murphy et al., 2016): 1) Apalachiano; 2) Varisco e 3) Urais. O Orógeno Varisco estende-se desde Marrocos e Nova Escócia, à Ibéria e à Europa central.

O Maciço Ibérico (MI) é o segmento mais ocidental do Orógeno Varisco Europeu (Figura 2.4) e onde afloram rochas de idade entre o Neoproterozóico e o Paleozóico superior (Ribeiro et al., 1979). O MI foi dividido em seis zonas distintas com base em critérios estratigráficos, estruturais, metamórficos e magmáticos (Lotze, 1945; Julivert et al., 1972; Quesada e Oliveira, 2019; Robardet e Gutierrez-Marco, 2004). Estas zonas são, de nordeste para sudoeste: Zona Cantábrica (ZC) (Paleozoico), Zona Oeste-Asturio Leonesa (ZOAL) (Ediacariano - Carbónico superior), Zona de Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM) (Ediacariano - Devónico), Zona Centro Ibérica (ZCI) (Ediacariano - Carbónico), Zona de Ossa-Morena (ZOM) (Ediacariano - Pensilvaniano), Zona do Pulo do Lobo (ZPL) (Devónico Superior - Mississipiano) e Zona Sul Portuguesa (ZSP) (Devónico Superior- Pensilvaniano) (Julivert et al., 1972; Ribeiro et al., 1979; Sánchez-García et al., 2008; Braid et al., 2010; Quesada e Oliveira, 2019) (Figura 2.4). A ZC é considerada a zona mais interna do Orógeno Varisco no MI, sendo constituída por conjuntos de dobras e cavalgamentos, que correspondem à frente do orógeno colisional Varisco, pertencente à zona de *foreland* (Lotze, 1945; Pérez Estaún e Bastida, 1990; Oliveira et al., 2019). A ZOAL é a área mais setentrional da zona de *hinterland* do Orógeno Varisco (Pérez Estaún e Bastida, 1990), é também tectónica e estratigraficamente contínua com a ZC. A ZGTM não foi incluída nas descrições de Lotze (1945) sendo posteriormente definida por Farias et al. (1987). Representa os terrenos parautóctones e alóctones que, segundo Martínez Catalán et al. (2009), inclui partes de um

prisma acrecionário desenraizado. A ZCI localiza-se na parte central do MI e, tal como a ZOAL, faz parte do *hinterland* orogénico. Corresponde à margem passiva norte de Gondwana durante a colisão com a Laurussia (Azor et al., 2019). A ZCI é limitada a sul pela zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba, fazendo fronteira com os domínios setentrionais da ZOM, e a Oeste pela zona de cisalhamento de Porto-Tomar (Lotze, 1945; Azor et al., 2019). A ZOM representa Gondwana e contém, tal como a ZCI, evidências da orogenia Cadomiana (Quesada, 1990; Borrego et al., 2005; Pereira et al., 2012b). A área de estudo desta tese localiza-se na ZOM que será descrita de seguida com maior detalhe. Os domínios meridionais da ZOM contactam com ZSP que representa a Laurussia (Oliveira, 1990; Oliveira et al., 2019). É de realçar que contida na ZSP existe a Faixa Piritosa Ibérica associado a importantes jazigos de sulfuretos maciços (Oliveira et al., 2013). A Zona Pulo do Lobo tem diferentes interpretações. Alguns autores que a consideram parte integrante da ZSP (Oliveira, 1990; Quesada et al., 1994) e outros que a consideram um terreno individualizado (Braid et al., 2010) pertencente à Laurussia (Pereira et al. 2017a).

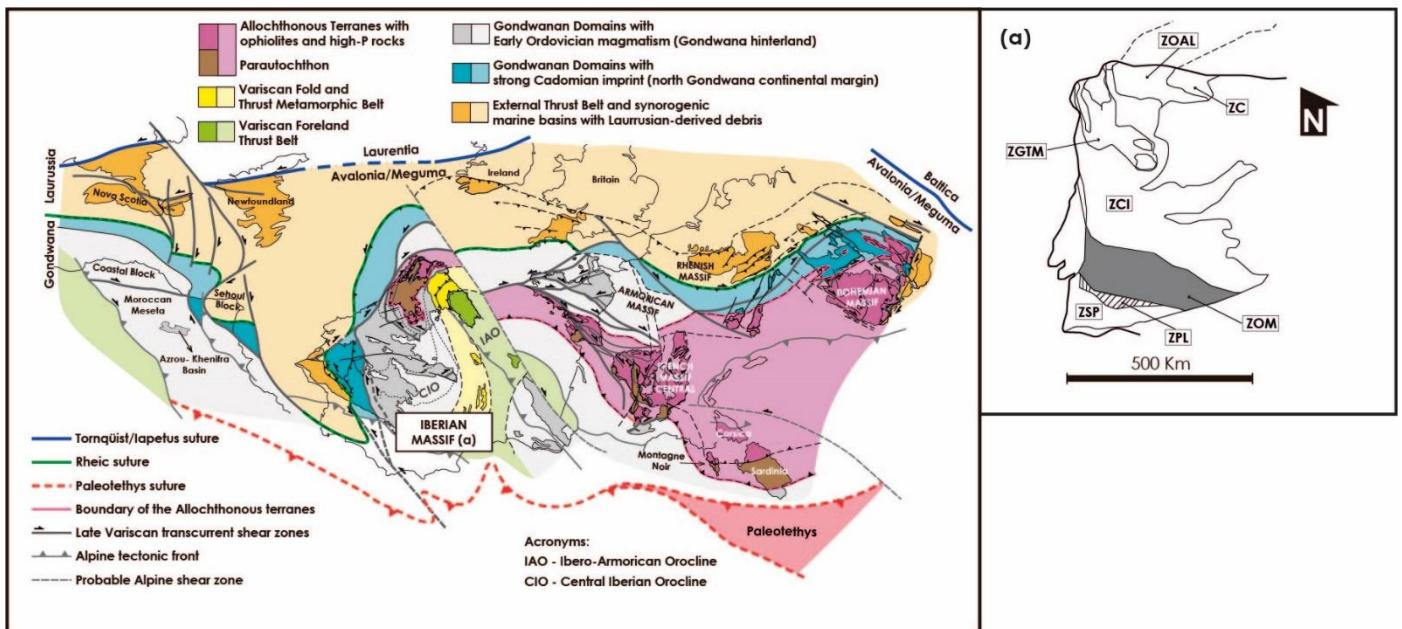


Figura 2.4 - Mapa esquemático da Orogenia Varisca com localização do Maciço Ibérico (a). ZC- Zona Cantábrica, ZOAL- Zona Oeste Asturio-Leonesa, ZGTM-Zona de Galiza-Trás-os-Montes, ZCI- Zona Centro-Ibérica, ZOM- Zona de Ossa-Morena, ZSP-Zona Sul Portuguesa e ZPL- Zona do Pulo do Lobo. Retirado de Dias da Silva et al. (2023; 2024).

### 2.2.2. Zona de Ossa-Morena (ZOM)

A ZOM é limitada a sul pela ZSP e ZPL através da Falha de Ferreira-Ficalho e pelo Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (Munhá et al., 1986) que é considerado

representativo de um fragmento de litosfera oceânica (Quesada et al. 1994), ou seja, parte de uma bacia *back-arc* relacionada com a subdução do Oceano Rheic (Ribeiro et al., 2007).

A grande diversidade das características litológicas, metamórficas, estruturais e ígneas da ZOM permitiu a sua subdivisão, inicialmente em “zonas” (Carvalho et al., 1971) e, posteriormente, em “setores” (Oliveira et al., 1991). Na Península Ibérica, estes setores possuem nomenclatura ligeiramente diferente segundo o que foi definido por Quesada (1990) e Oliveira et al. (1991) (Tabela 2.2).

Tabela 2.2 - Comparação entre a nomenclatura usada para cada um dos setores da ZOM segundo Oliveira et al. (1991) e Quesada (1990).

Oliveira et al. (1991)	Quesada (1990)
Faixa Blastomilonítica	Zona de Cisalhamento Badajoz-Córdoba
Setor de Alter do Chão-Elvas	Setor de Alter do Chão-Elvas
Setor Estremoz-Barrancos	Setor Montemor-Ficalho
Setor Montemor-Ficalho	
Maciço de Beja	Setor Beja-Aracena
Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches	

De forma a unificar a nomenclatura usada para cada uma das subdivisões da ZOM definiram-se os seguintes setores, de Norte para Sul: a Zona de cisalhamento de Badajoz-Córdoba, o Setor de Alter do Chão-Elvas, o Setor de Estremoz-Barrancos, o Setor Montemor-Ficalho, o Maciço de Beja e o Complexo Ofiolítico Beja-Acebuches (COBA) (Figura 2.5).

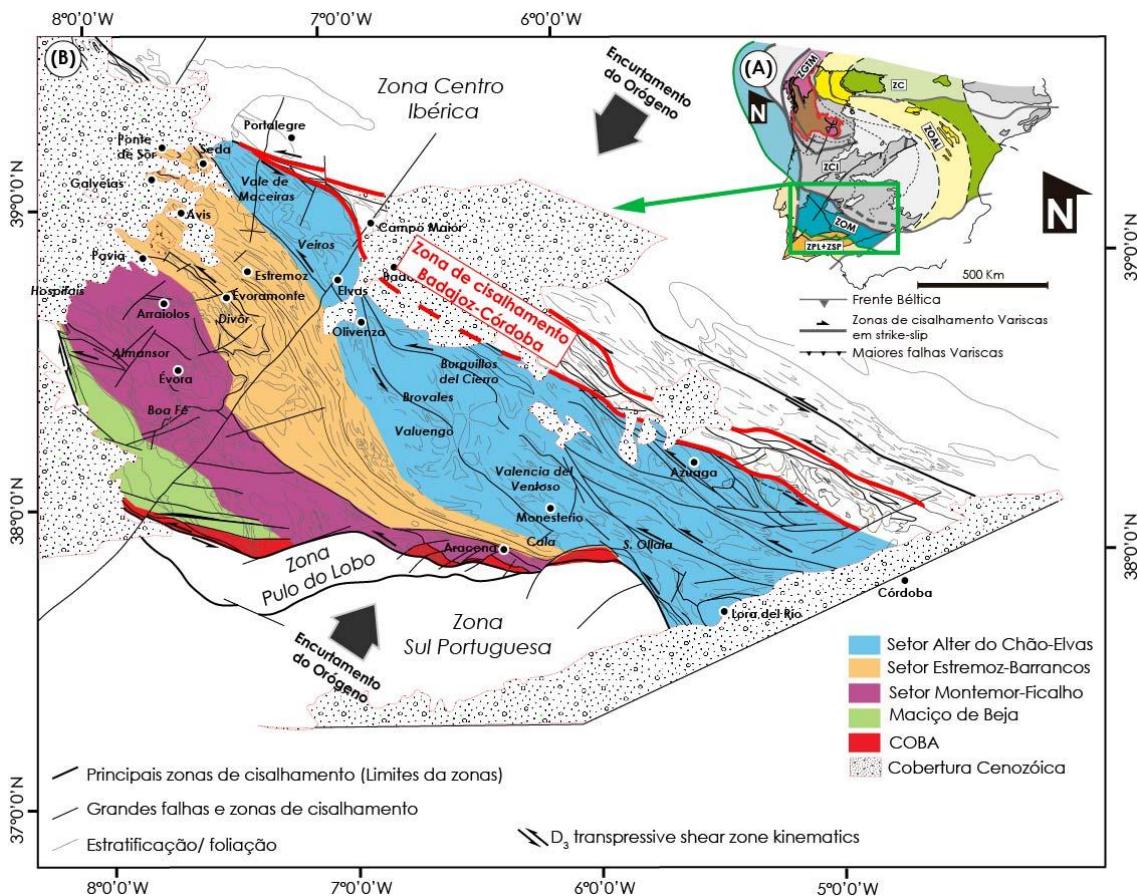


Figura 2.5 – (A) Maciço Ibérico e as suas subdivisões, o quadrado verde refere-se ao esquema (B); (B), mapa esquemático com a localização dos setores da ZOM. ZC- Zona Cantábrica, ZOAL- Zona Oeste Asturio-Leonesa, ZGTM-Zona da Galiza-Trás-os-Montes, ZCI- Zona Centro-Ibérica, ZOM- Zona de Ossa-Morena, ZSP-Zona Sul Portuguesa, ZPL- Zona do Pulo do Lobo e COBA-Complexo Ofiolítico Beja-Acebaches. Modificado de Dias da Silva et al. (2023).

### 2.2.2.1. Estratigrafia

A estratigrafia da ZOM, de forma geral, é composta por sequências sedimentares e rochas vulcânicas de idade compreendida entre o Ediacariano (Neoproterozoico superior) e o Pensilvaniano, associadas à evolução geodinâmica nos estágios pré e sin-Variscos (Quesada, 1990).

#### Zona de Cisalhamento Badajoz-Córdoba:

O troço português da Zona de Cisalhamento Badajoz-Córdoba foi inicialmente designado por Faixa Blastomilonítica e caracterizado por uma litoestratigrafia que inclui quatro Formações de idade Neoproterozoica (Oliveira et al., 1991). No entanto, investigações posteriores revelaram que é constituída por diferentes unidades tectónicas com

protólitos de idade Ediacariana a Ordovícica deformados e metamorfizados, alcançando as condições de anatexia, durante o Mississipiano (Pereira et al., 2008).

#### Setor de Alter do Chão-Elvas:

No setor de Alter do Chão-Elvas afloram rochas do Ediacariano (Formação de Mosteiros ou Grupo da Série Negra), às quais se sobrepõem em discordância angular as rochas meta-sedimentares e meta-ígneas incluídas em diferentes formações com idades compreendidas entre o Câmbico inferior e o Ordovícico, da base para o topo, Formação Carbonatada, Formação de Vila Boim, Complexo Vulcano-Sedimentar de Terrugem, Formação de Fatuquedo e Formação de Barrancos (Oliveira et al., 1991; Piçarra, 2000; Sánchez-Garcia et al., 2010).

A sequência estratigráfica inicia-se com um nível conglomerático que passa lateralmente para vulcanitos ácidos, seguidos da Formação de Mosteiros em discordância. De seguida, a Formação Carbonatada é constituída por mármore, por vezes dolomíticos, meta-conglomerados e meta-vulcanitos ácidos na sua base. As três formações que se seguem, constituem um conjunto siliciclástico com vulcanismo associado. A transição entre a Formação de Vila Boim e o Complexo Vulcano-Sedimentar de Terrugem é feita através de uma barra quartzítica descontínua (meta-arenitos e meta-conglomerados), considerada um nível guia regional de extrema importância. Estas duas Formações são litologicamente muito parecidas, demonstrando intercalações de metavulcanitos félscicos e máficos. O motivo pelo qual são separados relaciona-se com a génese e composição das rochas ígneas. Enquanto as lavas da Formação de Vila Boim são de natureza toleítica, as lavas do Complexo Vulcano-Sedimentar são alcalino-transicionais (Mata e Munhá, 1990). A Formação de Fatuquedo contém metapelitos e metagrauvaques com intercalações de meta-conglomerados. Por fim, a Formação de Barrancos é composta por metapelitos (esverdeados), meta-arenitos, meta-vulcanitos básicos e meta-conglomerados. (Oliveira et al., 1991; Piçarra, 2000)

#### Setor de Estremoz-Barrancos

As Formações que estão incluídas no Setor de Estremoz-Barrancos são, da base para o topo: a Formação da Ossa (Câmbico médio), a Formação de Barrancos (Ordovícico Inferior), a Formação de “Xistos com *Phyllodocites*” (Ordovícico Médio), a Formação da Colorada (Ordovícico Superior), a Formação “Xistos com nódulos” (Silúrico), a Formação dos “Xistos Raiados” (Silúrico-Devónico Inferior), a Formação de Russianas (Devónico

inferior) e, em discordância angular, a Formação de Terena (Devónico Superior-Mississipiano) (Oliveira et al., 1991; Piçarra, 2000).

A Formação de Ossa caracteriza-se pela sequência de metapelitos e meta-grauvaques que lhe confere um caráter *flyschóide*. É de destacar que se observam na base desta Formação intercalações de basaltos alcalinos. Tem sido considerada equivalente lateral da Formação de Fatuquedo (Oliveira et al., 1991). Relativamente à Formação de Barrancos, é considerada concordante com a formação anterior e caracteriza-se por incluir metapelitos e meta-vulcanitos básicos (Piçarra, 2000). Por sua vez, a Formação de “Xistos com *Phyllodocites*” é composta pela alternância de metapelitos e meta-arenitos finos (arroxeados/esverdeados). Em direção ao topo, a fração arenítica aumenta fazendo a passagem para a Formação da Colorada. Esta distingue-se por ser composta pela alternância de camadas de metapelitos e metapsamitos com espessuras variáveis e por incluir, no topo, quartzitos bioturbados. A Formação de “Xistos com nódulos” é interpretada como sendo uma sequência condensada do Silúrico (Piçarra, 2000), que é constituída por metapelitos negros a acinzentados, com nódulos siliciosos negros. Também são observáveis níveis descontínuos de quartzitos e metalítitos que pontualmente contêm importante fauna de graptólitos pertencentes ao Silúrico (Piçarra, 2000). A topo da formação anterior, a Formação dos “Xistos Raiados” é maioritariamente constituída pela sucessão rítmica de metapelitos e meta-pesamitos. Inclui no topo, níveis de quartzito fino intercalado com pelitos e também conteúdo fossilífero (esporos, graptólitos e equinodermes). A Formação de Russianas é semelhante à anterior, distinguindo-se pela presença de níveis de meta-calcarentios e calcários intercalados (Oliveira et al., 1991; Piçarra, 2000).

No Setor de Estremoz-Barrancos reconhecem-se duas estruturas Variscas com alguma relevância: o Sinclinal de Terena e o Anticlinal de Estremoz. A Formação de Terena que aflora no núcleo do Sinclinal de Terena é constituída por uma alternância de metapelitos e meta-grauvaques (sucessão turbidítica) com intercalações na base de alguns níveis descontínuos de meta-conglomerados (Oliveira et al., 1991). O Anticlinal de Estremoz inclui no seu núcleo metapelitos e quartzitos negros Ediacarianos (Grupo da Série Negra, Formação de Mares) a que se sobrepõe, em discordância, metavulcanitos félsicos e mármores dolomíticos atribuídos ao Câmbrico inferior (Formação Dolomitica) (Pereira et al., 2012b) e o Complexo Vulcano-Sedimentar de Estremoz (Câmbrico-Ordovícico) constituído por mármores metapelitos, meta-vulcanitos ácidos e básicos (Pereira et al., 2012b). No topo desta sequência, existe uma série constituída por metapelitos negros, com

meta-liditos e meta-basaltos alcalinos atribuída ao Silúrico e que estão na base da Formação Xistos Raiados (Oliveira et al., 1991; Piçarra, 2000).

A área de estudo desta dissertação localiza-se neste setor e por isso, algumas das formações acima mencionadas irão ser descritas com maior detalhe no subcapítulo 2.3.1.

### Setor de Montemor-Ficalho

O Setor de Montemor-Ficalho, que nos domínios mais ocidentais corresponde ao Doma Gnáissico de Évora de idade Mississipiana, inclui rochas metamórficas de alto grau (gnaisses, migmatitos, anfibolitos, micaxistas, quartzitos e mármore) cujos protólitos têm idades compreendidas entre o Ediacariano e o Câmbrico, que estão instruídas por rochas plutónicas do Carbónico (quartzodioritos, granitos e gabro-dioritos). As unidades estratigráficas que compõem o bloco a teto do Doma Gnáissico de Évora incluem rochas metamórficas em medio-baixo grau, onde se destacam as rochas meta-vulcânicas (meta-riólitos e meta-andesitos) e meta-sedimentares (metapelitos e metagrauvaques com meta-conglomerados) da Formação de Cabrela de idade Mississipiana (Pereira et al., 2009). Em trabalhos anteriores (Oliveira et al., 1991), a estratigrafia definida para o bloco a teto do Doma Gnáissico de Évora inclui, da base para o topo, a Formação do Escoural e a Formação de Águas de Peixe (atribuídas ao Grupo da Série Negra do Ediacariano), a Formação Dolomítica (Câmbrico inferior), o Complexo Vulcano-Sedimentar de Ficalho-Moura (Silúrico superior?) e a Formação dos “Xistos” de Moura (com idade atribuída ao Silúrico/Devónico inferior) (Piçarra, 2000). Estudos mais recentes, estimaram uma idade câmbrica do protólito de meta-vulcanitos félscicos (Complexo Ígneo-Sedimentar de Monfurado; Chichorro et al., 2008) e de gnaisses félscicos (Complexo Ígneo-Sedimentar do Carvalhal; Chichorro et al., 2008), ambos anteriormente atribuídos à Formação do Escoural.

### Maciço de Beja

O Maciço de Beja (Complexo Ígneo de Beja) é um setor que contém vários plutões e complexos sub-vulcânicos e vulcânicos Variscos (Carbónico). Nele são incluídos os Gabros de Beja, Gabros e Dioritos de Cuba-Alvito, Pórfiros de Baleizão e os complexos vulcânicos de Odivelas e da Toca da Moura (Oliveira et al., 1991; Piçarra, 2000; Jesus et al., 2016; Pereira et al., 2020). A topo, o Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura, Mississipiano, e o Pórfiro de Baleizão, Pensilvaniano, estão separados da Formação de Santa Susana (Pensilvaniano Médio a Superior) por discordância angular, que é constituída por

conglomerados, arenitos, pelitos e depósitos de carvão (Oliveira et al., 1991; Piçarra, 2000; Machado et al., 2012; Pereira et al., 2020).

### Complexo Ofiolítico de Beja-Acebúches

O complexo Ofiolítico de Beja-Acebúches corresponde a uma unidade tectónica, considerada parte da litosfera oceânica do Oceano Rheic (Fonseca e Ribeiro, 1993), constituída por protólitos ígneos máfico-ultramáficos fortemente deformados durante o Mississipiano (Azor et al., 2008).

#### 2.2.2.2. Magmatismo

A idade do magmatismo que se reconhece na ZOM varia entre o Neoproterozoico superior e o Pérmico (Simancas et al., 2004; Sánchez-García et al., 2010; Pereira et al., 2017b) (Figura 2.6). As rochas ígneas do Paleozoico inferior representam dois eventos principais (Sánchez-García et al., 2010): 1) um evento ígneo pré-*rifting*, no qual se geraram rochas félsicas peraluminosas e 2) outro evento ígneo de *rifting*, no qual se formaram rochas basálticas (toleítos), félsicas e algumas rochas intermédias (Sánchez-García et al., 2008).

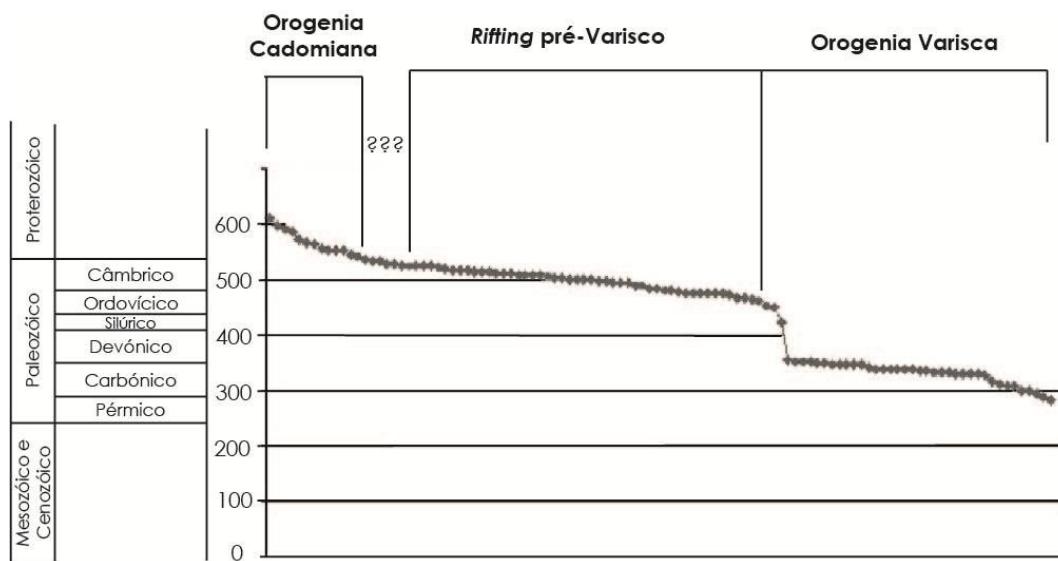


Figura 2.6 - Dados geocronológicos do magmatismo presente na ZOM. Adaptado de Simancas et al. (2004).

O magmatismo Cadomiano estende-se desde o Ediacariano até ao Câmbrico inferior (Pereira et al., 2023a), apresentando uma extensão limitada, contrariamente às abundantes

manifestações magmáticas relacionadas com a Orogenia Varisca. O magmatismo Varisco pode ser classificado como: 1) sin-tectónico (sin-cinemático) quando as rochas ígneas se instalaram durante eventos de deformação e metamorfismo; neste caso a instalação dos plutões acontece ao mesmo tempo que se desenvolve a deformação nas rochas hospedeiras; quando a intrusão provoca um aumento significativo da temperatura das rochas hospedeiras, nota-se que os minerais resultantes do metamorfismo de contacto (Rubio Pascual et al., 2013) podem indicar evidências de blastese sin-cinemática, ou seja, com os minerais metamórficos a crescer sobre os *fabrics* anteriores e simultaneamente com os *fabrics* contemporâneos registando o movimento tectónico associado à deformação. Os plutões sin-cinemáticos, podem instalar-se em zonas de cisalhamento dúctil desenvolvidas em diferentes condições de metamorfismo, tal como se verifica no Doma Gnáissico de Évora (Dias da Silva et al., 2018); 2) pós-tectónico (pós-cinemático) quando as rochas ígneas se instalaram posteriormente aos eventos de deformação e metamorfismo; neste caso, quando a intrusão provoca um aumento significativo da temperatura das rochas hospedeiras, nota-se que os minerais resultantes do metamorfismo de contacto crescem sobre todos os *fabrics* anteriores posteriormente aos movimentos.

#### 2.2.2.3. Deformação e metamorfismo

A ZOM regista a deformação e metamorfismo associados a duas orogenias: (i) a orogenia Cadomiana de idade Ediacariana-Câmbrica inferior, que não tem grande expressão na área de estudo da presente tese de Mestrado, e (ii) a orogenia Varisca do Paleozóico superior (Ribeiro et al., 2009).

Para os modelos tectónicos mais recentes que consideram que houve alternância de regimes de deformação compressivo e extensional durante a orogenia varisca, é consensual que a existência dos seguintes eventos tectono-metamórficos (D-Deformação e M-Metamorfismo): 1) D<sub>1</sub>-M<sub>1</sub> que terá ocorrido no Devónico superior, relacionada com a colisão continental que se deu após a subducção do Oceano Rheic, sob a margem da Laurussia (Pereira et al., 2017a; Azor et al., 2019) ou sob a margem de Gondwana (Ribeiro et al., 2007). O metamorfismo regional M<sub>1</sub> terá sido do tipo Barroviano, existindo evidências metamorfismo de alta pressão associado à obdução de lâminas alóctones ao longo do prisma de acreção formado nos momentos anteriores à colisão continental (Ribeiro et al., 2007; Dias da Silva et al., 2018; Pereira et al., 2023a). As evidências de deformação D<sub>1</sub> e metamorfismo M<sub>1</sub> são difíceis de encontrar visto estarem na sua maioria afetadas por foliações e

metamorfismo de alto grau mississipiano que caracteriza o evento D<sub>2</sub>-M<sub>2</sub> (Pereira et al., 2009; Dias da Silva et al., 2023); 2) D<sub>2</sub>-M<sub>2</sub>: Durante o Mississipiano terá ocorrido um evento de extensão sin-orogénica com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento extensionais de baixo ângulo, que foi contemporâneo com o metamorfismo de baixa a alta temperatura e baixa pressão (Pereira et al., 2009). Este evento D<sub>2</sub>-M<sub>2</sub> sobrepõe-se ao metamorfismo resultante do evento D<sub>1</sub>-M<sub>1</sub> de alta pressão e temperatura intermédia a alta, em resposta à rápida exumação por adelgaçamento crustal e condensação das isógradas (Dias da Silva et al., 2023). D<sub>2</sub>-M<sub>2</sub> está associada ao desenvolvimento de dobrões, geralmente isoclinais, com planos axiais sub-horizontais e de uma foliação S<sub>2</sub> muito penetrativa (Pereira et al., 2023b). O metamorfismo regional M<sub>2</sub> é do tipo Buchaniano (Dias da Silva et al., 2023); 3) D<sub>3</sub>-M<sub>3</sub> que ocorreu no Pensilvaniano, está associado ao *uplift* do orógeno, e desenvolveu dobramentos de planos axiais verticais de grande amplitude, assim como zonas de cisalhamento do tipo cavalgamento e desligamento, produzindo uma clivagem de crenulação (S<sub>3</sub>) associada à retrogradação dos *fabrics* anteriores em condições de baixa temperatura e pressão (Dias da Silva et al., 2018).

Os domas gnáissicos que se desenvolveram na ZOM durante o Mississipiano no decorrer do evento D<sub>2</sub>-M<sub>2</sub>, apresentam características tectono-metamórficas compatíveis com o que foi descrito no modelo tectónico que se baseia nos conceitos de “infraestrutura” e “supraestrutura” (Zwart, 1979; Dias da Silva et al., 2018, 2023; Vanardois et al., 2022). A infraestrutura é constituída, da base para o topo, por três unidades tectono-metamórficas que revelam o progressivo decréscimo do grau metamórfico para topo: 1) a Unidade Gnáissico-Migmatítica (MGU); 2) a Unidade Gnáissica Inferior (LGU) e 3) a Unidade Xistenta Intermédia (ISU). A topo da infraestrutura encontra-se a supraestrutura que é composta pela 4) Unidade Xistenta Superior (USU) que apresenta o menor grau metamórfico (Dias da Silva et al., 2018, 2021). A supraestrutura é constituída por rochas deformadas em condições da fácie dos xistos verdes enquanto a infraestrutura é caracterizada por rochas de alto grau metamórfico a grau intermédio de metamorfismo (fácie granulítica a anfibolítica, respetivamente) (Figura 2.7). As unidades tectono-metamórficas da infraestrutura apresentam geralmente uma foliação milonítica bem definida, o que nem sempre ocorre na supraestrutura. A infraestrutura e a supraestrutura são cortadas por plutões graníticos a gabro-dioríticos sin-cinemáticos com idade compreendida entre ca. 340 e 335 Ma, e que se instalaram ou cortam as zonas de cisalhamento extensionais associadas ao evento D<sub>2</sub>, que separam as diferentes unidades tectono-metamórficas (Dias da Silva et al., 2018, 2023; Moita et al., 2015; Pereira et al., 2009, 2015, 2022, 2023a; Rodriguez et al., 2022).

Geometricamente a topo da supraestrutura, desenvolveram-se bacias sedimentares sincorogénicas com vulcanismo significativo e deposição de sequências do tipo *flysch* (Figura 2.7). A evolução destas bacias marinhas mississipianas está intimamente ligada à dinâmica da infraestrutura, nomeadamente ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento extensionais que influenciaram a distribuição dos sistemas do tipo *half horst-graben* nos andares estruturais mais superficiais (Dias da Silva et al., 2023).

Durante o evento D<sub>3</sub>-M<sub>3</sub> compressivo desenvolveram-se zonas de cisalhamento frágil-dúctil do tipo cavalgamento e desligamento, às quais está associado o desenvolvimento de dobrões com planos axiais verticais que se sobrepõem a S<sub>2</sub>. Localmente, a clivagem de crenulação S<sub>3</sub> transpõe intensamente a foliação anterior, sob condições de metamorfismo de grau baixo a muito baixo (Dias da Silva et al., 2018, 2023; Pereira et al., 2009, 2023a).

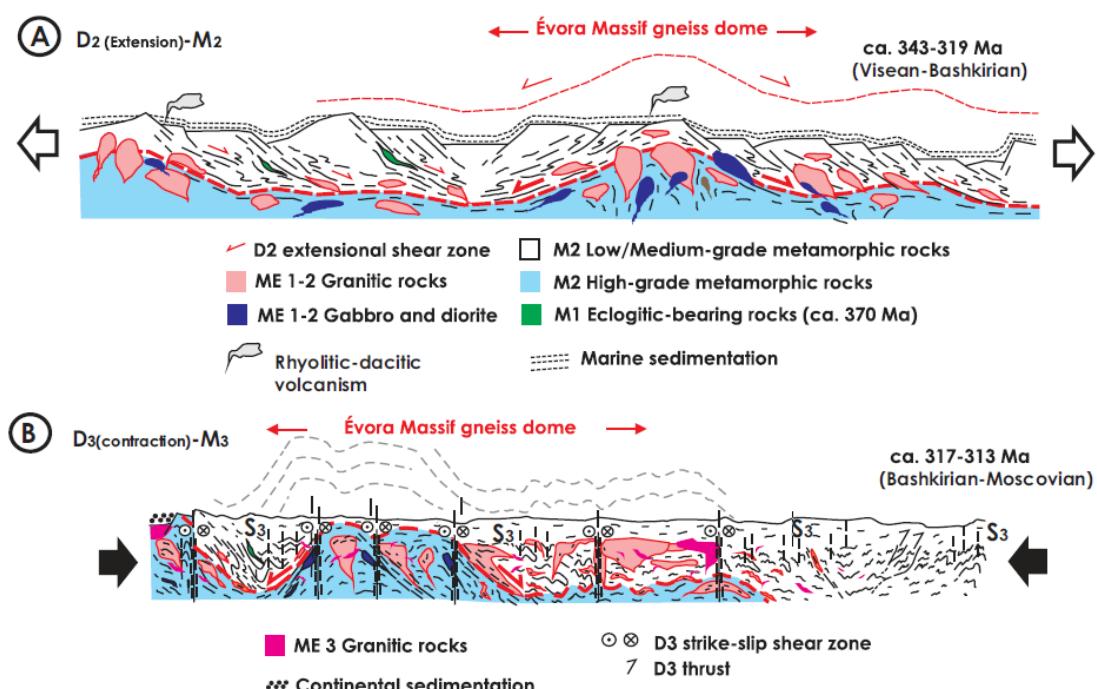


Figura 2.7 – Esquema ilustrativo da formação e evolução dos domos gnáissicos e de bacias sedimentares no Mississippiano. A azul-claro está a infraestrutura e a branco a supraestrutura. Retirado de Dias da Silva et al. (2018).

### 2.3. Enquadramento geológico da área de estudo

A área de estudo desta tese de Mestrado é abrangida por quatro cartas geológicas à escala 1:50.000, nomeadamente, a Folha 40-B de Reguengos de Monsaraz (Carvalhosa e Zbyszewski, 1990), a Folha 40-D de Portel (Barros e Carvalhosa, 1967a), a Folha 41-C de

Mourão (Perdigão, 1976) e a Folha 41-A de Monsaraz (Perdigão, 1971a), que serviram de base para a elaboração do mapa geológico simplificado apresentado na Figura 2.8.

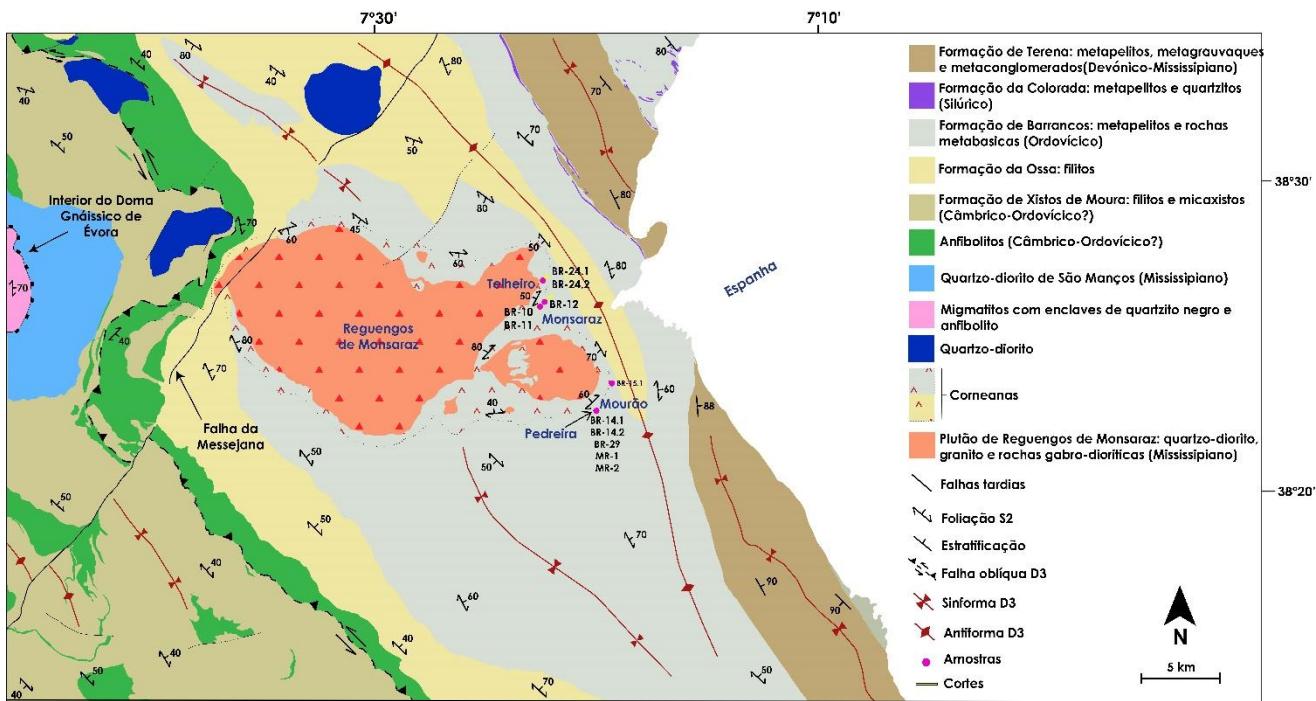


Figura 2.8 - Mapa geológico simplificado da região de Reguengos de Monsaraz. Adaptado de Carvalhosa e Zbyszewski (1990), Barros e Carvalhosa (1967a) e Perdigão (1971a, 1976). Nota: As foliações representadas no mapa usam a nomenclatura regional.

### 2.3.1. Estratigrafia

A área de estudo está localizada no Setor de Estremoz-Barrancos definido por Oliveira et al. (1991). No entanto, o extremo ocidental do mapa geológico (Figura 2.8) é ocupado pelo Sector de Montemor-Ficalho, nomeadamente a Formação de “Xistos” de Moura de idade Câmbrica-Ordovícica (Oliveira et al., 1991). A estratigrafia estabelecida para a região entre Monsaraz e de Mourão, inclui quatro formações, da mais antiga para a mais recente: a Formação de Ossa (Câmbrico-Ordovícico Inferior), a Formação de Barrancos (Ordovícico Médio), a Formação de Colorada (Ordovícico Superior) e a Formação de Barrancos, que é mais visada neste estudo estrutural por representar o encaixante do plutão de Reguengos de Monsaraz, tem uma espessura aparente máxima de cerca 800 m, e é constituída por metapelitos, classificados como filitos com intercalações de quartzofilitos por Barros e Carvalhosa (1967b), Carvalhosa e Zbyszewski (1991) e Perdigão (1971b, 1980). O termo filito é geralmente usado para classificar uma rocha metamórfica foliada quartzosa de grau geralmente fino que é rica em sericite.

As paragéneses minerais que são descritas nestas rochas metamórficas foliadas são (Carvalhosa e Zbyszewski, 1991): 1) Quartzo + moscovite ( $\pm$  sericite) + clorite; e 2) Quartzo+ moscovite + biotite  $\pm$  clorite. Segundo estes autores, estas rochas metamórficas ainda podem conter, como minerais acessórios, óxidos de ferro, rútilo, turmalina e zircão. A clorite não é um mineral muito abundante, porém, quando este está presente na rocha, é bastante desenvolvida, ocorrendo em porfiroblastos tabulares que eles consideram ser “pós-xistosidade”. As suas observações indicam ainda que componente filítica (sericitica) é predominante relativamente à quartzosa, e a textura mostra o arranjo preferencial dos grãos alongados que define uma clivagem xistenta (*slaty cleavage*) geralmente subparalela à estratificação. O quartzo presente desenvolve-se em lentículas policristalinas e, quando abunda, origina bandas alternadas com material micáceo, que são afetadas por crenulação.

### 2.3.2. Magmatismo

Na área em estudo, a principal unidade magmática é o plutão de Reguengos de Monsaraz. Este plutão tem uma direção E-O, aproximadamente 12 km de extensão e é composto essencialmente por granodioritos e tonalitos (quartzodioritos) com encraves maficos microgranulares (Carvalhosa e Zbyszewski, 1991) e ainda, rochas gabro-dioríticas menos representadas, e granitos perto de Mourão (Antunes et al., 2010). As relações entre os magmas maficos e felsicos, sugere que eles são contemporâneos (Antunes et al., 2010; Carvalhosa e Zbyszewski, 1991).

Os granodioritos caraterizam-se por terem grão fino, textura hipidiomórfica e a sua paragénese mineral é: Quartzo + plagioclase + biotite + horneblenda  $\pm$  feldspato potássico; também podem incluir apatite, zircão, titanite, clorite e epídoto como minerais acessórios. Por sua vez, os tonalitos são compostos por quartzo, plagioclase (por vezes zonada), horneblenda e biotite. Como mineralogia acessória há apatite, zircão e óxidos de ferro e titânio. (Carvalhosa e Zbyszewski, 1991)

Carvalhosa e Zbyszewski (1991) consideram este plutão Varisco como tardi- a pós-tectónico. Os dados geocronológicos disponíveis na literatura indicam que este plutão se instalou no Mississipiano, aos ca. 337-338 Ma (U-Pb em zircão; Antunes et al., 2011).

### 2.3.3. Deformação e metamorfismo

A área de estudo exibe características resultantes de dois tipos de metamorfismo, o regional e o de contacto, estando o último diretamente relacionado com a instalação do plutão de Reguengos de Monsaraz. O metamorfismo de contacto fez com que as rochas meta-sedimentares encaixantes (Formação de Barrancos) recristalizassem, desenvolvendo essencialmente corneanas pelíticas e xistos mosqueados, com paragéneses minerais variáveis conforme a proximidade à intrusão (Perdigão, 1971b). Relativamente às corneanas pelíticas estas foram geradas em condições de alta temperatura e baixa pressão. As corneanas são na sua maioria pelíticas, existindo também algumas quartzo-feldspáticas (Barros e Carvalhosa, 1967b; Perdigão, 1971b), tendo sido as primeiras selecionadas para o presente estudo. Segundo Carvalhosa e Zbyszewski (1991), as suas paragéneses minerais das corneanas são:

- 1) Quartzo + Andaluzite + Cordierite + Silimanite + Ortoclase;
- 2) Quartzo + Microclina + Silimanite + Andaluzite + Cordierite (+ Biotite);
- 3) Quartzo + Ortoclase + Plagioclase + Cordierite + Andaluzite (+ Biotite).

Por sua vez, a paragénese dos xistos mosqueados, que se encontram mais afastados do plutão comparativamente às corneanas, é:

- 4) Quartzo + Sericite + Clorite + Óxidos de Ferro (Carvalhosa e Zbyszewski, 1991).

O metamorfismo regional, anterior à instalação do plutão de Reguengos de Monsaraz, que se pode descrever nas rochas meta-sedimentares da Formação de Barrancos é caracterizado por condições de metamorfismo de baixa pressão e temperatura baixa a moderada (Carvalhosa e Zbyszewski, 1991). A fácie que se destaca é a dos xistos verdes na zona da clorite e biotite com as seguintes paragéneses minerais:

- 1) Quartzo + Clorite + Moscovite ( $\pm$  Biotite  $\pm$  Albite);
- 2) Quartzo + Biotite + Moscovite ( $\pm$  Oligoclase).

No entanto, também se encontram rochas meta-sedimentares da Formação da Ossa, que se desenvolveram em condições de maior temperatura (na fácie anfibolítica) com as seguintes paragéneses minerais:

- 3) Quartzo + Biotite + Andaluzite ( $\pm$  Plagioclase  $\pm$  Granada);
- 4) Quartzo + Biotite + Silimanite + Moscovite + Andaluzite;

O metamorfismo regional também é caracterizado por uma fase de metamorfismo retrogrado posterior à instalação do plutão de Reguengos de Monsaraz, ligado

principalmente a uma descida na temperatura, que nos metapelitos se traduziu pelo crescimento de quartzo, albite, sericite e biotite (Carvalhosa e Zbyszewski, 1991).

Resumindo, as rochas metamórficas observadas na área do presente estudo foram afetadas por duas fases de deformação principais ( $D_1$  e  $D_2$  locais). Durante a primeira fase de deformação  $D_1$  local o metamorfismo desenvolveu-se de forma síncrona com o desenvolvimento do *fabric* das rochas meta-sedimentares, ou seja, a recristalização aconteceu aquando da deformação. Nesta fase de deformação  $D_1$  local desenvolveu-se a foliação  $S_1$ , a lineação de interseção entre a estratificação  $S_0$  e a foliação  $S_1$ , e dobras com os planos axiais paralelos com a foliação. A segunda fase de deformação  $D_2$  local originou o dobramento acentuado das estruturas planares anteriores e a clivagem de crenulação  $S_2$ . A segunda fase de deformação  $D_2$  local parece corresponder à fase de deformação que controlou o desenvolvimento das principais megaestruturas da região (Carvalhosa e Zbyszewski, 1991).

De acordo com as observações de Perdigão (1971b) as fases de deformação ocorreram em simultâneo com o metamorfismo, tendo a primeira permitido o desenvolvimento de porfiroblastos sin-tectónicos e a segunda uma relação estrita com o metamorfismo retrógrado.

Segundo Araújo et. al (2013), a primeira fase de deformação é de idade Devónica sendo considerada a mais forte observada na região de Reguengos de Monsaraz e de Mourão, e que transpõe a estratificação.

### 3. Resultados

#### 3.1. Análise estrutural de cortes geológicos

##### 3.1.1. Análise das estruturas em taludes em Monsaraz e no Telheiro

Foram observados taludes de estrada divididos em duas áreas: 1) área 1, na estrada que se dirige para o castelo de Monsaraz e 2) área 2, na localidade de Telheiro (Figura 3.1).

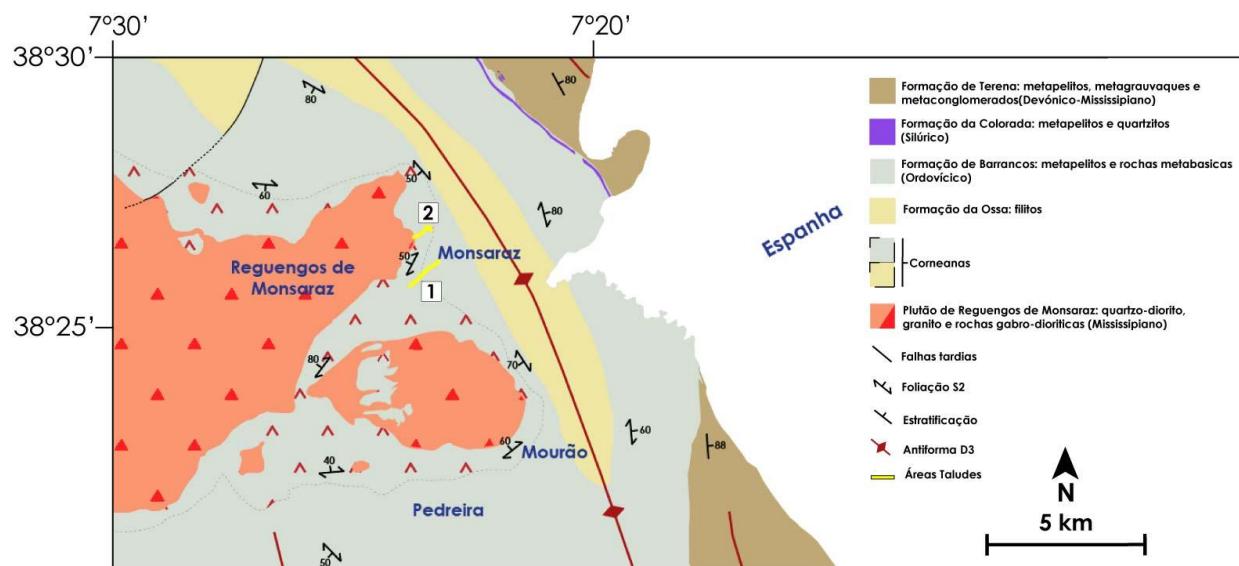


Figura 3.1 - Mapa geológico esquemático da zona de Reguengos de Monsaraz, Monsaraz e Mourão com localização da área dos taludes estudados. 1) área 1, estrada a caminho do castelo de Monsaraz e 2) área 2 na localidade de Telheiro. Nota: As foliações representadas no mapa usam a nomenclatura regional.

Na área 1, foi estudado um talude descontínuo com aproximadamente 720 m de extensão, onde afloram os metapelitos da Formação de Barrancos. As relações observadas entre as diferentes estruturas permitiram elaborar a Figura 3.2. O bandado, assinalado pela alternância de níveis descontínuos claros e escuros e com espessura milimétrica a centimétrica, que se observa nos metapelitos parece corresponder à estratificação (S<sub>0</sub>) transposta por uma foliação (S<sub>1</sub>), sendo, portanto, S<sub>0</sub>//S<sub>1</sub>. Observam-se dobras intrafoliares (Figura 3.2A) com planos axiais paralelos à foliação S<sub>1</sub> pouco inclinada que as envolve. Neste caso, estas dobras parecem resultar da deformação progressiva durante um mesmo evento de deformação D<sub>1</sub>. Nas charneiras das dobras D<sub>1</sub> observa-se que a foliação dobrada S<sub>1a</sub> é sobreposta pela foliação S<sub>1b</sub> de plano axial. As dobras deitadas D<sub>1</sub> e as foliações S<sub>1a</sub> e S<sub>1b</sub> são afetadas por dobras D<sub>2</sub> de maior amplitude com eixos sub-verticais que desenvolvem uma clivagem de plano axial S<sub>2</sub> (Figura 3.2B).

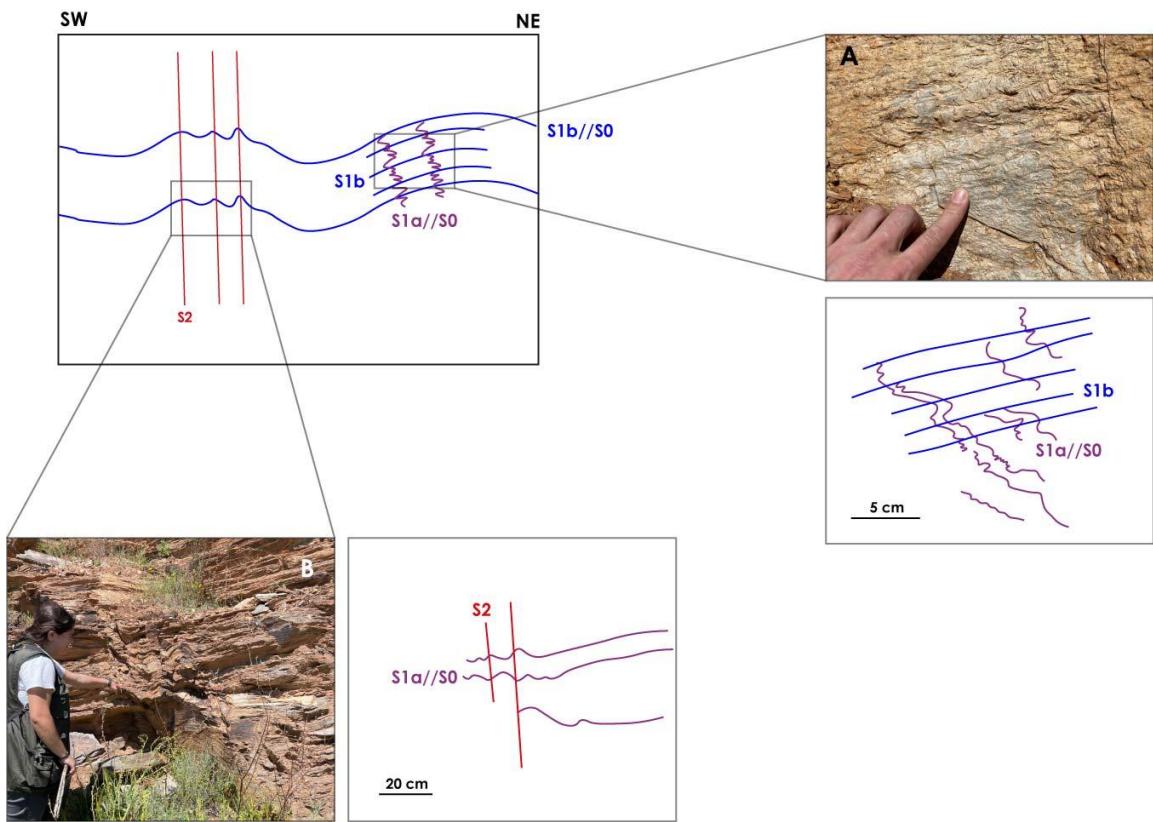


Figura 3.2 – Esquema ilustrativo das observações de campo na área 1 respeitante à análise estrutural dos taludes. A) crenulação da foliação  $S_{1a}$  que transpõe a estratificação ( $S_0$ ) numa charneira de dobra com plano axial de baixo pendor paralelo a  $S_{1b}$ . B) Dobramento com clivagem de plano axial sub-vertical  $S_2$ .

Também se observaram veios de quartzo concordantes e discordantes relativamente à foliação  $S_1$  (Figura 3.2A), que se apresentam dobrados por dobras  $D_1$  e  $D_2$  (Figura 3.3A). Outros veios de quartzo são discordantes relativamente à foliação  $S_{1a}$  mais depois de deformados tendem a ser descontínuos, formando estruturas do tipo *pinch and swell* e *boudins* e com alongamento alinhado com a foliação  $S_{1b}$  (Figura 3.3B).

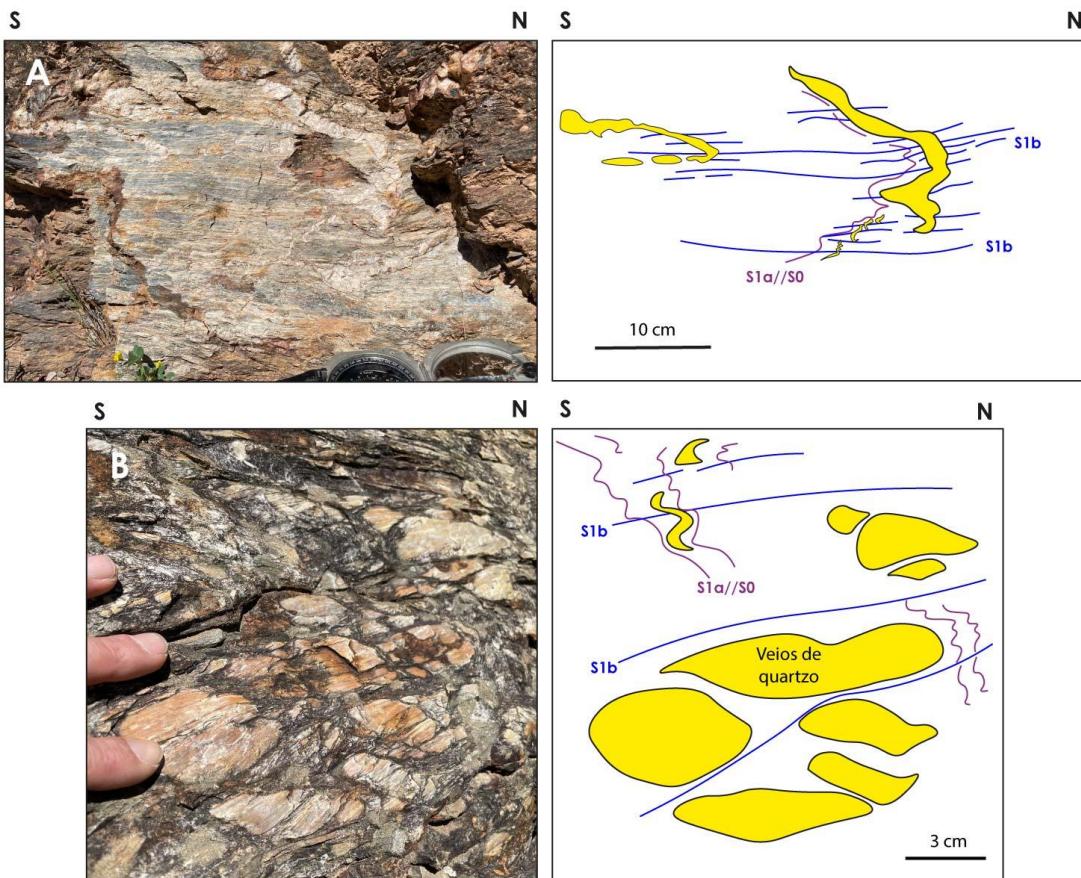


Figura 3.3 - Detalhe de veios de quartzo dobrados. (A) Dobras com plano axial S<sub>1b</sub> e (B) *Boudins* e estruturas *pinch and swell* paralelos à foliação S<sub>1a</sub> afetados por dobras de plano axial S<sub>1b</sub>.

Na área 2, o talude observado dentro da povoação do Telheiro deu origem ao corte esquemático da Figura 3.4, onde se destacam dobras D<sub>2</sub> local, que se desenvolvem sobre a foliação S<sub>1</sub> local, e que, de oeste para leste definem uma sequência que se inicia com um antiforma, passa a um sinforma e termina com outro antiforma. Estas dobras D<sub>2</sub> apresentam planos axiais muito inclinados para oeste. Na secção mais a oeste (Figura 3.4A) reconhece-se no flanco leste do sinforma D<sub>2</sub>, o desenvolvimento de dobras de menor ordem entre dois planos preenchidos por quartzo. Neste caso, a foliação S<sub>1</sub> pode ter sido dobrada durante a D<sub>1</sub> ou, só mais tarde durante a D<sub>2</sub>. Na secção central (Figura 3.4B) observa-se uma dobra isoclinal apertada com plano axial com ambos os flancos a inclinar para oeste que pode representar uma dobra D<sub>1</sub> local. Próximo da charneira desta dobra D<sub>1</sub>, distinguem-se dobras de menor ordem desenvolvidas sobre S<sub>1a</sub>, cujos planos axiais correspondem a uma foliação S<sub>1b</sub>. Na secção localizada mais a leste, é visível uma dobra D<sub>2</sub> local em antiforma (Figura

3.4C), cujo eixo tem azimute 279° e inclina 15° para sul. Observam-se ainda dobras de ordem menor em ambos os flancos deste antiforma que representam D<sub>1</sub> local.

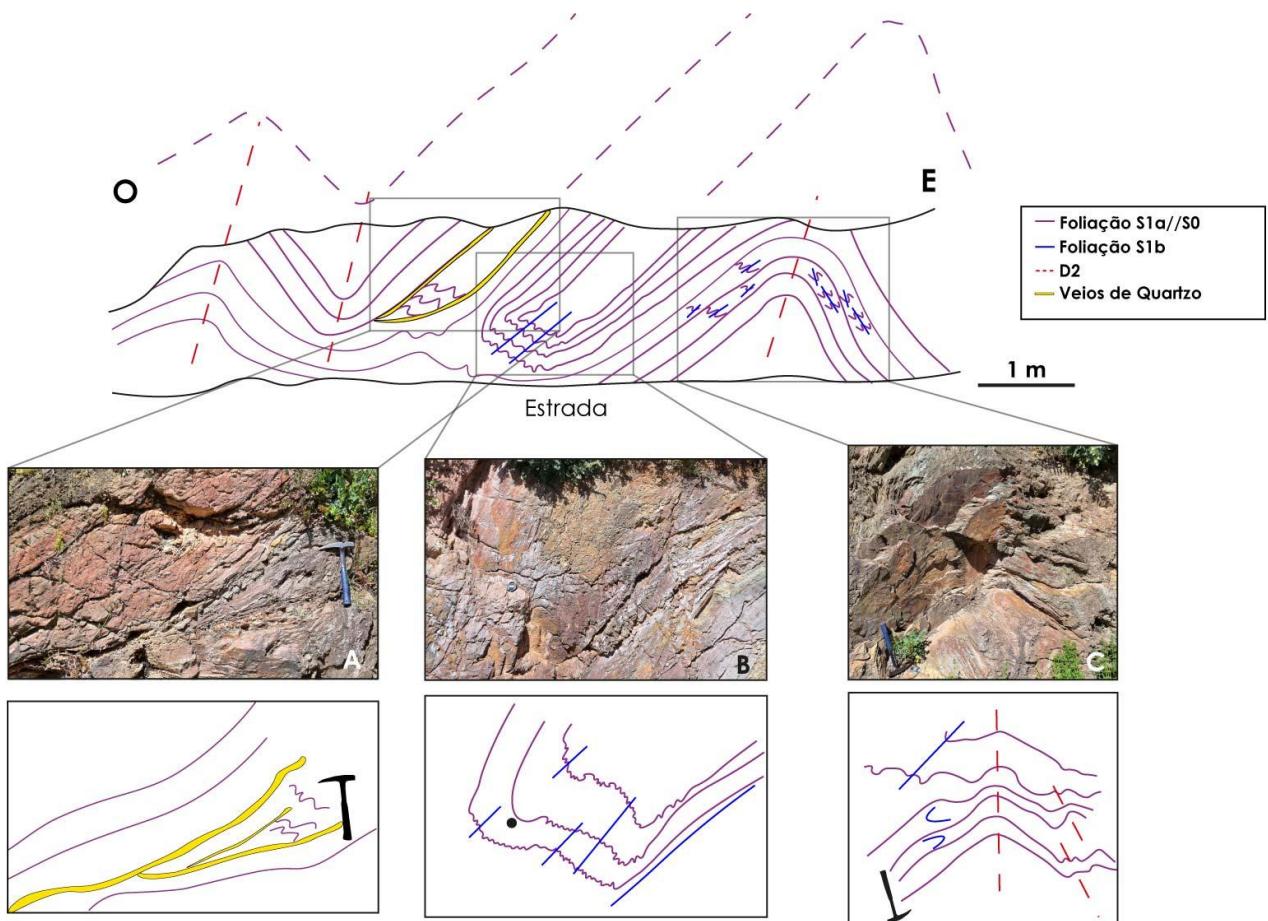


Figura 3.4 – Corte esquemático do afloramento do talude de estrada da área 2 (Telheiro). (A) Dobras de arraste delimitadas por veios de quartzo instalados ao longo de zona de cisalhamento D<sub>1</sub>, paralela à foliação S<sub>1b</sub>, delimitando dobras intrafoliares que afetam S<sub>1a</sub>; (B) Dobra isoclinal D<sub>1</sub> local com dobras de menor ordem a afetar S<sub>1a</sub> na charneira, com S<sub>1b</sub> de plano axial; (C) Antiforma D<sub>2</sub> local com dobras de menor ordem bem marcadas na charneira. Note-se que afeta uma foliação (S<sub>1b</sub>), a qual delimita dobras intrafoliares que contêm S<sub>1a</sub> que transpõe S<sub>0</sub>.

No talude da estrada que se localiza à saída da povoação de Telheiro, em direção a Reguengos de Monsaraz, são observadas corneanas pelíticas bandadas, que se encontram a dezenas de metros do contacto com o plutão de Reguengos de Monsaraz (Figura 3.5). A foliação tectono-metamórfica marcada pela alternância de bandas continuas, com espessura milimétrica a centimétrica, de cor clara e escura, assemelha-se a um bandado gnáissico (Figura 3.5). Este bandado parece corresponder à recristalização por efeito da intrusão magmática que ocorreu sobre a foliação S<sub>0</sub>//S<sub>1</sub> (S<sub>1a</sub>). A foliação S<sub>1a</sub> é crenulada por uma foliação S<sub>1b</sub>, nalguns casos preenchida por veios leucocráticos, que pode ser atribuída à

mesma fase de deformação D<sub>1</sub> local. Neste caso, não se observa a clivagem S<sub>2</sub>, mas poderá admitir-se que a verticalização da foliação S<sub>1a</sub> terá sido resultado da fase de deformação D<sub>2</sub> local ou da deformação contínua durante a D<sub>1</sub> local que gerou o dobramento do próprio *fabric* S<sub>1</sub>.

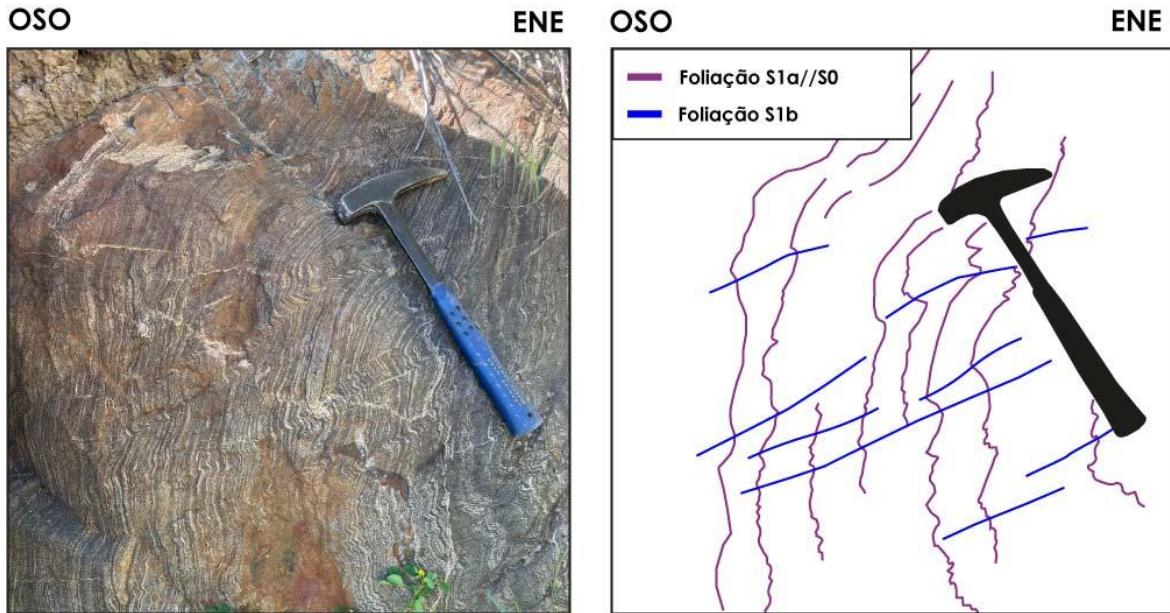


Figura 3.5 - Fotografia do afloramento da corneana pelítica no talude à saída do Telheiro, no contacto com o plutão de Reguengos de Monsaraz, e respetiva interpretação.

### 3.1.2. Análise das estruturas na pedreira de Mourão

Na pedreira de Mourão encontram-se excelentes exposições do encaixante metasedimentar (Formação de Barrancos) do plutão de Reguengos de Monsaraz que é intruído por um sistema complexo de diques/veios de quartzo (Figura 3.6 e Figura 3.7). Os veios de quartzo surgem concordantes e discordantes relativamente à foliação S<sub>1</sub> local. O dobramento que afeta S<sub>1a</sub>, gerando dobras intrafoliares D<sub>1</sub> com S<sub>1b</sub> de plano axial (Figura 3.8), também incide sobre os veios de quartzo dobrando-os ou estirando-os, dependendo da orientação original dos veios. A foliação S<sub>1</sub> corresponde à alternância de níveis claros e escuros descontínuos, de espessura milimétrica a centimétrica, que transpõe a estratificação (S<sub>0</sub>). A foliação S<sub>1b</sub> surge sobreposta a S<sub>1a</sub> representando o plano axial de dobras intrafoliares deitadas (Figura 3.6). As dobras intrafoliares também se desenvolvem em veios de quartzo (Figura 3.6 e Figura 3.7). Destaca-se que nas charneiras das dobras intrafoliares D<sub>1</sub> a transposição da foliação S<sub>1b</sub> sobre a foliação S<sub>1a</sub> cria um novo bandado com características que são difíceis de distinguir do anterior por serem uma amplificação da primeira (Figura 3.7).

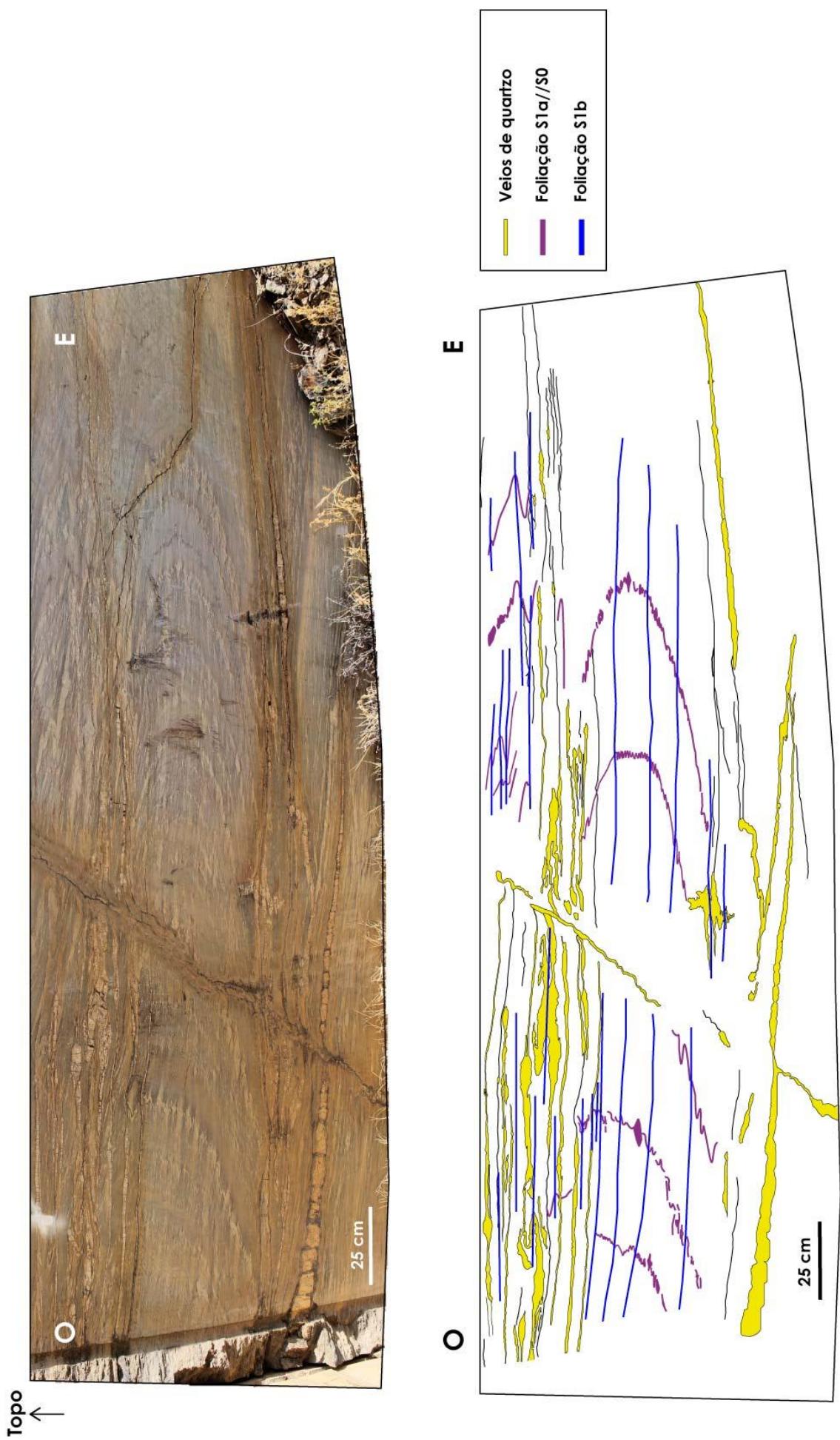


Figura 3.6 - Afloramento da parede da pedreira de Mourão, mostrando o desenvolvimento de dobras intrafoliares D<sub>1</sub>.

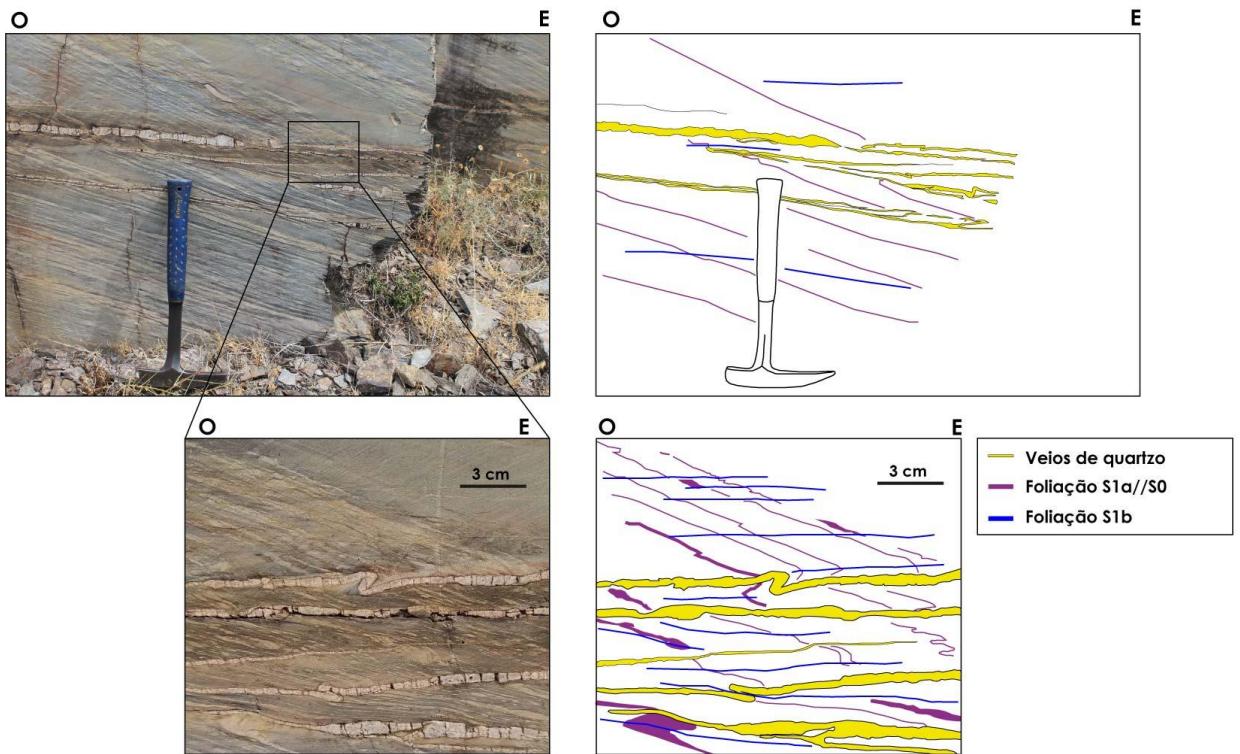


Figura 3.7 - Detalhe das dobras em veios de quartzo e relação com as foliações S<sub>1a</sub> //S<sub>0</sub> e S<sub>1b</sub>.

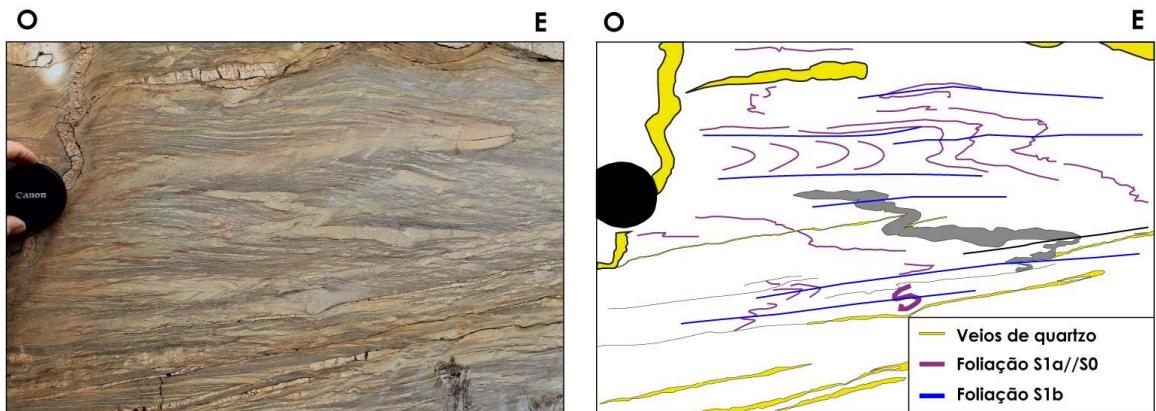


Figura 3.8 - Dobras intrafoliares na foliação S<sub>1</sub>//S<sub>0</sub> com planos axiais paralelos à foliação S<sub>1b</sub>.

O efeito da transposição provocada pelo desenvolvimento da foliação S<sub>1</sub> local (gerando S<sub>1b</sub>) pode ser de tal forma intenso que estira e rompe o bandado que define a foliação S<sub>1a</sub>, criando formas alongadas, semelhante a ocelos, e que resultam da transformação de estruturas do tipo *pinch and swell* em *boudins* nas bandas mais quartzosas (Figura 3.9B). Além destas estruturas também podemos reconhecer que algumas charneiras das dobras intrafoliares D<sub>1</sub> local se podem individualizar, ao romperem os flancos tornando-se elementos isolados do fabric que mimetizam um bandado que se pode confundir com a estratificação (Figura 3.9A). Nestas charneiras isoladas é possível observar uma foliação

interna (a foliação  $S_{1a}$ ). Estruturas em ocelos do tipo acima referido também se produziram a partir dos veios de quartzo (Figura 3.10A).

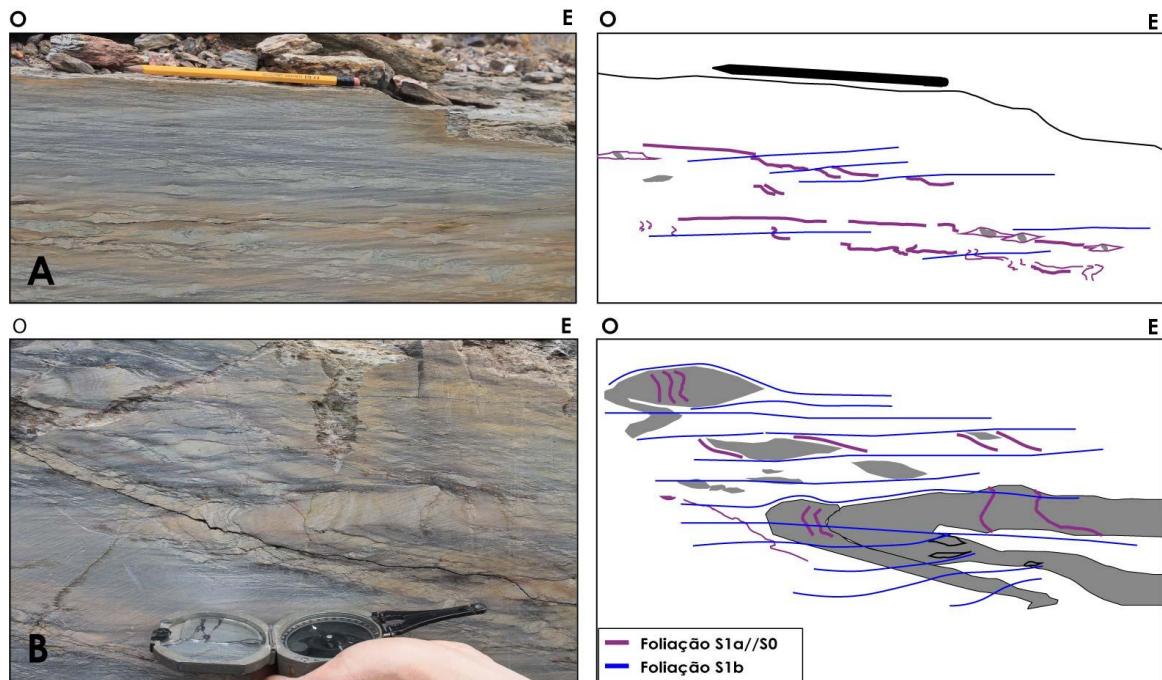


Figura 3.9 - Detalhe das formas assumidas pela foliação  $S_{1a}$  ou  $S_{1a}/S_0$ . (A)  $S_{1a}$  ou  $S_{1a}/S_0$  em formato de ocelos mostrando alguma continuidade; (B) Formato de ocelos desagregados em  $S_{1a}$  ou  $S_{1a}/S_0$  e charneira isolada com foliação interna perpendicular a  $S_{1b}$ .  $S_{1a}$  ou  $S_{1a}/S_0$  – foliação 1a ou estratificação paralela a foliação  $S_1$  e  $S_{1b}$  – foliação 1b.

Localmente, onde predominam veios de quartzo concordantes com  $S_{1b}$ , separados por poucos centímetros e paralelos entre si, estes podem constituir *boudins* envolvidos pela foliação  $S_{1b}$  (Figura 3.10A). O interior destes *boudins* os veios de quartzo podem desenvolver dobras com planos axiais paralelos à foliação  $S_{1b}$  (Figura 3.10B), evidenciando a relação espacial e temporal próxima do desenvolvimento da foliação  $S_1$  com os preenchimentos filoneanos quartzosos.

A deformação  $D_2$  local tem uma expressão negligenciável neste afloramento e daí que a foliação  $S_{1b}$  e as dobras intrafoliares  $D_1$  apresentem baixos pendores, representando a geometria mais próxima da original.

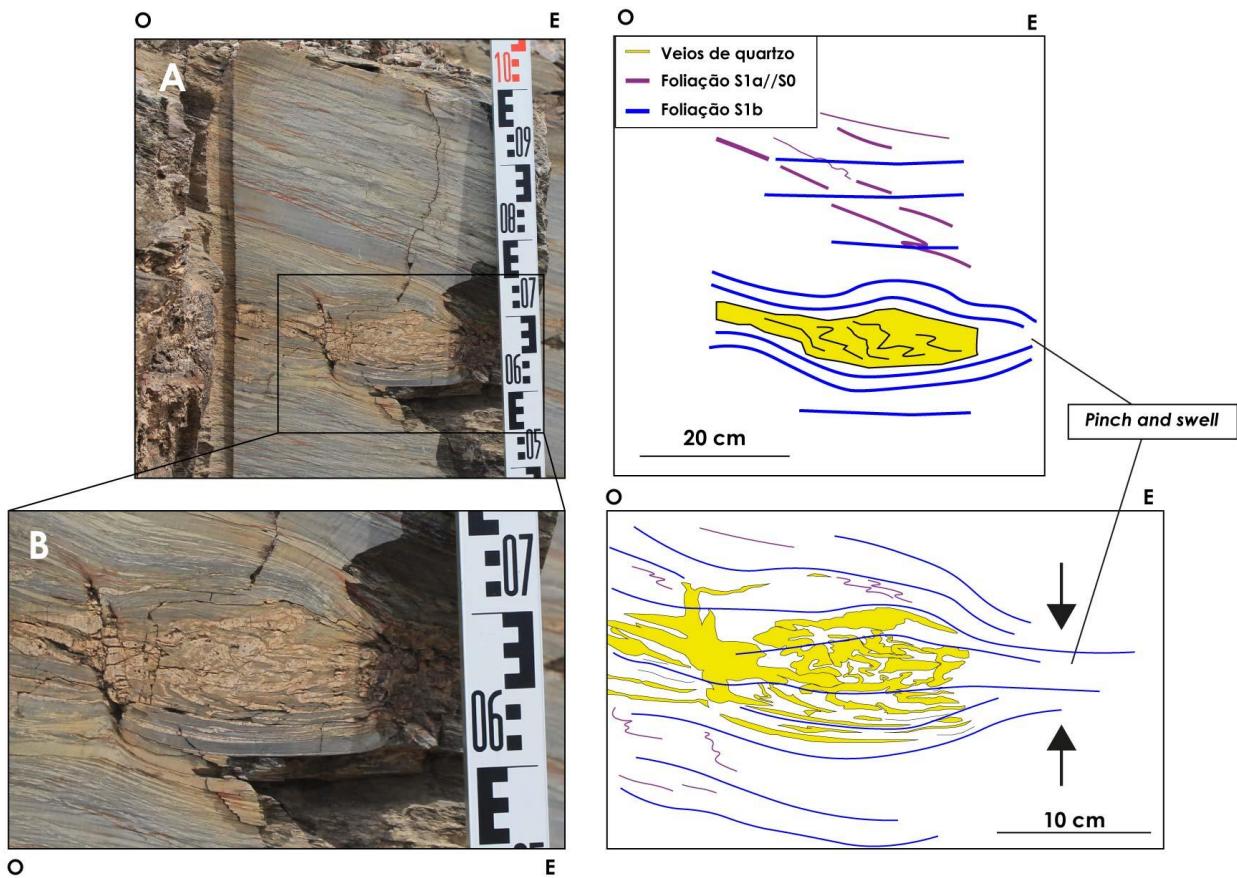


Figura 3.10 – (A) Agregado de veios de quartzo fortemente dobrados e boudinados em conjunto, com acomodação da foliação S1 (transpondo S0); (B) Detalhe do agregado de veios de quartzo com planos axiais sub-horizontais no interior do *boudin* formando uma estrutura *pinch and swell*.

### 3.2. Microtectónica

Este subcapítulo tem como principal objetivo a descrição geral da composição e da textura das amostras estudadas, dando enfase às microestruturas. A observação das amostras permitiu dividi-las em duas litologias: metapelitos (BR-10, BR-11, BR-12, BR-14.1, BR-14.2, BR-15.1 e BR-29) e corneanas pelíticas (BR-24.1 e BR-24.2). As amostras MR-1 e MR-2 são de veios de quartzo amostrados na pedreira de Mourão.

Os metapelitos de granularidade fina e foliados são compostos por quartzo, moscovite, biotite, clorite e minerais opacos. O *microfabric* é definido pela orientação preferencial dos grãos alongados de minerais opacos e pela alternância de bandas de reduzida espessura dominantes por quartzo ou por micas. Este bandado fino traduz possivelmente a estratificação S<sub>0</sub> transposta pela foliação S<sub>1</sub>, que é composta por S<sub>1a</sub> e S<sub>1b</sub>.

As bandas onde predomina o quartzo são constituídas por novos grãos recristalizados e por grãos com extinção ondulante. Por vezes, e principalmente nas charneiras das dobras intrafoliares D<sub>1</sub> local, quando se desenvolve a foliação S<sub>1b</sub> observa-se nestas bandas uma

foliação anterior  $S_{1a}$  (Figura 3.11A). À medida que a deformação progrediu, as dobras intrafoliares tornam-se cada vez mais apertadas e estiradas, o que pode provocar o rompimento dos flancos fazendo com que as charneiras fiquem isoladas (Figura 3.11A) e rodadas pela foliação  $S_{1b}$  bem desenvolvida na matriz. As bandas mais ricas em micas exibem uma crenulação que define a foliação  $S_{1b}$  (Figura 3.11B) muito bem marcada, e que é discordante do bandado composicional/foliação  $S_{1a}$ , que está preservado em *microlithons*. Os blastos de clorite, resultante de retrogradação, crescem com os planos da clivagem de crenulação.

Os minerais opacos podem ser divididos em dois grupos segundo o seu tamanho: 1) os grãos de maior dimensão, equidimensionais, não apresentam relação aparente com a foliação; e 2) os grãos de menor dimensão, alongados, apresentam uma distribuição preferencial que define a foliação  $S_1$  local.

Algumas amostras apresentam "fantasmas" de minerais, cuja forma sugere que possam ter sido 1) porfiroblastos de andaluzite, que retrogradaram para moscovite; e 2) porfiroblastos de biotite, transformados em clorite e moscovite. Outras amostras são caracterizadas pela presença de porfiroblastos prismáticos com limites bem definidos de quiastolite (uma variedade de andaluzite) (Figura 3.11C). A análise da relação entre a foliação externa envolvente da matriz e a foliação interna dos porfiroblastos de quiastolite sugere que sejam sin-tectónicos (cinemáticos), isto porque a foliação interna ( $S_{1a}$ ) que está rodada tem continuidade com a foliação externa  $S_1$  da matriz ( $S_{1b}$ ). Os grãos alongados de clorite que estão contidos nos porfiroblastos de quiastolite podem ter crescido durante a fase de deformação  $D_1$  local. Nota-se ainda que, à formação da foliação  $S_1$  e ao crescimento dos porfiroblastos sin-cinemáticos de quiastolite sobrepõe-se o desenvolvimento da foliação espaçada  $S_2$ .

Também foi observada uma banda constituída essencialmente por clorite e minerais opacos (Figura 3.11D), paralela à foliação  $S_1$ , onde é possível reconhecer o desenvolvimento de planos de cisalhamento C-S.

Salienta-se que existe uma geração de veios de quartzo e de minerais opacos que são discordantes relativamente à foliação  $S_{1a}$  e que estão dobrados ao mesmo tempo que se desenvolve a foliação  $S_{1b}$  (Figura 3.12A). A génesis destes veios pode estar relacionada com a abertura de fendas de tração durante a deformação  $D_1$  local.

Quando se observa a lâmina delgada da amostra BR-14 a olho nu (Figura 3.12B) diferenciam-se bandas mais claras e quartzosos de outras bandas mais escuras e micáceas, sugerindo que estamos perante a estratificação ( $S_0$ ). No entanto, ao observarmos à escala do

microscópio (Figura 3.12C), verificamos que a alternância de bandas claras e escura é uma “pseudoestratificação” porque na verdade representa a foliação  $S_1$  local. No interior das bandas mais claras que assume formas ocelares e descontínuas observamos dobrar a afetar uma foliação anterior  $S_{1a}$  com planos axiais paralelos à foliação  $S_{1b}$  que está bem representada no exterior.

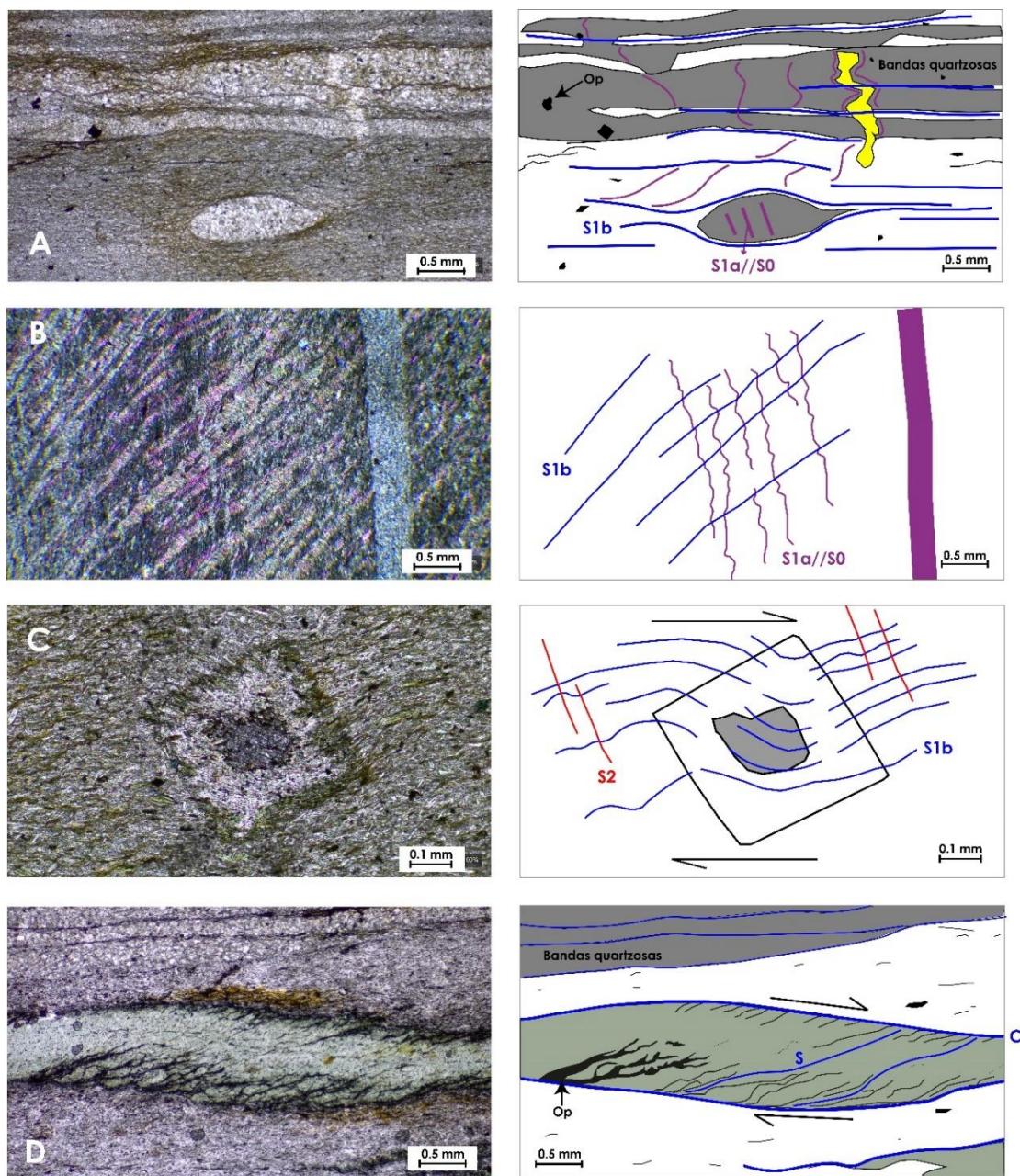


Figura 3.11 - Fotomicrografia e correspondente interpretação das amostras de metapelitos (encaixante meta-sedimentar do plutão de Reguengos de Monsaraz); A e C correspondem à amostra BR-12 em nicóis paralelos, B corresponde à amostra BR-15.1, em nicóis cruzados e D corresponde à amostra BR-10, em nicóis paralelos. (A) Crenulação da foliação  $S_{1a}$  por  $S_{1b}/S_0$ ; (B) Clivagem de crenulação; (C) Porfiroblasto “fantasma” de andaluzite (var. quiastolite) rodado contendo no seu interior a foliação  $S_{1a}$  e no seu exterior  $S_{1b}$  ligeiramente afetada pelo dobramento  $D_2$  local, de plano axial  $S_2$  que não a penetra; (D) Banda de cisalhamento C-S da fase  $D_1$  local constituída por clorite; Chl - Clorite; Op - minerais opacos; C-plano de cisalhamento; S - plano S.

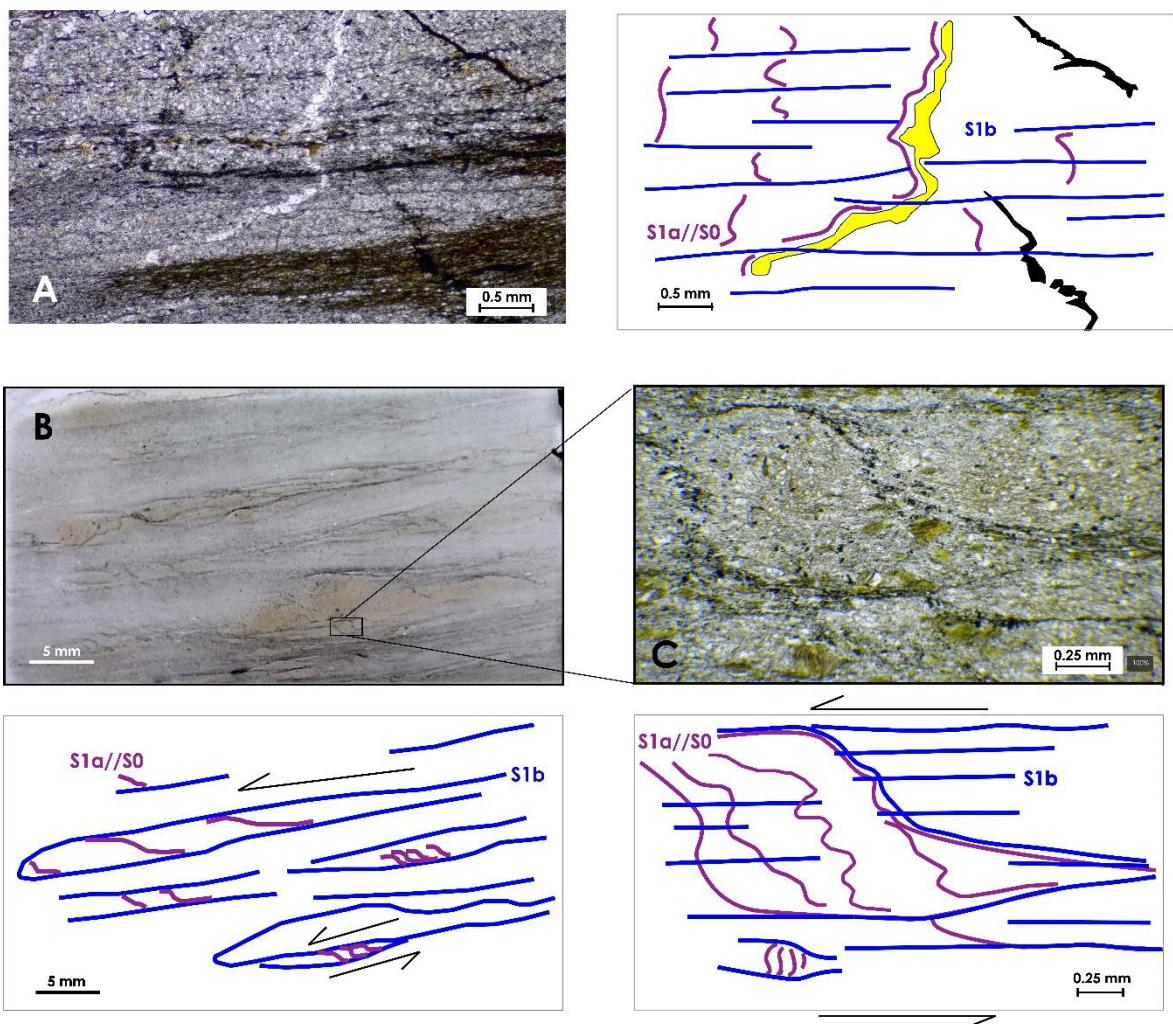


Figura 3.12 – (A) e (C) Fotomicrografias em nicóis paralelos dos fabrics observados nas lâminas delgadas das amostras BR-10 e BR-14.2, respetivamente; (A) - Distinção de bandas de quartzo e de bandas de micas, veios de quartzo e minerais opacos oblíquos à foliação  $S_{1b}$  e paralelos a  $S_{1a}$ . (B) fotografia de amostra de metapelito (encaixante meta-sedimentar do plutão de Reguengos de Monsaraz) mostrando a relação do bandado quartzoso e micáceo com a cinemática ao longo dos planos  $S_{1b}$  (amostra BR-14.2); (C) minerais opacos a definir sigmoides contornados por  $S_{1b}$  com  $S_{1a}$  crenulado no interior.

As corneanas pelíticas amostradas em Telheiro têm granularidade fina a média e são compostas por quartzo, plagioclase, moscovite, clorite, biotite, andaluzite rendilhada, estaurolite, minerais opacos, cordierite e silimanite. A biotite, que apresenta inclusões de zircão, e o quartzo exibem extinção ondulante. A plagioclase existente tem maclas polissintéticas. A andaluzite tem um aspetto mais “baço” no núcleo e mais “limpo” no bordo (Figura 3.13A), o que sugere duas fases de crescimento. A matriz é constituída essencialmente por quartzo, biotite e alguma plagioclase.

A foliação  $S_1$  (Figura 3.13A e B) é definida: 1) pela existência de bandas de quartzo constituídas por novos grãos recristalizados, com subgranulação em grãos de quartzo

alongados; e 2) pelo alongamento de prismas de moscovite, biotite, clorite, andaluzite e alguns grãos de cordierite e silimanite (?). A silimanite pode ser dividida em duas gerações, a fibrolite, que parte foi substituída por moscovite, posterior ao bandado definido por S<sub>1</sub> (Figura 3.13C) e uma geração de silimanite que, texturalmente, se pode inferir anterior.

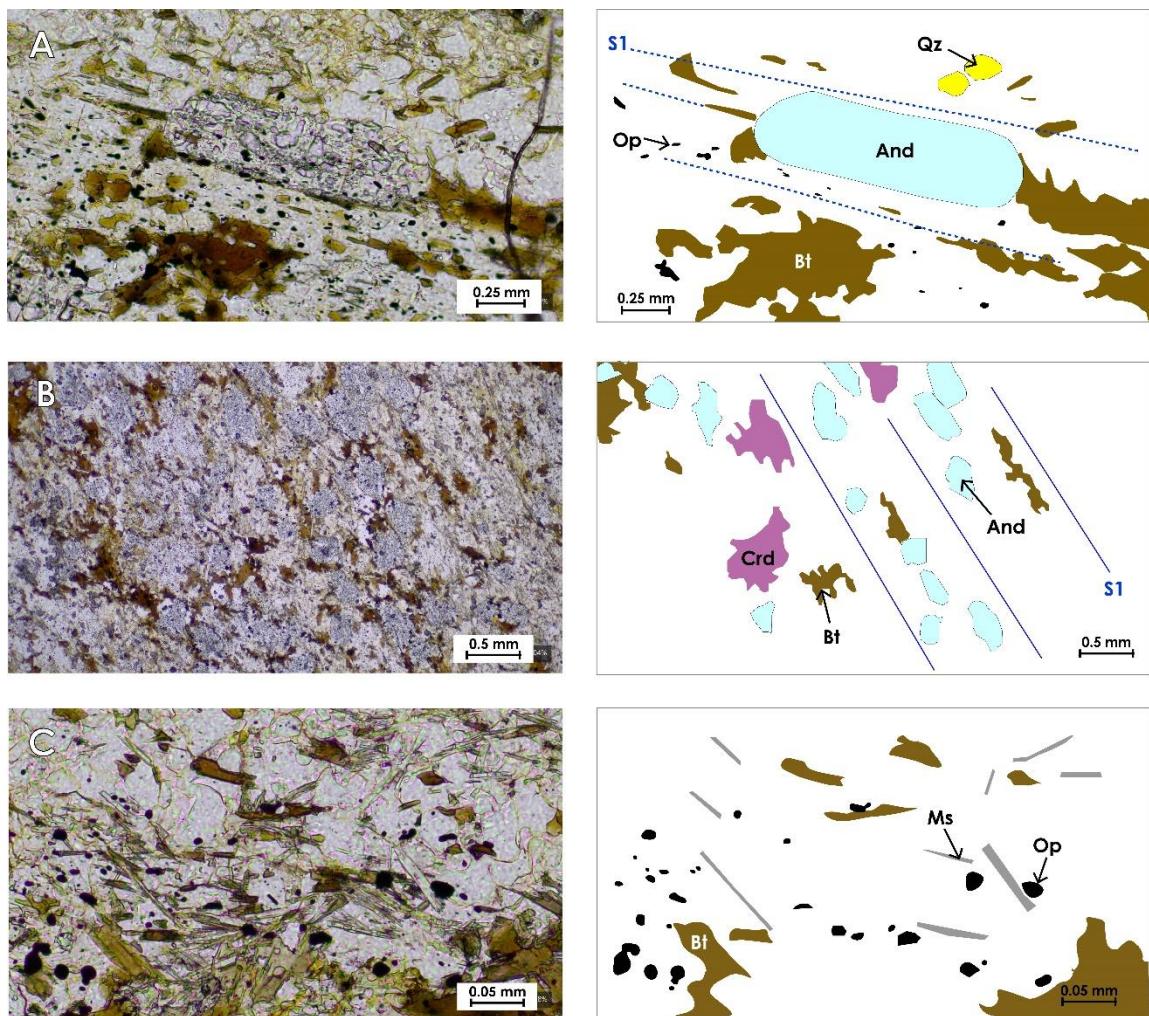


Figura 3.13 - Fotomicrografias em nicóis paralelos da amostra BR-24.2 (corneana pelítica) e interpretação. (A) orientação da biotite, andaluzite e minerais opacos, que se desenvolveram sobre uma foliação anterior (S<sub>1</sub> local) definida por moscovite que substitui possivelmente silimanite fibrosa (fibrolite). (B) Evidência de blastese de biotite, andaluzite e cordierite post-cinemáticas, sobre a foliação S<sub>1</sub> local definida por moscovite e fibrolite cinemática. (C) Detalhe de moscovite que possivelmente substituiu a fibrollite. A moscovite substitui parcialmente a silimanite na matriz, indicando retrogradação contemporânea do crescimento dos blastos pós-cinemáticos. correspondente à foliação S1 local. And - andaluzite; Qz - Quartzo; Crd – Cordierite, Ms - Moscovite e Bt - Biotite.

As amostras MR-1 e MR-2 correspondem a veios de quartzo intensamente deformados na pedreira estudada em Mourão e apresentam microfraturas preenchidas (Figura 3.14A) com minerais opacos, biotite cloritizada e clorite. A foliação é definida pelo

alongamento dos grãos de quartzo (Figura 3.14B) com fronteiras irregulares que apresentam extinção ondulante, subgranulação e alguns novos grãos recristalizados.

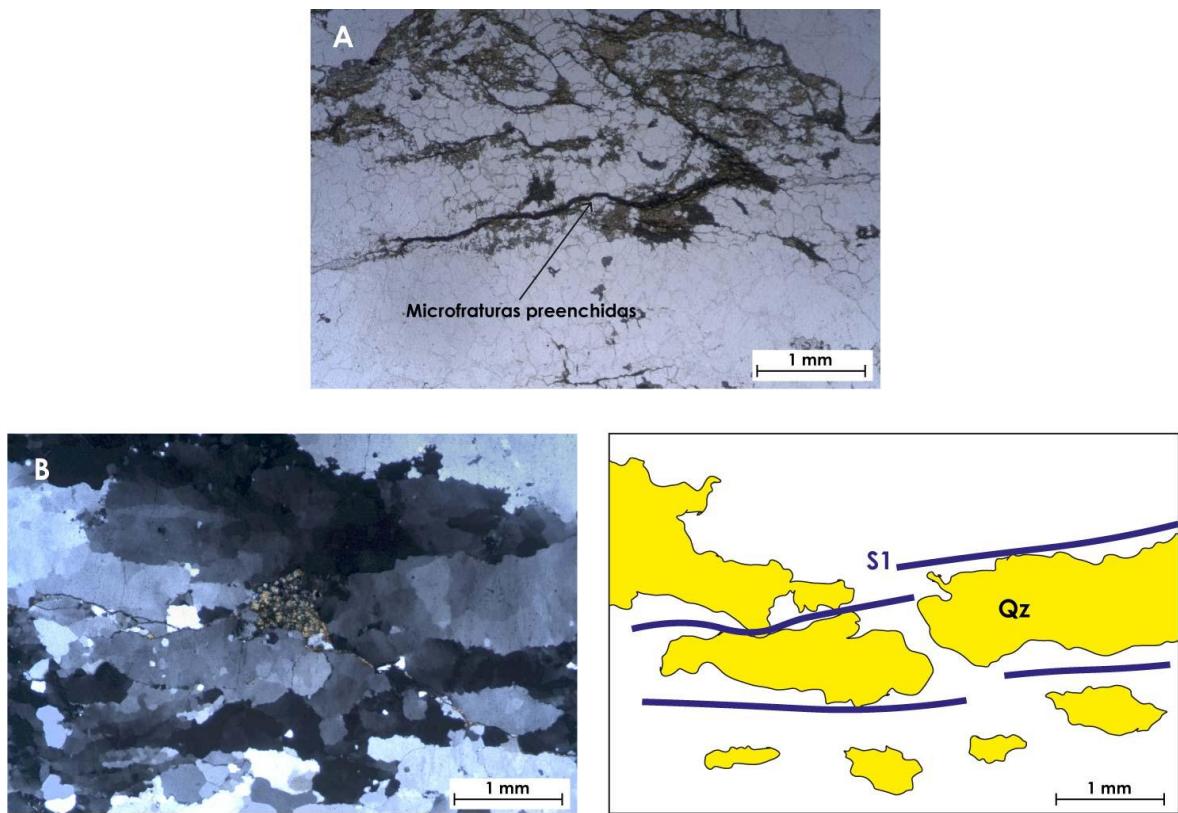


Figura 3.14 – Fotomicrografias das amostras MR-1 (B, nicóis cruzados) e MR-2 (A, nicóis paralelos) e interpretação. (A) Microfraturas preenchidas por minerais opacos, biotite cloritizada e clorite; B – Grãos de quartzo alongados com extinção ondulante e subgranulação a definir o microfabric  $S_1$ . Qz – Quartzo.

## **4. Discussão**

O presente estudo pretende reunir informação estrutural para discutir a relação espacial e temporal entre a instalação dos quartzodioritos e granitos do plutão Mississipiano de Reguengos de Monsaraz e a deformação e metamorfismo do seu encaixante meta-sedimentar, atribuído à Formação de Barrancos. Esta análise estrutural é crucial para melhor compreender os modelos tectónicos propostos para esta região do orógeno Varisco no sudoeste da Ibéria.

### **4.1. O desenvolvimento da foliação S<sub>1</sub> nas rochas meta-sedimentares da Formação de Barrancos**

Durante o desenvolvimento de zonas de cisalhamento em condições de baixo grau metamórfico, a textura das rochas meta-sedimentares, particularmente as de natureza siliciclástica, como são exemplo as rochas siliciclásticas da Formação de Barrancos, que apresentariam originalmente uma estrutura planar primária bem definida (estratificação, S<sub>0</sub>), tendem a sofrer transformações no tamanho e rearranjo dos grãos por efeito da deformação dúctil, sob determinadas condições de temperatura do metamorfismo (Figura 4.1). Neste contexto, a estratificação pode ser sujeita a dobramento e consequente desenvolvimento de uma estrutura planar secundária em condições de baixo grau metamórfico (foliação S<sub>1</sub>). A evolução progressiva da deformação em zonas de cisalhamento é favorável ao aparecimento uma sucessão de foliações associadas ao mesmo evento de deformação (Tobisch e Paterson, 1988), tal como se verifica na área de estudo com as foliações associadas à primeira fase de deformação D<sub>1</sub> local, que é composta pelo desenvolvimento sucessivo de duas foliações S<sub>1a</sub> e S<sub>1b</sub>. Nesta região também se observam dobras contemporâneas do cisalhamento (*syn-shear folds*, Carreras et al., 2007) ou intrafoliares (*intrafoliar shear folds*, Keiter et al., 2011) que se tornam cada vez mais achatadas à medida que a deformação progrediu. Estas dobras são tendencialmente isoclinais, sendo envolvidas por uma foliação mais espaçada. Com o desenrolar do movimento na zona de cisalhamento, pode dar-se o caso do rompimento dos flancos destas dobras intrafoliares provocando o isolamento das suas charneiras. Geralmente, é possível reconhecer diferentes foliações na charneira das dobras intrafoliares já que nos flancos tendem a paralelizar quando a transposição é total. A foliação S<sub>1</sub> local é compósita e transpõe a estratificação S<sub>0</sub>. Nos flancos das dobras intrafoliares também se reconhece que a foliação S<sub>1b</sub> transpõe a foliação S<sub>1a</sub>, estando somente preservada nas charneiras como *microlithons*. Quando não é possível separar estas duas foliações, a

terminologia  $S_1$  é usada para definir a foliação formada durante a fase de deformação  $D_1$  local. A deformação dúctil ao atuar sobre a estratificação das rochas sedimentares da Formação de Barrancos provocou o seu adelgaçamento e reorganização. Em resultado criou um *fabric* que se assemelha ao tipo de estratificação ondulada e lenticular (*wavy and lenticular bedding*; Tucker, 1993), caracterizada por corpos lenticulares de siltito-arenito fino que surgem intercalados em argilito. De facto, podemos admitir que a estratificação original das rochas siliciclásticas da Formação de Barrancos foi reorganizada gerando “pseudo-estratos” por deformação progressiva.

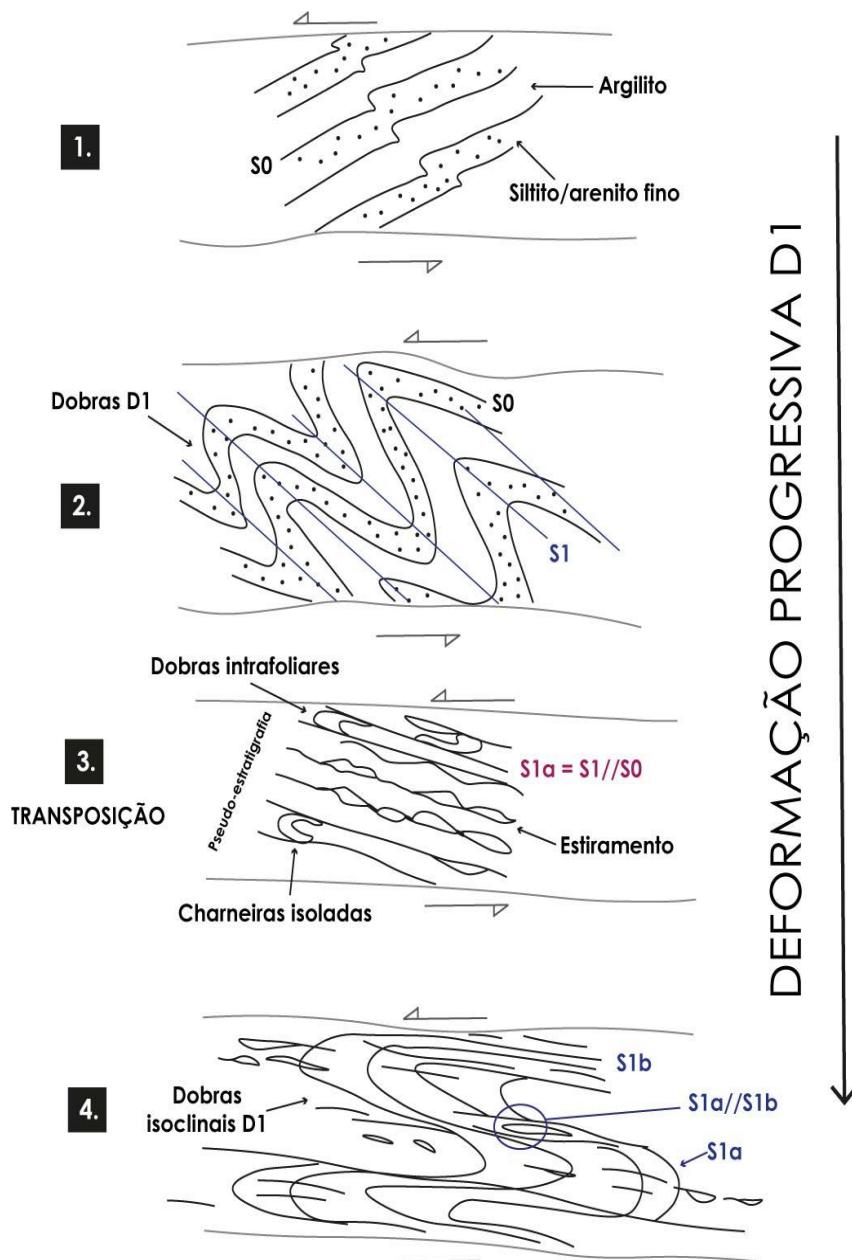


Figura 4.1 – Esquema ilustrativo da evolução estrutural da área de estudo relacionada com a deformação progressiva associada à fase de deformação  $D_1$  local.  $S_0$  – Estratificação;  $S_1$ ,  $S_{1a}$  e  $S_{1b}$  – Foliação formada durante a fase de deformação  $D_1$  local.

#### **4.2. As mudanças de textura das rochas meta-sedimentares da Formação de Barrancos e o comportamento dos diques/veios de quartzo, relacionadas com instalação do plutão de Reguengos de Monsaraz**

Em resultado da deformação dúctil as rochas siliciclásticas da Formação de Barrancos sofreram mudanças na sua textura, mas também pelo efeito do aumento da temperatura provocado pela instalação do plutão de Reguengos de Monsaraz. A instalação deste plutão Mississipiano causou uma auréola de contacto, com expressão cartográfica (Perdigão, 1971b; Carvalhosa e Zbyszewski, 1991), que induziu a recristalização e o desenvolvimento de novas texturas nas rochas encaixantes meta-sedimentares. Nas rochas meta-sedimentares mais próximas do contacto com o plutão foram descritas corneanas pelíticas e, mais longe da intrusão, metapelitos mosqueados, indicando um decréscimo na temperatura deste metamorfismo de térmico.

A interpretação anterior de que o plutão de Reguengos de Monsaraz é tardi- a pós-tectónico porque nem os granodioritos e tonalitos nem as corneanas mostram qualquer deformação assinalável (Carvalhosa e Zbyszewski, 1991) é agora atualizada pelas novas observações realizadas no presente estudo. Estes autores descrevem numa publicação anterior que as rochas meta-sedimentares encaixantes foram afetadas por duas fases de deformação previamente à instalação deste plutão. Descrevem uma foliação  $S_1$  associada a dobras sin-xistosas com xistosidade de plano axial (ou seja, intrafoliares) que transpõe  $S_0$ . Afirmando ainda que as estruturas  $D_1$  são atingidas por dobramento e o desenvolvimento de uma nova foliação/clivagem xistenta  $S_2$ , relacionada com o plano axial muito inclinado de dobras, associada à retrogradação das paragéneses minerais anteriores. Com as considerações acima descritas Carvalhosa e Zbyszewski (1991) admitem que plutão de Reguengos de Monsaraz representaria uma intrusão tardi- a pós- $D_1$ .

No entanto, as novas observações sobre a relação entre as microestruturas e as paragéneses minerais das rochas meta-sedimentares encaixantes, incluído a relação entre os porfiroblastos e a foliação da matriz, foi possível constatar que a instalação do plutão de Reguengos de Monsaraz (Figura 4.2) é sin-cinemática (tectónica), ou seja, ocorreu durante a fase de deformação  $D_1$  local. Pelo facto de que as estruturas  $D_1$  local terem resultado de uma fase de deformação progressiva, a foliação  $S_1$  é compósita. Neste contexto, as corneanas pelíticas (Figura 4.2) apresentam uma foliação  $S_{1a}$  marcada pelo alinhamento de minerais metamórficos que podem ter crescido sobre uma foliação anterior, ou seja, o seu crescimento pode ter mimetizado uma foliação já existente associada a um evento de deformação anterior.

Esta hipótese é difícil de justificar porque fora da auréola de metamorfismo de contacto a estrutura planar secundária mais precoce reconhecida nas rochas meta-sedimentares da Formação de Barrancos é a foliação  $S_1//S_0$  ou a foliação  $S_{1a}$ . Por outro lado, as corneanas pelíticas também mostram uma foliação  $S_{1b}$  que se sobrepõe a  $S_{1a}$ , crenulando-a, e está associada ao desenvolvimento de veios leucocráticos concordantes e discordantes relativamente a  $S_{1a}$ . Terá sido esta observação que levou Carvalhosa e Zbyszewski (1991) a classificar este plutão como Tardi- post- $D_2$ ?

Por sua vez, nos metapelitos mosqueados que definem o anel mais externo da auréola de contacto (Figura 4.2) observam-se porfiroblastos de quiastolite que apresentam uma foliação interna rodada, e que tem continuidade com a foliação externa da matriz. O movimento associado à foliação  $S_1$  também é evidenciada pelo desenvolvimento de planos C-S. Os porfiroblastos de quiastolite identificados nos metapelitos da Formação de Barrancos podem ser classificados como sin- ou inter-tectónicos (Passchier e Trouw, 2005). A estrutura planar envolvente dos porfiroblastos de quiastolite é a foliação  $S_1$  local, o que evidencia que este porfiroblasto são sin- $S_1$ . Isto significa que estes porfiroblastos cresceram por efeito do aumento da temperatura das condições de metamorfismo causado pela instalação do plutão de Reguengos de Monsaraz, enquanto se desenvolvia a foliação  $S_1$  compósita durante a fase de deformação progressiva  $D_1$  local.

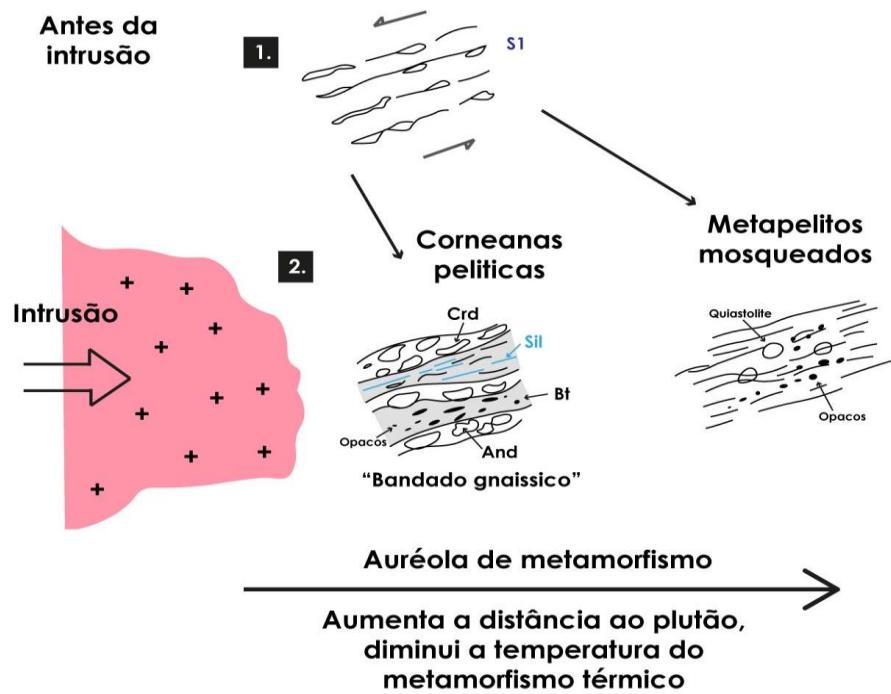


Figura 4.2 – Evolução textural e mineralógica das rochas da Formação de Barrancos aquando afetadas pela intrusão sofrendo metamorfismo térmico sin- $S_1$  local. Crd: cordierite; Sil: silimanite; Bt: biotite e And: andaluzite.

Os veios/diques de quartzo observados no encaixante meta-sedimentar da Formação de Barrancos, mais abundantes perto do plutão de Reguengos de Monsaraz, intruíram durante a deformação progressiva D<sub>1</sub> local na zona de cisalhamento. Uns são concordantes com foliação S<sub>1a</sub> e foram dobrados ou estirados durante o desenvolvimento da foliação S<sub>1b</sub> (Figura 4.3). Também se reconhecem veios discordantes relativamente à foliação S<sub>1a</sub> e S<sub>1b</sub> (Figura 4.3). Os veios sin-S<sub>1a</sub> foram deformados quando se desenvolveu a foliação S<sub>1b</sub>. Os veios deformados formam uma complexa rede de estruturas sin-D<sub>1</sub> progressivamente mais deformados, por dobramento ou estiramento que tendem a paralelizar com a foliação S<sub>1</sub> local.

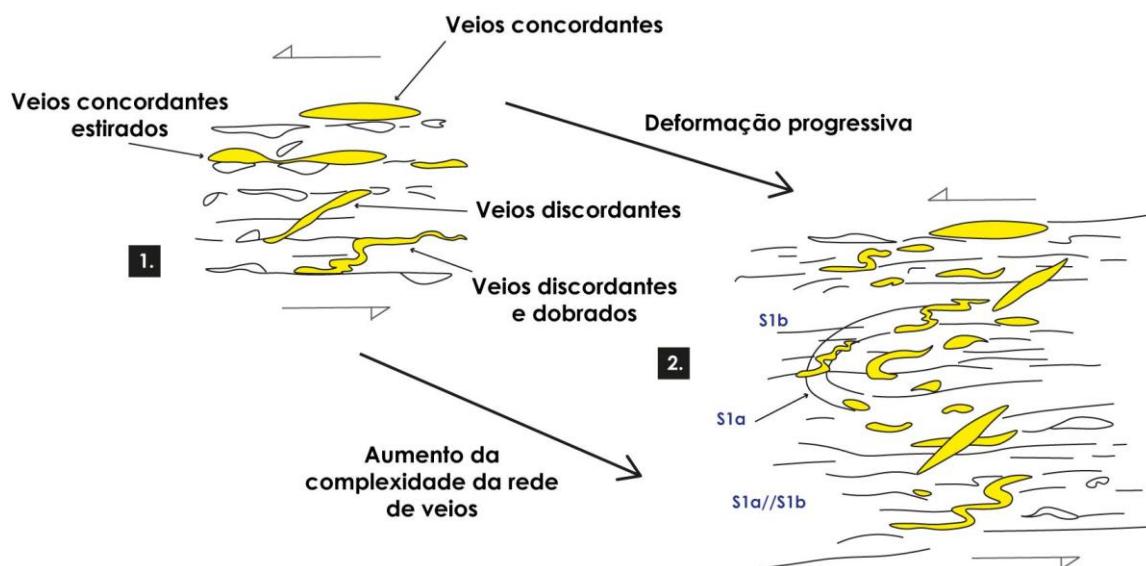


Figura 4.3 – Relação estrutural dos veios/diques de quartzo e evolução da complexidade com o avanço da deformação progressiva D<sub>1</sub> local.

#### **4.3. Implicações para o aperfeiçoamento dos modelos tectónicos sobre o orógeno Varisco no sudoeste da Ibéria**

No SW do Maciço Ibérico, a evolução do orógeno Varisco envolveu um evento extensional intra-orogénico no Mississipiano, provavelmente relacionado com o colapso gravítico da crosta continental (Pereira et al., 2009), que teria sido previamente espessada aquando da colisão entre a Laurussia e o Gondwana (Devónico Superior). Nos modelos tectónicos que se discutem para explicar a estrutura Paleozóica deste segmento do orógeno Varisco começa a ser consensual que, após a colisão continental entre a Laurussia e o Gondwana, ocorreu um significativo adelgaçamento da crosta continental. Este processo de adelgaçamento da crosta continental, que ocorreu entre dois eventos regionais compressivos

D<sub>1</sub> e D<sub>3</sub> regionais, em regime de deformação extensional D<sub>2</sub> intra-orogénico, deveu-se à ascensão de uma frente térmica, associada a plutonismo e à formação de domos gnáissicos. O desenvolvimento em níveis estruturais inferiores destes domos gnáissicos D<sub>2</sub> regional foi controlado pelo movimento tectónico que ocorreu em zonas de cisalhamento extensional, formadas sob condições metamórficas de baixa pressão e temperatura intermédia a alta, na fácie anfibolítica a granulítica (Dias da Silva et al., 2023). Simultaneamente, plutões sincinemáticos (sin-tectónicos, sin-D<sub>2</sub> regional) foram instalados em níveis estruturais inferiores e superiores. O plutão de Reguengos de Monsaraz instalou-se no andar estrutural superior, num encaixante meta-sedimentar intensamente cisalhado em regime dúctil, sob temperaturas relativamente mais baixas, na fácie dos xistos verdes (Carvalhosa e Zbyszewski, 1991) (Figura 4.4). No caso do plutão de Reguengos de Monsaraz, que foi datado do Mississipiano (Antunes et al., 2010), gerou-se uma auréola de metamorfismo de contacto nos metapelitos da Formação de Barrancos (atribuídos ao Ordovícico; Oliveira et al., 1991). Estas rochas meta-sedimentares do encaixante deste plutão Varisco contêm uma foliação S<sub>1b</sub> local que transpõe uma foliação/estratificação transposta S<sub>1a</sub> local (que por sua vez havia transposto S<sub>0</sub>), sugerindo deformação progressiva numa zona de cisalhamento dúctil em fácie dos xistos verdes. Sobreposta às estruturas D<sub>1</sub> local observam-se as dobras D<sub>2</sub> e foliação S<sub>2</sub> locais. Durante o metamorfismo de contacto, as estruturas precoces D<sub>1</sub> local foram registadas pelo crescimento sin-tectónico de silimanite (fibrolite), sendo a continuação mimetizada pelo crescimento preferencial (de acordo com a composição do bandado tectónico) de biotite, moscovite, andaluzite e cordierite indicando condições de menor temperatura. Perto do contacto com o plutão, as corneanas pelíticas mostram uma foliação S<sub>1</sub> local definida principalmente por porfiroblastos de biotite e andaluzite que se destacam numa matriz de grão fino composta por quartzo, biotite, moscovite (a substituir silimanite) e minerais opacos também alinhados. A cordierite poiquiloblastica (e a silimanite prismática?) também está presente. Tanto nas corneanas pelíticas como nos metapelitos mosqueados é possível observar que os *microlithons* limitados pela foliação S<sub>1b</sub> local incluem uma foliação crenulada (S<sub>1a</sub> local). Nos metapelitos mosqueados, os porfiroblastos de andaluzite (quiastolite) cresceram durante o metamorfismo de contacto sobre uma foliação anterior (S<sub>1a</sub> local) durante o desenvolvimento da S<sub>1b</sub> local e dobras intrafoliares associadas. Nos porfiroblastos de quiastolite observa-se uma rotação da foliação interna S<sub>1</sub> que está em continuidade com a foliação externa S<sub>1</sub>, sugerindo a sincronicidade entre o crescimento do porfiroblasto por efeito do metamorfismo de contacto e o progressivo desenvolvimento da foliação S<sub>1</sub> local, ou seja, que o plutão de Reguengos de Monsaraz é

sin-tectónico (cinemático). A correspondência das foliações descritas neste trabalho, a nível local, com as foliações reconhecidas a nível regional é a seguinte, 1) a foliação  $S_1$  local corresponde à foliação  $S_2$  regional formada em regime de deformação extensional durante o evento  $D_2$  regional, e 2) a foliação  $S_2$  local corresponde à foliação  $S_3$  regional desenvolvida em regime de deformação compressiva durante o evento  $D_3$  regional.

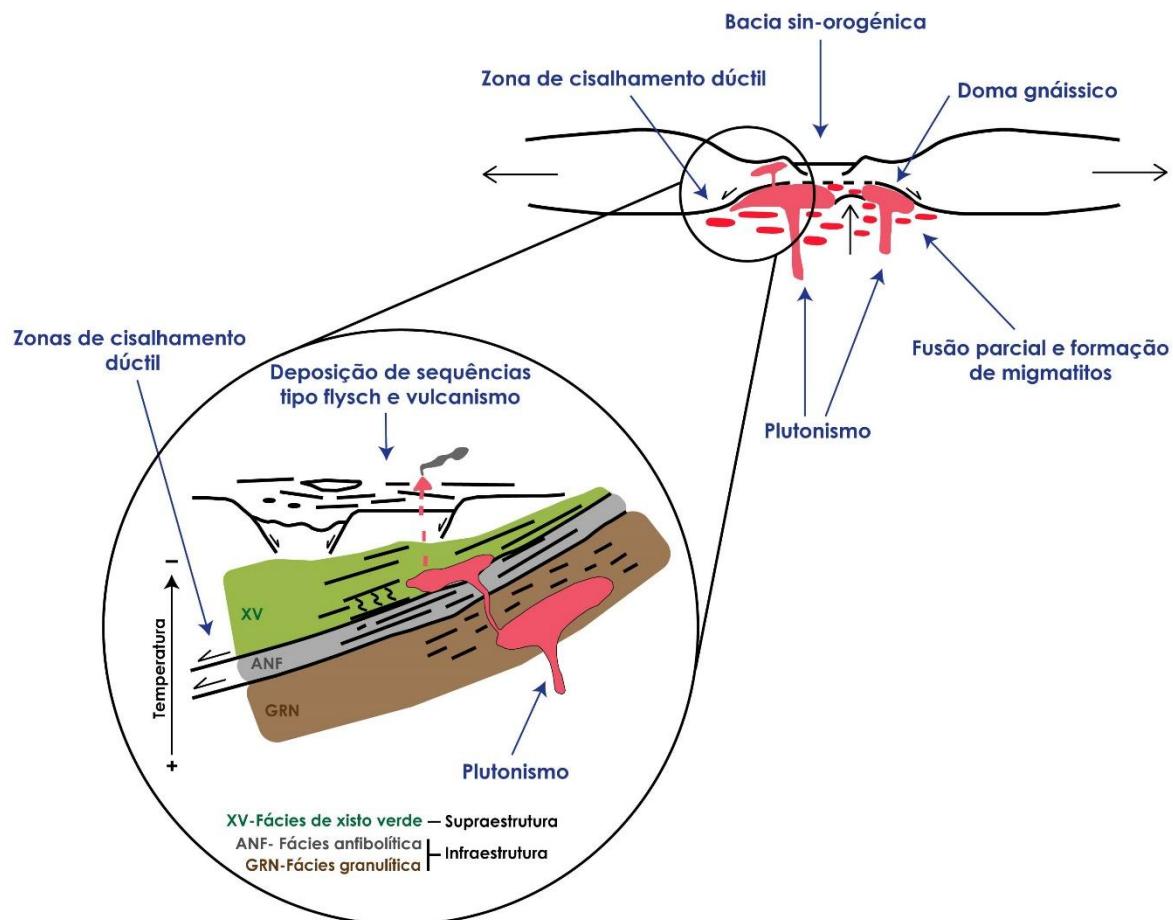


Figura 4.4 - Modelo tectônico ilustrativo da formação de domas gnássicos e plutonismo no Mississipiano, mostrando a distribuição das fácies metamórficas com ligação aos termos supraestrutura e infraestrutura controlados pelo desenvolvimento de uma zona de cisalhamento extensional  $D_2$  regional.

## 5. Conclusão

O presente estudo contribui para uma melhor compreensão dos processos de deformação dúctil em zonas de cisalhamento desenvolvidas em condições de baixo-grau metamórfico (fácies dos xistos verdes), e para analisar a sua relação com o plutonismo. Investigou-se a relação espacial e temporal entre a instalação do plutão Mississipiano de Reguengos de Monsaraz e a deformação e metamorfismo observado no encaixante meta-sedimentar da Formação de Barrancos (Ordovícico). A metodologia aplicada incluiu uma pesquisa bibliográfica cuidada, campanhas de campo de cartografia estrutural e amostragem para preparação de lâminas delgadas e polidas. As observações à escala meso- e microscópica permitiram uma análise estrutural do encaixante meta-sedimentar.

Os resultados estruturais obtidos revelaram que a deformação dúctil das rochas encaixantes resultou na reorganização (transposição) das suas estruturas originais, através do desenvolvimento de uma foliação  $S_1$  local compósita. A evolução das foliações  $S_{1a}$  e  $S_{1b}$  locais estão diretamente associadas a deformação progressiva que produziu dobramento isoclinal, que é típico de zonas de cisalhamento dúctil.

Também foi possível reconhecer que a análise das estruturas  $D_1$  locais (equivalentes às atribuídas à fase de deformação extensional  $D_2$  regional) e do crescimento das paragéneses minerais relacionadas com o desenvolvimento do metamorfismo de contacto, sugere que a instalação do plutão Mississipiano de Reguengos de Monsaraz terá sido sin-cinemática (sin- $D_2$  regional). A presença de porfiroblastos sin-tectónicos e o desenvolvimento de veios sin- $S_1$  local, sustentam essa hipótese, demonstrando a simultaneidade entre a intrusão do plutão e a progressão da deformação em regime de cisalhamento dúctil. Esta nova interpretação contraria as interpretações anteriores que classificavam o plutão de Reguengos de Monsaraz como tardí- a pós-tectónico.

Na área de estudo foi identificada a sobreposição de duas fases de deformação. As estruturas resultantes da fase de deformação  $D_1$  local encontram-se afetadas pelo desenvolvimento de estruturas resultantes da fase de deformação  $D_2$  local (correspondente à fase de deformação compressiva  $D_3$  regional). A correspondência entre as estruturas locais e regionais, nomeadamente entre as foliações  $S_1$  e  $S_2$  locais e as foliações regionais  $S_2$  e  $S_3$ , proporciona uma visão integrada da evolução orogénica, vinculando o desenvolvimento das estruturas observadas na área de estudo aos eventos tectónicos maiores que afetaram o sudoeste do orógeno Varisco. Este estudo reforça a importância dos processos de adelgaçamento crustal e deformação extensional associados ao evento  $D_2$  regional, bem como a subsequente compressão que originou as estruturas  $D_3$ , também regional. Em síntese,

o estudo realça o papel crucial das zonas de cisalhamento e do metamorfismo de contacto na modificação das rochas meta-sedimentares durante a desenvolvimento do orógeno Varisco, contribuindo significativamente para o refinamento dos modelos tectónicos regionais. Este trabalho contribuiu para reforçar o modelo tectónico de evolução do orógeno Varisco no sudoeste da Ibéria que admite que durante a fase de deformação extensional D<sub>2</sub> regional, a formação em andares estruturais mais profundos de domas gnáissicos associados a plutões sin-cinemáticos, terá sido contemporâneo da instalação de plutões sin-cinemáticos em andares estruturais mais superficiais, onde a deformação dúctil se desenvolveu em condições da fácie dos xistos verdes.

Por último, salienta-se que ainda é necessário continuar a investir em estudos complementares que possam contribuir para aprofundar o conhecimento sobre a interação entre a tectónica e o plutonismo a deformação e metamorfismo na área de estudo. Neste sentido, sugere-se que sejam adotadas no futuro novas linhas de investigação que incluem: 1) cartografia estrutural de detalhe no encaixante meta-sedimentar (eixos de dobrar, foliações, lineações) e no plutão de Reguengos de Monsaraz (foliação magmática), o que poderá revelar mais sobre a sua história de instalação e deformação associada; 2) química mineral nas rochas encaixantes para determinar com maior precisão as condições de pressão e de temperatura associadas ao metamorfismo regional e de contacto; 3) geocronologia em biotite e ou anfíbola das rochas graníticas de Reguengos de Monsaraz e em biotite das corneanas pelíticas para estabelecer uma relação temporal mais precisa entre a instalação e arrefecimento do plutão e a deformação no encaixante; e 4) petrografia das mineralizações associadas aos veios de quartzo e no encaixante meta-sedimentar para avaliar se existe potencial económico.

## 6. Referências Bibliográficas

- Antunes, A., Santos, J. F., Azevedo, M. R. e Corfu, F. (2011). Geocronologia e geoquímica isotópica de fácies félsicas marginais do maciço de Reguengos de Monsaraz (ZOM). VIII Congresso Ibérico de Geoquímica - XVII Semana de Geoquímica, pp. 451-456.
- Antunes, A., Santos, J. F., Azevedo, M. R., Mendes, M. H., e Ribeiro, S. (2010). New petrographic, geochemical and geochronological data for the Reguengos de Monsaraz pluton (Ossa Morena Zone, SW Iberian Massif, Portugal). Estudios Geológicos, 66(1), 25-34. <https://doi.org/10.3989/egeol.40162.1231>.
- Araújo, A., Piçarra de Almeida, J.; Borrego, J., Pedro, J. e Oliveira, J. T. (2013). As Regiões Central e sul da Zona de Ossa-Morena. Em Geologia de Portugal, Volume I, Geologia Pré-mesozóica de Portugal, (Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J. C, Editores), Escolar Editora, pp. 509 – 549.
- Azor, A., Dias da Silva, I., Gómez Barreiro, J., González-Clavijo, E., Martínez Catalán, J.R., Simancas, J.F., Martínez Poyatos, D., Pérez-Cáceres, I., González Lodeiro, F., Expósito, I., Casas, J.M., Clariana, P., García-Sansegundo, J., Margalef, A. (2019). Deformation in Structure. In: Quesada, C., Oliveira, J. (eds) The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach. Regional Geology Reviews. Springer, Cham., 307-348. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-10519-8\\_10](https://doi.org/10.1007/978-3-030-10519-8_10).
- Azor, A., Rubatto, D., Simancas, J. F., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D., Martín Parra, L. M., & Matas, J. (2008). Rheic Ocean ophiolitic remnants in southern Iberia questioned by SHRIMP U-Pb zircon ages on the Beja-Acebuches amphibolites. Tectonics, 27(5).
- Barros, A. e Carvalhosa, A. (1967a). Carta geológica de Portugal 1:50 000, Folha 40-D Portel. 1<sup>a</sup> edição-Serviços Geológicos de Portugal.
- Barros, A. e Carvalhosa, A. (1967b). Notícia Explicativa da Folha 40-D Portel da Carta geológica de Portugal 1:50 000. 1<sup>a</sup> edição-Serviços Geológicos de Portugal. 24 pp.
- Borrego, J., Araújo, A., Fonseca, P. (2005). A geotraverse through the south and central sectors of the Ossa-Morena zone in Portugal (Iberian Massif). In: (eds.) Carosi, R., Dias, R., Iacopini, D., e Rosenbaum, G., The southern Variscan belt, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edit ion, ISSN 1441-8142, Volume 19, Paper 10.
- Braid, J. A., Murphy, J. B., e Quesada, C. (2010). Structural analysis of an accretionary prism in a continental collisional setting, the Late Paleozoic Pulo do Lobo Zone, Southern Iberia. Gondwana Research, 17(2-3), 422-439.

- Carreras j, Druguet E, Grier A. (2005). Shear zone-related folds. *Journal of Structural Geology* 27, 1229–9251.
- Carvalho, D., Goínhas, J., Oliveira, V. e Ribeiro, A. (1971). Observações sobre a geologia do sul de Portugal e consequências metalogenéticas. *Estudos Notas e Trabalhos do SFM*, 20 (1-2): 153-199.
- Carvalhosa, A., e Zbyszewski, G. (1990). Carta geológica de Portugal 1:50 000, Folha 40-B Reguengos de Monsaraz. 1<sup>a</sup> edição-Serviços Geológicos de Portugal.
- Carvalhosa, A., e Zbyszewski, G. (1991). Notícia explicativa da Folha 40-B Reguengos de Monsaraz da Carta geológica de Portugal 1:50 000. 1<sup>a</sup> edição-Serviços Geológicos de Portugal.
- Chichorro, M.; Pereira, M.F.; Díaz-Azpiroz, M.; Williams, I.S.; Fernández, C.; Pin, C.; Silva, J.B. (2008). Cambrian ensialic rift-related magmatism in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena metamorphic belt, SW Iberian Massif): Sm-Nd isotopes and SHRIMP zircon U-Th-Pb geochronology. *Tectonophysics* 461, 91–113.
- Davis, G.H., Reynolds, S.J. (1996). *Structural Geology of Rocks and Regions*. 2nd Edition, John Wiley & Sons, Inc., New York, p. 1-776.
- Dias da Silva, Í., Gonzalez Clavijo, E., e Díez-Montes, A. (2021). The collapse of the Variscan belt: a Variscan lateral extrusion thin-skinned structure in NW Iberia. *International Geology Review*, 63(6), 659-695.
- Dias da Silva, Í., Pereira, M.F., Gama, C., Steel Hart, L., Barrios Sánchez, S., Santos Alves, K., Gómez Barreiro, J., Tassinari, C. e Sato, K., (2023). The influence of synorogenic extension on the crustal architecture of North Gondwana during the assembly of Pangaea (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). Geological Society, London, Special Publications, 542, SP542-2023-2029. <https://doi.org/10.1144/SP542-2023-9>
- Dias da Silva, Í., Pereira, M.F., González Clavijo, E. e Silva, J.B., (2024). Mississippian olistostromes of Iberia revisited: tectonic drivers of synorogenic carbonate platform/reef destruction. *Journal of the Geological Society*, 181(2), jgs2023-187. <https://doi.org/10.1144/jgs2023-187>.
- Dias da Silva, Í., Pereira, M.F., Silva, J.B., Gama, C., (2018). Time-space distribution of silicic plutonism in a gneiss dome of the Iberian Variscan Belt: The Évora Massif (Ossa-Morena Zone, Portugal). *Tectonophysics*, 747 - 748, 298-317. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.10.015>.
- Farias P., Gallastegui G., González-Lodeiro F., Marquínez J., Martín Parra L.M., Martínez Catalán J.R., de Pablo Maciá J.G., Rodríguez Fernández L.R. (1987). Aportaciones

- al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. Memórias da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto 1:411-431
- Finch, M. A., Bons, P. D., Steinbach, F., Griera, A., Llorens, M. G., Gomez-Rivas, E., Ran, H. e de Riese, T. (2020). The ephemeral development of C' shear bands: A numerical modelling approach. *Journal of Structural Geology*, 139, 104091.
- Fonseca, P., Ribeiro, A. (1993). Tectonics of the Beja-Acebuches ophiolite: A major suture in the Iberian Variscan Foldbelt. *Geologische Rundschau* 82, 40-447.
- Franke, W., (1989). Variscan plate tectonics in Central Europe—current ideas and open questions. *Tectonophysics*, 169, 221–228. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90088-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90088-7).
- Ghosh, S. K. (1993). Structural geology: Fundamentals and modern developments.
- Jesus, A.P., Mateus, A., Munhá, J.M., Tassinari, C.C.G., Bento dos Santos, T.M. e Benoit, M., (2016). Evidence for underplating in the genesis of the Variscan synorogenic Beja Layered Gabbroic Sequence (Portugal) and related mesocratic rocks. *Tectonophysics*, 683, 148-171. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.06.00>.
- Julivert, M., Fonboté, J. M., Ribeiro, A., e Conde, L. (1972). Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Keiter M, Ballhaus C, Tomaschek F. (2011). A new geological map of the island of Syros (Aegean Sea, Greece): implications for lithostratigraphy and structural history of the Cycladic Blueschist unit. *The Geological Society of America Special Paper* 481, doi:10.1130/2011.2481.
- Lotze, F., (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forschg.*, 6, 78–92.
- Machado, G.; Dias da Silva, I.; Almeida, P. (2012). Palynology, stratigraphy and geometry of the Pennsylvanian continental Santa Susana Basin (SW Portugal). *Journal of Iberian Geology* 38, 429–448.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Abati, J., Sánchez Martínez, S., Díaz García, F., Fernández-Suárez, J., González Cuadra, P., Castiñeiras, P., Gómez Barreiro, J., Díez Montes, A., González Clavijo, E., Rubio Pascual, F., Andonaegui, P., Jeffries, T.E., Alcock, J.E., Díez Fernández, R., López Carmona, A., (2009). A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan Belt of NW Iberia. *C.R. Geoscience*, 341(2-3), 114-126. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.004>.

- Mata, J. e Munhá, J. (1990). Magmatogéneze de metavulcanitos câmbricos do nordeste alentejano: os estádios iniciais de “rifting” continental. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, 76: 61-89.
- Moita, P., Santos, J.F., Pereira, M.F., Costa, M.M., Corfu, F., (2015). The quartz-dioritic Hospitais intrusion (SW Iberian Massif) and its mafic microgranular enclaves - Evidence for mineral clustering. *Lithos*, 224-225, 78-100.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.02.012>.
- Munhá, J., Oliveira, J.T., Ribeiro, A., Oliveira, V., Quesada, C., Kerrich, R., (1986). Beja-Acebuches Ophiolite: Characterization and geodynamic significance. *Maleo*, 2(13), 31.
- Murphy, J. B., e Nance, R. D. (2013). Speculations on the mechanisms for the formation and breakup of supercontinents. *Geoscience Frontiers*, 4(2), 185-194.
- Murphy, J. B., Quesada, C., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S. T., e Weil, A. (2016). Reconciling competing models for the tectono-stratigraphic zonation of the Variscan orogen in Western Europe. *Tectonophysics*, 681, 209-219.
- Oliveira, J.T. (1990). Stratigraphy and synsedimentary tectonism in the South Portuguese Zone. In: Dallmeyer, R.D. and Martínez, E. (eds) Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer, Berlin, 334–347.
- Oliveira, J. T., Oliveira, V., e Piçarra, J. M. (1991). Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa-Morena, em Portugal.
- Oliveira, J. T., Quesada, C., Pereira, Z., Matos, J. X., Solá, A. R., Rosa, D., Albardeiro, L., Díez-Montes, A., Morais, I., Inverno, C. Rosa, C. e Relvas, J. M. R. S. (2019). South Portuguese Terrane: a continental affinity exotic unit. *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach: Volume 2: The Variscan Cycle*, 173-206.
- Oliveira, J.T.; Relvas, J.; Pereira, Z.; Matos, J.; Rosa, C.; Rosa, D.; Munhá, J.; Fernandes, P.; Jorge, R.; Pinto, Á. (2013) – Geologia Sul Portuguesa, com ênfase na estratigrafia, vulcanologia física, geoquímica e mineralizações da faixa piritosa. In Dias, R.; Araújo, A; Terrinha, P.; Kullberg, J.C. (Eds), *Geologia de Portugal*, Escolar Editora, Volume I-Geologia Meso-cenozoica de Portugal, pp.673-765.
- Passchier, C. W., e Trouw, R. A. (2005). Microtectonics. Springer Science e Business Media.
- Passchier, C. W., Zhang, J.S., Konopasek, J. (2005). Geometric aspects of synkinematic granite intrusion into a ductile shear zone—An example from the Yunmengshan core complex, northern China. *Geological Society, London, Special Publications*, 245(1), 65-80.

- Perdigão, J. C. (1971a). Carta geológica de Portugal 1:50 000, Folha 41-A Monsaraz. 1<sup>a</sup> edição-Serviços Geológicos de Portugal. 14.
- Perdigão, J. C. (1971b). Notícia Explicativa da Folha 41-A Monsaraz da Carta geológica de Portugal 1:50 000. 1<sup>a</sup> edição-Serviços Geológicos de Portugal. 16 pp.
- Perdigão, J. C. (1976). Carta geológica de Portugal 1:50 000, Folha 41-C Mourão. 1<sup>a</sup> edição-Serviços Geológicos de Portugal.
- Perdigão, J. C. (1980). Notícia Explicativa da Folha 41-C Mourão da Carta geológica de Portugal 1:50 000. Serviços Geológicos de Portugal. 17 pp.
- Pereira, M.F., Arturo Apraiz, A., Silva, J.B., Chichorro, M., (2008). Tectonothermal analysis of high-temperature mylonitization in the Coimbra–Córdoba shear zone (SW Iberian Massif, Ouguela tectonic unit, Portugal): evidence of intra-continental transcurrent transport during the amalgamation of Pangea. *Tectonophysics* 461, 378–394
- Pereira, M. F., Chichorro, M., Williams, I. S., Silva, J. B., Fernández, C., Díaz-Azpíroz, M., Apraiz, A., Castro, A., (2009). Variscan intra-orogenic extensional tectonics in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena-Lora del Río metamorphic belt, SW Iberian Massif): SHRIMP zircon U-Th-Pb geochronology. In Murphy, J.B., Keppie, J. D., Hynes, A.J. *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geological Society Special Publication, 327. <https://doi.org/10.1144/SP327.11>.
- Pereira, M. F., Chichorro, M., Moita, P., Santos, J. F., Solá, A. M. R., Williams, I. S., Silva, J. B., Armstrong, R. A., (2015). The multistage crystallization of zircon in calc-alkaline granitoids: U–Pb age constraints on the timing of Variscan tectonic activity in SW Iberia. *International Journal of Earth Sciences*, 104(5), 1167-1183. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1149-3>.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Silva, J., Ordóñez-Casado, B., Lee, J., Williams, I., (2012a). Early carboniferous wrenching, exhumation of high-grade metamorphic rocks and basin instability in SW Iberia; constrains derived from structural geology and U–Pb and 40Ar-39Ar geochronology. *Tectonophysics* 558–559, 28–44.
- Pereira, M. F., Dias da Silva, Í., Rodríguez, C., Corfu, F., e Castro, A. (2023b). Visean high-K mafic–intermediate plutonic rocks of the Ossa–Morena Zone (SW Iberia): implications for regional extensional tectonics.
- Pereira, M.F., Fuenlabrada, J., Rodríguez, C., Castro, A., (2022). Changing Carboniferous Arc Magmatism in the Ossa-Morean Zone (Southwest Iberia): Implications for the Variscan Belt. *Minerals*, 15 (5), 597. <https://doi.org/10.3390/min12050597>.

- Pereira, M.F., Gama, C., Dias da Silva, I., Fuenlabrada, J.M., El Houicha, M., (2023a). Cadomian arc recycling along the northern Gondwana margin: Source-inherited composition of Miaolingian rift-related rhyolitic rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Journal of African Earth Sciences*, 201, 104887, <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2023.104887>.
- Pereira, M.F.; Gama, C.; Dias da Silva, I.; Silva, J.B.; Hofmann, M.; Linnemann, U.; Gärtner, A. (2020). Chronostratigraphic framework and provenance of the Ossa-Morena Zone Carboniferous basins (southwest Iberia). *Solid Earth*, 11, 1291–1312.
- Pereira, M. F., Gama, C., e Rodríguez, C. (2017b). Coeval interaction between magmas of contrasting composition (Late Carboniferous-Early Permian Santa Eulália-Monforte massif, Ossa-Morena Zone): field relationships and geochronological constraints. *Geologica acta*, 15(4), 0409-428.
- Pereira, M. F., Gutierrez-Alonso, G., Murphy, J. B., Drost, K., Gama, C., e Silva, J. B. (2017a). Birth and demise of the Rheic Ocean magmatic arc (s): Combined U–Pb and Hf isotope analyses in detrital zircon from SW Iberia siliciclastic strata. *Lithos*, 278, 383-399.
- Pereira, M.F., Sola, A.R., Chichorro, M., Lopes, L., Gerdes, A., Silva, J.B., (2012b). North Gondwana assembly, break-up, and paleogeography: U-Pb isotope evidence from detrital and igneous zircons of Ediacaran and Cambrian rocks of SW Iberia. *Gondwana Research* 22, 866–881.
- Pérez Estaún, A. e Bastida, F. (1990). Cantabrian zone: Structure. In Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer, R. D. E Martinez-García, E. (Eds.), Springer-Verlag pp.55-69.
- Piçarra J.M. (2000). Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal. Vol. I. Litoestratigrafia do intervalo Câmbrico médio?-Devónico inferior, Vol. II - Bioestratigrafia do intervalo Ordovícico-Devónico inferior. Tese de doutoramento, Universidade de Évora, 268 pp.
- Quesada, C. (1990): Ossa-Morena Zone: introduction. In: Dallmeyer, R. D., Martínez García, E. (eds. ), Pre-Mesozoic Geology of Iberia: 249-251, Springer-Verlag.
- Quesada, C., Fonseca, P., Munhá, J., Oliveira, J.T., Ribeiro, A., (1994). The Beja-Acebuches Ophiolite (southern Iberia Variscan fold belt): Geological characterization and geodynamic significance. *Boletín Geológico y Minero* 105, 3-49.
- Quesada, C., e Oliveira, J. T. (Eds.). (2019). The geology of Iberia: a geodynamic approach. Springer International Publishing.

- Ramsay, J. (1980). Shear zone geometry: a review. *Journal of structural geology*, 2(1-2), 83-99.
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Almeida, F. M., Carvalho, D. e Monteiro, J. H. (1979). Introduction à la géologie générale du Portugal (p. 114). Serviços geológicos de Portugal.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, T., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C., Pedro, J., (2007). Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, 26(6), 1-24. <https://doi.org/10.1029/2006TC002058>.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Fonseca, P.E., Araújo, A., Pedro, J.C., Mateus, A., Tassinari, C., Machado, G., Jesus, A., (2010). Variscan ophiolite belts in the Ossa-Morena Zone (Southwest Iberia): geological characterization and geodynamic significance. *Gondwana Research* 17, 408–421.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Fonseca, P., Mateus, A., Araújo, A., Munhá, J., Romão, J. Rodrigues, J. F., Castro, P., Meireles, C., Ferreira, N. (2009). Mechanics of thick-skinned Variscan overprinting of Cadomian basement (Iberian Variscides). *C. R. Geosciences, Paris* 341 (2-3), 127-139.
- Robardet, M. e Gutiérrez-Marco, J. C., (2004). The Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks of the Ossa-Morena Zone (SW Iberian Peninsula, Spain).
- Rodríguez, C., Pereira, M.F., Castro, A., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández, C., (2022). Variscan intracrustal recycling by melting of Carboniferous arc-like igneous protoliths (Évora Massif, Iberian Variscan belt). *GSA Bulletin*, 134 (5-6), 1549-1570. <https://doi.org/10.1130/B36111.1>.
- Rubio Pascual, F. J., Arenas, R., Catalán, J. R. M., Fernández, L. R. R., e Wijbrans, J. R. (2013). Thickening and exhumation of the Variscan roots in the Iberian Central System: Tectonothermal processes and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages. *Tectonophysics*, 587, 207-221.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Pereira, M. F., Chichorro, M., Quesada, C., Pin, C., e Silva, J. B. (2010). Rift-related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena zone, SW Iberia). *Gondwana Research*, 17(2-3), 392-407.
- Sánchez-García, T., Quesada, C., Bellido, F., Dunning, G. R., e del Tánago, J. G. (2008). Two-step magma flooding of the upper crust during rifting: the Early Paleozoic of the Ossa Morena Zone (SW Iberia). *Tectonophysics*, 461(1-4), 72-90.

- Simancas, J.F., Azor, A., Martínez Poyatos, D.J., Tahiri, A., ElHadi, H., González-Lodeiro, F., Pérez-Estaún, A., Carbonell, R., (2009). Tectonic relationships of Southwest Iberia with the allochthons of Northwest Iberia and the Moroccan variscides. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 103–113.
- Simancas, J.F., Expósito, I., Azor, A., Martínez-Poyatos, D., González Lodeiro, F. (2004). From the Cadomian orogenesis to the Early Palaeozoic Variscan rifting in southwest Iberia. *Journal of Iberian Geology* 30, 53-71.
- Tobisch, O. T., Paterson, S. R. (1988). Analysis and interpretation of composite foliations in areas of progressive deformation. *Journal of Structural Geology*, 10(7), 745–754.
- Tucker, M. (1993). The field description of sedimentary rocks. Geological society of Londond Handbook, Handbook series (ed. K. Cox), John Wiley & sons, Chichester, 1-112.
- Vanardois, J., Trap, P., Roger, F., Goncalves, P., Marquer, D., Paquette, J. L., Siron, G. Baudin, T. (2022). Flow of the partially molten crust in the Variscan foreland revealed by U–Th–Pb dating of metamorphism, magmatism and deformation (Agly Massif, Eastern Pyrenees). *International Journal of Earth Sciences*, 111(7), 2101-2128.
- Zwart, H.J. (1979). The geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 50 (1), 1-74.