

NOTÍCIA EXPLICATIVA DA FOLHA 15-C PINHEL

Carlos do Rosário Ângelo (Coordenador)*

Ana Paula Pereira*

Ricardo Ressurreição*

**UNIDADE DE GEOLOGIA
HIDROGEOLOGIA
E GEOLOGIA COSTEIRA**

**LABORATÓRIO NACIONAL
DE ENERGIA E GEOLOGIA**

Porto 2025

ISBN: 978-989-675-128-9

Colaboradores:

- Adelaide Ferreira (LGM/UCTM) – Hidroquímica
- Augusto Filipe (LGM/URMG) – Recursos Minerais
- Eliane Marques (UGHGC) – Preparação de figuras com extratos de cartografia
- Maria do Rosário Costa (UTAD) – Hidrogeologia

Agradecimento ao Professor Carlos Regêncio Macedo

Nos diagramas de classificações geoquímicas das fácies de granitoides foram utilizados resultados de análises químicas e modais obtidos e apresentados em Macedo (1988), por contribuírem para a melhor definição dos dados de campo. Nestes termos, manifesta-se reconhecido agradecimento ao Professor Carlos Regêncio Macedo (Universidade de Coimbra), reforçado pela manutenção das designações locais das diferentes fácies de granitoides.

ÍNDICE

I.	INTRODUÇÃO	5
II.	TRABALHOS ANTERIORES	5
III.	GEOLOGIA.....	6
III.1.	Neoproterozoico – Paleozoico.....	6
A.	Rochas de Metamorfismo Regional de Baixo Grau.....	6
III.1.1.	Ediacário – Câmbrio.....	6
III.1.2.	Ordovício	14
III.1.3.	Silúrico	19
B.	Rochas de Metamorfismo Regional de Médio Grau, Metamorfismo Dinâmico e Ígneas	20
III.1.4.	Carbônico – Pérmico	20
B. 1.	Rochas de Metamorfismo Regional de Grau Médio a Alto	23
B. 2.	Rochas de Metamorfismo Dinâmico	27
B. 3.	Rochas Ígneas	30
B. 3.1	Rochas ígneas sin-D ₃	31
B. 3.2	Rochas ígneas sin- a tardi-D ₃	59
B. 3.3	Rochas ígneas tardi-D ₃	65
B. 3.4	Rochas ígneas tardi- a pós-D ₃	72
III.2.	Cenozoico	88
III.2.1.	Paleogénico – Neogénico.....	88
III.2.2.	Neogénico – Quaternário	90
III.3.	Massas e Filões	92
IV.	GEODINÂMICA E TECTÓNICA	95
V.	GEOMORFOLOGIA	104
VI.	HIDROGEOLOGIA	106
VII.	RECURSOS MINERAIS	118
VIII.	GEODIVERSIDADE	125
	BIBLIOGRAFIA.....	127

I. INTRODUÇÃO *

A Folha 15-C Pinhel da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000, publicada em 2023, engloba as folhas 160 (Torre de Terrenho, 2ª edição, IGE, 1994), 161 (Cidadelhe, edição 2, IGE, 1994), 170 (Trancoso, 4ª edição, IGE, 1994), 171 (Pinhel, 4ª edição, IGE, 1994) da Carta Militar de Portugal na escala 1:25000, que constituíram a base de trabalho dos levantamentos de campo. A base topográfica de suporte para os levantamentos geológicos foi a Folha 15-III, escala 1:50000, série M 782, 2ª Edição, 1997 do Instituto Geográfico do Exército. A folha foi elaborada em SIG, no programa ArcGis (ESRI) com o sistema de coordenadas WGS84.

A área representada na Folha 15-C insere-se no distrito da Guarda, abrangendo territórios dos municípios da Mêda, Vila Nova de Foz Côa, Figueira de Castelo Rodrigo, Trancoso e Pinhel.

O território abrangido tem baixa densidade populacional. As localidades de Pinhel e Trancoso constituem os maiores núcleos populacionais e os de maior atividade económica. Na área cartografada ocorrem localidades com dimensão intermédia como Marialva, Rabaçal, Póvoa do Concelho, Pala, Valbom, Granja, Souro Pires, Santa Eufémia, Sorval, Quinta Nova, Quintã de Pero Martins, Freixeda do Torrão, Prova, Terrenho e Torre de Terrenho entre outras, muitas com notórios sinais de diminuição populacional.

O território é atravessado por vias rodoviárias nacionais e municipais. A orografia e a demografia impõem constrangimentos ao nível de melhores acessibilidades, designadamente pelos obstáculos criados pelo rio Côa e pelo acentuado despovoamento.

A região caracteriza-se por relevo compartimentado e altitudes médias acima dos 500 m, com aplanamentos desnivelados e elevações com orientações diversas e com uma rede de drenagem integrante de duas bacias hidrográficas (dos rios Douro e Mondego).

A área de estudo foi integralmente reconhecida por levantamentos geológicos realizados em dois períodos, nomeadamente na década de 1980, pelos geólogos Carlos Regêncio Macedo e Manuel Bernardo de Sousa, e mais recentemente por Carlos Meireles e Carlos do Rosário Ângelo. No decurso dos levantamentos foi ainda consultada informação existente em arquivo no LNEG, designadamente a cartografia elaborada pela ex-Junta da Energia Nuclear.

A preparação para publicação da folha foi efetuada em SIG, no programa ArcGis, por Carlos Fernandes e Eliane Marques.

II. TRABALHOS ANTERIORES *

Os primeiros trabalhos publicados interessados à região foram realizados no âmbito de estudos e atividades de prospeção e de exploração de recursos minerais na zona das minas de Massueime (W, Sn, Li). Entre outros destacam-se os trabalhos de Viana (1927) e de Sousa (1944).

Ainda relativos à exploração de depósitos minerais e aos jazigos de urânio explora-

*C. Ângelo

dos nas áreas de Cótimos e de Senhora das Fontes (Santa Eufémia) salientam-se as publicações de Lobato e Ferrão (1958), Barros (1966) e Faria (1966).

Sobre os granitoides e especialmente para as áreas cobertas pelas folhas 170 e 171 (escala 1:25000) merece destaque o trabalho efetuado por Macedo (1988) que integrou a sua tese de doutoramento. Especial referência para as publicações relativas ao domínio xisto-grauváquico a sul da Marofa da autoria de Sousa (1984, 1989).

Mais recentemente, sublinham-se os estudos de Pereira (2014) e de Ferreira (2020) nos domínios da petrologia, geoquímica e geologia estrutural relativos ao complexo anatótico de Figueira de Castelo Rodrigo - Lumbrales.

Para o necessário enquadramento merecem menção os estudos publicados por Iglésias e Ribeiro (1981), Sousa (1982), Balda (1982), Alonso (1986), Ferreira *et al.* (1987), Dias *et al.* (2010), Azevedo e Aguado (2013), Fernández e Pereira (2016, 2017), Azevedo *et al.* (2019) e Ferreira *et al.* (2019).

II. GEOLOGIA

ZONA CENTRO-IBÉRICA *

O território abrangido pela Folha 15-C insere-se no Maciço Hespérico e corresponde ao setor ocidental da Cadeia Varisca. Neste setor ibérico a unidade axial corresponde à Zona Centro-Ibérica (ZCI), na qual se integram unidades litoestratigráficas, maciços metamórfico-magmáticos e magmáticos que dominam a geologia na área desta folha.

III.1. Neoproterozoico – Paleozoico

A - Rochas de Metamorfismo Regional de Baixo Grau

III.1.1. Ediacárico - Câmbrico

Grupo do Douro

Notas prévias

Em trabalhos anteriores Sousa (1984, 1989) considerou que o Complexo Xisto Grauváquico da área a sul da Marofa teria afinidades com o Grupo do Douro. Nesses trabalhos definiu duas unidades principais que designou por formação de Ponte de Chinchela e formação de Excomungada/Colmeal. Correlacionou a formação Ponte de Chinchela (unidade inferior) com a Formação de Bateiras do Grupo do Douro e a formação de Excomungada/Colmeal (unidade superior) com as Formações de Ervedosa do Douro, de Rio Pinhão e de Pinhão do Grupo do Douro. Este autor correlacionou ainda as formações definidas na região Pinhel - Marofa com formações equiparadas em Espanha na zona de Ciudad Rodrigo/Tamames/Salamanca, embora tenha considerado que o Grupo do Dou-

*C. Ângelo

ro apresenta fácies mais distais.

No setor de Marofa - Pinhel e no domínio xisto-grauváquico, Macedo (1988) não definiu formações, tendo, no entanto, considerado entre a Ponte de Chinchela sobre o rio Côa e o limite da área de estudo (Cebola) a ocorrência de três sequências metassedimentares:

- Na base, “(...) finas alternâncias de xistos negros com bancadas de metagrauvaque (...);
- Intermédia, “(...) metagrauvaques quartzosos (...);”
- No topo, “(...) alternância de metagrauvaques grosseiros micáceos e microconglomerados com algumas intercalações de xistos negros (...).”

Noutro âmbito, em estudos mais recentes, Ferreira (2020) considerou que as idades U-Pb em zircões da formação de Excomungada/Colmeal, do setor Marofa - Pinhel, indicam fontes diferentes relativamente aos seus equivalentes em metagrauvaques do Grupo das Beiras. No setor a sul da Marofa os resultados mostram baixas proporções de componentes antigos (Neoarcaico e Paleoproterozoico): as formações do setor Marofa - Pinhel indicam idades mais recentes (600 Ma) que os equivalentes do Grupo das Beiras (até 800 Ma). Estas diferenças, para a referida autora, podem ser resultantes da pré-existência de uma barreira paleogeográfica a separar a bacia do Douro da bacia das Beiras. Neste enquadramento, o domínio xisto-grauváquico do setor Marofa - Pinhel insere-se no Grupo do Douro, como também se constatou no decurso dos levantamentos de campo e nas comparações litológicas com as unidades basais do Grupo do Douro, em vários locais, entre Barca D’Alva e Bateiras.

Adicionalmente, a referida autora determinou, através de análises U-Pb em zircões detríticos, idades de deposição máxima $523 \pm 6,2$ (Câmbrico - Andar 2) a 506 ± 13 Ma (Câmbrico - Wuliuano) a sul da zona de cisalhamento de Juzbado - Penalva do Castelo. O local indicado a sul para as amostras colhidas foi reconhecido e corresponde às litologias características da formação de Excomungada/Colmeal, segundo Sousa (1989).

Nestas circunstâncias, admite-se que as idades obtidas por Ferreira (2020) em Escarigo, no setor Marofa - Pinhel, vêm reforçar o enquadramento paleogeográfico e litoestratigráfico indicado por Sousa (1989).

Nestes termos, atentos os estudos realizados por Balda (1982) e Alonso (1982, 1986), a cartografia geológica publicada na envolvente da Folha 15-C e em particular a publicação de Sousa (1989), no presente trabalho foram diferenciadas e cartografadas três unidades principais no domínio do xisto-grauváquico no setor Marofa - Pinhel:

- Uma unidade inferior, predominante nas áreas a sul (e a Leste na Folha 15-D Figueira de Castelo Rodrigo), constituída por sucessões alternantes de filitos negros grafitosos, metagrauvaques escuros e finas intercalações de rochas calcossilicadas. Para o topo ocorrem filitos cinzento-esverdeados e metagrauvaques cinzentos. A unidade apresenta um aspeto geral xistento entre o negro e o cinzento;
- Uma unidade superior, de cor esverdeada, finamente estratificada nos termos mais xistentos (filitos cloríticos), com intercalações de metagrauvaques de cores

mais claras, predominando os tons amarelo-acinzentados e castanhos. Nos termos filíticos, pontualmente, verificou-se a presença de impregnações de magnetite em áreas restritas entre Milheiro e Bogalhal e nas imediações da Quinta dos Castanheiros, no prolongamento para oeste do domínio xisto-grauváquico. Para o topo da unidade tornam-se cada vez mais comuns e predominantes os termos marcadamente psamíticos, essencialmente metaconglomerados e metagrauvaques ricos em areia e alguns níveis de grés feldspáticos;

- Uma unidade intercalar na unidade superior, caracterizada pelas ocorrências de meta-arenitos, quartzitos, metamicroconglomerados, metagrauvaques, metaquartzovaques e finas intercalações de filitos negros listrados ou não. Esta unidade intercalar não tem a mesma expressão que as outras unidades, devendo corresponder a um episódio de sedimentação com menor expressão espacial e em áreas deposicionais com menor altura da coluna de água.

Na presente notícia e na legenda da Folha 15-C Pinhel adaptaram-se as designações das formações do Grupo do Douro que melhor se correlacionam com as unidades presentes. Assim, seguindo as características litológicas pré-estabelecidas por Sousa (1982, 1983) para as formações do Grupo do Douro e atentas as semelhanças reconhecidas no domínio xisto-grauváquico da Marofa - Pinhel, bem como as descrições litológicas de formações equiparáveis em Espanha na área de Ciudad Rodrigo - Salamanca, considera-se que as unidades referidas acima devem adotar as seguintes designações:

- A unidade inferior apresenta termos litológicos idênticos à Formação de Bateiras do Grupo do Douro, tal como definida por Sousa (1982, 1983) e complementada pelo mesmo autor em 1989 para a zona da Marofa. Por conseguinte, adota-se a designação “Formação de Bateiras” para a unidade inferior;
- A unidade superior, caracterizada essencialmente por filitos verdes com metagrauvaques quartzosos e metaconglomerados grosseiros e pontualmente grés feldspáticos é equiparada à Formação de Ervedosa do Douro e à Formação de Pinhão, definidas por Sousa (1982, 1983) e por este autor consideradas semelhantes. Nestes termos, por simplificação, adota-se a designação “formação de Ervedosa”;
- A unidade intercalar é caracterizada por termos areno-conglomeráticos e por filitos negros, tendo menor expressão espacial e muito menor espessura. Atenta a sua posição intercalar na unidade filítica esverdeada, a sua menor projeção espacial e especificidades litológicas, considera-se mais adequada a designação de membro. Atento a natureza predominantemente arenosa adotou-se a designação de “membro metapsamítico”.

Ed_{Ba} – Formação de Bateiras

A unidade designada por Sousa (1989) por formação de Ponte de Chinchela, mas pelo mesmo autor, correlacionada com a Formação de Bateiras do Grupo do Douro (Sousa, 1983), caracteriza-se pela presença de filitos negros grafitosos em alternância com finas camadas de metagrauvaques escuros (fácies areno-lutíticas) e níveis finos de calcossilicatas, cuja espessura total se admite atingir pelo menos 220 m. Sublinha-se que não

foi reconhecida a base da Formação, pelo que a espessura deverá ser maior. Nos filitos negros grafíticos ocorrem ocasionalmente intercalações de níveis esbranquiçados, muito finos, quartzosos (Fig. 1).



Figura 1. Afloramento da Formação de Bateiras a NE de Bogalhal com bancadas de metagrauwaques intercaladas nos xistos negros.

A parte inferior da unidade caracteriza-se pela predominância de filitos negros com estratificação fina, por vezes intercalados por metagrauwaques cinzentos relativamente espessos (0,5 m a 1 m). Para níveis intermédios mantém-se a dominância de filitos ainda intercalados por metagrauwaques, mas com menores espessuras (0,1 m a 0,2 m) e cor cinzenta mais clara. Os níveis intermédios de filitos correspondem a alternâncias de filitos cinzento-escuros listrados com filitos cinzento-esverdeados.

Nos níveis superiores tende a acentuar-se o carácter cinzento-esverdeado, com intercalações finas de leitos quartzosos, assinalando-se também uma maior espessura e tonalidades mais claras nos termos metagrauváquicos que também se apresentam

mais grosseiros com grãos de areia siliciosa bem visível em amostra de mão. Para o topo da unidade as bancadas de metagrauvaques tornam-se mais espessas e frequentes, por vezes com tonalidades cinzentas, alternantes com filitos mais claros (cinzento-esverdeados).

É uma unidade relativamente constante no seu aspeto xistento negro a cinzento e as variações observadas na área cartografada manifestam-se lateralmente pela ocorrência de bancadas mais espessas de metagrauvaques que se intercalam na sequência filítica (Fig. 2).



Figura 2. Aspeto característico da Formação de Bateiras no setor Marofa - Pinhel. A imagem foi obtida próximo do contacto com rochas do Ordovícico (Ribeira de Massueime), em área que esteve sob influência da zona de cisalhamento Juzbado - Penalva do Castelo.

Do ponto de vista petrográfico os materiais presentes enquadram-se nos filitos negros, quartzofilitos e metagrauvaques sub-feldspáticos a metaquartzoaenitos. Na generalidade, os filitos negros apresentam uma textura muito fina, constituída essencialmente por sericite (moscovite), clorite, quartzo, grafite, biotite e com pontuações abundantes de matéria orgânica, pequenos nódulos de fosfatos e opacos (fundamentalmente pirite). Os leitos psamíticos, metagrauvaques feldspáticos a metaquartzovaques, apresentam pouco material intersticial com clastos finos de quartzo, mono a policristalinos, plagioclase e clorite. A presença significativa de grafite denota fontes sedimentares ricas em

matéria orgânica.

A formação, atenta a mineralogia reconhecida, enquadra-se em termos de metamorfismo regional na fácies dos xistos verdes. Em alguns locais envolventes do plutonito de Quinta Nova - Bogalhal ocorre biotite em cristais dispersos e mais abundantes em litologias mais favoráveis resultante de metamorfismo induzido pelo plutonito granítico. Em zonas próximas do plutonito verifica-se a presença de cordierite e por vezes andaluzite e ainda silimanite.

A Formação de Bateiras contacta com a formação de Ervedosa (Câmbrico Inferior) e com a Formação de Santa Justa (Ordovícico Inferior a Médio), bem como, com as rochas ígneas e metamórficas de alto grau e depósitos cenozoicos, Na vertente sul da Serra da Marofa, a unidade está, por vezes, recoberta por depósitos de vertente.

Ca_{Er} – formação de Ervedosa

O contacto entre a Formação de Bateiras e a formação de Ervedosa foi definido numa bancada de metagrauvaque cinzento-escuro a topo da Formação de Bateiras sob uma sequência decamétrica de filitos verdes. Tal passagem é observada em vários locais no setor Marofa - Pinhel, como por exemplo na estrada para Bizarril ou a norte de Bogalhal.

A unidade caracteriza-se por sequências alternantes de termos filíticos e metagrauváquicos. Essas sequências são constituídas por termos meta-areníticos, gresconglomeráticos e filitos verdes finamente estratificados, com uma espessura inferida de cerca de 450 m.

As características litológicas permitem identificar a unidade com elevada fiabilidade, embora seja difícil estabelecer uma coluna estratigráfica, dadas as inúmeras descontinuidades, variações laterais, dobramentos variáveis e características dos afloramentos.

A base da unidade inicia-se por filitos verdes finamente estratificados com cerca de 40 m de espessura, a que se seguem intercalações alternantes com metagrauvaques castanhos e amarelados e meta-arenitos. Na zona intermédia ocorrem filitos verdes finamente estratificados com intercalações de quartzofilitos também esverdeados e metaconglomerados impuros com clastos suportados, quartzosos, enquanto para níveis superiores aumentam as espessuras dos sedimentos pelíticos finos e dos metagrauvaques de tonalidades claras alternantes com quartzofilitos.

Na parte superior da unidade volta a ocorrer uma sequência de filitos verdes finamente estratificados e quartzofilitos com intercalações de metagrauvaques que se tornam progressivamente cada vez mais espessas e frequentes. Da zona intermédia para o topo acentua-se a predominância de termos psamíticos (meta-arenitos e metaconglomerados) e o aumento da possança dos metagrauvaques, bem como ocorrem bancadas de grés feldspáticos, com minerais porfiroides pouco rolados em matriz escura de grão fino. Em áreas mais próximas da unidade quartzítica da base do Ordovícico mantém-se a relação entre a espessura dos filitos verdes relativamente aos metagrauvaques e termos mais psamíticos. No entanto, o topo da unidade, subjacente aos quartzitos do Ordovícico, corresponde a uma sequência filítica verde-amarelada com intercalações muito finas de quartzofilitos de tons esverdeados.

Os metagrauvaques e termos psamíticos da parte superior da unidade são na gene-

ralidade mais espessos e mais claros que os metagrauvaques da parte inferior.

Na generalidade, os filitos verdes apresentam uma textura muito fina, lepidoblástica, constituída essencialmente por clorite, quartzo, moscovite e alguma biotite e pontualmente com magnetite disseminada. Os leitos psamíticos são essencialmente constituídos por pequenos grãos de quartzo, com moscovite e biotite dispersos nos interstícios.

Nesta formação em áreas próximas da unidade predominantemente psamítica (unidade intermédia), ocorrem impregnações de magnetite numa faixa com 4 a 5 m de espessura. Esta ocorrência é assinalada no setor a norte de Bogalhal e no domínio xistograuváquico a oeste da falha do Freixial e a sul do vértice geodésico de Seixo. Entre o nível com magnetite e a unidade intermédia psamítica a sequência filítica é muito uniforme, verde e finamente estratificada.

Ferreira (2020) estimou idades U-Pb de $523 \pm 6,2$ Ma a norte de Escarigo, na parte intermédia a superior da unidade. O local foi objeto de reconhecimento, tendo-se constatado que as litologias presentes correspondem à formação de Ervedosa.

Em termos cronoestratigráficos a formação de Ervedosa é posicionada na Tabela Cronoestratigráfica Internacional no Câmbrico (Terreneuviano - *Série 2*).

Ca_{Er}¹ – membro metapsamítico

Em alguns locais do setor Marofa - Pinhel, designadamente na faixa intermédia entre o plutonito de Quinta Nova - Bogalhal e os quartzitos da Serra da Marofa, ocorre uma unidade essencialmente psamítica, cujos litótipos predominantes são metamicroconglomerados, metagrauvaques, metaquartzovaques grosseiros micáceos e meta-arenitos, com intercalações finas de filitos negros. Os litótipos psamíticos muito duros e salientes no relevo aparentam à distância ser quartzitos. As bancadas de meta-arenitos, metamicroconglomerados e metaquartzovaques apresentam espessuras decimétricas a métricas (Fig. 3).



Figura 3. Espessuras das bancadas psamíticas e das intercalações de filitos negros do membro metapsamítico da formação de Ervedosa.

A unidade psamítica interrompe a sequência filítica verde estratificada com intercalações de metagrauvaques. Nela destacam-se as intercalações pouco espessas (centimétricas) de filitos negros a cinzento-escuros, listrados ou não, também em muito menor proporção que os termos psamíticos e as bancadas metamicroconglomeráticas e meta-areníticas de cor cinzenta com espessuras máximas de cerca de 2 m. Nas bancadas psamíticas, de cor cinzenta, com predomínio de areias escuras verifica-se por vezes a ocorrência de estratificação gradada e estruturas sedimentares (figuras de carga) nos filitos negros e, pontualmente, marcas de ondulação. Nos metamicroconglomerados os grãos de areia/areão, de cor cinzenta, apresentam forte tendência para arredondamento e esfericidade (Fig. 4).



Figura 4. Estruturas sedimentares reconhecidas no membro metapsamítico da formação de Ervedosa e cor característica dos litótipos psamíticos.

A sucessão psamítica caracteriza-se essencialmente por metagrauvaques e metaquartzovaques com intercalações alternantes de filitos negros. As passagens entre termos psamíticos e filíticos são bruscas, tal como entre os termos psamíticos (metagrauvaques, metaquartzovaques, meta-arenitos e metamicroconglomerados), definindo bancadas de litologias homogêneas. Os termos filíticos são quase sempre negros a cinzento-escuros com laminação muito fina, por vezes com aspeto listrado pela presença de níveis siliciosos muito finos. É a diferença entre as características dos filitos (cinzento-escuros a negros) que permitiu definir a separação desta unidade da formação de Ervedosa, em que estão intercalados.

Os metaquartzovaques são constituídos essencialmente por quartzo de tonalidades acinzentadas. Os filitos são essencialmente negros, embora também ocorram filitos negros listrados com finos níveis siliciosos intercalados. Os filitos negros intercalados nos litótipos mais siliciosos são de menor espessura que os filitos verdes intercalados nas bancadas metagrauváquicas da formação de Ervedosa.

A espessura é variável parecendo estar sujeita a diferenças eventualmente relacionadas com a paleogeografia e o fornecimento sedimentar. A espessura varia entre as poucas dezenas de metros até cerca de 80 m no setor a sul, mais próximo do granito de Quinta Nova.

A natureza essencialmente arenosa e as estruturas sedimentares parecem indicar

deposição em plataforma marinha relativamente elevada, pontualmente sujeita à ação de ondas e correntes.

Na estrada de Pinhel para Figueira de Castelo Rodrigo as bancadas psamíticas desenhavam antiformas com aparente vergência para norte, constatando-se que a parte interna do antiforma é mais arenítica (meta-arenitos e metamicroconglomerados) e para o topo, nos flancos, predominam metagrauvaques quartzo-feldspáticos com intercalações pelíticas escuras. No entanto, uma observação mais pormenorizada revela que, em ambos os flancos do antiforma, a inclinação da clivagem xistenta e da clivagem de fratura se mantém inalterada, indiciando génese sin-sedimentar. Adicionalmente, o padrão de dobramento revela aspetos caóticos, com variações bruscas nas mesmas bancadas, “dobramentos” sobrepostos, bem como perdas de continuidade lateral e variações de inclinação das bancadas nas mesmas componentes da estrutura (Fig. 5).

A inclinação da estrutura, não sendo vergência, deve corresponder ao sentido dos eventuais movimentos de massa e indicará o sentido de inclinação da plataforma e/ou do talude continental. No caso, a inclinação da plataforma seria para N (coordenadas atuais) tal como a vergência estrutural como sistematicamente indicam as foliações metamórficas.

III.1.2. Ordovícico

Sobre as unidades do Grupo do Douro ocorrem termos quartzíticos puros e conglomerados grosseiros quartzificados.

No geral, as sequências ordovícicas afloram entre o Freixial, a oeste, e o extremo leste da folha, na serra da Marofa. Entre os locais referidos, a sequência testemunha os efeitos da tectónica varisca que originou um sinclínório em que são definíveis dois flancos externos (norte e sul), bem marcados pelas bancadas quartzíticas sobrejacentes ao Grupo do Douro.

A espessura (atual) das bancadas quartzíticas parece ser maior no flanco sul da estrutura, com padrões de dobramento mais complexos e rotações entre blocos, seccionados por falhas. No flanco norte, com exceção da área de Quinta da Póvoa (Penha de Águia) em que se verifica inflexão para SW no alinhamento quartzítico (de E-W para S70°W), a espessura dos quartzitos é menor e também com frequente ausência de quartzitos maciços puros (característicos da base da unidade), predominando os níveis de quartzitos finos rosados e termos metapsamopelíticos avermelhados a negros, muito deformados (Fig. 6).

As bancadas quartzíticas definem alinhamentos marcados por um conjunto de elevações cujo ponto cimeiro (976 m) corresponde ao alto da Marofa. Para oeste, a largura do sinclínório é progressivamente menor e na parte terminal (entre a ribeira de Massueime e o Freixial) reduz-se apenas às litologias quartzíticas do flanco sul. A diminuição da largura da estrutura é acompanhada pelo progressivo rebaixamento para oeste, passando as maiores elevações a tomar outras designações (Santo Antão, Vieiro, S. Pedro).

O flanco norte inclina na generalidade para sul, entre 50° a 60°, com inclinações da ordem dos 70° nas imediações de Penha de Águia. O flanco sul apresenta maior variação nas inclinações, com trechos (S. Antão - Vieiro) em que o flanco sul inclina para sul

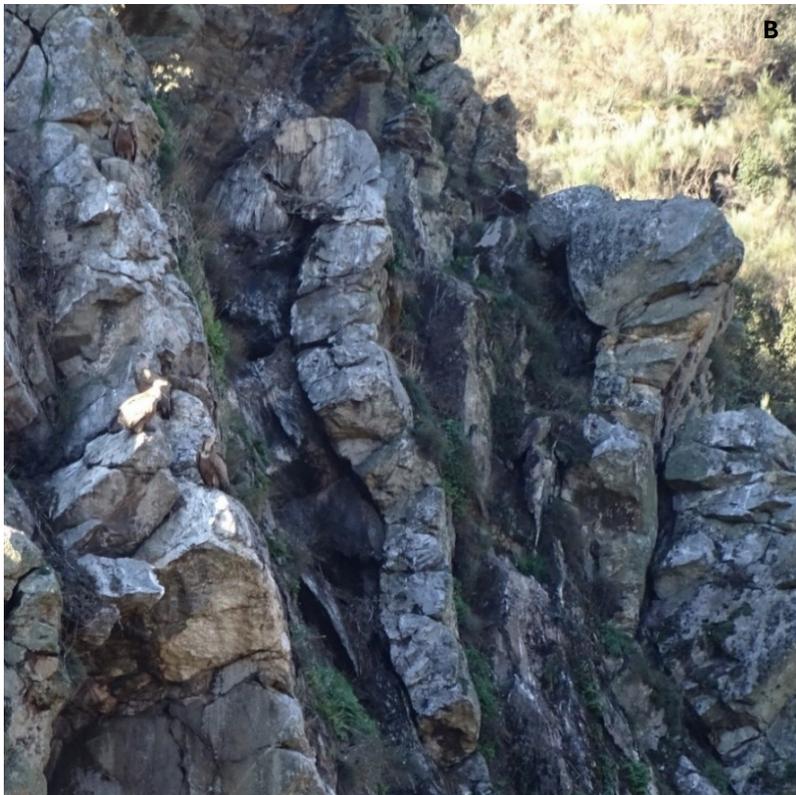


Figura 5. A, Aspeto das bancadas psamíticas do membro metapsamítico da formação de Ervedosa em área adjacente à ribeira do Avelal e à EN221 km 144,6; B, pormenor destas bancadas..



Figura 6. Afloramentos no flanco sul do sinclínrio da Marofa em litologias da base do Ordovícico.

(flanco invertido), ou setores em que inclina para norte com inclinações desde 30° até subverticais ou mesmo verticais (Poio do Torres, Cabeço do Seixo). Em ambos os flancos se assinalam faixas com intensa deformação (Penha de Águia, Quinta da Póvoa, Colmeal, Santo Antão, rio Côa, Azêvo, Vieiro, ribeira do Porquinho, ribeira de Massueime).

A estrutura dobrada mostra maior complexidade entre a Penha de Águia e a Quinta da Póvoa e entre a Quinta do Florindo e a Quinta do Farvel-Azêvo, onde se define um anticlinal com flanco invertido e com vergência para norte, em cujo núcleo afloram as litologias características da formação de Ervedosa. Esta estrutura aparenta ter continuidade para leste, embora limitada, sob unidades do Ordovícico médio e superior.

As principais litologias que ocorrem na estrutura, para além das indicadas, são filitos ardósíferos, metapelitos, metagrauvaques, metapsamopelitos, metadiamicritos, microquartzitos, filitos carbonosos e metaliditos.

O_{SJ} – Formação de Santa Justa

Os contactos entre as formações do Grupo do Douro e os quartzitos ordovícicos sobrejacentes, com algumas exceções, não são observáveis por as vertentes estarem cobertas, essencialmente, por calhaus angulosos de quartzito e de quartzo.

A formação quartzítica corresponde à definida por Ribeiro e Rebelo (1971) em Moncorvo, tendo posteriormente Ribeiro (2001) sugerido a designação de formação de Poiares-Castelo de Rodrigo para a área territorial interessada à Folha de Pinhel. A designação informal de formação de Poiares-Castelo Rodrigo é correlacionável (Maireles *et al.*, 2006) com a Formação de Santa Justa, formalizada na região de Valongo (Romano e Diggens, 1973).

A base da formação é marcada por quartzitos espessos e maciços, puros na maior parte dos afloramentos, de brancos a branco-acinzentados e, pontualmente, por conglomerado muito grosseiro na área do rio Coa (Quinta do Florindo). As bancadas de quartzitos puros têm uma espessura média entre 0,5 e 1 m, embora no flanco sul ocorram bancadas com espessuras de 2 - 3 m (Cabeço do Seixo até ao rio Coa). Para níveis intermédios e superiores a espessura das bancadas de quartzitos diminui e aumenta a espessura de filitos negros carbonosos, passando para o topo a quartzitos finos acinzentados e rosados, a metapsamopelitos avermelhados e a filitos cinzento-negros, carbonosos.

Os metapsamopelitos muito xistificados e deformados ocorrem essencialmente no flanco norte, verificando-se para o topo uma progressiva predominância da componente pelítica sobre a arenítica fina.

As estruturas sedimentares observadas à escala de afloramento, embora pouco frequentes, resumem-se essencialmente a estratificação entrecruzada.

A espessura da unidade não é uniforme, admitindo-se uma espessura média de cerca de 80 m.

Gutiérrez-Alonso *et al.* (2007) dataram um quartzito equivalente aos quartzitos da Formação de Santa Justa com $477,47 \pm 0,93$ Ma, pelo sistema U-Pb em zircões. Esta unidade foi enquadrada no Ordovícico Inferior a Médio (Floiano a Dapingiano).

O_{Va} – Formação de Valongo

A formação foi inicialmente designada como formação de Santo Antão (Ribeiro, 2001) e considerada equivalente à formação Xistenta da região de Moncorvo. Posteriormente foi correlacionada com a Formação de Valongo (Maireles *et al.*, 2006), formalizada na região de Valongo (Romano e Diggens, 1973), cuja deposição terá ocorrido durante o Ordovícico Médio (Darriwiliano).

Esta formação é essencialmente constituída por litologias filíticas, essencialmente filitos cinzentos e metassiltitos rosados, que passam progressivamente a siltitos cinzentos que, para níveis intermédios e superiores, constituem uma espessa sequência pelítica cinzenta (“filitos ardosíferos”) com planos de clivagem característicos das ardósias.

A espessura da formação é variável, com diminuição progressiva para oeste em linha

com a diminuição da envergadura do sinclínio. Para oeste da ribeira de Porquinho até Vieiro predominam os termos da base da formação, designadamente filitos e metassiltitos cinzentos e rosados, cuja coloração avermelhada está bem expressa na vertente sul de pequeno curso de água que desagua na margem esquerda da ribeira do Porquinho. A leste, entre a Quinta da Póvoa e o limite da folha, a formação é dominada por filitos ardósiferos cinzentos, admitindo-se uma espessura máxima superior a 160 m.

O_{so} – Formação de Sobrido

A base da formação é marcada por uma bancada quartzítica com reduzida espessura (0,4 a 3 m), em aparente discordância sobre a formação subjacente, a que se segue uma sequência de metapsamopelitos (pelitos e siltoarenitos), filitos negros carbonosos e metadiamicititos com espessura variáveis e difícil de separar e de estimar devido à tectónica (Fig. 7).



Figura 7. Afloramento de bancada quartzítica sobrejacente à Formação Valongo a sul da Quinta do Florindo (flanco sul do sinclínio).

A sequência de pelitos com fragmentos corresponde aos sedimentos glaciomarinhos do Hirnantiano, que enquadram a formação no Ordovícico Superior. Os fragmentos dispersos nos metapsamopelitos de tonalidades avermelhadas (metadiamicititos) são de dimensões diversas, predominando termos líticos entre 1 e 2 cm de dimensão máxima.

A unidade ocorre do lado norte do sinclínio da Marofa entre Penha de Água e a Quinta da Póvoa. Do lado sul da referida estrutura aflora em duas pequenas áreas e em cada uma delas ao longo de uma extensão de cerca de 150 m, ocupando numa delas o núcleo de um sinclinal com flanco invertido, a sul da Quinta do Florindo.

As litologias da base da unidade (quartzitos e metapsamopelitos) afloram ainda em

reduzida extensão na área de S. Antão - Azêvo, também em sinclinal com flanco invertido. Nas áreas aflorantes, a SE de Azêvo e a leste da Quinta da Póvoa reconheceram-se metapsamopelitos com fragmentos. Na base da unidade, a leste de Quinta da Póvoa não foi reconhecida a bancada quartzítica, tal como na maior parte do flanco sul.

A espessura média da formação é relativamente pequena (cerca de 50 m), embora a SE da ribeira de Penha de Águia a espessura deva ser maior, ainda que a sua inclinação seja menor o que lhe confere em planta uma maior expressão aflorante.

III.1.3. Silúrico

S_i – Silúrico indiferenciado

No núcleo do sinclinório da Marofa – Vieiro, sobre os metapsamopelitos (Formação de Sobrido) com grãos de quartzo e fragmentos líticos de dimensões variáveis, ocorre uma sequência comprimida e muito deformada.

A oeste de Penha de Águia, sobre a Formação de Sobrido assentam do lado sul bancadas de quartzitos de grão fino (microquartzitos), esbranquiçados externamente, mas que se revelam escuros quando se fraturam as rochas aflorantes.

A unidade é constituída por quartzitos escuros finos, filitos negros carbonosos intercalados por raros níveis de metaliditos, e na parte interna da estrutura dobrada ocorrem quartzitos claros e metapelitos acinzentados acetinados com finas intercalações de metagrauvaques, meta-arenitos e filitos negros. O tom claro dos quartzitos da área central da estrutura também é apenas superficial, sendo a cor interna acinzentada. Os quartzitos da base da unidade são mais espessos que as bancadas correspondentes à parte nuclear da estrutura dobrada (0,2 a 0,6 m). Na sequência predominam os filitos negros, com siltes/areias muito finas e ricos em matéria orgânica.

Esta sequência circunscreve-se a uma pequena área ao longo da margem esquerda do ribeiro do Vale do Ancho, a oeste de Penha de Águia. O ribeiro do Vale do Ancho desenvolve-se na mesma estrutura que a ribeira de Penha de Águia. As duas linhas de água estão separadas por um pequeno colo definido na Formação de Valongo, no qual se implantou a estrada municipal CM 1015 (Fig. 8).



Figura 8. Afloramentos de quartzitos do Silúrico. À direita, no núcleo do pequeno sinclinal silúrico as bancadas quartzíticas revelam menor espessura que as bancadas da base da unidade.

A sequência está muito deformada, recristalizada e comprimida, sendo que do lado norte na Quinta da Póvoa (garganta do ribeiro do Vale do Ancho) a sequência silúrica contacta com os quartzitos da Formação de Santa Justa. No contacto não foram observados quartzitos na base da unidade, podendo a base da sequência ter sido truncada por falha. A cartografia parece indicar a existência de falha com componente de rejeito normal, marcada pela descida do bloco sul, definido nas litologias fini-ordovícicas e silúricas relativamente ao bloco norte. Este acidente pode estar relacionado com a Zona de Cisalhamento de Juzbado - Penalva do Castelo (ZCJPC) ou corresponder a uma ramificação.

B - Rochas de Metamorfismo Regional de Médio Grau, Metamorfismo Dinâmico e Ígneas

III.1.4. Carbónico - Pérmico

Notas prévias

O maciço plutono-metamórfico de Penedono - Escalhão é caracterizado, essencialmente, pela associação de granitos de duas micas, peraluminosos, com litologias de grau metamórfico alto (migmatitos) e médio (micaxistos). O maciço integra também ortognaisses grosseiros resultantes de transformações enquadráveis no metamorfismo dinâmico, em corredores dominados por transpressão, por vezes testemunhados por milonitos, brechas tectónicas e, pontualmente, cataclasitos.

O maciço de Penedono - Escalhão é delimitado por zonas de cisalhamento esquerdas. A norte é delimitado pela Zona de Cisalhamento Huebra - Quinta de Boais (ZCH) com prolongamento para oeste até às imediações de Penedono (Penela da Beira). A sul é bem definido pela ZCJPC que corresponde a uma faixa de deformação em granitos, ortognaisses, migmatitos, micaxistos, filitos verdes e metagrauvaques da formação de Ervedosa, filitos negros da Formação de Bateiras e em quartzitos e metapsamopelitos da Formação de Santa Justa. Ambas as zonas de cisalhamento facilitaram e promoveram a exumação da área intermédia e nuclear do maciço, designada por Complexo Anatótico de Figueira de Castelo Rodrigo - Lumbrals (Pereira *et al.*, 2014; Ferreira, 2020).

A sul do alinhamento da Marofa - S. Pedro - Tamanhos - Frechão ocorrem também litótipos de grau metamórfico médio a alto, embora de muito menor expressão espacial comparativamente ao setor a norte do alinhamento. A sul, reconheceu-se também a presença de corredores de cisalhamento ($N90^{\circ}E \pm 10^{\circ}$, verticais a subverticais para sul), com movimentação esquerda, entre Quinta das Maçainhas – Quintã dos Bernardos - Pinhel - Valbom/Pala e Póvoa do Concelho - Torres e corredores de cisalhamento, com movimentação direita ($N60^{\circ}W \pm 5^{\circ}$, $75^{\circ}S \pm 5^{\circ}$), uns e outros marcados pela presença de milonitos e filonitos, indiciadores de metamorfismo dinâmico.

No decurso dos reconhecimentos de campo constatou-se uma associação clara entre os granitos de duas micas, porfiroides e não porfiroides, e os termos metamórficos de graus mais elevados.

As relações de campo parecem evidenciar que os granitos de duas micas e os mig-

matitos, integrantes do mesmo complexo anatético, foram exumados mantendo disposições próximas das que teriam na zona de geração e ou cristalização, dada a ausência de corredores de deformação intensa nas áreas internas do complexo ou outras marcas, excepcionais, de deformação dúctil ou frágil.

A exumação do complexo anatético estará relacionada com as zonas de cisalhamento dúcteis a dúcteis-frágeis que o delimitam como referido por Pereira *et al.* (2014) e Ferreira (2020), podendo as movimentações transcorrentes terem sido facilitadas por zonas de fraqueza anteriores, geradas aquando da deposição da espessa coluna de sedimentos agora incluídos no Grupo do Douro e/ou durante as primeiras fases dúcteis, retomadas/reactivadas em impulsos (sin- a tardi) da última fase dúctil da Orogenia Varisca. Para além da componente direcional a exumação implica uma componente vertical de pequeno ângulo.

A extensão dos litótipos anatéticos (granitos de duas micas e migmatitos) teria resultado da geração de volumes significativos de líquidos anatéticos que, atenta a correspondente expressão territorial, devem ter ocupado durante o processo colisional varisco parte relevante da área crustal intermédia, atualmente exposta e representada na Folha de Pinhel (sendo parte de uma área maior). No complexo anatético, área nuclear do maciço Penedono - Escalhão, com prolongamento para Espanha, têm vindo a ser indicados valores para o pico metamórfico. Por exemplo, Carnicero (1982) indica valores de T entre 660 °C e 680 °C e P entre 3 e 3,5 kbar com a migmatização a decorrer durante os períodos temporais correspondentes às fases D₂ e D₃ variscas. Mais recentemente, Pereira (2014) considerou que o metamorfismo de baixa pressão e alta temperatura (761 ± 50 °C; 5 ± 1 kbar), com gradientes geotérmicos da ordem dos 40 °C, terá gerado migmatitos a 18 - 20 km de profundidade, em domínios de condições da fácies anfibolítica média-superior a granulítica.

A massa anatética deu origem a litótipos que se encontram em diversos locais na área abrangida pela Folha de Pinhel. Os granitos de duas micas peraluminosos e migmatitos (diatexitos e metatexitos) devem-se ter gerado sob as condições de pressão e essencialmente de temperatura acima referidas. Esses litótipos anatéticos após a instalação/cristalização foram, em muitos locais, posteriormente intruídos por uma diversidade de termos plutónicos que a atual disposição aflorante reflete.

Adicionalmente, as datações mais recentes (Ferreira, 2020) estimaram idades U-Pb para o pico metamórfico de 316,8 ± 2 Ma em zircões, o que também se relaciona com o tempo de instalação/cristalização dos granitos S associados (Ferreira *et al.*, 2019). Nestes termos, aqueles autores admitem que a anatexia deve ter-se iniciado durante a fase D₂ varisca e culminado durante a D₃ varisca, concomitantemente com a instalação/cristalização dos granitos de duas micas associados. Em síntese, Ferreira (2020) determinou como idade de migmatização o intervalo de 343,7 ± 2,5 Ma a 314,8 ± 1,3 Ma, com a cristalização do grupo de granitos de duas micas anatéticos a ocorrer entre 317 e 313 Ma, em linha com o intervalo de instalação sin-D₃ proposto por Azevedo (2013). Estes dados apontam para um pico metamórfico síncrono com a fase de deformação dúctil sin-D₃, considerando o intervalo de deformação definido por Dallmeyer *et al.* (1997). Adicionalmente, Valverde-Vaquero *et al.* (2006) com base em datações U-Pb de monazites com 316-314 Ma no doma de Lumbrals, consideraram que o metamorfismo de AT não foi exclusivo da fase D₂ e postularam o afastamento entre o sincronismo do pico

metamórfico com a D₂, mas associando-o ao plutonismo anatótico e à D₃ varisca.

As datações estimadas e a sincronia entre o clímax metamórfico e a cristalização dos granitos sin-D₃ (317 ± 2,1 Ma a 313 ± 1,9 Ma), levaram Ferreira *et al.* (2019) e Ferreira (2020) a postular um período curto para fusão de protólitos e a instalação/cristalização dos granitos tipo S.

No setor a sul do alinhamento Marofa - Tamanhos, a deformação atuou ainda sobre granitos sin-D₃, originando granitos com deformação variável e ortognaisses (em protólitos mais suscetíveis), para além de milonitos e filonitos. Ainda neste setor, a sul do alinhamento da Marofa - S. Pedro - Tamanhos - Frechão ocorrem cisalhamentos direitos N60°W ± 5°, 75° ± 5°S em regime dúctil-frágil a leste, com acentuada deformação cisalhante direita e milonitização marcada no plutonito de Quinta Nova-Bogalhal. No setor oeste do plutonito, a deformação cisalhante direita aparenta ter sido menos intensa e também de carácter mais frágil.

A sul do alinhamento Marofa - Tamanhos reconheceram-se ainda corredores de metamorfismo dinâmico com movimentação esquerda (N90°E ± 10°), entre Quintã dos Bernardos - Pinhel - Valbom, mas que não afetaram os granitos tardi-D₃ (Granito de Souro Pires e Granito de Reigadinha), pelo que devem ter cessado atividade antes daquele período. Ou seja, os corredores de cisalhamento esquerdos a sul do alinhamento Marofa - Tamanhos cessaram a movimentação antes da instalação dos granitoides de Souro Pires e Reigadinha, genericamente associados ao período tardi-D₃.

A movimentação esquerda na faixa que passa por Figueira de Castelo Rodrigo - Azêvo - Tamanhos (Zona de Cisalhamento de Juzbado-Penalva do Castelo) afeta de forma diferencial as várias fácies de granitos de duas micas sin-D₃, tendo também promovido processos de gnaissificação, milonitização e catáclase. Nesta faixa de deformação foram estimadas idades por vários autores (Macedo, 1988; Fernández e Pereira, 2017; Ferreira, 2020) que mostram que a ZCJPC manteve atividade durante, pelo menos, todo o período tardi-D₃.

A deformação mostra diferenças substanciais a norte e a sul do referido alinhamento. Essencialmente a sul a deformação é muito forte ao longo de faixas relativamente estreitas embora tenha carácter pervasivo em todas as massas graníticas sin-D₃. A norte a deformação cisalhante embora muito forte em faixas mais largas não mostra idêntico carácter pervasivo nas massas graníticas sin-D₃.

Admite-se que a movimentação esquerda tenha aproveitado zona(s) de fraqueza pré-existente(s) (ao longo do alinhamento Figueira de Castelo Rodrigo - Penha de Águia - Tamanhos) e mantido atividade transcorrente (em associação com a ZC Huebra-Quinta de Boais) durante o período tardi-D₃ (a tardi- a pós-D₃?) com exumação da área nuclear do maciço, correspondente ao complexo anatótico de Penedono - Figueira de Castelo Rodrigo (com prolongamento para Lumbrates).

Adicionalmente, na ZCJPC a atividade cisalhante esquerda parece ser diacrónica de E para W, tendo Gutiérrez-Alonso *et al.* (2015) estimado idades ⁴⁰Ar/³⁹Ar de 309 ± 2,5 Ma em Juzbado (em micas brancas sincinemáticas) nos eventos terminais no extremo leste da ZCJPC. Fernández e Pereira (2017) estimaram idades U-Pb 307,8 ± 3,1 Ma nos afloramentos gnaissificados de Bogais - Entre Castelos (S. Pedro). Ferreira (2020) estimou idade U-Pb de 300 ± 2,2 Ma no granito de duas micas deformado de Vieiro.

No âmbito da cartografia de campo não foram reconhecidas marcas de deformação cisalhante em granitoides biotítico-moscovíticos instalados no período tardi- a pós-D₃ (granito de Quinta das Eiras do maciço de Aguiar da Beira - Moreira de Rei e granito de Trancoso). A oeste de Trancoso, em área do granito integrante do maciço de Aguiar da Beira - Moreira de Rei em que se insere o granito da Quinta das Eiras, Costa (2011) estimou idades U-Pb em zircões de 303,3 Ma, no qual não foram observados testemunhos de cisalhamentos, embora nos litótipos adjacentes a leste (ortognaisses e migmatitos) tais testemunhos sejam claramente identificáveis.

Nestes termos parece evidente que a ZCJPC na área de Vale de Mouro - Tamanhos - Frechão bem testemunhada nos litótipos da zona de Frechão, cessou atividade dúctil antes da instalação/cristalização dos granitos tardi- a pós-D₃. Ou seja, pode admitir-se que a movimentação transcorrente dúctil no trecho Tamanhos - Frechão terá cessado no final do período tardi-D₃.

B.1. Rochas de Metamorfismo Regional de Grau Médio a Alto

A cartografia na área da Folha 15-C permitiu identificar e definir as áreas ocupadas por litologias de grau metamórfico médio (micaxistos) e alto (migmatitos).

ξ_{Ba} / ξ_{Er} – Micaxistos com silimanite e/ou andaluzite

Na continuidade ou com aparente relação com as litologias características da Formação de Bateiras e da formação de Ervedosa ocorrem litologias reveladoras de transformações mineralógicas de maior grau metamórfico.

Na adjacência de áreas de unidades metamórficas da fácies de xistos verdes, inseridas no domínio xisto-grauváquico, ocorrem afloramentos em que os termos filíticos e quartzofilíticos passam a micaxistos. A localização destes litótipos ocorre na continuidade com as formações metamórficas da fácies de xistos verdes, integradas no que se convencionou designar por Complexo Xisto-Grauváquico (Costa, 1950). Essa continuidade permite admitir que tais litótipos metamórficos de grau intermédio derivaram das rochas do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG).

A diferenciação dos micaxistos assinalada na Folha foi efetuada com base na predominância das micas (Bt - Ms), nas variações de cor de cinzento-escuro a castanho-claro e cinzento-esverdeado, na continuidade estrutural com as unidades de baixo grau metamórfico do Grupo do Douro e, fundamentalmente, pelas semelhanças que os termos litológicos menos afetados (essencialmente calcossilicatadas e metagrauvaques/metaquartzovaques) pelos fatores metamórficos mostram com os congêneres adjacentes das unidades de Bateiras e de Ervedosa.

A predominância de micaxistos ocorre na parte sul da Folha 171, entre Pinhel e as imediações de Dominga Chã, em faixa que contacta com migmatitos na Folha 161, entre o limite da folha e o rio Côa, bem como em áreas circunscritas próximas a Vila Garcia, Ameal e Tamanhos na Folha 170.

Na parte correspondente à Folha 171 ocorrem afloramentos isolados de micaxistos na área de Vale de Madeira - Quintã dos Bernardos e Pinhel e afloramentos contínuos

sobrejacentes a granitos de duas micas e a granitoides biotíticos na área de Prado Galego - Pala - Reigadinha e Granja. No último local, os micaxistos estão intercalados entre migmatitos e filitos esverdeados e metagrauvaques de baixo grau metamórfico.

Os micaxistos são essencialmente de três tipos: micaxistos biotíticos, com predominância de biotite relativamente à moscovite; micaxistos biotíticos-moscovíticos, com micas equiparadas e predominantes relativamente a outros minerais; micaxistos moscovíticos com forte predominância de moscovite, dominante sobre todos os outros componentes minerais.

Nas unidades cartografadas, para além dos micaxistos, ocorrem os restantes tipos petrográficos característicos das unidades de baixo grau, designadamente metagrauvaques, metaconglomerados e metaquartzovaques. A continuidade das litologias mais psamíticas e a presença dominante de cada tipo de micaxisto permitiu individualizar à escala da Folha as correspondências com os protólitos.

Entre Granja e Vendinha os metagrauvaques cinzentos característicos da Formação de Bateiras ocorrem intercalados por micaxistos biotíticos cinzento-escuros. Assim, a principal característica dos micaxistos correlacionados com protólitos da Formação de Bateiras decorre dos litótipos presentes e da cor dominante dos afloramentos. A cor dos micaxistos varia de cinzento-escuro a negro, listrados pela presença de quartzo, e nas micas predomina a biotite. Nestes micaxistos biotíticos para além da biotite ocorrem como minerais principais: quartzo, ± moscovite, ± plagióclase, ± silimanite, ± cordierite. Pontualmente, nos litótipos mais macios e negros reconheceu-se a grafite.

Em algumas áreas (Vendinha, Vinha do Vilar) reconhece-se a passagem gradual para as litologias de baixo grau, características da Formação de Bateiras com predomínio de xistos grafitosos cinzento-escuros a negros que, tal como os quartzofilitos, não ocorrem nas unidades de maior grau metamórfico.

Na continuidade com as maiores faixas de filitos verdes da formação de Ervedosa os micaxistos dominantes são essencialmente moscovíticos com baixa quantidade de minerais félsicos, sendo assinalada a presença de metagrauvaques amarelados a acastanhados, semelhantes aos que se reconheceram na formação de Ervedosa adjacente. Os micaxistos acastanhados são fundamentalmente quartzo-micáceos, com predomínio da moscovite sobre todas as fases minerais. Nestes micaxistos reconheceu-se, pontualmente, a presença de andaluzite.

Nas áreas delimitadas como micaxistos por vezes ocorrem pequenos afloramentos de migmatitos (essencialmente diatexitos) sobrejacentes a áreas graníticas, como por exemplo a norte das localidades de Pala, de Granja e de Torres. Em particular, entre Valbom e Pala (NW) os migmatitos aflorantes (sem representação à escala) estão na adjacência de granitos de duas micas deformados, bem como entre Torres e Tamanhos.

A maioria dos afloramentos de micaxistos são pouco espessos, em particular a norte de Pala e entre Torres e Tamanhos, sobrejacentes a rochas graníticas subsuperficiais dos grupos sin-D₃.

A norte da Granja e para oeste da ribeira do Prado, na faixa de micaxistos (e nos migmatitos) afloram pontualmente (com e sem representação cartográfica à escala

1:50000) granitos biotíticos de grão fino com fenocristais pequenos do grupo tardi- a pós-D₃.

A norte do alinhamento de Penha de Águia - Tamanhos também ocorrem micaxistos em áreas circunscritas do lado oeste e em faixa contínua entre o rio Côa e o limite leste da folha. Nesta faixa, os micaxistos separam a unidade migmatítica a norte de filitos esverdeados da formação de Ervedosa. A passagem entre as unidades metamórficas pode seguir-se em diversos locais (como em Penha de Águia, Vale de Ronca, etc.), merecendo destaque as passagens de filitos verdes a micaxistos e a migmatitos a NW da Quinta da Póvoa, onde se podem também ver as transformações dos metagrauvaques até à sua transformação em neossoma quartzo-feldspático nos metamorfitos de alto grau.

μ – Migmatitos (metatexitos e diatexitos)

Os migmatitos ocorrem predominantemente no complexo anatótico de Penedono - Figueira de Castelo Rodrigo. No entanto, também ocorrem no setor entre Granja e Dominga Chã e, embora com menor expressão e pontualmente sem representação cartográfica, em área com predominância de micaxistos, entre Valbom e Reigadinha.

Na cartografia dos migmatitos não se diferenciaram os diatexitos dos metatexitos por, em vastas áreas adjacentes a granitos de duas micas, ser tarefa relativamente complexa e pouco relevante para o objetivo. Os diatexitos, fortemente associados aos granitos de duas micas, são constituídos essencialmente por quartzo, feldspato potássico e ainda por plagióclases, moscovite secundária (grosseira), biotite e silimanite (fibrolite). O principal acessório reconhecido é a turmalina, tardia relativamente aos demais, designadamente zircão, apatite e opacos. A textura é granoblástica a granolepidoblástica com grão médio a grosseiro (Fig. 9).



Figura 9. Aspeto de migmatitos a SW de Gateira (à esquerda) e a N de Penha de Águia.

Os metatexitos apresentam uma textura granolepidoblástica de grão médio a grosseiro e foliada com abundante biotite, moscovite (secundária), plagióclase, feldspato

potássico, quartzo e silimanite (fibrolite). Como acessórios, zircão, apatite, turmalina, estauroilite e opacos. Nos metatexitos, o paleossoma preserva traços dos protólitos (filitos) e o neossoma apresenta mineralogia predominantemente quartzo-feldspática, essencialmente composta por quartzo, feldspato potássico e plagioclase. Estas características, muitas vezes, traduzem-se no aspeto bandado dos metatexitos.

Os metatexitos distinguem-se dos diatexitos essencialmente pelas suas relações de campo, texturas mais foliadas, mas também petrograficamente, pois os diatexitos apresentam predomínio de feldspato potássico e quartzo e menor quantidade de biotite e moscovite (Fig. 10).

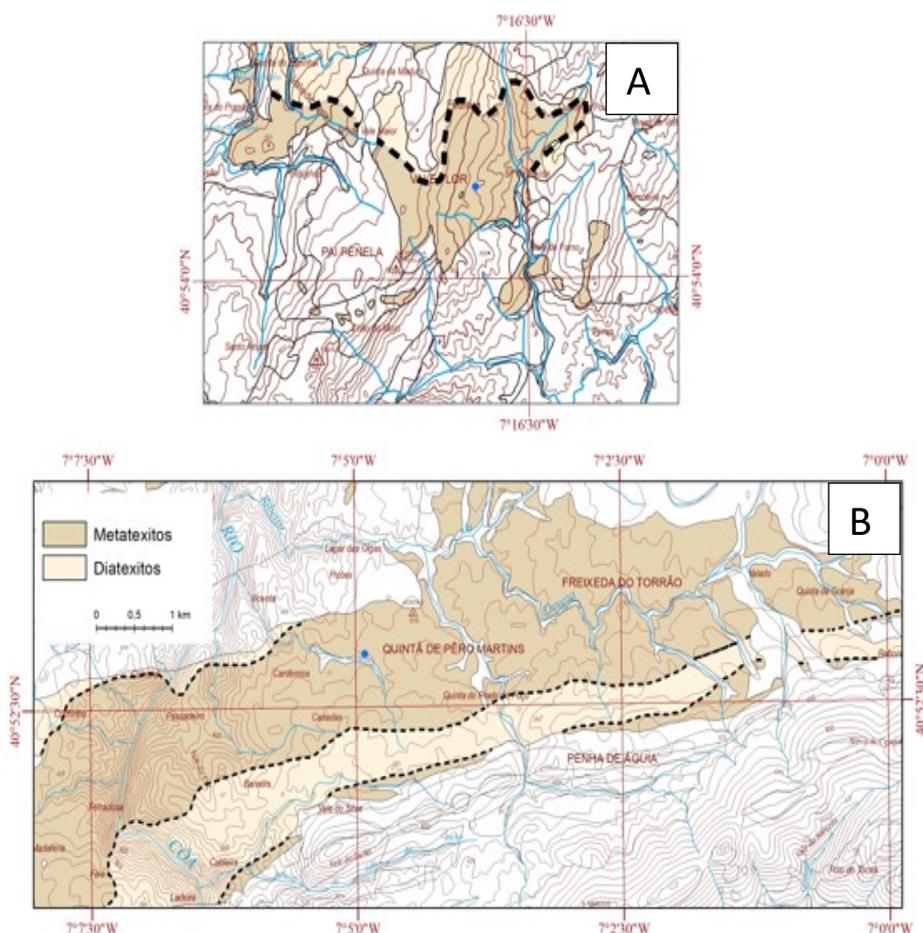


Figura 10. Extrato de áreas migmatíticas. A, setor de Valflor na parte NW da Folha (município da Mêda); B, setor de Quinta de Pero Martins (município de Figueira de Castelo Rodrigo).

A norte do alinhamento Marofa - Tamanhos os diatexitos e os metatexitos dispõem-se, na generalidade, segundo o referido alinhamento, com os metatexitos na zona central da faixa migmatítica e os diatexitos de ambos os lados. A sul do alinhamento, na área de

Granja, ocorrem essencialmente metatexitos, sendo exceção alguns afloramentos métricos de diatexitos sobrejacentes ao granito de Pinhel, entre Valbom e Reigadinha.

B.2 Rochas de Metamorfismo Dinâmico

ω – Ortognaisses moscovíticos

Os gnaisses de protólitos graníticos afloram em áreas a norte do alinhamento Marofa - S. Pedro - Tamanhos - Frechão e no setor a sul, na zona de Sorval - Senhora das Fontes. As rochas são semelhantes, razão pela qual se incluem na mesma unidade.

A maior área aflorante estende-se desde sul de Vieiro até ao Freixial, onde é rejeitada e rodada pela falha do Freixial. A oeste da referida falha continua a aflorar, embora em áreas menores e por vezes descontínuas (Vila Garcia, Vale do Seixo, Tamanhos e Frechão), mas orientadas segundo o alinhamento da Marofa - S. Pedro - Tamanhos - Frechão.

Trata-se de gnaisses de grão médio, moscovíticos, por vezes binários nas zonas menos deformadas, mas sempre com moscovite dominante. A textura é granular foliada, com bandado grosseiro, ocorrendo nalguns setores afloramentos com nítida milonitização e outros com forte catáclase e textura blastomilonítica. No talude da estrada de Santa Eufémia para Cótimos é notória a catáclase do ortogneisse no contacto com o quartzo fraturado, eventualmente denunciador de deformação com características mais frágeis no final da fase D₃.

Os minerais principais são quartzo, feldspato potássico, plagióclase (An₂ a An₁₀), moscovite, biotite e os acessórios são zircão, opacos e turmalina (Macedo, 1988). No gnaisse mais rico em moscovite a composição da plagióclase é An₂ (feldspato), enquanto nos termos mais binários do afloramento do Freixial a composição da molécula anortítica é An₁₀ (albite-oligóclase) e An₁₄ ± 3 (oligóclase) em Sorval - Senhora das Fontes. Os cristais de turmalina no interior dos planos S e C não estão deformados e a substituição da plagióclase pelo feldspato potássico deve estar relacionada com processos metasomáticos, associados à maior intensidade da deformação cisalhante. As áreas de maior enriquecimento da moscovite relacionam-se diretamente com as faixas de maior intensidade de deformação cisalhante.

Os diversos afloramentos do ortogneisse são relativamente homogêneos no que interessa às suas características mineralógicas, químicas e estruturais. Na tabela 1 são apresentadas as análises modais determinadas por Macedo (1988) em amostras, cujos locais foram reconhecidos e registada a foliação qualitativa. Em áreas em que a deformação foi menor, a rocha está pouco foliada e sem bandado definido ou tramas S/C reconhecíveis, constituindo afloramentos de rocha relativamente isótropa (por vezes sem deformação visível em amostra de mão), verificando-se, nestes casos, corresponder a litologia semelhante ao granito de duas micas de grão médio a grosseiro (granito de Gateira, que integra o complexo anatético), como é bem observável no topo da colina em que está implantada a povoação do Freixial e a norte da localidade de Sorval. Também nas áreas com menor deformação não são visíveis em afloramento foliações de cisalhamento tipo C, subsistindo apenas uma ligeira orientação dos cristais de feldspa-

Tabela 1. Composição modal dos ortogneisses e níveis de foliação.

	Tamanhos (***)	Freixial Sul (**)	Freixial	Vila Garcia	Lavadoiros (***)	Sorval
Quartzo	29,0	27,1	31,9	35,9	29,0	31,3
Feldspato K	18,3	16,9	19,2	13,2	16,4	24,9
Plag + Mir	37,7	32,8	28,8	27,6	35,7	27,7
Moscovite	14,0	22,7	18,0	22,3	18,9	12,0
Biotite	0,9	vest.	1,2	0,1	-	2,2
Apatite	0,1	0,5	0,9	0,7	vest.	0,1
Zircão	vest.	-	-	-	-	-
Turmalina	vest.	-	-	0,2	-	1,8
TOTAL	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

(*/**/****) – Menos a mais foliado

to e da moscovite (foliação S); nestas áreas de menor deformação verifica-se a presença de maiores quantidades de biotite. Adicionalmente, relativamente ao protólito verifica-se o enriquecimento em moscovite e plagioclase e uma ligeira diminuição no tamanho do grão.

Nestes termos, considera-se que o protólito do ortogneisse médio moscovítico foi o granito de duas micas de grão médio a grosseiro. Este tipo de granito está associado aos demais granitos de duas micas peraluminosos (granitos S) e aos migmatitos. Outros granitos, apesar de terem estado sujeitos a deformação semelhante, não perderam as suas características ígneas, embora algumas fases minerais tenham diminuído significativamente nos corredores de maior deformação, como se constata com a diminuição da biotite no granito de Vieiro.

No entanto, apesar das diferenças referidas, o ortogneisse foi sujeito a forte deformação, bem marcada pela orientação da moscovite remanescente, pelas formas sigmoides dos cristais de feldspato potássico e pelo alongamento das plagioclases e quartzo e pelas foliações de cisalhamento C bem definidas pelas moscovites. As características do protólito favoreceram as transformações mineralógicas, dando ao ortogneisse um aspeto grosseiro com bandado mal definido. Como referido, os ortogneisses ocorrem em áreas sujeitas a cisalhamentos com movimentação direita (Sorval - Senhora das Fontes) e na zona de cisalhamento de Juzbado - Penalva do Castelo com sentido de movimento esquerdo. A gnaissificação revela-se mais acentuada nos afloramentos afetados (por vezes milonitizados) pela zona de cisalhamento de Juzbado - Penalva do Castelo que nos cisalhamentos direitos, a sul, na área de Sorval (Tab. 1).

Os reconhecimentos de campo nos vários afloramentos dos ortogneisses parecem compatibilizar-se com os resultados obtidos por Macedo (1988), em particular no que interessa às áreas com maior e menor deformação.

Os afloramentos deste ortognaisse têm uma forma alongada e orientação geral N60°-70°, bordejando pelo lado norte o alinhamento Marofa - S. Pedro - Tamanhos - Frechão, devendo a deformação ter ocorrido entre a cristalização do protólito (granito de duas micas médio a grosseiro) e o final da deformação transcorrente geradora das foliações de cisalhamento C e C' e foliações miloníticas nas áreas de maior intensidade da deformação. Em função das relações de campo entre os diversos tipos petrográficos ígneos e metamórficos admite-se que as transformações dos protólitos graníticos em ortognaisses ocorreram, essencialmente, durante o período tardi-D₃.

Do lado norte do alinhamento, as foliações de cisalhamento C (e as tramas S/C) indicam movimento esquerdo (ortognaisses de S. Pedro-Vieiro, Seixo, Tamanhos e Frechão), enquanto no ortognaisse de Sorval as foliações de cisalhamento C indicam movimento direito, em particular na parte norte do afloramento gnáissico do Sorval - Senhora das Fontes.

A SW de Vieiro a foliação de cisalhamento C apresenta-se mais norтеada (N40°), possivelmente devido a rejogo e rotação com flexão para SW do bloco entre as falhas da Ribeira de Massueime e a falha de Vieiro.

A intensidade da deformação é tendencialmente uniforme na generalidade dos afloramentos ao longo do alinhamento Marofa - S. Pedro - Tamanhos - Frechão, embora ocorram áreas - corredores - em que a deformação foi mais intensa, com ângulos entre as foliações S e as foliações do tipo C de 10° ou mesmo estruturas fluidais, como na área de Seixo. Também em Tamanhos as foliações de cisalhamento C sobrepõem-se às foliações S, gerando foliações miloníticas na zona de deformação máxima e ângulos de cerca de 10° entre S e C em zonas mais afastadas da deformação máxima, como na Capela de S. Pedro em Tamanhos. Nestas áreas de maior deformação o ortognaisse é francamente moscovítico, embora, por vezes, nas zonas fortemente foliadas/milonitizadas se verifique também a rarefação de moscovite (Fig. 11).



Figura 11. Planos S e C em afloramento de ortognaisse moscovítico de Entre Castelos (S. Pedro).

Os afloramentos gnáissicos são cortados por outras falhas com direções N10°-15°E e movimento esquerdo, em alguns locais preenchidas por rocha básica.

No afloramento de ortognaisse moscovítico médio de Freixial (pouco deformado e com biotite) pelo sistema K-Ar em moscovites foram estimadas idades de 308 ± 8 Ma (Macedo, 1988). Em amostra de afloramentos com cisalhamento acentuado (Tamanhos) as idades estimadas por K - Ar foram 302 ± 6 Ma (Macedo, 1988).

Mais recentemente, em amostra referenciada na área de Bogais, Fernández e Pereira (2017) estimaram idades U-Pb de $307,8 \pm 3,1$ Ma. Esta datação está em linha com idade estimada através de K-Ar por Macedo (1988) em moscovites de 308 ± 8 Ma na mesma área.

No ortognaisse de Senhora das Fontes as datações K-Ar em moscovites foram estimadas idades de 311 ± 6 Ma e em biotite 300 ± 6 Ma (Macedo, 1988). Para o autor, a idade mais recente corresponde à deformação mais recente, atribuída aos cisalhamentos direitos, mais tardios.

Admitindo-se que o protólito granítico anatótico terá cristalizado durante sin-D₃ após o que com a transpressão durante o período tardi-D₃ foi sujeito a gnaissificação e a exumação (em que as brechas tectónicas e cataclastos parecem revelar um regime mais frágil, eventualmente já no período tardi- a pós-D₃).

B.3. Rochas Ígneas

Na área interessada à Folha de Pinhel foram reconhecidos vinte e dois tipos principais de fácies de rochas ígneas plutónicas, todas relacionadas com a Orogenia Varisca.

Os diferentes tipos de rochas ígneas seguem uma cronologia de instalação/cristalização durante a fase de deformação dúctil D₃ [310 ± 15 Ma], cujos períodos de instalação dos vários grupos têm sido estudados ao longo das últimas décadas, entre outros, por Ferreira *et al.* (1987), Dias *et al.* (2010), Mateus e Noronha (2010), Azevedo (2013), Aguado *et al.* (2005, 2017) e Fernández e Pereira (2016, 2017). Na tabela 2 sintetizam-se os intervalos temporais propostos por autores estudiosos da problemática (Azevedo, 2013; Dias *et al.*, 2010; Mateus e Noronha, 2010).

Outros autores referem intervalos temporais ligeiramente diversos, salientando-se, entre outros, Fernández e Pereira (2017) e Neiva *et al.* (2011). Sublinha-se a definição por Neiva *et al.* (2011) de um período sin- a tardi-D₃, cujo intervalo temporal vai de 312 a 305 Ma.

A cartografia de campo permitiu diferenciar e definir as fácies com base em critérios petrográficos, estruturais e nas relações de campo, sendo que alguns tipos se subdividiram em função da intensidade da deformação e porfiroidismo. Os mesmos critérios estabeleceram os agrupamentos de fácies e a sequência relativa de instalação/cristalização. No entanto, em cada grupo a sequência da descrição pode não corresponder à ordem cronológica de instalação/cristalização, por se ter optado pela associação de texturas próximas e pelas relações entre fácies e enquadramento geométrico e espacial.

Tabela 2. Síntese das sequências de instalação/cristalização de plutónicas variscas na ZCI.

Azevedo, 2013	Granitos biotíticos e granodioritos precoces, com deformação variável	Leucogranitos e granitos de duas micas fortemente peraluminosos, com deformação variável	Granitos essencialmente biotíticos, frequentemente porfiróides, e rochas básicas e intermédias associadas		Granitos biotíticos -moscovíticos, por vezes porfiroides
	322 - 311 Sin-D ₃	317 - 312 Sin-D ₃	307 - 298 Tardi- a pós-D ₃		302 - 294 Tardi- a pós-D ₃
Dias <i>et al.</i> (2010)	Monzogranitos / granodioritos biotíticos fraca a moderadamente peraluminosos	Granitos de duas micas fortemente peraluminosos	Monzogranitos / granodioritos essencialmente biotíticos, fraca a moderadamente peraluminosos, por vezes associados a rochas de composição básica a intermédia	Granitos de duas micas fortemente peraluminosos	Granitos biotíticos-moscovíticos, ligeiramente metaluminosos a peraluminosos
	321 – 313 Sin-D ₃		312 – 306 Tardi-D ₃	300 ± 1 Tardi- a pós-D ₃	299 - 290 Pós-D ₃
Mateus e Noronha, 2010	Granitos de duas micas fortemente peraluminosos, com afinidade alumino-potássica		Monzogranitos / granodioritos biotíticos moderadamente peraluminosos	Leucogranitos peraluminosos de duas micas	Granitoides de afinidade subalcalina ferro-potássica composicionalmente evoluídos
	320-310 Sin-D ₃		310-305 Tardi-D ₃	300 Tardi-Pós-D ₃	296-290 Pós-D ₃

B.3.1 Rochas ígneas sin-D₃

Rochas ígneas anatóticas sin-D₃

No decurso dos levantamentos/reconhecimentos e atentas as relações de campo admite-se um intervalo para o período sin-D₃ entre [324 - 312 Ma], podendo, eventualmente, alguns granitos de duas micas peraluminosos serem um pouco mais antigos e outros

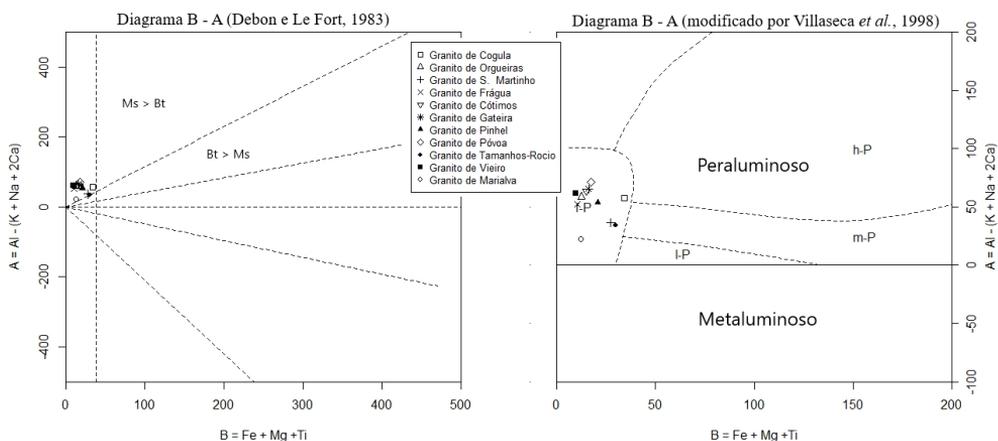


Figura 13. Projeção de médias representativas de amostras dos granitos de duas micas no diagrama B - A de Debon e Le Fort (1983) e no diagrama B - A, modificado por Villaseca *et al.*, (1998).

instalação. O mesmo tipo de alteração ocorre em fácies graníticas na Folha de Vila Nova de Foz Côa em áreas sob influência da Falha da Vilariça – Manteigas.

Neste grupo a cartografia geológica permitiu diferenciar três fácies porfíroides com variações na granularidade e textura, de outras três fácies não porfíroides com variações na granularidade. Nestas foram ainda distinguidas as fácies de granitos de duas micas de grão fino a médio com deformação variável, representados pelos afloramentos de Pinhel, Póvoa d'El Rei, Tamanhos-Rocio e Vieiro.

Granitos de duas micas com megacrístais

A projeção de amostras representativas de cada uma das fácies graníticas de duas micas com megacrístais no diagrama $R_1 - R_2$ (De la Roche *et al.*, 1980) classifica-as como granitos, em posição próxima do limite com o campo dos granitos alcalinos. A projeção no diagrama de Shand (1943) das mesmas amostras representativas revela que as fácies de granitos de duas micas com megacrístais apresentam valores de saturação em alumina e de alcalis superiores a 1,0 - rochas peraluminosas.

As características químicas e mineralógicas estão sintetizadas nos diagramas de Debon e Le Fort (1983), confirmando-se o carácter peraluminoso e a natureza e a quantidade relativas entre as micas (Fig. 14).

A projeção no diagrama B - A de Debon e Le Fort (1983) confirma os dados de campo relativamente à dominância da moscovite sobre a biotite nas três fácies, embora com expressão atenuada no granito de S. Martinho.

A projeção no diagrama de classificação química de Shand (1943) mostra que o granito de Cogula é muito semelhante ao granito de Orgueiras. Ambos são peraluminosos com níveis idênticos de saturação em alumina e na relação alumina - álcalis. A fácies correspondente ao granito de S. Martinho revela valores de A/CNK inferiores (1,15) o que a afasta do campo fortemente peraluminoso apesar de todas as fácies se incluírem no

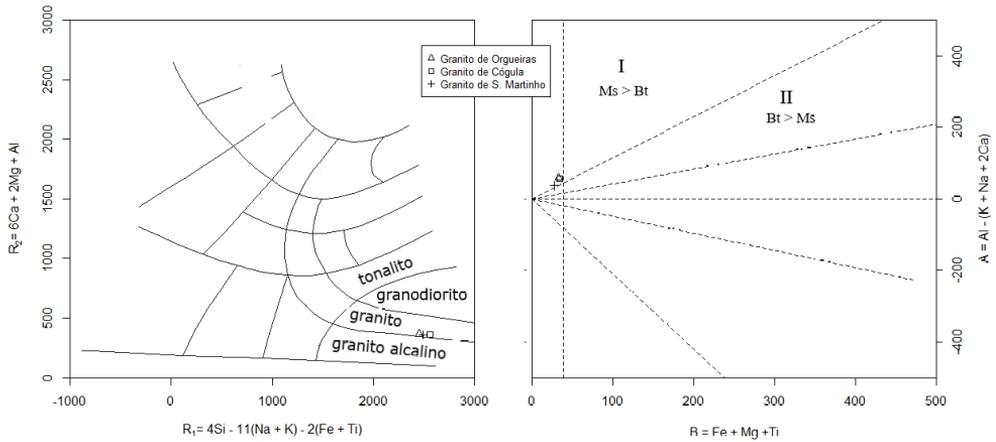


Figura 14. Projeção das amostras representativas das fácies de duas micas porfiroides no diagrama R1 - R2 (De la Roche *et al.*, 1980) e no diagrama B - A de Debon e Le Fort (1983). Ms – moscovite; Bt – biotite.

campo peraluminoso félsico, como especifica o diagrama de Villaseca *et al.* (1998) (Fig. 15).

Os diagramas de classificação química e químico-mineralógica confirmam as observações de campo no que interessa à fácies média (granito de Orgueiras) e à fácies média a grosseira (granito de Cogula), cujas principais diferenças resultam do tamanho do grão (mais grosseiro) e maior quantidade de fenocristais (no granito de Cogula) e maior tamanho dos megacristais no granito de Orgueiras, bem como a diminuição da proporção moscovite/biotite e inversão da relação feldspato potássico/plagioclase no granito de S. Martinho.

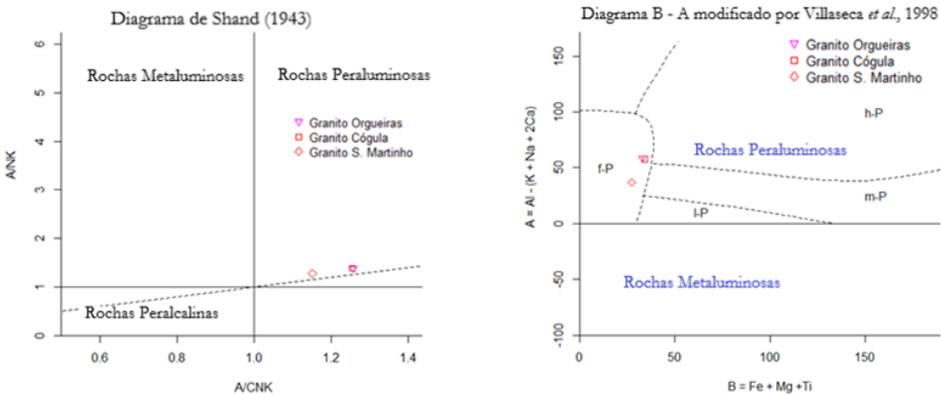


Figura 15. Projeção de amostras representativas no diagrama de Shand (1943) e no diagrama B - A modificado por Villaseca *et al.*, (1998): h-P – fortemente peraluminoso; m-P – moderadamente peraluminoso; l-P – fracamente peraluminoso; f-P – peraluminoso félsico.

γ'_{mfm} – Granito de duas micas, de grão médio a fino, tendência porfiroide (Granito de S. Martinho)

Os afloramentos do denominado granito de S. Martinho ocorrem a norte de Trancoso e em S. Martinho e Ribeira do Freixo. Trata-se de um granito de duas micas, de grão médio a fino e tendência porfiroide. A principal característica desta fácies de grão médio predominante é o grande tamanho dos fenocristais de feldspato potássico, claramente os de maiores dimensões do grupo dos granitos de duas micas.

Apresenta textura granular alotriomórfica com quartzo, feldspato potássico, plagioclase, uma ligeira predominância da moscovite relativamente à biotite que mostra cloritização, por vezes acentuada. Os acessórios são opacos, zircão e apatite. A composição da molécula anortítica na plagioclase é $An_{13} \pm 2$ (Macedo, 1988).

Os contactos deste granito com as rochas envolventes são nítidos. Os afloramentos desta fácies ocorrem em duas áreas adjacentes a ramo da falha da Vilarça-Manteigas, verificando-se em alguns locais que a fácies média a fina de tendência porfiroide está subjacente ao granito de duas micas, porfiroide, de grão médio a grosseiro.

A disjunção originou lajes de dimensões variáveis, tal como a generalidade dos seus congêneres de duas micas. Pontualmente ocorrem blocos alongados com espessura significativa.

As diferenciações pegmatíticas são frequentes e não têm orientação preferencial. O granito é relativamente isótropo e, com exceção de área próxima da localidade de Ribeira do Freixo onde foi reconhecida uma foliação nas biotites, bem como uma ligeira tendência para a orientação dos esparsos megacristais de feldspato potássico, eventualmente relacionadas com a zona de cisalhamento de Cogula - Ribeira do Freixo (Fig. 16).



Figura 16. Aspeto dos afloramentos do granito de S. Martinho, nos quais se destaca o tamanho dos fenocristais.

Nos afloramentos desta fácies são relativamente frequentes os filões básicos, muito alterados, com orientação concordante com ramos da falha da Vilarica-Manteigas, no troço Valdujo - Chafariz do Vento.

γ'_{mmg} – Granito de duas micas, porfiroide, de grão médio a grosseiro (Granito de Cogula)

Granito de duas micas, porfiroide, de grão médio a grosseiro que ocupa áreas a sul de Cótimos na parte SW da folha e está frequentemente subjacente a migmatitos. As percentagens de biotite e de moscovite são variáveis, revelando em amostra de mão uma relativa dominância de moscovite. Os fenocristais são pequenos e estreitos (1,5 a 2 cm x 0,3 a 0,6 cm) e estão dispostos irregularmente formando, por vezes, uma rede muito densa. Corresponde à fácies granítica do grupo de duas micas que apresenta maior abundância (densidade) de fenocristais. Pontualmente a matriz é mais grosseira, verificando-se nestes casos, nas micas, um predomínio claro da moscovite, que por vezes ocorre em agregados de maiores dimensões.

A composição mineralógica deste granito (Macedo, 1988) é muito semelhante às dos restantes granitos do grupo de duas micas da Folha de Pinhel. Os minerais principais são: quartzo, feldspato potássico, plagióclase, biotite, moscovite e como acessórios apresenta zircão, apatite, silimanite, esfena e opacos. A composição da molécula anortítica na plagióclase é An13 (oligóclase).

A projeção das amostras (Macedo, 1988) no diagrama de Debon e Le Fort (1983) cai no campo das micas ($M_s > B_t$) com $A > 0$ refletindo o carácter peraluminoso. Adicionalmente, a modificação do mesmo diagrama proposta por Villaseca *et al.* (1988) classifica o granito de Cogula como peraluminoso félsico, embora algumas amostras revelem tendência peraluminosa mais moderada (Fig. 17).

A textura é granular hipidiomórfica com catáclase nas zonas de maior deformação com fracturação dos fenocristais, arqueamento da plagióclase e das micas e extinção

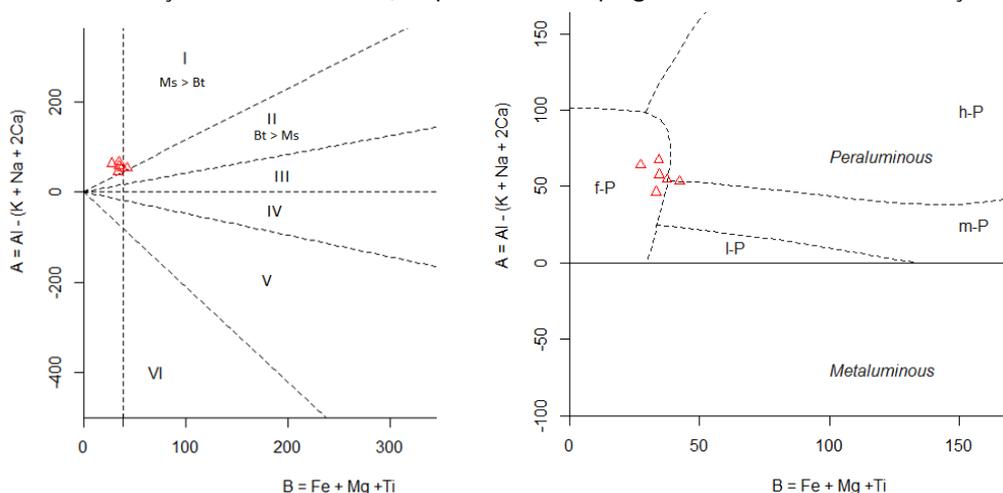


Figura 17. Projeção de amostras do granito de duas micas, porfiroide, de grão médio a grosseiro: à esquerda, no diagrama de Debon e Le Fort (1983); à direita, no diagrama B – A modificado por Villaseca *et al.*, (1988).

ondulante do quartzo.

Os afloramentos apresentam contornos muito sinuosos com os congêneres anatéticos, designadamente com outros granitos de duas micas e com migmatitos. Este granito não aflora para leste da falha N20° que passa por Freixial (doravante falha do Freixial). Merece especial referência a circunstância de os afloramentos desta fácies estarem circunscritos, a leste e a oeste, respetivamente, pela falha do Freixial e por alinhamento com orientação da falha da Vilariça, no setor Moreira de Rei - Trancoso.

Nos afloramentos deste granito ocorrem algumas diferenciações aplíticas na adjacência do alinhamento Marofa - S. Pedro - Tamanhos - Frechão que também é o seu limite sul. Nos setores mais próximos do referido alinhamento, relacionado com a zona de cisalhamento de Juzbado - Penalva do Castelo, a fácies apresenta foliações bem marcadas com deformação dos fenocristais de feldspato potássico e com orientação das biotites, em particular entre as povoações de Freixial e Vale do Seixo com prolongamento até oeste de Tamanhos.

Nesta fácies a norte do alinhamento Marofa - S. Pedro - Tamanhos - Frechão, como referido antes, verifica-se orientação da biotite e dos megacristais de feldspato potássico e das plagioclases, bem como maiores concentrações de plagioclases nas áreas mais afetadas pela deformação, designadamente com a aproximação ao principal corredor da Zona de Cisalhamento de Juzbado - Penalva do Castelo (Fig. 18).



Figura 18. Imagens do granito de Cogula que denunciam a aproximação à ZCJPC e efeitos da deformação que tende a promover a recristalização.

A disjunção ocorre em blocos esféricos ou elipsoidais por vezes de dimensões consideráveis e ocupando vastas áreas.

Na zona de Cogula - Ribeira do Freixo em afloramentos deste granito e também noutros de congêneres do mesmo complexo anatético assinala-se uma zona de cisalhamento N60° ± 10°, desde a Ribeira de Cótimos até Ribeira do Freixo, descontinuada pela

falha N20° que passa por Vale do Seixo (falha de Vale do Seixo) (Fig. 19).

O granito é intersetado por numerosas falhas que se podem associar em três grupos principais de direção N20°E, N70°E e N25°W. A preencher as falhas N20°E e algumas N25°W ocorrem filões de rochas básicas; o grupo N70°E corresponde à faixa de deformação da ZCJPC que em regime dúctil-frágil deformou o granito. Além de rochas básicas ocorrem filões de quartzo com direções idênticas às das falhas anteriormente citadas. Estes filões de quartzo não apresentam qualquer tipo de mineralização.

Em áreas não deformadas as datações efetuadas por Macedo (1988) através do sistema K-Ar estimaram idades de 307 ± 5 Ma (em biotite) e de 310 ± 5 Ma (em moscovite).

Em afloramento desta fácies em área a norte de Tamanhos, foi encontrada uma referência relativa a datação pelo sistema U-Pb em zircões, cujas idades estimadas colocam a instalação/cristalização em 317 ± 9 Ma (Fernández e Pereira, 2016). Adicionalmente, a associação com migmatitos indicia que a instalação/cristalização da fácies granítica ocorreu durante o período sin-D₃.



Figura 19. Zona de cisalhamento de Cogula - Ribeira do Freixo afetando o granito de duas micas, porfiroide, de grão médio a grosseiro e migmatitos.

γ'_{mT} – Granito de duas micas, de grão médio, tendência porfiroide (Granito de Orgueiras)

Corresponde a granito de duas micas, de grão médio e tendência porfiroide. Apresenta como principais características a dominância da moscovite relativamente à biotite e uma relativa homogeneidade nas dimensões do grão médio, presença de megacristais de feldspato potássico, na generalidade afastados entre si, embora ocorram pontualmente em maior densidade (Fig. 20).

Este granito ocorre em pequenos afloramentos ao longo do maciço de Penedono - Escalhão. A sua ocorrência restringe-se ao limite norte da folha e a três pequenos afloramentos, com continuidade para a Folha de Vila Nova de Foz Côa, a leste do ramo da falha da Vilariça, no troço Longroiva - Marialva. Os contactos deste granito com os granitos adjacentes são difusos e geralmente sob áreas muito arenizadas.

Ao microscópio mostra textura granular hipidiomórfica. O quartzo é abundante e intersticial. O feldspato ocorre em megacristais e na matriz, como microclina e albite. A biotite, com bordos corroídos, ocorre instável passando a clorite. Como acessórios ocorrem óxidos de ferro, zircão e apatite.

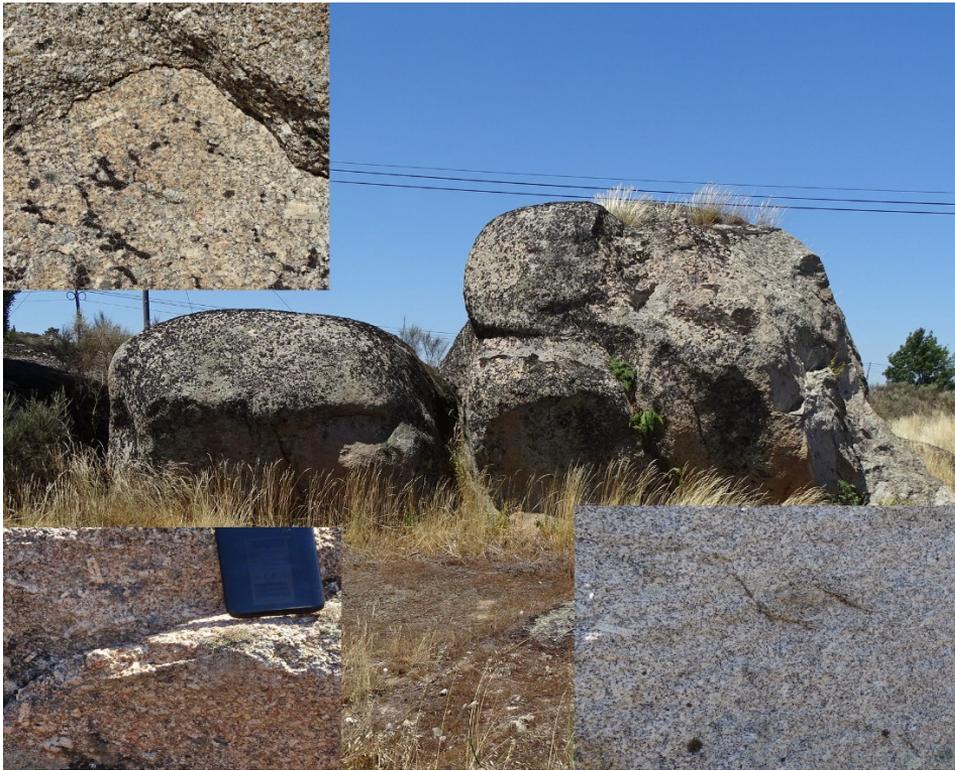


Figura 20. Blocos salientes desta fácies a NE de Marialva. Assinala-se a presença de fenocristais, que na maioria dos afloramentos estão afastados entre si.

Os fenocristais têm geralmente dimensões 3 a 5 cm x 1 cm, podendo pontualmente atingir maiores dimensões (6 x 2 cm). Como referido verifica-se alguma heterogeneidade na abundância de fenocristais.

No afloramento desta fácies a oeste da Quinta dos Vilhenas (Figueira de Castelo Rodrigo) e através do sistema U-Pb em zircões foram determinadas idades de 314 ± 2.6 Ma (Ferreira, 2020), que colocam a sua instalação/cristalização durante sin-D₃.

Granitos de duas micas sem megacristais

γ'_{mg} – Granito de duas micas de grão médio a grosseiro (Granito de Gateira)

Os afloramentos da fácies granítica de duas micas e de grão médio a grosseiro ocorrem na metade norte da folha e inserem-se na área nuclear do maciço de Penedono - Escalhão. Esta fácies aflora de forma contínua desde Gateira até Vilar Afonsinho, continuando segundo a mesma orientação WSW - ENE para além do limite da folha. Em afloramento o granito apresenta-se relativamente homogéneo de granularidade média a grosseira de duas micas com ligeiro predomínio de moscovite sobre a biotite.

Ao microscópio apresenta textura granular hipidiomórfica. O quartzo é muito abun-

dante, bem como a microclina e albite-oligóclase. Os cristais de plagióclase são pequenos e zonados. Nas micas, a biotite está por vezes cloritizada, enquanto a moscovite revela alguma sericitização. O zircão e os óxidos de ferro são os acessórios mais comuns (Macedo, 1988). São frequentes os agregados de biotites e de moscovites nos afloramentos deste tipo de granito.

A projecção no diagrama B - A de Debon e Le Fort (1983) coloca o granito de duas micas médio a grosseiro próximo do limite do grupo dos leucogranitos (Fig. 21).

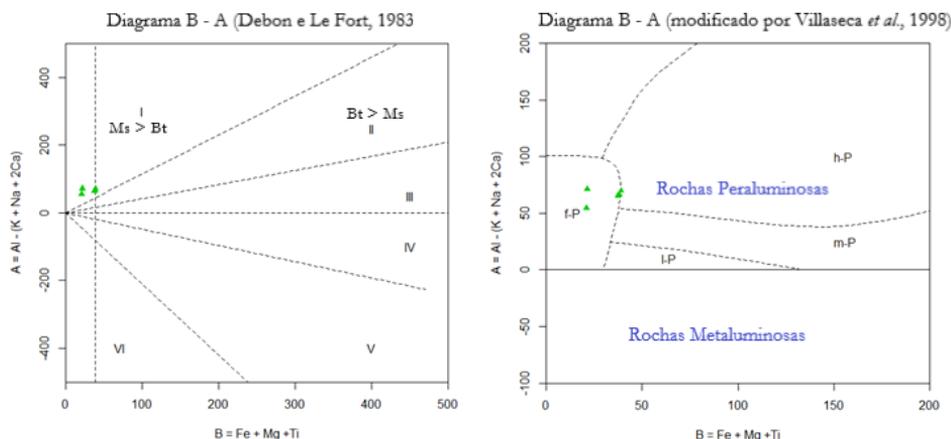


Figura 21. Projecção de amostras (Macedo, 1988) do granito de duas micas de grão médio a grosseiro (Granito de Gateira) no diagrama B - A de Debon e Le Fort (1983) e no diagrama B - A, modificado por Villaseca *et al.*, (1998).

O granito de Gateira contacta diretamente, com passagens mais ou menos graduais, com os granitos de duas micas de grão fino a médio (granito de Cótimos), com o granito de duas micas de grão médio (granito de Frágua do Castanheiro) e com o granito de duas micas, de grão médio e tendência porfiroide (granito de Orgueiras) e também com migmatitos. Em alguns locais onde foi possível observar os contactos, o granito de duas micas de grão médio a grosseiro está subjacente aos congéneres anactéticos não porfíroides, como se pode constatar em afloramentos a oeste de Vilar Afonso (Fig. 22).

A maior área aflorante desenvolve-se segundo alinhamentos WSW-ENE, entre Gateira e Vilar Afonso, subjacente ao granito de duas micas fino a médio. Por vezes, na parte interna dos afloramentos está subjacente a migmatitos. Pontualmente ocorrem afloramentos menores, entre Coriscada e Barreira, a leste do alinhamento de granitoides tardi- a pós-D₃ do maciço de Aguiar da Beira - Moreira de Rei. A oeste deste maciço, a fácies aflora nas áreas de Chãos e Torre de Terrenho - Mendo Gordo.

Esta fácies não aflora em áreas interessadas à ZCJPC nem em setores a sul da folha.

Nas áreas intersectadas pela ZCJPC admite-se que a fácies constitua o protólito dos ortogneisses moscovíticos acima referidos.



Figura 22. Afloramentos de granitos de duas micas de grão médio a grosseiro (na parte direita e inferior das imagens) em contacto com a fácies, não porfiroide, de grão fino a médio.

A sul de Cidadelhe em amostra colhida em afloramento deste granito não porfiroide foram obtidas idades U-Pb em zircões de $313 \pm 1,9$ Ma (Ferreira, 2020), que confirmam as relações de campo e a cristalização durante o período sin- D_3 .

Granito de duas micas de grão fino a médio; deformado

O granito de duas micas de grão fino a médio ocorre em áreas distintas. A norte do alinhamento Marofa - S. Pedro - Tamanhos - Frechão, a área granítica de grão fino a médio tem maior desenvolvimento segundo o alinhamento WSW- ENE, estando associada a outros granitos de duas micas e a migmatitos, inserindo-se no maciço plutono-metamórfico de Penedono - Escalhão. No conjunto, os litótipos referidos, constituem um complexo anatético, bem definido desde a fronteira com Espanha até Trancoso (no limite sul da folha) e Aveloso (no limite norte), prolongando-se para WNW para Mêda - Penedono. A exumação do complexo terá sido facilitada pela movimentação transcorrente esquerda das zonas de cisalhamento que o delimitam lateralmente.

A sul do alinhamento da Marofa - S. Pedro - Tamanhos - Frechão ocorre também uma faixa do mesmo tipo de granito de duas micas de grão fino a médio, embora com deformação variável e afloramentos, por vezes descontínuos, com uma orientação geral E-W. Os principais afloramentos correspondem aos denominados granitos de Pinhel, de Póvoa d'El Rei e de Tamanhos-Rocio, que se apresentam deformados com intensidades variáveis. Em todos os afloramentos ocorrem estruturas definidoras de deformação cisalhante, variável e não homogénea, mas em que nalguns corredores, delimitados e restritos, são bem visíveis as marcas de metamorfismo dinâmico. Nessas zonas a deformação está impressa nos planos C e S onde por vezes se verifica a coincidência, por paralelização, de ambos os planos.

Nestes afloramentos graníticos de duas micas de grão fino a médio ocorrem (predominantemente) foliações de cisalhamento C direitas, especialmente ao longo do bordo norte dos afloramentos de Pinhel e Póvoa D'El Rei. As mesmas fácies afloram do lado sul do mesmo alinhamento E - W de forma descontínua e alongada, embora neste setor as foliações C/S indiquem sentido de movimento esquerdo.

A massa granítica deformada estende-se de Cinco Vilas (na área representada pela Folha de Figueira de Castelo Rodrigo) em contínuo por Vale de Madeira até Pinhel, passando a aflorar de forma descontínua para W de Pinhel, sob formações do Grupo do Douro (ou metamórficas derivadas de grau médio) até poente de Póvoa d'El Rei. Um deradeiro afloramento ocorre a S-SE de Tamanhos, com marcada deformação cisalhante, neste caso apenas com movimentação esquerda, que aparenta estar circundado pelo granodiorito de Tamanhos e intruído pelo tonalito de Torres que o separou em diversos afloramentos.

Os granitos deformados não perderam as características ígneas sendo classificados no diagrama $R_1 - R_2$ (De la Roche *et al.*, 1980) na mesma área do campo da fácies equipada, não deformada, correspondente ao granito de Cótimos (Fig. 23).

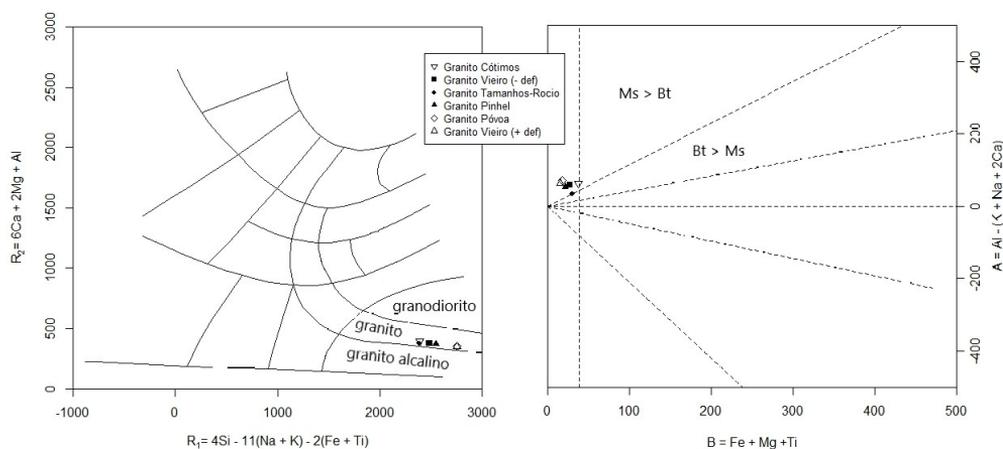


Figura 23. Projeção de amostras representativas de fácies deformadas e não deformadas (a verde) do granito de duas micas de grão fino a médio; à esquerda no diagrama $R_1 - R_2$ (De la Roche *et al.*, 1980); à direita no diagrama B - A de Debon e Le Fort, 1983.

A projeção de amostras no diagrama B – A de Debon e Le Fort (1983) não mostra diferenças significativas entre os vários afloramentos de granito de duas micas de grão fino a médio. A principal diferença a registar é o ligeiro afastamento de amostra relativa ao afloramento de Tamanhos-Rocio, com o valor de A mais baixo (34,5) e maior quantidade de biotite que os congéneres, sendo também de assinalar que a amostra foi colhida em afloramento de granito de duas micas deformado e encaixado entre dois afloramentos maiores de rocha de composição intermédia.

A projeção das amostras (Macedo, 1988) tendo por variáveis a SiO_2 e A/NK mostra maiores valores de sílica nas amostras de locais reconhecidamente mais deformados.

Na projeção que confronta a SiO_2 com o $\text{FeO}_{\text{total}}$ é também confirmada a perda dos componentes químicos constituintes de minerais máficos, sendo de esperar uma diminuição das quantidades de biotites nas áreas mais deformadas o que também se constatou nos afloramentos correspondentes. A amostra de granito de Vieiro colhida a norte da localidade de Azêvo embora menos deformada já denota alterações químico-mineralógicas resultantes da deformação, que foram extremadas para locais adjacentes ao contacto com rochas metamórficas do Ordovícico, fortemente influenciadas por corredor com grande intensidade de deformação da Zona de Cisalhamento de Juzbado - Penalva do Castelo, como bem mostra a amostra mais deformada do granito de Vieiro (Fig. 24).

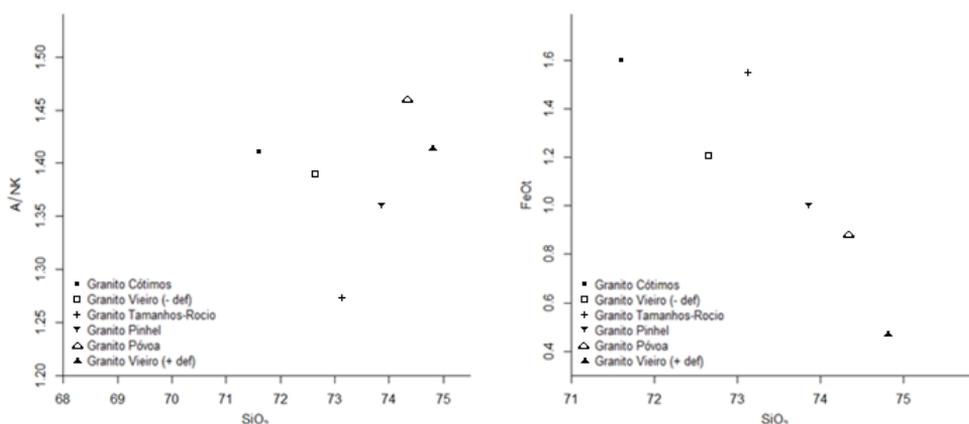


Figura 24. Projeções SiO_2 vs A/NK e SiO_2 vs $\text{FeO}_{\text{total}}$ das médias das amostras dos granitos de duas micas de grão fino a médio. Granito de Vieiro (- def: menos deformado; + def: mais deformado).

O comportamento dos álcalis com a deformação parece ser menos linear, embora a projeção de amostras das fácies em diagrama $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ confirme que para maior deformação maior foi o empobrecimento de K_2O . Pelo contrário, o acentuar da deformação promoveu o enriquecimento em Na_2O , bem como o aumento do carácter ácido e perda de componentes ferromagnesianas nos litótipos mais deformados, como também mostram os gráficos seguintes e se verificou nos levantamentos de campo (Fig. 25).

Adicionalmente, a diminuição de K_2O e o aumento de Na_2O nos litótipos mais deformados tem reflexo nas variações das composições mineralógicas, com maior quantidade de plagioclases e menor quantidade de feldspatos potássicos nas fácies mais deformadas relativamente às fácies menos deformadas e ou não deformadas.

A tabela 3 elaborada com base nas análises modais realizadas por Macedo (1988) e nos reconhecimentos dedicados à cartografia da folha, mostra as percentagens das fases minerais constituintes das fácies graníticas de grão fino a médio e relaciona-as com a intensidade da deformação observada nas áreas de colheita das amostras.

Em função das áreas aflorantes, da maior ou menor deformação (cisalhante) ou da sua ausência, a área ocupada pela fácies granítica de grão fino a médio subdividiu-se em três tipologias.

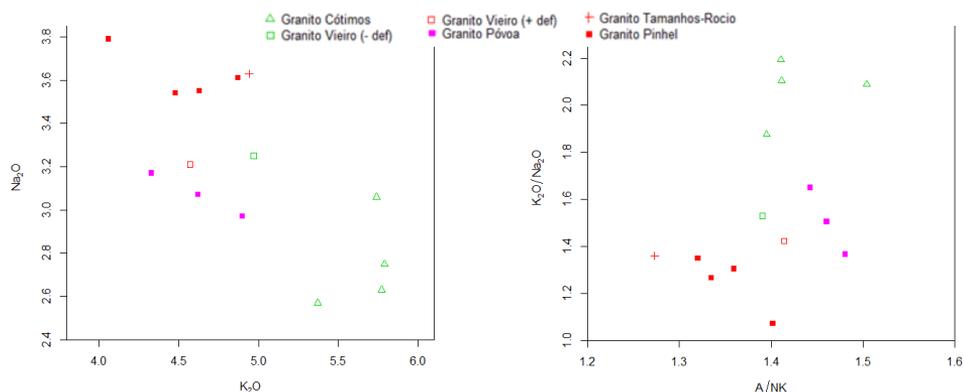


Figura 25. Projeções Na_2O vs K_2O e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ vs A/NK das amostras médias dos granitos de duas micas de grão fino a médio.

Tabela 3. Análise modais dos granitos de duas micas de grão fino a médio (Macedo, 1988).

	γ' fm – Cótimos	γ' fm – Pinhel		γ' fm - Póvoa d'El Rei		γ' fm - Vieiro
	Não deformado	def. >	def. >>	def. >	def. >>	def. >
Quartzo	31,9	30,8	32,3	27	26,8	32,0
K – Feldspato	30,7	25,1	22,9	31,4	23	25,7
Plagióclase	19,7	29,6	36,2	25,5	32,7	25,9
Moscovite	11,8	9,8	6,8	12	14,1	14,1
Biotite	5,5	4,2	1,6	3,7	2,7	2
Apatite	0,1	0,4	Vest.	0,20	0,3	0,3
Zircão	0,2	0,1	-	Vest.	Vest.	Vest.
Rutilo	0,1	-	-	-	-	-
Opacos	Vest.	Vest.	-	-	-	-
Esfena	-	-	0,3	-	-	-
Total	100	100	100	100	100	100

(deformado: def. >; mais deformado: def. >>)

γ' fm – Granito de duas micas de grão fino a médio (Granito de Cótimos)

Corresponde aos afloramentos não deformados de granito de duas micas de grão fino a médio. Pontualmente, na área delimitada, ocorrem afloramentos com expressão territorial reduzida de fácies de grão fino (Capela da Senhora dos Milagres - Barreira e a ponte de Coriscada), bem como uma outra francamente média a SW de Coriscada. No extremo NE da folha ocorrem pequenos afloramentos com disjunção esférica e ou elipsoidal, com ligeira tendência porfiroide (Gateira e Vale Afonso), sobrejacentes ao granito de duas micas de grão médio a grosseiro.

Apresenta textura granular hipidiomórfica. Os minerais que constituem a rocha são quartzo, feldspato potássico (microclina), plagioclase, moscovite, biotite, e como acessórios, apatite, zircão, rútilo e opacos (Macedo, 1988). Ocorre caulínização do feldspato e da plagioclase, bem como cloritização da biotite.

O tamanho dos grãos varia desde inferiores a 1 mm até 4 mm, sendo que nas micas é notório o predomínio da moscovite relativamente à biotite, embora seja reconhecida moscovite secundária. Na generalidade, nas proximidades dos contactos com o granito de duas micas de grão médio a grosseiro, ocorre aumento da granularidade da fácies de grão fino a médio.

Considerando a significativa área aflorante desta fácies é frequente a ocorrência de alguns aspetos particulares. Por exemplo, em Paipenela os cristais de quartzo e de biotite são maiores que na generalidade dos restantes afloramentos do granito de Cótimos. Na Quinta de Vale Figueira a matriz é ligeiramente mais fina (maior quantidade de minerais inferiores a 2 mm, mas com moscovite e quartzo maiores que 2 mm).

Em alguns locais foi observado que no contacto com o granito de duas micas de grão médio a grosseiro, a fácies de grão fino a médio está numa posição sobrejacente.

Na Folha adjacente (Aguiar da Beira) e em continuidade com a faixa de granitos anatóticos, Costa (2011) estimou idades U-Pb (em zircões) de $317,2 \pm 1,1$ Ma em amostra colhida em afloramento da mesma fácies e com continuidade espacial com o denominado granito de Cótimos que também aflora a oeste de Mendo Gordo. No mesmo maciço, na área de Penedono, Fernández e Pereira (2017) estimaram idades U-Pb em zircões de 317 ± 3 Ma.

γ'_{m1} – Granito de Vieiro e Pinhel

O granito de duas micas denominado granito de Vieiro ocorre paralelo e no alinhamento Marofa - S. Pedro - Tamanhos, entre Vieiro e Quinta da Póvoa (Penha de Águia).

O granito de Vieiro apresenta-se como um caso particular da fácies dos granitos de duas micas de grão fino a médio por estar deformado como resultado da movimentação transcorrente relacionada com a Zona de Cisalhamento de Juzbado - Penalva do Castelo.

O padrão de deformação é semelhante ao referenciado para as fácies dos afloramentos de Pinhel e Póvoa d'El Rei. No entanto, o granito de Vieiro revela diminuição progressiva da intensidade da deformação, com o afastamento da faixa/corredor de maior deformação junto ao contacto com formações ordovícicas, tornando-se idêntico ao granito de Cótimos (granito de duas micas de grão fino a médio) nas áreas mais distantes da zona de maior deformação.

O afloramento granítico, alongado segundo $N70^\circ E/S70^\circ W$, apresenta-se progressivamente orientado e cisalhado com a aproximação à zona de maior deformação cisalhante (ZCJPC) no contacto do granito com os quartzitos da Formação de Santa Justa. Por vezes entre os quartzitos da Formação de Santa Justa e o granito de Vieiro ocorrem faixas estreitas com as litologias características da formação de Ervedosa com a presença

de filonitos. Nesses locais (Brejo e Azêvo) há testemunhos e referências a antigas explorações mineiras.

Na faixa de maior intensidade de deformação cisalhante, os planos C estão bem definidos, bem como é notória a perda de biotite, consequência do aumento progressivo da deformação. Em conformidade, a diminuição progressiva da deformação, no sentido norte, com o afastamento da ZC é definida pelo aumento da quantidade de biotite, na área da Madalena, onde se verifica a passagem gradual à fácies característica do granito de Cótimos.

Apresenta textura inequigranular alotriomórfica, com forte deformação junto aos quartzitos da Formação de Santa Justa. Apesar da forte deformação a rocha mantém as características de granito, com exceção do corredor com largura média inferior a 100 m ao longo do contacto com as litologias da Formação de Santa Justa, em que se apresenta significativamente foliado. Nestas zonas mais deformadas da ZCJPC, nas micas, predomina a moscovite. É composto por quartzo (31-34%), feldspato potássico (24-27%), plagióclase (20-27%), moscovite (8-14%), biotite (1-6%) e acessórios (apatite, zircão e opacos). A composição molecular da plagióclase é $An_{10} \pm 2$ (albite-oligóclase) nas amostras mais deformadas e composição An_6 (albite) nas amostras menos deformadas (Macedo, 1988). As menores percentagens de moscovite e de plagióclase e maiores de biotite correspondem a áreas com menor deformação.

A estrutura deste granito está marcada pela forte orientação das micas ao longo das superfícies S e C, apesar das moscovites (tardias) não estarem orientadas. As foliações têm orientação $C=N70^{\circ}E \pm 5^{\circ}, 70^{\circ}-75^{\circ}S$ e S varia entre $N65^{\circ}W, 70^{\circ}S$ e $N85^{\circ}W, 70^{\circ}S$, função da intensidade da deformação.

Através do sistema K-Ar, Macedo (1988) estimou idades de 298 ± 6 Ma para o granito de Vieiro. Posteriormente, em amostra colhida em Azêvo, através do sistema U-Pb (em zircões), Ferreira (2020) estimou idades para o granito de duas micas deformado de $300 \pm 2,2$ Ma.

Como referido o granito de Vieiro nas áreas não deformadas ou com menor intensidade de deformação corresponde a fácies idêntica ao granito de Cótimos.

As amostras utilizadas para as datações reportam a áreas muito deformadas (Macedo, 1988) e menos deformadas (Ferreira, 2020). As projeções dessas amostras de cada uma das fácies são apresentadas nos diagramas das figuras 23, 24 e 25. A idade obtida no granito de Vieiro confirma o diacronismo da deformação ao longo da ZCJPC como referido em Pereira *et al.* (2017). Com efeito, em Juzbado a Leste, os eventos finais do cisalhamento foram datados por $^{40}Ar/^{39}Ar$ em micas brancas (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2015) com $309 \pm 2,5$ Ma. Posteriormente Aguado *et al.* (2017) sugerem que no setor W da ZCJPC a deformação continuou até cerca de 299 Ma.

As datações obtidas por Macedo (1988) de 298 ± 6 Ma e por Ferreira (2020) de $300 \pm 2,2$ Ma podem corresponder às idades dos últimos eventos de deformação em cada um dos setores, atentas as margens de erro admitidas. Ou seja, podem tais idades referir-se aos eventos finais da atuação da ZCJPC, eventualmente correspondente a evento dúctil-frágil que os cataclasitos e brechas tectónicas referenciados em S. Pedro, Seixo, Vale de Mouro e Torres, adjacentes próximos de milonitos e filonitos, parecem testemunhar.

Os denominados granitos de Pinhel e os granitos semelhantes de Póvoa D'El Rei e Tamanhos-Rocio correspondem à fácies de grão fino a médio afetada por deformação variável e reconhecida em todos os afloramentos. Os afloramentos têm orientação geral E - W desde (Cinco Vilas) o limite leste da Folha até Tamanhos. Ao longo dos afloramentos, em particular no sentido transversal do seu maior desenvolvimento reconhecem-se áreas com diferentes graus/intensidades de deformação.

Trata-se de um granito de duas micas, de grão fino a médio, deformado. A textura é granular hipidiomórfica com orientação forte e por vezes com milonitização em alguns setores no afloramento de Pinhel. Nos afloramentos mais a oeste, de Póvoa d'El Rei e Tamanhos-Rocio, a textura é granular hipidio-alotriomórfica, fina a média.

O granito deformado é constituído por quartzo, feldspato potássico, plagióclase, biotite, moscovite e acessórios (apatite, zircão, turmalina e opacos). A composição da molécula anortítica na plagióclase é $An_{12} \pm 3$ (Macedo, 1988). Nas micas predomina a moscovite que se acentua nas áreas mais deformadas, com diminuição da biotite e aumento das plagióclases. É ainda assinalada a presença de turmalina de origem metassomática, não deformada e mais frequente nos pequenos afloramentos isolados entre Pinhel e Terras de Louro.

A deformação está bem definida pelas foliações das biotites, em particular nos bordos norte das massas graníticas de Pinhel e Póvoa d'El Rei, mostrando os planos C (N80°W, 75°S) e S (N80°E, 75°S) movimento direito. Em alguns pequenos afloramentos que ocorrem entre Terras de Louro e a Quinta das Capelas os planos C e S também indicam movimento direito.

No lado SE do afloramento de Pinhel (Quintã de Bernardos) os planos C e S indicam movimentação esquerda. Esta movimentação também é a definida pelos planos C = N70°E e S = N80°W na mancha de Tamanhos-Rocio.

Em alguns afloramentos do granito foram assinalados corredores de cisalhamento dúctil a dúctil-frágil com metamorfismo dinâmico em que são identificados granitos milonitizados, milonitos e filonitos em painéis metamórficos intercalados no granito. A faixa com foliações miloníticas e testemunhos de metamorfismo dinâmico é reconhecível entre a Quinta das Maçainhas - Quintã de Bernardos - Pinhel - Valbom (ZCPV) a leste do granito de Lanchais e entre Póvoa do Concelho - Penedo da Vila - Torres (ZCPCT), a oeste do referido granito (Fig. 26).

Os contactos com as rochas metamórficas de grau médio e baixo são relativamente nítidos, embora pontualmente estejam mascarados pela cobertura de solo. Os contactos a nascente e a sul com o granito biotítico, porfiroide, de grão grosseiro - Granito de Souro Pires - são muito nítidos, assim como o contacto norte na metade oriental do afloramento com as litologias do Grupo do Douro ou derivadas, sendo nestas assinalada uma estreita faixa de corneanas pelíticas a NE de Vale de Madeira e a oeste de Póvoa d'El Rei, bem como uma estreita faixa de micaxistos biotíticos, com silimanite, imediatamente a norte de Vale de Madeira. Os contactos dos afloramentos de menores dimensões que ocorrem para oeste de Pinhel são relativamente nítidos com as formações do Grupo do Douro e com o ortogneisse de Senhora das Fontes/Sorval.

O granito apresenta uma disjunção em lajes e em pequenos blocos elipsoidais, por



Figura 26. Aspectos da deformação imposta em corredores circunscritos no granito de Pinhel.

vezes ocupando áreas extensas, designadamente nas vertentes da ribeira dos Gaiteiros a Leste de Vale de Madeira.

As fraturas que interseam o granito são preenchidas por rocha básica (no geral $N20^\circ \pm 10^\circ$) e por quartzo cujas direções principais são $N25^\circ E$ e $N45^\circ E$. Pontualmente ocorrem pequenas diferenciações pegmatíticas com orientação predominante $N80^\circ E$.

Em amostras do granito de Pinhel, Macedo (1988) através do sistema K-Ar estimou idades de 307 ± 6 Ma (em biotites) e de 313 ± 6 Ma (em moscovites). Pelas isócronas das biotites e moscovites no granito de Pinhel, Macedo (1988) estimou idades de 317 Ma para as biotites, 310,2 Ma para as moscovites e para o conjunto das amostras (biotites+moscovites) 324 ± 5 Ma. No afloramento granítico de Póvoa d'El Rei, em áreas menos deformadas e não afetadas pela deformação cisalhante direita, Macedo (1988) estimou idades K-Ar de 303 Ma (em biotites) e de 320 Ma (em moscovites).

Mais recentemente, Fernández e Pereira (2016) obtiveram idades U-Pb (em zircões) de 331 ± 7 Ma no afloramento de Pinhel.

γ'_m – Granito de duas micas de grão médio, com quartzo globular (Granito de Frágua do Castanheiro)

Este granito de grão médio, sem megacristais, ocorre predominantemente em áreas a norte da folha e insere-se no maciço de Penedono - Escalhão. A fácies é homogénea de grão médio e de duas micas, com ligeiro predomínio de moscovite em amostra de mão. Em muitos cristais é notória a continuidade da biotite com a moscovite periférica. Ocorre ainda moscovite em pequenos cristais por alteração de plagioclases ou em cristais independentes. Em afloramento apresenta grãos de quartzo em relevo e forma globular como resultado da meteorização e erosão de plagioclases e micas superficiais. Os afloramentos situados entre Marialva e Valflor, na zona de Frágua do Castanheiro, apresentam como característica a saliência dos grãos de quartzo da superfície rochosa que dão um

aspecto abrasivo à superfície dos afloramentos. Neste setor a disjunção é marcada por blocos elipsoidais de pequenas dimensões, por vezes agregados e com significativa expressão geomorfológica (Fig. 27).

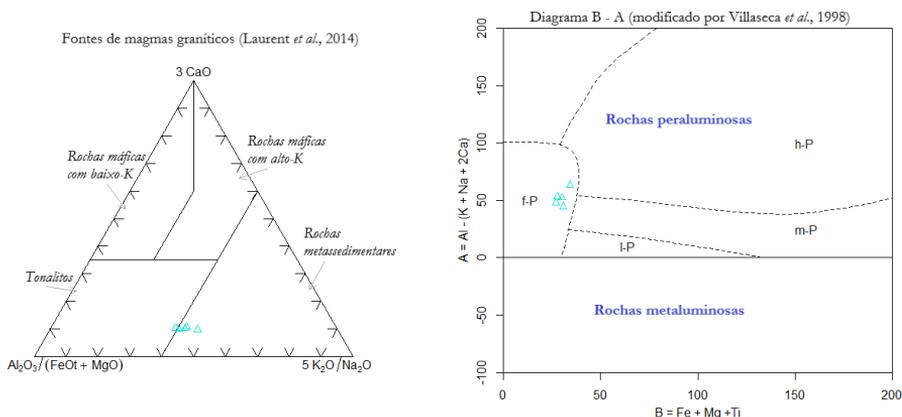


Figura 27. Projeção de amostras do granito de duas micas de grão médio (Granito de Frágua do Castanheiro) no diagrama B – A modificado por Villaseca *et al.* (1998) e no diagrama de Laurent *et al.* (2014) de possíveis fontes dos magmas graníticos.

A fácies revela-se de textura granular hipidiomórfica com quartzo abundante e intergranular. Os contactos com os congéneres de duas micas são difusos e sinuosos, com exceção do granito moscovítico que sobressai no relevo e lhe está sobrejacente. Nas zonas de contacto parece haver diminuição na quantidade de micas.

Em amostras de afloramento deste granito na NE de Figueira de Castelo Rodrigo foram obtidas idades U-Pb em zircões de $317,4 \pm 2,1$ Ma (Ferreira, 2020), que indicam cristalização durante sin-D₃ como também se extrai das relações de campo, designadamente na associação com os congéneres do grupo de granitos de duas micas anatéticos e com migmatitos. No mesmo maciço, na área de Penedono, Fernández e Pereira (2017) estimaram idades U-Pb em zircões de $319 \pm 2,6$ Ma.

γ'_{Ms} – Granito moscovítico com turmalina (Granito de Marialva)

Em afloramento é uma rocha leucocrática, de granularidade média, com turmalina e abundante moscovite. Aflora em áreas descontínuas, de dimensões diversas, a norte de Valflor e em Marialva, no Rabaçal e na Quinta da Abadia sempre sobrejacente a granito de duas micas de grão médio ou a granito de duas micas de grão fino a médio. Nos pequenos afloramentos a sul de Marialva e no Rabaçal a granularidade é mais fina.

As projeções de amostras do granito moscovítico no diagrama R₁ - R₂ de De la Roche *et al.* (1980) classificam a fácies leucocrática como granito alcalino. No diagrama de enquadramento tectónico de Batchelor e Bowden (1985) a fácies leucocrática não cai no campo dos granitos sinorogénicos que lhe estão subjacentes (granito de Frágua do Castanheiro e granito de Cótimos), o que conjuntamente com outras projeções revelam

que a fácies de granito moscovítico resultou de transformações posteriores à sua instalação e cristalização. Adicionalmente, os índices A/CNK entre 1,02 e 1,15 não correspondem à composição e indiciam processos pós-magmáticos (Fig. 28).

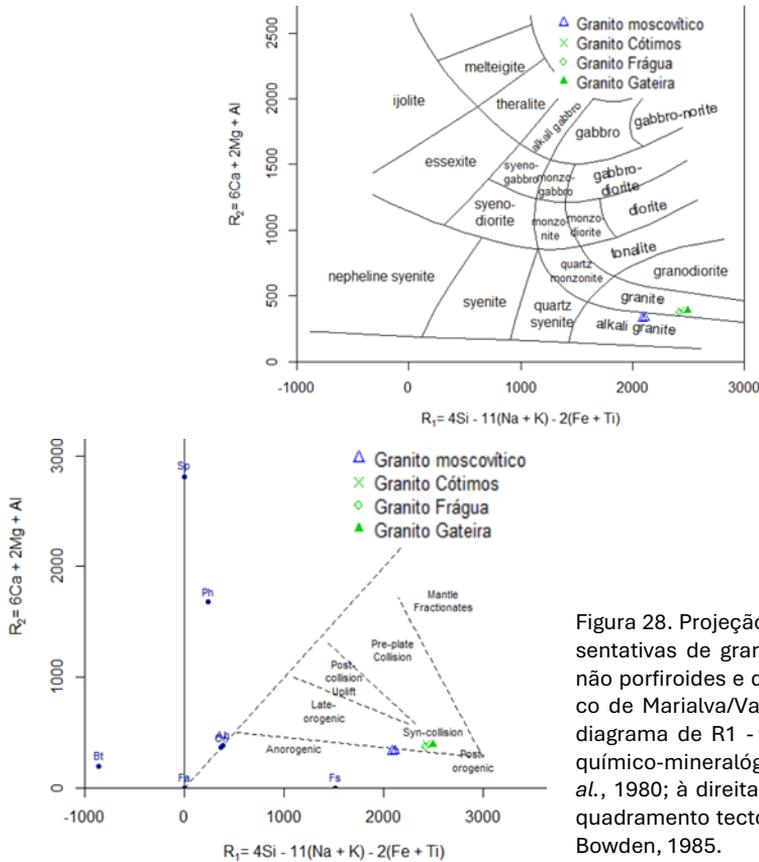


Figura 28. Projeção de amostras representativas de granitos de duas micas não porfíroides e do granito moscovítico de Marialva/Valflor; à esquerda no diagrama de R1 - R2 de classificação químico-mineralógica De la Roche *et al.*, 1980; à direita no diagrama de enquadramento tectónico de Batchelor e Bowden, 1985.

Os afloramentos ocorrem na cúpula do maciço plutono-metamórfico de Penedono - Escalhão e em zona de acidentes tectónicos tardivariscos (ramos da Falha da Vilarça - Manteigas) que podem explicar as transformações ocorridas numa fase posterior à sua instalação, devido à provável circulação de fluídos que poderão ter ocasionado processos metassomáticos promotores da lixiviação da biotite e a cristalização de turmalina, moscovitização, albitização e quartzo tardio. Como referido antes, a fácies moscovítica aparenta semelhanças com fácies que ocorrem a norte, na Folha de Vila Nova de Foz Côa, também bordejadas pela Falha da Vilarça - Manteigas.

O granito revela textura granular hipidiomórfica, com quartzo, microclina, pertites e albite. Como acessórios contém óxidos de ferro alterados e turmalina.

Os contactos são nítidos quase sempre com o granito de duas micas de grão médio ou por falha como acontece com o granito de duas micas, de grão médio e tendência porfíroide (granito de Orgueiras). Os afloramentos de granito moscovítico na área de

Marialva destacam-se no relevo, constituindo áreas de cumeada. A norte de Valflor ocorre em posições orográficas mais elevadas, embora com menor expressão morfológica. Na generalidade, quando expostos, dão uma tonalidade clara e esbranquiçada às áreas de afloramento, notória em Marialva.

Rochas ígneas intrusivas sin-D₃

Os granitoides intrusivos mais antigos - Sin-D₃ - integram as fácies biotíticas precoces, mais ou menos deformadas, que afloram numa faixa E-W que se inicia a leste da Folha e termina em Frechão, passando por Quintã dos Bernardos, Pala, Póvoa do Concelho, Vale de Mouro e Tamanhos.

Neste alinhamento ocorrem também os afloramentos, por vezes descontínuos, de granitos sin-D₃ de duas micas, de grão fino a médio, deformados, que ocorrem imediatamente a norte dos granitos biotíticos precoces (com exceção de pequeno setor a sul de Quintã dos Bernardos em que também ocorrem a sul do alinhamento de granitos biotíticos), desde Cinco Vilas (no mapa de Figueira de Castelo Rodrigo) até Tamanhos, passando por Vale de Madeira, Pinhel e Póvoa d'El Rei.

Ambos os grupos de granitoides apresentam deformação variável e contactos bem definidos. As relações de campo não permitem estabelecer claramente os tempos de instalação entre ambos os grupos. No entanto, as disposições relativas entre ambos os grupos parecem mostrar carácter intrusivo dos granitoides biotíticos, ou seja, o grupo dos granodioritos, tonalitos biotíticos, granitos biotíticos e granitos biotítico-moscovíticos com deformação variável pode ter intruído durante ou imediatamente após a instalação/cristalização do grupo dos granitos de duas micas. Em todo o caso, as diferenças em termos de tempo geológico deverão ser mínimas e ambos os grupos devem-se ter instalado durante o período (pré a) sin-D₃, com a deformação a ocorrer ainda durante o período sin-D₃.

Em afloramentos a leste e a oeste de Quintã de Bernardos é assinalada uma zona de cisalhamento N90°E ± 10°, ao centro do afloramento, onde são bem visíveis as foliações miloníticas. Ao longo da zona de cisalhamento as foliações miloníticas tomam aspetos diversos, função das litologias intersectadas, como mostra a figura 29.

Neste grupo assinala-se a correlação entre a biotite e a percentagem de CaO > 1, bem como uma maior componente anortítica nas plagioclases.

Grupo dos granitoides biotíticos, porfiroides, de grão médio e fino, deformados

Y' _{mmf} – Granito essencialmente biotítico, porfiroide, de grão médio, deformado; granodiorito / tonalito biotítico de grão fino¹ (Granito de Pala, Póvoa de Concelho; Granodiorito de Tamanhos¹)

Neste grupo de granitoides integram-se os afloramentos que ocorrem na parte sul da área representada na folha ao longo de uma faixa E-W, desde o limite leste até Frechão, passando por Quintã de Bernardos, Pala, Póvoa de Concelho, Vale de Mouro e Tamanhos. As maiores massas granitoides aflorantes situam-se a SE de Pinhel, em Pala, Pó-



Figura 29. Testemunhos de deformação dúctil-frágil no setor Pinhel – Valbom.

voa de Concelho - Vale de Mouro - Tamanhos e em Frechão. Ocorrem ainda alguns afloramentos isolados a norte de Tamanhos - Vale de Mouro, também com menor expressão espacial. O alinhamento E-W destes granitoides é interrompido por outros granitoides de instalação/cristalização posterior.

Por ocuparem uma área extensa, os diversos afloramentos destes granitoides biotíticos precoces, deformados, contactam com os granitos de duas micas deformados (granito de Pinhel, Póvoa D'El Rei, Tamanhos-Rocio), com o granito de Cogula, com rochas metamórficas de médio a alto grau derivadas de litologias xisto-grauváquicas e ou com formações metamórficas do Grupo do Douro, com ortognaisses e com o granito de grão fino a médio e tendência porfiroide, deformado (granito de Feital); a sul os contactos são com granitos biotíticos, de fácies diversas, mais recentes.

No setor leste da faixa e do lado sul ocorrem afloramentos de fácies granítica, porfi-

roide, de grão médio - afloramentos de Pala e a SE de Pinhel - que correspondem a granito essencialmente biotítico, porfiroide, de grão médio (fácies granítica) bem diferenciável pela cor e mineralogia da fácies de grão fino, de tendência porfiroide, com que contacta (Fig. 30).



Figura 30. Em cima: Contacto entre a fácies granítica média com a fácies tonalítica fina, com minerais orientados. Em baixo: Aspeto da fácies granítica média com maior e menor orientação de megacristais.

Os afloramentos de fácies fina, mais escuros, com forte predomínio de biotite e menor quantidade de megacristais revelam mineralogia granodiorítica a tonalítica (plagioclase > quartzo > feldspato potássico).

Neste grupo de granitoides é observável, por vezes, o contacto entre a fácies granítica e a fácies tonalítica, sendo notória as diferenças à escala de afloramento.

No setor oeste da faixa, entre a Póvoa de Concelho e Frechão, a generalidade dos afloramentos são porfiroides e de grão médio, mas com maior heterogeneidade no tamanho do grão, designadamente maior tamanho do grão em alguns afloramentos em Frechão e afloramentos de grão fino na zona de Quinta do Prado – Tamanhos. Neste setor, a fácies fina, apresenta uma tendência tonalítica menos acentuada (mais granodiorítica) que no setor de Pala-Pinhel, a leste.

A projeção dos elementos maiores das amostras (Macedo, 1988) na classificação proposta por De la Roche *et al.* (1980) classifica a fácies de grão médio como granitos. As fácies finas mais deformadas a oeste da falha do Freixial caem nos campos dos granitos/granodioritos (granodiorito de Tamanhos), enquanto a leste as fácies finas menos deformadas caem no campo dos tonalitos (Fig. 31).

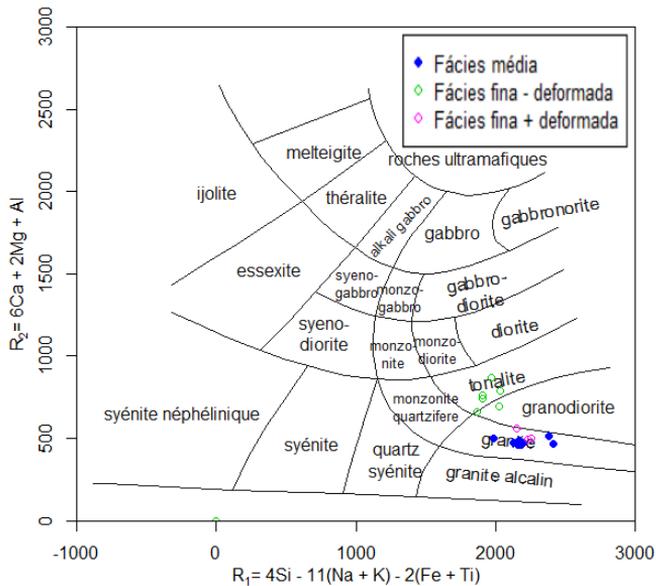


Figura 31. Projeção de amostras das fácies de grão médio e de grão fino dos granitoides biotíticos intrusivos no diagrama $R_1 - R_2$ (De la Roche *et al.*, 1980).

A projeção das amostras modais no triângulo QAP (Streckeisen, 1974) coloca as mesmas amostras da fácies fina menos deformada, de tendência porfiroide, no campo dos granodioritos. As amostras da fácies de grão fino do setor oeste (Quinta do Prado - Tamanhos), constituem exceção por se classificarem no Diagrama $R_1 - R_2$ (De la Roche *et al.*, 1980) como granitos/granodioritos, tal como no triângulo QAP (Streckeisen, 1974). Essas fácies finas no setor oeste, afetadas pela ZCJPC e pela ZCPCT, foram sujeitas a acentuada deformação (Fig. 32).

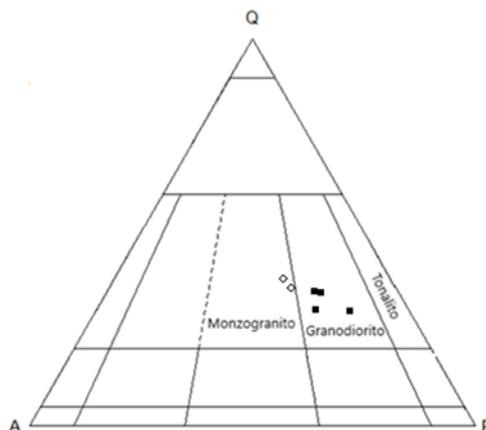


Figura 32. Projeção de amostras das fácies finas do setor Leste (■ - Pala: menos deformadas) e do setor Oeste (o - Quinta do Prado - Tamanhos: mais deformadas).

Nos diagramas seguintes sintetizam-se algumas das características das fácies do grupo dos granitoides biotíticos precoces. (Fig. 33).

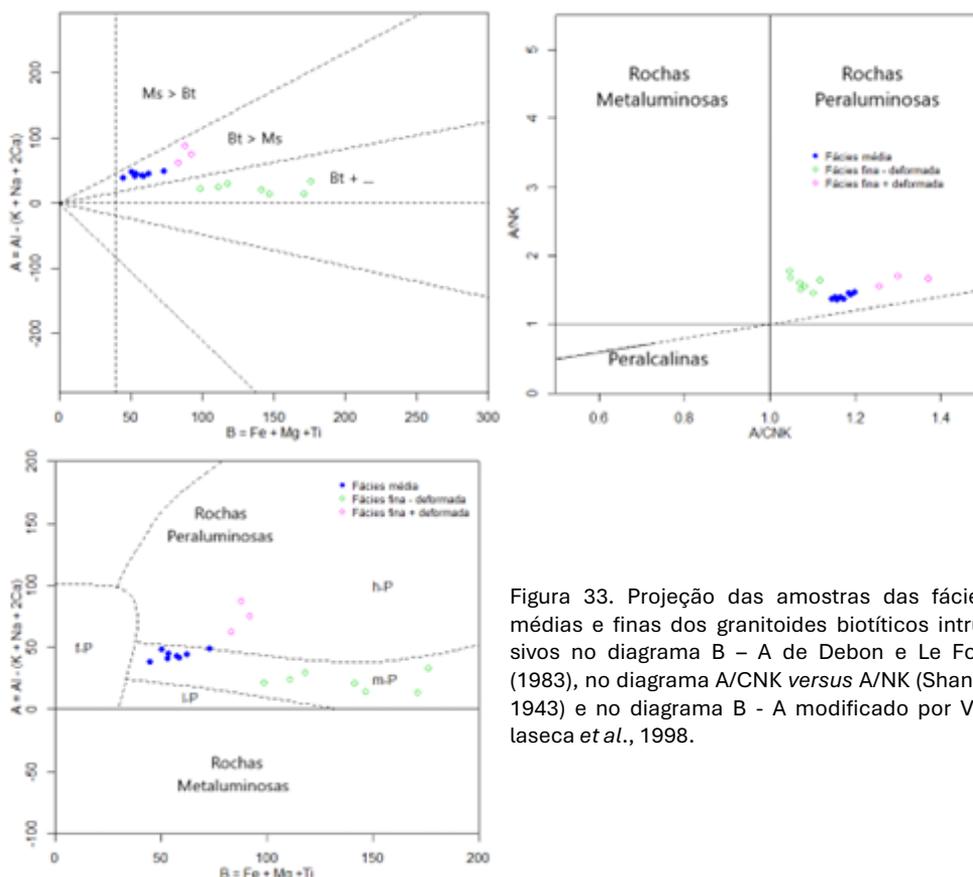


Figura 33. Projeção das amostras das fácies médias e finas dos granitoides biotíticos intrusivos no diagrama B – A de Debon e Le Fort (1983), no diagrama A/CNK versus A/NK (Shand, 1943) e no diagrama B - A modificado por Villaseca *et al.*, 1998.

O diagrama B - A de Debon e Le Fort (1983) confirma as observações e os levantamentos de campo. As diversas fácies dos granitoides são biotíticas a essencialmente biotíticas. Os termos com menor quantidade de biotite integram-se nas fácies graníticas, porfíroides, de grão médio. Os mais ricos em biotite correspondem às fácies finas com tendência porfíroide, verificando-se que em função dos diagramas de classificação química-mineralógica ou no diagrama QAP de Streckeisen (1974) algumas amostras caem nos campos dos tonalitos e dos grandioritos.

A fácies de grão médio, granítica, apresenta foliações bem marcadas pela orientação das micas, em especial da biotite, isolada ou conjuntamente com a orientação dos megacrístais de feldspato potássico. A orientação das foliações indica movimento esquerdo nos setores da fácies média com ângulos entre os planos S e C entre 20° e 30° e entre 10° e 20° na fácies fina também com movimento esquerdo. Os afloramentos mais deformados ocorrem no setor Póvoa do Concelho-Tamanhos com vários corredores de deformação cisalhante muito intensa, intercalados por faixas pouco deformadas nas quais o granito mantém as características gerais (essencialmente biotítico, porfíroide, de grão

médio). Nos corredores com forte deformação cisalhante todos os cristais sofreram modificações na forma, sendo assinalável a transformação dos fenocristais em ocelos. A foliação cisalhante é máxima num corredor entre Póvoa do Concelho - Penedo da Vila - Torres, com milonitização e ou brechas tectónicas, sendo ainda muito forte em Vale de Mouro - Tamanhos com os cristais de feldspato orientados segundo o cisalhamento (N65°, 80°S).

A projeção das amostras da fácies granítica de grão médio indica um carácter geral moderadamente peraluminoso, com valores médios de $A/CNK = 1,17$.

A fácies fina, no setor de Vale de Mouro - Tamanhos, está fortemente foliada com orientação da biotite e dos megacristais de feldspato potássico (Fig. 34).



Figura 34. Evidências da deformação em afloramento da fácies granítica média a norte de Póvoa do Concelho.

A fácies granítica de grão médio revela textura granular hipidiomórfica, por vezes com forte deformação, com mais feldspato potássico que plagioclase, com frequente caulinizacão, com biotite muito mais abundante que a moscovite. A fácies média tem, para além de variações de granularidade, mineralogia diferenciada, especialmente no referente às percentagens modais dos minerais mais abundantes (Quartzo > Feldspato potássico > Plagioclase).

A composicão da molécula anortítica na plagioclase zonada (Macedo, 1988) varia de $An_{28} \pm 5$ (oligoclase-andesina) até $An_{15} \pm 3$ (oligoclase).

Na fácies granítica de grão médio, a disjunção comum é em blocos esféricos de dimensões variáveis, predominando os pequenos.

A fácies fina nas áreas menos deformadas apresenta textura granular alotriomórfica e é composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclase, biotite, moscovite, apatite, zircão e opacos. A composicão da molécula anortítica na plagioclase (Macedo, 1988) é $An_{29} \pm 3$ (oligoclase-andesina) a $An_{36} \pm 3$ (andesina). Esta fácies apresenta maior quan-

tidade de biotite e de plagióclases que a fácies granítica, predominando a plagióclase (oligóclase-andesina) sobre a microclina. A fácies fina é fraca a moderadamente peraluminosa, revelando características transicionais I-S.

O granito apresenta significativa alteração em especial dos feldspatos para caulinite e alguma sericite e da biotite para clorite.

A fácies fina tem reduzida expressão topográfica sem definição específica de formas.

Os contactos externos, a norte com as rochas metamórficas derivadas de litologias xisto-grauváquicas ou com os granitos mais recentes a sul, são relativamente bem definidos, em particular com o granito de Souro Pires que é claramente intrusivo nos afloramentos de Pala e a SE de Quintã dos Bernardos (Pinhel).

Os afloramentos da fácies porfiroide de grão médio são intersectados por fraturas N20°E e N45°E, preenchidas por rocha básica e quartzo. Na mancha granítica em que se implantou a povoação de Pala ocorre outro sistema com direção média N40°W, parcialmente preenchido por rocha básica. O prolongamento deste filão revela aparente continuidade com o filão básico de Senhora das Fontes.

A principal direção de deformação é N75°E ± 5°, que originou uma forte deformação cisalhante, por vezes com milonitização, em especial na parte central do plutonito entre Póvoa do Concelho-Vale de Mouro-Torres, em Tamanhos e Quintã dos Bernardos (Quinta das Maçainhas e Alto das Fontainhas). Estes corredores de deformação intersectam outros tipos de granitos e litologias metamórficas.

Neste granitoide foram determinadas idades de instalação/cristalização, que se sintetizam na tabela 4.

Tabela 4. Idades de instalação / cristalização de granitoides biotíticos precoces.

	Fernández e Pereira (2016) U - Pb (em Zr)	Azevedo <i>et al.</i> , (2019) U - Pb (em Zr)	Macedo (1988) K - Ar
Afloramento Póvoa Concelho -V. Mouro - Tamanhos	321 ± 13 Ma	311,9 ± 0,8 Ma	Ms: 310 ± 6 Ma; Bt: 305 ± 6 Ma
Afloramento Pala	323,8 ± 7,2 Ma (Pala)		Ms: 315 ± 7 Ma; Bt: 310 ± 5 Ma.

Em amostras referenciadas a leste de Quintã dos Bernardos (em zona de maior deformação) foram obtidas idades K-Ar de 310 ± 6 Ma (Bt) e 314 ± 6 Ma (Ms) (Macedo, 1988).

No granito biotítico, porfiroide, de grão médio de Sernancelhe, similar às fácies biotíticas de Pala-Póvoa do Concelho, foram obtidas idades U-Pb em zircões de 321 ± 2 Ma (Costa, 2011) que, conjuntamente, com as idades U-Pb estimadas por Fernández e Pereira (2016) indiciam uma instalação/cristalização destas fácies no período Sin-D₃, como as relações de campo também indiciam.

γ'_{imn} – Granito biotítico-moscovítico, de grão fino a médio, tendência porfiroide, deformado (Granito de Feital)

Corresponde a um granito biotítico-moscovítico, de grão fino a médio, de tendência porfiroide, deformado, com forte orientação das biotites e das moscovites. Pontualmente, nos corredores de maior deformação, os fenocristais orientados também se apresentam fraturados.

Esta fácies aflora a SW da Folha 15-C com continuidade para a Folha 18-A Vila Franca das Naves. Em afloramento apresenta alguma heterogeneidade, com zonas de granularidade por vezes francamente média e noutros casos com granularidade fina (onde é mais acentuada a deformação com nítidos planos C e S), bem como tendência para enriquecimento de moscovite relativamente à biotite em áreas mais deformadas. Em áreas menos deformadas, à escala macroscópica, revela predominância de biotite. O diagrama de Debon e Le Fort (1983) confirma os reconhecimentos de campo. (Fig. 35)

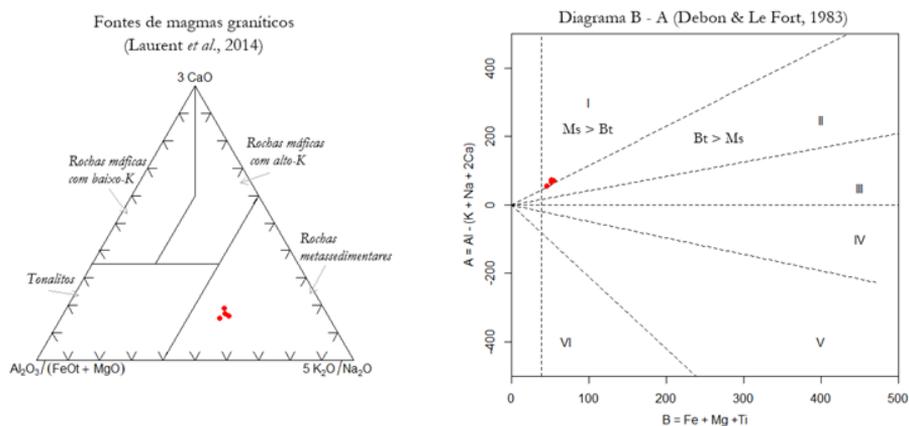


Figura 35. Projeções de amostras (Macedo, 1998) do granito de Feital no diagrama de Laurent *et al.* (2014) e no diagrama de Debon e Le Fort (1983).

Adicionalmente, as características desta fácies afastam-se dos granitos biotíticos e essencialmente biotíticos com que contacta do lado norte. Este afastamento também é confirmado pelo diagrama ternário $Al_2O_3/(FeO_t + MgO)$; $3 CaO$; $5(K_2O/Na_2O)$ in Laurent *et al.* (2014), em que as fontes dos magmas graníticos se afastam dos limites entre rochas metassedimentares com tonalitos e rochas máficas com alto potássio, característicos dos granitos biotíticos intrusivos sin- D_3 .

A textura é granular alotriomórfica a hipidiomórfica, com evidências de deformação e catáclase, nas biotites, moscovites e nos megacristais de K-Feldspato. A mineralogia do granito é composta por quartzo, feldspato potássico, plagióclase, biotite, moscovite, zircão, apatite, turmalina e opacos. A composição da molécula anortítica na plagióclase (Macedo, 1988) é $An_{14} \pm 4$ (oligóclase).

A disjunção é em blocos de pequenas dimensões, embora por vezes ocorram amontoados de blocos com maior expressão topográfica como nas áreas de interflúvio entre

Garcia Joanes e Póvoa do Concelho.

A norte o granito do Feital contacta com o granito essencialmente biotítico porfiroide de grão médio da Póvoa de Concelho-Vale de Mouro, sendo os contactos bruscos, bem como com o granito de grão fino a leste e com pequena área metamórfica em Zebro.

O limite norte dos afloramentos desta fácies na área de Penedo da Vila é fortemente afetado por um corredor de cisalhamento, referenciado desde Póvoa do Concelho passando pelo vértice geodésico de Penedo da Vila, Monte Zebro até Torres, nalguns casos com milonitos (sul de Vale de Mouro) e noutros com brecha tectónica (SE de Torres).

O granito é cortado por falhas de direção N15°E, N40°W, N20°W, verticais a sub-verticais, sendo algumas preenchidas por rocha básica ou por quartzo.

Através do sistema K-Ar foram obtidas idades de 315 ± 6 Ma em moscovites (Macedo, 1988). Mais recentemente, Fernández e Pereira (2016) estimaram idades U-Pb em zircões de 321 ± 4 Ma. A orientação nas biotites e nos fenocristais, a relação com as fácies não deformadas de Granja e Lanchais que envolvem o granito de Feital a sul e leste e, fundamentalmente, as semelhanças na intensidade de deformação com a fácies granítica de grão médio com que contacta a norte indiciam uma instalação/cristalização no período sin-D₃.

Esta fácies apresenta algumas similitudes com o granito de Casal Vasco (Fornos de Algodres), embora com menor deformação.

B.3.2 Rochas ígneas sin- a tardi-D₃

Neste grupo inclui-se o plutonito granítico biotítico-moscovítico que aflora na metade leste da zona central da Folha. Este plutonito central corresponde a um granito biotítico-moscovítico de tendência porfiroide com duas fácies, diferenciadas pela granularidade e mineralogia (granito de Quinta Nova e granito de Bogalhal).

A projeção da média das amostras representativas das duas fácies, de grão médio e de grão fino, no diagrama R1 – R2 (De la Roche *et al.*, 1980) são apresentadas na figura 36, mostrando que ambas as fácies caem no campo dos granitos.

A projeção da média das mesmas amostras (Macedo, 1988) no diagrama Debon e Le Fort (1983) mostra na figura 37 que nas micas predomina a biotite no granito de grão médio e que na fácies de grão fino a moscovite tem, na maioria dos afloramentos, uma ligeira predominância sobre a biotite.

A projeção no mesmo diagrama B – A modificado por Villaseca *et al.* (1998) confirma que ambas as fácies são moderadamente peraluminosas, embora a fácies de grão fino se projete no campo peraluminoso félsico na continuidade da sua congénere de grão médio.

Os contactos com o encaixante de baixo grau metamórfico denotam o carácter intrusivo do plutonito, bem como a forma, orientação e rumos das foliações metamórficas relativamente à estrutura regional.

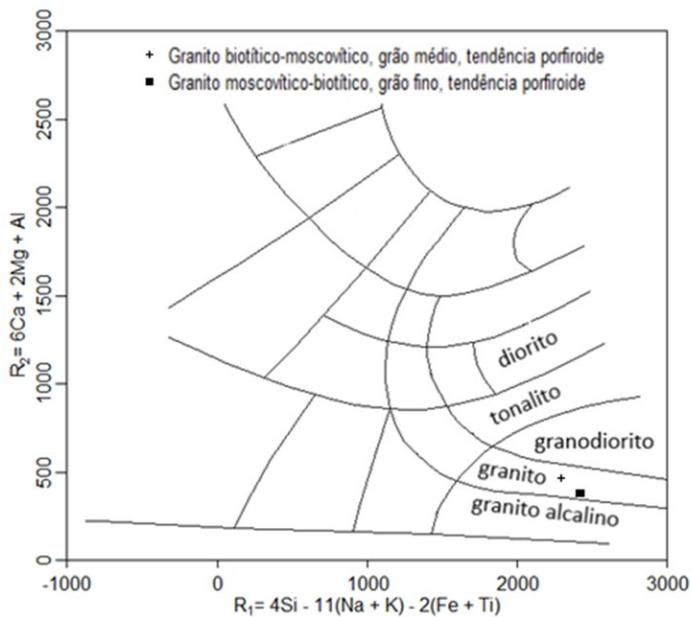


Figura 36. Projção no diagrama R1 - R2 (De la Roche *et al.*, 1980) da média das amostras menos deformadas das fácies do plutonito da Quinta Nova Bogalhal.

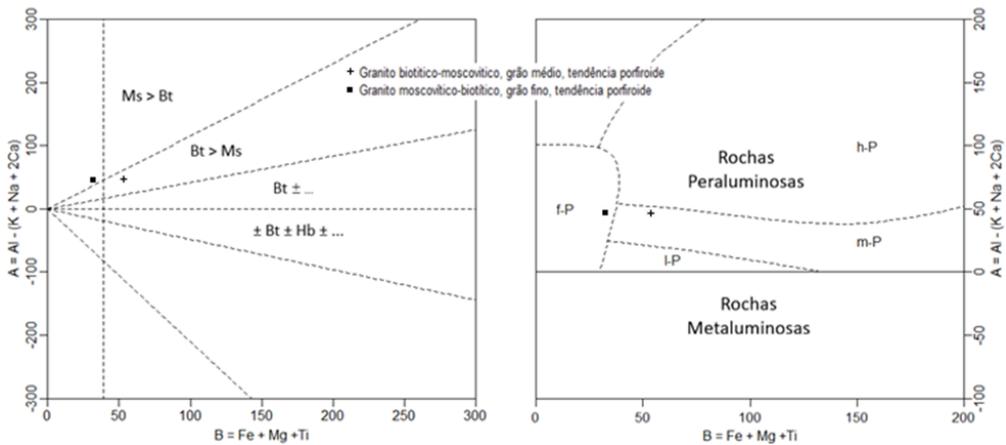


Figura 37. Projção de amostras representativas no diagrama B - A de Debon e Le Fort (1983). À direita, projção das amostras no diagrama B - A, modificado por Villaseca *et al.*, 1998.

$\gamma_{m\pi}$ – Granito biotítico-moscovítico, de grão médio, tendência porfiroide (Granito de Quinta Nova)

Este granito, juntamente com a fácies fina (granito de Bogalhal), aflora com uma forma grosseiramente elíptica, alongada segundo a direção E-W, subparalela à estrutura regional.

O plutonito tem uma extensão máxima superior a 16 km (prolongando-se ainda para Leste, em território inserido na Folha de Figueira de Castelo Rodrigo), por cerca de 3,5 km de largura. A fácies de grão médio (granito de Quinta Nova) ocupa a maior parte da área aflorante do plutonito.

Trata-se de um granito biotítico-moscovítico, de grão médio e tendência porfiroide, com textura granular hipidiomórfica e constituído por quartzo, por vezes com aspeto globular entre 4 e 5 mm, com fenocristais de feldspato potássico (microclina). A plagioclase é oligoclase, nas micas a biotite mostra predominio sobre a moscovite, com exceção de áreas próximas dos contactos com os pequenos afloramentos da fácies fina. A moscovite por vezes está em continuidade com a biotite ou em cristais de maiores dimensões. É ainda observável clorite, turmalina, apatite, zircão e opacos. Na generalidade a fácies média apresenta mineralogia relativamente homogénea, embora ocorram variações na densidade dos megacristais de feldspato potássico.

Neste granito assinalaram-se variações na intensidade da deformação. Nuns casos a deformação é marcada por foliação de cisalhamento C, noutros manifesta-se pela orientação planar da biotite e por vezes também nos megacristais (foliação do tipo S), com direção grosseiramente E - W e inclinação vertical a sub-vertical para sul. A intensidade da deformação influenciou a composição química e mineralógica como também confirmam as projeções nos diagramas de classificação química e químico-mineralógica.

No diagrama de classificação química A/CNK *versus* A/NK (Shand, 1943), as amostras respeitantes a setores mais deformados (cisalhamentos N60°W ± 5°, direitos) apresentam valores de saturação em alumina e em álcalis mais elevados.

Nos diagramas de classificação químico-mineralógica, salienta-se a tendência de diminuição da biotite nas amostras com maior deformação como mostra o diagrama de minerais característicos de Debon e Le Fort (1983), em que o diagrama modificado por Villaseca *et al.* (1998) indica clara distinção nos subcampos peraluminosos, bem como revela que a generalidade do plutonito é moderadamente peraluminoso, mas em que as áreas mais deformadas são fortemente peraluminosas (Fig. 38).

Os contactos do granito de Quinta Nova com o encaixante metamórfico são bem definidos, muitas vezes retilíneos, bruscos, por vezes abruptos e ou tectónicos com desníveis topográficos significativos, reveladores do carácter claramente intrusivo do plutonito, indutor de corneanas pelíticas no contacto e gerador de auréola de metamorfismo térmico.

Os contactos do referido plutonito com as litologias envolventes são, por vezes, coincidentes com os cisalhamentos direitos N60°W ± 5°. Por não contactar superficialmente com outras fácies graníticas, o seu enquadramento revela-se mais difícil, embora as relações de campo, a envolvente de metamorfismo de contacto, a presença de foliação tipo S, dada pela orientação local de biotites e dos fenocristais de feldspato potássico, com direções genéricas E-W verticais e sub-verticais para sul, concordante ou sub-concordante com o maior desenvolvimento do granito com a estrutura regional (embora se tenha constatado maior deformação a Leste) parece revelar uma instalação imediatamente após o período anatético sin-D₃.

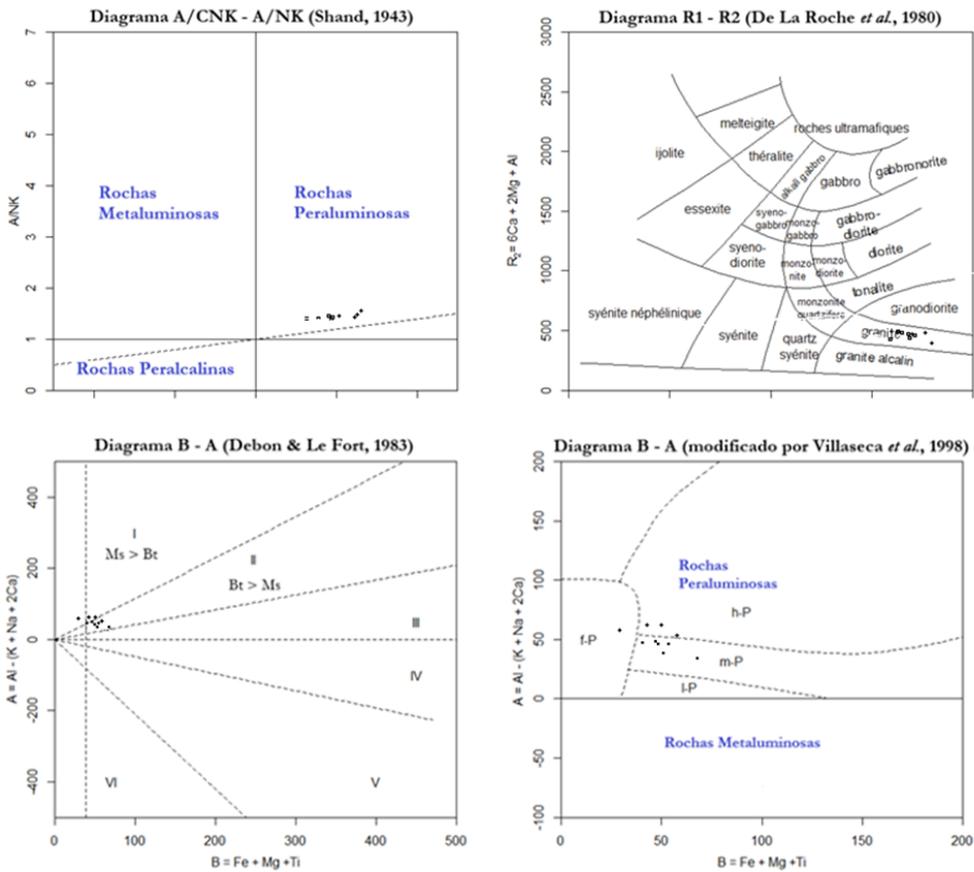


Figura 38. Projeções de amostras (Macedo, 1988) de áreas deformadas (♦) e de áreas não deformadas (■) do granito de Quinta Nova nos diagramas de Shand (1943), de De la Roche *et al.* (1980), B - A de Debon e Le Fort (1983) e B - A modificado por Villaseca *et al.* (1998).

O plutonito apresenta três corredores de deformação cisalhante bem nítidos, com orientação geral $N60^{\circ}W \pm 5^{\circ}$ e inclinação de $80^{\circ} \pm 5^{\circ}$ para sul. Parece existir uma diminuição da intensidade de deformação dúctil e ou a passagem de um regime mais dúctil a leste para mais frágil a oeste, marcado pela atenuação da milonitização associada, desde marcas de forte milonitização do granito a leste para mais atenuada na parte central e muito tênue passando a regime mais frágil a oeste (Fig. 39).

Na parte oeste do plutonito e a sul de Santa Eufémia, nas antigas minas de Senhora das Fontes, reconhece-se falha (desligamento), com movimento direito. Salienta-se a descrição de Barros (1966) relativamente aos xistos grafitosos negros e acinzentados, muito esmagados, à forma grosseiramente trapezoidal do jazigo e à geometria do filão de rocha básica que preenche a falha $N55^{\circ}W$ (paralela à foliação de cisalhamento C com movimento direito no ortognaisse moscovítico de Sorval) e que bifurca a profundidades abaixo dos 60 m.

Em afloramento o granito apresenta-se em blocos esféricos ou elipsoidais, por vezes



Figura 39. Marcas de cisalhamento, com movimentação direita, no granito da Quinta Nova.

de dimensões excepcionais, principalmente para leste da ribeira das Cabras - Bogalhal Velho em que também ocorre maior fracturação, enquanto para oeste, para além dos blocos mais achatados, ocorre também disjunção em lajes na fácies mais fina. A fracturação relacionada com falhas é subparalela (de direção $N20^\circ \pm 5^\circ$) ou com diaclasamento com orientação próxima da direção das zonas de cisalhamento direito referenciadas em alguns setores do plutonito.

No plutonito biotítico-moscovítico são ainda reconhecidas falhas, por vezes preenchidas por filões de quartzo ou de rocha básica, com orientação um tanto diversa, mas que se podem agregar em dois grupos principais $N30^\circ E \pm 10^\circ$ com movimentação esquerda e $N55^\circ W \pm 5^\circ$ com movimentação direita. De referir que os filões de quartzo são mais abundantes e de maiores dimensões na metade leste do plutonito, em associação com a maior densidade da fracturação.

No plutonito ocorrem filões pegmatíticos, aplíticos e graníticos numa faixa junto ao contacto do granitoide com as litologias encaixantes, embora também ocorram diferenças, em menor número, no interior do plutonito.

Através do sistema K-Ar foram estimadas idades de 312 ± 6 Ma em moscovites e de 305 ± 6 Ma em biotites e de 308 ± 5 Ma pela isócrona $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ vs $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ (Macedo, 1988), coincidente com a idade K-Ar em rocha total obtida pelo mesmo autor.

Mais recentemente, Fernández e Pereira (2016) através do sistema U-Pb em zircões estimaram idades de $310,7 \pm 6,6$ Ma.

Nestes termos, apenas com base nas datações por geocronologia absoluta, as idades situam-se no intervalo 308 a 312 Ma (sem contabilizar margens de erro). Ou seja, se

se admitir que o período sin-D₃ termina nos 312 Ma (Dias *et al.*, 2010; Azevedo, 2013) o granito da Quinta Nova seria imediatamente posterior. Se se admitir que o período sin-D₃ terminou aos 310 Ma (Mateus e Noronha, 2010), então o granito da Quinta Nova ainda poderia, no limite, ser considerado sin-D₃.

Atentas as características das fácies que integram o plutonito, o tipo e intensidade da deformação e as relações de campo incluindo comparações com as outras fácies graníticas e, principalmente, por na Folha de Pinhel não se terem encontrado migmatitos associados, admite-se que o plutonito cristalizou entre o final do período sin-D₃ e o início do período tardi-D₃, em que o percurso intrusivo até à instalação/cristalização terá sido anterior e condicionado pela estrutura regional. Nestes termos, admite-se que a sua cristalização ocorreu no período sin- a tardi-D₃.

$\gamma_{m\pi}^1$ – Granito moscovítico-biotítico, de grão fino, tendência porfiroide (Granito de Bogalhal)

Ocorre em pequenos stocks no interior e na periferia norte plutonito, correspondendo a um granito moscovítico-biotítico, de grão fino e tendência porfiroide.

Tal como a fácies média também apresenta foliações tipo S marcadas pela orientação das biotites. Nos corredores de maior deformação os megacrístais de feldspato potássico estão alinhados segundo a foliação S e cortados pela foliação de cisalhamento C.

O granito de Bogalhal apresenta textura granular hipidiomórfica de grão fino. É constituído por quartzo, feldspato potássico, plagioclase, moscovite, biotite, apatite, zircão, opacos, esfena e turmalina. A moscovite predomina, frequentemente, sobre a biotite. Na área da Quinta de Lourenço Domingues junto à ribeira das Cabras ocorre afloramento da fácies fina, de reduzidas dimensões, muito rico em biotite como se mostra na figura 40.

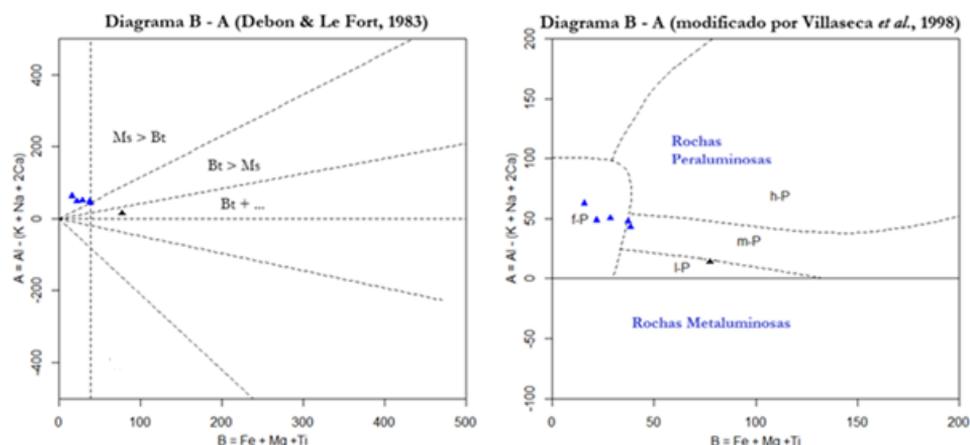


Figura 40. Projeções de amostras (Macedo, 1988) do granito de Bogalhal no diagrama B - A (Debon e Le Fort, 1983) e no diagrama B - A modificado por Villaseca *et al.* (1998). A amostra rica em biotite corresponde a pequeno afloramento na quinta de Lourenço Domingues junto à ribeira das Cabras.

A fácies fina que, na maioria da área aflorante, bordejando o plutonito não mostra a mesma definição linear (nos contactos) que a fácies média, também por os contactos serem menos abruptos e pela maior tendência para a arenização na adjacência com o encaixante metamórfico nos setores a oeste da ribeira das Cabras.

Pelo sistema K - Ar foram obtidas idades de 310 ± 6 Ma em biotites e 315 ± 6 Ma em moscovites (Macedo, 1988). O enquadramento geocronológico é semelhante ao congénere de grão médio. O mesmo se admite relativamente ao enquadramento tectono-magmático interessado à sua instalação.

B.3.3 Rochas ígneas tardi-D₃

No decurso dos trabalhos de campo reconheceram-se afloramentos de massas graníticas intrusivas relativamente ao grupo de granitos de duas micas e ao grupo dos granitoides biotíticos precoces. Em conformidade com as relações de campo, mineralogia, textura e aspetos estruturais incluíram-se neste grupo os granitoides biotíticos que ocorrem a SE da folha.

A projeção da média das amostras (Macedo, 1988) representativas de cada uma das fácies cartografadas incluídas neste grupo (Fig. 41), no diagrama R₁ - R₂ (De la Roche *et al.*, 1980) indica que os afloramentos de rocha de composição intermédia, mesocrática, de granularidade média, rica em biotite e com anfíbola correspondem a um tonalito, próximo do campo dos dioritos. As médias das amostras das restantes fácies plutónicas caem no campo dos granitos. No entanto, as projeções das amostras da fácies porfiroide de grão grosseiro (Granito de Souro Pires) no triângulo QAP (Streckeisen, 1974) caem no campo dos granodioritos e no campo dos granitos (monzogranitos). Tal pode dever-se à conhecida dificuldade de identificar feldspato com baixas percentagens de anortite.

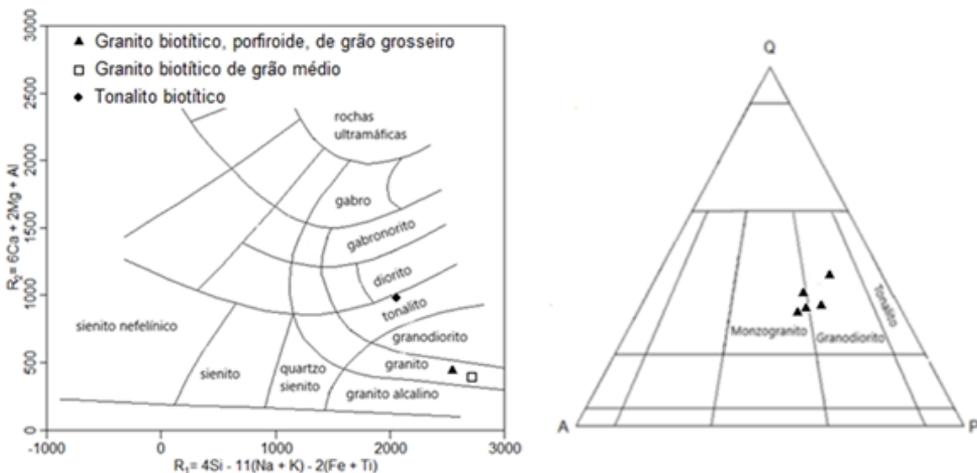


Figura 41. Projeção no diagrama R₁ - R₂ (De la Roche *et al.*, 1980) das amostras representativas das fácies plutónicas incluídas no grupo tardi-D₃. À direita, projeção das amostras da fácies porfiroide de grão grosseiro (γTg) no triângulo QAP (Streckeisen, 1974).

A projeção das mesmas amostras no diagrama Debon e Le Fort (1983) mostra que

nas micas predomina a biotite, tal como em amostra de mão e nos afloramentos se verificou. A projeção no mesmo diagrama B - A modificado por Villaseca *et al.* (1998) confirma que os granitoides do grupo são fracos a moderadamente peraluminosos (Fig. 42).

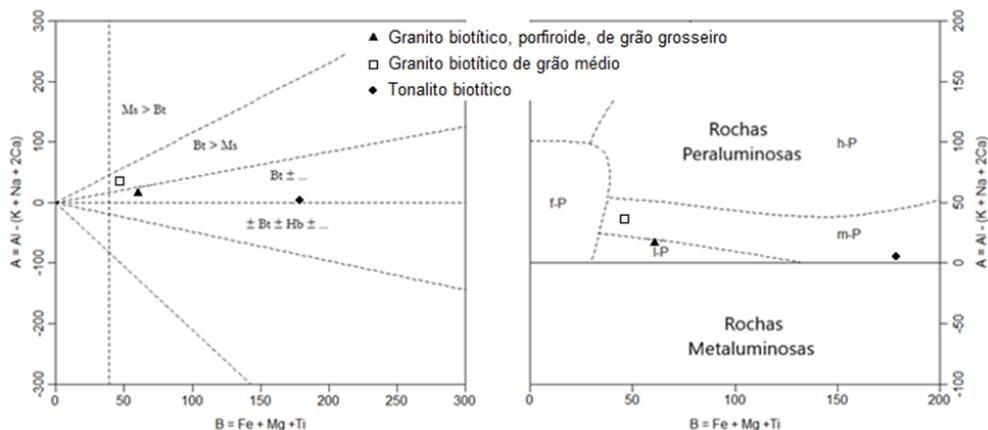


Figura 42. Projeção de amostras representativas no diagrama B - A de Debon e Le Fort (1983). À direita, projeção das amostras no diagrama B - A, modificado por Villaseca *et al.*, 1998.

Na parte SE da folha, os afloramentos contínuos de granitos biotíticos, porfíroides, de grão grosseiro (granito de Souro Pires) e não porfíroides de grão médio (granito de Reigadinha), intruíram e “cortaram” claramente os granitoides sin-D₃(biotíticos precoces e de duas micas), bem como as rochas metamórficas de grau intermédio e alto, derivadas de litologias xisto-grauvácicas e “apagaram” os testemunhos das zonas de cisalhamento e das faixas milonitizadas assinaladas nos granitos sin-D₃ e nas rochas do domínio xisto-grauvácico. Igual tipo de relação é admitida para o tonalito de Torres que intruiu claramente os granitos sin-D₃ fortemente deformados (biotíticos e de duas micas) aflorantes a SE de Tamanhos e a norte de Torres (afloramentos graníticos de Tamanhos-Rocio).

Em conformidade, a descrição apresentada segue o enquadramento acima indicado.

σ – Rochas de composição intermédia (Tonalito de Torres)

A nordeste da localidade de Torres ocorrem dois pequenos afloramentos de aparência mesocrática, com biotite e anfíbola bem reconhecíveis em amostra de mão e sem feldspato potássico visível. Trata-se de um tonalito biotítico com anfíbola que parece ter intruído o granito deformado, de duas micas de grão fino a médio, afloramento de Tamanhos-Rocio, bem como o granito essencialmente biotítico, porfíroide, de grão médio e fino, também deformado (afloramentos de Póvoa do Concelho-Vale de Mouro) e o encaixante metamórfico. A rocha é heterogénea com fácies fina e média (maioritária) com anfíbolos bem desenvolvidas.

No bordo sul do afloramento, próximo do corredor Póvoa do Concelho - Penedo da

Vila - Torres, a rocha revela tendência para orientação das biotites. Para norte, em áreas mais afastadas da zona de cisalhamento dúctil-frágil Póvoa do Concelho-Torres não foram observados testemunhos de deformação.

A presença de anfíbolas, nos granitoides reconhecidos, está restrita ao tonalito de Torres e a pequenos afloramentos equiparáveis aflorantes a norte de Cótimos, tendo todos os afloramentos sido incluídos no mesmo tipo de rochas de composição intermédia. Ocorre ainda anfíbola em alguns encaves microgranulares no granito de Souro Pires.

A rocha apresenta textura granular alotriomórfica a hipidiomórfica. As análises modais efetuadas por Macedo (1988) revelaram como minerais principais: quartzo em grão fino, plagioclase, biotite e anfíbola. Como minerais acessórios: zircão, esfena, apatite e ilmenite. A composição da plagioclase é $An_{41} \pm 4$ (Andesina).

A projeção de amostras do plutonito de composição intermédia de Torres no diagrama QAP de Streckeisen (1974) permite classificar a rocha como tonalito. Idêntica classificação foi obtida através do diagrama de De la Roche *et al.* (1980), embora próxima do

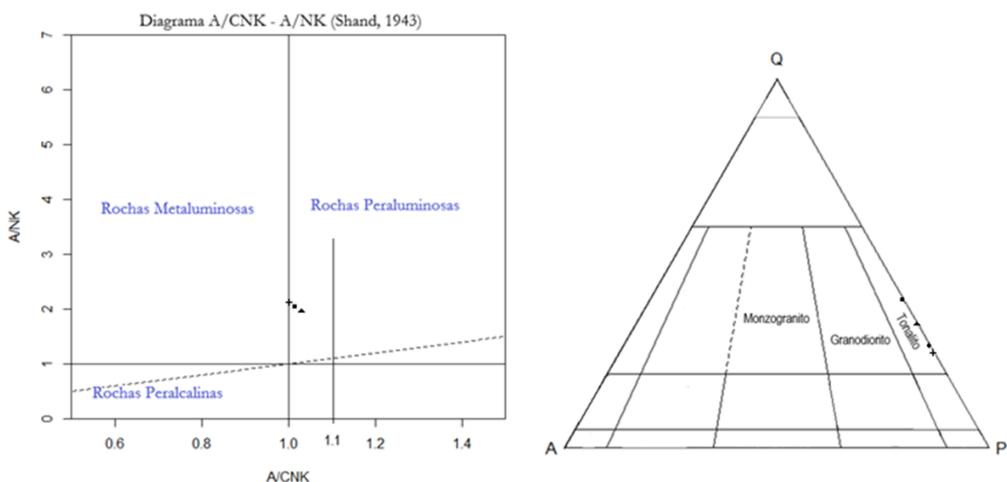


Figura 43. Projeções de análises químicas no diagrama de Shand (1943) e de análises modais determinadas por Macedo (1988) no triângulo QAP de Streckeisen (1974), correspondentes a amostras de rocha de composição intermédia aflorante a NE de Torres.

campo diorítico (Fig.43).

As projeções das amostras analisadas no diagrama de Shand (1943) mostram que o granitoide de Torres é do tipo I.

Através do sistema K-Ar em biotites do tonalito foi estimada (Macedo, 1988) a idade de 310 Ma.

γ_{pg} – Granito biotítico, porfiroide, de grão grosseiro (Granito de Souro Pires)

Granito biotítico, porfiroide, de grão grosseiro com megacristais de feldspato potássico

e de plagióclase. A densidade dos megacristais no granito é muito elevada, bem como as suas dimensões, na generalidade entre 6 e 10 cm de comprimento, podendo ocasionalmente ser de maiores comprimentos. O granitoide é alongado segundo WSW-ENE e relativamente isótropo, sem foliações secundárias. Pontualmente ocorrem foliações primárias junto ao contacto com os granitos com que contacta do lado norte.

A norte contacta com o granito essencialmente biotítico, porfiroide, de grão médio, deformado (granito de Pala), com o granito de duas micas de grão fino a médio, deformado (granito de Pinhel) e com o granito biotítico de grão médio (granito de Reigadinha) e a sul com os afloramentos graníticos de Malta (granito de Alto da Falifa) e de Pereiro (granito de Barrocal Cego), sendo quase sempre os contactos bem definidos. Reconheceu-se um afloramento isolado sem deformação secundária em micaxistos, a leste da Quinta do Salgueiral.

A disjunção é em blocos esféricos e ou elipsoidais de grandes dimensões, que nalguns locais resultam em geoformas características destes tipos de granitoides.

Ao microscópio mostra textura granular alotriomórfica e composição mineralógica constituída por quartzo, feldspato potássico, plagióclase, biotite, moscovite, apatite, zircão, esfena, turmalina e opacos. Ocorre caulnização e sericitização de feldspatos e plagióclases.

A composição da plagióclase zonada (Macedo, 1988) varia de An30 ± 4 (oligóclase - andesina) a An20.

Através das análises modais efetuadas por Macedo (1988) assinala-se a presença de quartzo entre 24 e 36%, a maior quantidade de plagióclase relativa ao feldspato e a percentagem média da biotite de cerca de 12%. Os valores de QAP (Streckeisen, 1974) colocam o granitoide no campo dos granodioritos. O IAS define-o como granito fracamente peraluminoso do tipo transicional I-S. Análises químicas obtidas (Macedo, 1988) em amostras representativas mostram que as percentagens de CaO são superiores a 1% e enquadram o granitoide no grupo dos granitos biotíticos.

As projeções das amostras representativas no diagrama R₁ - R₂ de De la Roche *et al.* (1980), no diagrama B - A de Debon e Le Fort (1983) e no mesmo diagrama modificado por Villaseca *et al.* (1998) permitem a sua classificação como granito biotítico com carácter peraluminoso fraco a moderado (Fig. 44).

Nesta fácies ocorrem por vezes encraves microgranulares ricos em máficos (biotite ou anfíbola), nalguns casos postos a descoberto em taludes criados para a implantação de vias rodoviárias, como mostra a figura 45.

Os encraves microgranulares com biotite+anfíbola+feldspato potássico são classificados como EMM – Encraves Microgranulares Máficos (Fig. 46).

A projeção das análises químicas obtidas por Macedo (1988) em amostras de EMM no triângulo QAP (Streckeisen, 1974) permite diferenciar a sua classificação, verificando-se que alguns dos encraves correspondem a tonalitos (sem feldspato potássico) ou a granodioritos (com feldspato potássico) ou a granitos (monzogranitos).

No diagrama R₁ - R₂ (De la Roche *et al.*, 1980), os encraves microgranulares biotíticos correspondem a granodioritos, bem como os encraves com biotite ± anfíbola (Fig. 47).

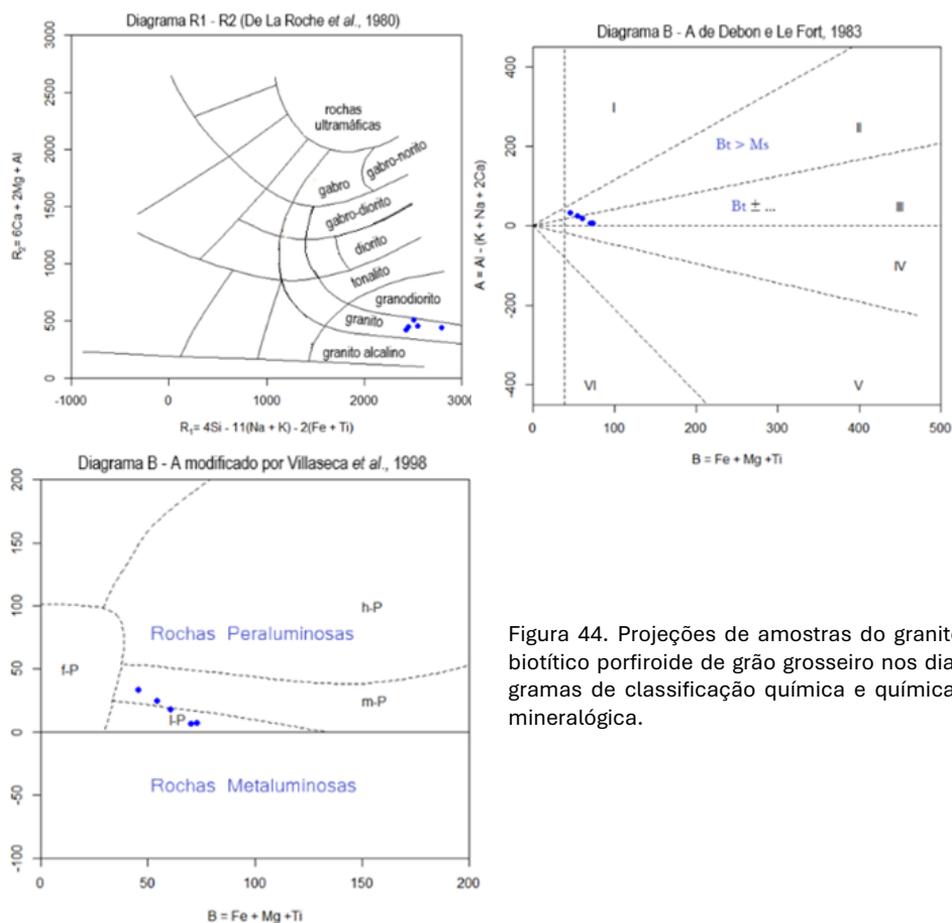


Figura 44. Projeções de amostras do granito biotítico porfiroide de grão grosseiro nos diagramas de classificação química e química-mineralógica.

No granito ocorrem diferenciações pegmatíticas e aplíticas, de mineralogia pobre com quartzo, feldspato, moscovite, biotite e, por vezes, turmalina.

Neste granitoide assinalam-se inúmeras fraturas, em especial na metade oriental, bem como a ocorrência de inúmeros filões de quartzo, com extensão considerável, e de rocha básica, cuja orientação é, genericamente, $N20^\circ \pm 10^\circ E$.

No denominado maciço das Beiras (setores Viseu - Mangualde e Gouveia - Guarda) foram estimadas idades entre 305 e 310 Ma para fácies idênticas (Neiva et al., 2011) que integram o granito de Souro Pires no período tardi- D_3 .

γ_m – Granito biotítico de grão médio (Granito de Reigadinha)

Trata-se de um granito biotítico de grão médio. A rocha é homogênea e isotrópica, com exceção de áreas próximas do contacto com o granito porfiroide grosseiro a sul. A sua localização na periferia do granito porfiroide grosseiro, as características petrográficas em afloramento e os contactos entre as fácies evidenciam relações genéticas entre ambos os tipos de granitoides (Fig. 48).



Figura 45. Encraves microgranulares no granito biotítico, porfiroide, de grão grosseiro. Talude da EN 324.

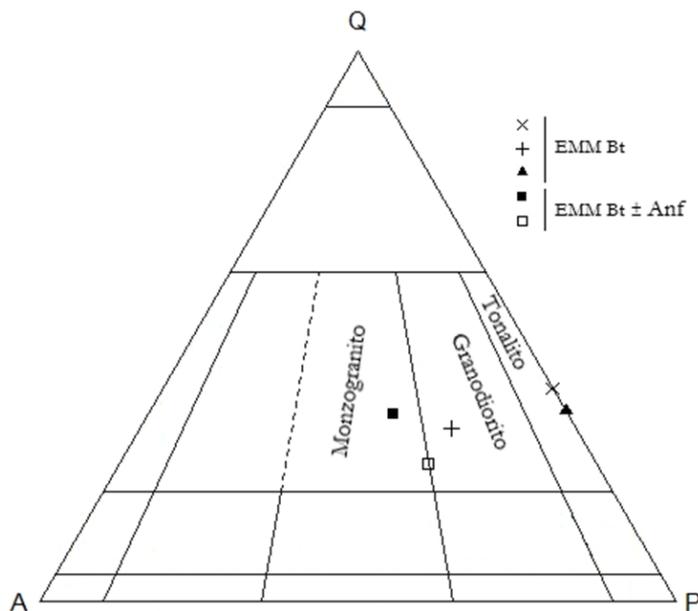


Figura 46. Projeção no diagrama modal de Streckeis (1974) de amostras dos encraves microgranulares no Granito de Souro Pires.

Esta fácies aflora em duas áreas distintas sempre em contacto com o granito biotítico, porfiroide, de grão grosseiro. Em afloramento parece haver semelhanças entre ambos, embora no granito de Reigadinha o tamanho do grão seja menor e sem megacristais.

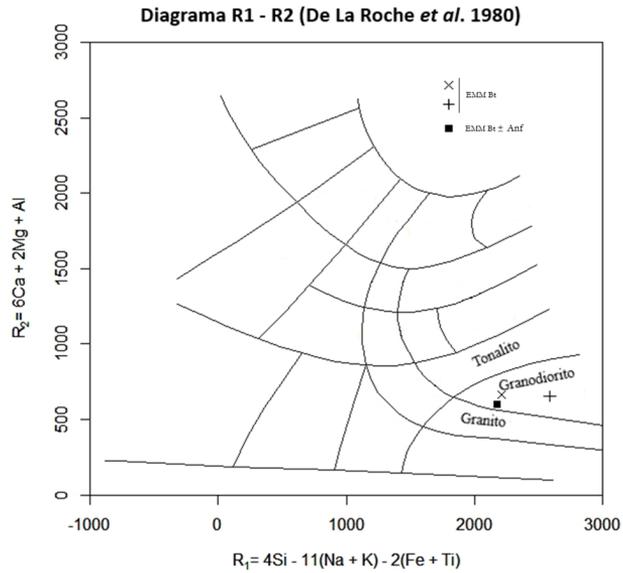


Figura 47. Projeção de amostras dos encraves microgranulares no diagrama R1 - R2 (De la Roche *et al.*, 1980).

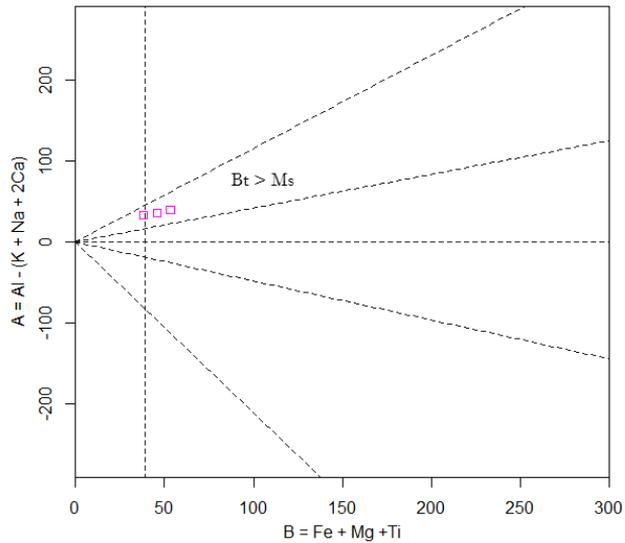


Figura 48. Projeção de amostras do granito de Reigadinha no diagrama B - A de Debon e Le Fort (1983).

A maior área constitui um afloramento de forma grosseiramente elíptica segundo um alinhamento aproximado N65°E. O afloramento de menor área situa-se a sul da Quinta do Salgueiral, no qual é bem visível a relação com o granito biotítico, porfiroide, de grão grosseiro (Fig. 49).

A disjunção é em blocos de grandes dimensões e em grande número.

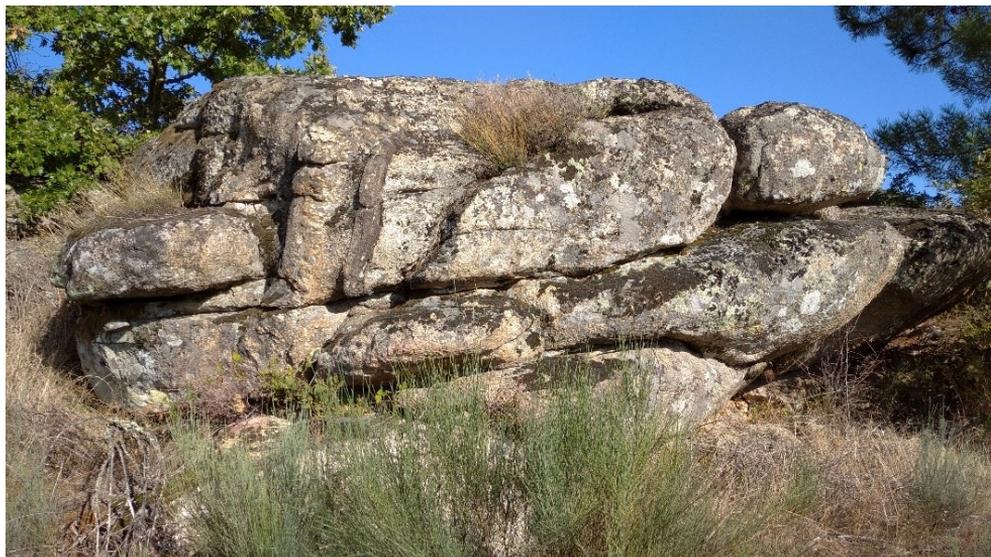


Figura 49. Bloco de granito com passagem relativamente brusca da fácies porfiroide grosseira (à direita) para a não porfiroide do granito de Reigadinha (à esquerda).

Na área de Reigadinha os contactos deste granito com o granito da Pala e com as rochas metamórficas, que o delimitam a norte, são bruscos. No contacto com o granito de Souro Pires, a fácies perde o carácter homogéneo, revelando grão médio a grosseiro e por vezes com desenvolvimento de megacristais, revelando uma passagem mais gradativa para a fácies grosseira.

Ao microscópio revela-se isótopo, com quartzo, feldspato potássico, plagioclase, biotite, moscovite, apatite, zircão e opacos. A plagioclase zonada varia entre An18 a An26 (Macedo, 1988).

Através do sistema K-Ar em biotites foram estimadas idades de 306 ± 6 Ma (Macedo, 1988).

B.3.4 Rochas ígneas tardi- a pós-D₃

No grupo dos granitoides tardi- a pós-D₃ incluem-se fácies de granitos biotíticos, de granitos essencialmente biotíticos, de granitos biotíticos-moscovíticos e granitos moscovíticos-biotíticos, com maior ou menor porfiroidismo e de granularidade diversa. São claramente intrusivos relativamente aos granitoides sin-D₃ (biotíticos precoces e de duas micas), que cortam no setor entre Moimentinha e o Freixial, encaixados por falhas de orientação $N15^\circ \pm 5^\circ$ e $N335^\circ \pm 10^\circ$, bem como no setor NW do mapa, em que também intruem o complexo anatético, desde Quinta das Eiras até Marialva, passando por Casas de Moreira, Moreira de Rei e Carvalhal.

Nos granitos tardi- a pós-D₃ é assinalada uma maior percentagem de feldspato potássico que nos granitos sin-D₃, bem como também é mais comum o desenvolvimento de megacristais de K-feldspato quer em tamanho quer em quantidade por volume.

Neste grupo assinala-se a continuidade de fácies graníticas tardi- a pós-D₃ para SW, na Folha 14-D Aguiar da Beira. Atento o seu desenvolvimento considera-se admissível o enquadramento regional e a sua designação como setor de Aguiar da Beira - Moreira de Rei do plutonito central da Beira.

A configuração geral das diversas fácies que constituem o plutonito não acompanham a estrutura regional. Na Folha de Pinhel, ao longo do maciço e fundamentalmente no sentido transversal ao maior comprimento, verifica-se um alinhamento das fácies sub-paralelo aos bordos do plutonito da Beira setor de Aguiar da Beira - Moreira de Rei, com menor regularidade no bordo SE, por influência de acidentes tardi-variscos relacionados com a falha da Vilariça - Manteigas.

O setor Aguiar da Beira – Moreira de Rei apresenta variações na mineralogia e textura. Nas fácies ocorrem variações significativas na granularidade, nas proporções e quantidades relativas de biotite e moscovite, bem como no tamanho e densidade de fenocristais.

O tamanho e densidade dos fenocristais diminui para os bordos do plutonito, com exceção da fácies de grão fino e tendência porfiroide - granito de A dos Ferreiros - que mostra menor diferenciação que os do grupo biotítico-moscovítico e indicadores claros de ser granito I.

As projeções de amostras (Macedo, 1988) dos granitos tardi- a pós-D₃ caracterizam-se por índices A/CNK entre 1,03 e 1,25. Os valores de CaO variam entre 0,67 e 2,02, com valores médios entre 1,0 e 1,1 nas fácies menos diferenciadas e valores inferiores a 1,0 nos litótipos mais diferenciados (Figs. 50 e 51).

Adicionalmente, as projeções de cada uma das fácies no diagrama B - A de Debon e Le Fort (1983) mostra os campos para cada fácies no que interessa às quantidades relativas de biotite e moscovite. O diagrama B – A modificado por Villaseca *et al.* (1998) diferencia as fácies em termos de graus de peraluminosidade nas mesmas amostras representativas.

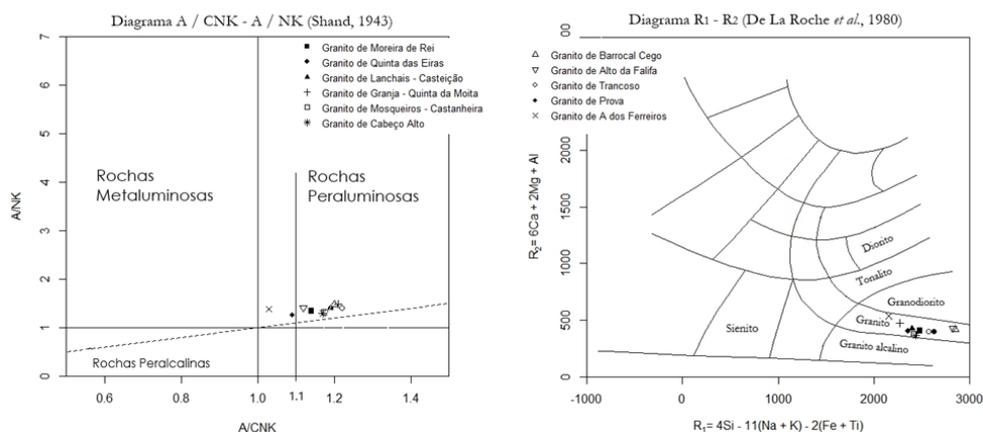


Figura 50. Projeções de amostras representativas das diversas fácies do grupo de granitos tardi- a pós-D₃ no diagrama de Shand (1943) e no diagrama R₁ - R₂ (De La Roche *et al.*, 1980).

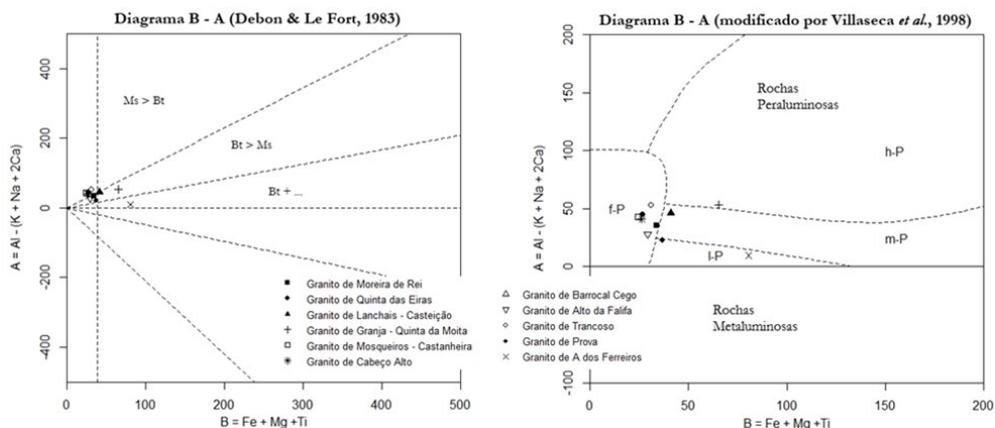


Figura 51. Projeções de amostras médias representativas das diversas fácies do grupo tardi- a pós-D₃ no diagrama B - A de Debon e Le Fort (1983) e B - A modificado por Villaseca *et al.* (1998).

Como principais características deste grupo de granitoides destacam-se a ausência de foliações secundárias, significativas diferenças mineralógicas e texturais entre fácies e por vezes na mesma fácies, bem como nas quantidades relativas de biotite e moscovite. Como referido acima, a granularidade tende a diminuir para a periferia do maciço, bem como a quantidade relativa de biotite. Constitui exceção o afloramento de Casteição em que aumenta a quantidade de biotite, o tamanho do grão e o porfiroidismo. O afloramento granítico de Casteição apresenta grandes semelhanças com o granito de Lanchais admitindo-se que, conjuntamente com a fácies fina associada (granito de Granja), possam corresponder a um impulso inicial do grupo tardi- a pós-D₃, mais rico em biotite.

Os granitoides de Trancoso, Prova e de A dos Ferreiros mostram características químicas, mineralógicas e relações de campo que os afastam das restantes fácies do grupo dos granitos tardi- a pós-D₃.

A projeção da média de cada fácies mostra que o granito de A dos Ferreiros (granito biotítico, de grão fino e tendência porfiroide) e o granito de Prova (granito essencialmente biotítico, de grão médio e tendência porfiroide) apresentam valores de A/CNK < 1,1. Ambas as fácies revelam características que permitem a sua classificação como granitos tipo I. O granito de Trancoso (granito biotítico-moscovítico, de grão médio a fino) também não mostra as mesmas características das demais fácies do grupo tardi- a pós-D₃.

Nestes termos, atentas a relações de campo admite-se que o granitoide biotítico de A dos Ferreiros e os plutonitos de Trancoso e da Prova (Beselga) ter-se-ão instalado para o final do período tardi- a pós-D₃.

Neste grupo a cartografia geológica permitiu diferenciar as diversas fácies do grupo, como adiante se descreve.

Y_{mm} – Granito essencialmente biotítico, porfiroide, de grão médio (Granito de Casteijão, Barreiro, Rabaçal e Lanchais)

Os diferentes afloramentos referenciados correspondem genericamente a granito essencialmente biotítico, porfiroide, de grão médio. Em algumas áreas os grãos de quartzo atingem os 6/7 mm. A distribuição dos megacristais é irregular e heterogénea, com variações significativas em termos de abundância, bem como no tamanho (desde 1 cm até aos megacristais característicos do granito de Moreira de Rei).

O afloramento de Lanchais situa-se a sul do alinhamento Marofa - S. Pedro - Tamanhos - Frechão e desenvolve-se segundo uma orientação geral NNE-SSW. Os contactos a leste e a oeste são delimitados por falhas, que devem ter favorecido/controlado a sua instalação. No interior dos afloramentos ocorrem falhas de direção N15° ± 5°, verticais, preenchidas por rocha básica com testemunhos de atividade extrativa. Os afloramentos desta fácies porfiroide de grão médio estão associados espacialmente à fácies fina com fenocristais pequenos (granito de Granja), verificando-se em alguns locais a passagem entre as fácies. No setor a sul de Feital até Broca e Vila Franca das Naves, na Folha 18-A, os contactos com o granito de Feital são sinuosos, indicando as relações de campo que a fácies tardi- a pós-D₃ está em posição subjacente.

Os afloramentos de Casteijão, Barreiro e do Rabaçal localizam-se a norte do alinhamento Marofa - Tamanhos. Nestes afloramentos, as fácies apresentam semelhanças entre si, embora aflorem em áreas afastadas e periféricas relativamente ao maior desenvolvimento do plutonito. O afloramento de Casteijão situa-se do lado NW do setor de Aguiar da Beira - Moreira de Rei ao longo de um alinhamento NE-SW. Os afloramentos de Barreiro e do Rabaçal situam-se do lado SE do setor de Aguiar da Beira - Moreira de Rei e inserem-se em bloco do referido maciço delimitado por ramos da falha da Vilariça-Manteigas.

As principais características distintivas em afloramento relativamente ao granito de Moreira de Rei são a menor densidade e menor tamanho dos megacristais, bem como maior quantidade de biotite e maior heterogeneidade na matriz.

Ao microscópio apresenta textura granular hipidiomórfica com quartzo, feldspato potássico (microclina), plagioclase, moscovite, biotite, zircão, opacos, turmalina, fibrolite, andaluzite. Apresenta caulnização dos feldspatos e cloritização da biotite.

O facto de os cristais serem subeuédricos dá-lhe uma aparente semelhança visual com outros tipos de granitos com idêntica textura. A disjunção ocorre em blocos esféricos ou elipsoidais, por vezes de grandes dimensões, em que sobressaem claramente os megacristais (Fig. 52).

Através do sistema K-Ar (Bt) foram obtidas idades de instalação/cristalização de 305 ± 6 Ma (Macedo, 1988).

As principais características distintivas relativamente ao granito de A dos Ferreiros, com que contacta, são: a matriz ser mais grosseira (grão médio) nos afloramentos de Barreiro; e a maior quantidade de biotite e maiores megacristais nos afloramentos do granito de A dos Ferreiros.



Figura 52. Disjunção esférica característica do granito essencialmente biotítico, porfiroide, de grão médio. Afloramento de Lanchais.

γ_{mm}^1 – Granito essencialmente biotítico, de grão fino, com fenocristais pequenos (Granito de Granja e Quinta da Moita)

Esta fácies corresponde a um granito essencialmente biotítico, de grão fino com fenocristais pouco densos e pequenos. Os afloramentos, na Folha de Pinhel, são de dimensões reduzidas, por vezes com contactos condicionados por fraturas e noutros casos muito sinuosos, quase sempre associados ao granito essencialmente biotítico, porfiroide, de grão médio. O contacto com rochas metamórficas de alto grau é relativamente bem definido/brusco, mesmo quando sob cobertura de solo.

Para além das manchas principais da Granja e Quinta da Moita ocorrem pequenas áreas aflorantes no interior de unidades de rochas metamórficas, sendo a maior a que aflora a sul de Dominga Chã. Esta fácies, rica em biotite, aflora ainda em áreas dispersas em contacto com o granito essencialmente biotítico, porfiroide, de grão médio (Granito de Lanchais), o que também se verifica em afloramentos contíguos para sul em setores inseridos na Folha 18-A de Vila Franca das Naves.

A disjunção ocorre em lajes e em blocos pouco salientes na topografia entre zonas com arenização significativa. Os reduzidos afloramentos estão, quase sempre, muito alterados com cobertura de areias finas, sem outras diferenciações.

Salientam-se as falhas que delimitam o corpo granítico e alguns filões de rocha básica, cuja direção principal é $N10^{\circ}E \pm 5^{\circ}$; há também fraturas com orientação $N60^{\circ}W \pm 10^{\circ}$.

Ao microscópio revela textura granular alotriomórfica, sem orientação, com fenocristais muito pequenos. A mineralogia consiste em quartzo, feldspato potássico, plagioclase, biotite, moscovite, zircão, apatite, opacos e silimanite. A composição da molécula anortítica na plagioclase é $An_{20} \pm 3$ (Macedo, 1988).

Através do sistema K-Ar foi atribuída (Macedo, 1988) a idade de 305 ± 7 Ma como sendo a idade da oclusão do Ar na biotite.

γ_{mfr} – Granito essencialmente biotítico, de grão médio a fino, tendência porfiroide (Granito de Barrocal Cego)

O designado granito de Barrocal Cego aflora a SE da folha e a sul do granito biotítico, porfiroide, de grão grosseiro (granito de Souro Pires), acompanhando-o pelo lado sul e com rumo para NE em áreas inseridas nas folhas 15-D, 18-A e 18-B. Trata-se de um granito essencialmente biotítico de grão médio a fino com megacristais de feldspato potássico, mostrando tendência para porfiroidismo. Em afloramento apresenta-se isótropo, de cor cinzento-azulada e sem indícios de deformação.

Ao microscópio a textura é granular alotriomórfica não se observando deformações nem orientações dos minerais principais que são quartzo, feldspato potássico (microclina), plagioclase, biotite. Como minerais acessórios ocorrem moscovite, apatite, zircão e opacos (Macedo, 1988).

A disjunção é em blocos de dimensão significativa, frequentemente formando castelos de “bolas” esféricas. Em afloramento apresenta baixo grau de alteração e aparenta uma ligeira tendência granodiorítica em afloramentos cinzentos. Esta fácies revela características ornamentais como testemunham algumas explorações ativas em locais a sul da Folha de Pinhel.

Os contactos com os granitos adjacentes (granito de Alto da Falifa e granito de Souro Pires) são nítidos e bruscos.

No maciço granítico em que se insere a fácies do Barrocal Cego foi estimada idade U-Pb em zircões de 304 ± 3 Ma (Fernández e Pereira, 2017).

γ_{mgt} – Granito essencialmente biotítico de grão médio a grosseiro, com fenocristais esparsos (Granito de Alto da Falifa)

O granito de Alto da Falifa aflora numa pequena área a SE da Folha de Pinhel. Tal como o granito de Barrocal Cego também ocorre a sul do granito de Souro Pires e corresponde a granito essencialmente biotítico de grão médio a grosseiro com esparsos fenocristais.

A rocha apresenta-se isótropa, numa matriz média a grosseira (4 a 6 mm) não deformada, com fenocristais esparsos, e com cor azulada a acinzentada em tons claros.

Apresenta textura granular alotriomórfica com quartzo, feldspato potássico (microclina), plagióclase, biotite, moscovite, apatite, zircão e opacos. Ocorre caulinição do feldspato e cloritização da biotite nas zonas mais alteradas. A plagióclase apresenta-se zonada cujo núcleo é oligóclase ($An_{24} \pm 4$). Na periferia a composição é $An_{18} \pm 2$ (Macedo, 1988).

A disjunção ocorre em blocos de dimensões consideráveis, embora pouco salientes da topografia.

Através do sistema K-Ar em Bt foi estimada a idade 300 ± 6 Ma (Macedo, 1988). Para Ramos *et al.* (2000), a fácies aparenta semelhanças como o Granito de Ruvina (Sabugal) com idades U-Pb estimadas em $302,9 \pm 0,7$ Ma (Neiva *et al.*, 2011).

Y_{mmg} – Granito biotítico-moscovítico, porfiroide, de grão médio a grosseiro (Granito de Moreira de Rei)

O denominado granito de Moreira de Rei aflora no plutonito central da Beira setor de Aguiar da Beira – Moreira de Rei. A fácies ocupa a parte central do setor e corresponde a granito biotítico-moscovítico, porfiroide, de grão médio a grosseiro. Os megacristais, de dimensões variáveis, apresentam comprimentos médios de 5-6 cm, sem orientação preferencial em termos gerais. Pontualmente assinala-se foliação primária nos fenocristais. Os afloramentos desta fácies granítica ocorrem de forma contínua segundo a direção SW-NE, desde o limite da folha a noroeste de Trancoso (Vale Azedo - Castaíde) até áreas a leste de Marialva, discordante relativamente aos granitos anatéticos que, conjuntamente com os seus associados tardi- a pós-D₃, corta sucessivamente.

Apresenta textura hipidiomórfica a alotriomórfica com mineralogia composta por quartzo, feldspato potássico (microclina), plagióclase, biotite, moscovite, apatite, zircão e opacos. A plagióclase é zonada (Macedo, 1988) de composição $An_{11} \pm 4$ (albite-oligóclase).

Os afloramentos caracterizam-se por apresentarem significativo número de diaclases que individualizam blocos de grandes dimensões, nalguns casos com grande expressão topográfica e geomorfológica como em Moreira de Rei, definindo imponentes castelos de blocos.

Os contactos por vezes são difíceis de definir, pela semelhança à escala dos afloramentos e por revelarem contactos graduais, com litótipos porfiroides de granularidade média e ou grosseira. Em conformidade, optou-se por integrar os termos com menor tamanho e densidade de fenocristais e com grão ligeiramente mais grosseiro na denominação geral de granito de Moreira de Rei. A sul contacta com granito de grão grosseiro não porfiroide (fácies não porfiroide de Quinta das Eiras), com o granito de Trancoso, com o granito de Cogula e de A dos Ferreiros. A NW e a SE contacta segundo alinhamentos conformes ao maior desenvolvimento com fácies médias e médias a finas do mesmo grupo. A SE contacta também com o granito de A dos Ferreiros e com rochas metamórficas de alto grau e com granitos de duas micas do complexo anatético.

No granito ocorrem diferenciações aplíticas e pegmatíticas, que por vezes acentuam o carácter grosseiro do granito. No entanto, o granitoide de um modo geral é bastante

isótopo, também não evidenciando foliações secundárias.

Os afloramentos revelam fraturas com direção N15°E, N20°W e N45°E, sendo as primeiras, por vezes, preenchidas por filões de rocha básica totalmente alterada. Esta fácies caracteriza-se por em áreas significativas apresentar alteração apreciável, que dão à cobertura superficial aspeto bastante arenizado (Fig. 53).



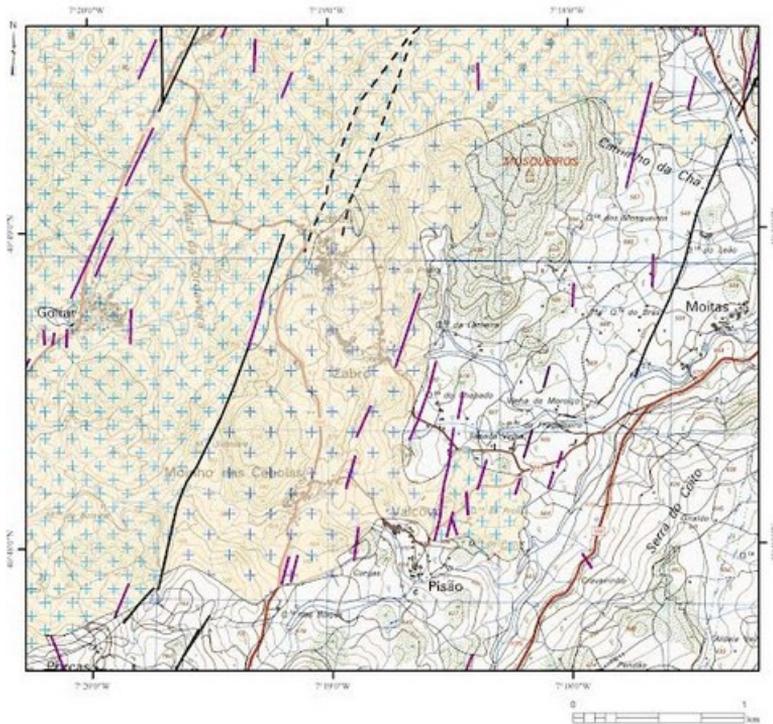
Figura 53. Aspeto de sub-fácies do granito de Moreira de Rei que aflora a sul de Casa de Moreira.

Noutros casos, como mostra a figura 53 o aspeto dos afloramentos da sub-fácies de Casas de Moreira (do granito de Moreira de Rei) apresenta menor densidade de megacristais. A imagem corresponde à sub-fácies assinalada em planta na figura 54, caracterizada por menor número de fenocristais, distribuídos de forma mais heterogénea e com granularidade, por vezes, ligeiramente mais grosseira.

Este granito é equiparado ao granito de Pega (Sabugal) datado com $301,1 \pm 2,2$ pelo sistema U-Pb (Neiva *et al.*, 2009) e outros como no setor de Aguiar da Beira datados também por U-Pb com idades estimadas de $303,3 \pm 8,1$ Ma (Costa, 2011).

γ_{mg1} – Granito biotítico-moscovítico de grão médio a grosseiro (Granito de Quinta das Eiras)

Granito biotítico-moscovítico, de grão médio a grosseiro não sobressaindo megacristais da matriz, mas com cristais de quartzo maiores que 5 mm e predomínio da biotite sobre a moscovite. Por vezes e muito pontualmente verifica-se alguma individualização de megacristais, especialmente próximo do contacto com o granito porfiroide de Moreira



Granito de Moreira de Rei
 Granito de Moreira de Rei - fácies Casas de Moreira

Figura 54. Extrato, sobre a base topográfica, da fácies porfiroide de grão médio a grosseiro (Granito de Moreira de Rei) e da fácies com grão tendencialmente mais grosseiro e com megacristais mais individualizados (Granito Moreira de Rei - fácies Casas de Moreira).

de Rei. Com exceção da ausência, quase geral, de porfiroidismo é muito semelhante aos granitos de Moreira de Rei (e de Casas de Moreira), embora se observe uma tendência para maior granularidade que no Granito de Moreira de Rei.

A área aflorante situa-se a SW da Folha prolongando-se para as cartas adjacentes a W (Folha 14-D), SW (Folha 17-B) e S (Folha 18-A). Nos afloramentos a disjunção ocorre essencialmente em grandes blocos esféricos a elipsoidais achatados, por vezes ocupando vastas áreas. Em áreas mais arenizadas é comum a presença de grandes blocos isolados, salientes na topografia.

Em afloramento não se verifica orientação preferencial quer dos feldspatos (microclina) quer das micas.

Ao microscópio revela textura granular hipidiomórfica a alotriomórfica, com quartzo globular, feldspato potássico, plagioclase, biotite, moscovite e acessórios (zircão, apatite e opacos). Em afloramentos meteorizados é notória a caulínização das plagioclases e a presença de áreas com intensa arenização superficial.

γ_{mm} – Granito moscovítico-biotítico, de grão fino a médio, tendência porfiroide (Granito de Mosqueiros e Castanheira)

Neste tipo de granito incluem-se afloramentos em quatro áreas distintas, sempre em associação com outros granitos do mesmo grupo. A norte de Trancoso ocorrem três afloramentos com orientação geral NE-SW, de ambos os lados da parte central do plutão granítico de Aguiar da Beira - Moreira de Rei, embora do lado leste os afloramentos sejam descontínuos, em áreas intersectadas por ramos da falha da Vilarça-Manteigas. Um outro afloramento, de reduzidas dimensões, do mesmo tipo de granito ocorre a sul da folha, em área em que se implantou a localidade da Moimentinha e que se prolonga ainda, em pequena extensão, para a Folha de Vila Franca das Naves, a sul.

Trata-se de um granito moscovítico-biotítico, com variações no tamanho do grão de fino a médio e com fenocristais pouco abundantes - tendência porfiroide, em que os cristais de feldspato não mostram orientação e são relativamente pequenos.

À escala mesoscópica aparenta, por vezes, uma ligeira predominância de moscovite relativamente à biotite, mais frequente nos afloramentos de Castanheira e de Mosqueiros, e em que é notória a moscovitização da plagioclase e nos bordos da biotite.

Os cristais de quartzo mostram, por vezes, granularidade superior à dos outros cristais, excluindo os fenocristais. A quantidade de fenocristais aumenta para a periferia sul da mancha onde contacta com o granito biotítico, porfiroide, de grão médio a grosseiro (granito de Moreira de Rei).

O granito revela textura granular hipidiomórfica e tem como minerais constituintes: quartzo, feldspato potássico, plagioclase, biotite, moscovite, zircão, apatite, esfena, silimanite e opacos. No afloramento da Moimentinha a textura é granular alotriomórfica com quartzo, feldspato potássico, plagioclase, biotite, moscovite, zircão, apatite, silimanite e opacos.

Os fenocristais para além de não contactarem entre si também apresentam como dimensões mais comuns entre 2 a 3 cm x 0,8 a 1 cm.

Os afloramentos mostram significativa arenização, sendo a disjunção essencialmente em lajes ou em blocos achatados. Os contactos são nítidos e quase sempre com tendência retilínea.

Ocorrem diferenciações aplíticas e pegmatíticas em veios e corpos maiores, sem mineralização.

No afloramento de Mosqueiros ocorrem diversas fraturas relacionadas com ramos da falha da Vilarça - Manteigas, que o delimitam a NW e a SE, na maior parte, preenchidas por filões de rochas básicas com principal orientação $N15^{\circ}E \pm 5^{\circ}$, verticais, havendo alguns, raros, com orientação $N10^{\circ}W \pm 5^{\circ}$.

Através do sistema K-Ar em biotites do afloramento de Mosqueiros foram estimadas (Macedo, 1988) idades de instalação da fácies de 300 ± 5 Ma.

Em fácies equiparada, na Folha de Aguiar da Beira, foi determinada idade U-Pb de $302,2 \pm 6,8$ Ma (Costa, 2011).

Y_f – Granito moscovítico-biotítico de grão fino (Granito de Cabeço Alto)

Esta fácies aflora na zona axial do setor de Aguiar da Beira - Moreira de Rei. A maior área aflorante ocorre entre o vértice geodésico do Cabeço Alto e a localidade de Carvalhal. A sul, na zona de Castaide, ocorrem três pequenos afloramentos junto ao limite da folha. Trata-se de um granito moscovítico-biotítico de grão fino e sem fenocristais, cujos contactos são sempre com o granito biotítico-moscovítico, porfiroide, de grão médio a grosseiro (granito de Moreira de Rei).

Nas áreas dos diversos afloramentos, que parecem estar em posições culminantes sobre o Granito de Moreira de Rei, assinalam-se várias fraturas com orientação da falha da Vilariça que podem ter facilitado a instalação desta fácies fina, posteriormente à instalação do granito de Moreira de Rei.

A fácies caracteriza-se por grande uniformidade textural e quantidades reduzidas de biotite e moscovite. Nas micas, verifica-se por vezes diferenças nas relações de moscovite e de biotite. Enquanto nos afloramentos a norte de Castaide apesar da predominância de moscovite há uma maior quantidade de biotite, nos três pequenos afloramentos a sul a quantidade de moscovite sobrepõe-se fortemente à biotite. Nos minerais principais a plagioclase aparenta menor quantidade que o feldspato potássico e quartzo que se equiparam em amostra de mão.

À escala dos afloramentos não foi reconhecida deformação secundária, embora pontualmente pareça existir uma discreta foliação primária nas moscovites.

As relações de campo, a presença de fraturas nas áreas de ocorrência desta fácies remete a sua instalação para os impulsos magmáticos finais do período tardi- a pós-D₃.

As relações com a fácies média a grosseira e restantes fácies do mesmo grupo, descritas antes, indicia que a fácies fina foi a última a instalar-se (Fig. 55).

As relações de campo, a presença de fraturas nas áreas de ocorrência desta fácies remete a sua instalação para os impulsos magmáticos finais do período tardi- a pós-D₃. As relações com a fácies média a grosseira e restantes fácies do mesmo grupo, descritas antes, indicia que a fácies fina foi a última a instalar-se.

Y_{mf} – Granito biotítico-moscovítico de grão médio a fino (Granito de Trancoso)

O plutonito de Trancoso apesar de aparentar muitas semelhanças com o granito de duas micas de grão fino a médio (granito de Cótimos) não tem migmatitos associados, bem como é intrusivo no granito de duas micas, porfiroide, de grão médio a grosseiro (granito de Cogula) como mostra a figura 56, que por sua vez está subjacente ao granito de duas micas de grão fino a médio (granito de Cótimos). A sul, os contactos do plutonito fazem-se com ortognaisses moscovíticos (derivados de granito de duas micas de grão médio a grosseiro) e com rochas do domínio xisto-grauváquico e do Ordovícico muito deformadas, pela ZCJPC, bem marcadas por painéis de milonitos e de filonitos. No entanto, no contacto com as litologias deformadas, o granito de Trancoso não apresenta sinais de deformação dúctil-frágil nem foliações metamórficas. A sua instalação foi posterior à atuação do cisalhamento de Juzbado-Penalva do Castelo.



Figura 55. Contacto entre o Granito de Cabeço Alto (γf) e o Granito de Moreira de Rei ($\gamma \pi \pi m g$).

Corresponde a um granito biotítico-moscovítico, sem megacristais, de grão médio e fino, por vezes com granularidade variável nos mesmos afloramentos; encontram-se níveis em que o grão é fino, enquanto noutros é médio. A percentagem de biotite e moscovite é relativamente semelhante, embora por vezes seja notório um ligeiro predomínio de moscovite.

O granito aflora com uma forma oval atenuada (Fig. 57), instalado e limitado na generalidade dos quadrantes por fraturas, em especial a leste e a oeste, relacionadas com a falha de Vilarça-Manteigas. A delimitação a sul está marcada por litótipos fortemente deformados, relacionados a ZCJPC.

Os contactos deste granito com outras fácies graníticas e rochas metamórficas são bruscos; a delimitação da massa granítica é, de modo geral, muito fácil. O contacto oriental, com o granito de duas micas, porfiroide, de grão médio a grosseiro, é por vezes por falha com orientação geral N20-25°E que, a espaços, está preenchida por um filão de rocha básica, muito alterada. A oeste o plutonito também está delimitado por fratu-



Figura 56. Contacto do granito de Trancoso (por baixo) com o granito porfiroide de Cogula (do grupo de duas micas anatótico).

ras N25°E, por vezes preenchidas por filões de rochas básicas. Os contornos geométricos e a existência de fraturas N25°E e zona de cisalhamento N65°E (ZCJPC) podem ter condicionado/facilitado a intrusão.

Neste granito são frequentes as diferenciações pegmatíticas, bem como a presença de layers de grão médio intercalados por outros de grão fino. As diferenciações pegmatíticas também se dispõem em layers subhorizontais com quartzo, feldspato potássico e moscovite em amostra de mão.

Não se observam foliações nas micas nem outros sinais de deformação. Não se notaram mineralizações ligadas a este granitoide. Também não foi notada a existência de metamorfismo de contacto pois as rochas encaixantes a sul estão muito deformadas pelo ZCJPC (Fig. 57).

No interior do granito de Trancoso ocorrem pequenos stocks de granito de duas micas, porfiroide, de grão médio a grosseiro, em posição sobrejacente. Ou seja, o granito de Trancoso está por baixo do granito de duas micas anatótico denominado granito de Cogula.

A rocha apresenta textura granular hipidiomórfica a alotriomórfica e é constituída por quartzo, feldspato potássico, plagióclase, biotite, moscovite, zircão, apatite e opacos (Macedo, 1988).

A projeção dos valores no triângulo QAP (Streckeisen, 1974) mostra que é claramente um monzogranito.

A disjunção é essencialmente em lajes, embora também ocorram corpos esféricos e elipsoidais.

Macedo (1988) através do sistema K - Ar em biotites datou o plutonito de Trancoso com 295 ± 6 Ma.

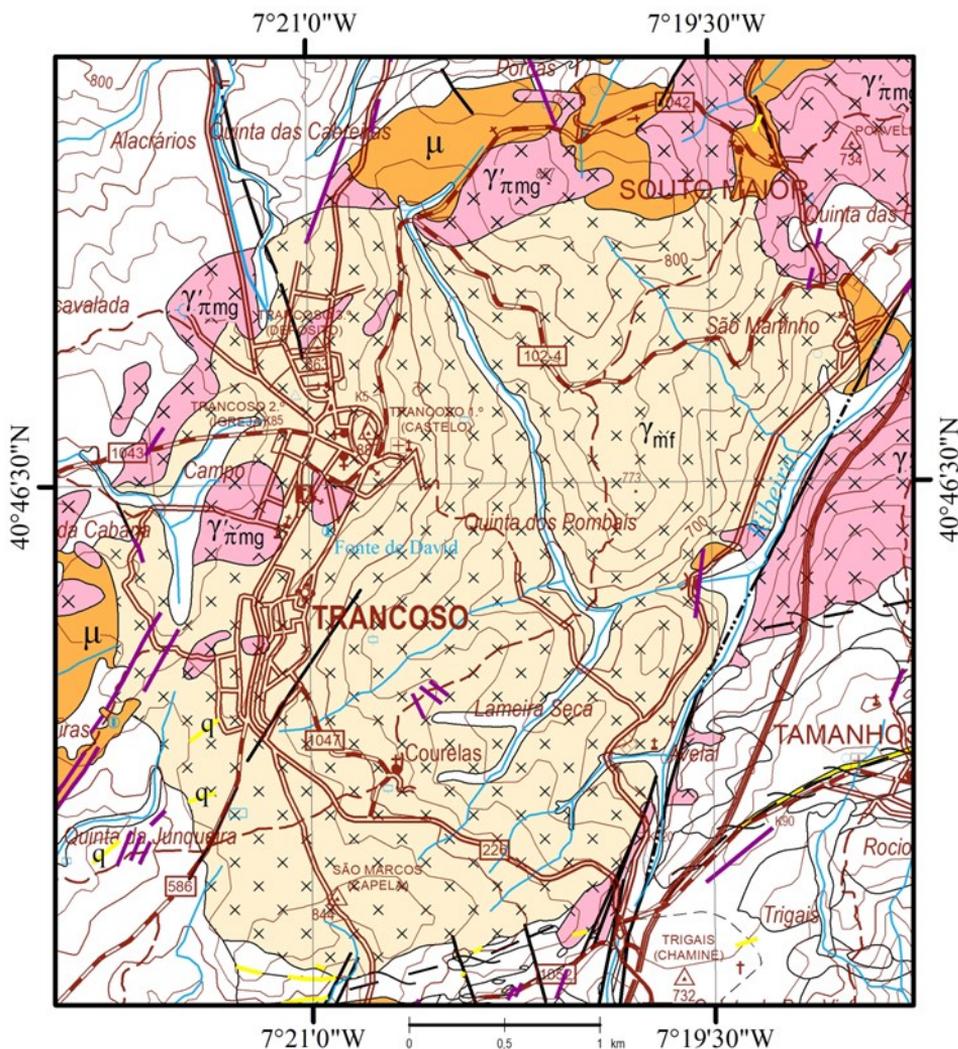


Figura 57. Enquadramento do plutonito de Trancoso.

$\gamma_{m\pi}$ – Granito essencialmente biotítico, de grão médio, tendência porfiroide (Granito de Prova)

Corresponde a um granito essencialmente biotítico de grão médio e tendência porfiroide. Não são visíveis em amostra de mão orientações nos fenocristais e na matriz.

O plutonito tem continuidade nas folhas adjacentes para as áreas de Beselga e Vila da Ponte. É facilmente reconhecido pela cor azulada em rocha sã e pelo afastamento dos megacristais, com dimensões de 4 x 1 cm.

Ao microscópio a rocha apresenta textura granular hipidiomórfica, tendo como minerais principais: quartzo, microclina pertite, oligóclase que se apresenta zonada, biotite, moscovite em pouca quantidade e normalmente associada à biotite. A plagióclase zona-

da de An12 a An20 como núcleo mais cálcico. Além destes últimos aparecem como acessórios zircão, alanite e apatite.

A moscovite por vezes torna-se mais abundante, aproximando-se em quantidade à biotite que, regra geral, é predominante.

Datações K-Ar efetuadas em micas deste granito atribuem-lhe uma idade entre 285-290 Ma com idades muito próximas para a moscovite e biotite o que levou a concluir ter havido um arrefecimento rápido do corpo granítico (Ferreira *et al.*, 1987). Mais recentemente Costa (2011), em zircões recolhidos de amostras do mesmo plutonito em que se insere o granito de Prova, estimou idades U-Pb de instalação/cristalização de $301,2 \pm 1,2$ Ma.

γ_{m} – Granito biotítico, de grão fino, tendência porfiroide (Granito de A dos Ferreiros)

Os afloramentos desta fácies ocorrem em três áreas na periferia do maciço de Moreira de Rei, ou em contacto com litótipos do complexo anatético, designadamente com os migmatitos que lhe estão sobrejacentes. Os afloramentos estão delimitados a oeste e a leste por fraturas com orientação da falha da Vilariça-Manteigas (Fig. 58).

A fácies corresponde a granito biotítico de grão fino a médio e tendência porfiroide, com variações na distribuição de megacristais (nuns locais com distribuição homogénea, noutros em muito menor número e mais pequenos e noutros com orientação de fluxo em níveis mais mesocráticos e ainda com layers rosados), não originando formas de erosão muito salientes na paisagem. As formas de erosão são blocos, aproximadamente esféricos de dimensão aproximada, entre 2 e 4 m de diâmetro (Fig. 58).

Distribui-se maioritariamente por duas manchas alongadas na orientação E-W e NE-SW. Contacta com os granitoides biotítico-moscovíticos, porfiroides, de grão médio a grosseiro (granito de Moreira de Rei/Casas de Moreira) e de grão fino a médio (granito de Mosqueiros) e com granitos de duas micas (granito de Cogula) e em pequena extensão com uma área de rochas metamórficas de alto grau.



Figura 58. Disjunção tendencialmente esférica e distribuição dos fenocristais nos afloramentos do granito de A dos Ferreiros.

A textura é granular hipidiomórfica e é constituído por quartzo, feldspato potássico (microclina), plagioclase, biotite, e como acessórios: apatite, zircão, opacos, silimanite e moscovite.

Não foram observadas diferenciações nem mineralizações. Junto à localidade de A dos Ferreiros existem testemunhos de exploração relativamente recentes com alguma expressão topográfica e na qual é observável o contacto com rochas metamórficas de alto grau em posição sobrejacente.

A projeção de amostras (Macedo, 1988) desta fácies nos diagramas de Debon e Le Fort (1983) e de Shand (1943) mostra um carácter pouco diferenciado e pouco peraluminoso com valores de A/CNK inferiores a 1,1 que permitem classificar o granito de A dos Ferreiros como granito I (Fig. 59).

Através do sistema K-Ar em biotites foi datado com 285 ± 5 Ma (Macedo, 1988).

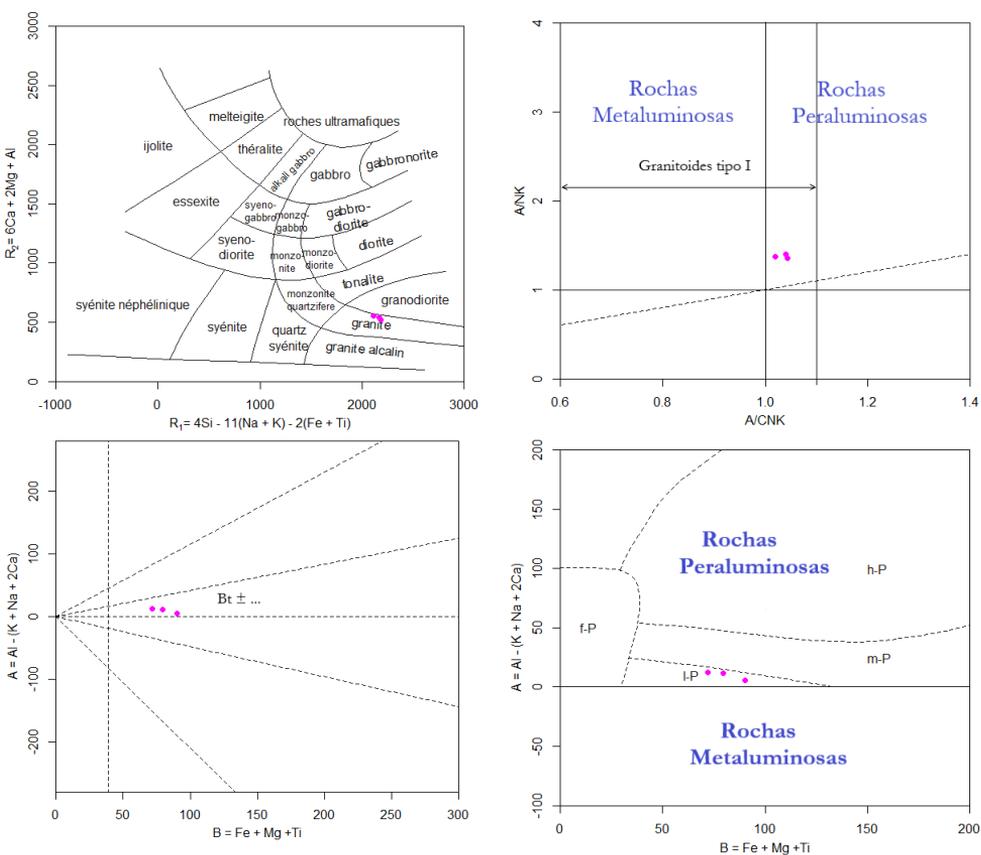


Figura 59. Projeção de amostras do granito de A dos Ferreiros no diagrama $R_1 - R_2$ de De la Roche *et al.* (1980), no diagrama de Shand (1943), no diagrama B-A de Debon e Le Fort (1983) e no diagrama B-A modificado por Villaseca *et al.* (1998).

III.2. Cenozoico *

III.2.1. Paleogénico - Neogénico

E_v – formação de Vilariça

Esta unidade corresponde à primeira etapa de sedimentação cenozoica na região. Em estudos anteriores, foi principalmente caracterizada nas depressões da Vilariça e Longroiva, correspondendo a arenitos quartzo-feldspáticos de cor esbranquiçada e cinzento-esverdeada com intercalações conglomeráticas (Ferreira 1971, 1978; Cunha e Pereira, 2000).

As depressões referidas correspondem a pequenas bacias tectónicas cuja génese está relacionada com a atividade neogénica e quaternária da falha Manteigas-Vilariça-Bragança (Ferreira 1971, 1978; Cabral, 1989, 1995; Cunha e Pereira, 2000). Na bacia de Longroiva, localizada a cerca de 3,5 km para norte do limite setentrional da Folha 15-C (Pinhel) da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000, observa-se, na sua escarpa ocidental, o contacto por falha inversa entre o substrato xistento e os arenitos conglomeráticos da formação de Vilariça (*op. cit.*). De acordo com Ferreira (1971, 1978), o facto de o sedimento não sofrer modificação de fácies junto da escarpa sugere deposição anterior à formação do degrau tectónico, tendo aí ficado preservado.

A unidade ocorre também fora destas depressões, em alguns retalhos localizados a sul da bacia de Longroiva e, com maior expressão, na região de Nave de Haver (Ferreira, 1971; Cunha e Pereira, 2000; Pais *et al.*, 2012). As suas características nas bacias de Vilariça e Longroiva e na região de Nave de Haver permitem a identificação de dois membros (Cunha e Pereira, 2000; Pais *et al.*, 2012). O membro inferior corresponde a arenitos e lutitos tabulares relacionados com mantos de inundação. A cor é esverdeada a acinzentada, por vezes de tonalidade amarelada. O membro superior de cor avermelhada é constituído por uma sucessão de conglomerados e arenitos grosseiros a finos com geometrias de canal, indicando um aumento da competência do sistema fluvial (Fig. 60). A formação de Vilariça reflete uma drenagem deficiente para leste numa superfície de fraco pendor, correspondendo a uma fácies proximal do setor ocidental da bacia do Douro (*op. cit.*).

Em Espanha, em continuidade com os sedimentos arenoconglomeráticos de Nave de Haver, ocorre a Formação de La Alamedilla. Estudos de palinologia indicam deposição entre o Oligocénico superior e o Miocénico inferior, podendo estender-se ao Oligocénico Médio e Miocénico Médio (Polo *et al.*, 1987).

A formação de Vilariça é também parcialmente correlacionada com as formações de Côja e Bom Sucesso (Cunha e Pereira, 2000; Pais *et al.*, 2012), cuja sedimentação se iniciou durante o Eocénico Médio (Pais *et al.*, 2012 e referências aí contidas). Não existem dados claros sobre a idade do fim da sedimentação, sendo consensual que esta é anterior a uma importante fase de diferenciação do relevo na região, relacionada com a fase paroxismal da compressão Alpina em Portugal (fase Bética), ocorrida há cerca de 9,5-9 Ma (Cunha, 1992; Cunha *et al.*, 2000). Deste modo, atribui-se à formação de Vilariça deposição provável entre o Eocénico Médio e o Miocénico Médio (Pais *et al.*, 2012).

*R. Ressurreição



Figura 60. A) Afloramento, localizado 50 m a NNW do vértice geodésico de Santa Barbara, onde se observa o aspeto dos arenitos de cor avermelhada do membro superior da formação de Vilariça; B) 500 m a NW de Gaiteira, próximo da estrada de Gaiteira para Senhora dos Milagres, observam-se na superfície, calhaus e seixos de quartzo e quartzito sub-rolados e sub-angulosos resultantes da erosão do membro superior da formação de Vilariça.

Na área da Folha 15-C Pinhel a unidade tem fraca exposição e as espessuras são sempre inferiores a 10 m. Cobre uma superfície de erosão aplanada, a cotas próximas de 500 m, dissecada pelas linhas de água afluentes do rio Côa. É constituída por arenitos arcóscicos, geralmente grosseiros e imaturos, de coloração avermelhada e acinzentada, com seixos e calhaus de quartzo geralmente subangulosos, alguns subrolados, dispostos de forma dispersa no arenito ou em níveis, com eixo maior abaixo de 15 cm.

Entre a Coriscada e Barreira ocorrem depósitos dispersos, pouco espessos. Em afloramento do caminho municipal 1014 (Barreira-Gaiteira), observa-se arenolutito cinzento avermelhado intercalado em arenoconglomerado com as características referidas. Existem também condições de observação razoáveis junto ao filão de quartzo do vértice geodésico de Santa Bárbara, em corte também referido por Ferreira (1971), onde se observa uma sucessão sedimentar disposta numa sequência negativa, com arenitos arcóscicos na base, finos, tornando-se mais grosseiros e avermelhados para topo, com níveis conglomeráticos. Segundo Ferreira (1971), na fração argilosa destes sedimentos existe predominância de caulinite, com vestígios de ilite e montmorilonite.

Na mancha cartográfica localizada a NE de Barreira observa-se, na superfície do terreno, uma cascalheira grosseira com matriz arenolutítica avermelhada. Nos levantamentos cartográficos realizados não se identificaram cortes. O sedimento não parece apresentar a componente arcóscica observada noutros locais. Os elementos grosseiros, por outro lado, apresentam semelhanças com aqueles observados nos afloramentos atrás descritos, embora aparentem conter maior quantidade de clastos subrolados. Por cobrirem a mesma superfície de aplanção e por, na Folha contígua localizada a norte (Folha 15-A Vila Nova de Foz Côa), a mesma mancha estar identificada como “Arcoses de Vilariça”, estes sedimentos foram incluídos na formação de Vilariça. Não se exclui, no entanto, a hipótese de terem idade mais recente.

Nos locais onde a unidade apresenta as melhores condições de observação, as suas características parecem indicar correspondência com o membro superior, de acordo com as observações de Cunha e Pereira (2000). Contudo, dada a quase inexistência de cortes, não se pode excluir a ocorrência do membro inferior na área da presente folha.

III.2.2. Neogénico - Quaternário

N²_{Av} – formação de Aveleda

A formação de Aveleda foi definida em Trás-os-Montes por Pereira (1997) e também descrita em estudos subsequentes (e.g. Pereira, 1998, 2006; Pereira *et al.*, 2000). Segundo os trabalhos referidos, consiste em depósitos conglomeráticos com abundante matriz lutítica, com clastos quartzosos e quartzíticos subangulosos, evidenciando pouco transporte, e predomínio de caulinite e ilite na matriz. Ocorre principalmente associada a relevos de resistência (Fig. 61). Estratigraficamente, tem sido posicionada no Pleistocénico Inferior (Gelasiano), considerando-se a sua deposição posterior ao enchimento sedimentar neogénico e anterior ao encaixe fluvial quaternário.

Cunha (2019) reinterpretou o seu intervalo de deposição, considerando que este abrange também o Pliocénico.

Estes sedimentos apenas ocorrem na extremidade NE da Folha 15-C, entre Freixeda do Torrão e Figueira de Castelo Rodrigo, na dependência do bordo setentrional da serra da Marofa. Têm continuidade para a folha contígua situada a leste, a Folha 15-D Figueira de Castelo Rodrigo, onde foram denominados por “Mantos de cascalheiras” e atribuídos genericamente ao Ceno-Antropozóico, encontrando-se representados de forma indiferenciada dos depósitos de vertente, mais recentes. Os depósitos de “Mantos de cascalheiras” ocupam maior extensão para SE (na Folha 15-D) que para NNW (na Folha 15-C) os equiparados da formação de Aveleda.

Não se identificaram cortes. Observam-se cascalheiras grosseiras e subangulosas de quartzito e algum quartzo, contendo alguns clastos cujo maior eixo ultrapassa os 20 cm, entre os quais raros liditos. A matriz é arenolutítica, de cor vermelha. De acordo com Ferreira (1971), a fração argilosa dos “derrames grosseiros alimentados pela serra da Marofa” é caulínica.

Trata-se de um depósito muito imaturo, proximal, relacionado com leques aluviais enraizados nas cristas quartzíticas da serra da Marofa. Estendem-se até aproximadamente 4 km para norte do sopé deste relevo e a sua espessura máxima rondará os 30 m. Na área do vértice geodésico Granja forma-se um relevo em mesa, de topo aplanado, gerado como consequência da incisão fluvial quaternária sobre estes sedimentos (Fig. 61).

Embora a formação de Aveleda tenha sido definida em Trás-os-Montes, a grande similitude em termos de características litológicas, paleogeográficas e posição estratigráfica com a unidade agora descrita, leva-nos a adotar a mesma terminologia na denominação destes sedimentos.

Q_r – Depósitos de terraços fluviais

Com representação pouco expressiva, existem alguns depósitos de terraço preservados, relacionados com o encaixe da rede de drenagem ocorrido ao longo do Pleistocénico. Foram identificados nas vertentes de algumas linhas de água afluentes da ribeira de Mas-sueime, dispostos em patamares embutidos nas vertentes dos vales.



Figura 61. Solo de cascalheira de quartzito da Formação de Aveleda, localizado a norte da crista quartzítica da serra da Marofa (ao fundo), na zona do vértice geodésico da Granja.

Consistem em conglomerados com clastos maioritariamente subangulosos, com alguns subrolados, de matriz arenítica de componente silto-argilosa variável. Têm carácter poligénico, variando a sua composição geograficamente. Identificaram-se clastos de quartzo, rochas ígneas e rochas metamórficas de natureza ígnea e sedimentar. Na mancha cartográfica localizada a leste de Penha de Águia desenvolveu-se uma couraça ferruginosa no depósito de terraço (Fig. 62). Neste local a couraça também se desenvolve nos depósitos de vertente e no soco do Paleozóico.



Figura 62. Aspeto de couraça ferruginosa desenvolvida em depósito de terraço fluvial, a E de Penha de Águia.

Q_v – Depósitos de vertente

Os depósitos de vertente são imaturos, de muito curto transporte, de carácter gravítico, ocorrendo ao longo das vertentes de vários relevos da região. A sua composição varia de local para local, refletindo as litologias da área fonte. Esta corresponde principalmente

às rochas do substrato antigo, embora também existam depósitos gravíticos relacionados com a remobilização dos sedimentos cenozoicos.

As acumulações mais expressivas ocorrem nas vertentes das cristas quartzíticas da serra da Marofa. São constituídas por cascalheiras de quartzito anguloso, cujos clastos estão envoltos numa matriz arenolútifica castanho-avermelhada, de aspeto oxidado (Fig. 63). Destacam-se ainda os depósitos quártzicos associados ao desmantelamento dos filões de quartzo existentes na área de Coriscada e de Seixo.

A sua deposição ter-se-á iniciado no Pleistocénico durante a fase de gliptogénese quaternária, estendendo-se pelo Holocénico.



Figura 63. Depósito de vertente quartzítico na vertente sul da serra da Marofa, 475 m a SW do alto do Cabeço da Borça.

Q_a – Aluviões

Ocorrem no leito e planície de inundação de algumas linhas água. Nas linhas de água mais encaixadas dominam cascalheiras com alguma componente arenosa. Noutras, de vale aberto e pouco profundo, a componente arenosa é predominante sobre a silto-argilosa. A deposição das aluviões tem ocorrido ao longo do Holocénico, por vezes com rejuvenescimentos e novas deposições.

III.3. Massas e Filões *

Em alguns setores da área abrangida pela Folha 15-C ocorrem filões pegmatíticos e aplito-pegmatíticos, bem como áreas maiores de massas pegmatíticas. Estas litologias ocorrem essencialmente no limite norte da Folha, em afloramentos que têm continuidade para a Folha de Vila Nova de Foz Côa.

Outro tipo de rochas filonianas que ocorrem com alguma frequência são os filões de rocha básica e os filões de quartzo e, pontualmente, os filões graníticos.

*C. Ângelo

γ_{ap} – Filões de aplito-pegmatito, massas pegmatíticas

Entre Marialva e Barreira ocorrem pequenas massas pegmatíticas que se prolongam para a Folha de Vila Nova de Foz Côa, com a textura gráfica característica. A sua ocorrência, na adjacência de granitos que sofreram processos metassomáticos (granitos moscovíticos) ou de fácies graníticas de duas micas, anatéticas, parece evidenciar uma posição de cúpula sobre as litologias graníticas no maciço Penedono - Escalhão.

Na mesma área ocorrem pequenos filões aplito-pegmatíticos com orientações relacionadas com os dois sistemas dominantes: $N15^\circ \pm 5^\circ$ e $N335^\circ$. O reduzido testemunho de filões aplito-pegmatíticos deve estar relacionado com algum tipo de aproveitamento económico no passado, que algumas pequenas depressões na morfologia do terreno parecem indiciar.

Para além das áreas referidas, nas fácies biotítico-moscovíticas do setor de Aguiar da Beira - Moreira de Rei também foram reconhecidos alguns filões aplito-pegmatíticos e pegmatitos com evidências de exploração mineira.

Na periferia sul do plutonito de Quinta Nova/Bogalhal ocorrem pequenos filões aplito - pegmatíticos, bem como testemunhos do seu desmantelamento em trabalhos de arroteamento agrícola.

O posicionamento das massas pegmatíticas relativamente ao grupo de granitos de duas micas, bem como os filões reconhecidos nos granitos pós-anatéticos mostra instalação relacionada com os períodos finais da última fase dúctil (ou posterior) da Orogenia Varisca, mas ainda com idades paleozoicas.

q – Filões de quartzo

Os filões de quartzo são relativamente frequentes, em particular a preencher fraturas em afloramentos graníticos, em migmatitos e em ortognaisses, bem como ao longo do alinhamento Marofa - Tamanhos e entre Vale de Mouro e Torres.

Os mais extensos filões de quartzo, geralmente leitoso, ocorrem no setor leste da folha no Granito de Souro Pires e no Granito de Quinta Nova. Ocorrem ainda filões de quartzo no grupo de granitos biotítico-moscovíticos do setor de Aguiar da Beira - Moreira de Rei. Em muitos casos apresentam-se fraturados, eventualmente instalados em falhas. Nestes casos ocorrem principalmente segundo as orientações $N15^\circ - 20^\circ$ e $N335^\circ$.

Para além destes, assinalam-se as massas de quartzo ao longo do alinhamento Marofa - Tamanhos - Frechão, por vezes com significativa possança, em especial quando contactam com ortognaisses moscovíticos e granitos francamente peraluminosos. Estas massas de quartzo, nalguns casos adquirem uma forma elipsoidal achatada, em alçado (parecendo ocupar grandes fendas de tração), não raras vezes estão brechificadas e tectonizadas e noutros casos para além da fracturação característica do quartzo, também se assinalam pentes de quartzo leitoso e mesmo cristais bem desenvolvidos, em particular na área do vértice geodésico de Seixo (Vila Garcia).

A instalação dos filões de quartzo parece revelar maior amplitude temporal que os filões aplito-pegmatíticos. Atentas as orientações dominantes, alguns parecem mostrar relação com as rochas ígneas e metamórficas de alto grau, outros integram os corredo-

res de maior deformação cisalhante, onde por vezes também mostram intensa fraturação e ou brechificação. Outros ainda estão alinhados com filões de rocha básica.

Nas unidades metamórficas de baixo grau ocorrem pontualmente filões quartzosos, segundo a estrutura geológica regional, em particular em áreas com predomínio de litologias predominantemente psamíticas.

δ – Filões de rocha básica

Os filões de rocha básica ocorrem com maior frequência associados aos granitos biotítico-moscovíticos tardi- a pós-D₃, segundo duas orientações principais (N15° e N335°), quase sempre com espessura inferior a 1 m.

Nalguns locais em que se identificaram filões básicos também se reconheceu atividade extrativa, designadamente em Senhora das Fontes (Santa Eufémia), em Mortórios (Marialva) e em A do Cavalo (Moreira de Rei). Para além destes locais, reconheceram-se outros embora com menor atividade extrativa no granito de Lanchais e no granito de Moreira de Rei. A sul de Cótimos há referência a exploração relacionada com filões básicos instalados em migmatitos, da qual não se observam atualmente testemunhos, embora se reconheça filão básico cujo prolongamento intersecta a área referida em bibliografia.

As análises químicas efetuadas por Macedo (1988) indicam valores de SiO₂ inferiores a 45%. As análises modais realizadas pelo mesmo autor revelaram predomínio de labradorite e augite e em menor quantidade olivina e anfíbola.

Estas rochas revelam frequentemente fenómenos de disjunção esferoidal. As bolas esféricas são de pequena dimensão e relativamente frequentes nos filões básicos instalados em granitos.

Em filões com orientação N10°-15° foram estimadas idades de instalação pelo sistema K-Ar por Macedo (1988), que considerou com base nas datações uma idade média de 225 ± 15 Ma. O intervalo considerado integra o Triássico e tais intrusões hipabissais podem eventualmente relacionar-se com episódios prévios da abertura do Atlântico.

γII – Filões graníticos

Na área da Folha 15-C foram reconhecidos dois filões graníticos, sendo o mais extenso e com maior expressão geomorfológica o localizado a NE de Vale de Madeira. Outro filão granítico foi reconhecido a norte de Bogalhal Velho, provavelmente relacionado com o plutonito de Quinta Nova – Bogalhal. Ocorrem segundo uma direção E - W, sub-paralela ao plutonito de Quinta Nova/Bogalhal e ao granito de Pinhel, verticais. Ambos os filões são intrusivos nas unidades do Grupo do Douro.

As diferenças de competências relativamente ao encaixante tornam os diques graníticos salientes na topografia. A sua localização relaciona-os diretamente com os granitos limítrofes de Pinhel e de Quinta Nova/Bogalhal.

IV. GEODINÂMICA E TECTÓNICA *

A área territorial integrada na Folha de Pinhel insere-se no Terreno Ibérico da Cadeia Varisca e na unidade designada por Zona Centro Ibérica (ZCI). A ZCI corresponde à faixa axial da Cadeia Varisca e iniciou a sua estruturação no Proterozoico Superior a partir de processos relacionados com a formação de bacias sedimentares, deposição de sedimentos, subsidência, promovida e acentuada pela geração de sulcos em regime extensivo. Durante o período de deposição dos sedimentos que preencheram as bacias sedimentares, do final do Ediacárico até ao Câmbrico Médio, admite-se que o aprofundamento da bacia por subsidência em degraus (*hemi-grabens* relacionados com falhas normais associadas a fase extensional), tenha contribuído para a deposição progressiva e para o aumento da profundidade nas áreas centrais e nos níveis inferiores das bacias sedimentares.

A sequência sedimentar depositada nas áreas atualmente correspondentes ao Vale do Douro e Beira Alta foi objeto de estudo e descrição litoestratigráfica por Sousa (1982, 1983), que definiu uma unidade principal que designou por Grupo do Douro. O referido autor cartografou, caracterizou e formalizou seis formações (da mais antiga para mais moderna): Formação de Bateiras, Formação de Ervedosa do Douro, Formação de Rio Pinhão, Formação de Pinhão, Formação de Desejosa e Formação de S. Domingos. O mesmo autor assinalou a existência de semelhanças entre as formações de Ervedosa do Douro e de Pinhão. Entretanto, Silva e Ribeiro (1985) inferiram a existência de um carreamento sin-sedimentar, designado por carreamento da Senhora do Viso, que teria duplicado a sequência do Grupo do Douro. Os referidos autores salientaram a existência de semelhanças entre a Formação de Bateiras e a Formação de Rio Pinhão, para além das semelhanças já indicadas entre a Formação de Ervedosa do Douro e a Formação de Pinhão.

Na área da Folha de Pinhel não foi reconhecida a Formação de S. Domingos, sendo que no local do seu perfil-tipo sobram dúvidas sobre a sua inclusão na mesma sequência sedimentar das formações do Grupo do Douro e não noutra enquadramento eventualmente relacionado com a descida eustática global do nível médio do mar (NMM) no Câmbrico Superior (Algeo e Sestlavinsky, 1995) e que pode, também, ajudar a explicar o incremento de sedimentos progressivamente mais arenosos na parte terminal na Formação de Desejosa (ou sobre ela) como pode ser constatado, pontualmente, ao longo da estrada de Quintana da Ribeira para Ligares e Açoreira (Torre de Moncorvo).

A Formação de Desejosa também não foi reconhecida na área da Folha de Pinhel. A sua ocorrência parece estar circunscrita a norte da zona de cisalhamento de Huebra - Quinta de Boais, com possível continuidade para Penela da Beira.

No domínio xisto-grauváquico, entre a serra da Marofa e o plutonito de Quinta Nova/Bogalhal, Sousa (1989) diferenciou duas unidades. Uma unidade inferior que designou formação de Ponte de Chinchela (que equiparou à Formação de Bateiras) e uma unidade superior que denominou formação de Excomungada/Colmeal, equiparada pelo mesmo autor às Formações de Ervedosa do Douro, de Rio Pinhão e de Pinhão do Grupo do Douro.

Sobre o Grupo do Douro, e em ambiente litoral e ou de plataforma, depositaram-se

*C. Ângelo

os sedimentos arenosos e pelíticos no Ordovícico Inferior e Médio, que com subsidência e ou rejogo de blocos (eventualmente relacionados com acidentes anteriores) permitiram a deposição de sedimentos característicos de águas mais profundas. No Ordovícico Superior e no Silúrico o regime extensional tem novos impulsos, com novos episódios de sedimentação em bacias confinadas epicontinentais, marcados por instabilidade tectono-sedimentar, que com algumas oscilações favoreceram a deposição de areias finas, siltes e argilas e quantidades significativas de matéria orgânica, acompanhados por episódios vulcânicos que aproveitaram a fracturação da bacia.

Posteriormente, durante a etapa orogénica varisca a deformação, diacrónica, acompanhou a simetria da cadeia, distinguindo-se três fases principais de deformação dúctil (D_1 , D_2 e D_3) (Noronha *et al.*, 1979; Dias e Ribeiro, 1995). Estas fases compressivas foram responsáveis pelos dobramentos, foliações e lineações associadas, processos metamórficos e magmáticos. Na ZCI, na fase D_1 geraram-se dobras amplas com planos axiais verticais a sub-verticais (Diez Balda *et al.*, 1990) e clivagem xistenta S_1 de plano axial ou em leque e lineações de intersecção sub-horizontais. Na área da Folha 15-C não foram reconhecidas evidências inequívocas ao nível da deformação durante a fase D_2 , sendo o período temporal correspondente ao início dos processos anatéticos e metamórficos de grau intermédio a alto. A fase D_3 foi testemunhada por clivagem de crenulação, kinks ocasionais em terrenos de baixo grau metamórfico, cisalhamentos dúcteis-frágeis e, essencialmente, rochas ígneas e metamórficas, com foliações do tipo S em rochas ígneas e metamórficas de grau intermédio a alto e foliações de cisalhamento C e C' com sentidos de movimentos esquerdos e direitos.

A fase dúctil D_2 (345 - 335 Ma, Alcock *et al.*, 2015; Dallmeyer *et al.*, 1997) é genericamente associada à geração de grandes volumes de fundidos por anatexia crustal, que as condições de P-T e a continuidade do processo orogénico materializaram em rochas graníticas intimamente associadas a rochas metamórficas de alto grau (migmatitos) que ocupam áreas significativas na Folha 15-C. Outros autores (Rubio Pascual *et al.*, 2013) referem que nas zonas internas da ZCI a anatexia crustal decorreu entre 340 - 327 Ma.

O início da terceira fase de deformação varisca (D_3) não é tão consensual e tem motivado alguma controvérsia na ZCI, [também pela sobreposição com um episódio extensivo (Alcock *et al.*, 2015; Martínez Catalán *et al.*, 2014)], processos de migmatização, anatexia e instalação de granitos sinorogénicos, bem como pela deformação em níveis estruturais mais elevados.

Em síntese, o estádio convergente culminou com a colisão de blocos continentais e insulares e conseqüente sobre-espessamento, deformação, carreamentos e transcorrência. Nestes processos em níveis de crosta média, sob condições de alta temperatura e baixa a média pressão, ocorreram transformações que geraram processos metamórfico-magmáticos de que resultaram os cortejos de rochas metamórficas e de rochas ígneas, que dominam atualmente a superfície do território abrangido pela Folha de Pinhel.

As várias tipologias de rochas ígneas cartografadas foram agrupadas no decurso dos levantamentos de campo e em função das relações entre as diversas fácies. Cada agrupamento, função das características texturais e estruturais, foi enquadrado nos perí-

dos da fase D₃. Em conformidade com os agrupamentos das diversas fácies de granitoides foi associado o intervalo temporal da instalação/cristalização de cada tipo de rocha ígnea. A sequência de instalação/cristalização decorre e enquadra na generalidade de que consta da tabela 2, podendo resumir-se:

Sin-D₃: Granitos de duas micas anatóticos, peraluminosos;

Sin-D₃: Granitoides biotíticos ou essencialmente biotíticos com deformação variável;

Sin- a Tardi-D₃: Granitos biotíticos-moscovíticos com deformação fraca e concordantes com a estrutura regional;

Tardi-D₃: Rochas de composição intermédia e granitoides biotíticos ou essencialmente biotíticos, com deformação circunscrita ou não deformados;

Tardi- a pós-D₃: Granitos biotíticos, biotíticos-moscovíticos, moscovíticos-biotíticos, não concordantes com a estruturas regional.

No setor da ZCI em que se insere a Folha 15-C ocorrem granitos de duas micas associados a rochas metamórficas de grau médio a alto, em áreas mais vastas que no designado complexo anatótico de Figueira de Castelo Rodrigo - Lumbrales. Essas associações ocorrem nos setores de Valflor - Paipenela - Aveloso, Terrenho - Torre de Terrenho - Casteirão, Pala - Granja e a oeste da falha do Freixial até ao plutonito de Trancoso. Os litótipos têm sido datados através do sistema U-Pb, K-Ar, tendo sido reportadas estimativas de idades correspondentes ao período (pré a) sin-D₃ (Macedo, 1988, Fernández e Pereira, 2016/2017, Ferreira, 2020).

A última fase de deformação dúctil (D₃) é dominada por tectónica transcorrente, principalmente durante os períodos sin-D₃ (anatótico e pós-anatótico) e tardi-D₃. A faixa de movimentação mais estudada é a zona de cisalhamento de Juzbado - Penalva do Castelo, cujo movimento sinistrógiro e deslocamento decaquilométrico foi descrito por Iglésias e Ribeiro (1981a, b). Na faixa de deformação da ZCJPC, para além dos corredores de Penha de Águia e da ribeira do Cardal, foram reconhecidos corredores de cisalhamento intensos em Ervedosa - Quinta da Aldeia Rica e em Cogula - Ribeira do Freixo, também com movimentação esquerda. Ao longo da ZCJPC ocorrem diversos testemunhos de deformação dúctil, designadamente milonitos e filonitos e outros com pequeno ângulo entre superfícies C/S. No mesmo corredor de cisalhamento ocorrem brechas tectónicas, bem como cataclasitos que afetaram ortognaisses moscovíticos com idades U-Pb do período tardi-D₃, admitindo-se, nos cataclasitos, que correspondam à passagem a regime mais frágil no período tardi- a pós-D₃.

A tectónica transcorrente da ZCH e da ZCJPC, no setor a norte do alinhamento Marofa - Frechão, terá sido responsável pela subida do bloco anatótico de níveis intermédios da crosta para zonas mais superficiais (Ferreira *et al.*, 2020). Nele afloram fácies graníticas de duas micas com significativa heterogeneidade granular e evidências de deformação cisalhante restringidas às faixas de maior deformação das zonas de cisalhamento de Huebra - Quinta de Boais e de Juzbado - Penalva do Castelo (Fig. 64).

A sul do alinhamento Marofa - Frechão foram reconhecidas zonas de cisalhamento dúctil – frágil com orientação N60°W na área central da folha, com testemunhos milonitizados e planos C/S indicando movimentação direita.



Figura 64. Testemunhos de deformação em migmatitos na ZCJPC (SW de Vieiro).

Ainda a sul do referido alinhamento e na parte sul da folha reconheceram-se corredores de cisalhamento esquerdos, com desenvolvimento segundo $N90^{\circ} \pm 10^{\circ}$, sub-vertical para sul, com testemunhos de metamorfismo dinâmico, destacando-se a zona de cisalhamento entre a Quinta da Maçainhas - Quintã dos Bernardos - Pinhel - Valbom, com provável continuidade para Terras de Louro. Ainda no setor entre Póvoa do Concelho e Torres reconheceu-se um corredor de cisalhamento, com testemunhos milonitizados, sigmoides, brecha tectónica e filonitos. Neste caso, de leste para oeste verifica-se uma diminuição da inclinação da zona de cisalhamento até valores da ordem dos 45° para sul, bem visível no talude do IP2, já fora dos limites da Folha 15-C. O alinhamento deste corredor parece corresponder ao cisalhamento de Quintã de Bernardos - Pinhel - Valbom, interrompido pelos granitos tardi- D_3 (Souro Pires) e tardi- a pós- D_3 de Lanchais - Granja e rejeitado pela falha do Freixial e conjugadas da falha de Vale do Seixo (Fig. 65).

No setor sul, a intrusão de granitos ricos em biotite - granitos de Souro Pires e de Reigadinha - apagou as evidências de deformação cisalhante e de metamorfismo dinâmico.

No entanto, a fase transcorrente da Orogenia Varisca está bem registada nas mi-



Figura 65. Testemunhos de corredores de cisalhamento do setor sul de Pinhel (entre Quinta dos Bernardos e Valbom).

croestruturas das zonas de deformação mais intensa. Na área da Folha 15-C são vários os corredores de intensa deformação, estando mais bem estudado o que corresponde à ZCJPC. Este corredor ocupa uma faixa alargada, em que a maior deformação ocorre ao longo de alinhamento desde o limite leste da Folha, passando por Penha de Águia, Azêvo, Vieiro, Freixial, S. Pedro, Cabeço Saído, Tamanhos e Frechão. A faixa tem direção E - W desde a fronteira até oeste de Castelo Rodrigo. A leste de Penha de Águia inflete progressivamente para WSW até S45°W até ao rio Côa, continuando para oeste com a orientação S70°W a S65°W até Frechão. Na área do Freixial, o alinhamento da ZCJPC é rejeitado pela falha do Freixial. Imediatamente a sul dos corredores de cisalhamento referidos, a estrutura definida desde a serra da Marofa até Vieiro corresponde a um sinclínório com fecho a leste do Freixial.

Na vertente sul da serra da Marofa e do sinclínório (da Marofa - Vieiro) ocorrem vastas áreas de depósitos de vertente que ocultam grande parte dos contactos entre as unidades do Grupo do Douro e a Formação de Santa Justa. No entanto, em diversos afloramentos da Formação de Santa Justa, do lado sul da estrutura, foram também observados testemunhos de deformação dúctil, acompanhados por menor regularidade nas inclinações da formação da base do Ordovícico relativamente ao flanco norte.

No interior (área central) do sinclínório da Marofa-Vieiro, para além da ocorrência de metapelitos e filitos da Formação de Valongo e de quartzitos e metapsamopelitos com fragmentos da Formação de Sobrido, reconheceram-se quartzitos, filitos carbonosos, metaliditos e metagrauvaques do Silúrico.

Na área entre Penha de Águia e a Quinta da Póvoa a cartografia e os contactos entre as formações ordovícicas e silúricas revelam a presença de acidentes. A Formação de Sobrido está subjacente às litologias do Silúrico. No entanto, na área da ribeira do Vale

do Ancho, ambas as unidades revelam descida relativamente à Formação de Santa Justa (Ordovícico Inferior a Médio), não se tendo reconhecido pontualmente a Formação de Valongo e a Formação de Sobrido entre a Formação de Santa Justa e as litologias do Silúrico.

Adicionalmente, o posicionamento relativo entre a Formação de Santa Justa e as unidades a norte (filitos da formação de Ervedosa, micaxistos e migmatitos) revela que o bloco norte subiu relativamente à Formação de Santa Justa. A deslocação vertical, resultante de movimentação esquerda com componente de subida em baixo ângulo, do bloco anatético pode ter aproveitado anisotropia(s) pré-existente(s), eventualmente responsável(eis) pelo controlo e a descida do bloco (*hemi-graben*) para níveis mais profundos durante a fase extensional e, eventualmente, durante as fases orogénicas iniciais do ciclo varisco.

As espessuras das unidades do grupo do Douro, em particular a Formação da Desejosa (circunscrita a norte da ZC de Huebra - Quinta de Boais) no setor a leste da falha da Vilariça - Manteigas podem relacionar-se com a formação de *hemi-grabens*, com abatimentos escalonados/sucessivos para o centro da bacia.

Como referido antes, a orientação E-W da ZCJPC até Castelo Rodrigo (Reboredo-Quinta da Granja) com movimentação esquerda sofre inflexão progressiva para a esquerda até orientação S45°W. Adicionalmente, a cartografia mostra que desde a fronteira e até Castelo Rodrigo as formações ordovícicas são relativamente estreitas. Para oeste de Castelo Rodrigo a ZCJPC inflete para a esquerda, que também é o sentido do deslocamento direcional, verificando-se aumento significativo da largura da estrutura com as unidades ordovícicas e silúricas. Nas unidades internas da estrutura foram reconhecidos acidentes com descida das unidades centrais do sinclínio e também com o mesmo sentido do deslocamento direcional da ZCJPC. Ocorrem ainda falhas com movimento antitético relativamente ao corredor de máxima deformação e microestruturas que, conjuntamente, com o posicionamento relativo das unidades do Ordovícico e Silúrico parecem revelar a presença de uma bacia *pull-apart*, em flor negativa, correspondente pelo menos à área mais alargada do sinclínio da Marofa.

No trecho Penha de Águia - Quinta da Póvoa, a referida estrutura gerada sob translação promoveu o afastamento dos blocos em transcorrência e permitiu a acomodação por descida - flor negativa - dos níveis estratigráficos mais elevados da bacia paleozoica. No contexto da orogenia, a menor afetação metamórfica em termos de grau metamórfico das formações ordovícicas e silúricas pode ser consequência da sua descida durante e em concomitância com a ascensão do bloco anatético após o período sin-D₃. O abatimento do bloco da Marofa é incomparavelmente menor que a subida do bloco anatético, até pelo carácter regional e local de cada um deles e também por as estruturas em flor associadas à transcorrência se desenvolverem em níveis estruturais mais elevados.

A presença de rochas metamórficas de grau médio a alto, entre Prado Galego - Pala-Granja, sobrejacentes a granitos de duas micas sin-D₃ (idênticos aos do bloco a norte do alinhamento Marofa - Frechão), mas deformados e em corredores alongados E - W nas rochas metamórficas, bem como os granitoides biotíticos intrusivos sin-D₃, podem indicar uma evolução geodinâmica tão ou mais complexa que a que caracteriza o setor a norte do alinhamento Marofa - Frechão. Neste bloco sul ocorrem granitos de duas

micas (pré a) sin-D₃, deformados, granitoides biotíticos precoces (pré a) sin-D₃ cujas relações de campo parecem evidenciar que intruíram os granitos de duas micas e cuja ascensão também pode ter sido facilitada por cisalhamentos dúcteis esquerdos (Vale de Madeira - Pinhel - Valbom), provavelmente no período sin-D₃.

Adicionalmente, a presença das referidas zonas de cisalhamento de Vale de Madeira - Pinhel - Valbom, apagadas por granitoides tardi-D₃ e tardi- a pós-D₃, mas com possível continuidade para oeste, entre a Póvoa do Concelho e Torres, e a ZCJPC mostram uma configuração em planta que pode corresponder a uma megaestrutura do mesmo tipo do bloco (“menor”) da Marofa. Neste caso, a presença de litologias metamórficas de baixo grau entre a Marofa e Pinhel, com continuidade para oeste, entre duas áreas de maior grau metamórfico pode ter resultado de processos internos do mesmo tipo. Algumas especificidades dos plutonitos da Quinta Nova - Bogalhal como as foliações com tramas S e C indicando movimento direito, as orientações das diaclases e a configuração do próprio plutonito, parecem encerrar uma evolução geodinâmica complexa.

A faixa correspondente à ZCJPC prolonga-se desde a fronteira até Frechão (a sul de Trancoso). Para oeste de Frechão a ZC foi apagada pelos granitos tardi- a pós-D₃.

A sul, a zona de cisalhamento de Quinta das Maçainhas - Quintã de Bernardos - Pinhel Valbom com provável prolongamento para Terras de Louro é cortada pelos granitos tardi-D₃ (granito de Souro Pires) e tardi- a pós D₃ (granitos de Lanchais e da Granja - Quinta da Moita). No entanto, para oeste foram reconhecidos corredores de cisalhamento esquerdos, salientando-se o que se localiza a norte de Póvoa do Concelho - Penedo da Vila - Torres (ZCPCT), que parece corresponder ao prolongamento do corredor de metamorfismo dinâmico de Quintã de Bernardos - Pinhel - Valbom.

No setor SW da Folha 15-C, ambas as zonas de cisalhamento afetaram todas as rochas metamórficas e ígneas, com exceção dos granitos tardi-D₃ e tardi- a pós-D₃. As duas zonas de cisalhamento, no limite da Folha estão separadas por cerca de 1200 m.

A presença das duas zonas de cisalhamento (ZCJPC e ZCPCT) estão bem evidenciadas na área de Chafariz do Vento e em talude do IP2, respetivamente (Fig. 66).

Durante o período tardi- a pós-D₃, na transição dúctil - frágil, por reativação de estruturas anteriores ou geração de novas fraturas, instalaram-se novos grupos de granitoides, claramente estrangidos por alinhamentos NNE-SSW (orientação da falha da Vila-riça - Manteigas). Estes granitoides discordantes relativamente à estrutura regional têm como características principais uma relativa prevalência da biotite relativamente à moscovite nos termos menos diferenciados, valores CaO superiores a 1%, tendência para o porfiróidismo. No entanto, neste grupo também ocorrem granitoides com predomínio de moscovite relativamente à biotite que correspondem a massas mais diferenciadas, na periferia do maciço, ou pequenos stocks instalados nos últimos impulsos magmáticos através de alinhamentos e fraturas, como parece revelar a sua configuração.

A evolução durante o Mesozoico na área da Folha não deixou testemunhos, eventualmente com exceção de alguns filões de rochas básicas de orientação N10°-15°. Em conformidade, as unidades litológicas eventualmente existentes foram removidas pela erosão, que promoveu a exposição de zonas mais profundas da crosta.

No Cenozoico, como consequência da convergência entre a Eurásia e África, ocorreu

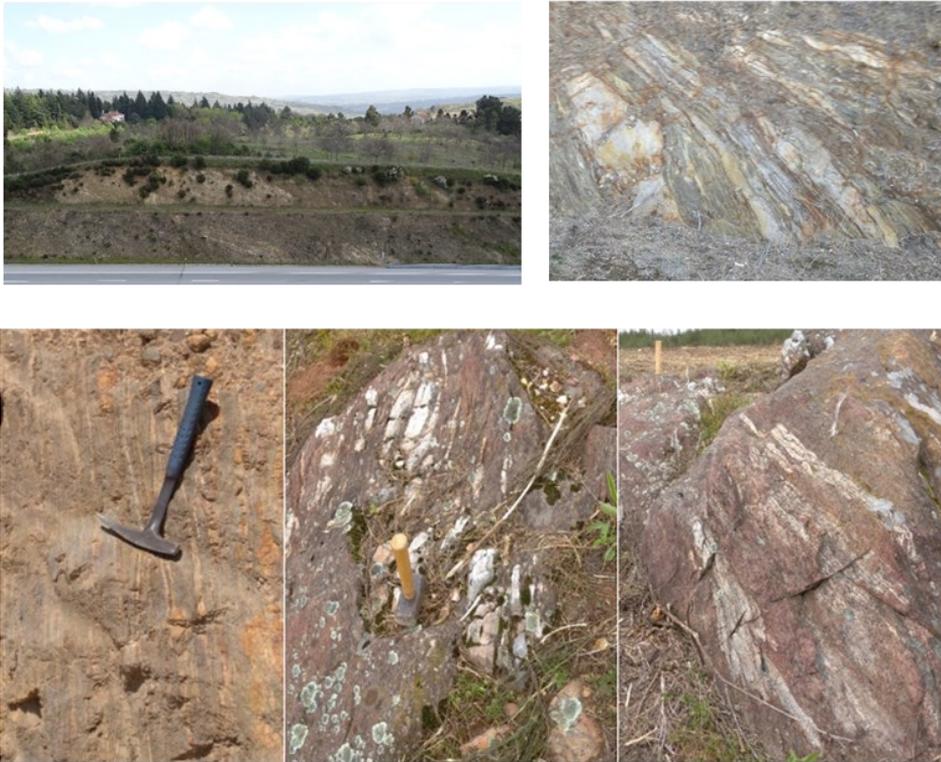


Figura 66. A presença das duas zonas de cisalhamento (ZCJPC e ZCPCT) estão bem evidenciadas na área de Chafariz do Vento - Frechão e em talude do IP2. A ZC Póvoa do Concelho – Penedo da Vila Torres inclina cerca de 45° para sul, enquanto na ZCJPC entre Chafariz do Vento e Frechão a foliação milonítica é vertical.

a reativação de estruturas variscas, testemunhada pelo levantamento do Maciço Hespérico bem evidenciado na cordilheira central a separar a meseta norte da meseta sul. A estruturação decorrente de processos pós-variscos promoveu para além dos levantamentos os abatimentos testemunhados pelas novas depressões, bem representados pelo fosso NE-SW correspondente à bacia cenozoica do Douro.

Na meseta norte e como consequência dos processos erosivos e da estruturação da bacia cenozoica do Douro, depositaram-se sedimentos em continuidade espacial até território português na área de Nave de Haver. Na área interessada à Folha de Pinhel ocorrem pequenos depósitos continentais na zona de Coriscada - Gateira - Barreira, em bloco marginal da meseta com continuidade com o *graben* associado a ramos de falhas com orientação da falha da Vilariça - Manteigas, isolados da bacia cenozoica do Douro. Atendendo à sua posição é admissível a sua relação com a formação de Vilariça, depositada em fosso tectónico, que lhe conferiu proteção relativamente aos agentes da geodinâmica externa. Os depósitos arcósicos que ocorrem na Folha de Pinhel para além de indicarem processos sedimentares cenozoicos também informam sobre o prolongamento do fosso tectónico da Vilariça para sul, embora a cotas mais elevadas, consequência da competência das litologias interessadas e da estruturação varisca e pós-varisca deste

setor da ZCI. Os depósitos areno-conglomeráticos de Santa Comba, Barreira, Gateira e Coriscada indiciam os deslocamentos tectónicos que originaram o *graben* da Vilariça e o seu prolongamento para sul, permitindo mesmo em zonas de cotas mais altas alguma preservação.

A natureza dos depósitos continentais paleogénicos, na área da Folha, revela que as massas granitóides geradas na crosta média já estavam expostas e sujeitas aos processos erosivos continentais desde, pelo menos, o início do Cenozoico.

A partir do Miocénico Médio ocorre novo rejuvenescimento do relevo, com o levantamento da designada Cordilheira Central. Posteriores reativações estão registadas pelos depósitos continentais remanescentes na zona de Figueira de Castelo Rodrigo, relacionados com o desmantelamento de relevos de resistência que a orografia atual testemunha, como na serra da Marofa, onde o desmantelamento continua ativo como os depósitos de vertente referenciados ao longo do alinhamento Marofa - S. Pedro - Tamanhos confirmam. A extensão das coberturas dos depósitos correspondentes à formação de Aveleda na área de Figueira de Castelo Rodrigo, para norte (Granja) e para sul (Devesa) dos relevos residuais da Marofa não parecem indicar que o balanceamento (basculamento) da superfície da Meseta para norte tenha ocorrido antes do final da sua deposição. Birot (1949) baseando-se na distribuição dos derrames no sopé da Marofa, considerou que o balanceamento é posterior à sua deposição. Esse basculamento tem sido associado ao início da drenagem para o Douro atual.

A diferença altimétrica entre a terminação da meseta e os planaltos centrais tem sido atribuída a causas tectónicas, designadamente à atividade da falha da Vilariça - Manteigas. De facto, o degrau geomorfológico sendo tectónico pode (ou não) ter sido ampliado devido à atividade (neo)tectónica da falha da Vilariça - Manteigas. Na área da Folha de Pinhel não foram encontradas evidências de atividade neotectónica em nenhum dos ramos principais das falhas com orientação tardi-varisca. No entanto, mais a norte foram indicadas evidências de atividade durante o Quaternário (Cabral, 1985) com registos em sedimentos recentes, designadamente terraços fluviais rejeitados e desvios de linhas de água. Recentemente, Rockwell *et al.* (2008) na Quinta de Vale Meão registaram evidências de ruturas da falha da Vilariça em sedimentos quaternários, datados do final do Pleistocénico.

Os estudos de Cabral (1995) e de Santos *et al.* (2000) mostraram que a atividade, da falha da Vilariça - Manteigas e congéneres tardi-variscas, iniciou-se ainda no Paleozoico e definiu *grabens* com patamares diferenciados. Na Folha de Pinhel, em concreto, na área entre A dos Ferreiros e o Ameal verifica-se continuidade de litótipos do complexo anatótico do patamar inferior da meseta para o planalto central (Trancoso - Moreira de Rei - Paipenela), com cotas diferenciais que sublinham o degrau geomorfológico entre a meseta e o planalto de Trancoso - Paipenela, com erosão dos terrenos metamórficos migmatíticos e outros sobrejacentes, tendo deixado testemunhos desses processos entre Coriscada e Santa Comba. Neste setor a área de Moitas - Valcovo denota algumas particularidades geomorfológicas que podem relacionar-se com zonas de fraqueza resultantes da tectónica varisca.

A reorganização da drenagem para o rio Douro e também para o rio Mondego durante o Pleistocénico e Holocénico tem desmantelado, erodido e rebaixado os terrenos, cujas

evidências mais recentes são testemunhadas pelos depósitos de vertente, processos de sobreimposição, capturas de linhas de água, regressão fluvial, preservação de pequenos terraços fluviais e aluviões e coluviões pouco evoluídos.

V. GEOMORFOLOGIA *

Na área abrangida pela Folha 15-C distinguem-se aspetos geomorfológicos que relacionam diretamente as características litológicas com a tectónica que, sob ação dos agentes externos promoveram diferenciações erosivas e definiram novos elementos de relevo e a reorganização da rede de drenagem para novos níveis de base locais e geral.

As formas do relevo, construídas nas rochas atualmente aflorantes, foram condicionadas pela tectónica varisca, competência litológica e alterabilidade ao longo do processo erosivo durante todo o Mesozoico. No final do Mesozoico o relevo na região deveria corresponder a uma extensa peneplanície – superfície de aplanamento – que se prolongaria desde Salamanca, em Espanha, até Portugal. A idade máxima da superfície de aplanamento - superfície fundamental da Meseta - tem sido atribuída ao Turoniano.

A evolução prosseguiu durante a passagem do Mesozoico para o Cenozoico, no qual ocorreram novos impulsos resultantes da tectónica alpina. Os traços geomorfológicos mais antigos reconhecidos são atribuídos ao Oligocénico, cuja evolução foi marcada por processos internos promotores de levantamentos, dando origem a relevos que, atuados por processos externos, sofreram ablação. O desmantelamento dos relevos paleogénicos contribuiu para a colmatação das depressões entretanto formadas. Essas colmatações iniciaram-se por depósitos mais grosseiros, que com o rebaixamento do relevo se tornaram sucessivamente mais finos. A superfície de aplanamento foi definida com a deposição dos sedimentos arcósicos na bacia do Douro, que na área abrangida pela Folha de Pinhel estão representados pela formação de Vilaríça.

A evolução morfológica da meseta sofreu, a partir do Miocénico Médio, novos processos de reformação e desmantelamento do relevo.

No final do Pliocénico, novas fases alpinas induziram novos processos tectónicos e novos rejuvenescimentos do relevo, bem como novas diferenciações cujos traços gerais constituem a atual geomorfologia desta parte da meseta, com incremento dos processos erosivos também promovidos por balanceamentos do Maciço Hespérico que reorganizaram a drenagem, com novos níveis de base e carácter exorreico.

Da conjugação dos processos internos e externos definiram-se os atuais elementos do relevo, marcados por um aplanamento para leste do limite da Folha de Pinhel. Desse limite, para oeste, sobressai o relevo residual da Marofa que resistiu (parcialmente) ao arrasamento generalizado. Nas áreas de menor resistência, marcadas por afloramentos de litologias mais suscetíveis à meteorização e ou com maior fracturação tectónica, a degradação da superfície da meseta é mais acentuada. Ainda assim, ocorrem alguns retalhos bem conservados, essencialmente em granitos, que se prolongam de forma contínua ou por patamares progressivamente rebaixados até ao sistema de falhas tardi-variscas de orientação $N20^{\circ}E \pm 5^{\circ}$ que delimitam a superfície da meseta do bordo leste

*C. Ângelo

dos planaltos centrais, segundo uma orientação aproximadamente meridiana entre Marialva, a norte, e Chafariz do Vento, a sul.

Para leste do sistema de falhas com orientação Vilaríça estão conservados retalhos da superfície da meseta em que as litologias condicionam os processos erosivos, nuns casos originando uma rede de drenagem cavada e entalhada, noutros mantendo relevos residuais. Neste setor limite da meseta, a superfície inclina para norte com pendor demasiado elevado para representar a inclinação de uma peneplanície (Biro, 1946). Nesta parte da meseta, os processos exógenos originaram, em litologias favoráveis, as formas de dissecção características, com vales relativamente largos nos cursos de água mais importantes (rio Coa, ribeiras das Cabras, da Pega, do Porquinho, de Massueime, do Freixo e de Marialva). A inexistência de formas de relevo abruptas sugere caudais fracos e ou intermitentes, bem como litologias desfavoráveis que promovem a arenização e contrariam o aprofundamento do encaixe. Nos casos da ribeira de Massueime e do rio Coa o atravessamento de litologias mais competentes e menos suscetíveis à meteorização, na faixa de deformação da ZCJPC, originaram troços com vales mais encaixados e com vertentes abruptas, com maior resistência à erosão mecânica que a fracturação pode ter facilitado. Estas exceções, ao modelado relativamente suave, em alguns troços da ribeira de Massueime e do rio Côa, cuja maior incisão pode também resultar do incremento da erosão regressiva associada ao rebaixamento dos níveis de base locais no rio Douro.

O rio Côa, na área abrangida pela Folha 15-C, venceu todos os constrangimentos litológicos impostos essencialmente por granitoides e bancadas quartzíticas. Noutros casos, o seu traçado adaptou-se à estrutura geral do domínio xisto-grauváquico, entre Cinco Vilas e Ponte Velha ou à tectónica/competências litológicas diferenciadas no contacto abrupto entre o granito da Quinta Nova e o Grupo do Douro, como no troço entre o Castelo de Monforte e a sua afluente ribeira das Cabras e inflexão para norte aproveitando a fratura norteada.

O padrão geral da geomorfologia é alterado e condicionado pelo alinhamento Marofa - Frechão e, como tal, intimamente relacionado com os testemunhos litológicos da tectónica transcorrente. O alinhamento corresponde a um interflúvio resultante de litologias mais resistentes à meteorização (bancadas quartzíticas, filões e massas de quartzo, ortognaisses moscovíticos, cataclasitos, milonitos e brechas tectónicas) que estruturam alguns cabeços alongados desde o alto da Marofa (976 m) até Frechão que, com exceção dos entalhes sobrepostos pelo rio Côa e pela ribeira de Massueime, separa a bacia hidrográfica do Mondego da do Douro. Os entalhes resultantes da erosão regressiva em litologias fraturadas devem ter ocorrido durante o Pleistocénico.

Este alinhamento parece ser responsável pela configuração atual do rio Mondego, que ao contrário do rio Côa e da ribeira de Massueime não se impôs à litologia, tendo invertido o sentido de escoamento a norte de Celorico da Beira.

O contacto entre a superfície da meseta e os planaltos centrais é tectónico, associado à falha da Vilaríça - Manteigas e sistemas paralelos, através de degraus intermédios, sendo o desnível global de cerca de 300 m entre o bloco planáltico e o bloco abatido da meseta, cuja menor altitude ocorre no alinhamento da falha da Vilaríça - Manteigas até ao paralelo de A dos Ferreiros e para sul entre Moitas e Avelal. Do lado oeste do referido

alinhamento, o desnível para o planalto de Trancoso - Paipenela é de cerca de 300 m, condicionado pelas fraturas de Devesa - Rabaçal - Ameal, Marialva - Valdujo - Chafariz do Vento, Carvalhal - Moreira de Rei - Trancoso e da Ribeira da Teja. Neste setor planáltico a rede hidrográfica mostra paralelismo no traçado retilíneo, marcado pela orientação das fraturas, por vezes com colos divergentes (Castaíde), que não permitem a evolução da rede hidrográfica como na ribeira da Teja (Ferreira, 1978).

As presenças de pequenos depósitos fluviais suspensos em tributários da atual ribeira de Massueime podem enquadrar as mais recentes evoluções da drenagem fluvial. Nas encostas dos troços do alinhamento Marofa - Frechão a maior fracturação (filões e massas de quartzo e bancadas de quartzitos) e a maior sensibilidade à erosão mecânica promoveram o seu desmantelamento e a cobertura das vertentes por cascalheiras angulosas de quartzo e pequenos blocos de quartzito.

Finalmente, ainda no que respeita às diferenças de dureza das rochas, a análise dos perfis longitudinais dos rios mais importantes permitiu verificar que os xistos e grauvaques na fácies dos xistos verdes comportam-se sempre como rochas brandas relativamente aos granitos, pelo menos nas atuais condições climáticas e dos tempos geológicos mais recentes. Um bom exemplo é visível no contacto entre o Granito da Quinta Nova entre Castelo de Monforte e o Bogalhal em que a altura do abrupto podendo relacionar-se com a tectónica deve-se também à erosão diferencial.

VI. HIDROGEOLOGIA *

Hidrografia

A região abrangida pela Folha 15-C Pinhel insere-se na bacia hidrográfica do rio Douro, maioritariamente na sub-bacia hidrográfica do rio Côa. O canto inferior esquerdo desta folha (concelho de Trancoso) integra-se na bacia hidrográfica do Mondego.

Os principais cursos de água na área da folha são o rio Côa e o seu afluente, a ribeira de Massueime.

A rede de drenagem está condicionada ao relevo da região e evidencia um forte controlo estrutural, apresentando vales profundos e encaixados, trechos retos e alinhamentos segundo as direções principais da fracturação NNE-SSW, NNW-SSE, NE-SW e WNW-ESE.

Na região, os vários ramos da Falha da Vilarça com a direção NNE-SSW, condicionam o traçado das ribeiras de Massueime e Teja aos quais se encontram associadas nascentes de águas sulfúreas.

A partir dos caudais médios diários e mensais da rede hidrométrica, disponibilizados no Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos (SNIRH), para as estações hidrométricas Vale Trevo (R.E.) [08O/01H] e Ponte Figueira (R.E.) [09O/02H], verifica-se que a ribeira de Massueime e a ribeira das Cabras apresentam escoamentos superficiais muito irregulares e um escoamento médio anual de 200 mm. O regime fluvial destas ribeiras e suas tributárias, é pluvial, ocorrendo escoamento durante os períodos de chu-

*A. P. Pereira, A. Ferreira, M. R. Costa

va e apresentando longos períodos de caudal nulo entre junho e outubro.

Climatologia e recursos hídricos

Para a caracterização climatológica recorreu-se à carta de isoietas de precipitação anual e à Carta de evapotranspiração anual produzidas pelo Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA), I.P., em 2017 para o LNEG (valores médios no período 1971-2000) e à precipitação média mensal disponibilizada na rede meteorológica do Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos (SNIRH).

A precipitação média anual obtida por interpolação da carta de isoietas de precipitação anual (IPMA, I.P., 2017) varia entre 544 e 937 mm com uma média anual ponderada de 630 mm.

Na maior parte da área da Folha (cerca de 75%) a precipitação é inferior a 650 mm. Os valores superiores a 800 mm verificam-se nas zonas de maior altitude, nomeadamente na Serra da Marofa e nas zonas montanhosas do concelho de Trancoso.

A partir dos registos da precipitação média mensal em 6 estações da rede meteorológica disponíveis no SNIRH, constata-se que a precipitação ocorre ao longo de todo o ano, concentrando-se o período húmido nos meses de outubro a maio, com cerca de 86% da precipitação anual. Os meses de julho e agosto são os mais secos com uma média mensal de 12 mm.

Quanto à evapotranspiração utilizaram-se os valores médios anuais de evapotranspiração de referência (ET₀) no período 1971-2000 constantes na Carta de evapotranspiração anual do IPMA (2017a). A ET₀ representa a água que se perde numa superfície de referência e na região da Folha, que aumenta de SE para NW, varia entre 799 e 870 mm, sendo a média anual ponderada de cerca de 835 mm.

Na ausência de estações da rede meteorológica do SNIRH com dados de evapotranspiração, ou temperatura na região, o cálculo do balanço hidrológico mensal ao nível do solo, pelo método de Thornthwaite e Mather (1955), foi efetuado com os valores de evapotranspiração potencial mensal (ETP) da estação de Pinhel (período 1936 a 1960), publicados por Mendes e Bettencourt (1980) e com os valores médios mensais de precipitação para a área de drenagem da ribeira das Cabras e ribeira de Massueime (tabela 5 e figura 63). De acordo com este balanço, para uma capacidade de campo utilizável de 100 mm, a evapotranspiração real anual (ETR) é de 435 mm e os valores anuais de défice hídrico (D) e excedente hídrico (S) são de 435 e 227 mm, respetivamente. (Tab. 5 e Fig. 67).

A partir da interpolação das cartas de precipitação e de ET₀ do IPMA (2017a e 2017b) é possível aferir que 93% da região é deficitária em recursos hídricos.

Tendo em conta os valores do balanço hidrológico e os valores de escoamento médio anual (200 mm) das ribeiras de Massueime e das Cabras, a recarga média anual será de 27 mm o que corresponde a uma taxa de infiltração de cerca de 4%. Este valor é concordante com os valores de recarga de 5% a 10% propostos para a bacia do Corgo por Alençõo *et al.* (2000).

Tabela 5. Balanço hidrológico sequencial mensal ao nível do solo para a área drenada pela ribeira de Massueime e ribeira das Cabras.

	P	ETP	P-ETP	PA	AS	Sso	ETR	D	S
Jan	87	15	72	0	100	0	15	0	72
Fev	75	15	60	0	100	0	15	0	60
Mar	55	30	25	0	100	0	30	0	25
Abr	59	53	6	0	100	0	53	0	6
Mai	55	67	-12	-12	89	-11	66	1	0
Jun	32	106	-74	-86	42	-46	78	28	0
Jul	12	131	-119	-205	13	-29	41	90	0
Ago	11	119	-108	-313	4	-8	20	99	0
Set	33	86	-53	-366	3	-2	35	51	0
Out	72	47	25	0	27	25	47	0	0
Nov	82	22	60	0	87	60	22	0	0
Dez	89	13	76	0	100	13	13	0	63
Anual	662	704					435	269	227

P – Precipitação; ETP - Evapotranspiração potencial mensal; PA -perda potencial de água acumulada desde o início do período seco; AS - Água armazenada no solo; Sso - Variação de água no solo; ETR - Evapotranspiração real mensal; D - Défice hídrico; S - Excedente hídrico.

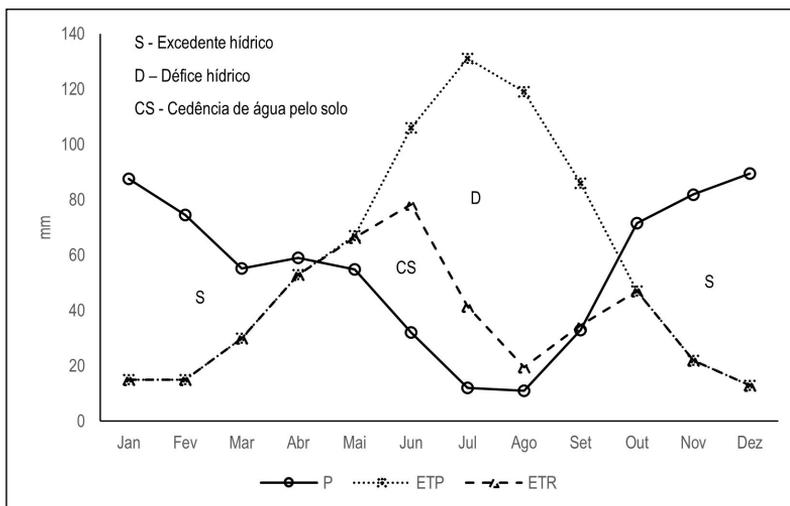


Figura 67. Balanço hidrológico sequencial mensal ao nível do solo

Aptidão Aquífera das Unidades Geológicas

A informação sobre produtividade aquífera das unidades geológicas baseia-se no inventário de pontos de água efetuado pelo LNEG durante o período de seca extrema em 2022. As captações são, quase exclusivamente, do tipo nascente, mina ou poço, pelo que apenas se podem caracterizar os aquíferos sub-superficiais.

O nível de água medido em poços nas diversas litologias situa-se perto da superfície, entre 1 e 5 m de profundidade, com uma mediana de 2 m de profundidade. Nos furos, apenas há medição do nível de água no furo de Luzelos que se encontrava a 19,1 m de profundidade em relação à boca do furo, em 12 de outubro de 2022.

Para a análise do comportamento hidrogeológico e de acordo com Almeida *et al.* (2000) agruparam-se as unidades geológicas nas seguintes unidades hidrogeológicas: depósitos sedimentares, rochas metamórficas e granitoides.

Depósitos Sedimentares

Os depósitos sedimentares cenozoicos com expressão cartográfica na região, compreendem à formação de Aveleda, formação de Vilaríça, depósitos de vertente, terraços fluviais e aluviões. Estes depósitos estão sobrejacentes a granitoides e rochas metamórficas, formando manchas descontínuas, disseminadas por toda a área da folha. São depósitos geralmente com espessuras reduzidas, excetuando os depósitos sedimentares da formação de Aveleda que são os mais espessos, mas geralmente não ultrapassam as dezenas de metros. Em geral, os depósitos sedimentares têm matriz silto-argilosa o que lhes confere uma baixa permeabilidade. Os aquíferos instalados nestes depósitos são do tipo poroso com baixa aptidão aquífera e produtividades reduzidas. Têm, contudo, importância hidrogeológica, pois permitem uma lenta percolação gravítica da água de infiltração que acaba por recarregar diferidamente as formações aquíferas subjacentes e desempenham um papel relevante na proteção da qualidade da água.

Os aquíferos associados aos depósitos aluvionares estão em ligação hidráulica com as linhas de água e o nível freático encontra-se próximo da superfície.

Rochas metamórficas

Dentro do grupo das rochas metamórficas, as litologias presentes na área da Folha são principalmente migmatitos, ortognaisses, filitos, micaxistos, metagrauvaques e quartzitos. Estas litologias correspondem a um meio heterogéneo de carácter fissural, onde a circulação da água se faz através de fraturas, fissuras e planos de estratificação. Apresentam, frequentemente, capacidade de armazenamento, condutividade hidráulica e produtividades baixas.

Neste contexto hidrogeológico desfavorável é de destacar, pela positiva, os quartzitos, que afloram nos flancos do sinclinal da Marofa, em particular as bancadas quartzíticas que por estarem intensamente fraturadas constituem áreas preferenciais de infiltração e de recarga de aquíferos. É prova disso a existência, na envolvente de quartzitos, de nascentes com carácter permanente e com caudais instantâneos ligeiramente superiores à média das rochas metamórficas, o que leva a admitir que a água que percola nos quartzitos recarrega os aquíferos das litologias contíguas e incrementa ligeiramente a produtividade das nascentes. Estará nessa situação a nascente em Freixeda do Torrão com caudal de 0,05 L/s.

Encontram-se ainda nascentes associadas a quartzitos com caudais razoáveis, sendo de destacar as nascentes do Colmeal (antigas origens do abastecimento público a Pinhel) que atualmente abastecem os fontanários de Pinhel e Quinta Nova.

Nas rochas metamórficas os caudais instantâneos medidos em nascentes oscilam entre 0,02 L/s e 0,2 L/s, sendo o caudal médio de 0,04 L/s.

Apesar da escassez de dados de produtividade consideram-se os quartzitos e os migmatitos, as litologias com a melhor aptidão aquífera dentro das rochas metamórficas.

Granitoides

Os granitoides, que ocupam cerca de 65% da área da folha, correspondem a um meio frequentemente fraturado, com permeabilidade fissural, processando-se a circulação da água através de descontinuidades das rochas. Nas zonas de alteração do maciço granítico desenvolve-se um aquífero do tipo poroso, em conexão hidráulica com o aquífero fissurado subjacente. As zonas mais arenizadas facilitam os processos de infiltração da chuva, favorecem a alimentação de captações de água (poços, galerias de mina e nascentes), bem como a recarga diferida dos aquíferos fissurados subjacentes.

A produtividade dos granitoides está diretamente relacionada com a densidade da rede de fraturas, falhas e diaclases, originando caudais muito variáveis, mas em regra é baixa. A presença de filões, em particular os filões e filonetes de quartzo, contribui, em regra, para uma maior infiltração e armazenamento de águas subterrâneas e, conseqüentemente, para o aumento da produtividade das captações (Pereira e Almeida, 1997).

Na região, regista-se um grande número de nascentes e poços que secam entre junho e setembro. As nascentes com maior caudal encontram-se geralmente associadas a falhas, cisalhamentos e filões de quartzo.

Os caudais instantâneos medidos em nascentes variam entre 0,001 L/s e 0,3 L/s, sendo o caudal médio de 0,1 L/s. Destacam-se dentro deste grupo, a nascente em Vale do Seixo e a mina da Serra da Prata (íntegra o sistema de abastecimento público do concelho de Trancoso) com caudais instantâneos de cerca de 0,3 L/s e em Pinhel a Fonte do Bispo com caudal instantâneo de cerca de 0,2 L/s.

Hidroquímica

A caracterização hidroquímica das águas subterrâneas teve por base a determinação de parâmetros *in situ* no momento da amostragem (junho a outubro de 2022) e as análises físico-químicas de 33 nascentes, 6 poços e 3 furos realizadas pelo Laboratório de Hidroquímica da UCTM do LNEG.

Não foi possível efetuar a amostragem de águas subterrâneas em todas as litologias, contudo a amostragem efetuada é suficiente para uma caracterização físico-química aproximada e para a identificação de variações na composição química da água entre rochas metamórficas e granitoides.

Com o intuito de efetuar a caracterização hidrogeoquímica das águas da região, sem influência de contaminação antropogénica, foram excluídas as águas com teores de nitrato superior a 10 mg/L. Por esta razão foram excluídas 12 análises físico-químicas, num universo de 42. A tabela 6 apresenta a síntese estatística dos resultados analíticos de 14 águas de rochas metassedimentares e 16 águas de granitoides.

Tabela 6. Síntese estatística descritiva das análises químicas das águas subterrâneas, com teores de nitrato inferior a 10 mg/L.

	Granitoides								Rochas Metamórficas							
	Máx .	Mi n.	Mé- dia	Medi- ana	1º quar	3º quat	Desv. Pa-	Nº Amostras	Máx .	Mi n.	Mé- dia	Medi- ana	1º quar	3º qua	Desv. Pa-	Nº Amostr
pH	7,6	5,4	6,1	6,0	5,8	6,3	0,6	16	7,7	5,4	6,5	6,3	6,0	6,8	0,7	14
CE (20°C $\mu\text{S}/\text{cm}$)	171	24	73	45	42	108	47	16	450	35	138	103	63	160	110	14
RS a 180°C (mg/L)	120	23	57	49	35	77	28	16	316	29	104	83	44	128	77	14
Du- reza (mg/L CaCO_3)	36	3	14	8	7	23	10	16	110	6	37	28	18	39	31	14
Alcal. (mg/L CaCO_3)	48	4	16	13	9	20	11	16	116	4	31	23	10	33	31	14
Min. Total	149	25	67	57	41	94	34	16	432	32	131	97	53	151	107	14
SiO_2	45,2	0,7	17,6	16,2	9,7	23,1	11,3	16	43,4	4,0	20,7	20,5	10,7	27,	11,9	14
NO_2^-								0	0,01	0,0	0,01	0,01	0,01	0,0	0,00	1
Cl^-	34,6	2,9	9,0	4,8	4,3	8,6	8,7	16	19,5	4,4	8,8	7,5	6,4	10,	4,0	14
SO_4^{2-}	15,9	0,4	3,6	1,8	0,8	5,9	4,2	14	51,8	0,6	15,4	11,7	4,0	22,	14,8	14
HCO_3^-	58,1	4,6	19,9	16,0	11,3	24,5	12,9	16	233,	5,7	53,8	30,7	17,8	45,	61,8	14
NO_3^-	7,1	0,5	3,2	2,6	1,8	3,7	2,1	13	10,0	0,1	5,0	4,7	3,3	6,1	3,1	9
F ⁻	0,4	0,1	0,2	0,1	0,1	0,3	0,1	8	2,0	0,1	0,5	0,3	0,2	0,3	0,6	8
Na^+	22,3	3,2	9,3	6,9	5,4	13,4	5,3	16	28,4	3,6	11,2	9,7	4,8	15,	7,0	14
K^+	1,7	0,2	0,6	0,4	0,3	0,9	0,4	16	2,8	0,2	1,2	1,0	0,4	1,7	0,9	14
Ca^{2+}	10,2	0,8	3,6	2,2	1,6	5,5	2,9	16	50,4	1,4	10,0	5,5	2,7	8,0	12,7	14
Mg^{2+}	3,3	0,3	1,2	0,7	0,6	1,5	0,9	16	18,3	0,7	6,1	4,2	2,8	7,2	5,3	14
AsT	18,4	0,8	5,6	1,8	1,2	8,0	6,0	7	51,3	0,6	10,0	3,6	1,7	8,7	15,9	8
Cu^{2+}	1090	94	592	592	343	841	498	2	42,0	2,9	26,7	31,0	22,5	35,3	14,5	4
FeT	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,01	3	3,9	0,1	1,3	0,1	0,1	2,0	1,8	3
Li^+	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	1	0,1	0,03	0,1	0,04	0,03	0,1	0,03	7
Mn^{2+}	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	1	0,4	0,1	0,3	0,3	0,2	0,4	0,1	3
Ni^{2+}								0	8,7	2,7	6,4	7,8	5,2	8,3	2,7	3
Sr^{2+}	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	1	193,0	0,1	96,5	96,5	48,3	144,8	96,5	2
Zn^{2+}	590,0	15,0	121,3	28,0	21,0	87,0	195,6	7	88,0	15,0	41,8	39,5	24,0	53,5	22,3	10

Os parâmetros físico-químicos que mais se diferenciam nos dois grupos são a condutividade elétrica, a dureza, a alcalinidade e a mineralização total.

Verifica-se que, em termos gerais, as águas subterrâneas na região têm condutividade elétrica inferior a 450 $\mu\text{S}/\text{cm}$, o pH varia entre 5,4 e 7,7, a dureza oscila entre 3 e 110 mg/L de

CaCO₃ e a mineralização total encontra-se entre 25 e 432 mg/L. O bicarbonato e o sódio são os iões dominantes em 63% das águas.

As águas dos granitoides são fracamente mineralizadas (mineralização total média de 67 mg/L) e macias (dureza média de 14 mg/L de CaCO₃), com alcalinidade média de 16 mg/L de CaCO₃ e pH médio igual a 6,1.

As águas provenientes das rochas metamórficas são, em regra, as que apresentam maior mineralização (mineralização total média de 130 mg/L), dureza média de 37 mg/L de CaCO₃, alcalinidade média de 31 mg/L de CaCO₃ e pH médio de 6,5.

A baixa mineralização da maioria das águas é um indício de que as águas são de circulação pouco profunda e com tempos de residência curtos.

Em termos de classificação e de acordo com a composição iónica maioritária, tal como se pode verificar no diagrama de Piper (Fig. 68), as águas de granitoides são maioritariamente bicarbonatadas sódicas, enquanto as águas de rochas metamórficas são geralmente bicarbonatadas, mas sem catião dominante.

O diagrama de Piper permite destacar nos granitoides duas águas subterrâneas (N15 e N16) associadas a um cisalhamento esquerdo (localizadas perto de Quintã dos Bernardos e Alto do Croco). Estas águas apresentam características químicas semelhantes entre si, mas

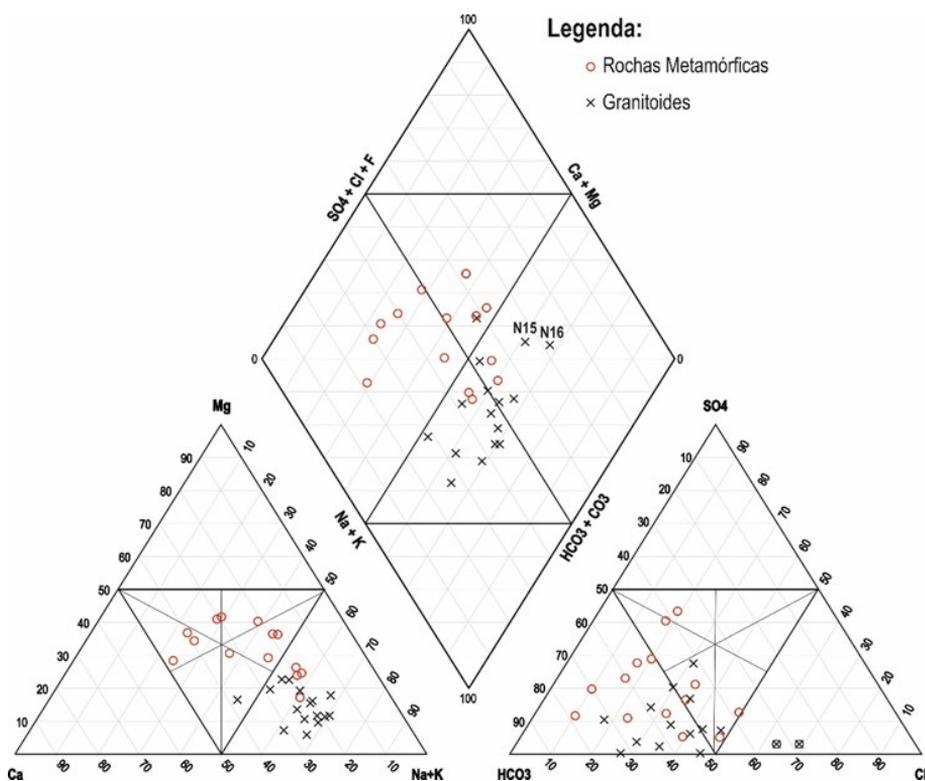


Figura 68. Projeção no diagrama de Piper das águas subterrâneas com teores de nitrato inferior a 10 mg/L. N15 e N16 - águas de captações do tipo mina em Quintã dos Bernardos e Alto do Croco.

um padrão químico distinto das restantes amostras de água provenientes de granitoides. Ambas apresentam o pH mais elevado no grupo dos granitoides (7,2 e 7,6) e o menor teor em sílica (0,7 mg/L).

Apesar do baixo número de análises físico-químicas em cada litologia é possível retirar algumas conclusões sobre a componente maioritária:

- As águas da formação de Ervedosa e da Formação de Bateiras (Grupo do Douro) são as mais mineralizadas na região (192 mg/L) e a sequência iónica é expressa para os aniões como $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$ e $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+}$ para os catiões;
- As águas dos migmatitos são as que apresentam maior dureza (64 mg/L CaCO_3), a composição química relativa é expressa para os aniões como $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} \approx \text{Cl}^-$ e $\text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} \approx \text{Na}^+$ para os catiões;
- As águas de quartzitos são em geral pouco mineralizadas e com baixos teores em sílica;
- As águas dos granitos biotíticos porfiroides (tardi- a pós- D_3) e dos granitos de duas micas sintectónicos, têm composição química semelhante e a mesma sequência iónica $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$ e $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$;
- Dentro do grupo dos granitoides, as águas dos granitos sin- a tardi- D_3 em geral são as mais mineralizadas e com maior alcalinidade.

O cálculo de alguns índices hidrogeoquímicos permite deduzir a provável origem de alguns iões presentes na água. Os resultados são interpretados com base nas proporções de iões encontrados dissolvidos na água, que são comparadas às proporções dos respetivos iões em minerais reativos (Hounslow, 1995). Os resultados obtidos permitem chegar às seguintes conclusões:

- A relação $\text{HCO}_3^-/\text{SiO}_2$ aponta para a importância da hidrólise de silicatos na mineralização das águas. Exceto nas duas águas relacionadas com zona de cisalhamento (N15 e N16), em que esta relação aponta para dissolução de carbonatos;
- A relação $\text{SiO}_2/(\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-)$ indicia a alteração de minerais ferromagnesianos nas rochas metamórficas e granitoides. Nas águas N15 e N16 esta relação aponta para alteração de albite;
- Em quase todas as águas a relação $(\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-)/(\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^- + \text{Ca}^{2+})$ indica que possivelmente haverá alteração de plagioclases;
- A relação de $\text{Mg}^{2+}/(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ indicia que a proveniência do magnésio serão os minerais ferromagnesianos, mas nas águas relacionadas com zona de cisalhamento (N15 e N16), aponta para dissolução de carbonatos;
- A relação $(\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Cl}^-))$ indica como possível origem para o sódio a dissolução da albite, ou troca iónica. Nas águas N15 e N16 o sódio terá como origem a dissolução da halite;
- A partir da relação $\text{Ca}^{2+}/(\text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-})$ a fonte de cálcio terá origem na dissolução de carbonatos, ou silicatos.

O fluoreto surge em 23 amostras oscilando entre 0,01 e 2 mg/L. O fluor apresenta elevados coeficientes de correlação com o Sr (c.c.= 0,982), com o Ca^{2+} (c.c.= 0,891) e com o HCO_3^- (c.c.= 0,817). As águas com os teores mais elevados de fluoreto encontram-se frequentemente nas proximidades de ocorrências minerais, ou antigas concessões mineiras, o que leva a admitir que a origem do fluoreto nas águas subterrâneas da região estará associada à alteração de minerais ricos em fluor (nomeadamente, fluorite, fluorapatite e minerais de lítio).

Relativamente à componente vestigiária o arsénio e o zinco, independentemente da litologia, surgem na maioria das águas, pontualmente com teores elevados. O teor mais elevado de arsénio (51 $\mu\text{g/L}$) foi detetado numa água em Azêvo (provavelmente relacionado com a mineralização de W). O zinco aparece em 22 amostras acima dos 5 $\mu\text{g/L}$ registando-se o valor mais elevado numa água proveniente do granito de Feital com 589 $\mu\text{g/L}$.

O cobre, ferro, manganês, níquel e estrôncio surgem esporadicamente em águas das diversas litologias, por vezes em concentrações elevadas para a média da região. O cobre tem um elevado coeficiente de correlação negativo com o zinco (c.c.= -0,926). O teor de ferro ferroso (Fe^{2+}) mais elevado medido no campo foi de 3,8 mg/L, na nascente designada por fonte ferrada em Santa Eufémia. Os valores mais elevados de estrôncio ocorrem num furo na formação de Ervedosa (grupo do Douro) e num poço localizado numa zona de falha no granito de Souro Pires, com valores de 193 e 68 mg/L respetivamente.

No que respeita aos iões Al, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Mo, Pb, Sb, Se e V nenhuma das amostras acusou teores mensuráveis (resultados inferiores aos limites de deteção das metodologias).

O facto de, na região, haver numerosas ocorrências minerais e antigas concessões mineiras de U, W e Sn, (frequentemente associadas a estruturas filonianas de orientação paralela aos ramos da falha da Vilariça) e dos elementos metálicos detetados nas águas surgirem em todas as litologias e nas proximidades dessas estruturas filonianas, leva-nos a admitir que a origem desses metais na água resulta da alteração de minerais acessórios - tais como, fosfatos, sulfuretos, etc., que se encontram disseminados nas rochas encaixantes.

Qualidade da água subterrânea

A avaliação da qualidade da água subterrânea para consumo humano, relativamente aos parâmetros analisados, tem por referência o Anexo VI do Decreto-Lei n.º 236/98, de 1 de agosto. No universo de 42 águas analisadas assinalam-se incumprimentos nos parâmetros nitrato (2), ferro (2), manganês (4), arsénio (3), fluoreto (1) e pH (30). Os teores mais elevados registados de nitrato, ferro, manganês, fluoreto e arsénio são 81 mg/L, 4 mg/L, 0,4 mg/L, 2 mg/L e 51 $\mu\text{g/L}$, respetivamente. A maioria das amostras de água apresentam pH inferior a 6,5 (cerca de 71%), o que é típico do contexto geológico da região. O nitrato tem origem antropogénica e o fluoreto tem origem geogénica provavelmente relacionada com minerais com fluor (fluorite, fluorapatite ambligonite, lepidolite, etc.).

O nitrato foi detetado em 34 amostras de água, a maioria com teores abaixo de 18 mg/L. Apenas 5 amostras apresentam teores acima do VMR (25 mg/L) e, dessas, duas estão acima do VMA (50mg/L).

As águas com teores de elementos metálicos surgem em áreas onde se conhecem ocorrências minerais ou antigas concessões mineiras de W, Sn, ou U, pelo que se admite uma origem geogénica para o arsénio, zinco, ferro e manganês, associada frequentemente à circulação das águas por fraturas, filões e zonas de cisalhamento mineralizadas, ou por rochas que têm disseminados na sua matriz sulfuretos e minerais ferromagnesianos.

Para avaliar o grau de restrição do uso da água subterrânea para rega optou-se por usar a classificação proposta pelo U. S. Salinity Laboratory Staff (Richards, 1954). Esta classificação baseia-se no risco de salinização, expresso pela condutividade elétrica e no risco de alcalinização refletido no índice de SAR (taxa de absorção de sódio).

Segundo esta classificação, as amostras de água pertencem às classes C1S1 e C2S1, estando a maioria (88%) na classe C1S1 (Fig. 69).

Assim, quanto ao risco de salinização a maior parte das águas subterrâneas apresentam risco baixo de salinização (C1 - Água de baixa salinidade. Boa qualidade para rega). Já as águas que estão no nível C2 (Água de média salinidade, com condutividade elétrica entre 250 e 750 $\mu\text{S}/\text{cm}$) podem ser usadas desde que o solo tenha condições moderadas

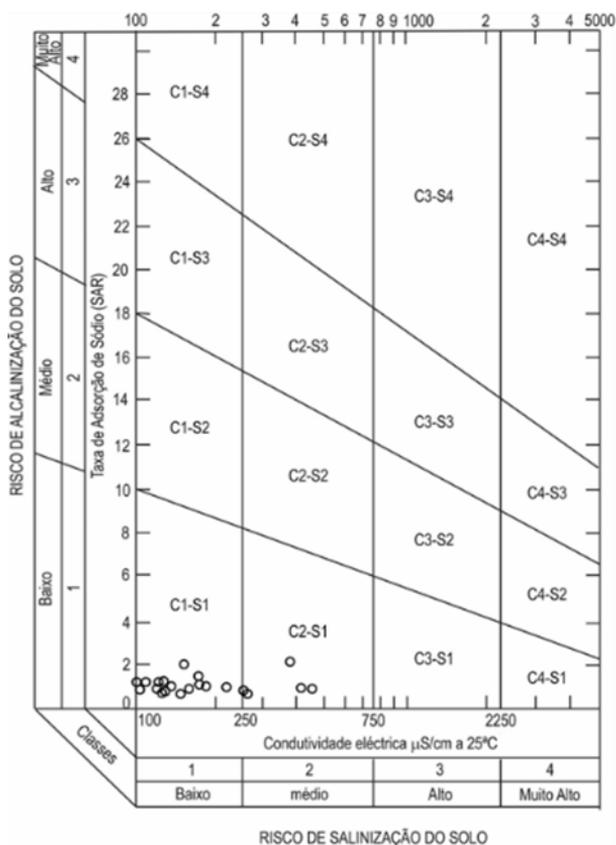


Figura 69. Projeção das águas subterrâneas no diagrama de Riverside (qualidade da água para a agricultura).

de drenagem.

No que respeita ao risco de alcalinização todas as águas estão no nível S1 com um índice de SAR médio de 0,9, o que significa que podem ser usadas para rega em quase todos os solos, apresentando baixo perigo de alcalinização.

Relativamente aos parâmetros físico-químicos analisados, o nitrato em duas amostras (Cidade de Pinhel) e o manganês numa amostra (Milheiro), apresentam teores acima do valor máximo admitido (VMA) definido no anexo XVI do Decreto-Lei n.º 236/98, de 1 de agosto.

O pH, em 71% das águas amostradas, é inferior a 6,5, mas encontra-se dentro do intervalo do VMA definido no anexo XVI do Decreto-Lei n.º 236/98, de 1 de agosto.

Águas Minerais

Estão identificadas em Calado (1992 e 2001) e no Inventário Hidrológico de Portugal (Almeida e Almeida, 1975) nascentes de água sulfúrea nas margens do rio Côa, na margem esquerda da ribeira de Cótimos e no leito da ribeira das Cabras.

Estas emergências de água sulfúrea surgem em nós tectónicos e estão relacionadas com reservatórios fraturados profundos, na dependência de grandes falhas regionais. São águas tipicamente de circulação profunda e com tempo de residência elevado. O padrão químico é caracterizado por pH alcalino, alto teor em sílica e fluoreto e pela presença de amónio e formas reduzidas de enxofre em particular HS^- e H_2S , esta última responsável pelo odor fétido característico das águas sulfúreas.

Segundo Calado *et al.* (1993) o teor anómalo de flúor e de outros elementos, tem uma origem profunda que poderá ser mesocrustal e/ou infracrustal.

No inventário de campo foi identificado o local de emergência da nascente Quinta da Chinchela e da nascente de Cótimos. Não foram encontradas as emergências das restantes nascentes sulfúreas (Abelhão e Ribeira das Cabras/Ribapinhel).

Ribeira das Cabras/Ribapinhel

A nascente sulfúrea Ribeira das Cabras, ou Ribapinhel, estará associada a fracturação de direção NNE-SSW e NNW-SSE. A água sulfúrea emerge no leito da ribeira das Cabras num afloramento granítico, mas a água poluída e turva da ribeira não permitiu visualizar a emergência. Esta água está classificada em Almeida e Almeida (1975) como sulfúrea sódica com teor de HS^- de 8,8 mg/L.

Abelhão

Na margem direita do rio Côa a nascente sulfúrea de Abelhão emerge na Formação de Ervedosa, quase em frente à nascente da Quinta da Chinchela. Não foi possível aceder ao local da nascente. Esta água está classificada em Almeida e Almeida (1975) como sulfúrea sódica

ca, silicatada (76,3 mg/L) e fluoretada (18,5 mg/L).

Chinchela

Na margem esquerda do rio Côa, na Quinta da Chinchela, a água sulfúrea emerge, numa charca natural, em filitos cloríticos da formação de Ervedosa na proximidade do contacto com o granito da Quinta Nova, no nó tectónico formado pela fraturação NNE-SSW e WNW-ESSE. Na análise química apresentada em Almeida e Almeida (1975), os teores de fluoreto e sílica são 78,3 e 25 mg/L respetivamente, sendo classificada como “*sulfúrea sódica fortemente mineralizada a sílica e fluoreto. Deve incluir-se entre as águas portuguesas mais ricas em flúor*”.

A tabela 7 apresenta os valores dos parâmetros medidos na água da charca onde emerge a água sulfúrea (misturada com água superficial).

Tabela 7. Parâmetros medidos no campo (outubro de 2022).

Parâmetro	valor
pH	7,4
CE (20°C $\mu\text{S}/\text{cm}$)	521
TDS (mg/L)	261
ORP (mV)	-21,9
Alcalinidade (mmol/L)	2,5
NH_4^+ (mg/L)	0,4

Cótimos

A emergência de água sulfúrea na margem da ribeira de Cótimos, designada por Banhos de Cótimos, surge em migmatitos provavelmente associada a um cisalhamento de direção ENE-WSW e falha de direção NNE-SSE (Quinta do Campo), paralela aos ramos da Falha de Vilariça com a qual deve estar relacionada.

Esta nascente foi usada para banhos até ao final da década de 1960. A emergência encontra-se num tanque de pedra situado dentro do balneário do antigo hotel em ruínas. A amostragem para análise físico-química foi efetuada em 11 de outubro de 2022 no tanque após uma chuvada, pelo que a amostra será uma mistura de água sulfúrea com água da chuva, mas ainda assim, o padrão químico típico de água sulfúrea é perceptível. A tabela 8 apresenta os resultados analíticos.

Fonte do Bispo

No Inventário Hidrológico de Portugal (Almeida & Almeida, 1975) e no Aquilégio Medicinal (Henriques, 1726) está referenciada a Fonte do Bispo, na cidade de Pinhel, classificada como água muito cloretada. Realmente, dentro do universo das águas analisadas, é a que

Tabela 8. Análise físico-química da água sulfúrea de Cótimos.

Parâmetros Globais		Componente Maioritária		Componente Vestigiária	
pH (20,5°C)	7,95	F ⁻ (mg/L)	19	AsT (µg/L)	<0,5
CE (20°C µS/cm)	537	Cl ⁻ (mg/L)	52	Be (µg/L)	0,38
RS a 180°C (mg/L)	365	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	206	V (µg/L)	<8,0
Dureza total (mg/L CaCO ₃)	11,11	HS ⁻ (mg/L)	5	Cr (µg/L)	<1,0
Alcalinid. (mg/L CaCO ₃)	173	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	8,4	Fe (µg/L)	<50
Min. Total (mg/L)	468	NO ₃ ⁻ (mg/L)	<0,20	Mn (µg/L)	<25
CO ₂ Total (mg/L de CO ₂)	3,5	NO ₂ ⁻ (mg/L)	<0,005	Co (µg/L)	<2,0
Sulfuração Total (mL/L l ₂ 0,01N)	30,1	Li ⁺ (mg/L)	0,81	Ni (µg/L)	<2,0
SiO ₂ (mg/L)	30	Na ⁺ (mg/L)	138	Cu (µg/L)	<2,0
		K ⁺ (mg/L)	5,2	Zn (µg/L)	<15
		Ca ²⁺ (mg/L)	3,8	Se (µg/L)	<0,5
		Mg ²⁺ (mg/L)	0,39		
		NH ₄ ⁺ (mg/L)	0,16		
		Sr ²⁺ (mg/L)	0,072		

tem o maior teor de cloreto (40 mg/L), mas assinala-se ainda a presença de nitrato e de arsénio. Atendendo à localização da emergência sob o mercado municipal, no centro de Pinhel a presença de nitrato na água constitui um forte indicio de contaminação de origem antropogénica.

VII. RECURSOS MINERAIS *

Na área territorial abrangida pela Folha 15-C encontram-se diversos testemunhos de ocorrências de recursos minerais, de pequenas dimensões, que foram exploradas em diferentes épocas do século XX, relativas sobretudo a urânio, volfrâmio e estanho.

No âmbito dos levantamentos geológicos foram referenciadas ocorrências, como se descreve adiante. A ocorrências assinaladas e outras não observadas podem ser consultadas no Sistema de Informação de Ocorrências de Recursos Minerais Portugueses (SIORMINP) no Geoportal do LNEG, onde para algumas antigas concessões mineiras são indicados teores e quantidades de minério extraído, para além de outra informação.

*C. Ângelo, A. Filipe

Depósitos minerais

Ocorrências de volfrâmio, estanho e lítio

As ocorrências minerais de W e Sn na área da Folha 15-C enquadram-se na província metalogénica tungsténio-estanífera do NW da Península Ibérica e na faixa de Figueira de Castelo Rodrigo - Trancoso. Num dos locais com mineralização tungsténio-estanífera foi referenciada (Sousa, 1944) a ocorrência de ambligonite [(Li,Na)AlPO₄(F,OH)], reconhecido minério de lítio.

Na área cartografada foram reconhecidas dez evidências de ocorrências de estanho, volfrâmio e lítio. A maior parte das mineralizações de volfrâmio ocorrem associadas a filões, massas e veios de quartzo que parecem relacionar-se com os corredores de deformação dúctil-frágil da ZCJPC.

Nos corredores de deformação da ZCJPC assinalaram-se e validaram-se ocorrências minerais de volfrâmio relacionadas com filões de quartzo instalados em granitos deformados, por vezes adjacentes a estreitas faixas de litologias integradas na formação de Ervedosa que, pontualmente e com reduzida continuidade, ocorrem intercaladas entre a Formação de S. Justa e as litologias anatéticas (granitos e metamorfitos de grau médio a alto) e ortognaisses. Estas ocorrências acompanham o alinhamento Marofa - Tamanhos e a ZCJPC.

Ao longo do alinhamento e em massas e filões quartzosos instalados em litologias de baixo grau metamórfico da formação de Ervedosa e em migmatitos foram referenciadas ocorrências de scheelite [CaWO₄] em Vale da Manta - Machorrinho, e de volframite [(Mn,Fe)WO₄] em Barroca. Em Barroca (NW de Frechão) a mineralização de volframite (W) ocorria em massa de quartzo instalada em litótipos filíticos da formação de Ervedosa, cuja exploração em nível muito superficial deixou exposta e aberta a maior parte da área explorada.

As ocorrências minerais em Santo Antão - Quinta do Cego, Casa Nova - Tapada dos Coxos (mina do Brejo), relacionam-se com filões de quartzo (instalados no Granito de Vieiro), com orientação paralela ou subparalela à ZCJPC, mineralizados com volframite. Ambas as ocorrências estão próximas ou adjacentes a formações de baixo grau metamórfico (formação de Ervedosa e Formação de S. Justa).

Na área de Castelos - Massueime - S. Pedro registaram-se e validaram-se testemunhos de ocorrências minerais de W, Sn e Li. As mineralizações deram origem a contrato de concessão da exploração – Campo Mineiro de Massueime, onde foi explorada cassiterite [SnO₂], estanite [Cu₂FeSnS₄], scheelite e volframite, bem como ambligonite [(Li,Na)AlPO₄(F,OH)], que Sousa (1944) relacionou com os filões aplitopegmatíticos do Alto das Tinhosas e do Rio.

Os testemunhos de exploração na área do antigo Campo Mineiro de Massueime são de vários tipos (escombreiras, edificado em ruínas, poços, galerias, escavações, etc.) e estendem-se desde a margem direita da ribeira de Massueime (Castelo de Baixo) até S. Pedro (em lenticula da formação de Ervedosa entre os filões de quartzo e o ortognaisse moscovítico) e ao Alto das Tinhosas, passando por Castelo de Cima e Castelo de Baixo/

Granjinha, já na margem direita da Ribeira de Massueime. A principal atividade mineira baseava-se nas ocorrências de estanho e volfrâmio, cuja exploração decorreu desde a década de 1920 até meados do século. A exploração foi essencialmente subterrânea em filões de quartzo mineralizados por scheelite e em pegmatitos mineralizados pela cassiterite e volframite, embora também fossem objeto de exploração as ocorrências de Sn (cassiterite) nos depósitos aluvionares da ribeira de Massueime e de pequeno tributário local na sua margem direita (Sousa, 1944).

Em Massueime as áreas de mineralização mais produtivas ocorriam no “filão do Rio” instalado na Formação de Bateiras. O filão das Tinhosas instalado no membro metapsamítico/formação de Ervedosa apresentou menor produtividade (Sousa, 1944).

Nos Castelos, de ambos os lados da ribeira de Massueime, a norte da Formação de S. Justa há referências a mineralizações em volfrâmio (volframite), enquanto na vertente leste do cabeço de Seixo há referência a exploração de estanho (cassiterite), bem como relatos de zonas exploradas a oeste do Freixial (segundo referido por habitantes locais) em faixas com a orientação dos cisalhamentos referenciados, provavelmente volfrâmio (scheelite).

Do lado norte do referido alinhamento foram assinalados testemunhos de ocorrências minerais de Sn e W em Machorrinho, Crugideira - Vieiro (Ervedosa) e Canada da Sardinha. Nestas ocorrências, a mineralização em estanho e ou volfrâmio está associada a pequenos filões e veios de quartzo subparalelos à orientação da ZCJPC ou com a mesma orientação da foliação nos migmatitos, como em Canada da Sardinha.

Entre a Quinta das Minas (Canada da Sardinha) e Coriscada, na área do sítio arqueológico de Vale Mouro/Cornelha/Gravato há referências (Meunier *et al.*, 2021) e testemunhos geológicos de exploração de Sn em cassiterite que mineralizou filões e veios de quartzo. As valas abertas e ou aprofundadas pela exploração no século XX podem ter provocado alterações em trincheiras pré-existentes que eliminaram eventuais indícios de exploração mineira no período romano.

Ocorrências de urânio

As ocorrências minerais em urânio da região enquadram-se na Província Uranífera Portuguesa, Sub-província Uranífera das Beiras, da faixa Moimenta-Trancoso-Celorico da Beira. Nesta faixa predominam filões de quartzo branco, defumado e zonado e de rochas básicas mineralizadas com pecheblenda, sulfuretos e minerais secundários de urânio, com rumo N 10° a 25°E, que intruem granitos tardi- a pós-D₃, biotítico-moscovíticos, porfíroides.

Outras ocorrências de minerais de urânio estavam associadas a rochas metamórficas (filitos, micaxistos, migmatitos e ortognaisses) e ao mesmo tipo de filões (de quartzo e de rocha básica), embora em áreas com cisalhamentos e ou desligamentos, com orientações diversas das acima referidas.

As mineralizações ocorrem sob a forma de disseminações em granitos ou rochas metamórficas, relacionadas essencialmente com filões de quartzo e de rocha básica. Ocorrem ainda mineralizações relacionadas com filões pegmatíticos e com brechas filonianas quartzosas.

No território integrado na Folha 15-C foram registadas 16 testemunhos de ocorrências minerais de urânio. Em algumas parece não ter havido exploração. No entanto, as de maior potencial foram objeto de exploração pela Empresa Nacional de Urânio (ENU) na segunda metade do século XX.

As explorações de depósitos de urânio mais produtivas foram as da antiga Mina de Senhora das Fontes, havendo outros locais com alguma relevância a SW de Marialva (Mina de Mortórios), a sul de Cótimos e em A-do-Cavalo, bem como pequenas extrações em Moimentinha e Moreira de Rei.

A antiga Mina de Senhora das Fontes, localizada no concelho de Pinhel, constituiu a maior exploração referenciada na área cartografada. A mineralização uranífera principal era constituída por autunite, pecheblenda, produtos negros de urânio e saleite ferrífera (Barros, 1966) e estava associada a falha de orientação N55°W, preenchida por filão de rocha básica, subvertical para sul, que intersecta filitos negros grafitosos em pequeno enclave da Formação de Bateiras. A mineralização uranífera acompanha exclusivamente os filitos negros grafitosos, muito esmagados, e neles está confinada às zonas de fraturação e esmagamento (Barros, 1966).

O filão de rocha básica que se bifurca em profundidade (Barros, 1966) e o enclave de filitos negros grafitosos estão intercalados no ortognaisse moscovítico de Sorval, em área com assinalável deformação. A descrição da área mineralizada em profundidade parece relacionar a presença de falha – desligamento direito – com o seu preenchimento por rocha básica e com os filitos negros. A ramificação em profundidade e o esmagamento podem ainda estar relacionados com regime mais dúctil, que mantém a mesma orientação e sentido de movimento que os cisalhamentos direitos definidos no plutonito de Quinta Nova/Bogalhal e no bordo norte do granito de Pinhel, na área de Vale de Madeira.

A sul de Cótimos, as ocorrências de urânio foram exploradas nos contacto dos migmatitos com ortognaisses moscovíticos (Cótimos), em área sujeita à deformação imposta pela ZCJPC. Na mesma área, em ortognaisses, foram exploradas as jazigos do Alto da Rasa e de Quinta das Seixas, associados a filões de rocha básica e de quartzo. A mineralização ocorria fundamentalmente em autunite, autunite-uranocircite e torbernite que impregnavam as brechas quartzosas e filões básicos (Faria, 1966).

Outras mineralizações em urânio ocorriam relacionadas com filões de rocha básica com orientações NNE-SSW. Com esta orientação foi explorado o depósito de urânio de Mortórios, no qual a mineralização uranífera estava associada a filão de rocha básica com autunite e torbernite disseminadas. Através do enquadramento regional verifica-se que o filão básico principal está no alinhamento de ramo da Falha de Vilarça - Manteigas com atitude N20°E, 80°W. Com a mesma orientação e também associadas a filões de rocha básica ocorrem mineralizações em urânio na zona de Moreira de Rei (Castelo, Muragos, S. Sebastião, Fonte Seca) e entre Moreira de Rei e Trancoso, na Quinta dos Cavalos.

Nos locais das maiores extrações de minérios de urânio foram implementados, recentemente, projetos de qualificação ambiental (Senhora das Fontes e Mortórios). Na área explorada em Cótimos, em migmatitos, o solo voltou a ter uso agrícola.

Ocorrências de quartzo

A única ocorrência de minerais industriais na Folha de Pinhel respeita à exploração de quartzo em Seixo (Vila Garcia). A ocorrência corresponde a uma massa de quartzo, com extensão aflorante quase continua em cerca de 2 km e largura variável. A expressão superficial da massa de quartzo tem forma biconvexa e em alçado uma configuração elipsoidal com adelgaçamento progressivo para níveis mais profundos que também constituem a base da exploração. A massa de quartzo parece corresponder a uma fenda de tração instalada em área sujeita à ação da ZCJPC e que localmente define a elevação de Seixo do alinhamento Marofa - Tamanhos.

A massa de quartzo contacta do lado norte com ortogneisses moscovíticos e pontualmente com filitos esverdeados da formação Ervedosa (Fig. 70), que também delimitam a massa de quartzo do lado sul.

Na área abrangida pela Folha de Pinhel, a exploração de quartzo corresponde à única exploração mineira ativa.

Massas minerais (pedreiras)

No território integrado na Folha 15-C foram referenciadas seis explorações ativas de massas minerais (pedreiras), bem como seis testemunhos de locais de exploração abandonados.

Areias

No limite da folha, a norte de Marialva e com extensão para a Folha de Vila Nova de Foz Côa, existe uma exploração de areias em área de manto de alteração de granitos sin-D₃ (granito de duas micas de grão médio; granito de duas micas de grão médio, tendência porfiroide) sob influência da falha da Vilariça – Manteigas (ramo Longroiva – Marialva).

No granito essencialmente biotítico, de grão médio e tendência porfiroide (granito de Prova) existem duas pequenas explorações de saibro, de carácter intermitente, em áreas caracterizadas por grande alteração do granito.

Granitos ornamentais

Na área da folha integrada no município de Figueira de Castelo Rodrigo encontram-se em atividade quatro explorações ativas (pedreiras) de granitos para fins ornamentais - Granito Amarelo de Figueira. Os granitos explorados são essencialmente de grão fino a médio, de cor amarelada, resultante da alteração superficial, que pode atingir profundidades superiores a 10 metros, consoante o estado de fracturação dos maciços. Em alguns locais em que são extraídos blocos do Granito Amarelo de Figueira constatou-se que sob a fácies de grão fino a médio ocorre a fácies de grão médio a grosseiro, não explorado.

No município de Trancoso, na freguesia de Póvoa do Concelho, encontra-se em atividade a pedreira de Laje Velha, na qual são extraídos blocos de cor cinzenta de tonalidade mais ou menos clara, em que os mais escuros adquirem uma cor azulada. Os blocos de granito extraídos correspondem ao granito essencialmente biotítico, de grão médio, com deformação variável. A área de exploração da pedreira de Laje Velha revela deformação



Figura 70. Extração de quartzo na área concessionada de Seixo (Vila Garcia - Trancoso). A área situa-se no alinhamento Marofa – Frechão.

atenuada relativamente a zonas próximas. A exploração para fins ornamentais revela atividade intermitente.

A sul de Pinhel, mas fora dos limites da Folha, ocorrem explorações de granitos (Pereiro, Malta, Vascoveiro, Freixedas) com a designação comercial de Cinzento de Pinhel.

Em tempos relativamente recentes estiveram ativas duas outras explorações em granitos, muito provavelmente para britados, em Ladeiras - A dos Ferreiros (granito biotítico, de grão fino a médio, tendência porfiróide) e em Fontainhas - Quintã de Bernardos (Granito essencialmente biotítico, porfiróide, de grão médio, deformado - granito de Pala). Nenhuma destas antigas explorações foi objeto de recuperação ambiental e paisagística.

Outros locais de exploração de massas minerais abandonados com alguma expressão territorial ocorreram em Ferreiros - Cidadelhe e em Águas Vivas - Moreira de Rei.

Assinalaram-se ainda duas pequenas extrações abandonadas em filitos argilosos avermelhados. Uma de reduzidas dimensões a norte de Póvoa do Concelho (Trancoso) em área identificada como integrante da formação de Ervedosa; outra, de maiores dimensões, também em filitos argilosos avermelhados a noroeste de Torres (Trancoso), também identificada como integrante da formação de Ervedosa. Neste local, permanece ainda a chaminé de antiga cerâmica que utilizaria os materiais explorados (Fig. 71).



Figura 71. Pedreira abandonada em A dos Ferreiros (Trancoso). Os recursos provenientes do granito de A dos Ferreiros foram utilizados para brita. As bancada de corneanas quartzofeldspáticas e calcossilicatas anfibolitizadas e os migmatitos estão sobrejacentes à cúpula do granito.

VIII. GEODIVERSIDADE *

O património geológico, entendido como expressão máxima da geodiversidade, deve merecer todos os esforços para boas práticas de gestão conservacionista.

O inventário dos locais mais elucidativos do património geológico na área da Folha 15-C resultou dos levantamentos de campo. Ao longo do processo foram assinalados locais e ou áreas com interesse geológico em função da sua representatividade, vulnerabilidade, valor científico e educativo.

O interesse geológico dos locais/áreas não está restrito a um determinado valor geológico (petrológico, tectónico, estratigráfico, geomorfológico, mineralógico, etc.). Alguns dos locais/áreas integram elementos relevantes a mais que um determinado valor geológico. No entanto, na Folha foi indicado o que se considerou de maior relevância.

Os locais/áreas de interesse geológico revelam potencial para aprofundamento do seu estudo com o objetivo de promover a sua proteção, valorização e divulgação. A valorização dos locais/áreas de interesse geológico deve evitar a proliferação da pequena obra pública, mas aproveitar a internet como meio de divulgação geral, complementado com sistemas locais e ou regionais de divulgação tradicionais, designadamente no Inventário Nacional de Património Geológico, alojado no Geoportal do LNEG ou integrar a edição de um Atlas da Geodiversidade.

Após a necessária avaliação a prossecução dos objetivos poderá ser integrada em instrumentos de gestão territorial de âmbito municipal ou, em casos de elevada relevância, integrar a sua inclusão noutros regimes de proteção.

Os locais/áreas com valores geológicos relevantes reconhecidos são os indicados:

- Valores interessados à tectónica, petrologia e geomorfologia: área do Vale da ribeira do Ancho;
- Valores interessados à tectónica e petrologia: área Prado Galego - Valbom;
- Valores interessados à tectónica e metamorfismo: área de Quintã dos Bernardos – Pinhel, Chafariz do Vento - Frechão;
- Valores interessados à tectónica, estratigrafia e sedimentologia: área adjacente à ribeira do Avelal e à EN221 km 144,6;
- Valores interessados à tectónica, estratigrafia e recursos minerais: área da Quinta do Farvel;
- Valores interessados à tectónica, estratigrafia, sedimentologia e geomorfologia: área do rio Côa entre o Alto da Cotovia e Tapada.

Um último local exposto recentemente corresponde ao talude construído no IP2. No entanto, o local não reúne condições, atualmente, para enquadrar os objetivos indicados (Fig. 72).

*C. Ângelo



Figura 72. Talude do IP2 entre Tamanhos e Falachos (Trancoso).

BIBLIOGRAFIA

- Aguado, B. V., Azevedo, M. R., Nolan, J., Medina, J., Costa, M. M., Corfu, F., Martínez Catalán, J. R., 2017. Granite emplacement at the termination of a major Variscan transcurrent shear zone: The late collisional Viseu batholith. *J. Struct. Geol.*, **98**: 15-37. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.04>.
- Aguado, B. V., Azevedo, M. R., Schaltegger, U., J. R., Martínez Catalán, J. R., J. Nolan, J., 2005. U–Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal. *Lithos*, **82**: 169-184.
- Alcock, J. E., Martínez, J. R., Rubio, F. J., Díez, A., Díez, R., Gómez, J., Arenas, R., Dias, Í., González, E., 2015. 2-D thermal modeling of HT – LP metamorphism in NW and Central Iberia: Implications for Variscan magmatism, rheology of the lithosphere and orogenic evolution. *Tectonophysics*, **657**: 21-37. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.022>.
- Alenção, A., Pacheco, F., Portugal Ferreira, M. 2000. A bacia hidrográfica do rio Corgo. (NE Portugal): escoamento subterrâneo e parâmetros influentes. *Jornadas hispano-lusas sobre las aguas subterráneas en el noroeste de la península Iberica*, A Coruña 2000, AIH-GE, 173-181.
- Algeo T. J., e Sestlavinsky, K. B., 1995. The Paleozoic world: continental flooding, hypsometry and sea level. *American Journal of Science*, **295**(7): 787-822.
- Almeida, A., Almeida, J., 1975. *Inventário Hidrológico de Portugal – 3.º Volume – Beira Alta*. Inst. Hidrol.de Lisboa, Lisboa, 525.
- Almeida C., Mendonça J. L., Jesus, M. R., Gomes A. J., 2000. *Sistemas Aquíferos de Portugal Continental – Unidade Hidrogeológica: Maciço Antigo. Relatório*. INAG, Lisboa, 4-42.
- Alonso, M. D. R., 1982. *Contribución al conocimiento del Complejo esquisto-grauwackico en el Sector occidental del Sistema Central español (Las Hurdes y Sierra de Gata)*. Tese de doutoramento, Univ. Salamanca (não publicada), 296.
- Alonso, M. D. R., 1984. El Complejo Esquisto-Grauwaackico en el área de Las Hurdes y Sierra de Gata, Provincias de Salamanca y Caceres, España. *Cuadernos Geología Ibérica*, Madrid, **9**: 37-80.
- Alonso, M. D. R., 1986. El Complejo esquisto-grauwaquico y el Paleozoico en el Centro-Oeste Español. *Acta Salmanticensia Ciencias*, Salamanca, **51**: 174.
- Azevedo, M. R., 2013. Granitos variscos do centro norte de Portugal. *Simpósio de Geologia do Nordeste, III Simpósio (Conferência) da Província Borborema, Sociedade Brasileira de Geologia*. <http://hdl.handle.net/10773/15922>.
- Azevedo, M. R., Valle Aguado, B., Schaltegger, U., Nolan, J., Medina, J., Martins, M. E. R., Pinto, M., 2000. U-Pb age determinations of variscan granitoids date the activity of the Juzbado – Penalva do Castelo shear zone. Variscan-Basement dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement, *Tectonics* **15**: 202–204.

- Azevedo, M. R., Valle Aguado, B., 2013. Origem e instalação de Granitóides Variscos na Zona Centro-Ibérica. *In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), Geologia de Portugal, Volume I – Geologia Pré-Mesozóica de Portugal*, 377–401.
- Azevedo, M. R., Valle Aguado, B., Medina, J., Nolan, J., Costa, M. M., Corfu, F., 2019. Idade U-Pb (zircões) por ID-TIMS para o granito Varisco sin-tectónico de Tamanhos (Zona Centro Ibérica). *XII Congresso Ibérico de Geoquímica*, Évora, 129-132.
- Balda, M. A. D., 1982. *El Complejo esquisto-grauváquico, las séries Paleozóicas y la estructura hercínica al Sul de Salamanca*. Tese de doutoramento, Univ. Salamanca, (não publicada), 279.
- Barros, R. F., 1966. O Jazigo de Senhora das Fontes. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **L**: 109-129.
- Batchelor, R. A., Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**: 43–55.
- Birost, P., 1946. "Contribution a l'Étude morphologique de la région de Guarda". *Bull. Études Portug.*, Lisboa, 47, 6 figuras.
- Birost, P., 1949. "Les surfaces d'érosion du Portugal central et septentrional". *Congr. Géogr. Lisbonne, Rapp. Com. Cartographie des surfaces d'aplanissement*, Lovaina, 9-116, 17 figuras.
- Cabral, J. M., 1985. *Estudos de neotectónica em Trás-os-Montes Oriental*. Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, (não publicado), 125.
- Cabral, J., 1989. An example of intraplate neotectonic activity, Vilariça basin, Northeast Portugal. *Tectonics*, **8**(2): 285-303.
- Cabral, J., 1995. Neotectónica em Portugal Continental. *Memórias do Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **31**: 265.
- Calado, C. 1992. Carta de Nascentes Minerais. *Atlas do Ambiente*, Direcção Geral dos Recursos Naturais, Lisboa.
- Calado, C. 2001. *A Ocorrência de Água Sulfúrea Alcalina no Maciço Hespérico: Quadro Hidrogeológico e Quimiogénese*. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, (não publicada), 462.
- Calado, C., Almeida, C. 1993. Geoquímica do flúor em águas minerais da zona Centro-Ibérica. IX Semana de Geoquímica de Língua Portuguesa e II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, *Memórias*, Univ. do Porto, Ed. F. Noronha, M. Marques e P. Nogueira, Porto, **3**: 319-323
- Carnicero, M. A., 1982. Estudio del metamorfismo existente en torno al granito de Lumbrales (Salamanca). *Studia Geologica Salmanticensia*, **XVII**: 7-20.
- Coke, C., Dias, R. e Ribeiro, A., 2000. Evolução geodinâmica da bacia do Douro durante o Câmbrico e Ordovícico inferior: um exemplo de sedimentação controlada pela tectónica. *Com. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **87**: 5-12.

- Costa, J. C., 1950. Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado. *Public. Espec. Comum. Serv. Geol. Portugal*, 27.
- Costa, M. M. C. P., 2011. *Geoquímica dos Granitoides de Aguiar da Beira, Norte de Portugal*. Tese de Doutoramento, Unv. Aveiro, (não publicada), 289.
- Cunha, P. P., 2019. Cenozoic Basins of Western Iberia: Mondego, Lower Tejo and Alvalade basins. In: Quesada, C., Oliveira, J. T. (Eds.). *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach. Regional Geology Reviews, Cenozoic Basins*, Springer International Publishing, 4(4):105-130. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-11190-8>.
- Cunha P. P., Pereira D. I., 2000. Evolução cenozóica da área de Longroiva-Vilarça (NE Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, 14: 91-100.
- Cunha, P. P., Pimentel, N., Pereira, D. I., 2000. A assinatura tectono-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal: a descontinuidade sedimentar Valesiano terminal-Turoliano. *Ciências da Terra (UNL)*, 14: 61-72.
- Dallmeyer, R. D., Martínez Catalán J. R., Arenas R., Gil Ibarguchi J. I., Gutiérrez Alonso G., Farias P., Bastida F., Aller J., 1997. Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277: 307-337.
- Decreto-Lei n.º 236/98 de 1 de agosto. *Diário da República n.º 176 - I Série A*. Ministério do Ambiente. Lisboa, 3676-3722.
- Debon, F., Le Fort, P., 1983. A Chemical-Mineralogical Classification of Common Plutonic Rocks and Associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73(3): 135-149. <http://dx.doi.org/10.1017/S0263593300010117>.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A Classification of Volcanic and Plutonic Rocks Using R1-R2 Diagrams and Major Element Analyses— Its Relationships with Current Nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0).
- Dias, G., Noronha, F., Almeida, P., Martins, H., Ferreira, N., 2010. Geocronologia e petrogenese do plutonismo tardi-varisco (NW de Portugal): síntese e interferências sobre os processos de acreção e reciclagem crustal na Zona Centro-Ibérica. *Ciências da terra e ciências do ambiente*, 143-160.
- Faria, F. L., 1966. Gites de uranium portugais dans les formations metasedimentaires. *Com. Serv. Geol. Portugal*, L, 9-50.
- Fernández, R. D., Pereira, M. F., 2016. Extensional orogenic collapse captured by strike-slip tectonics: Constraints from structural geology and U-Pb geochronology of the Pinhel shear zone (Variscan orogen, Iberian Massif). *Tectonophysics*, 691: 290–310.
- Fernández, R. D., Pereira, M. F., 2017. Strike-slip shear zones of the Iberian Massif: Are they coeval?. *Lithosphere*, 9: 726–744. <https://doi.org/10.1130/L648.1>.
- Ferreira, A. Brum, 1971. O rebordo ocidental da Meseta e a depressão tectónica da Longroiva. *Finisterra*, 6: 196-217.
- Ferreira, A. Brum, 1978. Planaltos e Montanhas do Norte da Beira. Estudo de Geomorfo-

- logia. Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, *Memórias*, **4**: 374.
- Ferreira, J. A., Bento dos Santos, T., Pereira, I., Mata, J., 2019. Tectonically assisted exhumation and cooling of Variscan granites in an anatectic complex of the Central Iberian Zone, Portugal: constraints from LA-ICP-MS zircon and apatite U–Pb ages. *Int. J. Earth Sci.*, **10**(7): 2153-2175. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01755-1>.
- Ferreira, J. A., Mata, J., Bento dos Santos, T., Pereira, I., 2020. The role of melting on the geochemical evolution and isotopic variability of an anatectic complex in the Iberian Variscides. *Lithos*, **378-379**: 105769. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105769>.
- Ferreira, J., 2020. *Exhumation of anatectic complexes through shear zones: petrological and geochemical constraints on the evolution of the Figueira de Castelo Rodrigo – Lumbrales Anatectic Complex*. Tese de doutoramento, Fac. Ciências da Univ. Lisboa (não publicada), 275.
- Ferreira, N., Iglésias, M., Noronha, F., Ribeiro, M. L., 1987. Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J. C., López Plaza, M., Rodríguez Alonso, M. D. (Eds.), *Geología de los Granitóides e Rocas Asociadas del Macizo Hespérico*, Editorial Rueda, Madrid, 37-51.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Marco, J. C., Corfu, F., Murphy, J. B., Suárez, M., 2007. U-Pb depositional age for the upper Barrios Formation (Armorican quartzite facies) in the Cantabrian zone of Iberia: Implications for stratigraphic correlation and paleogeography In: Linnemann, U., Nance, R. D., Kraft, P., Zulauf, G. (Eds.), *The evolution of the Rheic Ocean; from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*, Boulder, CO, United States (USA), Geological Society of America (GSA Special Publication), **423**: 287-296.
- Gutierrez-Alonso, G., Alan S. Collins, A. S., Fernández-Suárez, J., Pastor-Galán, D., González-Clavijo, E., Jourdan, F., Arlo B. Weil, A. B., Johnston, S. T., 2015. Dating of lithospheric buckling: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of syn-orocline strike–slipshear zones in northwestern Iberia Dating of lithospheric buckling: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of syn-orocline strike–slip shear zones in northwestern Iberia. *Tectonophysics*, **643**: 44-54.
- Henriques, F. F., 1726. *Aquilégio Medicinal*. Ed. fac-similada, Instituto Geológico e Mineiro 1998, Lisboa, 288. ISBN 972-95452-5-1.
- Hounslow, A.W. 1995. *Water Quality Data - Analysis and Interpretation*. CRC Press LLC, Taylor & Francis Group, 416.
- Iglésias, M., Ribeiro, A., 1981a. Zones de cisaillement ductile dans l’arc ibéro-armoricain. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **67**(1): 85-87.
- Iglésias, M., Ribeiro, A., 1981b. La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca) – Penalva do Castelo (Viseu): Un linéament ancien réactivé pendant l’orogénèse hercynienne? *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **67**(1): 89-93.
- IPMA 2017a. *Carta de evapotranspiração (ET0) anual, valores médios no período 1971-2000*.
- IPMA 2017b. *Carta de precipitação anual, valores médios no período 1971-2000*.

- Janoušek, V., Farrow, C. M., Erban, V., 2006. Interpretação de dados geoquímicos de rochas inteiras em geoquímica ígnea: introduzindo o Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Jornal de Petrologia*, **47**(6): 1255-1259.
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J., Douceland, R., 2014. The diversity and evolution of late-Archean granites: Evidence for the onset of a “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.45 Ga. *Lithos*, **205**: 208-235. Doi: 10.1016/j.lithos.2014.06.12.
- Lobato, C., Ferrão, N., 1958. Ocorrências de minérios de urânio no Complexo Xisto-Grauváquico das Beiras, Sra. das Fontes (Pinhel). *Técnica*, Lisboa, **291**: 467-478.
- Macedo, C. A. R., 1988. *Granitóides, Complexo Xisto-Grauváquico e Ordovícico na região entre Trancoso e Pinhel – Geologia, Petrologia, Geocronologia*. Tese de doutoramento, Univ. Coimbra (não publicada), 432.
- Mateus, A. e F. Noronha, F., 2010. Sistemas mineralizantes epigenéticos na Zona Centro-Ibérica: Expressão da estruturação orogénica meso- a tardi-varisca. In: Cotelos Neiva, J. M., Ribeiro, A., Victor, M., Noronha, F., Ramalho, M. (Eds.), *Ciências Geológicas-Ensino e Investigação e sua história, Volume II, Geologia Aplicada*, Publicação Comemorativa do “Ano Internacional do Planeta Terra, Associação Portuguesa de Geólogos e Sociedade Geológica de Portugal, 47-61.
- Medeiros, A. C., 1961. Notas sobre a geologia da região de Trancoso. *Rev. Fac. Ciências U. Lisboa*, 2ª série-C, **IX**(1): 89-109.
- Meiros, C., Pereira, E., Ferreira, N., Castro, P., 2006. O Ordovícico da Serra da Marofa: novos dados litoestratigráficos e estruturais. In: Mirão, J., Balbino, A., (Coords.), *Livro de Actas, VII Congresso Nacional de Geologia, Paleontologia, Pólo de Estremoz da Universidade de Évora*, **II**: 645-648.
- Mendes, J. C., Bettencourt, M. L., 1980. *O Clima de Portugal. Contribuição para o estudo do balanço climatológico de água no solo e classificação climática de Portugal Continental*. Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, Lisboa (Portugal), **XXIV**: 287.
- Meunier, E., Dias, F., Lima, A., Silva, R., Mirão, J., Figueiredo, E., 2021. A mina de estanho antiga de Vale do Mouro (Coriscada, Mêda, Guarda). Estudo preliminar. Sandra Naldinho; Tony Silvino. *Estudos em Homenagem ao Doutor António do Nascimento Sá Coixão*, 103-117.
- Neiva, M. R., Silva, P. S., Corfu, F., Ramos, J. M. F., 2011. Sequential melting and fractional crystallization: Granites from Guarda-Sabugal area, central Portugal. *Elsevier*, **71**: 227-245.
- Noronha, F., Ramos, J. M. F., Rebelo, J. A., Ribeiro, A., Ribeiro, M. L., 1979. Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le Nord- Ouest Péninsulaire. *Bol. da Soc. Geológica Port.*, **21**: 227-237.
- Pais, J., Cunha, P. P., Pereira, D., Legoinha, P., Dias, R. P., Moura, D., Brum da Silveira, A., Kullberg, J. C., González-Delgado, J. A., 2012. *The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal): A Cenozoic Record in the European Atlantic Domain*. Springer Briefs in Earth Sciences, Springer, 158.

- Patino Douce, A. E., Beard, J. S., 1996. Effects of P, f(O₂) and Mg/Fe Ratio on Dehydration Melting of Model Metagreywackes. *Journal of Petrology*, **37**(5): 999-1024.
- Pereira, D. I., 1997. *Sedimentologia e Estratigrafia do Cenozóico de Trás-os-Montes oriental (NE Portugal)*. Tese de doutoramento, Universidade do Minho (não publicada), 341.
- Pereira, D. I., 1998. Enquadramento estratigráfico do Cenozóico de Trás-os-Montes oriental. *Comunicações do I.G.M.*, **84**(1): A126A129.
- Pereira, I., 2014. *Petrologia e geoquímica dos migmatitos e granitoides do sector Figueira de Castelo Rodrigo – Rio Águeda: evolução litológica e estrutural no contexto da Zona de Cisalhamento Juzbado – Penalva do Castelo*. Tese de doutoramento, Univ. Évora (não publicada), 146.
- Pereira, I., Dias, R., Bento dos Santos, T., Mata, J., 2014. Zona de Cisalhamento de Juzbado-Penalva do Castelo no sector de Figueira de Castelo Rodrigo: implicações para a exumação de rochas metamórficas de alto grau. *Comun. Geol.*, **101**: 289–292.
- Pereira, I., Dias, R., Bento dos Santos, T., Mata, J., 2017. Exhumation of a migmatite complex along a transpressive shear zone: Inferences from the Variscan Juzbado-Penalva do Castelo Shear Zone (Central Iberian Zone). *J. Geol. Soc. London*, **174**: 1004-1018.
- Pereira, M. F., Díez Fernández, R., Gama, C., Hofmann, M., Gärtner A., Linnemann U., 2018. S₂ type granite generation and emplacement during a regional switch from extensional to contractional deformation (Central Iberian Zone, Iberian autochthonous domain, Variscan Orogeny). *International Journal of Earth Sciences*, **107**: 251–267. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1488-3>.
- Pereira, M. R., Almeida, C., 1997. Influência da Posição Topográfica e da Litologia na Produtividade das Captações em Rochas Fracturadas de Trás-os-Montes Oriental (Portugal). Proceedings of the Workshop of Iberian Subgroup on Hard Rock Hydrogeology, 67-78.
- Polo, M. A., Alonso-Gavilán, G., Valle, M. F., 1987. Bioestratigrafía y Paleogeografía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Stvdia Geologica Salmanticensia*, **24**: 229-245
- Ramos, F., Moreira, A., Oliveira, Á., Carvalho, C., 2000. *Estudo do sector industrial dos granitos da região da Guarda - Parte II: Actividade extractiva de rochas granitoides do distrito da Guarda – Descrição e potencialidades Geológicas*. Ins. Geológico e Mineiro, Porto (não publicado), 19.
- Ribeiro, A., Rebelo, J., 1971. Estudo geológico da região de Moncorvo e, em especial, do seu jazigo de ferro. *I Congresso Hispano Luso-Americano de Geología Económica*, **4** (2): 983-994.
- Ribeiro, M. L., 2001. *Notícia explicativa da Carta Geológica simplificada do Parque Arqueológico Vale do Côa*. Inst. Geol. Min. / Parque Arqueológico do Côa, 72.
- Richards, L. A. (Ed.), 1954. *The Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils*. US Department of Agriculture. Handbook No. 60 Washington DC: US Government, Prin-

ting Office, 160. <http://dx.doi.org/10.1097/00010694-195408000-00012>.

- Romano, M., Diggens, J. N., 1973. The stratigraphy and structure of Ordovician and associated rocks around Valongo, north Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **LVII**: 23-50.
- Rubio Pascual, F. J., Arenas, R., Martínez Catalán, J. R., Rodríguez Fernández, L. R., 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. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.005>.
- Sá, A., 2005. *Bioestratigrafia do Ordovícico do nordeste de Portugal*. Tese de doutoramento, Univ Trás-os-Montes e Ato Douro (não publicada), 571.
- Shand, S. J., 1943. *Eruptive rocks: their genesis, composition, and classification, with a chapter on meteorites*. John Wiley and Sons, New York, 2ª Editions, **xvi**: 444, figs. 47, pls. 3.
- Silva, A. F., Rebelo, J., Ribeiro, M. L., 1991. *Notícia Explicativa da Folha 15-A Vila Nova de Foz Coa, da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000*. Lisboa, Serv. Geol. Portugal, 52.
- Silva, A. F., Ribeiro, A., 1985. Thrust tectonics of Sardic Age in the Alto Douro Region (Northeastern Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, **71**(2): 151-157.
- Singh, J., Johannes, W., 1996. Dehydration Melting of Tonalites. Part I. Beginning of Melting. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **125**: 16-25. <http://dx.doi.org/10.1007/s004100050203>.
- Sistema de Informação de Ocorrências e Recursos Minerais Portugueses (SIORMINP).
- Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos (SNIRH). Dados das redes de monitorização hidrometeorológica e meteorológica. <https://snirh.apambiente.pt/index.php?idMain=2&idItem=1>
- Sousa, M., 1944. Notas sobre a Geologia e a Mineralização das minas do Massueime. *Técnica*, 145: 743-755.
- Sousa, M. B., 1982. *Litostratigrafia e Estrutura do “Complexo Xisto Grauváquico Ante-Ordovícico” – Grupo do Douro (NE Portugal)*. Tese de doutoramento, Univ. Coimbra (não publicada), 222.
- Sousa, M. B., 1983. Considerações Paleogeográficas e Ensaio de Correlação das Formações do Grupo do Douro (CXG) com as Formações Ante-Ordovícicas da Zona Centro-Ibérica. *Memórias e Notícias do Museu e Laboratório Mineral. Geol., Universidade de Coimbra*, **95**: 65-98.
- Sousa, M. B., 1983. Litostratigrafia do CXG – Grupo do Douro (NE Portugal). *Memórias e Notícias do Museu e Laboratório Mineral. Geol., Universidade de Coimbra*, **95**: 3-63.
- Sousa, M. B., 1984. Considerações sobre a Estratigrafia do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) e sua relação com o Paleozoico inferior. *Cuadernos Geología Ibérica*, Madrid, **9**: 9-36.

- Sousa, M. B., 1989. O Complexo Xisto-Grauváquico da Marofa (Figueira de Castelo Rodrigo – Portugal Central). *Memórias e Notícias do Museu e Laboratório Mineral. Geol., Universidade de Coimbra*, **108**: 1-10.
- Sousa, M. B., 1981. Complexo Xisto-Grauváquico do Douro: Os xistos cloríticos com magnetite e o seu valor estratigráfico. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **67**(1): 53-55.
- Sousa, V. M., 1944. Notas sobre a Geologia e a Mineralização das minas do Massueime. *Técnica.*, **145**: 743-755.
- Streckeisen, A. L., 1974. Classification and nomenclature of igneous rocks. *Neue Jb. Mineral. Abh.*, **107**: 144.214.
- Thorntwaite, C. W.; Mather, J. R. 1955. The Water Balance. Drexel Institute of Technology. [Philadelphia], Laboratory of Climatology, Centerton, N.J. *Publications in climatology*, **8**(1): 1-104.
- Valverde-Vaquero, P., Díez-Balda, M.A., Díez-Montes, A., Dörr, W., Escuder, J., González-Clavijo, E., Maluski, H., Rodríguez-Fernández, L.R., Rubio, F., Villar, P., 2006. Timing of Variscan metamorphism and the Central Iberian paradox. *Geophysical Research Abstracts*, **8**: 01309, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-01309.
- Viana, A., 1927. Relatório Geral das Minas do Massueime – 30 de abril de 1922, in *Memória Descritiva das concessões “Massueime n.º 1”, “Massueime n.º 2” e “Massueime n.º 3”*. *Boletim de Minas de janeiro a março de 1927*, 25-30.
- Villaseca, C., Barbero, L., Herreros, V., 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, **89**: 113–119.

Revisão do Texto

R. Dias, S. Machado, E. Ramalho

Execução Gráfica e Paginação

R. Dias (LNEG)

Impressão

Sempre Actual

Depósito Legal

Tiragem

200 exemplares