



# Caracterização do Granito de Fânzeres e seu enquadramento geotectónico.

Diana Carolina Alves da Silva

Mestrado em Geologia

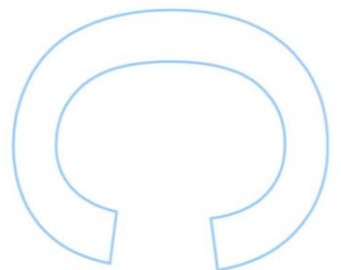
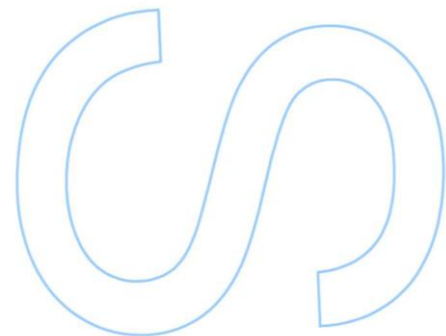
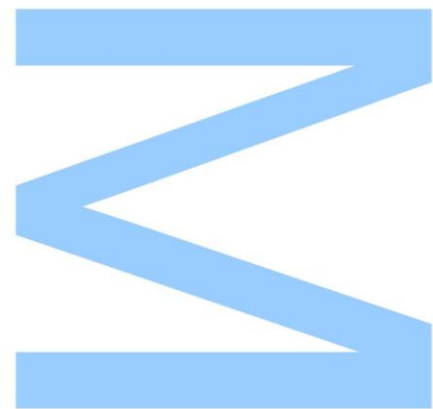
Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território  
2016

## **Orientador**

Helena Cristina Brites Martins, Professor Auxiliar, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

## **Coorientador**

Maria dos Anjos Marques Ribeiro, Professor Associado, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

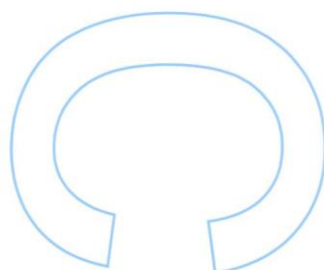
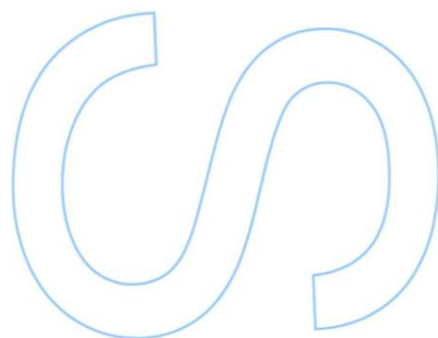
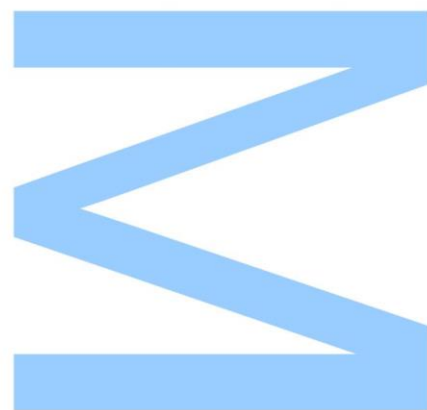






Todas as correções determinadas pelo júri, e só essas, foram efetuadas.  
O Presidente do Júri,

Porto, \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_







*Aos meus pais*



# Agradecimentos

Às minhas orientadoras Dra. Helena Martins e Dra. Maria dos Anjos Ribeiro pela total disponibilidade e apoio sem os quais esta dissertação não teria sido possível.

Ao Mestre Daniel Teixeira pela disponibilidade e apoio nos trabalhos de laboratório.

Ao João Fernandes e à Erika De La Cruz pelo apoio no campo, sucessivas revisões e toda a demais ajuda prestada.



## Resumo

No sector NW da Faixa Metamórfica Porto-Viseu (Porto, Norte de Portugal), uma importante área para a caracterização do Orógeno Varisco, ocorrem granitoides, associados a migmatitos, intrusivos em rochas metassedimentares do Grupo do Douro, anteriormente designado por Complexo Xisto-Grauváquico. A oriente do Granito do Porto, encaixado em micaxistos estaurolíticos, aflora o Granito de Fânzeres, um corpo de geometria sigmoidal peculiar, com cerca de 5 km<sup>2</sup> de área, cartografado como um granito gnaissico alcalino granatífero. A oriente e a ocidente do maciço ocorrem duas zonas de cisalhamento direito, N-S a N20°; subverticais, materializadas por litologias miloníticas nas quais ocorrem abundantes ocelos de composição quartzo-feldspática.

O Granito de Fânzeres corresponde a um granitoide caracterizado por apresentar uma foliação irregular de orientação variável entre NNW e NNE. Macroscopicamente, destaca-se a ocorrência de granada em associação com quartzo, a abundância de apatite de cor verde, bem como a abundância de moscovite secundária, em placas de dimensão centimétrica, geralmente não orientadas.

O granitoide apresenta a seguinte associação mineral: quartzo + plagioclase + microclina + moscovite + biotite + clorite + esfena-leucóxena + rútilo + zircão + monazite + fluorapatite ± granada ± turmalina. Microscopicamente, o quartzo evidencia poucos aspetos de deformação, não se observando subgranulação. Destaca-se a ocorrência de filmes de quartzo e plagioclase nos bordos dos minerais, a ocorrência de frequentes inclusões globulares de quartzo quer em feldspatos quer em quartzo, e a presença de zonas quartzo-feldspáticas de granularidade fina.

O Granito de Fânzeres apresenta quimismo peraluminoso, com alto teor de sílica, sendo, contudo, pobre em elementos incompatíveis. A sua geoquímica é muito semelhante à geoquímica das rochas gnaisso-migmatíticas adjacentes ao Granito do Pedregal.

Com base nas suas características petrográficas e geoquímicas, sugere-se que o Granito de Fânzeres corresponde a uma rocha gnaisso-migmatítica resultante da injeção de leucossoma em rochas metassedimentares durante um regime sincinemático.

**Palavras-chave:** Faixa Metamórfica Porto-Viseu, granitoide, rochas gnaisso-migmatíticas, petrografia, geoquímica



# Abstract

The western sector of the Porto-Viseu metamorphic belt (Porto, Northern Portugal) is an important area for the characterization of the Variscan Orogen, in which granites, associated with migmatites, occur intrusive in metasedimentary rocks of the Schist-Greywacke Complex. East of Porto Granite outcrops the Fânzeres Granite, a granitoid body of peculiar sigmoidal geometry, with about 5 km<sup>2</sup> of area, cartographed as an alkaline gneissic granite with garnet. West and east of the massif two subvertical dextral shear zones occur, with N-S to N20° trending, which are materialized by mylonitic lithologies with abundant quartz-feldspar ocelli.

The Fânzeres Granite is a granitoid characterized by an irregular foliation, of orientation variable between NNW and NNE. Macroscopically, it shows garnet in association with quartz, abundance of green-colored apatite, as well as abundance of secondary muscovite in centimetric crystals, generally non-oriented.

The granitoid presents the following mineral association: quartz + plagioclase + microcline + muscovite + biotite + chlorite + sphene-leucosene + rutile + zircon + monazite + fluorapatite ± garnet ± tourmaline. Microscopically, the quartz displays few deformation aspects, with absence of subgranulation. The most important petrographic aspects include the occurrence of globular inclusions of quartz that are frequent in either feldspars or quartz, the presence of quartz and plagioclase films in the grain boundaries, and the existence of fine grained quartz-feldspar zones.

The Fânzeres Granite is peraluminous and extremely rich in silica, however, it is poor in incompatible elements. Its chemical geochemistry is very close to the geochemistry of the gneiss-migmatite rocks adjacent to the Pedregal Granite.

Based on its petrographic and geochemical characteristics, it is suggested that the Fânzeres Granite is a gneiss-migmatite rock, resulting from leucosome injection in metasedimentary rocks in a synkinematic regime

**Keywords:** Porto-Viseu Metamorphic Belt, granitoid, gneiss-migmatite rocks, petrography, geochemistry





# Sumário

Agradecimentos	vii
Resumo	ix
Abstract	xi
Lista de figuras	xv
Lista de tabelas	xvii
Lista de abreviaturas	xix
Capítulo 1 – Introdução	1
Capítulo 2 – Enquadramento geológico	4
2.1 – Ciclo Varisco	7
2.2 – Zona Centro-Ibérica	9
2.2.1 - Litoestratigrafia	10
2.2.2 – Deformação Varisca	12
2.2.3 – Granitoides variscos	13
2.3. – Geologia local	14
Capítulo 3 – Estado da arte	17
3.1 – Contextualização global	19
3.2 – Contextualização na Cadeia Varisca Ibérica	19
3.3 – Faixa metamórfica Porto-Viseu	21
3.4 – Extremo NW da Faixa Porto-Viseu	24
3.5 – O Granito de Fânzeres	27
Capítulo 4 – Metodologias	31
4.1 – Trabalho de campo e amostragem	33
4.2 – Preparação das amostras	36
4.3 – Estudo petrográfico	37
4.4 – Análise modal quantitativa	37
4.5 – Microscópio eletrónico de varrimento (MEV)	37
4.6 – Estudo geoquímico	38

Capítulo 5 – Litologia e estrutura	39
Capítulo 6 – Petrografia e mineralogia	49
6.1 – Granito de Fânzeres	51
6.1.1 - Composição modal quantitativa	61
6.2 – Pegmatito	62
6.3 – Milonito	69
Capítulo 7 – Geoquímica	75
7.1 – Classificação	77
7.2 – Diagramas de variação	78
7.3 – Diagrama de terras raras (TR)	82
7.4 – Diagrama multi-elementar	84
Capítulo 8 – Síntese e considerações finais	85
Referências bibliográficas	89
Anexo I	105
Anexo II	109

# Lista de figuras

Figura 1: Correlação entre as suturas Variscas da Europa ocidental (Dias & Ribeiro, 1995). .....	8
Figura 2: Unidades estruturais (terrenos e zonas) no Varisco ibérico. Adaptado por Ribeiro, 2013b com base em Ribeiro & Sanderson (1996) e Vera (2004). .....	9
Figura 3: Esboço geológico da Cadeia Varisca Ibérica no qual se observa a divisão das unidades metassedimentares Neoproterozoicas proposta por Villaseca et al. (2014), marcada pela linha verde. A área de estudo localiza-se no retângulo vermelho. ....	11
Figura 4: Eventos de deformação que afetaram a Ibéria durante o Ciclo Varisco (Dias & Ribeiro, 1995). .....	13
Figura 5: Excerto da Folha 1 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000, enquadrando o Granito de Fânzeres e as principais litologias adjacentes. ....	15
Figura 6: Excerto da Folha 9-C da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, enquadrando o Granito de Fânzeres e as principais litologias adjacentes. ....	16
Figura 7: Localização da área de estudo e esboço geológico do Granito de Fânzeres e área envolvente, adaptado por Ferreira et al. (em publicação), com base na Folha 9-C da Carta Geológica de Portugal à escala .....	34
Figura 8: Enquadramento das duas áreas de estudo e dos locais de amostragem no excerto da Folha 122 da Carta Militar de Portugal à escala .....	35
Figura 9: Concentração dos polos dos planos de foliação do GF, e as respetivas atitudes. ....	41
Figura 10: (A) Foliação do GF; (B) Grande placa de moscovite discordante da foliação; (C) Granada na interface entre o GF e um corpo pegmatítico; (D) Fluorapatite no GF; (E) Filões pegmatíticos concordantes com a foliação; (F) Filões pegmatíticos normais entre si, um concordante e outro discordante da foliação; (G) Filão de quartzo com turmalinização; (H) Filão aplítico com agulhas de turmalina. ....	42
Figura 11: (A) Contacto concordante e gradual entre GF e Mx encaixantes; (B) Corpo pegmatítico próximo do contacto entre GF e Mx, no qual ocorrem fosfatos; (C) : Metagrauauques com granada e estauroilite intercalados nos Mx; (D) Falha inversa que rejeita um filão de quartzo; (E) Filão de aplito com estrutura interna subparalela à foliação dos Mx; (F) Lenticulas de quartzo catacladaso que ocorrem nos Mx; (G) Filões de quartzo deformados, encaixados nos Mx (H) Pormenor de uma dobra de eixo subhorizontal, indicando sentido de movimento de topo para baixo ("down-dip"). ..	44
Figura 12: Concentração dos polos dos planos de foliação, e as respetivas atitudes, dos Mx localizados a NW do GF (A) e a SE do mesmo (B). ....	45
Figura 13: (A) Filão de rocha calcossilicatada; (B) Rocha migmatítica com lenticulas feldspáticas; (C) Falha catacladasa e argilizada; (D) Bancadas de milonitos, que ocorrem a oriente do GF, encaixadas nos Mx; (E) Amostra de milonito que ocorre a oriente do GF; (F) Amostra de milonito que ocorre a ocidente do GF. ....	46
Figura 14: Esboço geológico da área de estudo, adaptado por Ferreira et al. (em publicação), com base na Folha 9-C da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, modificado. ....	47
Figura 15: Aspetos texturais do GF: (A, B) Leitões micáceos adaptados em volta de granada, em N// e NX, respetivamente; (C, D) Fitas de quartzo orientadas, em N// e NX, respetivamente; (E) Cristais de quartzo alongados de acordo com a anisotropia, em NX; (F) Zona quartzo-feldspática de granularidade fina, em NX; (G, H) Filão pegmatítico intrusivo no GF, em N// e NX, respetivamente. ....	52
Figura 16: Aspetos do quartzo no GF: (A) Cristal euédrico, em NX; (B) Extinção ondulante, em NX; .....	53
Figura 17: Aspetos dos feldspatos no GF: (A) Intercrescimento de plagioclase com quartzo, em NX; (B) Microclina perfitica e com caulnização, em NX; (C) Macla em xadrez da microclina, em NX; (D) Cristal de microclina com inclusões de moscovite, plagioclase e quartzo, em NX. ....	54
Figura 18: Aspetos das micas no GF: (A, B) Intercrescimento de moscovite e biotite, em N// e NX, respetivamente; (C, D) Grande placa de moscovite com birrefringência anómala, em N// e NX, respetivamente; (E) Moscovite com clivagens flexuradas, em NX; (F) Biotite cloritizada com agulhas de rútilo e esfena-leucóxena, em N//; (G, H) Cloritização da biotite (penina), em N// e NX, respetivamente. ....	55
Figura 19: Aspetos da granada do GF: (A) Pormenor de um cristal de granada, em associação com quartzo e biotite, em N//; (B) Pequenos cristais de granada localizados numa zona pegmatítica, em N//. ....	56
Figura 20: Pequeno cristal de turmalina incluso em quartzo, em N//. ....	56
Figura 21: Aspetos da fluorapatite do GF: (A, B) cristal de fluorapatite associado a micas, em N// e NX, respetivamente; (C) Grande cristal de fluorapatite com tom esverdeado, em N//; (D) Cristais prismáticos e aciculares de fluorapatite inclusos em quartzo, em N//. ....	57
Figura 22: Imagens obtidas em eletrões retrodifundidos das zonas analisadas na lâmina FZ1b1: fluorapatite (Z1), monazite (Z2, Z3 e Z5) e zircão (Z4). ....	57
Figura 23: Espectros obtidos com a análise da lâmina FZ1b1: fluorapatite (Z1), monazite com Th e U (Z2, Z3), monazite sem Th e U (Z5), e zircão (Z4). ....	58
Figura 24: Imagens obtidas em eletrões retrodifundidos das zonas analisadas na lâmina FZ4a: fluorapatite (Z1, Z2 e Z3) e monazite (Z4). ....	59
Figura 25: Espectros obtidos na análise da lâmina FZ4a: fluorapatite (Z1, Z2 e Z3) e monazite sem Th e U (Z4). ....	60

Figura 26: Projeção dos resultados da análise modal do Granito de Fânzeres no diagrama ternário QAP para rochas ígneas plutónicas (IUGS). .....	61
Figura 27: Aspectos do pegmatito: (A, B) Textura porfiroide com megacristais de plagioclase, em N// e NX, respetivamente; (C) Agregado de quartzo com granularidade média, em NX; (D) Agregado de quartzo com granularidade fina, em NX; (E) Microfilonetes de quartzo a cortar microclina e plagioclase, em NX; (F) Plagioclase com as maclas polissintéticas flexuradas, em NX; (G) Cristais de moscovite com clivagens flexuradas, em NX; (H) Palhetas de moscovite a crescer em fraturas, em NX. ....	63
Figura 28: Aspetto dos fosfatos do pegmatito: (A, B) Pequenos cristais anédricos do mineral azul, intercrescidos com o mineral verde, em N// e NX, respetivamente; (C, D) Cristal alongado do mineral azul, em N// e NX, respetivamente; .....	65
Figura 29: Imagens obtidas em eletrões retrodifundidos das zonas analisadas na lâmina FZ2.1 (1): mineral azul (Z1) e mineral verde (Z2). ....	66
Figura 30: Espectros obtidos com a análise da lâmina FZ2.1 (1): mineral azul possível lazulite (Z1) e mineral verde possível kulanite (Z2). ....	66
Figura 31: Imagens obtidas em eletrões retrodifundidos das zonas analisadas na lâmina FZ2.1 (2): mineral verde (Z1), da fluorapatite (Z2) e albite (Z3). ....	66
Figura 32: Espectros obtidos com a análise da lâmina FZ2.1 (2): mineral verde possível kulanite (Z1), fluorapatite (Z2), e albite (Z3). ....	67
Figura 33: Imagens obtidas em eletrões retrodifundidos das zonas analisadas na lâmina FZ2.2: possível brasilianite (Z1), possível goyazite (Z2), e mineral azul (Z3). ....	67
Figura 34: Espectros obtidos com a análise da lâmina FZ2.2: possível brasilianite (Z1), possível goyazite (Z2) e mineral azul possível lazulite (Z3). ....	68
Figura 35: Aspectos texturais dos milonitos: (A, B) Textura milonítica ocelada do milonito FZ5, em N// e NX, respetivamente; (C, D) Textura milonítica ocelada do milonito PM72, em N// e NX, respetivamente; (E) Fitas de quartzo orientadas, em NX; (F) Ocelo de plagioclase com sombras de deformação assimétricas, em NX. ....	70
Figura 36: Aspectos do quartzo e dos feldspatos dos milonitos: (A) Contraste entre zona de subgranulação de quartzo e plagioclase e o agregado de quartzo com cristais de maior dimensão; (B) Ocelo quartzo-feldspático, em NX; (C) Ocelo constituído por um agregado de quartzo poligonal, em NX; (D) Porfiroclasto de plagioclase de grande dimensão, em NX; (E) Pormenor de um cristal de plagioclase parcialmente maclado, em NX; (F) Cristal de plagioclase com as maclas deformadas, em NX; (G) Pormenor de um cristal de plagioclase com moscovite nos planos de clivagem, em NX; (H) Inclusões de quartzo vermicular num cristal de plagioclase, em NX; (I) Pormenor de um cristal de plagioclase com quartzo intercrescido, em NX; (J) Pormenor de um porfiroclasto de feldspato potássico pertítico, em NX. ....	72
Figura 37: Aspectos das micas do milonito: (A) Leito micáceo com intercrescimento de moscovite e biotite, em N//; (B) Porfiroclasto de moscovite, com estrutura mica fish, em NX; (C) Porfiroclasto de moscovite, com estrutura mica fish e com kink, em NX; (D) Palhetas de moscovite na matriz, em NX; (E) Pequenas palhetas de moscovite localizadas em fraturas e em planos de clivagem de um porfiroclasto de plagioclase, em NX; (F) Cristais de biotite anédricos intercrescidos com moscovite, em N//; (G e H) Biotite cloritizada (penina), com agulhas de rútilo e esfena-leucóxena associadas, em N// e NX, respetivamente. ....	73
Figura 38: Aspectos da granada, andaluzite, silimanite e turmalina: (A) Porfiroclasto de granada euédrico, em N//; (B) Porfiroclasto de granada subédrico, muito fraturado, em N//; (C, D) Cristal de andaluzite com textura poicilítica, em N// e NX, respetivamente; (E) Agulhas de silimanite associadas a andaluzite, em N//; (FH) Cristal de turmalina incluído em moscovite, em N//; .....	74
Figura 39: Projeção das amostras do Granito de Fânzeres (GF), do Granito do Pedregal (GP), das rochas gnaisso-migmatíticas (G-M), e do Granito de Ermesinde (GE) no diagrama A/NK versus ASI de Frost et al. (2001). ....	77
Figura 40: Diagramas de variação dos óxidos dos elementos maiores e menores em função da sílica, do Granito de Fânzeres (GF), do Granito do Pedregal (GP) e das rochas gnaisso-migmatíticas associadas (G-M), do Granito de Ermesinde (GE), e dos xistos estaurolíticos encaixantes. ....	79
Figura 41: Diagramas de variação dos elementos traço em função da sílica, do Granito de Fânzeres (GF), do Granito do Pedregal (GP) e das rochas gnaisso-migmatíticas associadas (G-M), do Granito de Ermesinde (GE), e dos xistos estaurolíticos. ....	81
Figura 42: Diagrama de terras raras normalizado aos condritos (Evenson et al., 1978), para as amostras do Granito de Fânzeres (GF), do Granito do Pedregal (GP), do Granito de Ermesinde (GE), as rochas gnaisso-migmatíticas (G-M), e para os xistos estaurolíticos. ....	83
Figura 43: Diagramas de La/Sm versus Gb/Yb, Eu/Eu* versus somatório de TR, Zr versus Gb/Yb e Zr versus La/Yb normalizado aos condritos (Evenson et al., 1978), para as amostras do Granito de Fânzeres (GF), do Granito do Pedregal (GP), do Granito de Ermesinde (GE), das rochas gnaisso-migmatíticas (G-M), e dos xistos estaurolíticos. ....	83
Figura 44: Diagrama multi-elementar referente às amostras do Granito de Fânzeres e das rochas gnaisso-migmatíticas adjacentes ao Granito do Pedregal, normalizado à média do NIBAS (Ugidos et al., 2010). ....	84

## Lista de tabelas

Tabela I – Lista de amostras colhidas.	36
Tabela II – Resultado da análise de composição modal quantitativa do Granito de Fânzeres.	61
Tabela III - Parâmetros caracterizadores dos perfis de TR calculados para o Granito de Fânzeres, o Pedregal, o Granito de Ermesinde, as rochas gnaisso-migmatíticas e os xistos estaurolíticos.	83



# Lista de abreviaturas

- AIA – Arco Ibero-Armoricano  
ASI – Índice de saturação em alumínio  
AT-BP – Alta temperatura e baixa pressão  
CEMUP – Centro de Materiais da Universidade do Porto  
CMM – Complexo Migmatítico de Mundão  
CXG – Complexo Xisto-Grauváquico  
DGAOT – Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território  
*e. g. – Exempli gratia*  
EBSD – Análise de Padrões de Difração de Elétrons Retrodifundidos  
EDS – *Energy Dispersive Spectrometry*  
*et al. – et alia*  
ETR – Elementos de Terras Raras  
FMPV – Faixa Metamórfica Porto-Viseu  
GE – Granito de Ermesinde  
GF – Granito de Fânzeres  
GG – Granito de Gondomar  
G-M – Rochas gnaiisso-migmatíticas adjacentes ao Granito do Pedregal  
GP – Granito do Pedregal  
ICP – *Inductively Coupled Plasma*  
ICP/MS – *Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer*  
IUGS – *International Union of Geological Sciences*  
Ma – Milhões de anos  
MEV – Microscópio Eletrónico de Varrimento  
MMC – Complexo Migmatítico do Mindelo  
Mx – Micaxisto estaurolítico  
N// – Nicois paralelos  
NIBAS – *Neoproterozoic Iberian Average Shale*  
NX – Nicois cruzados  
PIFs – Planos de inclusões fluidas  
P-T – Pressão e temperatura  
PTt – Pressão, temperatura e tempo  
SGDB – Super Grupo Dúrico-Beirão  
SHRIMP – *Sensitive High Resolution Ion Microprobe*  
TCA – Terreno Continental Alóctone  
TF – Terreno Finisterra  
TI – Terreno Ibérico  
TON – Terreno Ofiolítico do NW Ibérico  
TOS – Terreno Ofiolíticos do SW Ibérico  
TR – Terras raras  
TSP – Terreno Sul Português  
ZAOL – Zona Astur-Occidental Leonesa  
ZC – Zona Cantábrica  
ZCI – Zona Centro-Ibérica  
ZOM – Zona de Ossa-Morena





# Capítulo 1 – Introdução



A região do Grande Porto é uma área importante para a caracterização do Orógeno Varisco, correspondendo ao sector Noroeste da Faixa Metamórfica Porto-Viseu (FMPV), na qual ocorrem granitoides associados a migmatitos (Carrington da Costa & Teixeira, 1957; Ribeiro *et al.*, 2011; Ribeiro *et al.*, 2014a) encaixados em rochas metassedimentares que registam um elevado gradiente metamórfico de campo, com transição, numa curta distância, de condições de baixa temperatura para alta temperatura (Esteves *et al.*, 2006; Ribeiro *et al.*, 2014a). As litologias que ocorrem nesta área têm sido alvo de numerosos estudos estruturais, petrológicos, geocronológicos, geoquímicos e isotópicos, porém, considera-se que não existe uma caracterização muito atualizada e detalhada do Granito de Fânzeres, um granitoide com afloramento sigmoidal, cartografado como um granito gnaissico alcalino granatífero, na Folha 9-C da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000 (1957). Mostra-se, então, relevante o desenvolvimento de um estudo petrológico e geoquímico atualizado e detalhado, a integração de dados microestruturais com os dados regionais já existentes, e a comparação deste granito com as litologias adjacentes.

Assim, a presente dissertação tem como principal objetivo a caracterização litológica, mineralógica e geoquímica do Granito de Fânzeres, procurando-se inferir as suas condições de génese e a relação com as litologias adjacentes, ígneas e metamórficas, de forma a contribuir para a história geológica da Faixa Metamórfica Porto-Viseu.

Os objetivos específicos desta dissertação são descritos em seguida. O estudo litológico e estrutural de campo, quer do Granito de Fânzeres quer dos metassedimentos encaixantes, quer da zona de contacto, envolve a análise, à macro e mesoescala, da textura, do *fabric*, da mineralogia, e de corpos e estruturas associadas a estas litologias. O estudo petrográfico e mineralógico do granitoide e de litologias associadas relevantes, com apoio ao Microscópio Eletrónico de Varrimento (MEV), inclui a análise microtextural, microestrutural, e a identificação da associação mineral e do modo de ocorrência dos minerais. A análise química de composição dos elementos maiores, menores e traço do Granito de Fânzeres, tem como finalidade a realização de um estudo comparativo com os granitoides adjacentes, recorrendo, para tal, a dados previamente publicados por outros autores. Por fim, com a análise dos resultados obtidos procura-se compreender as condições de génese do Granito de Fânzeres e a relação com as litologias adjacentes.



# Capítulo 2 – Enquadramento geológico



## 2.1 – Ciclo Varisco

O Ciclo Varisco ou Hercínico (560-245 Ma segundo Ribeiro, 2013a) terá consistido, de forma simplificada, na abertura e fecho do oceano Rheic, e subsequente convergência e colisão dos continentes Gondwana e Laurússia (e.g. Martínez Catalán *et al.*, 2009).

Este ciclo ter-se-á iniciado entre o Câmbrico médio e o Silúrico médio (540-420 Ma) com uma fase extensional relacionada com abertura de oceanos paleozoicos, limitados por margens passivas (Dias, 2010; Ribeiro, 2013b). A abertura do Rheic, o oceano principal, terá sido aos 500-470 Ma por deriva da Avalónia em relação ao conjunto Armórica-Ibéria (Ribeiro, 2013b).

Entre o Silúrico médio e o Devónico médio (420-390 Ma) ter-se-á iniciado a subducção nos oceanos paleozoicos, induzindo a posterior formação de bacias marginais pós-arco, assim como a obdução de lâminas ofiolíticas (Dias, 2010; Ribeiro, 2013b).

Do Devónico médio ao final do Carbonífero (390-300 Ma) terá sucedido convergência e subsequente colisão continental, bem como orogénese, com formação do supercontinente Pangeia (Dias, 2010; Ribeiro, 2013b). Este processo terá sido acompanhado por anomalias térmicas geradoras de abundantes granitoides e metamorfismo de alta temperatura (Ribeiro, 2013b). O regime colisional entre os continentes Gondwana e Laurússia é, no sentido restrito, a Orogenia Varisca (Martínez Catalán *et al.*, 2009).

Posteriormente (300-270 Ma), terá predominado a deformação intracontinental transcorrente seguida de colapso orogénico localizado (Dias, 2010; Ribeiro, 2013b).

A maioria das formações pré-Mesozoicas do Sul da Europa foi deformada durante a Orogenia Varisca, dando origem a uma cadeia que se prolonga mais de 3000 km desde o Sul da Ibéria até ao Nordeste da Boémia (Dias & Ribeiro, 1995). Esta apresenta uma tendência ligeiramente sinuosa na Europa Central, estando, porém, arqueada no extremo ocidental, no designado Arco Ibero-Armoricano (Fig. 1; Dias & Ribeiro, 1995). A continuidade das estruturas da Ibéria e da Europa Central tem vindo a ser evidenciada desde Argand (1924), Carey (1955, 1958) e Matte (1968).

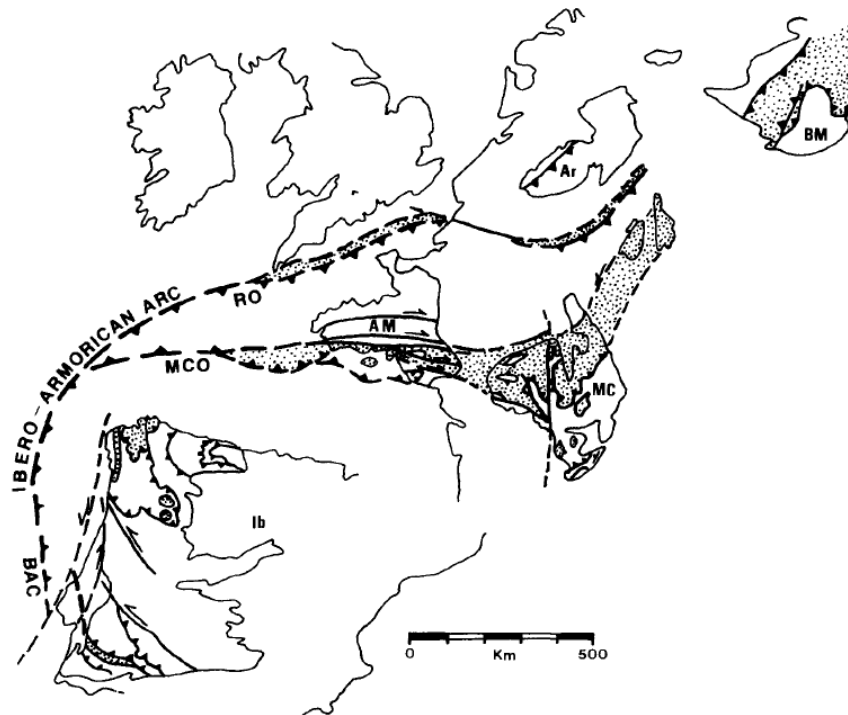


Figura 1: Correlação entre as suturas Variscas da Europa ocidental (Dias & Ribeiro, 1995).

O Maciço Ibérico representa o segmento mais ocidental do Varisco europeu (Dallmeyer & Garcia, 1990; Ribeiro, 2013b), constituindo o maior domínio Hercínico que foi relativamente pouco afetado pelos eventos tectono-termais Alpinos (Dallmeyer & Garcia, 1990). Considera-se que o Varisco Ibérico foi afetado por três fases de deformação, D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> e D<sub>3</sub> (Ribeiro, 1974; Noronha *et al.*, 1981; Dias & Ribeiro, 1995; Ribeiro, 2013b; Dias *et al.*, 2013).

Lotze (1945 *in* Dallmeyer & Garcia, 1990) considerou uma subdivisão do Maciço Ibérico em seis zonas geotectónicas, tendo por base as diferentes características estratigráficas, estruturais e metamórficas de cada uma. Definiu, de nordeste para sudoeste, a Zona Cantábrica, Zona Astur-Occidental Leonesa, Zona Galaico-Castelhana, Zona Luso oriental-Alcudiana, Zona de Ossa-Morena e Zona Sul Portuguesa. Posteriormente, Julivert *et al.* (1972 *in* Dallmeyer & Garcia, 1990) propuseram a união das Zonas Galaico-Castelhana e Luso oriental-Alcudiana, formando a Zona Centro-Ibérica (ZCI). Farias *et al.* (1987) definiram uma nova zona, designada Zona Galiza Trás-os-Montes, considerada previamente, por Ribeiro (1970, 1974), como uma subzona da ZCI.



Mais recentemente, tem sido sugerida a divisão do Varisco Ibérico em unidades estruturais de 1ª ordem, designados terrenos, e de 2ª ordem, as zonas, definindo-se (Fig. 2; Ribeiro & Sanderson, 1996; Vera, 2004; Ribeiro *et al.*, 2007; *in* Ribeiro, 2013b): o Terreno Ibérico (TI), que inclui a Zona Cantábrica (ZC), Zona Astur-Ocidental Leonesa (ZAOL), Zona Centro-Ibérica (ZCI) e a Zona de Ossa-Morena (ZOM); o Terreno Sul Português (TSP); e os Terrenos Exóticos a NW, incluindo o Terreno Continental Alóctone (TCA) e o Terreno Ofiolítico do NW Ibérico (TON), e a SW, incluindo os Terrenos Ofiolíticos do SW Ibérico (TOS) e o Terreno Finisterra (TF).

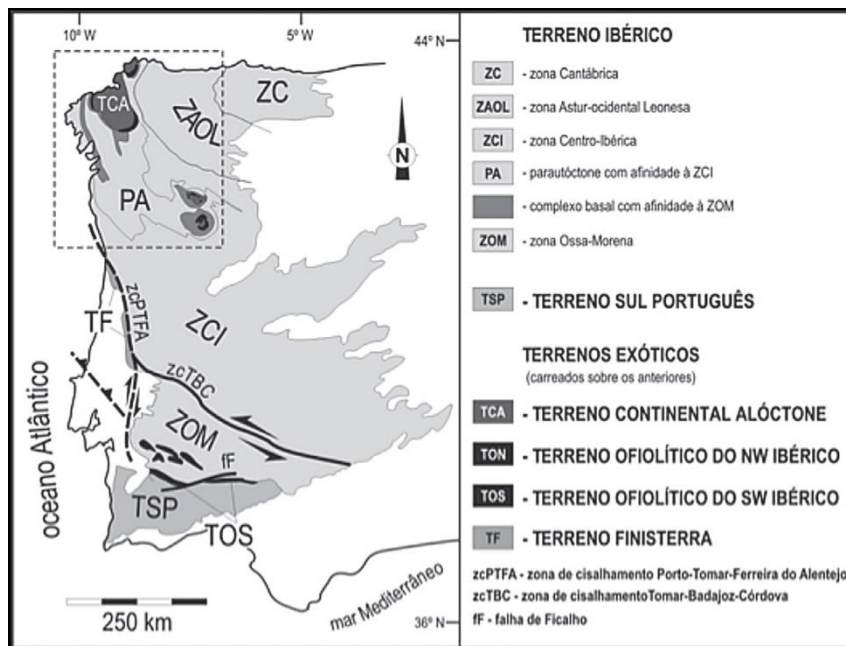


Figura 2: Unidades estruturais (terrenos e zonas) no Varisco ibérico. Adaptado por Ribeiro, 2013b com base em Ribeiro & Sanderson (1996) e Vera (2004).

## 2.2 – Zona Centro-Ibérica

A área de estudo integra-se na ZCI (Fig. 2), a qual corresponde à zona axial da cadeia varisca (Ribeiro, 2013b). Julivert *et al.* (1972 *in* Dias & Ribeiro, 2013) consideraram que o limite entre a ZCI e a ZOM seria materializado pelo batólito de Los Pedroches, em Espanha, concordando com a proposta de Lotze (1945 *in* Dias & Ribeiro, 2013), e em Portugal corresponderia aos cavalgamentos de Ferreira do Zêzere e de Portalegre, e ao conjunto de falhas que se prolongam para norte até ao Porto. Posteriormente, foi considerado que a Zona de Cisalhamento de Badajoz-Córdova (e.g. Abalos, 1992 *in* Dias & Ribeiro, 2013), com orientação WNW-ESE a NW-SE e cinemática esquerda dominante, corresponde ao limite Sul e Sudoeste da ZCI (Romão *et al.*, 2013), e a Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo, com orientação NNW-SSE e cinemática direita predominante, delimita a ZCI a oeste (e.g. Romão *et al.*, 2013). O limite Norte corresponde ao contacto entre a ZCI e a Zona

Astur-Occidental Leonesa, tendo sido considerado por Julivert *et al.* (1972 *in* Dias & Ribeiro, 2013) como correspondendo à antiforma Olho-de-Sapo, no entanto, Martínez Catalán (1985 *in* Dias & Ribeiro, 2013) defende que este é materializado pela falha de Viveros e a sua continuação para sudeste pelos sinclinais de Courel e Peñalba.

### 2.2.1 - Litoestratigrafia

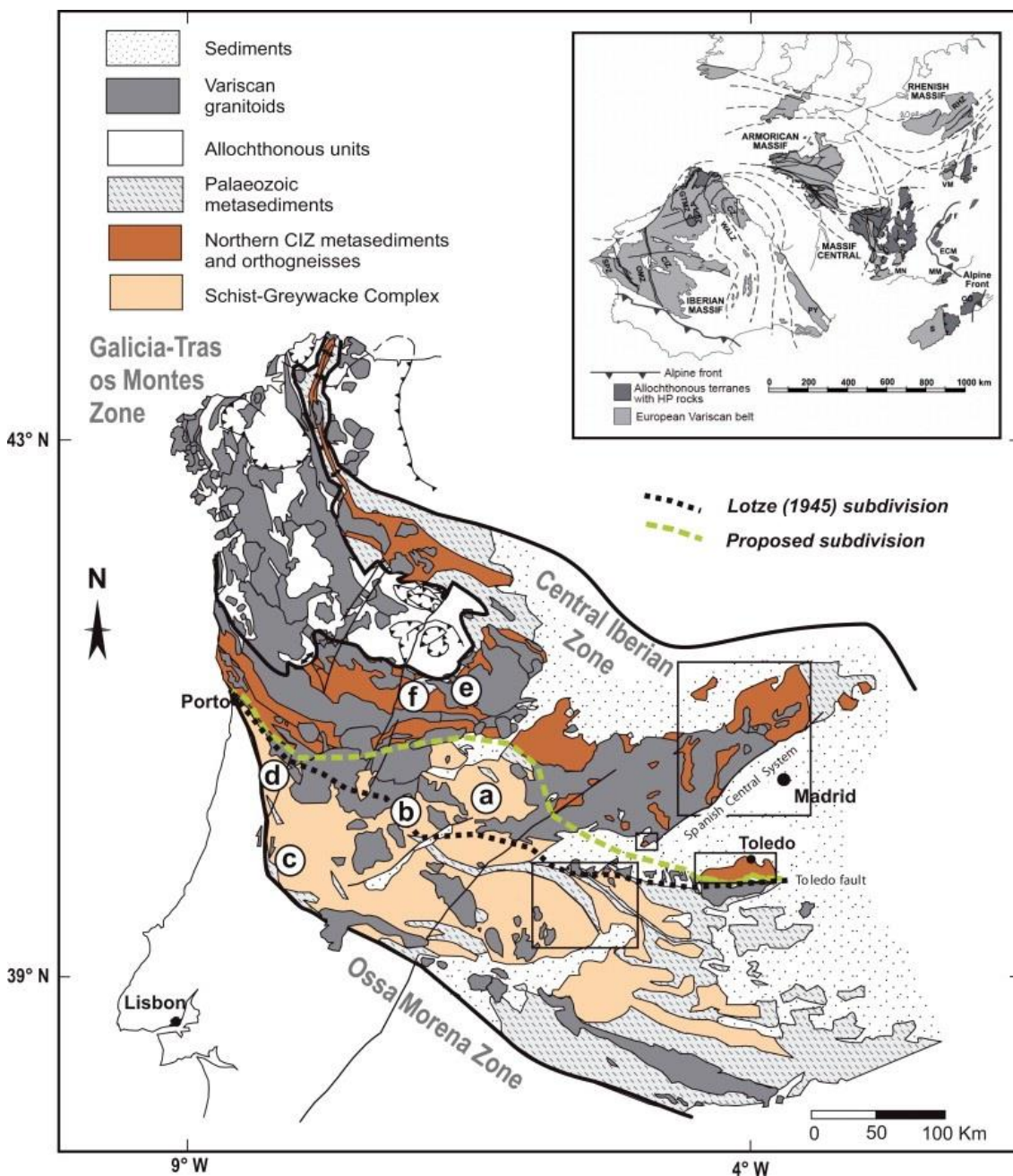
O autóctone da ZCI é constituído por formações do Proterozoico Superior ao Câmbrico, às quais se sobrepõe discordantemente os quartzitos do Ordovícico inferior de carácter transgressivo, seguindo-se um sucessão bastante uniforme ordovícico-silúrica (Dias & Ribeiro, 2013). As formações ante-ordovícicas foram subdivididas por Martínez Catalán *et al.*, (2004 *in* Dias & Ribeiro, 2013) em três domínios, de norte para sul: o Domínio do Olho de Sapo, um complexo plutonovulcânico granítico; o Domínio do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) que inclui a maior parte do autóctone; e o Domínio meridional constituído por rochas com afinidade à ZOM.

A denominação de Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) foi proposta por Carrington da Costa (1950) e retomada por Teixeira (1955). Posteriormente, foi atribuída a estas formações a designação de Supergrupo Dúrico-Beirão (SGDB) (Pereira, 1987; Silva *et al.* 1987/1989; Sousa & Sequeira 1987/1989), englobando o Grupo das Beiras, a sul (Silva *et al.*, 1988), e o Grupo do Douro, a norte (Sousa, 1982, 1983), separados por uma linha limítrofe que passa por S. João da Madeira, Viseu e Serra da Malcata (Silva *et al.*, 1988; Oliveira *et al.*, 1992).

O Grupo do Douro apresenta características turbidíticas, sendo constituído por alternâncias relativamente espessas de filitos e metagrauvaques (Sousa, 1982 *in* Dias *et al.*, 2013). Sousa (1982 *in* Dias *et al.*, 2013) estabeleceu para este grupo uma sequência com 6 formações que, das mais antigas para as mais recentes, são: Bateiras, Ervedosa do Douro, Rio Pinhão, Pinhão, Desejosa e S. Domingos. Posteriormente, Silva & Ribeiro (1985 *in* Dias *et al.*, 2013) sugeriram que o Carreamento da Senhora do Viso, sinsedimentar e de idade sarda, terá levado à duplicação da sequência. Assim, consideraram as Formações de Bateiras e Ervedosa do Douro como formações autóctones, e as Formações de Rio Pinhão, Pinhão, Desejosa e S. Domingos como formações alóctones. Romão *et al.* (2005) sugeriram que a Formação de S. Domingos poderá corresponder a um depósito contemporâneo da atuação do carreamento referido. Sobrepondo-se em desconformidade ou discordância angular sobre a Formação da Desejosa, ocorrem os conglomerados de base do Ordovícico (Dias *et al.*, 2013).

O Grupo das Beiras consiste numa megassequência que apresenta alternâncias de metagrauvaques e xistos de espessura quilométrica (Romão *et al.*, 2013) cuja característica distintiva é o desaparecimento dos calciturbiditos que caracterizam o Grupo do Douro (Dias *et al.*, 2013).

A linha de separação entre o grupo do Douro e o Grupo das Beiras tem sido alvo de diferentes propostas desde a divisão geotectónica de Lotze (1945). Na Figura 3 apresenta-se uma das propostas mais recentes (Villaseca *et al.*, 2014).



**Figura 3:** Esboço geológico da Zona Centro Ibérica, realçando a divisão entre os dois Grupos que compõem o Complexo Xisto-Grauváquico (CXG), proposta por Villaseca *et al.* (2014), marcada pela linha a verde. A área de estudo localiza-se no retângulo vermelho.

### 2.2.2 – Deformação Varisca

A estruturação do autóctone da ZCI foi essencialmente marcada pela fase de deformação  $D_1$ , sendo esta a única fase penetrativa em toda a região (Ribeiro *et al.*, 1990; Ribeiro & Pereira, 1992). As estruturas  $D_1$  apresentam predominantemente atitudes E-W a oriente, e NW-SE a ocidente (Dias *et al.*, 2013). Nesta fase geraram-se dobras deitadas com clivagem de plano axial em regime tectono-metamórfico dúctil (Ribeiro, 2013b), cujas charneiras se caracterizam geralmente por mergulhos fracos, quase sempre inferiores a  $10^\circ$  (Dias *et al.*, 2013). O eixo das dobras sofre uma rotação entre WNW no interior, para NNW nas proximidades do litoral, definindo o arco da virgação Varisca (Ribeiro & Pereira, 1992). No sector norte da ZCI, a origem das estruturas  $D_1$  pode ser explicada por um regime transpressivo esquerdo (Dias, 1986; Ribeiro *et al.*, 1990; Coke, 1992 *in* Dias & Ribeiro, 1995), que gerou uma lineação de estiramento subhorizontal paralela aos eixos das dobras (Ribeiro, 1974).

A fase  $D_2$  é usualmente considerada uma deformação não coaxial associada aos cisalhamentos tangenciais de transporte dos mantos de carreamento do complexo alóctone do NW Ibérico (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 2006; Rodrigues *et al.*, 2013b). Nesta fase ocorre geração de cavalgamentos subhorizontais de grande envergadura que laminam as estruturas anteriores, por vezes nos flancos inversos de  $D_1$  ou que cortam ambos os flancos de  $D_1$ ; (Ribeiro, 2013b).  $D_2$  é caracterizada por ser menos penetrativa e menos intensa que a  $D_1$ , alterando a estrutura adquirida nos eventos tectónicos anteriores de uma forma geralmente limitada (Ribeiro, 1974 *in* Dias *et al.*, 2013). Esta fase está bem representada na base das unidades alóctones e parautóctones, tendo gerado dobras deitadas com clivagem de crenulação ou xistosidade  $S_2$  de plano axial (Ribeiro & Pereira, 1992).

A fase  $D_3$  gerou dobras subparalelas ao Arco Ibero-Armoricano (AIA), com geometrias aproximadamente cilíndricas, com planos axiais subverticais e eixos ligeiramente mergulhantes (Dias *et al.*, 2013; Ribeiro, 2013b). Associadas a estas dobras ocorrem zonas de cisalhamento dúcteis subverticais conjugadas: WNW-ESE a NW-SE esquerdas e NNW-SSE direitas (Iglésias & Ribeiro, 1981; Ribeiro *et al.*, 1979 *in* Dias *et al.*, 2013).

A idade de  $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_3$  é sistematicamente mais recente à medida que se desce no empilhamento dos complexos alóctones e se caminha para NE (Ribeiro, 2013b). Na Figura 4 apresenta-se um resumo dos eventos de deformação que afetaram a Ibéria durante o Ciclo Varisco.

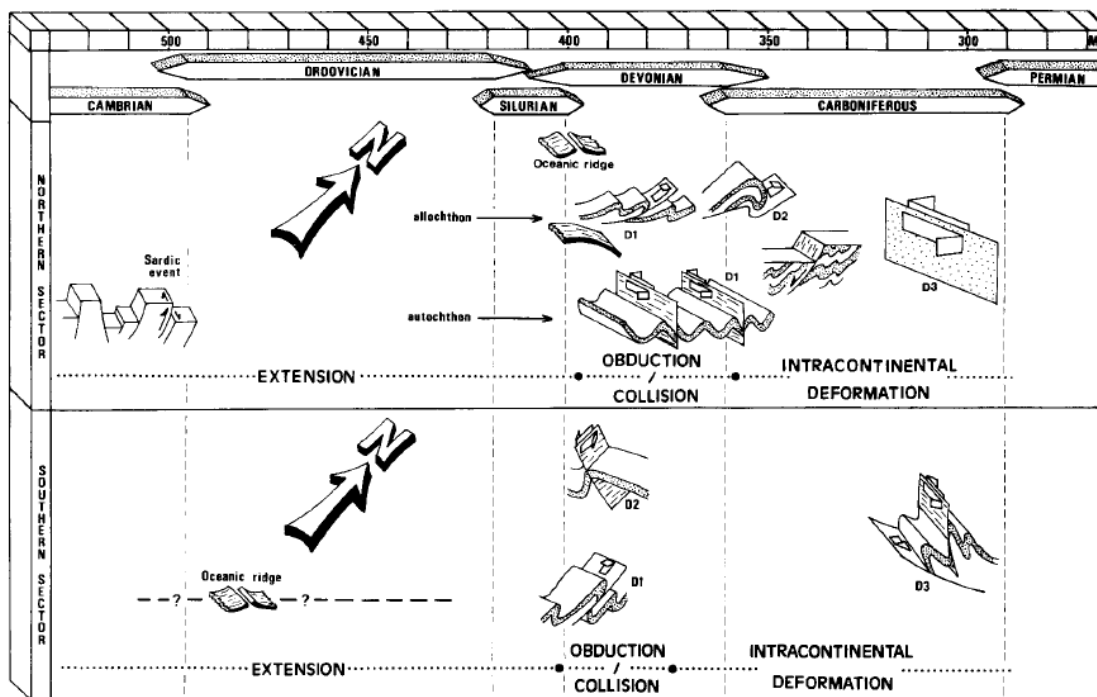


Figura 4: Eventos de deformação que afetaram a Ibéria durante o Ciclo Varisco (Dias & Ribeiro, 1995).

### 2.2.3 – Granitoides variscos

A ZCI é o segmento da Cadeia Varisca Europeia onde as rochas granitoides afloram em maior extensão e apresentam uma maior diversidade tipológica (Azevedo & Aguado, 2013), intruindo as sucessões metassedimentares suprarreferidas. Os granitoides são caracterizados por forte variabilidade composicional e de tipologia diversa, desde afinidade aluminopotássica e calcoalcalina e subalcalina (Dias *et al.*, 1998; Dias, 2001; Noronha *et al.*, 2006, *in* Dias *et al.*, 2010), definindo alinhamentos em estrita relação com zonas de cisalhamento (Ferreira *et al.*, 1987, *in* Dias *et al.*, 2010).

Têm sido utilizadas diferentes classificações para os granitoides variscos da ZCI, seja com base em critérios petrográficos, geoquímicos, estruturais ou geocronológicos (*e.g.* Oen, 1970; Capdevila & Floor, 1970; Capdevila *et al.*, 1973; Ferreira *et al.*, 1987). Schermerhorn (1956) e Oen (1970) consideraram três grupos de granitoides, sendo, dos mais antigos para os mais recentes, os *Oldest* (349±10 Ma), os *Older* e os *Younger*.

Os granitoides do NW de Portugal instalaram-se predominante e sucessivamente durante e após a fase D<sub>3</sub> (Azevedo & Aguado, 2013). Consideram-se quatro grupos de granitoides variscos (Ferreira *et al.*, 1987; Dias, 2001; Noronha *et al.*, 2006 *in* Dias *et al.*, 2010): granitoides sin-D<sub>3</sub> (321-312 Ma), monzogranitos ou granodioritos biotíticos, fraca a moderadamente peraluminosos e granitos de duas

micas fortemente peraluminosas; granitoides tardi- $D_3$  (312-305 Ma), predominando monzogranitos ou granodioritos essencialmente biotíticos, fraca a moderadamente peraluminosas, por vezes associadas rochas de composição básica a intermédia, ocorrendo ainda granitos de duas micas fortemente peraluminosas; granitoides tardi-pós- $D_3$  (300 Ma), granitos de duas micas fortemente peraluminosas; granitoides pós- $D_3$  (299-290 Ma) granitos biotíticos a biotítico-moscovíticos, ligeiramente metaluminosas e peraluminosas.

Azevedo & Aguado (2013) distinguem dois grandes ciclos de atividade magmática varisca na ZCI, correspondendo respetivamente à instalação dos granitoides sin- $D_3$  (320-310 Ma) e dos granitoides tardi-pós- $D_3$  (310-290 Ma).

### 2.3. – Geologia local

O Granito de Fânzeres enquadra-se no sector Noroeste da Faixa Metamórfica Porto-Viseu (FMPV, e.g. Schermerhorn, 1956; Oen, 1970), na qual ocorrem granitoides associados a migmatitos (Carrington da Costa & Teixeira, 1957; Ribeiro *et al.*, 2011; Ribeiro *et al.*, 2014a) encaixados em rochas metassedimentares que registam um elevado gradiente metamórfico de campo, com transição, numa curta distância, de condições de baixo grau para alto grau (Esteves *et al.*, 2006; Ribeiro *et al.*, 2014a).

O Granito de Fânzeres ocorre a oriente do Granito de Ermesinde e a norte dos Granitos de Gondomar e do Pedregal. Estas litologias estão cartografadas na Folha 1 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000 (Fig. 5), e na Folha 9-C da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000 (Fig. 6).

O Granito de Fânzeres está classificado, na referida Folha 1, como um granito gnaissico granatífero de Fânzeres ( $\gamma'1$ ), ante e/ou sintectónico relativamente a  $D_1$ , e na Folha 9-C, como um granito gnaissico alcalino, granatífero ( $\gamma z$ ), estando incluído no grupo das rochas eruptivas pós-complexo xisto-grauváquico, ante-Vestefaliano e provavelmente ante-Silúrico.

O Granito de Ermesinde, correspondente à fácies oriental do maciço granítico do Porto, está individualizado apenas na Folha 1, classificado como um granito de grão médio, porfiroide, com duas micas, sinorogénico e ante a sintectónico relativamente a  $D_3$ , enquanto o granito do Porto está cartografado como um granito de grão médio de duas micas, sintectónicos relativamente a  $D_3$ .

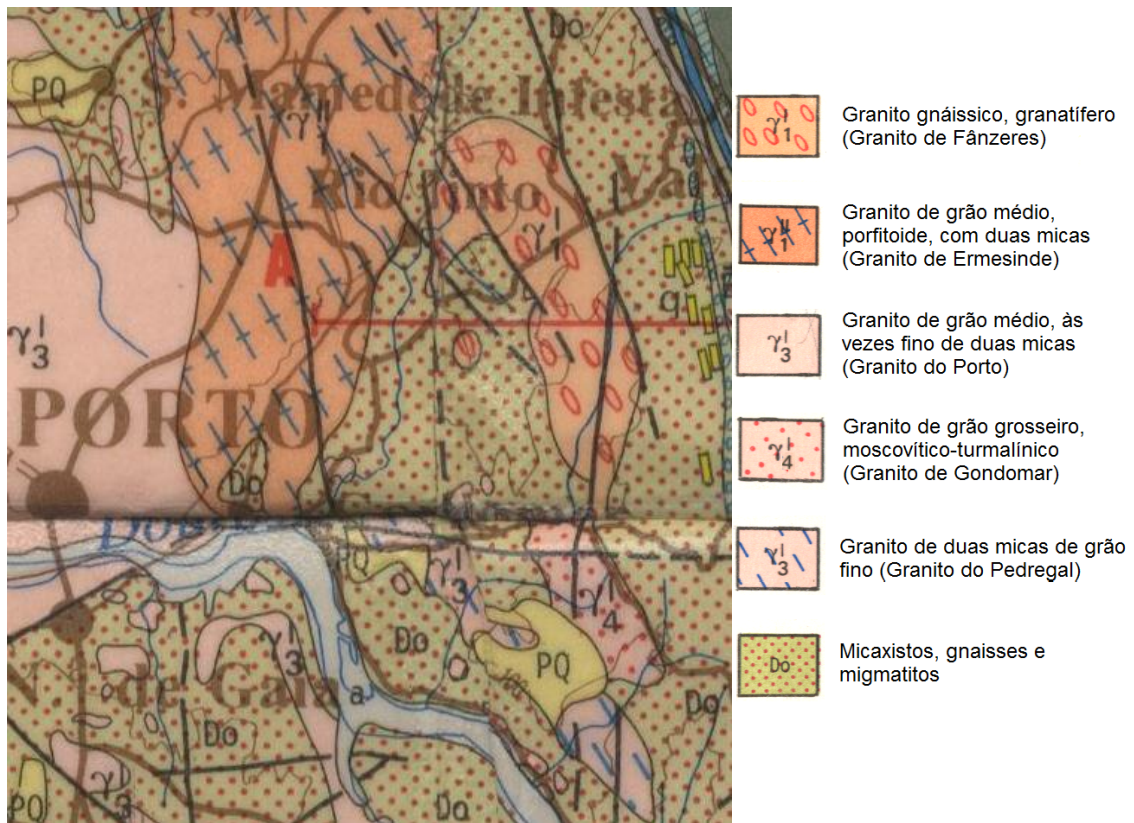


O Granito de Gondomar está classificado, na Folha 1, com um granito de grão grosseiro, moscovítico-turmalínico, sin a ptectónico relativamente a D<sub>3</sub>.

O Granito do Pedregal é designado, na Folha 1, como granito de duas micas de grão fino sintectónico relativamente a D<sub>3</sub>, sendo classificado como um granito alcalino, de grão fino a médio, mesocrata, de duas micas na Folha 9-C.

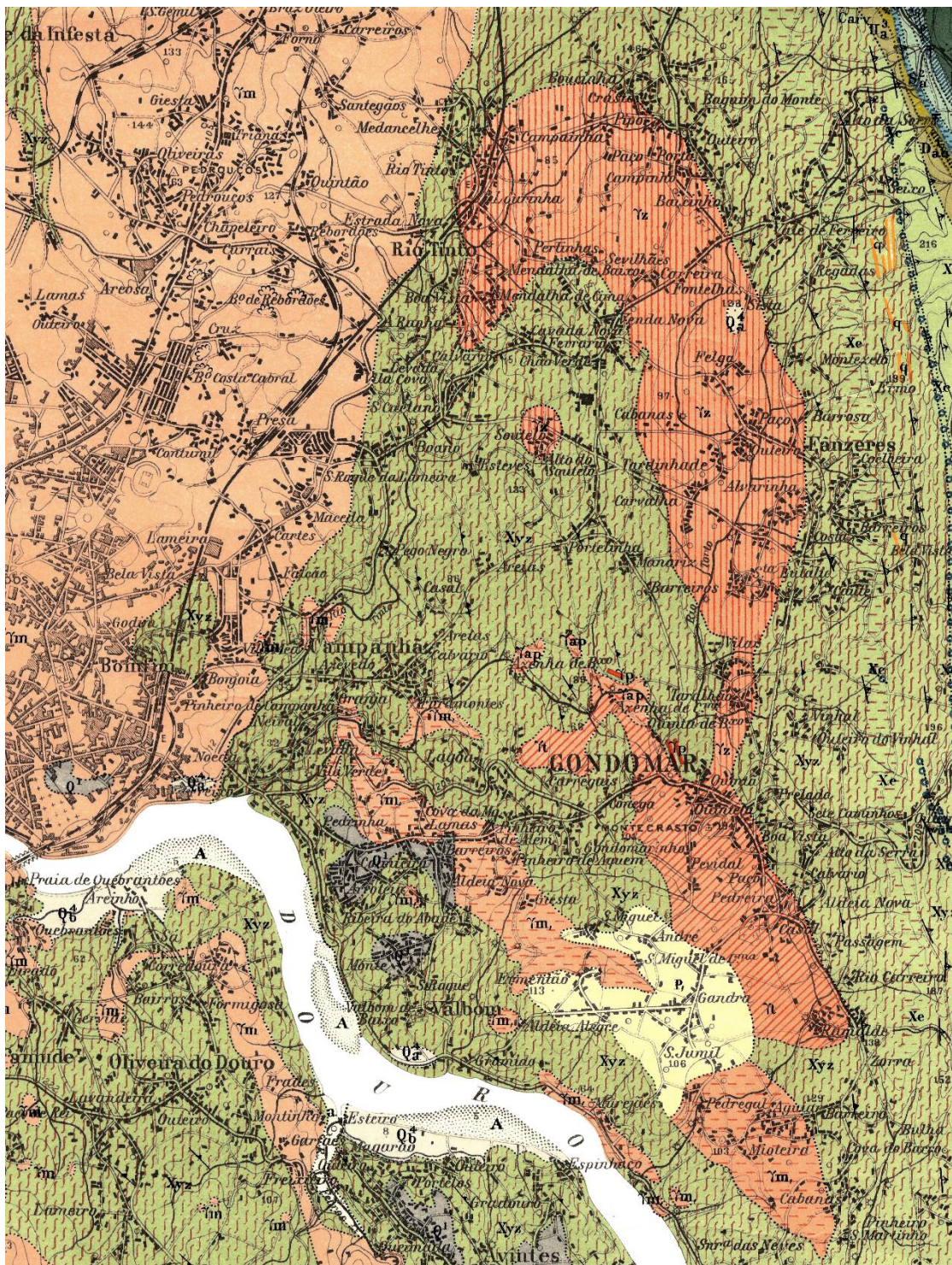
A sul do Granito do Pedregal, nas proximidades do Rio Douro, ocorre uma estreita faixa de rochas gnaisso-migmatíticas estudadas por Ferreira (2013), mas que não foram individualizadas do maciço do Pedregal na Folha 9-C, e do Granito de Gondomar na Folha 1.

Estes granitoides ocorrem encaixados em metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG).



**Figura 5:** Excerto da Folha 1 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000, enquadrando o Granito de Fânzeres e as principais litologias adjacentes.





<p>X Xistos e grauvaques</p> <p>Xc Conglomerados</p> <p>Xe Xistos estaurolíticos (Xistos de Fânzeres)</p> <p>Xyz Migmatitos, gneisses, micaxistos, xistos luxentes, etc.</p>	<p>Complexo xisto-granítico do Sudoeste Alentejano e sudeste médio-litoral de Beira e Trás-os-Montes</p>	<p>γπ Granito porfíroide ou de grão grosseiro, aquerítico</p> <p>γm Granito alcalino, de grão médio a grosseiro, leucocrato, de duas micas (Granito do Porto)</p> <p>γm Granito alcalino, de grão fino a médio, mesocrato, de duas micas</p> <p>γz Granito gneissico, alcalino, granatífero</p> <p>γt Granito alcalino de grão grosseiro, turmalínico (Granito de Gondomar)</p> <p>γap Granito alcalino, aptítico e turmalínico</p>	<p>Pos-Estefaniano médio</p> <p>Pos-Complexo xisto-granítico do Sudoeste Alentejano e sudoeste médio-litoral de Beira e Trás-os-Montes</p>	<p>Rochas eruptivas</p>
--	--	---	--	-------------------------

Figura 6: Excerto da Folha 9-C da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, enquadrando o Granito de Fânzeres e as principais litologias adjacentes.



## Capítulo 3 – Estado da arte



### 3.1 – Contextualização global

A exumação da crosta média e inferior formada em contextos orogénicos facilita o estudo dessas zonas de raiz, permitindo uma melhor compreensão da evolução crustal durante a orogenia bem como dos processos envolvidos. Numerosos estudos desenvolvidos em diferentes orógenos têm vindo a evidenciar a frequente ocorrência de domos térmicos caracterizados pela associação de granitos anatóticos e rochas migmatíticas, em contexto de metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão, por vezes associados a zonas de cisalhamento.

Os referidos domos térmicos demonstram uma relação entre o metamorfismo de alto grau e o magmatismo sinorogénico. Alguns autores (Sawyer, 1998; Brown & Solar, 1999; Del Moro *et al.*, 1999; Milord *et al.*, 2001; Solar & Brown 2001, *in* Brown 2001) sugerem que os terrenos migmatíticos poderão ser zonas de alimentação de granitos. Brown (2001) considera que, dependendo de numerosos fatores, ao passarem o *solidus*, as rochas evoluem sequencialmente desde metatexitos para diatexitos, fazendo então a transição para granitos anatóticos, em maciços autóctones se o *melt* não for extraído. Não se verificando extração do mesmo os processos magmáticos podem originar granitos com características idênticas às de granitos evoluídos típicos da crosta superior. De facto, em muitos terrenos migmatíticos regionais verifica-se a passagem gradual dos diatexitos para granitos anatóticos (Sawyer, 2008; Nédelec & Bouchez, 2011).

Sobre esta temática, no âmbito internacional, destacam-se os trabalhos desenvolvidos no Norte dos Apalaches (Brown & Solar, 1998; Solar & Brown, 2001), na cadeia Lachlan no Sudeste Australiano (Collins & Hobbs, 2001), na Serra de Molinos no Noroeste da Argentina (Sola *et al.*, 2013), e no Cadomiano no Oeste de França (Brown & Solar, 1998; Milord *et al.*, 2001). Trabalhos em orógenos recentes complementam este tipo de estudos, destacando-se particularmente o sistema dos Himalaias (Searle *et al.*, 2010), considerado como uma boa analogia para muitos orógenos antigos já erodidos.

### 3.2 – Contextualização na Cadeia Varisca Ibérica

A cadeia Varisca Ibérica é também caracterizada pela presença de domos térmicos em diferentes sectores do Maciço Hespérico, sendo de referir alguns trabalhos de investigação, nomeadamente, sobre o complexo anatótico dos Montes de Toledo (Barbero *et al.*, 1995; Villaseca *et al.*, 1998; Villaseca *et al.*, 2008), o domo de Tormes (Viruete *et al.*, 2000, López-Moro *et al.*, 2011), os domos gnaissicos de Lugo e

Sanábria (Alcock *et al.*, 2009), o domo migmatítico de Padrón (Díez Fernández *et al.*, 2012), os complexos anatéticos de Ávila (Pereira & Bea, 1994; Bea *et al.*, 2003), o complexo anatético de Figueira de Castelo Rodrigo-Lumbrals (Pereira, 2014), o complexo anatético de Tourém (Holtz, 1985; Holtz & Barbey, 1991), o arquipélago das Berlengas (Bento dos Santos *et al.*, 2010) e a Faixa Metamórfica Porto-Viseu (FMPV) (Schermerhorn, 1956; Oen, 1970; Reavy, 1989; Esteves *et al.*, 2006; Valle Aguado & Azevedo, 2006; Valle Aguado *et al.*, 2010; Ribeiro *et al.*, 2011; Ferreira, 2013; Rodrigues *et al.*, 2013a; Areias, 2014; Ribeiro *et al.*, 2014a). Em seguida apresenta-se uma síntese dos estudos mencionados relativos ao território português, dando-se maior destaque àqueles relacionados com a FMPV.

A associação de rochas migmatíticas no complexo anatético de Tourém é referida por alguns autores (Piles & Fernandez, 1972; Ribeiro, 1980; Holtz, 1985). Ribeiro (1980) diz que, na região de Tourém-Montalegre, se observa a passagem gradual de rochas metamórficas, de grau sucessivamente mais elevado, a migmatitos, e finalmente a granitos. Segundo Holtz (1985), o complexo migmatítico de Tourém ocupa mais de 80 km<sup>2</sup> no Norte de Portugal, sendo limitado a oeste pelo Granito do Gerês, e está em contacto gradual com granitos aluminosos de Negrões e xistos do silúrico a sul e este. O complexo é formado por um granito heterogéneo, aluminoso, que contém numerosos encraves de metassedimentos ricos em biotite e silimanite e de ortognaisses deformados que foram submetidos a fusão parcial. Os granitos de Negrões apresentam três fácies com estruturas distintas: granito grosseiro frequentemente deformado, granito com fenocristais com alguma deformação e granito fino não deformado e tardio relativamente a D<sub>3</sub>. O autor sugere que a migmatização seja tardia relativamente a D<sub>3</sub> e contemporânea da instalação do granito fino. Levanta três hipóteses para origem do granito heterogéneo: fusão parcial de xistos, fusão parcial de ortognaisses, mais granitos alóctones de natureza idêntica à dos granitos aluminosos de Negrões.

Holtz & Barbey (1991) consideram que o complexo anatético de Tourém não é um complexo migmatítico, mas corresponde a um conjunto de granitos que apresentam relações intrusivas nas rochas circundantes (texturas de fluxo magmático, encraves não relacionados com o ambiente circundante implicando transporte de níveis crustais inferiores). Distinguem três litologias: granitos ricos em quartzo e feldspatos alcalinos, granitos heterogéneos ricos em biotite e plagioclase, e granitos ricos em cordierite e biotite contendo numerosos encraves de ortognaisses e xistos metapelíticos. Os resultados sugerem que todos os granitos e os encraves ortognaissicos estão geneticamente relacionados. Partindo de uma abordagem

integrada combinando mineralogia, petrologia experimental e geoquímica de elementos maiores e traço, os autores propuseram um modelo petrogenético para a geração dos granitos deste complexo. De acordo com os mesmos, os granitos não se terão formado por fusão dos xistos encaixantes, mas através de fusão sequencial em níveis mais profundos, primeiro com baixas taxas de fusão permitindo a segregação do *melt* do resíduo, seguido de elevadas taxas de fusão que permitiram a remoção tanto do *melt* como do resíduo da região fonte. A fonte está representada pelos encraves ortognaissicos, e os granitos félsicos deverão corresponder a *melts* sem restitos formados em condições de subsaturação em água, e os granitos heterogéneos e os que são ricos em cordierite e biotite deverão corresponder a magmas ricos em restitos.

Bento dos Santos *et al.* (2010) realizaram um estudo geotermobarométrico das rochas migmatíticas que ocorrem nos ilhéus dos Farilhões, no arquipélago das Berlengas. Os Farilhões são caracterizadas pela presença de migmatitos paragnaissicos e de um granito gnaissico de duas micas, de grão fino a médio. A cerca de 10 km para SE, na ilha da Berlenga e nos ilhéus das Estelas ocorre ainda um granito biotítico de grão grosseiro, com raros megacristais de feldspato potássico. Os migmatitos encontram-se frequentemente deformados e retrogradados, apresentando textura granolepidoblástica e uma composição que varia de ligeiramente peraluminosa a metaluminosa. Os migmatitos peraluminosos são constituídos essencialmente por plagioclase + feldspato K + quartzo + biotite ± moscovite ± granada ± silimanite ± grafite, enquanto os metaluminosos apresentam uma associação mineralógica ligeiramente diferente: plagioclase + quartzo + biotite + anfíbola ± granada ± clinopiroxena ± ilmenite ± esfena. Os resultados do estudo indicam uma trajetória de metamorfismo prógrado nas condições de fácies granulítica para as rochas metaluminosas. Por outro lado, as rochas peraluminosas ter-se-ão formado na fácies anfibolítica, em condições P-T inferiores às das rochas metaluminosas.

### 3.3 – Faixa metamórfica Porto-Viseu

A Faixa Metamórfica Porto-Viseu (FMPV) inclui numerosos afloramentos onde ocorrem rochas migmatíticas associadas a granitoides, e que têm sido alvo de estudos pelo menos desde a década de 50 do século passado (Schermerhorn, 1956; Oen, 1970), por exemplo na Serra da Freita (Reavy, 1989), na Serra da Arada (Valle Aguado *et al.*, 1993), em Mundão (Valle Aguado *et al.*, 2010), e na região do Porto (Ribeiro *et al.*, 2010a,b; 2011; Ribeiro *et al.*, 2014a; Ferreira, 2013; Areias, 2014).

Valle Aguado *et al.* (1993) estudaram a evolução metamórfica das rochas que ocorrem na Serra da Arada e restringiram as condições de pico metamórfico para rochas pelíticas de diferentes níveis crustais da FMPV, com base nas paragénese minerais e em aspetos texturais. O percurso *clockwise* P-T reflete afundamento e aquecimento durante o espessamento crustal ( $D_1$ ), seguido de descompressão ( $D_2$ ) e arrefecimento quase isobárico ( $D_3$ ). A anatexia terá decorrido durante o evento de deformação  $D_2$  prolongando-se durante o episódio de deformação  $D_3$ . A ocorrência de migmatitos no núcleo da antiforma  $D_3$  Porto-Viseu sugere uma relação temporal entre a fusão parcial e a exumação.

Valle Aguado *et al.* (2005) apresentaram datações U-Pb em zircão e monazite para quatro plutões da área de Viseu, os granitoides sincinemáticos de Maceira ( $314 \pm 5$  Ma), Casal Vasco ( $311 \pm 1$  Ma) e Junqueira ( $307.8 \pm 0.7$  Ma), e os monzogranitos biotíticos de Cota, tardicinemáticos ( $306 \pm 9$  Ma), instalados no núcleo da FMPV em associação espacial com migmatitos (AT-BP), encaixados em metassedimentos afetos de baixo grau metamórfico. Os resultados apontam para uma instalação sincrónica dos diferentes plutões sincinemáticos, seguida rapidamente pela intrusão dos granitos tardicinemáticos. A ascensão de magmas graníticos decorreu após um evento tectónico extensivo ( $D_2$ ) e é contemporânea de cisalhamentos crustais transcorrentes esquerdos e direitos ( $D_3$ ). Evidências de campo e petrográficas sugerem um estreito intervalo de tempo entre as condições do pico metamórfico e a intrusão de *melts* graníticos, o que implica taxas elevadas de *uplift* associadas a exumação tectónica ativa.

Esteves *et al.* (2006) apontaram evidências de metamorfismo Barroviano na região de Cavernães, nordeste de Viseu (FMPV). A zonalidade metamórfica prógrada de pressão intermédia (tipo Barroviano) está representada pela sucessão das zonas da clorite, biotite, estauroлите, distena, silimanite e silimanite + feldspato potássico. Os critérios microestruturais indicam que o desenvolvimento dos minerais índice ocorreu durante a  $D_1$  varisca. A evolução metamórfica retrógrada destas rochas está documentada pela ocorrência da andaluzite, sin- $D_2$ , que pseudomorfiza porfiroblastos de distena e contém inclusões de silimanite. Os autores consideram que o metamorfismo regional varisco pode ser caracterizado em termos de dois regimes metamórficos principais: um episódio mais precoce de tipo Barroviano, expresso por paragénese minerais de pressão intermédia, seguido de um episódio, de pressão baixa que oblitera, em grande parte, os *fabrics* metamórficos anteriores.

Valle Aguado & Azevedo (2006) elaboraram um estudo relativo às trajetórias PTt na FMPV, inferindo quanto às suas implicações no magmatismo granítico. Os autores consideram que as relações entre a anatexia e as trajetórias PTt apontam para a existência de condições para produção de líquidos anatéticos envolvendo reações de desidratação na crosta, durante a tectónica extensional sin-D<sub>2</sub>. O volume de fundidos crustais gerados no regime transcorrente que prevaleceu durante a fase D<sub>3</sub> seria suficiente para se separar do resíduo sólido e dar origem aos magmas tipo-S que estão na origem dos granitos de duas micas sin-D<sub>3</sub>. A génese dos granodioritos e granitos biotíticos sin e tardi-pós-D<sub>3</sub> parece requerer a intervenção de materiais mantélicos, sugerindo que a exumação da cadeia continuou durante a tectónica transcorrente D<sub>3</sub> e permitiu a fusão por descompressão do manto. Em suma, consideram que o relativo atraso do magmatismo granítico na evolução tectono-metamórfica do sector, a presença de estruturas extensionais sinorogénicas e as trajetórias PTt estimadas, indicam que a descompressão quase isotérmica deve ter tido um papel crucial nos processos de fusão parcial por desidratação dos protólitos crustais e na produção de magmas granitoides.

Valle Aguado *et al.* (2010) reinterpretaram a geologia da região de Mundão, individualizando uma área migmatítica não representada na cartografia anteriormente publicada, e que designaram como Complexo Migmatítico de Mundão (CMM). Este complexo faz parte do flanco nordeste da antiforma de Porto-Viseu, sendo delimitado a este e a sul pelo maciço granítico tardi-pós-D<sub>3</sub> de Viseu-Cota, a oeste por um granito sin-D<sub>3</sub> de duas micas, e a norte os migmatitos do CMM contactam com as sequências metassedimentares do CXG da zona da silimanite. O CMM é constituído por rochas migmatíticas bastante heterogéneas do ponto de vista morfológico e textural, distinguindo-se diatexitos e metatexitos. O bandado migmatítico é a estrutura predominante. Os metatexitos apresentam um bandado composicional bastante regular, paralelo à xistosidade S<sub>2</sub>, com alternância entre níveis pelíticos ou semi-pelíticos escuros e leitões quartzo-feldspáticos. Os diatexitos contêm proporções variáveis de fundido (leucossoma) e de material refratário (melanossoma), embora o leucossoma predomine claramente sobre o melanossoma nas rochas do sector oriental da área. O estudo petrográfico revelou que os leucossomas apresentam uma associação mineralógica composta por quartzo + plagioclase + biotite ± silimanite ± feldspato potássico + moscovite (retrógrada), enquanto os melanossomas são constituídos por biotite + quartzo ± silimanite ± moscovite (retrógrada) e têm como principal característica distintiva os seus elevados teores em biotite.

Com base nas relações dos metatexitos e diatexitos com a deformação, os mesmos autores identificaram várias gerações de leucossomas, inferindo que o processo de anatexia começou relativamente cedo, durante os estádios finais do espessamento crustal ( $D_1$ ) e continuou quer durante a fase extensional ( $D_2$ ) quer durante a fase transcorrente ( $D_3$ ). Sugerem ainda que porções significativas de neossoma poderão ter migrado desde os seus locais de origem para níveis crustais algo mais elevados.

Rodrigues *et al.* (2013a) teceram algumas considerações sobre as condições de fronteira que presidiram à deformação orogénica na FMPV, através da análise das características cinemáticas da deformação varisca polifásica em perfis transversais à estrutura orogénica entre o Porto e Viseu. Os autores propõem um modelo tectónico preliminar no qual a faixa de rochas de alto grau seria limitada por um par de cisalhamentos dúcteis que, atuando como um par coevo *thrust/underthrust* teria possibilitado a instalação dos metamorfitos de alto grau no *slate belt* centro-ibérico. Discutem ainda o fluxo geral da deformação na FMPV, comparando-o com os modelos gerais de movimento de massa na ZCI, bem como a natureza extensional ou contracional desta tectónica.

### 3.4 – Extremo NW da Faixa Porto-Viseu

Torre de Assunção (1955, 1962), Carrington da Costa & Teixeira (1957) e Teixeira (1970) referem a existência de rochas migmatíticas associadas ao Granito do Porto nomeadamente na zona de Lavadores, Foz do Douro e Angeiras. O Granito do Porto está atualmente considerado como sendo um granito de duas micas sintectónico relativamente à  $D_3$  varisca (Ferreira *et al.*, 1987; Almeida, 2001; Carta Geotécnica do Porto à escala 1:10 000, 2003; Almeida *et al.*, 2014). Este e outros granitoides da região do Porto têm vindo a ser sistematicamente estudados e datados (Mendes, 1967/1968; Priem *et al.*, 1970; Abranches *et al.*, 1979; Ferreira *et al.*, 1987; Pinto *et al.*, 1987; Silva, 1995; Almeida, 2001; Martins *et al.*, 2001; Martins *et al.*, 2011; Almeida *et al.*, 2014, 2015).

Ribeiro *et al.* (2008c) apresentaram um estudo multidisciplinar, aplicado em três sectores geográficos no bordo Noroeste da Zona Centro Ibérica, com o objetivo de integrar a geometria das estruturas variscas e a caracterização petrológica e petrofísica das fácies ígneas e metamórficas, bem como dos fluidos associados. Os locais estudados são Gondomar-Fânzeres, Praia da Lavadores e Praia de Angeiras, e têm em comum a sua maior ou menor proximidade ao maciço granítico sintectónico do



Porto, mas apresentam especificidades litológicas distintas, resultantes de diferenças litoestratigráficas e tectono-metamórficas. Nos três sectores estudados os dados obtidos favorecem a interpretação do sincronismo do magmatismo granítico com o pico das condições térmicas do metamorfismo.

Na zona costeira de Vila Nova de Gaia aflora o Granito de Lavadores intrusivo numa estreita faixa de rochas metamórficas, incluindo metassedimentos pelíticos, anfibolitos e ortognaisses de carácter gnaisso-migmatítico, que têm sido alvo de diversos estudos estruturais, mineralógicos e geocronológicos (Martins *et al.*, 2001; Sant'Ovaia *et al.*, 2008; Ribeiro *et al.*, 2010a,b, 2011; Martins *et al.*, 2011; Ribeiro *et al.*, 2014a; Ribeiro *et al.*, 2014b; Sant'Ovaia *et al.*, 2014). O Granito de Lavadores corresponde a um granito biotítico porfiroide de grão médio a grosseiro e, de acordo com Martins *et al.* (2011), possui carácter pós-tectónico, com cerca de  $298 \pm 12.3$  Ma.

Ribeiro *et al.* (2010a; 2011) distinguem duas fácies nas rochas gnaisso-migmatíticas: diatexitos e metatexitos. Segundo Ribeiro *et al.* (2011) os diatexitos são leucocratas a mesocratas, sem foliação ou com foliação incipiente, de orientação muito irregular, enquanto os metatexitos apresentam um paleossoma metapelítico ou quartzo-pelítico com foliação bem marcada, e um neossoma lenticular e irregular, alongado paralelamente à foliação do paleossoma, e com tendência porfiroide. O bandado migmatítico apresenta uma orientação geral NNW-SSE a NW-SE com dobramentos interfoliais fortemente assimétricos, de eixo em geral subvertical, mergulhante para SE.

Ribeiro *et al.* (2010a,b, 2011) apontam a ocorrência de hercinite rica em zinco e magnésio associada a silimanite fibrolítica e magnetite nas rochas gnaisso-migmatíticas e em rochas metapelíticas. Ribeiro *et al.* (2010b) sugerem que a associação rica em zinco de hercinite-magnetite-fibrolite nas rochas metapelíticas apontam uma de duas possibilidades: a biotite foi consumida numa reação de desidratação, que gerou hercinite, óxidos de ferro-titânio associados (série magnetite-ulvospinela) e *melt*, ou a espinela é o resultado de desidratação de estauroлите rica em zinco. Ribeiro *et al.* (2010a,b) consideram que o contexto geológico, a diversidade de litologias, a associação paragenética e o conteúdo em zinco da hercinite apontam para uma génese em condições de alta temperatura e baixa a média pressão, em regime de gradiente térmico anómalo elevado, tardiorogénico, e que esse regime em níveis crustais médios e elevados pode ser justificado ou intensificado por advecção de fluidos magmáticos e/ou metamórficos, num período de adelgaçamento crustal tardiorogénico, sendo acompanhado por processos de migmatização.

Ribeiro *et al.* (2011) consideram que o maciço metamórfico do litoral de Vila Nova de Gaia pode corresponder ao bordo cisalhado da ZCI, ou poderá corresponder à cintura metamórfica Porto-Viseu, sendo de salientar a possível relação destas litologias com as que ocorrem na região de Viseu.

Ribeiro *et al.* (2014b) procuraram integrar dados cartográficos, petrográficos e estruturais, de rochas metassedimentares pelíticas de médio e alto grau e relacioná-los com os granitos sintectónicos associados, no extremo Noroeste da cintura metamórfica Porto-Viseu. A ocorrência de magmatismo sintectónico e pós-tectónico está associado a rochas migmatíticas e a uma zonalidade metamórfica condensada variando progressivamente da zona da clorite até à zona da silimanite. De acordo com estes autores, a presença de estauroilite e a ausência de cordierite nas paragénese metamórficas exclui condições barométricas inferiores a 2 Kb, implicando profundidades mínimas da ordem dos 6 a 7 km. O carácter ante a sincinemático relativamente a D<sub>3</sub> da blastese de estauroilite, a presença de uma lineação mineral do tipo *down-dip* no plano S3, e a associação espacial a migmatitos e rochas graníticas sintectónicas aponta para um mecanismo de fluxo dúctil ascendente das rochas metamórficas, solidário com a ascensão dos magmas e *melts* geradores dos maciços sintectónicos e dos migmatitos associados.

Areias (2014), na sua tese de doutoramento, efetuou um estudo petrogénico relativo ao Complexo Migmatítico do Mindelo (MMC), o qual aflora na área costeira a norte do Porto e no qual se identificam diversas litologias, nomeadamente, metagrauvaques, metatexitos “mosqueados”, metatexitos bandados, diatexitos, leucogranitos, granitos de duas micas e aplitopegmatitos. Através das relações de campo, petrografia, geoquímica, assinatura isotópica de Sm-Nd e Rb-Sr e a análise de zircões pelo método de SHRIMP, efetuou uma caracterização abrangente das rochas deste complexo e da sua relação com os metassedimentos do Complexo Xistograuváquico (CXG) aflorantes na sua proximidade. A autora inferiu que o processo dominante para a geração dos migmatitos foi a fusão parcial e anatexia, tendo o processo de injeção uma contribuição menor, e sugeriu que os metassedimentos CXG são o protólito que originou as litologias do MMC. Estabeleceu ainda uma relação cogenética entre as litologias graníticas e migmatíticas aflorantes no MMC. A heterogeneidade litológica poderia ter resultado essencialmente da ocorrência de processos anatéticos em diferentes níveis estruturais e com diferentes taxas de fusão. Segundo a mesma autora, está presente um gradiente metamórfico desde a zona costeira para o interior (para Este) que apresenta transição gradual desde a zona da silimanite-feldspato-potássico, silimanite, estauroilite, biotite e, finalmente, zona da

clorite, sugerindo que o processo que gerou as zonas metamórficas tem um carácter regional, atingindo pressões e temperaturas moderadas relacionadas com a D<sub>1</sub>. Durante D<sub>3</sub> terá ocorrido aumento de temperatura e descompressão, condicionadas pela instalação dos granitos de duas micas sintectónicas, e a migmatização e anatexia seriam resultantes deste último evento metamórfico. Areias (2014) efetuou ainda estudos relativos aos fluidos de percolação que afetaram o complexo, e datações U-Pb em zircões de diatexito.

Ferreira (2013) caracterizou o Granito do Pedregal do ponto de vista litológico, petrográfico e geoquímico. Trata-se de um pequeno corpo granítico (cerca 3 km<sup>2</sup>) alongado na direção NW-SE aflorante no bordo oriental do complexo granito-migmatítico sinorogénico varisco, intruído em micaxistos estaurolíticos, rochas gnaisso-migmatíticas bandadas, e que está, localmente, em contacto com brechas ígneas. É um granitoide de duas micas, de grão fino a médio, com pequenos nódulos biotíticos (1 a 2 cm) que mostra foliação interna de orientação NE-SW e E-W, discordante com orientação do granito e com a foliação regional. A associação mineral do Granito do Pedregal consiste em quartzo + biotite + plagioclase + feldspato-K + zircão + apatite + monazite + rútilo ± silimanite ± alanite, e moscovite secundária, ocorrendo ainda, associada à moscovite secundária e à silimanite, hercinite rica em zinco. O seu estudo geoquímico revelou que é um granito peraluminoso com uma assinatura magnésiana e alcalina a alcalina-cálcica. A autora considera que o Granito do Pedregal poderá corresponder a um diatexito primário resultante de um magma rico em restitos, tendo em conta o carácter intrusivo do Granito do Pedregal no bordo de um complexo granito-migmatito sinorogénico varisco; as rochas encaixantes consistem de micaxistos estaurolíticos e rochas bandadas gnaisso-migmatíticas; os aspetos peculiares da estrutura/textura do granito, nomeadamente a abundância de pequenos nódulos biotíticos e os reequilíbrios texturais no estado sólido; e a composição geoquímica, em particular o teor em elementos traço (Zr e ETR).

### 3.5 – O Granito de Fânzeres

A norte do Granito do Pedregal ocorre o Granito de Fânzeres, o alvo do presente estudo. Relativamente a este existem poucos trabalhos. O maciço é cartografado na Folha 9-C da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000 (1957), sendo designado como granito gnaissico alcalino, granatífero (γz), e incluído no grupo das rochas eruptivas pós-complexo xisto-grauváquico, ante-Vestefaliano e provavelmente ante-Silúrico. Carrington da Costa & Teixeira (1957) descreveram-no como uma extensa faixa, em forma de meia-lua, de rochas gnaissicas caracterizadas

pela abundância e tamanho das lamelas de moscovite e pelos frequentes cristais de granada. Torre de Assunção (*in* Costa & Teixeira, 1957) considerou-o um granito gneissóide, alcalino, moscovítico e granatífero com micropertite e albite.

Pinto (1984) elaborou um estudo geoquímico (elementos principais Rb e Sr) e geocronológico (Rb-Sr, rocha total) relativo ao Granito de Fânzeres. A idade obtida foi  $332 \pm 11$  Ma, e os resultados indicaram que se trata de uma rocha do tipo-S das séries calco-alcalinas ricas em potássio, com teores médios de rubídio e estrôncio baixos relativamente à generalidade das rochas variscas em Portugal. Ferreira (1980, *in* Pinto, 1984) referiu a ocorrência, na estrada Fânzeres-Paço-Venda Nova, um afloramento de um gnaiss granítico granatífero fortemente deformado (S=N15°E; 65°E) que foi interpretado como sendo sincinemático com a fase D<sub>2</sub> varisca.

Na Notícia Explicativa da Folha 1 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000, o Granito de Fânzeres é incluído no grupo dos granitoides ante e/ou sintectónicos relativamente a F1. Simões (1992) refere que é um granito bastante deformado com grande desenvolvimento de elementos microgranulares a contornar os restantes constituintes mineralógicos.

Ribeiro *et al.* (2008a,b,c) mencionam o Granito de Fânzeres, apresentando alguns dados estruturais e relacionando-os com dados das rochas envolventes. Ribeiro *et al.* (2008a,b) realçam que, embora este granito seja designado como um granito gnássico, verifica-se que a orientação geral N15° a N30°, inclinando 65° a 80° SE, só é visível em alguns locais, correspondendo a zonas de cisalhamento dúctil, em geral paralelas a abundantes filonetes, filões e lentículas pegmatíticas, que marcam um bandado paralelo à orientação da deformação. Consideram ainda que o bandado gnaissico que marca esta estrutura resulta de um processo de diferenciação primária pegmatítica intragranítica (possivelmente condicionada pelo campo de tensões vigente) ao qual se sobrepõe depois uma deformação cisalhante local, que não corresponde a um processo de gnaissificação (ou diferenciação de um granito no estado sólido por deformação), e que o facto de as grandes placas de moscovite não apresentarem orientação notória aponta neste mesmo sentido. O corpo granítico apresenta no seu interior alguns encraves xistentos cuja relação com os pegmatitos aí intrusivos também é de paralelismo entre a foliação dos metassedimentos e as pequenas lentículas pegmatíticas. De acordo com os mesmos autores, a foliação magnética determinada nas fácies graníticas de Fânzeres (e de Crasto/Gondomar) corresponde a N26-28°; 55-60°SE, no entanto neste granito os polos das foliações

magnéticas apresentam uma dispersão mínima pelo facto desta fácies apresentar uma foliação visível macroscopicamente.

Ribeiro *et al.* (2008a,c) estudaram ainda planos de inclusões fluidas (PIFs), tendo determinado que estes definem duas famílias principais de microfracturas: NNE-SSW, com fluidos aquosos de elevada salinidade e uma temperatura mínima de aprisionamento ( $T_h$ ) entre 90 e 120°C, relativamente mal representados no Granito de Fânzeres; e NW-SE, com fluidos aquosos de baixa salinidade e uma temperatura mínima de aprisionamento entre 130 e 200°C no Granito de Fânzeres.

Neves (2011) elaborou a cartografia à escala 1:10 000 do Granito de Fânzeres, designado no seu trabalho como Gnaisse de Fânzeres, desenvolvendo ainda uma análise estrutural meso e microscópica, procurando enquadrar a evolução tectónica deste corpo no contexto da evolução tectono-metamórfica da Zona Centro-Ibérica. Com base em diferenças texturais macroscópicas o autor individualizou três subdomínios no Granito de Fânzeres. O primeiro subdomínio apresenta textura granolepidoblástica, equigranular, de grão médio a grosseiro, e apresenta a associação mineralógica: plagioclase, quartzo, ortoclase, biotite e moscovite e acessórios como granada, apatite e zircão. O segundo subdomínio tem textura granolepidoblástica, inequigranular de grão médio a grosseiro, estrutura bandada, com foliação penetrativa e lineação mineral associada, e a mineralogia é: plagioclase, quartzo, ortoclase, moscovite apresentando em quantidades subordinadas biotite e microclina e acessórios como granada, apatite e zircão. O último subdomínio tem textura granolepidoblástica, inequigranular de grão médio a grosseiro com foliação S-C e lineação mineral associada, e a mineralogia é plagioclase, quartzo, ortoclase, moscovite e biotite, silimanite, e como acessórios zircão e apatite. O autor distingue três fases de deformação dúctil no Granito de Fânzeres e nos xistos de Fânzeres, e considera que estas litologias apresentam padrões estruturais diferentes da Zona Centro Ibérica onde estão incluídas atualmente.



# Capítulo 4 – Metodologías





## 4.1 – Trabalho de campo e amostragem

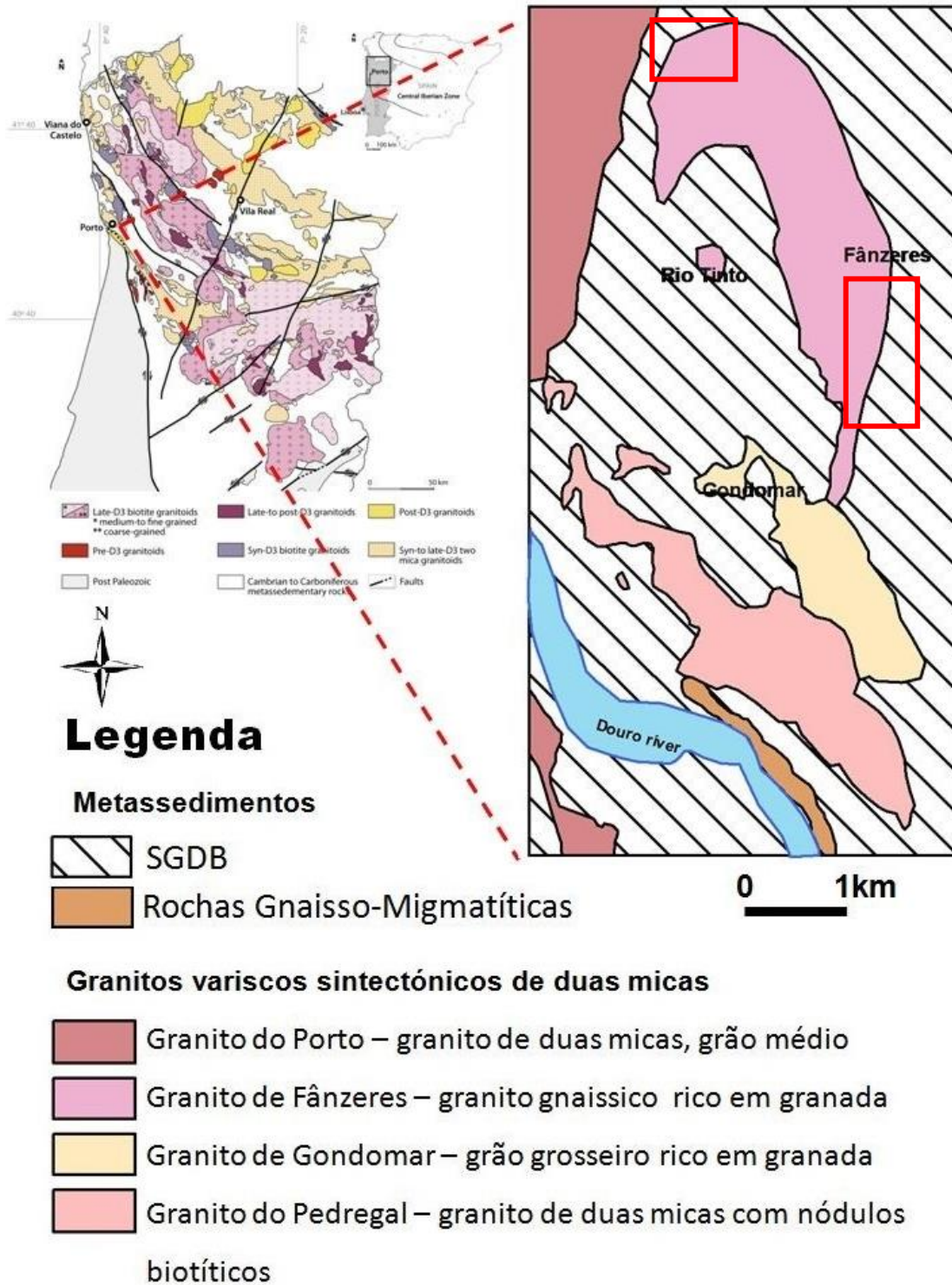
O Granito de Fânzeres é um corpo sigmoide com cerca de 5 km<sup>2</sup> de área, localizado nas freguesias de Baguim do Monte, Rio Tinto, Fânzeres e Gondomar, no concelho de Gondomar, distrito do Porto, Norte de Portugal. Do ponto de vista geológico, localiza-se no setor Noroeste da Faixa Metamórfica Porto-Viseu, ocorrendo a oriente do Granito do Porto, e a norte dos granitos de Gondomar e do Pedregal (Fig.6).

No desenvolvimento desta dissertação estudaram-se afloramentos quer do Granito de Fânzeres, quer das rochas metassedimentares encaixantes, tendo-se dado preferência a duas áreas principais (Fig. 7 e 8). A primeira área de estudo localiza-se mais a norte, na envolvente da zona de Rio Tinto, enquanto a segunda, mais a sul, centra-se na zona de Vilar.

Foram realizadas três saídas de campo, com um total de 24 paragens, procedendo-se ao reconhecimento do maciço de Fânzeres, dos metassedimentos encaixantes, e do contacto entre elas, bem como à sua caracterização litológica e estrutural, à meso e macro escala. Apresenta-se, no Anexo I, a tabela com as atitudes das estruturas medidas em campo. Estudaram-se afloramentos essencialmente em taludes de estrada e numa antiga pedreira localizada na zona de Vilar.

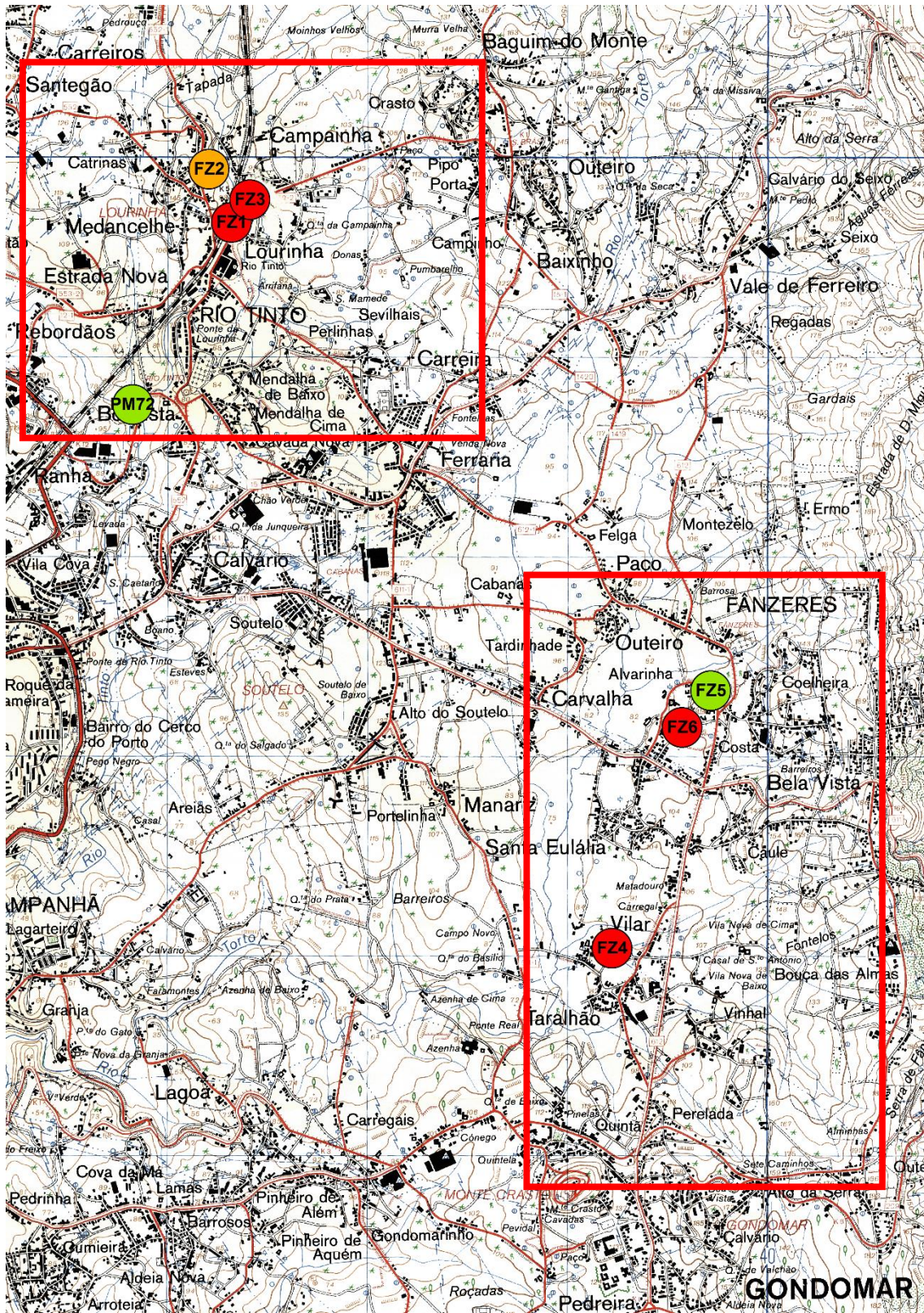
O trabalho de campo foi acompanhado por amostragem (Fig. 8, Tabela I), tendo-se colhido as amostras FZ1, FZ3, FZ4 e FZ6 do Granito de Fânzeres, para estudo petrográfico, geoquímico e geocronológico. Colheu-se ainda a amostra FZ2 de um corpo aplito-pegmatítico encaixado em metassedimentos e muito próximo do contacto com o Granito de Fânzeres, e as amostras FZ5 e PM72 de milonitos localizados, respetivamente, a oriente e a ocidente do Granito de Fânzeres. Para a amostragem recorreu-se ao martelo de geólogo, cinzel e a uma sonda portátil.

Verificou-se uma certa dificuldade na recolha de amostra fresca uma vez que os afloramentos se encontravam, na sua grande maioria, bastante alterados. Destaca-se, como exceção, o afloramento da antiga pedreira em Vilar, onde a rocha estava muito sã, ao ponto de dificultar a amostragem devido à sua elevada dureza.



**Figura 7:** Localização da área de estudo e esboço geológico do Granito de Fânzeres e área envolvente, adaptado por Ferreira *et al.* (em publicação), com base na Folha 9-C da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000.





**Legenda**

**Litologia**

- Granito de Fânzeres
- Milonito
- Pegmatito

**Figura 8:** Enquadramento das duas áreas de estudo e dos locais de amostragem no excerto da Folha 122 da Carta Militar de Portugal à escala 1:25 000.



**Tabela I** – Lista de amostras colhidas.

<b>Amostra</b>	<b>Finalidade</b>	<b>Litologia</b>	<b>Local</b>	<b>Coordenadas (WGS84)</b>
<b>FZ1</b>	Geoquímica Petrografia	Granito de Fânzeres	Túnel da Praça da Estação (lado E)	41°11'7.22"N 8°33'23.60"W
<b>FZ2</b>	Petrografia	Pegmatito	Calçada de Medancelhe	41°11'16.32"N 8°33'28.50"W
<b>FZ3</b>	Geoquímica Petrografia Separação de zircões	Granito de Fânzeres	Rua Padre Joaquim das Neves x Rua dos Moinhos	41°11'10.96"N 8°33'20.06"W
<b>FZ4</b>	Geoquímica Petrografia	Granito de Fânzeres	Calçada Pedreira	41° 9'10.04"N 8°32'3.35"W
<b>FZ5</b>	Petrografia	Milonito	Rua da Alvarinha	41° 9'50.80"N 8°31'39.83"W
<b>FZ6</b>	Petrografia	Granito de Fânzeres	Travessa da Alvarinha	41° 9'45.22"N 8°31'46.81"W
<b>PM72</b>	Petrografia	Milonito	Talude a W Parque Nascente	41° 10'34.67"N 8°33'44.80"W

## 4.2 – Preparação das amostras

Seguiu-se a etapa de preparação das amostras, quer para estudo petrográfico quer para análise química. As amostras para petrografia foram cortadas e entregues para preparação de um total de 27 lâminas delgadas polidas, no DGAOT. As amostras para análise geoquímica, após serem limpas e fragmentadas com auxílio de uma marreta, passaram por três fases de moagem. Primeiramente, foram moídas duas vezes no moinho de maxilas, com duas aberturas diferentes, e em seguida no moinho de martelos. Por fim, as amostras foram moídas durante cerca de 30 minutos no moinho de ágata. A amostra para datação foi também limpa e moída, porém, apenas no moinho de maxilas e no moinho de martelos.

A amostra para datação moída sofreu diferentes processos de separação com vista à obtenção de um concentrado de zircões. Primeiramente, procedeu-se à separação granulométrica da amostra, recorrendo uma coluna de crivos com organizados de acordo com a dimensão das malhas: 500 µm, 250 µm, 125 µm, 63 µm, 45 µm, base. Recolheram-se as frações de 63 e 45 µm. Em seguida, procedeu-se à separação densimétrica de cada fração, primeiro utilizando bromofórmio, de densidade 2.9, e depois o iodeto de metileno, de densidade 3.3, obtendo-se os minerais com densidade superior a 3.3, dos quais faz parte o zircão. Por último, passou-se esse concentrado no separador eletromagnético, com uma inclinação frontal constante de 15°, e uma intensidade entre 1.5 e 1.7 A, separando os minerais diamagnéticos dos paramagnéticos. Como o zircão é diamagnético, recolheu-se essa fração.

Por fim, observou-se a fração diamagnética à lupa binocular com objetivo de proceder ao *picking*, tendo-se verificado, no entanto, que o concentrado final de ambas as frações possuía poucos zircões, impossibilitando a análise geocronológica da amostra.

### 4.3 – Estudo petrográfico

Foram estudadas 27 lâminas delgadas polidas, sendo 18 do Granito de Fânzeres, 2 de pegmatito e 7 de milonito. Procurou-se, para cada lâmina, efetuar a caracterização textural, identificação dos minerais, a sua relação, e aspetos de deformação e alteração dos mesmos. Recorreu-se ao microscópio petrográfico de transmissão Nikon Eclipse E400 POL, e à lupa binocular da Leica M205C.

### 4.4 – Análise modal quantitativa

Efetuuou-se a análise modal quantitativa do Granito de Fânzeres através do método de contagem de pontos digital, recorrendo ao *software* PETROG 3. Este *software* controla o *SteppingStage*, uma peça de *hardware* acoplada ao microscópio de transmissão, neste caso da gama Nikon Eclipse E400 POL, movimentando a lâmina segundo dois eixos, em intervalos determinados no *software*. Procedeu-se à análise de três lâminas do referido granitoide (FZ1a3, FZ3a2, FZ6a), tendo-se contado um total de 1000 pontos por cada lâmina.

### 4.5 – Microscópio eletrónico de varrimento (MEV)

Como apoio ao estudo petrográfico efetuaram-se análises no Microscópio Eletrónico de Varrimento ambiental (MEV), de alta resolução (Schottky), com Microanálise por Raios X (EDS) e Análise de Padrões de Difração de Eletrões Retrodifundidos (EBSD) no equipamento FEI Quanta 400FEG ESEM / EDAX *Genesis* X4M, no Centro de Materiais da Universidade do Porto (CEMUP).

Foram analisadas quatro lâminas delgadas polidas, duas relativas ao Granito de Fânzeres (FZ1b, FZ4a) e duas de um corpo aplito-pegmatítico (FZ2.1, FZ2.2), tendo como finalidade a identificação de minerais acessórios cuja identificação petrográfica era dúbia.

## 4.6 – Estudo geoquímico

Foi realizada a análise química de elementos maiores por fusão com metaborato/tetraborato de lítio ICP (*Inductively Coupled Plasma*) em rocha total, e de elementos traço por ICP/MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer*), no equipamento Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100, 9000 ICP/MS, nos Activation Laboratories Ltd., Ontario, Canadá. Neste método as amostras fundidas são diluídas antes de serem analisadas. Por cada grupo amostras são analisados três brancos e cinco amostras controlo (duas antes do grupo de amostras e três depois). Amostras duplicadas são fundidas e analisadas a cada 15 amostras, e o equipamento é recalibrado a cada 40.

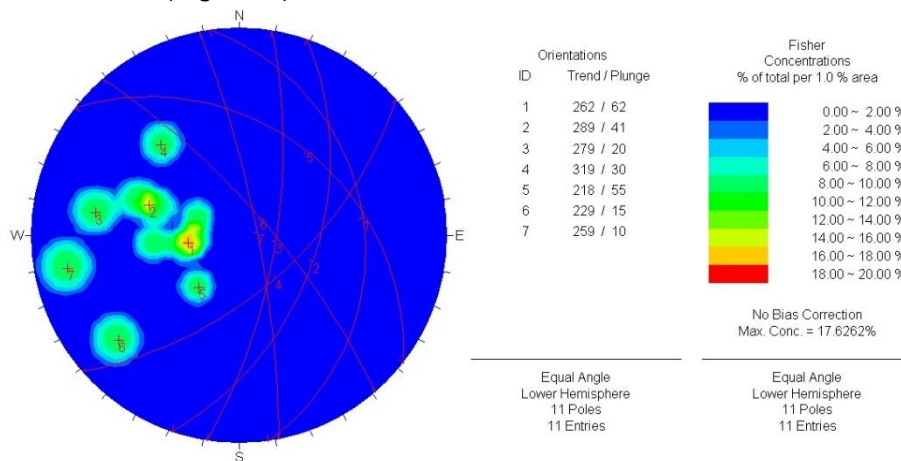
# Capítulo 5 – Litologia e estrutura





O Granito de Fânzeres (GF) aflora a oriente do Granito do Porto, e a norte do Granito do Pedregal, encaixado em micaxistos estaurolíticos (Mx) do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG). O maciço ocupa cerca de 5 km<sup>2</sup> de área e apresenta uma geometria sigmoidal peculiar.

Trata-se de um granitoide holocristalino, fanerítico não porfiroide, de grão fino a médio, e leucocrata a mesocrata, que apresenta frequentemente um tom amarelado devido à alteração generalizada da rocha aflorante. O Granito de Fânzeres é caracterizado por apresentar uma foliação irregular, mais ou menos penetrativa, e de orientação variável entre NNW-SSE a NNE-SSW, com inclinação também variável para NE a E (Fig. 9), por vezes ondulada, marcada essencialmente pela orientação dos leitos micáceos (Fig. 10A).

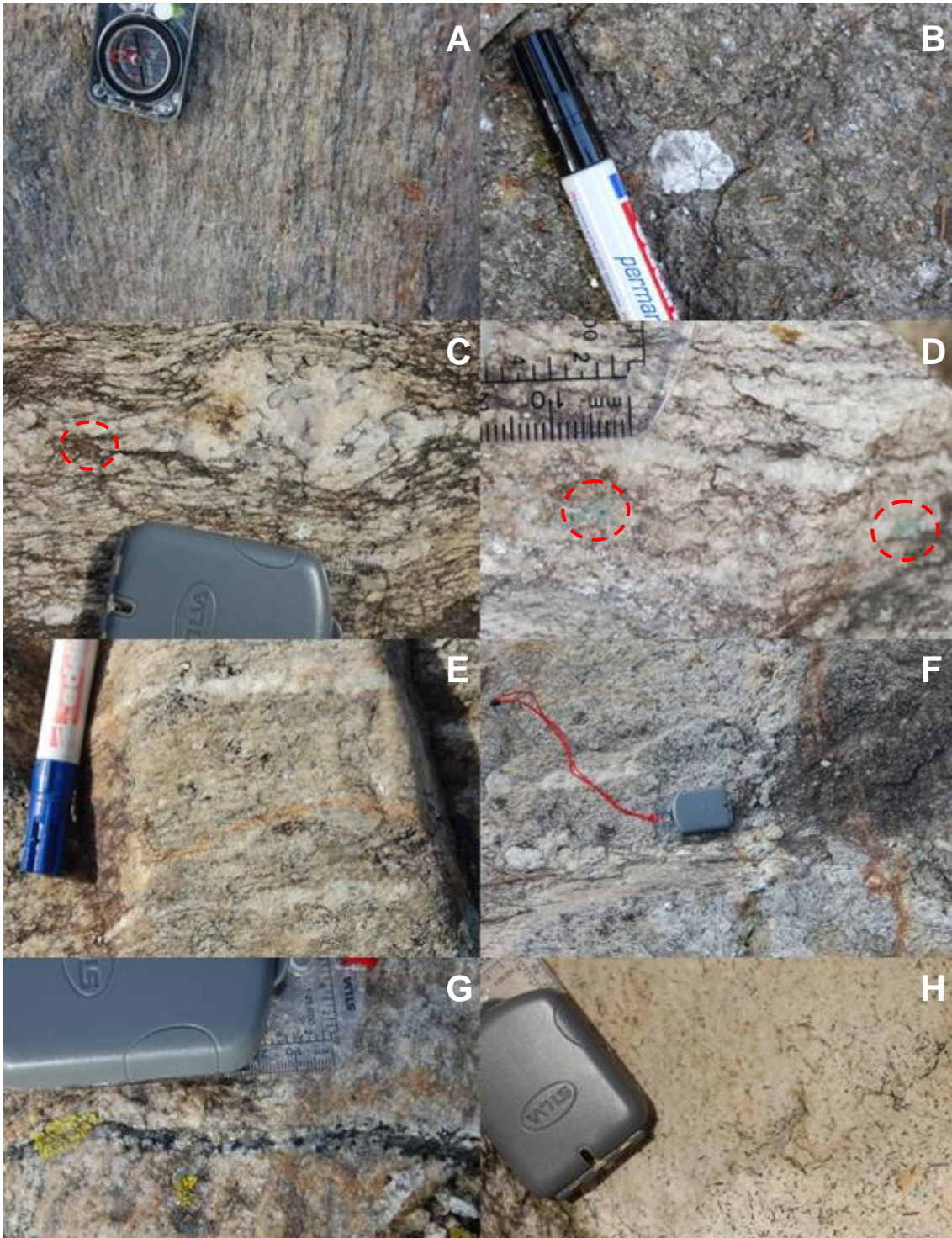


**Figura 9:** Concentração dos polos dos planos de foliação do GF, e as respetivas atitudes.

Macroscopicamente identifica-se quartzo, feldspato, moscovite, biotite, granada e um mineral verde, identificado por análise MEV como fluorapatite. A moscovite é dominante sobre a biotite, e ocorre frequentemente em grandes placas quer concordantes quer discordantes da foliação (Fig. 10B). A granada ocorre dispersa por toda a rocha, observando-se, por vezes, concentração nas interfaces entre o granitoide e corpos pegmatíticos intrusivos no mesmo (Fig. 10C). A fluorapatite (Fig. 10D) apresenta cor verde e ocorre geralmente associada a aplito-pegmatitos, sendo mais frequente e de maior dimensão quanto mais próximo estiver destes. Localmente ocorrem fitas de quartzo alternadas com fitas quarto-feldspáticas concordantes com a foliação.

São frequentes os filões e corpos de quartzo e de aplito-pegmatitos intrusivos no Granito de Fânzeres, quer concordantes quer discordantes da foliação (Fig. 10E e F). Observa-se, por vezes, turmalinização em filões de quartzo (Fig. 10G). Ocorrem também agulhas de turmalina em filões aplíticos (Fig. 10H).

As estruturas frágeis, nomeadamente as falhas, apresentam orientação próxima do N-S e NE-SW. Destacam-se, como exemplo, duas falhas localizadas a noroeste do Granito de Fânzeres, uma com atitude  $N80^{\circ}; 90^{\circ}$  e intensa turmalinização, e outra com atitude  $N160^{\circ}; 30^{\circ}W$ , caixa de falha de 15 cm e que apresenta preenchimento de quartzo e argilização.



**Figura 10:** (A) Foliação do GF; (B) Grande placa de moscovite discordante da foliação; (C) Granada na interface entre o GF e um corpo pegmatítico; (D) Fluorapatite no GF; (E) Filões pegmatíticos concordantes com a foliação; (F) Filões pegmatíticos normais entre si, um concordante e outro discordante da foliação; (G) Filão de quartzo com turmalinização; (H) Filão aplítico com agulhas de turmalina.

A noroeste do granitoide o contacto entre o Granito de Fânzeres e os micaxistos estaurolíticos é gradual e concordante (Fig. 11A). Muito próximo do contacto ocorre um corpo pegmatítico (Fig. 11B) intrusivo no micaxisto, apresentando um mineral azul ciano, identificado no MEV como sendo uma associação de fosfatos.

A noroeste do Granito de Fânzeres, os micaxistos estaurolíticos apresentam foliação subvertical de direção N-S a NE-SW (Fig. 12A). Observam-se frequentes níveis de metagrauvaques intercalados, de dimensão decimétrica, nos quais ocorre estaurolite e granada (Fig. 11C). De forma geral, estratificação é aproximadamente concordante com a foliação. A estaurolite é poicilitica e apresenta foliação interna. Observa-se moscovitização generalizada dos micaxistos.

Ocorrem lentículas quartzo-feldspáticas que podem ter dimensão métrica. São também frequentes filões de quartzo concordantes com a foliação. Destaca-se a ocorrência de uma falha inversa, com atitude  $N30^{\circ}; 40^{\circ}W$ , que rejeita um filão de quartzo (Fig. 11D). Observa-se um filão de aplito, de possança métrica, com estrutura interna subparalela à foliação (Fig. 11E).

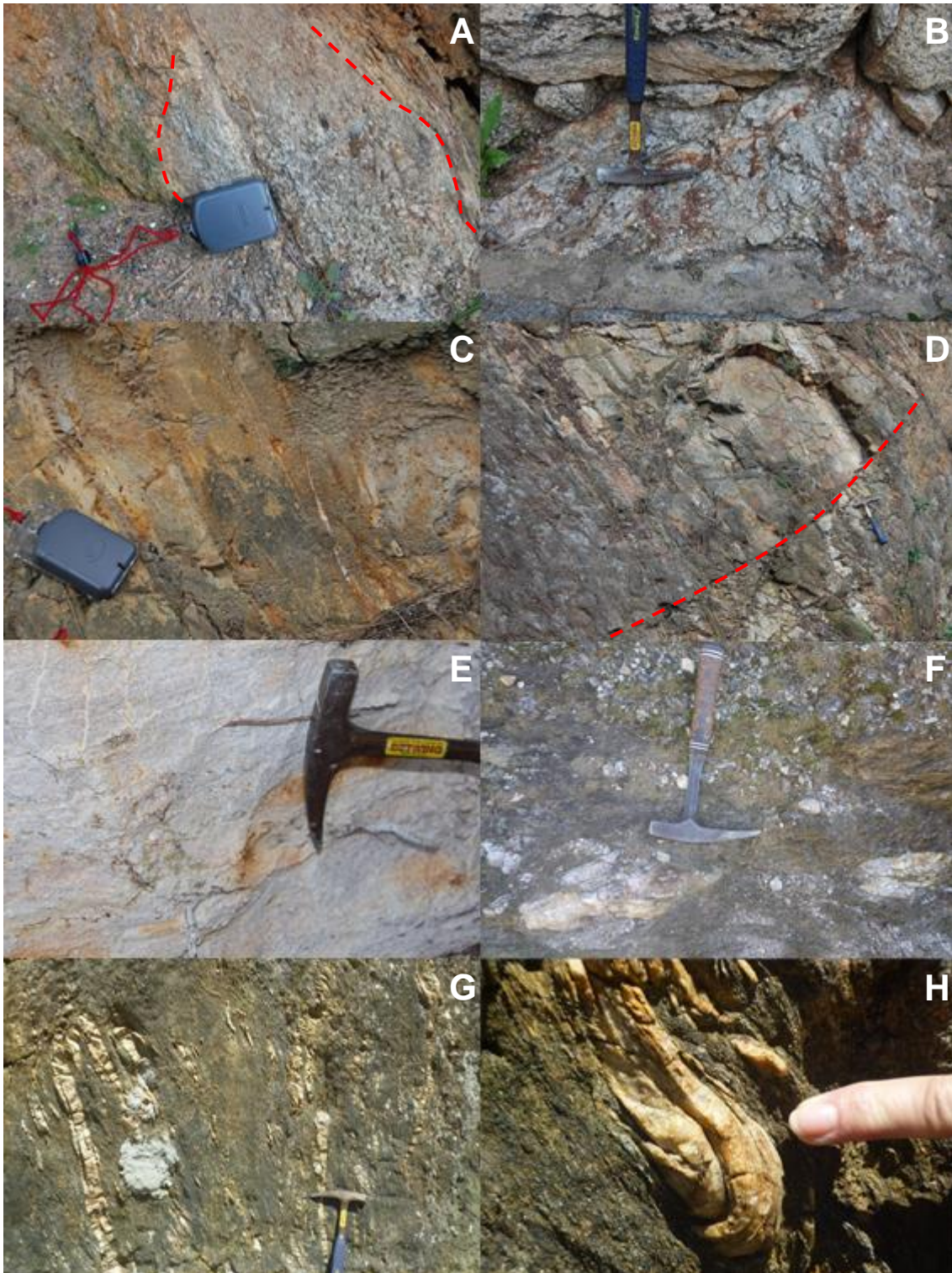
Destaca-se ainda uma zona muito tectonizada, muito alterada e com moscovitização muito intensa, na qual se observam espelhos de falha com orientação diversa, mas predominando a direção  $N20^{\circ}-N30^{\circ}$ . Ocorre uma falha com atitude  $N20^{\circ}; 90^{\circ}-80^{\circ}NW$ , cuja caixa de falha apresenta dimensão considerável, de ordem métrica.

A sudeste do Granito de Fânzeres a foliação dos micaxistos é subvertical, com direção aproximada N-S (Fig. 12B). Os níveis metagrauváquicos são mais raros, e a estratificação é concordante com a foliação. Observam-se localmente crenulações suaves, cujo eixo tem atitude  $20^{\circ}->N10^{\circ}$ .

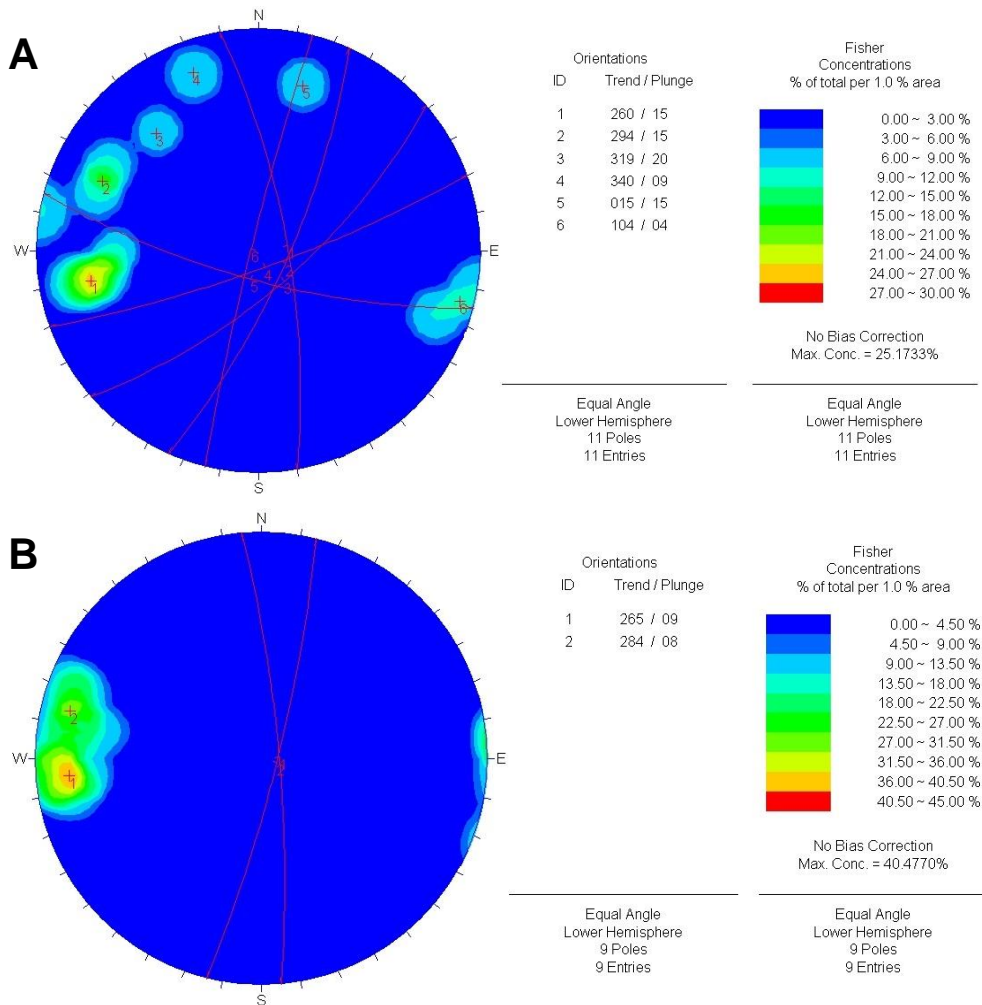
Por vezes, a foliação dos micaxistos apresenta-se fortemente ondulada, ocorrendo lentículas de quartzo cataclasado, com eixo  $80^{\circ}->N60^{\circ}$  (Fig. 11F).

Ocorrem também filões e lentículas de quartzo concordantes com a foliação. Por vezes, estes corpos de quartzo ocorrem deformados, observando-se dobras de eixo subhorizontal (Fig. 11G e H), sugerindo movimento vertical no plano de foliação com topo para baixo. Este movimento é compatível com a lineação mineral "down-dip" presente nos micaxistos deste sector (Ribeiro et al, 2016).





**Figura 11:** (A) Contacto concordante e gradual entre GF e Mx encaixantes; (B) Corpo pegmatítico próximo do contacto entre GF e Mx, no qual ocorrem fosfatos; (C) : Metagrauwaques com granada e estauroлите intercalados nos Mx; (D) Falha inversa que rejeita um filão de quartzo; (E) Filão de aplito com estrutura interna subparalela à foliação dos Mx; (F) Lenticulas de quartzo cataclasado que ocorrem nos Mx; (G) Filões de quartzo deformados, encaixados nos Mx (H) Pormenor de uma dobra de eixo subhorizontal, indicando sentido de movimento de topo para baixo ("down-dip").



**Figura 12:** Concentração dos polos dos planos de foliação, e as respetivas atitudes, dos Mx localizados a NW do GF (A) e a SE do mesmo (B).

Nos micaxistos estaurolíticos ocorrem níveis de rochas calcossilicatadas, muito alteradas, de cor vermelho-alaranjada, com espessuras de cerca de 10 cm de possança (Fig. 13A). Ocorrem em locais distintos, apresentando atitudes N20°; 85°E e N170°; 80°E, sendo concordantes com a foliação dos micaxistos.

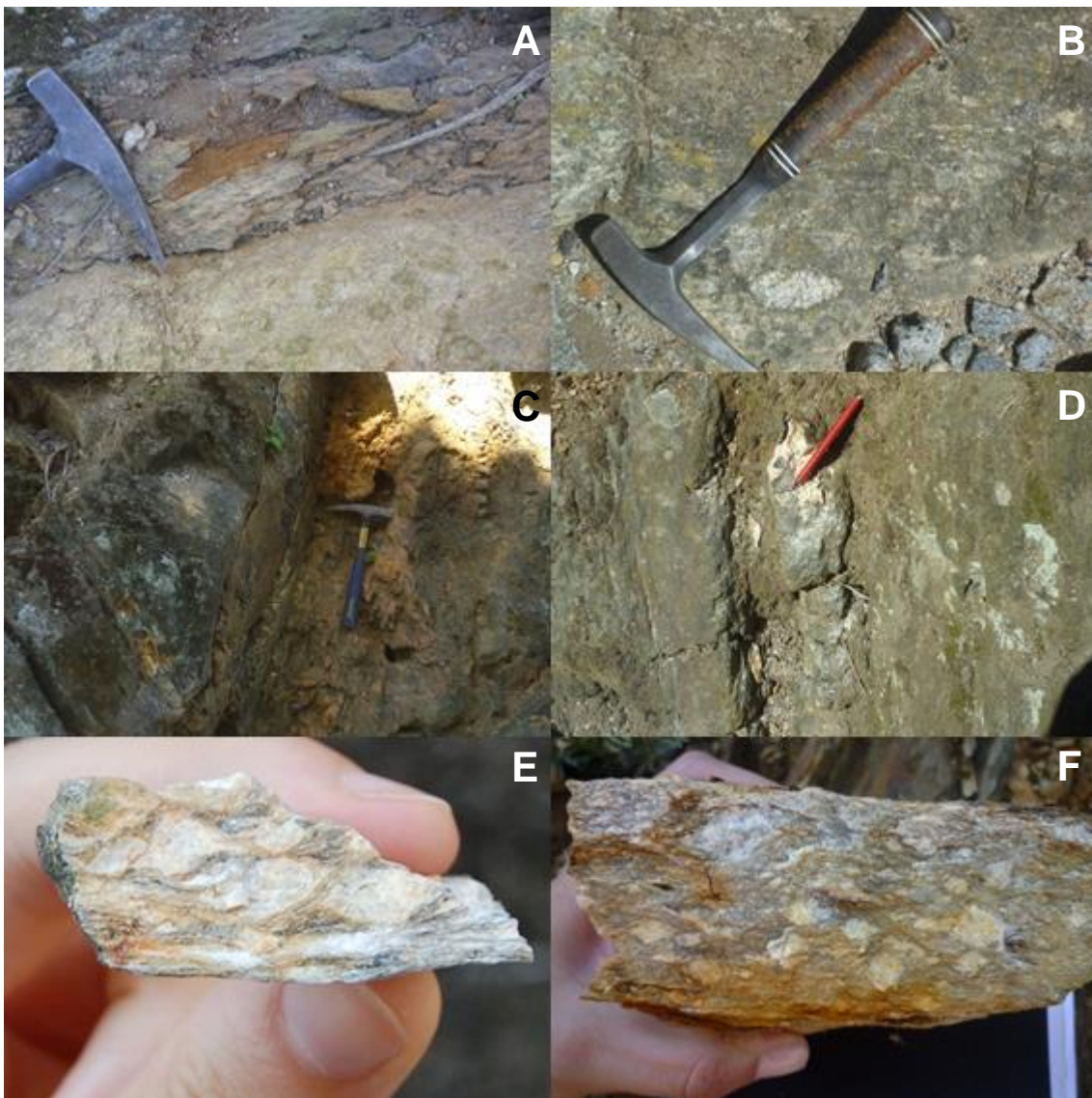
A sudoeste do Granito de Fânzeres ocorrem litologias de natureza migmatítica, com bandado composicional marcado por lentículas feldspáticas, paralelas à foliação adjacente com orientação N175° (Fig. 13B).

No bordo oriental do Granito de Fânzeres (41° 9'50.91"N, 8°31'40.23"W) na rua da Alvarinha, nos micaxistos estaurolíticos, ocorre uma falha de atitude N70; 85°N, com uma caixa de falha de 40-50 cm, com cataclase e argilização (Fig. 13C). A litologia adjacente é caracterizada por intercalações de micaxistos muito alterados (provavelmente filonitos) com bancadas de milonitos ocelados (provavelmente metatexitos milonitizados) (Fig. 13D e E). A foliação, assim como as intercalações, tem orientação N-S a N20°; 85° E.



Bancadas miloníticas idênticas (Fig. 13F) ocorrem nos micaxistos localizados no bordo ocidental do Granito de Fânzeres ( $41^{\circ} 10'34.67''N$ ,  $8^{\circ}33'44.80''W$ ), no talude a oeste do Parque Nascente. A foliação e as intercalações têm orientação N-S;  $85^{\circ}E$ . A geometria dos ocelos aponta para uma deformação de cinemática direita.

Na Figura 14 apresenta-se um esboço geológico da área estudada no qual se projetaram as principais foliações quer do Granito de Fânzeres, quer dos micaxistos estaurolíticos encaixantes, bem como as zonas de cisalhamento materializadas pelos milonitos ocelados que ocorrem a oeste e a este do Granito de Fânzeres.



**Figura 13:** (A) Filão de rocha calcossilicatada; (B) Rocha migmatítica com lenticulas feldspáticas; (C) Falha cataclasada e argilizada; (D) Bancadas de milonitos, que ocorrem a oriente do GF, encaixadas nos Mx; (E) Amostra de milonito que ocorre a oriente do GF; (F) Amostra de milonito que ocorre a ocidente do GF.

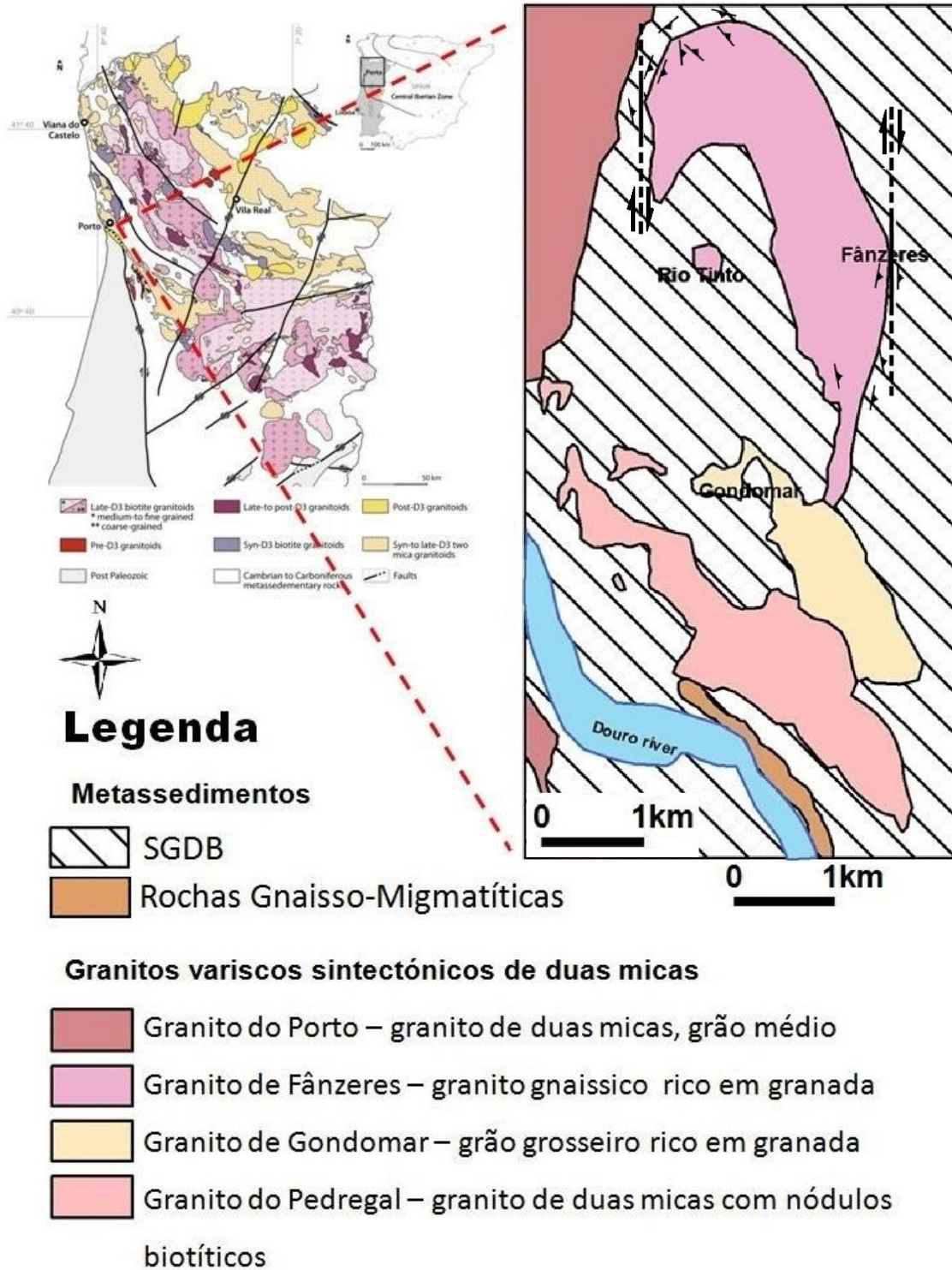


Figura 14: Esboço geológico da área de estudo, adaptado por Ferreira *et al.* (em publicação), com base na Folha 9-C da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, modificado e acrescentado com dados estruturais.





# Capítulo 6 – Petrografia e mineralogia



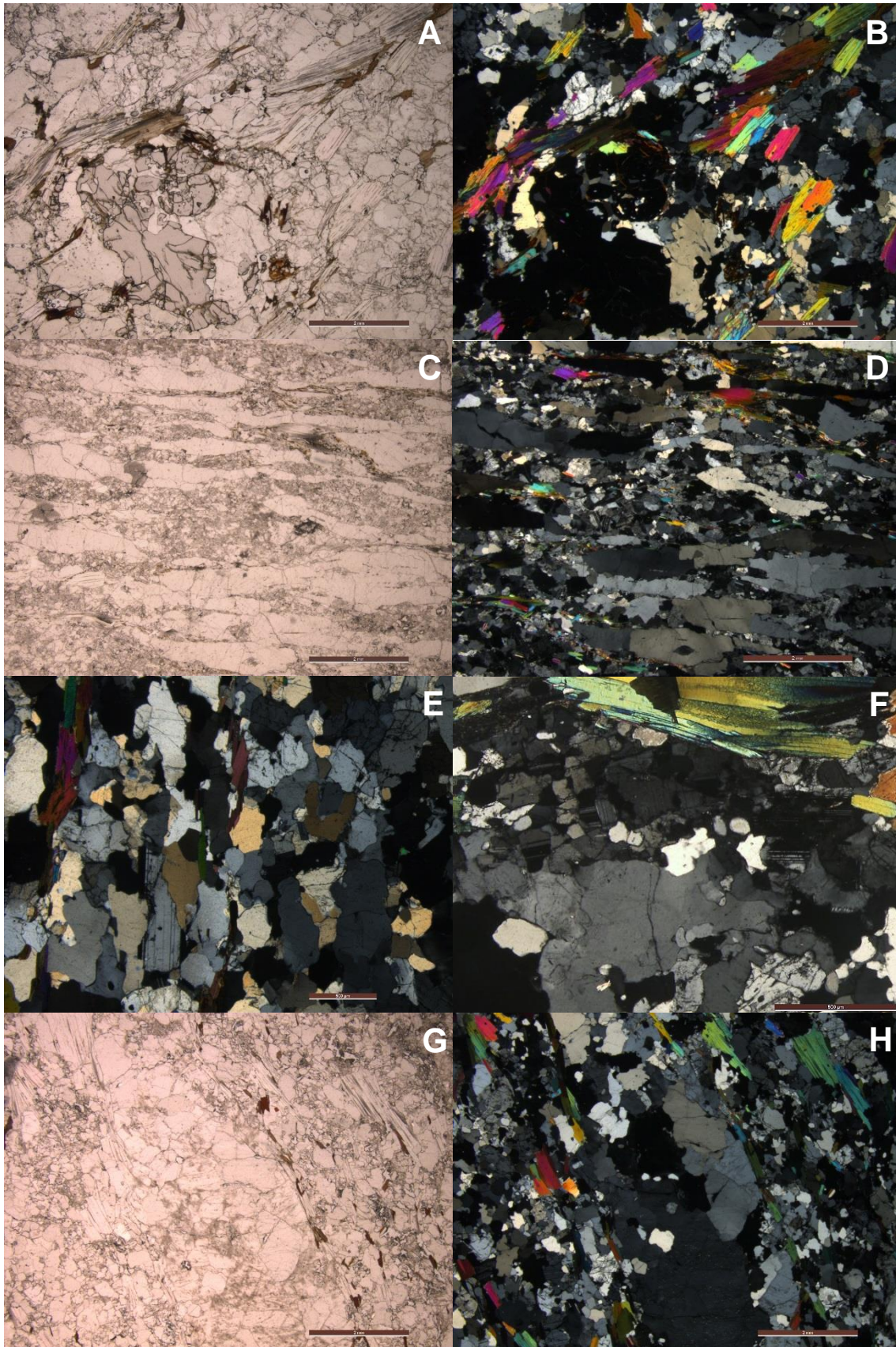
## 6.1 – Granito de Fânzeres

Apresenta-se, em seguida, a síntese da análise petrográfica de um total de 18 lâminas polidas do Granito de Fânzeres.

O Granito de Fânzeres apresenta textura holocristalina, heterogranular e *fabric* anisotrópico marcado por leitões micáceos mais ou menos ondulantes, normalmente adaptados em volta dos cristais de maior dimensão, como quartzo e granada (Fig. 15A e B). Por vezes, ocorrem zonas em que o *fabric* orientado é menos evidente, onde os leitões micáceos são escassos e muito irregulares, porém verifica-se ainda uma orientação geral das micas. Localmente, ocorrem fitas de quartzo alternadas com zonas quartzo-feldspáticas (Fig. 15C e D). Por vezes, verifica-se o alongamento dos cristais ou agregados de quartzo concordantemente com a anisotropia (Fig. 15E). O granitoide apresenta alguma variação de granularidade, entre média a fina, destacando-se algumas zonas quartzo-feldspáticas de granularidade mais fina (Fig. 13F). Numerosas amostras incluem filonetes de carácter pegmatítico (Fig. 15G e 15H), quer discordantes, quer concordantes, cuja transição para o granitoide é gradual. O modo de ocorrência dos minerais é semelhante ao do granitoide, distinguindo-se pela maior dimensão dos cristais e pela escassez de micas.

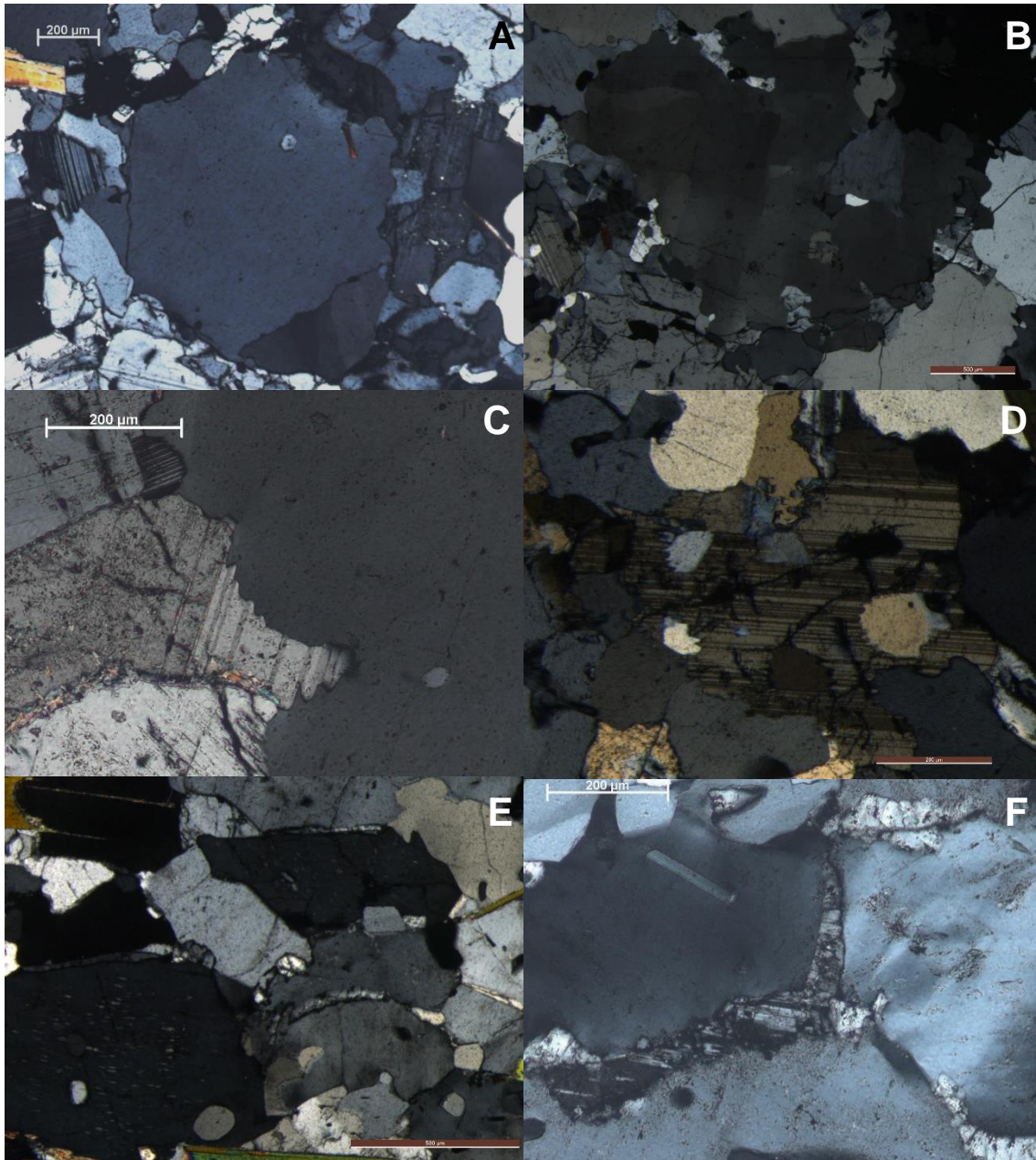
A associação mineralógica presente na rocha é: quartzo + plagioclase + microclina + moscovite + biotite + clorite + esfena-leucoxena + rútilo + zircão + monazite + fluorapatite ± granada ± turmalina.

O quartzo ocorre em cristais isolados ou em agregados policristalinos, com diferentes dimensões, sendo geralmente anédrico ou, por vezes, com tendência para euédrico (Fig. 16A). Apresenta normalmente extinção ondulante (Fig. 16B). Os bordos são frequentemente ondulados ou suturados, podendo em contacto com plagioclase ser serrilhados (Fig. 16D e E). São muito frequentes cristais de quartzo globulares inclusos ou nos espaços intergranulares, bem como filmes de quartzo e plagioclase nos bordos dos feldspatos (Fig. 16G e H).



**Figura 15:** Aspectos texturais do GF: (A, B) Leitões micáceos adaptados em volta de granada, em N// e NX, respetivamente; (C, D) Fitas de quartzo orientadas, em N// e NX, respetivamente; (E) Cristais de quartzo alongados de acordo com a anisotropia, em NX; (F) Zona quartzo-feldspática de granularidade fina, em NX; (G, H) Filão pegmatítico intrusivo no GF, em N// e NX, respetivamente.

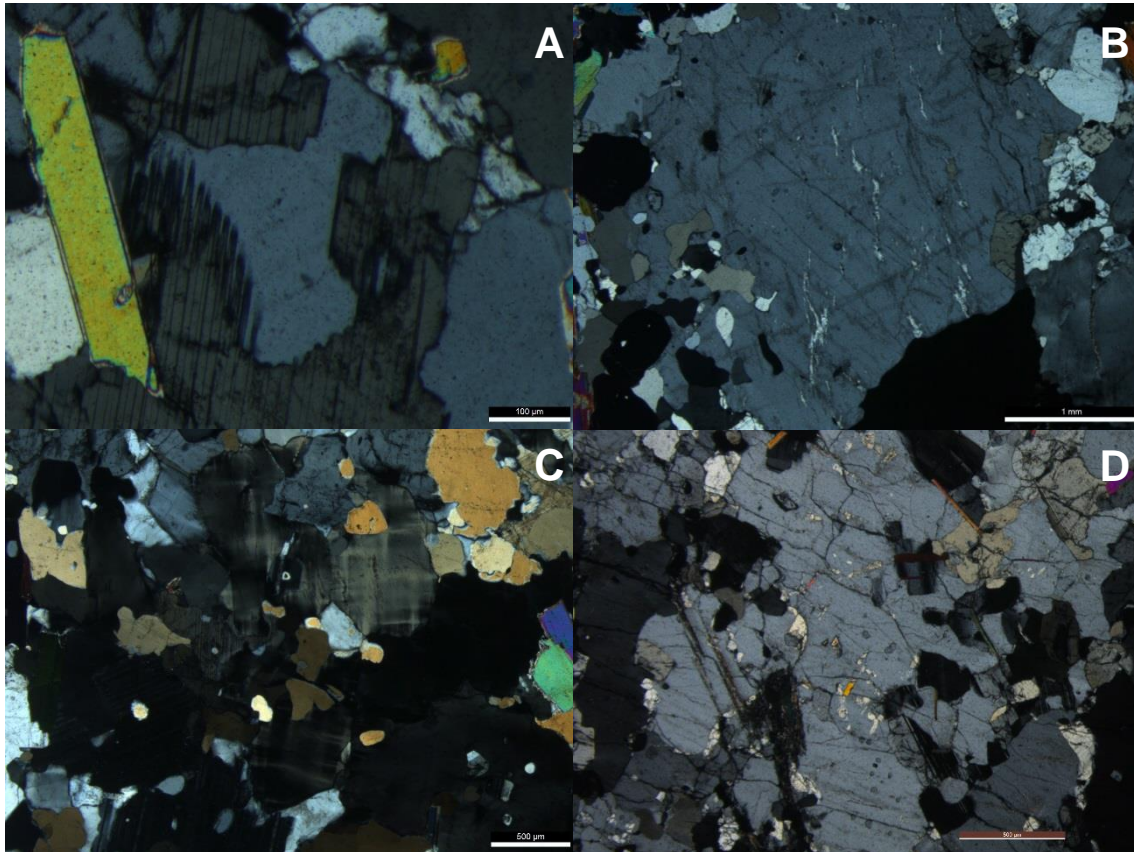




**Figura 16:** Aspectos do quartzo no GF: (A) Cristal euédrico, em NX; (B) Extinção ondulante, em NX; (C) Bordos do quartzo serrilhados em contacto com plagioclase, em NX; (D) Inclusões de quartzo globular em plagioclase, apresentando bordos serrilhados, em NX; (E) Quartzo globular incluído e nos espaços intergranulares, filmes de quartzo nos bordos dos feldspatos, em NX; (F) Pormenor de filmes de plagioclase e quartzo nos bordos de feldspato e quartzo, em NX.

A plagioclase ocorre em cristais de pequena a média dimensão, subédricos a anédricos, com as maclas polissintéticas bem evidentes. De forma geral, a plagioclase está muito fraturada, e por vezes tem forte alteração no núcleo. Apresenta inclusões de quartzo globular ou de cristais de menor dimensão de plagioclase. Ocorre, por vezes, com intercrescimento com o quartzo (Fig. 17A).

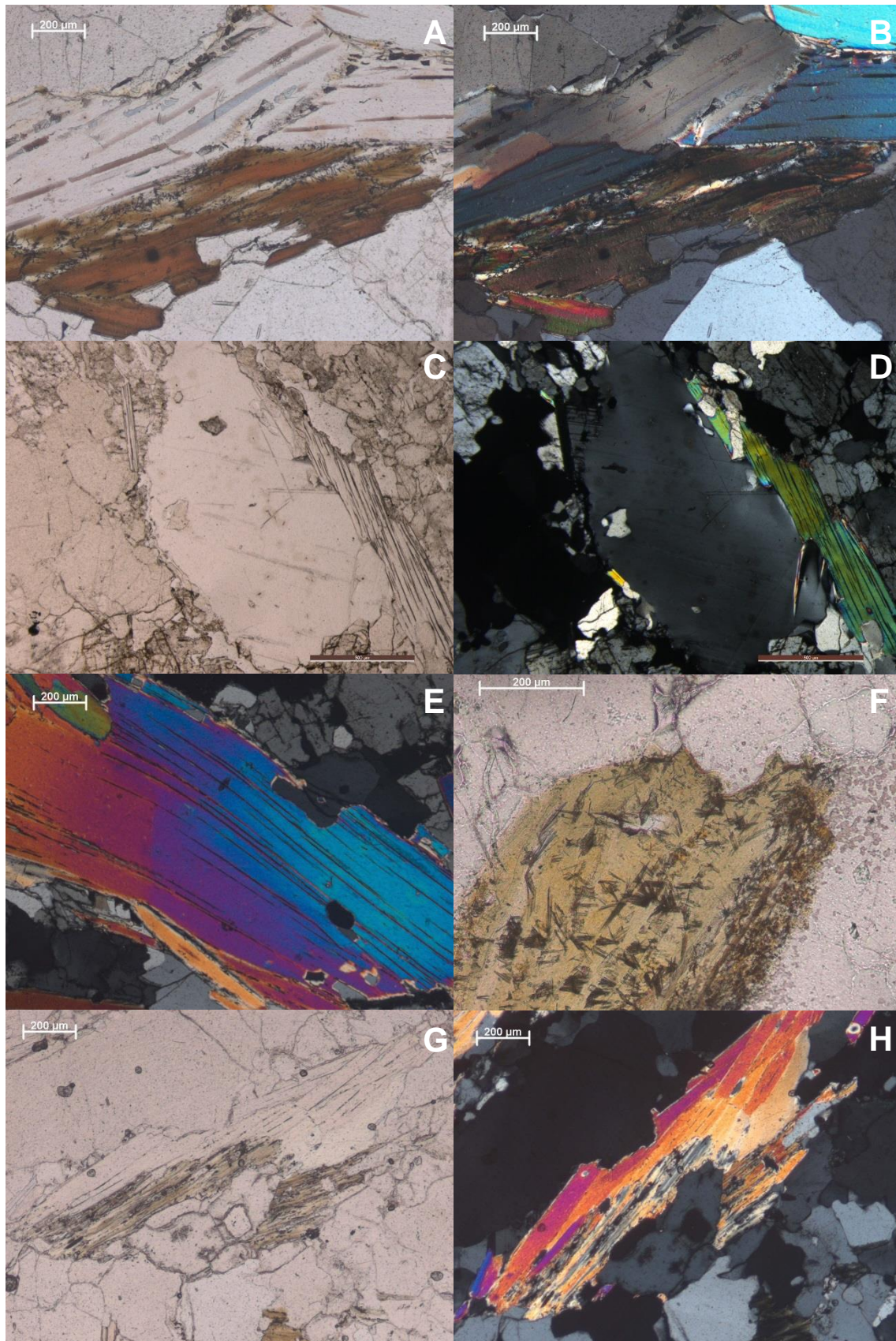
A microclina ocorre em cristais anédricos, de dimensão variável, frequentemente pertíticos, e normalmente fraturados e com alguma alteração para caulinite (Fig. 17B). A macla em xadrez (Fig. 17C) é relativamente rara, e mais comum em cristais de pequenas dimensões. São frequentes as inclusões de plagioclase, quartzo globular e moscovite (Fig. 17D).



**Figura 17:** Aspectos dos feldspatos no GF: (A) Intercrescimento de plagioclase com quartzo, em NX; (B) Microclina pertítica e com caulinitização, em NX; (C) Macla em xadrez da microclina, em NX; (D) Cristal de microclina com inclusões de moscovite, plagioclase e quartzo, em NX.

A moscovite ocorre isolada ou em leitos associada e intercrescida com biotite (Fig. 18A e B), esta menos abundante e de menor dimensão. O alinhamento destes leitos micáceos marca a anisotropia mais ou menos definida, embora os cristais não estejam necessariamente orientados. A moscovite ocorre, por vezes, em grandes placas com birrefringência anómala (Fig. 18C e D), geralmente não orientadas, e de carácter nitidamente secundário. Raramente a moscovite apresenta clivagens flexuradas (Fig. 18E). Ocorrem ainda pequenas palhetas de moscovite localizadas em fraturas. A biotite apresenta inclusões de zircão e monazite associadas ao característico halo pleocroico. É frequente a cloritização da biotite e a associação com agulhas de rútilo e esfena-leucoxena (Fig. 18F), observando-se, por vezes, a cor de birrefringência característica da penina (Fig. 18G e H).

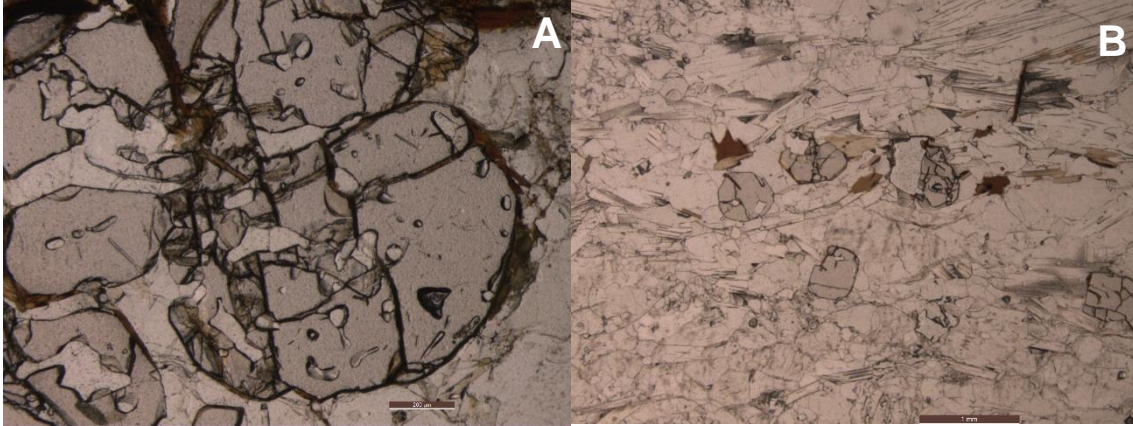




**Figura 18:** Aspectos das micas no GF: (A, B) Intercrescimento de moscovite e biotite, em N// e NX, respetivamente; (C, D) Grande placa de moscovite com birrefringência anómala, em N// e NX, respetivamente; (E) Moscovite com clivagens flexuradas, em NX; (F) Biotite cloritizada com agulhas de rútilo e esfena-leucosena, em N//; (G, H) Cloritização da biotite (penina), em N// e NX, respetivamente.



A granada apresenta-se em cristais de média a grande dimensão, anédricos, muito fraturados, e em associação com biotite e com quartzo (Fig. 19A). Por vezes ocorrem ainda como cristais pequenos arredondados. Em duas amostras a granada ocorre alinhada em filonetes de carácter pegmatítico (Fig. 19B).



**Figura 19:** Aspectos da granada do GF: (A) Pormenor de um cristal de granada, em associação com quartzo e biotite, em N//; (B) Pequenos cristais de granada localizados numa zona pegmatítica, em N//.

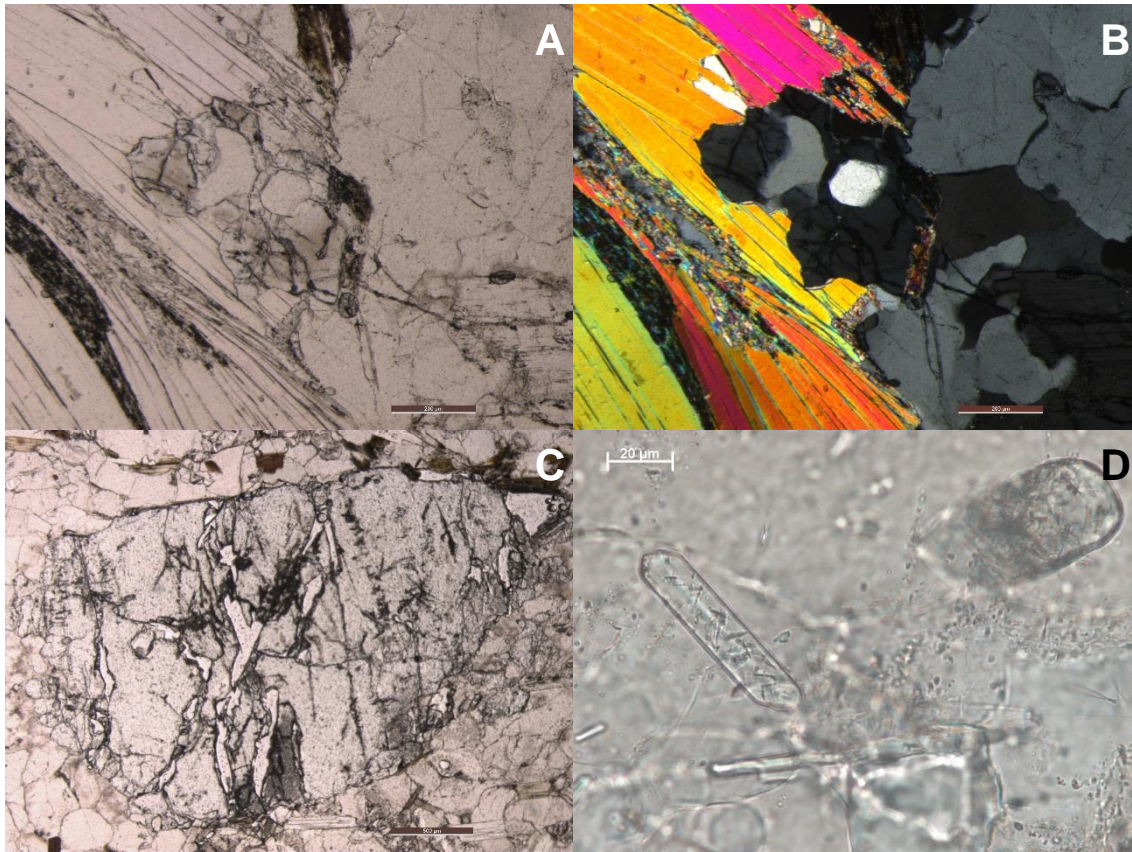
Em todas as amostras, regista-se apenas a ocorrência de um pequeno cristal de turmalina, em secção basal, incluso em quartzo (Fig. 20).

A fluorapatite ocorre em cristais de dimensão similar aos minerais essenciais, anédricos a subédricos, muito fraturados, frequentemente associados a micas (Fig. 21A e B). São comuns inclusões de quartzo globular, zircão e monazite. Numa amostra observa-se um cristal de grande dimensão, com tonalidade verde pálido, associado a um filonete pegmatítico (Fig. 21C). São também muito frequentes inclusões aciculares a prismáticas de fluorapatite (Fig. 21D), no quartzo, nos feldspatos e nas micas. A identificação da variedade de apatite, quer em cristais de maior dimensão, quer em inclusões aciculares a prismáticas, foi confirmada com apoio ao MEV, bem como a identificação das inclusões de zircão e monazite na apatite (Fig. 22, 23, 24 e 25). A monazite pode ou não apresentar Th e U na sua constituição.

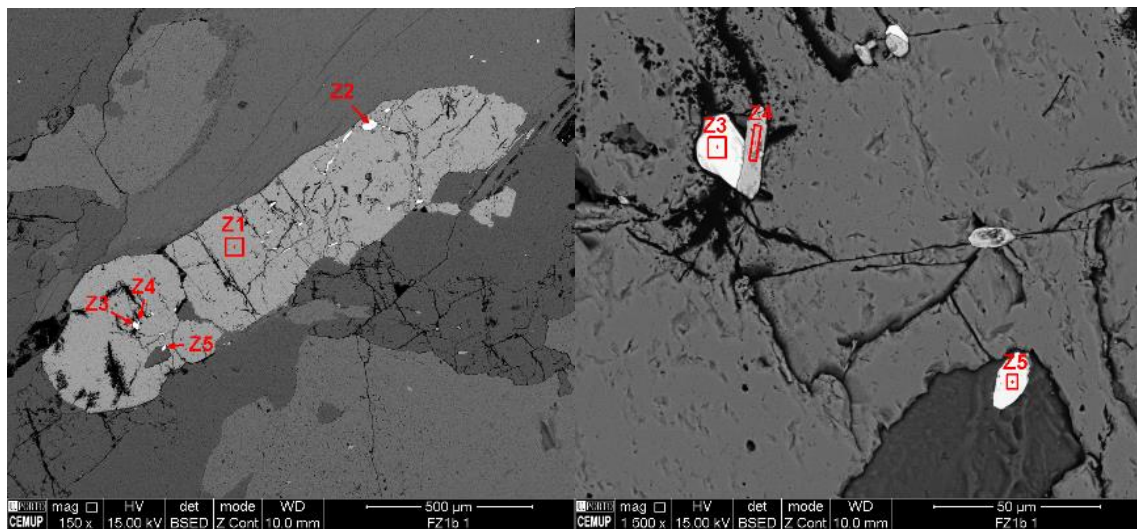


**Figura 20:** Pequeno cristal de turmalina incluso em quartzo, em N//.





**Figura 21:** Aspectos da fluorapatite do GF: (A, B) cristal de fluorapatite associado a micas, em N// e NX, respetivamente; (C) Grande cristal de fluorapatite com tom esverdeado, em N//; (D) Cristais prismáticos e aciculares de fluorapatite inclusos em quartzo, em N//.



**Figura 22:** Imagens obtidas em eletrões retrodifundidos das zonas analisadas na lâmina FZ1b1: fluorapatite (Z1), monazite (Z2, Z3 e Z5) e zircão (Z4).

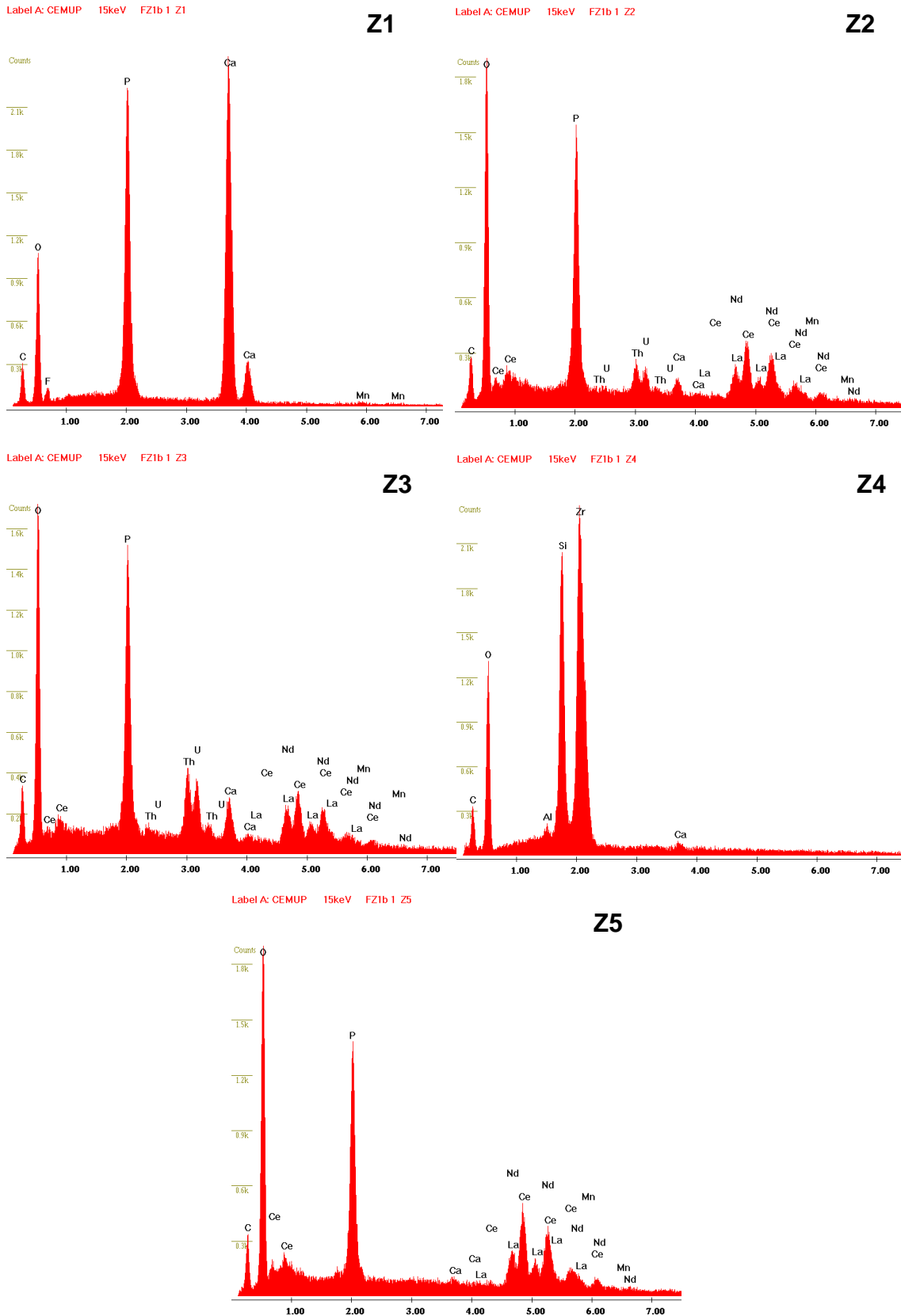
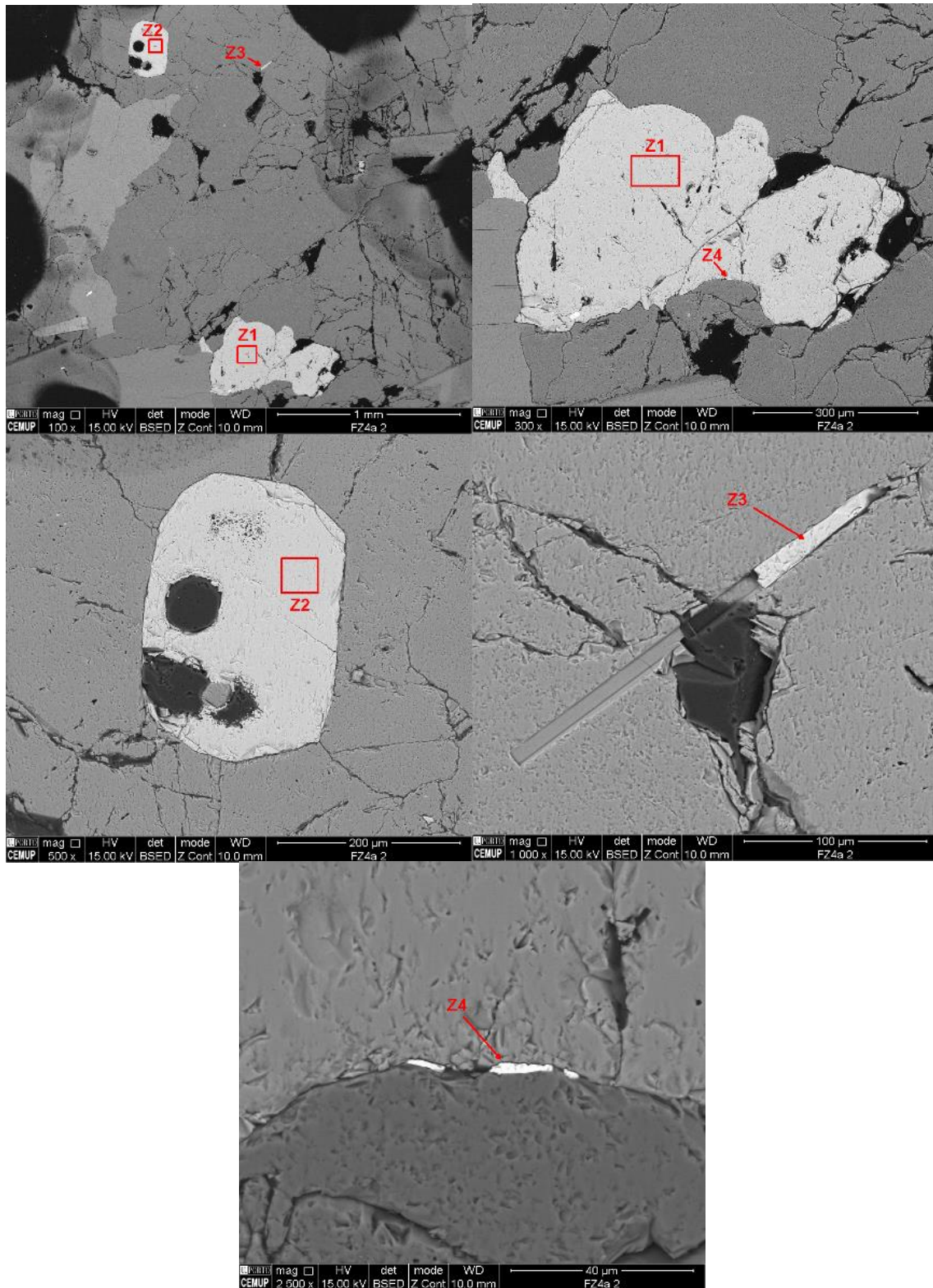


Figura 23: Espectros obtidos com a análise da lâmina FZ1b1: fluorapatite (Z1), monazite com Th e U (Z2, Z3), monazite sem Th e U (Z5), e zircão (Z4).





**Figura 24:** Imagens obtidas em elétrons retrodifundidos das zonas analisadas na lâmina FZ4a: fluorapatite (Z1, Z2 e Z3) e monazite (Z4).

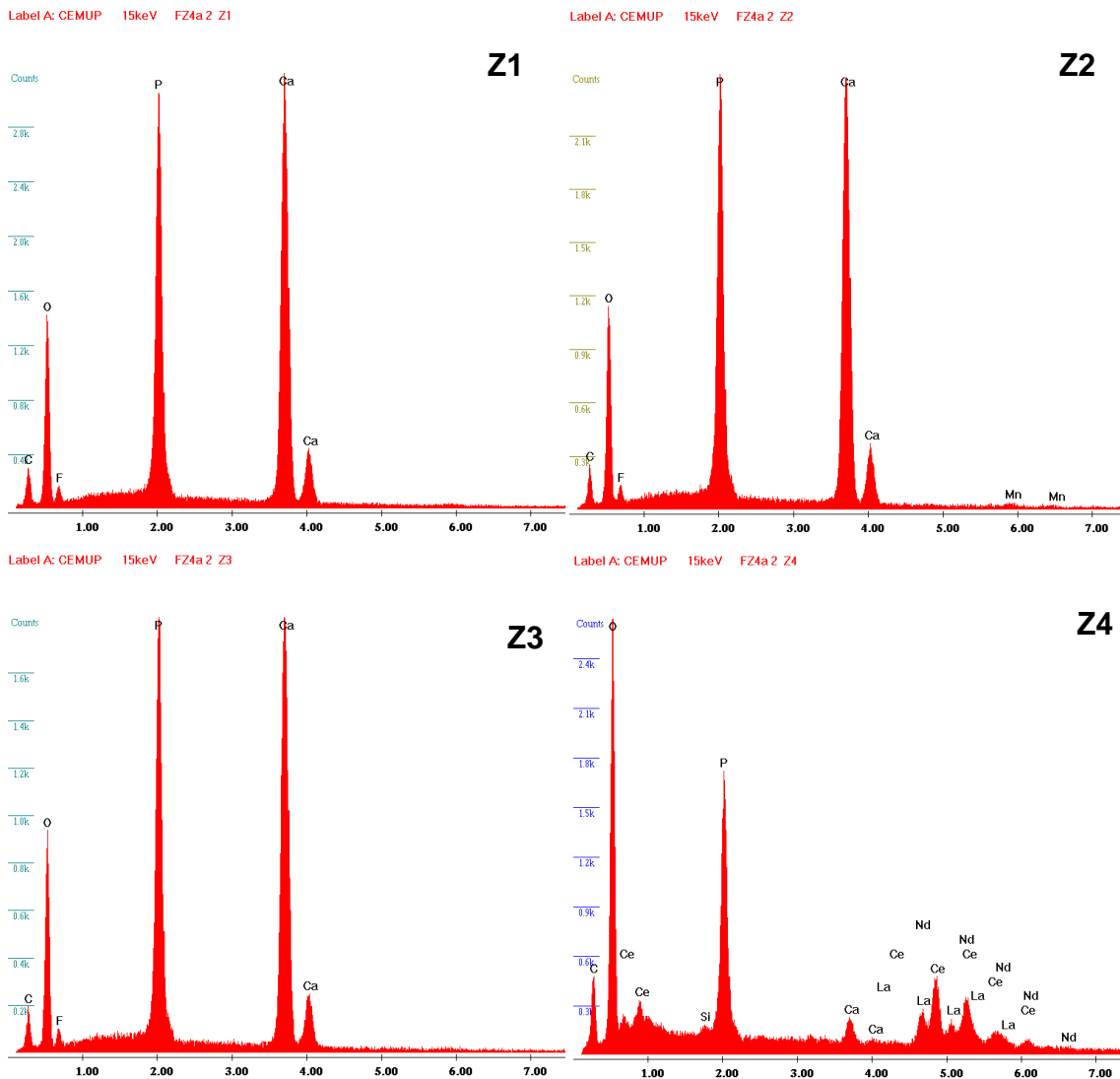


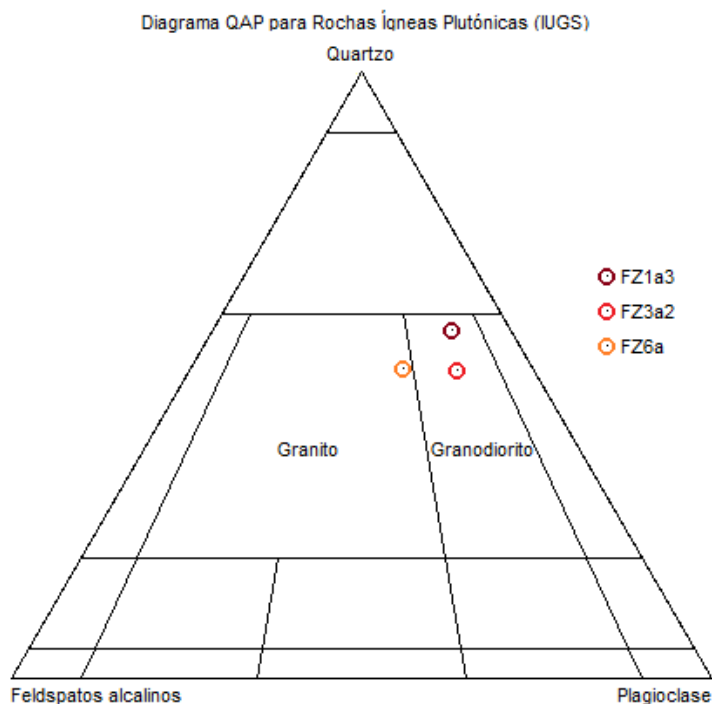
Figura 25: Espectros obtidos na análise da lâmina FZ4a: fluorapatite (Z1, Z2 e Z3) e monazite sem Th e U (Z4).

### 6.1.1 - Composição modal quantitativa

Os resultados das análises de composição modal quantitativa efetuadas nas lâminas FZ1a3, FZ3a2 e FZ6a (Tabela II), projetados no diagrama ternário QAP para rochas ígneas plutónicas (IUGS, Fig. 26) revelam que o Granito de Fânzeres apresenta uma composição granodiorítica a granítica. Trata-se de uma rocha maioritariamente constituída por quartzo (em média 43.77%) e plagioclase (em média 28.33%), apresentando pouco feldspato potássico (em média 10.43%), e destacando-se ainda a elevada percentagem de moscovite (em média 13.17%), mais abundante do que biotite (em média 2.37%).

**Tabela II** – Resultado da análise de composição modal quantitativa do Granito de Fânzeres.

	FZ1a3	FZ3a2	FZ6a	Média
% Quartzo	45,10	43.20	43.00	43.77
% Plagioclase	26.70	32.60	25.70	28.33
% Feldspato K	6.50	9.30	15.50	10.43
% Moscovite	17.30	11.30	10.90	13.17
% Biotite	2.20	3.20	1.70	2.37
% Granada	1.70	0.20	2.90	1.60
% Apatite	0.20	0.20	0.20	0.20
% Óxidos	0.30	0.00	0.10	0.13
% Total	100	100	100	100



**Figura 26:** Projeção dos resultados da análise modal do Granito de Fânzeres no diagrama ternário QAP para rochas ígneas plutónicas (IUGS).

## 6.2 – Pegmatito

Apresenta-se em seguida, a síntese da análise petrográfica de um total de 2 lâminas polidas de um corpo pegmatítico intrusivo nos micaxistos estaurolíticos, em grande proximidade com o contacto entre os mesmos e o Granito de Fânzeres. As fichas petrográficas detalhadas são apresentadas no Anexo III.

O pegmatito apresenta textura holocristalina, heterogranular e porfiroide, apresentando megacristais de plagioclase (Fig. 27A e B). O *fabric* é isotrópico, não se detetando qualquer orientação preferencial dos minerais. A rocha é constituída pela seguinte associação mineralógica: quartzo + plagioclase + feldspato potássico + moscovite ± fosfatos.

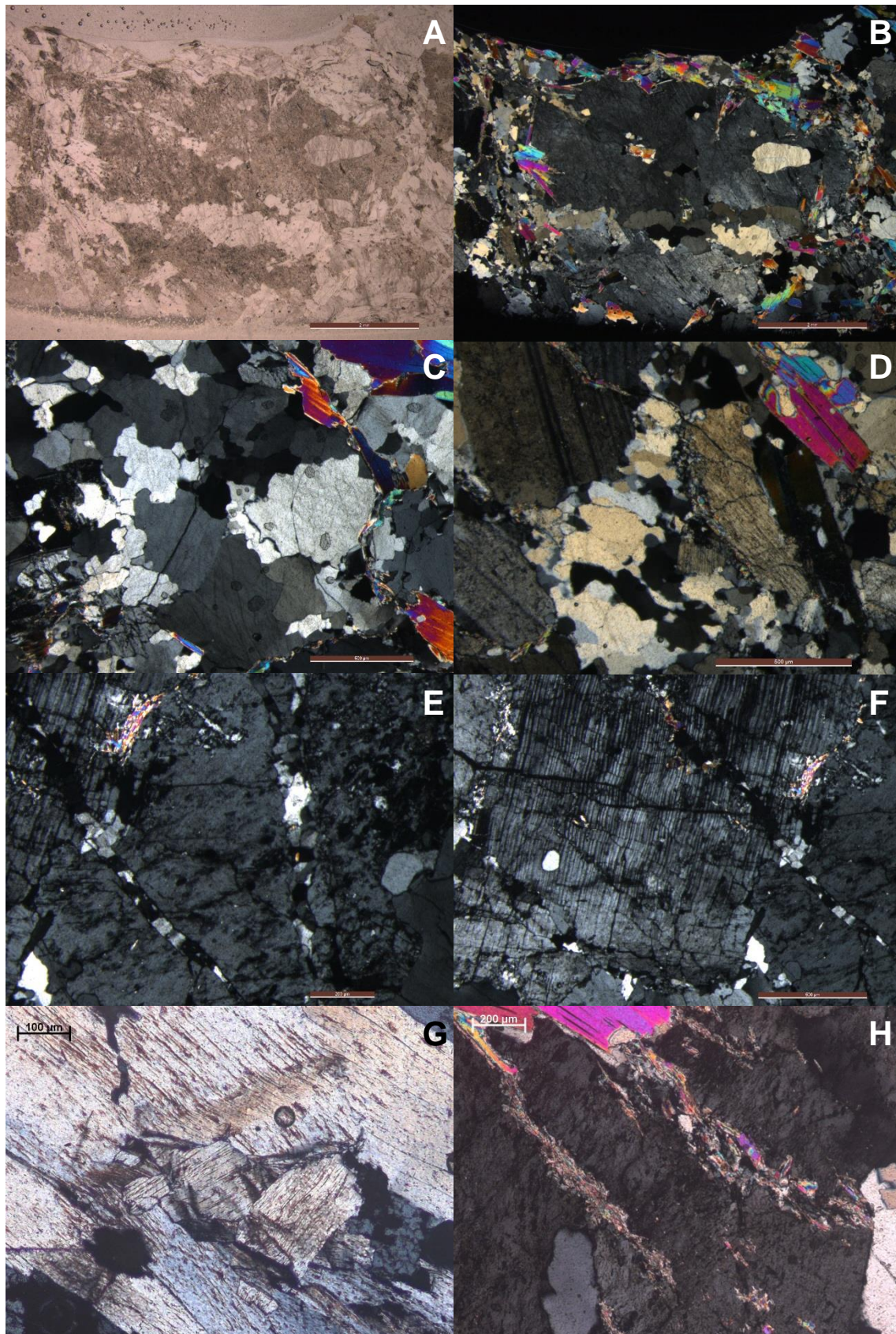
O quartzo ocorre em cristais anédricos, isolados ou em agregados policristalinos, com diferentes dimensões (Fig. 27C e D). Apresenta normalmente extinção ondulante e bordos ondulados ou suturados. São comuns cristais de quartzo globulares inclusos em feldspatos, micas, e também em quartzo, ou nos espaços intergranulares. Numa das amostras ocorrem microfilonetes de quartzo que cortam os feldspatos (Fig. 27E).

A plagioclase é albítica (verificado no MEV, ver Fig. 31 e 32) e ocorre normalmente como megacristais, e mais raramente em cristais de menor dimensão. Geralmente subédrica, apresenta maclas polissintéticas bem evidentes, por vezes, flexuradas (Fig. 27F). Apresenta inclusões de quartzo globular, moscovite, ou cristais de menor dimensão de plagioclase.

O feldspato potássico ocorre em cristais anédricos, fraturados e alterados, de diferentes dimensões.

A moscovite ocorre isolada ou em leitos irregulares, com forma subédrica, e apresentando frequentemente flexura das clivagens (Fig. 27G). Ocorrem ainda abundantes palhetas de moscovite localizadas em fraturas ou nos espaços intergranulares (Fig. 27H).





**Figura 27:** Aspectos do pegmatito: (A, B) Textura porfiroide com megacristais de plagioclase, em N// e NX, respetivamente; (C) Agregado de quartzo com granularidade média, em NX; (D) Agregado de quartzo com granularidade fina, em NX; (E) Microfilonetes de quartzo a cortar microclina e plagioclase, em NX; (F) Plagioclase com as maclas polissintéticas flexuradas, em NX; (G) Cristais de moscovite com clivagens flexuradas, em NX; (H) Palhetas de moscovite a crescer em fraturas, em NX.

Em ambas as amostras se observa a ocorrência de um mineral de cor azul com pleocroísmo mais evidente nos cristais de maior dimensão, geralmente anédrico (Fig. 28A e B) ou alongado (Fig. 28C e D), e em agregados. A análise efetuada no MEV permitiu identifica-lo como sendo um fosfato com alumínio, magnésio, e com algum ferro (Fig. 29-Z1, 30-Z1, 33-Z3 e 34-Z3). Tendo em conta as características óticas e a composição química, considera-se que este mineral poderá corresponder a lazulite  $[(Mg,Fe^{2+})Al_2(PO_4)_2(OH)_2]$ .

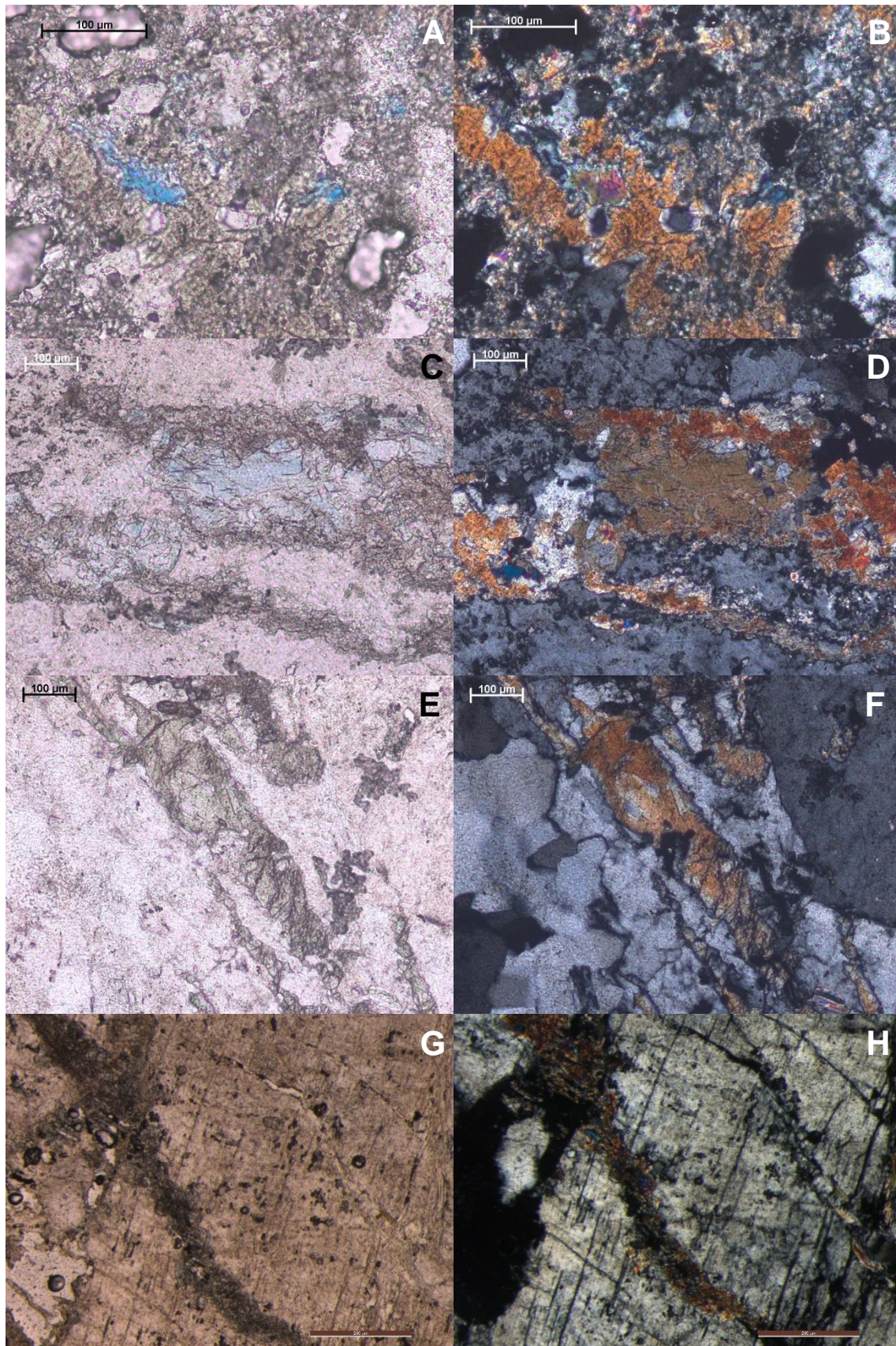
Associado e intercrescido com este, ocorre um mineral verde, com pleocroísmo fraco, e hábito semelhante ao mineral azul, também, por vezes, alongado e orientado (Fig. 28E e F). Por análise no MEV verifica-se que se trata de um fosfato com alumínio, magnésio, bário, manganês e ferro (Fig. 29-Z2, 30-Z2, 31-Z1 e 32-Z1), podendo corresponder a kulanite  $[Ba(Fe^{2+},Mn^{2+},Mg)_2(Al,Fe^{3+})_2(PO_4)_3(OH)_3]$ . Associado ao fosfato de cor verde ocorre ainda fluorapatite, verificado no MEV (Fig. 31-Z2 e 32-Z2).

Por vezes, estes minerais estão localizados em fraturas (Fig. 28G e H) ou associados a filonetes de quartzo.

Numa das lâminas ocorre um mineral incolor, com birrefringência baixa, anédrico, associado ao fosfato de cor azul supramencionado, tendo-se verificado no MEV que corresponde a um fosfato com alumínio e sódio (Fig. 33-Z1 e 34-Z1). Tendo em conta as características óticas e a sua composição química, sugere-se que este mineral pode corresponder a brasilianite  $[NaAl_3(PO_4)_2(OH)_4]$ .

A preencher as fraturas deste mineral ocorre um outro identificado no MEV como sendo um fosfato com alumínio, estrôncio e bário (Fig. 33-Z2 e 34-Z2). Com esta composição química poderá tratar-se de uma variedade de goyazite com bário  $[(Sr,Ba)Al_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O]$ .





**Figura 28:** Aspeto dos fosfatos do pegmatito: (A, B) Pequenos cristais anédricos do mineral azul, intercrescidos com o mineral verde, em N// e NX, respetivamente; (C, D) Cristal alongado do mineral azul, em N// e NX, respetivamente; (E, F) Cristais alongados do mineral verde, em N// e NX, respetivamente; (G, H) Agregado de fosfatos localizado numa fratura em plagioclase.



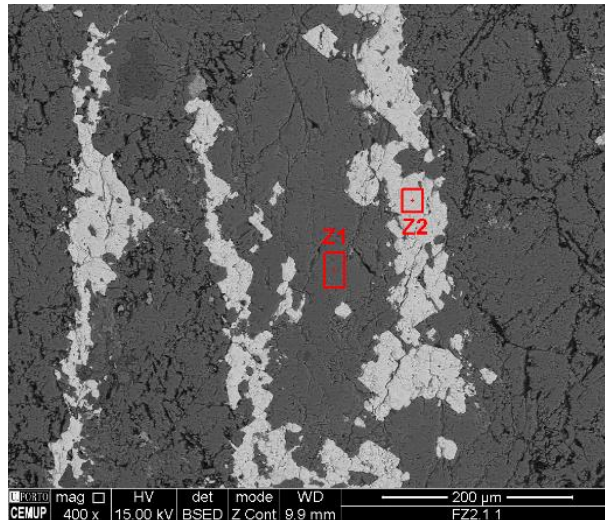


Figura 29: Imagens obtidas em eletrões retrodifundidos das zonas analisadas na lâmina FZ2.1 (1): mineral azul (Z1) e mineral verde (Z2).

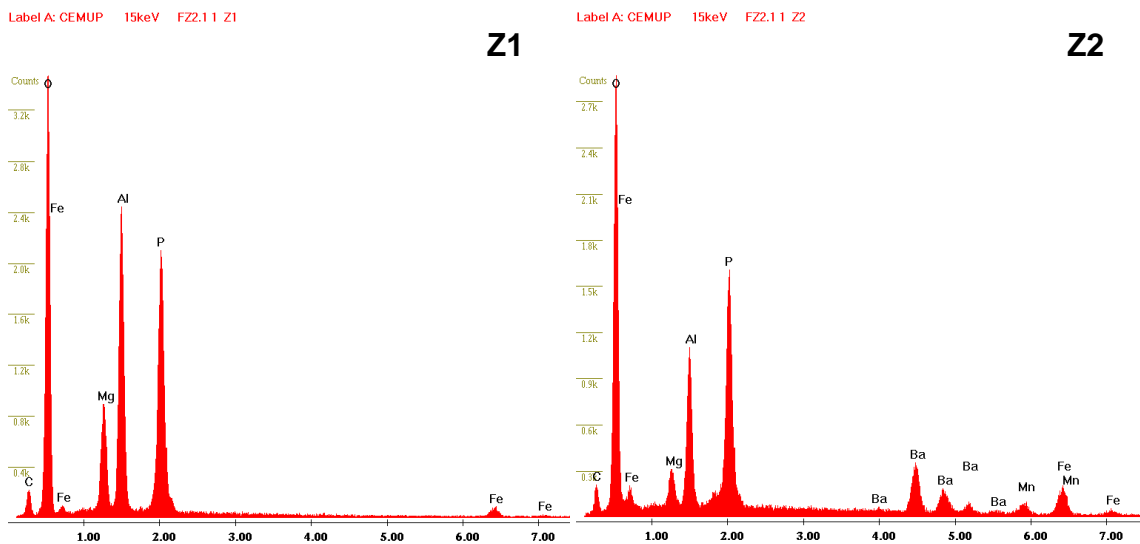


Figura 30: Espectros obtidos com a análise da lâmina FZ2.1 (1): mineral azul possível lazulite (Z1) e mineral verde possível kulanite (Z2).

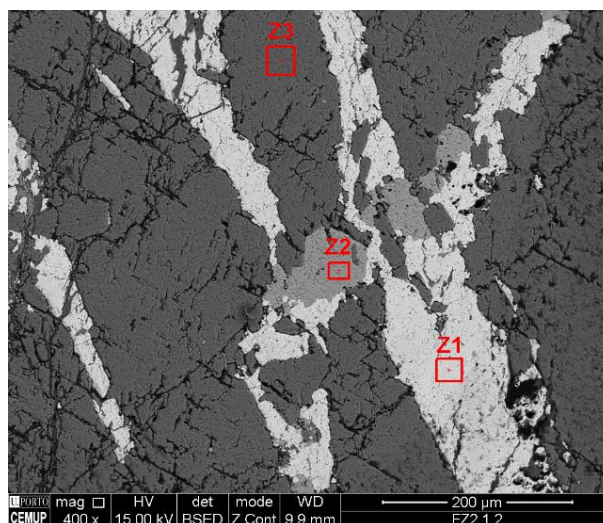


Figura 31: Imagens obtidas em eletrões retrodifundidos das zonas analisadas na lâmina FZ2.1 (2): mineral verde (Z1), da fluorapatite (Z2) e albite (Z3).

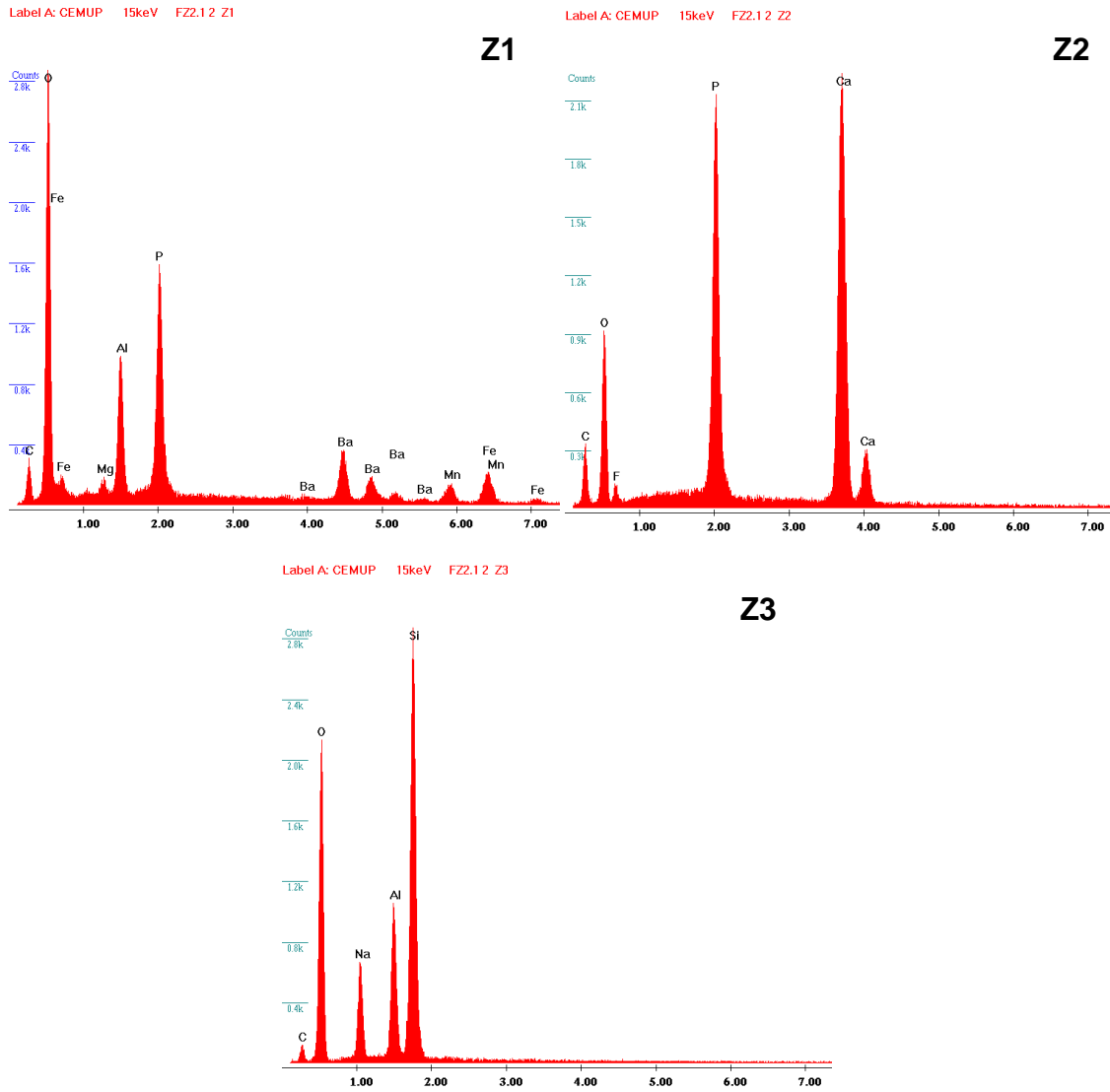


Figura 32: Espectros obtidos com a análise da lâmina FZ2.1 (2): mineral verde possível kulanite (Z1), fluorapatite (Z2), e albite (Z3).

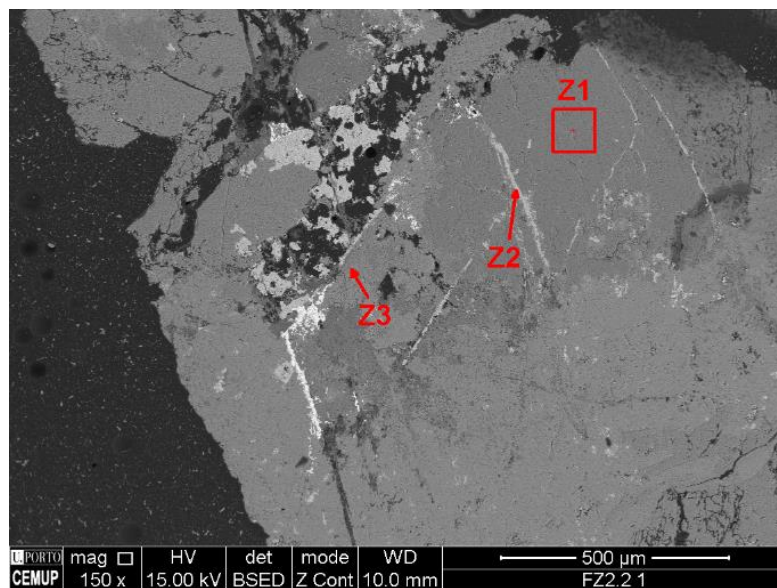
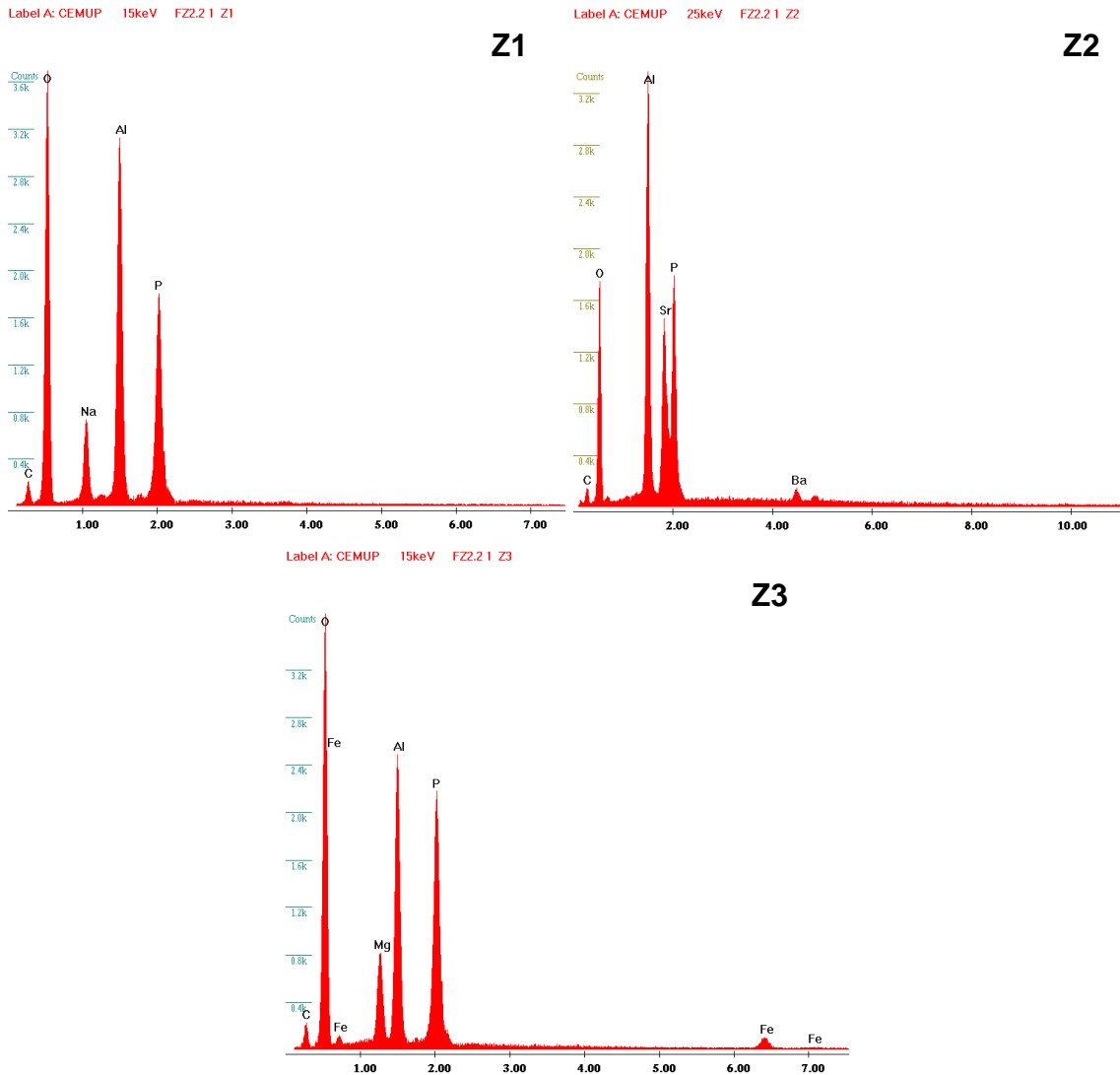


Figura 33: Imagens obtidas em eletrões retrodifundidos das zonas analisadas na lâmina FZ2.2: possível brasilianite (Z1), possível goyazite (Z2), e mineral azul (Z3).



**Figura 34:** Espectros obtidos com a análise da lâmina FZ2.2: possível brasilianite (Z1), possível goyazite (Z2) e mineral azul possível lazulite (Z3).

### 6.3 – Milonito

Apresenta-se, em seguida, a síntese da análise petrográfica de 4 lâminas polidas do milonito que ocorre a oriente do Granito de Fânzeres, designado aqui como FZ5, e de 3 lâminas do milonito que ocorre a ocidente do granitoide, designado aqui como PM72. As fichas petrográficas detalhadas são apresentadas no Anexo III.

Ambas as rochas apresentam textura milonítica ocelada (Fig. 35A, B, C e D), com *fabric* anisotrópico definido essencialmente pela orientação de leitos micáceos e de fitas de quartzo (Fig. 35E). O milonito FZ5 apresenta subgranulação mais intensa, sendo constituído por uma matriz mais fina. Em ambos os casos a foliação está adaptada em volta de ocelos de dimensão muito variável, podendo ser constituídos por porfiroclastos de plagioclase, feldspato potássico, moscovite ou granada, ou por agregados quartzo-feldspáticos. Os porfiroclastos apresentam frequentemente sombras de deformação assimétricas (Fig. 35F).

A associação mineralógica presente no milonito FZ5 é: quartzo + plagioclase + feldspato potássico + moscovite + biotite + clorite + rútilo + esfena-leucoxena ± granada ± apatite. No milonito PM72, a associação mineralógica é ligeiramente diferente: quartzo + plagioclase + feldspato potássico + moscovite + biotite + clorite + rútilo + esfena-leucoxena ± granada ± andaluzite ± silimanite ± turmalina.

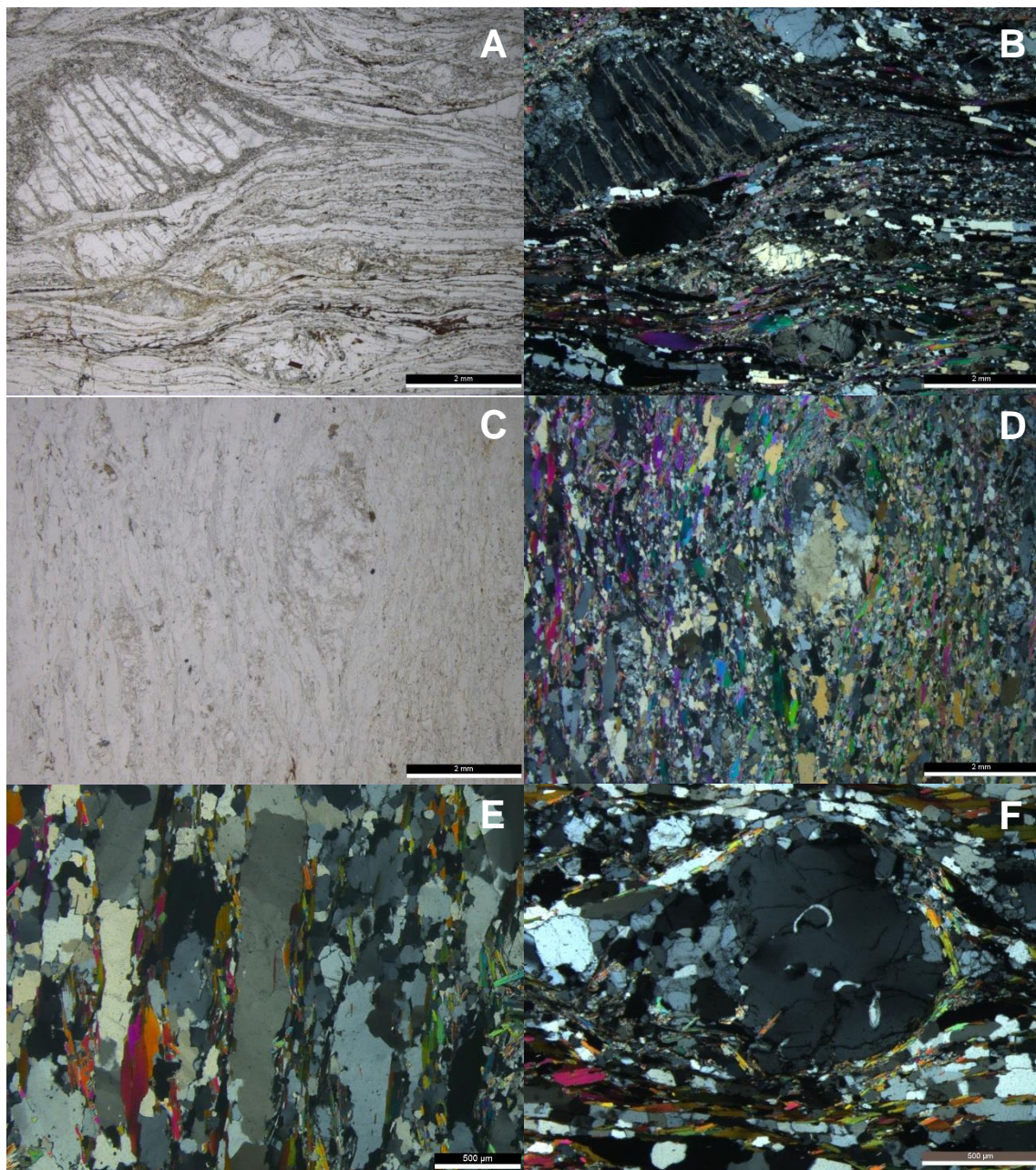
Na matriz, o quartzo ocorre subgranulado, por vezes em agregados com feldspatos (Fig. 36A), em agregados monominerálicos com cristais de dimensão média a grande e bordos suturados a ondulados (Fig. 36A), e em fitas orientadas. O quartzo ocorre também na constituição de ocelos, em cristais isolados de dimensão média, em agregados quartzo-feldspáticos (Fig. 36B), raramente, com cristais poligonais (Fig. 36C). Nas sombras de deformação o quartzo ocorre subgranulado ou, por vezes, em fitas.

A plagioclase ocorre na matriz em pequenos cristais anédricos a subédricos, sendo, porém, mais representativa em porfiroclastos de média a grande dimensão, podendo alcançar os 8 mm de comprimento (Fig. 36D). Os porfiroclastos podem ou não ser maclados, ocorrendo frequentemente cristais parcialmente maclados (Fig. 36E). Por vezes as maclas polissintéticas apresentam-se deformadas (Fig. 36F). De forma geral, a plagioclase está fraturada e apresenta alguma alteração. Ocorrem frequentemente palhetas de moscovite nas fraturas da plagioclase, bem como ao longo dos planos de clivagem (Fig. 36G). É comum ocorrerem inclusões de quartzo



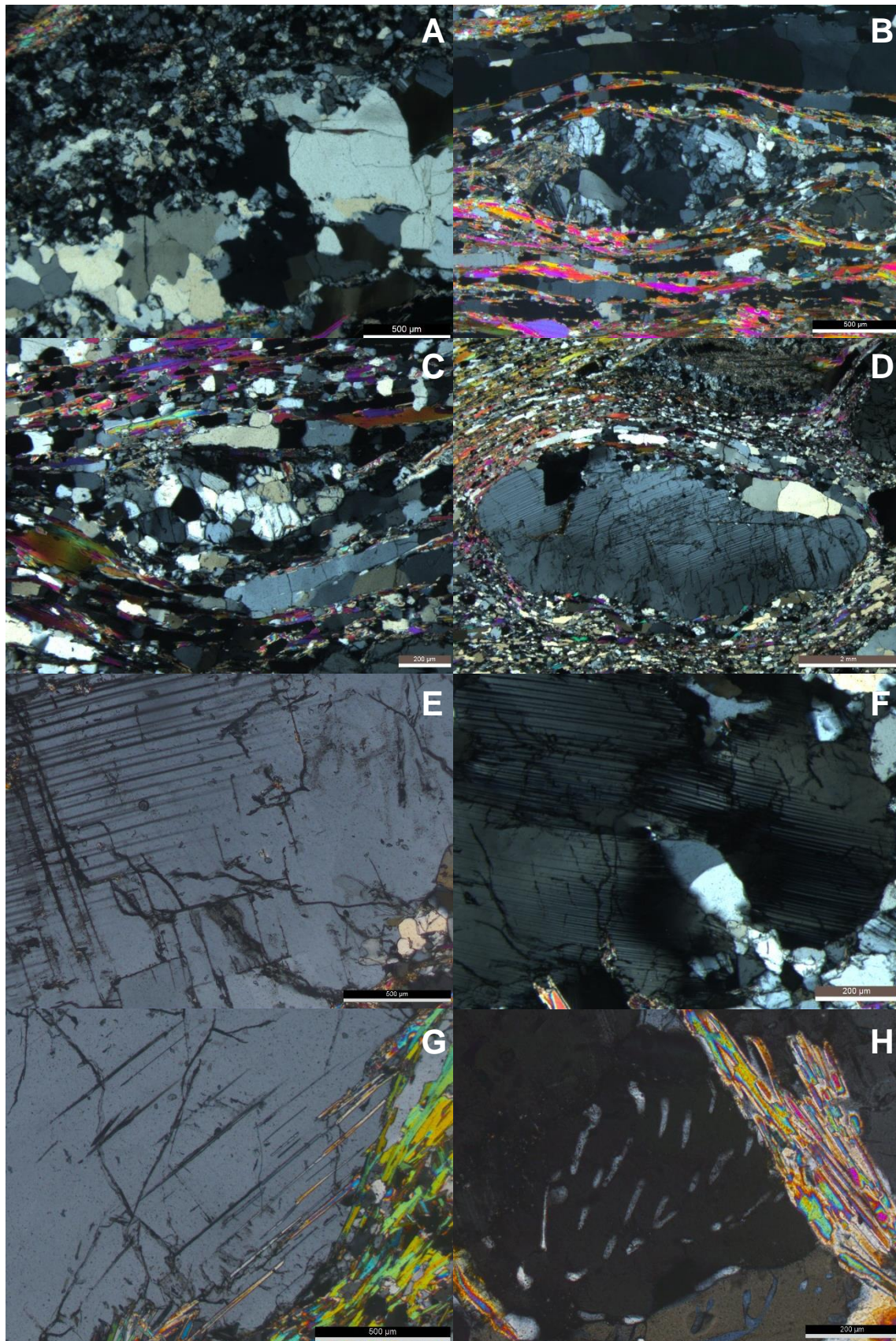
goticular e vermicular (36H) nos cristais de plagioclase. Pontualmente, observa-se intercrescimento de quartzo na plagioclase (Fig. 36I).

O feldspato potássico é significativamente menos abundante que a plagioclase, ocorrendo como porfiroclastos de dimensão média, por vezes pertítico (Fig. 36J).

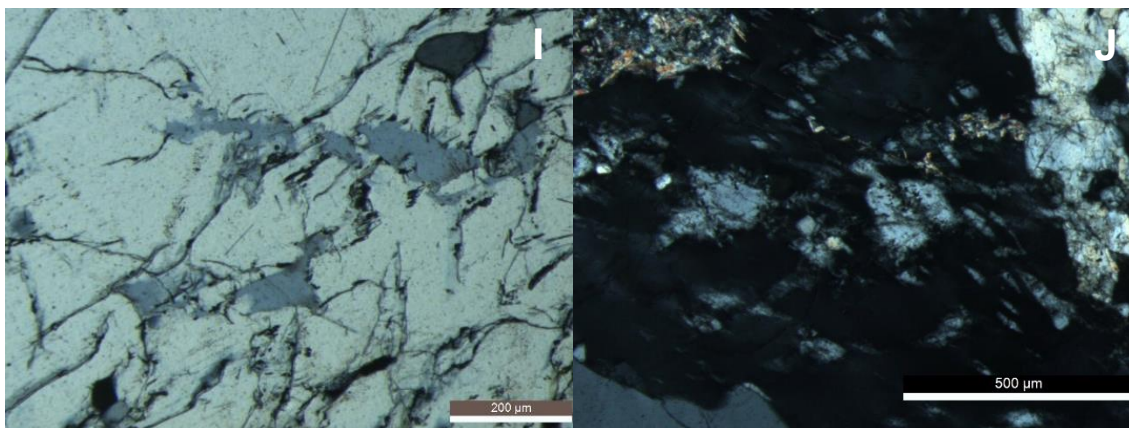


**Figura 35:** Aspectos texturais dos milonitos: (A, B) Textura milonítica ocelada do milonito FZ5, em N// e NX, respetivamente; (C, D) Textura milonítica ocelada do milonito PM72, em N// e NX, respetivamente; (E) Fitas de quartzo orientadas, em NX; (F) Ocelo de plagioclase com sombras de deformação assimétricas, em NX.









**Figura 36:** Aspectos do quartzo e dos feldspatos dos milonitos: (A) Contraste entre zona de subgranulação de quartzo e plagioclase e o agregado de quartzo com cristais de maior dimensão; (B) Ocelo quartzo-feldspático, em NX; (C) Ocelo constituído por um agregado de quartzo poligonal, em NX; (D) Porfiroclasto de plagioclase de grande dimensão, em NX; (E) Pormenor de um cristal de plagioclase parcialmente maclado, em NX; (F) Cristal de plagioclase com as maclas deformadas, em NX; (G) Pormenor de um cristal de plagioclase com moscovite nos planos de clivagem, em NX; (H) Inclusões de quartzo vermicular num cristal de plagioclase, em NX; (I) Pormenor de um cristal de plagioclase com quartzo intercrescido, em NX; (J) Pormenor de um porfiroclasto de feldspato potássico pertítico, em NX.

A moscovite é a mica dominante, ocorrendo intercrescida com biotite em leitões micáceos que marcam a anisotropia da rocha (Fig. 37A), embora nem todos os cristais estejam necessariamente orientados. A moscovite ocorre também como porfiroclasto, apresentando geralmente estrutura *mica fish* e, raramente, *kinks* (Fig. 37B e C). Observa-se forte moscovitização da rocha, ocorrendo palhetas de moscovite, por vezes com estrutura radial, na matriz (Fig. 37D), em fraturas e em planos de clivagem da plagioclase (Fig. 37E). A biotite é subédrica a anédrica (Fig. 37F), e está frequentemente cloritizada (penina), em associação com agulhas de rútilo e esfena-leucóxena (Fig. 37G e H).

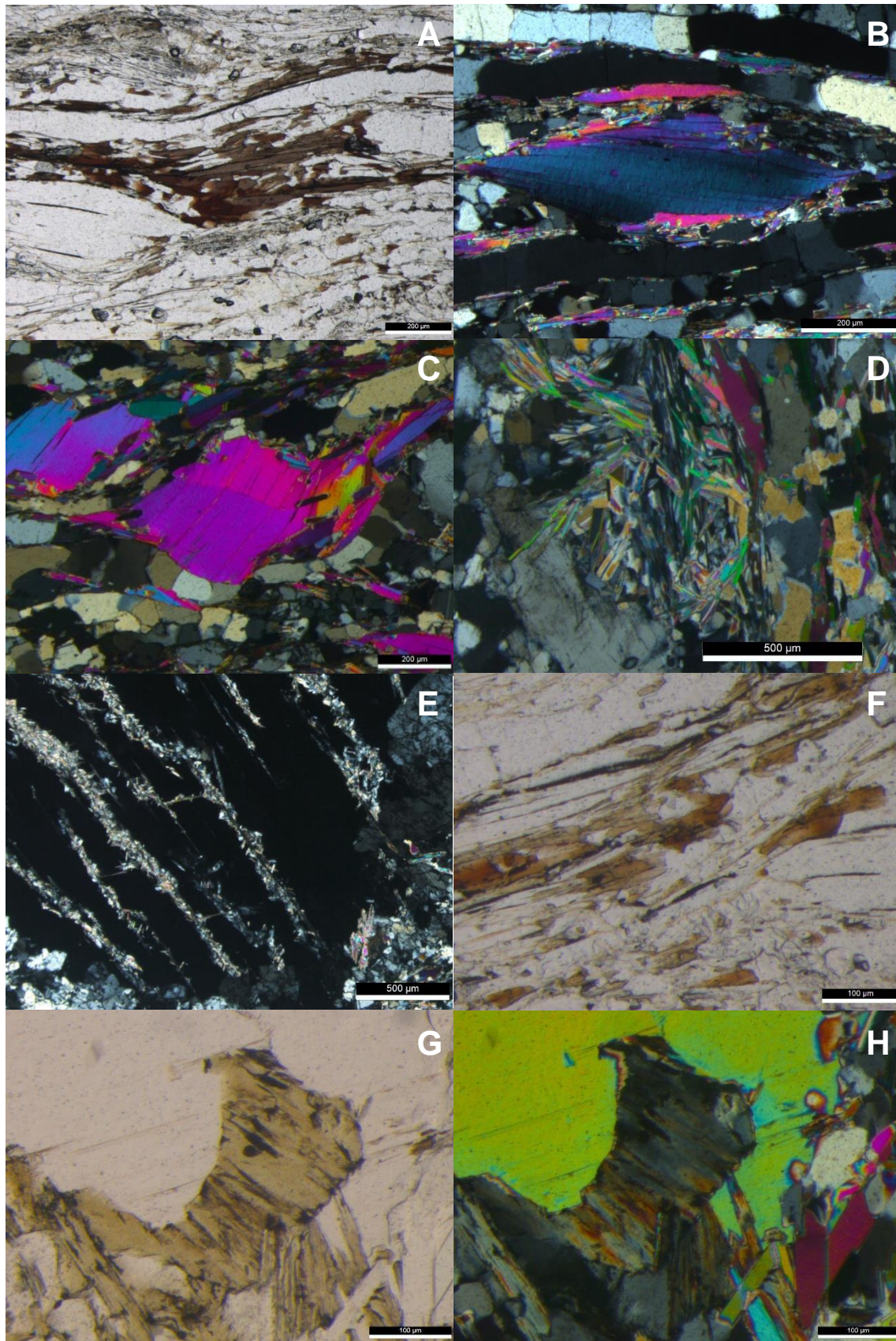
A granada ocorre como porfiroclastos de dimensão média a pequena, em cristais euédricos pouco fraturados (Fig. 38A), ou anédricos muito fraturados (Fig. 38B), e geralmente em associação com biotite e quartzo.

A andaluzite ocorre somente no milonito PM72, sendo incolor e de textura poicilítica (Fig. 38C e D). Associadas a esta ocorrem agulhas de silimanite (fibrolite, Fig. 38E).

No milonito PM72 identificou-se ainda um cristal de turmalina em secção basal apresentando pleocroísmo verde a castanho, incluso numa grande placa de moscovite (Fig. 38F).

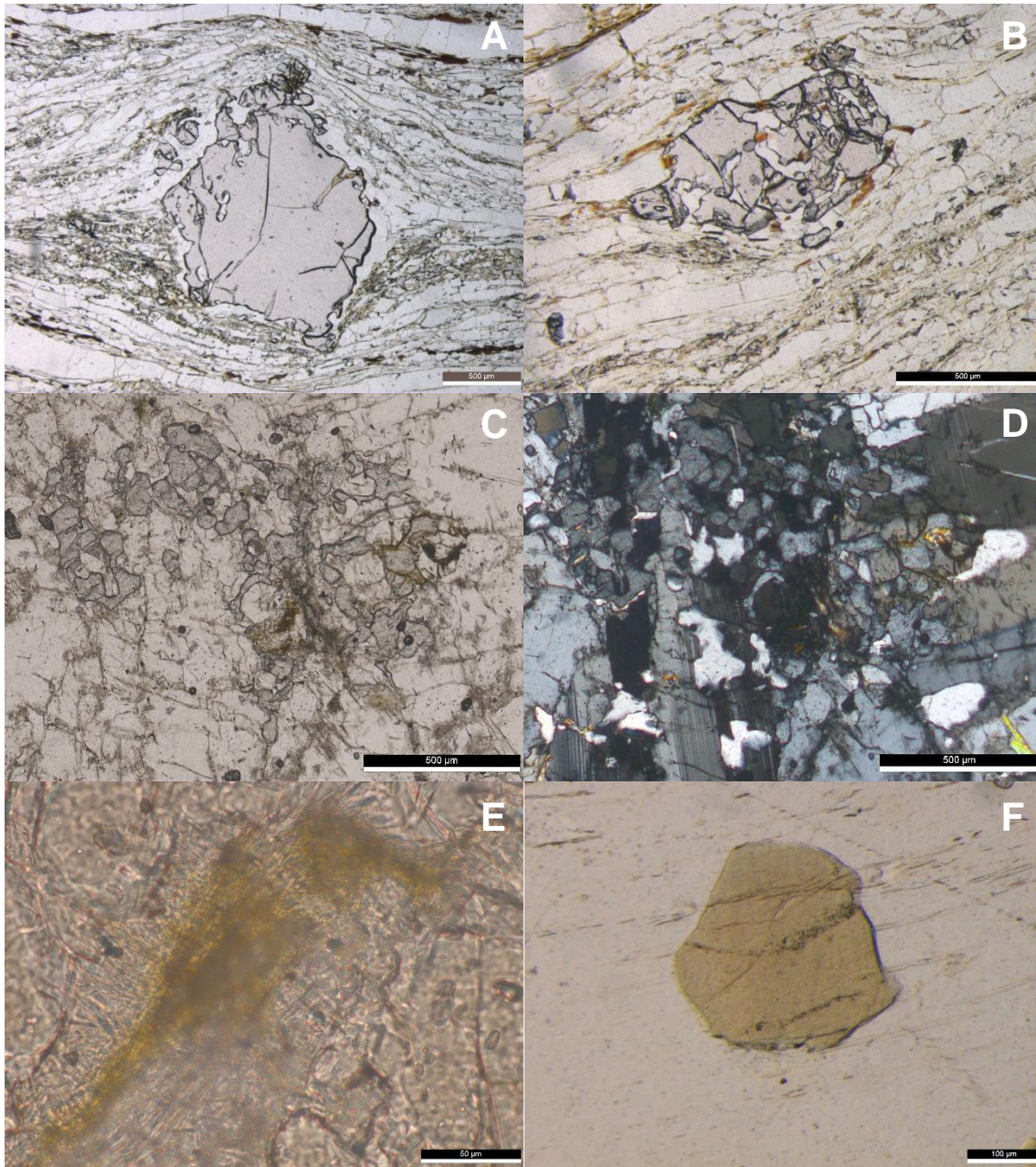
No milonito FZ5 observam-se pequenas inclusões de apatite acicular e prismática.





**Figura 37:** Aspectos das micas do milonito: (A) Leito micáceo com intercrescimento de moscovite e biotite, em N//; (B) Porfiroclasto de moscovite, com estrutura *mica fish*, em NX; (C) Porfiroclasto de moscovite, com estrutura *mica fish* e com *kink*, em NX; (D) Palhetas de moscovite na matriz, em NX; (E) Pequenas palhetas de moscovite localizadas em fraturas e em planos de clivagem de um porfiroclasto de plagioclase, em NX; (F) Cristais de biotite anedricos intercrescidos com moscovite, em N//; (G e H) Biotite cloritizada (penina), com agulhas de rútil e esfena-leucoxena associadas, em N// e NX, respetivamente.





**Figura 38:** Aspectos da granada, andaluzite, silimanite e turmalina: (A) Porfiroclasto de granada euédrico, em N//; (B) Porfiroclasto de granada subédrico, muito fraturado, em N//; (C, D) Cristal de andaluzite com textura poicilitica, em N// e NX, respetivamente; (E) Agulhas de silimanite associadas a andaluzite, em N//; (FH) Cristal de turmalina incluso em moscovite, em N//;

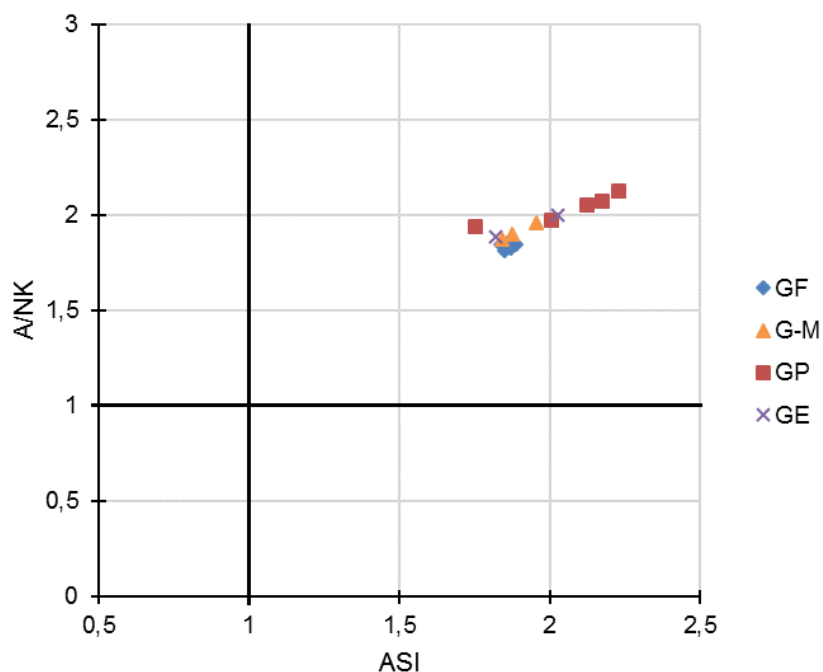
# Capítulo 7 – Geoquímica



Efetuiu-se a análise química de cinco amostras do Granito de Fânzeres (GF), nomeadamente FZ1b, FZ3a1, FZa3, FZ4c, FZ6, com vista a um estudo comparativo relativamente aos corpos variscos adjacentes. Para tal, utilizaram-se também dados geoquímicos do Granito do Pedregal (GP) e das rochas gnaisso-migmatíticas (G-M) adjacentes, de Ferreira (2013), do Granito de Ermesinde (GE), correspondente à fácies mais oriental do maciço granítico do Porto, de Ferreira *et al.* (2010), e de xistos estaurolíticos do CXG, de Areias *et al.* (2011). São apresentados no Anexo II os dados obtidos para o Granito de Fânzeres, bem como os dados dos referidos autores, utilizados para o estudo comparativo.

## 7.1 – Classificação

O Granito de Fânzeres apresenta um índice de aluminosidade A/CNK de 1.23, pertencendo ao campo dos granitoides peraluminosos. Também no diagrama de classificação de Frost *et al.* (2001), baseado no índice de saturação em alumínio (ASI), este granitoide é classificado como peraluminoso (Fig. 39). No mesmo diagrama foram projetados os granitoides adjacentes, nomeadamente o Granito do Pedregal, as rochas gnaisso-migmatíticas e o Granito de Ermesinde, tendo-se verificado que todos são peraluminosos.



**Figura 39:** Projeção das amostras do Granito de Fânzeres (GF), do Granito do Pedregal (GP), das rochas gnaisso-migmatíticas (G-M), e do Granito de Ermesinde (GE) no diagrama A/NK versus ASI de Frost *et al.* (2001).

## 7.2 – Diagramas de variação

Elaboraram-se diagramas de variação simples (x-y) nos quais se projetaram os teores dos óxidos dos elementos maiores e menores e os teores dos elementos traço do Granito de Fânzeres e das rochas adjacentes suprarreferidas, em função do respetivo teor de sílica, o índice de diferenciação.

A análise dos diagramas dos óxidos de elementos maiores e menores (Fig. 40) revela que o Granito de Fânzeres apresenta uma composição química muito homogénea, com teores aproximadamente entre 72-74% de  $\text{SiO}_2$ , 14.5-15.5% de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 4.2-4.5% de  $\text{K}_2\text{O}$ , 3.6-4% de  $\text{Na}_2\text{O}$ , 0.58-1.16% de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (T), 0.57-0.77% de  $\text{CaO}$ , 0.4-0.5% de  $\text{P}_2\text{O}_5$ , 0.12-0.22% de  $\text{MgO}$ , 0.076-0.111% de  $\text{TiO}_2$  e 0.024-0.056% de  $\text{MnO}$ . Os elementos maiores e menores do granitoide apresentam, na generalidade, pequena variação com o aumento da sílica, notando-se uma tendência ligeiramente decrescente para  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{CaO}$ . O baixo teor em Ca aponta para a escassez de plagioclase cálcica neste granitoide.

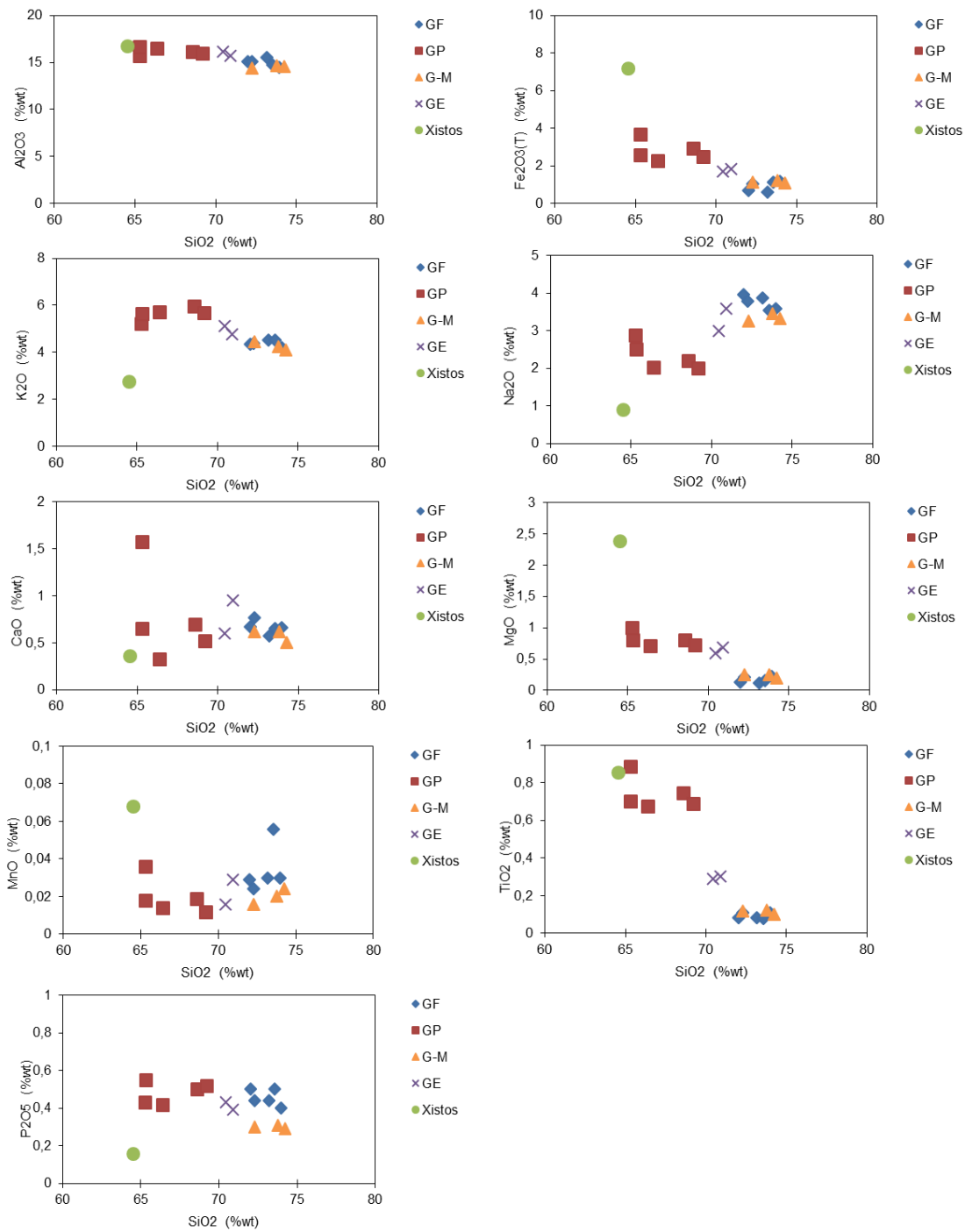
Tanto o Granito de Fânzeres, como o Granito do Pedregal, o Granito de Ermesinde e as rochas gnaisso-migmatíticas são litologias muito aluminosas, contudo, do ponto de vista geoquímico o Granito de Fânzeres é significativamente distinto do Granito do Pedregal, mas muito próximo das rochas gnaisso-migmatíticas. Deste conjunto, o Granito de Fânzeres e as rochas gnaisso-migmatíticas são as litologias mais siliciosas e menos magnesianas.

O Granito do Pedregal é um granitoide mais heterogéneo, apresentando grande dispersão dos teores de sílica e de alguns elementos maiores e menores. Apresenta teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (T),  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{TiO}_2$  mais elevados do que o Granito de Fânzeres e as rochas gnaisso-migmatíticas, apresentando, porém, teores de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  inferiores. O Granito do Pedregal tem teores de  $\text{P}_2\text{O}_5$  semelhantes ao Granito de Fânzeres, e superiores às rochas gnaisso-migmatíticas. O Granito de Fânzeres é ligeiramente mais rico em  $\text{MnO}$  do que estas duas rochas.

De forma geral, o Granito de Ermesinde apresenta uma composição intermédia entre os dois extremos representados pelo Granito do Pedregal e o Granito de Fânzeres.

Os xistos estaurolíticos, relativamente às restantes rochas, possui menor teor de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , no entanto tem maior teor em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{TiO}_2$ .





**Figura 40:** Diagramas de variação dos óxidos dos elementos maiores e menores em função da sílica, do Granito de Fânzeres (GF), do Granito do Pedregal (GP) e das rochas gnaiss-migmatíticas associadas (G-M), do Granito de Ermesinde (GE), e dos xistos estaurolíticos encaixantes.

Por análise dos diagramas de variação dos elementos traço (Fig. 41) verifica-se que o Granito de Fânzeres é também muito homogéneo relativamente a estes elementos, apresentando teores aproximadamente entre 257-298 ppm de Ba, 164-177 de Rb, 40-54 ppm de Zr, 36-43 ppm de Sr, 13.3-20.3 ppm de Ce, 8-11 ppm de Y, 7.4-9.6 ppm de La, 3-5 ppm de Nb, 2.3-3.8 ppm de Th e 0.6-0.8 ppm de Yb.

O baixo teor de Rb e Ba do Granito de Fânzeres dever-se-á, provavelmente, à pouca quantidade de feldspato potássico existente no granitoide, enquanto o baixo teor em Sr indica a escassez de plagioclase cálcica no mesmo. Já o baixo teor de Zr deverá ser resultante da baixa percentagem de biotite. Neste granitoide destaca-se o baixo teor de Nb, indicando que não se deverá tratar de uma rocha muito diferenciada, apesar do seu elevado teor em sílica.

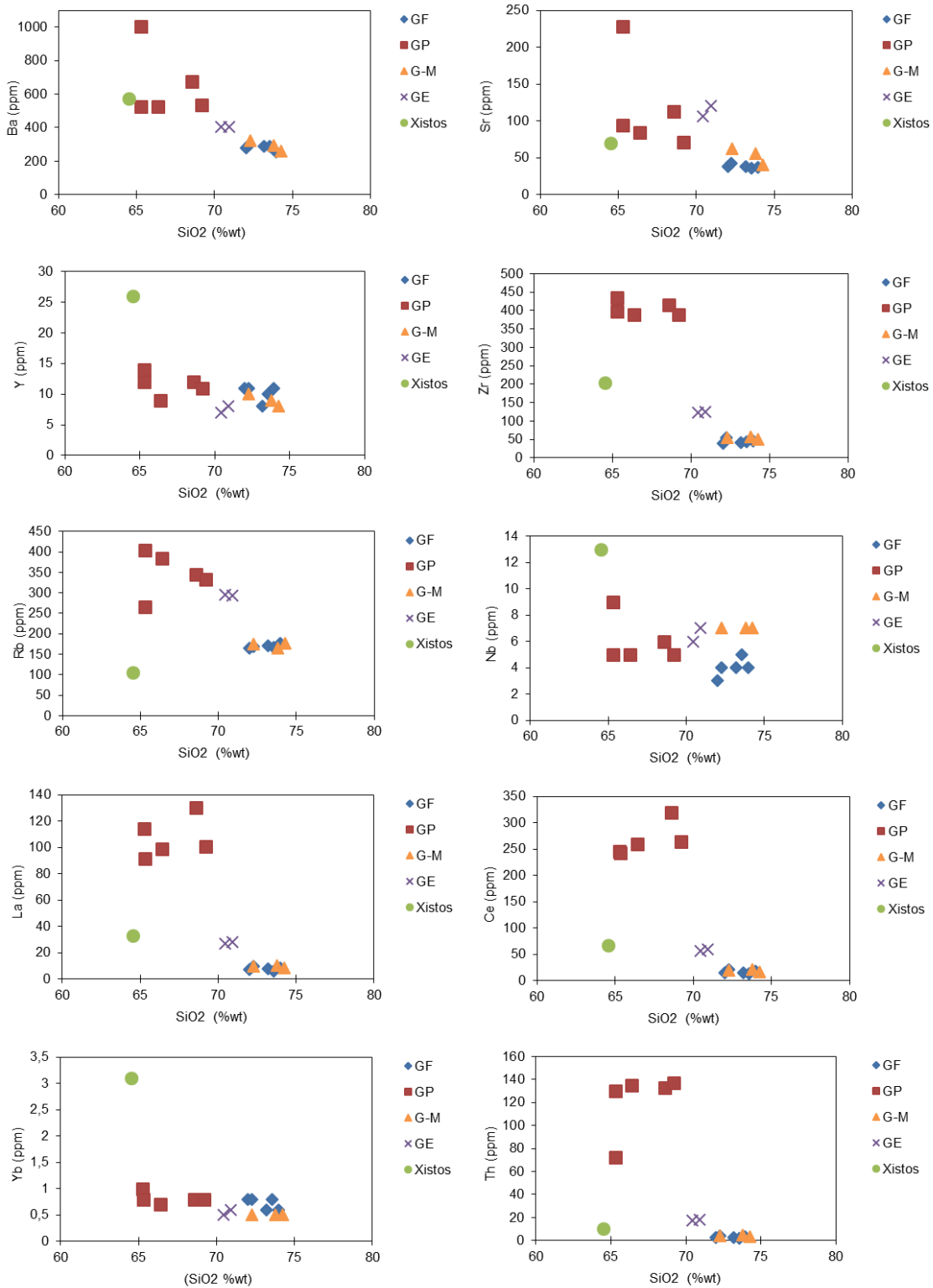
A composição em elementos traço do Granito de Fânzeres mostra-se, de forma geral, distinta da composição do Granito do Pedregal, estando, contudo, próxima da composição das rochas gnaisso-migmatíticas, tal como sucede com os elementos maiores e menores.

Os teores de Rb, La, Ce, Th, Ba e Zr do Granito de Fânzeres são semelhantes aos teores das rochas gnaisso-migmatíticas, porém, estas são mais ricas em Sr e Nb, e ligeiramente mais pobres em Y e Yb.

De forma geral, os elementos Ba, Sr, Zr, Rb, La, Ce e Th apresentam tendência decrescente com o aumento da sílica, sendo que o Granito do Pedregal tem os teores mais elevados destes elementos, enquanto o Granito de Fânzeres e as rochas gnaisso-migmatíticas tem os teores mais baixos. O Granito de Ermesinde apresenta composição intermédia entre os extremos referidos, sendo exceção o seu teor em Sr que se assemelha ao do Granito do Pedregal.

No conjunto dos granitoides, os teores de Y, Nb e Yb apresentam tendência mais ou menos linear, com pequena dispersão. Nos xistos o teor destes elementos é mais elevado do que nas restantes rochas.

O teor de Ba e Sr nos xistos estaurolíticos é aproximado ao do Granito do Pedregal, enquanto o teor de Zr, La e Ce é intermédio, mais próximo dos teores do Granito de Ermesinde. O teor de Th é semelhante ao do Granito de Fânzeres, e o teor de Rb é inferior ao dos granitoides.



**Figura 41:** Diagramas de variação dos elementos traço em função da sílica, do Granito de Fânzeres (GF), do Granito do Pedregal (GP) e das rochas gnaiisso-migmatíticas associadas (G-M), do Granito de Ermesinda (GE), e dos xistos estaurolíticos.

### 7.3 – Diagrama de terras raras (TR)

No diagrama de terras raras (Fig. 42) projetaram-se os perfis referentes ao Granito de Fânzeres, ao Granito do Pedregal, ao Granito de Ermesinde, às rochas gnaisso-migmatíticas, e aos xistos estaurolíticos encaixantes, normalizados em relação aos condritos (Evenson *et al.*, 1978). Como complemento ao diagrama de TR apresentam-se ainda os seguintes diagramas (Fig. 43): La/Sm *versus* Gb/Yb, Eu/Eu\* *versus* somatório de TR, Zr *versus* Gb/Yb e Zr *versus* La/Yb, também normalizados aos condritos. Os parâmetros caracterizadores dos perfis de TR são apresentados na Tabela III.

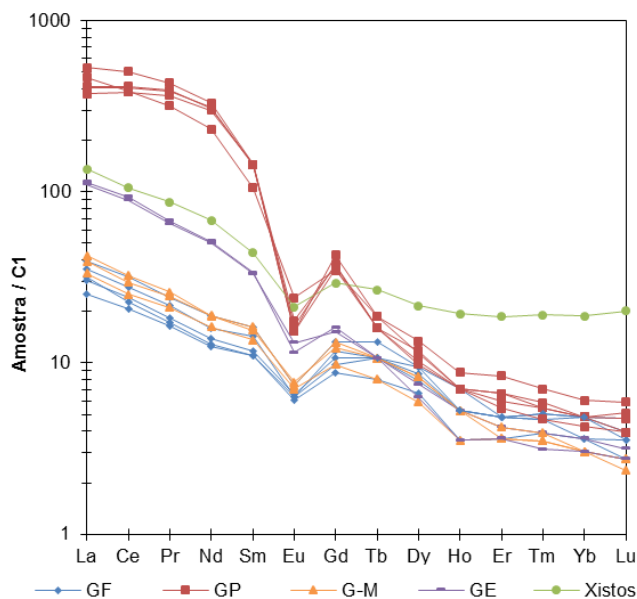
Por análise deste conjunto de dados, verifica-se que o Granito de Fânzeres apresenta baixa concentração em terras raras ( $\Sigma TR_{GF} = 35.61-51.89$  ppm), evidenciando um perfil de TR relativamente pouco fracionado tanto para as leves como para as pesadas, com anomalia negativa no európio não muito acentuada ( $Eu/Eu^*_{GF} = 0.49-0.61$ ).

As rochas gnaisso-migmatíticas têm também baixa concentração em terras raras ( $\Sigma TR_{G-M} = 41.69-52.31$  ppm), e o seu fracionamento é semelhante ao do Granito de Fânzeres, inclusive a anomalia do európio ( $Eu/Eu^*_{G-M} = 0.51-0.61$ ).

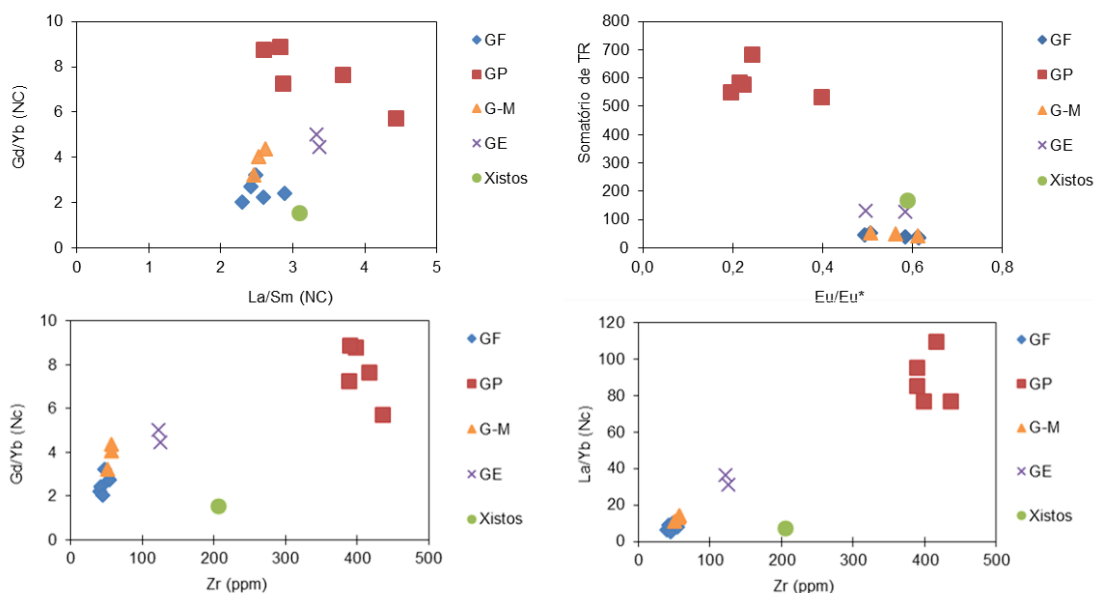
O Granito do Pegregal, pelo contrário, possui uma elevada concentração de terras raras ( $\Sigma TR_{GP} = 532.72-684.41$  ppm), evidenciando um enriquecimento em terras raras leves, e um fracionamento acentuado das terras raras pesadas. Apresenta forte anomalia negativa do európio ( $Eu/Eu^*_{GP} = 0.20-0.40$ ).

O Granito de Ermesinde é mais rico em terras raras leves que o Granito de Fânzeres e as rochas gnaisso-migmatíticas, sendo, porém, mais empobrecido do que o Granito do Pedregal. O seu perfil demonstra elevado fracionamento de terras raras pesadas. A concentração total de terras raras no Granito de Ermesinde é relativamente baixa ( $\Sigma TR_{GE} = 126.49-131.67$  ppm), mas superior ao Granito de Fânzeres.

Os xistos estaurolíticos apresentam um perfil de TR semelhante ao do Granito de Fânzeres e das rochas gnaisso-migmatíticas, porém mais enriquecido. Destaca-se também o baixo fracionamento de terras raras pesadas.



**Figura 42:** Diagrama de terras raras normalizado aos condritos (Evenson *et al.*, 1978), para as amostras do Granito de Fânzeres (GF), do Granito do Pedregal (GP), do Granito de Ermesinde (GE), as rochas gnaisso-migmatíticas (G-M), e para os xistos estaurólíticos.



**Figura 43:** Diagramas de La/Sm versus Gb/Yb, Eu/Eu\* versus somatório de TR, Zr versus Gb/Yb e Zr versus La/Yb normalizado aos condritos (Evenson *et al.*, 1978), para as amostras do Granito de Fânzeres (GF), do Granito do Pedregal (GP), do Granito de Ermesinde (GE), das rochas gnaisso-migmatíticas (G-M), e dos xistos estaurólíticos.

**Tabela III -** Parâmetros caracterizadores dos perfis de TR calculados para o Granito de Fânzeres, o Pedregal, o Granito de Ermesinde, as rochas gnaisso-migmatíticas e os xistos estaurólíticos.

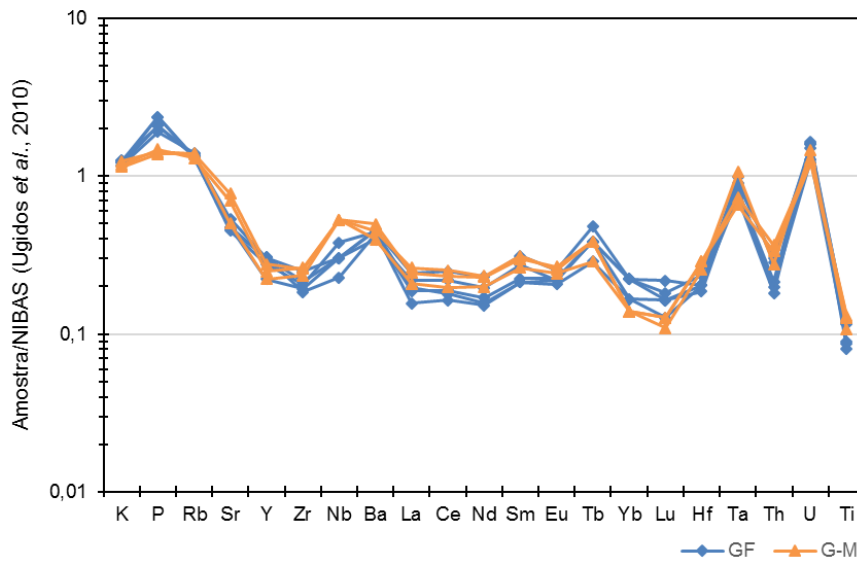
	Granito de Fânzeres	Granito do Pedregal	Granito de Ermesinde	R. gnaisso-migmatíticas	Xistos estaurólíticos
<b>Somatório TR (ppm)</b>	35.61-51.89	684.47-532.72	126.49-131.67	41.69-52.31	170.44
<b>La/Yb (Nc)</b>	5.23-9.79	76.95-109.68	31.27-36.45	11.07-14.04	0.59
<b>La/Sm (Nc)</b>	2.30-2.89	2.59-4.43	3.33-3.37	2.46-2.62	3.08
<b>Gd/Yb (Nc)</b>	2.02-2.73	5.74-8.89	4.44-5.01	3.23-4.36	1.56
<b>Eu/Eu* (Nc)</b>	0.49-0.61	0.20-0.40	0.49-0.58	0.51-0.61	0.59

Nc – normalizado aos condritos (Evenson *et al.*, 1978)



### 7.4 – Diagrama multi-elementar

Elaborou-se um diagrama multi-elementar (Fig. 44) referente ao Granito de Fânzeres e às rochas gnaisso-migmatíticas adjacentes ao Granito do Pedregal, normalizado à média do *Neoproterozoic Iberian Average Shale* (NIBAS, Ugidos *et al.*, 2010). Ambas as litologias apresentam perfis muito idênticos. O Granito de Fânzeres é ligeiramente mais enriquecido em P, Tb, Yb e Lu, e ligeiramente mais pobre em Zr, Nb, La, Ce, Nd, Hf, Th e Ti.



**Figura 44:** Diagrama multi-elementar referente às amostras do Granito de Fânzeres e das rochas gnaisso-migmatíticas adjacentes ao Granito do Pedregal, normalizado à média do NIBAS (Ugidos *et al.*, 2010).

# Capítulo 8 – Síntese e considerações finais



Os dados de campo, petrográficos e geoquímicos obtidos na elaboração desta dissertação permitem destacar os aspetos descritos em seguida.

O Granito de Fânzeres aflora com uma geometria sigmoidal peculiar, ocupando aproximadamente 5 km<sup>2</sup> de área, encaixado em micaxistos estaurolíticos. Está limitado a oriente e ocidente por duas zonas de cisalhamento subverticais de direção N-S a N20°, caracterizadas por uma intensa milonitização que afeta litologias de transição entre o referido granitoide e os metassedimentos adjacentes, nas quais ocorrem abundantes lentículas oceladas de composição quartzo-feldspática.

Macroscopicamente, são evidentes heterogeneidades texturais e estruturais no Granito de Fânzeres, nomeadamente na penetrabilidade e orientação da sua foliação, cuja direção varia entre NNW e NNE, aproximando-se a um alinhamento N-S compatível com o alongamento do maciço. No bordo NW do maciço, onde a sua curvatura é máxima, as foliações do encaixante acompanham essa geometria.

Em termos mineralógicos, realça-se a ocorrência de granada em aglomerados de pequenos cristais associados a quartzo, bem como a abundância de apatite de coloração verde e bem visível macroscopicamente, com distribuição por todo o granitoide. A biotite é pouco abundante e ocorre frequentemente cloritizada. Destaca-se ainda a abundância de moscovite secundária, em placas de dimensão centimétrica, geralmente não orientadas.

Petrograficamente, verifica-se que a associação mineralógica presente no granitoide é: quartzo + plagioclase + microclina + moscovite + biotite + clorite + esfena-leucoxena + rútilo + zircão + monazite + fluorapatite ± granada ± turmalina.

O quartzo ocorre de forma heterogranular, sendo frequentes as inclusões de quartzo globular quer em feldspatos, quer em cristais de quartzo de maior dimensão. O quartzo apresenta poucos aspetos de deformação, não ocorrendo subgranulação. A presença de filmes de quartzo e plagioclase nos bordos dos minerais bem como a existência de zonas quartzo-feldspáticas de granularidade fina (*pools*) são indicadores de processos de recristalização a partir de um *melt* félsico (Vernon, 2011).

O Granito de Fânzeres é composto essencialmente por quartzo (43.77%) e plagioclase (28.33%), com menor percentagem de feldspato potássico (10.43%). Apresenta um quimismo peraluminoso e elevado conteúdo em sílica, sendo, no entanto, empobrecido em elementos incompatíveis. A sua composição química está muito próxima da composição das rochas gnaisso-migmatíticas adjacentes ao Granito do Pedregal.

Tendo em conta as características macro e microestruturais e os aspetos petrográficos deste granitoide, nomeadamente a ausência de subgranulação, deduz-se que a anisotropia deste granitoide é inerente ao seu processo de génese e não o resultado de deformação pós-sólido. Assim, embora se possa considerar como um gnaiss do ponto de vista textural e estrutural, geneticamente não o será.

Considera-se que o Granito de Fânzeres não deriva da deformação de um granito homogéneo e isotrópico por diferenciação magmática, e que não se trata de um paragnaisse derivado da evolução metamórfica prógrada de rochas pelíticas, uma vez que não demonstra indícios de transformação de moscovite em feldspato potássico.

Assim, com base nas suas características petrográficas e geoquímicas, em particular a ausência de subgranulação, a presença das referidas zonas quartzo-feldspáticas de granularidade fina (*pool/s*) e dos filmes de quartzo e plagioclase, e a sua semelhança com as rochas gnaisso-migmatíticas adjacentes ao granito do Pedregal, sugere-se que o Granito de Fânzeres corresponde a uma rocha gnaisso-migmatítica resultante da injeção de leucossoma em rochas metassedimentares durante um regime sincinemático.



## Referências bibliográficas



- Abalos, B. 1992. Variscan shear-zone deformation of late Precambrian basement in SW Ibéria: implications for circum-Atlantic pre-Mesozoic tectonics. *Journal of Structural Geology*, 14 (7), 807-823.
- Abranches, M.C.B., Canilho, M.H., Canêlhas, M.G.S. 1979. Idade absoluta pelo método Rb-Sr dos granitos do Porto e de Portalegre (Nota preliminar). *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 21 (2/3), 239-248.
- Alcock, J.E., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díez Montes, A. 2009. Use of thermal modeling to assess the tectono-metamorphic history of the Lugo and Sanabria gneiss domes, Northwest Iberia. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 180 (3), 179-197.
- Almeida, A. 2001. Geochemical and geochronological characterization of the syn-tectonic two-mica granite of Porto (NW Portugal). *In* Lago, M., Arranz, E., Galé, C. (Eds.). *Actas do III Congresso Ibérico de Geoquímica e VIII Congresso de Geoquímica de Espanha, Zaragoza*, 311-315.
- Almeida, A., Santos, J.F., Noronha, F. 2014. Contribuição dos sistemas isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr para o estudo petrogenético do maciço granítico peraluminoso de duas micas da cidade do Porto (NW Portugal). *Comunicações Geológicas*, 101, Especial I, 27-30.
- Almeida, A., Santos, J.F., Noronha, F. 2015. Discussão sobre a determinação da idade do granito do Porto pelo sistema Rb-Sr: implicações do valor da constante de decaimento do  $^{87}\text{Rb}$ . *In* Livro de Resumos: X Congresso Ibérico de Geoquímica - XVIII Semana de Geoquímica, Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Lisboa, 430-433.
- Areias, M. 2014. Petrogenesis of a variscan migmatite complex (NW Portugal): petrography, geochemistry and fluids. Universidade do Porto, Faculdade de Ciências (tese de doutoramento).
- Areias, M., Ribeiro, M.A., Dória, A. 2011. Estudo Litogeoquímico de rochas do Complexo Xisto-Grauváquico do NW de Portugal: Estudo preliminar. *In* Actas do VIII Congresso Ibérico de Geoquímica - XVII Semana de Geoquímica, Castelo Branco.
- Argand, E. 1924. La Tectonique de L'Asie. *Congrès géologique international (XIIIe session) - Belgique 1922*, 171-372.

- Azevedo, M. & 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*, Escolar Editora, Lisboa, 377-401.
- Barbero, L., Villaseca, C., Rogers, G., Brown, P.E. 1995. Geochemical and isotopic disequilibrium in crustal melting: An insight from the anatectic granitoids from Toledo, Spain. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B8), 15745-15765.
- Bea, F., Monteiro, P., Zinger, T. 2003. The Nature, Origin, and Thermal Influence of the Granite Source Layer of Central Iberia. *The Journal of Geology*, 111 (5), 579-595.
- Bento dos Santos, T., Ribeiro, M.L., Clavijo, E., Díez Montes, A., Solá, A.R. 2010. Estimativas geotermobarométricas e percursos P-T de migmatitos dos Farilhões, arquipélago das Berlengas, Oeste de Portugal. *Revista eletrónica de Ciências da Terra, e-Terra*, 16 (11), 1-4.
- Brown, M. & Solar, G.S. 1998. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *Journal of Structural Geology*, 20 (2/3), 211-227.
- Brown, M. & Solar, G.S. 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. *Tectonophysics*, 312 (1), 1-33.
- Brown, M. 2001. Orogeny, migmatites and leucogranites: A review. *Proceedings – Earth and Planetary Sciences*, 110 (4), 313-336.
- Capdevila, R. & Floor, P. 1970. Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne. *Boletín Geológico y Minero de España*, 81 (2/3), 215-225.
- Capdevila, R., Corretgé, G., Floor, P. 1973. Les granitoïdes varisques de la Meseta ibérique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 15 (3/4), 209-228.
- Carey, S.W. 1955. The Orocline Concept in Geotectonics: Part I. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 89, 255-288.

- Carey, S.W. 1958. A tectonic approach to continental drift. *In* Carey, S.W. (Ed.). Continental Drift: a Symposium. Hobart: Geology Department, University of Tasmania, 177-355.
- Carrington da Costa, J. & Teixeira, G. 1957. Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50 000, Notícia Explicativa da Folha 9-C – Porto. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Carrington da Costa, J. 1950. Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal.
- Carta Geotécnica do Porto, à escala 1:10 000. 2003. Notícia Explicativa, Câmara Municipal do Porto, Porto.
- Coke, C. 1992. Análise estrutural de um sector do autóctone da Serra do Marão. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (dissertação de mestrado).
- Collins, W.J. & Hobbs, B.E. 2001. What caused the Early Silurian change from mafic to silicic (S-type) magmatism in the eastern Lachlan Fold Belt?. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48 (1), 25-41.
- Dallmeyer, R.D. & Garcia, M. 1990. Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, Berlin.
- Del Moro, A., Martin, S., Prosser, G. 1999. Migmatites of the Ulten Zone (NE Italy), a Record of Melt Transfer in the Deep Crust. *Journal of Petrology*, 40 (12), 1803-1826.
- Dias, G. 2001. Fontes de granitóides Hercínicos da Zona Centro-Ibérica (Norte de Portugal): evidências isotópicas (Sr, Nd). *In* Neiva, A.M.R. (Ed.). Geoquímica e Petrogénese de Rochas Granitóides, Memórias da Academia das Ciências de Lisboa, Lisboa, 39, 121-143.
- Dias, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simões, P.P., Bertrand, J.M. 1998. U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos*, 45, 349-369.
- Dias, G., Noronha, F., Almeida, A., Simões, P.P., Martins, H.C.B., Ferreira, N. 2010. Geocronologia e petrogénese do plutonismo tardi-varisco (NW de Portugal): Síntese e inferências sobre processos de acreção e reciclagem crustal na Zona Centro-Ibérica. *In* Neiva, J.M., Ribeiro, A., Mendes Victor, L., Noronha, F.,

- Magalhães Ramalho, M. (Eds.). Ciências Geológicas – Ensino e Investigação e sua História, volume I - Geologia Clássica, Capítulo II - Petrologia e Geoquímica, 143-160.
- Dias, R. & Ribeiro, A. 1995. The Ibero-Armorican Arc: A collisional effect against an irregular continent?. *Tectonophysics*, 246 (1/3), 113-128.
- Dias, R. 1986. Estudo de um sector do autóctone de Trás-os-Montes oriental a ENE de Torre de Moncorvo, Universidade de Lisboa (dissertação de mestrado).
- Dias, R. 2010. Evolução geodinâmica de Portugal no contexto do ciclo Varisco. *Revista electrónica de Ciências da Terra, e-Terra*, 8 (3), 1-4.
- Dias, R., Ribeiro, A., Coke, C., Pereira, E., Rodrigues, J., Castro, P., Moreira, N., Rebelo, J. 2013. Evolução estrutural dos sectores setentrionais do Autóctone da Zona Centro-Ibérica. *In* Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds.). *Geologia de Portugal, Volume I – Geologia Pré-mesozóica de Portugal*, 73-147.
- Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J.R., Barreiro, J.G., Arenas, R. 2012. Extensional Flow during Gravitational Collapse: A Tool for Setting Plate Convergence (Padrón Migmatitic Dome, Variscan Belt, NW Iberia). *The Journal of Geology*, 120 (1), 83-103.
- Esteves, A.F., Valle Aguado, B., Azevedo, M.R. 2006. Metamorfismo Barroviano Varisco na Zona Centro-Ibérica: Novas Evidências na Cintura Metamórfica de Porto-Viseu. *In* VII Congresso Nacional de Geologia, Estremoz, 1, 73-76.
- Evenson, N.M., Hamilton, P.J., O’Nions, R.K. (1978). Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42 (8), 1199-1212.
- Ferreira, J.A. 2013. Caracterização do granito do Pedregal. Condicionantes da sua aplicação. Universidade do Porto, Faculdade de Ciências (dissertação de mestrado).
- Ferreira, J.A., Martins, H.C.B., Santos, J.F., Ribeiro, M.A. (em publicação) Características isotópicas (Sr-Nd) do Granito do Pedregal e rochas migmatíticas associadas. *Comunicações Geológicas*, 104.



- Ferreira, J.A., Ribeiro, M.A., Martins, H.C.B. 2014. The Pedregal granite (Portugal): petrographic and geochemical characterization of a peculiar granitoid. *Estudios Geológicos*, 70 (2), 1-9.
- Ferreira, M. 1980. Portugal. Introduction à la géologie générale. Excursion 016A – Hercynian Massif of the Western Iberian Province. *Congrès International Géologique 26th, Excursions: 016A-045A, Livret-Guide*, 115-128.
- Ferreira, N., Iglésias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L. 1987. Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. *In* Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J., Lopez Plaza, M., Rodriguez Alonso, M. (Eds.). *Geología de los Granitóides y Rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Editorial Rueda, Madrid, 37-51.
- Ferreira, P., Ribeiro, M.A., Vasconcelos, C. 2010. Geoquímica de litologias ígneas e metamórficas da zona costeira de Vila do Conde (NW de Portugal). *Estudos Preliminares. X Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, XVI Semana da Geoquímica. Memórias nº 14*, 115-124.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*. 42 (11), 2033-2048.
- Holtz, F. & Barbey, P. 1991. Genesis of Peraluminous Granites II. Mineralogy and Chemistry of the Tourem Complex (North Portugal). *Sequential Melting vs. Restite Unmixing. Journal of Petrology*, 32 (5), 959-978.
- Holtz, F. 1985. Petrogenese de la zone mimatique de Tourem (Nord-Portugal). IX *Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Separata de Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*, 1, 135-147.
- Iglésias, M. & Ribeiro, A. 1981. Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro-armoricain. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 67 (1), 85-87.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., Conde, L.F. 1972. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1 000 000. *Instituto Geológico y Minero de España (Memória Explicativa)*, 1-113.
- López-Moro, F.J., López-Plaza, M., Romer, R.L. 2011. Generation and emplacement of shear-related highly mobile crustal melts: the synkinematic leucogranites from

- the Variscan Tormes Dome, Western Spain. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 101 (5), 1273-1298.
- Lotze, F. 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6, 78-92.
- Martínez Catalán, J., 1985. Estratigrafia y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa). *Corpus Geologicum Gallaeciae (2ª serie)*, Fundacion «Pedro Barrie de la Maza, Conde Fenosa», Coruña.
- Martínez Catalán, J., Arenas, R., Abati, J., Sánchez Martínez, S., Díaz Garcia, F., Fernández Suárez, J., Cuadra, P.G., Castiñeiras, P., Gómez Barreiro, J., Díez Montes, A., González Clavijo, E., Rubio Pascual, F.J., Andonaegui, P., Jeffries, T.E., Alcock, J.E., Díez Fernández, R., López Carmona, A. 2009. A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia. *Comptes Rendus Geoscience*, 341 (2/3), 114-126.
- Martínez Catalán, J., Martínez Poyatos, D., Bea, F. 2004. Zona Centro Ibérica. *In Vera, J.A. (Ed.). Geología de España, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 68-133.*
- Martins H.C.B., Almeida, A, Noronha, F., Leterrier, J. 2001. Novos dados geocronológicos de granitos da região do Porto: granito do Porto e granito de Lavadores. *In Actas do VI Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa e XII Semana de Geoquímica, Universidade do Algarve, Faro, 146-148.*
- Martins, H.C.B., Sant'ovaia, H., Abreu, J., Oliveira, M., Noronha, F. 2011. Emplacement of the Lavadores granite (NW Portugal): U/Pb and AMS results. *Comptes Rendus Geoscience*, 343 (6), 387-396.
- Matte, P. 1968. La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Géologie Alpine*, 44, 157-280.
- Mendes, F. 1967/1968. Contribution à l'étude géochronologique, par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal. *Boletim do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Lisboa*, 11 (1).
- Milord, I., Sawyer, E.W., Brown, M. 2001. Formation of Diatexite Migmatite and Granite Magma during Anatexis of Semi-pelitic Metasedimentary Rocks: an Example from St. Malo, France. *Journal of Petrology*, 42 (3), 487-505.

- Nédelec, A. & Bouchez, J.L. 2011. *Granites: Petrology, Structure, Geological Setting, and Metallogeny*. Oxford University Press, New York.
- Neves, L.D. 2011. *Cartografia Geológica – Estrutural do Gnaise de Fânzeres*. Universidade Federal de Ouro Preto (trabalho final de graduação).
- Noronha, F., Ramos, J.M.F., Rebelo, J.A., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L. 1981. Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le Nord-Ouest Péninsulaire. *Leidse Geologische Mededelingen*, 52 (1), 87-91.
- Noronha, F., Ribeiro, M.A., Almeida, A., Dória, A., Guedes, A., Lima, A., Martins, H.C., Sant'Ovaia, H., Nogueira, P., Martins, T., Ramos, R., Vieira, R. 2006. Jazigos filonianos hidrotermais e aplitopegmatíticos espacialmente associados a granitos (Norte de Portugal). *In* Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kulberg, J.C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Universidade de Évora, Évora, 123-138.
- Oen, I.S. 1958. The geology, petrology and ore deposits of the Viseu region, northern Portugal, *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 41.
- Oen, I.S. 1970. Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Boletín Geológico y Minero de España*, 81 (2/3), 271-298.
- Oliveira, J., Pereira, E., Piçarra, J., Young, T., Romano, M. 1992. O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. *In* Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.). *Paleozóico Inferior de Ibero-America*, Universidad de Extremadura, 359-375.
- Pereira, E. 1987. *Estudo geológico-estrutural da área de Celorico de Basto e sua interpretação geodinâmica*. Universidade de Lisboa (tese de doutoramento).
- Pereira, I. 2014. *Petrologia e geoquímica dos migmatitos e granitóides do sector Figueira de Castelo Rodrigo – Rio Águea: evolução litológica e estrutural no contexto da Zona de Cisalhamento Juzbado - Penalva do Castelo*. Universidade de Évora (dissertação de mestrado).
- Pereira, M.D. & Bea, F. 1994. Cordierite-producing reactions in the Peña Negra Complex, Avila Batholith, Central Spain: The key role of cordierite in low-pressure anatexis. *The Canadian Mineralogist*, 32 (4), 763-780.

- Piles, E. & Fernandez, F. 1972. Mapa Geologico de España, escala 1:50 000, Lovios 301 (6-13), Segunda série – Primera edición, Instituto Geologico y Minero de España, Madrid.
- Pinto, M.S. 1984. O granito gnáissico de Fânzeres (Porto, Portugal) – Idade e caracterização geoquímica geral. Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, 98, 231-242.
- Pinto, M.S., Casquet, C., Ibarrola, E., Corrétege, L.G., Ferreira, M.P. 1987. Síntese geocronológica dos granitoides do Maciço Hespérico. *In* Bea, F., Carmina, A., Gonzalo, J.C., Plaza, M.L., Rodrigues, J.M.L. (Eds.). Geologia de los granitoids y rocas asociadas del Macizo Hespérico, Libro Homenaje a L.C.G. Figueirola Editorial Rueda, Madrid, 69-86.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Verschure, R.H., Hebeda, E.H., Verdurme, E.A.Th. 1970. Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 63, 255-274.
- Reavy, R.J. 1989. Structural controls on metamorphism and syn-tectonic magmatism: the Portuguese Hercynian collision belt. *Journal of the Geological Society*, 146, 649-657.
- Ribeiro, A. & Pereira, E. 1992. 4 – Tectónica. *In* Pereira, E. (Ed.). Notícia explicativa da Folha 1 da Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/200 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Ribeiro, A. & Sanderson, D. 1996. SW-Iberia transpressional Orogeny in the Variscides. *In* Gee, D.G. & Zeyen, H.J. (Eds.). Europrobe-Lithosphere Dynamics: origin and evolution of continents, Europrobe secretariat, Uppsala University, 90-98.
- Ribeiro, A. 1970. Position structurale des Massifs de Morais et Bragança (Trás-os-Montes), Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, 104, 115-138.
- Ribeiro, A. 1974. Contribution à l'étude tectonique de Tras-os-Montes oriental. *Memória dos Serviços Geológicos de Portugal*, 24, Nova Série, 1-168.
- Ribeiro, A. 2013a. I. Evolução geodinâmica de Portugal: uma introdução. *In* Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds.). Geologia de Portugal, Volume I – Geologia Pré-mesozóica de Portugal, Escolar Editora, Lisboa, 11-14.

- Ribeiro, A. 2013b. II. Evolução geodinâmica de Portugal; os ciclos ante-mesozóicos. *In* Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds.). *Geologia de Portugal, Volume I – Geologia Pré-mesozóica de Portugal*, Escolar Editora, Lisboa, 15-57.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D., Monteiro, J.H. 1979. *Introduction à la Géologie générale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, M.L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, J.T., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C., Pedro, J.C. 2007. Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, 26 (6), 1-24.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R. 1990. Allochthonous Sequences: Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. *In*: Dallmeyer, R. D. e Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, New York, 220-236.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Rodrigues, J. 2006. Paleozóico. *In* Pereira, E. (Coord.). *Carta Geológica de Portugal na escala 1:200000 – Notícia explicativa da Folha 2*, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 69-76.
- Ribeiro, M.A., Almeida, A., Dória, A., Noronha, F., Brites, H., Sant’Ovaia, H., Ferreira, J., Areias, M., Sousa, M. 2014a. Granitos e migmatitos no maciço Póvoa de Varzim-Porto: Implicações geodinâmicas. *In* Brites, H., Sant’Ovaia, H., Fernandes, I., Ribeiro, M.A., Flores, D. (Eds.). *Memórias nº20 - IX Congresso Nacional de Geologia / 2º Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa*, 3-19.
- Ribeiro, M.A., Martins, H.C.B., Sant’Ovaia, H., Dória, A. 2016. Late-variscan ductile-brittle deformation in Central Iberian Autochthon ( NW Portugal): Tectonic implications. 16th International Multidisciplinary Scientific GeoConference, SGEM 2016 Science and Technologies in Geology, Exploration and Mining, Book 1, Vol I, 313-319.
- Ribeiro, M.A., Martins, H.C.B., Sant’Ovaia, H., Dória, A., Ferreira, J., Areias, M. 2014b. Evolução tectono-metamórfica, migmatização e magmatismo sintectónico na região do Porto (NW Portugal). *Comunicações Geológicas*, 101, Especial I, 297-300.
- Ribeiro, M.A., Sant’Ovaia, H., Dória, A. 2008a. Deformação, metamorfismo e magmatismo na região do Porto. *A Terra: Conflitos e Ordem*, 273-282.

- Ribeiro, M.A., Sant'Ovaia, H., Dória, A. 2008b. Relações de deformação, metamorfismo e magmatismo no bordo oriental do maciço do Porto - Gondomar-Fânzeres. *In* Sant'Ovaia, H., Dória, A. Ribeiro, M.A. (Eds.). Roteiro Geológico – Deformação, metamorfismo e magmatismo na região do Porto, 6º Encontro de Campo, GGET'2008, Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, 3-9.
- Ribeiro, M.A., Sant'Ovaia, H., Dória, A. 2008c. Relações entre deformação, magmatismo e metamorfismo na região oriental do maciço do Porto. *In* Sant'Ovaia, H., Dória, A., Ribeiro, M.A. (Eds.). 8ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica. Resumos alargados, Memórias nº 13, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Porto, 39-43.
- Ribeiro, M.A., Sant'Ovaia, H., Dória, A. 2010a. Ocorrência de hercinite em gnaisses e em metassedimentos da Praia de Lavadores (norte de Portugal). *In* Flores, D. & Marques, M. (Eds.). Modelação de Sistemas Geológicos. X Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, XVI Semana da Geoquímica. Memórias nº 14, 183-190.
- Ribeiro, M.A., Sant'Ovaia, H., Dória, A. 2010b. Zn-rich hercynite-magnetite assemblage in gneiss and metasedimentary rocks from Lavadores (Northern Portugal). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74 (12/S1), A868.
- Ribeiro, M.A., Sant'Ovaia, H., Dória, A. 2011. Litologias gnaisso-migmatíticas da faixa costeira Lavadores-Madalena: possível significado das paragénese com hercinite. *In* Neves, L.J.P.F., Pereira, A.J.S.C., Gomes, C.S.R., Pereira, L.C.G., Tavares, A.O. (Eds.). Modelação de sistemas geológicos: livro de homenagem ao Professor Doutor Manuel Maria Godinho, Imprensa da Universidade de Coimbra, Coimbra, 343-351.
- Ribeiro, M.L. 1980. Algumas observações sobre a petrologia e o quimismo dos granitóides da região de Tourém-Montalegre (N de Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 66, 33-48.
- Rodrigues, J.F., Bento dos Santos, T., Castro, P., Meireles, C., Ferreira, P., Ribeiro, A., Pereira, E., Ferreira, N. 2013a. Deformação não-coaxial na Faixa Metamórfica Porto-Viseu: Détachement extensional ou par thrust/underthrust contraccional?. *In* Livro de Actas da 9ª Conferência Anual do GGET-SGP, 131-134.
- Rodrigues, J.F., Pereira, E., Ribeiro, A., 2013b. II.1.6. Complexo de Mantos Parautóctones do NE de Portugal: Estrutura interna e Tectonoestratigrafia. *In*



- Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds.). Geologia de Portugal, Volume I – Geologia Pré-mesozóica de Portugal, Escolar Editora, Lisboa, 275-331.
- Romão, J., Coke, C., Dias, R., Ribeiro, A., 2005. Transient inversion during the opening stage of the Wilson cycle «sardic phase» in the Iberian Variscides – Stratigraphic and tectonic record. *Geodinamica Acta*, 18/2, 15-29.
- Romão, J., Metodiev, D., Dias, R., Ribeiro, A. (2013). II.1.3. Evolução geodinâmica dos sectores meridionais da Zona Centro-Ibérica. *In* Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds.). Geologia de Portugal, Vol. I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal, Escolar Editora, Lisboa, 205-257.
- Sant’Ovaia, H., Ribeiro, M.A., Martins, H.C. 2008. Os granitos tardi a pós-tectónicos de Lavadores e o seu encaixante. *In* Sant’Ovaia, H., Dória, A., Ribeiro, M.A. (Eds.). 6º Encontro de Campo do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica. Roteiro Geológico: Deformação, metamorfismo e magmatismo na região do Porto, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Porto, 19-26.
- Sant’Ovaia, H., Ribeiro, M.A., Martins, H.C.B., Ferrão, F., Gomes, C., Noronha, F. 2014. Estruturas e fabric magnético no maciço granítico de Lavadores-Madalena. *Comunicações Geológicas* 101, Especial I, 313-317.
- Sawyer, E.W. 1998. Formation and Evolution of Granite Magmas During Crustal Reworking: the Significance of Diatexites. *Journal of Petrology*, 39 (6), 1147-1167.
- Sawyer, E.W. 2008. Atlas of Migmatites. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9, Mineralogical Association of Canada, Quebec.
- Schermerhorn, L. 1956. Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire - São Pedro do Sul - Sátão region (northern Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 37.
- Searle, M.P., Cottle, J.M., Streule, M.J., Waters, D.J. 2010. Crustal melt granites and migmatites along the Himalaya: melt source, segregation, transport and granite emplacement mechanisms. *Geological Society of America, Special Papers*, 472, 219-233.

- Silva, A. & Ribeiro, A. 1985. Thrust tectonics of Sardinian Age in the Alto Douro Region (Northeastern Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 71 (2), 151-157.
- Silva, A., Rebelo, J., Ribeiro, M. L., 1987/1989. Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000. Notícia explicativa da folha 11-C (Torre de Moncorvo). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Silva, A., Romão, J.M.C., Sequeira, A.J.D., Ribeiro, M.L. 1988. Geotransversal no Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre os sinclínios de Mação e Penha Garcia (Centro-Leste de Portugal). Resumo de Comunicação/Painel apresentado à X Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Bragança.
- Silva, M.M.V.G. 1995. Mineralogia, petrologia, e geoquímica de encaves de rochas graníticas de algumas regiões Portuguesas. Universidade de Coimbra (tese de doutoramento).
- Simões, M. 1992. 2.3.1 – Petrografia. *In* Pereira, E. (Coord.). Carta Geológica de Portugal, escala 1:200 000, Notícia explicativa da Folha 1, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 29-37.
- Sola, A.M., Becchio, R.A., Pimentel, M.M. 2013. Petrogenesis of migmatites and leucogranites from Sierra de Molinos, Salta, Northwest Argentina: A petrologic and geochemical study. *Lithos*, 177 (1), 470-491.
- Solar, G.S. & Brown, M. 2001. Petrogenesis of Migmatites in Maine, USA: Possible Source of Peraluminous Leucogranite in Plutons?. *Journal of Petrology*, 42 (4), 789-823.
- Sousa, M.B. & Sequeira, A.J.D. 1987/1989. Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000. Notícia explicativa da Folha 10-D (Alijó), Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Sousa, M.B. 1982. Litostratigrafia e estrutura do «Complexo Xisto-Grauváquico anté-Ordovícico» – Grupo do Douro (Nordeste de Portugal): estudo no sector geográfico de Pinhão-S.João da Pesqueira-Tabuaço-Paredes da Beira. Universidade de Coimbra, Coimbra (tese de doutoramento).
- Teixeira, C. 1955. Notas sobre a Geologia de Portugal: o Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordoviciano. Empresa Literária Fluminense, Lisboa.

- Teixeira, C. 1970. Aspectos geológicos da orla litoral do Porto e de V. N. Gaia. *Naturalia*, 10 (1), 13-29.
- Torre de Assunção, C. F. 1955/1956. Granito do Minho e do Porto – Notas petrográficas. *Revista da Faculdade de Ciências*, 2ª Série, 5 (1), 85-110.
- Torre de Assunção, C. F. 1962. Rochas graníticas do Minho e Douro: Novos elementos para o seu conhecimento. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, nova série, 10, 33-65.
- Ugidos, J.M., Sánchez-Santos, J.M., Barba, P., Valladares, M.I. (2010). Upper Neoproterozoic series in the Central Iberian, Cantabrian and West Asturian Leonese Zones (Spain): Geochemical data and statistical results as evidence for a shared homogenised source area. *Precambrian Research*, 178 (1/4), 51-58.
- Valle Aguado B., Azevedo, M.R., Schaltegger, U., Martínez Catalán, J.R., Nolan, J. 2005. U–Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal. *Lithos*, 82 (1/2), 169-184.
- Valle Aguado, B. & Azevedo, M.R. 2006. Trajectórias PTt na cintura metamórfica de Porto-Viseu: implicações no magmatismo granítico. *In VII Congresso Nacional de Geologia*, Estremoz, 3, 1215-1218.
- Valle Aguado, B., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R. 1993. Evolución metamórfica hercínica en la region de la Serra de Arada (Norte de Portugal). *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro*, 79, 41-61.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Santos, J.F., Nolan, J. 2010. O Complexo Migmatítico de Mundão (Viseu, norte de Portugal). *Revista Electrónica de Ciências da Terra*, e-Terra, 16 (9), 1-4.
- Vera, J.A. 2004. *Geología de España*. Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Vernon, R. 2011. Microstructures of melt-bearing regional metamorphic rocks. *Geological Society of America, Memoir* 207, 1-11.

- Villaseca, C., Barbero, I., Rogers, G. 1998. Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of Central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. *Lithos*, 43 (2), 55-79.
- Villaseca, C., Merino, E., Oyarzun, R., Orejana, D., Pérez-Soba, C., Chicharro, E. 2014. Contrasting chemical and isotopic signatures from Neoproterozoic metasedimentary rocks in the Central Iberian Zone (Spain) of pre-Variscan Europe: Implications for terrane analysis and Early Ordovician magmatic belts. *Precambrian Research*, 245, 131-145.
- Villaseca, C., Pérez-Soba, C., Merino, E., Orejana, D., López-García, J.A., Billstrom, K. 2008. Contrasting crustal sources for peraluminous granites of the segmented Montes de Toledo Batholith (Iberian Variscan Belt). *Journal of Geosciences*, 53 (3/4), 263–280.
- Viruete, J.E., Indares, A., Arenas, R. 2000. P-T Paths Derived from Garnet Growth Zoning in an Extensional Setting: an Example from the Tormes Gneiss Dome (Iberian Massif, Spain). *Journal of Petrology*, 41 (10), 1489-1515.

# Anexo I





Anexo I - Lista de atitudes das estruturas medidas no trabalho de campo

Localização	Litologia	Estrutura	Atitude	Coordenadas (WGS84)	
Área de estudo NW	Granito de Fânzeres	Foliação	N25 <sup>0</sup> ; 25 <sup>0</sup> SE	41°11'7.22"N	8°33'23.60"W
			N50 <sup>0</sup> ; 60 <sup>0</sup> SE		
			N20 <sup>0</sup> ; 45 <sup>0</sup> SE	41°11'16.32"N	8°33'28.50"W
			N130 <sup>0</sup> ; 35 <sup>0</sup> NE	41°11'10.96"N	8°33'20.06"W
			N175 <sup>0</sup> ; 45 <sup>0</sup> E		
			N20 <sup>0</sup> ; 55 <sup>0</sup> SE		
			N175 <sup>0</sup> ; 25 <sup>0</sup> E	41°11'19.83"N	8°33'6.99"W
		N170 <sup>0</sup> ; 30 <sup>0</sup> E	41°11'19.33"N	8°32'50.52"W	
		N140 <sup>0</sup> ; 75 <sup>0</sup> NE	41°11'7.64"N	8°33'26.85"W	
		Filão de quartzo	N80 <sup>0</sup> ; 75 <sup>0</sup> N	41°11'7.22"N	8°33'23.60"W
	Filão de quartzo com turmalinização	N15 <sup>0</sup> ; 90 <sup>0</sup>	41°11'7.64"N	8°33'26.85"W	
	Falha, caixa 15 cm	N140 <sup>0</sup> ; 70 <sup>0</sup> SW	41°11'8.38"N	8°33'26.11"W	
	Falha com turmalinização	N160 <sup>0</sup> ; 30 <sup>0</sup> W	41°11'19.83"N	8°33'6.99"W	
	Micaxistos estaurólíticos	Foliação	N170 <sup>0</sup> ; 75 <sup>0</sup> E	41°10'54.36"N	8°33'41.19"W
			N20 <sup>0</sup> ; 80 <sup>0</sup> NW	41°11'15.39"N	8°33'30.61"W
			N20 <sup>0</sup> ; 75 <sup>0</sup> SE	41°11'16.32"N	8°33'28.50"W
			N10 <sup>0</sup> ; 90 <sup>0</sup>		
			N170 <sup>0</sup> ; 80 <sup>0</sup> E	41°11'22.71"N	8°33'20.73"W
			N30 <sup>0</sup> ; 75 <sup>0</sup> SE	41°11'33.78"N	8°33'20.81"W
			N50 <sup>0</sup> ; 70 <sup>0</sup> SE		
N70 <sup>0</sup> ; 80 <sup>0</sup> SE					
N0 <sup>0</sup> ; 65 <sup>0</sup> E			41°11'24.21"N	8°33'31.59"W	
N170 <sup>0</sup> ; 70 <sup>0</sup> E			41°11'33.74"N	8°32'56.36"W	
N105 <sup>0</sup> ; 75 <sup>0</sup> S	41°10'54.36"N	8°33'41.19"W			
Estratificação	N165 <sup>0</sup> ; 50 <sup>0</sup> E	41°11'15.39"N	8°33'30.61"W		
Falha inversa	N20 <sup>0</sup> ; 80 <sup>0</sup> NW	41°10'54.36"N	8°33'41.19"W		
Falha considerável	N30 <sup>0</sup> ; 40 <sup>0</sup> W	41°11'14.29"N	8°33'30.97"W		
N20 <sup>0</sup> ; 80 <sup>0</sup> NW	41°11'14.29"N	8°33'30.97"W			
Milonito	Bancada	N0 <sup>0</sup> ; 85 <sup>0</sup> E	41° 9'50.80"N	8°31'39.83"W	
Área de estudo SE	Granito de Fânzeres	Foliação	N170 <sup>0</sup> ; 80 <sup>0</sup> E	41° 9'10.04"N	8°32'3.35"W
			N10 <sup>0</sup> ; 70 <sup>0</sup> NE	41° 9'45.22"N	8°31'46.81"W
		Filão pegmatítico	N100 <sup>0</sup> ; 90 <sup>0</sup>	41° 9'10.04"N	8°32'3.35"W
	Filão aplítico	N100 <sup>0</sup> ; 85 <sup>0</sup> S			
	Micaxistos estaurólíticos	Foliação	N10 <sup>0</sup> ; 80 <sup>0</sup> E	41° 8'28.70"N	8°31'30.64"W
			N5 <sup>0</sup> ; 85 <sup>0</sup> E	41° 8'47.72"N	8°31'32.98"W
			N175 <sup>0</sup> ; 85 <sup>0</sup> E	41° 8'50.86"N	8°31'32.36"W
			N20 <sup>0</sup> ; 80 <sup>0</sup> E	41° 8'54.93"N	8°31'33.79"W
			N20 <sup>0</sup> ; 85 <sup>0</sup> E	41° 8'53.83"N	8°31'35.39"W
			N175 <sup>0</sup> ; 75 <sup>0</sup> E	41° 8'53.02"N	8°31'41.93"W
			N170 <sup>0</sup> ; 80 <sup>0</sup> E	41° 9'9.86"N	8°31'32.89"W
			N175 <sup>0</sup> ; 85 <sup>0</sup> E	41° 9'18.46"N	8°31'49.03"W
			N10 <sup>0</sup> ; 70 <sup>0</sup> E	41° 9'23.27"N	8°31'46.80"W
			Estratificação	N175 <sup>0</sup> ; 85 <sup>0</sup> E	41° 9'18.46"N
	Eixo de lentícula de quartzo cataclasado	80 <sup>0</sup> ->N60 <sup>0</sup>	41° 8'50.86"N	8°31'32.36"W	
	Falha, caixa 40-50 cm	N70 <sup>0</sup> ; 85 <sup>0</sup> N	41° 9'23.27"N	8°31'46.80"W	
	Milonito	Bancada			N20 <sup>0</sup> ; 85 <sup>0</sup> E



## Anexo II



## Anexo II - Dados geoquímicos utilizados no estudo comparativo.

	Granito de Fânzeres					Granito do Pedregal <sup>1</sup>					Rochas gnaisso-migmatíticas <sup>1</sup>			Granito de Ermesinde <sup>2</sup>		Xisto <sup>3</sup>
	FZ1b	FZ3a1	FZ3a3	FZ4c	FZ6	P1	P2	P3	P6	P7	P8	P9	P10	A16	A17	FM14
SiO <sub>2</sub>	72.01	73.18	73.55	73.96	72.26	65.28	68.57	69.18	65.3	66.38	72.27	73.79	74.25	70.92	70.44	64.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.07	15.51	14.74	14.5	15.05	15.71	16.12	15.98	16.68	16.46	14.43	14.62	14.57	15.73	16.19	16.79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	0.69	0.58	1.15	1.16	1.05	3.68	2.93	2.5	2.59	2.28	1.12	1.21	1.08	1.85	1.71	7.19
MnO	0.029	0.03	0.056	0.03	0.024	0.036	0.019	0.012	0.018	0.014	0.016	0.02	0.024	0.029	0.016	0.068
MgO	0.13	0.12	0.16	0.22	0.21	1	0.81	0.73	0.8	0.71	0.25	0.25	0.2	0.68	0.59	2.39
CaO	0.67	0.57	0.65	0.66	0.77	1.58	0.7	0.52	0.65	0.33	0.62	0.62	0.5	0.95	0.6	0.36
Na <sub>2</sub> O	3.95	3.86	3.55	3.59	3.78	2.89	2.21	2.01	2.5	2.03	3.25	3.46	3.32	3.58	2.99	0.91
K <sub>2</sub> O	4.36	4.53	4.51	4.21	4.38	5.21	5.96	5.69	5.63	5.72	4.46	4.24	4.11	4.77	5.11	2.76
TiO <sub>2</sub>	0.082	0.084	0.076	0.108	0.111	0.886	0.747	0.688	0.701	0.676	0.119	0.122	0.1	0.302	0.291	0.858
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.5	0.44	0.5	0.4	0.44	0.43	0.5	0.52	0.55	0.42	0.3	0.31	0.29	0.39	0.43	0.16
LOI	1.21	1.34	1.24	1.03	1.2	1.74	2.3	2.55	2.79	3.3	1.29	1.5	1.4	1.4	2.1	2.45
Total	98.71	100.3	100.2	99.88	99.27	98.44	100.9	100.4	98.21	98.33	98.12	100.1	99.84	100.6	100.5	98.43
Sc	3	3	4	4	4	5	4	5	4	4	4	4	4	4	4	16
Be	4	3	4	3	3	4	4	4	6	5	2	2	3	7	8	2
V	7	7	6	8	8	46	41	42	38	37	7	7	6	22	21	135
Ba	278	289	288	257	297	1005	677	533	527	527	322	293	258	403	405	573
Sr	38	38	36	37	43	228	113	71	94	84	62	56	40	120	106	70
Y	11	8	10	11	11	14	12	11	12	9	10	9	8	8	7	26
Zr	40	42	45	47	54	435	416	388	398	389	56	57	51	125	122	205
Cr	90	90	90	70	60	50	30	60	50	40	< 20	< 20	< 20	130	90	160
Co	1	1	1	2	1	6	4	2	3	3	1	1	1	3	3	16
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	20	20	40
Cu	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	10	10	30
Zn	40	< 30	60	60	40	50	160	120	140	110	50	60	40	80	90	210
Ga	14	14	14	16	16	26	29	29	28	28	17	17	17	25	25	27
Ge	2	2	2	2	2	1	2	1	2	1	2	2	2	1	1	3
As	5	7	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	8	53	< 5	< 5	< 5	< 5	9	9	< 5
Rb	164	171	166	177	169	266	344	333	405	385	174	164	176	294	295	105
Nb	3	4	5	4	4	9	6	5	5	5	7	7	7	7	6	13
Mo	4	4	4	2	2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	2	2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	3.6	3.1	3.3	3.8	3.4	< 0.5	0.6	< 0.5	0.5	0.9	0.8
In	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	2	2	< 0.2
Sn	6	6	7	7	10	< 1	2	3	5	4	6	6	10	11	10	4
Sb	0.7	0.9	0.8	1.3	1	< 0.5	0.7	2.6	1.9	1.2	< 0.5	< 0.5	< 0.5	4.7	4.6	< 0.5
Cs	9.1	6.1	6.7	11.2	6.6	5.5	4.9	4.4	63.8	6.1	7.8	7.6	7.3	13.9	17.9	7
La	7.4	7.8	6.2	8.7	9.6	114	130	101	91.6	98.9	9.6	10.4	8.2	27.8	27	33.3
Ce	15.3	14.5	13.3	17.8	20.3	246	320	264	243	260	18.8	20.6	16	59.7	57	67.5
Pr	1.76	1.65	1.59	2.08	2.34	30.7	41.5	37.6	35.3	37.1	2.37	2.51	2.03	6.52	6.28	8.41
Nd	6.6	6.1	5.9	7.6	8.9	110	156	146	142	148	8.9	9	7.7	24.4	23.8	32.4
Sm	1.8	1.7	1.7	2.2	2.5	16.2	22.2	22.2	22.3	22.1	2.4	2.5	2.1	5.2	5.1	6.8
Eu	0.38	0.35	0.37	0.37	0.43	1.39	1.03	0.89	0.89	0.95	0.45	0.43	0.41	0.67	0.76	1.23
Gd	2.2	1.8	2	2.4	2.7	7.1	7.6	7.2	8.7	7.7	2.5	2.7	2	3.3	3.1	6
Tb	0.4	0.3	0.4	0.4	0.5	0.7	0.6	0.6	0.7	0.6	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	1
Dy	2.4	1.7	2	2.2	2.4	3.4	3	2.6	2.9	2.5	2.1	2.1	1.5	1.9	1.6	5.5
Ho	0.3	0.2	0.3	0.3	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	1.1
Er	0.8	0.6	0.8	0.8	0.8	1.4	1.1	1	1.1	0.9	0.6	0.7	0.6	0.7	0.6	3.1
Tm	0.13	0.1	0.13	0.12	0.12	0.18	0.14	0.14	0.15	0.12	0.09	0.1	0.09	0.1	0.08	0.49
Yb	0.8	0.6	0.8	0.6	0.8	1	0.8	0.8	0.8	0.7	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	3.1
Lu	0.09	0.07	0.12	0.09	0.1	0.15	0.1	0.12	0.13	0.1	0.07	0.07	0.06	0.08	0.07	0.51
Hf	1.1	1.2	1.2	1.2	1.4	10.8	10.5	10.3	10	9.7	1.7	1.7	1.5	3.4	3.2	5.5
Ta	1	1	0.9	1.2	1.1	0.6	0.4	0.3	0.4	0.3	0.8	0.9	1.3	1.2	1.1	0.9
W	2	2	1	1	4	< 1	2	3	< 1	< 1	1	< 1	2	3	2	3
Tl	0.4	0.5	0.4	0.4	0.5	1.5	2.1	2.1	2.6	2.3	1	0.9	1	2.1	2.2	0.6
Pb	25	24	25	23	24	57	47	56	39	32	31	34	28	24	25	14
Bi	0.7	0.4	1	0.6	0.8	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	1	0.7	1	0.7	0.6	< 0.4
Th	2.7	2.5	2.3	3.6	3.8	72.3	133	137	130	135	4.2	4.6	3.5	18.2	17.5	10.4
U	6.1	4.7	5.9	5.9	5.6	8.8	13.4	12	9.9	12.8	4.5	4.7	5.4	11.4	7.4	3.5

1 – Ferreira (2013); 2 – Ferreira et al. (2010); 3 – Areias et al. (2011)