



Estudo comparativo de litologias calcossilicatadas e quartzo-pelíticas da Formação de Bateiras

Marcela Denise Pereira Pinto

Dissertação de Mestrado apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Universidade de Aveiro
Mestrado em Geomateriais e Recursos Geológicos

2016

MSc

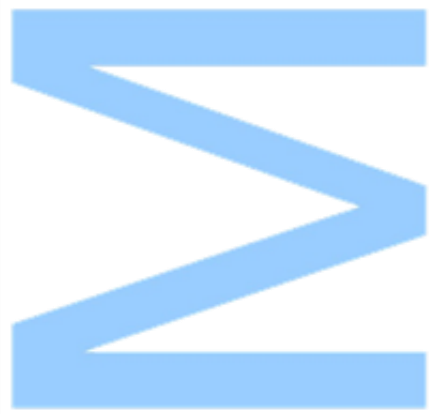
2.º CICLO

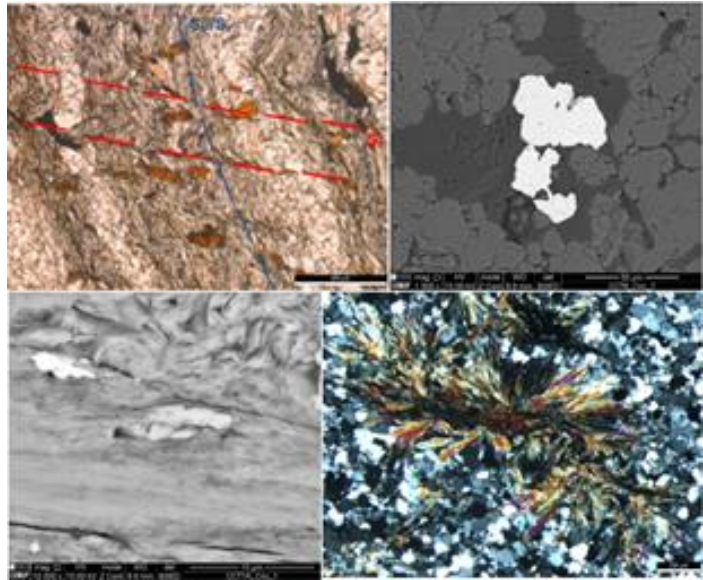
FCUP
UA
2016



Estudo comparativo de litologias calcossilicatadas e quartzo-pelíticas da Formação de Bateiras

Marcela Denise Pereira Pinto





Estudo Comparativo de litologias calcossilicatadas e quartzo-pelíticas da Formação de Bateiras

Marcela Denise Pereira Pinto

Mestrado de Geomateriais e Recursos Geológicos

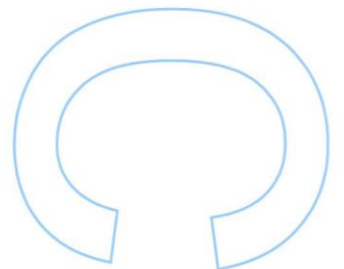
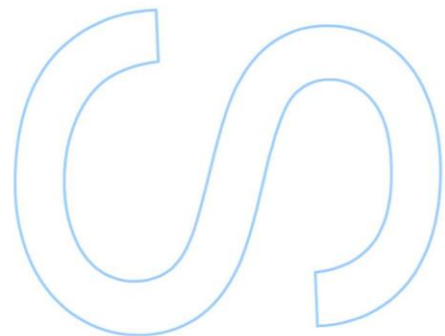
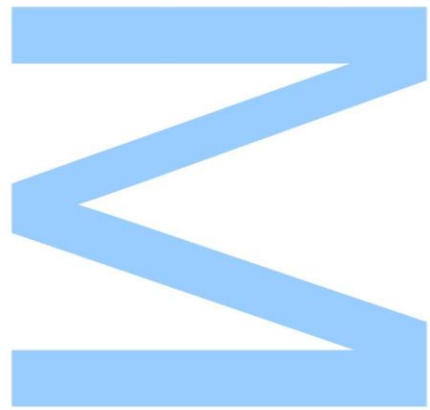
Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território
2016

Orientador

Maria dos Anjos Marques Ribeiro, Professora Associada,
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

Coorientador

Fernando Manuel Pereira de Noronha, Professor Catedrático,
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

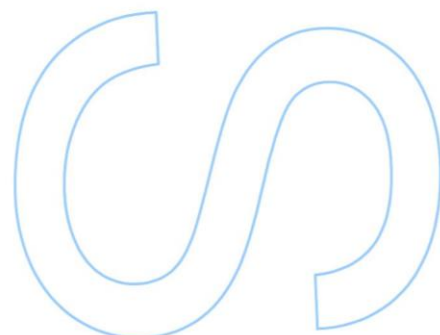
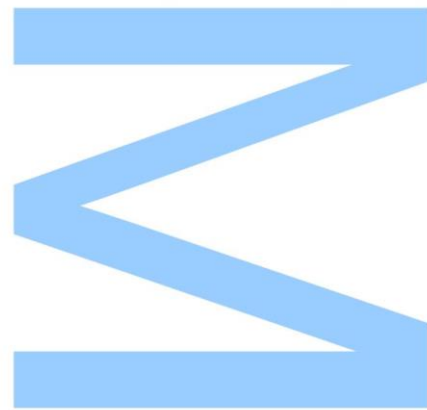




Todas as correções determinadas pelo júri, e só essas, foram efetuadas.

O Presidente do Júri,

Porto, ____ / ____ / ____



“Geologists have a saying – Rocks Remember”

Neil Armstrong

Agradecimentos

Este espaço é dedicado aqueles que, de certa forma, contribuíram para que esta dissertação fosse realizada. Apesar de não ser possível listar todos, há quem não posso deixar o meu mais profundo agradecimento.

Ao Professor Doutor Fernando Noronha pelo incentivo e confiança que me depositou ao propor-me este tema.

À Professora Doutora Maria dos Anjos, pela sua orientação, total apoio, disponibilidade, pelo saber que transmitiu, pelas opiniões e críticas, total colaboração no solucionar de dúvidas e problemas que foram surgindo ao longo deste trabalho e por todas as palavras de incentivo.

Ao DGAOT da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto pela cedência dos equipamentos necessários para a realização da presente dissertação.

Às minhas amigas e colegas, Diana Gomes, Diana Gouveia, Flávia Mota, Jéssica Martins e Catarina Valadares, que estiveram ao meu lado durante esta fase, pelo companheirismo e pela ajuda sempre que necessária.

Deixo aqui uma palavra de apreço ao Professor Emídio do Agrupamento de Escolas Vale de Ovil, pelo incitamento em seguir esta área científica.

Por último, tendo consciência que sozinha nada disto teria sido possível, dirijo um agradecimento especial aos meus pais e irmã, pelo seu apoio incondicional, incentivo, amizade e paciência demonstrados, e total ajuda na superação de obstáculos que ao longo desta caminhada foram surgindo. A eles decido este trabalho!

Resumo

O estudo focou-se na Formação de Bateiras (FB), Complexo Xisto-Grauváquico, focando-se no vale do Rio Távora. São apresentadas as características composicionais e texturais das litologias calcossilicatadas, bem como rochas pelíticas, nas quais estão intercaladas, com variações estratigráficas de transição.

Com o objetivo de compreender as variações composicionais e texturais das litologias calcossilicatadas e quartzo-filiticas da FB, e, avaliar as possíveis relações genéticas entre os grauvaques e as rochas calcossilicatadas, foram recolhidas 7 amostras, das quais, foram feitas 11 lâminas delgadas para observação petrográfica. Cinco dessas amostras foram sujeitas a uma análise geoquímica, obtendo-se os valores por ICP/MS.

Os principais resultados petrográficos e mineralógicos obtidos foram:

- A maioria das amostras apresentam minerais de epidoto (zoisite, clinozoisite e pistacite) e clorite como resultado da cloritização da biotite;
- Os *skarns* são compostos por vesuvianite (idócrase), com diferentes características texturais e muitas inclusões fluídas, epidoto, moscovite, quartzo, esfena, albite, fluorapatite, fluorite e scheelite
- O metavulcanito(?) e a rocha calcossilicatada apresentam feldspato-K;
- A foliação mais penetrativa resulta da deformação regional D₃, pela reativação ou reorientação da foliação prévia. A biotite tem textura poicilitica e pós-cinemática.

Os principais resultados geoquímicos foram:

- O metavulcanito(?) apresenta altos teores de SiO₂ e K₂O (3,21%) e baixos teores em CaO (0,53%), MnO (0,57%), MgO (0,006%) e Na₂O (0,04%); este tipo de rocha pode ser confundida no campo com uma rocha calcossilicatada;
- Os grauvaques mostram elevado conteúdo em CaO (4,2% e 4,1%);
- Todas as amostras são muito mais ricas em terras raras leves (TRL) do que em terras raras pesadas (TRP). O padrão de TR é semelhante nas rochas calcossilicatadas e nos metagrauvaques. O metavulcanito(?) é muito mais rico em TRL, com elevado fracionamento ($La_n/Lu_n = 38,26$).

Estas características litológicas, petrográficas e geoquímicas apontam a importância de um controlo estrutural nas variações composicionais e texturais. A similaridade litogeoquímica entre os grauvaques e as rochas calcossilicatadas devem ser enfatizadas.

Palavras-chave: Complexo Xisto-Grauváquico, Grupo do Douro, *skarn*, metavulcanito(?), metagrauvaques, litogeoquímica, feldspatização, feldspato-K, scheelite.

Abstract

This study focuses on the Bateiras Formation (BF), Schist-Greywacke Complex - Douro Group, outcropping in the valley of the River Távora. The compositional and textural data of calc-silicate lithology are presented, as well as pelitic rocks in which they are intercalated, with transitional stratigraphic variations.

In order to understand the compositional and textural variations in calc-silicate lithology and quartz-phyllite of BF and assess possible genetic relationships between metagraywacke and calc-silicate rocks, 7 samples were collected in which 11 thin sections were made, for petrographic observation. Five of these samples were subjected to geochemical analysis, the values provided by ICP/MS.

The main petrographic and mineralogical results were:

- Most samples had epidote minerals (zoisite, clinozoisite and pistacite) and chlorite resulting from chloritization of biotite;
- The skarns are composed of vesuvianite (idocrase), with different textural features and abundant fluid inclusions, epidote, muscovite, quartz, sphene, albite, fluorapatite, fluorite and scheelite;
- The metavulcanite and the calc-silicate rock show K-feldspar;
- The more penetrative foliation was a result of the regional D₃ deformation, by reactivation or reorientation of a previous foliation. The biotite has a poikilitic texture and it is post-kinematic.

The main results of geochemical results were:

- An acid volcano-sedimentary rock, with high contents of SiO₂ (75%) and K₂O (3.21%) and low content of CaO (0.53%), MnO (0.57%), MgO (0.006%) and Na₂O (0.04%); this type of rocks can be confused in the field with a calc-silicate rock;
- The greywackes show high CaO content (4.2% and 4.1%);
- All samples are much richer in light rare earth elements (LREE) than in heavy rare earth elements (HREE). The REE pattern is quite similar between greywacke and calc-silicate rocks. The volcano-sedimentary rock is much more rich in LREE, with high fractionation ($La_n/Lu_n = 38.26$).

These lithological, petrographic and geochemical data point to the importance of stratigraphic control on the compositional and textural variations. The lithogeochemical similarity between greywackes and calc-silicate rocks should be emphasized.

Keywords: Schist-Greywacke Complex, Douro Group, skarn, metavulcanite, metagraywackes, lithogeochemistry, feldspatization, K.feldspar, scheelite.

Índice Geral

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO	1
I.1. NATUREZA E ÂMBITO DA DISSERTAÇÃO	3
I.2. OBJETIVOS GERAIS	3
I.3. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	3
CAPÍTULO II – ENQUADRAMENTO	5
II.1. ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO E GEOMORFOLÓGICO	7
II.1.1. Localização geográfica	7
II.1.2. Geomorfologia	8
II.2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO E METALOGÉNICO	9
II.2.1. Orogenia Varisca	9
II.2.2. Maciço Ibérico	13
II.2.3. Zona Centro-Ibérica (ZCI)	16
II.2.3.1. Estrutura	29
II.2.3.1. Metamorfismo	33
II.2.2. Ocorrência/distribuição de rochas calcossilicatadas e skarns	35
II.2.3. Geologia local	43
CAPÍTULO III – METODOLOGIA	49
III.1. TRABALHO DE CAMPO	51
III.1.1. Recolha de amostras	51
III.2. PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS	51
III.2.1. Preparação de lâminas delgadas	52
III.2.2. Preparação para análise química	52
CAPÍTULO IV – ESTUDO PETROGRÁFICO	55
IV.1. ESTUDO PETROGRÁFICO	57
CAPÍTULO V – ESTUDO GEOQUÍMICO	71
V.1. MÉTODOS ANALÍTICOS	73
V.2. RESULTADOS	73
V.3. ELEMENTOS MAIORES	78
V.4. PERFIS NORMALIZADOS DAS TERRAS RARAS (TR)	83
CAPÍTULO VI – RESULTADOS MINERALÓGICOS	87
VI.1. MICROSCOPIA ELETRÓNICA DE VARRIMENTO (SEM)	89
CAPÍTULO VII – DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	97
VII.1. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	99

X

FCUP

Estudo comparativo das litologias calcossilicatadas e
quartzo-pelíticas da Formação de Bateiras



REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS103

ANEXOS121

Índice de Figuras

Fig. II. 1 - Localização geográfica da zona em estudo (realizada com recurso ao Google Earth).	7
Fig. II. 2 - Localização geográfica das amostras de Foz Tua (realizada com recurso ao Google Earth).	8
Fig. II. 3 - Vista aérea da Quinta do Paço para a Quinta de S. Pedro das Águias (SE-NW) (com recurso ao Google Earth)	9
Fig. II. 4 - Divisão do continente Europeu com base na época de cratonização segundo Hans Stille em 1924 (extraído de Ribeiro et al., 1979)	10
Fig. II. 5 – Evolução do oceano Rheic e da orogenia Varisca de acordo com Martínez Catalán et al. (2007; extraído de Martínez Catalán et al., 2009)	11
Fig. II. 6 – Esquema tectónicoestratigráfico do zonamento da orogenia varisca na Europa (extraído de Martínez Catalán, 2007, 2011). Maciços e os maiores complexos incluem: BA – Bohemian Massif (Maciço da Boémia); CIA – Central Iberian Alloctone (Ibérica Central Alóctone - ICA); IAA – Ibero-American Arc (Arco Ibero-Armoricano - AIA); LC – Lizard Complex (Complexo Lizard); MCA – Massif Central (Maciço Central – MC). Zonas no interior do Maciço Ibérico: CIZ – Central Iberian Zone (Zona Centro-Ibérica - ZCI); CZ – Cantabrian Zone (Zona Cantábrica - ZC); GTMZ – Galicia-Trás-os-Montes Zone (Zona Galiza Trás-os-Montes - ZGTM); OMZ – Ossa-Morena Zone (Zona Ossa-Morena - ZOM); SPZ – South Portuguese Zone (Zona Sul Portuguesa - ZCP); WALZ – West Asturian-Leonese Zone (Zona Astúrica-Ocidental-Leonesa - ZAOL). Zonas de cisalhamento e faltas: BCSZ – Badajoz-Cordoba Shear Zone (Zona de Cisalhamento Badajoz-Córdova); JPSZ – Juzbado-Penalva Shear Zone (Zona de Cisalhamento Juzbado-Penalva); LPSZ – Los Pedroches Shear Zone (Zona de Cisalhamento Los Pedroches); NPF – North-Pyrenean Fault; PDLZ – Pulo do Lobo Shear Zone (Zona de Cisalhamento Pulo do Lobo); PTSZ – Porto-Tomar Shear Zone (Zona de Cisalhamento Porto-Tomar); SISZ – Southern Iberian Shear Zone (Zona de Cisalhamento Ibérica do Sul)	12
Fig. II. 7 – Principais estruturas arqueadas variscas propostas para a Península Ibérica. (extraído de Dias et al., 2014)	13
Fig. II. 8 – Unidades tectonoestratigráficas do Maciço Ibérico segundo Lotze (1945 extraído de Sousa, 1982). ZC – Zona Cantábrica; ZAL – Zona Astúrica Leonesa; ZGC – Zona Galaico-Castelhana; ZLA – Zona Lusitano-Alcudica; ZOM – Zona de Ossa-Morena; ZSP – Zona Sul-Portuguesa	14

Fig. II. 9 – Unidades paleogeográficas e tectónicas do Maciço Ibérico (extraído de Ferreira, 2000). A ponteados estão assinaladas as coberturas sedimentares adjacentes ao Maciço Ibérico.....	15
Fig. II. 10 – Unidades estruturais de 1ª ordem (Terrenos) e de 2ª ordem (Zonas) do Varisco Ibérico (extraído de Dias e Ribeiro, 2013).....	16
Fig. II. 11 – Representação esquemática da Zona Centro-Ibérica e da sua subdivisão em domínios com base na estratigrafia dos materiais ante-ordovícicos (adaptado de Martínez Catalán et al, 2004, extraído de Rocha, 2008).....	17
Fig. II. 12 – Distribuição do Complexo Xisto-Grauváquico: Grupo do Douro e Grupo das Beiras (extraído de Dias et al., 2006 in Cerejo, 2013).....	19
Fig. II. 13 – A sucessão litoestratigráfica do Douro segundo Sousa (1982).....	21
Fig. II. 14 – Sucessão litoestratigráfica do Grupo do Douro segundo Sousa e Sequeira (1989).....	22
Fig. II. 15 – Evolução estrutural da Zona Centro Ibérica durante o ciclo varisco. Extraído de Dias (2015).....	32
Fig. II. 16 – Distribuição das faixas metamórficas no noroeste do Maciço Ibérico (modificado de Martinez et al., 1988; extraído de Esteves, 2006).....	33
Fig. II. 17 – Representação dos estágios evolutivos de depósitos de skarns por metamorfismo de contacto (extraído de Meinert et al., 2005).	38
Fig. II. 18 – Unidades tectonoestratigráficas da Europa ocidental com as ocorrências de depósitos de skarns (adaptado de Cheilletz et al., 2005).	41
Fig. II. 19 – Depósitos de skarn em A – Península Ibérica (CZ – Cantabrian Zone; WALZ – Western Asturian-Leonian Zone; CIZ – Central Iberian Zone; OMZ – Ossa Morena Zone; SPZ – South Portuguese Zone; BR – Betic Ranges (Gamas Béticas); CCR – Catalanian Coastal Ranges (Gama Costal Catalomiana)). B- França. C – Suíça. D – Alemanha. E – Ilhas Britânicas. (Extraído de Cheilletz et al., 2005).....	42
Fig. II. 20 - Enquadramento da área em estudo no Mapa Geológico de Portugal (simplificado) (adaptado da carta geológica de Portugal à escala 1/1.000.000; e das Folhas 10-D e 14-B da carta geológica de Portugal à escala 1/50.000).	44
Fig. II. 21 – Mapa de amostragem das amostras de Tabuaço correspondente à área ampliada do quadrado azul da figura anterior (adaptado da folha 14-B da carta geológica de Portugal à escala 1:50.000).	44
Fig. II. 22 - Local de amostragem das rochas calcossilicatadas de Foz Tua (adaptado da Folha 10-D da carta geológica de Portugal à escala 1:50.000).	47
Fig. III. 1 - Moinhos utilizados na preparação das amostras para a análise geoquímica: A – Moinho de maxilas; B – Moinho de martelos; C – Moinho de ágatas.....	53

Fig. IV. 1 - Equipamentos utilizados para a análise petrográfica: A – Microscópio Petrográfico Nikon Eclipse E400 Pol; B – Lupa binocular Leica M205C; C – Microscópio Petrográfico Leica D2500P	57
Fig. IV. 2 - Microfotografias registadas com lupa binocular de textura observadas nas amostras de Tabuaço. À esquerda: Nicóis paralelos. À direita: Nicóis cruzados. A - Textura granolepidoblástica no quartzo-filito; B- textura porbirogranoblástica no metagrauvaque; C - textura granoblástica nos skarns.	59
Fig. IV. 3 - Fotografia esquemática da localização da recolha das amostras CCT1A e CCT1B.	60
Fig. IV. 4 - Microfotos da textura do: A – Metavulcanito(?); B – Metagrauvaque. À esquerda: Nicóis paralelos. À direita: Nicóis cruzados.	61
Fig. IV. 5 - Microfotos da mineralogia observada no: A –Metavulcanito (?); B – Metagrauvaque. Qtz – quartzo; Bt – biotite; Msc – moscovite; Tm – turmalina. À esquerda: Nicóis paralelos. À direita: Nicóis cruzados.....	62
Fig. IV. 6 - Microfotos do metagrauvaque: A – Textura e porfiroblastos de granada; B - mineralogia observada no metagrauvaque. Bt – biotite; Plag – plagioclase; Op - opacos. À esquerda: Nicóis paralelos. À direita: Nicóis cruzados.....	63
Fig. IV. 7 – Microfotos do quartzo-filito: A - foliação e da clivagem de crenulação S_3 perpendicular a $S_1//S_0$. B – Mineralogia observada: Bt - biotite; Msc - moscovite. À esquerda: Nicói paralelos. À direita: Nicóis cruzados.	64
Fig. IV. 8 – Microfotos das rochas calcossilicatadas: A – transição primária S_0 . B – cloritização da biotite. Qtz – quartzo; Ep – Epidoto. À esquerda: Nicóis paralelos. À direita: Nicóis cruzados.....	65
Fig. IV. 9 – Microfotos dos skarns: A - Vesuvianite radiada e epidoto. Vesu – vesuvianite; Ep – Epidoto. A esquerda: Nicóis paralelos. A direita: Nicóis cruzados.....	66
Fig. IV. 10 - Microfotos do quartzo-filito com cloritóide: A – clivagem de crenulação S_3 ; B – dobra com níveis quartzíticos; C – porfiroblasto pocilítico com inclusões de quartzo. Qtz – quartzo; Bt – biotite; Por – Porfiroblasto. À esquerda: Nicóis paralelos. À direita: Nicóis cruzados.....	67
Fig. IV. 11 - Microfotos das rochas calcossilicatadas de Foz Tua. A – Aglomerado fibro-radiado de anfíbola (tremolite-actinolite) com pouca cloritização. B – Anfíbulas em associação com biotite e opacos. C e D – Aspectos de composição e textura de matriz essencialmente quartzosa e com alguma plagioclase, com ligeira tendência poligonal. Gr – Granada; Plg – Plagioclase. À esquerda em nicóis paralelos. À direita em nicóis cruzados.....	69
Fig. V. 1 - Legenda de todos os diagramas litogeoquímicos de todas as litologias estudadas pertencentes à Formação de Bateiras - CXG: Grupo do Douro	78

Fig. V. 2 - Diagramas de Harker para os elementos maiores	79
Fig. V. 3 - Diagrama Al/(K+Na+2Ca) vs Fe+Mg+Ti (adptado de Debon e Lefort, 1983).	80
Fig. V. 4 - Diagrama Al/(K+Na+2Ca) vs Fe+Mg+Ti (segundo Debon e Lefort, 1983).....	80
Fig. V. 5 - Diagrama Al/3-K vs Al/3-Na de acordo com La Roche (1968), com a representação da interpretação dos domínios litológicos e dos principais minerais envolvidos (extraído de Ribeiro, 1998).....	81
Fig. V. 6 - Diagrama Al/3-K vs Al/3-Na aplicado às litologias em estudo da BF (ver legenda da Fig. VI.1).....	81
Fig. V. 7 - Diagrama Na/Al vs K/Al (Moine, 1974) aplicado às litologias estudadas.....	82
Fig. V. 8 - Exemplo de projeção de unidades no diagrama Si/3-(K+Na+2Ca) vs K-(Na+Ca) e representação dos domínios sedimentar e ígneo (extraído de Ribeiro, 1998).....	83
Fig. V. 9 - Diagrama Si/3-(K+Na+2Ca/3) vs K-(Na+Ca) aplicado às amostras estudadas (segundo La Roche, 1966 in Ribeiro, 1998).	83
Fig. V. 10 - Perfis de terras raras normalizadas ao condrito segundo valores de Evensen et al., (1978). Projeção da composição de referência NIBAS (Ugidos et al., 2010).	85
Fig. V. 11 - A – Anomalia do Eu (A - $\sum TR$ vs Eu/Eu^* e B - Eu/Eu^* vs $Al/3-Na$).....	85
Fig. V. 12 - A – Somatório das TR ($\sum TR$). B – Relação entre as TRP (Gd/Lu(nC)) e as TRL (La/Sm(nC)).....	86
Fig. VI. 1 – Mineralogia confirmada no metavulcanito(?). A: Adulária (Z1) e caulinite (Z2); B: Ilmenite (Z3). C, D e E: respetivos espetros EDS.....	90
Fig. VI. 2 – Filonete na rocha calcossilicatada onde se observa A: feldspato-K (Z1); B: epídoto (Z2), esfena (Z3) e clorite (Z4). C, D e E: Espectros de EDS do feldspato-K, esfena e clorite, respetivamente.	91
Fig. VI. 3 – A: Clorite no skarn (CCT6); B: no quartzo-filito (CCT8). C e D: Respetivos espetros EDS.....	92
Fig. VI. 4 – A: Albite na rocha calcossilicatada; B – filonete no skarn quase, exclusivamente, preenchido por albite (Z1); C: filonete no skarn com albite (Z4) associada a cassiterite (Z2), fluorite (Z3) e vesuvianite (Z5). D e E: espectros EDS da albite na rocha calcossilicatada e no skarn, respetivamente.....	93
Fig. VI. 5 – A: Cloritóide; C: ilmenite no quartzo-filito. B e D: respetivos espetros EDS.....	94
Fig. VI. 6 - Minerais presentes no skarn: A - Fluorapatite. C- Scheelite. B e D: respetivos espetros EDS:	95
Fig. VI. 7 – Esfena (A) na rocha calcossilicatada e referente espectro EDS (B)	95
Fig. VII. 1 - Projeção do índice CIW $= (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)) * 100$, versus conteúdo em SiO ₂ , das unidades litogeoquímicas estudadas (adaptado de Condie, 1993).....	100

Fig. VII. 2 – A: Normalização das TR ao NIBAS; B: Normalização dos elementos maiores ao NIBAS..... 101

Índice de Tabelas

Tabela II. 1 - Síntese dos tipos de depósitos distribuídos pelo mundo (aptado de Meinert et al., 2005)	40
Tabela V. 1 - Concentrações dos elementos maiores nas 5 amostras analisadas.....	74
Tabela V. 2 - Concentrações dos elementos menores nas amostras analisadas.	75
Tabela V. 3 - Concentração dos elementos menores (cont.)	76
Tabela V. 4 - Concentrações de Terras Raras não normalizadas nas cinco amostras analisadas	77
Tabela V. 5 - Valores das terras raras normalizadas ao condrito (Evensen et al., 1978).	84

Abreviaturas e Símbolos

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – Argón 40/Argón 39

Ag – Prata

AIA – Arco Ibero-Armoricano

Al – Alumínio

Au – Ouro

B – Boro

BA – Bohemian Massif (Maciço da Boémia)

BCSZ – Badajoz-Córdoba Shear Zone

BR – Betic Ranges (Cordilheiras Béticas)

Bt – Biotite

Ca – Cálcio

CCR – Catalanian Coastal Ranges (Faixas Costeiras da Catalunha)

Ce - Cério

CIA – Central Iberian Allocthone (Ibérica Central Alóctone - ICA)

CIZ – Central Iberian Zone (Zona Centro-Ibérica - ZCI)

Cu – Cobre

CXG – Complexo Xisto-Grauváquico

CZ – Cantabrian Zone (Zona Cantábrica - ZC)

D₁ – Primeira fase de deformação varisca

D₂ – Segunda fase de deformação varisca

D₃ – Terceira fase de deformação varisca

D₄ – Deformação tardi-varisca

DGAOT – Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento de Território

Dy - Disprósio

E – Este

EDS – Energy Dispersive X-ray Spectroscopy (Espectroscopia por Dispersão em Energia)

ENE – És-nordeste

Ep – Epidoto

Er - Érbio

ESE – És-sudeste

Eu - Európio

EUA – Estados Unidos da América

F – Flúor

FB – Formação de Bateiras

FD – Formação de Desejosa

Fe – Ferro

FE – Formação de Ervedosa do Douro

FP – Formação do Pinhão

FRP – Formação de Rio Pinhão

FSD – Formação de São Domingos

Gd - Gadolínio

GPS – Sistema de Posicionamento Global ou *Global Positioning System*

Gr – Granada

GTMZ – Galiza Trás-os-Montes Zone (Zona Galiza Trás-os-Montes)

Ho - Hólmio

ICP – Inductively coupled plasma emission spectrometry

ICP-MS – Inductively coupled plasma mass spectrometry

IGE – Instituto Geográfico do Exército

IGEOE – Centro de Informação Geospacial do Exército

JPSZ – Juzbado-Penalva Shear Zone (Zona de Cisalhamento Juzbado-Penalva)

K – Potássio

La - Lantânio

LC –Lizard Complex (Complexo Lizard)

LPSZ – Los Pedroches Shear Zone (Zona de Cisalhamento Los Pedroches)

Lu - Lutécio

Ma – Milhões de anos

MCA – Massif Central (Maciço Central)

Mg – Magnésio

Mn – Manganês

Mo – Molibdénio

Msc – Moscovite

Mt – Megatonelada

N – Norte

Na – Sódio

NASC – North American Shale Composite

Nd - Neodímio

NE - Nordeste

NIBAS – Neoproterozoic Iberian Average Shale

NNE – Nor-nordeste

NNW – Nor-noroeste

NPF – North-Pyrenean

NW – Noroeste

OMZ – Ossa Morena Zone (Zona Ossa-Morena)

Op – Opacos

P – Fósforo

PAAS – Post-Archean Australian Shale

Pb – Chumbo

PDLZ – Pulo do Lobo Zone (Zona Pulo do Lobo)

Plag – Plagioclase

Por – Porfiroblasto

Ppm – Partes por milhão

Pr - Praseodímio

PTSZ – Porto-Tomar Shear Zone (Zona de Cisalhamento Porto-Tomar)

Qtz – Quartzo

S – Sul

SE – Sudeste

SEM – Scanning Electronic Microscopy (Microscopia Eletrónica de Varrimento)

Si – Sílica

SISZ – Southern Iberian Shear Zone (Zona de Cisalhamento Ibérica do Sul)

Sm - Samário

Sn – Estanho

SPZ – South Portuguese Zone (Zona Sul Portuguesa)

SSE – Su-sudeste

SSW – Su-sudoeste

SW - Sudoeste

Tb – Téribio

TCA – Terreno Continental Alóctone

Ti – Titânio

Tm - Túlio

Tm – Turmalina

TON – Terreno Ofiolítico do NW Ibérico

TR – Terras Raras

TRL – Terras Raras Leves

TRP – Terras Raras Pesadas

U – Urânio

UC – Upper continental Crust

Vesu – Vesuvianite

W – Oeste

W – Tungsténio

WALZ – Western Asturian-Leonian Zone (Zona Astúrico-Occidental Leonesa-ZAOL)

WNW – Oés-noroeste

Wt% - Weight percent (Percentagem em Peso)

Yb - Itérbio

ZAL – Zona Astúrico-Leonesa

ZAOL - Zona Astúrico-Occidental-Leonesa

ZC – Zona Cantábrica

ZCI – Zona Centro-Ibérica

ZGC – Zona Galaico-Castelhana

ZLA – Zona Luso-Alcúdice

Zn – Zinco

ZOM – Zona de Ossa-Morena

ZSP – Zona Sul-Portuguesa

Capítulo I – Introdução

I.1. Natureza e âmbito da dissertação

A presente dissertação foi desenvolvida no âmbito da unidade curricular de Dissertação do 2º ano do curso de Mestrado em Geomateriais e Recursos Geológicos (2º ciclo, segundo o modelo de Bolonha) da Universidade do Porto em colaboração com a Universidade de Aveiro.

I.2. Objetivos gerais

Para a presente dissertação definiram-se como objetivos principais:

- Caracterizar do ponto de vista petrográfico e geoquímico as rochas calcossilicatadas e a litologias associadas, nomeadamente *skarns*, grauvaques e rochas pelíticas e/ou rochas vulcano-pelíticas;
- Avaliar uma possível relação genética entre os grauvaques e as rochas calcossilicatadas finamente estratificadas;
- Fazer um estudo comparativo dos efeitos metassomáticos com as finas estratificações de rochas calcossilicatadas e os *skarns*.

I.3. Estrutura da dissertação

Para além deste capítulo introdutório, a dissertação é constituída por mais sete capítulos, perfazendo um total de oito capítulos, seguidos de referências bibliográficas e anexos, encontrando-se organizada do seguinte modo:

Capítulo II – Enquadramento

Este capítulo enquadra geográfica e geomorfologicamente a área estudada. Aborda-se, também, o seu enquadramento geológico, partindo de um contexto mais geral, a Orogenia Varisca, até ao mais particular, a geologia local.

Neste capítulo, faz-se uma breve referência aos aspetos gerais da génese de *skarn* e de rochas calcossilicatadas e, a sua ocorrência no mundo e em Portugal.

Capítulo III – Metodologia

Neste capítulo são referidas, de forma sucinta, as etapas realizadas ao longo da elaboração da presente dissertação, bem como os métodos adotados.

Capítulo IV – Estudo petrográfico

Este capítulo contém uma síntese petrográfica de todas as litologias estudadas.

Capítulo V – Estudo geoquímico

Neste capítulo, apresenta-se, de forma sintética, uma caracterização geoquímica das unidades litológicas em estudo, através da utilização e interpretação de dados de concentrações dos elementos mais relevantes.

Capítulo VI – Estudo mineralógico

Neste capítulo são referidos aspetos mineralógicos não identificáveis no capítulo IV, tendo sido obtidos com recurso à microscopia eletrónica de varrimento.

Capítulo VII – Discussão

Neste capítulo, correlaciona-se todos os resultados obtidos com a literatura existente da área em estudo, de forma a dar resposta aos objetivos propostos por esta dissertação.

Capítulo VIII – Conclusões

Como parte final desta dissertação, o capítulo VIII engloba uma síntese das conclusões obtidas durante o trabalho.

Referências Bibliográficas

Anexos

Capítulo II – Enquadramento

II.1. Enquadramento geográfico e geomorfológico

II.1.1. Localização geográfica

A zona em estudo situa-se a sul do rio Douro, nas encostas do rio Távora, a cerca de 2.5 km a sudeste da povoação de Távora, no concelho de Tabuaço, distrito de Viseu, na Região do Norte de Portugal (NUT II), na sub-região Douro (NUT III) (Fig. II.1). A área em estudo insere-se na folha nº 139 - Paredes da Beira (São João da Pesqueira) da Carta Militar de Portugal, à escala 1:25.000 e nas cartas geológicas 14-B - Moimenta da Beira e 10-D – Alijó, à escala 1:50.000, editadas, respetivamente, pelo Instituto Geográfico do Exército (ex-IGE atual IGEOE) em 1998, e pelos Serviços Geológicos de Portugal em 1987. Na margem esquerda do rio Távora, a área interceta, a norte, a quinta da Aveleira e, abrange, embora não completamente, a sul, a quinta de S. Pedro das Águias. Na margem direita insere-se, tenuemente, a cerca de 2,5km oeste da povoação de Espinhosa, no concelho de Ervedosa do Douro.



Fig. II. 1 - Localização geográfica da zona em estudo (realizada com recurso ao Google Earth).

Na presente dissertação foram ainda consideradas amostras da região de Foz Tua, a cerca de 3,5 km Este de Castelo e a 2,5 km su-sudeste de São Mamede de Ribatua, no concelho de Alijó, distrito de Vila Real (Fig. II.2).



Fig. II. 2 - Localização geográfica das amostras de Foz Tua (realizada com recurso ao Google Earth).

II.1.2. Geomorfologia

Apesar da área em estudo se encontrar a baixa altitude, com ponto de amostragem mais baixo a 220 metros de altitude, esta varia bastante de este para oeste (Fig. II.3), indo dos 200 aos 400 metros de altitude em apenas 600 metros na horizontal, caracterizando-se, portanto, por um declive bastante acentuado, em patamares sucessivos, essencialmente, vinhedo. Zona demarcada pelo vale do rio Távora, e por afloramentos rochosos correspondentes ao maciço granítico de Tabuaço.



Fig. II. 3 - Vista aérea da Quinta do Paço para a Quinta de S. Pedro das Águas (SE-NW) (com recurso ao *Google Earth*)

II.2. Enquadramento geológico e metalogénico

II.2.1. Orogenia Varisca

A evolução geodinâmica do globo é comandada pela atividade de ciclos de Wilson, de acordo com a teoria da Tectónica de Placas. Esta opera sob forma próxima da atual pelo menos desde o Neoproterozoico (1000 – 542 Ma), senão mesmo desde a fronteira Arcaico-Proterozoico (2500 Ma) (Ribeiro, 2013a).

A atual estruturação da Europa resultou em grande medida da atuação de diferentes orogenias, a Cadomiana (800? – 540 Ma), a Caledónica (550 – 400 Ma), a Varisca (400-260 Ma) e a Alpina (100 – 0 Ma) (Dias e Ribeiro, 2013).

Segundo Stille (1924), o continente europeu pode ser dividido em quatro domínios de acordo com a época de cratonização, ou seja, com base na última orogenia que os afetou (Fig. II.4):

- Eo-Europa, sem deformação importante desde o Precâmbrico;
- Paleo-Europa (Europa Caledónica), sem deformação importante desde o final do Paleozoico Inferior;
- Meso-Europa (Europa Hercínica ou Varisca), domínio isento de deformação desde o Paleozoico Superior;
- Neo-Europa (Europa Alpina), intensamente deformada no Cenozoico Inferior-médio e ainda não estabilizada (Stille, 1924).

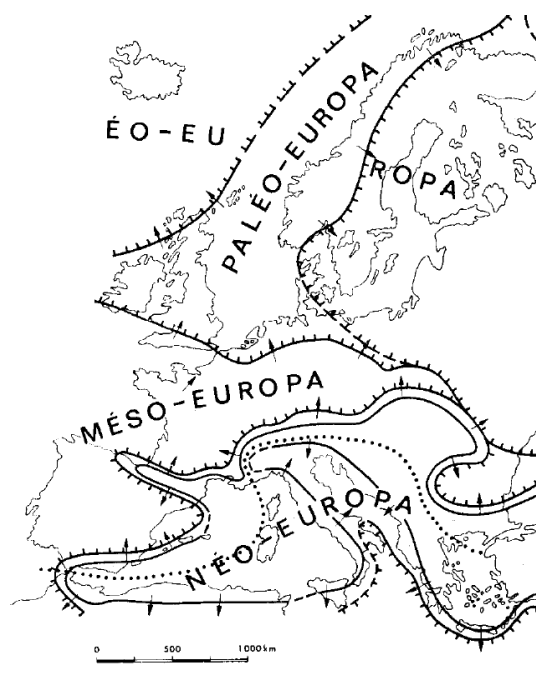


Fig. II. 4 - Divisão do continente Europeu com base na época de cratonização segundo Hans Stille em 1924 (extraído de Ribeiro *et al.*, 1979)

Neste contexto, a Península Ibérica integra-se fundamentalmente na Europa Varisca (Martínez Catalán *et al.*, 2009; Scarrow *et al.*, 2011), enquadrada, a SE e a N pelo Ciclo Alpino e a W pelo Atlântico; encontra-se situada junto ao limite entre a Placa Euroasiática e a Placa Africana (Ferreira, 2000).

O levantamento da cadeia montanhosa varisca teve início no Devónico Médio (Scotese e Golonka, 1992 *in*: Dias, 2015) e, terá sido resultado da convergência e colisão de dois supercontinentes: Laurússia a Norte e Gondwana e Sul, durante o fecho dos oceanos Rheic e Paleotétis (Fig. II.5; Martínez Catalán *et al.*, 2009; Martínez Catalán, 2011; Scarrow *et al.*, 2011; Ribeiro, 2013b; Skrzypek *et al.*, 2014; Murphy *et al.*, 2016). Desta colisão formou-se um supercontinente, a Pangeia, envolvido pelo oceano Pantalassa. A orogenia Varisca decorreu predominantemente entre o Devónico Superior e o Carbónico Superior, embora num sentido lato, ela também envolva episódios do Devónico Inferior ou do Silúrico Superior (Ábalos *et al.*, 2002; Gil-Ibarguchi *et al.*, 2011).

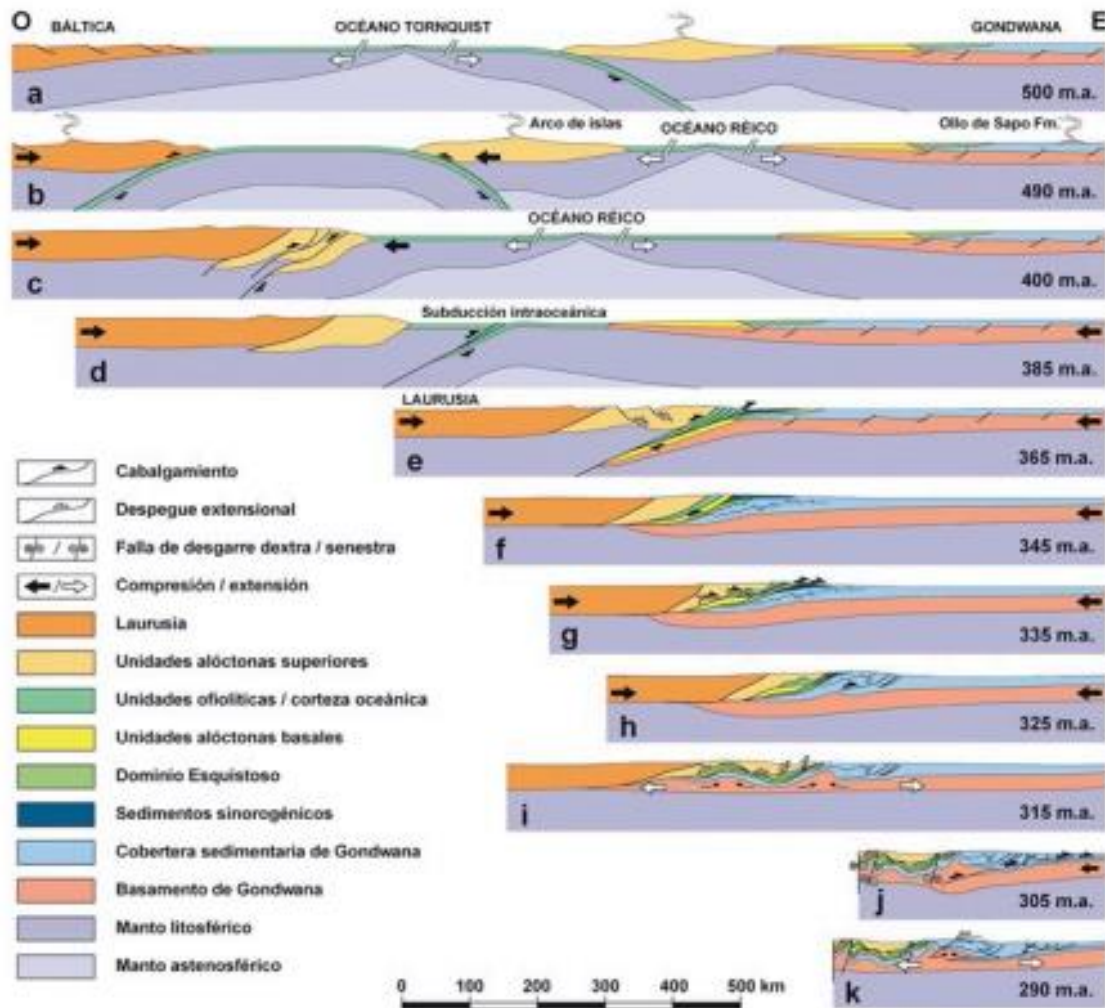


Fig. II. 5 – Evolução do oceano Rêico e da orogénia Varisca de acordo com Martínez Catalán *et al.* (2007; extraído de Martínez Catalán *et al.*, 2009)

Os afloramentos atuais da cadeia Varisca europeia constituem uma faixa descontínua, sob a forma de maciços, mais ou menos individualizados, sendo o Maciço Ibérico o mais ocidental, que se estendem desde a Ibéria Ocidental até à Boémia (Krohe, 1996; Dias *et al.*, 1998; Martínez Catalán *et al.*, 2009; Scarrow *et al.*, 2011), numa extensão superior a 3000 km com uma largura de 700 km. Pode ocorrer, como retalhos, no interior de orógenos mais recentes (Fig. II.6; Esteves, 2006).

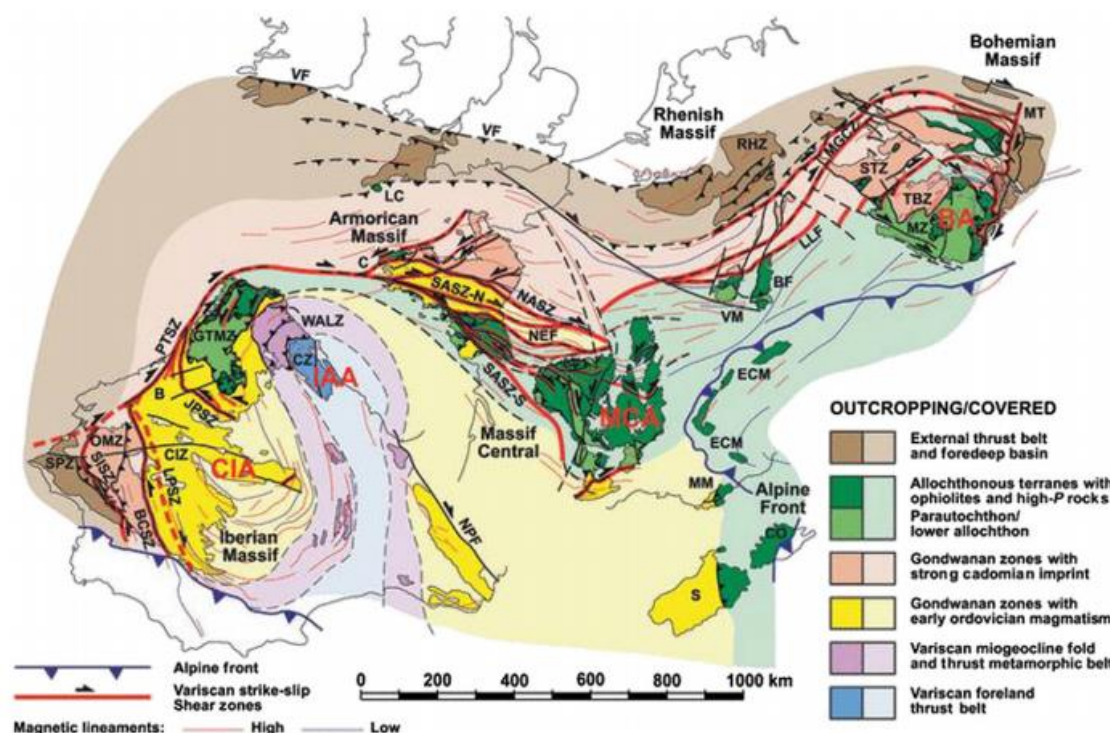


Fig. II. 6 – Esquema tectónicoestratigráfico do zonamento da orogenia varisca na Europa (extraído de Martínez Catalán, 2007, 2011). Maciços e os maiores complexos incluem: BA – Bohemian Massif (Maciço da Boémia); CIA – Central Iberian Allochthone (Ibérica Central Alóctone - ICA); IAA – Ibero-American Arc (Arco Ibero-Armoricano - AIA); LC – Lizard Complex (Complexo Lizard); MCA – Massif Central (Maciço Central – MC). Zonas no interior do Maciço Ibérico: CIZ – Central Iberian Zone (Zona Centro-Ibérica - ZCI); CZ – Cantabrian Zone (Zona Cantábrica - ZC); GTMZ – Galicia-Trás-os-Montes Zone (Zona Galiza Trás-os-Montes - ZGTM); OMZ – Ossa-Morena Zone (Zona Ossa-Morena - ZOM); SPZ – South Portuguese Zone (Zona Sul Portuguesa - ZCP); WALZ – West Asturian-Leonese Zone (Zona Astúrica-Occidental-Leonesa - ZAOL). Zonas de cisalhamento e faltas: BCSZ – Badajoz-Cordoba Shear Zone (Zona de Cisalhamento Badajoz-Córdova); JPSZ – Juzbado-Penalva Shear Zone (Zona de Cisalhamento Juzbado-Penalva); LPSZ – Los Pedroches Shear Zone (Zona de Cisalhamento Los Pedroches); NPF – North-Pyrenean Fault; PDLZ – Pulo do Lobo Shear Zone (Zona de Cisalhamento Pulo do Lobo); PTSZ – Porto-Tomar Shear Zone (Zona de Cisalhamento Porto-Tomar); SISZ – Southern Iberian Shear Zone (Zona de Cisalhamento Ibérica do Sul)

A cadeia varisca apresenta uma direção predominante NW-SE no núcleo do Maciço Ibérico. A sul esta orientação é truncada pela orientação alpina, NE-SW, da Cadeia Bética (Ribeiro, 2013b). Compreende rochas com idades entre o Proterozoico Superior até ao Carbónico, deformadas, muitas vezes metamorizadas e intruídas por diferentes tipos de granitóides (Martínez Catalán *et al.*, 2009).

A norte as estruturas variscas desenham uma megaestrutura, o Arco Ibero-Armoricano (Fig. II.7), que roda as estruturas da orientação predominante para uma direção submeridiana no Nordeste Peninsular e, em continuidade quase perfeita, para uma orientação NE-SW e mesmo E-W, na Zona Cantábrica, sendo truncada pela margem do Golfo da Biscaia (Ribeiro, 2013b; Dias *et al.*, 2014).

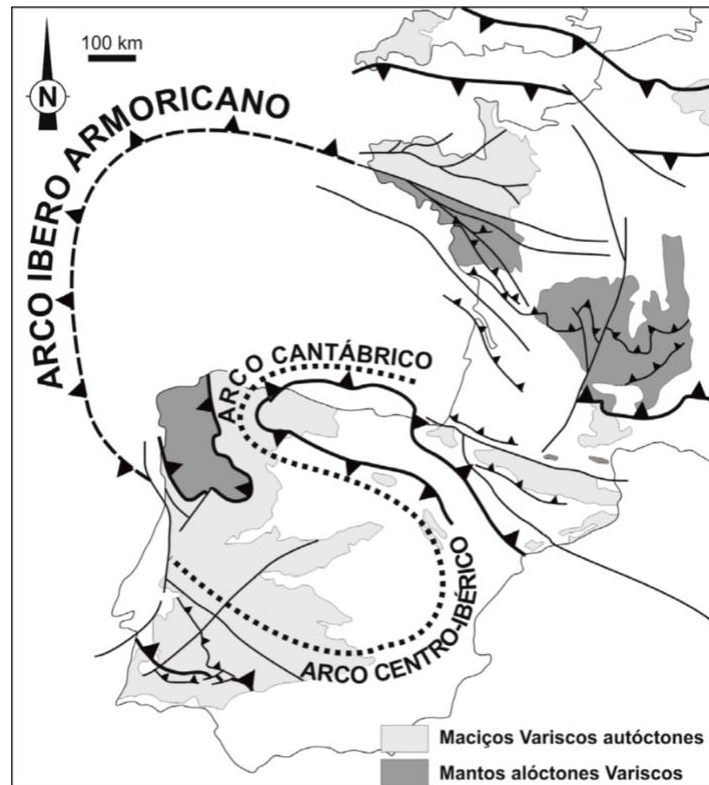


Fig. II. 7 – Principais estruturas arqueadas variscas propostas para a Península Ibérica. (extraído de Dias et al., 2014)

II.2.2. Maciço Ibérico

Segundo Ribeiro *et al.* (1979), Gutiérrez-Alonso *et al.* (2011), Ribeiro (2013a) a Península Ibérica é, no quadro geotectónico europeu, constituída, essencialmente, pelo fragmento mais contínuo do soco Varisco (ou Hercínico) europeu (Maciço Hespérico ou Maciço Ibérico), que aflora predominantemente na sua parte ocidental (Simancas *et al.*, 2001). Esta unidade é formada por materiais com idades compreendidas entre o Proterozoico Superior e o Carbónico, afetadas por deformação e metamorfismo de intensidade variável e por abundantes volumes de intrusões graníticas. Apresenta uma notável zonalidade no que diz respeito à paleogeografia, ao estilo tectónico e ao metamorfismo (Ribeiro *et al.*, 1979).

A cobrir o soco varisco em território português, existem duas bacias sedimentares meso-cenozoicas (a Bacia Lusitaniana, a ocidente, e a Bacia Meridional ou Algarvia, a sul) e várias bacias cenozoicas (em especial, a do Baixo Tejo e do Sado) (Ribeiro, 2013c).

Foi Staub (1926 *in*: Dallmeyer e Martinez Garcia, 1990) quem reconheceu a existência de zonalidade a nível do Soco Varisco da Península Ibérica. Porém, esta zonalidade paleogeográfica e paleotectónica foi definida por Lotze (1945) com base em critérios estratigráficos, magmáticos, metamórficos e estruturais (Sousa, 1982; Noronha, 1983; Favas, 2008; Murphy *et al.*, 2016) tendo dividido o Maciço Ibérico em seis sectores (Fig. II.8; Pedro, 2004; Sant’Ovaia *et al.*, 2010; Dias e Ribeiro, 2013) de disposição paralela à tectónica varisca (Favas, 2008).

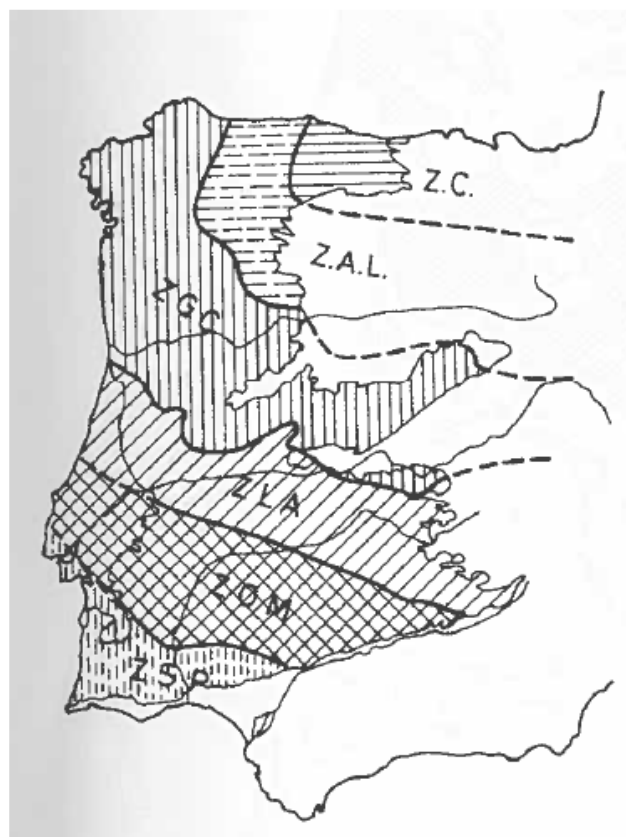


Fig. II. 8 – Unidades tectonoestratigráficas do Maciço Ibérico segundo Lotze (1945 extraído de Sousa, 1982). ZC – Zona Cantábrica; ZAL – Zona Astúrica Leonesa; ZGC – Zona Galaico-Castelhana; ZLA – Zona Lusitano-Alcudica; ZOM – Zona de Ossa-Morena; ZSP – Zona Sul-Portuguesa

Posteriormente, estes sectores foram reinterpretados por outros autores como Matte (1968), Julivert *et al.* (1974), Ribeiro (1974) e Ribeiro *et al.* (1979), mas no seu essencial mantiveram os limites inicialmente estabelecidos por Lotze. Sendo que a maioria dos autores portugueses e espanhóis adotam as fronteiras redefinidas por Julivert *et al.* (1974) que definiram a Zona Centro-Ibérica por unificação das Zonas Galaico-Castelhana e Lusitano-Alcudica de Lotze. Estes autores também reconheceram a existência da Subzona Galiza Média – Trás-os-Montes, posteriormente considerada como Zona de Galiza – Trás-os-Montes por Farias *et al.* (1987: *in* Pedro, 2004; Dias, 2015), que passou a incluir as unidades alóctones e as parautóctones da ZCI (Fig. II.9).

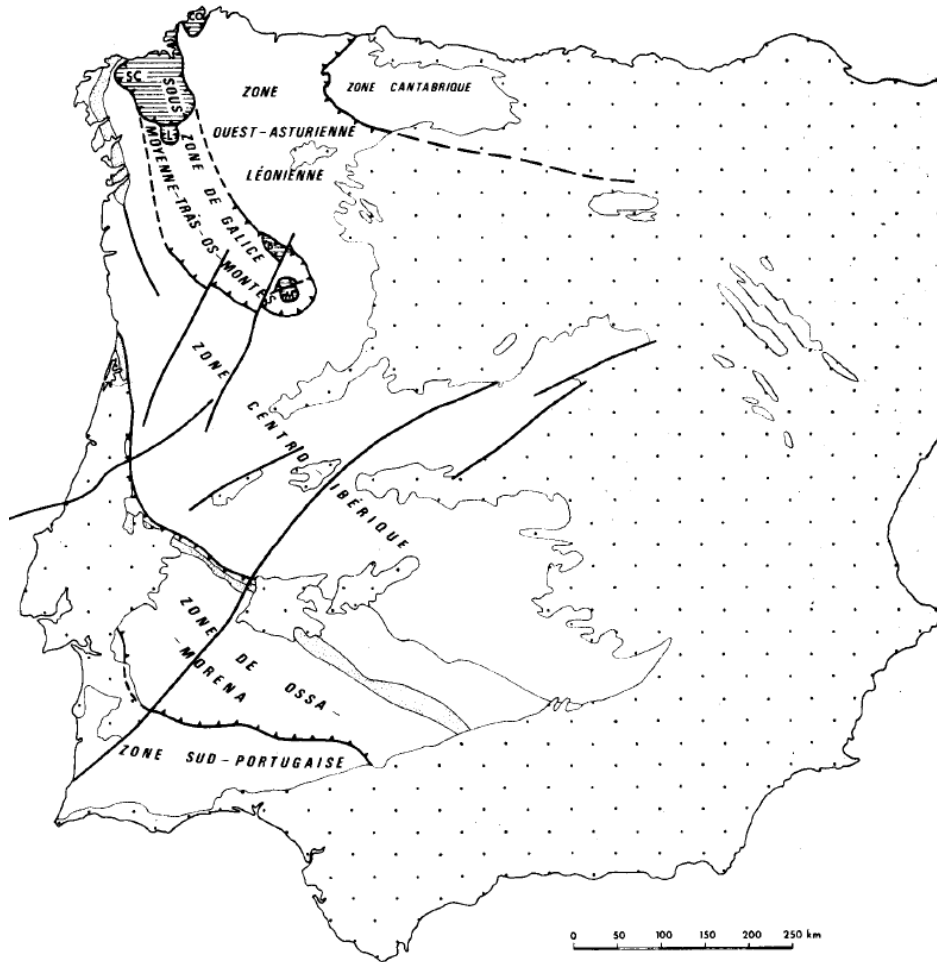


Fig. II. 9 – Unidades paleogeográficas e tectónicas do Maciço Ibérico (extraído de Ferreira, 2000). A ponteado estão assinaladas as coberturas sedimentares adjacentes ao Maciço Ibérico.

Mais recentemente, tendo em conta a estruturação geodinâmica do Arco Ibero-Armoricano, tem-se hierarquizado o Maciço Ibérico em unidades geodinâmicas de 1ª e 2ª ordem, os terrenos e as zonas, respetivamente (Ribeiro, 2013b). Assim, o Maciço Ibérico contém seis terrenos: Terreno Ibérico, composto pelas zonas Cantábrica (ZC), Astur-Occidental-Leonesa (ZAOL), Centro-Ibérica (ZCI), e Ossa-Morena (ZOM); Terreno Sul Português; Terreno Continental Alóctone (TCA); Terreno Ofiolítico do NW Ibérico (TON); Terreno Ofiolítico do SW Ibérico (TOS); Terreno Finisterra (TF) (Fig. II.10, Dias e Ribeiro, 2013; Ribeiro *et al.*, 2013).

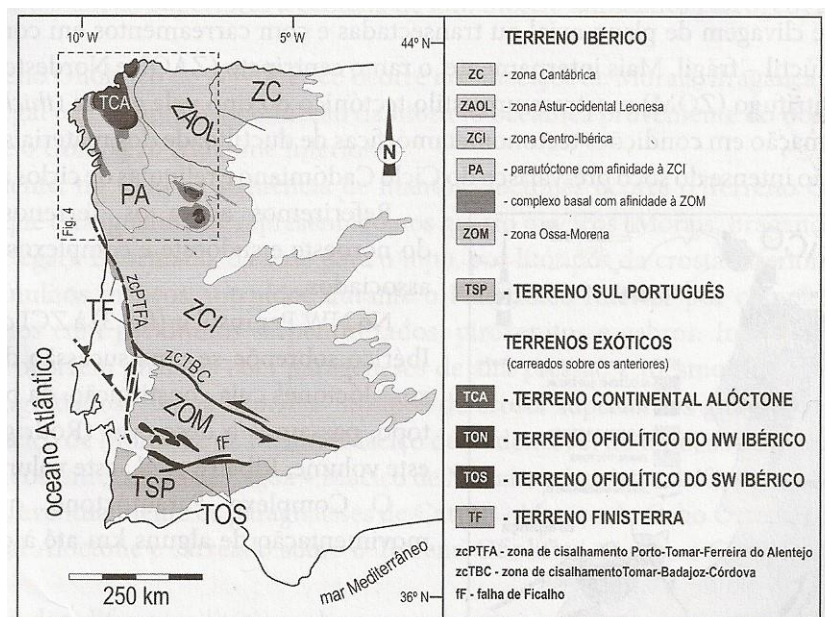


Fig. II. 10 – Unidades estruturais de 1ª ordem (Terrenos) e de 2ª ordem (Zonas) do Varisco Ibérico (extraído de Dias e Ribeiro, 2013)

II.2.3. Zona Centro-Ibérica (ZCI)

Tendo em conta que a área em estudo está inserida na ZCI, dar-se-á um maior enfoque a esta unidade geotectónica.

A ZCI ocupa a parte mais interior e estável do Maciço Ibérico (Julivert *et al.*, 1974; Valle Aguado *et al.*, 2007a; Cheremazova *et al.*, 2015), na parte central do Terreno Ibérico (Martínez Catalán *et al.*, 2009; Cerejo, 2013), corresponde ao domínio axial do Arco Ibero-Armoricano, limitada a NE, com o contacto com a ZOAL (Julivert *et al.*, 1974; Almeida, 2003), pela falha de Vivero e pelo sinclinal de Sil-Trucha (Martínez Catalán, 1985 *in* Dias, 2015; Almeida, 2003) e, a W é separada da ZOM, pelo cavalgamento de Ferreira do Zêzere e pela zona de Cisalhamento de Porto-Tomar (Ribeiro, 1990 *in* Dias, 2015). A S, a ZCI é limitada, em território português, pela falha de Portalegre-Ferreira do Zêzere, ao longo do qual ocorreu um cavalgamento de sequências da ZOM sobre a ZCI (Julivert *et al.*, 1974).

A sua constituição caracteriza-se pela predominância de sequências pré-orogénicas do Precambriaco e/ou Câmbriaco Inferior depositadas no soco Cadomiano (Martínez Catalán *et al.*, 2009). A estruturação geral da ZCI pode considerar-se como o resultado da atuação da orogenia Varisca e em particular da sua primeira fase de deformação (D_1) (Ribeiro *et al.*, 1979; Díez Balda *et al.*, 1990; Dias e Ribeiro, 2013). Tendo em conta o estilo dos dobramentos desta primeira fase de deformação, Díez Balda *et al.* (1990) propuseram uma subdivisão da ZCI em dois domínios tectónicos, o Domínio das Dobras Deitadas, a norte, e, o Domínio das Dobras Verticais, a sul.

Martínez Catalán *et al.* (2004) utilizaram um critério puramente estratigráfico para estabelecer dois Domínios baseados na natureza das rochas subjacentes às sequências bem datadas do Ordovícico Inferior. Individualiza-se, assim, o *Domínio do Olho-de-sapo*, localizado na parte setentrional, corresponde a um complexo plutonovulcânico granítico constituído pela presença de extensos afloramentos de porfiroides e gneisses pré-Ordovícicos (Antiforma do Olho de Sapo), e, granitos sin-tectónicos em áreas com um metamorfismo regional de alto grau e com dobras deitadas vergentes para E e NE; este domínio constitui uma formação totalmente distinta do conjunto das séries ante-ordovícicas (Vegas, 1980-81). O *Domínio do Complexo Xisto-Grauváquico*, situado a sul, consiste numa espessa sequência terrígena (Sousa, 1984; Martínez Catalán *et al.*, 2004; Dias e Ribeiro, 2013; Pereira, 2014; Silva, 2014) com fácies do tipo *flysch* (Sousa, 1982, 1983a, b; Noronha, 1983). Neste domínio o metamorfismo regional é, em regra, de baixo grau, ou de grau baixo a médio no setor meridional. De apontar, também, a presença do designado *Domínio Meridional* ou *Unidade Alóctone Meridional* a sul do Batólito de Los Pedroches, constituído por rochas do Neoproterozoico-Câmbrico Inferior com uma estreita afinidade com as da ZOM (Fig. II.11; Martínez Catalán *et al.*, 2004).

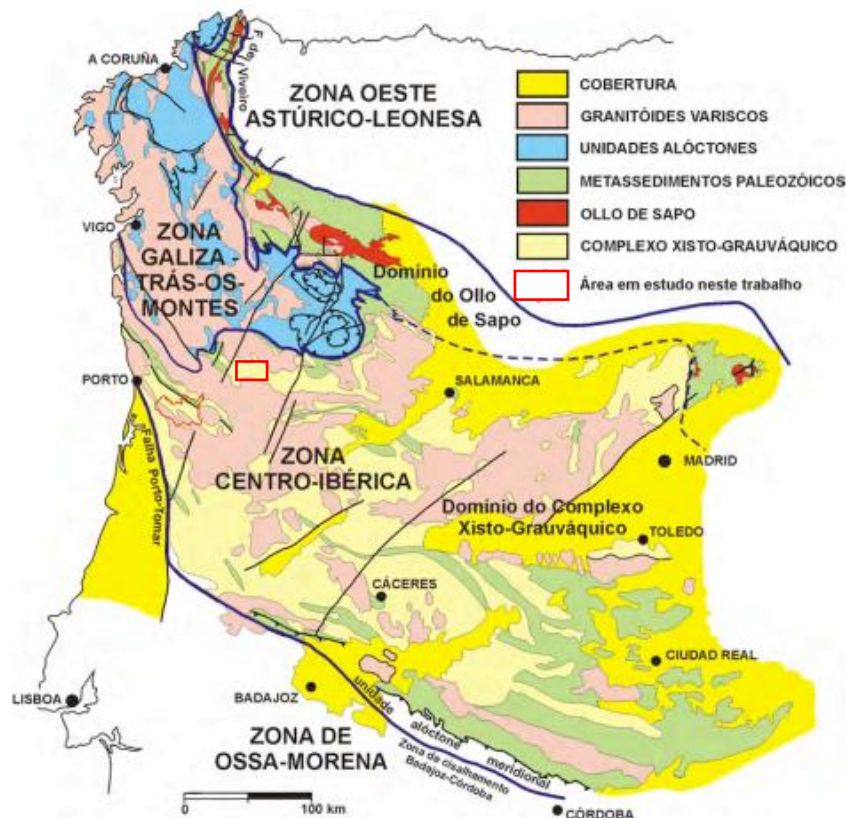


Fig. II. 11 – Representação esquemática da Zona Centro-Ibérica e da sua subdivisão em domínios com base na estratigrafia dos materiais ante-ordovícicos (adaptado de Martínez Catalán *et al.*, 2004, extraído de Rocha, 2008).

II.2.3.1. Complexo Xisto-Grauváquico (CXG)

A espessa sucessão metassedimentar do “Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico” (CXG), assim designado por Carrington da Costa (1950) e, anteriormente apelidado de “Série Xistosa das Beiras” por Delgado (1908), “Xistos das Beiras” (Schermerhorn, 1955) e “Xistos Argilosos das Beiras” (Fleury *in* Sousa, 1984). Foi, mais tarde, denominado “Hispaniano” por Teixeira (1981 *in* Silva, 2005a) e, atualmente, redefinido como Supergrupo Dúrico-Beirão por Silva *et al.* (1987-89 *in* Medina *et al.*, 1998) e Sousa e Sequeira (1989). Na presente dissertação optou-se pela utilização da designação de “Complexo Xisto-Grauváquico” (CXG).

A designação Complexo Xisto-Grauváquico aplica-se a séries pelítico-arenosas, monótonas e claramente anteriores ao Ordovícico (Silva, 2014), que afloram em amplos antiformas localizados em Portugal no Vale do Douro e na região das Beiras, e se estendem por Espanha, em Salamanca, na Estremadura, Montes de Toledo e Alcludia (Rodríguez Alonso, 2004 *in* Silva, 2014; Silva, 2005a).

A sucessão em consideração depositou-se em condições ambientais diversas que possibilitaram a génese de turbiditos clássicos e turbiditos de ondas modificadas, além de depósitos de natureza continental, fluvial e/ou flúvio-marinha em locais restritos, durante um largo intervalo de tempo, isto é, no final do Neoproterozoico e início do Paleozoico, estimando-se entre cerca de 565 e 550 Ma (Silva, 2005a,b; Meireles, 2013). A sua compartimentação na ZCI ocorre sob a forma de blocos separados por falhas, permitindo, assim, a criação de uma bacia de tipo *foreland* onde se alojou uma espessa camada de sedimentos (800m a 1100m), em regime de instabilidade tectónica (San José *et al.*, 1990; Oliveira *et al.*, 1992; Rodríguez Alonso *et al.*, 2004 *in* Silva, 2014).

Em Portugal a bacia metassedimentar do CXG distribui-se em três sub-bacias correspondentes às sequências do Grupo do Douro, com expressão cartográfica a Norte, em particular nos terrenos que afloram ao longo do rio Douro (Sousa, 1982), Grupo das Beiras (Fig. II.12), a Sul de uma linha limítrofe que passa por S. João da Madeira, Viseu e Serra da Malcata (Silva *et al.*, 1988 *in* Medina *et al.*, 1998; Oliveira *et al.*, 1992) e Grupo de Arda-Marofa (Silva *et al.*, 1995).

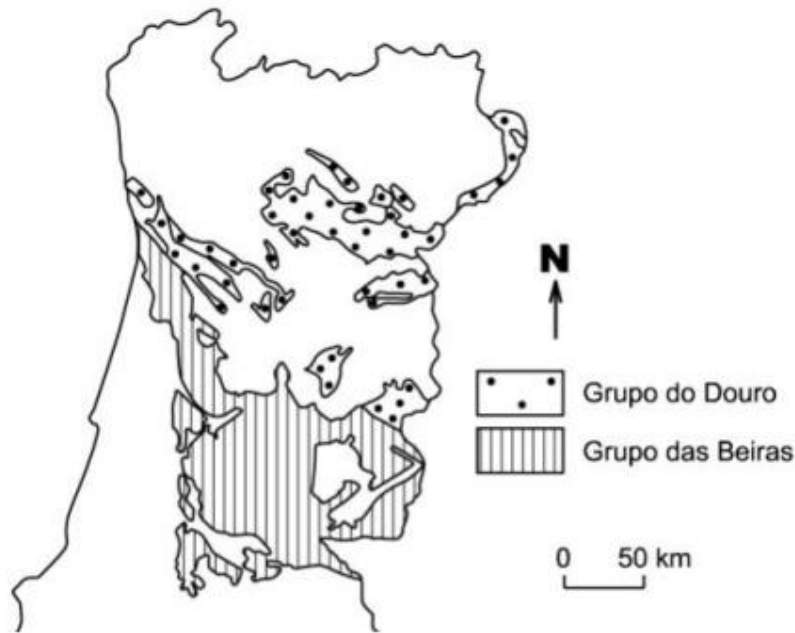


Fig. II. 12 – Distribuição do Complexo Xisto-Grauváquico: Grupo do Douro e Grupo das Beiras (extraído de Dias *et al.*, 2006 in Cerejo, 2013).

II.2.3.1.1. Grupo das Beiras e de Arda-Marofa

Será feita uma breve referência das características principais destes Grupos, apenas por uma questão de enquadramento à litoestratigrafia da ZCI, uma vez que a área em estudo não se enquadra nem no Grupo das Beiras nem no de Arda-Marofa.

A sucessão do Grupo das Beiras aflora nos extremos sul-sudoeste e oeste-noroeste do Autóctone da ZCI (Silva, 2005a,b), até à fronteira entre as Zonas Centro-Ibérica e Ossa Morena. A orientação geral das camadas que definem os limites entre estas unidades é aproximadamente WNW-ESSE (Romão *et al.*, 2013).

O Grupo das Beiras foi subdividido inicialmente nas Formações de Malpica do Tejo, Perais e Rosmaninhal (Silva *et al.*, 1988 in Medina *et al.*, 1998; Romão e Ribeiro, 1992). Posteriormente Romão (1991 in Silva, 2005a,b; Romão e Ribeiro, 1992) adicionou a Formação de Alameda como unidade do topo. Sequeira (1991) individualizou mais três formações entre Zebreira e Penamacor, sendo, da base para o topo, a Formação de Ribeira de Arades, formação de Carril das Travessas e a Formação do Cabeço de Popas. Estas formações podem ser sintetizadas de uma forma muito generalista numa unidade basal, predominantemente metagrauvacóide (Formação de Malpica); uma sequência intermédia, caracterizada fundamentalmente pela alternância de filitos e metagrauvaques, em proporções semelhantes (Formação de Perais) e, uma sequência predominantemente metapelítica de topo, com alternância de lentículas metaconglomeráticas, com clastos do soco Proterozoico e nódulos de natureza fosfatada (Formação de Rosmaninhal) (Romão e Ribeiro, 1992;

Romão, 1994 *in* Silva, 2014). No topo do Grupo a Formação de Alameda é essencialmente turbidítica (Oliveira *et al.*, 1992; Silva, 2005a,b; Silva, 2014). O CXG do Grupo das Beiras caracteriza-se por uma maior monotonia de fáceis, predominantemente pelíticas, embora com ocorrências de metaconglomerados e metagrauvaques, e, pela ausência generalizada de rochas carbonatadas, que são abundantes no Grupo do Douro (Oen, 1958; Sousa, 1982, 1983a,b; Silva, 2005a; Silva, 2014;).

O Grupo das Beiras possui algumas características semelhantes ao Grupo do Douro. Constitui, igualmente, uma sequência monótona, muito possante (> 3000 m) de tipo *flysch* (Sousa, 1982, 1984; Silva, 2014).

O Grupo e Arda-Marofa (Silva *et al.*, 1995) é constituída por uma sucessão detrítica mais variada. Este Grupo foi provisoriamente dividido por Sousa (1989) em duas unidades, a Formação de Póvoa-Sátão, que inclui as formações Sátão-Penalva e Matela-Matança, e, é constituída por filitos cinzentos e negros, metargilitos, metaquartzovaques, quartzitos e intercalações de metaconglomerados e raros calcários dolomíticos; Formação de Excomungada que inclui filitos esverdeados, quartzitos e importantes intercalações de bancadas metarenítico-conglomeráticas (Silva *et al.*, 1995).

Regra geral, as sequências deste Grupo depositaram-se em condições ambientais de plataforma siliciclástica com forte subsidência e, em geral, submetidas a períodos meteorológicos calmos e tempestuosos intermitentes, com características regressivas e progradantes (Silva *et al.*, 1995; Silva, 2014).

Silva (2005b) desdobrou a citada Formação Póvoa-Sátão em duas unidades, Formação de Póvoa e Formação de Sátão. Sendo que este autor considerou o Grupo de Arda-Marofa distribuído pelas formações de Póvoa, Real, Sátão, Excomungada-Ribeira do Colmeal, Queiriga, Desejosa, São Gabriel e São Domingos.

II.2.3.1.2. Grupo do Douro

A sequência deste grupo começou a ser delineado por Sousa (1979), que referiu cinco unidades litoestratigráficas, sendo elas: grauvaques e conglomerados de Castanheiro do Sul; xistos ardosíferos de Desejosa; xistos cloríticos do Pinhão (inclui um membro de xistos cloríticos com magnetite); grauvaques de Rio Pinhão-Ervedosa do Douro e, por fim, calcários cristalinos e xistos negros de Bateiras-Covas do Douro. Em Sousa (1981a) estas unidades foram redefinidas, merecendo principal destaque a renomeação dos xistos ardosíferos de Desejosa para xistos listrados da Desejosa, e a inserção de uma nova unidade, os xistos cloríticos inferiores (Formação de Ervedosa do Douro). Sousa (1981b; 1982a,b); Sousa e Lowell (1991) redefinem as seis formações litoestratigráficas, da base para o topo, em Formação de Bateiras, Ervedosa do Douro, Rio Pinhão, Pinhão, Desejosa e S. Domingos (Fig. II.13). Posteriormente, Sousa e Sequeira (1989) organizaram os metassedimentos do CXG.

em dois conjuntos diferentes: autóctones e alóctones (Fig. II.14), devido a Silva e Ribeiro (1985 *in* Sousa e Sequeira, 1989) terem detetado, no extremo noroeste da área correspondente à carta geológica da Folha 15-A (Vila Nova de Foz Côa), na escala 1/50.000, supostos carreamentos sin-sedimentares, de idade sarda, que teriam levado à duplicação tectónica no Grupo do Douro, isto é, equivalência entre a Formação de Ervedosa (autóctone) e a Formação do Pinhão (alóctone), e, equivalência (com passagem lateral de fácies) entre a Formação de Bateiras (autóctone) e Formação de Rio Pinhão (alóctone). Distinguem-se, assim, duas sequências: 1) autóctone, constituída pelas Formações de Bateiras e Ervedosa do Douro: 2) alóctone, que integra as Formações de Rio Pinhão, Pinhão, Desejosa e S. Domingos (Sousa e Sequeira, 1989). Contudo, trabalhos posteriores (Romão *et al.*, 2005) sugerem que a Formação de S. Domingos poderá corresponder a um depósito contemporâneo da atuação do carreamento da Senhora do Viso.

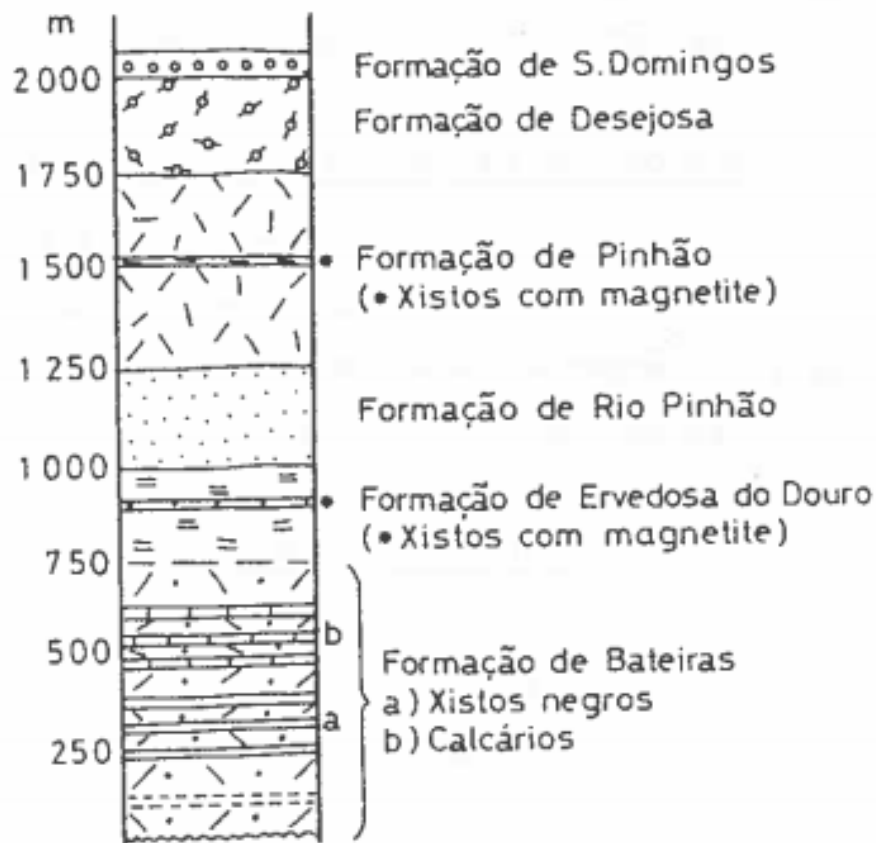


Fig. II. 13 – A sucessão litoestratigráfica do Douro segundo Sousa (1982)

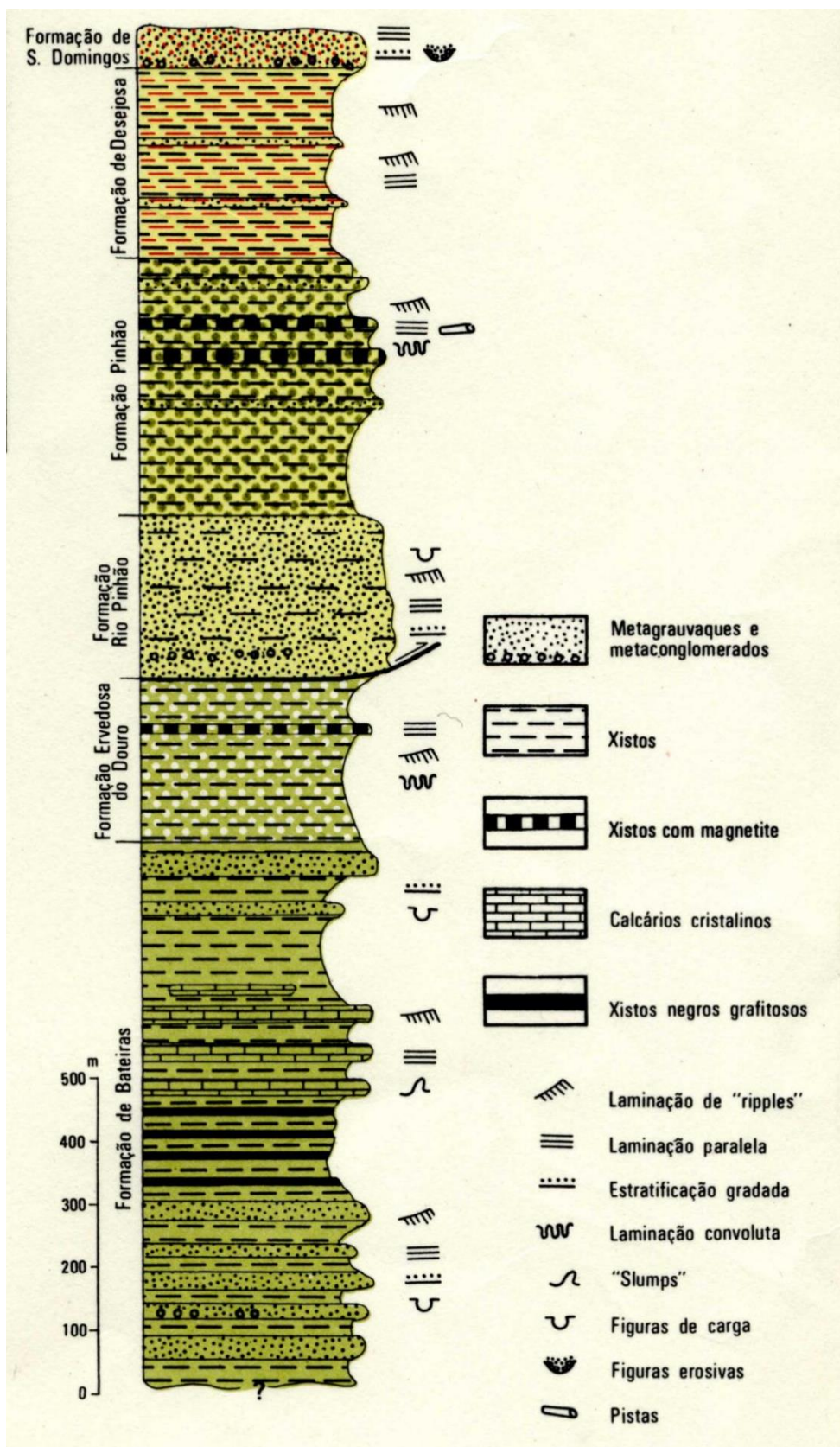


Fig. II. 14 – Sucessão litoestratigráfica do Grupo do Douro segundo Sousa e Sequeira (1989)

Sequência autóctone

Formação de Bateiras (FB)

A designação de Formação de Bateiras advém do nome do lugar de “Bateiras”, localizado na confluência do rio Torto com o rio Douro (Sousa, 1982). Esta é a unidade mais antiga do Grupo sendo o seu limite inferior ainda desconhecido (Dias *et al.*, 2013c). A sua ocorrência manifesta-se no núcleo de três estruturas anticlinais de primeira fase Varisca: anticlinal de Abaças-Custóias, anticlinal de Adorigo e anticlinal de Santo Adrião-S. Pedro das Águias (Sousa, 1982; Sousa e Sequeira, 1989), com orientação geral N60W (Sousa e Sequeira, 1989). O afloramento principal corresponde à estrutura de Abaças-Custóias (alinhamento N120°), com cerca de 40km de comprimento e cujo flanco sul se encontra, em parte, intersetado pela falha da Quinta do Seixo-Guiães de orientação NW-SE (Sousa, 1982; Sousa e Sequeira, 1989).

Do ponto de vista litoestratigráfico caracteriza-se pela presença de níveis de filitos negros grafitosos, metagrauvaques e calcários cristalinos (mármore) que apenas ocorrem nesta formação (Sousa, 1982, 1984; Sousa e Sequeira, 1989; Dias *et al.*, 2013c). Foram individualizados dois membros:

- Membro Inferior – inicia-se por bancadas de metagrauvaques com uma assentada espessa de microconglomerado (Sarzedinho), a que se seguem metagrauvaques em bancadas maciças, alternando com filitos negros grafitosos e finas alternâncias metagrauvaques-filito negro (Sousa, 1982, 1984). A organização interna das bancadas caracteriza-se pela presença de sequências do tipo AA, AB, ABDE e, mais raramente ABCDE, em termos de organização de Bouma (1962; Sousa, 1982). O termo C exhibe laminação oblíqua. Nas finas alternâncias existem termos CDE com figuras de *slumps*. As bancadas calcárias apresentam laminação oblíqua *ripple in drift* e os ritmos que formam com os filitos constituem termos C(D) (Sousa, 1982).

- Membro Superior – Dominado pela presença de calcários a que se sobrepõem metagrauvaques com intercalações de filitos cinzentos, por vezes listrados (Sousa, 1982, 1984; Sousa e Sequeira, 1989). Os calcários são predominantemente calcíticos podendo ocorrer, mais raramente, os calcários dolomíticos (Sousa, 1983b). Os termos mais comuns da sequência de Bouma são agora AB, ABCDE e com mais frequência no topo o termo C(D)E (Sousa e Sequeira, 1989; Dias *et al.*, 2013).

A Formação apresenta, no conjunto, uma espessura aproximada de 800±100m (Sousa, 1982).

Na Formação de Bateiras destacam-se os seguintes tipos petrográficos:

- a) Metaquartzarenitos, microconglomerados e metagrauvaques (Sarzedinho):

Os metaquartzarenitos e os microconglomerados são, de um modo geral, rochas esbranquiçadas, quartzíticas. Ao microscópio revelam textura clástica com reorganização metamórfica. Os clastos, fundamentalmente de quartzo, apresentam-se elipsoidais, não ultrapassando os 2 mm nos metaquartzarenitos, mas atingem 2 cm nos microconglomerados. O cimento é constituído por um mosaico de quartzo (e por vezes calcite). Alguns dos clastos são de plagioclase.

Associação mineralógica: quartzo + moscovite + clorite + biotite + albite ± apatite + esfena + pirite (Sousa, 1982; Sousa e Sequeira, 1989).

Os metagrauques são rochas de coloração cinzento-azulado, raramente em tons claros, com clivagem S_1 incipiente (Sousa, 1982). São metagrauques feldspáticos, com clastos de quartzo e feldspato e rara moscovite. São, por vezes, metaquartzovaques. Os clastos apresentam uma granulometria de 0,2-0,4 mm, sendo mais finos no Membro Inferior. Macroscopicamente apresentam *mud clasts*, sobretudo no Membro Inferior (Sousa, 1982; Sousa e Sequeira, 1989).

Associação mineralógica: quartzo + clorite + plagioclase (albite) ± biotite ± calcite
Acessórios: apatite ± zircão ± esfena ± ilmenite ± leucoxena ± pirite

Quando sujeitas a metamorfismo regional estas rochas apresentam também clinozoisite, tremolite-actinolite e esfena, constituindo termos calcossilicatados quartzíticos e/ou metagrauques calco-magnesianos. A ação de metamorfismo de contacto (metassomatismo) transforma estes termos em *skarns*, como acontece em Santo Adrião (Sousa e Sequeira, 1989).

b) Filitos negros grafitosos

Xistos de cor negra intensa que, não raro, sujam as mãos contendo, por vezes, pirite visível. Apresentam intercalações de finos leitões esbranquiçados de quartzo+filito e metagrauques. Ao microscópio ostentam textura lepidoblástica (Sousa, 1982).

Associação mineralógica: quartzo + grafite + clorite + moscovite (sericite) + albite
(rara).

Acessórios: pirite + turmalina + ilmenite (rara)

Os finos leitões esbranquiçados são essencialmente quartzosos, contendo também clorite, moscovite, raros opacos, turmalina e calcite (Sousa e Sequeira, 1989).

c) Filitos cinzentos

Englobam as finas alternâncias filito a quartzo-filíticas, cinzento-negras, os filitos cinzentos do Membro Inferior da Formação e ainda os filitos cinzentos e cinzento-escuros, listrados, do Membro Superior. Ao microscópio exibem textura lepidoblástica nas bandas filíticas e lepidogranoblástica nas bandas quartzo-micáceas. Algumas amostras apresentam quartzo detrítico, já estirado e recristalizado. Contudo estes vestígios são raros, notando-se normalmente uma reorganização do quartzo, em mosaico, com as micas a ocuparem o espaço entre os cristais de quartzo.

Associação mineralógica: quartzo + moscovite + clorite + biotite + albite

Acessórios: ilmenite (leucoxena-esfena) + pirite + turmalina + zircão + manchas de óxidos de ferro (Sousa, 1982).

São frequentes aspetos de pseudo-estratificação induzidos pela 1ª fase de deformação varisca, por diferenciação metamórfica (solução por pressão) (Sousa, 1982).

d) Calcários (mármore)

São rochas de cor cinzento escuro, azulada, que se apresentam em bancadas de 2-5 cm, alternando com bandas filíticas milimétricas a centimétricas. Algumas bancadas apresentam cor creme a castanha-clara, correspondendo a termos dolomíticos. Estas rochas apresentam uma “patine” negra bem característica. Ao microscópio apresentam textura metasparrítica, em que os cristais de calcite e dolomite, recristalizados, se mostram segundo S_1 , sendo o diâmetro médio dos cristais da ordem dos 0,15 mm.

As bancadas de cor creme são essencialmente dolomíticas com percentagens de dolomite na ordem dos 90%, enquanto que nos calcários cinzento-azulados essa percentagem baixa para > 10%.

Os calcários contêm grãos de quartzo, moscovite e mais raros de plagioclase dispersos por entre os cristais de calcite e dolomite. Apresentam, também, frequentes pontuações de matéria orgânica.

Apresentam silicificação intensa nos acidentes tectónicos, adquirindo um aspeto de bancadas quartzíticas de granulado fino (Sousa, 1982; Sousa e Sequeira, 1989).

Formação de Ervedosa do Douro (FE)

O contacto entre a Formação de Bateiras e a Formação de Ervedosa do Douro é gradual e, pode ser observado em vários locais: estrada de Tabuaço; entre Covas do Douro e o v.g. do Alto de Gouvães; estrada que liga a EN312-2 (Régua-Galafura-Vila Real) à capela da Senhora da Guia (Sousa e Sequeira, 1989; Ferreira e Sousa, 1994).

A povoação de Ervedosa do Douro dá o nome a esta Formação (Sousa, 1982, 1983a), que exhibe um desenvolvimento acentuado e aspeto típico nas proximidades dessa localidade (Sousa e Sequeira, 1989). Define-se como uma unidade finamente estratificada, de cor verde, constituída essencialmente por filitos cloríticos esverdeados, quartzo-filitos que alternam com finos leitos claros de metagrauvaques (Ferreira e Sousa, 1994; Dias *et al.*, 2013c).

Os níveis psamíticos (metagrauvaques, metaquartzovaques e quartzo-filito) apresentam, geralmente, tons claros e são muito duros (Sousa e Sequeira, 1989). Exibem frequentemente laminação oblíqua (*ripple in drift*) e as sequências definidas segundo o modelo de Bouma são do tipo C(D)E (Sousa, 1982, 1983a, 1984; Sousa e Sequeira, 1989). Ao microscópio mostram textura em mosaico, dada pelos cristais de quartzo, onde se dispersam os minerais micáceos, com certa orientação. A associação mineralógica é geralmente: quartzo + clorite + moscovite ± biotite + albite ± calcite. Minerais acessórios: zircão, turmalina, esfena, opacos (magnetite, pirite) (Sousa, 1982; Sousa e Sequeira, 1989).

Os termos pelíticos (filitos e quartzo-filitos), de cor verde, cloríticos e bastante duros, apresentam ao microscópio uma textura lepidoblástica, conferida pela orientação da clorite e moscovite (Sousa, 1982). A associação mineralógica é geralmente: clorite + quartzo + moscovite ± biotite + albite. Como acessórios encontram-se: ± magnetite ± pirite ± turmalina ± ilmenite (Sousa e Sequeira, 1989)

Assinala-se também a presença de níveis impregnados com magnetite (Sousa, 1982, 1983a, 1983b), sendo que a abundância de magnetite diminui de NE e SW (Ferreira e Sousa, 1994).

A espessura aproximada da Formação é de 250 ± 50 m (Sousa, 1982).

Sequência alóctone

Formação de Rio Pinhão (FRP)

Trata-se da unidade basal da sequência carreada, apresentando características semelhantes à Formação de Bateiras (Sousa e Sequeira, 1989), é, portanto, uma unidade predominantemente metagrauváquica, constituída por bancadas mais ou menos espessas (até 120 cm) de metagrauvaques de cor cinzento escuro, raramente de tons claros, de granulometria fina, alternando com filitos escuros listrados (interturbidito), geralmente menos espessos (Sousa, 1983b, 1984; Dias *et al.*, 2013c).

As bancadas metagrauváquicas, com sequências de Bouma do tipo AB(DE), ABC, BC(DE), por vezes com sequências truncadas, AB, ABC(DE), apresentam figuras de carga, estratificação gradativa e laminações oblíquas (*ripple in drift*) (Sousa, 1984; Sousa e Sequeira, 1989). Ao microscópio mostram textura detrítica, matriz quartzofílica, apresentando, por vezes, calcite como cimento (Sousa e Sequeira, 1989). Inclui, ainda, intercalações de microconglomerados com clastos de granulometria fina (raramente ultrapassando os 3 cm)

geralmente de quartzo e mais raramente de filitos. Os clastos de quartzo apresentam esfericidade alta e arredondamento elevado, sendo os clastos de filito alongados. A matriz é constituída por microclastos de quartzo e plagioclase, mais raramente moscovite, geralmente envolvidos por material filítico-quartzoso de reorganização metamórfica. A associação mineralógica é geralmente: quartzo + albite + moscovite + filito, para os clastos, e, quartzo + clorite + moscovite + albite ± biotite ± calcite, como constituintes principais e, por fim como minerais acessórios apresentam esfena + apatite ± turmalina ± ilmenite (leucóxena) + pirite (Sousa, 1982; Sousa e Sequeira, 1989).

Algumas destas rochas, em zonas de metamorfismo mais elevado, apresentam-se esbranquiçadas, com pontuações verdes de anfíbola. Ao microscópio mostram textura granoblástica e revelam-se quartzosas, contendo na sua mineralogia clinzoisite, tremolite-actinolite, calcite e esfena abundante. Trata-se de rochas calcossilicatadas (por vezes designadas de metagrauvaques e calco-magnesianos) (Sousa e Sequeira, 1989).

A Formação do Rio Pinhão possui uma espessura de 250±50 m (Sousa, 1982).

Formação do Pinhão (FP)

Esta Formação apresenta características litológicas e sedimentológicas semelhantes à Formação de Ervedosa do Douro, sendo considerada o seu complemento alóctone (Dias *et al.*, 2013c; Sousa, 1982).

Trata-se de uma sequência finamente estratificada de cor verde exibindo alternância de leitos psamíticos (quartzosos) e pelíticos (filitos), que correspondem ao par metaquartzovaque-filito clorítico com 10 a 20 cm de espessura (Sousa, 1983b, 1984; Sousa e Sequeira, 1989; Dias *et al.*, 2013c).

Os metaquartzovaques ficam salientes quando atuados pela erosão, e o conjunto forma, por vezes, cristas típicas na paisagem (Sousa e Sequeira, 1989). Estes leitos psamíticos apresentam estruturas de laminação oblíqua (*ripple in drift, load casted ripples*) e convolutas associadas aos termos C(D)E de Bouma.

Sousa e Sequeira (1989) salientam ainda a presença de magnetite, visível macroscopicamente. Por vezes, esta aparece disseminada ao longo de alguns leitos, quer nos psamíticos quer nos filitos, paralelos à estratificação. Estes autores referem também pistas de *Planolites* na base de bancadas de metaquartzovaques.

Os metagrauvaques mostram, ao microscópio, um mosaico de cristais de quartzo, raros cristais de plagioclase e ainda finas palhetas de clorite e moscovite (biotite nas zonas de metamorfismo mais elevado). Apresenta opacos muito finos (pirite e ± magnetite), turmalina, zircão, esfena e apatite como minerais acessórios (Sousa e Sequeira, 1989).

Os termos filíticos exibem textura lepidoblástica, com a clorite a aparecer em agregados lenticulares de cristais transversos, mas as lentículas, alinham-se em S₁. A

associação mineralógica é geralmente, quartzo + clorite + moscovite (sericite) ± biotite ± albite, como constituintes principais, e, ilmenite ± pirite ± magnetite, como acessórios (Sousa e Sequeira, 1989).

Esta formação ocorre próximo da povoação do Pinhão, que lhe atribui o nome (Sousa e Sequeira, 1989), ocorre também na região de Armamar, estando bastante transformada por ação de metamorfismo de contacto (Ferreira e Sousa, 1994), sendo, que as litologias metagrauváquicas apresentam-se transformadas em rochas calcossilicatadas e *skarns* dada a presença de matriz carbonatada. No setor W da região entre o rio Távora e a povoação de Pereiro, ocorrem em duas pequenas manchas. A mancha N apresenta no seu núcleo a Formação de Desejosa à qual passa gradualmente. A mancha mais a S que cruza a NW o rio Távora está enquadrada entre duas falhas paralelas à estrutura, aqui os filitos verdes apresentam abundância de biotite pela ação de metamorfismo de contacto. Os leitos de metagrauvaques e metaquartzovaques são abundantes, por vezes com intercalações de rochas calcossilicatadas (Ferreira e Sousa, 1994).

Formação de Desejosa (FD)

Esta formação é constituída por alternâncias finas milimétricas a centimétricas, de filitos de coloração escura (ardosíferos) e psamitos (quartzosos) de cor esbranquiçada, conferindo-lhe um aspeto listrado típico (Sousa, 1982; Sousa e Sequeira, 1989). Sousa e Sequeira (1989) e Sousa (1982) identificou estratificação gradativa nos termos quartzosos, figuras de carga, mais raramente laminação oblíqua (*ripple drift*) e esporadicamente laminação convoluta como as principais estruturas sedimentares. Para o topo da formação intercala-se uma bancada métrica de conglomerado intraformacional (Sousa, 1984).

Os termos líticos desta unidade são os metagrauvaques e os filitos. Os metagrauvaques macroscopicamente apresentam-se em tons claros, relativamente grosseiros; e, microscopicamente revelam certa recristalização com textura detrítica ainda visível. Os clastos são essencialmente de quartzo e plagioclase (albite) e a matriz tem como constituintes principais quartzo, clorite, moscovite e ± calcite. Os filitos são escuros e muito finos (siltíticos) e, apresentam textura lepidoblástica de granulometria muito fina. A associação mineralógica principal é: quartzo + clorite + sericite (moscovite) ± biotite + albite; tendo como minerais acessórios: ilmenite + leucoxena + zircão + apatite + turmalina (Sousa e Sequeira, 1989; Sousa, 1982).

A Formação da Desejosa mostra-se um conjunto muito monótono, contudo apresenta algumas peculiaridades nalguns setores:

- Ocorrência de leitos quartzosos com contribuição carbonatada, onde, por vezes, se assemelham quase a calcários cristalinos (impuros), como na carta n.º 127, próximo de Tabuaço;

- Intercalação de bancadas de metagrauvaques com mais frequência e mais espessos na carta nº115 (sinclinal a S de Sabrosa) e na região ocidental da carta nº117 (onde os níveis psamíticos são mais espessos, perdendo-se o carácter listrado);
- Quando a sequência está afetada pelo metamorfismo mais elevado (metamorfismo de contacto) a formação adquire um aspeto corneânico, com frequentes intercalações de níveis de rochas calcossilicatadas anfibólicas (Sousa e Sequeira, 1989).

Formação de São Domingos (FSD)

É a unidade estratigráfica mais alta do Grupo do Douro, desconhecendo-se o seu topo (Sousa, 1982, 1984; Dias *et al.*, 2013c). Dispõe-se concordante com a Formação de Desejosa (Sousa e Sequeira, 1989).

Carateriza-se principalmente pela presença de conglomerados polimíticos e metaquartzarenitos, bem como pela ausência de material pelítico. Os conglomerados contêm clastos de quartzo, calcário, filitos e metagrauvaque (Sousa, 1982, 1983b, 1984; Sousa e Sequeira, 1989; Dias *et al.*, 2013c). Os metaquartzarenitos e metagrauvaques são rochas de cores claras, granulometria grosseira, com aspeto de quartzitos, friáveis. Ao microscópio revelam elevada reorganização metamórfica, não se distinguindo matriz, com textura em mosaico de cristais endentados de quartzo e alguma plagioclase, esta está frequentemente maclada (albite) e pouco alterada. Têm como minerais principais: quartzo + plagioclase + moscovite + clorite ± biotite, e como acessórios: ilmenite + esfena + zircão + turmalina + apatite (Sousa, 1982; Sousa e Sequeira, 1989).

As estruturas sedimentares registadas por Sousa (1982, 1984), Sousa e Sequeira (1989), Dias *et al.*, (2013c) foram figuras de erosão na base das camadas, estratificação graduada, marcas de arraste (do tipo *flute casts*), laminação paralela e *ripples* de corrente.

A espessura desta unidade é de cerca de 50 m (Sousa, 1982).

II.2.3.1. Estrutura

A orogenia Varisca constitui o maior evento na evolução tectónica da Europa Ocidental (Medina *et al.*, 1998; Silva, 2005a; Martins *et al.*, 2007; Silva, 2014), inclusive da ZCI, sendo, em função dela que se sintetizam as várias etapas de deformação que afetam as litologias daquele maciço, sendo elas: deformação pré-varisca; deformação varisca e deformação tardi-varisca (Fig. II.15; Diez Balda *et al.*, 1990; Cerejo, 2013).

Deformação pré-varisca: Fase Sarda

O desenvolvimento da deformação pré-varisca ocorreu entre os finais do Neoproterozoico e inícios do Paleozoico (Silva 2005a; Dias *et al.*, 2013). Esta deformação foi

consequência da inversão de um aulacógeno em regime de transpressão dextra (Romão e Ribeiro, 1992; Silva, 2005a).

A designação de Fase Sarda é utilizada para referir um evento geológico que provocou uma descontinuidade estratigráfica geograficamente generalizada que separa os materiais da base da sequência sedimentar ordovícica dos sedimentos do CXG (Sousa, 1982; Diez Balda *et al.*, 1990; Esteves, 2006; Dias *et al.*, 2013; Silva, 2014).

Diez Balda *et al.* (1990) defende que a deformação Sarda pré-orogénica não produziu qualquer deformação interna, embora mencione a génese de estruturas dobradas e evidências de metamorfismo apreciável. Esta ideia é contrariada pelas dobras e cavalgamentos de idade Sarda, cartografados no Rosmaninhal (Beira Baixa) por Romão e Ribeiro (1992).

Esta deformação produziu, em geral, dobramentos suaves, sem foliação e sem metamorfismo associado, o que levou a que o Ordovícico assentasse em discordância sobre o Ediacarano ou o Câmbrico (Romão *et al.*, 2005; Amaral *et al.*, 2014). Contudo, no interior do Grupo do Douro do CXG, entre Vila real e Vila Nova de Foz Côa, a deformação sarda gerou ainda um outro elemento estrutural muito importante: o carreamento da Senhora o Viso com um deslocamento mínimo de 30 km. Uma das consequências deste carreamento é a duplicação da parte das unidades litoestratigráficas, permitindo a individualização de sequências autóctones e alóctones (Dias *et al.*, 2013).

Deformação varisca

A estruturação da ZCI resultou essencialmente da deformação associada à Orogenia Varisca, estando fracamente representadas as estruturas relacionadas com episódios de deformação mais antigos (Diez Balda *et al.*, 1990). A deformação varisca é polifásica, sendo atualmente conhecidas três fases de deformação dúctil, designadas por D₁, D₂ e D₃ (ou F₁, F₂ e F₃) (Noronha, 1983; Diez Balda *et al.*, 1990; Silva, 2000; Lourenço, 2002; Favas, 2008; Sant’Ovaia *et al.*, 2010; Sousa, 2013) sempre acompanhadas de xistosidade de plano axial (Silva, 2005a). Alguns autores, como Metodiev *et al.*, (2009), referem ainda da existência de uma quarta fase, D₄, contudo, esta é considerada, por outros (Silva, 2000, 2014) muitas vezes, como uma fase tardia de deformação frágil.

Primeira fase de deformação varisca (D₁)

A primeira fase, a mais intensa, com carácter regional, definiu a maioria das estruturas atuais da ZCI (Diez Balda *et al.*, 1990). Esta resulta do evento principal da colisão da Laurússia com a Gondwana (Dias *et al.*, 2010), sendo que Ábalos *et al.* (2002) constroem a idade da D₁ aos 360 Ma.

A D_1 é particularmente importante, visto ser a única que é penetrativa em toda a região (Dias *et al.*, 2013). Matte (1968 *in* Noronha, 1983) considera esta como a fase mais importante ocorrida no NW Peninsular.

Esta deformação caracteriza-se por dobramentos acompanhados de clivagem, geralmente de planos axiais sub-verticais num eixo central (Díez-Balda, 1981; Ribeiro *et al.*, 1979; Almeida, 2003), embora localmente ocorram relações de transecção que estariam relacionadas com uma componente de cisalhamento esquerdo (Dias, 2015). No que respeita à orientação geral das estruturas da D_1 , elas apresentam atitudes próximas de E-W, no setor oriental da ZCI, enquanto a ocidente as orientações dominantes são NW-SE (Díez-Balda, 1981; Noronha, 1983; Lourenço, 2002; Silva, 2005a; Aires *et al.*, 2011; Dias *et al.*, 2013). São contemporâneas desta fase as dobras de grande amplitude, tais como, o anticlinal de Valongo, o anticlinal do Marão e o sinclinal do Buçaco (Lourenço, 2002), assim como os grandes cisalhamentos dúcteis a semi-dúcteis (Lourenço, 2002; Silva, 2005a), tais como, o cisalhamento do Sulco Carbonífero, o cisalhamento de Juzbado-Penalva do Castelo e a falha de Porto-Tomar e o cisalhamento Tomar-Badajoz (Lourenço, 2002; Dias *et al.*, 2013).

Schermerhorn (1956) e Oen (1960, 1970 *in* Noronha, 1983) consideram que esta fase seria responsável por um metamorfismo orogénico do tipo Barroviano nos níveis mais profundos.

Associado aos dobramentos da primeira fase, desenvolve-se uma clivagem (S_1) (Martínez Catalán *et al.*, 1990; Aires *et al.*, 2011; Dias *et al.*, 2013).

Segunda fase de deformação varisca (D_2)

A segunda fase de deformação varisca tem um carácter bastante local e origina cisalhamentos sub-horizontais, em particular no setor norte, afetando os granitóides pré-variscos e variscos precoces, desenvolvendo-se no núcleo de antiformas em zonas de médio a elevado grau metamórfico (Diez Balda *et al.*, 1990; Ponte e Gama Pereira, 2004). As dobras D_1 são afetadas por estes cisalhamentos, dando lugar a dobras menores muito assimétricas e dobras em bainha que afetam a clivagem S_1 desenvolvendo uma clivagem de crenulação horizontal (Diez Balda *et al.*, 1990), penetrativa apenas nas faixas de cisalhamento, S_2 . Nas zonas de cisalhamento a clivagem S_2 é frequentemente a única visível (Pamplosa, 2001). Nesta fase ocorrem também importantes cavalgamentos (Almeida, 2003)

Valle Aguado *et al.* (2007b) apresentam novos dados geocronológicos quanto a possível idade de D_2 , obtendo uma idade patamar de $333 \pm 2,2$ Ma para esta deformação, tendo por base o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em moscovites.

Terceira fase de deformação varisca (D₃)

A D₃ atua durante o final do Carbónico e princípio do Pérmico (Martínez-Catalán *et al.*, 2007), na fase final de reajuste entre o Gondwana e Laurússia por deformação intracontinental (Pereira, 2014).

A D₃ apresenta dobras com geometrias aproximadamente cilíndricas com planos axiais subverticais e eixos ligeiramente mergulhantes. Estas dobras desenvolvem-se preferencialmente nos setores com S₁ e/ou S₂ próximos da horizontal gerando clivagens de crenulação S₃ subvertical que, nos domínios mais metamórficos, passam a uma xistosidade que pode transpor completamente os *fabris* anteriores (Dias *et al.*, 2013). Contemporaneamente ocorrem cisalhamentos esquerdos, WNW-ESE a NW-SE, e direitos, NNW-SSE (Ribeiro *et al.*, 1979; Almeida, 2003; Dias *et al.*, 2013).

Deformação tardi-varisca (D₄)

Posteriormente ao desenvolvimento das três fases principais de deformação dúctil, ocorre uma etapa de deformação frágil, designada tardi-varisca (D₄), durante todo o Pérmico e, marca a transição entre os ciclos orogénicos Varisco e Alpino (Silva, 2014). Esta deformação é responsável pela formação de uma densa rede de fraturas (Dias *et al.*, 2013) frágeis com orientações variáveis entre NE-SW, NNE-SSW e NW-SE (Silva, 2014) que afetam de um modo generalizado todas as litologias constituintes da ZCI (Dias *et al.*, 2013).

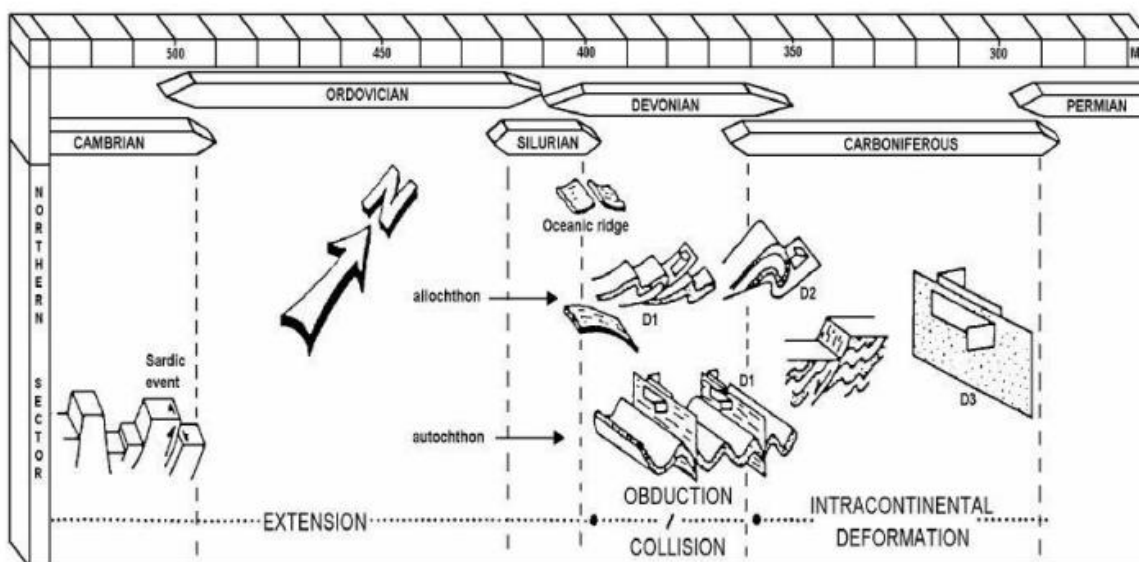


Fig. II. 15 – Evolução estrutural da Zona Centro Ibérica durante o ciclo varisco. Extraído de Dias (2015)

II.2.3.1. Metamorfismo

A ZCI compreende domínios de grau metamórfico muito distinto, podendo ir de unidades de grau metamórfico muito baixo a médio e elevado, estando intimamente associado às três fases de deformação (Sousa, 2013; Pereira, 2014). Em traços gerais, caracteriza-se por uma evolução em condições de pressão intermédia (tipo Barroviano) durante a D_1 , que transitam, depois de ser atingido o pico térmico na D_2 , para um regime de baixa pressão durante a D_3 (Ábalos *et al.*, 2002; Sousa, 2013; Silva, 2014).

Os efeitos do metamorfismo regional intensificam-se de norte para sul, tratando-se de um metamorfismo progressivo que se inicia na zona da clorite (Fig. II.16; Almeida, 2003; Dias da Silva, 2014).

Na área em estudo o metamorfismo apresenta um andamento NW-SE, em que as bandas metamórficas regionais são mais ou menos concordantes com as bandas de metamorfismo de contacto, sendo ambas afetadas por falhas tardi-variscas (Ferreira e Sousa, 1994). Este paralelismo, segundo os mesmos autores, deve-se às relações existentes entre o auge do metamorfismo regional em S_3 , e a implantação de granitos, que se desenrolou num tempo sin- a tardi- D_3 , responsáveis pelo metamorfismo de contacto.

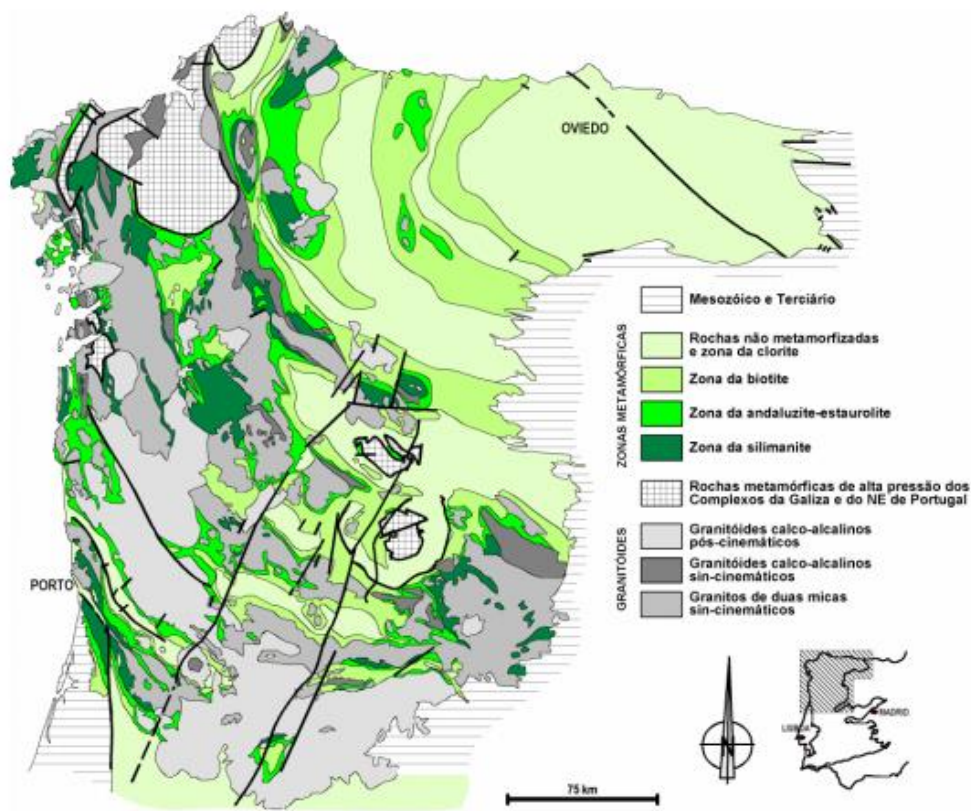


Fig. II. 16 – Distribuição das faixas metamórficas no noroeste do Maciço Ibérico (modificado de Martinez *et al.*, 1988; extraído de Esteves, 2006)

Metamorfismo regional

Segundo Sousa (1982) o clímax do metamorfismo regional expresso nos metassedimentos não ultrapassa a subfácies albite-clorite-biotite da fácies dos xistos verdes. Sendo que as principais associações paragenéticas encontradas são:

- Zona da clorite:
 - Rochas pelíticas:
quartzo+clorite+moscovite+albite;
quartzo+clorite+moscovite
ovite+magnetite+pirite+albite
 - Rochas metagrauváquicas:
quartzo+clorite+moscovite+albite;
quartzo+clorite+moscovite+calcite+albite
- Zona da biotite:
 - Rochas pelíticas:
quartzo+clorite+moscovite+biotite+albite
 - Rochas metagrauváquicas:
quartzo+plagioclase (albite e andesina)+clorite+
moscovite+biotite
 - Rochas calcossilicatadas:
quartzo+moscovite+biotite+clinozoisite+actinolite+
andesina
 - Rochas calcárias:
Calcite+dolomite+biotite+quartzo+moscovite

A biotite ligada ao metamorfismo regional revela-se por cristais muito finamente cristalizados em S₁ (biotite incipiente) e por cristais desenvolvidos ligados a S₂, formando por vezes alinhamentos contínuos. Geralmente é uma biotite castanha, com halos negros, poecilítica (Sousa, 1982; Ferreira e Sousa, 1994).

Metamorfismo de contacto

As ações do metamorfismo de contacto e do metassomatismo fazem-se sentir numa auréola bastante extensa na bordadura do Maciço de Tabuaço, e afetam também as manchas xistentas intra-graníticas (Ferreira e Sousa, 1994). As influências termais induzidas pelos granitos provocaram a formação de uma zona mais interna com micaxistos biotíticos com granada e escassa andaluzite, e uma zona mais externa com filitos mosqueados com biotite (Sousa, 1982; Sousa e Sequeira, 1989; Ferreira e Sousa, 1994).

De salientar, a presença de *skarns* e rochas calcossilicatadas nesta auréola de metamorfismo. Nesta zona os efeitos metassomáticos são evidenciados pela presença de turmalina, feldspato potássico associado aos *skarns*; apatite, fluorite e arsenopirite (Sousa, 1982).

A biotite ocorre em cristais com dimensões na ordem dos 2mm, sem orientação definida, fundamentalmente de cor castanha, poecilítica, com halos negros. Esta ocorre muitas vezes cloritizada. Por sua vez, a moscovite, quando cristalizada, ocorre quase sempre em alinhamento segundo S_1 e S_2 , e mais raramente discordante (cruzada).

II.2.2. Ocorrência/distribuição de rochas calcossilicatadas e *skarns*

II.2.4.1. *Skarns*

Generalidade

O termo *skarn* foi introduzido pela primeira vez na literatura em 1875 pelo sueco Törnebohm para caracterizar rochas muito duras, compostas, na sua maioria, por minerais calcossilicatados, tais como piroxenas, anfíbolas e epídotos (Burt, 1977; Meinert, 1992; Meinert et al., 2005). Atualmente o termo *skarn* corresponde a uma rocha metassomática formada no contacto entre rochas silicatadas (ou rochas vulcânicas) e rochas carbonatadas. Consistem principalmente em silicatos-Ca-Mg-Fe-Mn, que são livres ou pobres em água (Einaudi et al., 1981; Hammarstrom, 2002; Zharikov et al., 2007). Os típicos *skarns* são caracterizados, essencialmente, pela presença de minerais calcossilicatados (tais como granadas ricas em componente grossulária ou andradite, clinopiroxenas, anfíbolas e epídoto), mas também de wollastonite, diópsido, anortite, vesuvianite, magnetite ou hematite. Além disto, os *skarns* encontram-se, muitas vezes, enriquecidos em elementos incompatíveis, que podem originar minerais como turmalina, topázio, berilo, fluorite, apatite e barite (Bucher e Grapes, 2011; Cerejo, 2013; Winter, 2014; Dias, 2015).

Os *skarns* ocorrem em todos os continentes e em rochas de quase todas as idades (Burt, 1977). Embora a maioria sejam encontrados em litologias contendo, pelo menos, alguns calcários, eles podem-se formar em quase qualquer tipo de rocha, incluindo xistos, margas,

dolomitos, granitos, arenitos quando compostos por cimento carbonatado, formações de ferro e basalto.

Podem-se formar durante o metamorfismo regional e de contacto e, através de uma variedade de processos metassomáticos envolvendo fluidos de origem magmática, metamórfica, meteórica e/ou marinha (Kwak, 1987; Meinert, 1992; Meinert et al. 2005). Sendo o metassomatismo, termo introduzido por Naumann (1826), um processo metamórfico em que a composição química da rocha ou uma porção desta é alterada pela introdução e/ou remoção de componentes químicos como resultado da interação da rocha com uma fase fluida. Durante este processo a rocha permanece no estado sólido (Zharickov e Zarausky, 1991; Zharikov et al., 1998, 2007). Nalguns exemplos de metassomatismo a textura e estrutura da rocha original pode ter sido completamente alterada (Rakovan, 2005).

Génese

Os depósitos de *skarns* estão, em geral, relacionados com intrusões graníticas em rochas carbonatadas (Einaudi et al., 1981, Burt, 1977). Os depósitos de *skarns* têm vindo a ser explorados pela sua variedade de elementos, incluindo Fe, W, Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Au, U, REE, F, B e Sn. Estas mineralizações podem ser explicadas pelas diferentes composições, estados de oxidação e pela afinidade metalogénica do protólito (Einaudi et al., 1981; Meinert et al., 2005). A génese de *skarns* faz-se por meio de uma reação direta, ou por intermédio de uma fase fluída, entre dois meios quimicamente incompatíveis, um ácido e outro básico (Coelho, 1990, 1993). O processo de formação de depósitos de skarn é um processo dinâmico, nele é preciso haver um largo gradiente de temperatura e grandes quantidades de fluidos provenientes de uma intrusão ígnea (Coelho, 1990; Meinert, 1992; Meinert et al., 2005). O veículo promotor destas reações é geralmente um batólito granítico que, ao intruir, desencadeia uma série de processos, que pode ser dividida em três etapas fundamentais (Fig. II.17; Burt, 1977; Einaudi et al., 1981; Meinert, 1992; Coelho, 1993; Meinert et al., 2005):

Metamorfismo de contacto prógrado e isoquímico (Fig. II.17A, B)

Nesta etapa, o metamorfismo ocorre, predominantemente, pelo efeito térmico. A circulação de fluidos é pouco importante, embora possa ocorrer em consequência de reações de desvolatilização nas rochas da auréola de contacto, restringindo-se à água e ao dióxido de carbono. Os calcários originarão mármore, os argilitos e metapelitos transformar-se-ão em corneanas pelíticas, os arenitos passarão a conter minerais calcossilicatados como granada, vesuvianite, clinopiroxena, tremolite, para além dos carbonatos dominantes (calcite e/ou dolomite).

Os únicos *skarns* a formarem-se nesta fase serão os que se limitam aos contactos entre as litologias fortemente contrastantes (*skarns* de reação).

Metamorfismo prógrado e metassomatismo (Fig. II.17C)

Nesta etapa, o corpo ígneo liberta fluidos aquosos que tenderão a migrar para a auréola de contacto. Em níveis crustais profundos, o fluido tende a estar concentrado ao longo de condutas bem definidas (como superfícies de estratificação), enquanto em níveis pouco profundos a superficiais a influência dos fluidos será mais penetrativa devido à circulação ocorrer concomitantemente com fenómenos de fraturação hidráulica.

As rochas carbonatadas tenderão a sofrer fortes acréscimos de Si, Al e Fe, bem como outros componentes, alterando a sua composição química, promovendo a transformação destas litologias em *skarns*, em que se poderão encontrar os minerais que já estavam em processo na etapa anterior (granada, clinopiroxena, vesuvianite, etc.). A formação de mineralizações pode iniciar-se nas fases finais desta etapa, com a deposição de óxidos (como magnetite e cassiterite) e de volframatos (scheelite). Geralmente, a formação de sulfuretos ainda não é significativa.

Alteração retrógrada (Retrogradação) (Fig. II.17D)

Com o arrefecimento da intrusão após a sua solidificação, irá ocorrer um declínio da importância dos fluidos de origem magmática, continuando, contudo, a ocorrer circulação hidrotermal, só que, nesta etapa, dominada por água de origem meteórica.

Nesta etapa, as paragénese metamórficas anteriores tenderão a ser substituídas por associações mineralógicas de baixa temperatura e em que abundam os minerais hidratados, como são exemplo os silicatos, epídoto, clorite e actinolite.

A precipitação de metais, iniciada na etapa anterior, atinge agora o seu clímax, com a formação de sulfuretos e de alguns óxidos (magnetite e hematite). Os minerais metálicos irão ocorrer quer disseminados, quer em veios.

Em situações proximais à intrusão granítica as associações típicas são pirite-calcopirite-magnetite. Já em condições mais afastadas são comuns paragénese bornite-blenda-galena.

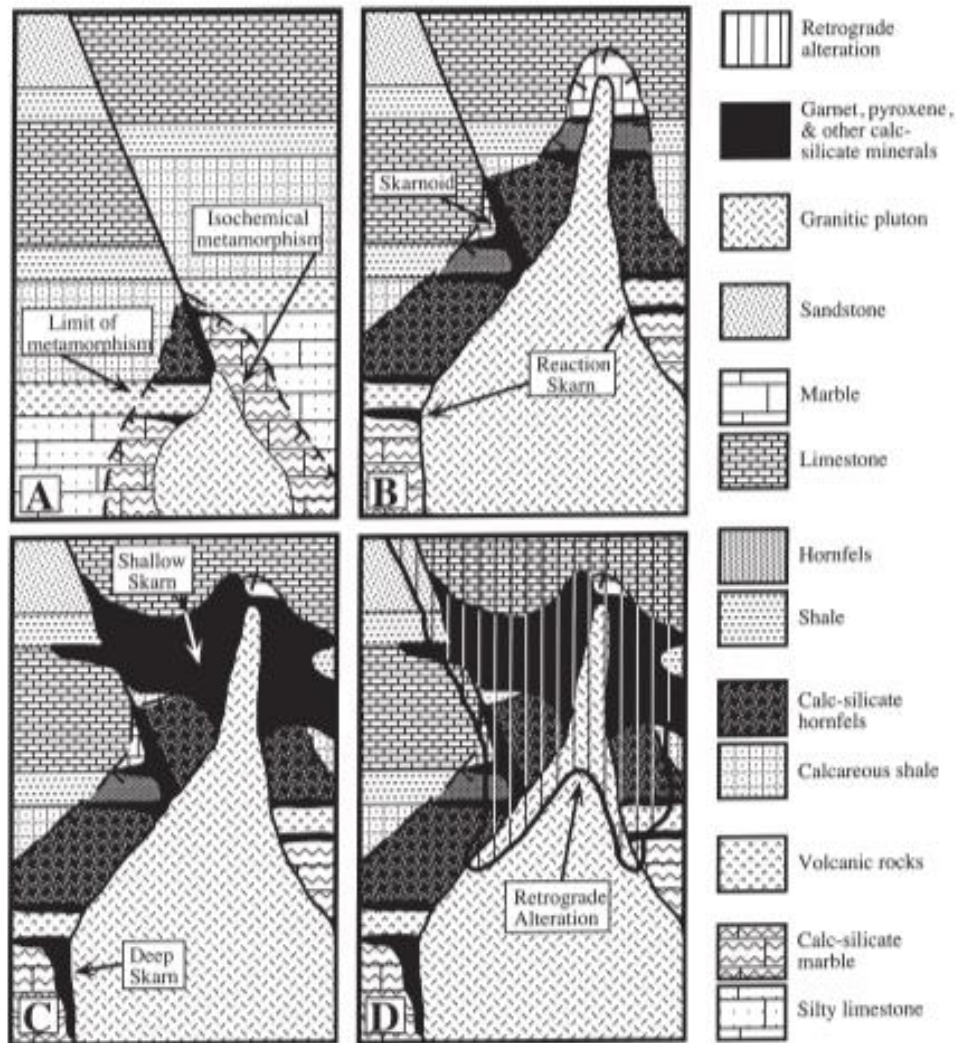


Fig. 11. 17 – Representação dos estágios evolutivos de depósitos de *skarns* por metamorfismo de contacto (extraído de Meinert *et al.*, 2005).

Classificação e nomenclatura

Os *skarns* podem ser classificados de acordo com dois critérios principais: o tipo de protólito e o tipo de mineralização.

Tendo em conta o protólito, Fonteilles (não publicado *in* Coelho, 1993) classifica os *skarns* por *endoskarn*, se resultantes de um protólito ígneo (meio ácido), e, *exoskarn* quando o protólito é de origem sedimentar carbonatada (meio básico). Estes termos também atentam quanto à localização do *skarn* relativa ao plutão (interna e externa, respetivamente), contudo esta distinção não é significativa quando múltiplos plutões estão presentes ou na ausência de rochas ígneas (Meinert, 1992; Meinert *et al.*, 2005). Korzhinsky (1950) introduziu um outro termo, *skarnoid* (escarnóide), referente a rochas calcossilicatadas de grão fino, pobres em Fe. Geneticamente são intermediários entre corneanas puramente metamórficas e *skarns* de grão grosseiro puramente metassomáticos.

De acordo com a sua composição e características genéticas os *exoskarns* podem ser subdivididos em dois grupos principais: os cálcicos, formados nos contactos com os calcários e mármore pobres em magnésio, e, os magnesianos, desenvolvidos em rochas carbonatadas magnesianas (Theodore *et al.*, 1991; Zharikov *et al.*, 1998; Zharikov *et al.*, 2007).

Depósitos de *skarn* no mundo e em Portugal

Como já referido anteriormente os depósitos de *skarns* são dos tipos de minério mais abundante na crosta terrestre (Meinert, 1992). Na tabela II.1 encontra-se de forma sucinta a distribuição global em número dos diferentes tipos de *skarns*.

No que se refere às mineralizações, as mais importantes são de Fe, Au, Cu, Zn, W, Mo e Sn (Meinert, 1992; Meinert *et al.*, 2005). Na maioria dos casos, os depósitos de *skarn* são pequenos quando comparados com outros depósitos metalíferos. Os maiores depósitos de *skarns* são de Fe, com muitos depósitos na ordem das 1000Mt de minério, sendo que mais de 500Mt contém Fe, estes valores podem, ainda, ser superados nalguns casos, como acontece no depósito de Musan na Coreia do Norte que apresenta cerca de 5200Mt de Fe, (Sangster, 1964, 1969). Quanto às mineralizações de Cu e Zn um dos depósitos mais importantes é o de Antamina no Peru, sendo o 3º maior produtor de concentrados do mundo (Redwood, 1999, 2004). Os *skarns* de Cu podem chegar às 400Mt como os de Ely, no estado de Nevada, EUA (James, 1976 *in* Kwak, 1987) e, os *skarns* de Pb-Zn-Ag podem chegar aos 300Mt, sendo digno de registo o de Caro de Pasco, no Peru (Lacy, 1982 *in* Kwak, 1987).

Os *skarns* constituem uma das principais fontes de tungsténio à escala mundial (>70%), geralmente, formando jazigos de pequenas dimensões, estratiformes, em que alguns casos chegam a ter centenas de metros entre contactos litológicos, podem ocorrer sob a forma de *stockworks* e veios (Einaudi *et al.*, 1981). Os maiores depósitos conhecidos deste tipo são os *W-skarns* de MacTung, Yukon, no Canadá que contém, provavelmente, 65Mt de minério e 1,5 wt % WO₃ (Kwak, 1987) e, o de Schizhuyuan, na região de Hunan, na China, o qual contém mais de 1Mt de tungsténio (Evans, 1993). Grande parte da produção de W é feita em depósitos de *exoskarns* cálcicos, normalmente associados a intrusões graníticas de grão grosseiro e equigranular, a que se associam pegmatitos e aplitos, e que se encontram rodeados de grandes auréolas de metamorfismo de altas temperaturas (Newberry e Layer, 1998). Nestas auréolas, é comum formarem-se também corneanas calcossilicatadas e *skarnoides* intercalados nas sequências metapelíticas (Einaudi *et al.*, 1981). Os minerais metálicos mais comuns nestes *skarns* são a scheelite, molibdenite, calcopirite, pirrotite e a pirite (Evans, 1993).

Tabela II. 1 - Síntese dos tipos de depósitos distribuídos pelo mundo (aptado de Meinert *et al.*, 2005)

Region	Total	Fe	Au	Cu	Skarn types				
					Zn	W	Mo	Sn	Other
Argentina	38	23	3	8	2		1	1	
Australia	68	7	8	13	10	8	1	12	9
Brazil	10		2			5		1	2
Canada, western	943	147	33	436	142	117	29	19	20
Chile	12	1		9	2				
China	126	37	26	30	12	7	4	7	3
Europe, eastern	10	3		3	2				2
Fenno-Scandinavia	103	79		8	10	6			
France	11	2				9			
Germany	7	1			2	2		1	1
Great Britain	5	2		2				1	
India	13				1	6			6
Indonesia	7	0	2	4	1				
Iran	16	6		10					
Ireland	4					3	1		
Italy	10	2			6				2
Japan	126	21		31	27	4	1	2	40
Kazakhstan	8	3		4			1		
Korea, North	12	3	5		2				
Korea, South	15	7			7	1			
Kyrgyzstan	4	1	2					1	
Malaysia	10	2	1					3	4
Mongolia	9	4			3		1	1	
Myanmar	1					1			
New Zealand	4			1	1	1			1
Papua New Guinea	10	2	3	5					
Philippines	7	6	1						
Portugal	52					10			42
Spain	37	10	2	4	1	12	1	1	6
Switzerland	2	1	1						
Tajikistan	4		1			1			2
Thailand	5		2	1				2	
Turkey	50	27		1	12	8	2		
Uzbekistan	4			1		1			2
Vietnam	3	1	1			1			
Total	1,746	398	93	573	243	203	42	52	142

Na Europa ocidental são contabilizados 94 depósitos de *skarn* ou ocorrências, maioritariamente associados às zonas variscas ou aos enclaves variscos no seio do Orógeno Alpino (Pirenéus, Alpes Ocidentais). Também ocorrem na cadeia Caledónica (Irlanda e Norte da Grã-Bretanha) (Fig. II.18). Atualmente, e segundo Cheilletz *et al.* (2005), o único distrito ainda em exploração é o de Rio Narcea na Zona Cantábrica em *skarns* de Au-Cu.

A localização dos *skarns* na Europa ocidental está ilustrada na Fig. II.19, podendo destacar-se os depósitos de *skarn* de Fe de Santa Justa, San Guillermo e Cala-Teuler, esta última ainda com uma exploração esporádica; os *skarns* de W encontrados nos Pirenéus (Einaudi *et al.*, 1981), no depósito de W-Au de Salan (Fontelles *et al.*, 1989).

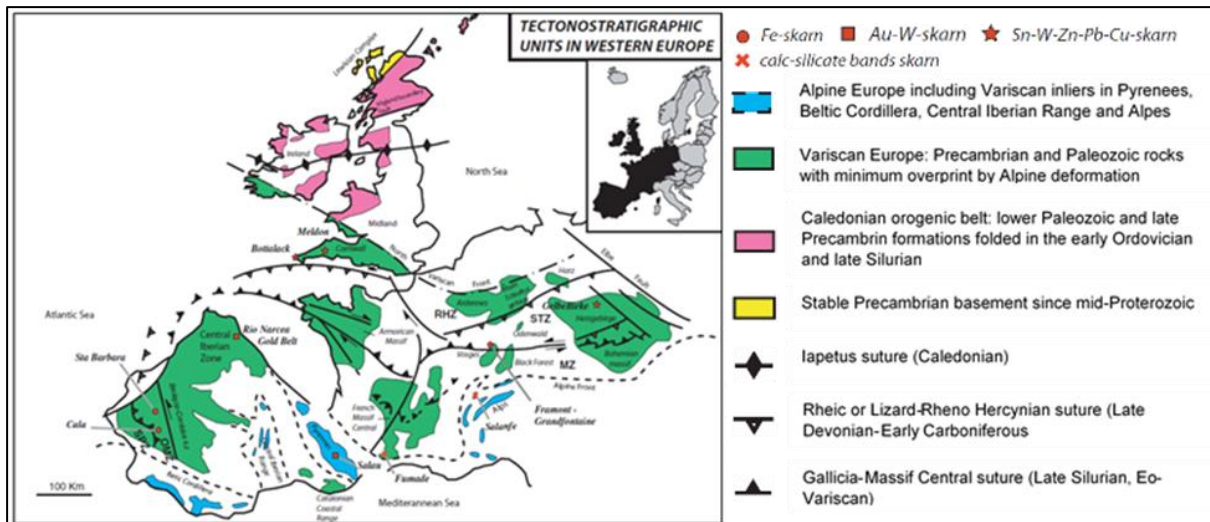


Fig. II. 18 – Unidades tectonoestratigráficas da Europa ocidental com as ocorrências de depósitos de *skarns* (adaptado de Cheilletz *et al.*, 2005).

Em Portugal os depósitos de *skarn* mais importantes encontram-se mineralizados em W e Sn, com a formação de scheelite, estando inseridos na denominada Província Metalogenética Estano-Tungstunífera Ibérica (Neiva, 1944). Estes *skarns* formam-se por processos metassomáticos e, afloram, por exemplo, em Cedães – Mirandela (Ribeiro, 1971), Cravezes – Mogadouro (Viegas *et al.*, 1976a, b), St^a Leocádia – Armamar, S. Pedro das Águias – Tabuaço (Sousa *et al.*, 1980; Cerejo, 2013; Cerejo *et al.*, 2014).

Os afloramentos de *skarns* encontram-se, muitas vezes, associados a rochas calcossilicatadas.

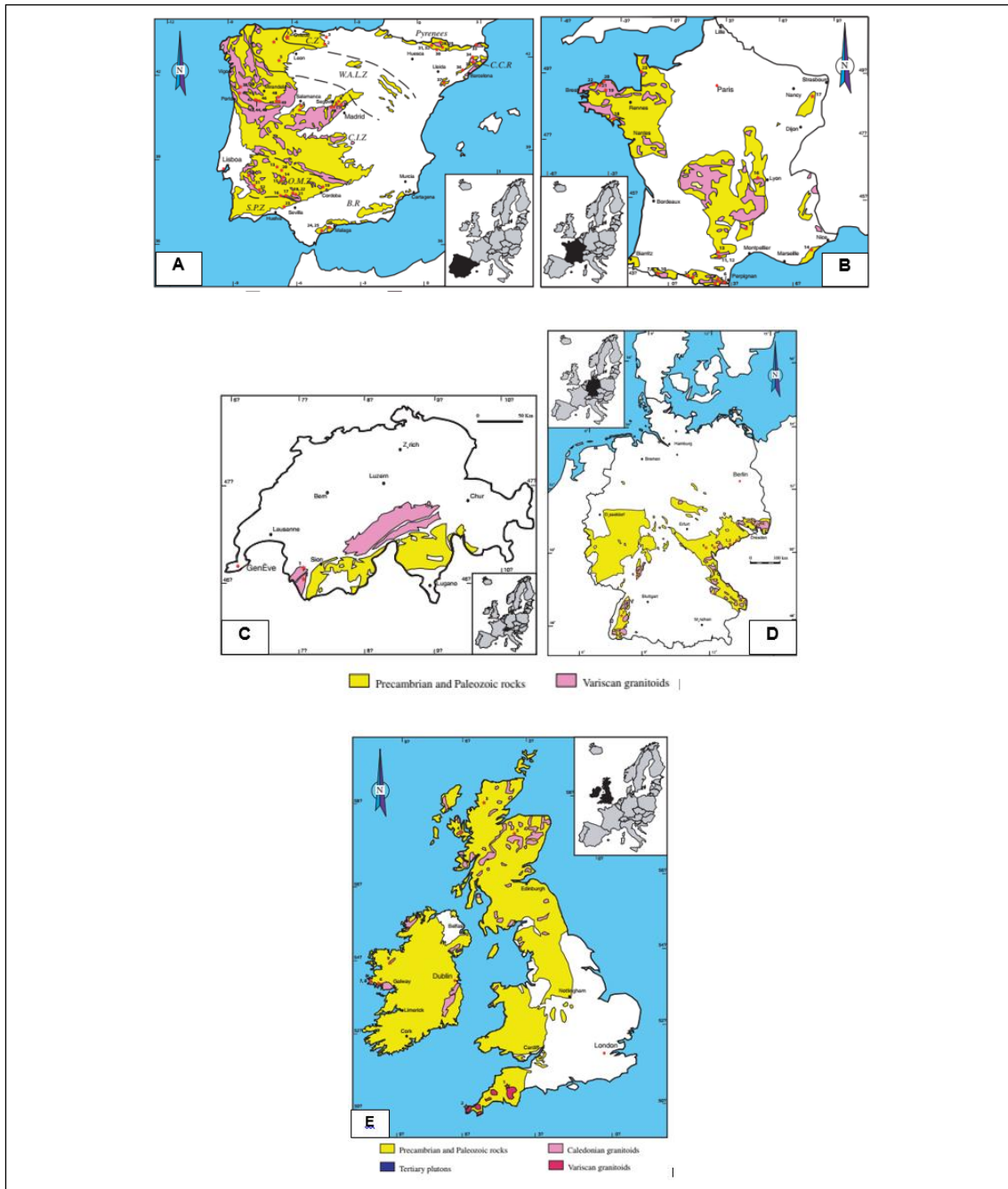


Fig. II. 19 – Depositos de skarn em A – Península Ibérica (CZ – Cantabrian Zone; WALZ – Western Asturian-Leonian Zone; CIZ – Central Iberian Zone; OMZ – Ossa Morena Zone; SPZ – South Portuguese Zone; BR – Betic Ranges (Gamas Béticas); CCR – Catalanian Coastal Ranges (Gama Costal Catalomiana)). B- França. C – Suíça. D – Alemanha. E – Ilhas Britânicas.

(Extraído de Cheilletz *et al.*, 2005)

II.2.4.1. Rochas calcossilicatadas

O termo calcossilicatada define rochas com abundantes minerais calcossilicatados, como o epídoto, zoisite, vesuvianite, diópsido-hedembergite, granada-Ca (grossulária-andradite), wollastonite, anortite, escapolite e anfíbolos-Ca (Rosen *et al.*, 2007; Bucher e Grapes, 2011), e com menos de 50% de minerais carbonatados (Fettes e Desmons, 2007). As rochas calcossilicatadas e a sua paragénese facilitam a reconstrução paleogeográfica e

tectónica da região (Fukai, 2013, e respetivos autores citados). Na maioria dos casos estas rochas formam-se por metamorfismo regional e/ou termal de rochas vulcano-sedimentares carbonatadas, margas, dolomitos e calcários impuros (URL 1, Bucher e Grapes, 2011). As rochas calcossilicatadas ocorrem sob a forma de pequenos corpos ou lentículas (Buriánek e Pertoldová, 2009).

Tal como os *skarns*, as rochas calcossilicatadas destacam-se pela sua importância económica, como fonte de vários metais e pela ocorrência em ambientes tectónicos diversificados (Gomes e Ferreira Pinto, 2010).

As rochas calcossilicatadas e os *skarns* encontram-se muitas vezes alternados entre si, estando regularmente associados. Assim alguns autores agrupam estas duas litologias, e, referem-se como apenas de uma unidade se tratasse, como mencionado por Sousa (1975) na descrição litológica da Mina de Olgas (Castelo Branco) em que refere esta alternância de *skarns* e rochas calcossilicatadas como Unidade Calcossilicatada, ou, mais comumente, designada por litologias calcossilicatadas (Gomes e Ferreira Pinto, 2010)

Ocorrência de rochas calcossilicatadas em Portugal

As litologias calcossilicatadas apresentam-se, normalmente, em fácies metagrauváquica, com minerais de epidoto e anfíbola, corneânica e escarnítica. As duas últimas associam-se a intrusões magmáticas e formar-se-ão na sua dependência. Surgem em estruturas bandadas e/ou zonadas que representam alternâncias de níveis pelíticos e carbonatados (Gomes e Ferreira Pinto, 2010).

Gomes e Ferreira Pinto (2010) subdividiram os afloramentos de rochas calcossilicatadas em três grupos. Na ZCI estas litologias surgem intercaladas nos metassedimentos do CXG, e em xistos do Silúrico. Na ZOM alguns litótipos calcossilicatados ocorrem no seio de litologias metacarbonatadas impuras, aflorantes na vizinhança de dioritos do Complexo Ígneo de Beja.

II.2.3. Geologia local

Como já referido ao longo do capítulo, a área em estudo, Tabuaço, está inserida na unidade geotectónica ZCI no domínio do Complexo Xisto-Grauváquico – Grupo do Douro. Encontra-se na Formação de Bateiras, no contacto com o Maciço de Tabuaço, mais concretamente com o Granito de Paredes da Beira-Tabuaço (Figs. II.20 e II.21; Sousa e Sequeira, 1989; Ferreira e Sousa, 1994).

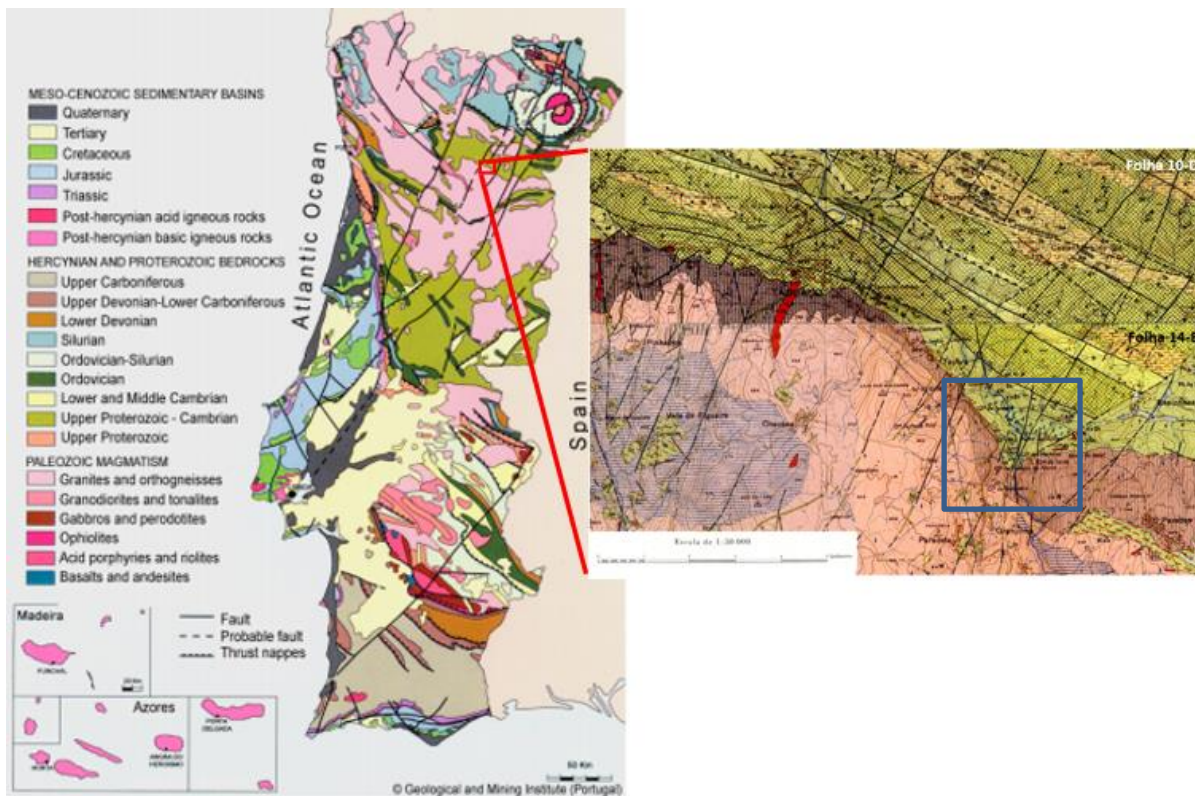


Fig. II. 20 - Enquadramento da área em estudo no Mapa Geológico de Portugal (simplificado) (adaptado da carta geológica de Portugal à escala 1/1.000.000; e das Folha 10-D e 14-B da carta geológica de Portugal à escala 1/50.000).

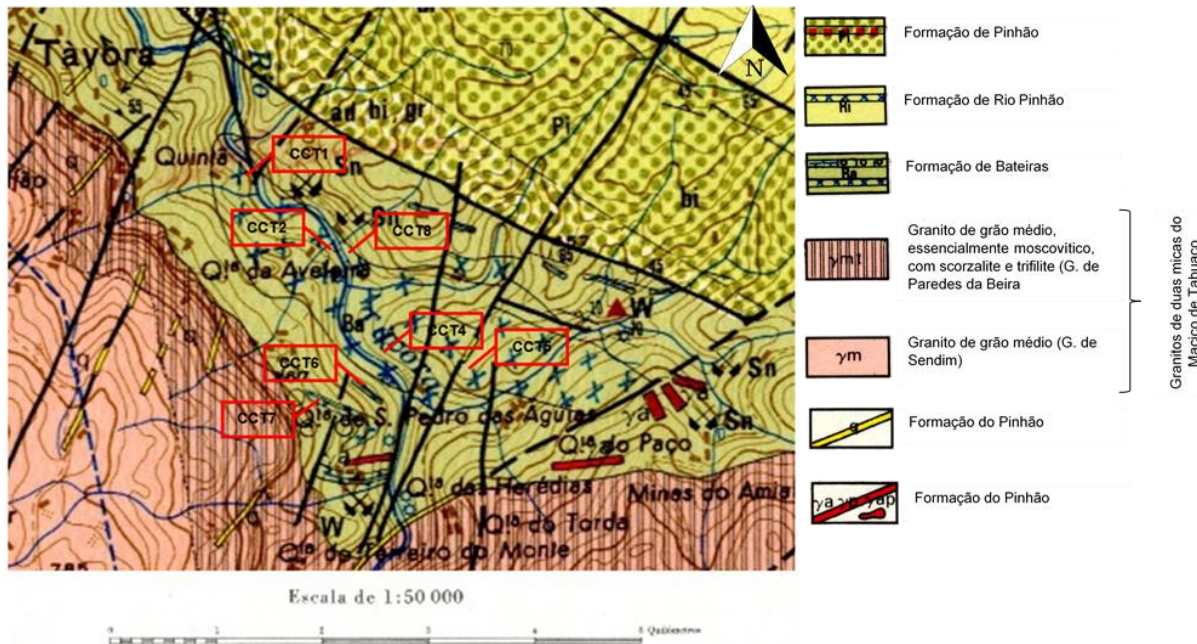


Fig. II. 21 – Mapa de amostragem das amostras de Tabuaço correspondente à área ampliada do quadrado azul da figura anterior (adaptado da folha 14-B da carta geológica de Portugal à escala 1:50.000).

O maciço granítico de Tabuaço apresenta forma alongada segundo orientação NW-SE, concordante com as estruturas variscas, parecendo construir um batólito instalado segundo o eixo do grande Antiforma Lamego-Penedono-Escalhão com idade de intrusão

correspondente à do clímax de metamorfismo regional, que ocorre durante a D_3 . Este maciço pode ser caracterizado como um granito orogénico (sin- D_3) de duas micas. Nele é possível distinguir três fácies, definindo um zonamento concêntrico, sendo da bordadura para o interior as seguintes: Granito de Paredes da Beira-Tabuaço (zona externa), Granito de Sendim-Laboreira (zona intermédia) e Granito de Aricera (zona interna) (Sousa e Sequeira, 1989; Ferreira e Sousa, 1994). Para este granito, foi obtida uma isócrona de 311 ± 7 Ma (Cerejo *et al.*, 2014), posteriormente corrigida para 316 ± 7 Ma (Cerejo *et al.*, 2016)

O granito com relevância para a presente dissertação é o granito de Paredes da Beira-Tabuaço. Deste modo, os outros dois não serão considerados.

O granito de Paredes da Beira-Tabuaço pode ser considerado uma fácies de bordadura do maciço de Tabuaço ocupando uma posição de orla no contacto com os metassedimentos (Ferreira e Sousa, 1994). Próximo do contacto pode ser definido como um granito de grão médio a fino, moscovítico, verificando-se fenómenos de albitização e de moscovitização, rara biotite, com turmalina, sulfuretos dispersos (arsenopirite e pirite) e minerais fosfatados, mais ou menos dispersos na massa granítica. O quartzo apresenta forma irregular e opalescente sendo nítida uma certa silicificação da rocha. O feldspato potássico ocorre sob a forma de microclina, podendo conter inclusões de plagioclase e quartzo (Sousa e Sequeira, 1989; Ferreira e Sousa, 1994).

Segundo Sousa (1982), Sousa e Sequeira (1989), Ferreira e Sousa (1994) a estruturação dos metassedimentos do Grupo do Douro do CXG exhibe a atuação de apenas duas fases de deformação varisca (D_1 e D_3), que se sobrepõe a uma fase anterior ante-ordovícica (Fase Sarda). Esta última infere-se pela flutuação de mergulho que exibem as lineações L_1 , que definem estruturas anticlinais com eixos aproximadamente $N30^\circ$, separados por amplos sinclinais. A D_1 caracteriza-se por grandes dobras megascópicas e mesoscópicas de orientação geral NW-SE ($N60^\circ W$) e plano axial subvertical. Estes autores detetaram macroscopicamente presença de uma única clivagem S_1 , contudo microscopicamente detetaram duas. Assim, eles supõem que a S_1 marcada na carta poderá, nas proximidades do granito, tratar-se de S_3 e cuja posição poderá estar influenciada pela intrusão granítica.

A D_3 traduz-se por dobras mesoscópicas, flexurais, assimétricas com eixos sub-horizontais, homoaxiais com D_1 . Esta fase é concomitante com a implantação dos granitos sin-tectónicos (relativamente a D_3). A implantação dos granitos tardi-tectónicos (relativamente a D_3) ordena-se segundo antifomas mais ou menos concordantes com as anteriores estruturas, como é exemplo o Maciço de Tabuaço.

No que respeita às grandes fraturas, a área em estudo é afetada pelo sistema de falhas NE-SW ($N20^\circ-30^\circ E$) que dá origem ao grande filão de S. Pedro das Águias, que se estende desde Várzea de Trevões até, entre a região de Caria e a Aldeia de Nacomba (Ferreira e Sousa, 1994).

Na presente dissertação foram ainda consideradas amostras da região de Foz Tua. Estas enquadram-se na Formação de Pinhão, nas imediações do contacto com o granito de Fiolhal (Fig. II.22 e Anexo I – Trabalho de campo: Amostragem).

Junto à Foz do Rio Tua, aflora um pequeno maciço granítico, no qual está implantada a barragem de Foz Tua, constituído por granito de duas micas, de grão médio a grosseiro com poucos megacristais (Granito de Fiolhal) e tem como encaixante rochas metassedimentares do CXG – Grupo do Douro, nomeadamente a Formação de Pinhão. Os contactos do maciço são intrusivos e subconcordantes com a estratificação da Formação de Pinhão. A amostragem foi recolhida na estrada, próximo do contacto a norte do granito, na Formação de Pinhão, a poucos metros do contacto (latitude - 41°13'40.41"N; longitude - 7°25'30.00"W; Sousa e Sequeira, 1989).

A Formação do Pinhão tem um carácter rítmico, com alternâncias finas de metagrauques e filitos ou micaxistos, de cor esverdeada quando não alterados. Nesta unidade são referidos dois níveis de referência estratigráfica apresentando cristais de magnetite bem desenvolvidos. Porém no sector em estudo estes níveis não foram observados, mas ocorrem com frequência intercalações centimétricas de rochas calcossilicatadas. A Formação do Pinhão sobrepõe-se á Formação de Rio Pinhão que aflora próximo, sendo esta constituída por predominância de metagrauques em bancadas métricas alternando com filitos e micaxistos cinzentos escuros e algumas intercalações de microconglomerados. A ocorrência de níveis microconglomeráticos serviu de guia estratigráfico na marcação do limite entre as duas formações (Sousa, 1982, 1983).

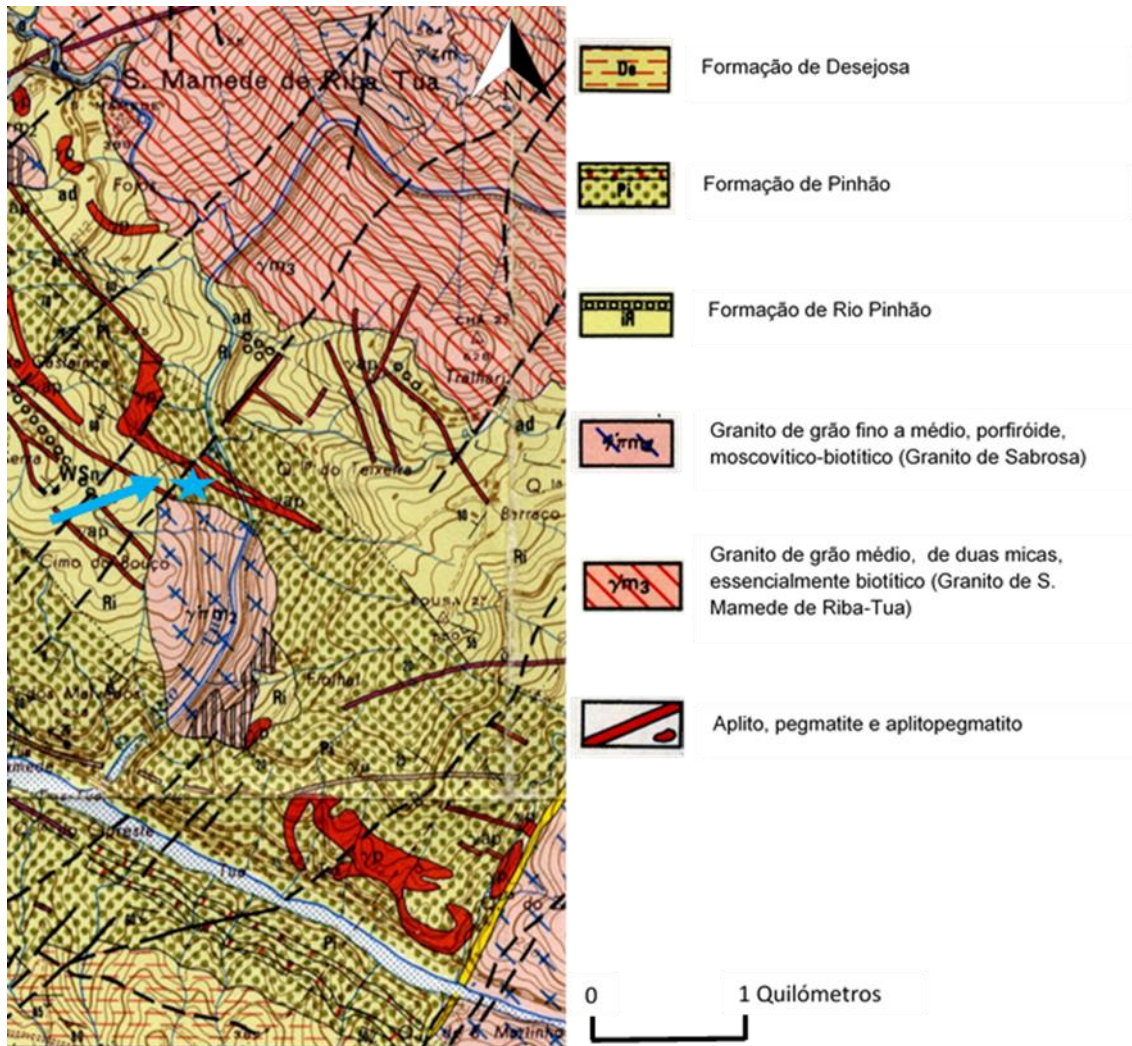


Fig. II. 22 - Local de amostragem das rochas calcossilicatadas de Foz Tua (adaptado da Folha 10-D da carta geológica de Portugal à escala 1:50.000).

Capítulo III – Metodología

III.1. Trabalho de campo

Utilizou-se o *Google Earth* como recurso de fotografias aéreas para a elaboração dos mapas da localização geográfica da área em estudo.

O reconhecimento geológico da zona de Tabuaço consistiu, essencialmente, em operações de verificação e confirmação, com base nos trabalhos de cartografia geológica efetuados por Ferreira e Sousa (1994); Sousa e Sequeira (1989), tendo sido utilizadas para o efeito a Folha 14-B (Moimenta da Beira) e a Folha 10-D (Alíjó) da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50.000, dos Serviços Geológicos de Portugal. Também foi utilizada a folha topográfica nº 139 (Paredes da Beira (São João da Pesqueira)) do Centro de Informação Geoespacial do Exército, na escala 1:25.000.

Os trabalhos de cartografia de superfície iniciaram-se com o reconhecimento da topografia, identificação da zona de concessão de exploração da empresa canadiana *Colt Resources* e determinação das zonas de amostragem.

III.1.1. Recolha de amostras

Os trabalhos de amostragem incluíram a recolha de material rochoso, para posterior estudo e análise.

Com o propósito de tornar possível uma comparação adequada entre os resultados obtidos, procurou-se recolher amostras que, num primeiro contacto, sugerissem ter composições ligeiramente diferentes entre si, para uma área de amostragem relativamente reduzida.

A localização e a densidade das estações de amostragem foram condicionadas pela dificuldade de acesso, e, pelo tempo destinado a esta etapa do trabalho.

As amostras foram colhidas para sacos devidamente identificados e preparados para o efeito.

Houve sempre o cuidado de recolher amostras com um tamanho adequado para o cumprimento das etapas seguintes.

Em cada uma das estações de amostragem foram identificados os pontos GPS, bem como, as estruturas geológicas que se observam no local e as diferenças de litologias.

No Anexo I – Trabalho de campo: Amostragem encontra-se o mapa com a localização das amostras.

III.2. Preparação de amostras

Após a sua recolha, as amostras foram preparadas consoante o fim a que foram destinadas, sendo eles:

- Realização de lâminas delgadas e/ou polidas para posterior estudo petrográfico e microscopia eletrónica de varrimento;
- Moagem de amostras de mão com o intuito de se realizar análises químicas.

III.2.1. Preparação de lâminas delgadas

A confeção das lâminas delgadas foi realizada no DGAOT na Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, envolvendo uma série de etapas:

- As amostras de mão devidamente identificadas foram cortadas com serra diamantada, obtendo-se uma fatia plana de aproximadamente 47x25x30mm;
- A fatia é aquecida em torno de 60°C;
- Impregnação da fatia de rocha aquecida com uma mistura de resina (araldite® e endurecedor) e acetona;
- Polimento da fatia de rocha usando, sucessivamente, abrasivos de granulometria decrescentes (320, 600 e 800 micra); entre cada etapa de polimento, a fatia é lavada e escovada com água e detergente;
- Fosqueamento da lâmina de vidro com abrasivo de 600 micra. Limpeza da lâmina com álcool.
- Aquecimento da fatia de rocha em torno de 60°C;
- Colagem da fatia de rocha ainda aquecida, no lado que não contém a identificação, na lâmina de vidro, usando-se a resina. O conjunto lâmina/rocha é pressionado com um bastão de madeira para expulsar as bolhas de ar;
- Secagem ao ar livre ou em caixa de luz;
- A amostra é serrada longitudinalmente para diminuir a espessura ao máximo;
- Desbaste do conjunto lâmina/amostra na desbastadora diamantada até ficar com uma espessura de 60 micra de amostra;
- Desbaste final do conjunto lâmina/amostra na politriz giratória, utilizando abrasivos de 320, 600 e 800 micra e, se necessário, 1200 micra atingindo a espessura final da rocha (colada na lâmina) de 30 micra (0,03mm) (Palermo e Coelho, 2009).

III.2.2. Preparação para análise química

No laboratório, usando uma máquina de corte de serra diamantada do DGAOT as amostras foram cortadas em fatias.

Para o estudo geoquímico teve que se proceder à moagem de amostras de mão, usando três moinhos diferentes, em sequência, todos pertencentes ao DGAOT da FCUP (Fig. III.1). Primeiramente, as amostras foram submetidas à moagem no moinho de maxilas (Fig.

III.1A) em três níveis de moagem diferentes, 1x no nível 10, 1 a 2x no nível 5 e 2x no nível 2. O material daqui resultante foi submetido ao moinho de martelos (Fig. III.1B). Daqui resultou um pó de granulometria inferior, deste, uma porção de 40 gramas foi moído no moinho de ágatas (Fig. III.1C) durante 20 minutos, até que se obtivesse um pó com a textura de pó-de-talco.

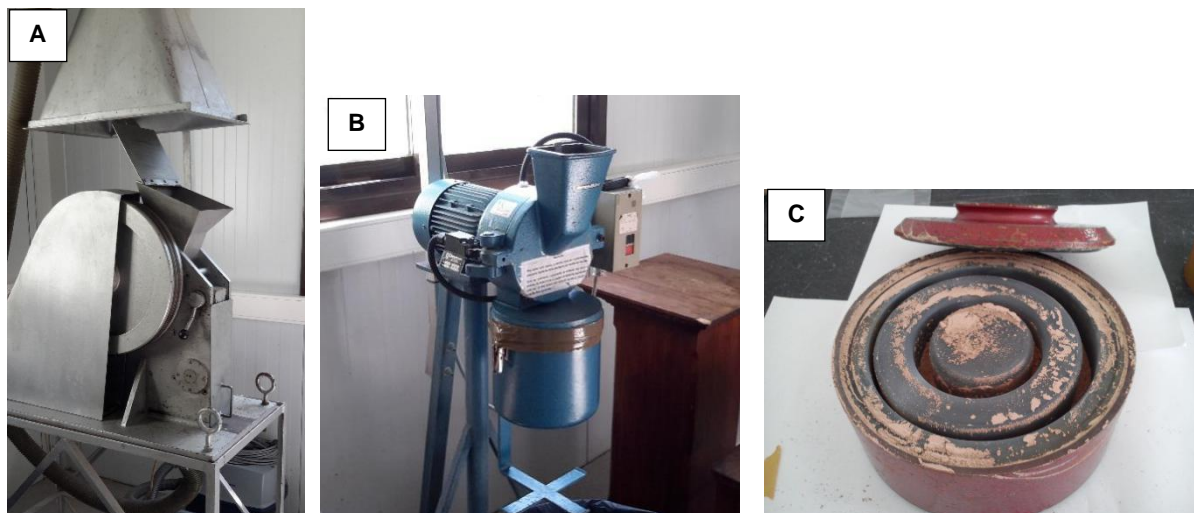


Fig. III. 1 - Moinhos utilizados na preparação das amostras para a análise geoquímica: A – Moinho de maxilas; B – Moinho de martelos; C – Moinho de ágatas

Capítulo IV – Estudio Petrográfico

IV.1 Estudo petrográfico

O estudo petrográfico foi das etapas mais importantes neste estudo, utilizando-se para o efeito os microscópios petrográficos de transmissão e a lupa binocular, todos acoplados a uma máquina fotográfica permitindo deste modo obter fotografias devidamente identificadas e com inserção de escala, a partir de *software* especializado para o efeito (*AxioVision 3.1* no microscópio petrográfico (Figura IV.1A), e o *LAS V4.7* na lupa binocular e no segundo microscópio (Figura IV.1B e C).

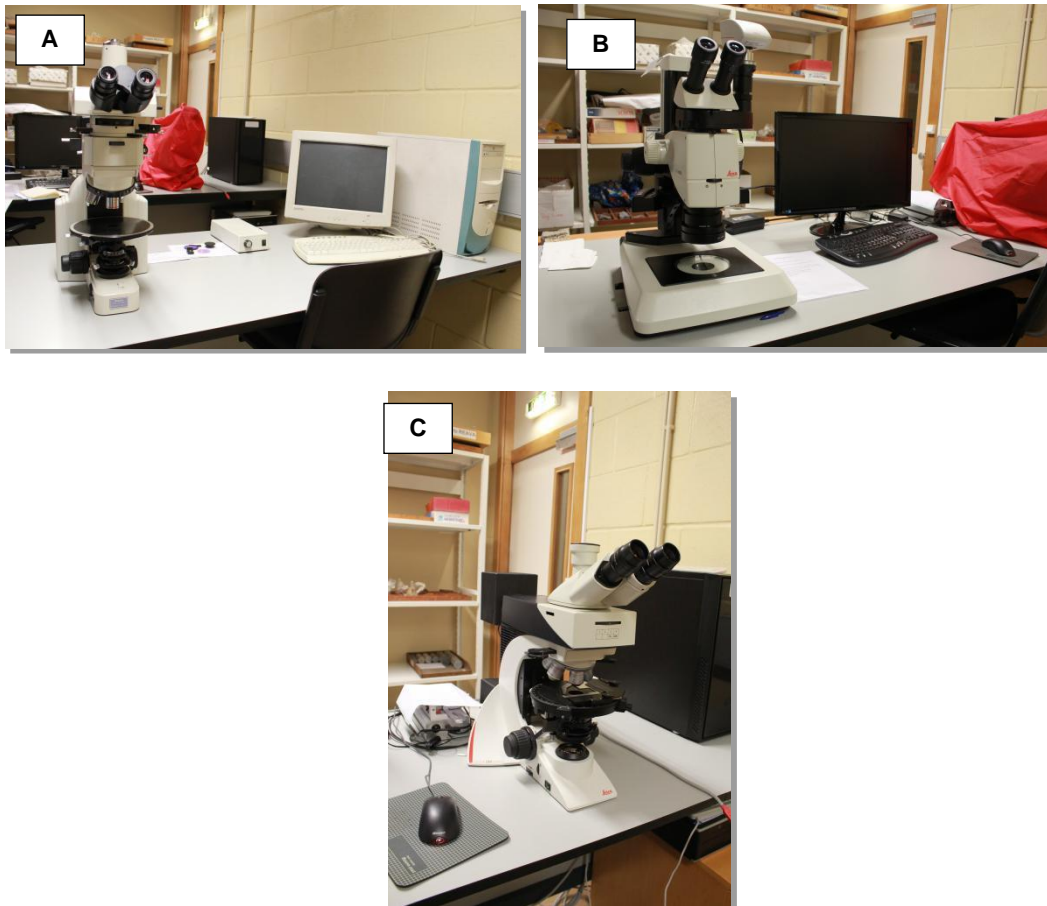


Fig. IV. 1 - Equipamentos utilizados para a análise petrográfica: A – Microscópio Petrográfico Nikon Eclipse E400 Pol;
 B – Lupa binocular Leica M205C; C – Microscópio Petrográfico Leica D2500P

Este estudo baseou-se em 7 locais de amostragem na região de Tabuaço, correspondendo a 11 lâminas no total. Foram ainda utilizadas 6 lâminas da região de Foz Tua pertencentes a 3 locais de amostragem. No total foram estudadas 17 lâminas.

De forma a melhorar a compreensão petrográfica, decidiu-se fazer neste capítulo uma abordagem sintetizada sobre as principais características texturais e mineralógicas observadas nas 2 regiões, sendo esta caracterização complementada no Anexo II – Estudo petrográfico.

Tabuaço

Neste sector foram estudadas 7 amostras correspondentes a 11 lâminas delgadas, cuja designação litológica e localização consta na tabela IV.1.

Tabela IV. 1 -Designação litológica e localização das amostras de Tabuaço.

Amostra	Lâmina delgada	Designação litológica	Localização
CCT1	CCT1A	Rocha Vulcano-sedimentar/metavucanito (?)	41° 5'35,32"N / 7°31'11,73"W
	CCT1B	Metagrauvaque	
CCT2	CCT2	Metagrauvaque	41° 5'25,33"N / 7°30'52,72"W
CCT4	CCT4N	Quartzo-filito	41° 5'9,24"N / 7°30'44,03"W
	CCT4P		
CCT5	CCT5A	Rocha calcossilcatada	41° 5'1,94"N / 7°30'24,46"W
	CCT5B		
	CCT5C		
CCT6	CCT6	Skarn	41° 5'5,11"N / 7°30'50,66"W
CCT7	CCT7		41° 5'4,52"N / 7°30'55,74"W
CCT8	CCT8	Quartzo-filito com cloritóide	41° 5'24,25"N / 7°30'48,94"W

As lâminas das amostras da região de Tabuaço apresentam, fundamentalmente, textura granolepidoblástica (Fig. IV.2A) e porfirogranoblástica (Fig. IV.2B), com exceção das lâminas pertencentes às amostras de *skarns* que exibem textura granoblástica (Fig. IV.2C); sendo todas inequigranulares.

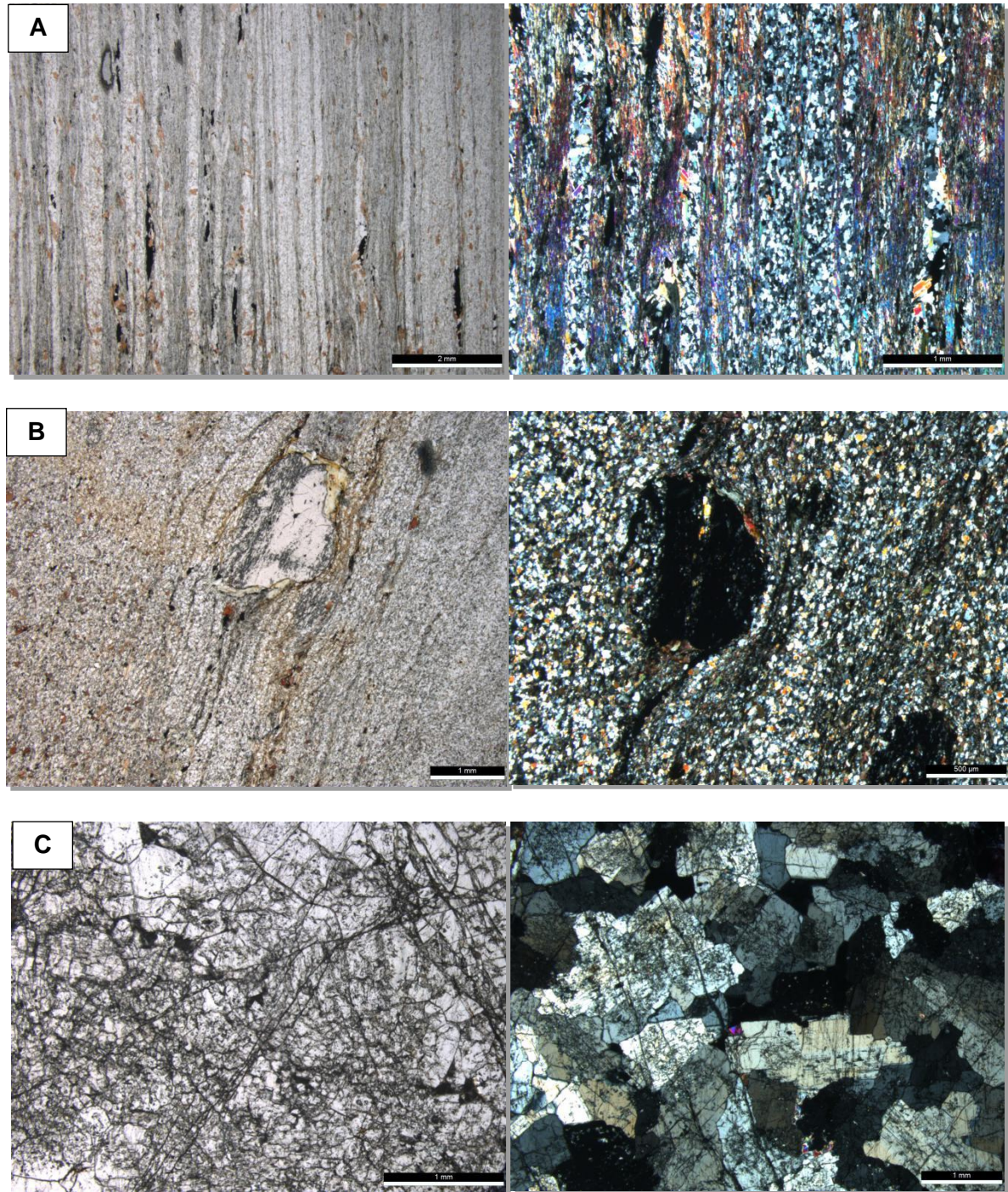


Fig. IV. 2 - Microfotografias registadas com lupa binocular de textura observadas nas amostras de Tabuaço. À esquerda: Nicóis paralelos. À direita: Nicóis cruzados. A - Textura granolepidoblástica no quartzo-filito; B- textura porbirogranoblástica no metagrauvaque; C - textura granoblástica nos *skarns*.

- CCT1A (rocha vulcano-sedimentar) e CCT1B (metagrauvaque)

As lâminas CCT1A e CCT1B foram recolhidas no mesmo afloramento, correspondendo a diferentes litologias que ocorrem em intercalações centimétricas a decimétricas (Fig. IV.3). Porém apresentam características texturais e composicionais muito distintas.

A amostra CCT1A apresenta uma textura granolepidoblástica com uma única foliação perfeitamente orientada. Esta exhibe ainda filonetes preenchidos com quartzo, opacos e alguns óxidos, e microfraturas irregulares transversas à foliação (Fig. IV.4A). Tem uma associação mineralógica constituída por quartzo com tendência à poligonização inequigranular, moscovite, apatite, turmalina, finos opacos e, mais raramente, minerais de epidoto (Fig. IV.5A). Tendo por base a sua composição mineralógica (e geoquímica), a sua textura e a sua alteração, a amostra é considerada uma rocha vulcano-sedimentar ácida/metavulcanito(?)¹.

A amostra CCT1B apresenta uma textura granoblástica inequigranular, não se distinguindo uma foliação propriamente dita (Fig. IV.4B). Na sua constituição mineralógica constam quartzo, biotite pós-cinemática (Fig. IV.5B), apatite, turmalina euédrica e plagioclásio. Por estas características, a amostra corresponde a um metagrauvaque.



Fig. IV. 3 - Fotografia esquemática da localização da recolha das amostras CCT1A e CCT1B.

¹ Metavulcanito – Rocha metamórfica tendo como protólito uma rocha vulcano-sedimentar

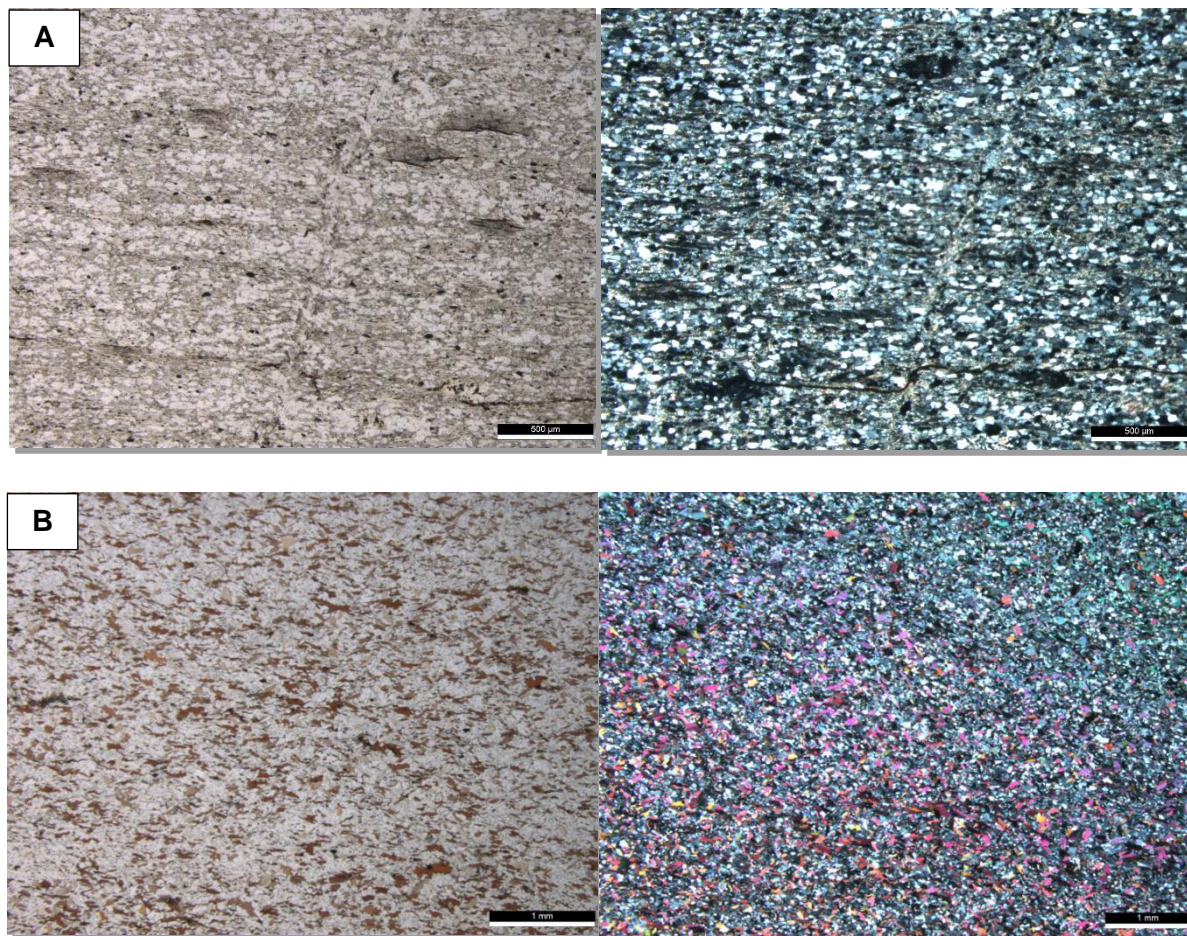


Fig. IV. 4 - Microfotografias da textura do: A – Metavulcanito(?); B – Metagrauvaque. À esquerda: Nicóis paralelos. À direita: Nicóis cruzados.

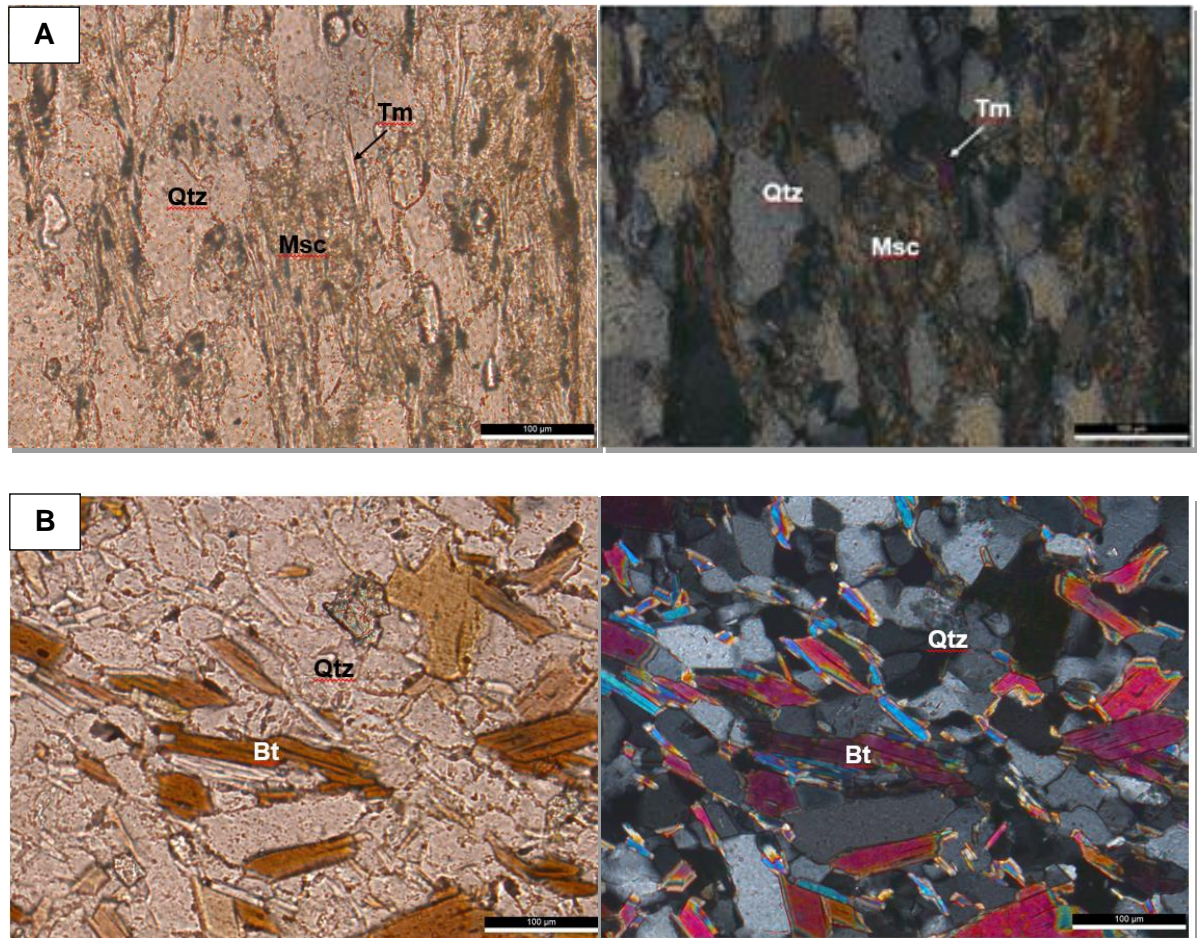


Fig. IV. 5 - Microfotos da mineralogia observada no: A –Metavulcanito (?); B – Metagrauwaque. Qtz – quartzo; Bt – biotite; Msc – moscovite; Tm – turmalina. À esquerda: Nicóis paralelos. À direita: Nicóis cruzados.

- CCT2 (metagrauwaque)

Esta amostra apresenta uma textura porfirogranoblástica com finos leitos lepidoblásticos. A foliação está bem marcada com uma granularidade heterogénea, com porfiroblastos sin-tectónicos de granada ligeiramente cloritizada. O carácter sin-tectónico da granada é evidenciado pelo facto de a foliação interna estar em continuidade com a foliação externa, que por sua vez se adapta em torno dos profiroblastos (Fig. IV.6A).

Exibe uma foliação bem marcada paralela à intercalação de finos leitos micáceos com zonas quartzosas. A sua constituição mineralógica é formada por quartzo, biotite, minerais de epidoto e plagioclase (Fig. IV.6B). Esta amostra corresponderá também a um metagrauwaque.

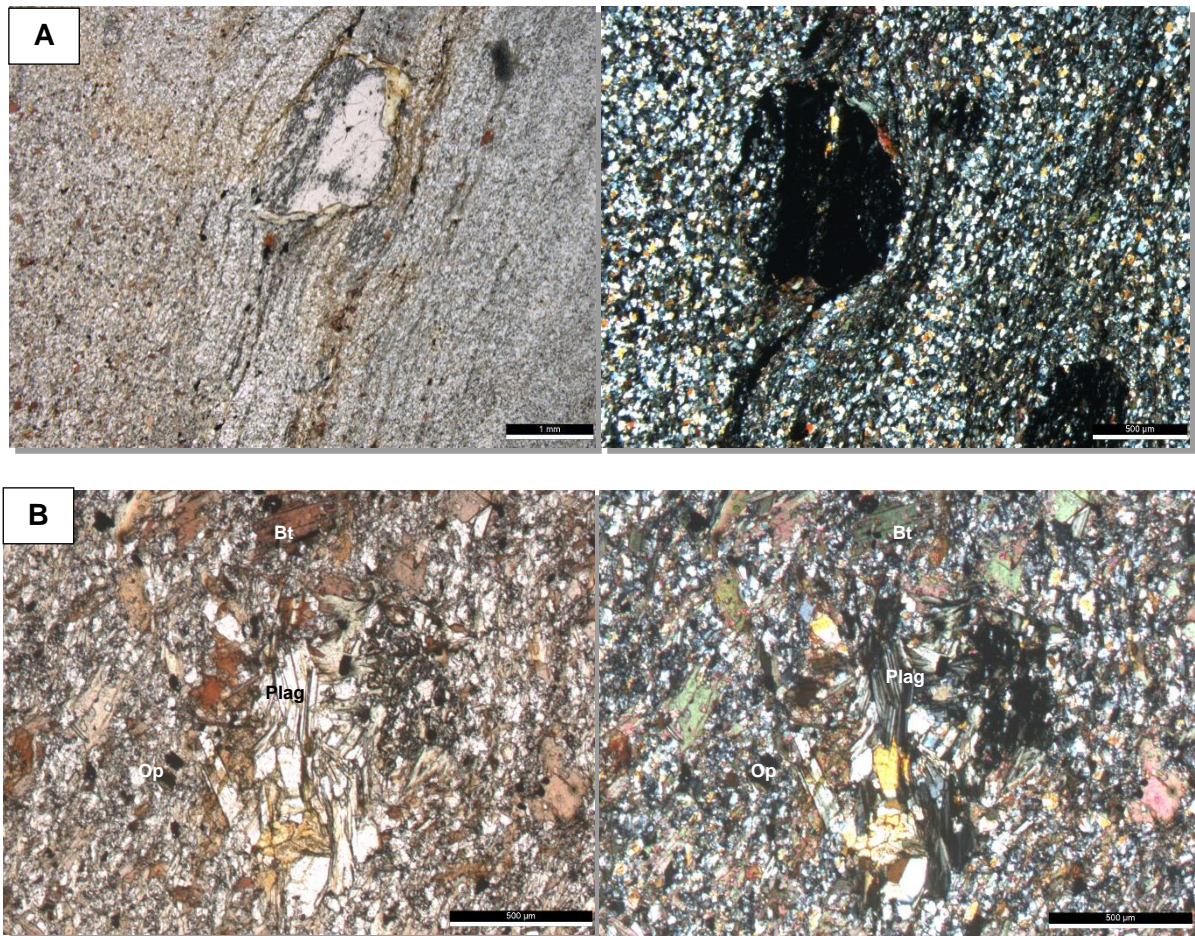


Fig. IV. 6 - Microfotografias do metagrauwauque: A – Textura e porfiroblastos de granada; B - mineralogia observada no metagrauwauque. Bt – biotite; Plag – plagioclase; Op - opacos. À esquerda: Nicóis paralelos. À direita: Nicóis cruzados.

- CCT4N e CCT4P (ambas quartzo-filito)

Estas lâminas, feitas sobre a mesma amostra, mas com distinta orientação, apresentam uma textura lepidogranoblástica com alguns opacos de grande dimensão. Observa-se um bandado composicional nítido, marcado por níveis de textura granoblástica, muito quartzosos, e por níveis de textura lepidoblástica, predominantemente micáceos. Exibem clivagem de crenulação referente a uma 2ª fase de deformação. Atendendo que Sousa (1982), Ferreira e Sousa (1994) consideram que a área em estudo apenas foi afetada por duas deformações principais, a D₁ e a D₃, a clivagem de crenulação observada pertencerá a S₃ (Fig. IV.7A), estando perpendicular a S₁//S₀.

Mineralogicamente apresentam quartzo, biotite em pequenos porfiroblastos poicilíticos alinhados segundo S₃, moscovite em finas palhetas marcando S₁, turmalina zonada anterior à foliação S₃, e opacos, geralmente, associados aos níveis quartzosos (Fig. IV.7B). A biotite, em alguns casos, surge cloritizada. É ainda possível observar microfaturas transversas à foliação. Trata-se de um filito (ou quartzo-filito).

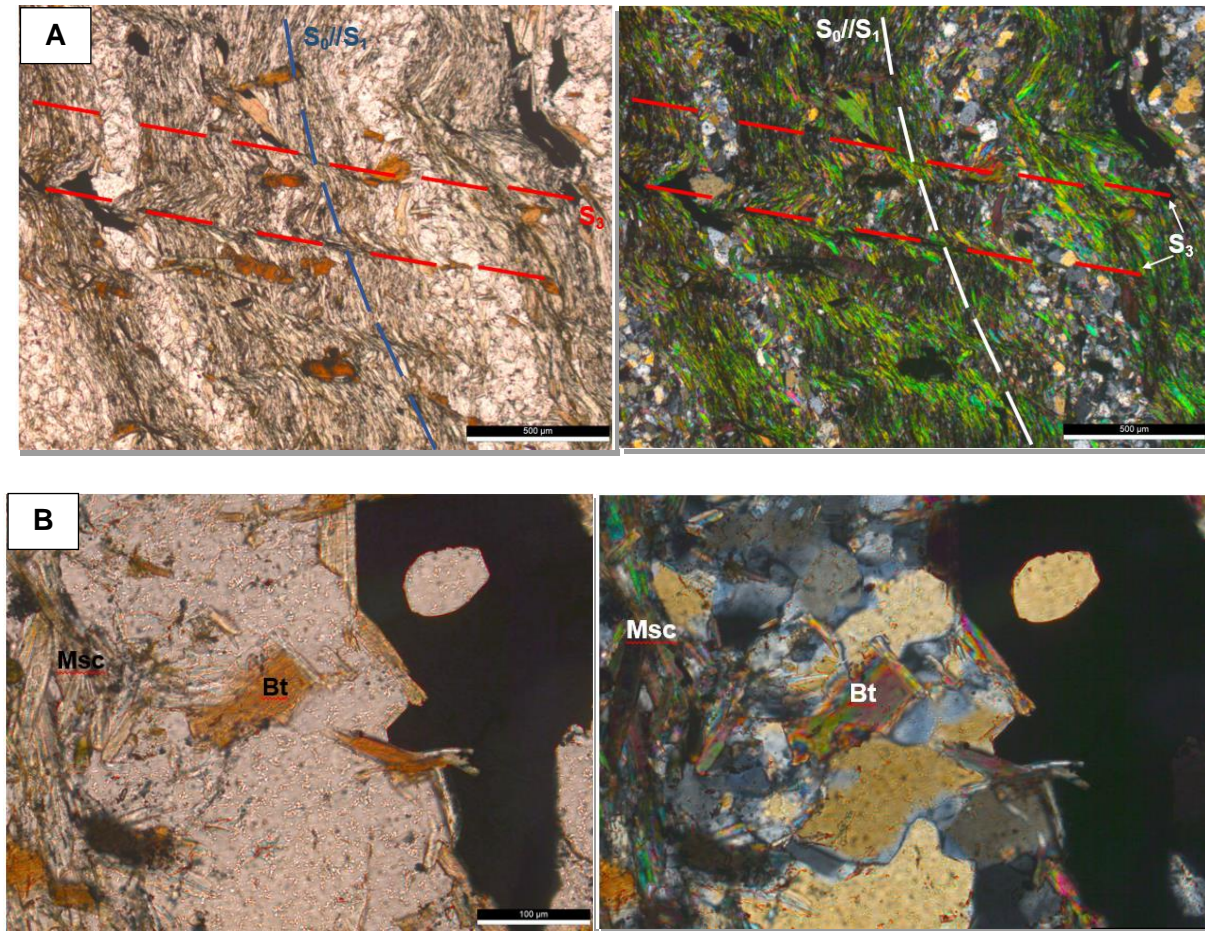


Fig. IV. 7 – Microfotografias do quartzo-filito: A - foliação e da clivagem de crenulação S_3 perpendicular a S_1/S_0 . B – Mineralogia observada: Bt - biotite; Msc - moscovite. À esquerda: Nicóis paralelos. À direita: Nicóis cruzados.

CCT5A, CCT5B e CCT5C (rochas calcossilicatadas)

As amostras CCT5 apresentam uma textura granoblástica inequigranular a granolepidoblástica com intercalações de níveis micáceos com níveis quartzosos. É ainda possível observar na estratificação o contacto primário S_0 entre o quartzo-filito e a rocha calcossilicatada (Fig. IV.8A). Têm veios de cloritização, quartzo e de óxidos transversais à foliação. Apresentam uma composição mineralógica constituída por quartzo, moscovite, biotite pós-cinemática, clorite, minerais de epidoto, apatite e turmalina. A biotite surge muitas vezes cloritizada (Fig. IV.8B). A composição e textura destas lâminas correspondem a rochas calcossilicatadas, muito ricas em quartzo.

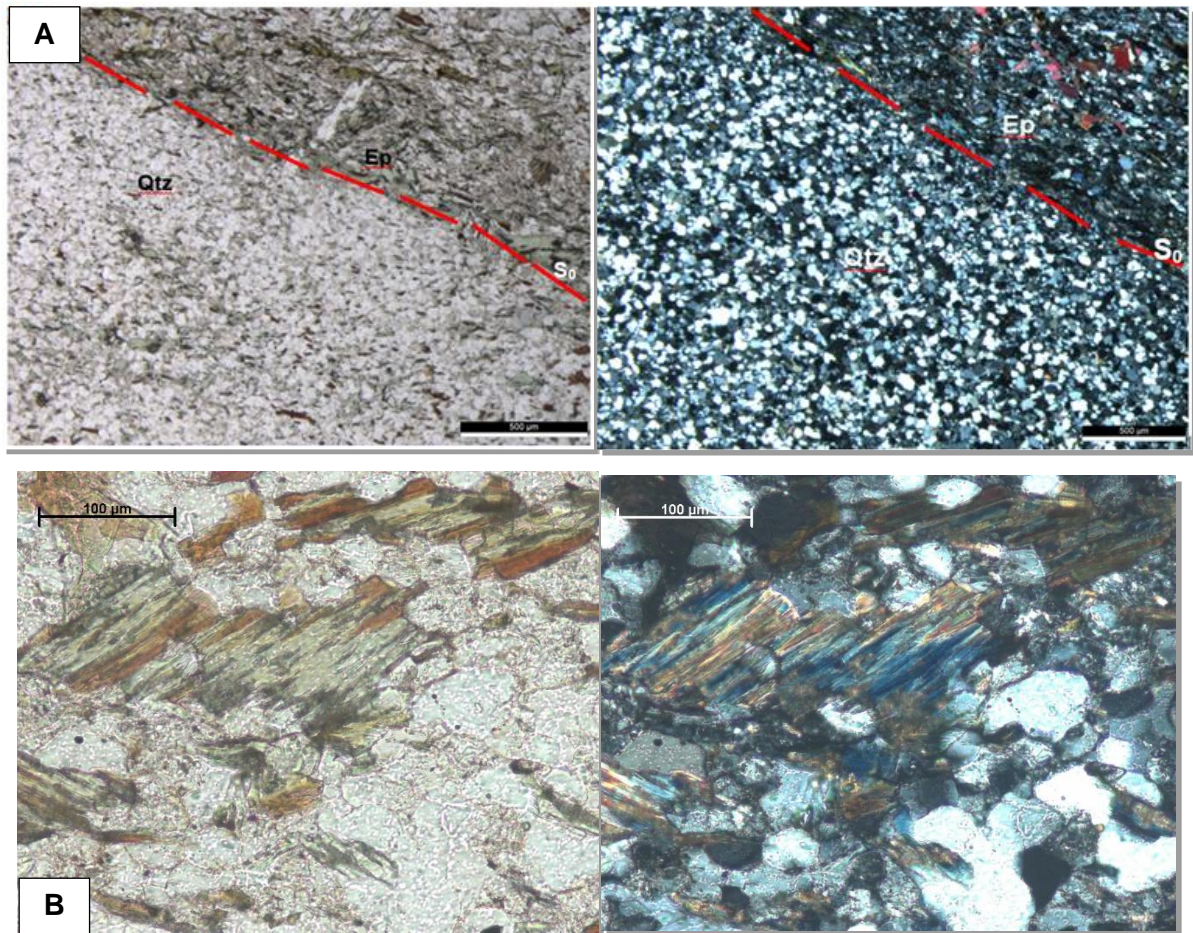


Fig. IV. 8 – Microfotos das rochas calcossilicatadas: A – transição primária S_0 . B – cloritização da biotite. Qtz – quartzo; Ep – Epidoto. À esquerda: Nicóis paralelos. À direita: Nicóis cruzados.

- CCT6 e CCT7 (skarns)

A litologia representada por estas lâminas, *skarns*, apresentam uma textura granoblástica inequigranular grosseira e uma composição mineralógica com vesuvianite intercrescida com epidoto (Fig. IV.9A), esfena, plagioclase e moscovite fibro-radiada. A vesuvianite é o mineral principal, surgindo com diferentes texturas. De ressaltar a, também, presença de inclusões fluídas e microfraturas.

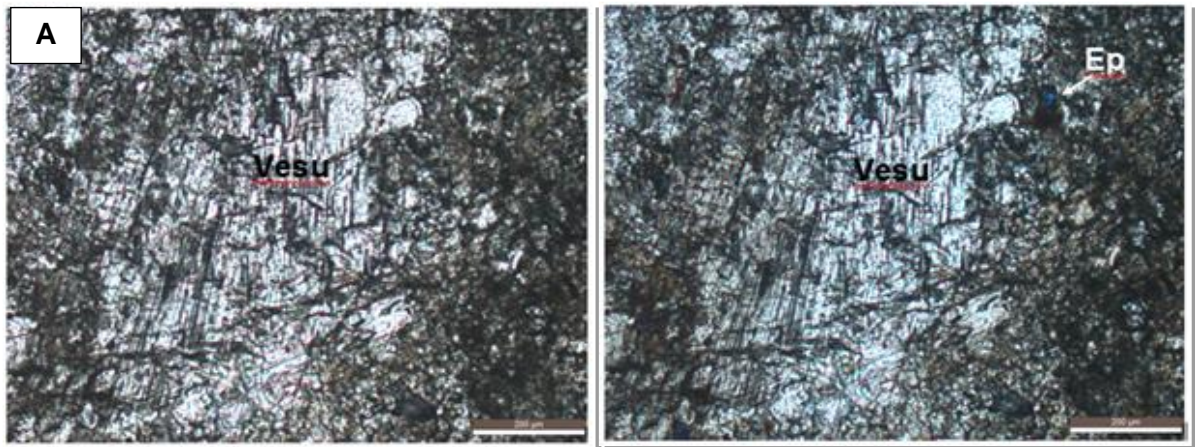


Fig. IV. 9 – Microfotografias dos skarns: A - Vesuvianite radiada e epidoto. Vesu – vesuvianite; Ep – Epidoto. A esquerda: Nicóis paralelos. A direita: Nicóis cruzados.

- CCT8 (quartzo-filito com cloritóide)

Quartzo-filito com textura fundamentalmente lepidoblástica com tendência porfiroblástica. A variação composicional da amostra materializa uma geometria de dobra com abundante quartzo de textura granoblástica, na zona de charneira. Nota-se a presença de clivagem de crenulação associada a D_3 (Fig. IV.10A), como na amostra CCT4. Na sua composição mineralógica estão presentes: quartzo, biotite, clorite e porfiroblastos de cloritóide (Fig. IV.10B e C) não pleocroicos, poicilíticos preservando uma foliação interna marcada por inclusões de quartzo. Esta foliação interna corresponderá a S_1 .

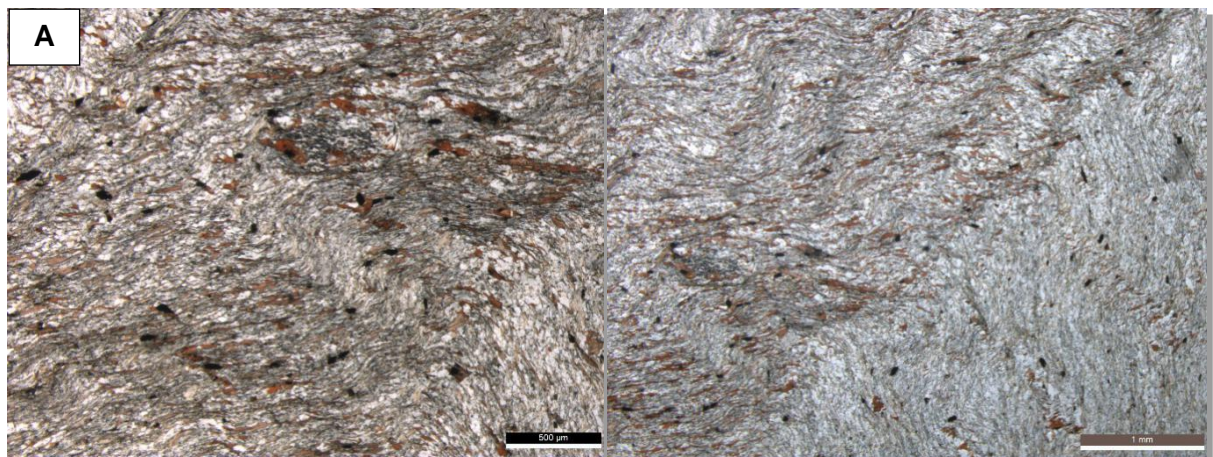


Fig. IV.10 continua na página seguinte

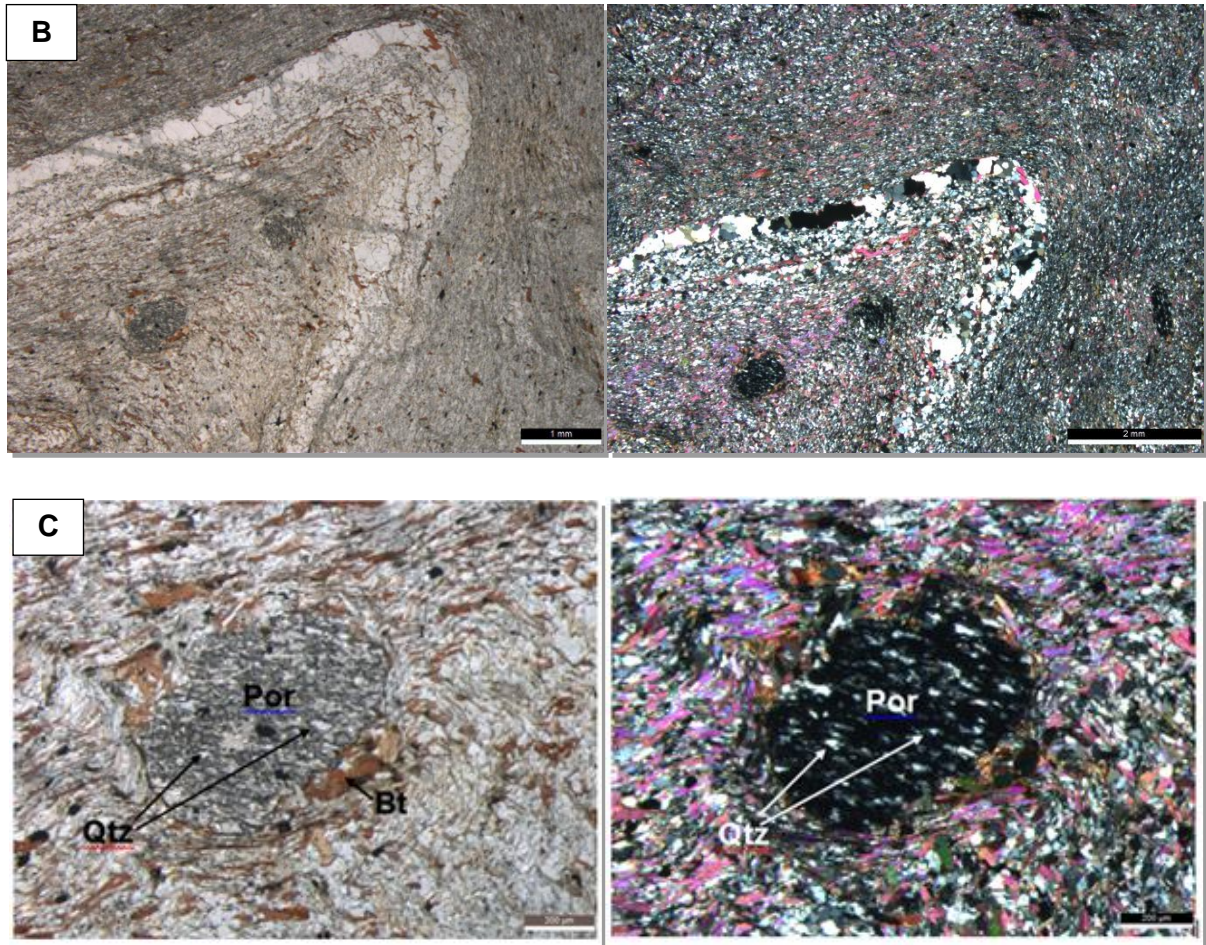


Fig. IV. 10 - Microfotografias do quartzito com cloritóide: A – clivagem de crenulação S3; B – dobra com níveis quartzíticos; C – porfiroblasto pocilítico com inclusões de quartzo. Qtz – quartzo; Bt – biotite; Por – Porfiroblasto. À esquerda: Nicóis paralelos. À direita: Nicóis cruzados.

Foz Tua

Todas as amostras recolhidas em Foz Tua, na Formação de Pinhão, são de rocha calcossilicatada (PM173, PM174 e PM175). Todas elas apresentam uma textura granoblástica heterogranular com um carácter porfirogranoblástico. Os porfiroblastos, quando existentes, são, maioritariamente, de anfíbola (tremolite-actinolite) fibro-radiada, por vezes cloritizada (Fig. IV.11A), geralmente aparecendo em associação com a biotite e opacos (Fig. IV.11B). A biotite ocorre desorientada, poicilitica e tardi-cinemática. A sua associação mineralógica (Fig. IV.11C e D) é caracterizada, além dos minerais já enunciados, pela presença de quartzo com tendência à poligonização heterogranular que compõe a maior parte da matriz, apatite euédrica a subédrica com inclusões, minerais de epidoto, opacos, alguma granada e esfena.

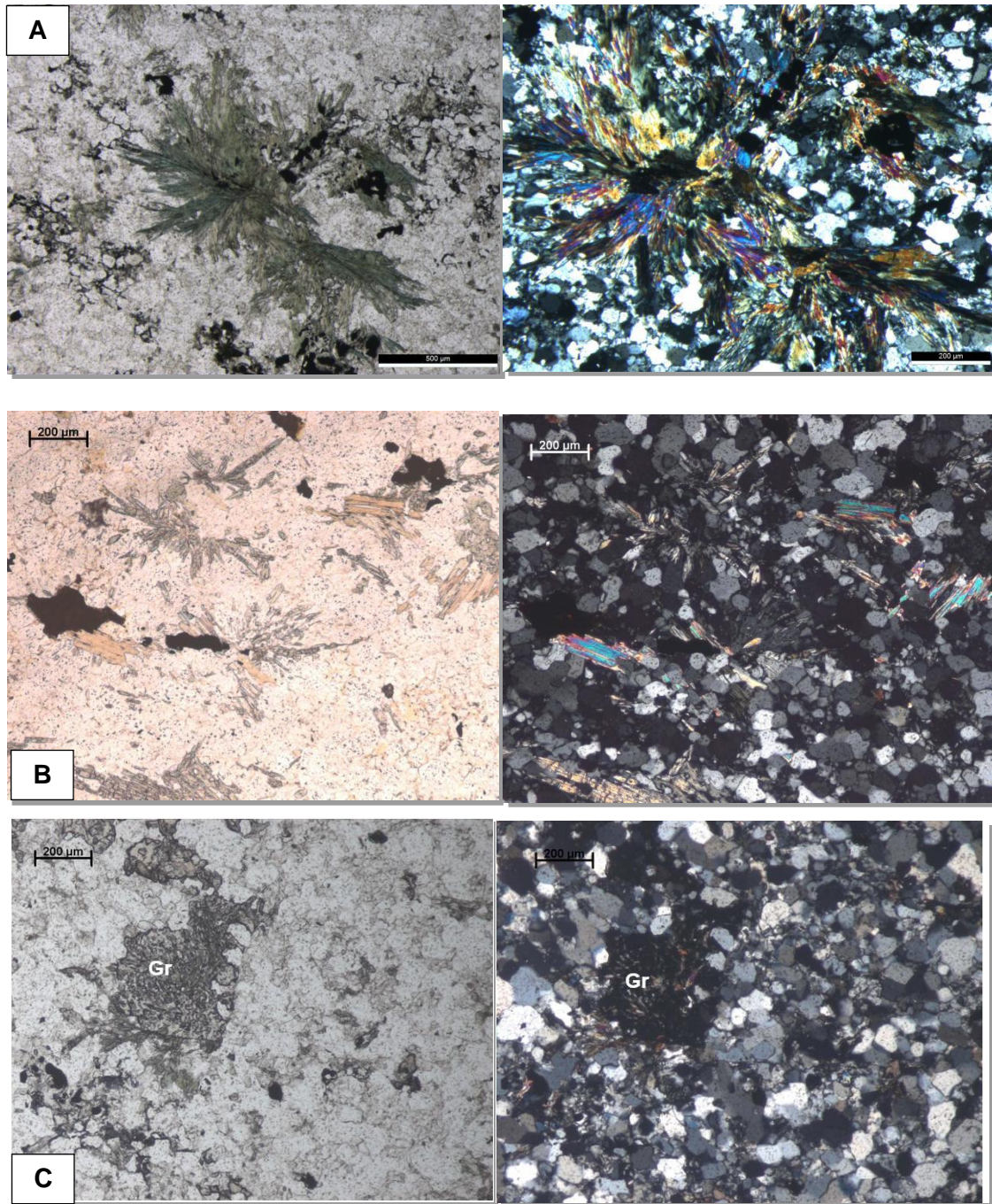


Fig. IV.11 continua na página seguinte

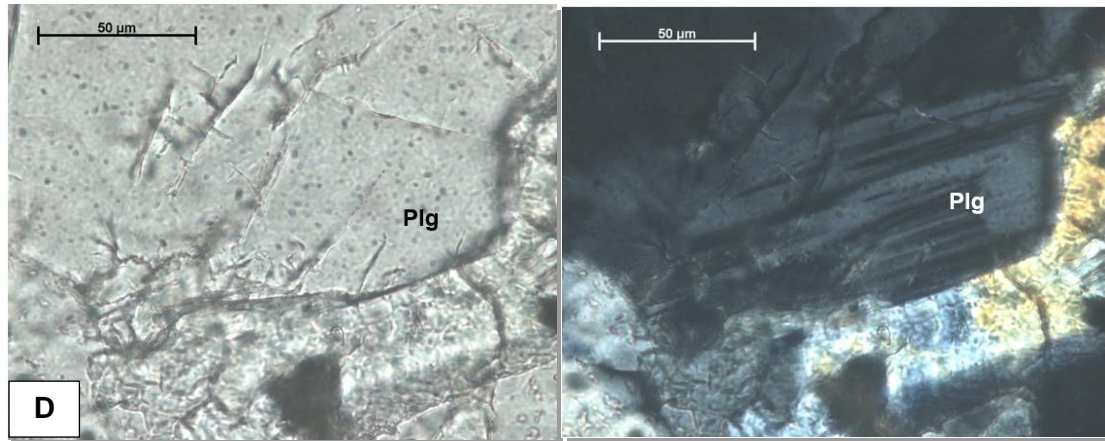


Fig. IV. 11 - Microfotografias das rochas calcossilicatadas de Foz Tua. A – Aglomerado fibro-radiado de anfíbola (tremolite-actinolite) com pouca cloritização. B – Anfíbolos em associação com biotite e opacos. C e D – Aspectos de composição e textura de matriz essencialmente quartzosa e com alguma plagioclase, com ligeira tendência poligonal. Gr – Granada; Plg – Plagioclase. À esquerda em nicóis paralelos. À direita em nicóis cruzados

Em síntese, o estudo petrográfico permite fazer as seguintes considerações em relação às amostras de Tabuaço:

- Apesar da deformação e do metamorfismo a estruturação primária está presente na maioria das rochas, nomeadamente no contacto de rochas quartzo-pelíticas com os finos leitos de rochas calcossilicatadas;
- À uma variação textural e composicional consoante a composição protolítica. A foliação é mais penetrativa, e por vezes apresenta-se crenulada, nos finos leitos mais pelíticos;
- Em termos de evolução metamórfica é de realçar a presença de cloritóide em níveis estratiográficos específicos (bem controlados pela estratificação). O cloritóide preserva uma foliação interna correspondente a S_1 . A foliação externa, na matriz envolvente, está crenulada pela D_3 .
- Nestas amostras a biotite não apresenta orientação notória embora com algum mimetismo sobre a foliação principal S_1 ;
- As rochas calcossilicatadas são sobretudo ricas em quartzo, associado a moscovite e biotite, esta pós-cinemática. Os únicos minerais cálcicos presentes são o epidoto e a apatite;
- A distribuição do epidoto é fortemente controlada pela estratigrafia que aponta para a não ocorrência de metassomatismo, com exceção nos *skarns*, mas sim de um processo metamórfico sobre protólitos distintos em que o epidoto pode estar associado à presença de cimentos carbonatados e/ou a intercalações de rochas vulcano-sedimentares, com alguma plagioclase cálcica;

- Os *skarns* apresentam como mineral principal a vesuvianite, e uma textura muito mais grosseira;
- Nos *skarns* a larga predominância de silicatos cálcicos aponta no sentido do metassomatismo sobre rochas carbonatadas.

Em relação às amostras de Foz Tua pode-se tecer as seguintes considerações:

- As rochas calcossilicatadas estudadas de Foz Tua estão englobadas na Formação de Pinhão;
- Ocorrem em bancadas mais possantes e apresentam aspetos texturais e composicionais distintos dos das amostras de Tabuaço;
- Os silicatos cálcicos mais abundantes são a tremolite-actinolite com textura fibro-radiada, embora o quartzo seja o mineral mais abundante. Também aqui a biotite é orientada, poicilítica e tardi-cinemática.

De realçar que quer em Foz Tua, quer em Tabuaço as rochas calcossilicatadas ocorrem com relativa proximidade a granitos sin-tectónicos.

Capítulo V – Estudio Geoquímico

V.1 Métodos analíticos

Análises geoquímicas foram realizadas para a determinação dos conteúdos de elementos maiores e traço em rocha a fim de classificar quimicamente as amostras e estabelecer correlações entre as mesmas com base na sua afinidade geoquímica. Para executar esse procedimento, 5 amostras representativas da paragénese de Tabuaço foram selecionadas e preparadas, método já descrito no Capítulo III. As análises foram efetuadas no laboratório *Actlabs* em Ontário, Canadá, pelo método ICP para elementos menores e pelo ICP-MS para elementos traço.

A técnica ICP – *Inductively coupled plasma emission spectrometry* – é um método capaz de medir a maior parte dos elementos descritos na tabela periódica com baixos limites de deteção e boa precisão (Portella, 2015).

A ICP-MS – *Inductively coupled plasma mass spectrometry* – é uma técnica analítica muito poderosa para a determinação de elementos traço (URL2). Esta técnica foi introduzida nos anos 80 tendo sofrido grandes evoluções ao longo do tempo (Enzweiler e Duarte, 2007).

As amostras em estudo compreendem metavulcanito(?) (CCT1A), metagrauvaques (CCT2A e CCT2B), rochas calcossilicatadas (CCT5C) e *skarns* (CCT6).

V.2 Resultados

Os resultados obtidos em laboratório para as concentrações dos elementos químicos presentes nas 5 amostras encontram-se nas Tabelas V.1 (Elementos maiores), Tabela V.2 e Tabela V.3 (Elementos menores) e na Tabela V.6 (Terras Raras). Algumas concentrações encontram-se abaixo do limite de deteção, nessa situação, nas tabelas aparece o símbolo “<” seguido do valor do limite de deteção para o elemento em questão.

Tabela V. 1 - Concentrações dos elementos maiores nas 5 amostras analisadas

Elementos Maiores (%)

% Óxidos	Amostras				
	CCT1A	CCT2A	CCT2B	CCT5C	CCT6A
	Metavulcanito(?)	Metagrauwaque	Metagrauwaque	Rocha Calossilicatada	Skarn
SiO₂	74,660	65,590	61,400	65,760	38,790
Al₂O₃	14,720	15,010	16,310	15,310	16,780
Fe₂O₃(T)	0,550	6,400	6,990	4,260	1,980
MnO	0,006	0,447	0,383	0,082	0,041
MgO	0,570	3,030	3,630	2,280	1,720
CaO	0,530	4,220	4,140	1,720	29,620
Na₂O	0,040	0,910	1,020	2,900	2,520
K₂O	3,210	2,140	2,570	2,830	0,180
TiO₂	0,781	0,632	0,851	0,851	0,231
P₂O₅	0,510	0,150	0,200	0,210	4,490
LOI	4,010	2,010	2,260	2,640	2,700
Total	99,570	100,600	99,740	98,840	99,060

Tabela V. 2 - Concentrações dos elementos menores nas amostras analisadas.

Elementos Menores (ppm)

Amostra	Litologia	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb
CCT1A	Metavulcnito(?)	10	3	107	66	703	21	210	140	3	< 20	10	< 30	16	1	11	157
CCT2A	Metagrauwaque	15	4	91	250	221	30	174	140	15	50	30	100	19	2	21	139
CCT2B	Metagrauwaque	15	4	102	403	222	36	261	140	17	50	40	120	21	2	26	162
CCT5C	Rocha calcossilicatada	14	3	95	752	241	28	244	130	15	40	30	80	19	1	< 5	109
CCT6A	Skarn	6	292	45	23	885	9	50	120	2	50	< 10	50	28	48	12	6

Tabela V. 3 - Concentração dos elementos menores (cont.).

Elementos Menores continuação (ppm)

Amostra	Litologia	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Hf	Ta	W	Ti	Pb	Bi	Th	U
CCT1A	Metavulcanito(?)	10	3	0,5	<0,2	2	0,6	15,3	5	1	4	0,2	<5	<0,4	13	2
CCT2A	Metagrauvaque	11	3	0,5	<0,2	3	0,7	52,1	4	1	1	0,4	17	<0,4	11	4
CCT2B	Metagrauvaque	13	3	0,6	<0,2	2	0,6	55	6	1	1	0,4	17	0,4	14	5
CCT5C	Rocha Calcossilicatada	11	2	0,6	<0,2	3	0,7	7,7	5	1	3	0,1	7	<0,4	14	3
CCT6A	Skarn	4	6	<0,5	<0,2	>1000	13	<0,5	1	0	3630	<0,1	<5	2,4	3,4	3

Tabela V. 4 - Concentrações de Terras Raras não normalizadas nas cinco amostras analisadas.

Elementos menores - Terras Raras não normalizadas (ppm)

Amostra	Litologia	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	DY	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
CCT1A	Metavulcanito(?)	129	236	27	94	16	2,4	7	1	4	1	2	0,3	2	0,4
CCT2A	Metagrauvaque	45	82	9,9	37	7,8	1,4	7	1	6	1	3	0,5	3	0,5
CCT2B	Metagrauvaque	47	93	11	40	8,7	1,5	8	1	7	1	4	0,6	4	0,5
CCT5C	Rocha Calcossilicatada	36	80	7,9	30	5,9	1,3	5	1	5	1	3	0,5	3	0,5
CCT6A	Skarn	16	27	3,3	12	2,5	0,5	2	0	2	0	1	0,2	1	0,2

A figura V.1. apresenta a legenda e a designação das litologias envolvidas nos diagramas seguintes. Esta será a legenda comum a todos os diagramas presentes neste capítulo.

Unidades litológicas da Formação de Bateiras - CXG: Grupo do Douro	
■	CCT1A Metavulcanito
◆	CCT2A Metagrauvaque
▲	CCT2B Metagrauvaque
×	CCT5C Rocha Calcossilicatada
✱	CCT6A <i>Skarn</i>

Fig. V. 1 - Legenda de todos os diagramas litogeoquímicos de todas as litologias estudadas pertencentes à Formação de Bateiras - CXG: Grupo do Douro

V.3 Elementos maiores

Os resultados relativos aos elementos maiores encontram-se sintetizados na tabela V.1. Numa análise preliminar observam-se algumas variações dignas de registo.

As concentrações de Fe_2O_3 (6,4% e 6,99%) e de MgO (3,03% e 3,63%) são mais elevadas nas amostras grauvacóides, contrariamente ao metavulcanito(?) que apresenta os valores mais baixos (0,55% e 0,57%, respetivamente para Fe_2O_3 e MgO). Contrariamente ao esperado as amostras grauváquicas apresentam elevadas concentrações de CaO (4,22% e 4,14%), o que aponta no sentido da possível existência de carbonatos ou a existência de plagioclase com uma composição intermédia a anortítica.

Os valores da concentração de SiO_2 apresentam-se mais elevados no metavulcanito(?) (74,66%) e mais baixos no *skarn* (38,79%), sendo que nos grauvaques e na rocha calcossilicatada os valores são muito semelhantes apresentando muito pouca variação.

O metavulcanito(?), além das características já apresentadas, apresenta ainda uma concentração elevada de K_2O (3,12%), e, baixas concentrações de MnO (0,54%) e Na_2O (0,04%).

Diagramas de Harker

Os diagramas de variação, ou diagrama de Harker, foram aplicados a todas as amostras em estudo com o objetivo de analisar e correlacionar a composição litogeoquímica em termos de elementos maiores. A análise dos diagramas de Harker (Fig. V.2) põe em evidência a grande variabilidade de litologias, apesar do reduzido número de amostras.

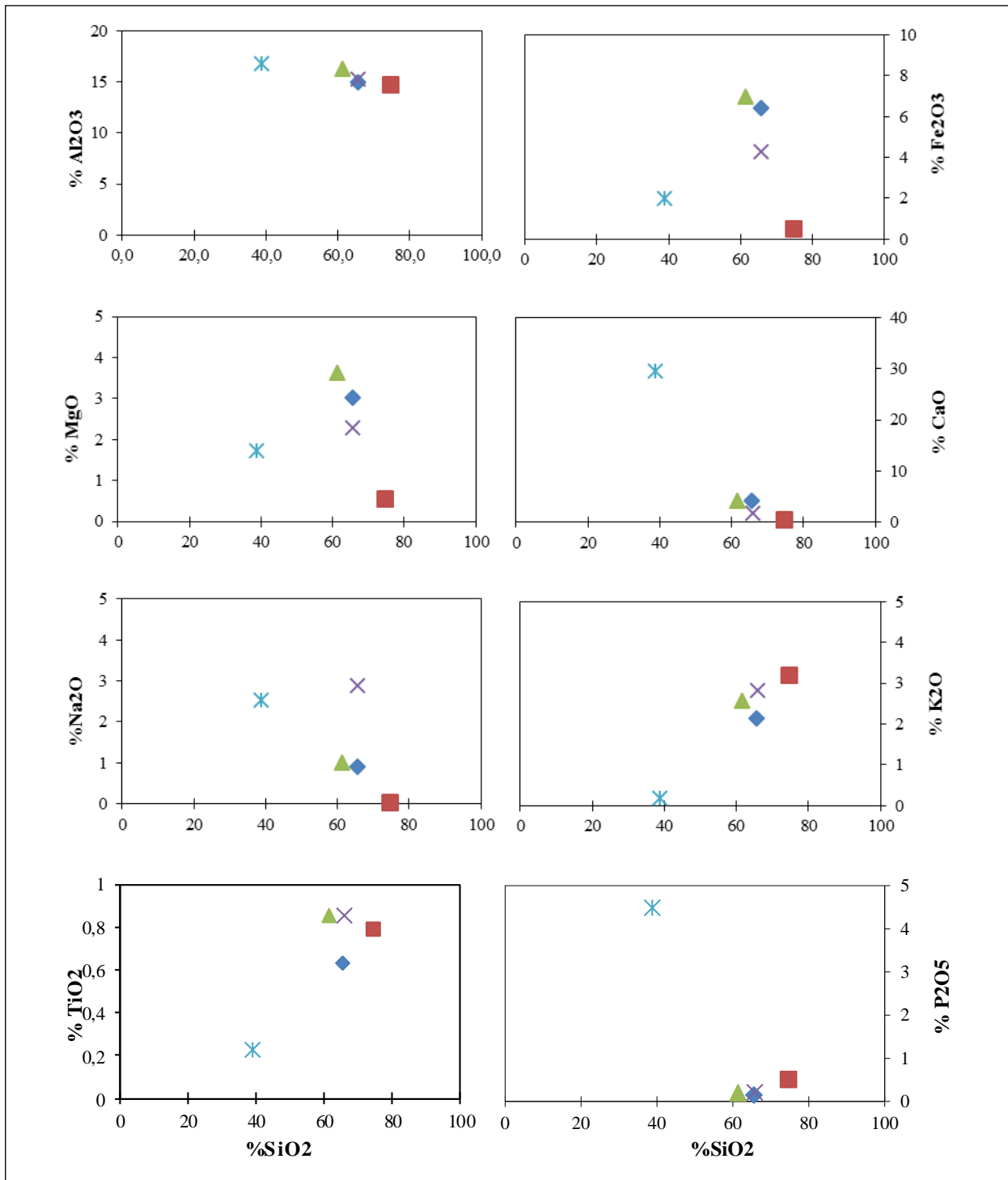


Fig. V. 2 - Diagramas de Harker para os elementos maiores

Através da análise dos diagramas de Harker percebe-se a existência de dois grupos composicionais distintos. Para facilitar a descrição dos resultados estes grupos serão designados por: 1º grupo, composto pelos metagrauwaques, metavulcanito(?) e pela rocha calcossilicatada, e, 2º grupo, composto pelo *skarn*.

O 1º grupo corresponde no seu conjunto a rochas bastante siliciosas. Neste grupo discrimina-se o metavulcanito(?). Esta rocha é a mais siliciosa e a mais rica em K₂O, e

apresenta baixos valores de Fe, Mg, Ca e Na. Estes resultados são realçados no diagrama $Al/3(K+Na+2Ca)$ vs $Fe+Mg+Ti$ (adaptado de Debon e Lefort, Fig. V.3).

O *skarn* é a amostra mais aluminosa e cálcica, sendo em contrapartida a menos siliciosa e potássica. Também é a que apresenta os valores mais baixos de TiO_2 (Fig. V.4). A composição aluminosa do *skarn* aponta no sentido do protólito ser um calcário impuro, tendo em conta a imobilidade do alumínio.

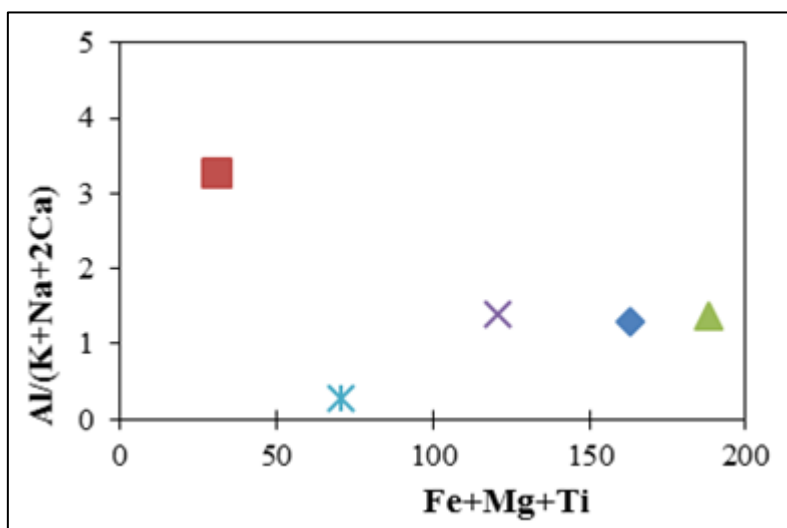


Fig. V. 3 - Diagrama $Al/(K+Na+2Ca)$ vs $Fe+Mg+Ti$ (adptado de Debon e Lefort, 1983).

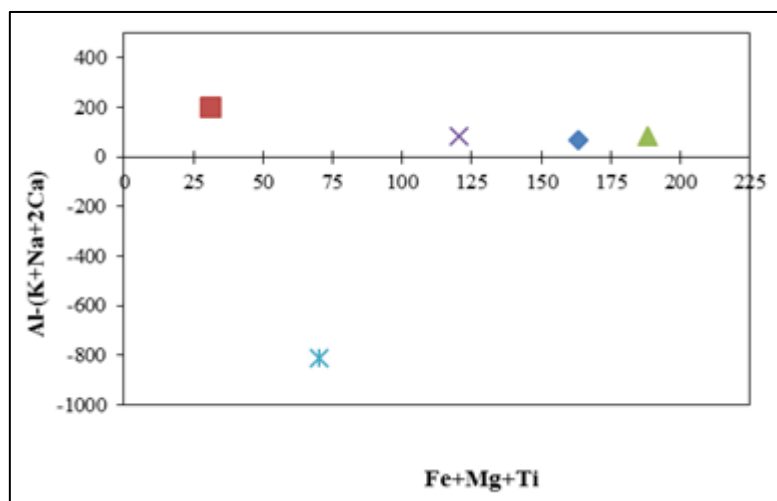


Fig. V. 4 - Diagrama $Al-(K+Na+2Ca)$ vs $Fe+Mg+Ti$ (segundo Debon e Lefort, 1983).

Classificação das litologias

Diagrama de $Al/3-K$ versus $Al/3-Na$ (La Roche, 1968 in Ribeiro, 1998)

Este diagrama permite avaliar a natureza ígnea ou sedimentar de uma unidade litológica, assim como o grau de maturidade químico-mineralógica dos sedimentos (Fig. V. 5; La Roche, 1968 in Ribeiro, 1998).

A aplicação deste diagrama às litologias em estudo permitiu corroborar algumas hipóteses já definidas no estudo petrográfico, como os metagrauvaques. Contudo a amostra inicialmente definida como sendo um metavulcanito(?), ao contrário do que seria expectável, projeta-se no domínio dos “shales” (Fig. V.6).

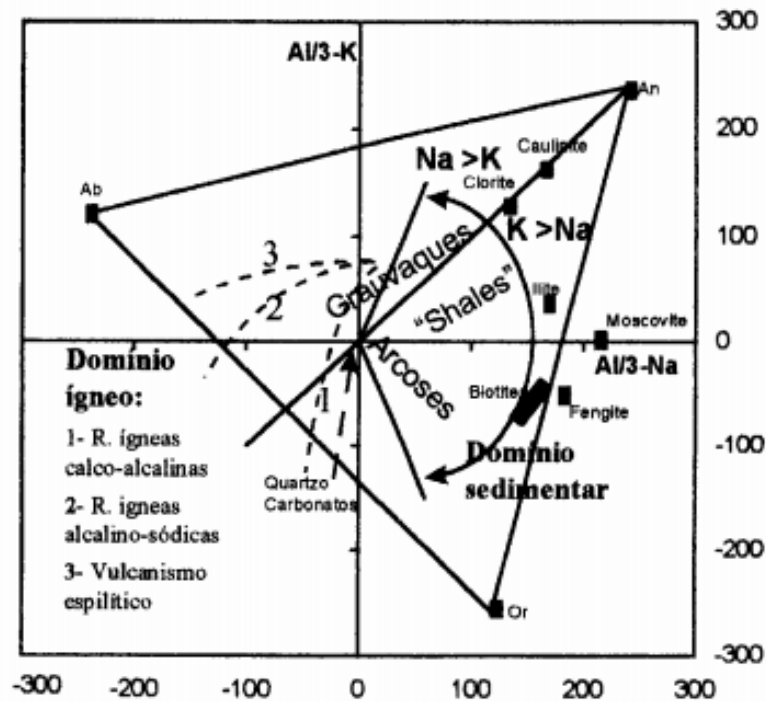


Fig. V. 5 - Diagrama Al₃-K vs Al₃-Na de acordo com La Roche (1968), com a representação da interpretação dos domínios litológicos e dos principais minerais envolvidos (extraído de Ribeiro, 1998).

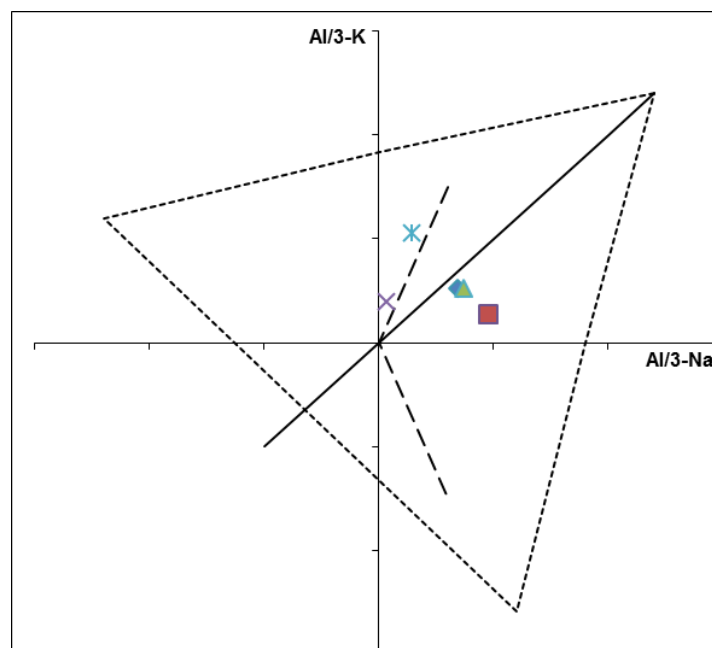


Fig. V. 6 - Diagrama Al₃-K vs Al₃-Na aplicado às litologias em estudo da BF (ver legenda da Fig. VI.1).

Diagrama Na/Al vs K/Al (adaptado de Moine, 1974)

O diagrama Na/Al vs K/Al (Fig. VI.7) adaptado de Moine (1974) permite destacar a rocha calcossilicatada, sendo a única a não englobar o campo dos “shales”, estando situada nos grauvaques, com um valor de Na/Al elevado. O metavulcanito(?) e o *skarn* são coincidentes apresentando valores de Na/Al muito baixos, com uma composição muito próxima da ilite.

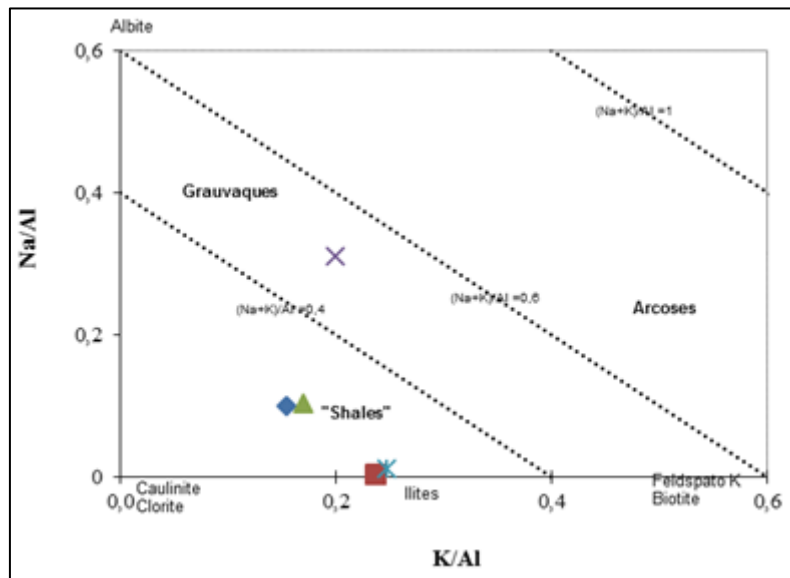


Fig. V. 7 - Diagrama Na/Al vs K/Al (Moine, 1974) aplicado às litologias estudadas.

Diagrama $Si/3-(K+Na+2Ca/3)$ vs $K-(Na+Ca)$ (segundo La Roche, 1966)

Os diagramas anteriores não tinham em conta a sílica, que é um dos componentes químicos essenciais, quer das rochas sedimentares quer das vulcânicas. Nas rochas detríticas é importante quer na fração arenosa quer na argilosa, embora com um comportamento geoquímico complexo no ambiente sedimentar (Moine, 1974 *in* Ribeiro, 1998), dependendo da fase mineralógica em que está inserida, uma vez que que no quartzo a sílica funciona como elemento mais imóvel, mas nos aluminossilicatos, a sílica é bastante mais móvel que a alumina (Ribeiro, 1998).

No diagrama $Si/3-(K+Na+2Ca/3)$ vs $K-(Na+Ca)$ são considerados como pólos de um triângulo o quartzo, o feldspato potássico e a plagioclase (Fig. V.8).

Aplicando o diagrama às amostras estudadas, observa-se que a única amostra com valor positivo de $K-(Na+Ca)$ é o metavulcanito(?) com composição próxima das ilites (Fig. V.9). Os metagrauvaques e a rocha calcossilicatada inserem-se numa transição do domínio sedimentar para o domínio ígneo, na zona da clorite. A projeção do *skarn*, com valores muito negativos do parâmetro $K-(Na+Ca)$ manifesta o elevado teor em Ca desta litologia.

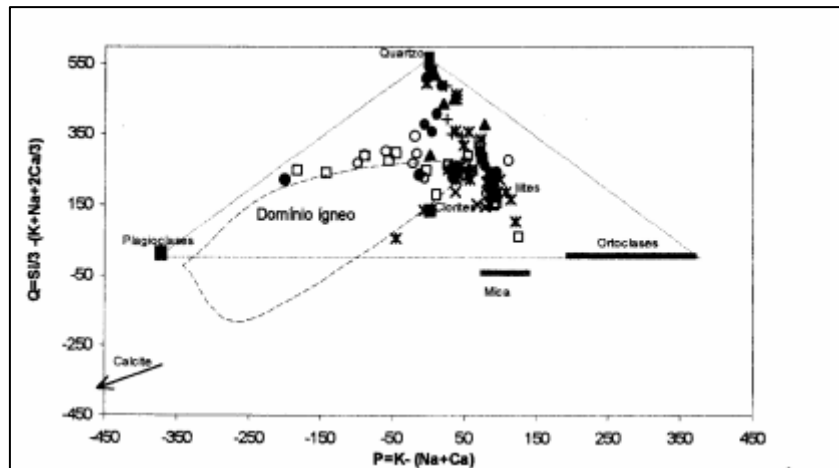


Fig. V. 8 - Exemplo de projeção de unidades no diagrama $Si^3/(K+Na+2Ca)$ vs $K-(Na+Ca)$ e representação dos domínios sedimentar e ígneo (extraído de Ribeiro, 1998).

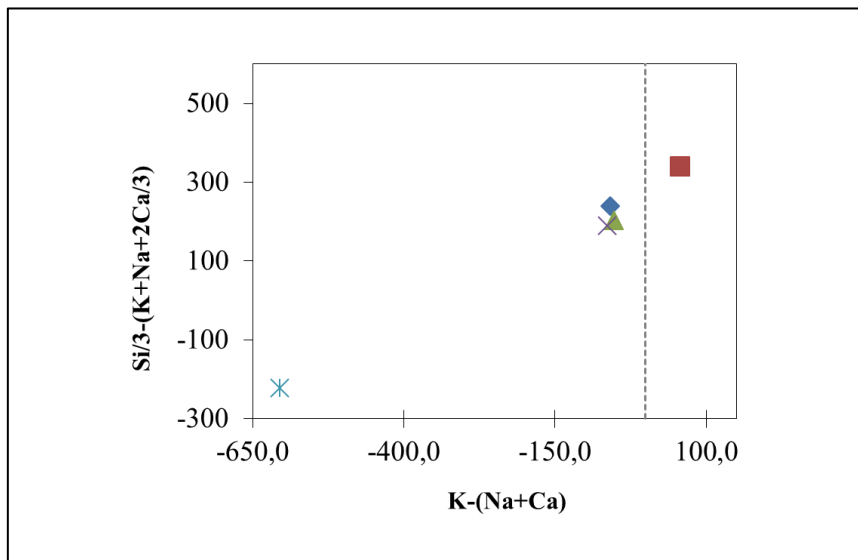


Fig. V. 9 - Diagrama $Si^3/(K+Na+2Ca)$ vs $K-(Na+Ca)$ aplicado às amostras estudadas (segundo La Roche, 1966 in Ribeiro, 1998).

V.4 Perfis normalizados das Terras Raras (TR)

Os elementos de terras raras (TR) são utilizados como marcadores geoquímicos devido à sua estabilidade durante a erosão, sedimentação e durante os processos hidrotermais e meteorização (Taylor e McLennan, 1985; Condie, 1991). Para uma análise dos padrões de distribuição destes elementos, é necessário normalizar os valores a composições médias padronizadas, de que são exemplo a média NASC (*North American Shale Composite*) (Gromet *et al.*, 1984), a média PAAS (*Post-Archean Australian Shale*) (Taylor e McLennan, 1985), a média da crosta superior (UC – *Upper continental Crust* – Condie, 1993; *Average upper continental crust* – Taylor e McLennan, 1989). Existe, ainda, médias padronizadas para

o manto primitivo, estimadas a partir da composição química de condritos, como os valores propostos por Evensen *et al.* (1978) e Taylor e McLennan (1985).

Os teores em elementos das terras raras (TR) (Tabela V.5) foram normalizados ao condrito, utilizando-se para o efeito os valores de referência de Evensen *et al.* (1978). Estes valores foram projetados em perfis (Fig. V.10), juntamente com a composição de referência ibérica NIBAS (*Neoproterozoic Iberian Average Shale*), proposta por Ugidos *et al.* (2010).

Tabela V. 5 - Valores das terras raras normalizadas ao condrito (Evensen *et al.*, 1978).

REE	CCT1A	CCT2A	CCT2B	CCT5C	CCT6
	Metavulcanito(?)	Metagrauvaque	Metagrauvaque	Rocha Calcossilicatada	Skarn
La (Nc)	527,39	185,61	192,97	145,54	65,82
Ce (Nc)	401,32	128,55	145,63	125,41	42,64
Pr (Nc)	283,28	103,14	113,11	82,18	34,66
Nd (Nc)	199,45	77,04	84,85	62,68	25,54
Sm (Nc)	101,30	50,65	56,49	38,31	16,23
Eu (Nc)	41,02	23,44	25,85	21,72	8,27
Gd (Nc)	35,73	32,79	38,18	25,45	10,28
Tb (Nc)	18,69	26,70	34,71	21,36	8,01
Dy (Nc)	14,95	22,83	28,34	20,46	7,08
Ho (Nc)	12,35	19,40	22,93	17,64	5,29
Er (Nc)	13,86	19,28	21,69	18,07	6,02
Tm (Nc)	13,28	19,52	21,48	19,52	6,25
Yb (Nc)	13,33	19,38	21,20	19,38	6,06
Lu (Nc)	13,78	20,09	20,48	19,30	5,91

Através da análise dos perfis de terras raras (Fig. V.10), constata-se que todas as amostras estudadas apresentam um enriquecimento de terras raras leves (TRL) em relação às terras raras pesadas (TRP) com um valor médio de $La_n/Lu_n = 15,12$. Os valores extremos desta razão de fracionamento são 38,26, no metavulcanito(?), e 7,54, na rocha calcossilicatada. Das amostras estudadas, a rocha calcossilicatada é a que apresenta um perfil de TR mais semelhante ao da composição de referência NIBAS, contudo os metagrauvaques também mostram um fracionamento das TRL e TRP semelhante ao NIBAS, embora com maior valor da anomalia negativa do Eu.

Todas as amostras apresentam anomalia negativa do Eu ($0,70 \leq \text{Eu}/\text{Eu}^* \leq 0,56$) (Fig. V.11A,B).

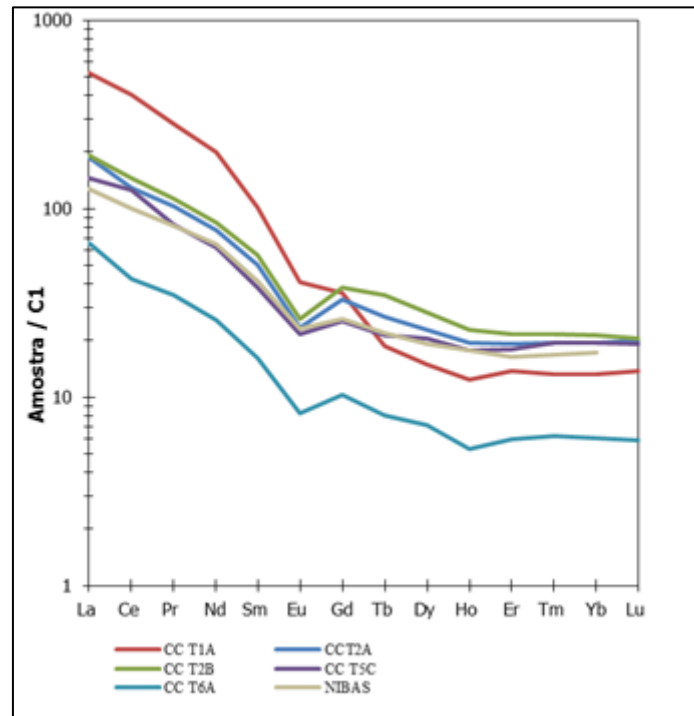


Fig. V. 10 - Perfis de terras raras normalizadas ao condrito segundo valores de Evensen et al., (1978). Projeção da composição de referência NIBAS (Ugidos et al., 2010).

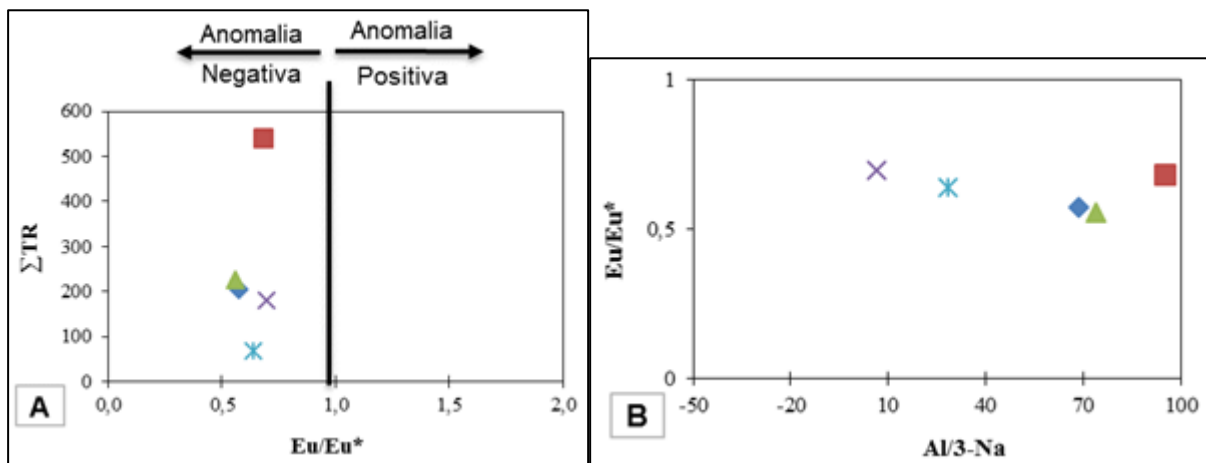


Fig. V. 11 - A - Anomalia do Eu (A - ΣTR vs Eu/Eu^* e B - Eu/Eu^* vs $\text{Al}/3\text{-Na}$).

Todas as amostras são mais ricas em TRL do que em TRP (Fig. V.10). Contudo destaca-se o metavulcanito(?) pelo elevado valor do somatório de terras raras (ΣTR), sobretudo pelo teor em TRL (Figs. V10, V.11A).

O metavulcanito(?) destaca-se das restantes litologias ao apresentar um espectro de TR (Fig. V.10) com um elevado fracionamento sobretudo das TRL, mas também das TRP quando comparado com as restantes amostras. Os grauvaques e a rocha calcossilicatada

apresentam um espectro de TR semelhante (Fig. V.10), com um maior fracionamento em TRL, com valores de La/Sm(nC) compreendidos entre 3,42 e 3,8 e, um espectro menos fracionado em TRP, em que os valores de Gd/Yb(nC) variam entre 1,32 e 1,86 (Fig. V.12B). Estas litologias apresentam espectros de TR muito semelhantes aos das rochas pelíticas e quartzopelíticas (McLennan, 1989). O *skarn* apresenta um fracionamento, quer de TRL, quer de TRP, similar aos grauvaques e à rocha calcossilicatada (Fig. V.10, Fig. V.12B), porém com um Σ TR inferior (Fig. V.12A).

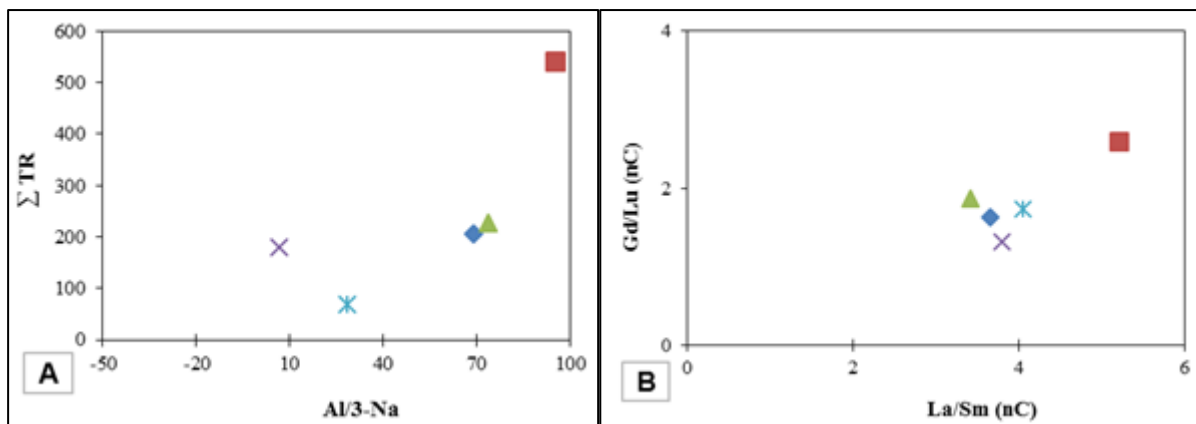


Fig. V. 12 - A – Somatório das TR (Σ TR). B – Relação entre as TRP (Gd/Lu(nC)) e as TRL (La/Sm(nC)).

Capítulo VI – Resultados Mineralógicos

VI.1 Microscopia Eletrónica de Varrimento (SEM)

Alguns locais das lâminas delgadas foram marcados para serem sujeitas a uma análise mais detalhada por microscopia eletrónica de varrimento (SEM – *Scanning Electron Microscopy*) e microanálise por raios-X na Unidade de Imagem, Microestrutura e Microanálise (IMICROS) do Centro de Materiais da Universidade do Porto (CEMUP). Tendo sido utilizado para o efeito o equipamento Fei Quanta 400 FEG ESEM/EDAX Pegasus X4M.

O SEM é uma poderosa técnica utilizada no apoio à investigação científica na caracterização microestrutural, sendo a mais versátil hoje disponível, em diversos campos do conhecimento.

O princípio de funcionamento consiste na emissão de um feixe de eletrões de um filamento de tungsténio, sob uma diferença de potencial que pode variar de 0,5 a 30keV, sobre uma superfície da amostra. Quando os eletrões atingem a amostra é gerada uma variedade de sinais e é a deteção de sinais específicos que gera uma imagem ou a composição elementar da amostra (Kimoto e Honjo, 1968; URL3). A técnica de Espectroscopia por Dispersão em Energia (EDS – *Energy Dispersive X-ray Spectroscopy*) é um dos recursos do SEM e permite a análise composicional dos materiais, sendo possível a quantificação dos elementos presentes em percentagem atómica ou em peso (Hall e Lloyd, 1981; Reimer, 1985).

As amostras para as quais foi feita uma análise mineralógica mais detalhada foram, a CCT1A (metavulcanito(?)), CCT5C (rocha calcossilicatada), CCT6 (*skarn*) e a CCT8 (quartzofilito). Todos os resultados obtidos no SEM encontram-se disponíveis no Anexo IV – Estudo Mineralógico: Resultados SEM. Desse modo são apresentados, neste capítulo, uma síntese dos principais resultados obtidos.

A análise mineralógica no SEM permitiu confirmar a abundância de feldspato potássico de reduzida dimensão e associado a fraturas na amostra CCT1A (metavulcanito(?)). Esta mineralogia justifica a composição rica em Al e K que a geoquímica pôs em evidência. (Fig. VI.1A). A forma, dimensão e distribuição da ocorrência deste feldspato potássico aponta para a possibilidade de tratar-se de adularia, feldspato potássico de baixa temperatura associado a alteração hidrotermal (ver imagens do anexo IV). Este mineral ocorre, geralmente, associado a caulinite (Fig. VI.1A), em fraturas nas zonas mais micáceas. Nestas zonas ocorre também ilmenite (Fig.VI.1B).

Na rocha calcossilicatadas (CCT5C) o feldspato potássico é encontrado no interior dos filonetes e com maior dimensão (Fig. VI.2A). Estes filonetes cortam o alinhamento da associação de clorite e esfena (Fig. VI.2B).

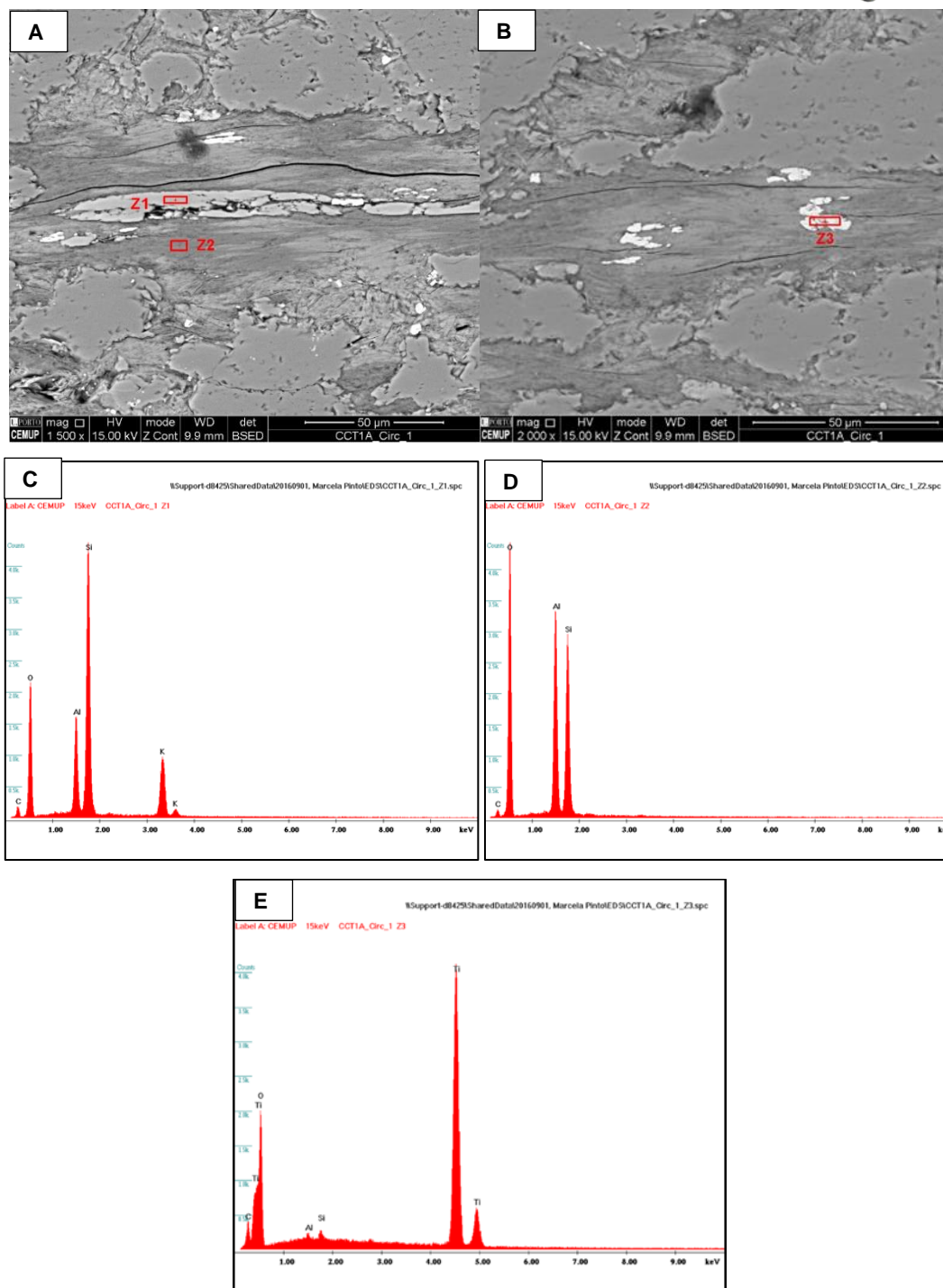


Fig. VI. 1 – Mineralogia confirmada no metavulcanito(?). A: Adulária (Z1) e caulinite (Z2); B: Ilmenite (Z3). C, D e E: respetivos espetros EDS.

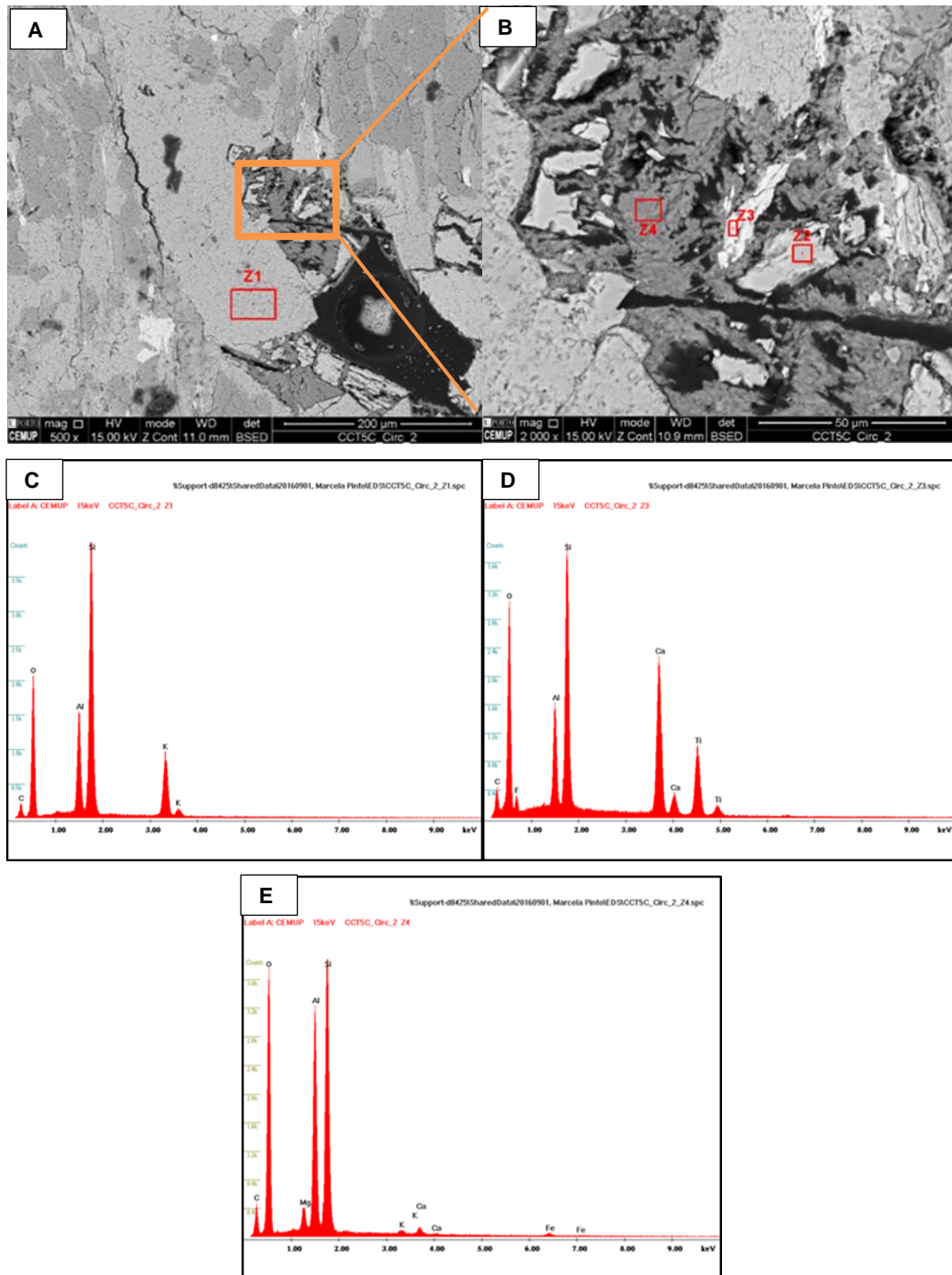


Fig. VI. 2 – Filonete na rocha calcossilicada onde se observa A: feldspato-K (Z1); B: epidoto (Z2), esfena (Z3) e clorite (Z4).
 C, D e E: Espectros de EDS do feldspato-K, esfena e clorite, respetivamente.

Denotou-se a presença de clorite com composições diferentes na rocha calcossilicada (Fig. VI.2B, E), no *skarn* e nos quartzo-filitos (Fig. VI.3).

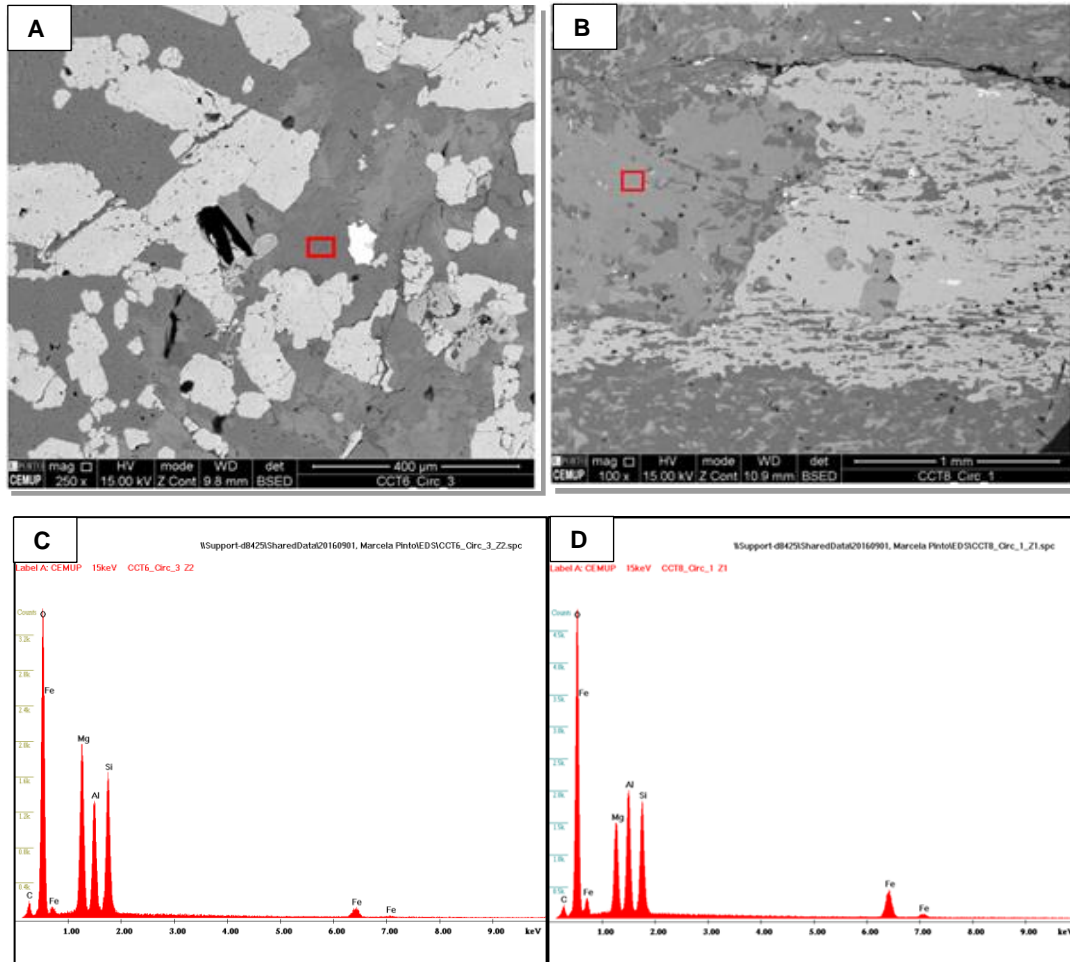


Fig. VI. 3 – A: Clorite no skarn (CCT6); B: no quartz-filito (CCT8). C e D: Respetivos espectros EDS.

Na rocha calcossilicatada e no *skarn* observam-se filonetes com albite (Fig. VI.4). No *skarn* distingue-se filonetes com composições distintas, havendo filonetes preenchidos quase exclusivamente por albite (Fig. VI.4B), e, filonetes em que a albite aparece associada a feldspato potássico, cassiterite, fluorite e vesuvianite (Fig. VI.4C).

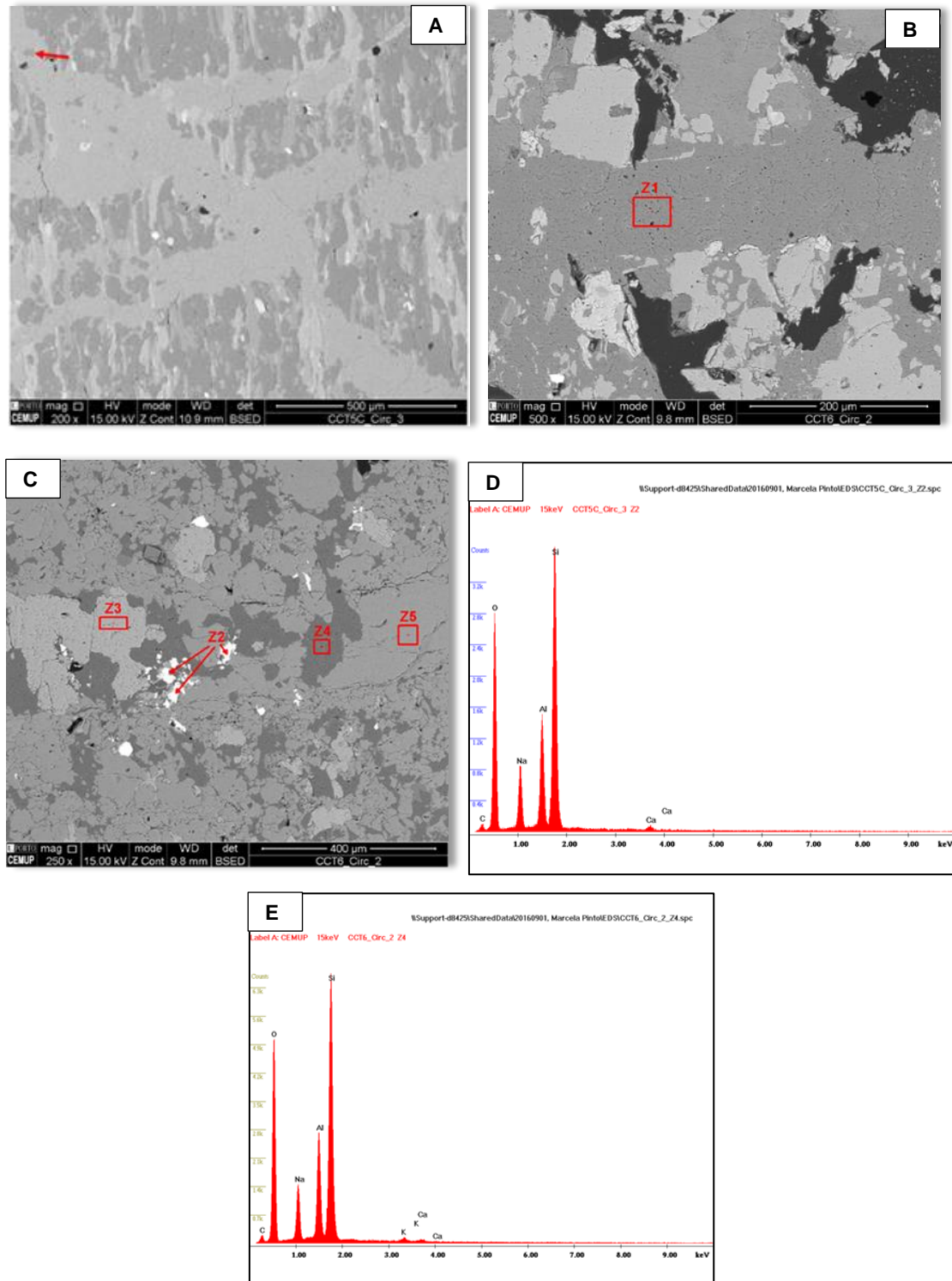


Fig. VI. 4 – A: Albite na rocha calcossilicatada; B – filonete no *skarn* quase, exclusivamente, preenchido por albite (Z1); C: filonete no *skarn* com albite (Z4) associada a cassiterite (Z2), fluorite (Z3) e vesuvianite (Z5). D e E: espectros EDS da albite na rocha calcossilicatada e no *skarn*, respetivamente.

Através da utilização do SEM confirmou-se que os porfiroblastos poicilíticos do quartzo-filito, são porfiroblastos de cloritóide (Fig. VI.5A) com inclusões de quartzo. Nesta

amostra observou-se, também, ilmenite (Fig. VI.5C). Esta é distinta do ponto de vista textural da ilmenite encontrada no metavulcanito(?).

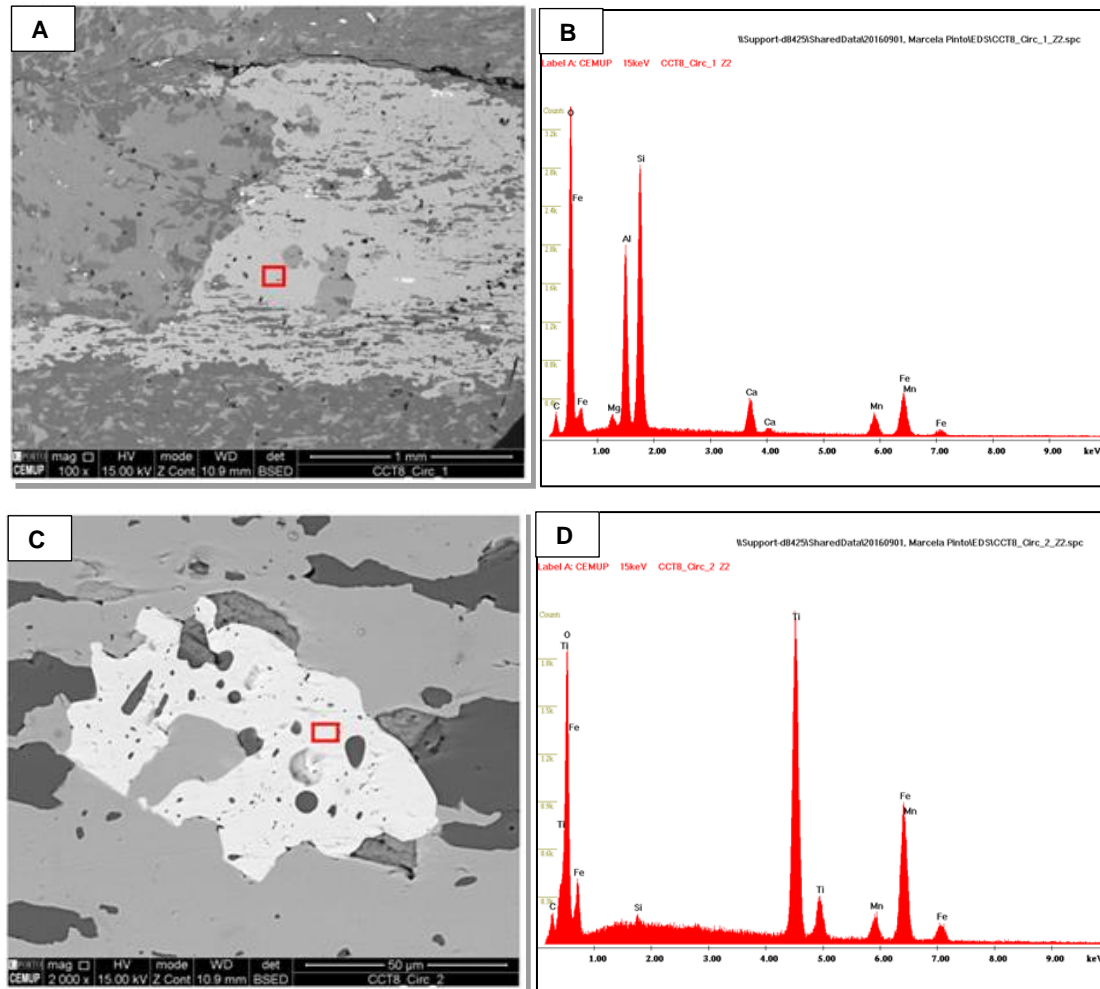


Fig. VI. 5 – A: Cloritóide; C: ilmenite no quartzo-filito. B e D: respetivos espectros EDS.

No *skarn* identificou-se, além dos minerais já referidos, fluorapatite (Fig. VI.6A), sob a forma de cristais euédricos tabulares e scheelite (Fig. VI.6C).

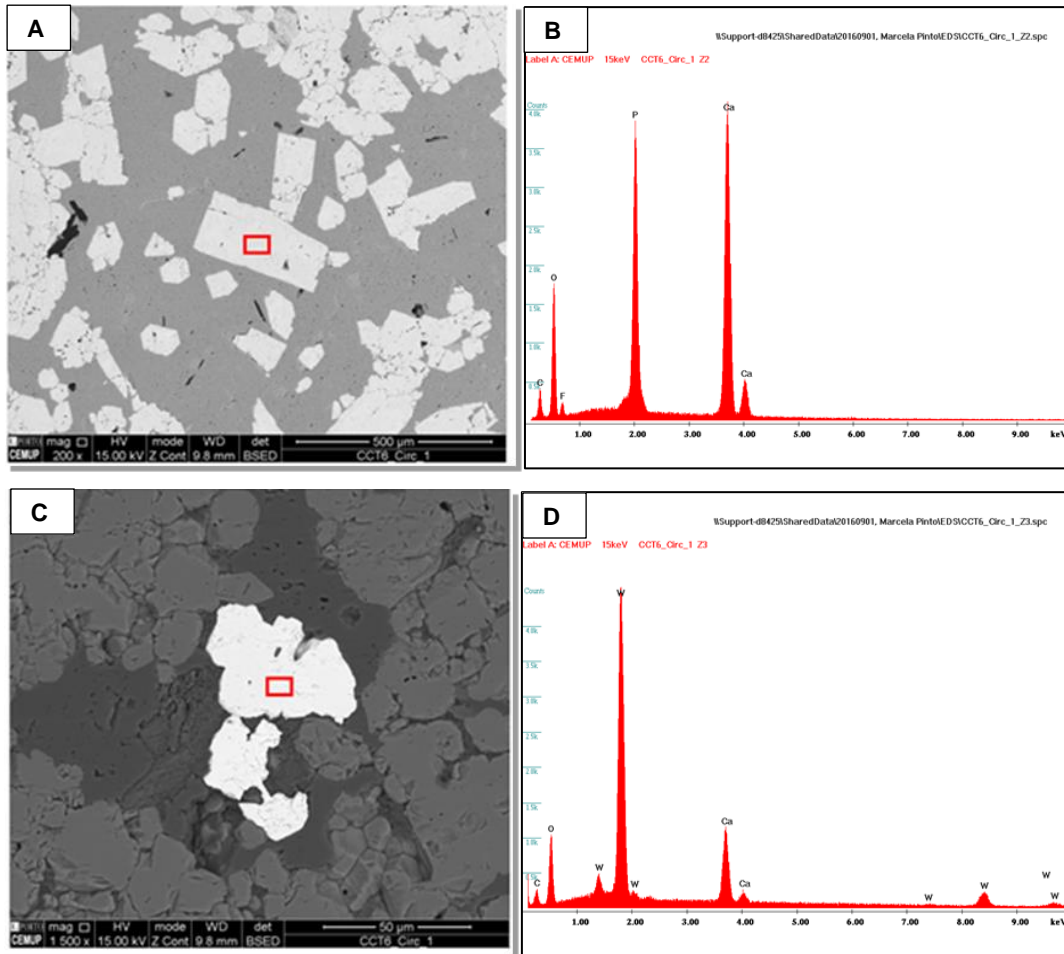


Fig. VI. 6 - Minerais presentes no skarn: A - Fluorapatite. C- Scheelite. B e D: respetivos espectros EDS:

Foi ainda possível a identificação de esfena com leves teores em F e Al (Fig. VI.7B) na rocha calcossilicatada (Fig.VI.7A), indicativo da ação de fluidos na sua formação.

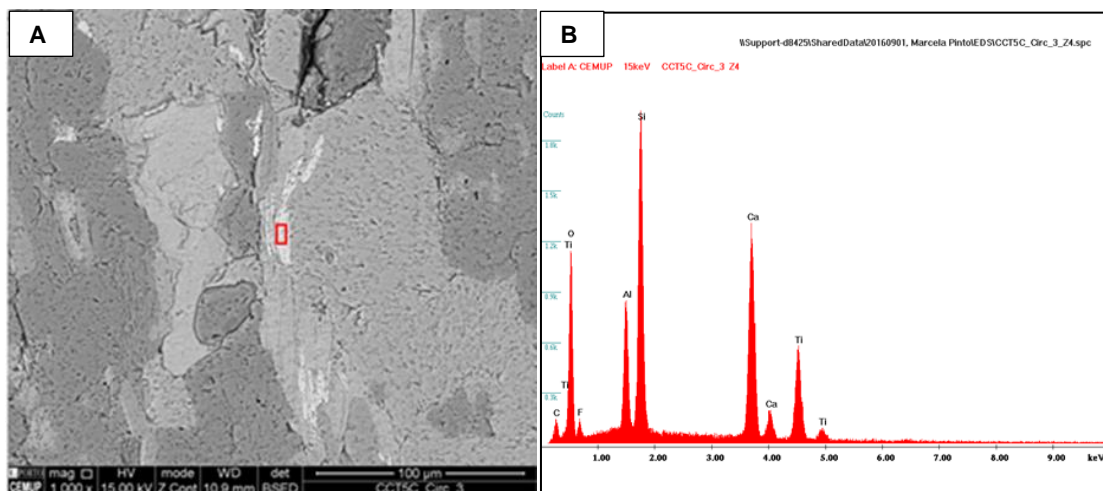


Fig. VI. 7 – Esfena (A) na rocha calcossilicatada e referente espectro EDS (B)

Capítulo VII – Discussão e Conclusões

VII.1 Discussão e Conclusões

Para este trabalho, como já referido anteriormente, foram analisadas petrográfica e geoquimicamente diferentes litologias pertencentes à Formação de Bateiras. Cada amostra foi classificada quanto ao tipo litológico dominante no afloramento e, tendo em conta os resultados petrográficos. Assim, obteve-se cinco litologias de características distintas: metavulcanito(?)/rocha vulcano-sedimentar ácida (CCT1A), metagrauvaques (CCT1B e CCT2), filitos/quartzo-filitos (CCT4N, CCT4P e CCT8), rochas calcossilicatadas (CCT5A, CCT5B e CCT5C) e *skarns* (CCT6 e CCT7).

Este tipo de classificação é discutível por vários motivos: A) nela não constam, ainda, as correlações com os resultados geoquímicos; B) é possível que algumas amostras tenham sido mal classificadas, em especial aquelas que foram colhidas em zonas de contacto de litologias (sendo exemplo a amostra CCT1A).

Tendo em conta os resultados obtidos, em especial a litogeoquímica, foi possível destacar algumas amostras, nomeadamente a CCT1A, que apresentam características importantes para a compreensão da geologia local.

A amostra CCT1A do ponto de vista petrográfico e geoquímico não foi de fácil interpretação. Ela aparece intercalada com rochas grauvacóides (CCT1B), como está ilustrado na Fig. IV.3, contudo estas amostras são geoquimicamente muito diferentes. No campo foi classificada como rocha calcossilicatada, tendo em consideração o seu aspeto de alteração. Posteriormente, tendo em conta o estudo petrográfico e o seu quimismo, foi classificada como metavulcanito alterado. Isto porque apresenta uma geoquímica muito siliciosa, aluminosa e potássica, mas com teores muito baixos de Fe, Mg, Ca e Na, o que a afasta do domínio das rochas calcossilicatadas. Embora o baixo teor de Na a afasta também do domínio dos metavulcanitos ácidos, a composição em elementos de TR e a presença de adulária associada a caulinite deixa supor uma intensa alteração hidrotermal de rocha muito ácida (riólito??). A amostra projeta-se no domínio dos *shales* com uma composição próxima da illite (Fig. V.7).

Atendendo a que no ciclo sedimentar o Na e o K têm um comportamento muito diferenciado. Na zona de alteração à partida do Na, relativamente ao K, e na zona de sedimentação há fixação preferencial do K relativamente ao Na, razão pela qual a evolução sedimentar é acompanhada em geral, por diminuição do Na, mas não do K (Ribeiro, 1998 e respetivos autores citados). Assim, a amostra CCT1A é a que num registo de evolução sedimentar seria a mais evoluída, mas este argumento é contrariado pelo perfil de TR e pela paragénese hidrotermal (adulária + caulinite) confirmada no SEM.

Na evolução sedimentar um dos fatores que mais controla a diferenciação geoquímica é a alteração meteórica, que decorre na área mãe, persistindo depois até à deposição e diagénese (Ribeiro, 1998). O fracionamento químico que acompanha a alteração está diretamente relacionado com o diferente comportamento e mobilidade dos elementos. Durante a alteração o Al, Ti e o Rb fixam-se na fração residual argilosa, enquanto o Na, Ca e Sr são lixiviados. O K e o Mg têm um comportamento menos linear, são lixiviados na zona de alteração, mas são absorvidos pelas argilas por troca iónica na zona de sedimentação (Ribeiro, 1998; Ferreira, 2000).

A CCT1A apresenta um índice de P.F. muito elevado, contudo o seu perfil de TR não foi afetado pela meteorização, visto ser rica em TRL e TRP com um elevado fracionamento de TRL e TRP até ao Ho, elemento a partir do qual o perfil aplanar.

No índice CIW ($Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O)*100$ - *Chemical Index of Weathering*) proposto por Harnois (1988) a amostra CCT1A apresenta valores de CIW próximos dos 100% (Fig. VII.1), apresentando um elevado grau de maturidade. Uma das possíveis explicações para este quimismo será tratar-se de um aplito ou vulcanito (metavulcanito(?)) porque tem foliação) que por meteorização perdeu o Na_2O . Dado o grau de alteração hidrotermal da amostra esta hipótese não é confirmável pelas características petrográficas.

A rocha calcossilicatada aparece junto dos metagrauvaques, por isso a amostra antes classificada como rocha calcossilicatada (CCT5C) pode afinal corresponder a uma rocha ácida (vulcanito ou aplito).

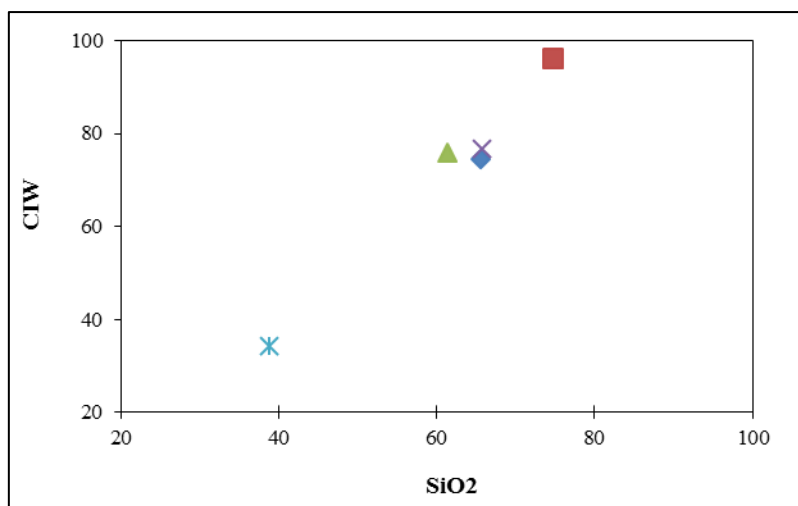


Fig. VII. 1 - Projeção do índice $CIW = (Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O))*100$, versus conteúdo em SiO_2 , das unidades litogeoquímicas estudadas (adaptado de Condie, 1993).

A rocha calcossilicatada é geoquimicamente muito semelhante aos metagrauvaques, apontando como principais diferenças os elevados teores de Na presentes na rocha calcossilicatada e, a sua projeção no domínio dos grauvaques.

Recentemente, Ugidos *et al.*, (2010) propuseram valores de composições padronizados para as séries da ZCI, ZC e ZAOM pertencentes ao Neoproterozoico Superior, NIBAS. Assim, uma vez que a área em estudo se encontra enquadrada na ZCI, normalizou-se os elementos de TR e dos elementos maiores a esses mesmos valores. Na análise da Fig. VII.2 verifica-se que a amostra CCT1A apresenta um elevado fracionamento TRL, enquanto as restantes amostras não apresentam variações, excetuando o *skarn*, que tem o mesmo fracionamento de TR que o NIBAS mas com um Σ TR inferior. Quanto aos elementos maiores (Fig. VII.7) denota-se um valor muito superior em CaO no *skarn*, e, baixos valores de Fe₂O₃, MgO e Na₂O no metavulcanito(?) muito alterado.

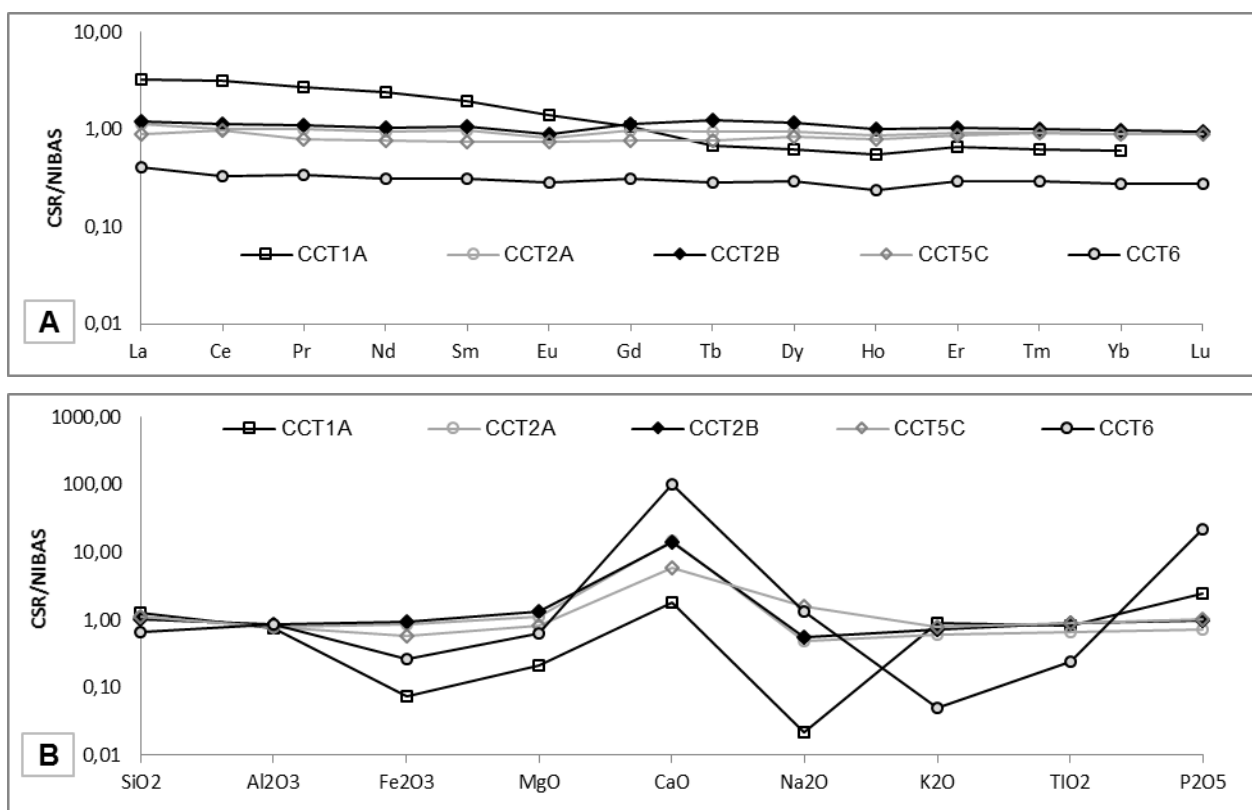


Fig. VII. 2 – A: Normalização das TR ao NIBAS; B: Normalização dos elementos maiores ao NIBAS

A partir da informação obtida ao longo deste trabalho foi possível tecer algumas considerações finais sobre as amostras de Tabuaço:

- As litologias calcossilicatadas têm afinidades com as rochas que Sousa (1982) considerou, na sua descrição da Formação de Bateiras, nas categorias de metagrauvaques, quartzo-filitos e *skarns*;
- Apesar da deformação e do metamorfismo a estruturação primária está presente na maioria das rochas, nomeadamente no contacto de rochas quartzo-pelíticas com os finos leitos de rochas calcossilicatadas;

- À uma variação textural e composicional consoante a composição protolítica. A foliação é mais penetrativa, e por vezes apresenta-se crenulada, nos finos leitos mais pelíticos;
- Em termos de evolução metamórfica é de realçar a presença de cloritóide em níveis estratigráficos específicos (bem controlados pela estratificação). O cloritóide preserva uma foliação interna correspondente a S_1 . A foliação externa, na matriz envolvente, está crenulada pela D_3 ;
- Nestas amostras a biotite não apresenta orientação notória embora com algum mimetismo sobre a foliação principal S_1 ;
- As rochas calcossilicatadas são sobretudo ricas em quartzo, associado a moscovite e biotite, esta pós-cinemática. Os únicos minerais cálcicos presentes são o epidoto e a apatite;
- A distribuição do epidoto é fortemente controlada pela estratigrafia que aponta para a não ocorrência de metassomatismo, com exceção nos *skarns*, mas sim de um processo metamórfico sobre protólitos distintos em que o epidoto pode estar associado à presença de cimentos carbonatados e/ou a intercalações de rochas vulcano-sedimentares, com alguma plagioclase cálcica;
- Nos *skarns* a larga predominância de silicatos cálcicos, aponta no sentido do metassomatismo sobre rochas carbonatada;
- Apesar de na litogeoquímica, a rocha calcossilicatada, apresentar teores reduzidos de K, na mineralogia observa-se na sua constituição filonetes essencialmente compostos por feldspato-K, mas também por albite. Assim, a ideia da ocorrência de injeções potássicas do tipo aplito na região começa a ser fortalecida, visto na amostra CCT1A denotar-se, também, a presença de feldspato-K. Neste caso pensa-se que a CCT1A poderia corresponder a um filonete em toda a sua extensão. Estas injeções potássicas poderiam ter levado à ocorrência de feldspatização nos *skarns*;
- Fenómeno mais tardio de feldspatização está presente no *skarn* e nas rochas calcossilicatadas, ao qual está associado, no *skarn*, a cassiterite. Esta foi observada, no trabalho de campo, em pegmatitos relativamente distantes do *skarn*. Assim, pode-se estabelecer uma possível relação entre os pegmatitos da MD do rio Távora e algumas das paragénese presentes nos *skarns* da ME.

Referências Bibliográficas

Ábalos, B., Carreras, J., Druguet, E., Escuder Viruete, J., Gómez Pugnaire, M.T., Alvarez, S.L., Quesada, C., Rodríguez Fernández, L.R., Gil-Ibarguchi, J.I. (Coord.). 2002. Variscan and Pre-Variscan Tectonics. In Gibbons, W., Moreno, M.T. (Eds). The Geology of Spain. Geological Society. Londres. 155-183pp.

Aires, S.C., Carvalho, C., Noronha, F., Ramos, J.F., Moura, C., Sant`Ovaia, H., Sousa, M., 2011. Os Xistos do “Complexo Xisto-Grauváquico – Grupo do Douro”. Potencial com Recurso Geológico. In: Actas do VI Seminário Recursos Geológicos, Ambiente e Ordenamento do Território, Vila Real, 159-165p.

Almeida, C., 2003. Estudo do Filão Aplitopegmatítico da Mina da Bajoca, Almendra. Contribuição Científico-Tecnológica. Dissertação de mestrado, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, 148p.

Amaral, F., Dias, R., Coke, C., Romão, J., Ribeiro, A. 2014. A fase de deformação sarda na Zona Centro-Ibérica. Comunicações Geológicas, v.101, Especial I, 239-242p.

Bouma, A. H. 1962. Sedimentology of some Flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier Pub. Co.

Bucher, K., Grapes, R. 2011. Petrogenesis of Metamorphic Rocks 8th Edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Buriánek, D., Pertoldová, J. 2009. Garnet-forming reactions in calc-silicate rocks from the Polička Unit, Svratka Unit and SE part of the Moldanubian Zone. Journal of Geosciences, v. 54. 245-268p.

Burt, Donald M. 1977. Mineralogy and petrology of skarn deposits. Societa Italianate di Mineralogia e Petrologia, v.33:2, 859–873p.

Carrington da Costa, J. 1950. Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado. Public. Espec. Comum. Serv. Geol. Portugal, 27 p.

Cerejo, T.A.R. 2013. Geoquímica da área de São Pedro das Águias - Concessão de Tabuaço. Dissertação de mestrado, Universidade de Aveiro, 122p.

Cerejo, T., Santos, J.F., Sousa, J.C., Castanho, N., Sérgio, G., Ribeiro, S. 2014. Geocronologia e geoquímica isotópica de granitoides e metassedimentos da área de São Pedro das Águias (concessão para a prospeção de W de Tabuaço). *Comunicações Geológicas*, v.101, Especial I, 61-64p.

Cerejo, T., Santos, J.F., Sousa, J.C., Castanho, N., Sérgio, G., Ribeiro, S. 2016. Geochronology and geochemistry of lithologies of the Tabuaço W-prospect área (Northern Portugal). *EGU*, v.18.

Cheilletz, A., Pelleter, E., Martin-Izard, A., Tornos, F. 2005. World Skarn Deposits: Skarns of Western Europe. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. 1-10p.

Coelho, J. 1993. Os “skarns” cálcicos pós-magmáticos, mineralizados em scheelite, do distrito mineiro de Covas, Vila Nova de Cerveira (Norte de Portugal). Tese de Doutoramento. Universidade do Porto. 570 p.

Coelho, J.M.D. 1990. Os “Skarns” cálcicos, pós-magmáticos, mineralizados em scheelite do Distrito Mineiro de Covas, V. N. de Cerveira (Norte de Portugal). Volume I- Texto e Índices. Tese de doutoramento, Universidade do Porto. 313p.

Condie, K.C. 1991. Another look at rare earth elements in shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2527-2531p. Pergamon Press Plc. Printed in USA

Condie, K.C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol*, v.104: 1-37.

Dallmeyer, R. D., Martinez Garcia, E. 1990. Introduction to the Pre-Mesozoic Geology of Iberian. In: Dallmeyer, R. D., Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin, Heidelberg, 3-4pp.

Debon, F., Le Fort, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Soc. Edimburgh, Earth Sciences*, v.73, 135-149p.

Delgado, J.P.N. 1908. Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. *Mem. Com. Serv. Geol. Portugal*. 245 pp.

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*, v.45:1-4, 349–369p.

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 Interferências sobre os Processos de Acreção de Reciclagem Crustal na Zona Centro-Ibérica. In: Neiva, J. M.C., Ribeiro, A., Mendes Victor, L., Noronha, F., Magalhães Ramalho, M., (Eds). *Ciências geológicas: Ensino, investigação e a sua história*, Assoc. Port. Geólogos, v.1 (Geologia clássica), 143-157 p.

Dias, J. M. C. 2015. Estudo geológico da área de Poço do Canto – Concessão de Armamar - Mêda. Dissertação de mestrado. Universidade de Aveiro, 144p.

Dias, R., Ribeiro, A., 2013. O Varisco do sector norte de Portugal. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C., (Eds), *Geologia de Portugal*, vol. 1, Escolar Editora, 59 p.

Dias, R., Ribeiro, A., Coke, C., Moreira, N., Romão, J. 2014. Arco Ibero-Americano: indentação *versus* auto-subducção. *Comunicações Geológicas*, v. 101, Especial I, 261-264p. Laboratório Nacional de Energia e Geologia.

Dias, R., Ribeiro, A., Coke, C., Pereira, E., Rodrigues, J., Castro, P., Moreira, N., Rebelo, J., 2013. Evolução estrutural dos setores setentrionais do Autoctone da Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C., (Eds). *Geologia de Portugal: Volume 1 - Geologia Pré-Mesozóica de Portugal*. Escolar Editora (1ª edição). Lisboa. 73-134 p.

Díez Balda, M.A., Vegas, R., González Lodeiro, F. 1990. Central Iberian Zone: Structure. In: Dallmeyer, R. D., Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin, Heidelberg, 172-188 p.

Díez-Balda, M.A. 1981. La estructura herciniana entre Salamanca y Sequeros (Zona Centro Iberica) la superposicion en la fabrica de las rocas. *Cuadernos Geología Ibérica*, v.7. 519-534pp. Madrid.

Einaudi, M.T., Meinert, L.D., Newberry, R.J. 1981. Skarn deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, 317-391p.

Enzweiler, J., Duarte, M.A.I. 2007. Capítulo 7 – Geoquímica Analítica. In Licht, O.A., Mello, C.S.B., Silva, C.R. *Prospecção Geoquímica: Depósitos minerais metálicos, não-metálicos, óleo e gás*. Sociedade Brasileira de Geoquímica. Serviços Geológicos do Brasil. Rio de Janeiro, Brasil. 788p.

Esteves, A. 2006. *As Rochas Metamórficas da Região de Viseu*. Tese de mestrado. Universidade de Aveiro. Aveiro. 121p.

Evans, A., H. 1993. *Ore Geology and Industrial Minerals: An Introduction*. Blackwell Science (3ª Edição). Oxford, Reino Unido. 390pp.

Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.42, No 8, 1199-1212p.

Favas, P. J. C. 2008. *Biogeoquímica em áreas mineiras Estano-Volframíticas*. Tese de doutoramento. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real. 827p.

Ferreira, A.M.P.J. 2000. *Dados geoquímicos de base de sedimentos fluviais de amostragem de baixa densidade de Portugal Continental: Estudo de factores de variação regional*. Tese de doutoramento. Universidade de Aveiro (publicado). 226p.

Ferreira, N., Sousa, M.B. 1994. *Notícia explicativa da folha 14-B Moimenta da Beira na escala de 1/50.000*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

Fettes, D., Desmons, J. 2007. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. In *Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Eds. Árkai, P., Brodie, K., Bryhni, I., Callegari, E., Coutinho, J., Davis, E., Desmons, J., Fettes, D., Grieve, R., Harte, B., Krautner, H., Pertsev, N., Rosen, O., Rusinov, V., Sassi, F., Schmid, R., Sen, S., Siivola, J., Smulikowski, W., Stoffler, D., Wimmenauer, W., and Zharikov, V. Cambridge University Press (1ª Edição), Reino Unido. 258pp.

Fontelles, Michel, Soler, Pierre, Demange, Michel, Derré, Colette, Krier-Schellen, Anne D., Verkaeren, Jean, Guy, Bernard, Zahm, Alain. 1989. The scheelite deposit of Salau (Ariege, French Pyrenees). *Economic Geology*, v. 84, 1172–1209pp.

Fukai, I. 2009. Metamorphic and geochemical signatures of calc-silicate gneisses from the Sawtooth Metamorphic Complex, Idaho, USA: Implications for crustal evolution in Western North America. Dissertação de mestrado. Louisiana State University. USA. 208p.

Gil-Ibarguehi, J.I., Ábalos, B., Carreras, J., Duguet, E., Escuder-Viruete, J., Gómez-Pugnaise, M.T., Lorenzo-Alvarez, S., Quesada, C., Rodríguez-Funández, L.R. 2002. Variscan and pre-Variscan tectonics. In: Gibbans, W. & Mouno, T. (Eds.). The Geology of Spain. Geological Society, London, 155-183p.

Gomes, E.M.C., Ferreira Pinto, A.F. 2010. Mineralogia e geoquímica de rochas calcossilicatadas de algumas regiões portuguesas. In: Neiva, J.M.C., Ribeiro, A., Mendes Victor, L., Noronha, F., Magalhães Ramalho, M. Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História; Volume I – Geologia Clássica. Associação Portuguesa de Geólogos e Sociedade Geológica de Portugal. 215-224p.

Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984. The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48: 2469-2482p.

Gutiérrez-Alonso, G, Fernández-Suárez, J., Jeffries, T. E., Johnston, S. T., Pastor-Galán, D., Murphy, J. B., Franco, M. Piedad, Gonzalo, C. 2011. Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics*, v. 30:5. 1-17p.

Hall, M.G., Lloyd, G.E. 1981. The SEM examination of geological samples with a semiconductor back-scattered electron detector. *American Mineralogist*, v.66, 362-368p.

Hammarstrom, J.M. 2002. Environmental Geochemistry of Skarn and Polymetallic Carbonate-Replacement Deposit Models. 115-142p.

Harnois, L. 1988. The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, v.55(3-4), 319-322p.

Instituto Geográfico do Exército. 1998. Carta Militar de Portugal, Folha 139, Paredes da Beira (São João da Pesqueira). Escala 1:25.000, Série M888. ISBN: 972-765-025-2

Julivert, M. Fontbote, J. M., Ribeiro, A., Conde, L. 1974. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000. Memoria Explicativa. Instituto Geológico y Minero de

España. Servicio de Publicaciones Ministerio de Industria, Madrid. 113p.

Kimoto, S., Honjo, S. 1968. Scanning Electron Microscope as a tool in geology and biology. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 4, Geology and mineralogy*, v.14(1): 57-69p.

Korzhinsky, D.S., 1950, Differential mobility of components and metasomatic zoning in metamorphism: 18th, International Geological Congress, Great Britain. Report, Pt. 3,65–80p.

Krohe, A. 1996. Variscan tectonics of central Europe: Postaccretionary intraplate deformation of weak continental lithosphere. *Tectonics*, v.6, 1364-1388 p.

Kwak, T.A.P. 1987. W-Sn skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids. Elsevier. Australia, 2-30 p.

Lotze, F. 1945. Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotech. Forsch.*, 6, 78-92. Tradução para Castelhana de J. M. Rios. 1950. Observaciones respecto a la division de los variscides de la Meseta Iberica. *Publicaciones Extranjeras sobre la Geología de España*, v.5, 149-166p. Madrid.

Lourenço, A. 2002. Paleofluidos e mineralizações associadas às fases tardias da Orogenia Hercínica. Tese de doutoramento. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. Porto. 303p.

Martínez Catalán, J. R. 2011. Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics?. In: *Terra Nova*, v.23, 241-247p.

Martínez Catalán, J. R., Martínez Poyatos, D., Bea, F. (Coords.) 2004. Zona Centrolbérica. In Vera, J. A. (ed). *Geología de España*. SGE-IGME. 68-133p. Madrid.

Martínez Catalán, J., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Gómez-Barrero, J., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F.J., Valle Aguado, B. 2007. Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt. In: Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H., and Martínez Catalán, J.R., eds., *4-D Framework of Continental Crust: Geological Society of America Memoir 200*, 403–423pp.

Martínez Catalán, J.R., Aller, J., Alonso, J. L., Bastida, F. 2009. Chapter 1: The Iberian Variscan Orogen. Instituto Geológico y Minero de España. 13-30pp.

Martínez Catalán, José R., Perez Estaun, A., Bastida, F., Pulgar, J.A., Marcos, A. 1990. Structure. In Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds). Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag Berlin Heidelberg (1ª edição). 103-114p. (416pp.)

Martins, H.C.B., Sant'Ovaia, H., Noronha, F. 2007. Instalação de granitos pós-tectónicos controlada por falha Varisca profunda no Norte de Portugal. Cadernos Lab. Xenolóxico de Laxe, v.32, 221-235p. Coruña.

Matte, P. 1968. La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Géol. Alpine (Grenoble), v.44, 157-280p.

McLennan, S. M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v.21, No 1, 169-200p.

Medina, J., Sequeira, A., Ferreira da Silva, A., 1998. O complexo xisto-grauváquico (CXG) da região de V. N. de Poiares – Arganil – Mortágua. Capítulo 3. In: V congresso Nacional de Geologia, 137-157 p.

Meinert, L.D. 1992. Skarns and Skarn deposits. Geoscience Canada, v.9:4, 145–162p.

Meinert, L.D., Dipple, G.M., Nicolescu, Stefan. 2005. World skarn deposits. Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume. 299–336p.

Meireles, C.A.P. 2013. Litoestratigrafia do Paleozoico do Sector a Nordeste de Bragança (Trás-os-Montes). Universidad da Coruña, Instituto Universitario de Xeoloxia “Isidro Parga Pondal”. Série Nova Terra, v.42. 471p.

Methodiev, D., Romão, J., Dias, R., Ribeiro, A. 1998. Sinclinal de Vila Velha de Rodão (Zona Centro-Ibérica, Portugal): Litoestratigrafia, estrutura e modelo de evolução da tectónica Varisca. Comunicações Geológicas, v.96, 05-18p.

Moine, B., 1974. Caracteres de sedimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar (Région

d'Ambatofinandrahana). *Sci. Terre, Mémoire* 31.

Murphy, J.B., Quesada, C., Guitiérrez-Alonso, G., Johnston, S.T., Weil, A., 2016. Reconciling competing models for the tectono-stratigraphic zonation of Variscan orogen in Western Europe. *Tectonophysics*, v.681, 209-219p.

Naumann, C.F. 1826. *Lehrbuch der Mineralogie*. Leipzig, Engelmann.

Neiva, J.M.C. 1944. Jazigos portugueses de cassiterite e de volframite. *Comum. Serv. Geol. De Portugal*. V. XXV. 1-251p.

Newberry, R.J., Layer, P.W. 1998. The Pine Creek W-Mo-Cu-Bi-Au Skarn, California: multiple skarns associated with a thermal, chemical, and isotopic anomaly in the Central Sierra Nevada: *Geol. Assoc. of Canada, Abs. with Prog.* 23p.

Noronha, F.M.P. 1983. *Estudo metalogénico da área tungstífera da Borralha*. Tese de doutoramento. Universidade do Porto. Porto. 413p.

Oen, I.S. 1958. The geology, petrology and ore deposits of the Viseu region, Northern Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, v.41. 5-199p.

Oliveira, J. T., 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, J. (Eds.). *Paleozóico Inferior de Ibero-América*. Universidade Extremadura, 359-375 p.

Palermo, N., Coelho, M.R. 2009. *Laboratório geológico de processamento de amostras: Procedimentos técnicos*. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Centro de Tecnologia e Ciência. 26p. Rio de Janeiro.

Pamplosa, J., 2001. *Tectónica do Antiforma de Viana do Castelo-Caminha (ZCI) Regime de Deformação e Instalação de Granitóides*. Tese de Doutoramento. Universidade do Minho, 7-168 p.

Pedro, J.M.C. 2004. *Estudo geológico e geoquímico das sequências ofiolíticas internas da Zona de Ossa-Morena (Portugal)*. Tese de doutoramento. Universidade de Évora. Évora. 319p.

Pereira, I.F.G.M. 2014. Capítulo I- Maciço Ibérico e a Zona Centro Ibérica. 38p.

Portella, M. B. P. 2015. Caracterização dos escarnitos nos mármore de Vila Nova do Sul, RS. Trabalho de Bacharel. Porto Alegre, Brasil. 73p.

Rakovan, J. 2005. Metasomatism. World to the Wise. Miami University, 80: 63-63p.

Redwood, S.D., 1999, The geology of the Antamina copper-zinc skarn deposit, Peru: Geological Association of Canada, The Gangué, v. 60, p. 1–7.

Redwood, S.D., 2004, Geology and development history of the Antamina copper-zinc skarn deposit, Peru: Society of Economic Geologists Special Publication 11, p. 259–278.

Reimer, L. 1985. Scanning Electron Microscopy: Physics of image formation and microanalysis. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Germany.

Ribeiro, A. 1974. Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. Serviços Geológicos de Portugal, Direcção-Geral de Minas e Serviços Geológicos. Memórias dos Serv. Geol. Portugal. Nova Série, V.24, 168 p.

Ribeiro, A. 2013a. A evolução geodinâmica de Portugal; uma introdução. In: Dias, R., Araújo, A., Terinha, P., Kullberg, J.C., (Eds.), Geologia de Portugal, Vol. 1, Escolar Editora, 11-14 p.

Ribeiro, A. 2013b. A evolução geodinâmica de Portugal; os ciclos ante-mesozóicos. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C., (Eds.), Geologia de Portugal, Vol. 1, Escolar Editora, 15–57 p.

Ribeiro, A. 2013c. Evolução geodinâmica de Portugal; os ciclos Meso-Cenozóicos. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C., (Eds), Geologia de Portugal, volume II, Geologia Meso-Cenozóica de Portugal. Escolar Editora, Lisboa 9-23 p.

Ribeiro, A. Antunes, M.T., Ferreira, M.P, Rocha, R.B., Soares, A.F, Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., De Carvalho, D., Monteiro, J.H. 1979. Introduction à la géologie générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal da Direcção-Geral de Geologia e Minas. Lisboa. 50p.

Ribeiro, L. 1971. Estudo petrográfico dos escarnitos com scheelite de Cedães (Trás-os-Montes). I^o Congresso Hispano-Luso-Americano para o progresso das Ciências. Dir. Geral Geol. Minas. Lisboa. 547-554p

Ribeiro, M.A.M. 1998. Estudo litogeoquímico das formações metassedimentares encaixantes de mineralizações em Trás-os-Montes Ocidental. Implicações metalogénicas. Tese de doutoramento. Universidade do Porto. 346p.

Rocha, D.M. 2008. Inventariação, caracterização e avaliação do património geológico do concelho de Arouca. Tese de mestrado, Universidade do Minho. 382p.

Romão, J., Metodiev, D., Dias, R., Ribeiro, A. 2013. Evolução geodinâmica dos sectores meridionais da Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C., (Eds). Geologia de Portugal: Volume 1 - Geologia Pré-Mesozóica de Portugal. Escolar Editora (1^a edição). Lisboa. 205 – 257p.

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*. V.18:2, 115–129p.

Romão, J., Ribeiro, A. 1992. Thrust tectonics of sardic age the Rosmanihal área (Beira Baixa, Central Portugal). *Comum. Serv. Geol. Portugal*. Tomo 78, fasc. 2. 87-95p.

Rosen, O., Desmons, J., Fettes, D. 2007. Systematics nomenclature for metamorphic Rocks: 7 – Metacarbonate and related rocks. 8p.

San José, M.A., Pieren, A.P., Garcia-Hidalgo, J.F., Villas, L., Herranz, P., Pelaez, J.R., Perejon, A. 1990. Central Iberian Zone. Autochthonous sequences: Ante-Ordovician stratigraphy. In: Dallmeyer, R.D., Martínez Garcia, E. (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. 147-159p.

Sangster, D.F., 1969, The contact metasomatic magnetite deposits of southwestern British Columbia: Geological Survey of Canada Bulletin 172, 79p.

Sangster, Donald F. 1964. The contact metasomatic magnetite deposits of southwestern British Columbia. University of British Columbia. Tese de doutoramento, 301pp. Canadá.

Sant'Ovaia, H., Olivier, P., Ferreira, N., Noronha, F., Leblacnc, D. 2010. Magmatic structures and kinematic emplacement of the Variscan granite from Central Portugal (Serra da Estrela and Castro Daire áreas). *Journal of Structural Geology*, v. 32. 1450-1465p.

Scarrow, Jane H. et al. - (2011) Lamprophyre dikes as tectonic markers of late orogenic transtension timing and kinematics: A case study from the Central Iberian Zone. *Tectonics*, v.30:4, 1–22p.

Schermerhorn, L. M. G. 1956. Igneous metamorphic and ore geology of Castro-Daire-S.Pedro do Sul-Satão region (northern Portugal) *Com. Ser. Geol. Portugal*, v.37, 617 p.

Schermerhorn, L.M.G. 1955. The age of Beira Schists (Portugal). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, v.12, 77-100p.

Sequeira, A.J.D. 1991. O Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre Zebreira e Penamacor e a sua relação com o Ordovícico. In: III Congresso Nacional de Geologia. Sociedade Geológica de Portugal. Coimbra.

Serviços Geológicos de Portugal. 1987. Carta Geológica de Portugal, Folha 14-B Moimenta da Beira, Escala 1:50.000.

Serviços Geológicos de Portugal. 1987. Carta Geológica de Portugal, Folha 10-D Alijó, Escala 1:50.000.

Silva, A. 2005a. A Litoestratigrafia e Estrutura do Supergrupo Dúrico – Beirão (Complexo Xisto-Grauváquico), em Portugal, e a sua correlação com as correspondentes sucessões em Espanha. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologias e Inovação, 2-26 p.

Silva, A. 2005b. As sucessões metassedimentares do Supergrupo Dúrico-Beirão (Complexo Xisto-Grauváquico) e do Arenigiano expostas na área correspondente à folha 17-B (Fornos de Algodres), na escala 1/50.000. GCG - Working papers. 15p.

Silva, A.F., 1995. A sucessão litostratigráfica ante-ordovícica na Zona Centro-Ibérica (ZCI), em Portugal: ensaio de interpretação com base nos dados actuais. Em XIII Reunião de Geologia del Oeste Peninsular: Caraterización y evolución de la cuenca Neoproterozoico-Câmbrica en la Península Ibérica: Comunicaciones. Laboratório Nacional de Energia e Geologia. Salamanca – Coimbra.

Silva, P.J.A.B.A. 2000. Estudo petrográfico, mineralógico e geoquímico dos maciços graníticos de Bruçó e Fonte Santa (NE de Portugal). Dissertação de mestrado. Universidade do Porto. Porto. 209p.

Silva, P.J.A.B.A. 2014. Mineralogia, petrologia e geoquímica de granitos e filões aplito-pegmatíticos da região de Guarda – Sabugal. Tese de doutoramento. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro. Vila Real. 541p.

Simancas, J.F., Martínez Poyatos, D., Expósito, I., Azor, A., González Lodeiro, F., 2001. The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: The Ossa Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics*, v.332, 295-308 p.

Skrzypek, E., Schulmann, K., Tabaud, A.S., Edel, J.B. 2014. Palaeozoic evolution of the Variscan Vosges Mountains. *Geological Society, London, Special Publications*, v.405:1, 45–75p. Londres.

Sousa, B. 2013. As Rochas Metamórficas da Região de Sátão (Zona Centro-Ibérica). Tese de mestrado. Universidade de Aveiro. 58p.

Sousa, M. B. 1982. Litoestratigrafia e estrutura do «Complexo Xisto-Grauváquico» - Grupo do Douro (Nordeste de Portugal). Tese de doutoramento, Universidade de Coimbra. Coimbra. 221p.

Sousa, M. B., Sequeira, A.J.D. 1989. Notícia explicativa da Folha 10-D Alijó na escala de 1/50.000. 1a. ed. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Sousa, M.B. 1975. Sobre o enquadramento geológico e mineralização da Mina de Olgas (Castelo Branco – Mogadouro, Trás-os-Montes). *Memórias e notícias n°79. Publi. Mus. Lab. Mineral. Geo, Universidade de Coimbra*. 39-67p.

Sousa, M.B. 1979 O Complexo Xisto-Grauváquico do Douro: I - Características litoestratigráficas. *Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol*, v.88. Coimbra

Sousa, M.B. 1981a. Complexo Xisto-Grauváquico do Douro: - Os xistos cloríticos com magnetite e seu valor estratigráfico. *Com. dos Serv. Geol. de Portugal*. Tomo 67, fasc.1.

Sousa, M.B. 1981b. Complexo xisto-grauváquico do Douro: A Formação de Bateiras - fáceis, ocorrência e significado litoestratigráfico. Cuadernos Geologia Ibérica, v.7. Madrid

Sousa, M.B. 1983a. Litoestratigrafia do CXG - Grupo do Douro (NE de Portugal). Memórias e Notícias, v.95. Coimbra

Sousa, M.B. 1983b. Considerações paleogeográficas e ensaio de correlação das formações ante-ordovícicas da Zona Centro-Ibérica. Memórias e Notícias, v.95. Coimbra.

Sousa, M.B. 1984 Considerações sobre a estratigrafia do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) e sua relação com o Paleozoico Inferior. Cuadernos Geología Ibérica, v.9, 9-36p. Madrid.

Sousa, M.B. 1989. O Complexo Xisto-Grauváquico da Marofa (Figueira de Castelo Rodrigo-Portugal Central). Memórias Not. Mus. Lab. Min Geol., Unv. Coimbra, v. 108, 1-10p.

Sousa, M.B., Farinha Ramos, J.M., Viegas, L.F.S. 1980. Skarns da região de Tabuaço – Importância da sua descoberta para a prospeção de novas ocorrências. Coimbra.

Sousa, M.B.; Lowell, G.R. 1991. “Skarns” (W-F) da auréola do maciço granítico de Tabuaço (NE Portugal). III Congresso Nacional de Geologia. Sociedade Geológica de Portugal. Coimbra. 23p.

Stille, Hans. 1924. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin: Verlag Von Gebrüder Borntraeger.

Taylor, S.R., McLennan, S.M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in the sedimentary rocks. Blackwell Scientific Publ. London, UK. 312p.

Theodore, T. G., Orris, J. G., Hammarstrom, J.M., Bliss, J. D. 1991. Gold-Bearing Skarns. U.S. Geological Survey bulletin 1930.

Törnebohm, A.E. 1875. Geognostisk beskrifning ofver Persbergets Grufvefält. Sveriges Geologiska Undersökning: Stockholm, P.A. Norstedt and Sons, 21p.

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 result as evidence for a shared homogenised source area. *Precambrian Research*, v.178, 51-58p.

Valle Aguado, B., Azevedo, M. R., Nolan, J. 2007a. Extensão varisca D2 na cintura metamórfica de Porto-Viseu: VI - Congresso Ibérico de Geoquímica / XV- Semana de Geoquímica. UTAD. 166-169p.

Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Nolan, J., Catalán, J.R.M., 2007b. Extensão varisca D₂ na cintura metamórfica de Porto-Viseu: dados geocronológicos ⁴⁰Ar/³⁹Ar. XV Semana – VI Congresso Ibérico de Geoquímica. Vila Real, 166-169p.

Viegas, L.; Farinha Ramos, M.; Oliveira, J. M. S.; Sousa, M. B.; Ribeiro, A. 1976a. Breve nota sobre o jazigo scheelítico de Crazeves (Mogadouro). *Serrata do V.* 13, nº 2 do Boletim de Minas. Direção-Geral de Minas e Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa

Viegas, L., Farinha Ramos, M., Oliveira, J.M.S., Sousa, M.B., Ribeiro, A. 1976b. Estudo Geológico e Geoquímico do Jazigo de Crazeves, Mogadouro (Nordeste de Portugal). *Memórias e Notícias nº 82. Publi. Mus. Lab. Mineral. Geo, Universidade de Coimbra.* Coimbra

Winter, J.D. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology.* Person Education Limited (Second Edition). USA. 738p.

Zharikov, V.A., Pertsev, N.N., Rusinov, V.L., Callegari, E., Fettes, D.J. 2007. A Systematics nomenclature for metamorphic Rocks: 9. Metasomatism and metasomatic rocks. 17p.

Zharikov, V.A., Rusinov, V.L., Marakushev, A.A., Zraisky, G P., Omelianenko, B.I., Pertsev, N.N., Rass, I.T., Andreeva, O.V., Abramov, S.S., Podlessky, K.V., Shapovalon, Y.B., Seredkin, M.S., Golovina, V.A. 1998. *Metasomatism and metasomatic rocks. English version ed.* Moscow : World Scientific Moscow, Russian Academy of Sciences. Translate from Russian by Jean Verkaeren and Jacques Duchesne

Zharikov, V.A., Zraisky, G.P. 1991. Experimental modelling of wall-rock metasomatism. 197-246p. *In* Perchuk, Leonid L. *Progress in metamorphic and metasomatic petrology: A memorial volume in honour of D.S. Korzhinskiy.* Cambridge University Press. 520p.

Referências da Internet

URL 1: Lackey, J.S. __.5 – Metamorphism of marbles and calc-silicate rocks. Pomona College, Claremont. EUA. [em linha]. [Consult. 30 agost. 2016]. Disponível em <http://pages.pomona.edu/~jsl04747/Jade_Star_Lackey/Keck_Readings_files/Metamorphism_of_Marbles.pdf>

URL 2: USGS. What is ICP-MS? ...and more importantly, what can it do? [Em linha]; atual. 2013. [Consult. 13 set. 2016]. Disponível em <<http://crustal.usgs.gov/laboratories/icpms/intro.html>>

URL 3: Swapp, S. 2016. Scanning Electron Microscopy (SEM). Carleton College. [em linha]; atual. 2016. [Constl. 09 nov. 2016]. Disponível em <http://serc.carleton.edu/research_education/geochemsheets/techniques/SEM.html>.

Anexos

ANEXOS

ANEXO	Título
ANEXO I	Trabalho de campo: Amostragem
ANEXO II	Estudo petrográfico: Fichas petrográficas por lâmina
ANEXO III	Estudo geoquímico: Tabelas de dados
ANEXO IV	Estudo mineralógico: Resultados SEM Tabela composicional

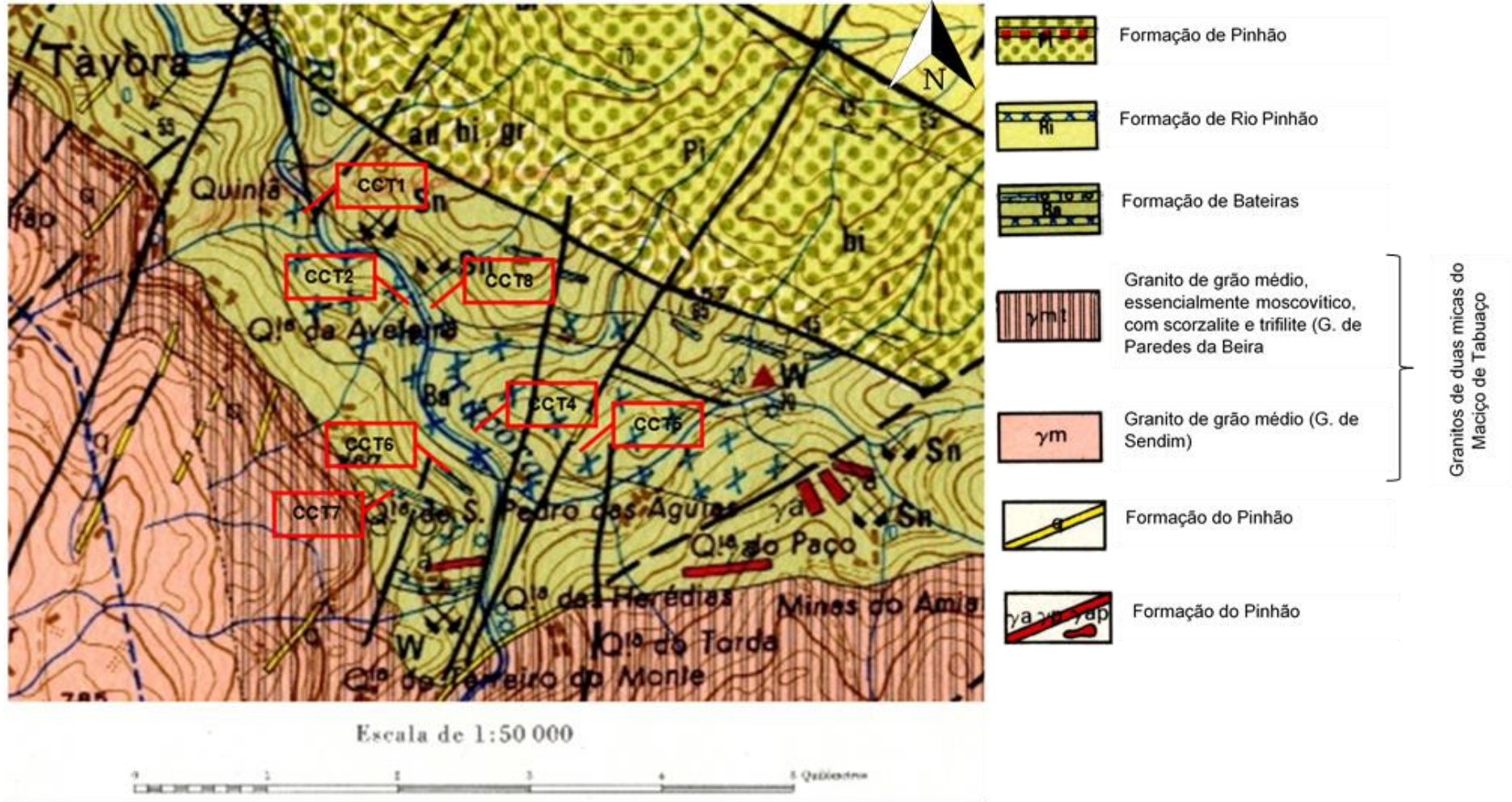
ANEXO I

TRABALHO DE CAMPO:

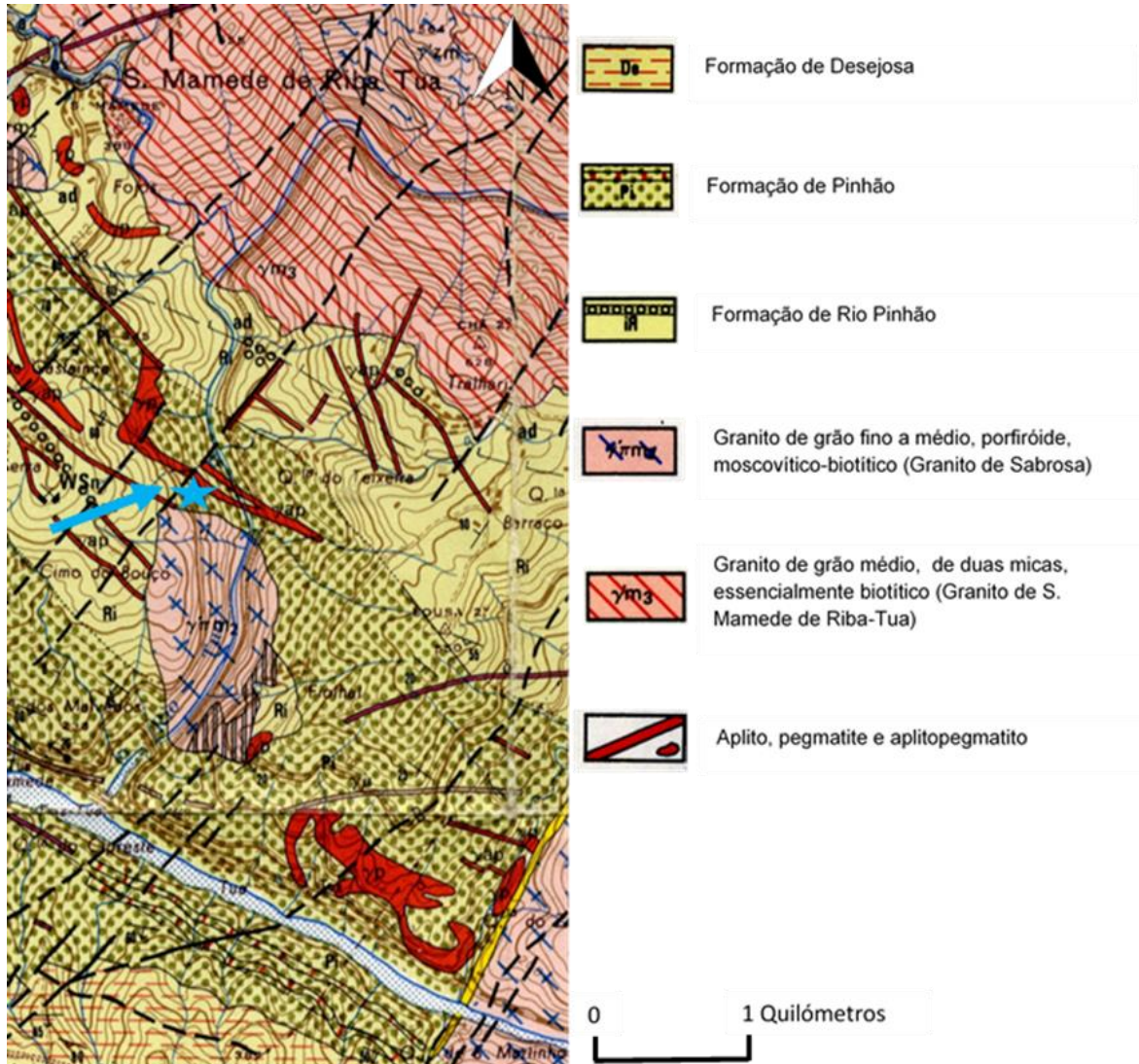
AMOSTRAGEM

Amostra	Lâmina delgada	Designação litológica	Localização
CCT1	CCT1A	Rocha Vulcano-sedimentar/metavucanito (?)	41° 5'35,32"N / 7°31'11,73"W
	CCT1B	Metagrauvaque	
CCT2	CCT2	Metagrauvaque	41° 5'25,33"N / 7°30'52,72"W
CCT4	CCT4N	Quartzo-filito	41° 5'9,24"N / 7°30'44,03"W
	CCT4P		
CCT5	CCT5A	Rocha calcossilcatada	41° 5'1,94"N / 7°30'24,46"W
	CCT5B		
	CCT5C		
CCT6	CCT6	Skarn	41° 5'5,11"N / 7°30'50,66"W
CCT7	CCT7		41° 5'4,52"N / 7°30'55,74"W
CCT8	CCT8	Quartzo-filito com cloritóide	41° 5'24,25"N / 7°30'48,94"W

Designação litológica e localização das amostras de Tabuaço



Mapa de amostragem de Tabuço



Local de amostragem das rochas calcossilicatadas de Foz Tua

ANEXO II

ESTUDO PETROGRÁFICO:

FICHAS PETROGRÁFICAS POR LÂMINA

Amostra PM173



TIPO DE LÂMINA - Delgada []
 - Polida [x]

LOCALIZAÇÃO Foz Tua

TIPO DE ROCHA Rocha calcossilicatada

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES...) Rocha compacta de textura e composição tendencialmente homogénea, com exceção de uma superfície de alteração amarelo-acastanhada. Rocha de granulometria bem visível em que se denota nas zonas alteradas aglomerados anfibolíticos..

TEXTURA A textura geral é granoblástica equigranular. Possui zonas com textura granoporfiroblástica.

MINERALOGIA Quartzo + clorite + anfíbola (actinolite-tremolite) + biotite + epidoto + apatite + opacos

- OBSERVAÇÕES**
- Porfiroblastos de anfíbola fibro-radiada, opacos e mais raramente biotite;
 - As anfíbolos = tremolite-actinolite ocorrem frequentemente em associação com os minerais opacos, frequentemente cloritizadas;
 - Os minerais de epidoto aparecem em associação com os opacos, rodeando-os.
 - Biotite pouco abundante. Ocorre esporadicamente com fenómenos de cloritização;
 - Quartzo poligonado.
 - Presença de apatite euédrica a subédrica

Amostra PM174



TIPO DE LÂMINA - Delgada []
- Polida [x]

LOCALIZAÇÃO Foz Tua

TIPO DE ROCHA Rocha calcossilicatada

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES...) Rocha compacta de textura e composição homogénea, com exceção de uma superfície de alteração amarelo-acastanhada. Rocha de granulometria bem visível. Presença de aglomerados anfíbolíticos nas zonas de alteração.

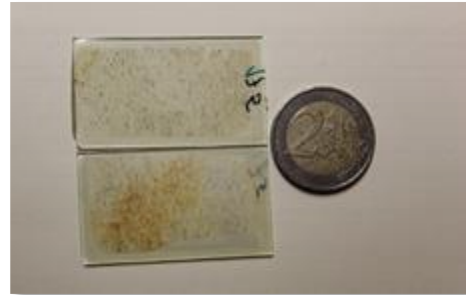
TEXTURA Textura granoporfiroblastica.

MINERALOGIA Quartzo + anfíbola (actinolite-tremolite) + zoisite + pistacite + apatite + granada + plagioclase + esfena

OBSERVAÇÕES

- Porfiroblastos de anfíbola (tremolite-actinolite) fibro-radiada em leque, por vezes cloritizada;
- Presença de granada euédrica, subédrica e anédrica. Aparece dispersa e com carácter poicilitico, estando, por vezes, associada à anfíbola. A granada aparenta ser posterior à anfíbola;
- Ocorrência de apatite euédrica e subédrica com inclusões;
- Os minerais de epidoto aparecem nos espaços intergranulares do quartzo;
- Pistacite associada aos bordos da esfena.

Amostra PM175



TIPO DE LÂMINA	- Delgada [] - Polida [x]
LOCALIZAÇÃO	Foz Tua
TIPO DE ROCHA	Rocha calcossilicatada
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES...)	Rocha compacta de textura e composição levemente heterogénea, com uma superfície de alteração amarelo-acastanhada. Presença de aglomerados anfibolíticos por toda a amostra.
TEXTURA	Textura granoblástica heterogranular com um ligeiro carácter porfiroblástico por parte da biotite e da anfíbola.
MINERALOGIA	Quartzo + anfíbola (actinolite-tremolite) + zoisite + pistacite + apatite + granada + plagioclase + esfena
OBSERVAÇÕES	<ul style="list-style-type: none"> • Matriz essencialmente constituída por quartzo heterogranular com tendência à poligonização; • Biotite está maioritariamente cloritizada, com tendência poicilitica; • Anfíbolos apresentam-se geralmente em estrutura radiada em leque com um carácter tardio, intercrescidas com os bordos da biotite. • Presença de apatite euédrica e subédrica normalmente associada à biotite e à anfíbola, ou na sua envolvente. • Presença de bandas mais quartzosas e de filonetes paralelos à anisotropia; • Existe a possibilidade de ter albite não maclada na sua constituição, sendo facilmente confundida com o quartzo.

Amostra CCT1A



TIPO DE LÂMINA	- Delgada [x] - Polida [x]
LOCALIZAÇÃO	Tabuaço
TIPO DE ROCHA	Metavulcanito
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES...)	Rocha compacta de composição e textura tendencialmente homogénea. Apresenta uma coloração amarela-esverdeada nas superfícies menos alteradas, e uma cor castanha a negra nas superfícies de elevada alteração. Exibe um conjunto de fraturas sem preenchimento aparente.
TEXTURA	Apresenta uma textura granolepidoblástica com uma única foliação perfeitamente orientada.
MINERALOGIA	Quartzo + Moscovite + Apatite + Turmalina + Feldspato-K + Opacos + Epídoto
OBSERVAÇÕES	<ul style="list-style-type: none"> • Rocha muito siliciosa e muito pouco cálcica; • Quartzo apresenta-se com tendência à poligonização, heterogranular. Este intercala-se com finas camadas de moscovite segundo uma foliação $S_0//S_1$; • Apresenta filonetes e microfraturas transversais à foliação; • Concordante com a foliação surgem finos opacos; • Presença de turmalina e de apatite subédrica com inclusões.

Amostra CCT1B



TIPO DE LÂMINA - Delgada [x]
 - Polida [x]

LOCALIZAÇÃO Tabuaço

TIPO DE ROCHA Metagrauvaque

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES...) Rocha compacta de textura homogénea e, composição heterogénea com granularidade bem visível. Apresenta uma coloração acinzentada brilhante. Possível observação da xistosidade.

TEXTURA Textura granoblástica inequigranular

MINERALOGIA Quartzo + biotite + apatite + turmalina + plagioclase

OBSERVAÇÕES

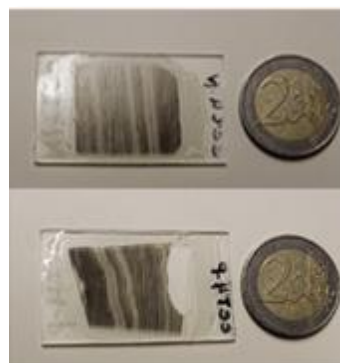
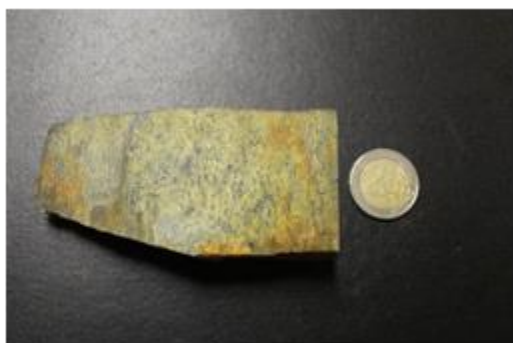
- A Biotite pós-cinemática ocorre transversa à foliação, aparecendo de forma desorganizada;
- A foliação existente é anterior à formação da biotite;
- Presença de apatite e turmalina euédricas e subédricas;
- Nesta amostra pode ocorrer a presença de cordierite, sendo difícil a sua identificação, confundindo-se com o quartzo.

Amostra CCT2



TIPO DE LÂMINA	- Delgada [x] - Polida [x]
LOCALIZAÇÃO	Tabuaço
TIPO DE ROCHA	Metagrauvaque
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES...)	Rocha compacta de textura e composição heterogénea de cor acinzentada, com uma leve alternância de leitos de coloração mais escura com leitos mais claros. Apresenta uma granularidade visível, podendo-se observar pequenos porfiroblastos, possivelmente de quartzo. Presença de fraturas e de filonetes preenchidos por quartzo.
TEXTURA	Textura porfirogranoblástica
MINERALOGIA	Quartzo + moscovite + clorite + minerais de epidoto + granada + plagioclase
OBSERVAÇÕES	<ul style="list-style-type: none"> • Apresenta uma foliação bem marcada com uma granularidade heterogénea; • Distinguem-se dois tipos de porfiroblastos: granada sin-tectónica ligeiramente cloritizada, esta aparece, geralmente, em associação com pequenos filonetes concordantes com a foliação, e, de quartzo poligonado heterogéneo numa matriz de carbonatos, na qual também se denota a presença de minerais de epidoto; • Presença de moscovite concordante com S_0/S_1; • Observa-se, esporadicamente, aglomerados de plagioclase.

Amostra CCT4N e CCT4P



TIPO DE LÂMINA	- Delgada [x] - Polida [x]
LOCALIZAÇÃO	Tabuaço
TIPO DE ROCHA	Filito ou quartzo-filito
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES...)	Rocha compacta de textura e composição heterogénea. Apresenta superfície com sulfuretos, conferindo-lhe uma tonalidade castanha-amarelada. Nas superfícies menos alteradas tem uma cor acinzentada, com alternância de leitos mais claros com leitos mais escuros.
TEXTURA	Textura granolepidoblástica, tendo, esporadicamente, opacos de grandes dimensões que lhe atribuem um ligeiro carácter porfiroblástico.
MINERALOGIA	Quartzo + Biotite + Turmalina + Moscovite + clorite
OBSERVAÇÕES	<ul style="list-style-type: none"> • A lâmina CCT4N corresponde a uma secção perpendicular à foliação, ao passo que a CCT4P corresponde a uma secção paralela à foliação; • A CCT4N apresenta uma foliação bem delimitada com alternância de zonas lepidoblásticas, constituídas por moscovite, e, de zonas granoblásticas, caracterizadas pela presença de quartzo poligonado heterogranular; • Nesta lâmina observa-se opacos alinhados com a moscovite e, biotite poicilitica transversa à foliação com inclusões de quartzo. Denota-se a presença de turmalina zonada transversa à foliação. • A lâmina CCT4P apresenta igualmente um bandado composicional nítido marcado por níveis lepidoblásticos, predominantemente micáceos, e níveis granoblásticos muito quartzosos. • Nesta lâmina é possível a observação de uma clivagem de crenulação S_3, marcada pelo alinhamento de pequenos porfiroblastos de biotite poicilitica, por vezes,

cloritizada. Segundo o alinhamento S_0/S_1 , encontrasse, preferencialmente, finas palhetas de moscovite;

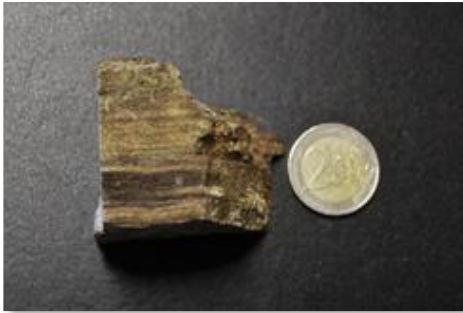
- Presença de turmalina zonada anterior à foliação S_3 .
-

Amostra CCT5A



TIPO DE LÂMINA	- Delgada [x] - Polida [x]
LOCALIZAÇÃO	Tabuaço
TIPO DE ROCHA	Rocha calcossilicatada
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES...)	Rocha de aspeto compacto, mas muito alterada. Nas superfícies de menor alteração apresenta uma coloração acinzentada com alternância de zonas mais claras com zonas mais escuras. Nos leitos mais escuros observa-se uma granularidade média a fina, enquanto nos leitos mais claros a granularidade é visível porém fina. As superfícies mais alteradas apresentam uma cor amarela-acastanhada com uma leve tonalidade esverdeada. Aqui observa-se pequenas fraturas e finos filonetes. Amostra em que se consegue observar perfeitamente os planos de xistosidade.
TEXTURA	Textura granoblástica inequigranular
MINERALOGIA	Quartzo + moscovite + biotite + clorite + minerais de epidoto
OBSERVAÇÕES	<ul style="list-style-type: none"> • Amostra pelítica constituída preferencialmente por quartzo com tendência à poligoização heterogranular; • Biotite ocorre muitas vezes cloritizada, sendo possível identificar duas zonas distintas, uma com predomínio de biotite e outra em que predomina a clorite, assim como veios de clorização. • Presença de filonetes quartzosos. • Observa-se o contacto primário S_0 entre o quartzo-filito e a rocha calcossilicatada. Este alinhamento é concordante com um veio de cloritização. • Na zona da rocha calcossilicatada observa-se a presença de minerais de epidoto, • Presença de apatite tendencialmente anédrica.

Amostra CCT5B



TIPO DE LÂMINA - Delgada [x]
- Polida [x]

LOCALIZAÇÃO Tabuaço

TIPO DE ROCHA Rocha calcossilicatada

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (ESTRUTURA, FRATURAS, FILONETES...) Rocha de aspeto compacto, mas muito alterada, consegue observar perfeitamente os planos de xistosidade, estando estes marcados por intercalação de finos leitos de coloração castanha a negra com leitos de tonalidade amarela-acastanhada. Tem granularidade visível homogénea.

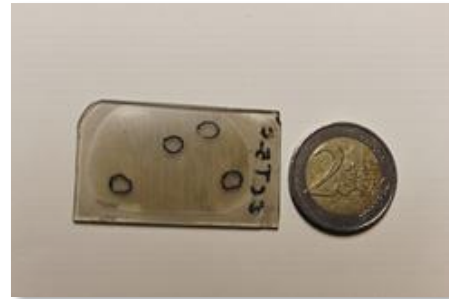
TEXTURA Textura granoblástica inequigranula afetada por zonas com tendência lepidoblástica, mas que ocorre de forma desorganizada, não correspondendo a uma foliação linear.

MINERALOGIA Quartzo + biotite + óxidos + minerais de epidoto

OBSERVAÇÕES

- Amostra no geral encontra-se muito alterada, com uma elevada presença de óxidos na sua constituição;
- Observa-se a presença de finos filonetes preenchidos por quartzo;
- Quartzo aparece poligonado e heterogranular, por vezes formando aglomerados no ceio dos óxidos, conferindo assim uma textura ligeiramente porfiroblástica.

Amostra CCT5C



TIPO DE LÂMINA - Delgada [x]
 - Polida [x]

LOCALIZAÇÃO Tabuaço

TIPO DE ROCHA Rocha calcossilicatada

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA
 (ESTRUTURA, FRATURAS,
 FILONETES...)

Rocha de aspeto compacto de textura e composição levemente heterogéneas. Apresenta uma granularidade fina mas visível. No geral apresenta uma cor cinzenta com uma leve alternância de zonas mais escuras com zonas mais claras. Observa-se superfícies de alteração amarela-acastanhada. Rocha com abundancia de finos filonetes e pequenas fraturas.

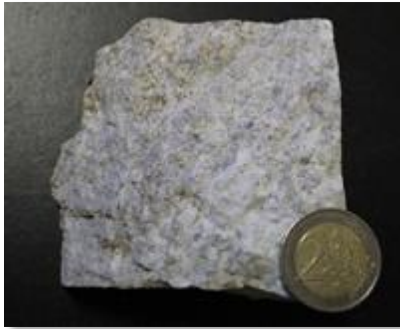
TEXTURA Textura granolepidoblástica de granularidade fina.

MINERALOGIA Quartzo + biotite + minerais de epídoto + turmalina

OBSERVAÇÕES

- Presença de filonetes transversais à foliação S_p preenchidos aparentemente por quartzo e óxidos. Estes filonetes apresentam diferentes tamanhos;
- Os filonetes mostram possibilidade de ocorrência de uma microfalha;
- Observação de turmalina euédrica de grandes dimensões.

Amostra CCT6



TIPO DE LÂMINA

- Delgada [x]
- Polida [x]

LOCALIZAÇÃO

Tabuaço

TIPO DE ROCHA

Skarn

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA
(ESTRUTURA, FRATURAS,
FILONETES...)

Rocha de aspeto compacto de composição e textura heterogénea. Denota-se a presença de porfiroblastos esbranquiçados de forma irregular. No geral apresenta uma cor cinzenta clara a branco. Granularidade visível.

TEXTURA

Rocha com granularidade muito fina, com textura granoblástica, heterogranular e poiquiloblástica

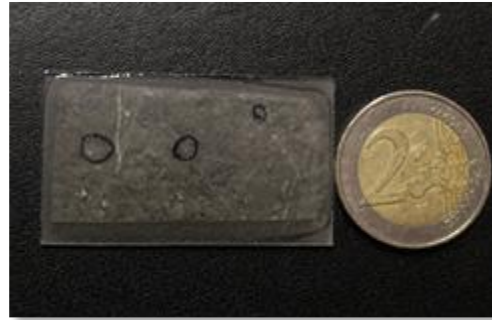
MINERALOGIA

Vesuvianite + inclusões fluídas + plagioclase + moscovite + quartzo + minerais de epidoto + esfena

OBSERVAÇÕES

- Apresenta vesuvianite com diferentes texturas;
- Presença de moscovite fibro-radiada em associação com os minerais de epidoto;
- Observação de esfena e de alguma plagioclase;
- Possibilidade de existência de wallstonite;
- Lâmina de difícil observação mineralógica.

Amostra CCT7



TIPO DE LÂMINA

- Delgada [x]
- Polida [x]

LOCALIZAÇÃO

Tabuaço

TIPO DE ROCHA

Skarn

**DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA
 (ESTRUTURA, FRATURAS,
 FILONETES...)**

Rocha de aspeto compacto de composição e textura heterogénea, com granularidade média a grosseira. Consegue-se observar cristais translúcidos relativamente bem desenvolvidos. Rocha com coloração cinzenta escura a esbranquiçada. Presença de fraturas e finos filonetes.

TEXTURA

Textura granoblástica heterogranular muito fraturada e trespassada por rede de filonetes.

MINERALOGIA

Vesuvianite + minerais de epídoto + inclusões fluídas + moscovite

OBSERVAÇÕES

- Presença de moscovite fibro-radiada;
- Os minerais de epídoto aparecem intercrescidos com a vesuvianite;
- Observam-se muitas inclusões fluídas;
- Lâmina é predominantemente constituída por vesuvianite.

Amostra CCT8



TIPO DE LÂMINA

- Delgada [x]
- Polida [x]

LOCALIZAÇÃO

Tabuaço

TIPO DE ROCHA

Filito ou quartzo-filito

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA
(ESTRUTURA, FRATURAS,
FILONETES...)

TEXTURA

Textura fundamentalmente lepidoblástica, com tendência a porfiroblástica. Apresenta uma dobra com níveis granoblásticos quartzíticos.

MINERALOGIA

Quartzo + biotite + clorite + porfiroblastos + opacos

OBSERVAÇÕES

- Nesta lâmina é possível a observação de uma clivagem de crenulação S_3 ;
- Os porfiroblastos são pleocroicos, poicilíticos, isotrópico com inclusões de quartzo. É anterior à D_3 ;

ANEXO III

ESTUDO GEOQUÍMICO:

TABELAS DE DADOS

Amostras					
	CCT1A	CCT2A	CCT2B	CCT5C	CCT6
	Metavulcanito	Metagrauvaque	Metagrauvaque	Rocha Calcossilicatada	Skarn
Sum REE	542,470	205,010	227,170	179,770	68,530
Eu/Eu*	0,682	0,575	0,557	0,695	0,640
La/Yb (Nc)	39,578	9,576	9,103	7,509	10,867
La/Lu (Nc)	38,258	9,240	9,422	7,542	11,141
La/Sm (Nc)	5,206	3,665	3,416	3,799	4,055
Gd /Lu (Nc)	2,592	1,633	1,864	1,319	1,740
Gd/Yb (Nc)	2,682	1,692	1,801	1,313	1,697

Eu/Eu* = $Eu_{nc}/(Sm_{nc} * Gd_{nc})^{1/2}$; Nc = Valor normalizado ao condrito segundo valores de Evensen *et al.*, (1978)

As análises foram realizadas no Activation Laboratories, Ltd, Canadá.

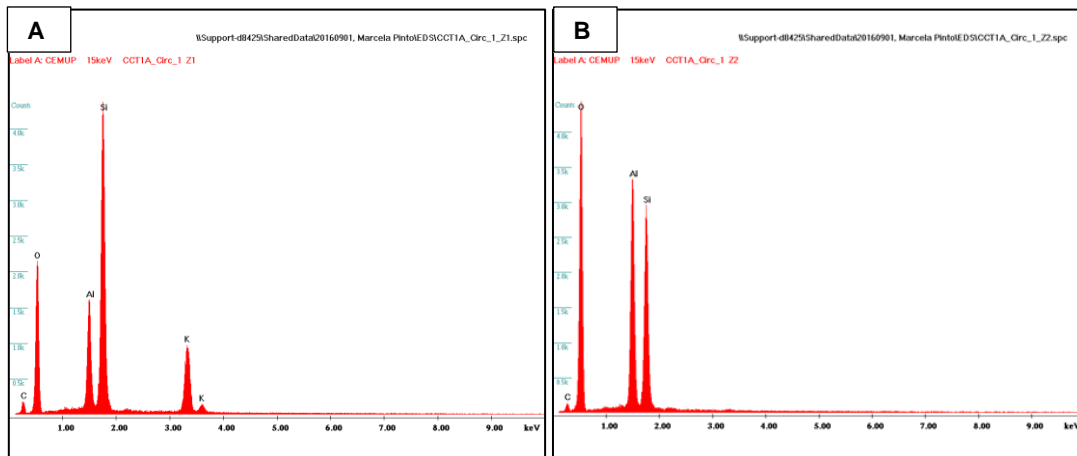
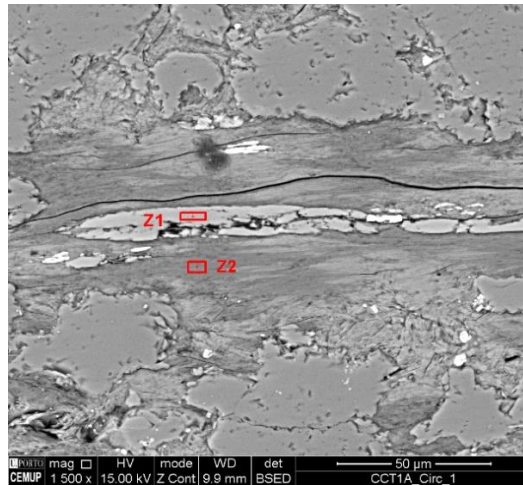
ANEXO IV

ESTUDO MINERALÓGICO:

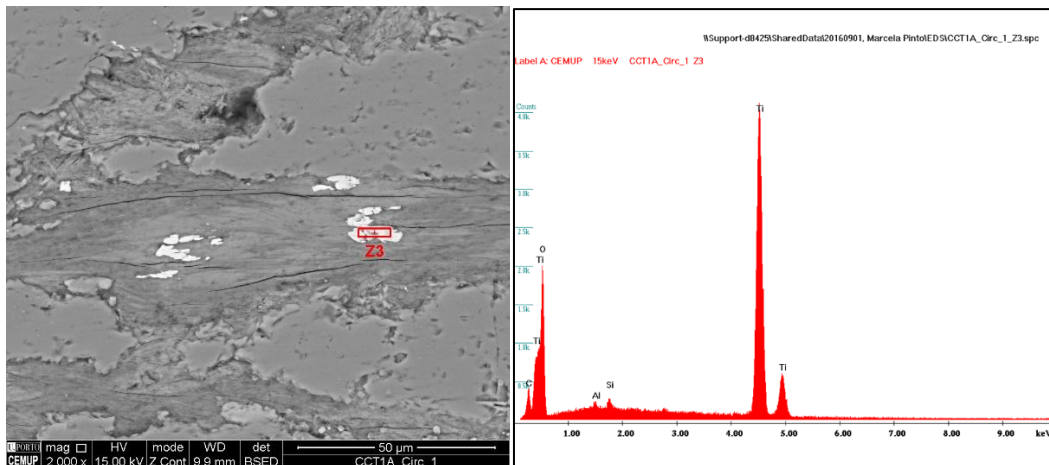
RESULTADOS SEM

CCT1A

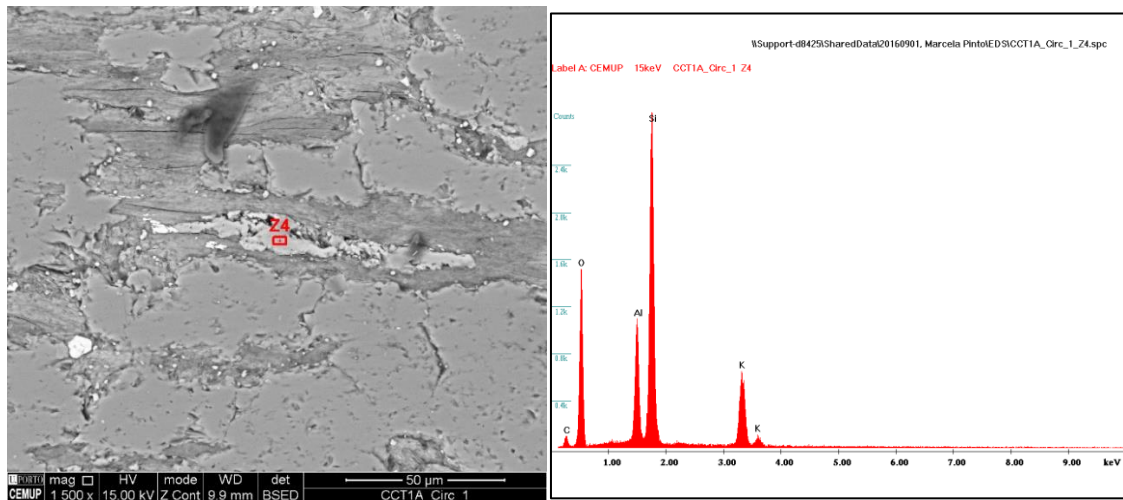
- CCT1A_CIRC1_Z1: Feldspato-K (Adulária) (A)
- CCT1A_CIRC1_Z2: Caulinite (B)



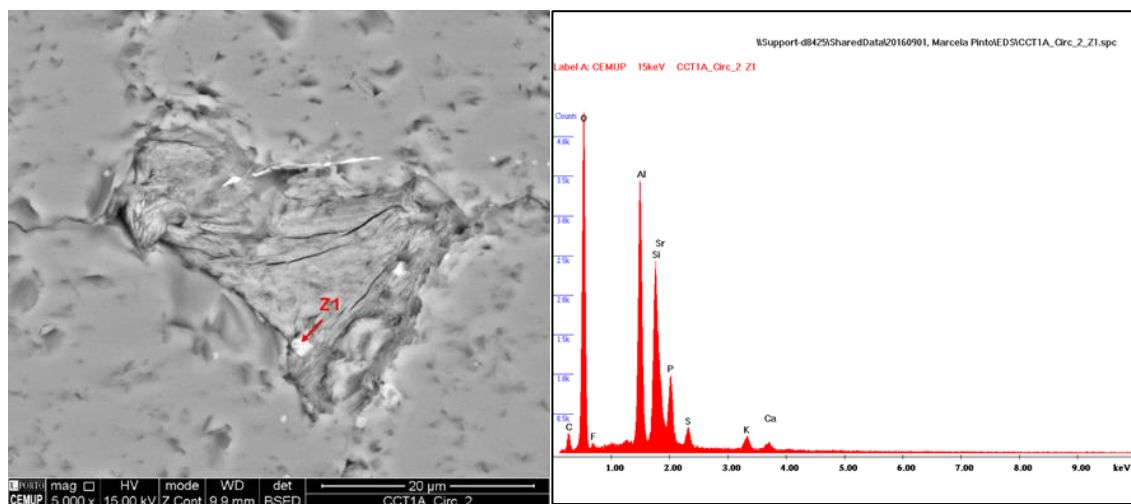
- CCT1A_CIRC1_Z3: Ilmenite



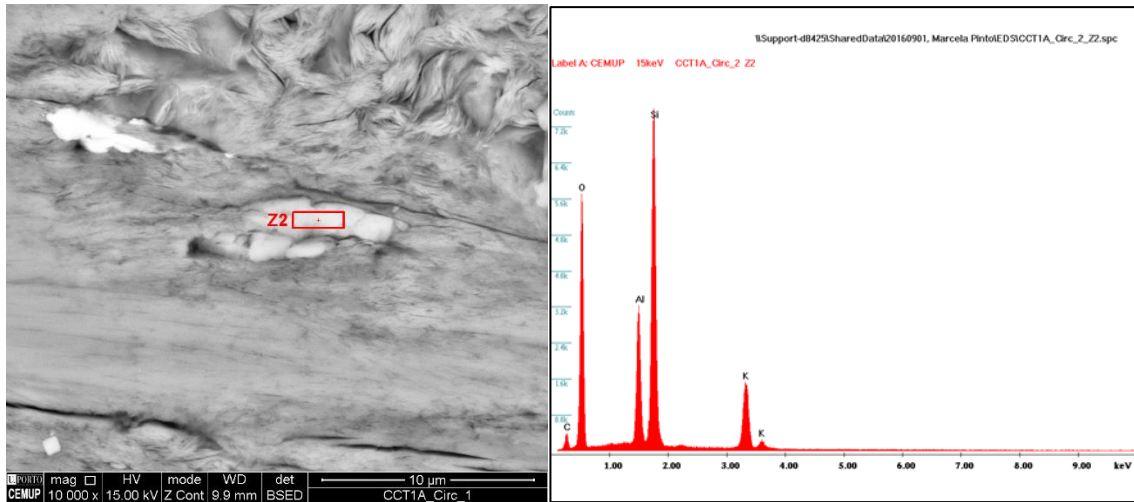
- CCT1A_CIRC1_Z4: Feldspato-K



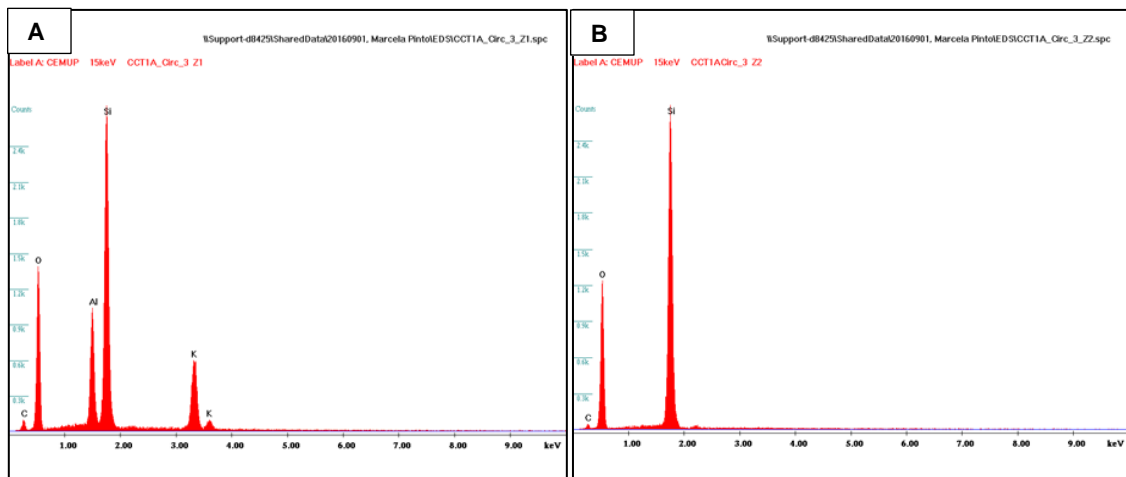
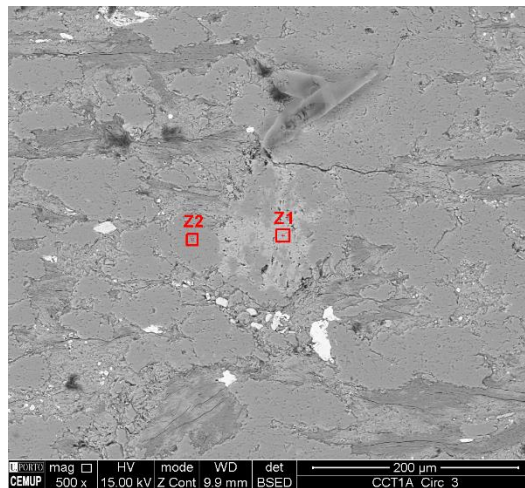
- CCT1A_CIRC2_Z1: Fosfato de estrôncio



- CCT1A_CIRC2_Z2: Feldspato-K

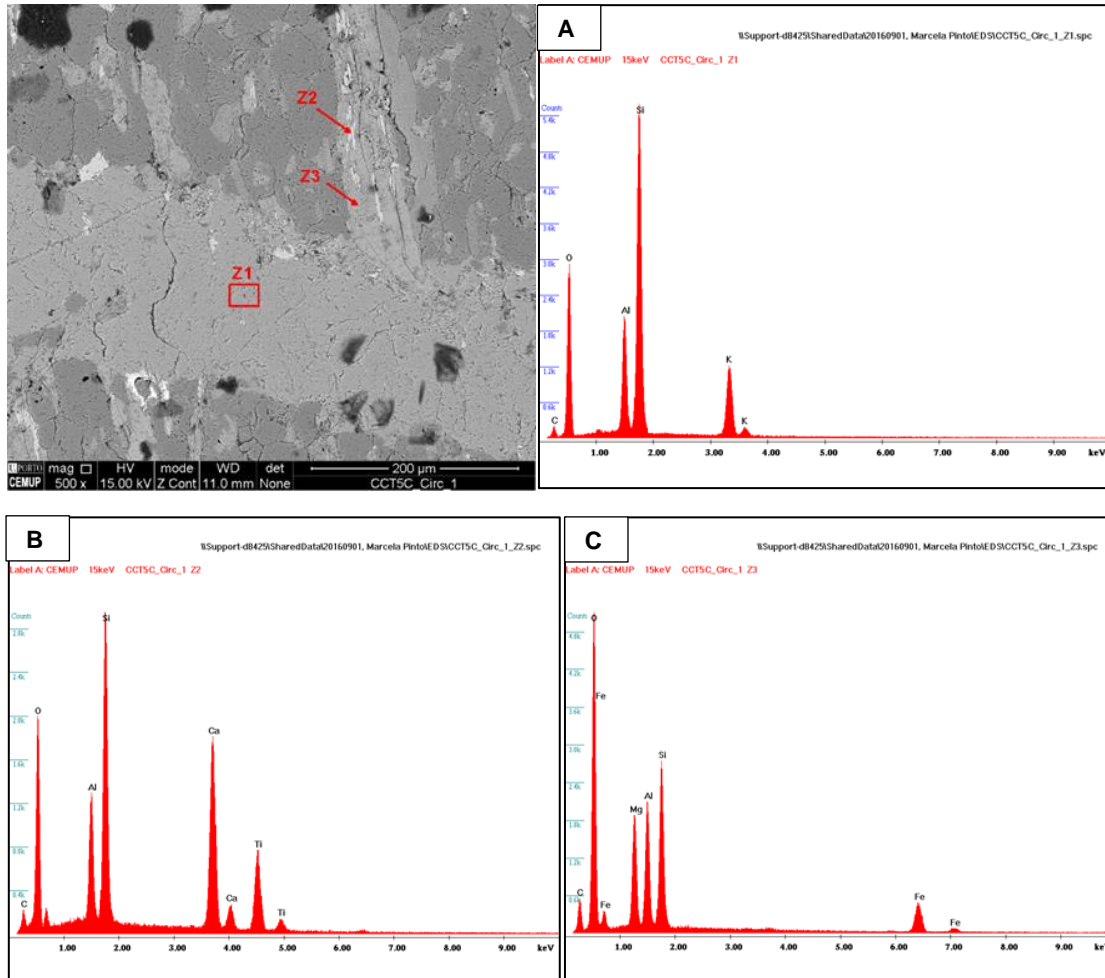


- CCT1A_CIRC3_Z1: Feldspato-K (A)
- CCT1A_CIRC3_Z2: Quartzo (B)

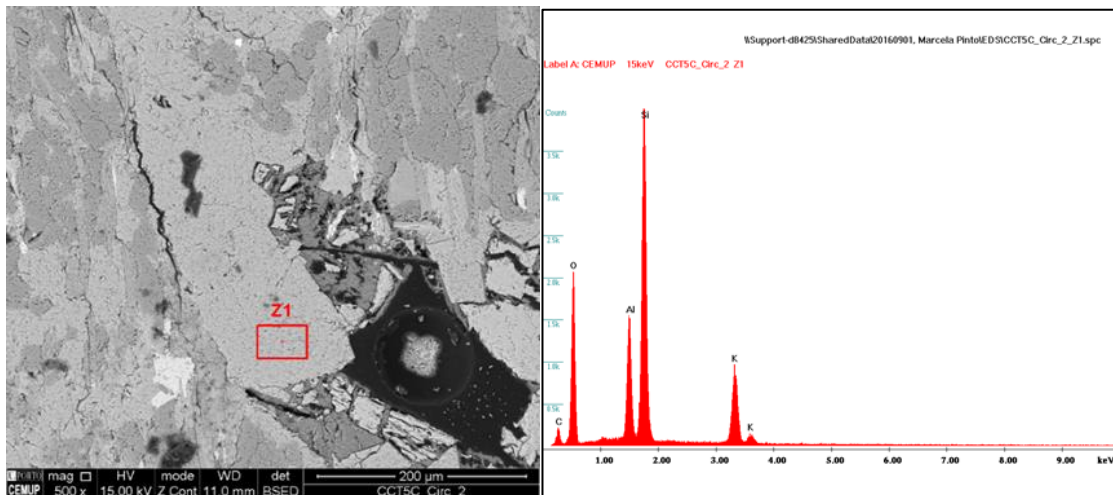


CCT5C

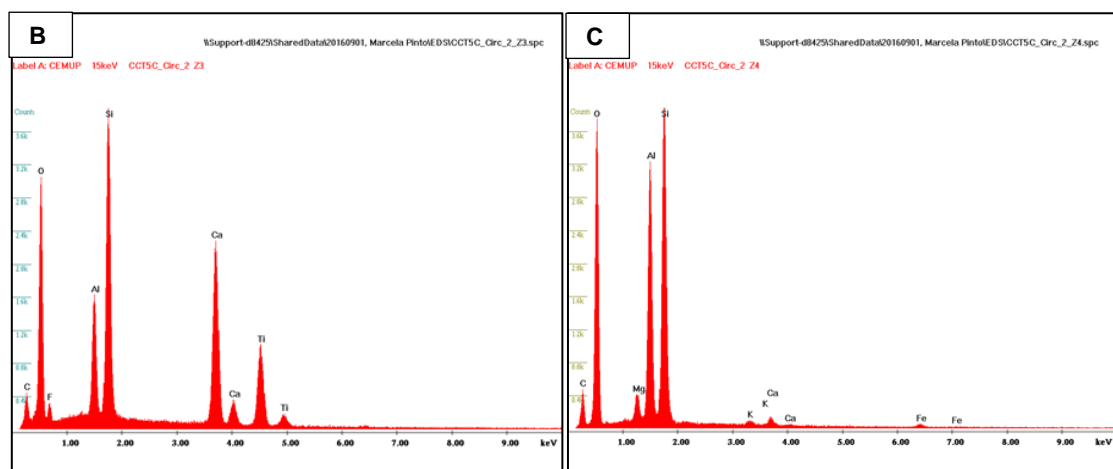
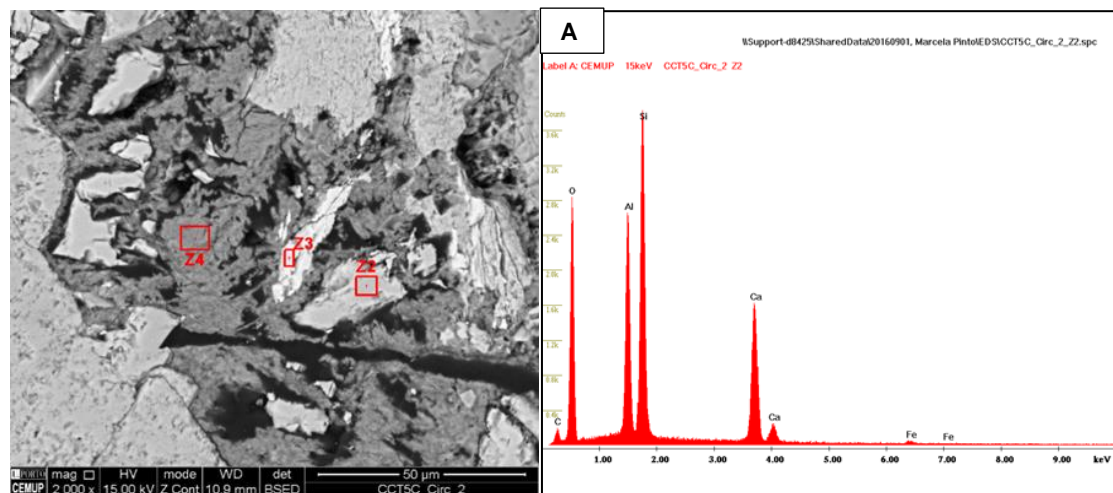
- CCT5C_CIRC1_Z1: Feldspato-K (A)
- CCT5C_CIRC1_Z2: Esfena ou Titanite (B)
- CCT5C_CIRC1_Z3: Clorite (C)



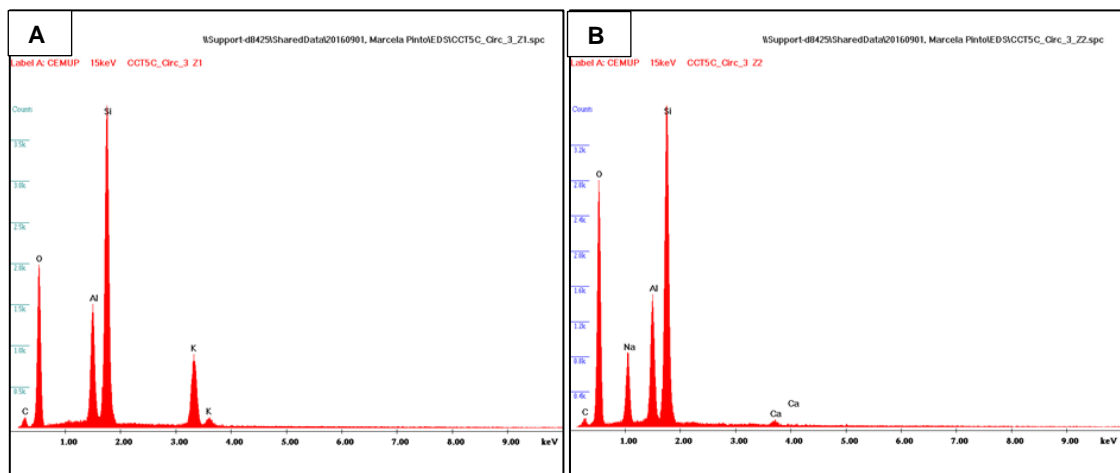
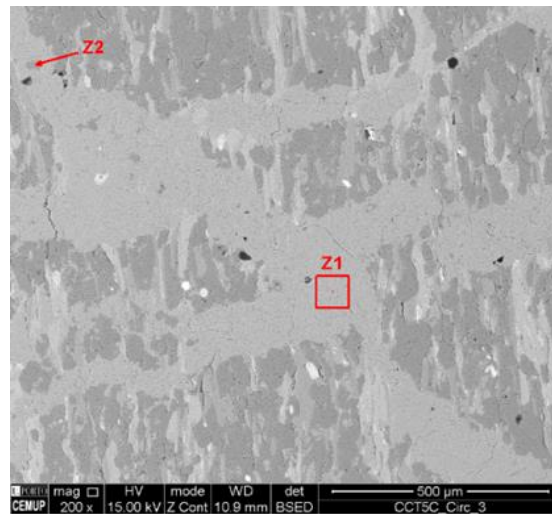
- CCT5C_CIRC2_Z1: Feldspato-K



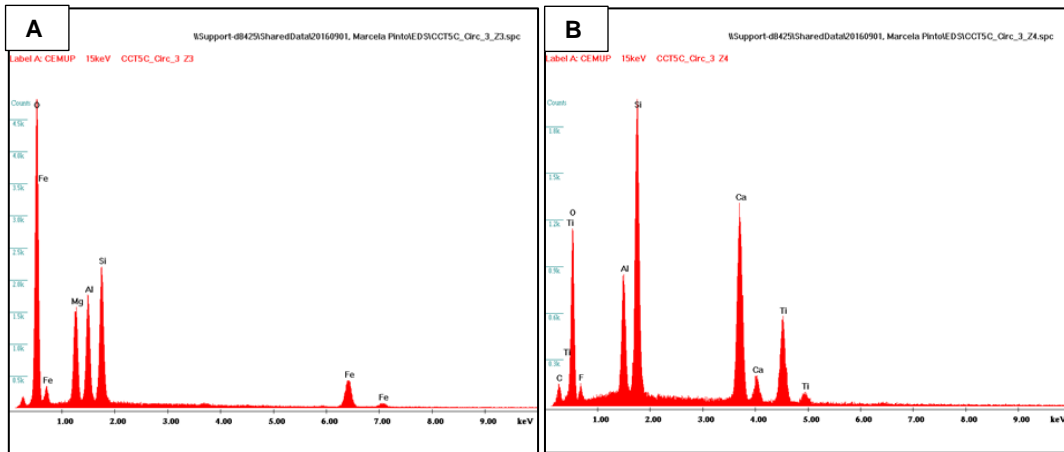
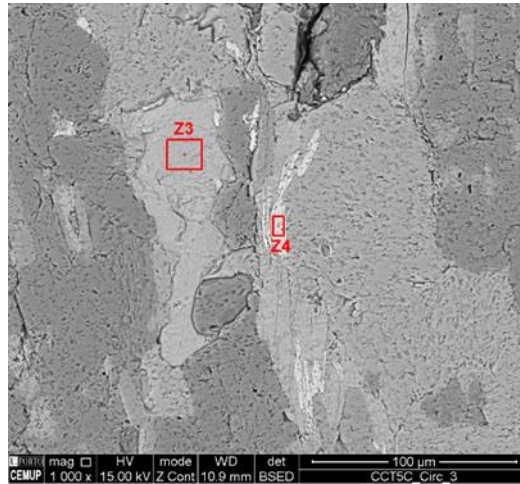
- CCT5C_CIRC2_Z2: Epidoto (A)
- CCT5C_CIRC2_Z3: Esfena ou Titanite (B)
- CCT5C_CIRC2_Z4: Clorite (C)



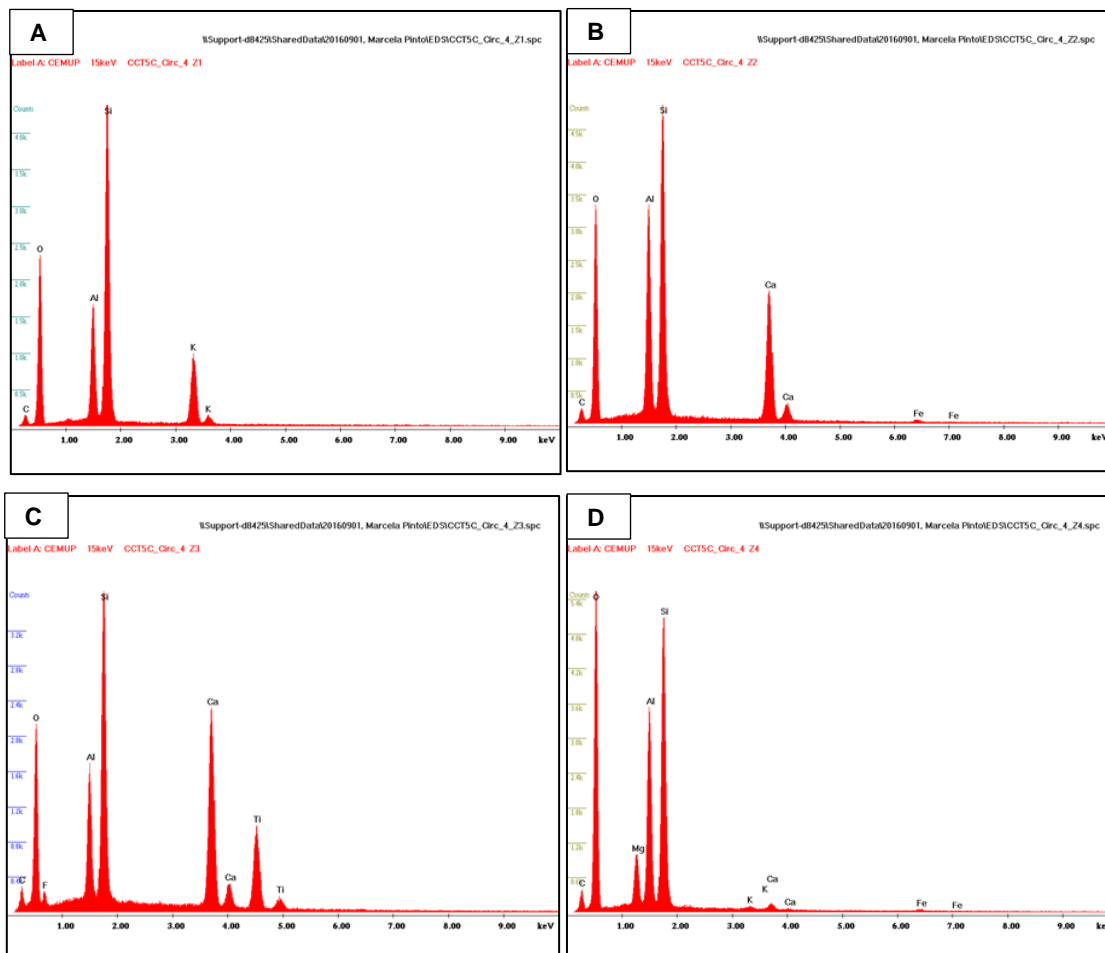
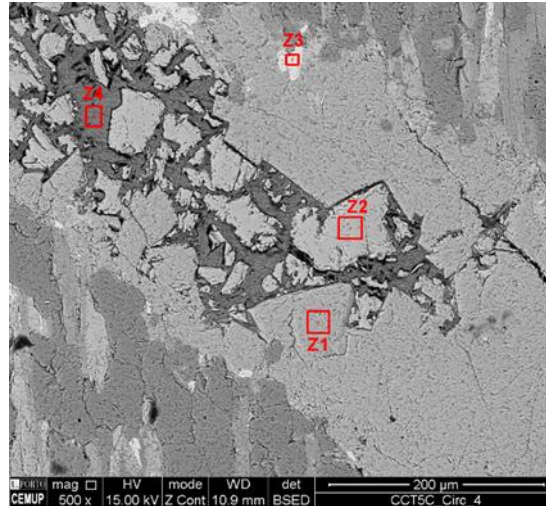
- CCT5C_CIRC3_Z1: Feldspato-K (A)
- CCT5C_CIRC3_Z2: Albite (B)



- CCT5C_CIRC3_Z3: Clorite (A)
- CCT5C_CIRC3_Z4: Esfena ou Titanite (B)

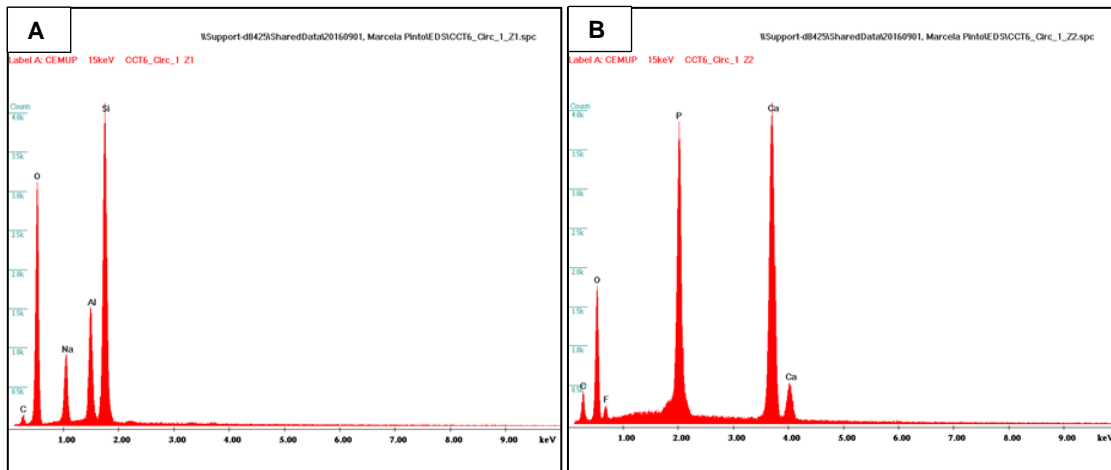
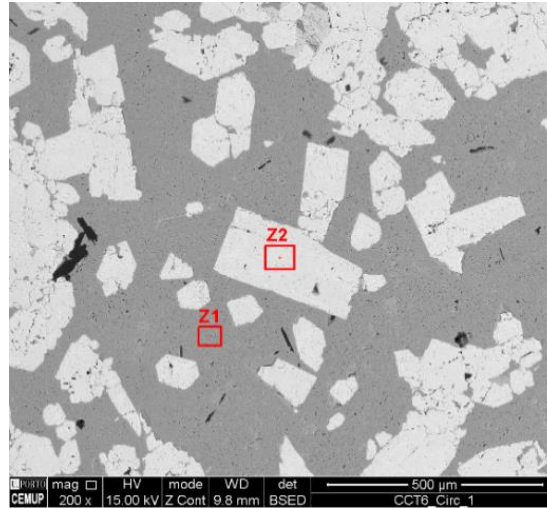


- CCT5C_CIRC4_Z1: Feldspato-K (A)
- CCT5C_CIRC4_Z2: Epídoto (B)
- CCT5C_CIRC4_Z3: Esfena ou Titanite (C)
- CCT5C_CIRC4_Z4: Clorite (D)

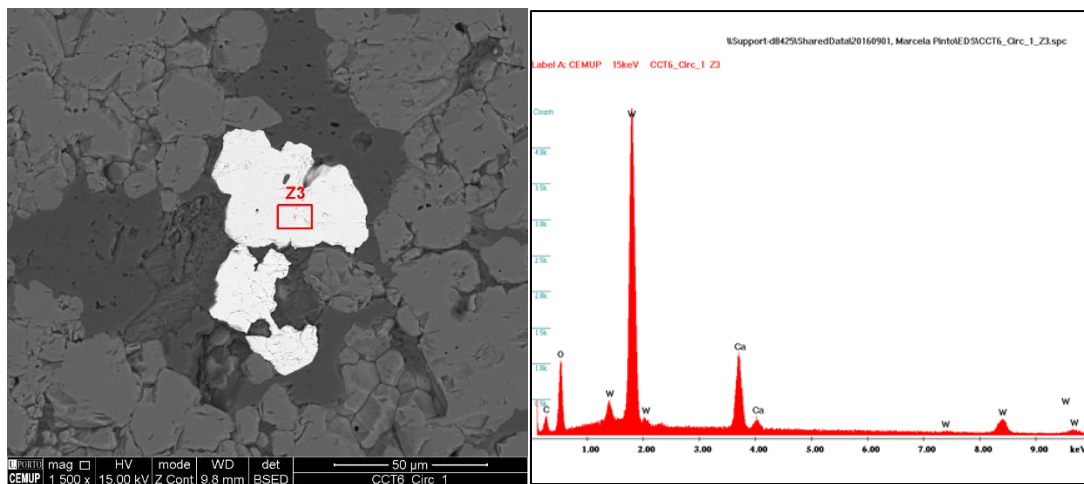


CCT6

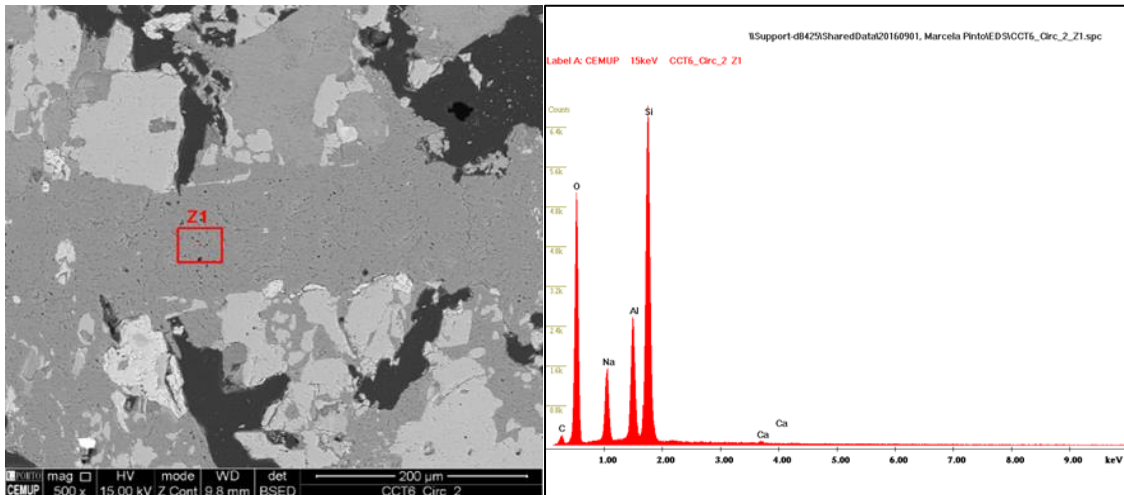
- CCT6_CIRC1_Z1: Albite (A)
- CCT6_CIRC1_Z2: Fluorapatite (B)



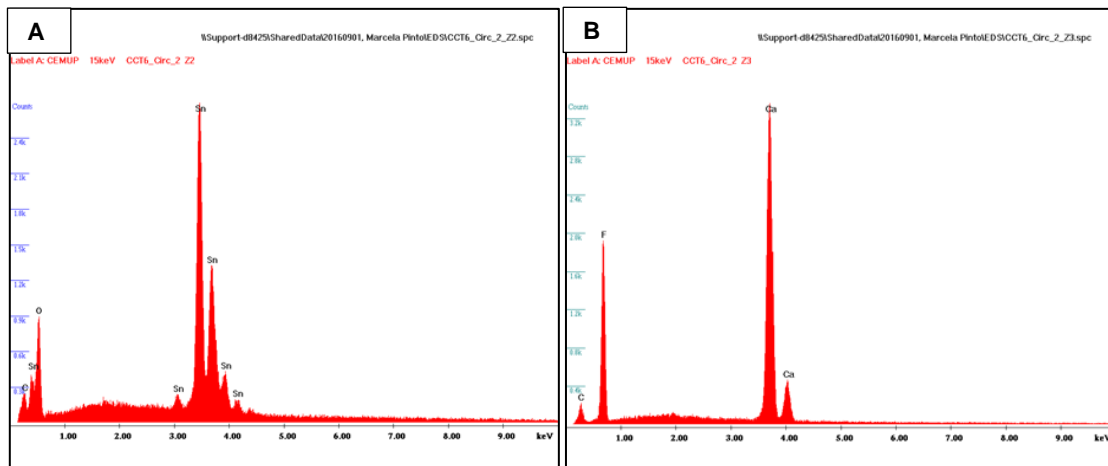
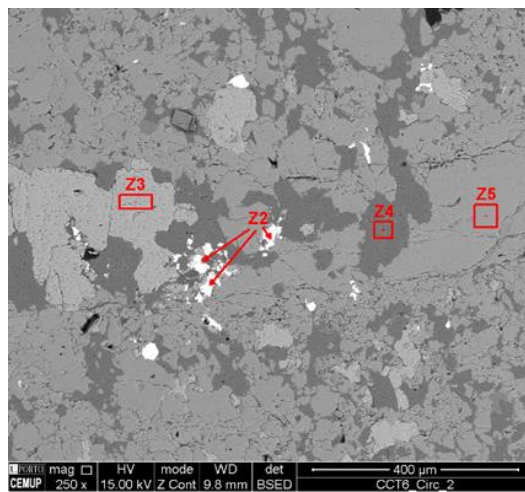
- CCT6_CIRC1_Z3: Scheelite

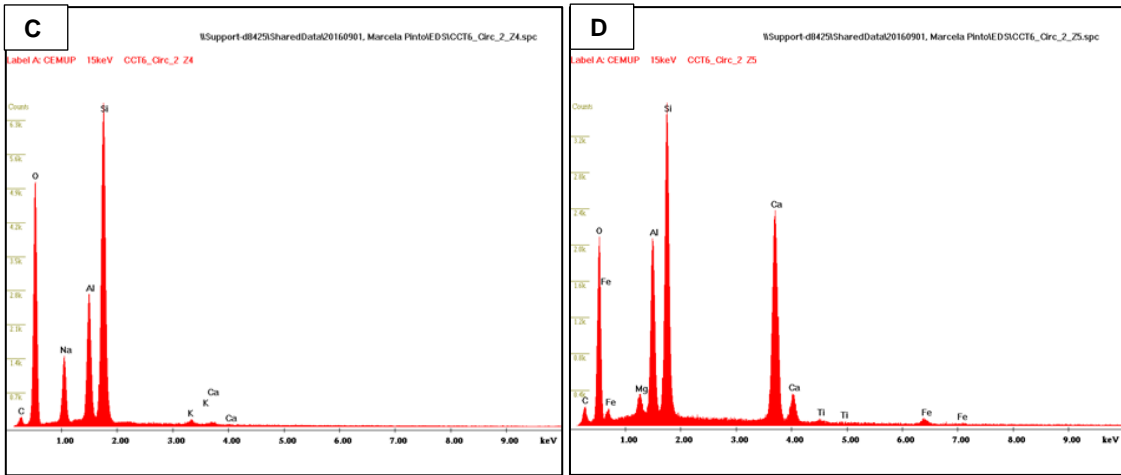


- CCT6_CIRC2_Z1: Albite

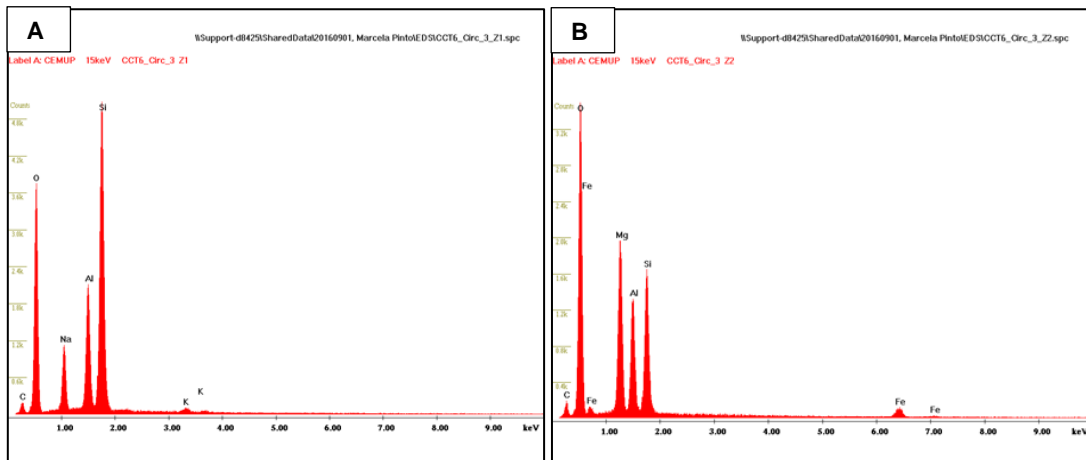
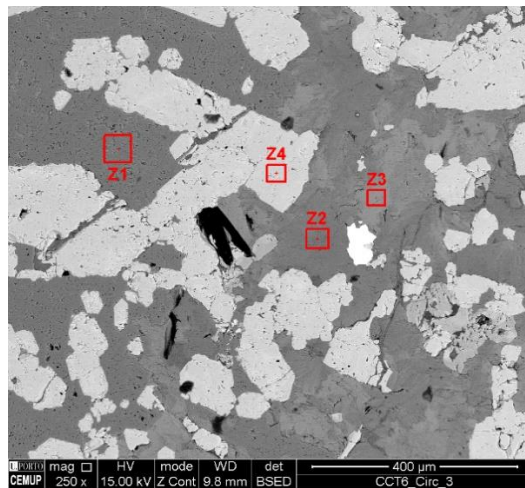


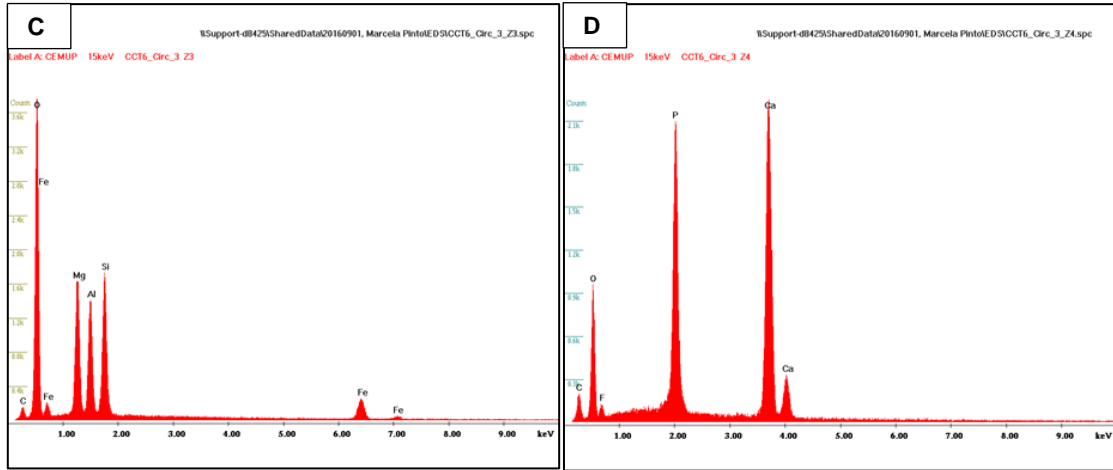
- CCT6_CIRC2_Z2: Cassiterite (A)
- CCT6_CIRC2_Z3: Fluorite (B)
- CCT6_CIRC2_Z4: Albite (C)
- CCT6_CIRC2_Z5: Vesuvianite (D)





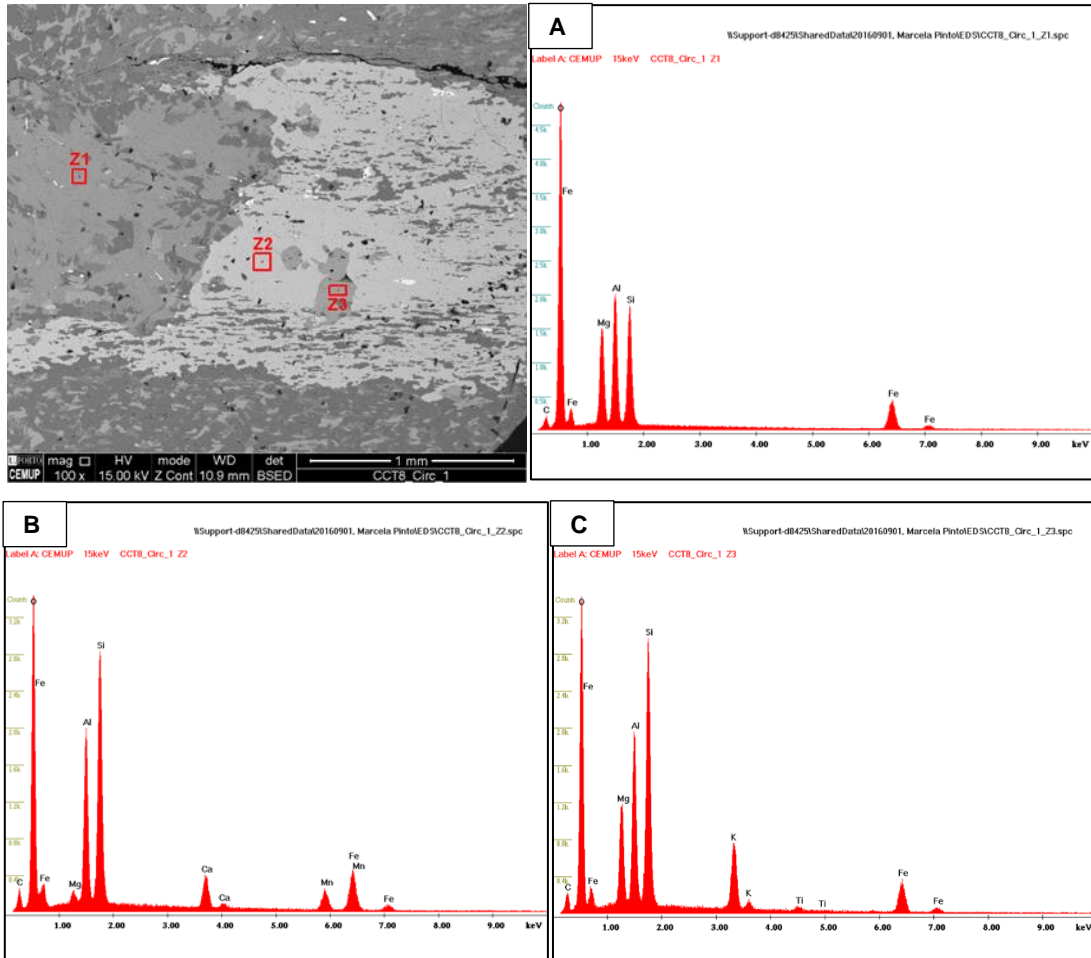
- CCT6_CIRC3_Z1: Albite (A)
- CCT6_CIRC3_Z2: Clorite (B)
- CCT6_CIRC3_Z3: Clorite (C)
- CCT6_CIRC3_Z4: Fluorapatite (D)



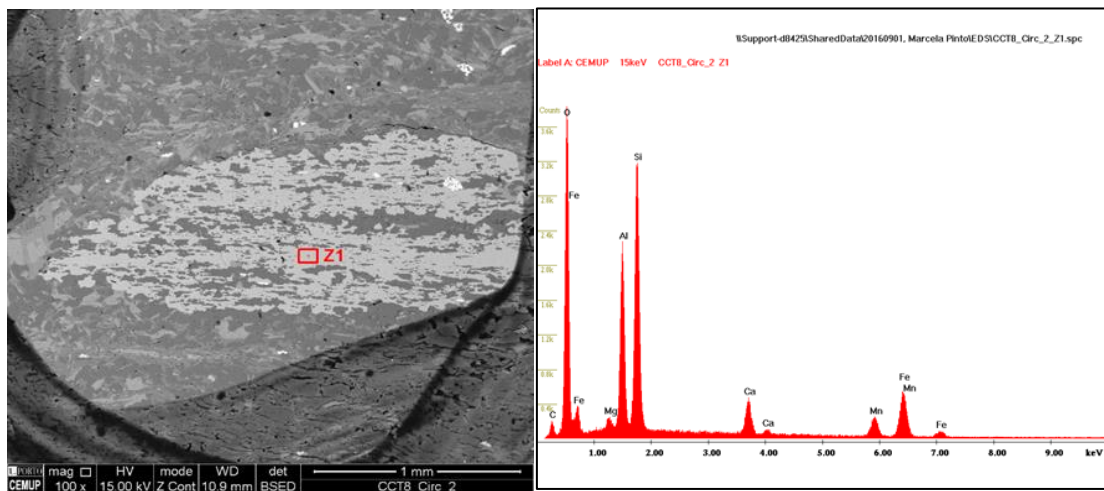


CCT8

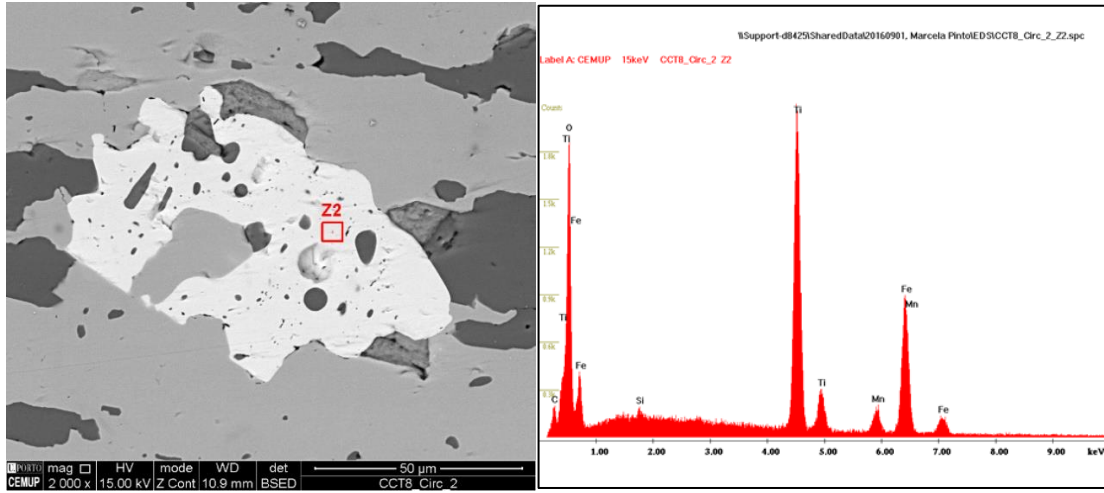
- CCT8_CIRC1_Z1: Clorite (A)
- CCT8_CIRC1_Z2: Cloritóide (B)
- CCT8_CIRC1_Z3: Biotite (C)



- CCT8_CIRC2_Z1:



- CCT8_CIRC2_Z2: Ilmenite



ANEXO IV

ESTUDO MINERALÓGICO:

TABELA COMPOSICIONAL

Mineral	Elementos químicos (Wt%)																
	C K	O K	Al K	Si K	K K	Ti K	F K	Fe K	Mg K	Ca K	Na K	Mn K	Sr L	P K	S K	W L	Sn L
Feldspato-K	7,46	40,59	9,63	29,56	12,76												
Esfena ou titanite	6,42	40,3	5,81	14,94	16,68	12,14	3,7										
Clorite (1ª)	5,32	43,97	12,5	11,67				17,9	8,6								
Clorite (2ª)	13,16	42,92	15,95	23,16	0,59			1,53	1,59	1,1							
Albite	6,05	44,66	10,44	31,21							7,64						
Epídoto	5,05	41,22	13,28	21,56				1,29		17,6							
Cloritóide	6,61	36,75	11,09	17,1	3,96			16,87	0,78			6,84					
Ilmenite (1º tipo)	3,11	29,73		0,33		30,23		31,86				4,74					
Ilmenite (2º tipo)	4,4	39,98	0,48	0,64		54,51											
Caulinite	4,96	52,9	20,66	21,48													
Fosfato de estrôncio	7,4	46,91	14,56	10,1	1,47		1,18			0,91			10,09	5,84	1,53		
Quartzo	5,54	48,12		46,34													
Fluorapatite	7,39	33,54					3,14			37,44				18,44			
Scheelite	4,07	16,61								11,49						67,83	
Cassiterite	3,06	20,94															76
Fluorite	4,26						44,28			51,45							
Vesuvianite	5,29	36,65	10,44	18,91			0,65	2,39	1,17	24,5							

Resultados obtidos a partir de microscopia eletrônica de varrimento e microanálise de Raios-X na Unidade de Imagem, Microestrutura e Microanálise (IMICROS) do Centro de Materiais da Universidade do Porto (CEMUP).