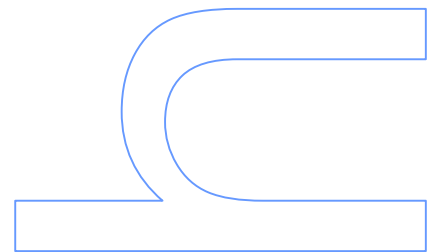
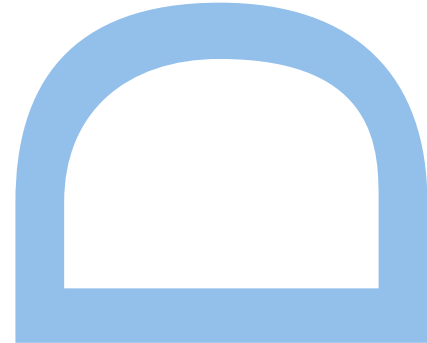




O Campo Lamprofírico de Labruge: Petrologia e Geoquímica



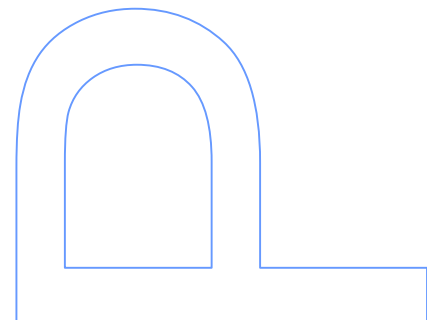
Cláudia Maria de Almeida Coelho

Doutoramento em Geociências

Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território
2021

Orientador

João Manuel Domingues Coelho, Professor Associado, FCUP



Agradecimentos

Esta tese não teria sido possível sem o apoio de várias pessoas ao longo dos anos. Gostaria de manifestar os meus agradecimentos:

- Aos meus pais pelos seus exemplos de humildade, esforço e empenhamento;
- Em especial ao meu orientador, Prof. João Coelho, que me apoiou durante todos estes anos, que sempre me incentivou a concluir a tese (mesmo quando pensei desistir devido às dificuldades inerentes aos trabalhadores-estudantes). Agradeço todos os conselhos que me deu, a compreensão demonstrada sempre que tinha de me afastar dos trabalhos da tese devido aos vários empregos que fui tento e por, apesar de se ter aposentado, ter feito o esforço de levar a minha orientação até ao fim;
- Ao Prof. Montenegro de Andrade pelas informações e conhecimentos sobre os lamprófiros de Labruge, veiculados através do orientador desta tese;
- Ao Prof. José Francisco Santos por me ter permitido realizar as análises de geoquímica isotópica na Universidade de Aveiro e por toda a sua ajuda na interpretação dos resultados obtidos;
- À Prof.^a Deolinda Flores que, pessoalmente e como responsável pelo Programa Doutoral em Geociências, cofinanciou as datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$;
- Ao Prof. Guerner Dias que, durante o seu mandato como diretor do DGAOT, apoiou financeiramente a deslocação à Universidade de Aveiro e a realização de análises químicas;
- Aos colegas de Geografia da FLUP Mestre Mafalda Lopes, Prof. José Teixeira, Prof. Alberto Gomes e Prof.^a Maria Assunção Araújo por me terem fornecido um ortofotomapa da área norte do local de estudo, com uma resolução de 2cm/píxel;
- Ao Prof. Alberto Gonçalves que disponibilizou o seu *drone* pessoal, um *DJI Phantom 3 Professional*, para realizar dois voos a cobrir a restante área de estudo;
- A participação na aquisição dos dados de fraturação resultantes do trabalho de campo dos estudantes de licenciatura em Geologia da FCUP Bruno Mendes e Guilherme Pereira, no âmbito da unidade

curricular de Informática Aplicada à Geologia, durante o ano letivo de 2016/2017, e de Mafalda Lopes, aluna do Mestrado em Geografia, na FLUP;

- À Dr.^a Sara Ribeiro por me ter auxiliado e acompanhado durante uma semana na Universidade de Aveiro, nas análises de geologia isotópica (Rb-Sr e Sm-Nd);
- Ao Prof. António Mateus por ter permitido a utilização da Microsonda Eletrónica do Departamento de Geologia da Universidade de Lisboa, e ao Sr. Pedro Rodrigues por ter auxiliado e acompanhado os trabalhos que decorreram durante a utilização da microsonda;
- À Prof.^a Maria dos Anjos Ribeiro pelo apoio na moagem das amostras e pela referenciação de dois filões de lamprófiros (F6 e F7) perto da área de estudo;
- À Prof.^a Helena Couto por ter feito a metalização a ouro de algumas lâminas polidas;
- À Sr.^a Maria Irene Lopes por ter preparado as lâminas delgadas polidas;
- À Dr.^a Cândida Neto por ter apoiado na determinação das densidades das amostras e ter manuseado o SEM;
- Ao Prof. Joaquim Esteves pela ajuda na determinação de CO₂ das amostras;
- À Dr.^a Sofia Santos, Sr.^a Mónica Alves, Sr.^a Cristina Vilas Boas e Sr.^a Joana Damásio por todo o apoio logístico prestado;
- Eng. Mahdi Ghobadi, ACTLabs, pelas informações e opiniões prestadas a propósito das datações ⁴⁰Ar/³⁹Ar efetuadas no Canadá;
- E, por último, mas não menos importante, um grande agradecimento a todos os colegas de trabalho que tive ao longo destes anos, que sempre foram compreensivos com os meus dias de maior cansaço (e por vezes menos bem-humorada), com as minhas restrições no horário e, que apesar de nem sempre acompanharem o que eu andava a fazer, sempre me incentivaram a não desistir e me encorajaram a concluir a tese.

Resumo

Nos anos 70 do século passado, foram identificados cinco filões lampróficos entre os afloramentos graníticos e migmatíticos que ocorrem na zona litoral de Labruge (Vila do Conde, NW de Portugal). Sobre estas ocorrências só se conhece um artigo que, desde então, tenha sido publicado.

No presente trabalho foram cartografados treze afloramentos de lamprófiros na zona de Labruge. Estes filões apresentam uma orientação média N32°; 58°W e encontram-se instalados na fraturação NE-SW, tardi-Varisca, que ocorre no local. Os filões lampróficos cortam as várias litologias que afloram nesta zona, o que traduz a sua instalação tardia.

Ocorrem dois grupos de lamprófiros petrográfica e geoquimicamente distintos, que afloram a curta distância entre si: o Grupo Norte e o Grupo Sul.

O Grupo Norte corresponde a um espessartito com fenocristais de anfíbolas e de micas castanhas, dispostos numa matriz essencialmente plagioclásica. O Grupo Sul, um mineto, tem fenocristais de piroxenas e de micas castanhas e apresenta uma matriz em que predomina o feldspato potássico.

Do ponto de vista geoquímico, os lamprófiros do Grupo Norte são rochas básicas ($49.49 < \text{SiO}_2 < 50.01$ peso %), pobres em TiO_2 (< 1.15 peso %), potássicas ($1.55 < \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1.89$), com Mg# oscilando entre 0.763 e 0.776, e de caráter shoshonítico. São lamprófiros calco-alcalinos de composição espessartítica.

O Grupo Norte tem propriedades que sugerem o envolvimento de processos de subducção na sua origem (anomalia negativa Nb-Ta; forte enriquecimento seletivo em LILE; pobreza em Ti; empobrecimento em HFSE e enriquecimento em Pb) e de contaminação crustal na sua formação (elevados valores normalizados de Th, Ba e LREE; razão Nb/Ta < 17.5).

Vários discriminantes geotectónicos apontam no sentido de que a fonte mantélica do Grupo Norte tenha adquirido parte das suas propriedades geoquímicas por ação de um regime orogénico (compressivo), em margem continental ativa, com componente de contaminação crustal.

As amostras do Grupo Norte projetam-se no quadrante crustal do diagrama de razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Este resultado está de acordo com os dados geoquímicos de rocha total, que corroboram a hipótese de o seu magma parental ter origem no manto litosférico que sofreu contribuição da crosta através de processos de subducção.

A datação absoluta do Grupo Norte, pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, não foi conclusiva, contudo, a sua instalação é, no máximo, contemporânea com a abertura das fraturas onde se encontra instalado (312 Ma).

Cálculos de geotermobarometria nas anfíbulas do Grupo Norte sugerem uma temperatura de cristalização de cerca de $990 \pm 50^\circ\text{C}$ e uma pressão de 4 ± 0.5 kbar. A cristalização destas anfíbulas terá ocorrido, aproximadamente, a 11 km de profundidade.

O Grupo Sul é geoquimicamente básico ($48.39 < \text{SiO}_2 < 55.38$ peso %), com Mg# oscilando entre 0.665 e 0.782, rico em TiO_2 (> 1.15 peso %) e de natureza ultrapotássica ($2.46 < \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 18.87$). A classificação geoquímica destes lamprófiros não é tão clara como a do Grupo Norte. Não são lamprófiros calco-alcinos, como sugere a classificação mineralógica, mas apresentam afinidades com os minetos. O Grupo Sul aparenta ser uma rocha de transição entre os minetos, os lamprófitos e os lamprófiros ultramáficos.

As propriedades geoquímicas do Grupo Sul apontam para uma fonte mantélica, astenosférica. Assim o indicam o padrão dos incompatíveis típico dos OIB enriquecidos, as concentrações elevadas de Ta-Nb relativas a Zr-Hf e as de Zr-Hf relativas a Y-Yb, o enriquecimento seletivo em Ba, Th, Nb e Ta e os valores de Y e Yb semelhantes aos do MORB e, ainda, as razões $\text{Nb}/\text{Ta} > 18$ e $\text{Nb}/\text{La} > 1.4$. A inexistência de anomalia negativa Nb-Ta indica a ausência, ou a reduzida, intervenção de contaminação crustal.

Juntamente com os dados de geoquímica de rocha total, em especial os elementos traço, a assinatura isotópica Sr-Nd do Grupo Sul parece indicar uma origem num manto astenosférico enriquecido, suportado pela sua projeção na parte inferior do *mantle array*. Diversos discriminantes geotectónicos apontam para que estes lamprófiros se tenham formado num regime anorogénico, distensivo, cuja fonte seria um manto astenosférico enriquecido, possivelmente por metassomatismo.

A datação das micas castanhas do Grupo Sul, pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, é de 299.8 ± 4.5 Ma, o que indica uma formação e instalação associadas a uma fase tardia, pós-colisional, da orogenia Varisca.

As razões Th/Ta dos dois Grupos são distintas, o que reforça a ideia de se tratar de séries diferentes.

As clinopiroxenas do Grupo Sul sugerem uma cristalização associada a uma rápida descompressão do segmento mantélico parental resultante de um adelgaçamento crustal. De sul para norte existe uma variação generalizada de temperatura média de 900.9°C para 895.8°C e de pressão média de 13.5 kbar para 8.7 kbar, a que correspondem profundidades aproximadas de 40 e 26 km, respetivamente, calculadas na base do mesmo gradiente geobárico que o Grupo Norte.

Em suma: os dados e os resultados existentes levam-nos a admitir que os lamprófiros do Grupo Norte possam ter derivado da fusão parcial de um manto litosférico antigo e enriquecido, que terá sido previamente modificado por fluidos derivados de placas subductadas. Os lamprófiros do Grupo Sul terão tido uma origem mais profunda, na fusão parcial de um manto astenosférico enriquecido, sem evidências de contaminação crustal, num regime anorogénico distensivo.

A transição de uma fonte no manto litosférico (Grupo Norte) para uma fonte no manto astenosférico (Grupo Sul), associada à rápida descompressão patente nas clinopiroxenas do Grupo Sul, levam-nos a admitir que o adelgaçamento crustal e a ascensão astenosférica possam ter tido um papel importante na génese/implantação dos lamprófiros de Labruge.

Palavras-Chave:

Lamprófiros, Labruge, Grupo Norte, Grupo Sul, Mineto, Espessartito, Transicional, Geoquímica, Petrologia, Isótopos Sr-Nd, Adelgaçamento Crustal, Ascensão Astenosférica, Manto, Datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Abstract

In the 70s of the last century, five lamprophyre dykes were identified among the granitic and migmatitic outcrops that occur in the coastal zone of Labruge (Vila do Conde, NW of Portugal). Since then, only one publication on these occurrences is known.

In the present work, thirteen outcrops of lamprophyres were mapped. These dykes are installed in the NE-SW late-Variscan fractures and show an average N32°; 58° W orientation. The lamprophyric dykes cut all the lithologies that outcrop in this area, revealing its late installation.

Two groups of petrographic and geochemically distinct lamprophyres are present, which crop up at a short distance from each other: the Northern Group and the Southern Group.

The Northern Group corresponds to a spessartite with amphibole and brown mica phenocrystals, arranged in an essentially plagioclastic groundmass. The Southern Group, a minette, has pyroxene and brown mica phenocrystals in a K-feldspar predominant groundmass.

From the geochemical point of view, the Northern Group lamprophyres are basic rocks ($49.49 < \text{SiO}_2 < 50.01$ weight %), poor in TiO_2 (< 1.15 weight %), potassic ($1.5 < \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1.89$), Mg # from 0.763 to 0.776, and of a shoshonitic nature. They are calc-alkaline lamprophyres of spessartitic composition.

The Northern Group has properties that suggest the involvement of subduction processes at its origin (negative anomaly Nb-Ta; strong selective enrichment in LILE; poverty in Ti; impoverishment in HFSE and enrichment in Pb) and of crustal contamination in its formation (high normalized values of Th, Ba and LREE; Nb/Ta ratio < 17.5).

Several geotectonic discriminants point towards the notion that the mantle source of the Northern Group acquired part of its geochemical properties by the action of an orogenic (compressive) regime, on an active continental margin, with a crustal contamination component.

The Northern Group samples are projected in the crustal quadrant of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ isotope ratio diagram. This result agrees with the geochemical whole-rock results, which corroborate the hypothesis that its parental magma originated in the lithospheric mantle and suffered a contribution from the crust through subduction processes.

The absolute dating of Northern Group by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method was not conclusive, however, its installation is, at most, contemporary with the opening of the fractures where it is installed (312 Ma).

Geothermobarometry calculations in the Northern Group amphiboles suggest a crystallization temperature of around $990 \pm 50^\circ\text{C}$ and a pressure of 4 ± 0.5 kbar. The crystallization of these amphiboles will have occurred, approximately, 11 km of depth.

The Southern Group is geochemically basic ($48.39 < \text{SiO}_2 < 55.38$ weight %), with Mg # ranging from 0.665 to 0.782, rich in TiO_2 (> 1.15 weight %) and of ultra-potassic nature ($2.46 < \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 18.87$). The geochemical classification of these lamprophyres is not as clear as that of the Northern Group. They are not calc-alkaline lamprophyres, as suggested by the mineralogical classification, but they show affinities with minettes. The Southern Group appears to be a transitional rock among minettes, lamproites and ultramafic lamprophyres.

The geochemical properties of the Southern Group point to an asthenospheric mantle source. This is indicated by the pattern of incompatibles typical of enriched OIB, the high concentrations of Ta-Nb relative to Zr-Hf and those of Zr-Hf relative to Y-Yb, the selective enrichment in Ba, Th, Nb and Ta and the values of Y and Yb similar to those of MORB and also the $\text{Nb}/\text{Ta} > 18$ and $\text{Nb}/\text{La} > 1.4$ ratios. The absence of a negative Nb-Ta anomaly indicates the absence, or a reduced, intervention of crustal contamination.

Along with the whole-rock geochemistry data, especially the trace elements, the isotopic signature Sr-Nd of the Southern Group seems to indicate an origin in an enriched asthenospheric mantle, supported by its projection in the lower part of the mantle array. Several geotectonic discriminants point out that these lamprophyres may have been formed in an anorogenic, distensive regime, whose source would be an enriched asthenospheric mantle, possibly by metasomatism.

The age of the Southern Group brown micas, obtained by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method, 299.8 ± 4.5 Ma, indicates a formation and emplacement associated with a late, post-collisional phase of the Variscan Orogeny.

The Th/Ta ratios of the two Groups are quite different, which reinforces the idea that these are different series.

Clinopyroxenes from the Southern Group suggest a crystallization associated with a rapid decompression of the parental mantle segment resulting from a crustal thinning. From South to North there is a generalized variation of average temperature from 900.9°C to 895.8°C and an average pressure from 13.5 kbar to 8.7 kbar, corresponding to depths of approximately 40 and 26 km, respectively, calculated based on the same geobaric gradient as the Northern Group.

In short: based on our data and results we admit that the Northern Group lamprophyres may have been derived from the partial melting of an ancient and enriched lithospheric mantle, which would have been previously modified by fluids derived from subduction plates. The Southern Group lamprophyres would have had a deeper origin, from the partial melting of an enriched asthenospheric mantle, without evidence of crustal contamination, in a distensive anorogenic regime.

The transition from a source in the lithospheric mantle (Northern Group) to a source in the asthenospheric mantle (Southern Group), associated with the rapid decompression present in the clinopyroxenes of the Southern Group, lead us to admit that the crustal thinning and the asthenospheric rise may have played an important role in the genesis/emplacement of the Labruge lamprophyres.

Keywords:

Lamprophyres, Labruge, Northern Group, Southern Group, Minette, Spessartite, Transitional, Geochemistry, Petrology, Sr-Nd Isotopes, Crustal Thinning, Asthenospheric rise, Mantle, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating.

Índice

Agradecimentos	I
Resumo	III
Lista de Figuras	XV
Lista de Tabelas	XXXVII
Lista de Abreviaturas	XLI
Estrutura da Tese	XLIII
Capítulo I: Introdução	1
Capítulo II: Lamprófiros	5
II.1. Definição e Classificação	6
II.1.1. A Origem	6
II.1.2. A classificação de Rock (1977)	6
II.1.2.1. Características comuns a todos os lamprófiros e o seu significado....	7
II.1.2.2. Definições, petrologia e associações dos subgrupos dos lamprófiros	8
II.1.3. A classificação da IUGS (Streckeisen, 1980)	12
II.1.4. O “Grupo dos Lamprófiros” de Rock (1987,1991).....	17
II.1.4.1. Classificação e nomenclatura: o Grupo dos Lamprófiros	17
II.1.4.2. Defesa do Grupo dos Lamprófiros	18
II.1.4.3. Sumário de critérios para identificar os lamprófiros como um grupo	19
II.1.4.4. Nova definição do termo lamprófiro.....	23
II.1.5. A “Fácies dos lamprófiros” de Mitchell (1994).....	24
II.1.6. As “Rochas Lampróficas” segundo a IUGS	26
II.1.6.1. Sistema de classificação proposto:	27
II.1.6.2. Os problemas emergentes da classificação	29
II.1.7. Classificação atual segundo a IUGS (Le Maitre <i>et al.</i> , 2002)	30

II.2. Ocorrência a nível mundial	31
II.3. Ocorrência em Portugal	32
Capítulo III: Meios de Trabalho, Métodos Analíticos e Procedimentos	37
III.1. Meios de trabalho	38
III.2. Métodos Analíticos e Procedimentos	40
III.2.1. Preparação de mostras	41
III.2.2. Geoquímica de Rocha Total	41
III.2.3. SEM e Microsonda Eletrónica.....	42
III.2.4. Geoquímica Isotópica Sr-Nd.....	43
III.2.5. Datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	44
Capítulo IV: Área Estudada	45
IV.1. Enquadramento Geográfico.....	46
IV.2. Enquadramento Geológico	47
IV.2.1. Geologia Regional.....	47
IV.2.1.1. Zona Centro Ibérica e a Deformação Varisca	48
IV.2.2. Geologia Local.....	51
IV.2.2.1. Complexo Migmatítico do Mindelo	51
IV.2.2.2. Labruge	52
Capítulo V: Observações de Campo	55
V.1. Cartografia litológica	57
V.2. Ocorrência e contexto	63
F1.....	63
F2.....	64
F “mini”.....	67
F3.....	68
F8.....	70

F9, F10 e F11.....	70
F12.....	72
F4.....	73
F13.....	74
F14 e F5.....	74
F6 e F7.....	76
V.3. Aspeto Macroscópico	77
V.4. Amostragem	79
V.5. Orientação da fraturação e dos filões lamprofíricos	80
V.5.1. Rede fratural	80
V.5.2. Orientação dos filões lamprofíricos	86
Capítulo VI: Petrografia	88
VI.1. Grupo Norte.....	89
VI.1.1. Fenocristais	93
VI.1.1.1. Anfíbola	93
VI.1.1.2. Mica castanha	93
VI.1.1.3. Pseudomorfos	95
VI.1.2. Matriz.....	95
VI.1.3. Acessórios	97
VI.1.4. Glomérulos	97
VI.1.5. Classificação.....	99
VI.2. Grupo Sul	100
VI.2.1. Fenocristais	100
VI.2.1.1. Piroxena	100
VI.2.1.2. Mica castanha	105
VI.2.1.3. Pseudomorfos	105
VI.2.2. Matriz.....	107
VI.2.3. Acessórios	107

VI.2.4. Glomérulos	107
VI.2.5. Classificação.....	110
Capítulo VII: Geoquímica de Rocha Total	111
VII.1. Rocha Total.....	112
VII.1.1. Grupo Norte	112
VII.1.2. Grupo Sul.....	130
VII.2. Balanços Mássicos.....	134
VII.2.1. Evolução do método de Gresens	135
VII.2.1.1. Adaptação por Grant (1986)	136
VII.2.1.2. O método isocon	138
VII.2.1.3. Adaptação por Coelho (2006).....	139
VII.2.1.3.1. Cálculo da variação de massa de um elemento, relativamente à sua massa na rocha original.....	139
VII.2.1.3.2. Normalização da isocon	140
VII.2.2. Resultados e Discussão.....	141
VII.2.2.1. Grupo Norte.....	141
VII.2.2.2. Grupo Sul	141
VII.3. Composições Normativas.....	146
VII.3.1. Norma CIPW.....	146
VII.3. 2. Método dos Mínimos Quadrados.....	146
Capítulo VIII: Geoquímica Mineral	149
VIII.1. Grupo Norte.....	150
VIII.1.1. Anfíbulas	150
VIII.1.2. Micas castanhas	155
VIII.1.3. Feldspatos	158
VIII.1.4. Clorites.....	162
VIII.1.5. Epídotos.....	165

VIII.2. Grupo Sul	167
VIII.2.1. Piroxenas	167
VIII.2.2. Micas castanhas	170
VIII.2.3. Feldspatos	174
VIII.2.4. Clorites.....	177
VIII.2.5. Epídotos.....	180
VIII.3. Geotermobarometria	181
VIII.3.1. Grupo Norte	181
VIII.3.1.1. Anfíbulas	181
VIII.3.1.2. Clorites	190
VIII.3.2. Grupo Sul.....	192
VIII.3.2.1. Piroxenas	192
VIII.3.2.1.1. Geobarometria	192
VIII.3.2.1.2. Geotermometria	198
VIII.3.2.2. Clorites	201
Capítulo IX: Isótopos.....	203
IX.1. Sistemas Isotópicos.....	204
IX.1.1. Sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	204
IX.1.2. Sistema Rb-Sr.....	207
IX.1.3. Sistema Sm-Nd.....	208
IX.2. Resultados	211
IX.2.1. Datação por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	211
IX.2.1.1. Grupo Norte.....	211
IX.2.1.2. Grupo Sul	213
IX.2.2. Assinatura Isotópica Sr-Nd.....	215
IX.3. Interpretação	218

Capítulo X: Integração Geodinâmica	221
X.1. Grupo Norte.....	225
X.2. Grupo Sul	226
X.3. Grupo Norte <i>versus</i> Grupo Sul	228
Capítulo XI: Conclusões	229
Capítulo XII: Consideração Finais	233
Capítulo XIII: Referências Bibliográficas	235
Capítulo XIV: Anexos	271
Anexo 1 – Geoquímica de Rocha Total	273
Anexo 2 – Geoquímica Mineral.....	275
2.1. Grupo Norte:	275
Anfíbulas	275
Micas Castanhas	278
Feldspatos.....	279
Clorites	281
Epídotos	283
2.2. Grupo Sul:	285
Piroxenas	285
Micas Castanhas	290
Feldspatos.....	294
Clorites	298
Epídotos	299
Anexo 3 – Mapas paleogeográficos (310 – 270 Ma)	300

Lista de Figuras

Capítulo II

- Figura II.1: Classificação dos lamprófiros no diagrama QAPF, adaptada de Streckeisen (1980). 16
- Figura II.2: Esquema da estrutura hierárquica do grupo dos lamprófiros, adaptado de Rock (1991). 20
- Figura II.3: Fluxograma (de Le Bas & Streckeisen, 1991) para a classificação das rochas ígneas utilizando o esquema da IUGS (Le Maitre, 1989). A "norma ne versus a norma ab" é a utilizada por Le Bas (1989). Adaptado de Woolley (1986). 27
- Figura II.4: Fluxograma para as rochas meliliticas, calsilíticas, leucíticas, kimberlitos, lamprófitos e lamprófiros (campo a negrito na figura II.3). Este fluxograma é encaixado entre os campos "carbonatos > 50 %" e "é charnoquítica?" da figura II.3. A simbologia utilizada é a de Kretz (1983). 28
- Figura II.5: Distribuição global, aproximada, de diversos lamprófiros. A localização dos lamprófiros foi obtida a partir das tabelas C1 e C2 do apêndice C de Rock (1991) e da base de dados GEOROC. 31
- Figura II.6: Localização de diversas ocorrências de lamprófiros em Portugal continental. Foi mantida a classificação original dos autores. Os lamprófiros representados por uma estrela azul foram compilados por Portugal Ferreira & Macedo (1979). 36

Capítulo IV

- Figura IV.1: Mapa de Localização da área em estudo (imagem retirada do Google Earth™) 46
- Figura IV.2: Esquema das grandes unidades tectónicas da Europa de acordo 47

com Stille (1924). Extraído de Ribeiro *et al.* (1979).

Figura IV.3: Principais unidades tectonoestratigráficas da Ibéria no contexto do Variscides Europeu. Adaptado de Moreira *et al.*, 2019. 49

Figura IV.4: Esquema dos principais eventos de deformação que afetaram o setor norte o maciço Ibérico durante a orogenia Varisca (Dias & Ribeiro, 1995). 50

Figura IV.5: Esquema geológico do CMM (adaptado de Areias, 2014). A área retangular representa a área estudada. 52

Capítulo V

Figura V.1: Mapa de cartografia litológica da zona de Labruge. A espessura dos filões não está à escala. Imagem de fundo retirada do Google Earth™. 58

Figura V.2: Cartografia de detalhe dos filões F2 e F "mini". O filão F2 atravessa granito, migmatito e filões aplitopegmatíticos. A espessura dos filões não se encontra à escala. 59

Figura V.3: Cartografia de detalhe do filão F3. O filão F3 encontra-se à escala real, atravessando granito, migmatito e filões aplitopegmatíticos. Também são representados a parte W do filão F2 e o filão F mini", que não se encontram à escala. 60

Figura V.4: Cartografia de detalhe de vários filões/segmentos de lamprófiros. Os filões F9 e F10 encontram-se à escala real. 61

Figura V.5: Cartografia de detalhe da zona mais a Sul de Labruge. Com exceção do filão F13, as espessuras dos restantes filões estão à escala. 62

Figura V.6: Filão F1 63

A) Filão F1 inserido na fraturação pré-existente do granito. O lamprófirio interseta um pequeno filonete aplitopegmatítico (linhas azuis) demonstrando a sua idade posterior. filão parece estar

instalado em zigue-zague, tendo aproveitado o principal sistema fratural (NE-SW) e o seu conjugado (NW-SE).

B) Detalhe de F1: tonalidade acastanhada/amarelada, indicativa do seu grau de alteração. No limite do filão é possível observar uma frente de cristalização de grão muito fino e tonalidade amarela, que representa uma zona de cristalização muito rápida.

Figura V.7: Ramo de lamprófiro F2 a penetrar nos migmatitos, mantendo-se sub-paralelo à foliação dos mesmos. 64

Figura V.8: Detalhes do filão F2 65

A) Instalação do filão F2 no granito.

B) Instalação do filão F2 no granito condicionada pela fraturação existente.

C) Dois ramos de lamprófiro a cortar granito e um filão aplitopegmatítico.

D) Bifurcação do lamprófiro separada pelo encaixante (migmatito).

Figura V.9: Detalhes do filão F2 66

A) Instalação de F2 condicionada pelos dois sistemas de fraturação existentes.

B) Amostra de lamprófiro recolhida.

C) Detalhe de porções frescas de lamprófiro rodeadas por lamprófiro alterado.

D) Fragmentos de migmatito no seio dos lamprófiros.

Figura V.10: Filão F 'mini' de expressão reduzida, tendo, no máximo, 4 cm de possança. Encontra-se alterado e instalado na fraturação dos granitos. 67

Figura V.11: Extensão do filão F3: (A) Observação de Sul para Norte; (B) Observação de Norte para Sul. Fotos tiradas em diferentes datas. Note-se a diferença no assoreamento. 68

Figura V.12: Detalhes do filão F3 69

A) F3 instalado na fraturação do granito e a cortar filões aplitopegmatíticos;

B) Granularidade média do filão F3;

C) Encraves máficos e vénulas de feldspato potássico;

- D) Vénulas de feldspato potássico.
- Figura V.13: Filão F8 com uma tonalidade castanha, indicativa da sua alteração, instalado nos migmatitos. 70
- Figura V.14: Detalhes dos filões F9 e F10 71
- A) F9 instalado na fraturação existente no granito;
 - B) F9 a cortar um filão aplitopegmatítico;
 - C) Brecha quartzosa no seio de F9;
 - D) Encrave aplítico e nódulo quartzoso em F9;
 - E) F10 instalado na fraturação do granito. Este filão apresenta-se bastante alterado e possui tonalidade acastanhada.
- Figura V.15: Filão F12 72
- A) Extensão de F12 visto de Norte para Sul.
 - B e C): F12 instalado na fraturação do granito.
- Figura V.16: Aspetos do filão F4 73
- A e B) Observação de vários segmentos de F4 instalados na fraturação do granito.
 - C e D): Amostras colhidas de F4.
- Figura V.17: Filão F13 instalado na fraturação existente. 74
- Figura V.18: Filões F14 e F5 75
- A) Localização de dois segmentos do F14. Tal como se pode observar é um filão que se encontra bastante assoreado.
 - B, C e D) Detalhes de F14. É de realçar que estão frequentemente cobertos por conchas ou algas.
 - E) Localização de F5, bastante assoreado;
 - F) Transição entre F5 e o migmatito que serve de rocha encaixante.
- Figura V.19: Filões F6 e F7 que se encontram fora da área de trabalho. 76
- A) Talude da Rua do Moinho (Labruge) com três ramos do filão F6, encaixados na fraturação do granito. A possança dos filões é, da esquerda para a direita, $R1 = 0.8m$, $R2 = 0.2m$ e $R3 = 1.2m$.
 - B) Filão F7 na esquina de um muro na Rua do Calvelhe (Labruge).

- Figura V.20: Aspeto macroscópico dos filões F1 (A) e F2 (B, C e D). 77
- A) Filão F1 apresenta grãos anfíbola, dispostos numa matriz muito fina. Observam-se microfraturas e uma patine ferruginosa, resultante da alteração.
- B, C e D). Amostras do filão F2 com granularidade muito fina. Ocorrem alguns grãos de quartzo de maiores dimensões. Observam-se arrancamentos. B e C estão frescas e D está alterada.
- Figura V.21: Aspeto macroscópico de vários filões situados a sul de F2. 78
- A e B) Amostras de F3, de granularidade média, onde é possível identificar mica castanha e piroxena entre os minerais de tonalidade escura e feldspato potássico com uma tonalidade rosada.
- C) Amostra de F12 em que se observam grãos escuros, milimétricos, de mica castanha numa matriz cinzenta irresolúvel.
- D) Amostra de F14 onde se observam palhetas de mica castanha e grãos de piroxenas, numa matriz bem desenvolvida onde ocorrem cristais róseos de feldspato potássico.
- Figura V.22: Mapa de frequência, por área de célula, de fraturação da zona Norte de Labruge. Imagem de fundo retirada do Google Earth™ 81
- Figura V.23: Mapa de frequência, por área de célula, de fraturação da zona Sul de Labruge. Imagem de fundo retirada do Google Earth™ 82
- Figura V.24: Representação 3D da frequência da fraturação em Labruge. Escala de cores igual à da figura anterior. Imagem de fundo retirada do Google Earth™. 83
- Figura V.25: Diagrama de roseta relativo à frequência da fraturação da família NE-SW. Na tabela é apresentado um resumo de vários valores estatísticos. 84
- Figura V.26: Histograma com base nos comprimentos da família NE-SW. Na tabela é apresentado um resumo de vários valores estatísticos. As ordenadas estão representadas em % do total de comprimentos. 84
- Figura V.27: Diagrama de roseta relativo à frequência da fraturação da família NW-SE. Na tabela é apresentado um resumo de vários 85

valores estatísticos.

- Figura V.28: Histograma com base nos comprimentos da família NW-SE. Na tabela é apresentado um resumo de vários valores estatísticos. As ordenadas estão representadas em % do total de comprimentos. 85
- Figura V.29: Diagrama de rosetas de frequência dos filões lamprofíricos. A orientação genérica é NE-SW. 87
- Figura V.30: Projeção polar de *Wulff* (hemisfério inferior) dos filões lamprofíricos. 87

Capítulo VI

- Figura VI.1: Lâmina do Grupo Norte observada à lupa, ilustrando a textura granular panidiomórfica. A) observação em nicóis paralelos (N//); B) observação em nicóis cruzados (NX). Destaca-se um nódulo centimétrico composto por plagioclase e epídoto. 90
- Figura VI.2: Lâmina do Grupo Norte observada à lupa, ilustrando a textura porfirítica. Nesta lâmina é possível observar o contacto entre o lamprófiro e a rocha encaixante. O lamprófiro apresenta fenocristais e pseudomorfos dispersos numa matriz afanítica. A) observação em nicóis paralelos (N//); B) observação em nicóis cruzados (NX). 91
- Figura VI.3: Texturas do Grupo Norte. 92
- A e B) Textura granular panidiomórfica: todos os cristais se encontram bem desenvolvidos. Os fenocristais correspondem a anfíbola castanha e micas (cloritizadas). A matriz é composta, essencialmente, por plagioclase sericitizada.
- C e D) Textura traquítica: fenocristais de anfíbola corroídos e pseudomorfos de minerais prévios bem desenvolvidos. A matriz é composta por finas palhetas de plagioclase e de biotite.
- E e F) Textura porfirítica: fenocristais de anfíbola e pseudomorfos dispostos numa matriz afanítica.
- Figura VI.4: Anfíbolos do Grupo Norte. 94
- A e B) Dois fenocristais entrecruzados de anfíbola. Os cristais estão

corroídos e levemente cloritizados nos bordos.

C e D) Alguns cristais revelam uma zonamento ótico, com centros em tons de castanho-claro e bordos em tons de castanho-escuro.

Também é possível observar duas direções de clivagens losângicas.

E) Os cristais de anfíbola têm hábito prismático e secções basais pseudo-hexagonais.

F) Maclas presentes nas anfíbolas.

Figura VI.5: Micas, pseudomorfos e matriz do Grupo Norte.

96

A, B e C) Cristais de mica castanha cloritizada. Apenas é possível observar centros de biotite intactos, ainda com o seu tom castanho característico. Os cristais apresentam uma cloritização bastante pronunciada. A clorite é esverdeada e possui cores de polarização em castanho. Associados à alteração da mica também se encontram epidoto e esfena. O epidoto, pistacite, tem uma cor amarelo-canário inconfundível. A esfena ocorre em cristais de pequenas dimensões, em tons castanho-cobre.

D) Pseudomorfo de mineral pré-existente, com faces bem definidas e preenchido por carbonatos. A matriz e as anfíbolas têm uma textura fluidal envolvente do pseudomorfo, indicando que estes pseudomorfos podem corresponder a uma primeira geração de fenocristais.

E e F) Cristais de plagioclase bem desenvolvidos com elevado grau de sericitização na parte central.

Figura VI. 6: Glomérulos do Grupo Norte.

98

A e B) Glomérulos compostos por clorite, anfíbola e esfena. É possível observar dois tipos de clorite: a clorite que resulta da alteração da biotite (esverdeada) e a clorite que preenche os glomérulos, verde-clara a incolor e com polarização em azul-de-Berlim.

C e D) Ocelos que ocorrem no Grupo Norte. Os ocelos mais frequentes são compostos por quartzo e são rodeados por uma franja, descontínua, de calcite. Em D é possível observar um golfo de corrosão do quartzo.

Figura VI.7: Lâmina do Grupo Sul observada à lupa, ilustrando a textura granular panidiomórfica. Todos os cristais se encontram bem

101

desenvolvidos. A) observação em nicóis paralelos (N//); B) observação em nicóis cruzados (NX).

Figura VI.8: Lâmina do Grupo Sul observada à lupa, ilustrando a textura porfirítica. O lamprófiro apresenta fenocristais e pseudomorfos dispersos numa matriz afanítica. A) observação em nicóis paralelos (N//); B) observação em nicóis cruzados (NX). 102

Figura VI.9: Texturas do Grupo Sul. 103

A e B) Textura granular panidiomórfica: todos os cristais se encontram bem desenvolvidos. Os fenocristais correspondem a mica castanha e clinopiroxena. A matriz é composta, essencialmente, por feldspato potássico.

C e D) Textura porfirítica (intermédia): fenocristais de mica castanha e pseudomorfos de minerais prévios bem desenvolvidos. A matriz é composta por finas palhetas de feldspato e mica castanha.

E e F) Textura porfirítica: fenocristais de mica castanha e pseudomorfos dispostos numa matriz afanítica.

Figura VI.10: Piroxenas do Grupo Sul 104

A e B) Cristais bem desenvolvidos de clinopiroxena incolor. Os cristais são subédricos e de forma prismática. As suas cores de polarização variam entre cinza e branco.

C e D) Maclas simples presentes nas clinopiroxenas.

E e F) Os cristais de clinopiroxena mostram duas clivagens perpendiculares entre si.

Figura VI.11: Micas castanhas do Grupo Sul 106

A e B) Lamelas de mica castanha com forma retangular e hexagonal. As micas apresentam uma zonalidade centro-bordo. Os centros são castanho-claro e os bordos são castanho-escuro. Estas micas polarizam em tons de castanho.

C, D e E) Os cristais mais desenvolvidos apresentam frequentemente estrutura esquelética, indicativa de um crescimento rápido.

F) Micas castanhas com estrutura encastelada, típica dos lamprófiros.

Figura VI.12: Pseudomorfos e matriz do Grupo Sul 108

A a D) Pseudomorfos de minerais prévios preenchidos,

essencialmente, por carbonatos. O facto de existirem cristais de mica castanha e de piroxena a contornarem os pseudomorfos, sugere que estes possam corresponder a uma geração anterior de fenocristais.

E e F) A matriz é composta essencialmente por feldspato potássico, por vezes albitizado nos bordos. Também se observa, quartzo intersticial, clorite e alguns opacos.

Figura VI.13: Glomérulos do Grupo Sul 109

A e B) Glomérulos compostos por carbonatos, quartzo, epidoto e feldspato potássico rodeados por anéis de clinopiroxenas.

C) Glomérulo composto por feldspato potássico rodeado por cristais de mica castanha.

Capítulo VII

Figura VII.1: Diagrama molar de saturação da alumina dos lamprófiros de 112

Labruge, adaptado de Maniar & Picolli (1989). As amostras do Grupo Norte projetam-se no campo das rochas metaluminosas, enquanto, as amostras do Grupo Sul variam entre meta e peraluminosas. As amostras do campo peraluminoso estão levemente alteradas.

Figura VII.2: Diagrama $Al_2O_3 - Na_2O - K_2O$ (%) dos lamprófiros de Labruge, 113

adaptado de Foley *et al.* (1987). Os lamprófiros do Grupo Norte têm um carácter metaluminoso e potássico. Os lamprófiros do Grupo Sul têm um carácter metaluminoso a peraluminoso (quando alterados) e ultrapotássico.

Figura VII.3: Carácter sódico-potássico dos lamprófiros de Labruge (adaptado 114

de Irvine & Baragar, 1971). Campos estabelecidos de acordo com a definição geral da IUGS (Le Maitre, 1989) e com Muller *et al.* (1992).

Figura VII.4: Diagrama classificativo SiO_2 (%) *versus* K_2O (%) dos 115

lamprófiros de Labruge, adaptado de Moayyeda *et al.* (2008). Os lamprófiros do Grupo Norte são rochas shoshoníticas enquanto os lamprófiros do Grupo Sul são rochas ultrapotássicas.

Figura VII.5: Diagramas de variação dos elementos maiores (%) *versus* Mg#. 116

Os valores de Mg# foram calculados com base nos rácios de

Fe^{2+}/FeT obtidos a partir de 8 amostras. O Grupo Norte tem uma fraca dispersão, o que evidencia um fracionamento pouca acentuado. O Grupo Sul apresenta uma boa correlação em alguns dos elementos, sugerindo a ocorrência de diferenciação.

- Figura VII.6: Diagrama classificativo Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ dos lamprófiros de Labruge, adaptado de Winchester & Floyd (1977). O Grupo Norte tem uma composição traquiandesítica/basalto-alcálico. O Grupo Sul apresenta um quimismo predominantemente traquítico 117
- Figura VII.7: Diagrama multielementar dos incompatíveis normalizados ao MORB de Pearce (1983). Ambos os grupos apresentam um enriquecimento dos LILE em relação ao MORB. A anomalia negativa Nb-Ta do Grupo Norte é uma das propriedades mais distintivas entre os dois grupos de lamprófiros de Labruge. Dados da crosta continental segundo Rudnick & Gao (2003) e de OIB segundo Sun & McDonough (1989). 119
- Figura VII.8: Diagrama de elementos terras raras normalizado ao condrito de Nakamura (1974). Os dois grupos de lamprófiros apresentam um forte enriquecimento em LREE (com um declive acentuado), relativamente aos HREE (com um declive mais suave). Não está presente a anomalia do Eu. O enriquecimento generalizado do Grupo Sul em relação ao Grupo Norte sublinha a distinção clara entre os dois grupos. 119
- Figura VII.9: Diagrama SiO₂ (%) *versus* Na₂O+K₂O (%) discriminante dos vários tipos de lamprófiros de acordo com Rock (1987). As amostras do Grupo Norte projetam-se na zona de intersecção entre os lamprófiros calco-alcálico (CAL) e os lampróitos (LL). O Grupo Sul, apesar de ter amostras mais dispersas, também se projeta na intersecção CAL - LL. O diagrama de fundo (com linhas cinzentas) corresponde à divisão toleítico-alcálico de Macdonald & Katsura (1964) e ao diagrama classificativo TAS (total alkali-silica) para rochas vulcânicas de Le Maitre (1984). 120
- Figura VII.10: Discriminante Nb/Pb *versus* V/Cr para os vários tipos de lamprófiros de acordo com a classificação de Rock (1991). A zona 121

"em branco" corresponde à zona de sobreposição de vários grupos. O Grupo Norte é projetado nos lamprófiros calco-alcálicos (CAL), enquanto o Grupo Sul é projetado numa zona de transição entre os lamprófiros (LL) e os lamprófiros ultramáficos (UML) não sendo possível classificá-lo através da geoquímica de rocha total.

- Figura VII.11: Lamprófiros de Labruge projetados no diagrama La/Yb *versus* Sm de Rock (1987). Os lamprófiros do Grupo Norte não comprometem a classificação petrográfica espessartítica enquanto os do Grupo Sul refletem uma natureza transicional entre os minetos e os lamprófiros ultramáficos. 122
- Figura VII.12: Razão Th/Ta dos lamprófiros de Labruge, indicativa de duas séries magmáticas distintas. Valores médios da Crusta Continental (Crusta Cont.) Superior de Rudnick & Gao (2003). N-MORB, Crusta Oceânica e OIB de Sun & McDonough, (1989). Zona azul-claro: Margens Continentais Ativas; Zona rosa: Intra placa, segundo Schandl & Gorton (2002). 123
- Figura VII. 13: Diagrama de variação Ba/Rb *versus* Rb/Sr, adaptado de Ma *et al.* (2014). As amostras do Grupo Norte projetam-se maioritariamente no campo dos *melts* em equilíbrio com a anfíbola, enquanto as amostras do Grupo Sul se projetam nos *melts* em equilíbrio com a flogopite. 124
- Figura VII.14: Diagrama de variação da razão Nb/Ta de acordo com o teor de Nb nas amostras dos lamprófiros de Labruge. O valor mínimo de Nb/Ta~17.5 para o manto foi definido por Green (1994). As amostras do Grupo Norte apresentam valores mais baixos de Nb/Ta, revelando uma componente crustal na sua formação. As amostras do Grupo Sul apresentam razões Nb/Ta claramente mantélicas. 125
- Figura VII.15: Diagrama La/Y *versus* Nb/La ilustrativo das fontes dos lamprófiros de Labruge, adaptado de Smith *et al.* (1999). Os lamprófiros de Labruge aparentam ter duas fontes completamente distintas, manto litosférico no caso do Grupo Norte e manto astenosférico como fonte do Grupo Sul. 126

- Figura VII.16: Discriminante geotectónico de Pearce (1983) com a projeção dos lamprófiros de Labruge baseado no diagrama Ta *versus* Th de Wood *et al.* (1979). O Grupo Norte insere-se nas rochas calcálicas associadas a margens continentais ativas enquanto o Grupo Sul é caracterizado como um basalto continental intraplaca (WPB) situado no *mantle array*, associado a uma fonte mantélica enriquecida. S: vetor de enriquecimento relativo à subducção; W: vetor de enriquecimento intraplaca. 127
- Figura VII.17: Projeção dos lamprófiros de Labruge no diagrama geotectónico de Gorton & Schandl (2000) resultante da revisão do diagrama de Pearce (1983) - Fig VII.16. Este diagrama permite refinar a classificação do Grupo Norte, como sendo um grupo de rochas intermédias de uma margem continental ativa, enquanto o Grupo Sul se trata de rochas mais basálticas com origem num manto enriquecido. 128
- Figura VII.18: Discriminante triangular La/10 - Y/15 - Nb/8 de Cabanis & Lecolle (1989) com a projeção dos lamprófiros de Labruge. Os lamprófiros do Grupo Norte são classificados como rochas calcálicas, associadas a um contexto orogénico compressivo em margem ativa. Os lamprófiros do Grupo Sul são caracterizados por serem rochas alcalinas em regime anorogénico, em domínios distensivos. LCC: crosta continental inferior; UCC: crosta continental superior. 129
- Figura VII.19: Diagrama *isocon* das amostras fresca *versus* alterada do Grupo Norte. CM - massa constante; CV - volume constante; Co - concentração original; Cf- concentração final 142
- Figura VII.20: Resultados dos balanços mássicos da alteração do Grupo Norte. 143
- Figura VII.21: Histograma dos balanços mássicos da alteração do Grupo Norte. 143
- Figura VII.22: Diagrama *isocon* das amostras fresca *versus* alterada do Grupo Sul. CM - massa constante; CV - volume constante; Co - 144

concentração original; Cf- concentração final

Figura VII.23: Resultados dos balanços mássicos da alteração do Grupo Sul 145

Capítulo VIII

Figura VIII.1: Composição das anfíbolas do Grupo Norte, de acordo com IMA 2012. As anfíbolas são classificadas como pargasites. Adaptado de Hawthorne *et al.* (2012). 151

Figura VIII.2: Variação composicional centro-bordo das anfíbolas do Grupo Norte. Note-se que os núcleos são mais enriquecidos em MgO %, enquanto os bordos são mais enriquecidos em FeO_T %. 152

Figura VIII.3: Imagem de cristais de anfíbola do Grupo Norte obtida por elétrons retro-difundidos (BSE), no SEM. No cristal de maiores dimensões, embora com contraste ténue, observa-se um zonamento centro-bordo, marcado pelos tons de cinza. 152

Figura VIII.4: Cristal zonado de anfíbola, disposto numa matriz afanítica do Grupo Norte 153

- A) Imagem de elétrons BSE obtida no SEM;
- B) Mapeamento de distribuição elementar obtido por raios-X – EDS de Mg;
- C) Mapeamento de distribuição elementar obtido por raios-X – EDS de Fe.

Figura VIII.5: Caráter primário/secundário das anfíbolas do Grupo Norte de Labruge, de acordo com Rock (1991). As anfíbolas do Grupo Norte são todas projetadas no campo das anfíbolas primárias. 154

Figura VIII.6: Projeção das micas castanhas do Grupo Norte no diagrama classificativo de Foster (1960). As micas são classificadas como biotites magnesianas. 155

Figura VIII.7: Cristal cloritizado de biotite do Grupo Norte 156

- A) Imagem de elétrons BSE obtida no SEM;
- B) Mapa de distribuição elementar obtido por raios-X - EDS de Fe e

Mg.

- Figura VIII.8: Projeção das biotites do Grupo Norte no quadrilátero Siderofilite-Anite-Eastonite-Flogopite. Adaptado de Rieder *et al.* (1998). 157
- Figura VIII.9: Feldspatos do Grupo Norte projetados no diagrama triangular An-Ab-Or, de Deer *et al.* (1992). As plagioclases apresentam-se zonadas. Os centros são compostos por labradorite/bitounite e os bordos por albite/anortoclase. A preencher os espaços intersticiais foram analisadas ortoclases. 158
- Figura VIII.10: Al+Ba (apfu) versus Si+Na+K (apfu) do processo de albitização da plagioclase do Grupo Norte e das orlas de feldspato potássico que a rodeiam. Note-se as compensações de Si e Al. Valores calculados para 8 oxigénios. Adaptado de Plá Cid *et al.* (2011). 159
- Figura VIII.11: Albitização dos feldspatos do Grupo Norte no domínio Al-Na-K. 160
- Figura VIII.12: Cristais de plagioclase pertencentes à matriz grosseira do Grupo Norte. 161
- A) Imagem obtida por eletrões BSE no SEM. Distinguem-se diferentes tonalidades dentro dos cristais de plagioclase. A zona central apresenta um cinza-claro e as bordas um cinza-escuro.
- B) Mapa de distribuição elementar (Na, K, Ca) de cristais de plagioclase obtidos por raios-X – EDS. O centro dos cristais é claramente enriquecido em Ca (anortítico) enquanto a sua bordadura apresenta a referida orla de feldspato potássico, por vezes com albitização.
- Figura VIII.13: Diagrama classificativo, Al+□ - Mg - Fe (apfu), para clorites de Zane & Weiss (1998). Os dois tipos de clorites que ocorrem no Grupo Norte são classificadas como clorites magnesianas trioctaédricas. 162
- Figura VIII.14: Diagrama X_{Mg} versus ${}^VI R_{3+}$ classificativo de clorites, segundo Plissart *et al.* (2009), calculado na base de 14 oxigénios. As clorites 163

do Grupo Norte são classificadas como clinocloros.

- Figura VIII.15: Representação gráfica baseada no sistema unificado de projeção química de Wiewióra & Weiss (1990) para clorites, calculado na base de 14 oxigénios. As clorites do Grupo Norte projetam-se no alinhamento $R^{3+}=1$, demonstrando a sua composição de clinocloro (no caso das clorites de alteração) e passagem a penina (nas clorites de preenchimento). 164
- Figura VIII.16: Epídotos do Grupo Norte projetados no sistema $Fe^{3+} - Al^{VI} - Me^{2+}$, de Kartashov (2014), em que $Me^{2+} = Fe^{2+} + Mn^{2+} + Mg$. Os epídotos são classificados como verdadeiros epídotos. 165
- Figura VIII.17: Epídotos do Grupo Norte no sistema $Mn^{3+} - Al - Fe^{3+}$. Adaptado de Franz & Liebscher (2004). 166
- Figura VIII.18: Projeção das piroxenas do Grupo Sul no diagrama Q-J, adaptado de Morimoto et al. (1988). As piroxenas de Labruge enquadram-se na área QUAD. 167
- Figura VIII.19: Classificação das piroxenas do Grupo Sul no diagrama Wo-En-Fs, adaptado de Rock (1990). As clinopiroxenas enquadram-se nos campos diópsido ferrífero e augite magnésiana. 168
- Figura VIII.20: Imagem das clinopiroxenas do Grupo Sul, obtida por eletrões BSE, no SEM. Os cristais de clinopiroxena bastante fragmentados, destacam-se pelo seu relevo. No cristal central observa-se uma borda cinza-claro, muito incipiente, contudo não foi detetado zonamento químico. 169
- Figura VIII.21: Projeção das micas castanhas do Grupo Sul no diagrama classificativo de Foster (1960). Os centros são essencialmente flogopíticos enquanto os bordos são compostos por biotites magnésianas. Note-se que as micas do filão F5 apresentam um alinhamento distinto das micas dos outros filões. 170
- Figura VIII.22: Diagrama Mg *versus* Fe Total das micas castanhas do Grupo Sul. As micas do filão F5 apresentam um alinhamento distinto das micas dos restantes filões. 171

- Figura VIII.23: Mica castanha zonada do Grupo Sul. 172
- A) Imagem obtida por eletrões BSE, no SEM, em que o centro flogopítico é representado pela mancha cinza-escuro e a borda biotítica corresponde à mancha cinza-claro.
- B) Mapa de distribuição elementar (Fe e Mg) obtido por raios-X – EDS. A zona central é composta por flogopite (rica em Mg – cor verde) e a borda é composta por biotite (mais rica em Fe – cor vermelha).
- Figura VIII.24: Perfil Mg - Fe, obtido por raios-X - EDS, ao longo de uma mica castanha do Grupo Sul. A predominância do Mg sobre o Fe é clara. Contudo, é possível observar que na bordadura do cristal ocorre uma diminuição dos valores de Mg e um aumento dos valores de Fe. 173
- A) Localização do perfil; B) Perfil Mg (linha rosa) e Fe (linha verde); C) Sentido do perfil.
- Figura VIII.25: Feldspatos do Grupo Sul projetados no diagrama triangular An-Ab-Or, de Deer et al. (1992). Os feldspatos correspondem, essencialmente, a ortoclases cujos bordos se encontram albitizados. Não foi possível analisar as plagioclases intersticiais que ocorrem na rocha. 174
- Figura VIII.26: Albitização dos feldspatos do Grupo Sul no domínio Al-Na-K. 175
- Figura VIII.27: Feldspatos do Grupo Sul 176
- A) Imagem da matriz feldspática do Grupo Sul obtida por eletrões BSE, no SEM. Observam-se feldspatos compostos essencialmente por manchas cinza-claro no centro e algumas bordaduras cinza-escuro;
- B) Mapa de distribuição elementar de Na, K e Ca na matriz do Grupo Sul obtidos por raios-X – EDS. A matriz, essencialmente feldspática não apresenta cristais definidos. É possível observar zonas “centrais” enriquecidas em K (ortoclase) e zonas de “bordadura” enriquecidas em Na (albite).
- Figura VIII.28: Diagrama classificativo, $Al+□ - Mg - Fe$ (apfu), para clorites 177

de Zane & Weiss (1998). As clorites do Grupo Sul são classificadas como clorites magnesianas trioctaédricas.

- Figura VIII.29: Diagrama X_{Mg} versus $^{VI}R3+$ classificativo de clorites, segundo Plissart *et al.* (2009), calculado na base de 14 oxigénios. As clorites do Grupo Sul são classificadas como clinocloros. 178
- Figura VIII.30: Representação gráfica baseada no sistema unificado de projeção química de Wiewióra & Weiss (1990) para clorites, calculado na base de 14 oxigénios. As clorites do Grupo Sul projetam-se no alinhamento $R^{3+}=1$, demonstrando a sua composição de clinocloro/penina. 179
- Figura VIII.31: Epídotos do Grupo Sul projetados no sistema $Fe^{3+} - Al^{VI} - Me^{2+}$, de Kartashov (2014), em que $Me^{2+} = Fe^{2+} + Mn^{2+} + Mg$. Os epídotos que ocorrem nos espaços intersticiais correspondem a verdadeiros epídotos, enquanto os que ocorrem nos glomérulos são classificados como alanites ferríferas. 180
- Figura VIII.32: Relações temperatura versus pressão (1 MPa = 0.01 kbar) das amostras de anfíbulas do Grupo Norte. Cálculos de acordo com o modelo de Ridolfi *et al.* (2010). Os resultados obtidos sugerem que as condições durante a pré implantação do Grupo Norte tenham correspondido a uma temperatura de $990 \pm 50^{\circ}C$ e uma pressão de 4 ± 0.5 kbar. 186
- Figura VIII.33: De acordo com o modelo de Anderson & Smith (1995), as anfíbulas do Grupo Norte apresentam uma alta fugacidade de oxigénio. Os cálculos foram realizados com a aplicação *WinAmptb*. 187
- Figura VIII.34: Temperatura versus H_2O % no *melt*, calculados de acordo com Ridolfi *et al.* (2010). As anfíbulas do Grupo Norte apresentam um valor médio de 4.1% de água no *melt*. 188
- Figura VIII.35: Variabilidade do $\log f(O_2)$ em função da temperatura de acordo com Ridolfi *et al.* (2010). As anfíbulas do Grupo Norte apresentam, em média, um $\log f(O_2)$ que varia entre -11 e -10. NNO: *redox buffer Nickel-Nickel Oxide*. 189

- Figura VIII.36: Ocupação octaédrica das clorites do Grupo Norte *versus* temperatura de formação. Geotermómetro calculado na base de 28 oxigénios adaptado de De Caritat *et al.* (1993). As clorites de alteração apresentam temperaturas que rondam os 250°C, enquanto as clorites de preenchimento apresentam um espectro mais alargado, atingindo valores inferiores aos 100°C. 190
- Figura VIII.37: Geotermómetro de Xie *et al.* (1997). As clorites de alteração da biotite apresentam temperaturas mais elevadas que variam entre os 200°C e os 250°C, enquanto as clorites de preenchimento apresentam um espectro mais alargado que varia entre os 70°C e os 240°C. 191
- Figura VIII.38: Diagrama $Al^{VI} - Al^{IV}$ das clinopiroxenas do Grupo Sul, adaptado de Aoki & Shiba (1973). As clinopiroxenas apresentam uma grande variação de pressão durante a sua cristalização. Esta variação é observável quer no seio de cada filão, como entre filões. 195
- Figura VIII.39: Diagrama V^{corr}_{cell} *versus* V^{corr}_{M1} das clinopiroxenas do Grupo Sul, adaptado de Nimis & Ulmer (1998). Existe uma grande variabilidade de pressão patente na cristalização das clinopiroxenas. A pressão varia entre os 15 kbar e os 2.5 kbar. 196
- Figura VIII.40: Diagrama V^{corr}_{cell} *versus* V^{corr}_{M1} das clinopiroxenas do Grupo Sul, adaptado de Nimis (1999). São projetados os geobarómetros de Nimis (1999) e de Nimis & Ulmer (1998). Apesar de haver algum desfasamento entre os resultados, dependendo do geobarómetro usado, a variação de pressão na cristalização das clinopiroxenas é bastante evidente. 197
- Figura VIII.41: Diagrama P-T das clinopiroxenas do Grupo Sul. É evidente que existe uma grande variabilidade de pressão na cristalização das piroxenas, quer no seio de cada filão, como entre filões distintos. As pressões variam, de uma forma geral, entre os 15.2 kbar e os 4.3 kbar. A variação de temperaturas é menos evidente, variando entre os 905 °C e os 888 °C. 199
- Figura VIII.42: Modelação da pressão (kbar) de cristalização das clinopiroxenas do Grupo Sul com base no geobarómetro PN99_MA- 200

Cpx de Nimis (1999).

A) Modelação da variação de pressão máxima (kbar) de cristalização. Verifica-se, de uma forma generalizada, a descida de pressão de cristalização das clinopiroxenas, de Sul para Norte;

B) Modelação da amplitude de variação de pressão de cristalização, das clinopiroxenas, em cada filão. Observa-se um aumento da amplitude de variação de Sul para Norte.

Figura VIII.43: Ocupação octaédrica das clorites do Grupo Sul *versus* temperatura de formação. Geotermómetro calculado na base de 28 oxigénios adaptado de De Caritat et al. (1993). As clorites formaram-se com temperaturas que variam entre os 130°C e os 220°C, o que sugere uma formação mais tardia. 201

Figura VIII.44: Geotermómetro de Xie *et al.* (1997) aplicado às clorites do Grupo Sul. formação das clorites, de acordo com o diagrama, ocorreu com temperaturas que variaram entre os 160 °C e os 260°C. 202

Capítulo IX

Figura IX.1: Idade de uma amostra de moscovite, relativamente "não perturbada", pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Adaptado de Misra (2012). 206

A) Diagrama de espectro de idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$;

B) Diagrama de isócrona.

t_{pl} : idade obtida pelo plateau; t_{iso} : idade obtida pela isócrona

Figura IX.2: Esquemas de evolução de Sr e Nd, adaptados de Misra (2012). 210

A) Esquema da evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ terrestre ao longo do tempo geológico (escala em milhares de milhões de anos desde a formação da terra até aos dias de hoje). O ponto inicial (A) é representado pelo BABI (*Basaltic Achondrite Best Initial*). A linha ABD representa uma evolução (hipotética) em sistema fechado do material mantélico. As linhas BC (crusta) e BE (manto empobrecido) são representativas de um período de evolução, há 2.9 Ga, em que ocorreu a extração da crosta continental ao manto. A crosta, em relação ao manto, é muito mais enriquecida em ^{87}Sr .

B) Esquema da evolução da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ terrestre ao longo do

tempo geológico (escala em milhares de milhões de anos desde a formação da terra até aos dias de hoje). O ponto inicial (A) é representado pelo CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*). A linha ABD representa uma evolução em sistema fechado, hipotética, do manto até ao presente. As linhas BC (manto empobrecido) e BE (crusta continental) representam a evolução a partir do momento em que houve extração da crosta continental a partir do manto, levando a um enriquecimento em ^{143}Nd do manto empobrecido, em relação à crosta.

- Figura IX.3: Espectro de idades em nove etapas para a anfíbola do Grupo Norte. Este espectro apresenta um *plateau* final, caracterizado apenas por 30.5% de ^{39}Ar , com idade de 172.3 ± 3.4 Ma. WMIPA: idade média ponderada do patamar intermédio; TFA: idade total de fusão. 211
- Figura IX.4: Diagrama da isócrona inversa da obtido para a anfíbola do Grupo Norte. Os resultados obtidos não apresentam uma tendência linear, não tendo sido possível obter uma isócrona. 212
- Figura IX.5: Espectro de idades para a mica castanha do Grupo Sul em onze etapas. Este espectro tem um *plateau* bem definido, caracterizado por 98% de ^{39}Ar , com idade de $299.8.3 \pm 4.5$ Ma. WMPA: idade média ponderada do *plateau*; TFA: idade total de fusão. 213
- Figura IX.6: Isócrona invertida para a mica castanha do Grupo Sul, obtida apenas com os pontos do *plateau*. A idade obtida é de 300.7 ± 9.4 Ma, a $\text{MSWD} = 7.7$ e $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 265 \pm 74$. 214
- Figura IX.7: Projeção das amostras do Grupo Norte e do Grupo Sul no diagrama de razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Adaptado de Misra (2012). Para o Grupo Sul foi utilizada a idade de 299.8 Ma. Para o Grupo Norte foram efetuadas simulações para os 299.8 Ma e para os 172.3 Ma. O Grupo Sul é projetado no campo inferior dos OIB/*mantle array*. O Grupo Norte, independentemente da idade inicial atribuída, encontra-se sempre no quadrante “crustal”. 217
- Figura IX.8: Razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus concentração de Sr (ppm). A inexistência de uma relação hiperbólica entre os dados descarta as 219

hipóteses de contaminação ou mistura entre o Grupo Norte e o Grupo Sul.

Figura IX.9: Relação linear entre Rb (ppm) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indicativa de que o Grupo Norte e o Grupo Sul tiveram origem em fontes magmáticas heterogéneas e que não derivaram de uma fonte isotopicamente homogénea por cristalização fracionada.	220
---	-----

Capítulo X

Figura X.1: Mapa paleogeográfico dos 300 Ma, com a localização de "Portugal" (adaptado de Scotese, 2016)	227
--	-----

Anexos

Figura XIV.1: Mapa paleogeográfico dos 310 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).	300
Figura XIV.2: Mapa paleogeográfico dos 305 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).	301
Figura XIV.3: Mapa paleogeográfico dos 300 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).	302
Figura XIV.4: Mapa paleogeográfico dos 290 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).	303
Figura XIV.5: Mapa paleogeográfico dos 280 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).	304
Figura XIV.6: Mapa paleogeográfico dos 270 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).	305
Figura XIV.7: Mapa paleogeográfico dos 260 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).	306

Figura XIV.8: Mapa paleogeográfico dos 250 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).	307
Figura XIV.9: Mapa paleogeográfico dos 240 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).	308
Figura XIV.10: Mapa paleogeográfico dos 230 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).	309
Figura XIV.11: Mapa paleogeográfico dos 220 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).	310
Figura XIV.12: Mapa paleogeográfico dos 210 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).	311
Figura XIV.13: Mapa paleogeográfico dos 200 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).	312
Figura XIV.14: Mapa paleogeográfico dos 190 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).	313
Figura XIV.15: Mapa paleogeográfico dos 180 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).	314
Figura XIV.16: Mapa paleogeográfico dos 170 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).	315

Lista de Tabelas

Capítulo II

Tabela II.1: Classificação dos lamprófiros shoshoníticos de acordo com Wimmenauer (1973a, 1976).	9
Tabela II.2: Classificação dos lamprófiros, segundo a sua composição mineralógica de acordo com Streckeisen (1980).	15
Tabela II.3: Resumo das associações tectónico-magmáticas dos lamprófiros, de acordo com Rock (1991).	22
Tabela II.4: Classificação e nomenclatura dos lamprófiros baseada na sua mineralogia, de acordo com Le Maitre et al. (2002).	30

Capítulo V

Tabela V.1: Localização das amostras e indicação do tipo de estudo/análise realizada. (WGS84, UTM29T).	79
--	----

Capítulo VII

Tabela VII.1: Adaptação das abreviaturas utilizadas por Gresens (1987), Grant (1986) e Coelho (2006).	137
Tabela VII.2: Resultados CIPW, em peso e volume percentuais dos lamprófiros de Labruge.	147
Tabela VII.3: Cálculos normativos para o Grupo Norte. SSQ: Soma dos quadrados das residuais.	148
Tabela VII.4: Cálculos normativos para o Grupo Sul. SSQ: Soma dos quadrados das residuais.	148

Capítulo VIII

Tabela VIII.1: Resultados médios de vários parâmetros calculados segundo Ridolfi <i>et al.</i> (2010). Para a determinação das profundidades oceânicas e continentais, os autores, assumiram o peso específico médio de 2.89 g/cm ³ e 2.70 g/cm ³ , respetivamente.	184
Tabela VIII.2: Resultados médios de vários parâmetros calculados segundo Ridolfi & Renzulli's (2012).	184
Tabela VIII.3: Resultados médios de temperatura calculados segundo Putirka (2016): T baseado no teor de Si na anfíbola e T baseada na equação 5 deste autor.	185
Tabela VIII.4: Valores médios de pressão calculados segundo vários autores.	185
Tabela VIII.5: Síntese das temperaturas (°C) e pressões (kbar) de cristalização das clinopiroxenas do Grupo Sul, com base nas equações referidas.	199

Capítulo IX

Tabela IX.1: Resultados de geoquímica isotópica para o sistema Rb-Sr.	215
Tabela IX.2: Resultados de geoquímica isotópica para o sistema Sm-Nd.	216

Anexos

Tabela A1: Análises químicas de rocha total.	273
Tabela A2: Análises das anfíbolas do Grupo Norte obtidas à microsonda.	275
Tabela B: Fórmulas estruturais das anfíbolas do Grupo Norte, calculadas na base de 24 oxigénios.	276
Tabela C: Fórmulas estruturais das anfíbolas do Grupo Norte recalculadas segundo a distribuição catiónica por "sites" com a aplicação Winamptb.	277

Tabela D: Análises das micas castanhas do Grupo Norte obtidas à microsonda.	278
Tabela E: Fórmulas estruturais das micas castanhas do Grupo Norte, calculadas na base de 22 oxigénios.	278
Tabela F: Análises dos feldspatos do Grupo Norte obtidas à microsonda.	279
Tabela G: Fórmulas estruturais dos feldspatos do Grupo Norte, calculadas na base de 8 oxigénios.	280
Tabela H: Análises das clorites do Grupo Norte obtidas à microsonda.	281
Tabela I: Fórmulas estruturais das clorites do Grupo Norte, calculadas na base de 14 oxigénios com a aplicação <i>WinCcac</i> .	282
Tabela J: Análises dos epídotos do Grupo Norte obtidas à microsonda.	283
Tabela K: Fórmulas estruturais dos epídotos do Grupo Norte, calculadas na base de 14 oxigénios, com a aplicação <i>WinEpclas</i> .	284
Tabela L: Análises das piroxenas do Grupo Sul obtidas à microsonda.	285
Tabela M: Fórmulas estruturais das piroxenas do Grupo Sul, calculadas na base de 6 oxigénios, com a aplicação <i>WinPyrox</i> .	287
Tabela N: Análises das micas castanhas do Grupo Sul obtidas à microsonda.	290
Tabela O: Fórmulas estruturais das micas escuras do Grupo Sul, calculadas na base de 22 oxigénios.	292
Tabela P: Análises dos feldspatos do Grupo Sul obtidas à microsonda.	294
Tabela Q: Fórmulas estruturais dos feldspatos do Grupo Sul, calculadas na base de 8 oxigénios.	296
Tabela R: Análises das clorites do Grupo Sul obtidas à microsonda.	298
Tabela S: Fórmulas estruturais das clorites do Grupo Sul, calculadas na base de 14 oxigénios com a aplicação <i>WinCcac</i> .	298

Tabela T: Análises dos epídotos do Grupo Sul obtidas à microsonda.	299
Tabela U: Fórmulas estruturais dos epídotos do Grupo Sul, calculadas na base de 14 oxigénios, com a aplicação <i>WinEpclas</i> .	299

Lista de Abreviaturas

Gerais:

AL: Lamprófiros Alcalinos

Apfu: Átomos por unidade de fórmula

BSE: Eletrões Retro-Difundidos

CAL: Lamprófiros Calco-Alcalinos

CHUR: Reservatório Uniforme Condritico

CIPW: Norma de *Cross, Idding, Pirsson e Washington*

CMM: Complexo Migmatítico do Mindelo

CXG: Complexo Xisto-Grauváquico

DGAOT: Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território

EDS: Espectrómetro de Dispersão de Energia

FCUP: Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

FLUP: Faculdade de Letras da Universidade do Porto

HFSE: *High Field Strength Elements*

HREE: Elementos Terras Raras Pesados

IMA: *International Mineralogical Association*

IUGS: *International Union of Geological Sciences*

KIL: Kimberlitos

LGI-UA: Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro

LILE: *Large Ion Lithophile Elements*

LL: Lampróitos

LREE: Elementos Terras Raras Leves

OIB: *Ocean Island Basalts*

MORB: *Middle Ocean Ridge Basalt*

REE: Elementos Terras Raras

SCS: Sistema Central Espanhol

SEM: Microscópio Eletrónico de Varrimento

SSQ: Soma dos Quadrados das Residuais

UML: Lamprófiros Ultramáficos

UR: Reservatório Uniforme

WDS: Espectrómetro de Dispersão de Comprimento de Onda

TIMS: Espectrómetro de Massa de Ionização Térmica

ZCI: Zona Centro Ibérica

ZCPTF: Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo

ZGTM: Zona Galiza Trás-os-Montes

ZOM: Zona Ossa-Morena

Petrografia:

Am: Anfíbola

Ap: Apatite

Bt: Biotite

Cal: Calcite

Cb: Carbonatos

Chl: Clorite

Cpx: Clinopiroxena

Ep: Epídoto

Esq: Esqueleto

Kfs: Feldspato potássico

Mca: Mica

N//: Nicóis paralelos

NX: Nicóis cruzados

Op: Opacos

Phl: Flogopite

Pl: Plagioclase

Qtz: Quartzo

Sph: Esfena

Estrutura da Tese

O presente trabalho está subordinado à seguinte estrutura:

Capítulo I – Introdução: Apresentação do tema estudado e justificação da sua importância; indicação do objeto e dos objetivos a serem atingidos.

Capítulo II – Lamprófiros: Definição, classificação dos lamprófiros e evolução desde a sua descoberta até à atualidade. Ocorrência de lamprófiros a nível mundial e nacional.

Capítulo III – Meios, Métodos Analíticos e Procedimentos: Indicação dos meios usados e descrição dos métodos e procedimentos utilizados.

Capítulo IV – Área Estudada: Enquadramentos Geográfico e Geológico relativos a Labruge.

Capítulo V – Observações de Campo: Apresentação da cartografia litológica efetuada; aspeto macroscópico dos lamprófiros; localização da amostragem; e estudo da orientação da fraturação e dos filões.

Capítulo VI – Petrografia: Identificação e descrição pormenorizadas dos minerais constituintes dos lamprófiros. Classificação dos lamprófiros de acordo com a classificação recomendada pela IUGS.

Capítulo VII – Geoquímica de Rocha Total: Caracterização geoquímica dos lamprófiros com recurso a elementos maiores e menores; determinação de balanços mássicos e cálculos normativos.

Capítulo VIII – Geoquímica Mineral: Classificação detalhada das fases minerais essenciais. Cálculos de geotermobarometria.

Capítulo IX – Geoquímica Isotópica: Apresentação dos resultados obtidos para os sistemas Rb-Sr e Sm-Nd com base em rocha total. Datação absoluta, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, em anfíbulas e micas castanhas.

Capítulo X – Integração Geodinâmica: Tentativa de integração da formação e instalação dos lamprófiros em estudo no contexto geodinâmico da zona.

Capítulo XI – Conclusões: Síntese das principais conclusões obtidas.

Capítulo XII – Considerações Finais: Sugestões sobre trabalhos futuros.

Capítulo I

Introdução

I. Introdução

Os lamprófiros são rochas ígneas de origem essencialmente hipabissal, mesocratas a melanocratas, que afloram sob a forma de diques, soleiras ou chaminés. Apesar de individualmente serem ocorrências de pequeno volume, estas formas podem ser agregadas em enxames ou aglomerados e atingir centenas de metros de extensão (Rock, 1977, 1991; Streckeisen, 1980; Woolley *et al.*, 1996; Le Maitre *et al.*, 2002).

Falamos de rochas alcalinas ou calco-alcalinas, ricas em voláteis (H_2O e/ou CO_2), que variam de sódicas a potássicas e de ultrabásicas a intermédias (Rock, 1977, 1991; Streckeisen, 1980; Woolley *et al.*, 1996; Le Maitre *et al.*, 2002).

Mineralogicamente os lamprófiros são rochas particularmente ricas em silicatos máficos hidratados (biotite e hornblenda) e, de uma forma geral, em minerais ferromagnesianos (olivina, piroxena, biotite e anfíbola). A textura destas rochas é geralmente panidiomórfica – porfírica, em que os fenocristais correspondem, essencialmente, a mica castanha (biotite ou flogopite-Fe) e/ou anfíbola, podendo conter piroxena, olivina e até melilite sendo a matriz composta pelos mesmos minerais que correspondem aos fenocristais e ainda por feldspatos (Rock, 1977, 1991; Streckeisen, 1980; Woolley *et al.*, 1996; Le Maitre *et al.*, 2002).

São várias as razões pelas quais o estudo dos lamprófiros se tem revelado progressivamente mais importante, entre as quais:

- Terem um papel relevante na interpretação de processos geodinâmicos de grande escala como a extensão (Larsen & Rex, 1992; Queen *et al.*, 1996; Tappe *et al.*, 2006), separação e colisão continental (Foley *et al.*, 2002; O'Leary *et al.*, 2009; Rocchi *et al.*, 2009), interações plumas mantélicas – litosfera (Gibson *et al.*, 2006; Kerr *et al.*, 2010) e processos de enriquecimento mantélico (Beard *et al.*, 1996; Guo *et al.*, 2004; Srivastava & Chalapathi Rao, 2007);
- Conterem xenólitos mantélicos, ou da crosta inferior, que servem como uma “janela” para zonas mais profundas (Coulson *et al.*, 2003; Dessai *et al.*, 2004; Nédli *et al.*, 2010);
- Estarem associados à prospeção de diamantes (Lefebvre *et al.*, 2005; Wyman *et al.*, 2006);
- Poderem estar associados, temporal e espacialmente, a depósitos mesotermiais de ouro (Rock & Groves, 1988; Duggan & Jaques, 1996; Huang *et al.*, 2002).

Entre os afloramentos rochosos que ocorrem na zona entre marés da praia de Labruge (Vila do Conde), existem vários diques lamprofíricos, que se encontram instalados na fraturação tardi-Hercínica aí existente. Por liberdade de linguagem iremos, nesta tese, utilizar frequentemente o termo filão referindo-nos a estes diques.

A descoberta deste campo lamprofírico deve-se ao prof. Montenegro de Andrade, nos anos 70 do século passado. Até aos dias de hoje, apenas se conhece uma publicação sobre estas rochas feita por Andrade (1979), que relata a existência de cinco diques de lamprófiros, por ele classificados como shoshonitos (modalmente semelhantes a camptonitos) e minetos. Aquele autor sugere que a formação destas rochas pode estar associada a distensões crustais que decorreram durante a formação do Atlântico Norte.

As demais publicações existentes sobre a área em estudo focam-se essencialmente nas rochas graníticas e migmatíticas do Complexo Migmatítico do Mindelo (Areias, 2014; Areias *et al.*, 2012, 2014; Ribeiro *et al.*, 2014, 2018), na vertente geomorfológica e tectónica recente da zona (Araújo, 2008; Araújo & Gomes, 2013a, 2013b; Honrado *et al.*, 2007), e ainda, nas vantagens da utilização de novas tecnologias no estudo de costas rochosas (Lopes *et al.*, 2015, 2017; Araújo *et al.*, 2014).

Tendo em conta a clara importância do estudo dos lamprófiros e o facto de os lamprófiros de Labruge, objeto deste trabalho, não terem sido alvo de uma investigação aprofundada desde a sua descoberta, sentimo-nos motivados para levar a cabo um estudo petrológico e geoquímico destas rochas, que contribua para a sua melhor caracterização e, também, para a compreensão da sua origem e integração geodinâmica.

Desta forma, propomo-nos cumprir com os seguintes objetivos:

- Realizar a cartografia detalhada dos lamprófiros aflorantes em Labruge;
- Cartografar as litologias encaixantes dos filões lamprofíricos;
- Caracterizar petrográfica e petrologicamente os lamprófiros;
- Proceder ao estudo geoquímico de rocha total;
- Identificar as fases minerais de maior relevância e proceder à sua caracterização;
- Promover o estudo geotermobarométrico das principais fases minerais;
- Classificar os lamprófiros com base no conhecimento obtido a partir da mineralogia e do quimismo (rocha total e fases mineralógicas);

- Efetuar o estudo isotópico recorrendo aos métodos Rb-Sr e Sm-Nd;
- Obter a datação absoluta dos lamprófiros por recurso ao método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$;
- Proceder à integração geodinâmica dos lamprófiros.

Esta tese foi desenvolvida no âmbito do Programa Doutoral em Geociências, em colaboração da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto com a Universidade de Aveiro.

Capítulo II

Lamprófiros

II. Lamprófiros

II.1. Definição e Classificação

II.1.1. A Origem

O termo “lamprófiro” foi introduzido na literatura petrológica por Gümbel em 1874. O nome derivava da aparência macroscópica de pequenas intrusões (diques) que afloravam nas Montanhas *Fichtel*, norte da Baviera, Alemanha. Estas intrusões continham grandes fenocristais de biotite e eram descritos pelo autor como “pórfiros brilhantes” (*lampros porphyros*).

Após a sua introdução, o termo foi utilizado por Rosenbusch (1897) para agrupar uma grande variedade de rochas hipabissais (mineto, kersantito, camptonito e vogesito) que continham fenocristais ferromagnesianos. Ocasionalmente, os espessartitos, monchiquitos e alnoítos também foram incluídos no grupo. Desta forma, o grupo tornou-se numa classificação fácil para qualquer rocha máfica, rica em fenocristais, de difícil categorização.

O século XIX e o início do século XX ficaram marcados por quatro importantes monografias dedicadas total (ou parcialmente) a lamprófiros: Rosenbusch (1897), Beger (1923), Niggli (1923) e Bowen (1928).

II.1.2. A classificação de Rock (1977)

Nos anos 70 do século passado, eram muitos os petrólogos que evitavam os lamprófiros como se se tratasse de um mistério impenetrável. Esta ideia de mistério era devida à literatura confusa e contraditória publicada desde o seu reconhecimento. Tal levou a que estas rochas fossem tratadas de uma forma muito superficial, ou simplesmente ignoradas nos diversos artigos petrológicos publicados (Rock, 1977).

Os lamprófiros não são rochas raras: eles encontram-se amplamente distribuídos, formando enxames radiais ou regionais, extensos e densos (por exemplo em *Inverness-Shire*; Escócia; Oslo, Noruega) e em algumas áreas é quase a única rocha ígnea presente (por exemplo em *Orkne*; Rock, 1977).

Nos anos 70 não existia uma terminologia coerente para classificar os lamprófiros: não existia consenso relativamente à definição de lamprófiro nem das

suas variedades; as suas conotações genéticas também eram um tema controverso. Alguns termos individuais foram estendidos de forma a englobar diversos tipos de associações minerais, o que levou a que o mesmo lamprófiro tenha sido classificado como mineto, camptonito ou monchiquito por diferentes autores (Knopf, 1936).

Em 1977, Rock efetuou uma tentativa de compilar, conciliar e avaliar estatisticamente os dados e as ideias existentes sobre os lamprófiros, para que o estudo destas rochas se tornasse mais acessível e compreensível. Apesar de a origem destas rochas ser relativamente consensual, é óbvio que os estudos petrológicos e petrogenéticos não poderiam ser feitos sem uma análise prévia do que são os lamprófiros, de como é que estes se encontram relacionados com outras rochas ígneas e com eles mesmos, e de quais as ideias que já tinham sido apresentadas sobre eles.

II.1.2.1. Características comuns a todos os lamprófiros e o seu significado

O termo “lamprófiro” é utilizado por muitos autores como um termo de campo que significa “pórfiro brilhante”: os lamprófiros são geralmente reconhecidos por aparecerem sob a forma de diques com placas brilhantes de biotite, megacristais de anfíbola ou ocelos leucocráticos e uma matriz claramente alterada. Rock (1977) comenta o facto de os lamprófiros serem das rochas ígneas de mais fácil/rápida identificação, e mesmo assim, ainda serem considerados um mistério quando estudados em laboratório.

Eis as características que diversos autores (Joplin, 1966; Hyndman, 1972; Wimmenauer, 1973a, 1976; Carmichael *et al.*, 1974, Rock, 1977) consideram comuns aos lamprófiros:

- Costumam ocorrer como a última manifestação ígnea numa dada região, acompanhando os aplitos, os pegmatitos ou os carbonatitos (Ayres & Higgins, 1939);
- Ocorrem sob a forma de diques, por vezes como *plugs* e muito raramente como soleiras, chaminés laterais e fluxos de lava;
- Não são raras as evidências de uma instalação explosiva nos monchiquitos e nos alhoítos, podendo, também, ocorrer brechas associadas;

- São rochas invariavelmente porfíricas e caracteristicamente têm: textura panidiomórfica; minerais hidratados (essencialmente anfíbola e/ou biotite); ausência de fenocristais félsicos e olivina na matriz; apresentam elevado grau de alteração, em especial na matriz; é frequente existirem xenólitos de sedimentos, granitos ou rochas básicas e/ou megacristais de anfíbola, piroxena ou feldspato alcalino;
- Quimicamente eles possuem uma composição intermédia a ultrabásica, mas apresentam elevados teores de alcalis relativamente à sílica e, em diversos tipos, elevado feldspato alcalino modal para o índice de cor.

Apesar de para alguns petrólogos os lamprófiros implicarem pouco mais que a textura panidiomórfica, é necessário ter em conta que este tipo de textura não é exclusiva dos lamprófiros, ocorrendo também em pequenos corpos ígneos formados a partir de magmas relativamente fluidos, como os nefelinitos (Joplin, 1966). Rock (1977) sugere que se todos os critérios, referidos acima, forem utilizados em conjunto para classificar o grupo dos lamprófiros, as inconsistências e confusões podem ser minimizadas.

Apesar de não ser absolutamente consensual, a corrente de opiniões dominante aponta no sentido de os magmas que dão origem aos lamprófiros se formarem, por fusão de pequeno grau, de porções do manto litosférico e/ou do manto astenosférico (Rock, 1977).

Este tipo de génese permite explicar muitas das características geoquímicas e texturais dos lamprófiros (Rock, 1977).

II.1.2.2. Definições, petrologia e associações dos subgrupos dos lamprófiros

Rock (1977), seguindo Joplin (1966) reconheceu quatro subgrupos de lamprófiros: lamprófiros shoshoníticos; lamprófiros leucíticos; lamprófiros alcalinos (anquibasaltos); e lamprófiros ultrabásicos.

a) Lamprófiros shoshoníticos: mineto, kersantito, vogesito e espessartito

São rochas ligeiramente potássicas ($Na \leq K$) que por vezes ocorrem com rochas alcalinas shoshoníticas. Este subgrupo é intermédio, quase saturado, e está frequentemente associado a granitos pós-orogénicos.

Wimmenauer (1973a, 1976) sugere a seguinte classificação (Tabela II.1) para estas rochas:

Tabela II.1: Classificação dos lamprófiros shoshoníticos de acordo com Wimmenauer (1973a, 1976).

Clinopiroxena + olivina alterada +	Quartzo (acessório) +	
	Feldspato alcalino	Plagioclase
Biotite	Mineto	Kersantito
Horneblenda verde-castanha	Vogesito	Espessartito

As quatro variedades (mineto, kersantito, vogesito e espessartito) são, em média, quimicamente semelhantes apesar de as inter-relações não serem muito claras.

Os kersantitos e os vogesitos podem ser heteromórficos (Metais & Chaves 1963,1964). Todos podem ser normativamente de sobre- a subsaturados, refletindo, talvez, a proporção variável de saturação das fases fenocristalinas (biotite ou horneblenda). Não ocorre ortopiroxena. A olivina é invariavelmente pseudomórfica e as anfíbulas são do tipo calco-alcalino.

b) Lampróitos leucíticos (cascadito, fitzroidito, orendito e jumilito)

Este grupo de rochas é extremamente raro. São rochas ultrapotássicas, vítreas extrusivas, que muitas vezes têm sido descritas como “lampróficas” devido ao seu caráter porfirítico e contêm fenocristais de biotite e magnoforite (Sahama, 1974). Algumas são quase saturadas (fitzroidito) e tal como os minetos, caem na categoria das rochas alcalinas potássicas. As suas verdadeiras afinidades ainda são incertas e a sua petrogénese é, provavelmente, distinta das dos outros subgrupos de lamprófiros (Joplin, 1966; Sahama, 1974).

c) Lamprófiros alcalinos (anquibasalto): camptonito, monchiquito, sanaíto, fourchito, etc.

Este subgrupo é caracterizado pela sua composição basáltica ou basanítica. A grande maioria das descrições petrográficas existentes sobre estas rochas sugere que

elas devem ser distinguidas dos basaltos e basanitos devido à presença de anfíbola e/ou mica como minerais primários essenciais.

O termo anquibasalto, proposto por Wimmenauer (1973b) enfatiza a composição basáltica, ao passo que “alcalino” sugere a sua subsaturação e associação genética com rochas sódicas alcalinas. Uma vez que diversos camptonitos e monchiquitos ocorrem associados a plutões sieníticos/grabróicos nefelínicos e não com basaltos, Rock (1977) e Rosenbusch (1887) preferem denominar este subgrupo como “alcalino”.

O termo sanaíto é o menos utilizado, contudo, é o que apresenta uma definição mais consistente (Sorensen, 1974). A literatura é razoavelmente consistente relativamente ao domínio dos componentes félsicos dos camptonitos (plagioclase), sanaítos (feldspato alcalino) e dos monchiquitos e fourchitos (quase sem feldspato), cuja matriz praticamente isotrópica é composta por vidro ou analcima. Quanto aos minerais máficos ocorrentes neste tipo de rochas, não existe tanta concordância.

Outros membros, muito raros, deste subgrupo incluem: mondhalito (variável de sanaíto); espichelito (camptonito analcímico); eustratito (sanaíto vítreo); haptorito (monchiquito hauínico); heumito (sanaíto sodalítico) e giumarrito (variedade de monchiquito).

d) Lamprófiros ultrabásicos (alnoíto, polzenito, bergalito, ouachitito, kimberlito)

Os alnoítos e os bergalitos contêm fenocristais de biotite ± olivina numa matriz carbonatada/melilítica. Estas rochas são distinguidas dos lamprófiros alcalinos por:

- Escassez de SiO₂ (35% ou menos *versus* 40-46% nos alcalinos) e consequentemente ocorrência de perovskite;
- Presença de melilite, substituindo a plagioclase e principalmente a piroxena;
- Elevado rácio K/Na;
- Associações mais limitadas: os monchiquitos ocorrem em todos os tipos de rochas alcalinas, e os camptonitos em complexos ligeiramente alcalinos, enquanto os alnoítos apenas ocorrem associados a carbonatitos e kimberlitos.

Os alnoítos aparentam ser aproximados aos kimberlitos (Dawson, 1966; Upton, 1974). Na realidade os kimberlitos podem ser membros admissíveis do grupo dos

lamprófiros, uma vez que os kimberlitos obedecem às características gerais do grupo, e tal como os alnoítos, podem ser relacionados com os carbonatitos (Dawson, 1966).

O grupo do polzenito engloba lamprófiros alnoíte-melilito-nefelina-olivina-biotite associados com fonólitos.

Os ouachititos, foram definidos originalmente como monchiquitos ricos em biotite e sem olivina (Williams, 1890), contudo o ouachititos aparentam estar mais próximos do típico alnoíto, devido aos seus baixos teores de SiO_2 e caráter potássico.

O *damkjernito* e as rochas relacionadas também podem ser incluídos neste grupo. Griffin & Taylor (1975) consideram o *damkjernito* como uma rocha alnoítica “lamprófica”. Tanto o *damkjernito* como o alnoíto (Tilley & Yoder, 1967) têm sido interpretados como produtos resultantes diretamente de uma fusão parcial do manto peridotítico ou de um piroxenito na presença de uma fase gasosa rica em CO_2 .

Em suma, o subgrupo ultrabásico é caracterizado pela associação com carbonatitos, baixo teor em sílica, enriquecimento em biotite ou olivina, e presença de melilite, calcite e perovskite na matriz.

II.1.3. A classificação da IUGS (Streckeisen, 1980)

A *International Union of Geological Sciences* (IUGS) tem tido um papel importante no estabelecimento de um esquema de classificação sistemática das rochas ígneas e na simplificação da sua nomenclatura. O princípio fundamental das suas classificações consiste em lidar primeiro com as rochas “exóticas” ou “especiais”, e posteriormente com a classificação das rochas “normais” que compreendem a maioria das rochas ígneas. Incluídas nas rochas “especiais” encontram-se os piroclastos, os carbonatitos, os lampróitos e os lamprófiros.

Em 1980, a Subcomissão responsável pela sistemática das rochas ígneas, criada pela IUGS, apresentou recomendações e sugestões para a classificação e nomenclatura dos seguintes tipos de rochas: vulcânicas, lamproíricas, carbonatíticas e melilíticas (Streckeisen, 1980).

Segundo a classificação apresentada, os lamprófiros são rochas sob a forma de diques que não são simplesmente variações texturais de rochas plutónicas ou vulcânicas, pelo que é necessário que tenham a sua própria classificação. São essencialmente distinguidas das rochas vulcânicas e plutónicas pela sua composição mineral e textural e, em vários graus, pela sua composição química.

As características mais evidentes deste tipo de rochas são:

- Os lamprófiros são rochas mesocráticas a melanocráticas (raramente ultramáficas) de textura porfirítica;
- Contêm essencialmente biotite (ou Fe-flogopite) e/ou anfíbola, além de clinopiroxena e olivina e ocasionalmente melilite (no alnoíto);
- Os feldspatos e/ou feldspatoides, quando presentes, estão limitados à matriz;
- A alteração hidrotermal da olivina, piroxena, biotite e plagioclase é frequente;
- Calcite, zeólitos e outros minerais hidrotermais podem aparecer como constituintes essenciais;
- Os teores de K_2O (ou K_2O e Na_2O) são relativamente elevados em relação a teores médios a baixos de SiO_2 (< 40 – 45 %; no alnoíto 30 – 35 %)
- Os teores de H_2O , CO_2 , S, P_2O_5 , Ba e alguns elementos raros são elevados comparativamente a outras rochas básicas. Consequentemente, os lamprófiros contêm minerais hidratados em

abundância (mica, anfíbola, clorite, serpentina, talco, etc.) e carbonatos (principalmente calcite), sulfuretos, apatite e zeólitos.

Segundo Streckeisen (1980) os lamprófiros podem ser divididos em três grupos: lamprófiros calco-alcálinos; lamprófiros alcálinos e lamprófiros meliliticos.

a) Lamprófiros calco-alcálinos

Os lamprófiros calco-alcálinos correspondem aos lamprófiros s.s. de Wimmenauer (1973a) e aos lamprófiros shoshoníticos de Rock (1977).

Estes lamprófiros estão essencialmente associados com complexos granitoides pós-orogénicos. Os minetos, os vogesitos, os kersantitos e os espessartitos inserem-se neste grupo. São típicas as seguintes composições mineralógicas:

Minetos: feldspato alcálico ($K > Na$), biotite, augite diopsídica; \pm plagioclase, hornblenda, olivina, quartzo, apatite, opacos de ferro, calcite, etc.

Vogesitos: feldspato alcálico ($K > Na$), hornblenda (verde e castanha), augite diopsídica; \pm plagioclase, biotite, olivina, quartzo, apatite, opacos de ferro, calcite, etc.

Kersantito: plagioclase (oligoclase, andesina), biotite, augite; \pm feldspato alcálico, hornblenda, olivina, quartzo, apatite, opacos de ferro, calcite, etc

Espessartito: plagioclase (andesina), hornblenda (verde e castanha), augite diopsídica; \pm feldspato alcálico, biotite, olivina, quartzo, apatite, opacos de ferro, calcite, etc

Tipicamente, os lamprófiros calco-alcálinos têm um índice de cor superior a 35. Existem variedades com a mesma composição mineral e textura, mas com um índice de cor inferior a 35 (usualmente 25 – 35).

b) Lamprófiros alcálinos

A composição química dos lamprófiros alcálinos é semelhante à dos basaltos alcálinos e dos basanitos, e por vezes dos nefelinitos, com adição de voláteis. Estão essencialmente associados com complexos alcálinos (sienitos nefelínicos, etc.) e/ou carbonatitos. Os índices de cor excedem os 40.

Os lamprófiros alcalinos correspondem aos lamprófiros anquibasálticos de Wimmenauer (1973b). Este grupo engloba os camptonitos, sanaítos e monchiquitos.

Camptonito: anfíbola, titanaugite, olivina e/ou biotite numa matriz de labradorite, anfíbola, piroxena, com feldspato alcalino e feldspatoides subordinados; ± apatite, opacos de ferro, zeólitos, etc.

Sanaítos: semelhantes aos camptonitos, mas contêm feldspato alcalino em vez de plagioclase.

Monchiquito: titanaugite, anfíbola, biotite e por vezes olivina numa matriz incolor e isotrópica de vidro (potencialmente plagioclase + nefelina), ou analcima, ou nefelina, rica em micrólitos de piroxena, anfíbola, opacos de ferro, apatite, calcite, zeólitos, etc.

Base vítrea = monchiquito hialino;

Base de analcima = monchiquito analcímico;

Base nefelínica = monchiquito nefelínico;

Fourchito = monchiquito sem olivina;

Ouachitito = monchiquito melanocrático rico em biotite.

c) Lamprófiros melilíticos

Estes lamprófiros ocorrem maioritariamente associados com complexos alcalinos e/ou carbonatitos. Os índices de cor excedem os 70. Este grupo abrange os alnoítos e os polzenitos.

Alnoíto: melilite, biotite; ± clinopiroxena, olivina, calcite, apatite, *perovskite*, opacos de ferro, nefelina, etc. Sem feldspatos. O índice de cor excede os 90.

Polzenito: melilite, biotite, feldspatoides essenciais (nefelina, hauina, etc.); ± olivina, titanaugite, calcite, apatite, *perovskite*, opacos de ferro. Sem feldspatos. O índice de cor varia entre os 70 - 90.

Na tabela II.2 encontra-se um resumo da classificação dos lamprófiros, com base na sua composição mineralógica, de acordo com Streckeisen (1980).

Tabela II.2: Classificação dos lamprófiros, segundo a sua composição mineralógica de acordo com Streckeisen (1980).

Constituintes claros		Minerais máficos predominantes			
Feldspatos	Foids	Biotite, diópsido, augite (\pm olivina)	Hornblenda, diópsido, augite (\pm olivina)	Anfíbola (bark., kaers), titanaugite, olivina, biotite	Meliilite, biotite \pm titaunagite, \pm olivina, \pm calcite
or > pl	-	Mineto	Vogesito		
pl > or	-	Kersantito	Espessartito		
or > pl	feld > foid			Sanaíto	
pl > or	feld > foid			Camptonito	
-	vidro ou foid			Monchiquito	Polzenito
-	-				Alnoíto

or: feldspato alcalino; **pl:** plagioclase; **feld:** feldspato; **foid:** feldspatoide; **bark:** barkevikite; **kaers:** kaersuite

A classificação modal dos lamprófiros não é uma tarefa fácil nem precisa, uma vez que estas rochas estão sujeitas a frequente alteração hidrotermal. A Subcomissão propôs uma classificação aproximada deste tipo de rochas no diagrama QAPF (Fig. II.1).

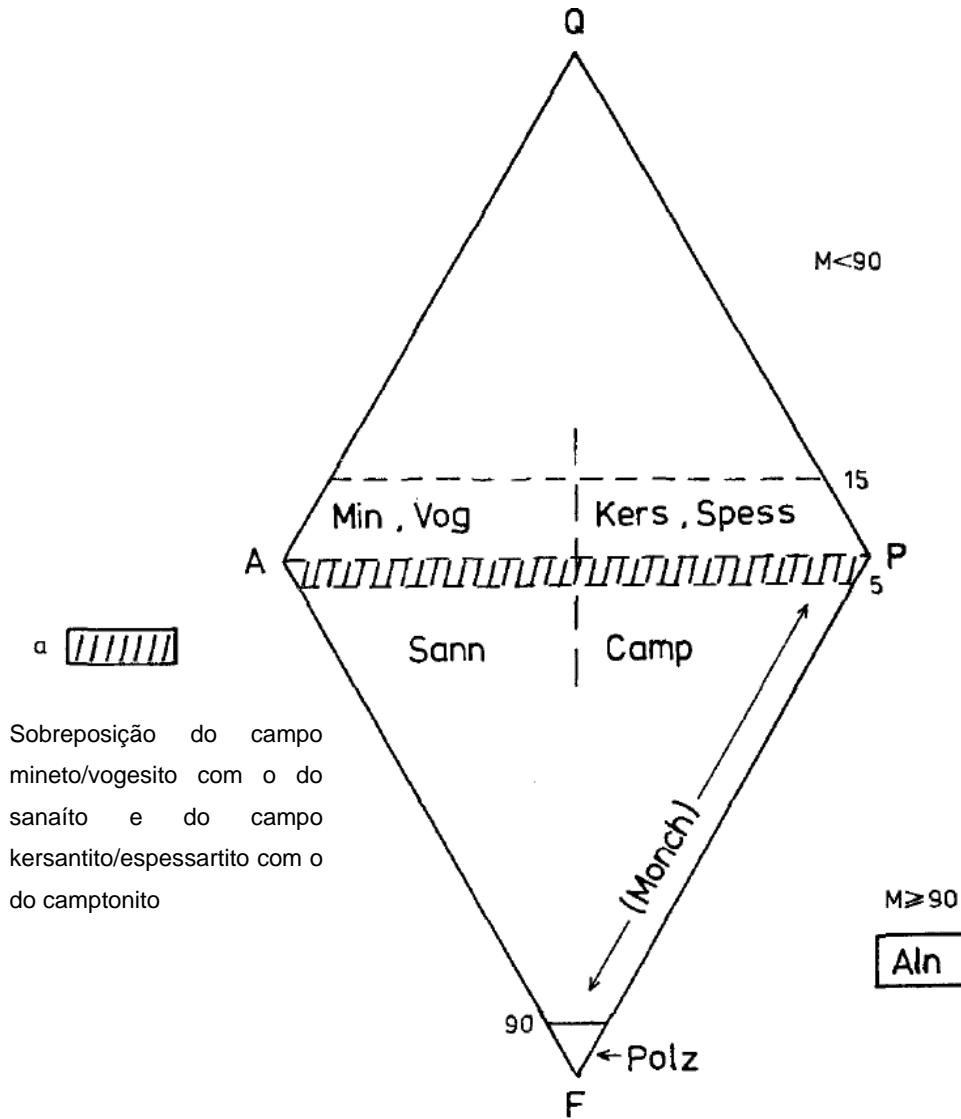


Figura II.1: Classificação dos lamprófiros no diagrama QAPF, adaptada de Streckeisen (1980).

Min: mineto; **Vog:** vogesito; **Kers:** kersantito; **Spess:** espessartito; **Sann:** sanaíto; **Camp:** camptonito;
Monch: monchiquito; **Polz:** polzenito; **Aln:** alnoíto

Q: quartzo, tridimite, cristobalite; **A:** feldspato alcalino, incluindo ortoclase, microclina, pertite, anortoclase, sanidina e plagioclase albítica (An_0 a An_5); **P:** plagioclase e escapolite (An_5 a An_{100}); **F:** feldspatoides, incluindo nefelina, leucite, calcite, analcima, sodalite, noseana, hauina, cancrinite e pseudo-leucite; **M:** minerais máficos, opacos e acessórios

II.1.4. O “Grupo dos Lamprófiros” de Rock (1987, 1991)

Em 1987 e 1991, Rock, englobou os lamprófiros, os lamproítos e os kimberlitos num só grupo: o Grupo dos Lamprófiros. O autor defendia que as rochas deste grupo eram superficialmente semelhantes, que usualmente estavam associadas no terreno e tinham algumas características em comum (por exemplo: riqueza em voláteis, textura porfírica, ocorrência como pequenas intrusões). O caráter tipicamente lamprófico implica a presença de micas, anfíbola ou fenocristais de piroxena dispostos numa matriz félsica.

Tanto Rock (1991) como Le Maitre (1989) incluem os kimberlitos e os lamproítos no grupo referido.

II.1.4.1. Classificação e nomenclatura: o Grupo dos Lamprófiros

Rock (1991) segue as recomendações que Le Maitre (1989) fez à classificação IUGS das rochas lampróficas (Streckeisen, 1980), sendo estas:

a) Tal como já se referiu anteriormente (subcapítulo II.1.3), Streckeisen (1980), realizou uma tentativa de encaixar os lamprófiros no diagrama QAPF. Contudo esta classificação foi abandonada, pois:

- A melilite e os carbonatos são de cor clara, no entanto, são “máficos”, o que leva a confusões;
- A melilite tem sido frequentemente considerada como um feldspatoide (Streckeisen, 1976);
- O índice de cor dos lamprófiros ultramáficos ronda o valor crítico dos 90%, pequenas variações modais levam a mudanças bruscas na sua classificação QAPF;
- Os monchiquitos e muitos lamproítos contêm vidro essencial;
- A proporção dos feldspatos nos lamprófiros é, geralmente, indeterminada.

b) Os lamprófiros melilíticos definidos por Streckeisen (1980) foram redefinidos como lamprófiros ultramáficos, uma vez que os lamprófiros ricos e pobres em melilite coexistem (Rock, 1986);

c) O ouachito passou a ser classificado como um lamprófiro ultramáfico em vez de alcalino;

d) A utilização do termo *fourchito* não é aprovada, pois presumivelmente 21% dos “*monchiquitos*” não contêm olivina, e porque não existe termo correspondente para 43% dos descritos como “*camptonitos*” que não contêm olivina (Gallagher, 1963; Rock, 1977).

Para além das alterações que Le Maitre (1989) implementou, Rock (1991) acrescentou mais três recomendações para a classificação dos lamprófiros:

e) As rochas lamprofíricas passam a ser denominadas por lamprófiros, apenas por uma questão de abreviação;

f) De acordo com Dawson (1987, 1989) e Skinner (1989), os kimberlitos passam a ser considerados como um ramo (ou seja, diversos tipos de rocha) e não como um único tipo de rocha;

g) Os termos *ailikitem*, *damkjernito* e *ouachitito* (reprovados pela IUGS), são mantidos nesta classificação.

II.1.4.2. Defesa do Grupo dos Lamprófiros

Rock (1987) introduziu o conceito “Grupo dos Lamprófiros”, englobando os lamprófiros, os kimberlitos e os lamproítos. Este termo não mereceu a aprovação da IUGS. Contudo Rock (1987, 1991) apresentou vários argumentos na defesa do mesmo:

a) A estrutura hierárquica do grupo de lamprófiros (Fig. II.2) permite que as rochas sejam classificadas de uma forma precisa, em qualquer estado da sua descrição, de acordo com a quantidade de informação disponível. Desta forma o termo lamprófiro é um termo abrangente que apenas implica o conhecimento do modo de ocorrência e de petrologia macroscópica, ao passo que, o kimberlito é um termo petrológico preciso que implica o conhecimento detalhado quer do quimismo da rocha quer dos minerais presentes (Mitchell, 1986, 1989);

b) Atualmente (anos 80/90) os lamprófiros são as únicas rochas de origem magmática associadas a diamantes, sendo, portanto, as rochas ígneas com origem mais profunda;

c) A petrologia dos lamprófiros é um retrato consistente de união na diversidade: de pequenas (mas importantes) diferenças entre os ramos, com uma gradação contínua, global, entre um lamprófiro e outro. As diferenças entre os cinco ramos são, em todos os aspetos significativos, muito menores do que as existentes no grupo dos lamprófiros. As diferenças entre os diversos ramos são graduais, e não abruptas, e compostas por numerosas ocorrências transicionais;

d) Se os kimberlitos e os lamproítos forem separados dos lamprófiros, as rochas alcalinas raras receberiam cinco esquemas de classificação (mais os dos carbonatitos e os das rochas meliliticas), contra apenas duas (plutónicas e vulcânicas) para classificar 99% das rochas ígneas.

Em Rock (1991) são apresentados em detalhe, mais argumentos para incluir os lamproítos e os kimberlitos no grupo dos lamprófiros.

II.1.4.3. Sumário de critérios para identificar os lamprófiros como um grupo

Seguidamente são descritos, brevemente, alguns dos critérios utilizados para identificar o grupo dos lamprófiros:

a) Associação mineral

Os lamprófiros contêm minerais essenciais como as anfíbolas e/ou biotite-flogopite, podendo também conter quantidades anormais de minerais ricos em F, Cl, SO₃, CO₂ e H₂O tal como carbonatos, halogenetos, sulfatos e zeólitos. São característicos teores elevados de Ba, Fe³, Al e/ou Ti em feldspatos potássicos, anfíbolas, flogopites e piroxenas. Minerais máficos ricos em Mg, como o diópsido e a forsterite, coexistem, geralmente com feldspatos de Na – K e até quartzo.

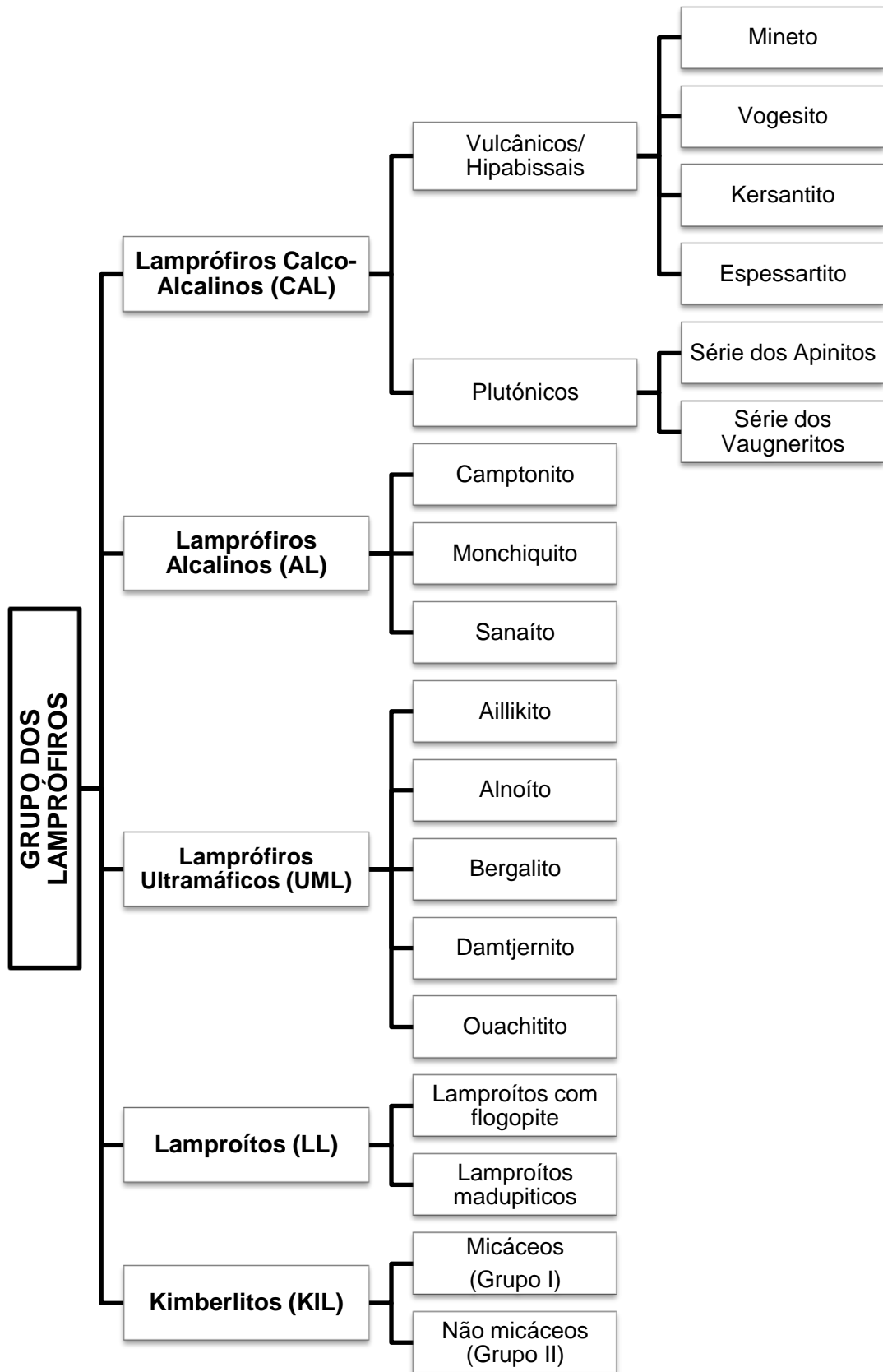


Figura II.2: Esquema da estrutura hierárquica do grupo dos lamprófiros, adaptado de Rock (1991).

b) Textura

Os lamprófiros são porfíricos (geralmente panidiomórficos). Não ocorrem fenocristais de feldspato e de quartzo, sendo pouco frequente a presença de feldspatoides e de melilite como fenocristais. Os fenocristais de olivina podem ser euédricos, policristalinos, arredondados ou rodeados por auréolas de reação. São características as estruturas félsicas globulares, pseudo-hexagonais ou biotites encasteladas (geralmente com bordos castanhos e núcleos pálidos). A maioria dos diques máficos de grão fino, com macrocristais abundantes de biotite ou anfíbola são lamprófiros (apesar de a maioria só ter anfíbola ou biotite na matriz).

c) Modo de ocorrência

A maior parte dos lamprófiros ocorre sob a forma de: diques subvulcânicos, soleiras, *plugs*, *stocks*, *vents* ou, excepcionalmente, em margens de intrusões maiores. São comuns brechas de intrusão e de explosão. Intrusões individuais com pouco mais do que alguns km² estão por confirmar, mas aglomerados tubulares ou enxames de diques podem conter centenas a milhares de corpos. Lavas lampróficadas, tufos e piroclastos não são comuns, mas existem. Os diques lampróficados são caracterizados por formas intrusivas incomuns, tal como a segmentação, e estruturas bandadas ou zonadas.

d) Composição de rocha total

Tipicamente os lamprófiros contêm H₂O, CO₂, F, Cl, LILE, P, Rb, Ba, LREE e Th em níveis de 2 a 3 ordens de magnitude superiores aos MORB, mas contêm níveis semelhantes aos MORB de Y, Ti, HREE e Sc.

Em Rock (1977, 1984, 1986, 1987) encontra-se explicitada a composição química individual de cada ramo.

e) Associações tectónico-magmáticas

Segundo Rock (1991), os lamprófiros ocorrem restritos a determinadas associações ígneas, bem definidas na tabela II.3. Os lamprófiros que ocorrem fora destes contextos são quase sempre mal interpretados.

Tabela II.3: Resumo das associações tectónico-magmáticas dos lamprófiros, de acordo com Rock (1991).

Margens / Rochas ígneas associadas	Margens convergentes (Tipo Andino, orógenos continentais)	Margens convergentes (Cinturão <i>greenstone</i> , cinturões móveis)	Margens convergentes (Ilhas-arco)	Margens passivas (Falhas transformantes)	Margens divergentes (Rifts, junções triplas)	Intraplaca (Ilhas oceânicas, pontos quentes)	Intraplaca (Cratões antigos ou cratões recentemente estabilizados)
Corpos intrusivos/extrusivos calco-alcalinos (granitoides)	CAL	CAL	CAL	CAL	-	-	-
Corpos intrusivos/extrusivos shoshoníticos	CAL	?	CAL	CAL	-	-	-
Complexos tubulares de bréchias intrusivas	CAL	?	?	CAL	-	-	-
Outros lamprófiros	AL	CAL, AL	CAL, AL	CAL, AL	AL, UML	AL, UML	Todos
Corpos intrusivos/extrusivos ligeiramente alcalinos (gabro-sienite)	-	-	-	-	AL	AL	
Nenhumas (magmatismo lamprófirico local ou regional, isolado)	LL	-	-	AL	LL	UML	Todos
Corpos intrusivos/extrusivos fortemente alcalinos (carbonatito-ijolite)	-	-	-	-	UML	AL, UML	LL, UML

CAL: lamprófiros calco-alcalinos; **AL:** lamprófiros alcalinos; **UML:** lamprófiros ultramáficos; **LL:** lamproitos. - : não ocorre; ? : em dúvida

f) Características diversas

A alteração dos lamprófiros é uma característica seletiva: se os minerais máficos (fenocristais) forem frescos, os minerais félsicos (na matriz) estão, geralmente, alterados ou ocasionalmente o inverso. A exfoliação ocorre com frequência nos lamprófiros, dando origem a um solo de cor avermelhada, rico em micas. Podem ocorrer inclusões abundantes e variadas. Alguns lamprófiros emitem um som forte com o embate do martelo, e alguns afloramentos suportam ainda comunidades anómalas de plantas.

II.1.4.4. Nova definição do termo lamprófiro

Abaixo, é apresentada a nova definição (relativamente aos anos 90) do termo lamprófiro por Rock (1991), baseada em Mitchell (1986, 1989) e Clement *et al.* (1984).

“Os lamprófiros são um grupo de rochas alcalinas, ricas em H₂O e/ou CO₂, que variam entre sódicas a potássicas e de ultrabásicas a intermédias. Geralmente, estas rochas exibem uma textura inequigranular distinta, que resulta da presença de macrocristais (e em alguns casos megacristais) espalhados por uma matriz de grão fino. O conjunto de megacristais/macrocrístais consiste em cristais arredondados a euédricos de ilmenite magnesiana, piropos titaníferos pobres em Cr, olivina forsterítica, clinopiroxenas pobres em Cr, flogopite, enstatite, cromite pobre em Ti, anfíbolas kaersutíticas e feldspatos alcalinos.

A matriz mineral pode incluir: olivina euédrica; clinopiroxenas cálcicas, sódico-cálcicas ou sódicas e anfíbolas; flogopite-biotite (geralmente rica em Ti e/ou Ba); feldspatos; feldspatoides; melilite; ilmenite contendo Mg-Mn; perovskite, espinela, monticellite, apatite, e carbonatos Ca-Mg-Fe e clorite/serpentina. Anfíbolas e/ou flogopite-biotite são essencialmente fases primárias. Estruturas félsicas globulares, esféricas a regulares, preenchidas com combinações de carbonatos, clorite, feldspatos, feldspatoides e zeólitos, encontram-se espalhadas pela matriz. É comum a substituição de minerais precoces por minerais deutéricos como a clorite-serpentina, carbonatos, epídoto e zeólitos. Os lamprófiros formam-se, tipicamente, em diques, *echelon*, soleiras, tubulares e *vents* que embora sejam individualmente pequenos, podem ser agregados em enxames ou aglomerados. A brechificação das rochas hospedeiras ou dos lamprófiros é comum (Rock, 1991)”.

II.1.5. A “Fácies dos Lamprófiros” de Mitchell (1994)

Durante os anos 80/90 o interesse pelos lamprófiros reacendeu devido à sua importância como janela para o manto profundo e com a sua suposta associação com depósitos de diamantes e ouro. Rock (1987, 1991) uniu os lamprófiros, os kimberlitos e os lamproítos num supergrupo, o “grupo dos lamprófiros”. Este conceito foi duramente criticado por Mitchell (1992) e Mitchell & Bergman (1991) tendo em conta que unir no mesmo grupo rochas que são geneticamente diferentes não serve qualquer propósito petrológico.

Mitchell (1994) decidiu propor o termo “fácies dos lamprófiros” em vez do grupo proposto por Rock (1987, 1991). Desta forma, Mitchell (1994) argumentou que: o grupo dos lamprófiros é um termo incorreto; os membros do grupo não estão relacionados geneticamente; e que o grupo apenas une rochas que cristalizaram sob condições ricas em voláteis.

Rock (1991) utiliza o termo “grupo” para se referir a um conjunto de rochas que superficialmente são parecidas, estão normalmente associadas no campo e têm diversas características petrológicas em comum (riqueza em voláteis, textura porfírica, ocorrência em pequenas intrusões). Por norma, o carácter lamprófico implica a presença de fenocristais de micas, anfíbulas ou piroxenas distribuídas por uma matriz félsica ou vítrea.

Os kimberlitos e os lamproítos também são incluídos no grupo dos lamprófiros por Rock (1991) e Le Maitre (1989) porque têm características lampróficas. No entanto, apesar de algumas variedades de lamproítos e de kimberlitos terem características lampróficas, a maior parte deles não as tem.

Em 1994, Mitchell descreve as diversas razões para que os kimberlitos e os lamproítos não sejam incluídos no grupo dos lamprófiros.

Mitchell (1994) salienta que o objetivo das classificações das rochas deveria ser a determinação da sua origem. Se as classificações não têm qualquer significado genético, estas não servem um propósito petrogenético. Desta forma, Mitchell (1992, 1994) e Mitchell & Bergman (1991) questionam a validade de um grupo que não tem qualquer significado petrogenético (como o apresentado por Rock, 1991).

Mitchell (1992) recomenda que o adjetivo “lamprófico” seja utilizado para descrever fácies de rochas que derivam de um determinado magma parental. Esta utilização dá ênfase ao conceito de que alguns membros de um grupo petrológico de rochas comagmáticas podem ter cristalizado sob condições diferentes das dos outros membros. A utilização do termo fácies mantém o significado original de “lamprófico” e simplesmente descreve as características comuns, observáveis num grupo particular

de rochas, que as separa de outras rochas associadas. Contudo, o reconhecimento da fácies tem um significado genético e serve para podermos dirigir as nossas atenções para rochas que podem ter sido formadas por processos específicos e/ou diferentes dos outros membros do corpo comagmático

Segundo Mitchell (1992), a definição de lamprófiro (ver subcapítulo II.1.4.4.), proposta por Rock (1991), não é satisfatória uma vez que une diversas características mineralógicas, composicionais e geológicas de kimberlitos e lamprófitos. Mitchell (1992) propôs uma definição alternativa que destaca as principais características do grupo em termos de fácies. A definição proposta é:

“Os lamprófiros são rochas caracterizadas pela presença de fenocristais euédricos e subédricos de mica e/ou anfíbola em conjunto com uma menor quantidade de clinopiroxena e/ou melilite distribuídos numa matriz que pode consistir, apenas ou em várias combinações de: plagioclase, feldspato alcalino, feldspatoides, carbonatos, monticelite, melilite, micas, anfíbolos, piroxenas (*perovskite*), óxidos de Fe-Ti e vidro (Mitchell, 1994)”.

O reconhecimento da fácies lamprófirica implica que cada lamprófiro deve ser considerado no contexto da sua génese e evolução a partir do seu magma parental. Não existe qualquer razão, do ponto de vista petrológico, para considerar todos os lamprófiros em conjunto.

Em suma, Mitchell (1994) argumenta que não existe uma necessidade petrogenética para a existência de um “grupo de lamprófiros”. O autor reconhece que existe um grupo de rochas poligenéticas que podem ser unidas por traços comuns (o carácter lamprófirico). Contudo, este conjunto é mais bem descrito como uma fácies. Desta forma, o autor recomenda que o termo “grupo de lamprófiros” seja substituído por “fácies dos lamprófiros”.

II.1.6. As “Rochas Lamprofíricas” segundo a IUGS

Em 1991, a Subcomissão da IUGS concordou que os lamprófiros deveriam ser classificados modalmente, contudo não era claro como é que os lamproítos e os kimberlitos deveriam ser tratados e como é que estes se poderiam relacionar com os lamprófiros (Le Bas & Streckeisen, 1991).

Para que não houvesse atraso na publicação do livro relativo à classificação das rochas ígneas da IUGS – Le Maitre (1989), foi assumido o compromisso de que os lamprófiros, os kimberlitos e os lamproítos fossem englobados, provisoriamente, nas “rochas lamprofíricas” às quais seria dada atenção mais tarde (Le Bas & Streckeisen, 1991). Este conjunto foi criado provisoriamente.

Em Woolley *et al.* (1996) é apresentado o sistema de classificação para os seguintes tipos de rochas: meliliticas, calcsiliticas, kimberlíticas, lamproíticas, leucíticas e lamprofíricas.

Woolley *et al.* (1996) referem que a classificação das rochas alcalinas exóticas não é uma tarefa essencial e, provavelmente, nunca haverá um esquema verdadeiramente prático e trabalhável. Nas décadas de 80 e 90 foram feitos avanços na nomenclatura dos kimberlitos e dos lamproítos, tendo em conta a sua importância económica. Por outro lado, a vasta gama de lamprófiros não recebeu a mesma atenção, pelo que é natural que a evolução da sua classificação tenha sido mais lenta.

Uma vez que se pretende abandonar o termo “rochas lamprofíricas” é necessário criar-se uma classificação hierárquica lógica para os lamprófiros, lamproítos e kimberlitos.

Os lamprófiros não se prestam a classificações mineralógicas ou químicas devido à sua grande variabilidade de teores de H₂O e CO₂ que, em alguns casos, são primários e noutros são secundários, e que não são tidos em conta na maioria das classificações propostas. Contudo, os referidos membros proponentes concordaram unanimemente que a classificação, que se irá explicar de seguida, é um passo em direção ao estabelecimento de uma nomenclatura com o mínimo de ambiguidade e o máximo de aplicabilidade.

É essencial salientar que este sistema hierárquico não é definitivo e o seu conteúdo genético é mínimo. Todas as classificações de rochas como lamprófiros, kimberlitos e lamproítos devem ser consideradas como provisórias.

II.1.6.1. Sistema de classificação proposto:

Nas figuras II.3 e II.4 é apresentada a revisão do esquema hierárquico de Le Maitre (1989) e Le Bas & Streckeisen (1991), que foi modificado para incluir os diversos tipos de rochas que tinham sido menosprezados anteriormente.

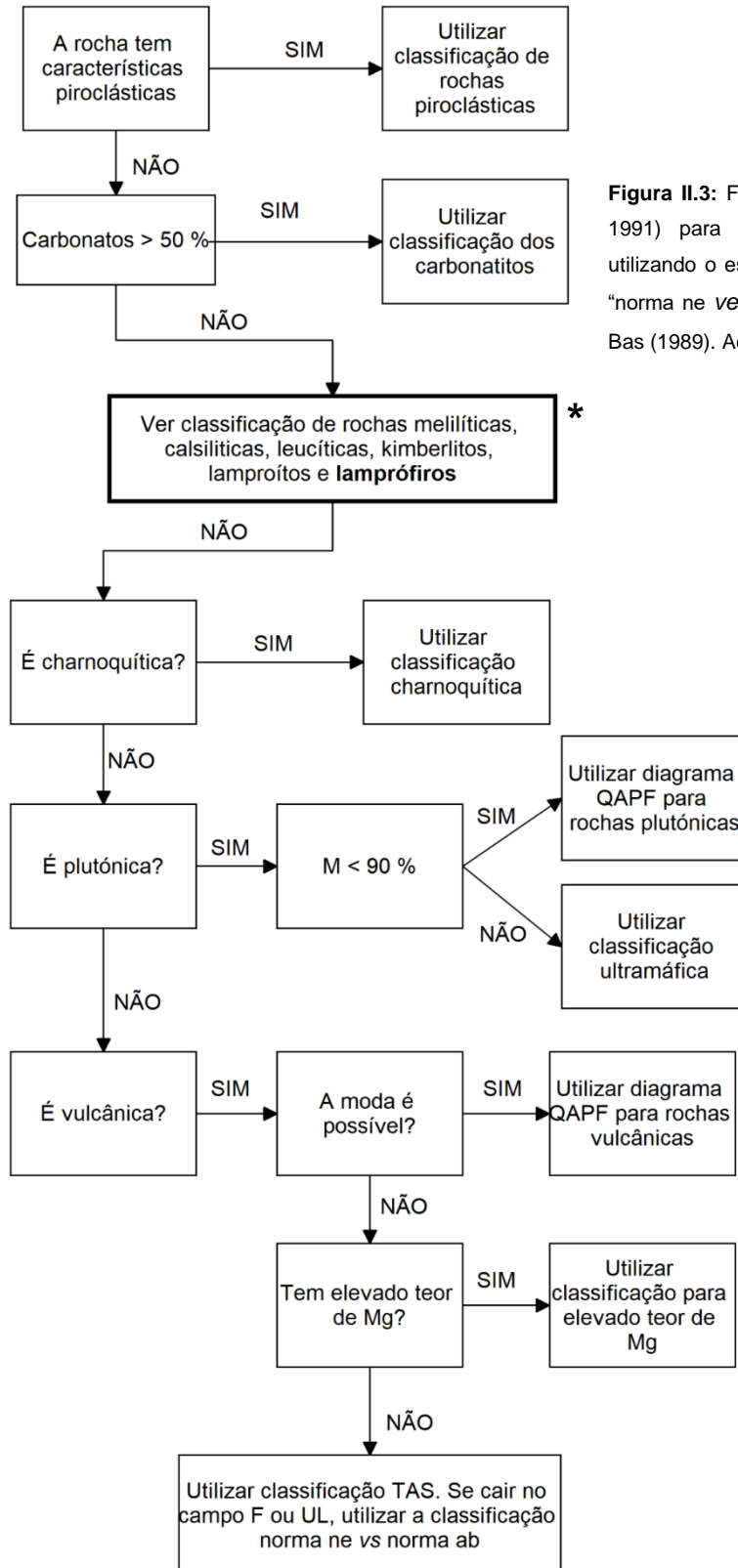


Figura II.3: Fluxograma (de Le Bas & Streckeisen, 1991) para a classificação das rochas ígneas utilizando o esquema da IUGS (Le Maitre, 1989). A “norma ne *versus* a norma ab” é a utilizada por Le Bas (1989). Adaptado de Woolley (1986)

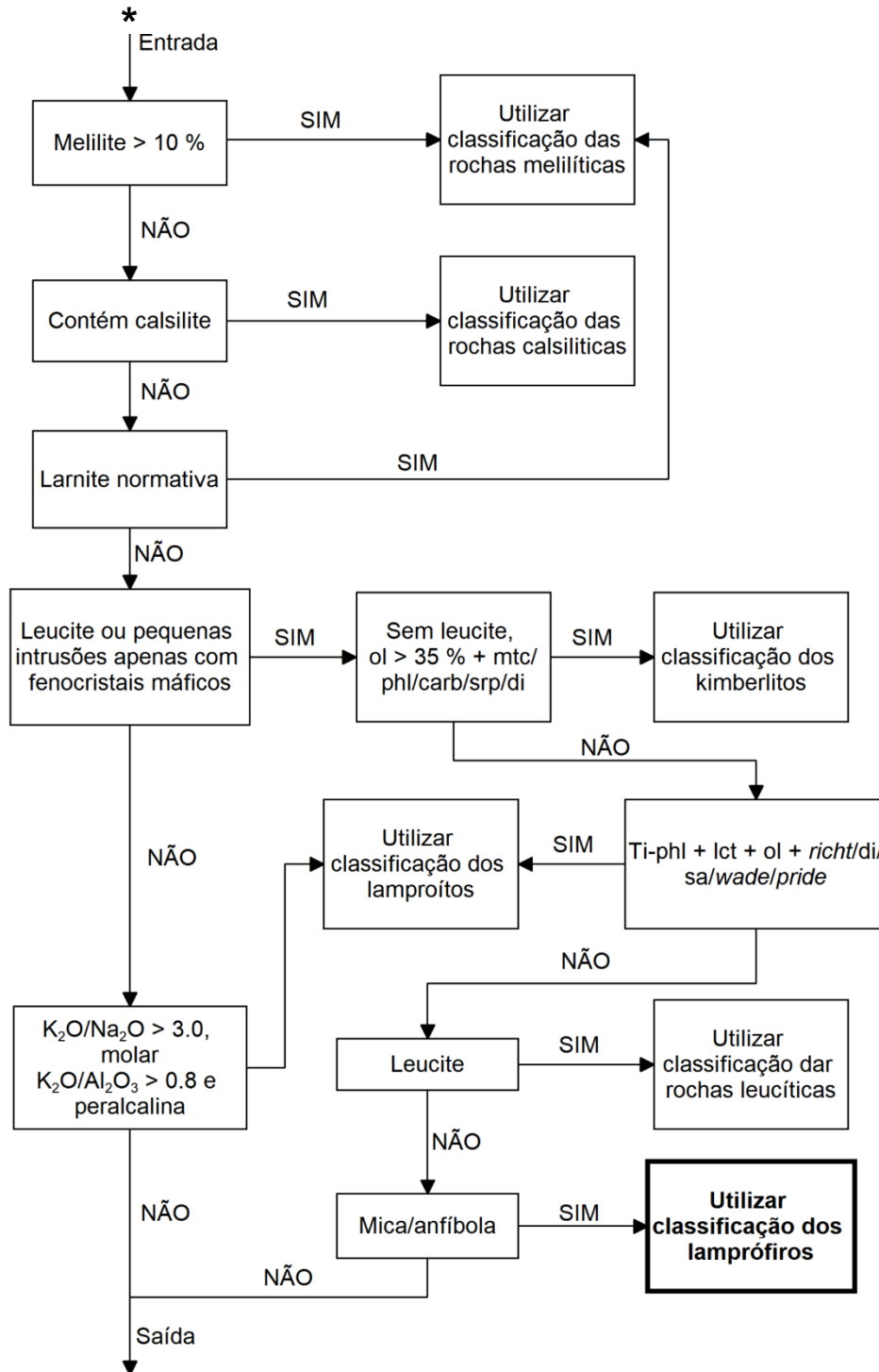


Figura II.4: Fluxograma para as rochas melilíticas, calsilíticas, leucíticas, kimberlitos, lampróitos e lamprófiros (campo a negrito na figura II.3). Este fluxograma é encaixado entre os campos “carbonatos > 50 %” e “é chamoquítica?” da figura II.3. A simbologia utilizada é a de Kretz (1983).

Segundo a classificação apresentada por Woolley *et al.* (1996), os lamprófiros são rochas ígneas mesocráticas a melanocráticas, usualmente hipabissais, com uma textura panidiomórfica e fenocristais máficos abundantes de mica escura e/ou anfíbola, com ou sem piroxena, com ou sem olivina, numa matriz dos mesmos minerais e feldspato (geralmente feldspato alcalino) limitado à matriz.

II.1.6.2. Os problemas emergentes da classificação

Os lamprófiros são um grupo complexo de rochas que têm semelhanças mineralógicas com alguns kimberlitos e lamproítos. É difícil classificar os lamprófiros sem ambiguidades utilizando os critérios existentes. Eles não podem ser classificados segundo as proporções modais, tais como o sistema QAPF, nem diagramas de discriminação composicional, tal como o TAS - total-alkalis *versus* sílica (Le Maitre, 1989). É pouco provável que um sistema taxonómico simples venha a ser criado, a não ser que sejam utilizados critérios genéticos apropriados, ou seja, é necessário que a classificação tenha em conta a génese da rocha.

Esta revisão não fez qualquer alteração relativa à classificação mineralógica dos lamprófiros pelo que, quando na classificação hierárquica (figura II.4) se recomenda que se utilize a classificação dos lamprófiros, deve utilizar-se a classificação apresentada na tabela II.2 do subcapítulo II.1.3.

II.1.7. Classificação atual segundo a IUGS (Le Maitre *et al.*, 2002)

Na 2ª Edição do livro da IUGS (Le Maitre *et al.*, 2002) são apresentados alguns melhoramentos e correções das classificações avançadas na 1ª Edição (Le Maitre, 1989). Entre as diversas alterações feitas pela IUGS destacamos a de maior interesse para este trabalho:

“Substituição da secção “rochas lamproífricas”, que já não é aprovada pela Subcomissão, por três novas secções: kimberlitos (secção 2.6, p.13), lamproítos (secção 1.7, p.16) e lamprófiros (secção 2.9, p.19). Algumas das rochas que continham melilite, que previamente tinham sido incluídas na classificação dos lamprófiros, são agora classificadas no campo das rochas que contêm melilite (Le Maitre *et al.*, 2002).”

Tal como se pode observar na nova classificação dos lamprófiros (Tabela II.4) os membros dos lamprófiros com melilite (polzenito e alhoíto) foram retirados.

Tabela II.4: Classificação e nomenclatura dos lamprófiros baseada na sua mineralogia, de acordo com Le Maitre *et al.* (2002).

Constituintes claros		Minerais máficos predominantes		
Feldspatos	Foids	Biotite > horneblenda, ± augite diopsídica (± olivina)	Horneblenda, augite diopsídica, ± olivina	Anfíbola castanha, Ti - augite, olivina, biotite
or > pl	-	Mineto	Vogesito	
pl > or	-	Kersantito	Espessartito	
or > pl	feld > foid			Sanaíto
pl > or	feld > foid			Camptonito
-	vidro ou foid			Monchiquito

or: feldspato alcalino; pl: plagioclase; feld: feldspato; foid: feldspatoide.

II.2. Ocorrência a nível mundial

Os lamprófiros ocorrem em todo o mundo. Estas rochas estão distribuídas por todos os continentes (Fig. II.5), em mais de 60 países e em inúmeras ilhas oceânicas.

Ocorrem em formações que vão do Arcaico ou Proterozoico até idades mais recentes (Rock, 1991).

Os lamprófiros mais antigos são do Arcaico Inferior, que juntamente com os carbonatitos da Gronelândia (com ≈ 2.7 Ga, Larsen *et al.*, 1983), representam as rochas alcalinas mais antigas conhecidas. Os lamprófiros referidos são, também, as rochas de origem mantélica profunda mais antigas.

Os lamprófiros mais recentes (≤ 1 Ma) existem na Papua Nova Guiné, no México e nos EUA (Rock, 1991).

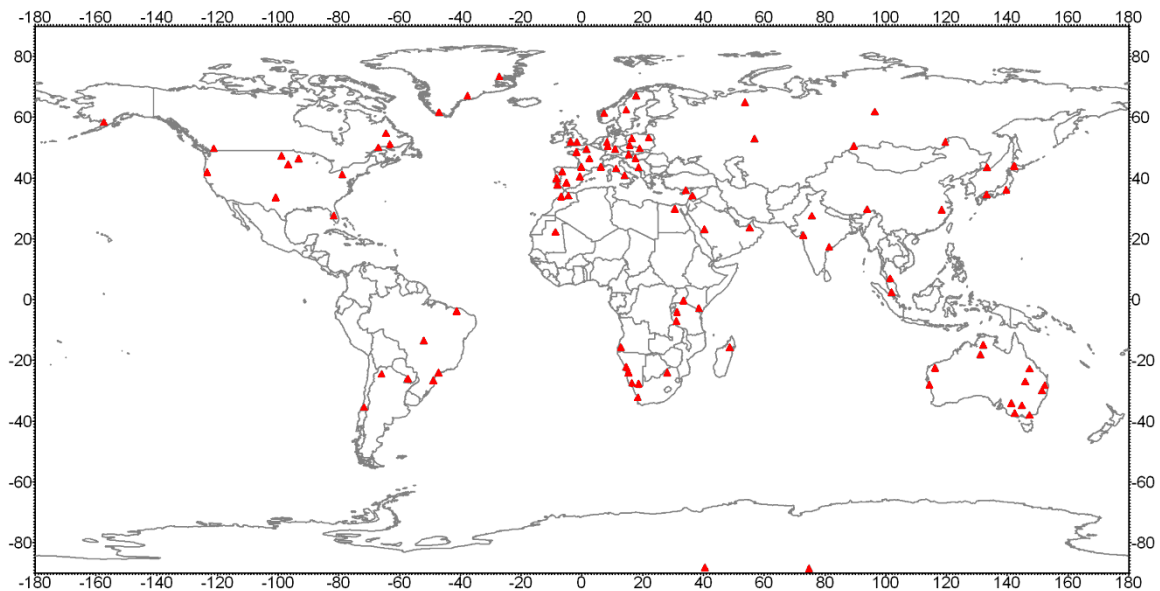


Figura II.5: Distribuição global, aproximada, de diversos lamprófiros. A localização dos lamprófiros foi obtida a partir das tabelas C1 e C2 do apêndice C de Rock (1991) e da base de dados GEOROC.

II.3. Ocorrência em Portugal

A bibliografia geológica nacional regista diversas ocorrências de lamprófiros no território continental português. São de realçar três publicações relativas à compilação e ao estudo de lamprófiros a nível nacional: Aires-Barros (1979), Portugal Ferreira & Macedo (1979) e Miranda *et al.* (1983/85).

Os lamprófiros são rochas extremamente sensíveis à alteração, o que dificulta o seu estudo microscópico e geoquímico. Contudo, são diversos os filões que se encontram suficientemente frescos para permitir o seu estudo pormenorizado.

Seguidamente será apresentada uma breve descrição de algumas das ocorrências de lamprófiros em Portugal:

- **Beiras e Minho - Douro**

Portugal Ferreira & Macedo (1979), recorrendo a datações K-Ar, foram capazes de sistematizar o magmatismo pós-Hercínico, na ZCI, em dois curtos ciclos magmáticos (231 ± 5 Ma e 210 ± 5 Ma). É de realçar que as datações incidiram fundamentalmente em rochas da Beira Alta.

Os autores salientam que o carácter transicional Hercínico-Alpino destes ciclos indica a possibilidade de correlações intracontinentais atlânticas durante o Triássico.

De acordo com os resultados obtidos, os autores dividiram as ocorrências das rochas básicas (lamprófiros, doleritos e basaltos) em três setores: Beira Alta - Beira Baixa; Beira Alta; e região Minho - Douro Superior. As diferenças a nível do quimismo, paragénese e orientação dos filões entre os setores das Beiras e o setor Minho - Douro, são consideráveis. Tal leva a admitir diferenças quer a nível cronológico, quer quanto ao fenómeno que levou à instalação destes filões.

- **Covas**

Coelho (1993) estudou uma rocha melanocrata, filonar, estratiforme, com uma possança que varia entre os 0.5 m e 1 m, que aflora na antiga exploração a céu aberto de Cerdeirinha (Covas).

Macroscopicamente a rocha revela uma matriz de grão fino, de onde se salientam palhetas milimétricas de biotite que, na ausência de deformação, manifestam orientações aleatórias. Ao microscópio trata-se de uma rocha com textura microgranular com tendência porfirítica, cuja matriz bastante fina é composta por plagioclase e quartzo, de cariz propaneuédrico, contendo zircão e rútilo acessórios. O autor refere, ainda, a presença de quartzo orbicular raro, acompanhado

esporadicamente de plagioclase e de duas gerações de biotite, uma composta por discretos e profusos cristais de biotite, e outra que é definida por fenocristais cuja corrosão não esconde o seu bem patente euedrismo e que, pontualmente, formam unidades glomero-porfiríticas. As características texturais e o processo genético desta rocha aparentam-na fortemente aos kersantitos quártzicos (Coelho, 1993).

Em 1994, Coelho & Calejo, classificaram esta rocha como um lamprófirio de tendência tonalítica.

- **Chaves**

Torre de Assunção & Brak-Lamy (1949) estudaram uma rocha que aflora em filões de cor negra, finamente granular, com uma orientação E-W, na estrada de Avelelas (Chaves). Esta rocha revela uma textura predominantemente intersertal, com hastes feldspáticas bem desenvolvidas. Ocorrem ortoclase, labradorite e anortite. Apesar de os fenocristais não serem frequentes, observaram-se alguns de plagioclase (labradorite). O mineral ferromagnesiano predominante é a anfíbola. A biotite forma orlas que, embora irregulares, chegam a ser completas em torno da hornblenda e o quartzo existe intersticialmente.

Os estudos mineralógicos e químicos realizados levaram os autores a classificar a rocha como um espessartito, tendo em conta a classificação de Johannsen (1949).

- **Póvoa de Varzim**

Andrade (1960) estudou um dique de tonalidade cinzento-escuro, quase vertical, com cerca de 30 cm de possança e direção aproximada E-W. O dique apresentava uma textura afanítica, sem fenocristais conspícuos de quaisquer minerais. O dique em questão aflora no litoral entre a Póvoa de Varzim e Aver-o-Mar.

Microscopicamente caracteriza-se por um fundo granular de cristais predominantemente tabulares de feldspato e prismas abundantes, estreitos e compridos de hornblenda, distribuídos desordenadamente. Os fenocristais são raros e pequenos. Existem fenocristais de hornblenda, de biotite (raros e corroídos nos bordos) e de outros minerais máficos irreconhecíveis devido à sua alteração em clorite e noutros minerais secundários.

O autor classificou esta rocha como um vogesito, de acordo com a classificação de Johannsen (1949), devido à abundância de ortoclase e ao facto de a hornblenda ser o único mineral máfico essencial.

- **Arouca**

Pereira *et al.* (1980) relatam a existência de dois lamprófiros na região de Arouca: um espessartito na Serra da Freita e um espessartito passando a kersantito em Santa Maria do Monte.

O primeiro filão exibe um arranjo textural subofítico da plagioclase (andesina). As anfíbolas presentes revelam exsoluções de óxidos de ferro e contêm, ainda, lamelas de biotite e de clorite. Entre os minerais acessórios encontram-se biotite, quartzo, apatite e óxidos de ferro e titânio, orlados de biotite e titanite-leucotitanite.

O segundo filão é um corpo de menores dimensões e apresenta uma textura francamente lamprófica com fenocristais de hornblenda verde, biotite e raramente andesina. A matriz é constituída por elementos da geração macrocristalina tendo como minerais subordinados quartzo, magnetite, apatite, esfena, clinopiroxena, óxidos de ferro e titânio, moscovite, epidoto e clorite.

- **Elvas**

Mata & Munhá (1986) estudaram vários lamprófiros que afloram em Terrugem – São Romão, em Elvas. Estes lamprófiros ocorrem sob a forma de diques finos, direção NE-SW, que intrudem as rochas metassedimentares e meta-vulcânicas que ocorrem na zona. Os diques têm uma tonalidade escura e um aspeto microporfírico a basáltico.

Os fenocristais presentes nas rochas são anfíbolas cálcicas e clinopiroxenas. Ambas sofreram alteração parcial para óxidos-Fe, clorites, carbonatos e epidotos. Os feldspatos (plagioclase + feldspato K) mostram uma textura traquítica a intergranular e constituem a maior parte da matriz, na qual também ocorrem em abundância minerais ferro-magnesianos e os produtos resultantes de alteração referidos anteriormente (Mata & Munhá, 1986).

Segundo a classificação de Williams *et al.* (1982) estas rochas são lamprófiros, pois contêm minerais máficos hidratados (anfíbola cálcica) e não têm fenocristais de feldspato. Segundo Luhr & Carmichael (1981) esta rocha pode ser classificada como um shoshonito, tendo em conta as associações minerais. Tendo em conta o esquema de classificação da IUGS estas rochas devem ser classificadas como lamprófiros calco-alcalinos (Streckeisen, 1980).

- **Sintra, Sines e Monchique**

Aires-Barros (1979) refere a existência de diversos filões lamprofíricos no maciço eruptivo de Sintra, nas formações eruptivas de Sines e, ainda, no maciço eruptivo de Monchique. Neste último, o autor indica a presença de diversos tipos de lamprófiros, entre os quais os monchiquitos, os fourchitos e os camptonitos, entre outros.

Torre de Assunção (1934) estudou diversos filões lamprofíricos da zona de Sintra. Estes filões são constituídos por rochas melanocratas de grão fino a médio. O carácter porfirítico, quando existe, não é muito nítido e os fenocristais existentes são formados por minerais máficos. Trata-se de rochas com feldspato calco-sódico (andesina e labradorite) e em que os elementos dominantes são os ferromagnesianos (horneblenda castanha). O autor indica que estas rochas não são o tipo mais habitual de lamprófiros (os com mica), mas sim de lamprófiros com horneblenda e com feldspato calco-sódico dominante, que se aproximam dos camptonitos.

- **Algarve**

Martins (1999) afirma que as rochas ígneas de natureza alcalina que ocorrem no Algarve correspondem, na sua maioria, a basanitos e a lamprófiros.

“Os lamprófiros são marcadamente porfíricos e caracterizam-se pela seguinte associação mineralógica: coexistência de fenocristais de clinopiroxena de núcleos castanhos (salites) ou verdes (fassaítes); fenocristais de anfíbola (em percentagem significativa), de cor castanha avermelhada, cujos núcleos se apresentam frequentemente corroídos (total ou parcialmente) e crivados de óxidos, expressando diferentes estádios de reabsorção, sendo rodeados de orlas euédricas; biotite euédrica de cor castanha avermelhada e que, nalguns lamprófiros, é abundante; rara olivina; feldspatos raros e confinados à matriz onde também se observam apatite e óxidos Ti-Fe; um preenchimento intersticial com feldspatoides, zeólitos e, por vezes, vidro constituem a fase final de cristalização (Terrinha *et al.*, 2010)”.

Os lamprófiros mais frequentes são os monchiquitos. Os fourchitos (sem olivina) e os ouachititos (essencialmente biotite) são mais raros.

A localização de diversas ocorrências lamprofíricas em Portugal está ilustrada na figura II.6.

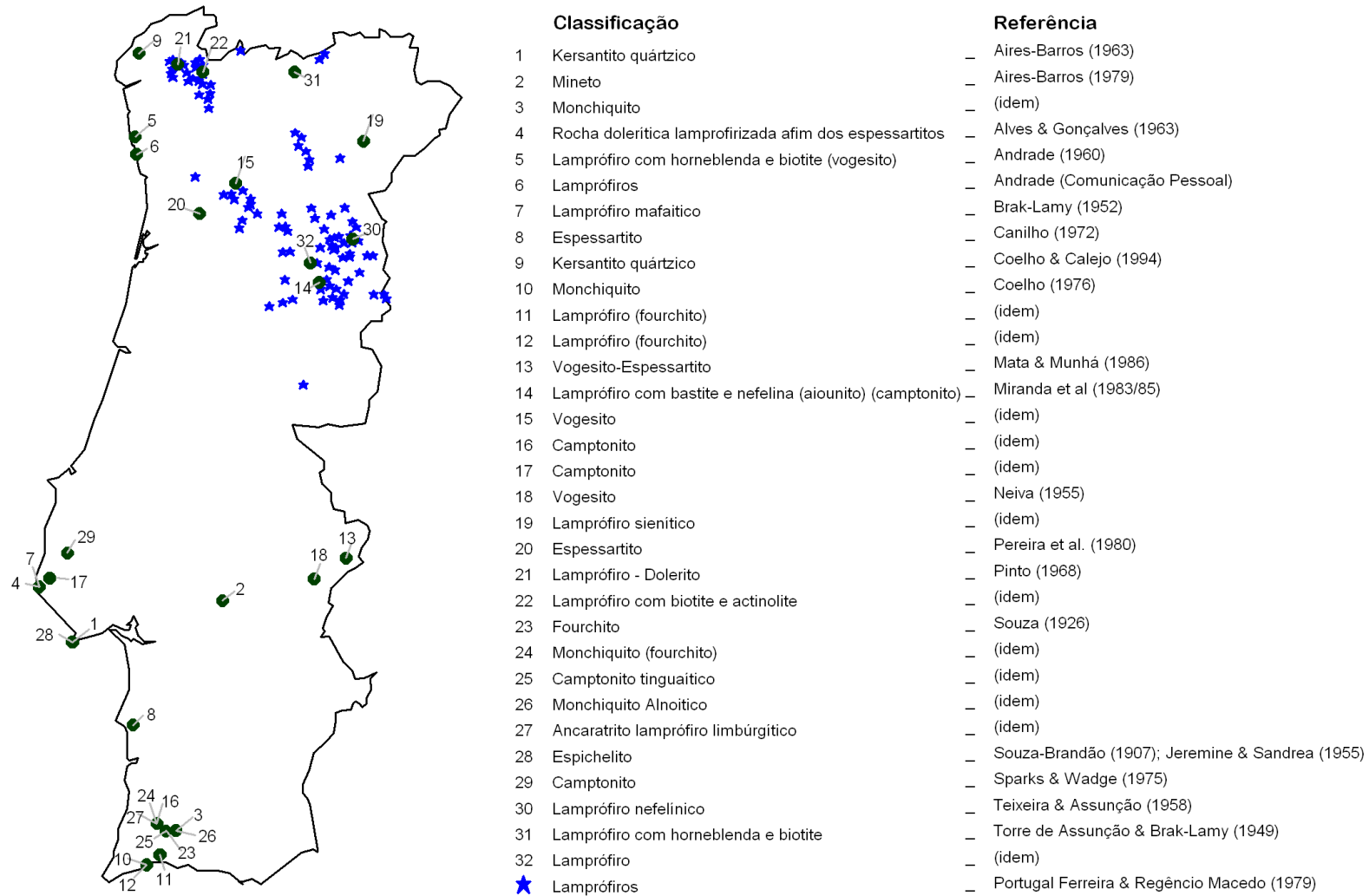


Figura II.5: Localização de diversas ocorrências de lamprófiros em Portugal continental. Foi mantida a classificação original dos autores. Os lamprófiros representados por uma estrela azul foram compilados por Portugal Ferreira & Macedo (1979).

Capítulo III

Meios de Trabalho, Métodos Analíticos e Procedimentos

III. Meios de Trabalho, Métodos Analíticos e Procedimentos

III.1. Meios de trabalho

A preparação da presente tese decorreu entre os anos letivos 2015/2016 e 2020/2021, em regime parcial.

A estudante não teve acesso a bolsa de investigação, pelo que os custos associados à realização de todos os trabalhos necessários foram suportados por: verbas disponíveis na conta pessoal do orientador desta tese, pelo Programa Doutoral em Geociências, pelo Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território (DGAOT) e pela própria estudante.

A maior parte do trabalho foi desenvolvido no DGAOT. Os meios utilizados foram:

- Laboratórios de trituração e moagem: utilização da serra, moinhos de maxilas, de martelos e de ágata;
- Laboratório de preparação de lâminas: preparação de lâminas delgadas e polidas;
- Laboratório de Química: determinação de densidades;
- Laboratório de Ótica: utilização de lupa binocular (Leica DFC295), do microscópio ótico (Leica DM2500P) e da câmara fotográfica associada;
- Laboratório do Microscópio Eletrónico de Varrimento (SEM).

De forma a realizar o estudo da Geoquímica Isotópica de algumas amostras, passou-se uma semana no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro (LGI-UA) e utilizou-se o espectrómetro de massa de ionização térmica (TIMS). Este estudo foi possível graças à ajuda do Prof. José Francisco Santos e da Dr.^a Sara Ribeiro, que apoiaram na preparação das amostras e na obtenção de resultados.

A estadia em Aveiro foi parcialmente financiada pelo DGAOT, tendo as restantes despesas sido suportadas pela própria estudante.

Recorrendo à microsonda eletrónica do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, foi realizada a análise química mineralógica em amostras selecionadas. Esta análise foi acompanhada pelo técnico Sr. Pedro Rodrigues e autorizada pelo Prof. António Mateus.

A estadia em Lisboa e as viagens foram financiadas pelo Programa Doutoral em Geociências, tendo as restantes despesas sido suportadas pela própria estudante.

As análises químicas de Rocha Total foram realizadas no Activation Laboratories Ltd (ACTLabs) no Canadá. As despesas foram suportadas pelas verbas disponíveis na conta pessoal do orientador desta tese (50%) e pelo DGAOT (50%).

As imagens de campo foram obtidas com uma máquina fotográfica Nikon D90 dotada de uma objetiva Tamron 17-50 mm.

Foi-nos cedido um ortofotomapa, com uma resolução de 2cm/pixel, da área norte do local de estudo por elementos da Faculdade de Letras da Universidade do Porto (FLUP): Mestre Mafalda Lopes, Prof. José Teixeira; Prof. Alberto Gomes e Prof.^a Maria Assunção Araújo.

O Prof. Alberto Gonçalves (DGAOT) disponibilizou graciosamente o seu drone pessoal, um *DJI Phantom 3 Professional*, com uma câmara de 12 megapixéis, para realizar dois voos a cobrir a restante área de estudo, de forma a podermos construir, como base topográfica, um ortofotomapa completo, com resolução de 2cm/pixel.

Foram realizadas duas datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ no ACTLabs cujos custos foram suportados pelo Programa Doutoral em Geociências (50%), pela Prof.^a Deolinda Flores (25%) e Prof. João Coelho (25%).

As aplicações informáticas, dos sistemas operativos Windows 10 e Android, utilizadas para o tratamento e edição de dados foram as seguintes:

- *RockWorks17* da *RockWare*®;
- Folha de cálculo *Amphibole Classification* de Locock (2014), versão 1.9.8. de 2021;
- Folha de cálculo *CIPW* de Hollocher (2004)
- Folha de cálculo *biotite_f3_v1* de Hollocher (2018);
- *WinAmptb* de Yavuz & Döner (2017);
- *WinCcac* de Yavuz *et al.* (2015);

- *WinEpclas* de Yavuz & Yıldırım (2018);
- *WinPyrox* de Yavuz (2013);
- *Geoiso* de Coelho (2005-2014);
- *Igpet Teaching* (2019);
- *MINSQ* de Herrmann (2002);
- *GLG-Modes* de Ford (1995);
- *ArArCALC* v2.6.2 de Koppers (2002);
- App *GPS Status & Toolbox* android©;
- App *OruxMaps* android©;
- *MOBAC (Mobile Atlas Creator)*;
- Google Earth Pro™;
- Paint.net©;
- Word e Excel do Office 365;
- *GIMP* 2.10.8.;
- *WXTide32* V4.7;
- *SQLiteStudio*;
- *LAS* v4.6.
- *Lince* V1.2.12

III.2. Métodos Analíticos e Procedimentos

Este item contempla uma breve descrição dos vários métodos analíticos e dos procedimentos utilizados nos trabalhos realizados para esta tese.

O sistema de coordenadas utilizado nesta tese é o WGS84, UTM (zona 29T).

Contrariamente à nomenclatura portuguesa, o separador decimal usado nesta tese é o “.” (ponto) e o separador das classes é a “,” (vírgula). Esta alteração foi necessária para permitir a harmonização das aplicações informáticas utilizadas.

A conformidade desta tese com o novo Acordo Ortográfico (1990) foi verificada pela aplicação *Lince*.

III.2.1. Preparação de mostras

As amostras foram sujeitas a lavagens intensivas de forma a retirar algas, moluscos e sal marinho incrustado.

No laboratório de preparação de amostras, as amostras foram cortadas na serra para produção de lâminas delgadas e, em amostras selecionadas, cortadas em pequenas porções para moagem.

As amostras que foram moídas passaram pelo moinho de maxilas, pelo moinho de martelos e, por fim, pelo moinho de ágata, resultando num pó fino (~250 mesh). Este pó foi utilizado para as análises geoquímicas de rocha total e isotópica.

Foram produzidas várias lâminas delgadas polidas para estudo ao microscópio ótico, tendo algumas sido selecionadas para análise no SEM e na microssonda eletrónica.

As densidades das amostras foram obtidas usando o método do picnómetro.

III.2.2. Geoquímica de Rocha Total

Foram realizadas 14 análises de rocha total no ACTLabs, laboratório certificado, no Canadá

O pacote utilizado foi o 4Litho - *Lithium Metaborate/Tetraborate Fusion - ICP and ICP-MS*, combinação dos pacotes 4B (fusão com metaborato/tetraborato de lítio ICP de rocha total – FUS-ICP) e 4B2 (elementos traço por ICP-MS – FUS-MS).

Os elementos maiores e alguns elementos traço selecionados foram analisados pelo método FUS-ICP.

As amostras foram preparadas e analisadas em lote. Cada lote contém um reagente branco, material de referência certificado e 6% de replicados. As amostras foram misturadas com um fluxo de metaborato de lítio e tetraborato de lítio e fundidas num forno de indução. O fundido foi imediatamente derramado numa solução de 5% de ácido nítrico contendo um padrão interno, e misturado continuamente até ser completamente dissolvido (~45 minutos). Os elementos maiores e os elementos traço selecionados foram analisados utilizando uma combinação simultânea/sequencial Thermo Jarrell-Ash ENVIRO II ICP ou um Varian Vista 735 ICP. A calibração foi efetuada utilizando 14 materiais de referência, certificados pelos USGS e CANMET. Uma das 14 amostras de referência foi utilizada durante a análise para cada grupo de dez amostras (ACTLabs).

Os elementos traço foram analisados por FUS-MS.

As amostras fundidas, segundo o pacote 4B2, foram diluídas e analisadas num Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 ou 9000 ICP/MS. Foram analisados três brancos e cinco amostras de controlo (três antes do grupo de amostras e dois depois) por grupo de amostras. Os duplicados foram fundidos e analisados a cada 15 amostras. O instrumento foi recalibrado a cada 40 amostras (ACTLabs).

III.2.3. SEM e Microsonda Eletrónica

Foram selecionadas sete lâminas delgadas polidas para estudo no microscópio eletrónico de varrimento (SEM) existente no DGAOT e na microsonda eletrónica do Departamento de Geologia da Universidade de Lisboa. As lâminas foram previamente revestidas com uma fina película de carbono, no metalizador BAL-TEC CED030, de forma a possibilitar a condução de corrente.

O princípio de funcionamento do SEM e da microsonda consiste na utilização de um feixe de eletrões que interage com a superfície da amostra e resulta em sinais (radiações) que são utilizados para criar imagens com informação topográfica, química, de estrutura cristalina e de composição elementar (semi-quantitativa no SEM e quantitativa na microsonda). O SEM é otimizado para a obtenção de imagens de grande resolução, enquanto a microsonda é especializada na obtenção de análises quantitativas (Sá, 2008).

O SEM, um FlexSEM 1000 com detetores EDS acoplados, foi utilizado para fazer mapeamento elementar de determinados minerais e áreas de interesse, bem como para a realização de espetros raios-X para a identificação de alguns minerais.

A microsonda, uma JEOL JXA 8200, equipada com quatro espectrómetros de dispersão de comprimento de onda (WDS) e um espectrómetro de dispersão de energia (EDS) foi utilizada para efetuar análises quantitativas dos vários minerais constituintes das amostras. Este equipamento pode analisar a maioria dos elementos da tabela periódica (do boro ao urânio). A sensibilidade analítica, nos casos mais favoráveis, pode variar de algumas partes por milhão a um limite de deteção de várias centenas de ppm. Estima-se que a precisão seja tipicamente na casa das décimas de percentagem relativa e o rigor da ordem de 1 a 2% (Santos, 2012).

III.2.4. Geoquímica Isotópica Sr-Nd

As composições dos isótopos de Sr e Nd foram determinadas no LGI-UA.

Seis amostras em pó foram dissolvidas com uma mistura de HF/HNO₃ em copos de teflon de tampa roscada a 180°C numa placa de aquecimento, durante três dias. Após evaporação da solução resultante, as amostras foram dissolvidas com HCl (6.2N) e novamente secas.

Os elementos a analisar foram individualizados por cromatografia iónica em duas etapas: na primeira, isolaram-se separadamente o Sr e as REE em colunas de resina catiónica (AG8 50W Bio-Rad); numa segunda fase, isolou-se o Nd dos restantes lantanídeos em colunas preenchidas com resina catiónica Ln Resin (EiChroM Technologies).

Os reagentes utilizados na preparação das amostras foram purificados por bi-distilação e a água ultrapura (18.2 MW cm) foi obtida por um sistema Milli-Q Element (Millipore).

As análises foram realizadas num espectrómetro de massa de ionização térmica (TIMS – Thermal Ionization Mass Spectrometer) VG Setor 54 equipado com um sistema de detetores Faraday (seis coletores móveis e um central fixo) e um detetor Daly.

As amostras de Sr foram depositadas em filamento central de Ta com H₃PO₄ (1N) e as de Nd foram depositadas em filamento lateral de Ta com HCl (2.5N), numa configuração tripla. Ambos os elementos foram analisados no modo dinâmico com intensidades de feixe de 1-2V para o ⁸⁸Sr e de 0.5-1.0V para o caso do ¹⁴⁴Nd. As análises típicas consistem na aquisição de 60 rácios isotópicos.

As razões isotópicas foram corrigidas segundo a lei de fracionamento exponencial para os valores: ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr=0.1194 e ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219. A análise regular dos padrões de espetrometria de massa no LGI-UA resultou nos seguintes valores: ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710264±0.000015 (N= 13; limite de confiança = 95%) para o SRM-987 e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.5121052±0.0000044 (N= 12; limite de confiança = 95%) para o JNdi-1.

III.2.5. Datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Foram selecionadas duas amostras para datação pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

As idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foram obtidas por um método de aquecimento incremental utilizando o espectrómetro de massa ARGUS-VI. As amostras foram irradiadas no reator nuclear TRIGA CLICIT, na Universidade de Oregon, juntamente com o monitor de fluxo FCT sanidina (28.201 ± 0.023 Ma, 1σ) (Kuiper *et al.*, 2008).

Os valores individuais de J foram calculados, para cada amostra, por extrapolação parabólica do gradiente de fluxo, medido em relação à altura da irradiação com 0.2-0.3% de incertezas (1σ).

As determinações de idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por aquecimento incremental foram efetuadas num espectrómetro de massa multicoletores ARGUS-VI com 5 coletores Faraday (todos equipados com resistências de 10^{12} Ohm) e um multiplicador de elétrons CuBe de contagem de íões (próximo ao Coletor de Faraday de massa mais baixa). Isto permite medir em simultâneo todos os isótopos de Árgon, com massa 36 no multiplicador, e massa 37 a 40 nos quatro coletores Faraday adjacentes.

Esta configuração fornece vantagens ao permitir utilizar o modo multicoletor ao mesmo tempo que permite medir os menores picos (massa 36) no multiplicador de elétrons mais sensível.

As amostras irradiadas foram colocadas em placas de Cu e inseridas num porta amostras em câmara de vácuo ultra elevado e aquecimento incremental, e foi feito o varrimento por um laser de CO_2 a 25W desfocado, em padrões pré-definidos ao longo de cada amostra, de forma a libertar o Argon de uma forma homogénea. Após o aquecimento, os gases reativos foram limpos usando um coletor SAES Zr-Al ST101 a 400°C , por aproximadamente 10 minutos, e dois SAES Fe-V-Zr ST172 operados a 200°C e à temperatura ambiente, respetivamente.

As idades foram calculadas usando a constante de decaimento $5.530 \pm 0.097 \times 10^{-10}$ 1/ano (2σ) corrigida pelo método de Steiger & Jäger (1977), reportado por Min *et al.* (2000). As outras constantes utilizadas nos cálculos podem ser encontradas na Tabela 2 de Koppers *et al.* (2003). As idades dos patamares de aquecimento incremental e as idades das isócronas foram calculadas por médias pesadas e $1/\sigma^2$ como fator de ponderação (Taylor, 1997) e, também, por ajustes por mínimos quadrados YORK2 com erros correlacionáveis de (York, 1969) utilizando a aplicação ArArCALC v2.6.2 de Koppers (2002).

Capítulo IV

Área Estudada

IV. Área Estudada

IV.1. Enquadramento Geográfico

Labruge situa-se na extremidade sul do concelho de Vila do Conde, no limite com o de Matosinhos, a cerca de 20 km da cidade do Porto.

A área em estudo é enquadrada pelas seguintes coordenadas (WGS84, UTM 29T): longitude 522 400m a 522 790m e latitude 4 569 195m a 4 570 150m, correspondendo a um corredor N-S com aproximadamente 1 km x 400 m (Fig. IV.1). Esta área é coberta pela Carta Militar 109 (Lavra: Matosinhos), à escala 1: 25 000 e pela Carta Geológica 9-C (Porto), à escala 1: 50 000.

A área do São Paio, situada a cerca de 1 km para norte da praia de Labruge, destaca-se no litoral do norte Português devido à presença de dois afloramentos graníticos separados por uma pequena praia, com uma extensão de aproximadamente 75 m: a praia dos Castros.

Neste local situam-se a capela e o castro do São Paio e o respetivo vértice geodésico, onde se atinge a cota de 23 m, tratando-se do setor mais elevado da linha da costa entre Caminha e o Cabo Mondego (Araújo *et al.*, 2014; Araújo, 1997).

Os filões lamprofíricos, objeto deste estudo, encontram-se na zona entre marés. A sua localização, em conjunto com as marés (que tanto limpam como assoreiam a zona), os derrames de petróleo e as algas e moluscos que se encontram encrustados nas rochas da área, determinam que o acesso aos filões apenas seja possível em condições favoráveis, verificadas poucas vezes por ano.

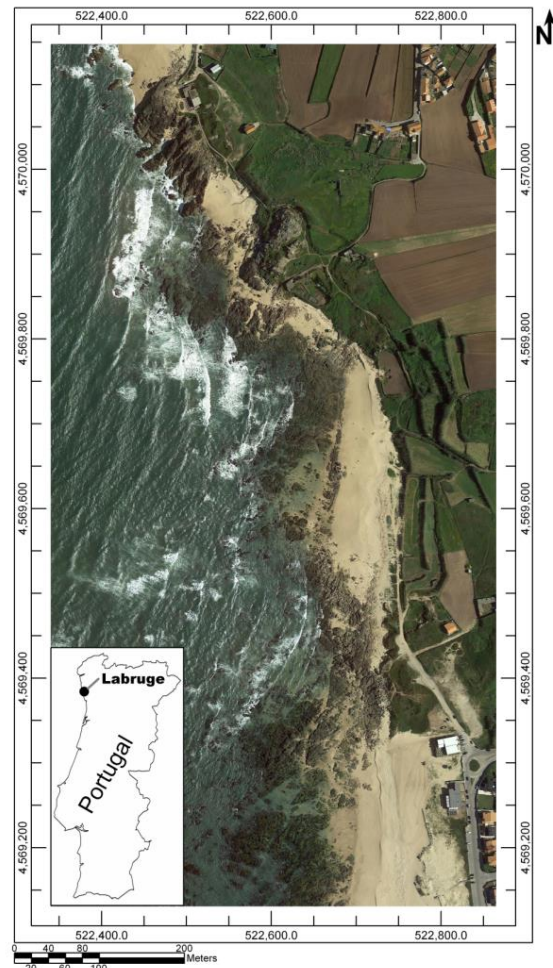


Figura IV.1: Mapa de localização da área em estudo (imagem retirada do Google Earth™)

IV.2. Enquadramento Geológico

IV.2.1. Geologia Regional

O continente europeu é constituído por quatro fragmentos sucessivamente cratonizados (Fig. IV.2): a Eo-Europa Precâmbrica, a Paleo-Europa Caledónica, a Meso-Europa Hercínica (ou Varisca) e a Neo-Europa Alpina (Stille, 1924).

A colisão dos continentes Laurência e Báltica (a norte) com o Gondwana (a sul), durante o Paleozoico, levou à formação da cadeia Hercínica. Esta convergência resultou no fecho de três oceanos: Iapetus, Rheic e Galiza (Matte, 1991).

A cadeia Hercínica estende-se desde a Península Ibérica até à região da Boémia (República Checa/Polónia). No setor mais ocidental desta cadeia, verifica-se um acentuado arqueamento das estruturas – o Arco Ibero-Armoricano (Arco).

O Arco é formado pela associação de um segmento completo e bem exposto (Arco Ibérico com o Ramo Armoricano) definindo uma virgação com convexidade para W (Iglesias *et al.*, 1983). No Arco as principais falhas e zonas de cisalhamento dispõem-se assimetricamente, sendo no maciço Armoricano dextrógiras com movimentos na ordem dos 200 km (Berthé *et al.*, 1979; Vignerresse, 1987), enquanto que no maciço Ibérico, as mais importantes, são essencialmente sinistrógiras e subparalelas à direção da cadeia (Burg *et al.*, 1987). De acordo com Dias & Ribeiro (1995) a zona de cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (ZCPTF) materializa o ramo SW do Arco. As estruturas de cavalgamento do ramo norte datam do Devónico Superior e as do ramo sul do Carbónico Médio/Superior (Dias & Ribeiro, 1995).

Apesar de a ZCPTF ser uma das estruturas Variscas Ibéricas mais importantes, a sua interpretação geodinâmica é bastante controversa. Ela tem sido interpretada como uma zona ativa de cisalhamento, à escala litosférica, desde o início do Devónico (Dias & Ribeiro, 1993), que possivelmente reativou uma estrutura mais antiga (Cadomiana?) (Ribeiro *et al.* 2007, 2013). Outros autores (Pereira *et al.* 2010;



Figura IV.2: Esquema das grandes unidades tectónicas da Europa de acordo com Stille (1924). Extraído de Ribeiro *et al.* (1979).

Martínez Catalán 2011; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2015) sugerem que a ZCPTF somente esteve ativa durante o Mississípiano como uma zona de cisalhamento direito transcorrente.

A Península Ibérica é essencialmente constituída por um fragmento do soco Hercínico – o mais contínuo da Europa – tradicionalmente denominado por maciço Hespérico. Este maciço é limitado a N e a SE pela Cadeia Alpina e a W é limitado pelo oceano Atlântico (Ribeiro *et al.*, 1979). “O maciço Hespérico é constituído por formações ante-Mesozoicas, consolidadas desde o fim da orogenia Hercínica, cobertas aqui e além por pequenos retalhos de formações continentais Terciárias e Quaternárias e por vezes do final do Mesozoico (Thadeu, 1965).”

A grande diversidade existente no maciço Hespérico a nível da zonalidade paleogeográfica, do estilo tectónico, do magmatismo e do metamorfismo, levou Lotze (1945) a subdividir o maciço em várias zonas geotectónicas. Esta subdivisão foi posteriormente revista por Julivert *et al.* (1972), Ribeiro (1974) e Farias *et al.* (1987). As zonas em questão estão separadas por acidentes tectónicos principais, o que sugere o controlo da zonalidade por falhas profundas que separam compartimentos crustais de natureza diferente (Ribeiro *et al.*, 1979). Em Portugal continental, de NE para SW, temos as seguintes zonas geotectónicas (Fig. IV.3): a Zona Galiza Trás-os-Montes (ZGTM), a Zona Centro Ibérica (ZCI), a Zona Ossa-Morena (ZOM) e a Zona Sul Portuguesa (ZSP).

Trabalhos mais recentes propuseram um novo terreno tectónico-estratigráfico localizado nos domínios oeste do Maciço Ibérico, o Terreno Finisterra (Ribeiro *et al.*, 2007, 2013; Romão *et al.*, 2013, 2014; Moreira *et al.*, 2016, 2019).

IV.2.1.1. Zona Centro Ibérica e a Deformação Varisca

A ZCI localiza-se na parte central do maciço Hespérico e é essencialmente composta por sequências autóctones que mostram uma homogeneidade litoestratigráfica que levaram à sua individualização como zona (Ribeiro, 1990). Esta zona faz fronteira (Fig. IV.3) com a ZOM (pela zona de cisalhamento Tomar Badajoz-Córdova), a ZGTM (pelos carreamentos de Trás-os-Montes, Canedelo, Vila Verde e a *Main Trás-os-Montes Thrust*), o Terreno Finisterra (pela ZCPTF) e a Zona Oeste-Astúrico-Leonesa (Pereira, 1999; Burg *et al.*, 1981; Matte, 1986; Ribeiro *et al.*, 1990; Dias da Silva, 2014; Ribeiro *et al.*, 2013; Moreira *et al.*, 2019).

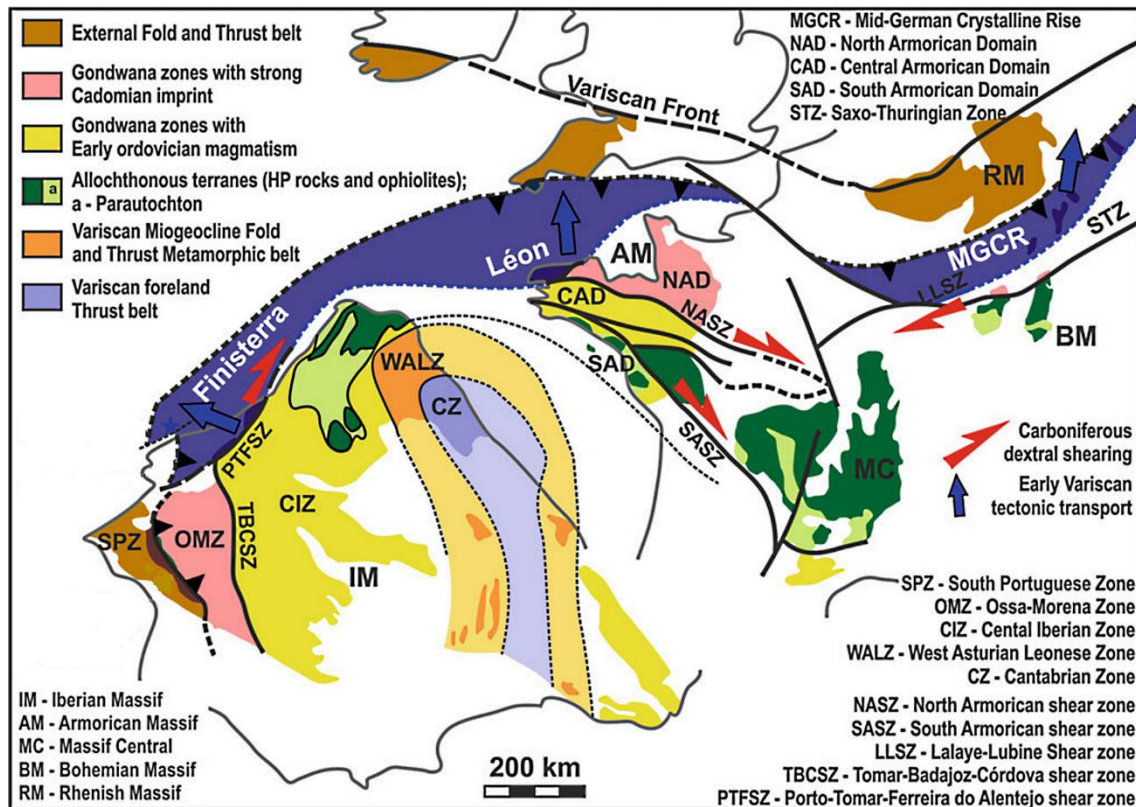


Figura IV.3: Principais unidades tectonoestratigráficas da Ibéria no contexto do Variscides Europeu. Adaptado de Moreira *et al.*, 2019.

Estratigraficamente a ZCI é caracterizada pela presença do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG), de fácies “flyschóide”, representativo de uma sedimentação contínua desde o Proterozoico Superior até ao Câmbrio (Vilas & San José, 1990). O Quartzito Armoricano, do Ordovícico, assenta sobre o CXG em discordância angular. Esta discordância é o testemunho da fase de deformação Sarda (Lotze, 1945). A ZCI também é caracterizada pela dificuldade em separar as sequências sedimentares Precâmbrias e Câmbrias, contrariamente ao que ocorre nas outras zonas geotectónicas, onde existe uma discordância nítida. No Silúrico Inferior ocorre sedimentação euxínica, com vulcanismo associado, passando a sedimentação terrígena na transição do Silúrico para o Devónico (Oliveira *et al.*, 1992).

A atividade magmática encontra-se bem representada e faz-se essencialmente ao nível do plutonismo granitóide, através de corpos intrusivos ante-orogénicos, sin-orogénicos e pós-orogénicos (Ferreira *et al.*, 1987). As outras formas de magmatismo na ZCI são muito reduzidas, contudo, nas zonas das Beiras, do Minho, do Douro superior e da região de Chaves, ocorrem diques de composição dolerítica e lamprofírica. Estes diques apresentam uma orientação preferencial ENE-WSW,

embora na zona das Beiras também se registem orientações NNE-SSW (Ferreira *et al.*, 1991).

Durante a orogenia Hercínica o metamorfismo apresenta características dinâmicas, com evolução do tipo de metamorfismo e das paragénese metamórficas, encontrando-se em alguns casos, relacionado com o plutonismo (Martínez, 1990).

A nível estrutural, a ZCI é considerada como a zona axial do segmento Ibérico da Cadeia Varisca (Ribeiro, 1990), separando um domínio NE onde predominam carreamentos e dobras vergentes para NE e E (Zonas Oeste-Astúrico-Leonesa e Cantábrica) de um domínio SW no qual as vergências dominantes se fazem para SE (ZOM).

As zonas geotectónicas devem a sua estruturação à orogenia Varisca (Fig. IV.4), numa sucessão de três fases de deformação: D1, D2 e D3 (Ribeiro, 1974; Noronha *et al.*, 1979). A estrutura autóctone da ZCI deve-se essencialmente à atuação da primeira fase de deformação (D1), sendo esta penetrativa em toda a região (Noronha *et al.*, 1979).

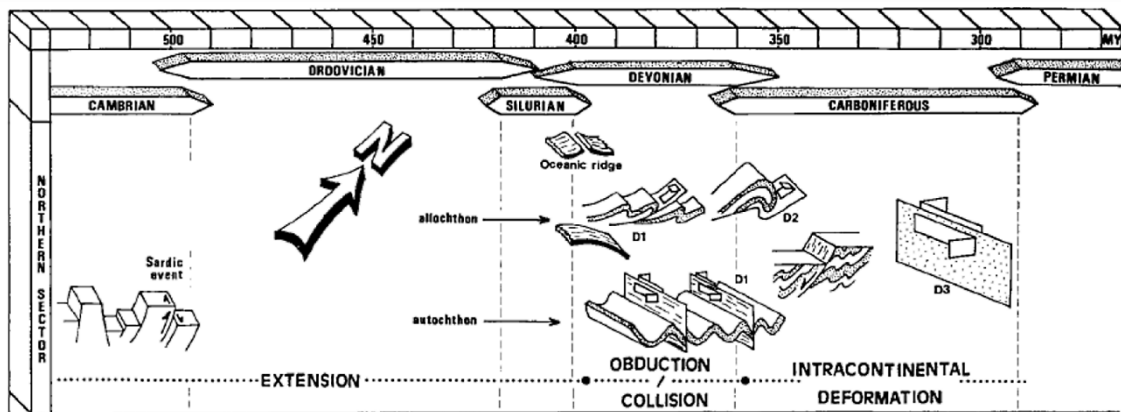


Figura IV.4: Esquema dos principais eventos de deformação que afetaram o setor norte do maciço Ibérico durante a orogenia Varisca (Dias & Ribeiro, 1995).

Genericamente a fase D1 foi responsável por gerar dobras com orientações e vergências diferentes, consoante se tratasse de terrenos alóctones, paraúctones ou autóctones, predominando uma orientação NW-SE, com plano axial vertical em terrenos autóctones e vergentes nos terrenos paraúctones (Noronha *et al.*, 2006).

A fase D2 está representada essencialmente nos terrenos alóctones e paraúctones, decorre da fase D1 com relativa proximidade de estilo e de cronologia acentuando-se a vergência para SE, com formação de dobras deitadas de flanco inverso muito curto. Na ZCI, a segunda fase de deformação é considerada não coaxial, estando associada a cisalhamentos tangenciais de transporte dos mantos de

carreamento do complexo alóctone a NW da Ibéria (Dias *et al.*, 2013). Nos terrenos autóctones as principais estruturas D2, evidenciadas a uma escala cartográfica, são falhas normais de direção geral NNE-SSW e inclinação entre 60 a 20° para W, subperpendiculares às dobras resultantes da fase D1 (Ribeiro *et al.*, 1990).

A fase D3 abrangeu todos os terrenos autóctones, parautóctones e alóctones de um modo idêntico, originando dobramentos largos e de pequena amplitude, com planos axiais verticais. A penetratividade da foliação associada ao dobramento D3 depende fundamentalmente da tipologia e orientação das anisotropias e foliações prévias. Simultaneamente com o dobramento da fase D3 desenvolveram-se zonas de cisalhamento dúctil, verticais (Noronha *et al.*, 2006).

No período tardi e pós-D3, no fim do processo colisional, a diminuição da temperatura levou à transição de uma regime dúctil para frágil, que conduziu ao desenvolvimento de sistemas conjugados de fraturas: o principal com direção NNE-SSW e o conjugado com direção NNW-SSE (Noronha *et al.*, 2006; Chaminé, 2000). A idade apontada para o início da fraturação tardi-Varisca é de 310 Ma (Arthaud & Matte, 1975; Ribeiro, 1974). Marques *et al.* (2002) determinaram o início mais preciso da fraturação para 312 Ma, através da datação de moscovite pelo método K-Ar.

Alguns autores defendem que deve ser considerada a existência de uma quarta fase de deformação (D4), em regime frágil, que terá controlado a instalação de granitoides de afinidade subalcalina Fe-K (Dias *et al.*, 2010; Pereira, 1987; Ribeiro *et al.*, 1979)

Durante a orogenia Alpina ocorreu a reativação de muitas destas estruturas (Mateus & Noronha, 2010).

IV.2.2. Geologia Local

IV.2.2.1. Complexo Migmatítico do Mindelo

O bordo NW da ZCI corresponde ao extremo NW da Cintura Metamórfica Porto-Viseu, que é caracterizada por magmatismo granítico sin e pós-tectónico (Azevedo & Valle Aguado, 2013). O extremo NW desta cintura apresenta zonas de cisalhamento dúctil direito, com uma orientação NW-SE (N110° a N140°), num setor que é limitado a NNE pela Zona de Cisalhamento Douro-Beira – esquerda – e a SSW pela Zona de Cisalhamento Porto-Tomar – direita (Ribeiro *et al.*, 2014).

O Complexo Migmatítico do Mindelo (CMM) aflora na orla litoral, entre a Póvoa de Varzim e Leça da Palmeira e é composto por um diverso conjunto de litologias (Fig. IV.5). Tendo em conta as “relações de campo, as rochas que compõem o CMM dividem-se em sete tipos distintos: metagrauvaques (*resisters*), metatexitos mosqueados, metatexitos bandados, diatexitos, leucogranitos, granitos de duas micas e veios aplitopegmatíticos (Ribeiro *et al.*, 2014)”.

As relações de campo, os estudos geoquímicos e as assinaturas isotópicas de diversas litologias sugerem que as rochas do CMM resultam de fusão total ou parcial de rochas do Grupo das Beiras do CXG, nomeadamente as aflorantes na vizinhança do CMM (Areias, 2014; Ribeiro *et al.*, 2014). Os granitos e os migmatitos que ocorrem nesta área apresentam uma relação cogenética, cuja heterogeneidade pode ter resultado da ocorrência de processos anatéticos em diferentes níveis crustais e com diferentes taxas de fusão (Areias, 2014).

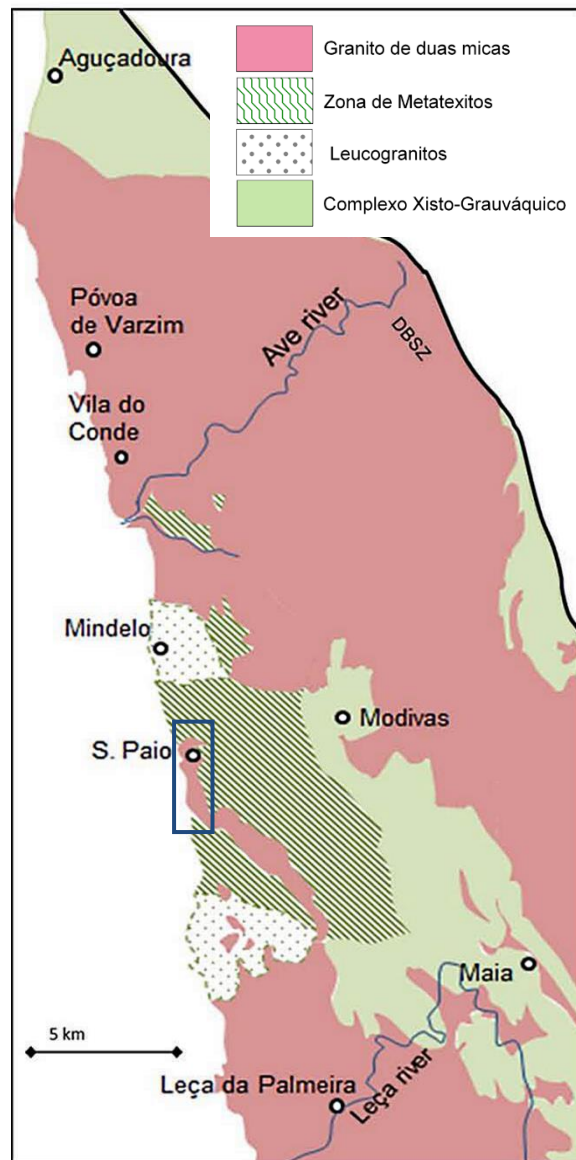


Figura IV.5: Esquema geológico do CMM (adaptado de Areias, 2014). A área retangular representa a área estudada.

IV.2.2.2. Labruge

Em Labruge o granito aflorante é conhecido como o granito de São Paio (Fig. IV.5). Esta rocha é descrita como um granito de duas micas sin-tectónico (errócrona de 324 ± 38 Ma), alcalino, de grão médio a grosseiro com *schillieren*

máficos e megacristais de feldspato potássico (Areias, 2014; Araújo *et al.*, 2014; Ribeiro *et al.*, 2014). É frequente a presença de xenólitos de rochas calcossilicatas, de metagrauvaques, de metatexitos bandados, de diatexitos e de leucogranitos no granito de São Paio, o que lhe confere um carácter muito heterogéneo. A assinatura isotópica do granito ($102 < \epsilon_{\text{Sr}330} < 151$ e $-5.1 < \epsilon_{\text{Nd}330} < -4.0$) indica uma origem relacionada com fusão parcial de fontes crustais (Areias, 2014; Ribeiro *et al.*, 2014).

Os migmatitos que existem na zona de Labruge são classificados como metatexitos e diatexitos (Areias, 2014; Ribeiro *et al.*, 2014).

Os metatexitos (errócrona de 329 ± 16 Ma) apresentam um bandado migmatítico resultante da extração de *melt* e concentração de minerais metamórficos refratários. O neossoma é constituído por quartzo + silimanite + almandina + plagioclase + quartzo \pm moscovite \pm clorite. Os minerais que constituem o neossoma são de grão médio a grosseiro e podem incluir os minerais da matriz. A orientação do bandado dos metatexitos varia entre N-S a N160°, tendo sido perturbada por uma fase de deformação cisalhante posterior (D₃). A assinatura isotópica destas rochas ($113 < \epsilon_{\text{Sr}330} < 159$ e $-8.0 < \epsilon_{\text{Nd}330} < -2.1$) reflete a sua origem mista e a segregação de leucossomas (Areias, 2014; Ribeiro *et al.*, 2014).

No seio dos metatexitos ocorrem diatexitos em contacto abrupto. Os diatexitos são rochas de composição mineralógica essencialmente granítica com grão médio a grosseiro, apresentando remanescências de material metassedimentar (*schlieren*) numa matriz quartzo-feldspática (Areias, 2014; Ribeiro *et al.*, 2014).

A cortar os granitos e migmatitos ocorrem diversos filões aplitopegmatíticos (errócrona de 325 ± 27 Ma), com uma orientação geral N120°. A sua estrutura interna é bem definida apresentando um núcleo aplítico (quartzo, albite, turmalina e granada) uma zona intermédia com grandes cristais de feldspato potássico, plagioclase e quartzo e, no encosto, uma zona com intercrescimentos albite/quartzo em *comb structure* (Areias, 2014; Ribeiro *et al.*, 2014).

Como última manifestação ígnea da área, a cortar todas as litologias supracitadas, afloram vários diques lamprofíricos, objeto deste estudo, que não integram o CMM. A sua descoberta, devida ao Prof. Miguel Montenegro de Andrade, remonta aos anos 70. Em 1979, Andrade, publicou um breve estudo sobre estas rochas e, desde então, não houve qualquer exploração do significado dos mesmos. Aquele autor sugeriu que a origem dos lamprofíros, poderia estar associada a distensões crustais na altura da formação do Atlântico Norte.

Os diques lamprofíricos, com um azimute médio de N30°, encontram-se instalados na fraturação tardi-Hercínica (nos granitos) e paralelos à foliação dos migmatitos. São rochas de cor cinzenta e grão muito fino.

Andrade (1979) reconheceu dois tipos de lamprófiros:

- Shoshonitos, que modalmente se assemelham a camptonitos, compostos por plagioclase (oligoclase e/ou andesina), anfíbola castanha (pargasite-ferrohastingsite), biotite e calcite;
- Minetos calco-alcálicos com ortóclase, biotite, clorite e augite diopsídica.

Na área ocorrem, ainda, depósitos de praias antigas e terraços fluviais de idades Plio-Plistocénica e depósitos modernos compostos por areias e cascalheiras de praia e rio e areias de duna (Honrado *et al.*, 2007).

Capítulo V

Observações de Campo

V. Observações de Campo

Em 1979, o Prof. Montenegro de Andrade publicou um breve estudo sobre o campo lamprófico de Labruge (Andrade, 1979). Em comunicação pessoal ao Prof. João Coelho (orientador desta tese) deu a conhecer a existência de cinco diques de lamprófiros, designados de F1 a F5.

De forma a completar e aprofundar o conhecimento sobre estas rochas foi necessário um trabalho de campo pormenorizado.

O local em que afloram os lamprófiros, na zona entre marés, torna o seu acesso deveras complicado. A maioria dos filões é apenas observável em marés muito baixas e o constante assoreamento aleatório da zona dificultou muito a visualização dos mesmos. Grande parte dos afloramentos rochosos, em especial os que se encontram mais a oeste, estão cobertos por uma patina negra, resultante de vários derrames de petróleo e por algas, que impossibilitam em vários casos a identificação das rochas.

Devido à inexistência de uma base cartográfica com uma escala adequada para o nosso propósito, foi necessário recorrer a ortofotomapas da área.

Foi-nos fornecido um ortofotograma, com uma resolução de 2cm/pixel, da porção norte do local de estudo por colegas da FLUP. O Prof. Alberto Gonçalves disponibilizou o seu drone pessoal, um DJI Phantom 3 Professional, com uma câmara de 12 megapixéis, para cobrir a restante área de estudo, a uma altura de 50m. Desta forma obtivemos, como base cartográfica, um ortofotograma completo, com resolução de 2cm/pixel.

No decorrer dos trabalhos de campo foram descobertos novos filões e segmentos de lamprófiros, totalizando treze ocorrências em Labruge. A designação dos filões F1 a F5 foi mantida. As novas observações foram referenciadas pela ordem da sua descoberta.

Seguidamente serão apresentados, de norte para sul, os aspetos observados no campo: cartografia litológica da zona; descrição macroscópica dos lamprófiros; amostragem; estudo da orientação da fraturação e dos lamprófiros da zona.

V.1. Cartografia litológica

Neste capítulo são apresentados os mapas resultantes da cartografia litológica da zona de Labruge.

Tal como já foi referido no enquadramento geológico (subcapítulo IV.2.2), na zona ocorre uma série de rochas metamórficas intruídas por granitos, vários filões aplitopegmatíticos e filões lamprofíricos que cruzam todas as outras litologias. Tendo em conta que as rochas objeto deste trabalho são os lamprófiros, a sua cartografia foi feita com um maior detalhe do que a do encaixante. As rochas envolventes cartografadas foram simplificadas para “granitos”, “migmatitos” e “filões aplitopegmatíticos”.

A figura V.1 ilustra a cartografia litológica geral de Labruge. Nos quatro mapas seguintes (Figs. V.2 a V.5) é apresentada, em maior detalhe, a cartografia dos vários lamprófiros que ocorrem na área.

Os filões F6 e F7 não constam dos mapas apresentados uma vez que eles ocorrem fora do domínio de trabalho. A sua existência foi registada, mas o seu estado de alteração é de tal forma avançado que não foi possível fazer qualquer estudo correlativo. F6 encontra-se num talude da Rua do Moinho (coordenadas: 523 377m; 4 568 854 m). O filão F7 encontra-se num muro da Rua do Calvelhe (coordenadas: 523 907m; 4 568 663m).

Tendo em conta a constante mudança na acessibilidade dos afloramentos, promovida pelo assoreamento aleatório da zona, os limites cartográficos definidos representam a situação referente ao período em que decorreram os trabalhos de campo.

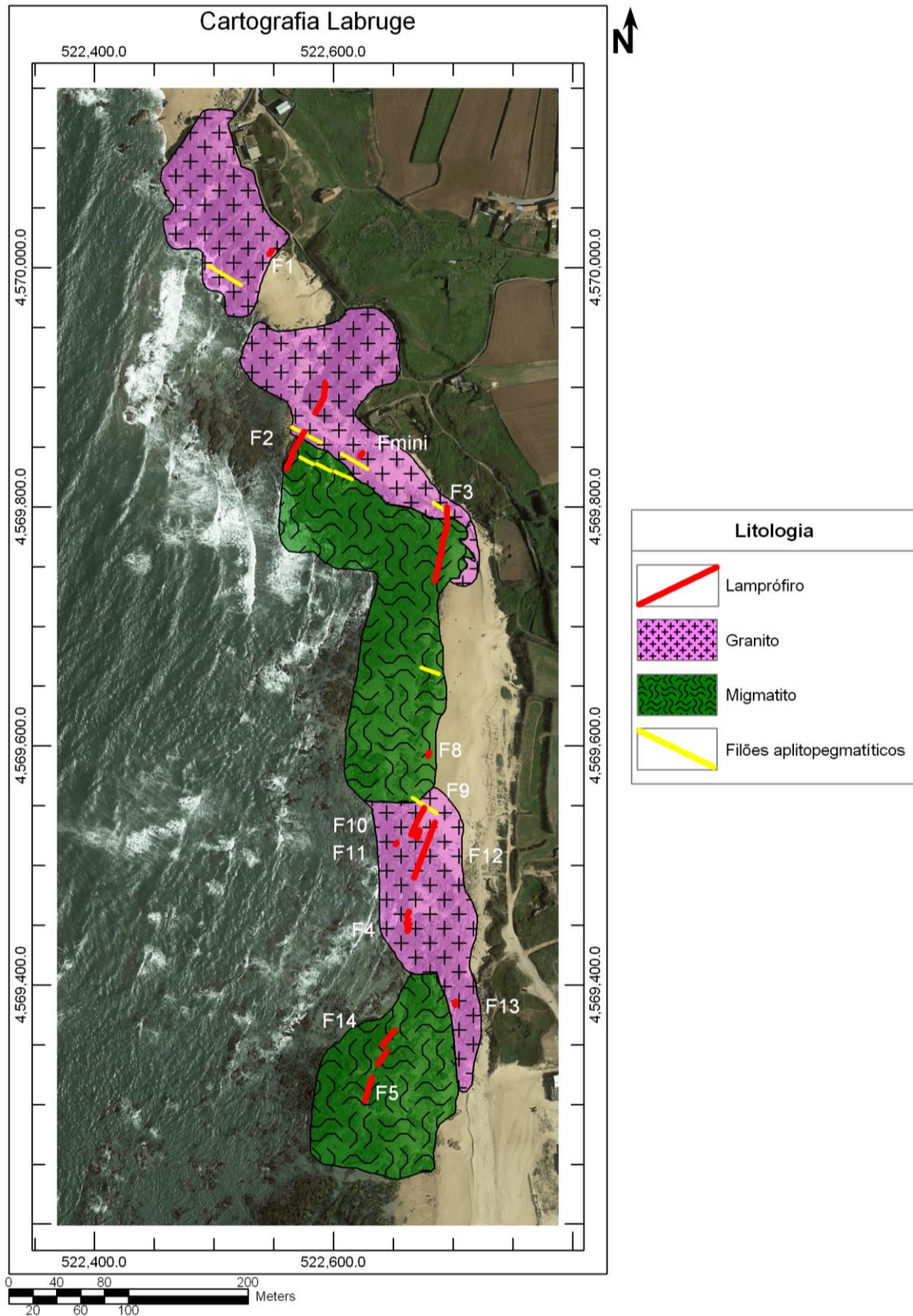


Figura V.1: Mapa de cartografia litológica da zona de Labruge. A espessura dos filões não está à escala. Imagem de fundo retirada do Google Earth™.

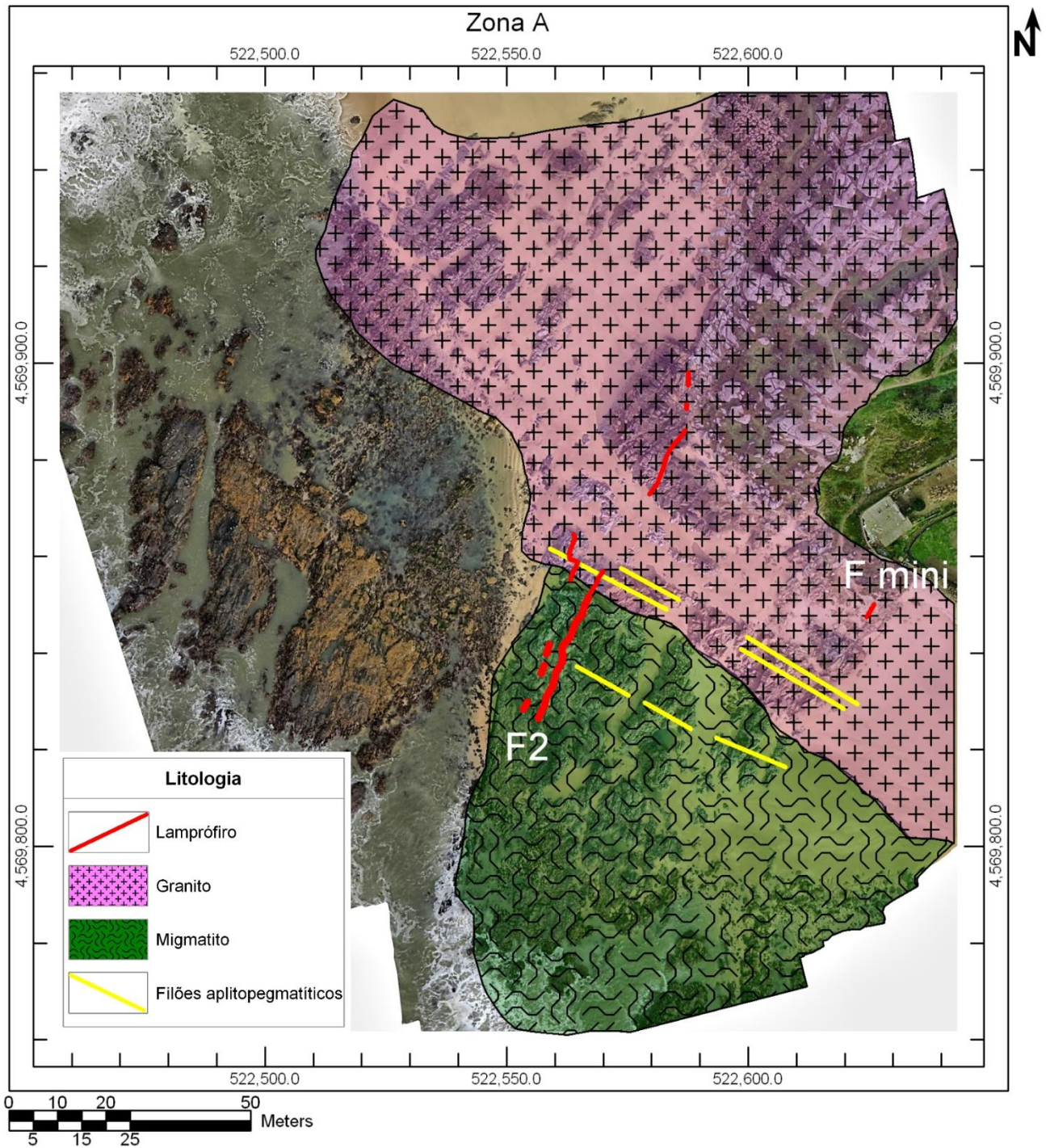


Figura V.2: Cartografia de detalhe dos filões F2 e F “mini”. O filão F2 atravessa granito, migmatito e filões aplitepegmáticos. A espessura dos filões não se encontra à escala.

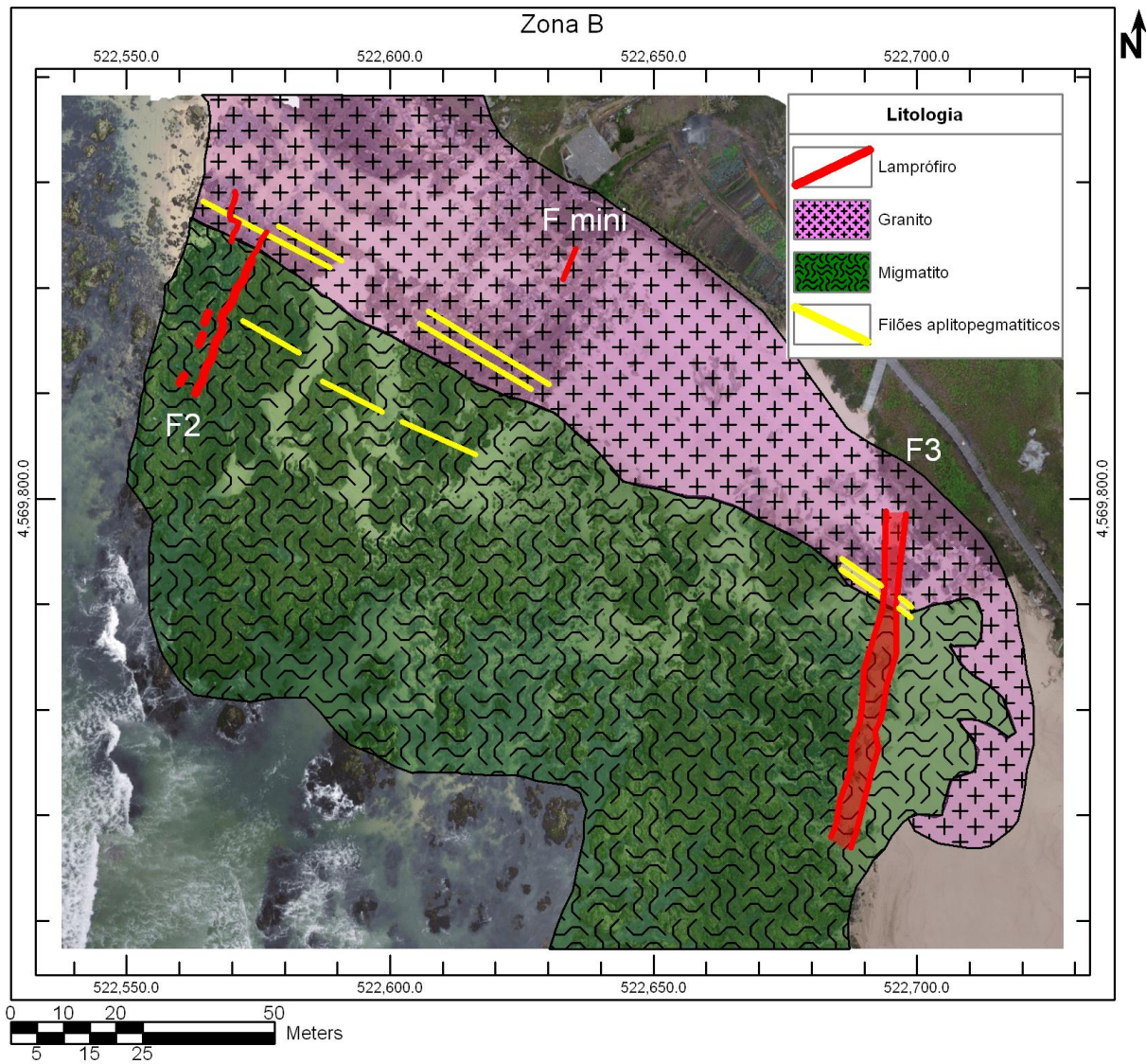


Figura V.3: Cartografia de detalhe do filão F3. O filão F3 encontra-se à escala real, atravessando granito, migmatito e filões aplitepegmatíticos. Também são representados a parte W do filão F2 e o filão F mini", que não se encontram à escala.

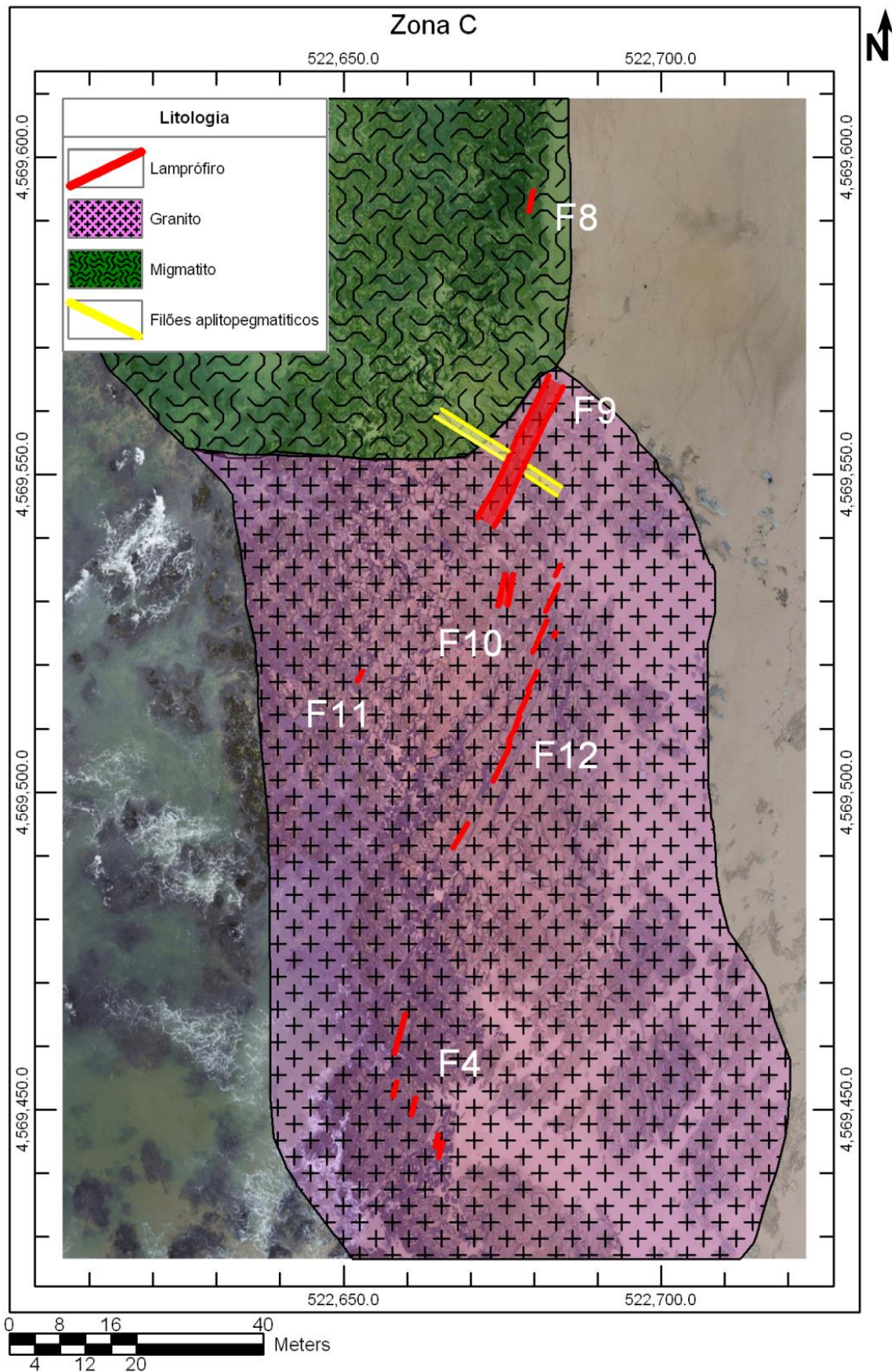


Figura V.4: Cartografia de detalhe de vários filões/segmentos de lamprófios. Os filões F9 e F10 encontram-se à escala real.

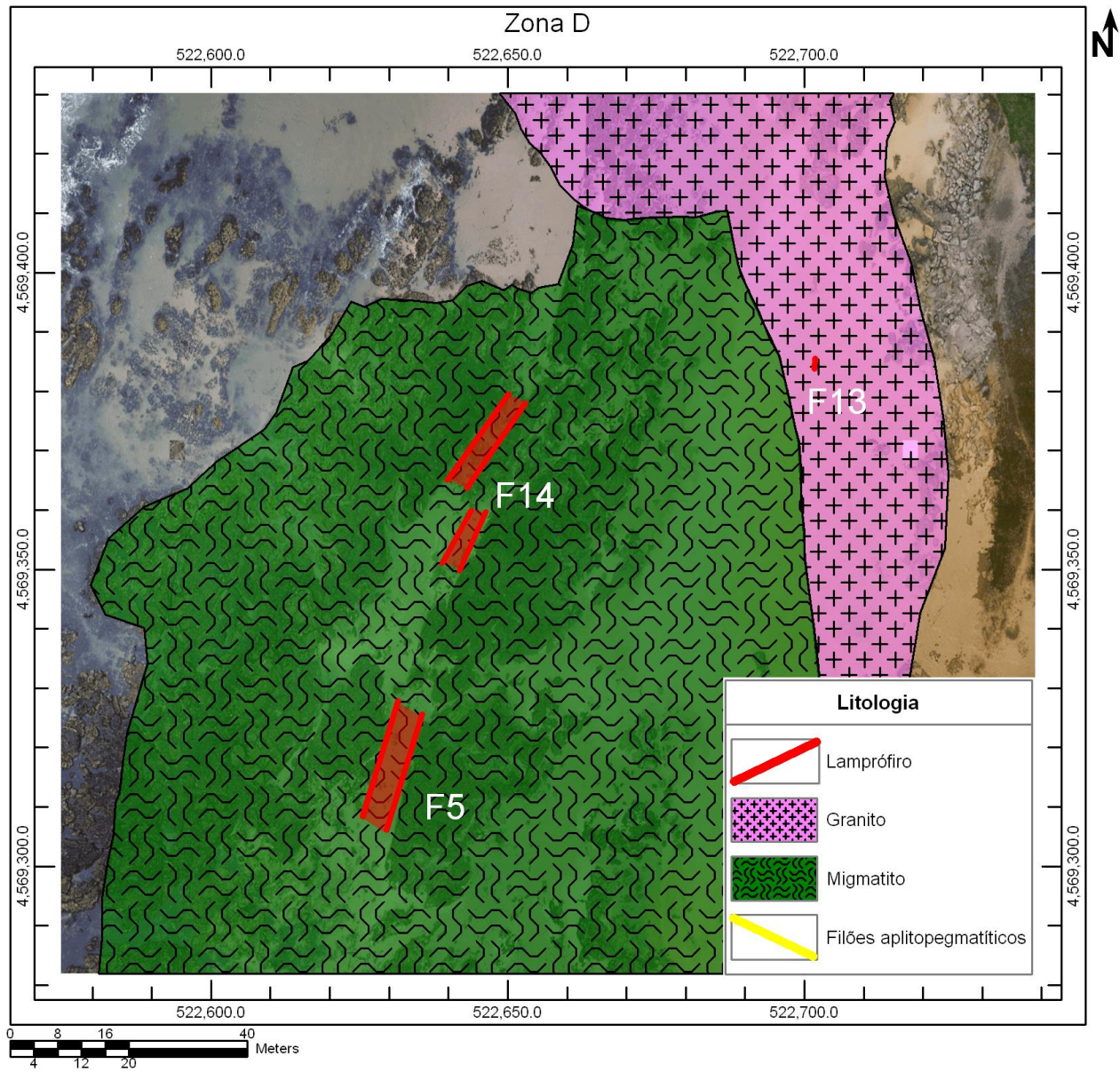


Figura V.5: Cartografia de detalhe da zona mais a Sul de Labruge. Com exceção do filão F13, as espessuras dos restantes filões estão à escala.

V.2. Ocorrência e contexto

Este capítulo contempla a descrição macroscópica de cada filão observado. De uma forma geral, os lamprófiros frescos possuem uma tonalidade cinzenta e os lamprófiros alterados revelam um tom castanho-amarelado.

A saber, de norte para sul:

F1

O filão F1 é o lamprófiro que ocorre mais a norte na área de estudo (Fig. V.1). Tem uma extensão de cerca de 6m e uma possança de 30cm e está bastante alterado (Fig. V.6). A sua orientação é N46°; 74°N.

O filão encontra-se instalado na fraturação local, tendo aproveitado duas direções de fraturação, resultando na sua forma em zigue-zague (Fig. V.6A). A rocha encaixante é o granito.

O facto de o lamprófiro se encontrar instalado na fraturação do granito e cortar um filonete aplitopegmatítico (Fig. V.6A), revela que a sua instalação é mais recente que estas litologias.

Na figura V.6B é possível observar um bordo amarelo de granularidade muito fina (e completamente alterado) que aparenta ser uma frente de arrefecimento muito rápido.

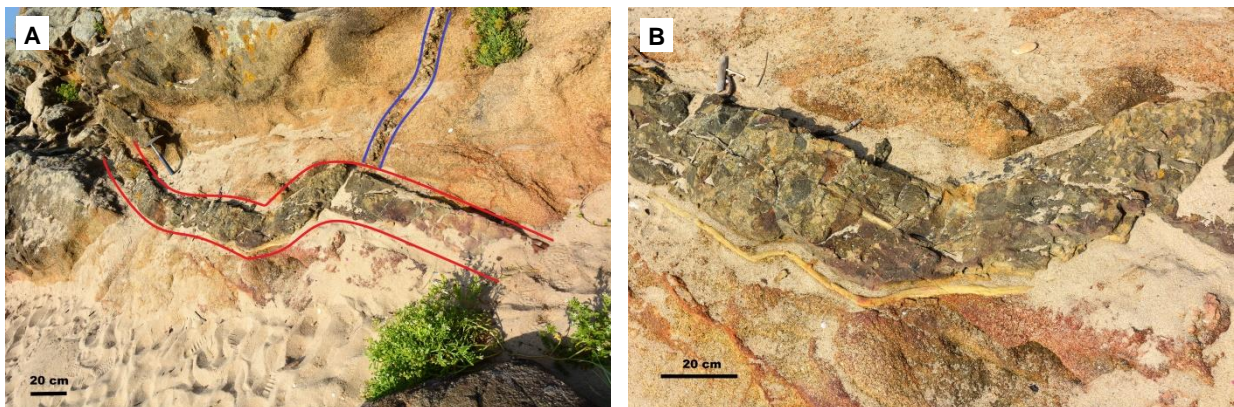


Figura V.6: Filão F1

A) Filão F1 inserido na fraturação pré-existente do granito. O lamprófiro intersesta um pequeno filonete aplitopegmatítico (linhas azuis) demonstrando a sua idade posterior. O filão parece estar instalado em zigue-zague, tendo aproveitado o principal sistema fratural (NE-SW) e o seu conjugado (NW-SE).

B) Detalhe de F1: tonalidade acastanhada/amarelada, indicativa do seu grau de alteração. No limite do filão é possível observar uma frente de cristalização de grão muito fino e tonalidade amarela, que representa uma zona de cristalização muito rápida.

F2

O filão F2 encontra-se a SW do marco geodésico existente no local (Figs. V.1 e V.2). Trata-se de um filão com uma extensão (visível) de aproximadamente 80m, não contínua. A sua orientação média é N25-30°; 60°NW e tem uma possança que ronda os 20cm (Figs. V.7 a V.9), havendo apenas uma zona (a oeste), onde atinge 1m.

A este, o filão F2 está instalado na fraturação do granito (Figs. V.8A a V.8C; V.9A e V.9B) sendo possível observar o seu condicionamento, em zigue-zague, devido às duas direções de fraturas existentes (Figs. V.8A; V.8B e V.9A).

Na zona oeste, apenas observável em marés muito baixas, o filão F2 divide-se em dois ramos e atravessa os migmatitos, mantendo-se concordante com a sua foliação (Fig. V.7). É frequente encontrarmos bifurcações de lamprófiro separadas por septos de rocha encaixante (Fig. V.8D).

A instalação mais tardia de F2 é comprovada por: atravessar as rochas encaixantes (granito e migmatito); cortar um grande filão aplitopegmatítico (com 1m de espessura) – Fig. V.8C – e conter encraves migmatíticos no seu seio (Fig. V.9D).

A zona mais a oeste (protegida pelo mar) é a que se encontra mais fresca. Quando seguimos o filão para este, em topografia mais alta, F2 está bastante alterado (Fig. V.9A), tendo sido possível observar, numa pequena caverna, o lamprófiro completamente alterado.



Figura V.7: Ramo do lamprófiro F2 a penetrar nos migmatitos, mantendo-se sub-paralelo à foliação dos mesmos.

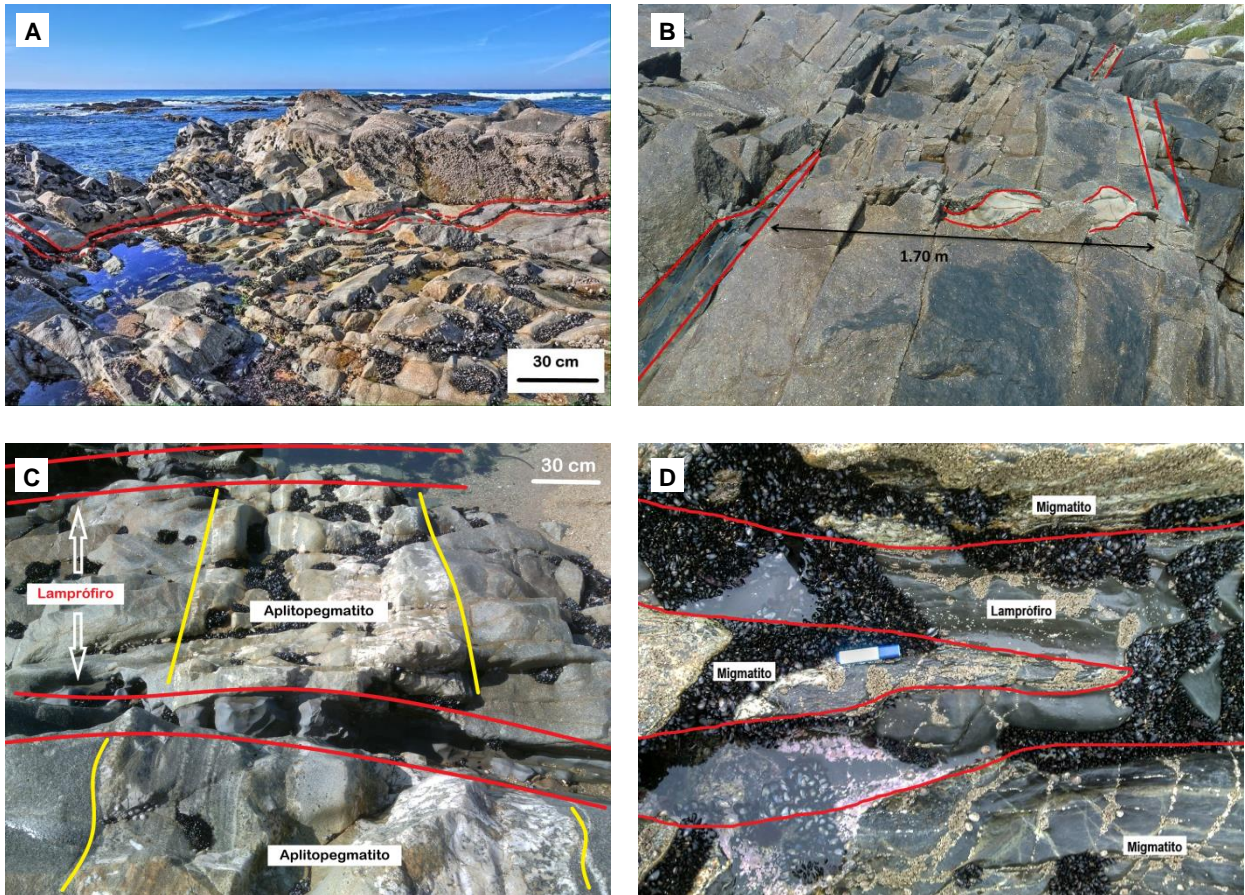


Figura V.8: Detalhes do filão F2

- A) Instalação do filão F2 no granito.
- B) Instalação de filão F2 no granito condicionada pela fraturação existente.
- C) Dois ramos de lamprófiro a cortar granito e um filão aplitopegmatítico.
- D) Bifurcação do lamprófiro separada pelo encaixante (migmatito).

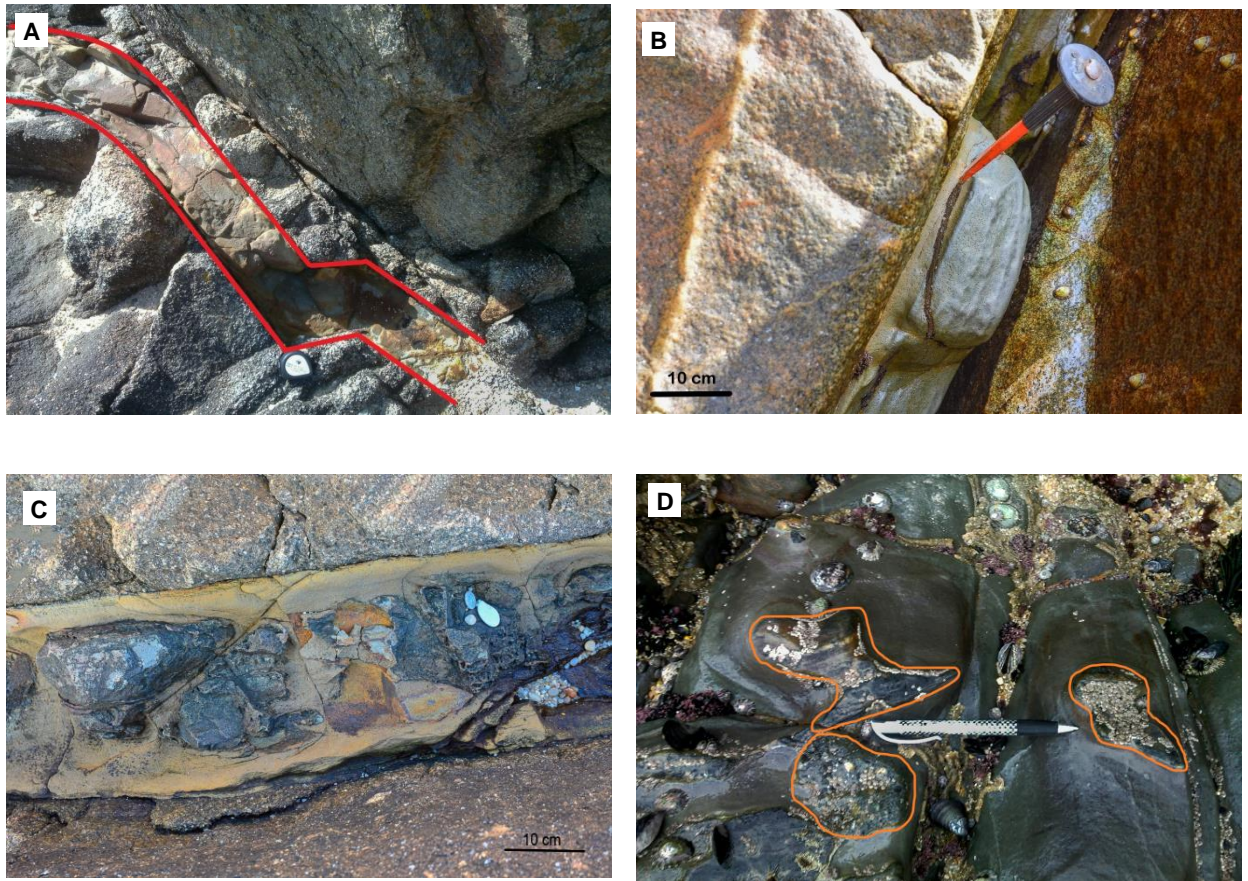


Figura V.9: Detalhes do filão F2

- A)** Instalação de F2 condicionada pelos dois sistemas de fraturação existentes.
- B)** Amostra de lamprófiro recolhida.
- C)** Detalhe de porções frescas de lamprófiro rodeadas por lamprófiro alterado.
- D)** Fragmentos de migmatito no seio dos lamprófiros.

F “mini”

F “mini” é uma pequena ocorrência de lamprófiro de difícil observação no campo. Este filão encontra-se muito alterado (Fig. V.10).

Corresponde a um filonete, instalado nos granitos (Figs. V.1 a V.3), com apenas 4cm de espessura, cuja orientação é N65°; 60°W.

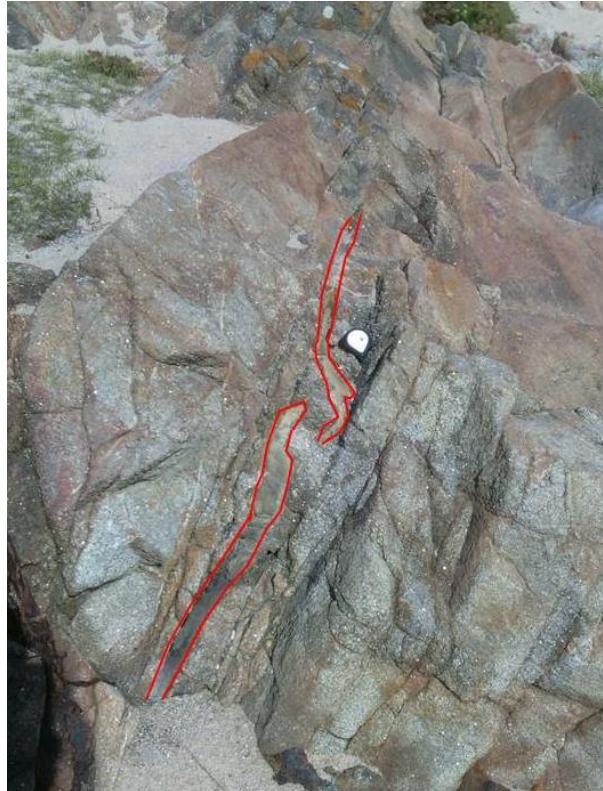


Figura V.10: Filão F ‘mini’ de expressão reduzida, tendo, no máximo, 4 cm de possança. Encontra-se alterado e instalado na fraturação dos granitos.

F3

Devido à sua expressão, o filão F3 pode ser considerado como o lamprófiro mais emblemático de Labruge. Os constantes assoreamento e desassoreamento levam a que a sua observação seja apenas possível em raras ocasiões (Figs. V.11; V.12).

É um filão com uma extensão (observável) de 65m e uma espessura que varia entre os 4.5m e os 5.5m. Na zona norte apresenta uma orientação de N38°; 50°W e a sul N30°; 60°W (Figs. V.1 e V.3.).

Este filão estende-se desde a barreira granítica que define o limite da praia (sendo impossível segui-lo para norte – Fig. V.11A), e atravessa os migmatitos (concordante com a sua foliação) até desaparecer sob a água (Fig. V.11B).

Tal como os filões mencionados anteriormente, a sua idade mais recente é evidenciada por atravessar granito, migmatito e filões aplitopegmatíticos (Fig. V.12A).

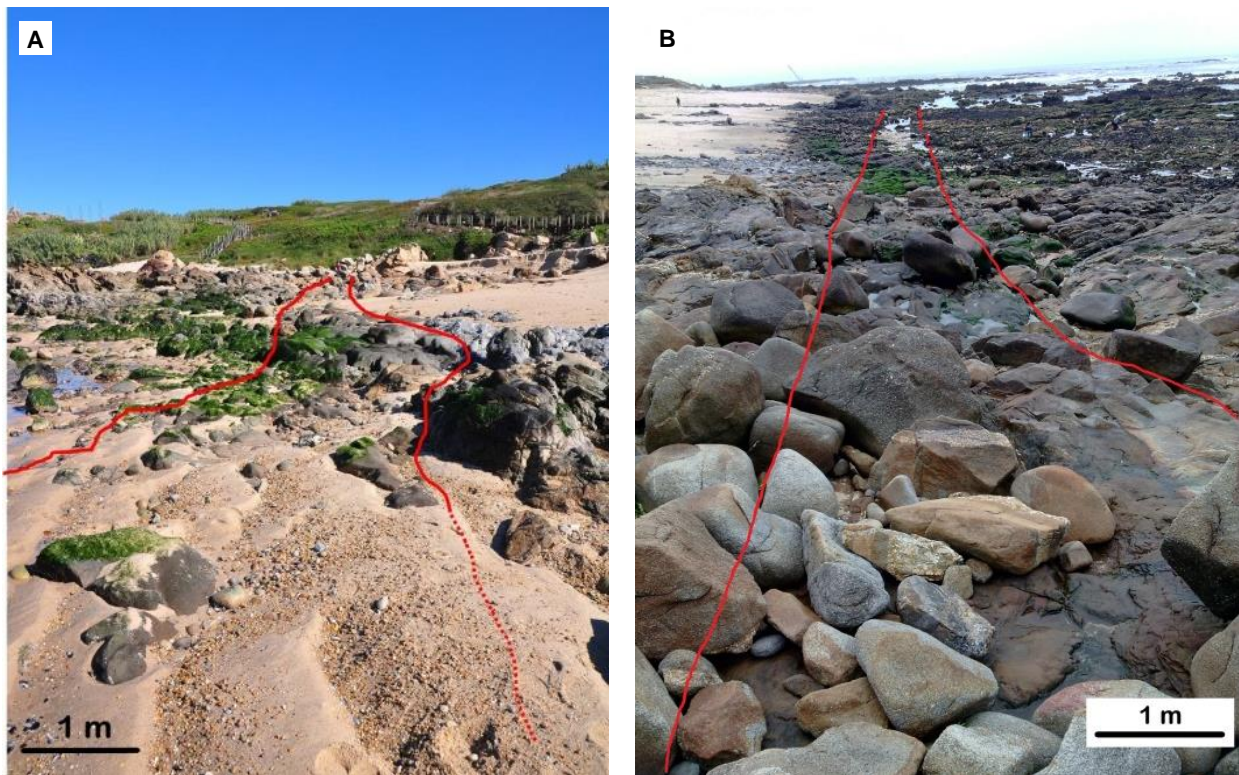


Figura V.11: Extensão do filão F3: **(A)** Observação de Sul para Norte; **(B)** Observação de Norte para Sul. Fotos tiradas em diferentes datas. Note-se a diferença no assoreamento.

Este filão apresenta pequenas fraturas que permitiram a percolação de água, levando a que grande parte de F3 se encontre alterada.

Ao longo do filão é possível observar várias vénulas de feldspato potássico e alguns encraves máficos (Figs. V.12C e V.12D).

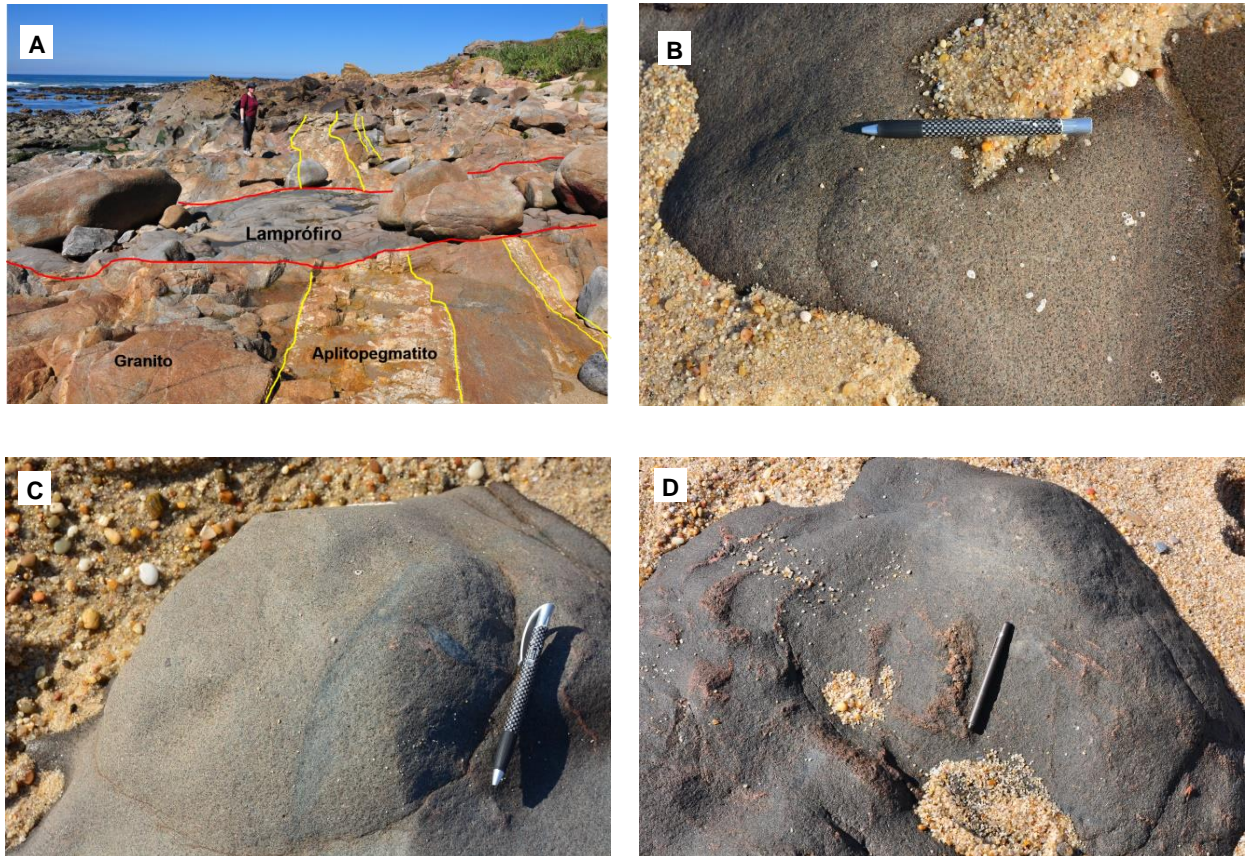


Figura V.12: Detalhes do filão F3

- A) F3 instalado na fraturação do granito e a cortar filões aplitopegmatíticos;
- B) Granularidade média do filão F3;
- C) Encraves máficos e vénulas de feldspato potássico;
- D) Vénulas de feldspato potássico.

F8

F8 é um filão de lamprófiro que observamos uma única vez.

Encontra-se encaixado nos migmatitos (Figs. V.1 e V.4), tem uma espessura de 10cm e um comprimento, visível, de 2m (Fig. V.13).

A orientação de F8 é N8°; 44°W.



Figura V.13: Filão F8 com uma tonalidade castanha, indicativa da sua alteração, instalado nos migmatitos.

F9, F10 e F11

O filão F9 corresponde a um lamprófiro com aproximadamente 20m de extensão, possança entre 1.15m e 2.3m e uma orientação N40°; 50°W (Fig. V.14A).

Está instalado na fraturação do granito (Fig. V.1 e V.4). Tal como os outros filões também atravessa filões aplitopegmatíticos (Fig. V.14B). No seio deste filão é possível observar brechas quartzosas (Fig. V.14C), veios de feldspatos e nódulos de quartzo (Fig. V.14D).

Muito próximo do filão F9, a sudeste, aflora o filão F10 (Fig. V.4), outro segmento de lamprófiro, com uma orientação N20°; 50°W. A sua possança ronda 1m e ocorre numa extensão de 3m (Fig. V.14E).

F11 corresponde a um segmento de lamprófiro, alterado, que ocorre a cerca de 25m a SW do filão F9 (Fig. V.4).

O caos de blocos existente na zona não permitiu concluir se estes três filões/segmentos estão relacionados entre si.

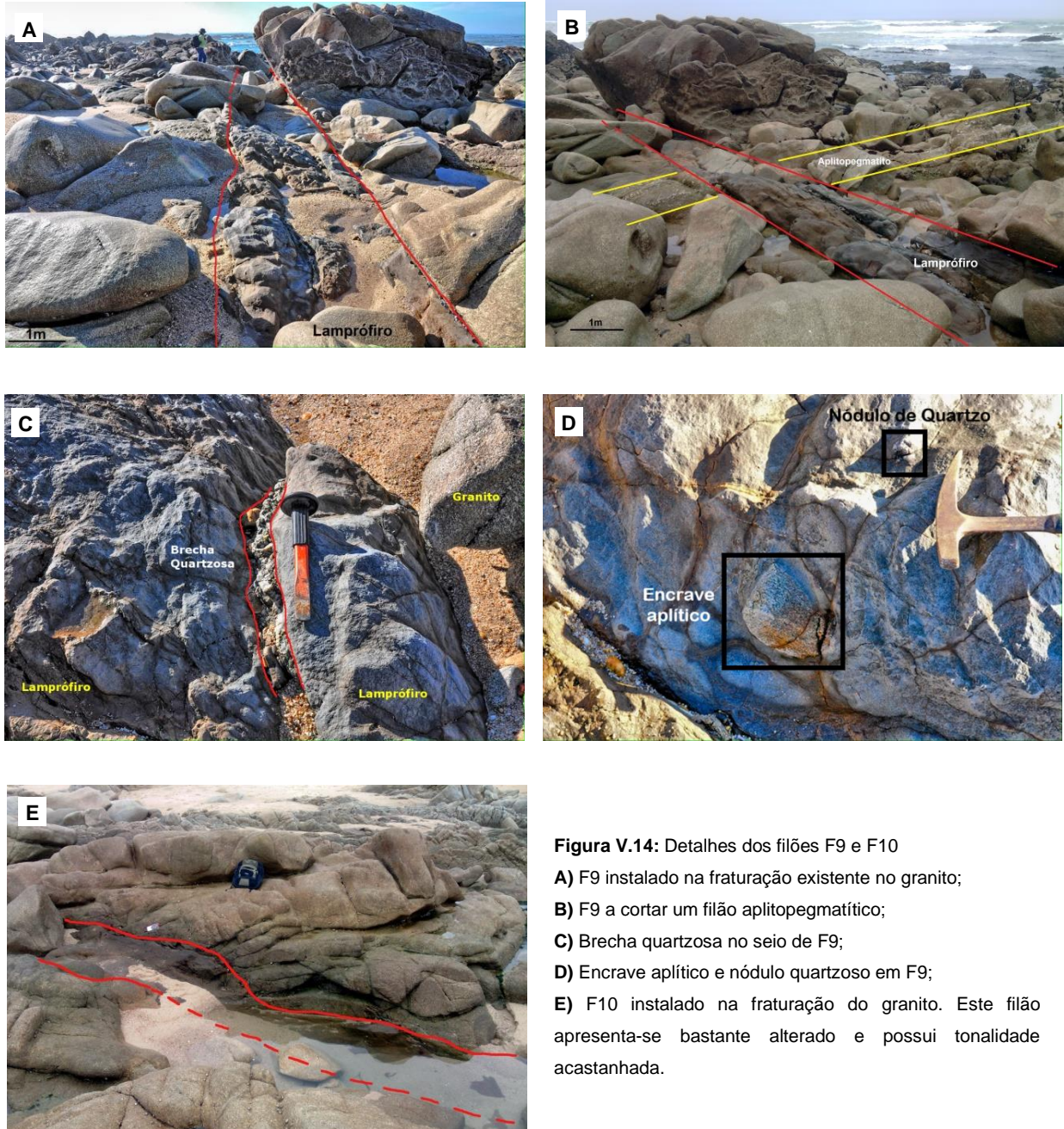


Figura V.14: Detalhes dos filões F9 e F10

- A)** F9 instalado na fraturação existente no granito;
- B)** F9 a cortar um filão aplitepegmatítico;
- C)** Brecha quartzosa no seio de F9;
- D)** Enclave aplítico e nódulo quartzoso em F9;
- E)** F10 instalado na fraturação do granito. Este filão apresenta-se bastante alterado e possui tonalidade acastanhada.

F12

O filão F12 ocorre muito perto de F9 e F10 (Fig. V.4). Este filão, apesar de fino (10cm de espessura), tem uma extensão visível de 30m (Fig. V.15) e apresenta-se fresco.

Está orientado segundo $N32^{\circ}; 70^{\circ}W$ e encontra-se instalado na fraturação do granito. A porção norte do filão mostra-se bastante segmentada (Fig. V.15A).

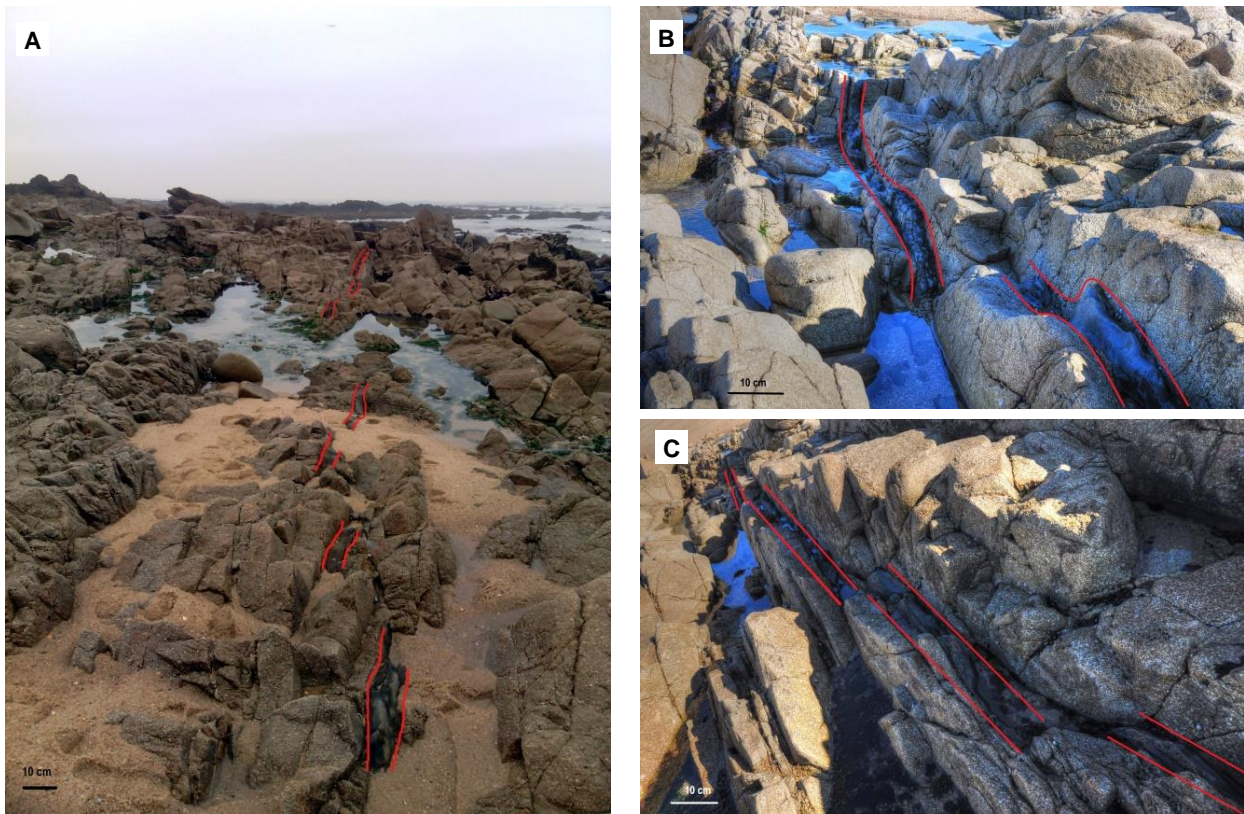


Figura V.15: Filão F12

- A)** Extensão de F12 visto de Norte para Sul.
B e C): F12 instalado na fraturação do granito.

F4

O filão F4 é composto por vários segmentos de lamprófiro frescos (Fig. V.16). Está instalado na fraturação que ocorre no granito e apresenta uma orientação média N24°; 60°W.

É observável numa extensão de 20m e a sua espessura ronda os 10cm.

O seu alinhamento (Fig. V.4) sugere tratar-se do prolongamento para SW do filão F12.

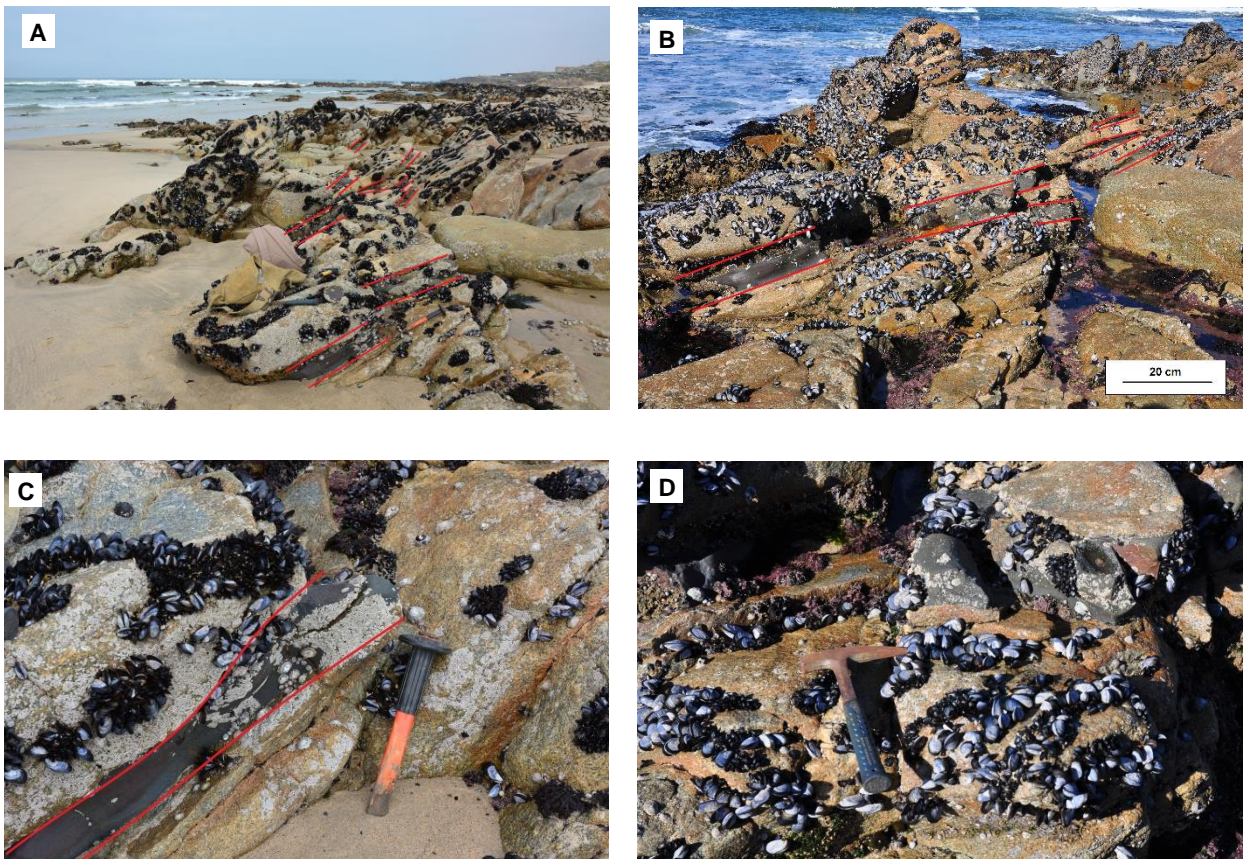


Figura V.16: Aspetos do filão F4

A e B) Observação de vários segmentos de F4 instalados na fraturação do granito.

C e D): Amostras colhidas de F4.

F13

Este lamprófiro é um segmento de lamprófiro com um comprimento visível de 1m e uma espessura de 15cm (Fig. V.17).

Está instalado na fraturação do granito e tem uma orientação N6°; 68°W (Fig. V.4).

O assoreamento da zona apenas permitiu a observação deste filão uma vez.



Figura V.17: Filão F13 instalado na fraturação existente.

F14 e F5

Os filões F14 e F5 são os lamprófiros que ocorrem na zona mais a sul da praia de Labruge (Fig. V.1 e V.5). As condições de observação destes filões nunca foram as ideais para a sua cartografia. O facto de estarem quase sempre assoreados e/ou estarem submersos levantou várias dificuldades na identificação dos seus contornos (Fig. V.18).

Ambos os filões se encontram instalados em fraturas que ocorrem nos migmatitos (Figs. V.18A e V.18E).

F14 é composto por dois troços com uma possança de 3m a 4m e uma orientação N20° (Figs. V.18A a V.18C). Não foi possível medir a sua inclinação.

O filão F5 aflora mais para sul e apresenta uma possança que varia entre os 3 e 4m. As condições em que o filão se encontra não permitiram medir uma orientação precisa. Aparece ter uma direção de aproximadamente N20°, não tendo sido possível medir a sua inclinação (Fig. V.18E e V.18F).



Figura V.18: Filões F14 e F5

A) Localização de dois segmentos do F14. Tal como se pode observar é um filão que se encontra bastante assoreado.

B, C e D) Detalhes de F14. É de realçar que estão frequentemente cobertos por conchas ou algas.

E) Localização de F5, bastante assoreado;

F) Transição entre F5 e o migmatito que serve de rocha encaixante.

F6 e F7

Fora da área de trabalho foram registados os filões F6 e F7. O seu avançado estado de alteração não permitiu qualquer estudo detalhado. Ambos se encontram instalados na fraturação do granito encaixante.

O filão F6 é composto por três ramos (R1 a R3) de orientação $N40^{\circ}; 64^{\circ}NW$, cuja possança varia entre os 0.2m e 1.2m (Fig. V.19A).

O filão F7 tem uma orientação de $N60^{\circ}; 80^{\circ}W$ (Fig. V.19B).

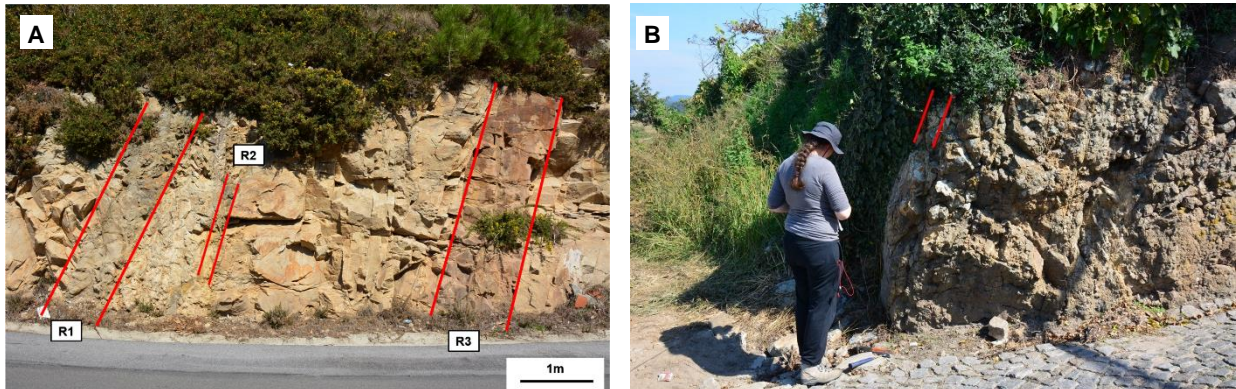


Figura V.19: Filões F6 e F7 que se encontram fora da área de trabalho.

A) Talude da Rua do Moinho (Labruge) com três ramos do filão F6, encaixados na fraturação do granito. A possança dos filões é, da esquerda para a direita, R1 = 0.8m, R2 = 0.2m e R3 = 1.2m.

B) Filão F7 na esquina de um muro na Rua do Calvelhe (Labruge).

V.3. Aspeto Macroscópico

Os lamprófiros que se encontram na zona norte da área de estudo (F1 e F2) apresentam uma granularidade muito fina.

No filão F1 (Fig. V.20A) é possível observar grãos milimétricos de anfíbola, que se encontram dispostos numa matriz muito fina, irresolúvel a olho nu. Observam-se fraturas que permitiram a percolação de água responsável por uma patine ferruginosa visível em alguns locais.

O filão F2 apresenta geralmente uma granularidade muito fina, irresolúvel a olho nu. Em alguns casos é apenas possível observar grãos milimétricos de quartzo (Figs. V.20B e V.20C). É muito frequente ocorrerem pequenas cavidades que poderão ter pertencido a grãos arrancados pela meteorização da rocha (Figs. V.20C; V.20D).

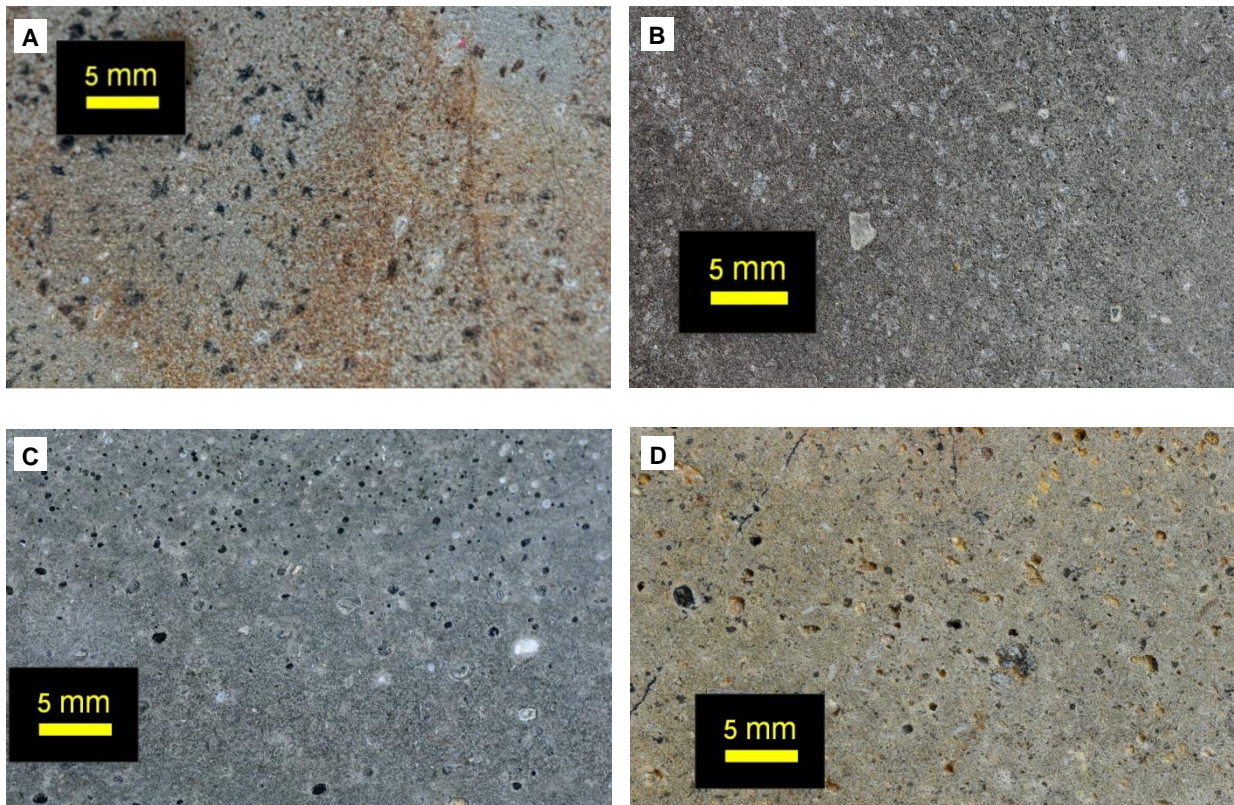


Figura V.20: Aspeto macroscópico dos filões F1 (A) e F2 (B, C e D).

A) Filão F1 apresenta grãos de anfíbola, dispostos numa matriz muito fina. Observam-se microfraturas e uma patine ferruginosa, resultante da alteração.

B, C e D). Amostras do filão F2 com granularidade muito fina. Ocorrem alguns grãos de quartzo de maiores dimensões. Observam-se arrancamentos. B e C estão frescas e D está alterada.

De uma forma genérica, os filões que se encontram a sul de F2 (Fig. V.1) apresentam uma granularidade média.

O filão F3 apresenta grãos milimétricos de mica castanha e de piroxena, que se encontram dispostos numa matriz bem desenvolvida onde é possível identificar grãos de feldspato potássico de tonalidade rosada (Figs. V.21A e V.21B).

O filão F12 apresenta grãos milimétricos de mica castanha, distribuídos numa matriz irresolúvel a olho nu (Fig. V.21C).

No filão F14 é possível observar palhetas de mica castanha e grãos milimétricos de piroxena, dispostos numa matriz bem desenvolvida na qual ocorrem pequenos grãos de feldspato potássico de tom rosado (Fig. V.21D).

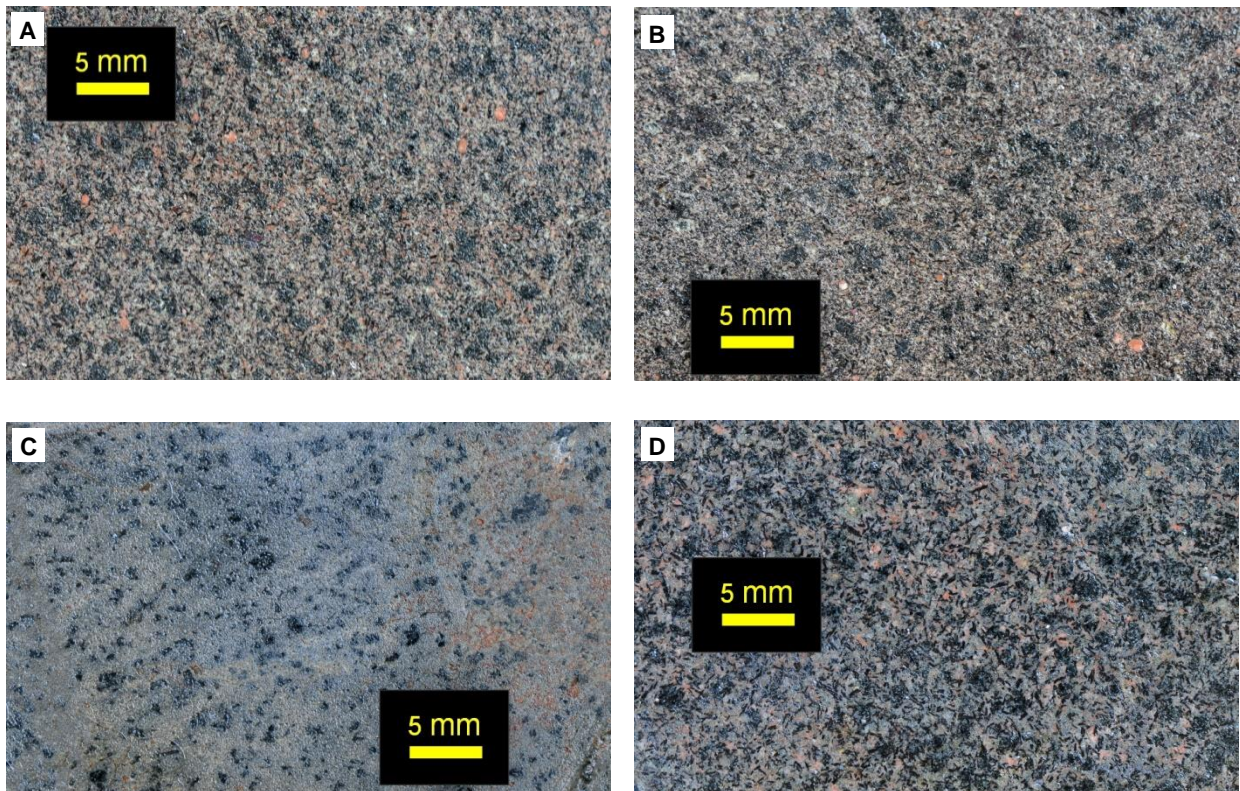


Figura V.21: Aspeto macroscópico de vários filões situados a sul de F2.

A e B) Amostras de F3, de granularidade média, onde é possível identificar mica castanha e piroxena entre os minerais de tonalidade escura e feldspato potássico com uma tonalidade rosada.

C) Amostra de F12 em que se observam grãos escuros, milimétricos, de mica castanha numa matriz cinzenta irresolúvel.

D) Amostra de F14 onde se observam palhetas de mica castanha e grãos de piroxenas, numa matriz bem desenvolvida onde ocorrem cristais róseos de feldspato potássico.

V.4. Amostragem

Devido ao estado de alteração dos filões que ocorrem em Labruge, não foi possível amostrar alguns deles.

No total, foram recolhidas vinte amostras de oito filões. Na tabela V.1 encontra-se a localização das amostras, indicação do filão a que pertencem e, ainda, o tipo de análise a que cada amostra foi submetida.

Com o intuito de podermos quantificar o processo de alteração a que os lamprófiros foram sujeitos, foram colhidas duas amostras contíguas do filão F2: a amostra fresca 2015-12 e a amostra alterada 2015-11 (Fig. V.9C). A amostra 2015-11, devido ao seu estado de alteração, não foi utilizada na caracterização de geoquímica.

Tabela V.1: Localização das amostras e indicação do tipo de estudo/análise realizada (WGS84 / UTM zona 29T).

Filão	Amostra	Longitude	Latitude	Microscópio	Rocha Total	Isótopos	Microssonda Eletrónica
F1	2015-1	522 548	4 570 013	x			
	2015-2	522 548	4 570 013				
F2	2015-3	522 581	4 569 880	x	x	x	x
	2015-4A	522 573	4 569 858	x	x	x	x
	2015-4B	522 573	4 569 858	x	x	x	
	2015-11	522 586	4 569 884	x	x		
	2015-12	522 586	4 569 884	x	x	x	
F3	2015-6	522 691	4 569 746	x	x	x	x
	2016-1	522 690	4 569 745	x	x		
	2016-2	522 695	4 569 777	x			
	2018-4	522 705	4 569 776	x	x		x
F9	2016-5	522 679	4 569 543	x			
	2018-3	522 675	4 569 543	x	x		
F12	2016-4	522 679	4 569 519	x	x		
	2018-2	522 685	4 569 530	x	x		
F4	2015-5	522 665	4 569 452	x			
	2015-10	522 663	4 569 448	x	x	x	
	2018-1	522 645	4 569 453	x	x		x
F14	2015-9	522 646	4 569 351	x	x		x
F5	2016-3	522 629	4 569 301	x			x

V.5. Orientação da fraturação e dos filões lamprofíricos

V.5.1. Rede fratural

Tendo por base os ortofotomapa da área disponíveis e utilizando a aplicação Rockworks17®, foi efetuado o estudo fratural 2D da área de Labruge.

Para este estudo foi definida uma malha com um espaçamento entre nódulos de 3.36m e uma área elementar de célula de 11.29m².

Nas figuras V.22 a V.24 são representados o mapeamento 2D da fraturação e da frequência de fraturação e a respetiva representação 3D. Realça-se o facto de a zona norte evidenciar a maior frequência de fraturação. Tal como já foi referido anteriormente, o estudo desta zona está dependente das oscilações das marés e do assoreamento, o que justifica que determinados domínios das imagens não tenham a cobertura desejada.

Existem três famílias de fraturas na zona de Labruge NE-SW, NW-SE e uma sub-horizontal, que não está ilustrada neste estudo.

A família NE-SW tem uma orientação média de N32°, com um intervalo de confiança de 2.3° (correspondente a 99% de confiança) e um valor de R-Mag de 0.96 (Fig. V.25). O comprimento médio das fraturas é de cerca de 7.36m, com um desvio padrão de 6.62m. A fratura mais extensa medida foi de 62.5m (Fig. V.26).

A família NW-SE tem uma orientação média de N298°, com um intervalo de confiança de 4.7° (correspondente a 99% confiança) e possui um valor de R-Mag de 0.96 (Fig. V.27). Em média, esta família tem um comprimento de 8.35m, com um desvio padrão de 6.98m. A fratura mais extensa medida tem 37.4m (Fig. V.28)

Nas figuras V.25 a V.28 indicam-se valores estatísticos mais detalhados sobre a frequência e o comprimento das famílias em questão.

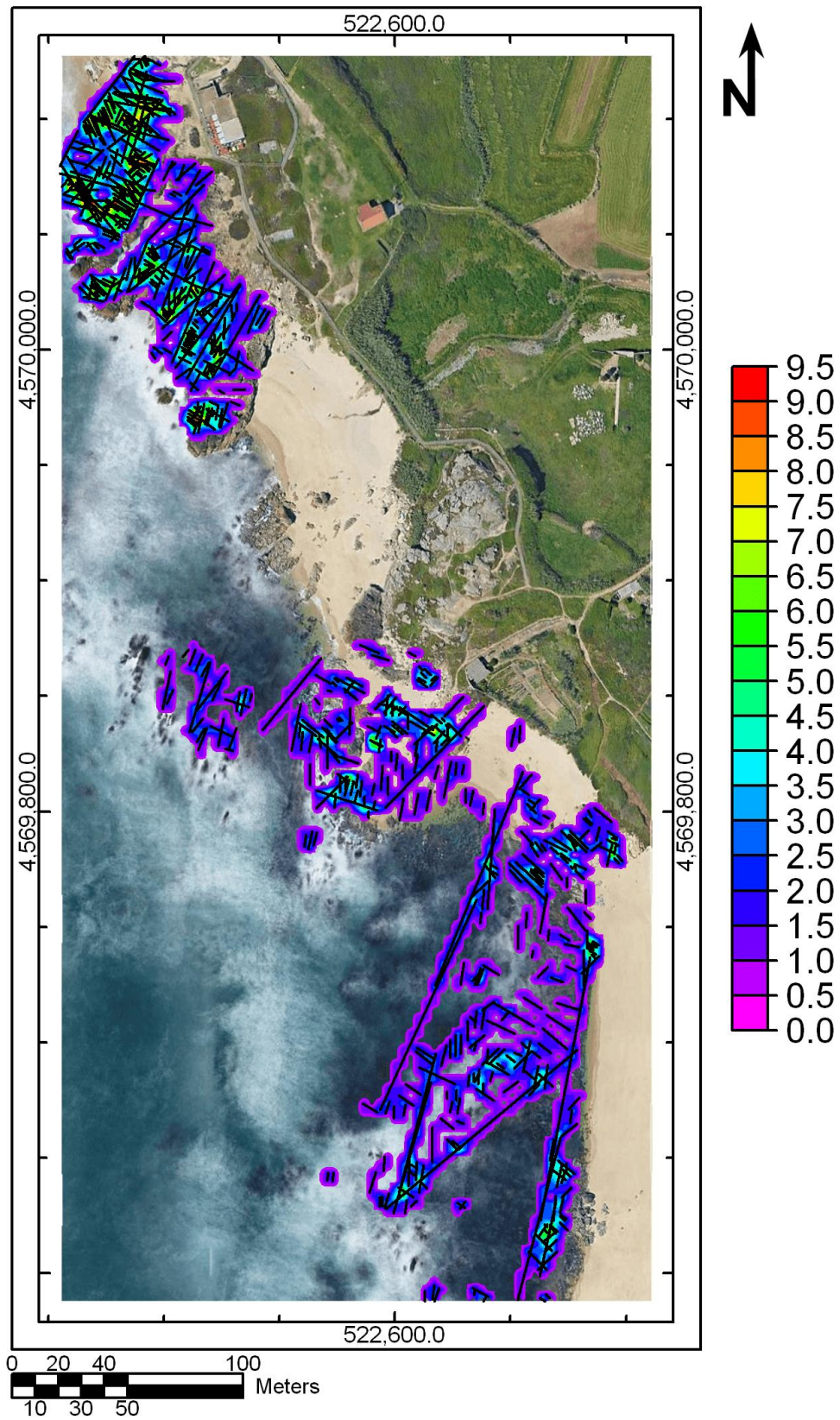


Figura V.22: Mapa de frequência, por área de célula, de fraturação da zona Norte de Labruge. Imagem de fundo retirada do Google Earth™

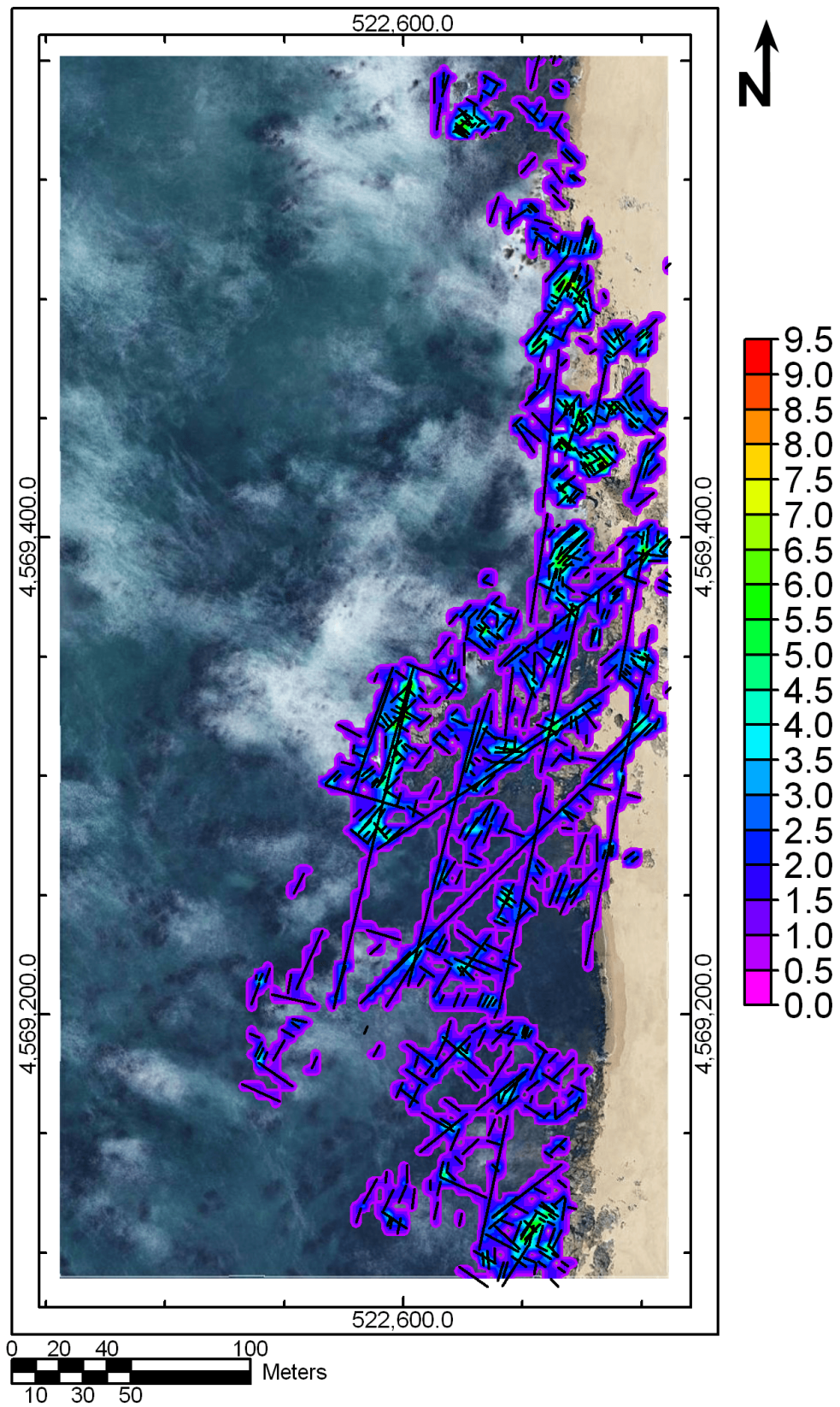


Figura V.23: Mapa de frequência, por área de célula, de fraturação da zona Sul de Labruge. Imagem de fundo retirada do Google Earth™

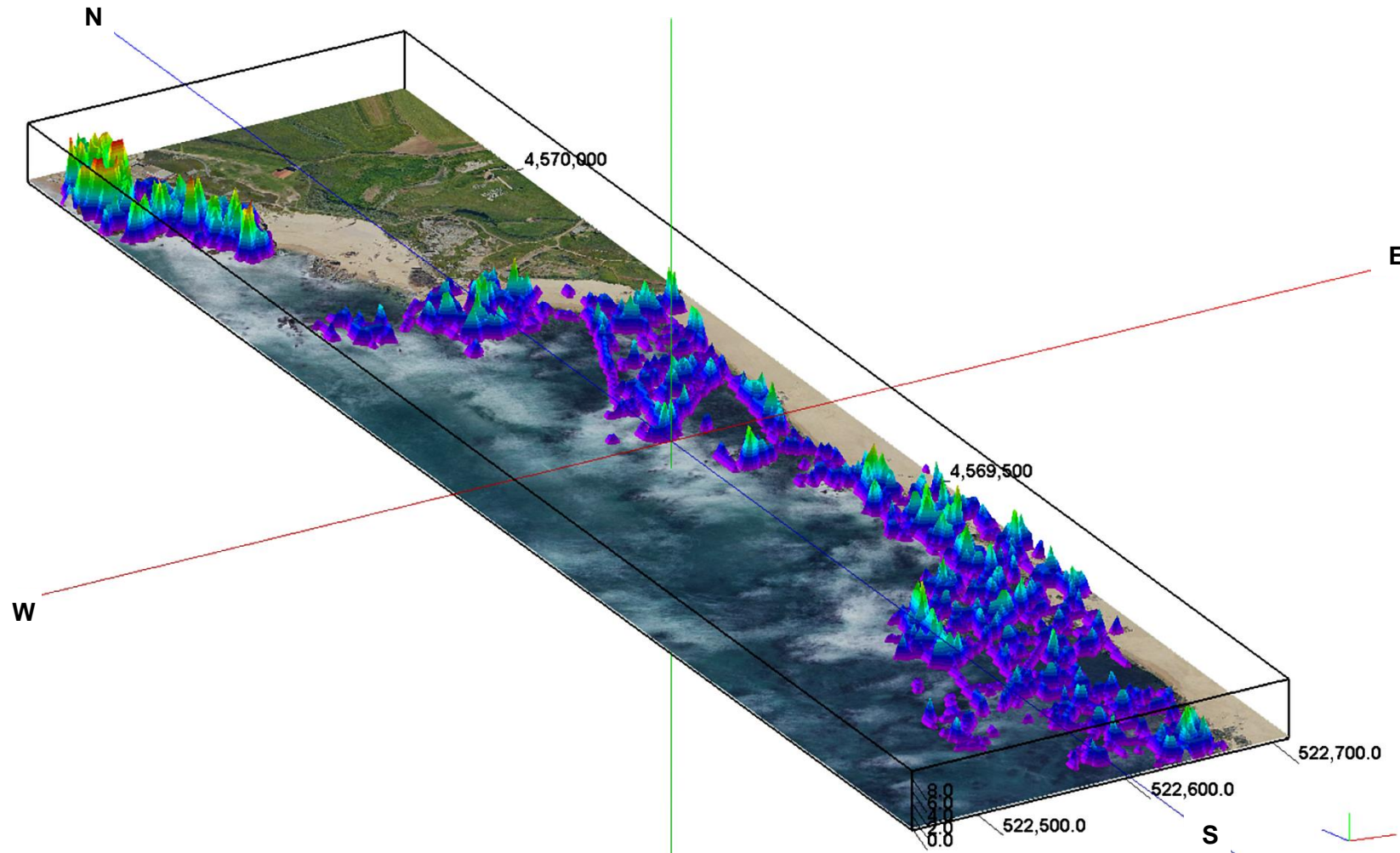


Figura V.24: Representação 3D da frequência da fraturação em Labruge. Escala de cores igual à da figura anterior. Imagem de fundo retirada do Google Earth™.

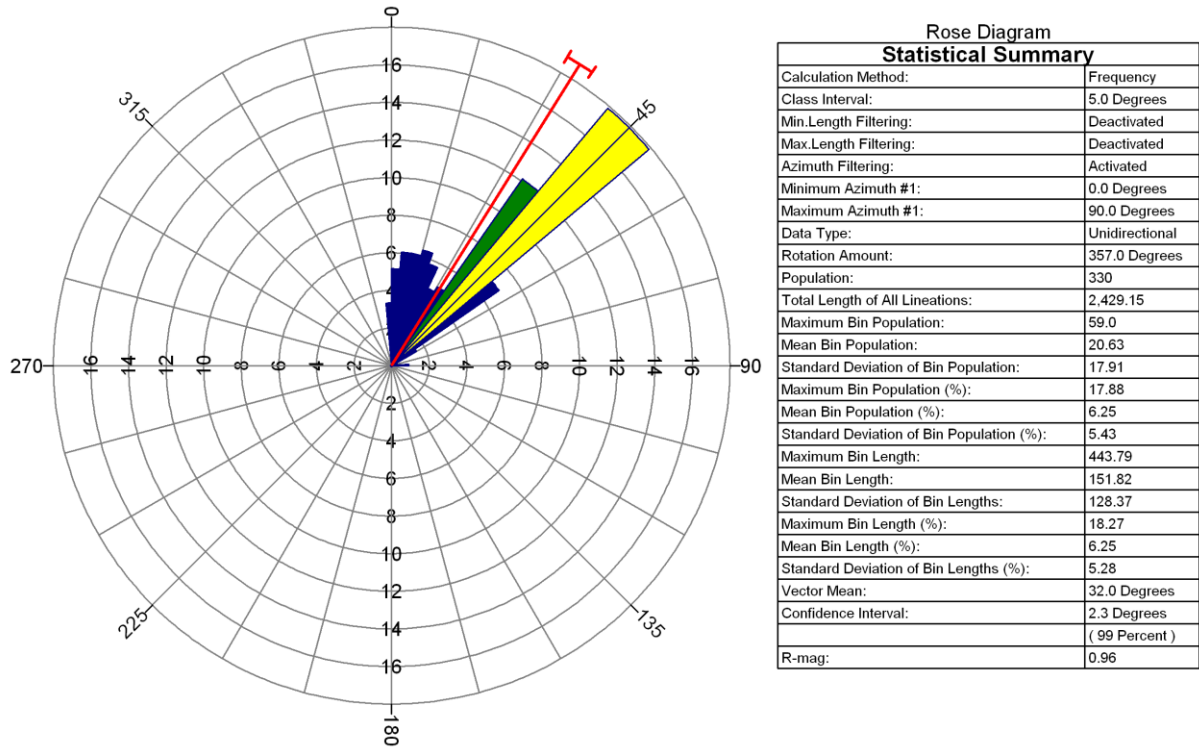


Figura V.25: Diagrama de roseta relativo à frequência da fraturação da família NE-SW. Na tabela é apresentado um resumo de vários valores estatísticos.

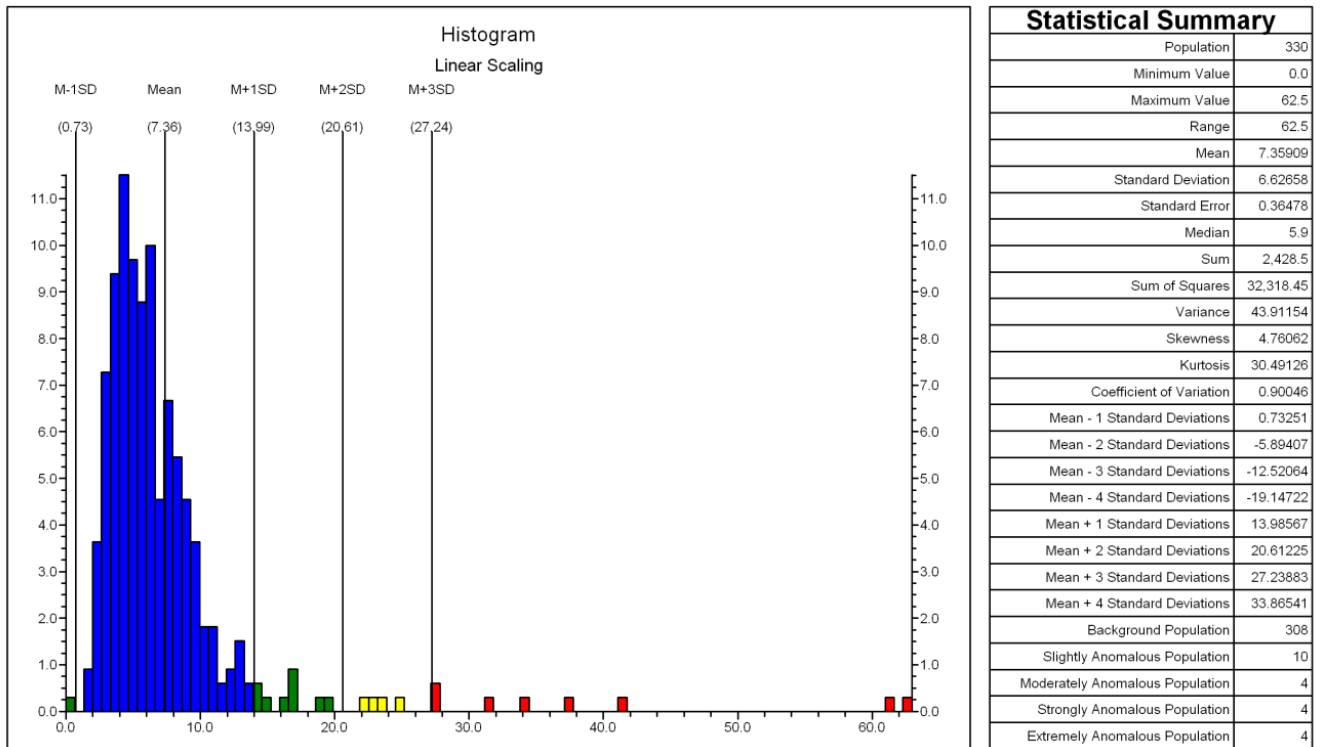


Figura V.26: Histograma com base nos comprimentos da família NE-SW. Na tabela é apresentado um resumo de vários valores estatísticos. As ordenadas estão representadas em percentagem do total de comprimentos.

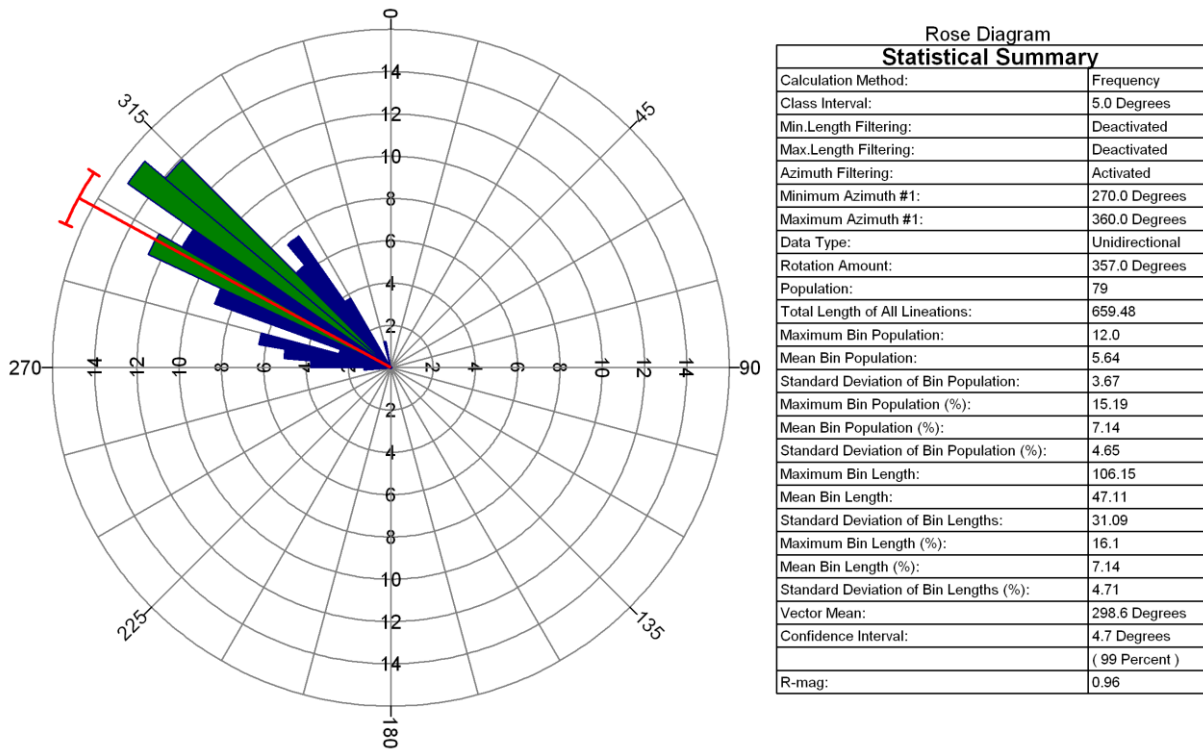


Figura V.27: Diagrama de roseta relativo à frequência da fraturação da família NW-SE. Na tabela é apresentado um resumo de vários valores estatísticos.

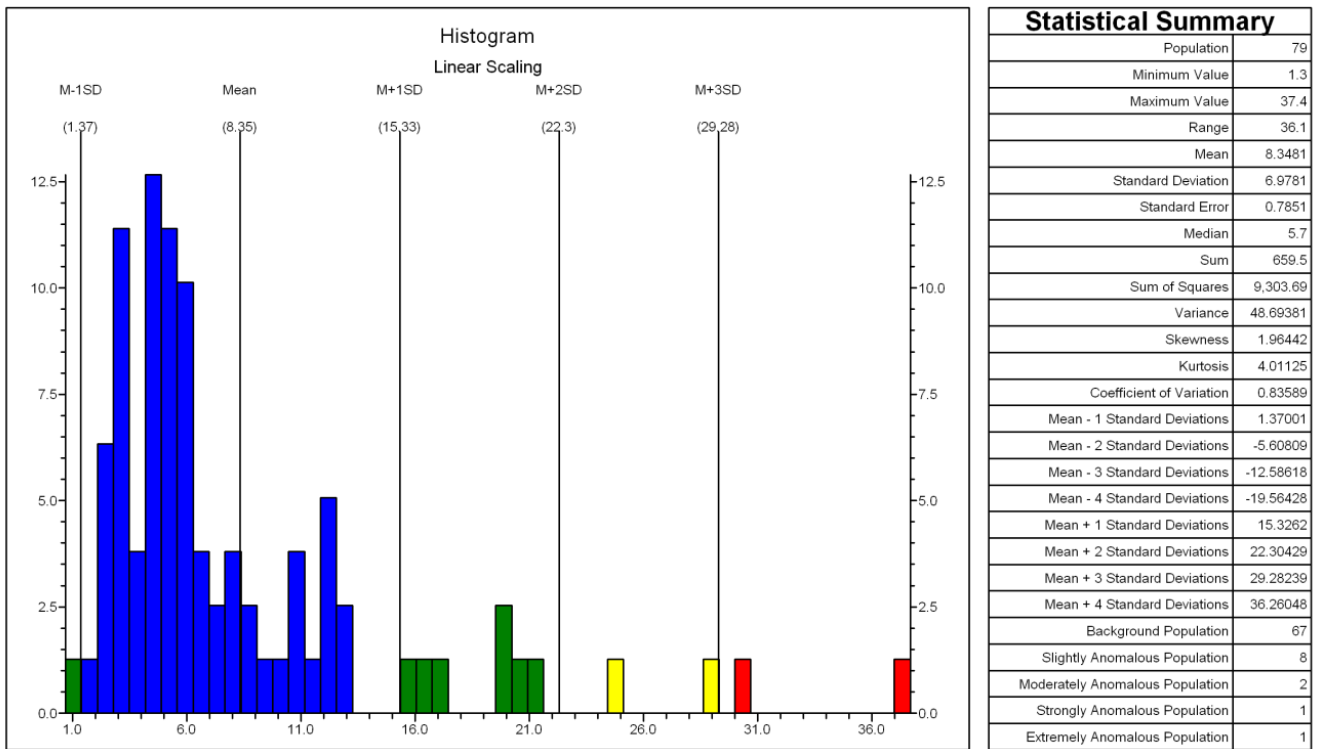


Figura V.28: Histograma com base nos comprimentos da família NW-SE. Na tabela é apresentado um resumo de vários valores estatísticos. As ordenadas estão representadas em percentagem do total de comprimentos.

V.5.2. Orientação dos filões lamprofíricos

Os filões estudados possuem uma orientação média N32°; 58°W (Figs. V.29; V.30). Estão instalados no sistema fratural, com orientação NE-SW.

Em alguns dos filões (Fig. V.8B e V.9A) observa-se um padrão em ziguezague, condicionado pelas duas orientações fraturais existentes.

Os valores de estatística esférica calculados para os filões são:

- 1º valor de Eigen = 0.929
- 2º valor de Eigen = 0.05
- 3º valor de Eigen = 0.022
- $\ln (E1/E2) = 2.928$
- $\ln (E2/E3) = 0.83$
- $\ln (E1/E2) / \ln (E2/E3) = 3.526$
- Variância esférica = 0.0372
- $Rbar = 0.9628$

O valor de $Rbar$ ($1 - \text{variância esférica}$) foi utilizado para testar a uniformidade da distribuição dos dados. Conclui-se que a hipótese da uniformidade dos dados pode ser rejeitada com um nível de confiança de 99%.

Os lamprófiros manifestam a mesma orientação estatística que a família de fraturas NE-SW (Figs. V.1 a V.4, V.25, V.29), corroborando as observações de campo, que indicam instalação dos filões nesta orientação fratural.

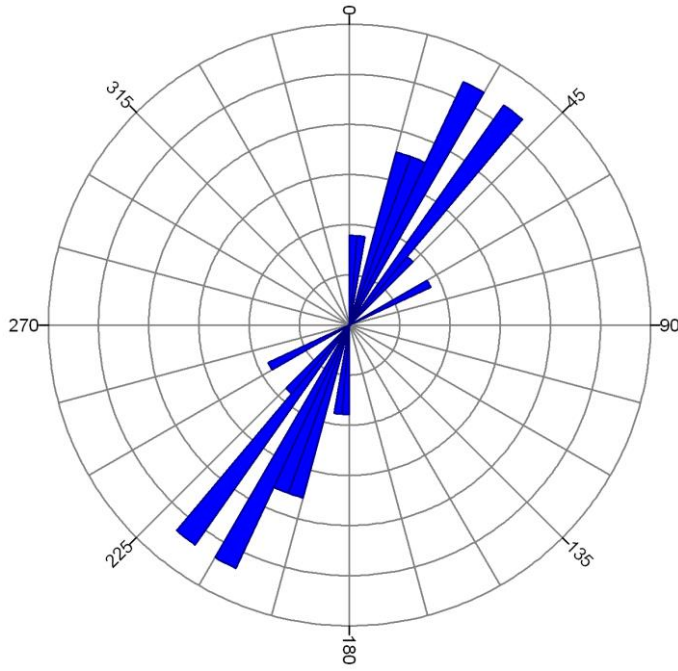


Figura V.29: Diagrama de rosetas de frequência dos filões lampróficos. A orientação genérica é NE-SW.

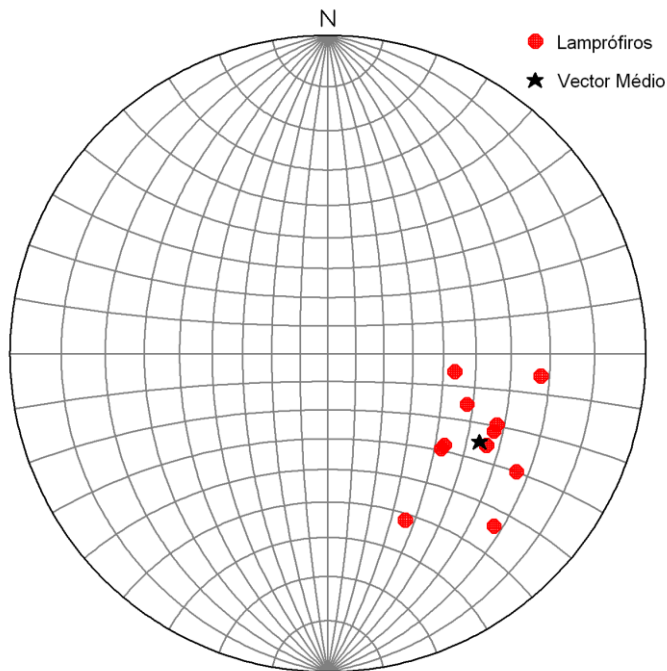


Figura V.30: Projeção polar de *Wulff* (hemisfério inferior) dos filões lampróficos.

Capítulo VI

Petrografia

VI. Petrografia

Na área estudada ocorrem dois grupos de lamprófiros, petrograficamente distintos:

- o Grupo Norte representado pelos filões F1 e F2 (Fig. V.1);
- o Grupo Sul representado pelos outros filões que ocorrem a Sul, de F3 a F5 (Fig. V.1).

VI.1. Grupo Norte

O Grupo Norte é petrograficamente composto por fenocristais de anfíbolos e de micas castanhas, dispostos numa matriz essencialmente plagioclásica, com cristais de menores dimensões de anfíbolos e micas castanhas, quartzo e calcite intersticiais. Como minerais acessórios ocorrem epidoto, esfena, apatite e opacos. Como minerais de alteração são frequentes a clorite resultante da anfíbola e da mica castanha e a sericite proveniente da alteração da plagioclase.

Na zona central dos filões é possível observar uma textura granular panidiomórfica, em que quer os fenocristais, quer a matriz, se encontram bem desenvolvidos (Figs. VI.1; VI.3A; VI.3B). Na bordadura dos filões a textura passa a porfírica, em que os fenocristais ocorrem bem desenvolvidos e a matriz (composta por finas palhetas de plagioclase e mica castanha) é afanítica (Figs. VI.2; VI.3E; VI.3F). Pontualmente também foi possível observar uma textura traquítica (Figs. VI.3C; VI.3D).

Os lamprófiros estudados apresentam uma granularidade média a fina, cujos maiores cristais não ultrapassam escassos milímetros. O termo fenocristal é utilizado para os cristais de maiores dimensões das nossas amostras.

Observam-se concreções nodulares amigdaloides de plagioclase, em ripas alongadas e entrecruzadas com quartzo, calcite e epidoto acessórios (Fig. VI.1). É de realçar a presença de vários glomérulos mono (ocelos) e pluriminerálicos bem como a presença de pequenas vénulas de calcite (Fig. VI.6C; VI.6D).

Do ponto de vista petrográfico não há evidências de fragmentação dos xenólitos identificados no trabalho de campo, o que afasta a hipótese de contaminação a este nível.

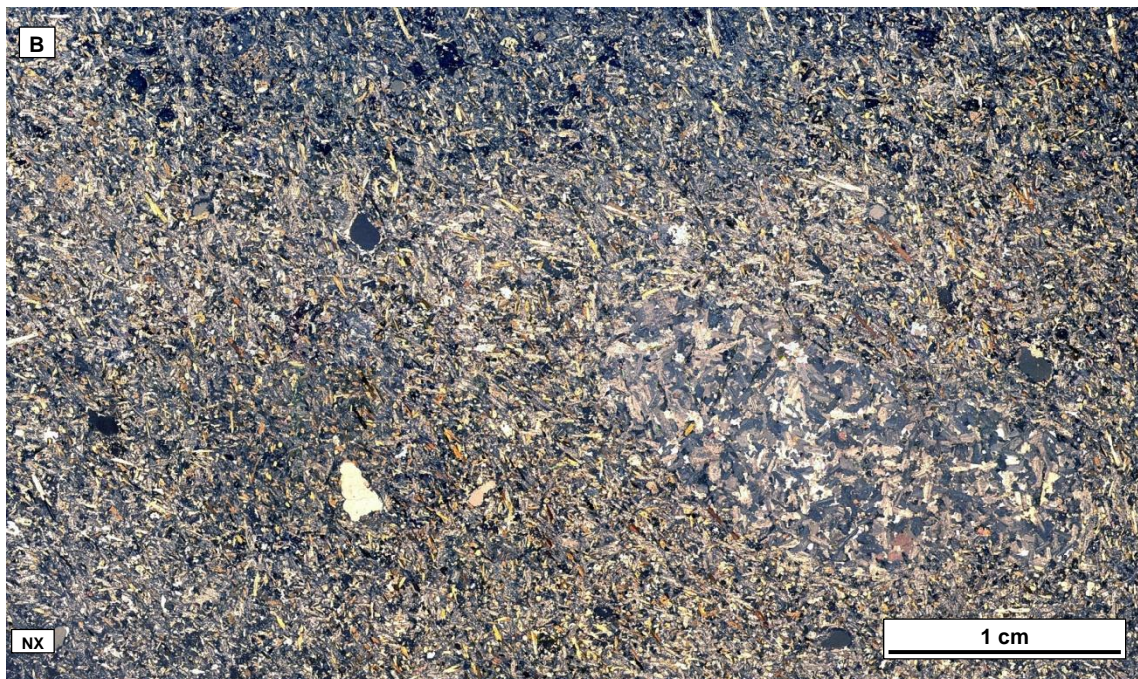
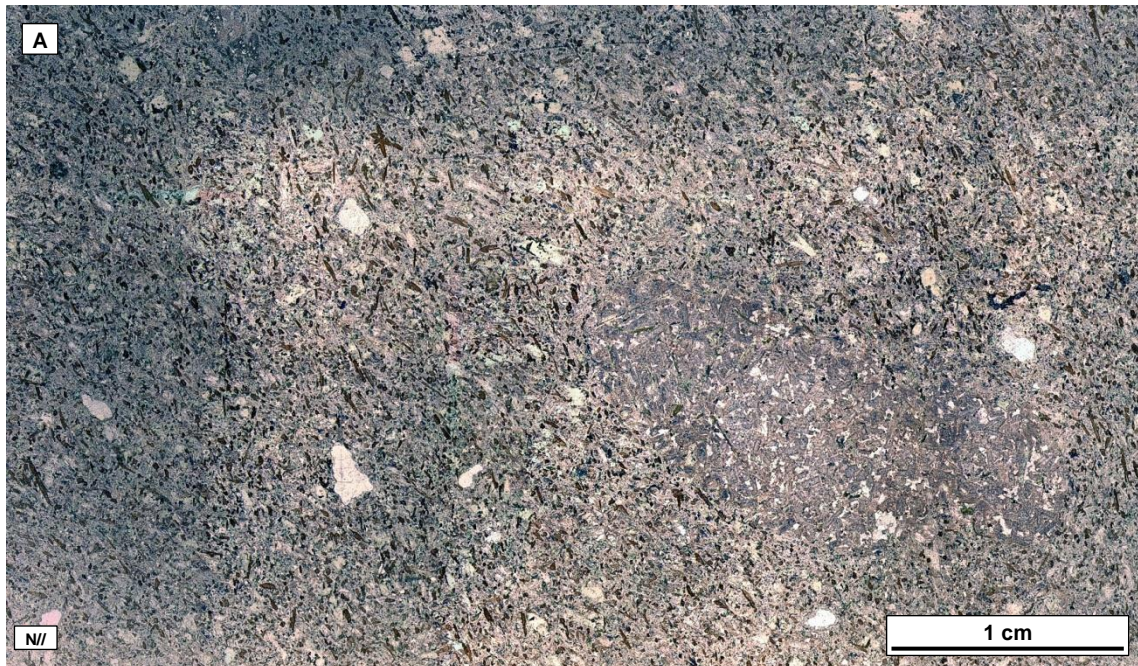


Figura VI.1: Lâmina do Grupo Norte observada à lupa, ilustrando a textura granular panidiomórfica. **A:** observação em nicóis paralelos (N//); **B:** observação em nicóis cruzados (NX). Destaca-se um nódulo centimétrico composto por plagioclase e epídoto.

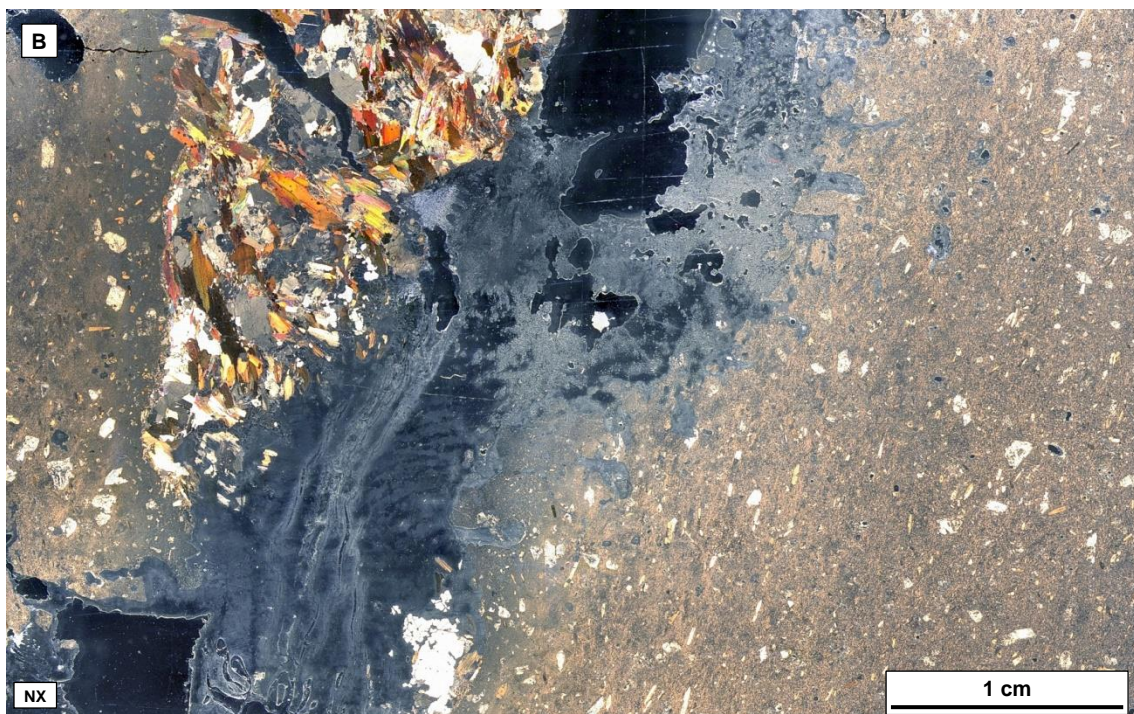
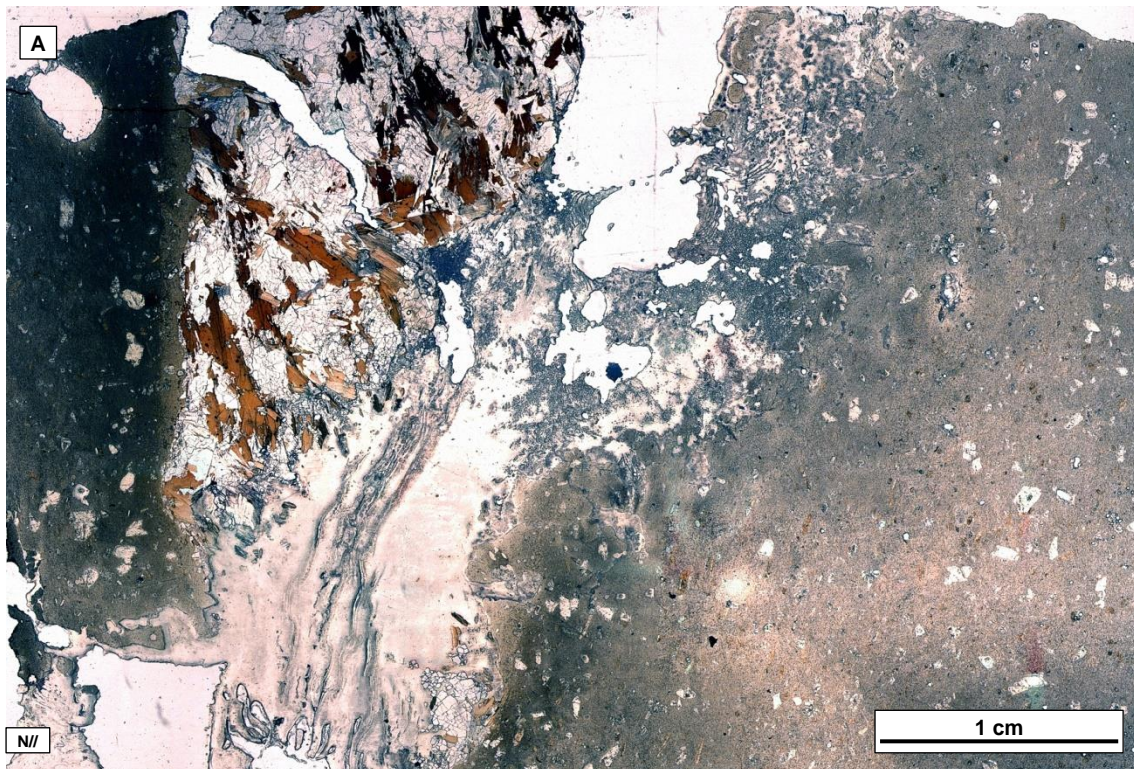


Figura VI.2: Lâmina do Grupo Norte observada à lupa, ilustrando a textura porfírica. Nesta lâmina é possível observar o contacto entre o lamprófiro e a rocha encaixante. O lamprófiro apresenta fenocristais e pseudomorfos dispersos numa matriz afanítica. **A)** observação em nicóis paralelos (N//); **B)** observação em nicóis cruzados (NX).

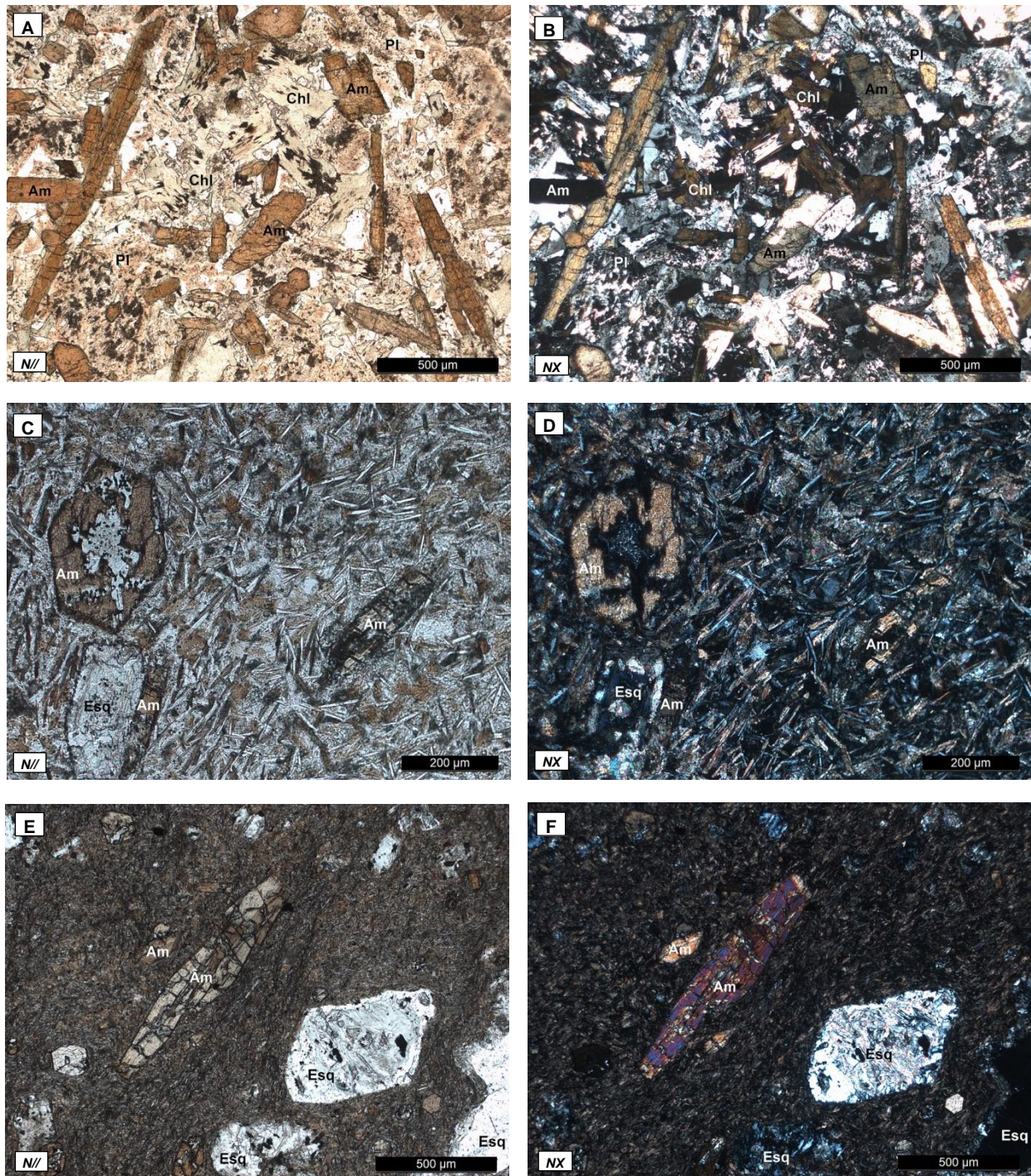


Figura VI.3: Texturas do Grupo Norte.

A e B) Textura granular panidiomórfica: todos os cristais se encontram bem desenvolvidos. Os fenocristais correspondem a anfíbola castanha e micas (cloritizadas). A matriz é composta, essencialmente, por plagioclase sericitizada.

C e D) Textura traquítica: fenocristais de anfíbola corroídos e pseudomorfos de minerais prévios bem desenvolvidos. A matriz é composta por finas palhetas de plagioclase e de biotite.

E e F) Textura porfírica: fenocristais de anfíbola e pseudomorfos dispostos numa matriz afanítica.

VI.1.1. Fenocristais

VI.1.1.1. Anfíbola

A anfíbola é o mineral máfico predominante. Trata-se de uma anfíbola castanha, da família das hornblendas, de hábito prismático e secções basais pseudo-hexagonais (Fig. VI.4). É comum os cristais de anfíbola não terem formas perfeitas, apresentando frequentemente bordos corroídos (Figs. VI.4A; VI.4B).

Alguns cristais manifestam um zonamento ótico, com centros castanho-claro e bordos castanho-escuro (Fig. VI.4C; VI.4D).

Nas secções basais identificam-se duas clivagens losânicas (110) com aproximadamente 56° e 124° (Fig. VI.4E). Este mineral manifesta um forte pleocroísmo que varia entre castanho-claro e castanho-escuro.

Os cristais apresentam, em média, comprimentos da ordem dos 0.15-0.35mm alcançando, no máximo, os 2mm de comprimento (Fig. VI.4).

É frequente a presença de maclas simples (100) (Fig. VI.4F). As cores de interferência são comumente mascaradas pela própria cor (Fig. VI.4B; VI.4F),

A maioria dos cristais revela uma bordadura esverdeada, incipiente, indicativa de uma cloritização inicial (Fig. VI.4A).

VI.1.1.2. Mica castanha

Apesar de a mica castanha ser um mineral bastante frequente, a sua deteção é difícil devido ao seu avançado grau de cloritização (Figs. VI.5A a VI.5C).

Nos poucos cristais que ainda preservam centros de mica intactos (Figs. VI.5A a VI.5C), é observável uma tonalidade castanha com forte pleocroísmo entre tons de castanho-pálido e castanho-avermelhado e uma direção de clivagem perfeita segundo (001). Os cristais manifestam extinção paralela à clivagem.

Os cristais são subédricos e têm um hábito lamelar. A sua dimensão varia entre os 0.2mm e os 0.4mm, não tendo sido detetada a presença de maclas.

Em nicóis cruzados, as cores de polarização são mascaradas pela própria cor do mineral (Fig. VI.5B).

A clorite resultante da alteração da mica castanha tem cor verde-clara e manifesta um fraco pleocroísmo. A sua cor de polarização é vermelho-cobre com laivos azulados (Fig. VI.5B). Em resultado da alteração da mica castanha ocorrem outros produtos acessórios como a esfena e o epídoto (Figs. VI.5A, VI.5B).

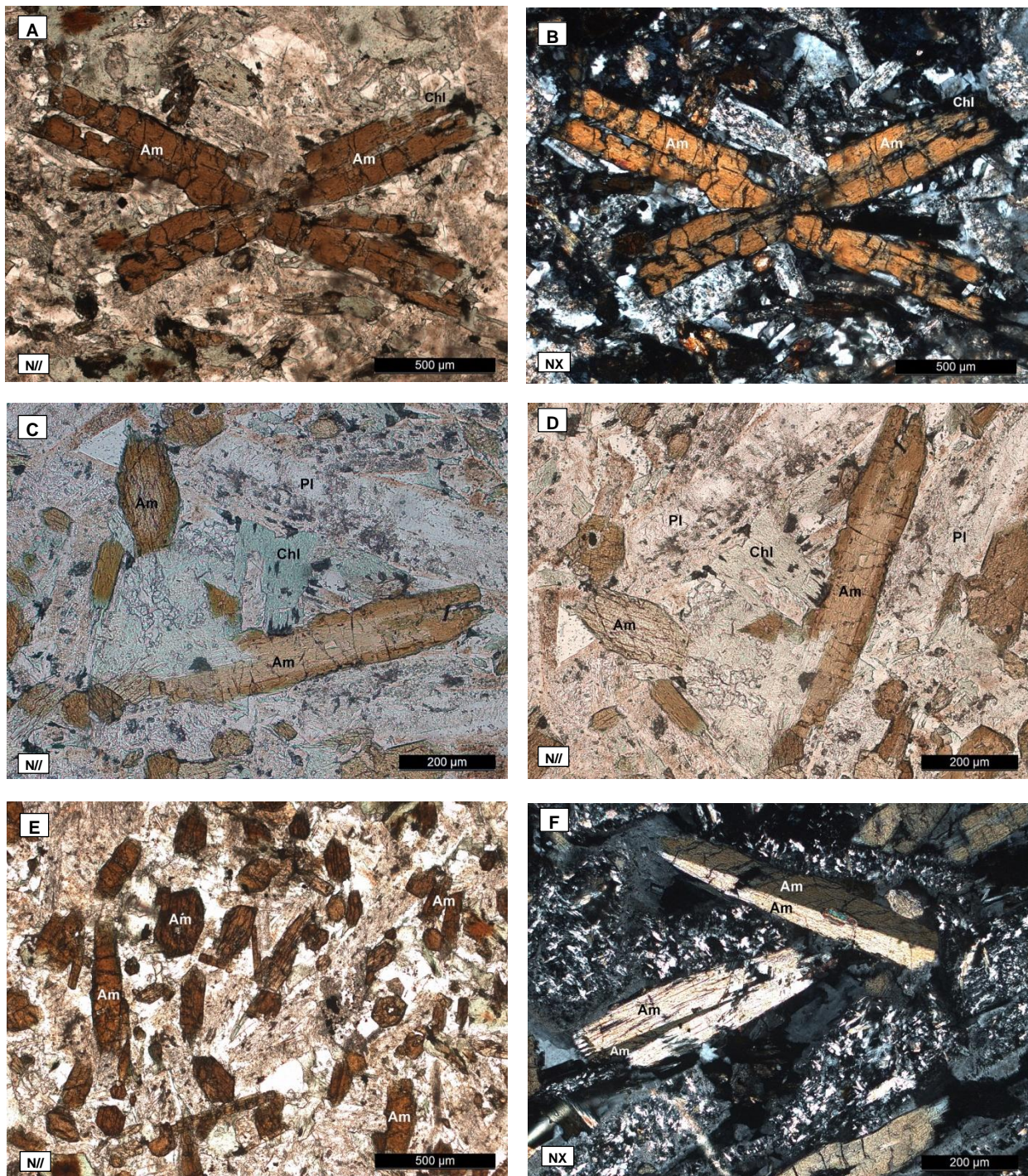


Figura VI.4: Anfíbolos do Grupo Norte.

A e B) Dois fenocristais entrecruzados de anfíbola. Os cristais estão corroídos e levemente cloritizados nos bordos.

C e D) Alguns cristais revelam um zonamento ótico, com centros em tons de castanho-claro e bordos em tons de castanho-escuro. Também é possível observar duas direções de clivagens losânicas.

E) Os cristais de anfíbola têm hábito prismático e secções basais pseudo-hexagonais.

F) Maclas presentes nas anfíbolos.

VI.1.1.3. Pseudomorfos

Observam-se pseudomorfos correspondentes a minerais pré-existentes, com faces bem definidas, que se encontram preenchidos por carbonatos, clorite e esfena (Figs. VI.3E; VI.3F; VI.5D).

Estas formas aparentam poder corresponder a antigos cristais de olivina (Figs. VI.3E; VI.3F; VI.5D).

É possível que estes pseudomorfos representem uma primeira geração de fenocristais, tendo em conta que se apresentam mais desenvolvidos que os outros fenocristais mencionados anteriormente e, em alguns casos, se observa uma textura fluidal da matriz, e até de anfíbolos, a contorná-los.

VI.1.2. Matriz

Dependendo da zona e da espessura do filão, ocorrem dois tipos de matriz. No centro do filão, em que a rocha apresenta uma textura granular panidiomórfica, a matriz é grosseira e bem desenvolvida (Figs. VI.3A; VI.3B). Na borda dos filões, a textura é porfírica, sendo a matriz muito fina, afanítica por vezes, irresolúvel ao microscópio (Figs. VI.3C a VI.3F).

A matriz grosseira é composta essencialmente por cristais bem desenvolvidos de plagioclase, zonados, manifestando hábito tabular. A sericitização destes cristais, em especial na zona central, é bastante frequente (Fig. VI.5E; VI.5F). As maclas polissintéticas, tão comuns nas plagioclases, são apenas observáveis em alguns casos em que a alteração não é tão avançada.

É comum os cristais de plagioclase apresentarem uma orla de feldspato potássico, por vezes com indícios de albitização hidrotermal pós-magmática.

Os minerais que constituem os fenocristais (anfíbolo e mica castanha) também se encontram distribuídos pela matriz, em dimensões mais reduzidas.

Os espaços intersticiais da matriz são essencialmente preenchidos por feldspato potássico, quartzo e calcite. A calcite é bastante comum na rocha, ocorrendo quer intersticialmente, quer em vénulas.

A matriz mais fina é composta por finas palhetas de plagioclase e mica castanha (Figs. VI.3C a VI.3F).

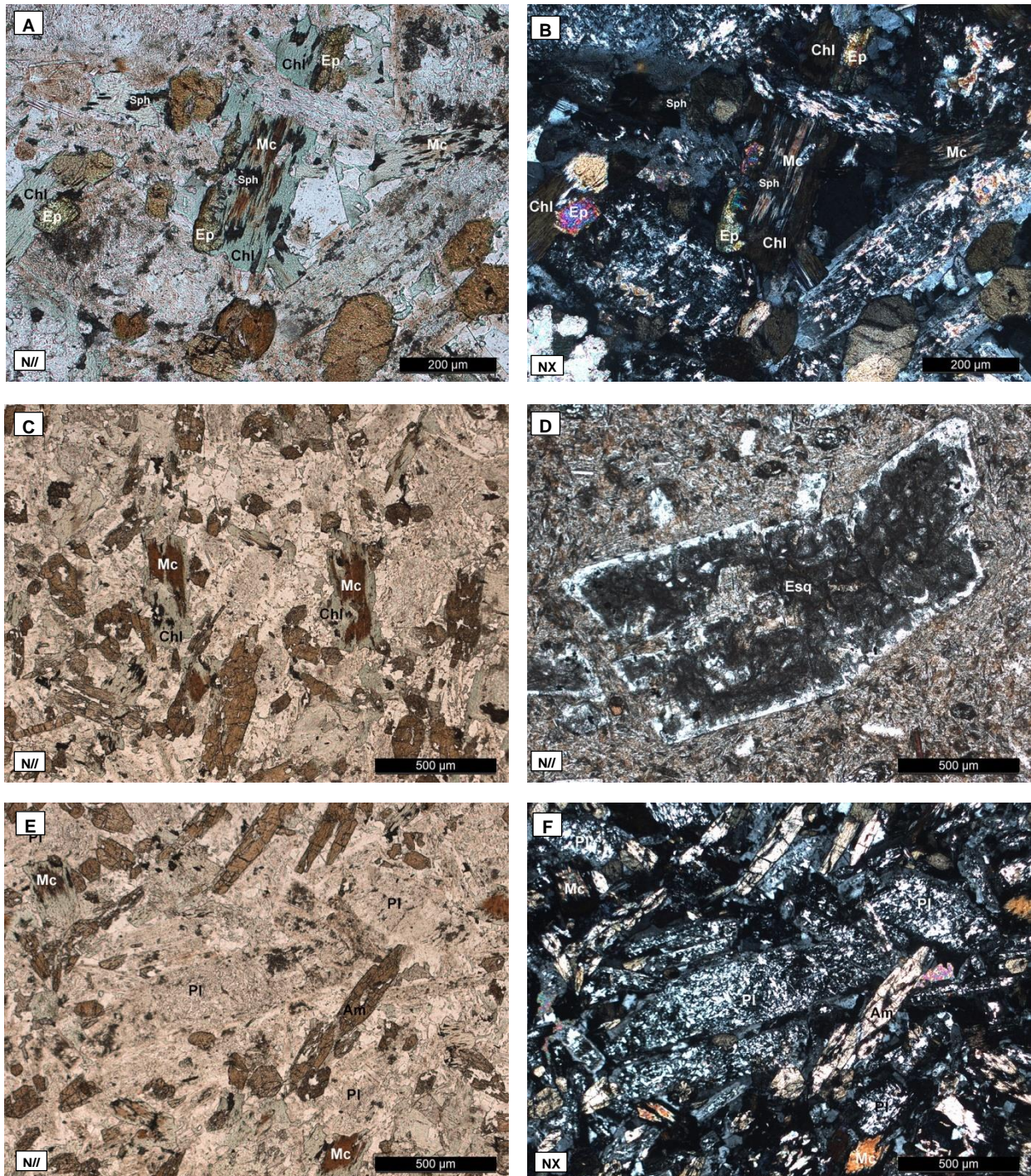


Figura VI.5: Micas, pseudomorfos e matriz do Grupo Norte.

A, B e C) Cristais de mica castanha cloritizada. Apenas é possível observar centros de biotite intactos, ainda com o seu tom castanho característico. Os cristais apresentam uma cloritização bastante pronunciada. A clorite é esverdeada e possui cores de polarização em castanho. Associados à alteração da mica também se encontram epidoto e esfena. O epidoto, pistacite, tem uma cor amarelo-canário inconfundível. A esfena ocorre em cristais de pequenas dimensões, em tons castanho-cobre.

D) Pseudomorfo de mineral pré-existente, com faces bem definidas e preenchido por carbonatos. A matriz e as anfíboas têm uma textura fluidal envolvente do pseudomorfo, indicando que estes pseudomorfos podem corresponder a uma primeira geração de fenocristais.

E e F) Cristais de plagioclase bem desenvolvidos com elevado grau de sericitização na parte central.

VI.1.3. Acessórios

A esfena e o epídoto ocorrem como produtos acessórios de exsudação, associada, aparentemente, à alteração dos cristais de mica (Figs. VI.5A; VI.5B). A esfena possui uma cor castanho-bronze, relevo alto e textura granular. O epídoto (pistacite) tem uma cor amarelo-canário, forte pleocroísmo em tons de amarelo, cores de interferência de 2ª ordem e forma prismática alongada.

Também é possível observar pequenos cristais de apatite, que ocorrem em secções basais hexagonais e, mais frequentemente, em pequenas agulhas incolores.

Ocorrem, ainda, como minerais opacos a magnetite e pirite.

O quartzo surge intersticialmente ou em ocelos uni ou pluricristalinos.

VI.1.4. Glomérulos

É comum a presença de glomérulos pluri ou monominerálicos (ocelos) nestas rochas.

Nas figuras VI.6A e VI.6B observam-se glomérulos compostos essencialmente por clorite, anfíbola e esfena. Esta clorite não parece depender da alteração da mica e revela uma tonalidade verde-clara, com pleocroísmo pouco acentuado, estrutura fibrosa-lamelar e polarização em azul-de-Berlim. Estas estruturas podem representar o envolvimento de dois líquidos imiscíveis (Philpots, 1976) ou a segregação de líquido numa fase tardia (Cooper, 1979).

Os ocelos de quartzo são muito frequentes no Grupo Norte. Estes ocelos apresentam uma zona central preenchida por quartzo (uni ou pluricristalino) rodeados por uma franja, descontínua, de calcite (Figs. VI.6C; VI.6D). É frequente observarem-se pequenos golfos de corrosão no quartzo, aparentemente devidos à ação da calcite. De uma forma geral, os maiores eixos destas estruturas variam entre os 0.6mm e os 1.8mm. Contudo, em raras exceções, estas estruturas podem alcançar os 2cm (Figs. VI.1; VI.6C; VI.6D).

Apesar de a presença de carbonatos, sem conotação direta com *melts* carbonatados, ser muito frequente nos lamprófiros, as características microtexturais evidenciadas pela presença de coroas de calcite envolvendo ocelos de quartzo, pela presença de calcite intersticial na matriz e, ainda, pela calcite em preenchimento de glomérulos e pseudomorfos podem querer indicar que a calcite, de natureza primária, tenha cristalizado a partir de um *melt* carbonatado numa pasta parcialmente fundida. A cristalização da calcite poderia ser associada à interação entre o magma e rochas

encaixantes contendo carbonato e, em particular, ao aprisionamento de carbonato sólido e/ou fundido no magma silicatado (Gozzi *et al.*, 2014).

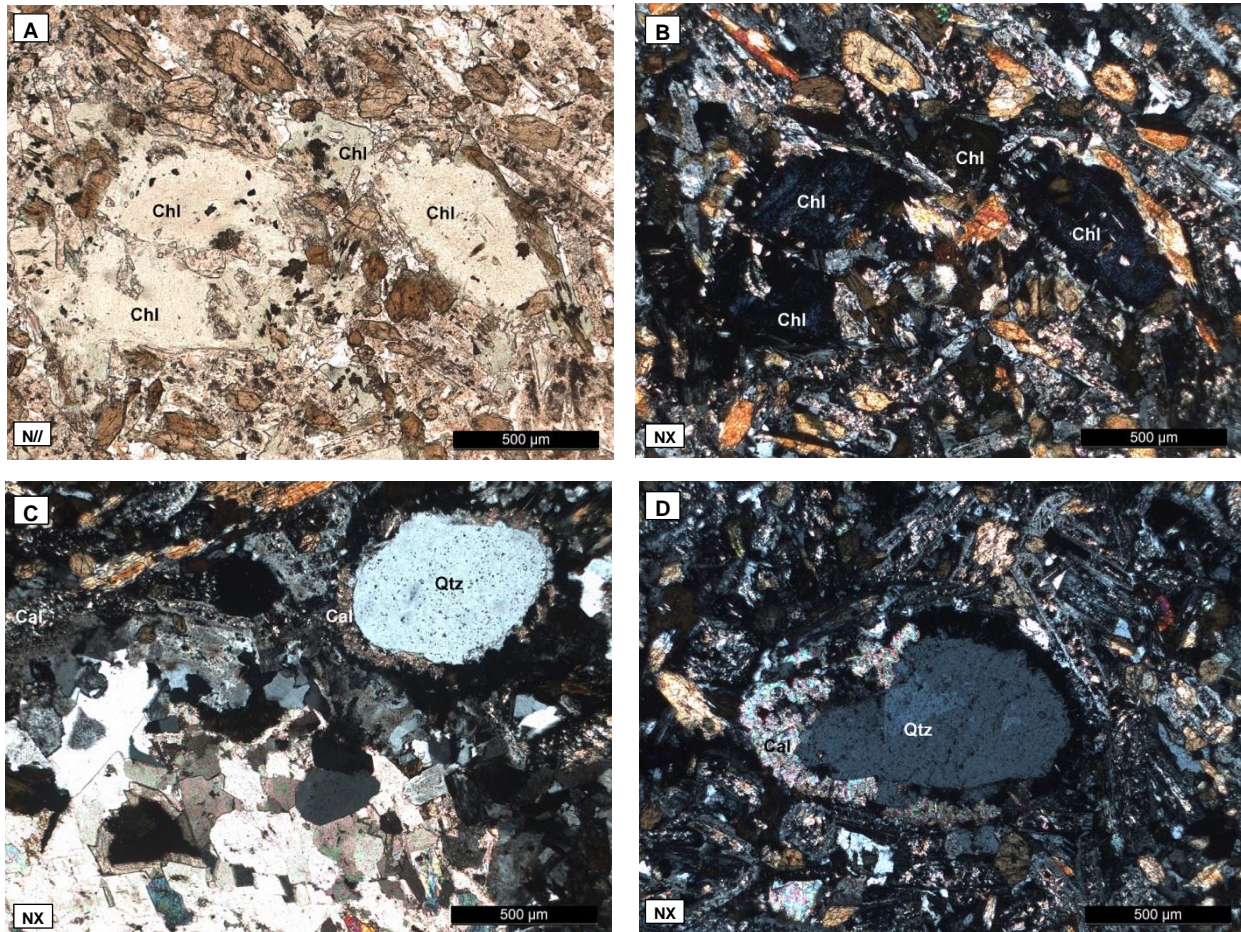


Figura VI. 6: Glomérulos do Grupo Norte.

A e B) Glomérulos compostos por clorite, anfíbola e esfena. É possível observar dois tipos de clorite: a clorite que resulta da alteração da biotite (esverdeada) e a clorite que preenche os glomérulos, verde-clara a incolor e com polarização em azul-de-Berlim.

C e D) Ocelos que ocorrem no Grupo Norte. Os ocelos mais frequentes são compostos por quartzo e são rodeados por uma franja, descontínua, de calcite. Em **D** é possível observar um golfo de corrosão do quartzo.

VI.1.5. Classificação

De acordo com a IUGS (Le Maitre *et al.*, 2002), a classificação dos lamprófiros é feita, apenas, com base na sua composição mineralógica (Tabela II.4).

Petrograficamente os lamprófiros do Grupo Norte apresentam as seguintes características:

- Nos constituintes claros existe uma predominância da plagioclase (pl) sobre o feldspato potássico (or). Não foi detetada a presença de feldspatoides (foid);
- Como minerais máficos predominantes ocorrem anfíbulas e micas castanhas.

Estas características (ver Tabela II.4) permitem classificar os lamprófiros do Grupo Norte como lamprófiros calco-alcalinos, mais especificamente espessartitos.

Andrade (1979) classificou estes lamprófiros como shoshonitos que, modalmente, se assemelham a camptonitos. Concordamos que se trata de rochas calco-alcalinas, na classificação vigente, contudo a inexistência de feldspatoides não permite considerar que se assemelhem a camptonitos.

VI.2. Grupo Sul

Os lamprófiros do Grupo Sul possuem fenocristais de mica castanha e de piroxena incolor, dispostos numa matriz composta maioritariamente por feldspato potássico e cristais de menores dimensões de mica castanha e piroxena incolor. Como minerais acessórios ocorrem apatite, esfena, opacos e epídoto. São frequentes, como produtos de alteração: a clorite resultante da mica castanha, a sericite resultante dos feldspatos, e o talco resultante de pseudomorfos (de olivina ou clinopiroxena).

Tal como no Grupo Norte, a textura também varia de granular panidiomórfica (Fig. VI.7) a porfírica (Fig. VI.8) e, por vezes, traquítica. No centro dos filões mais possantes observamos fenocristais e matriz bem desenvolvida – textura granular panidiomórfica (Figs. VI.9A; VI.9B) – enquanto no bordo dos filões (e nos filões mais finos) observamos fenocristais bem desenvolvidos e uma matriz muito fina – textura porfírica (Figs. VI.9C a VI.9F).

É de realçar a presença de vários glomérulos pluriminerálicos que estão rodeados por piroxenas ou por micas castanhas.

Tal como no Grupo Norte, não foi encontrada evidência petrográfica de fragmentação dos xenólitos identificados no trabalho de campo.

VI.2.1. Fenocristais

VI.2.1.1. Piroxena

A piroxena destaca-se pelo seu relevo alto. Apresenta-se como um mineral incolor e cristais subédricos de forma prismática (Fig. VI.10). Possui duas clivagens, (110) formando entre si um ângulo aproximado de 90° (Figs. VI.10E e VI.10F).

De uma forma geral, os cristais de piroxena rondam os 0.5mm, podendo alcançar (raramente) 1mm de comprimento (Fig. VI.10).

Em nicóis cruzados é frequente a observação de maclas simples (110) (Figs. VI.10C; VI.10D). As cores de polarização variam entre cinza, amarelo e rosa (Figs. VI.10B a VI.10D).

O ângulo máximo de extinção, nas secções paralelas ao eixo C – secções longitudinais (010) – ronda os 42°, permitindo classificar esta clinopiroxena como diópsido.

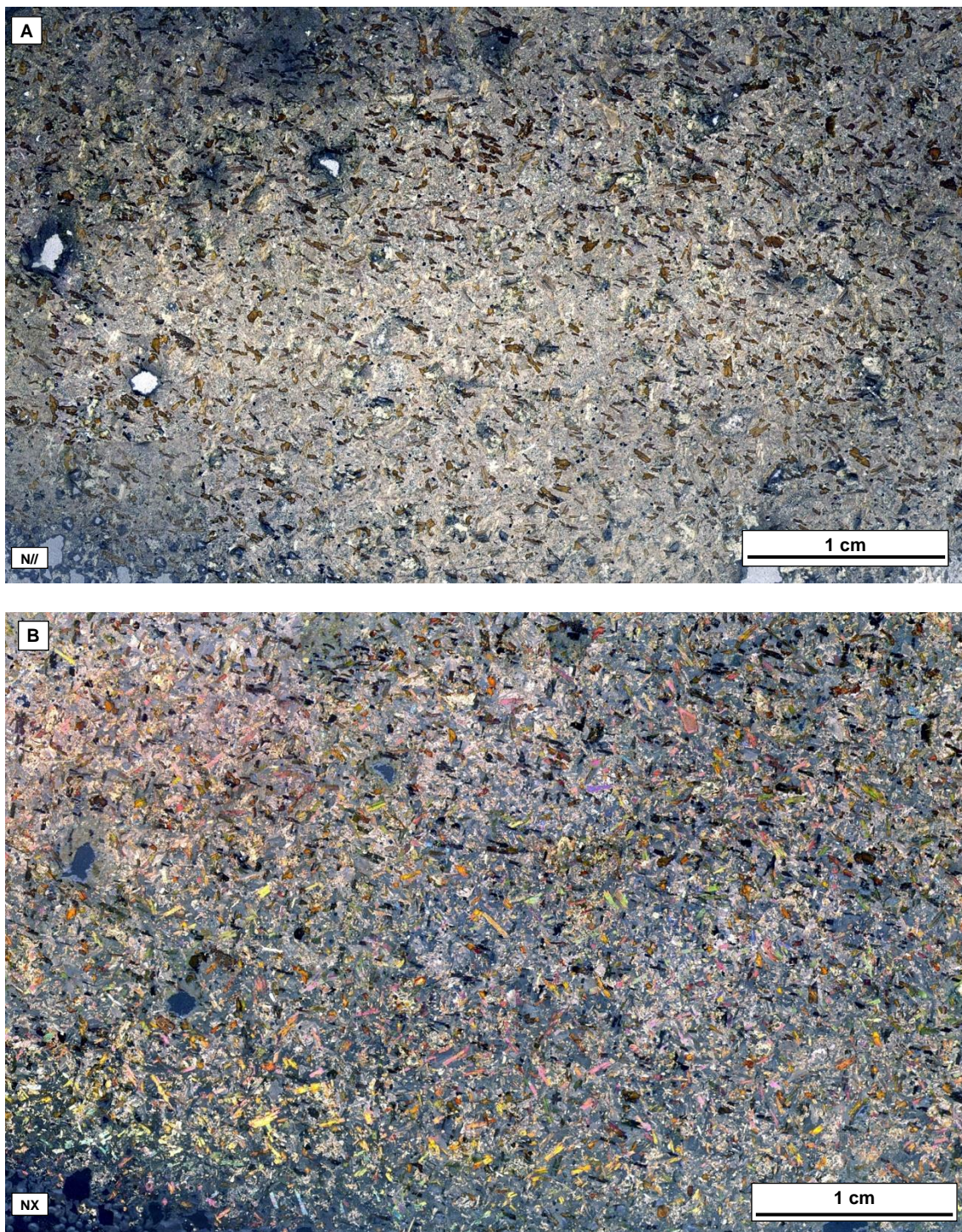


Figura VI.7: Lâmina do Grupo Sul observada à lupa, ilustrando a textura granular panidiomórfica. Todos os cristais se encontram bem desenvolvidos. **A)** observação em nicóis paralelos (N//); **B)** observação em nicóis cruzados (NX).

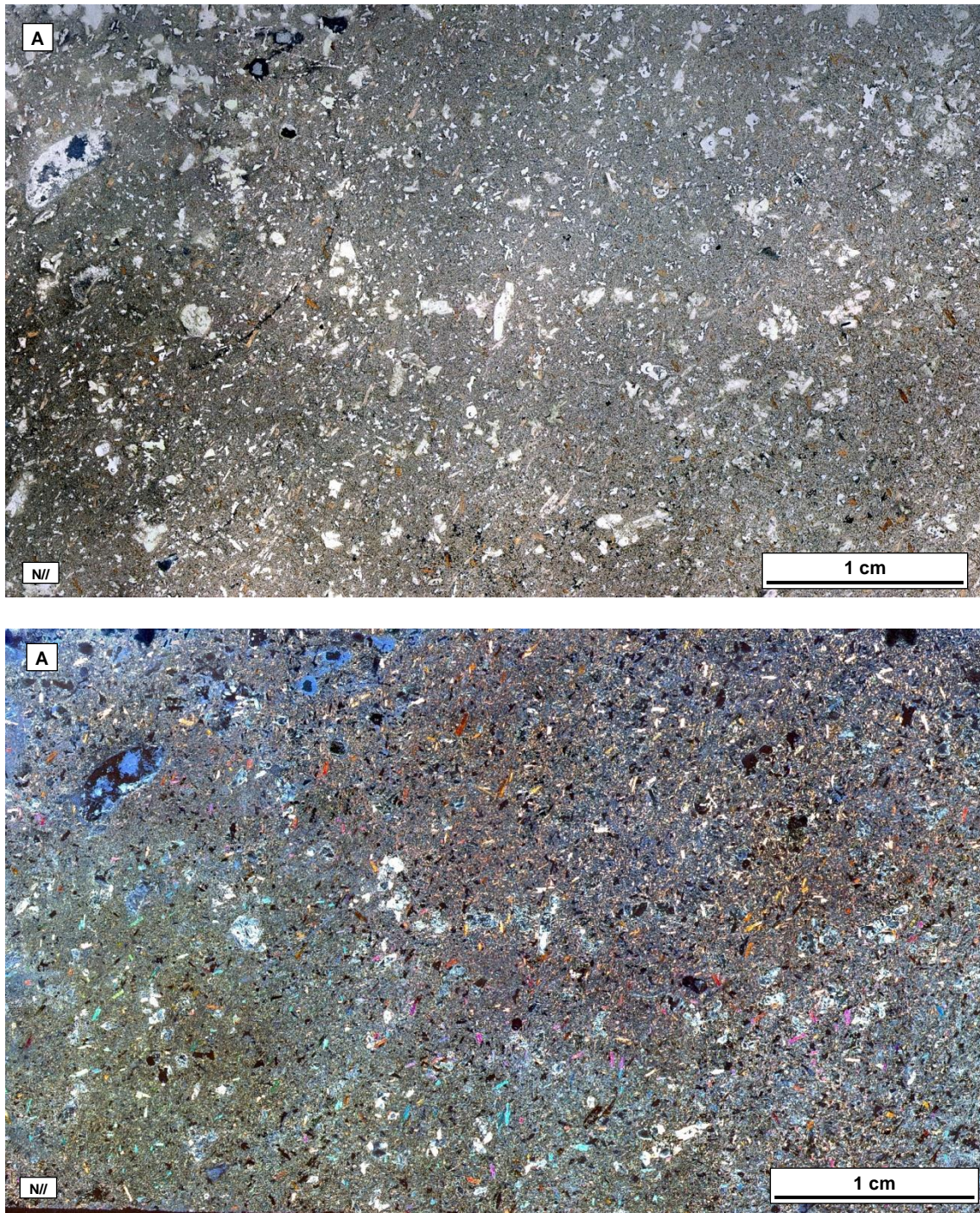


Figura VI.8: Lâmina do Grupo Sul observada à lupa, ilustrando a textura porfírica. O lamprófito apresenta fenocristais e pseudomorfos dispersos numa matriz afanítica. **A)** observação em nicóis paralelos (N//); **B)** observação em nicóis cruzados (NX).

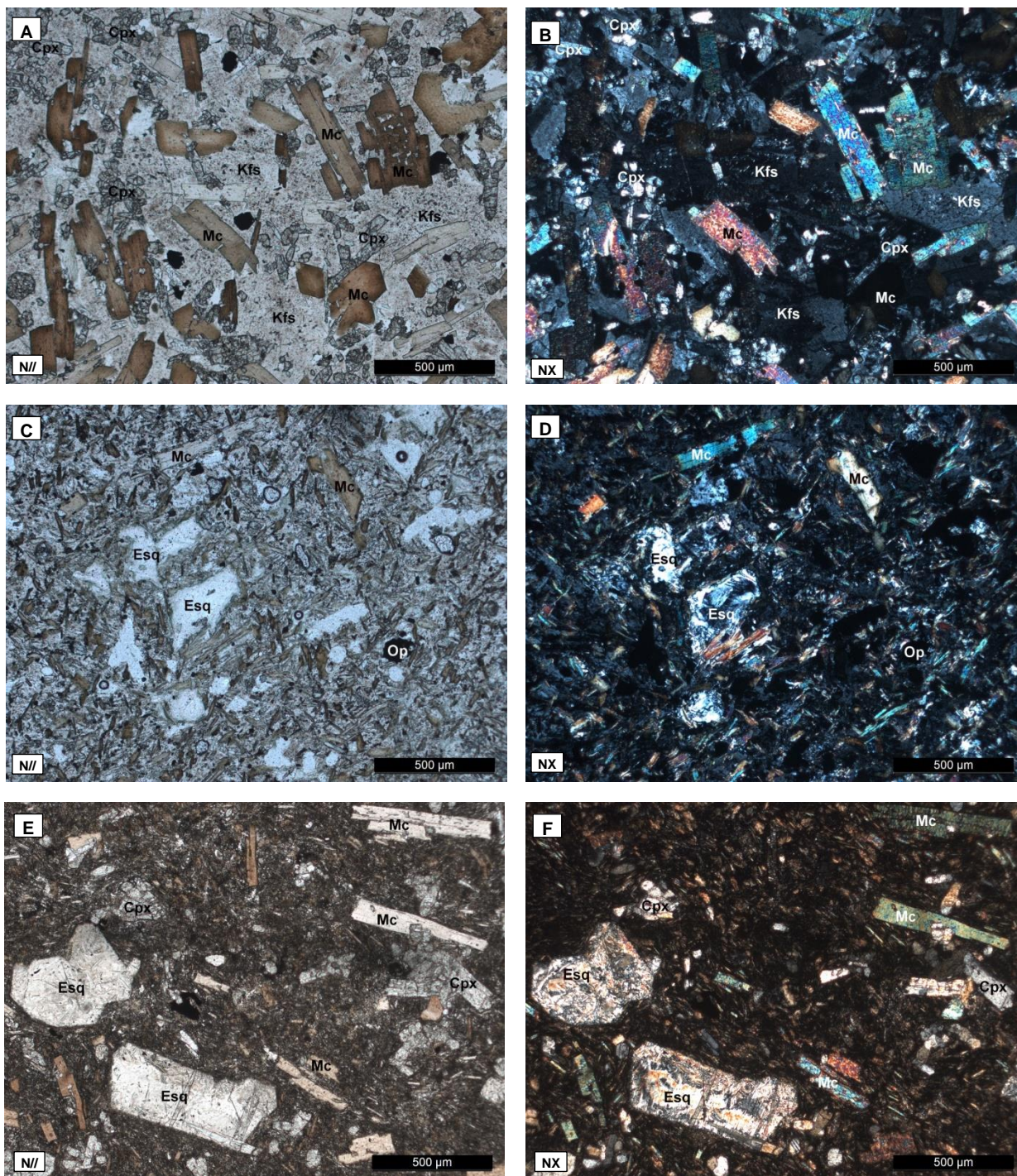


Figura VI.9: Texturas do Grupo Sul.

A e B) Textura granular panidiomórfica: todos os cristais se encontram bem desenvolvidos. Os fenocristais correspondem a mica castanha e clinopiroxena. A matriz é composta, essencialmente, por feldspato potássico.

C e D) Textura porfírica (intermédia): fenocristais de mica castanha e pseudomorfos de minerais prévios bem desenvolvidos. A matriz é composta por finas palhetas de feldspato e mica castanha.

E e F) Textura porfírica: fenocristais de mica castanha e pseudomorfos dispostos numa matriz afanítica.

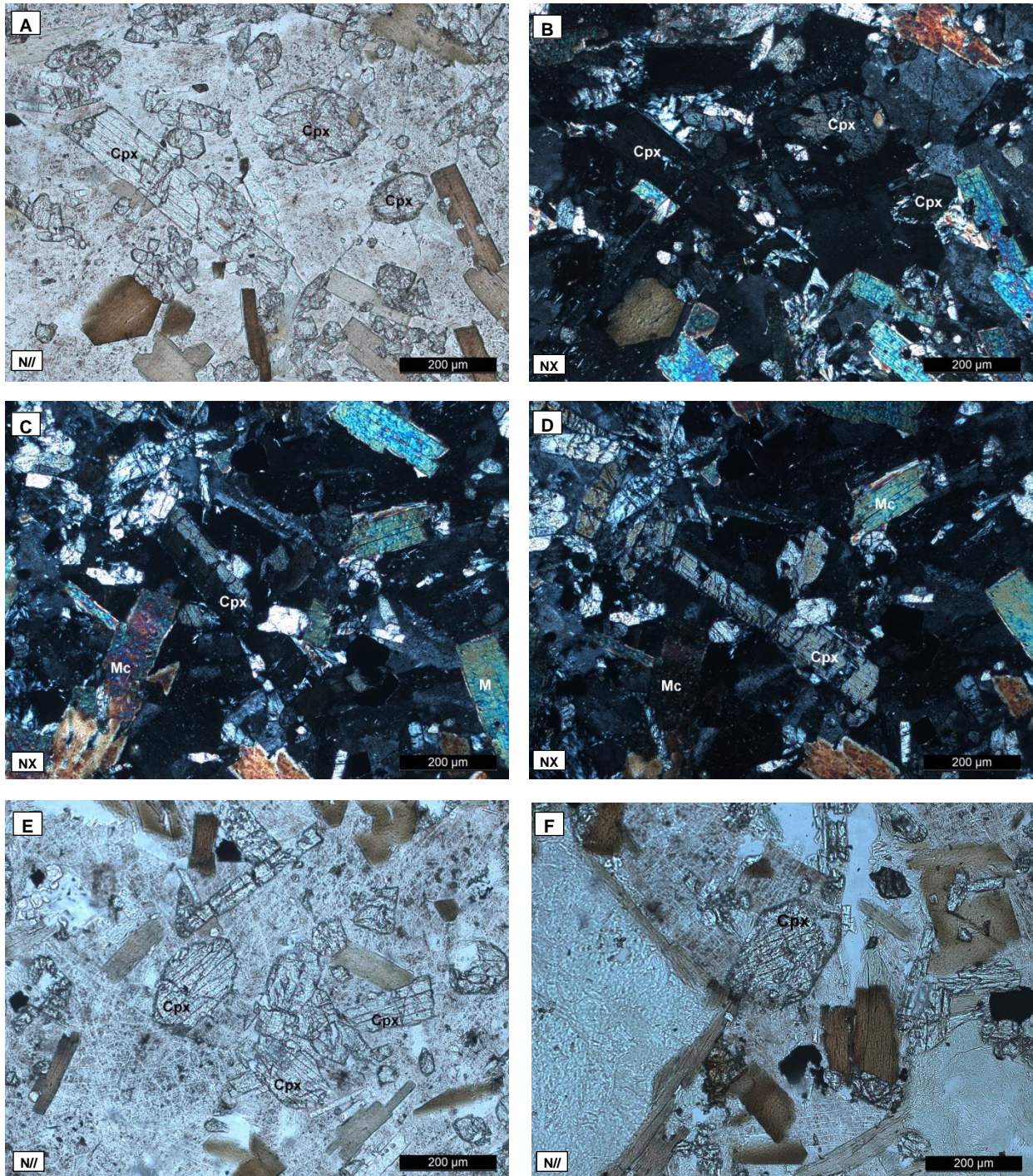


Figura VI.10: Piroxenas do Grupo Sul

A e B) Cristais bem desenvolvidos de clinopiroxena incolor. Os cristais são subédricos e de forma prismática. As suas cores de polarização variam entre cinza e branco.

C e D) Maclas simples presentes nas clinopiroxenas.

E e F) Os cristais de clinopiroxena mostram duas clivagens perpendiculares entre si.

VI.2.1.2. Mica castanha

A mica castanha é o mineral máfico mais comum do Grupo Sul. Apresenta-se em lamelas euédricas a subédricas, com forma retangular ou hexagonal (Fig. VI.11).

É frequente observarmos micas com formas encasteladas (Fig. VI.11F), característica típica dos lamprófiros (Rock, 1991).

Trata-se de uma mica de tonalidade castanha, claramente zonada. O centro dos cristais é castanho-claro, passando a castanho-escuro nos bordos (Figs. VI.11A; VI.11C). O pleocroísmo varia de castanho-claro a castanho-escuro.

A mica mostra uma direção de clivagem bem definida (001) e extinção paralela à mesma.

Os cristais mais desenvolvidos (1.5mm no máximo) possuem, frequentemente, uma estrutura esquelética no centro, contendo matriz, indicativa do seu crescimento rápido (Figs. VI.11C; VI.11E).

A cor de polarização do mineral é mascarada pela própria cor e é visível a distintiva extinção mosqueada (Figs. VI.11B; VI.11D).

Não foram observados halos pleocroicos nestas micas.

Contrariamente às micas do Grupo Norte, que mostram graus avançados de cloritização, as micas deste grupo estão frescas. Apenas é observável alguma cloritização nas micas que ocorrem junto a glomérulos de clorite.

VI.2.1.3. Pseudomorfos

Tal como no Grupo Norte, são frequentes os pseudomorfos de antigos cristais, com formas euédricas, que se encontram preenchidos por carbonatos, quartzo e, por vezes, epídoto (Figs. VI.12A a VI.12D). As suas formas poderão corresponder a antigos cristais de olivina.

Em alguns pseudomorfos observa-se a substituição do mineral pré-existente por talco.

É frequente observarem-se anéis de pequenos cristais de diópsido e de mica castanha a contornar os pseudomorfos (Figs. VI.12A; VI.12B).

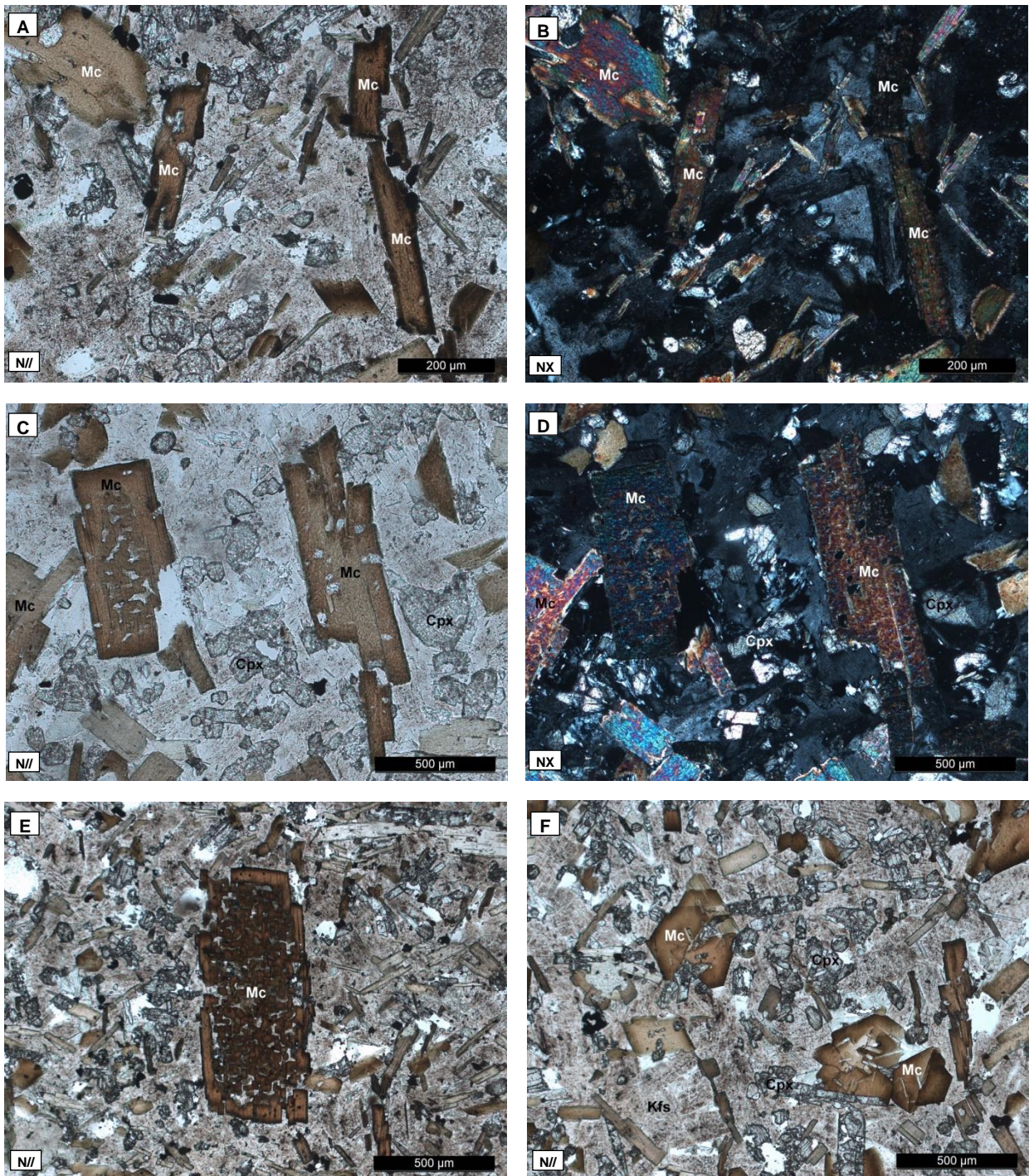


Figura VI.11: Micas castanhas do Grupo Sul

A e B) Lamelas de mica castanha com forma retangular e hexagonal. As micas apresentam uma zonalidade centro-bordo. Os centros são castanho-claro e os bordos são castanho-escuro. Estas micas polarizam em tons de castanho.

C, D e E) Os cristais mais desenvolvidos apresentam frequentemente estrutura esquelética, indicativa de um crescimento rápido.

F) Micas castanhas com estrutura encastelada, típica dos lamprófiros.

VI.2.2. Matriz

A matriz é de granularidade bem desenvolvida no centro dos filões (textura granular panidiomórfica, Figs. VI.9A; VI.9B) e pouco desenvolvida na bordadura (textura porfirítica, Figs. VI.9C a VI.9F).

Na matriz grosseira é possível observar cristais bem desenvolvidos de feldspato potássico (Figs. VI.12E; VI.12F). A macla de Carlsbad é frequente. A maioria dos cristais de feldspato potássico apresentam bordos de albite, indicando um processo de albitização hidrotermal.

Em alguns casos, o feldspato potássico tem o aspeto peculiar dos lamprófiros (Rock, 1991): lamelas em disposição radial e arborescentes.

No caso da matriz mais fina, observam-se finas palhetas de feldspato potássico e micas castanhas, por vezes com uma textura fluidal (Figs. VI.9C a VI.9F).

Os minerais que constituem os fenocristais (clinopiroxena e mica castanha) também se encontram distribuídos pela matriz, em dimensões mais reduzidas.

A preencher os espaços intersticiais é possível observar algum quartzo, clorite e calcite.

VI.2.3. Acessórios

Como minerais acessórios destacam-se finas agulhas de apatite, minerais opacos (magnetite e pirite) e cristais de epídoto de cor amarelo-canário (pistacite) com pleocroísmo intenso e relevo alto. Foi ainda detetada a presença de alanite.

Muito esporadicamente observamos pequenos cristais de espinela associados a finas faixas fibrosas que, não nos tendo sido possível analisar, poderão ser de volastonite ou de actinolite.

VI.2.4. Glomérulos

Neste grupo de lamprófiros ocorrem dois tipos de glomérulos:

- Glomérulos compostos por carbonatos e clorite, por vezes rodeados de pequenos cristais de clinopiroxena (Figs. VI.13A; VI.13B). As micas castanhas que ocorrem junto a estas estruturas apresentam-se cloritizadas;

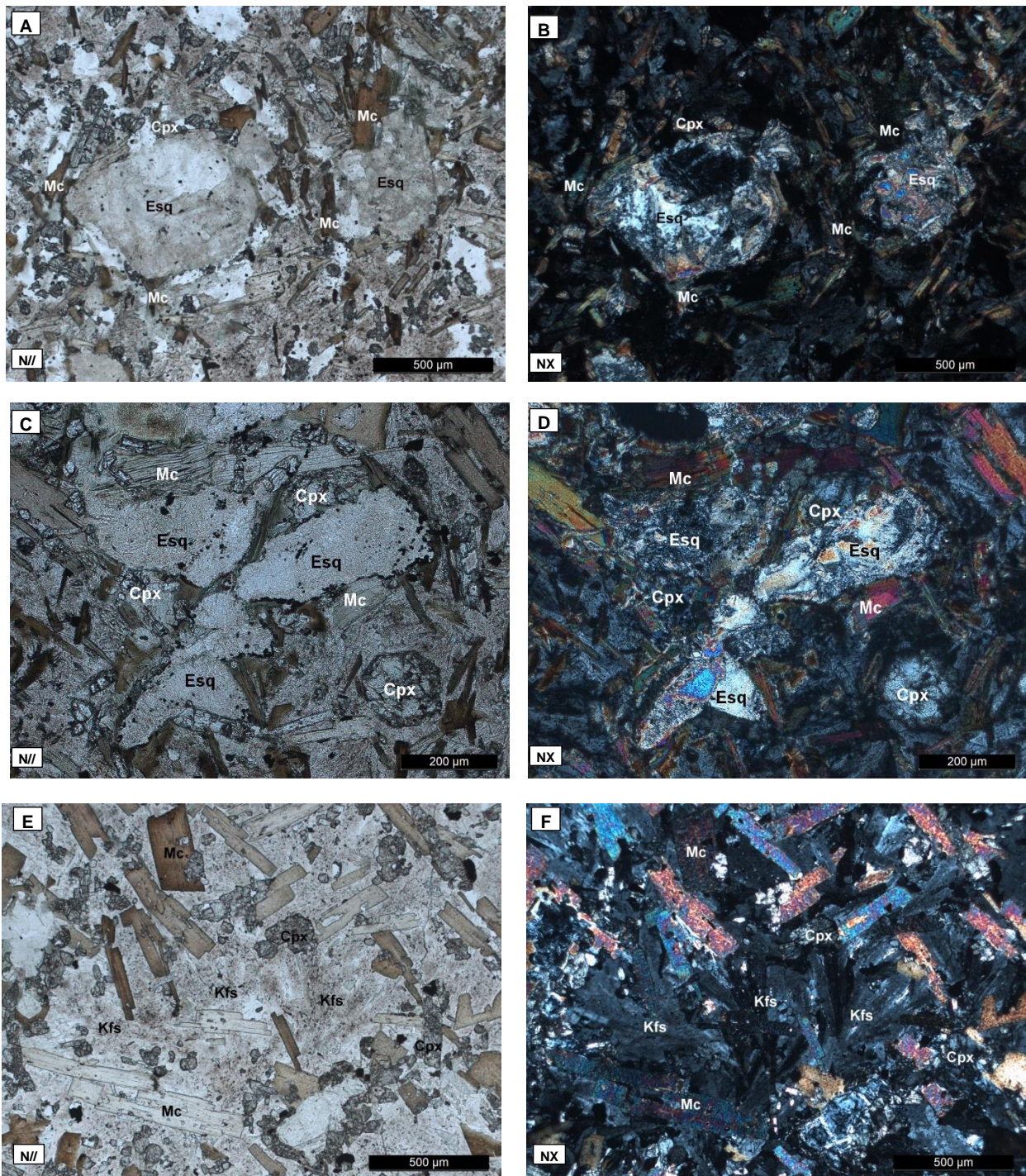


Figura VI.12: Pseudomorfos e matriz do Grupo Sul

A a D) Pseudomorfos de minerais prévios preenchidos, essencialmente, por carbonatos. O facto de existirem cristais de mica castanha e de piroxena a contornarem os pseudomorfos, sugere que estes possam corresponder a uma geração anterior de fenocristais.

E e F) A matriz é composta essencialmente por feldspato potássico, por vezes albitizado nos bordos. Também se observa, quartzo intersticial, clorite e alguns opacos.

- Glomérulos arredondados compostos por feldspato potássico, quartzo, epidoto e calcite que são ladeados por micas castanhas. Estas estruturas são de fácil distinção, relativamente à matriz, devido ao seu baixo índice de cor (Figs. VI.13C e VI.13D).

De acordo com vários autores, o segundo tipo de glomérulos é uma das características mais distintivas dos lamprófiros da Península Ibérica (Bea & Pascal Carvajal, 1986; Rock, 1991; Scarrow *et al.*, 2011).

Bea *et al.* (1999) sugerem que estas estruturas podem representar segregados de um líquido félsico imiscível (menos denso), que na ascensão se misturou com os *melts* lampróficicos (mais densos). Considerando a inexistência de evidências de contaminação, concordamos com Rock (1991) que sugere que estas estruturas representam exsoluções de instalações a baixas profundidades.

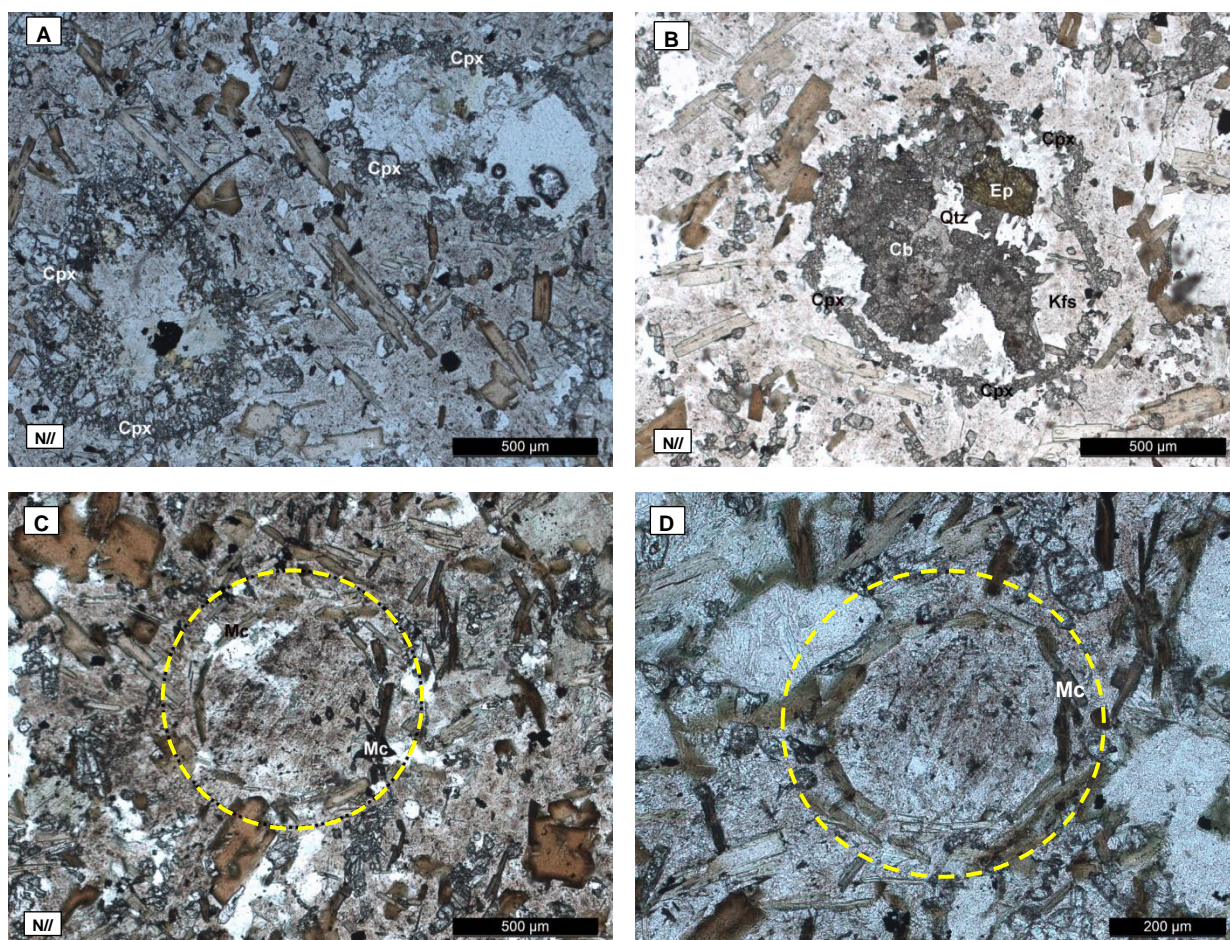


Figura VI.13: Glomérulos do Grupo Sul

A e B) Glomérulos compostos por carbonatos, quartzo, epidoto e feldspato potássico rodeados por anéis de clinopiroxenas.

C e D) Glomérulos compostos por feldspato potássico rodeado por cristais de mica castanha.

VI.2.5. Classificação

Petrograficamente os lamprófiros do Grupo Sul apresentam as seguintes características:

- Nos constituintes claros existe uma predominância do feldspato potássico (or) sobre a plagioclase (pl). Não foi detetada a presença de feldspatoides (foid);
- Como minerais máficos predominantes ocorrem mica castanha e diópsido.

Estas características (ver Tabela II.4) permitem classificar os lamprófiros do Grupo Sul, de acordo com a IUGS (Le Maitre *et al.*, 2002), como lamprófiros calco-alcalinos, mais especificamente como minetos. A nossa classificação está de acordo com a de Andrade (1979).

Apesar de existirem várias tentativas de classificação dos lamprófiros ao longo dos anos (ver Cap. II), a classificação dos lamprófiros aceite atualmente (Le Maitre *et al.*, 2002) é apenas mineralógica, sem qualquer significado genético. Tal como iremos demonstrar com a geoquímica mineral (ver Cap. VIII) e de rocha total (ver Cap. VII), o Grupo Sul não se integra nos lamprófiros calco-alcalinos (nos quais se insere o mineto) e acreditamos que possa representar uma rocha de transição.

Capítulo VII

Geoquímica de Rocha Total

VII. Geoquímica de Rocha Total

VII.1. Rocha Total

Neste capítulo proceder-se-á à caracterização e à tentativa de classificação dos dois grupos de lamprófiros de Labruge do ponto de vista da geoquímica de rocha total. As respetivas análises encontram-se na tabela A1 do anexo 1.

Rock (1987) admite que a classificação de lamprófiros por via geoquímica de rocha total pode não ser suficiente para distinguir entre vários tipos de lamprófiros.

VII.1.1. Grupo Norte

Geoquimicamente, as amostras do Grupo Norte possuem um caráter básico ($49.49 < \text{SiO}_2 < 50.01$ peso %) e um elevado teor em K_2O (2.99 – 3.57 peso %). Os valores de Al_2O_3 e TiO_2 variam de 14.27 a 15.10 peso % e 1.02 a 1.13 peso %, respetivamente. O teor de CaO varia de 4.47 a 6.71 peso %. De acordo com o critério adaptado de Maniar & Picolli (1989) os lamprófiros do Grupo Norte são rochas metaluminosas (Figs. VII.1; VII.2).

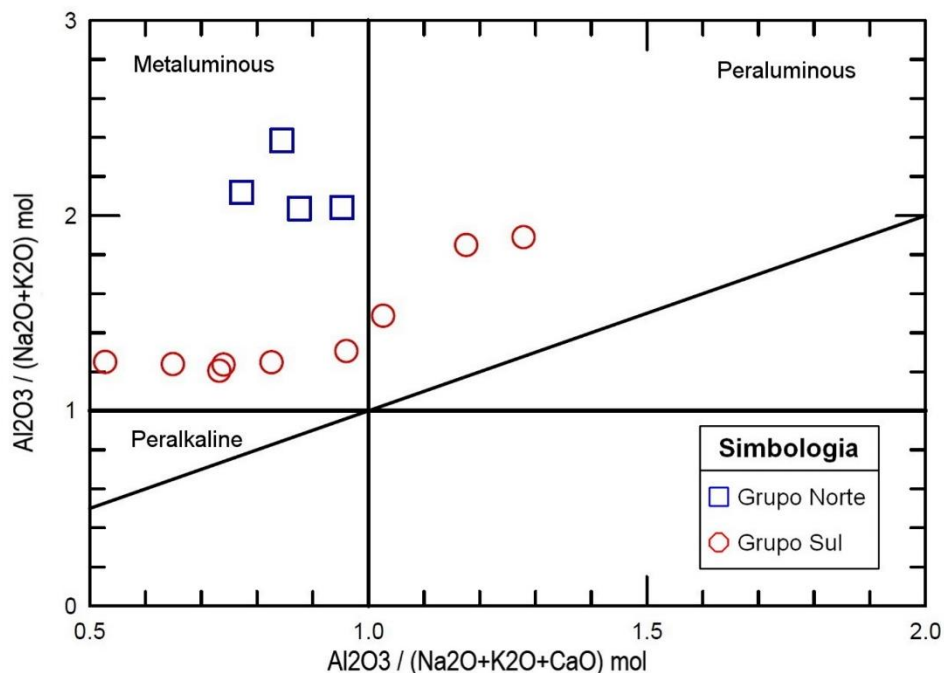


Figura VII.1: Diagrama molar de saturação da alumina dos lamprófiros de Labruge, adaptado de Maniar & Picolli (1989). As amostras do Grupo Norte projetam-se no campo das rochas metaluminosas, enquanto, as amostras do Grupo Sul variam entre meta e peraluminosas. As amostras do campo peraluminoso estão levemente alteradas.

Conforme a definição geral da IUGS (Le Maitre, 1989) as rochas sódicas possuem $\text{Na}_2\text{O} - 4 > \text{K}_2\text{O}$ e as rochas potássicas possuem $\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$. Segundo Foley *et al.* (1987) as rochas ultrapotássicas possuem $\text{K}_2\text{O} > 3\%$, $\text{MgO} > 3\%$ e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$ (Fig. VII.3). Os lamprófiros do Grupo Norte são, nesta conformidade, rochas potássicas (Figs. VII.2; VII.3)

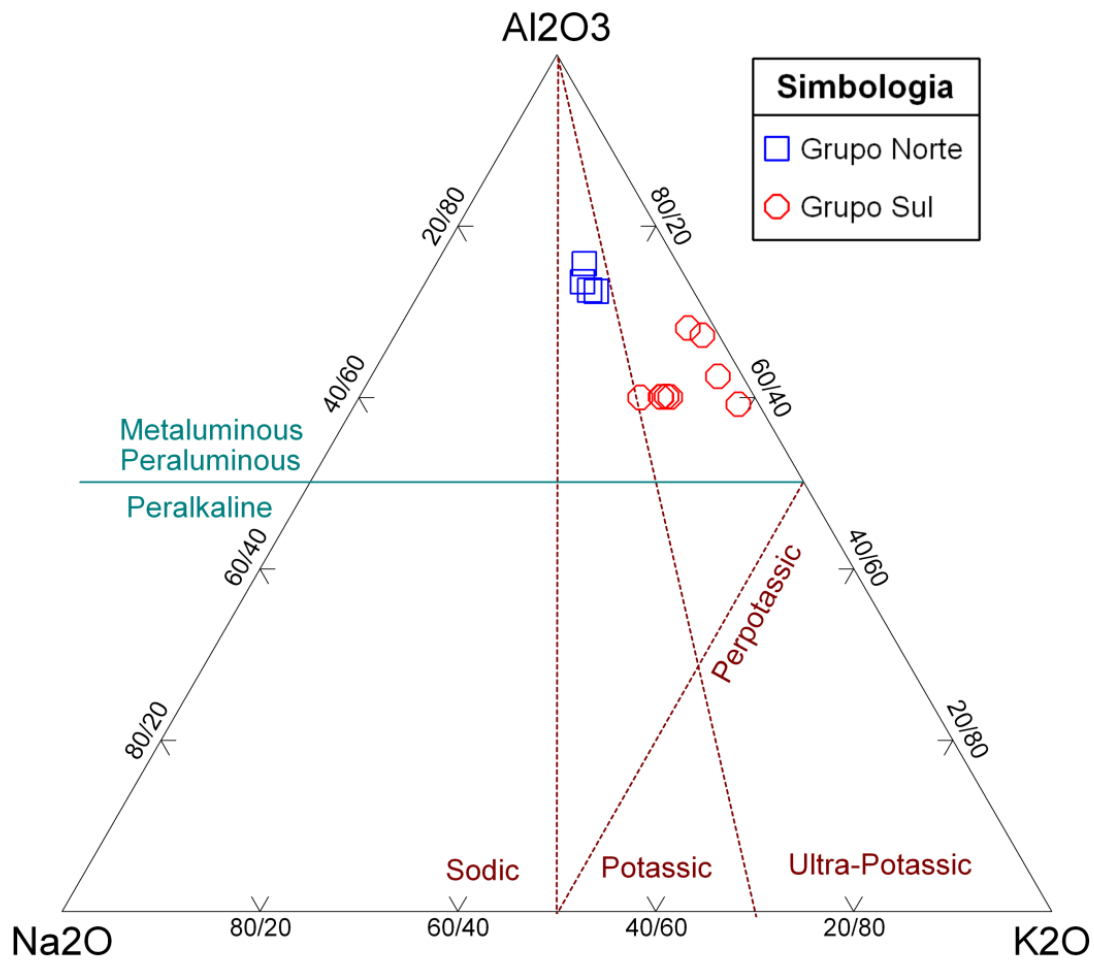


Figura VII.2: Diagrama Al_2O_3 - Na_2O - K_2O (%) dos lamprófiros de Labruge, adaptado de Foley *et al.* (1987). Os lamprófiros do Grupo Norte têm um caráter metaluminoso e potássico. Os lamprófiros do Grupo Sul têm um caráter metaluminoso a peraluminoso (quando alterados) e ultrapotássico.

A razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ varia de 1.55 a 1.89. Estes valores e as características geoquímicas anteriores conferem a estes lamprófiros potássicos um caráter shoshonítico (Figs. VII.3 e VII.4).

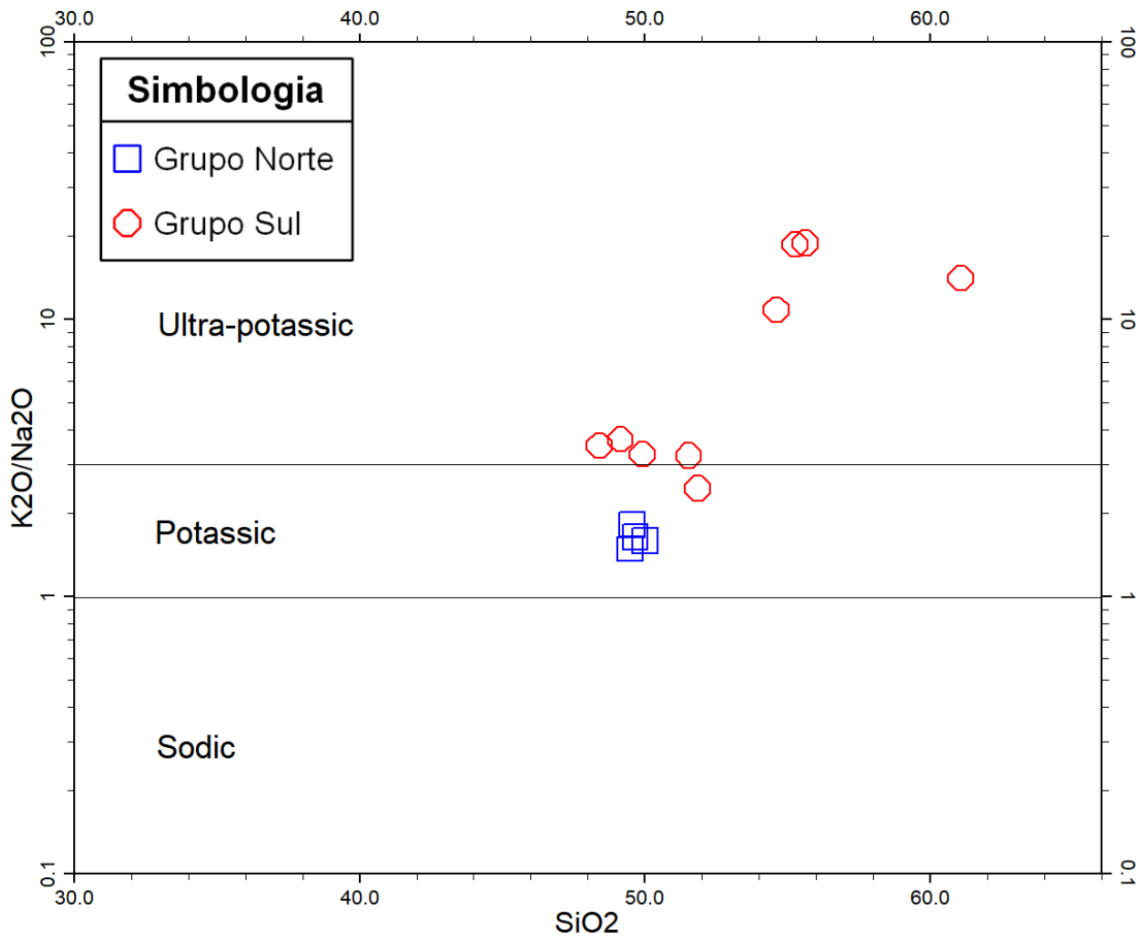


Figura VII.3: Caráter sódico-potássico dos lamprófiros de Labruge (adaptado de Irvine & Baragar, 1971). Campos estabelecidos de acordo com a definição geral da IUGS (Le Maitre, 1989) e com Müller *et al.* (1992). Os lamprófiros do Grupo Norte são potássicos e os do Grupo Sul são, maioritariamente, ultrapotássicos.

As concentrações dos elementos maiores versus Mg# (Fig. VII.5) mostram, no geral, um claro agrupamento com fraca dispersão (Mg# do Grupo Norte entre 0.763 e 0.776), evidenciando o envolvimento de fracionamento pouco acentuado. Os valores de Mg# foram calculados com base nos rácios $Fe^{2+}/Fe_T = 0.5857$ (Grupo Norte) e 0.6326 (Grupo Sul), obtidos a partir de oito amostras, por via húmida.

A figura VII.5 destaca claramente uma fronteira nos teores de TiO_2 entre os lamprófiros do Grupo Norte e os do Grupo Sul. O Grupo Norte define um conjunto de lamprófiros de baixo teor de TiO_2 (< 1.15 %).

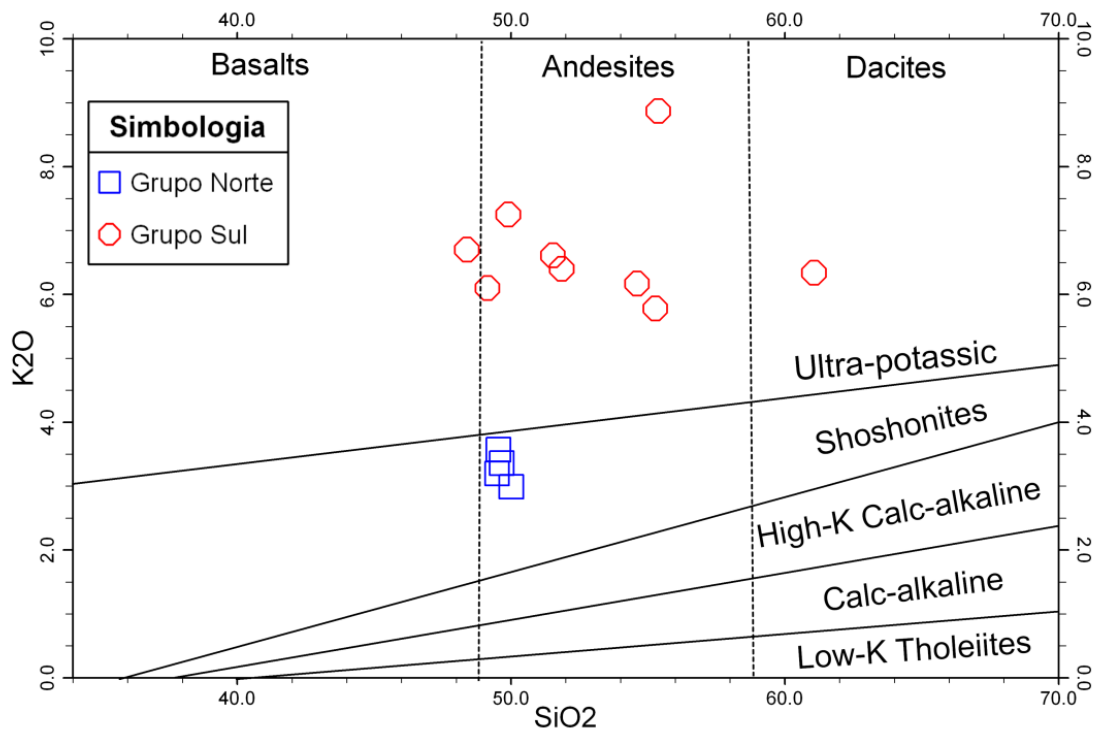


Figura VII.4: Diagrama classificativo SiO₂ (%) versus K₂O (%) dos lamprófiros de Labruge, adaptado de Moayyeda *et al.* (2008). Os lamprófiros do Grupo Norte são rochas shoshoníticas enquanto os lamprófiros do Grupo Sul são rochas ultrapotássicas.

As nossas amostras apresentam valores altos de LOI (~ 8%), o que de acordo com Rock (1991) pode traduzir uma característica primária, uma vez que estas rochas possuem um elevado teor de H₂O + CO₂. Contudo, a alteração da rocha também pode ter concorrido para esses valores.

O balanço mássico que efetuamos (ver subcapítulo VII.2.2.) indica uma perda de 26 % de LOI no processo de alteração, parecendo confirmar que os teores de LOI são efetivamente uma característica primária (Fig. VII.20).

Há muito que se reconhece que o diagrama TAS não é robusto na classificação de rochas vulcânicas alteradas (Hastie *et al.*, 2007). Foram, entretanto, desenvolvidas outras abordagens para esse objetivo usando mais elementos imóveis (por exemplo, Winchester & Floyd, 1977 e Pearce, 1996).

O discriminante de Winchester & Floyd (1977) revela que o Grupo Norte tem uma composição traquiandesítica/basalto-alcalino (Fig. VII.6).

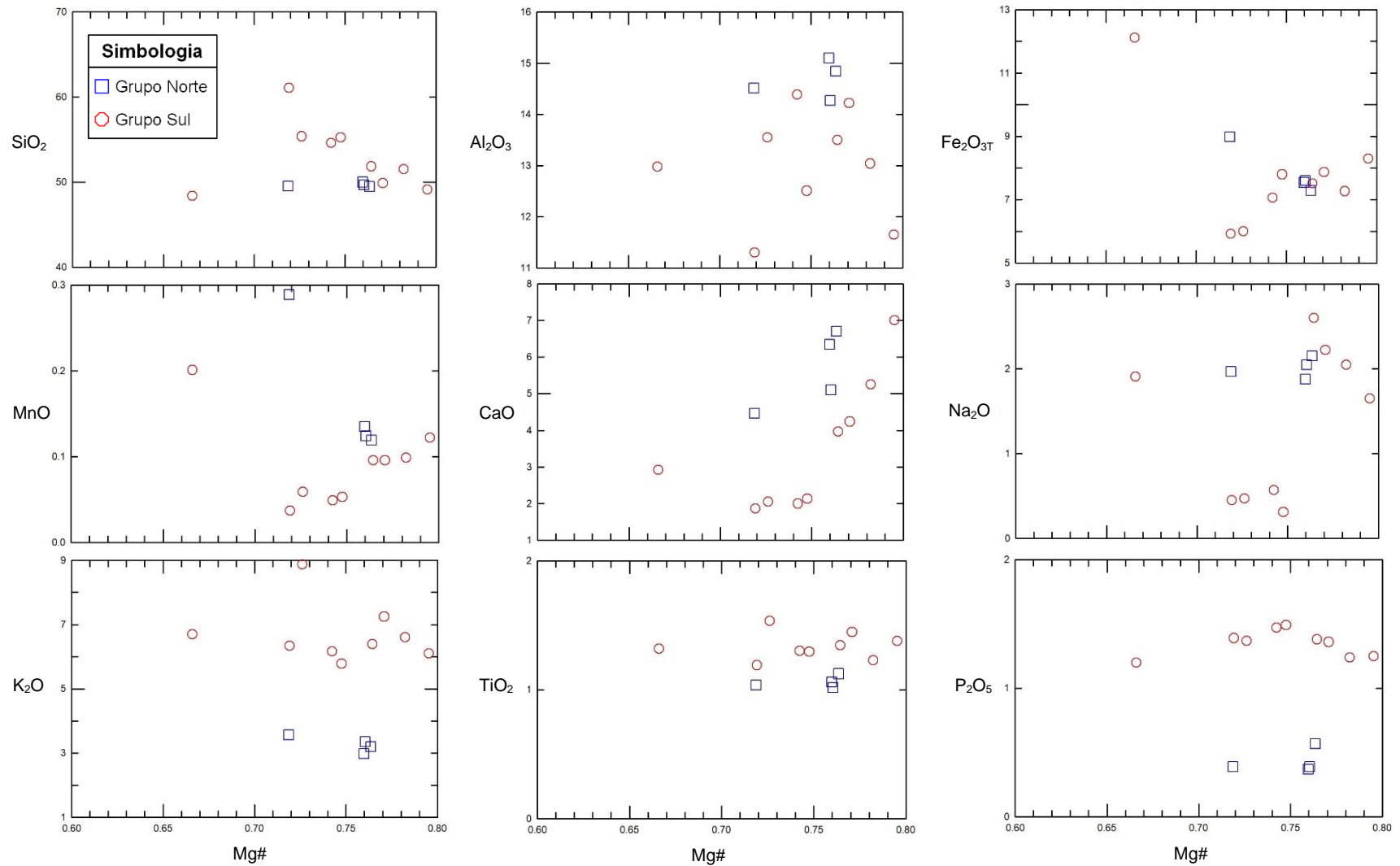


Figura VII.5: Diagramas de variação dos elementos maiores (%) *versus* Mg#. Os valores de Mg# foram calculados com base nos rácios de Fe²⁺/Fe^T obtidos a partir de 8 amostras. O Grupo Norte tem uma fraca dispersão o que evidencia um fraccionamento pouca acentuado. O Grupo Sul apresenta uma boa correlação, em alguns dos elementos, sugerindo a ocorrência de diferenciação.

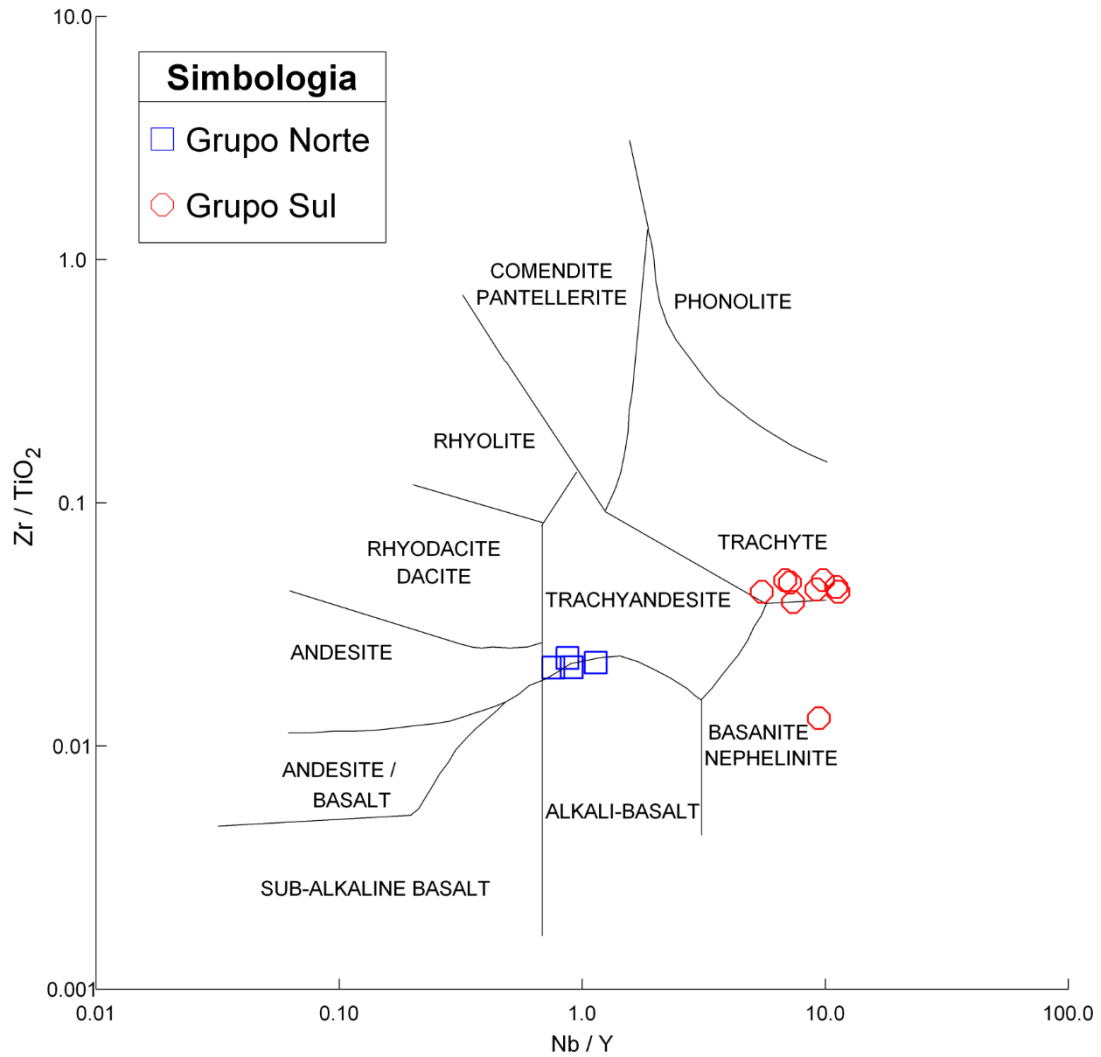


Figura VII.6: Diagrama classificativo Nb/Y versus Zr/TiO₂ dos lamprófiros de Labruge, adaptado de Winchester & Floyd (1977). O Grupo Norte tem uma composição traquiandesítica/basalto-alcálico. O Grupo Sul apresenta um quimismo predominantemente traquítico.

O padrão da curva de elementos incompatíveis, normalizados ao MORB (Fig. VII.7), indica um forte enriquecimento seletivo em LILE (K, Th, Ba, Rb, Sr e LREE), assumidos como componentes de subducção (Pearce, 1983; Thompson *et al.*, 1982). Os teores de Sc, Ti, Y e HREE são quase basálticos. O padrão do Grupo Norte encaixa no padrão dos basaltos continentais calco-alcálicos de Pearce (1983) e dos CAL de Rock (1984, 1987, 1991).

A anomalia negativa Nb-Ta acentua o caráter de lamprófiros calco-alcálicos das amostras do Grupo Norte. De acordo com White (2005), esta anomalia está relacionada com a baixa solubilidade do Nb e do Ta e a consequente incapacidade de os fluidos aquosos, gerados pela desidratação da crosta subductada, transportarem estes elementos até à zona da génese dos magmas. Segundo Wood (1980) a anomalia é considerada uma consequência das elevadas condições de P_{H_2O} e P_{O_2} reinantes durante o processo de subducção.

Rock (1991) e Nelson *et al.* (1986, 1988) concluíram que a presença desta característica geoquímica em lamprófiros e em lampróitos é indicativa de que os processos de subducção tiveram um papel importante na formação dos seus magmas.

O Grupo Norte é pobre em Ti, empobrecido em HFSE e enriquecido em Pb, características que também são típicas de assinaturas de subducção (Ma *et al.*, 2014).

O padrão de REE, normalizado ao condrito (Fig. VII.8), é semelhante ao dos CAL de Rock (1984, 1987, 1991). Observa-se um enriquecimento acentuado dos LREE relativamente aos HREE, o que sugere uma cristalização prévia de minerais ricos em HREE (por exemplo a granada) e/ou um baixo grau de fusão do material parental. A ausência da anomalia do Eu, associada à presença de plagioclase, advoga em favor da inexistência de diferenciação magmática após a fusão do magma parental do Grupo Norte. A média $(La/Yb)_N = 38.6$ parece indicar o envolvimento de um magma subsaturado em sílica e uma fonte de manto litosférico enriquecido, mas empobrecido em Nb e Hf, sugerindo a existência de uma componente de subducção no manto (Phani *et al.*, 2018).

Os elevados valores normalizados de Th, Ba e LREE suportam a hipótese de envolvimento de material crustal (Figs. VII.7 e VII.8). É muito provável que processos de subducção e de enriquecimento intraplaca tenham contribuído para este padrão (Pearce, 1983; Rock, 1991).

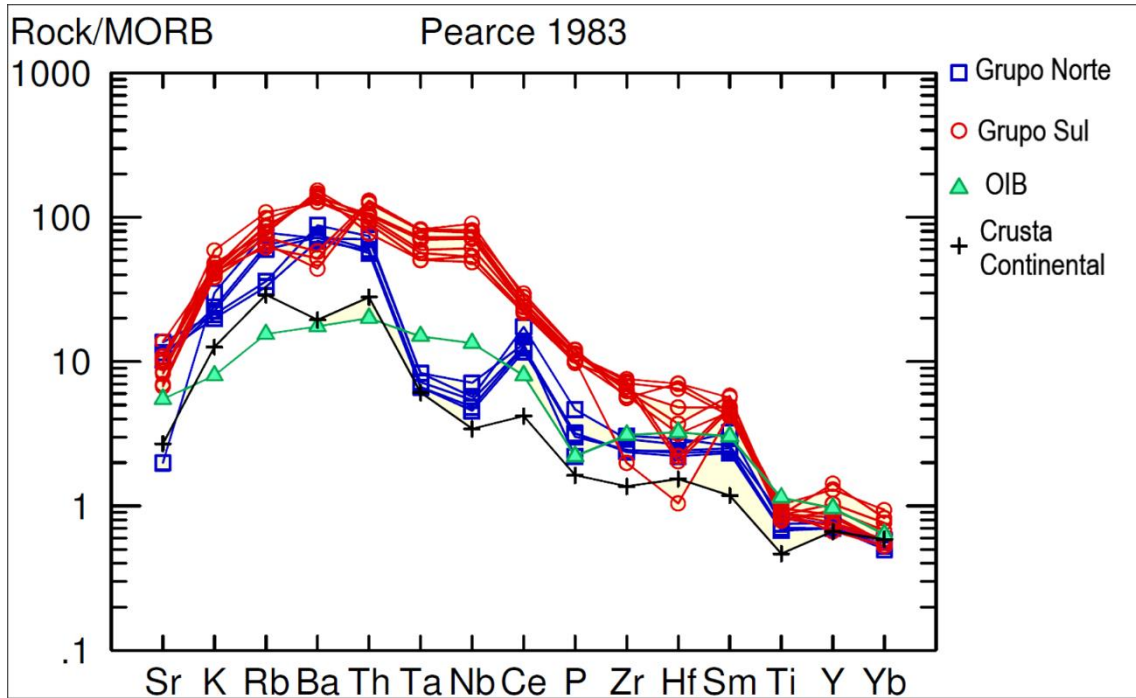


Figura VII.7: Diagrama multielementar dos incompatíveis normalizados ao MORB de Pearce (1983). Ambos os grupos apresentam um enriquecimento dos LILE em relação ao MORB. A anomalia negativa Nb-Ta do Grupo Norte é uma das propriedades mais distintivas entre os dois grupos de lamprófiros de Labruge. Dados da crosta continental segundo Rudnick & Gao (2003) e de OIB segundo Sun & McDonough (1989).

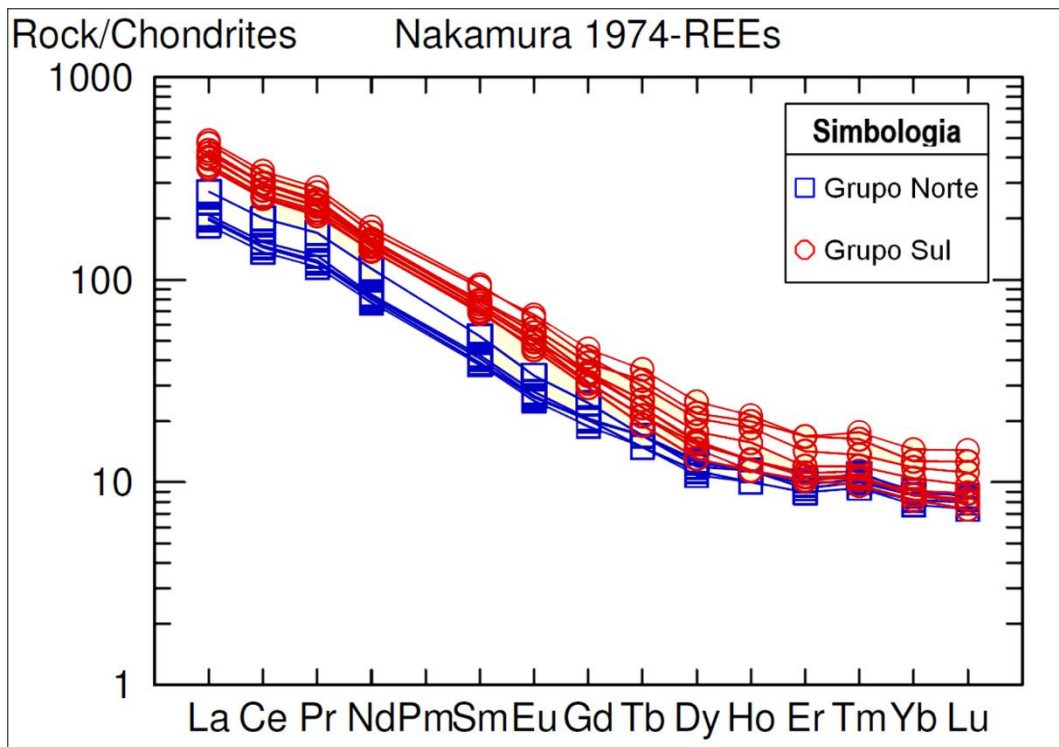


Figura VII.8: Diagrama de elementos terras raras normalizado ao condrito de Nakamura (1974). Os dois grupos de lamprófiros apresentam um forte enriquecimento em LREE (com um declive acentuado), relativamente aos HREE (com um declive mais suave). Não está presente a anomalia do Eu. O enriquecimento generalizado do Grupo Sul em relação ao Grupo Norte sublinha a distinção clara entre os dois grupos.

Com base em inúmeras análises de rocha total de lamprófiros, Rock (1987), criou vários diagramas para tentar distinguir entre os diversos grupos de lamprófiros. Contudo, existe uma grande sobreposição dos campos, como se observa na figura VII.9, não sendo possível, em alguns casos, distinguir qual o tipo de lamprófiro apenas com base nos resultados de rocha total.

No diagrama SiO_2 versus $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ as amostras do Grupo Norte são projetadas numa zona de intersecção entre os CAL e os LL (Fig. VII.9).

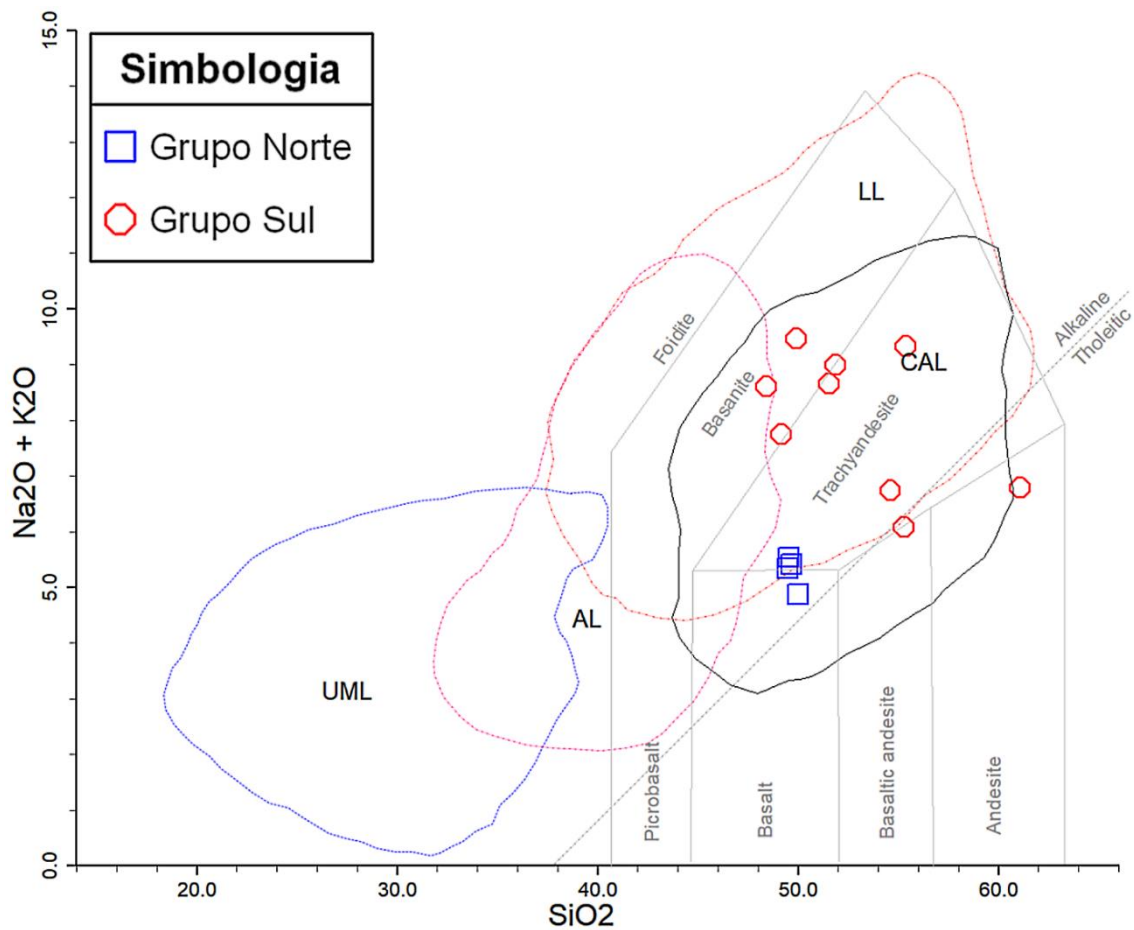


Figura VII.9: Diagrama SiO_2 (%) versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (%) discriminante dos vários tipos de lamprófiros de acordo com Rock (1987). As amostras do Grupo Norte projetam-se na zona de intersecção entre os lamprófiros calco-alcalino (CAL) e os lamproítos (LL). O Grupo Sul, apesar de ter amostras mais dispersas, também se projeta na intersecção CAL - LL. O diagrama de fundo (com linhas cinzentas) corresponde à divisão toleítico-alcalino de Macdonald & Katsura (1964) e ao diagrama classificativo TAS (*total alkali-silica*) para rochas vulcânicas de Le Maitre (1984).

O diagrama da figura VII.10, que utiliza as razões Nb/Pb *versus* V/Cr (Rock, 1991) permite classificar as amostras do Grupo Norte como lamprófiros calco-alcalinos.

De uma forma global, a composição de rocha total do Grupo Norte é comparável com a média dos lamprófiros calco-alcalinos de Rock (1984, 1987, 1991).

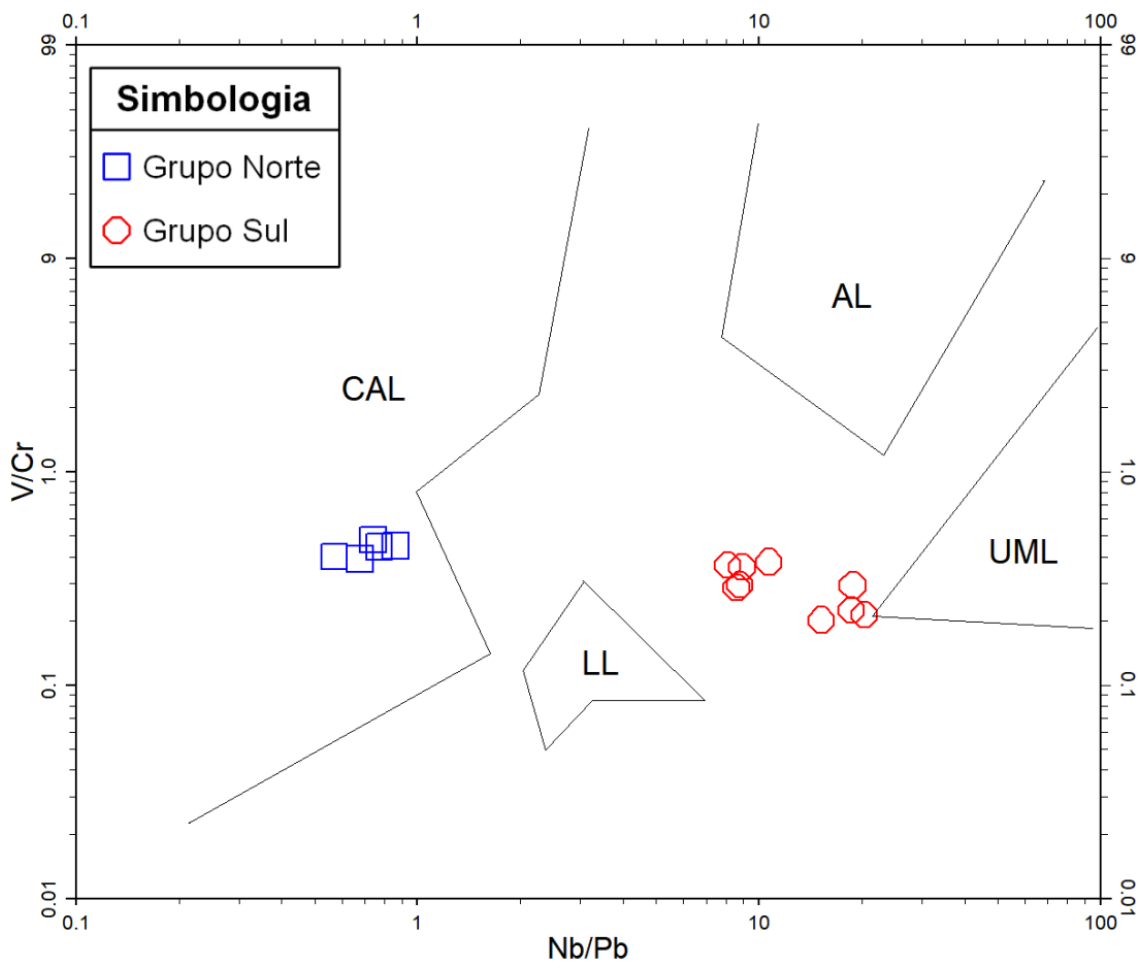


Figura VII.10: Discriminante Nb/Pb *versus* V/Cr para os vários tipos de lamprófiros de acordo com a classificação de Rock (1991). A zona "em branco" corresponde à zona de sobreposição de vários grupos. O Grupo Norte é projetado nos lamprófiros calco-alcalinos (CAL), enquanto o Grupo Sul é projetado numa zona de transição entre os lamprófitos (LL) e os lamprófiros ultramáficos (UML) não sendo possível classificá-lo através da geoquímica de rocha total.

Rock (1987) efetuou um estudo comparativo dos espectros de REE dos lamprófiros com os dos kimberlitos e dos carbonatitos. Este autor conseguiu, num diagrama La/Yb *versus* Sm, definir geoquimicamente os domínios dos principais tipos de lamprófiros. A figura VII.11 é consistente com a composição mineralógica, espessartítica, dos lamprófiros do Grupo Norte.

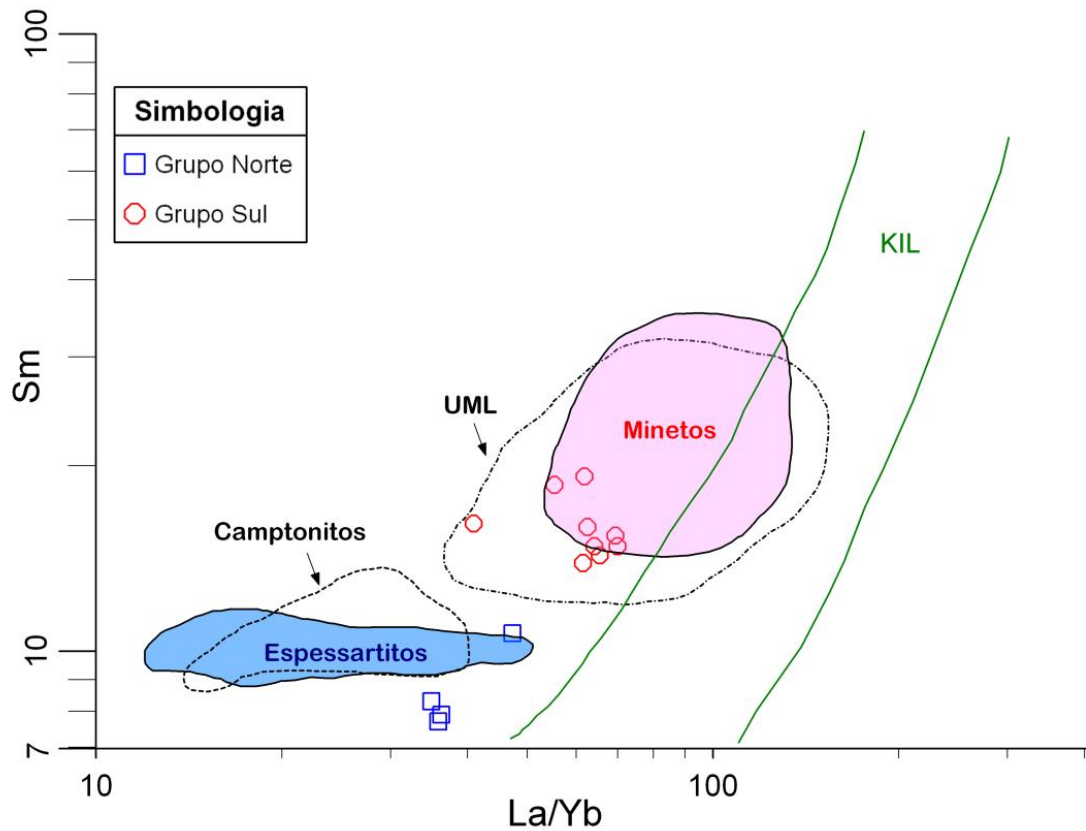


Figura VII.11: Lamprófiros de Labruge projetados no diagrama La/Yb *versus* Sm de Rock (1987). Os lamprófiros do Grupo Norte não comprometem a classificação petrográfica espessartítica enquanto os do Grupo Sul refletem uma natureza transicional entre os minetos e os lamprófiros ultramáficos.

A razão Th/Ta, utilizada por Wood *et al.* (1979) para distinguir séries magmáticas, define um alinhamento perfeito para o Grupo Norte, representado por $Th = 9.592593 \times Ta - 0.014815$ (Fig. VII.12). A composição média da crosta continental superior encontra-se no alinhamento das rochas do Grupo Norte, o que suporta o possível envolvimento da crosta na formação destes lamprófiros. O uso deste mesmo discriminante permite associar a gênese do Grupo Norte a margens continentais ativas (Schandl & Gorton, 2002).

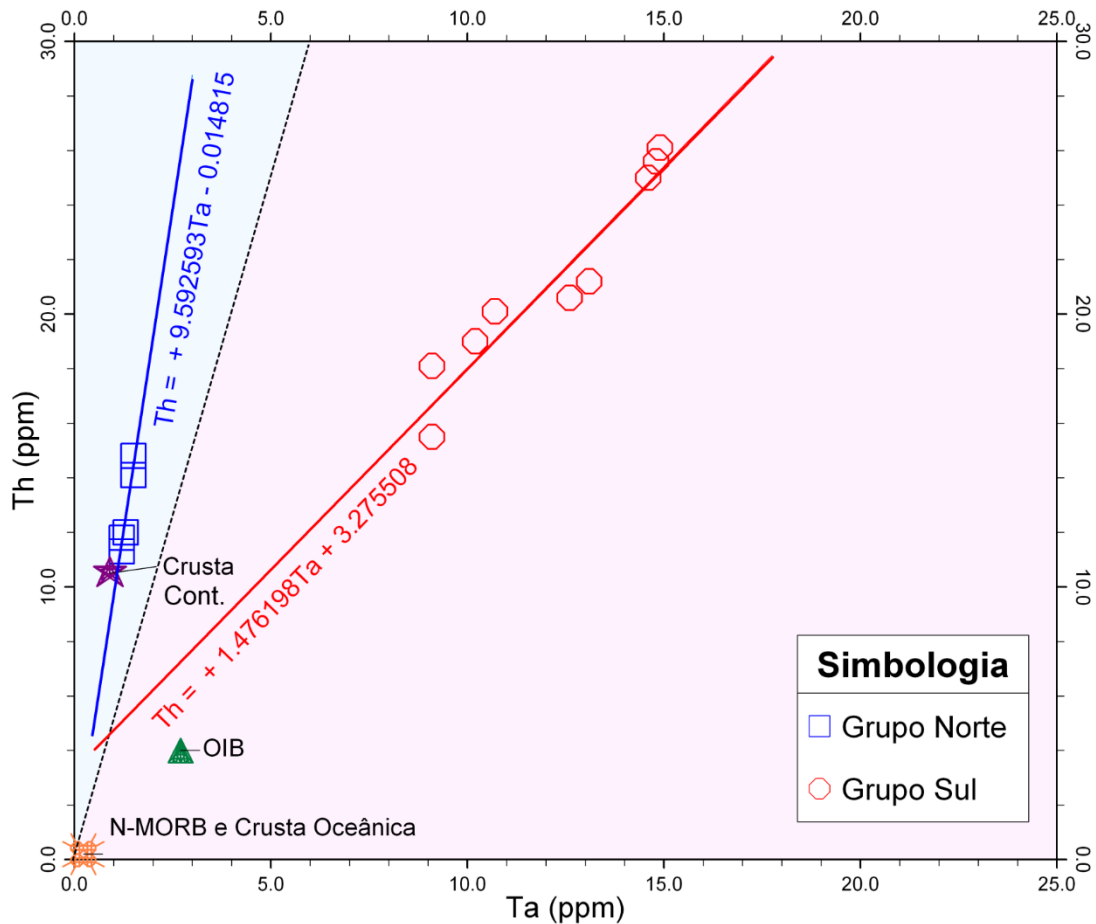


Figura VII.12: Razão Th/Ta dos lamprófiros de Labruge, indicativa de duas séries magmáticas distintas. Valores médios da Crusta Continental Superior (Crusta Cont.) de Rudnick & Gao (2003). N-MORB, Crusta Oceânica e OIB de Sun & McDonough, (1989). Zona azul-claro: Margens Continentais Ativas; Zona rosa: Intra placa, segundo Schandl & Gorton (2002).

A abundância relativa de elementos alcalinos e alcalino terrosos pode ser utilizada para avaliar a presença de anfíbola e/ou flogopite na fonte mantélica. A presença destas fases minerais na fonte permite comprovar a existência de um enriquecimento metassomático e, ainda, limitar a profundidade da fusão (Furman & Graham, 1999).

O Rb e o Ba são compatíveis na flogopite (LaTourette *et al.*, 1995) enquanto o Rb, Sr e Ba são moderadamente compatíveis na anfíbola (Adam *et al.*, 1993; LaTourette *et al.*, 1995). Os *melts* que estão em equilíbrio com a flogopite geralmente apresentam valores significativamente mais elevados de Rb/Sr e valores mais baixos de Ba/Rb do que os magmas formados a partir de uma fonte que contenha anfíbola. Em contraste, os magmas formados a partir de fontes que contenham anfíbola apresentam valores elevados de Ba e Ba/Rb (Furman & Graham, 1999).

As amostras do Grupo Norte apresentam valores baixos de Rb/Sr (0.04 – 0.1) e valores muito elevados de Ba/Rb (11.73 – 24.43) o que é indicativo da presença predominante de anfíbola na fonte destas rochas, em vez da flogopite (Fig. VII. 13). De acordo com Ma *et al.* (2014) a identificação de anfíbola na fonte é indicativa de que o metassomatismo por fluidos ocorreu anteriormente à fusão.

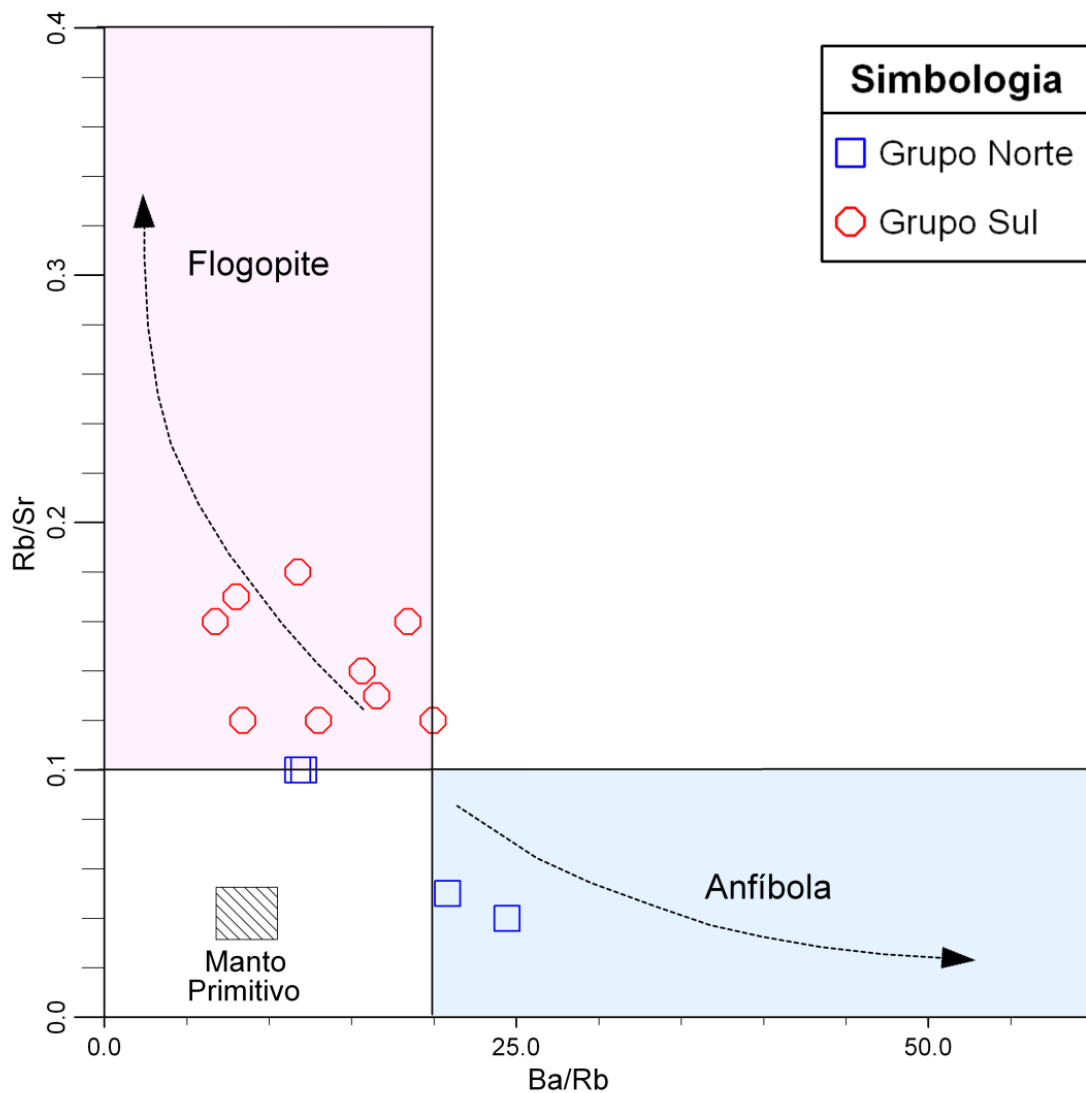


Figura VII.13: Diagrama de variação Ba/Rb versus Rb/Sr, adaptado de Ma *et al.* (2014). As amostras do Grupo Norte projetam-se maioritariamente no campo dos *melts* em equilíbrio com a anfíbola, enquanto as amostras do Grupo Sul se projetam nos *melts* em equilíbrio com a flogopite.

Os elementos incompatíveis, devido às suas propriedades, são de extrema importância no que toca à identificação da origem das rochas, uma vez que não são sensíveis a processos como a meteorização ou metassomatismo.

A utilização de elementos como o Nb e o Ta pode fornecer informações sobre processos de fusão no manto ou processos de metassomatismo. Por exemplo, a presença de anfíbola na fonte de um magma, como a figura VII.13 sugere, leva à diminuição da razão Nb/Ta em *melts* derivados.

O valor de Nb/Ta ~ 17.5 é aceite como sendo o valor mínimo típico do manto primitivo. Menos bem definido é o valor da crosta de Nb/Ta ~ 12 (Green, 1994).

No diagrama de variação da razão Nb/Ta em função do teor de Nb, as amostras do Grupo Norte apresentam valores de Nb/Ta inferiores a 17.5, identificando uma componente crustal na sua formação (Fig. VII.14).

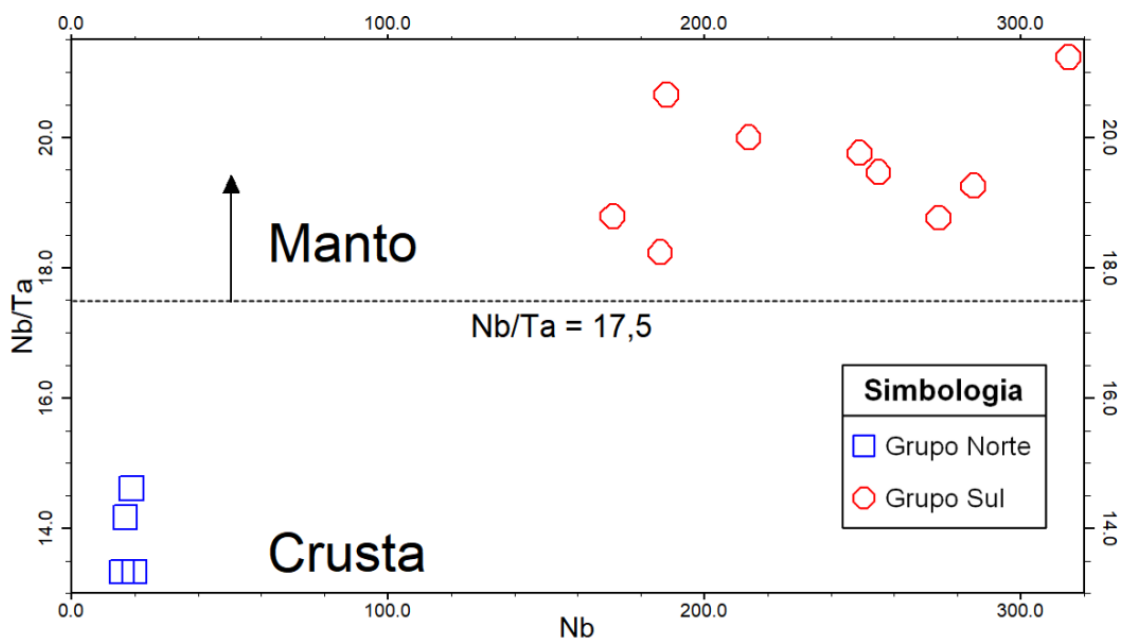


Figura VII.14: Diagrama de variação da razão Nb/Ta de acordo com o teor de Nb nas amostras dos lamprófiros de Labruge. O valor mínimo de Nb/Ta ~ 17.5 para o manto foi definido por Green (1994). As amostras do Grupo Norte apresentam valores mais baixos de Nb/Ta, revelando uma componente crustal na sua formação. As amostras do Grupo Sul apresentam razões Nb/Ta claramente mantélicas.

Smith *et al.* (1999) propuseram um diagrama discriminativo para identificar as rochas que tiveram como fonte o manto litosférico e/ou o manto astenosférico. Este diagrama baseia-se na relação entre os rácios La/Yb *versus* Nb/La. A utilização de elementos como o Nb e o La, que apresentam graus semelhantes de incompatibilidade, é vantajosa pois é pouco provável que variem significativamente durante o fracionamento. Os HFSE (onde se inclui o Nb) são empobrecidos no manto litosférico em relação aos LREE. Valores baixos de Nb/La sugerem uma fonte no manto litosférico enquanto valores elevados de Nb/La sugerem uma fonte num manto astenosférico, semelhante aos OIB.

O diagrama da figura VII.15, identifica a existência de uma fonte no manto litosférico na génese do Grupo Norte.

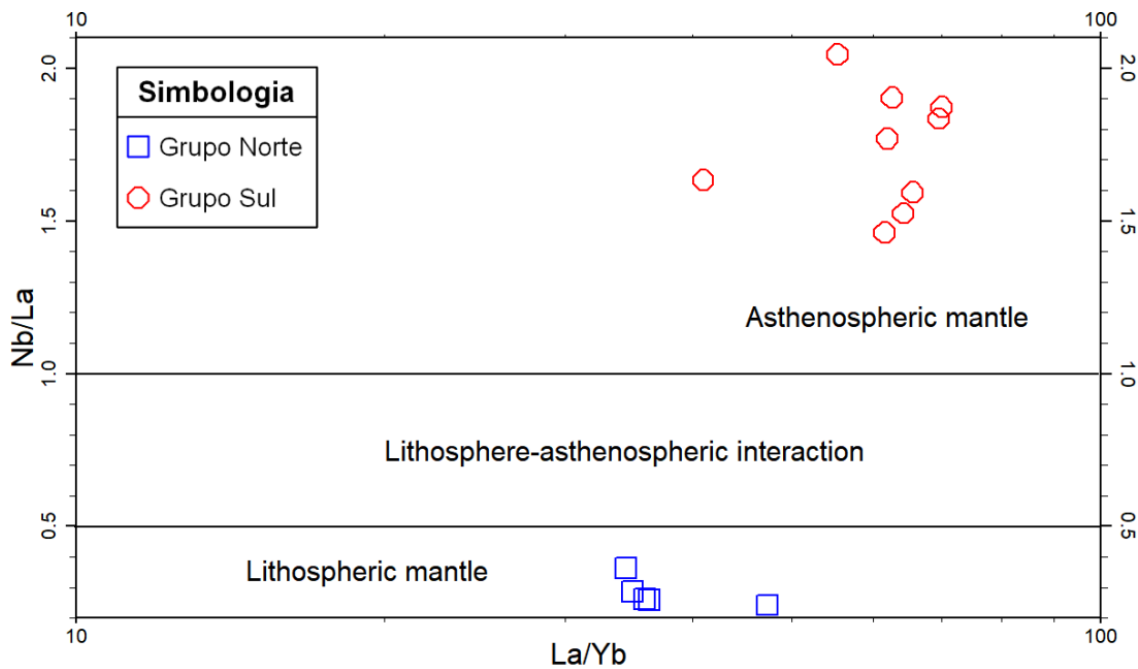


Figura VII.15: Diagrama La/Y versus Nb/La ilustrativo das fontes dos lamprófiros de Labruge, adaptado de Smith *et al.* (1999). Os lamprófiros de Labruge aparentam ter duas fontes completamente distintas, manto litosférico no caso do Grupo Norte e manto astenosférico como fonte do Grupo Sul.

Pearce (1983) sugeriu um discriminante geotectónico com base nas razões Ta/Yb *versus* Th/Yb (Fig. VII.16). A utilização do Yb como fator de normalização, prende-se com o facto de este elemento não participar em processos de enriquecimento, o que elimina possíveis variações associadas a fenómenos como a fusão parcial ou a cristalização fracionada. O recurso a estes três elementos, considerados imóveis na maioria das condições geológicas, permite que estas razões sejam consideradas constantes em processos de metamorfismo ou alteração hidrotermal.

De acordo com aquele autor, as amostras que se projetam acima do *mantle array* sugerem a participação do manto litosférico na sua génese. No caso dos basaltos associados a margens continentais ativas é o manto litosférico que sofre fusão (coadjuvado por uma componente de subducção), em vez do manto superior convectivo.

As amostras do Grupo Norte situam-se no campo “margens continentais ativas + arcos oceânicos alcalinos”, no domínio das rochas calco-alcálicas (Fig VII.16).

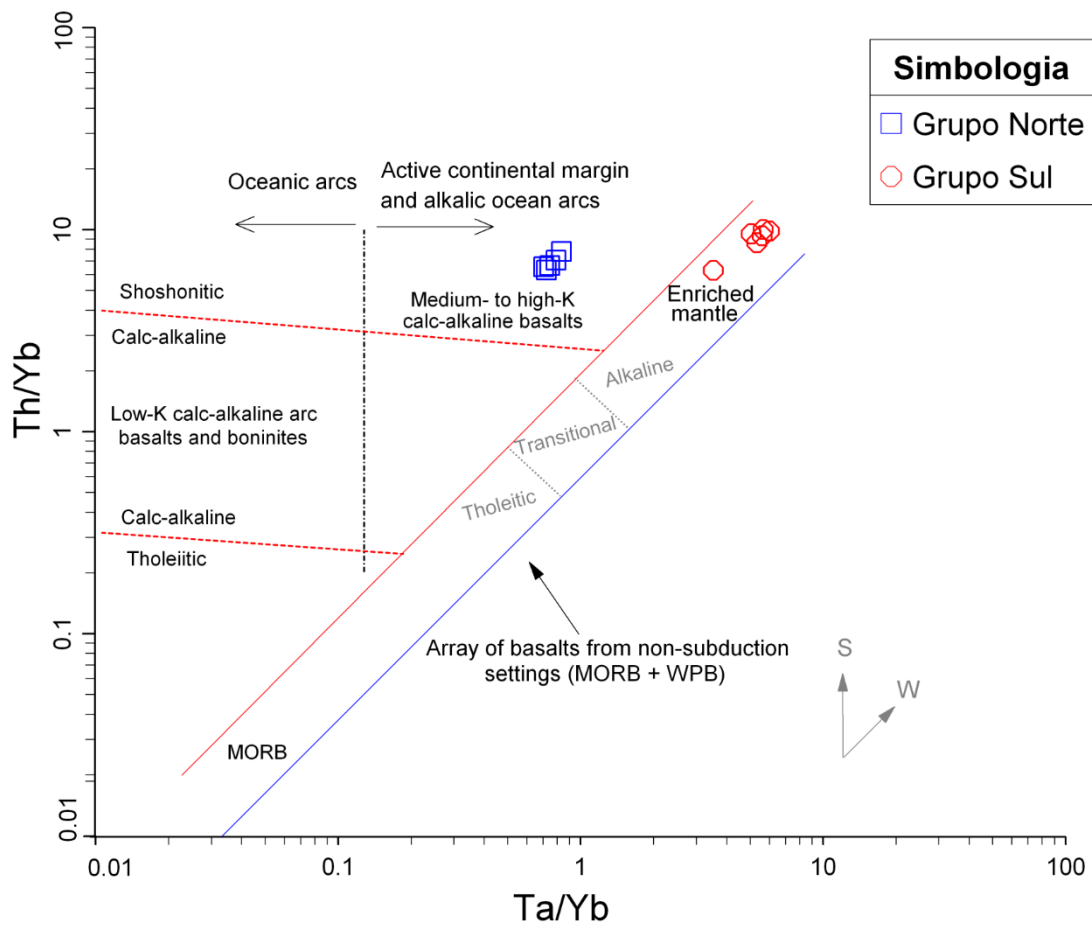


Figura VII.16: Discriminante geotectónico de Pearce (1983) com a projeção dos lamprófiros de Labruge baseado no diagrama Ta versus Th de Wood *et al.* (1979). O Grupo Norte insere-se nas rochas calco-alcálicas associadas a margens continentais ativas enquanto o Grupo Sul é caracterizado como um basalto continental intraplaca (WPB) situado no *mantle array*, associado a uma fonte mantélica enriquecida. S: vetor de enriquecimento relativo à subducção; W: vetor de enriquecimento intraplaca.

Gorton & Schandl (2000) procederam à revisão do diagrama de Pearce (1983), acrescentando três novos regimes tectónicos para rochas vulcânicas de carácter félsico a intermédio. Neste diagrama a origem dos lamprófiros do Grupo Norte é atribuída a margens continentais ativas (Fig. VII.17).

Pearce & Peate (1995) concluíram que o quimismo de rochas associadas a zonas de subducção reflete a contribuição de vários componentes: cunhas de manto, crosta oceânica, sedimentos, fluidos e *melts* hidratados de magmas gerados por subducção.

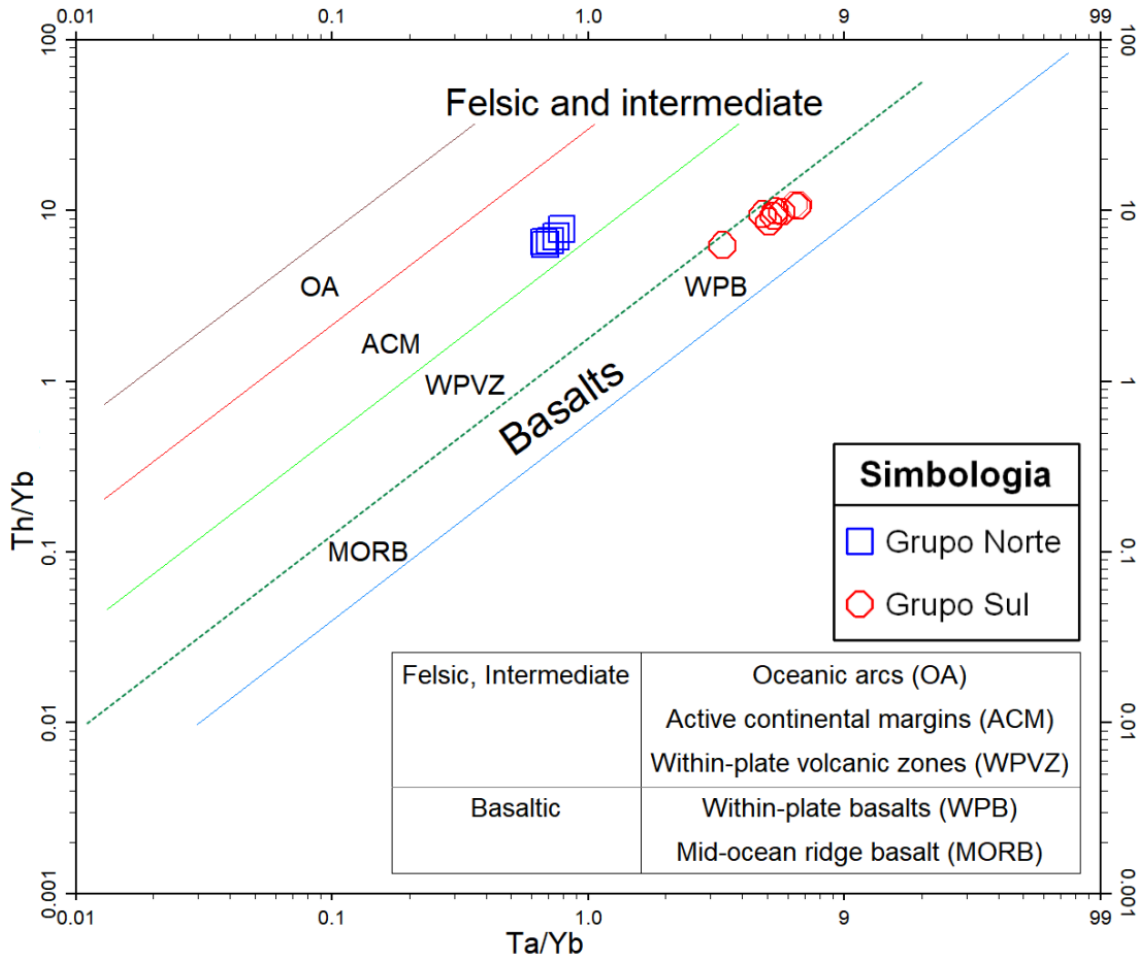


Figura VII.17: Projeção dos lamprófirios de Labruge no diagrama geotectónico de Gorton & Schandl (2000) resultante da revisão do diagrama de Pearce (1983) – Fig. VII.16. Este diagrama permite refinar a classificação do Grupo Norte, como sendo um grupo de rochas intermédias de uma margem continental ativa, enquanto o Grupo Sul se trata de rochas mais basálticas com origem num manto enriquecido.

Cabanis & Leccolle (1989) propuseram o diagrama ternário La/10 – Y/15 – Nb/8 como uma ferramenta para discriminar entre séries anorogénicas e orogénicas, permitindo a identificação do componente contaminante, quando aplicável. O par de elementos Y-Nb, um bom índice de alcalinidade, permite distinguir entre os diferentes tipos de MORB e os magmas alcalinos. Os elementos La-Y, usados como índice de calco-alcalinidade, permitem distinguir os magmas calco-

alcalinos dos toleíticos em margens destrutivas. Por fim, os elementos La-Nb, permitem distinguir entre diferentes tipos de MORB.

As amostras do Grupo Norte, projetam-se no campo dos magmas calco-alcalinos, gerados em regime compressivo (orogénico), em domínios de margens ativas (Fig. VII.18).

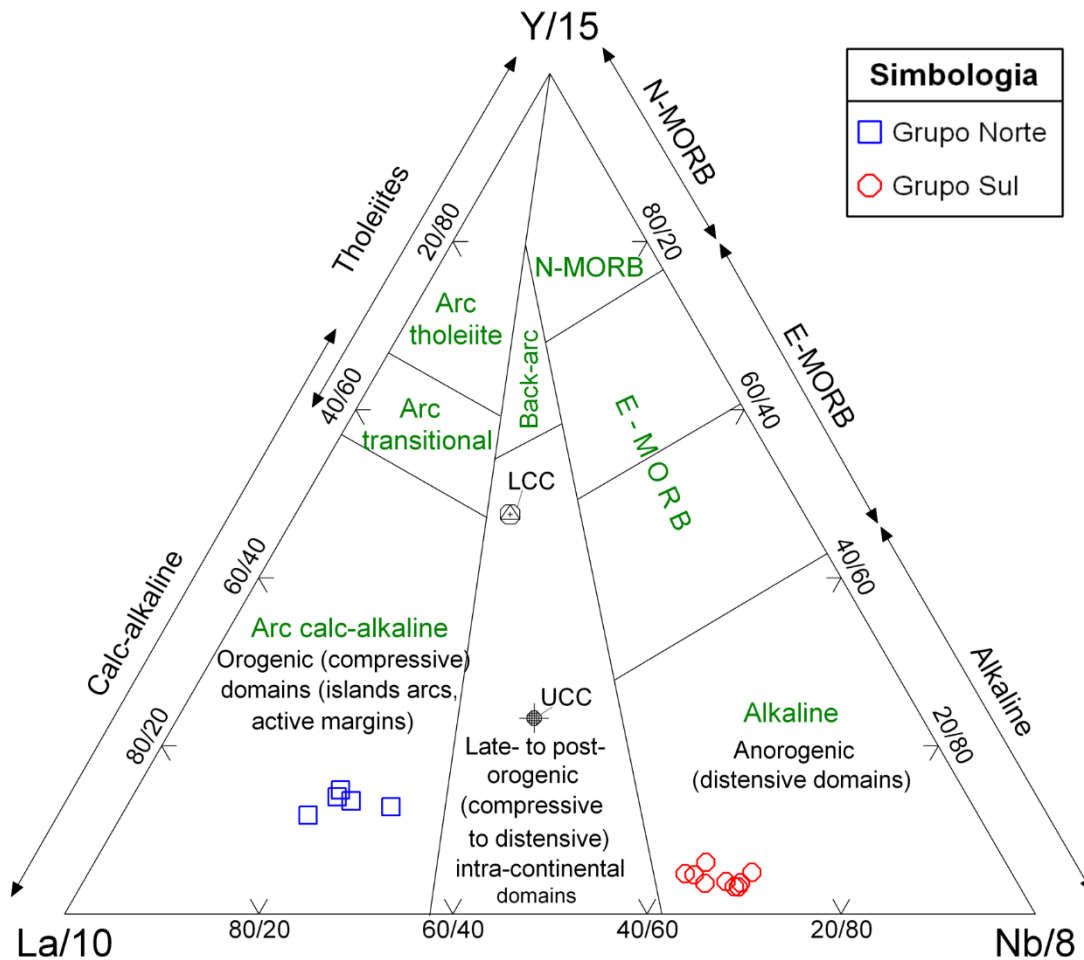


Figura VII.18: Discriminante triangular La/10 – Y/15 – Nb/8 de Cabanis & Lecolle (1989) com a projeção dos lamprófiros de Labruge. Os lamprófiros do Grupo Norte são classificados como rochas calco-alcalinas, associadas a um contexto orogénico compressivo em margem ativa. Os lamprófiros do Grupo Sul são caracterizados por serem rochas alcalinas em regime anorogénico, em domínios distensivos. LCC: crosta continental inferior; UCC: crosta continental superior.

Os dados de geoquímica de rocha total do Grupo Norte, levam-nos a admitir que estes lamprófiros possam ter derivado da fusão parcial de um manto litosférico antigo e enriquecido, cuja fonte mantélica terá sido previamente modificada por fluidos derivados de placas que sofreram subducção.

VII.1.2. Grupo Sul

As amostras do Grupo Sul manifestam um caráter geoquímico básico, mas variável ($48.39 < \text{SiO}_2 < 55.38$ % em peso), e uma natureza ultrapotássica ($5.78 < \text{K}_2\text{O} < 8.87\%$). Os pequenos graus de alteração e a abundância de ocelos félsicos em algumas amostras podem contribuir para explicar os valores elevados de SiO_2 (como é o caso da amostra 2018-3 com 61.07 % de SiO_2). Os valores de Al_2O_3 e TiO_2 variam de 11.30 a 14.39% e de 1.19 a 1.54% (alto TiO_2), respetivamente. O teor de CaO varia de 1.87 a 7.01%.

O Grupo Sul tem caráter metaluminoso (Figs. VII.1 e VII.2), segundo o critério adaptado de Maniar & Picolli (1989). As amostras que sofreram pequenos graus de alteração projetam-se indevidamente no campo peraluminoso. A razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ varia de 2.46 a 18.87 e destaca o seu caráter ultrapotássico (Fig. VII.3 e Fig. VII.4).

A concentração de alguns dos elementos maiores ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{Tot}}$, Ca_2O e MnO) revela uma boa correlação com $\text{Mg}\#$, sugerindo a ocorrência de alguma diferenciação, que pode ter resultado do fracionamento de piroxena (Fig. VII.5).

Os valores de TiO_2 do Grupo Sul são sempre superiores a 1.15 %, claramente distintos dos do Grupo Norte (Fig. VII.5).

O diagrama de discriminação geoquímica de diferentes séries de magmas e dos seus produtos de diferenciação, recorrendo a elementos imóveis de Winchester & Floyd (1977), revela o quimismo predominantemente traquítico dos lamprófiros do Grupo Sul (Fig. VII.6).

As amostras do Grupo Sul apresentam valores altos de LOI (~ 4%), o que de acordo com Rock (1991) pode traduzir uma característica primária, uma vez que estas rochas possuem um elevado teor $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$.

De uma forma geral, os elementos maiores do Grupo Sul são compatíveis com a média dos lamprófiros ultrapotássicos, a nível mundial (Rock, 1984, 1987, 1991).

A projeção dos lamprófiros do Grupo Sul no *spidergram* multielementar, normalizado ao MORB, indica um enriquecimento de quase todos os elementos, quando comparados com a linha do MORB (Fig. VII.7). O Grupo Sul tem um padrão típico do OIB médio de Winter (2001), mas mais enriquecido. É de destacar neste diagrama que a tendência de quase todos os HFSE, com exceção do Zr e Hf, é muito semelhante. Contudo os LILE, especialmente o Ba, mostram grandes variações (Fig. VII.7).

Krmíček *et al.* (2004) determinaram os coeficientes de partição mineral/matriz e mineral/mineral para os fenocristais de clinopiroxena e de flogopite e para os seus

grãos muito finos da matriz num dique lamprofírico Varisco e concluíram que, durante a cristalização simultânea de fenocristais de clinopiroxena e de flogopite, o Th, Zr, Hf, Y e LREE são preferencialmente alojados na clinopiroxena enquanto que o Ba, Rb e o Ti preferem a flogopite. Assumimos que as proporções variáveis de fenocristais/matriz possam explicar as tendências negativas dissonantes do Ba, Zr e Th em algumas amostras de Labruge.

Outros autores, como Dupuy *et al.* (1992) advogam que o fracionamento Zr-Hf observado reflete, provavelmente, uma fonte mantélica heterogénea que foi variavelmente metassomatizada por fluidos carbonatados.

A anomalia negativa Nb-Ta não se manifesta nas amostras do Grupo Sul. Apesar de a existência de algum fracionamento ser inegável, os teores altos, de cariz basáltico, de Mg e os valores elevados de Mg# (0.665 – 0.782), Cr (370 – 560ppm) e Ni (140 – 310ppm) parecem indicar que a diferenciação magmática não deverá ter sido muito pronunciada (Imaoka *et al.*, 2014).

As concentrações elevadas de Ta-Nb relativas a Zr-Hf, e as de Zr-Hf relativas a Y-Yb, observáveis na figura VII.7, identificam a contribuição de um manto superior enriquecido (Pearce, 1983).

O padrão normalizado ao condrito dos REE (Fig. VII.8) mostra que todas as amostras são altamente fracionadas, sendo enriquecidas em LREE relativamente a HREE e exibem um padrão bastante semelhante aos dos OIB de Sun & McDonough (1989). Todas as amostras do Grupo Sul apresentam padrões paralelos entre si, o que implica que todas derivaram de uma fonte mantélica que sofreu uma extração do *melt* semelhante. Estas características apontam no sentido de este fracionamento ter ocorrido antes da extração do *melt*.

Não foi detetada anomalia do Eu.

Dos padrões multielementares podemos concluir o seguinte:

- Apesar da presença de xenólitos félsicos e máficos, a ausência da anomalia negativa Nb-Ta sugere que é improvável o envolvimento extensivo de material crustal, ou processos relacionados com o fenómeno de subducção, na origem destes lamprófiros (ex: Foley *et al.*, 1987; Peacock, 1990);
- Os padrões de Nb observados são característicos de rochas basálticas (OIB) não contaminadas (Winter, 2001; Kent, 1995). É um facto bem conhecido que as rochas com contaminação crustal mostram anomalias negativas de Nb significativas;

- Anomalias negativas de Sr e Eu costumam indicar o fracionamento de plagioclase, o que não se observa nas nossas amostras. Este facto provavelmente indica a ausência de fracionamento de plagioclase;
- O enriquecimento seletivo em Ba, Th, Nb e Ta e os valores semelhantes aos MORB de Y e Yb são indicativos de uma componente mantélica (Pearce, 1983);
- Os teores de LREE, muito mais elevados que os dos OIB, são indicativos de um metassomatismo extremo na fonte mantélica, e/ou de um menor grau de fusão parcial (Downes *et al.*, 2005).

Os elevados teores de HFSE sugerem que a fonte era significativamente enriquecida nestes elementos. Recordemos que os lamprófiros são considerados como rochas que resultaram de porções de *melt* associadas a pequenos graus de fusão (Rock, 1987).

Os lamprófiros, em contraste com a maioria das rochas comuns, são bem conhecidos por exibirem heteromorfismo. A sua composição magmática pode cristalizar, sob diversas condições, mais do que uma associação mineral. Consequentemente, vários lamprófiros petrograficamente distintos podem corresponder ao mesmo tipo geoquímico de magma (Rock, 1991; Lanyon & Le Roex, 1995). As amostras do Grupo Sul são mineralogicamente semelhantes, mas texturalmente variáveis, contudo, composicionalmente elas comportam-se como um único grupo.

O discriminante Nb/Pb *versus* V/Cr de Rock (1991) projeta as amostras do Grupo Sul num domínio transicional entre os lamprófitos e os lamprófiros ultramáficos (Fig. VII.10). O rácio La/Yb *versus* Sm permite reforçar o carácter transicional referido, desta feita entre os minetos e os lamprófiros ultramáficos. (Fig. VII.11). Consideramos, portanto, que estes lamprófiros são quimicamente transicionais entre os minetos, os lamprófitos e os lamprófiros ultramáficos.

A razão Th/Ta, utilizada por Wood *et al.* (1979) para distinguir séries magmáticas, define um alinhamento perfeito para as amostras do Grupo Sul: $Th = 1.486198 \times Ta + 3.275508$ (Fig. VII.12). Esta razão Th/Ta associa a génese do Grupo Sul a ambientes intraplaca, de acordo com Schandl & Gorton (2002). A distinção entre os lamprófiros dos Grupos Norte e Sul é clara.

Os lamprófiros do Grupo Sul, quando comparados com os do Grupo Norte, têm valores elevados de Rb/Sr (0.12 – 0.18) e valores baixos de Ba/Rb (6.73 – 19.95), o que sugere a existência de flogopite na região fonte destas amostras (Fig. VII. 13).

As amostras do Grupo Sul apresentam uma razão de Nb/Ta > 18, o que de acordo com Green (1994) as associa com uma fonte claramente mantélica (Fig. VII.14).

De acordo com o diagrama discriminativo La/Y versus Nb/La, de Smith *et al.* (1999), as amostras do Grupo Sul apresentam valores elevados de Nb/La (> 1.4) o que sugere que a sua fonte terá sido o manto astenosférico (Fig. VII.15).

O discriminante geotectónico Ta/Yb versus Th/Yb de Pearce (1983) projeta os lamprófiros do Grupo Sul no *mantle array*, no extremo do manto enriquecido (Fig. VII.16). O facto de as amostras serem projetadas neste campo é indicativo que estão associadas a eventos de intraplaca que enriquecem igualmente o Ta e o Th. Fenómenos de subducção e contaminação crustal afetam o teor de Th em relação ao Ta, o que não é verificado, pelo que, ao contrário do Grupo Norte, o enriquecimento existente no Grupo Sul é independente de processos de contaminação crustal ou de subducção.

Estes resultados são corroborados pela reinterpretação levada a cabo por Gorton & Schandl (2000) observável na figura VII.17.

O diagrama discriminante La/10 – Y/15 – Nb/8 de Cabanis & Lecolle (1989), aplicável a rochas magmáticas pouco diferenciadas, associa as amostras alcalinas do Grupo Sul a domínios distensivos anorogénicos (Fig. VII.18). Estes resultados contrastam fortemente com os obtidos para os lamprófiros do Grupo Norte.

De uma forma global, os dados de geoquímica de rocha total do Grupo Sul, levam-nos a admitir que estes lamprófiros tiveram uma origem distinta dos lamprófiros do Grupo Norte. Os dados sugerem que o Grupo Sul terá tido uma origem mais profunda, num manto astenosférico enriquecido, sem evidências de contaminação crustal, num regime anorogénico distensivo.

VII.2. Balanços Mássicos

Sendo os lamprófiros rochas extremamente sensíveis à meteorização, importa conhecer os efeitos que este processo e outros processos tardios produzem na composição original. Os balanços mássicos permitem-nos conhecer as modificações induzidas na composição elementar e na rocha total.

Em 1967, Gresens propôs a utilização de expressões matemáticas para o cálculo dos ganhos e das perdas de material em transformações ocorridas em sistema aberto. Este autor considera que neste tipo de reações existem elementos com comportamento perfeitamente inerte.

Apesar de o método de Gresens ser eficiente, a sua aplicação não é fácil nem prática. Esses motivos levaram a que Grant (1986) reformulasse a equação de Gresens, propondo um método mais direto e simples. Este método consiste numa representação gráfica, denominada *isocon*.

Coelho (2006) adaptou o método de Grant, aplicando a *isocon* normalizada. Esta normalização, inspirada em Humphris *et al.* (1998), permite evitar os erros causados pela atribuição de uma escala arbitrária aos componentes utilizados. Para além da normalização da *isocon*, este autor também propôs o cálculo das variações de massa de cada elemento, relativamente à massa desse elemento na rocha original.

O comportamento dos constituintes é diferente em sistema aberto e em sistema fechado. De forma a proceder-se ao cálculo das transformações decorridas em sistema aberto, é necessário recordar os seguintes conceitos:

- **Constituinte perfeitamente móvel:** o seu potencial químico (atividade ou fugacidade) é fixado a partir do exterior do sistema (Korzhinskii, 1970);
- **Constituinte inerte:** o seu potencial químico é fixado pelo interior do sistema, mesmo que a sua quantidade absoluta varie com o tempo (Korzhinskii, 1970);
- **Constituinte perfeitamente inerte:** engloba todos os constituintes que não intervêm em qualquer reação, e cuja quantidade absoluta no sistema não varia. Contudo, a sua concentração é uma função das concentrações dos demais constituintes (Fontelles, 1978). Muitos autores utilizam os termos imóvel ou inerte para se referirem a este tipo de constituintes.

Num sistema aberto a matéria circula livremente, isto é, existe entrada e saída de matéria do sistema. Uma vez que os três tipos de constituintes, referidos anteriormente, coexistem no mesmo sistema, é natural que a concentração de cada elemento seja função da concentração dos outros. Desta forma, a comparação direta entre análises químicas de rocha total leva, inevitavelmente, a conclusões erradas.

No entanto, é de realçar que a razão dos constituintes perfeitamente inertes é a mesma, tanto na rocha original como na rocha final.

VII.2.1. Evolução do método de Gresens

Gresens (1967) refere que no passado já era dada importância às relações composição-volume. Contudo, em vez de utilizarem as análises químicas dos minerais ou das rochas, os diversos autores (Poldevaart, 1953; Turner & Verhoogen, 1960; Ridge, 1949, 1961; Bogolepov, 1963) recorriam às fórmulas teóricas dos minerais. Gresens (1967) aponta como principal razão para a não utilização das análises químicas por parte dos citados autores, o facto de ser necessário utilizar as tradicionais equações estequiométricas, que tinham de ser recalculadas em fórmulas estruturais dos minerais.

Em 1967, Gresens propôs a utilização de expressões matemáticas para calcular os ganhos e as perdas de massa dos componentes de um sistema aberto, com base nas análises químicas, sem ser necessário recorrer às fórmulas estruturais.

Gresens (1967) baseou-se no princípio fundamental de que nos processos metassomáticos penetrativos ocorrem elementos químicos com comportamento perfeitamente inerte (imóvel). Este autor propôs a seguinte expressão para quantificar a transformação de uma rocha *genérica A* (rocha original) numa outra, também *genérica B* (rocha alterada):

$$X_n = a \cdot [f_v (g^B/g^A) C_n^B - C_n^A] \quad (\text{eq. VII.1})$$

em que,

X: variação de massa do componente n relativamente a a;

n: componente;

g: peso específico de cada rocha;

v: volume de cada amostra;

f_v : fator de volume;
 C: concentração;
 a: massa da amostra original (A).

Se definirmos que $a = 100$ gr, tendo em conta que o somatório nas análises químicas é de 100 % em peso, a expressão assumirá a forma:

$$X_n = a \cdot [f_v (g^B/g^A) C_n^B - C_n^A] \cdot 100 \quad (\text{eq. VII.2})$$

O valor de f_v é determinado graficamente a partir de diagramas composição-volume. Este procedimento é descrito em pormenor em Gresens (1967). Conhecido o valor de f_v é possível proceder-se à aplicação da equação VII.2, para cada componente (n), calculando a respetiva variação de massa (X).

VII.2.1.1. Adaptação por Grant (1986)

Apesar de diversos autores utilizarem o método de Gresens (Appleyard, 1980; Gibson *et al.*, 1983; Morton & Nebel, 1984), a sua aplicação não é prática, nem fácil.

Por esse motivo, Grant (1986) propôs um método mais simples e direto derivado do método de Gresens. Este novo método fornece uma alternativa gráfica ao método de Gresens.

Na tabela VII.1 observam-se as adaptações realizadas por Grant (1986) e posteriormente por Coelho (2006) às abreviaturas utilizadas por Gresens (1967). A partir deste ponto iremos utilizar as abreviaturas de Coelho (2006).

Em primeiro lugar é necessário ter em consideração que a equação de Gresens se refere a massa e não a volume. A razão entre as massas equivalentes antes (M^o) e depois da alteração (M^f) é (eq. 3):

$$(M^f / M^o) = (V^f / V^o) \cdot (d^f / d^o) = f_v (g^f / g^o) \quad (\text{eq. VII.3})$$

Tabela VII.1: Adaptação das abreviaturas utilizadas por Gresens (1987), Grant (1986) e Coelho (2006)

	Gresens (1967)	Grant (1986)	Coelho (2006)
Expoente para a amostra original (inalterada)	A	O	o
Expoente para a amostra final (alterada)	B	A	f
Índice para componente	n	i	i
Densidade	g	ρ	d
Volume da amostra	v	V	V
“Fator volume”	f _v		
Massa da amostra		M	M
Massa do componente i		M _i	M _i
Massa de referência da amostra original	a	M ^o	M ^o
Ganho ou perda de massa do componente relativamente à massa de referência	x	ΔM _i	δM _i
Concentração	C	C	C

Relativamente a uma massa arbitrária da rocha original (M^o), a massa de um componente (i), depois de processada a transformação, iguala a sua massa original mais a variação ocorrida na massa desse componente:

$$M_i^f = M_i^o + \delta M_i \quad (\text{eq. VII.4})$$

Dividindo tudo por M^o, de forma a obtermos unidades de concentração, passamos a ter:

$$(M_i^f / M^o) = (M_i^o / M^o) + (\delta M_i / M^o) \quad (\text{eq. VII.5})$$

(M_i^o/M^o) representa a concentração na rocha original do componente i. A concentração na rocha final (M_i^f/M^f) está relacionada com a original pela seguinte expressão, obtida pela multiplicação da equação 5 por (M^o/M^f):

$$(M_i^f / M^f) = (M^o / M^f) \cdot (M_i^f / M^f) = (M^o / M^f) [(M_i^o / M^o) + (\delta M_i / M^o)] \quad (\text{eq. VII.6})$$

Utilizando unidades de concentração, obtém-se (eq.7):

$$C_i^f = (M^o / M^f) (C_i^o + \delta C_i) \quad (\text{eq. VII.7})$$

Esta é a equação de Grant reformulada a partir da equação de Gresens, como se pode ver pelo rearranjo sob a forma de:

$$\delta M_i = [(M^f / M^o) C_i^f - C_i^o] M^o \quad (\text{eq. VII. 8})$$

VII.2.1.2. O método isocon

A equação básica é a equação 7. Existe para cada componente uma equação como esta, em que (M^o/M^f) é constante. Se conseguirmos identificar os elementos perfeitamente inertes, para os quais $\delta C_i = 0$, é possível obter esta razão, resolvendo um conjunto de equações simultâneas com a seguinte forma (eq. 9):

$$C_i^f = (M^o / M^f) C_i^o \quad (\text{eq. VII. 9})$$

Este propósito é facilmente conseguido graficamente, projetando os dados analíticos C_i^f versus C_i^o . Os componentes perfeitamente imóveis geram, a partir da origem, uma linha reta de declive (M^o/M^f) , que corresponde à razão de massas equivalentes, antes e depois da alteração. Esta reta, para a qual $\delta C_i = 0$, é chamada isocon, a linha que une os pontos com a mesma concentração geoquímica (Gary *et al.*, 1974).

A equação da *isocon* é (eq. 10):

$$C_i^f = (M^o / M^f) C_i^o \quad (\text{eq. VII.10})$$

Se assumirmos uma massa constante,

$$C_i^f = C_i^o \quad (\text{eq. VII.11})$$

Se assumirmos um volume constante,

$$C_i^f = (d^o / d^f) C_i^o \quad (\text{eq. VII.12})$$

Os ganhos e perdas relativos de elementos (móveis) são dados pelo deslocamento dos pontos relativamente à *isocon*. Provavelmente, o método mais útil

para medir os ganhos e as perdas é a mudança de concentração de um componente relativamente à sua concentração antes do processo de transformação. Tal é obtido, dividindo ambos os lados da equação 7 por C_i^0 ,

$$C_i^f / C_i^0 = (M^0 / M^f) [(C_i^0 / C_i^0) + (\delta C_i / C_i^0)] \quad (\text{eq. VII.13})$$

Reorganizando, passamos a ter (eq. 14):

$$(\delta C_i / C_i^0) = (M^f / M^0) (C_i^f / C_i^0) - 1 \quad (\text{eq. VII.14})$$

Se assumirmos uma massa constante,

$$(\delta C_i / C_i) = (C_i^f / C_i^0) - 1 \quad (\text{eq. VII.15})$$

Se assumirmos um volume constante,

$$(\delta C_i / C_i) = (d^f / d^0) (C_i^f / C_i^0) - 1 \quad (\text{eq. VII.16})$$

VII.2.1.3. Adaptação por Coelho (2006)

Coelho (2006) criou a aplicação Geiso® que permite calcular e representar graficamente as variações de massa e de volume que ocorrem numa grande variedade de processos em sistema aberto.

Para além da criação do diagrama *isocon* de forma convencional (Grant), Coelho (2006) adicionou a possibilidade da criação da *isocon* normalizada, segundo Humphris *et al.*, 1998.

VII.2.1.3.1. Cálculo da variação de massa de um elemento, relativamente à sua massa na rocha original

Avaliar variações de massa relativamente a M^0 pode levar a interpretações erradas tendo em conta que os resultados dependem das unidades composicionais

dos elementos. Uma melhor abordagem consiste em avaliar as variações de massa com base na equação 18, isto é comparar a variação de massa sofrida por cada elemento com a sua massa na rocha original.

A partir da equação:

$$M_i^f = M_i^o + \delta M_i \quad (\text{eq. VII.17})$$

deduzimos

$$(M_i^f - M_i^o) / M^o = (M^f / M^o) C_i^f - C_i^o \quad (\text{eq. VII.18})$$

e,

$$(M_i^f - M_i^o) / M_i^o = (M^f / M^o) C_i^f / C_i^o - 1 \quad (\text{eq. VII.19})$$

VII.2.1.3.2. Normalização da isocon

O método gráfico de Grant utiliza uma escala arbitrária na concentração dos diversos componentes, o que segundo Baumgartner & Olsen (1995) pode levar à introdução de erros nos cálculos dos balanços mássicos.

De forma a evitar estes erros, Humphris *et al.* (1998) propuseram uma solução simples. É atribuída uma escala a ambos os eixos, utilizando-se a equação geral de uma circunferência, para que os dados projetados caiam num arco com um raio de 1. A *isocon* normalizada de Coelho (2006) baseia-se neste método e permite uma identificação de elementos perfeitamente inertes, de uma forma mais precisa.

VII.2.2. Resultados e Discussão

Para estudar o processo de alteração, recorrendo aos balanços mássicos, colheram-se duas amostras do Grupo Norte e outras duas do Grupo Sul. Para a análise dos dados foi utilizada a aplicação Geoiso®.

VII.2.2.1. Grupo Norte

As amostras do Grupo Norte são adjacentes (Fig. V.9C). A amostra 2015-11 corresponde à amostra alterada e a 2015-12 corresponde à amostra fresca.

Os resultados do Grupo Norte encontram-se nas figuras VII.19, VII.20 e VII.21.

O processo de alteração destas amostras resultou numa redução de volume de 8% e numa redução de massa de 19%.

A amostra alterada é particularmente enriquecida em Be, Zn, Ge e U e empobrecida em $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{Tot})}$, MnO, MgO, Na_2O , CaO, P_2O_5 , Sr, Mo e Sn. As perdas observadas nos referidos elementos maiores deverão estar associadas à desestabilização da anfíbola e da plagioclase.

Este processo conduz a uma redução de 13 % da massa original de SiO_2 , não podendo consequentemente justificar os valores um pouco elevados de algumas das amostras.

VII.2.2.2. Grupo Sul

As amostras do Grupo Sul representam o fenómeno de alteração pós-magmática (moscovitização) que afetou alguns filões.

Os resultados do Grupo Sul encontram-se nas figuras VII.22, VII.23 e VII.24.

O processo de alteração destas amostras do Grupo Sul resultou num aumento de 1.8% de massa e num aumento de volume de 9.9%.

A amostra alterada é particularmente empobrecida em CaO e em Na_2O e enriquecida em MnO e $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{Tot})}$. As perdas observadas nos referidos elementos maiores deverão estar associadas à moscovitização da biotite e dos feldspatos.

Este processo justifica os valores aparentemente anómalos em Na_2O , CaO e Mg# de algumas das amostras. Este processo explica igualmente o enriquecimento relativo em SiO_2 que afetou alguns filões.

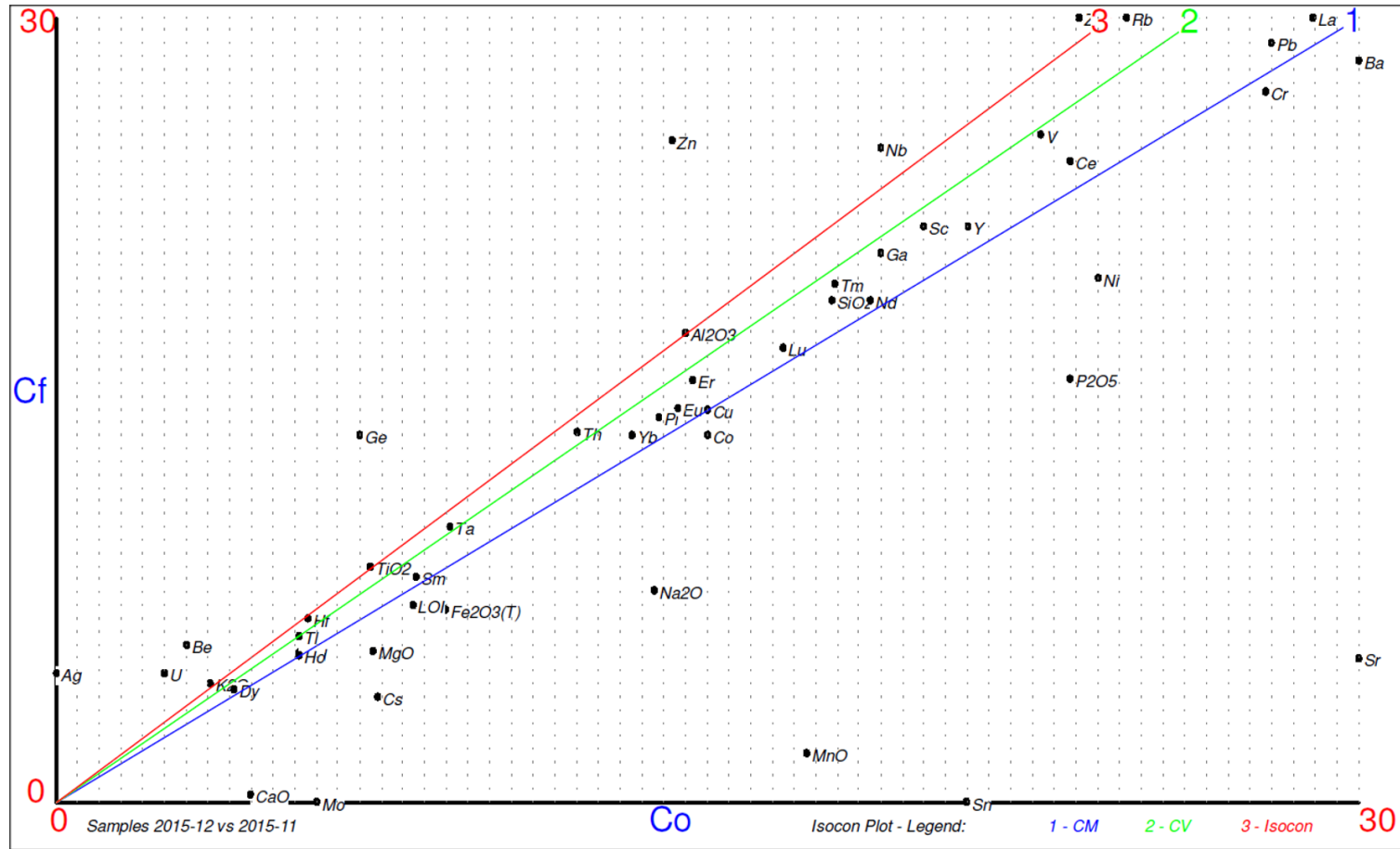


Figura VII.19: Diagrama isocon das amostras fresca versus alterada do Grupo Norte. CM – massa constante; CV – volume constante; Co – concentração original; Cf- concentração final

Whole Rock Results - Samples 2015-12 vs 2015-11

Rock Mass Change i.e. (Mf-Mo)/Mo % = -19.0625 Rock Volume Change i.e. (Vf-Vo)/Vo % = -7.79272152

Elements/Oxides Results

Mass Balance = (Mfi-Moi)/Moi

SiO ₂ = -6.54	Al ₂ O ₃ = 0.01	Fe ₂ O ₃ (T) = -3.06	MnO = -0.26	MgO = -2.67	CaO = -4.26
Na ₂ O = -1.04	K ₂ O = 0.08	TiO ₂ = 0.00	P ₂ O ₅ = -0.17	LOI = -2.17	Sc = -2.19
Be = 1.86	V = -13.60	Cr = -82.44	Co = -7.34	Ni = -39.06	Cu = -5.72
Zn = 39.50	Ga = -2.00	Ge = 0.62	Rb = -1.93	Sr = -1120.56	Y = -3.19
Zr = 6.39	Nb = 1.23	Mo = -6.00	Ag = 0.57	Sn = -3.00	Cs = -4.16
Ba = -355.59	La = -10.72	Ce = -19.35	Pr = -2.00	Nd = -8.94	Sm = -1.34
Eu = -0.31	Gd = -0.99	Tb = -0.15	Dy = -0.62	Ho = -0.15	Er = -0.24
Tm = -0.03	Yb = -0.28	Lu = -0.05	Hf = -0.13	Ta = -0.09	Tl = -0.07
Pb = -4.53	Th = -0.59	U = 1.47			

Mass Balance = (Mfi-Moi)/Moi

SiO ₂ = -0.13	Al ₂ O ₃ = 0.00	Fe ₂ O ₃ (T) = -0.34	MnO = -0.91	MgO = -0.37	CaO = -0.95
Na ₂ O = -0.53	K ₂ O = 0.02	TiO ₂ = 0.00	P ₂ O ₅ = -0.44	LOI = -0.26	Sc = -0.11
Be = 0.62	V = -0.09	Cr = -0.21	Co = -0.24	Ni = -0.33	Cu = -0.19
Zn = 0.44	Ga = -0.11	Ge = 0.62	Rb = -0.01	Sr = -0.85	Y = -0.15
Zr = 0.03	Nb = 0.06	Mo = -1.00	Ag = **Mo=0**	Sn = -1.00	Cs = -0.56
Ba = -0.24	La = -0.16	Ce = -0.15	Pr = -0.14	Nd = -0.17	Sm = -0.16
Eu = -0.15	Gd = -0.18	Tb = -0.19	Dy = -0.15	Ho = -0.19	Er = -0.11
Tm = -0.11	Yb = -0.15	Lu = -0.16	Hf = -0.02	Ta = -0.07	Tl = -0.09
Pb = -0.16	Th = -0.05	U = 0.59			

Figura VII.20: Resultados dos balanços mássicos da alteração do Grupo Norte.

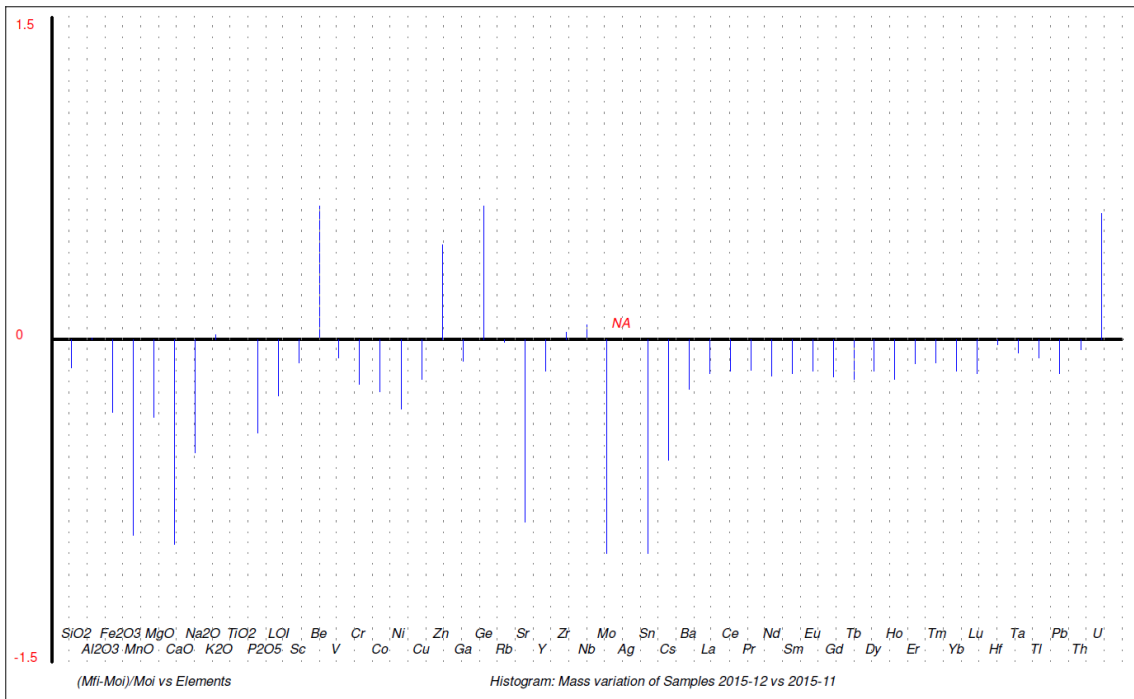


Figura VII.21: Histograma dos balanços mássicos da alteração do Grupo Norte.

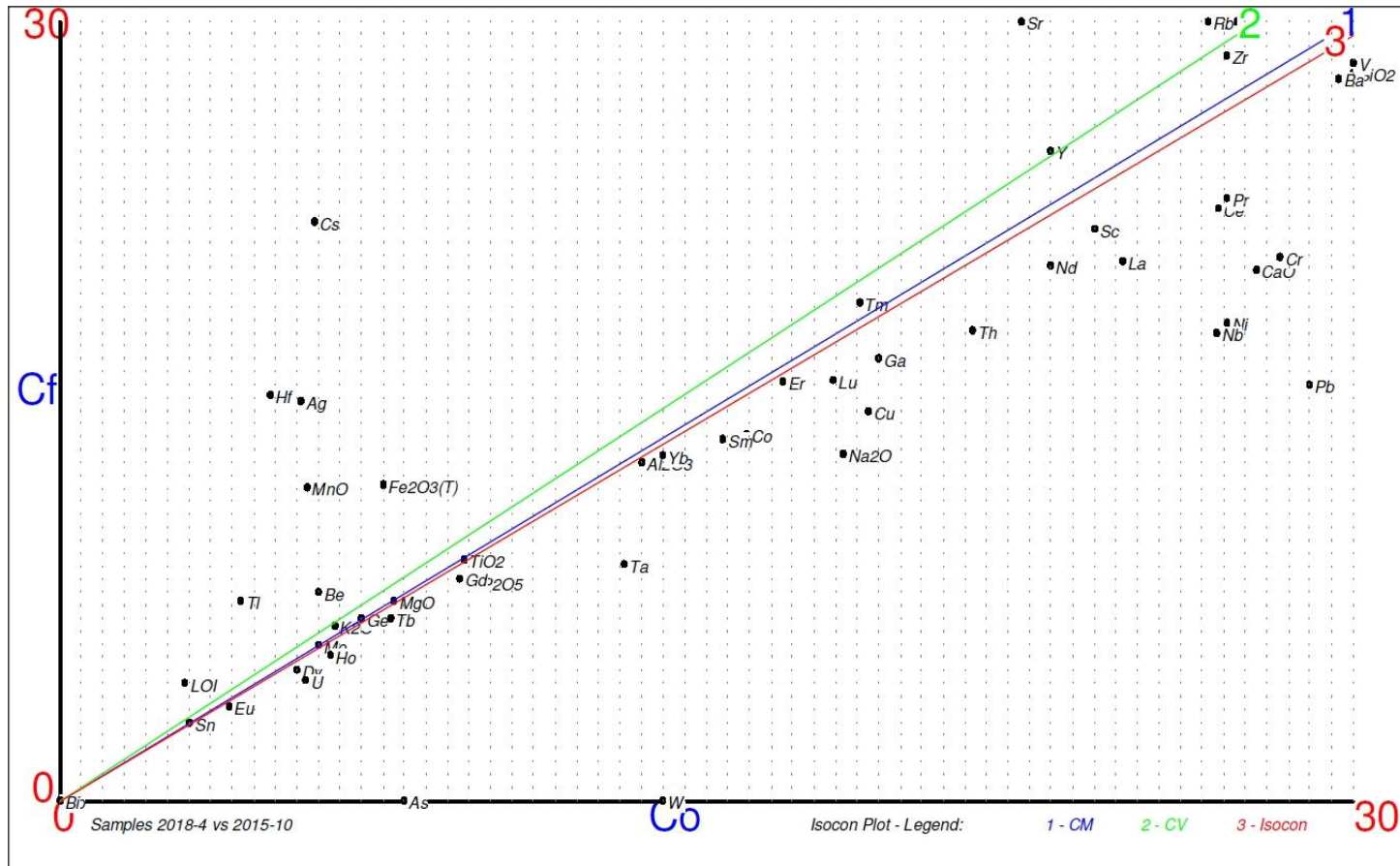


Figura VII.22: Diagrama isocon das amostras fresca versus alterada do Grupo Sul. CM – massa constante; CV – volume constante; Co – concentração original; Cf- concentração final

Whole Rock Results - Samples 2018-4 vs 2015-10

Rock Mass Change i.e. (Mf-Mo)/Mo % = 1.81818182 Rock Volume Change i.e. (Vf-Vo)/Vo % = 9.96363636

Elements/Oxides Results
Mass Balance = (Mf-Mo)/Mo

SiO2 = -2.58	Al2O3 = -0.28	Fe2O3(T) = 4.83	MnO = 0.11	MgO = 0.08	CaO = -1.00
Na2O = -0.66	K2O = 0.42	TiO2 = 0.00	P2O5 = -0.16	LOI = 1.68	Sc = -1.60
Be = 2.15	V = -5.45	Cr = -123.27	Co = -3.45	Ni = -86.55	Cu = -9.27
Zn = 12.00	Ga = -1.69	Ge = 0.02	As = -8.00	Rb = 25.58	Sr = 454.02
Y = 2.45	Zr = 46.60	Nb = -80.89	Mo = 0.11	Ag = 1.44	In = 0.00
Sn = 0.05	Sb = 0.00	Cs = 16.81	Ba = -131.47	La = -19.87	Ce = -35.04
Pr = -3.48	Nd = -8.60	Sm = -1.25	Eu = -0.26	Gd = -0.65	Tb = -0.08
Dy = -0.41	Ho = -0.09	Er = -0.06	Tm = 0.02	Yb = -0.07	Lu = -0.03
Hf = 10.98	Ta = -3.83	W = -2.00	Tl = 0.52	Pb = -12.71	Bi = 0.00
Th = -2.77	U = -1.02				

Mass Balance = (Mf-Mo)/Mo

SiO2 = -0.05	Al2O3 = -0.02	Fe2O3(T) = 0.64	MnO = 1.13	MgO = 0.01	CaO = -0.25
Na2O = -0.25	K2O = 0.07	TiO2 = 0.00	P2O5 = -0.11	LOI = 0.58	Sc = -0.07
Be = 0.36	V = -0.04	Cr = -0.25	Co = -0.10	Ni = -0.31	Cu = -0.19
Zn = 0.12	Ga = -0.09	Ge = 0.02	As = -1.00	Rb = 0.15	Sr = 0.37
Y = 0.11	Zr = 0.08	Nb = -0.32	Mo = 0.02	Ag = 1.80	In = **Mo=0**
Sn = 0.02	Sb = **Mo=0**	Cs = 2.85	Ba = -0.05	La = -0.14	Ce = -0.14
Pr = -0.13	Nd = -0.09	Sm = -0.08	Eu = -0.07	Gd = -0.07	Tb = -0.07
Dy = -0.07	Ho = -0.09	Er = -0.02	Tm = 0.05	Yb = -0.03	Lu = -0.08
Hf = 2.24	Ta = -0.29	W = -1.00	Tl = 0.87	Pb = -0.44	Bi = **Mo=0**
Th = -0.13	U = -0.18				

Figura VII.23: Resultados dos balanços mássicos da alteração do Grupo Sul.

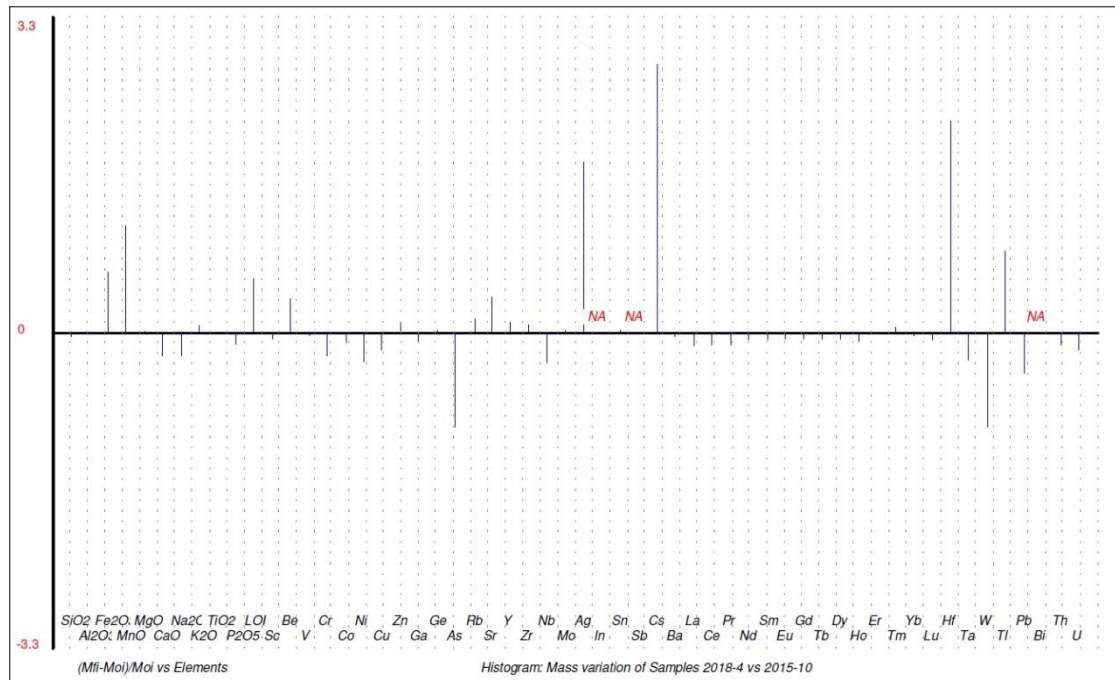


Figura VII.24: Histograma dos balanços mássicos da alteração do Grupo Sul.

VII.3. Composições Normativas

VII.3.1. Norma CIPW

A norma CIPW é uma ferramenta útil para avaliar a composição mineralógica ideal e a saturação ou sobressaturação em sílica de uma rocha. Neste modelo matemático as estimativas de minerais são baseadas em muitas suposições e os resultados devem ser apreciados à luz da mineralogia observável.

A presença de CO₂ e o desequilíbrio mineral aconselham a que as normas CIPW não sejam utilizadas em lamprófiros (Hess, 1989; Blat & Tracy, 1996).

Embora não tenhamos recorrido aos resultados para efeitos interpretativos, calculamos e apresentamos as normas CIPW para as nossas amostras, dado o seu uso enraizado (tabela VII.2). Para o cálculo das normas foi utilizado o programa de Hollocher (2004).

VII.3.2. Método dos Mínimos Quadrados

A granularidade e a textura dos lamprófiros de Labruge inviabilizam o cálculo das composições modais através da contagem de pontos ao microscópio. A via normativa ofereceu-se como a única forma possível.

Uma abordagem preferível à norma CIPW para estimar a composição mineral dos lamprófiros em estudo consiste na utilização do método dos mínimos quadrados.

Ao contrário da norma CIPW, em que se determina uma composição virtual para a rocha, com este processo estima-se a composição mineralógica mais próxima da real a partir das análises de rocha total e dos minerais presentes. As análises dos minerais presentes foram obtidas por análise à microsonda eletrónica e são referidas no Capítulo VIII deste trabalho.

Nesta abordagem do método dos mínimos quadrados procura-se minimizar a soma dos quadrados das residuais, variando a estimativa das proporções dos minerais de cada “paragénesis” específica. As residuais representam as diferenças entre os valores analíticos e os valores estimados dos vários componentes químicos.

Recorremos a duas aplicações informáticas: *MINSQ* (Herrman & Berry, 2002) e *GLG-Modes* (Ford, 1995).

Nas tabelas VII.3 e VII.4 encontram-se os valores calculados para os Grupos Norte e Sul.

Tabela VII.3: Cálculos normativos para o Grupo Norte. SSQ: Soma dos quadrados das residuais.

Mineral	Peso %	Volume %
Anfíbola	41.43	38.51
Biotite	19.76	18.72
Albite	13.84	15.43
Quartzo	10.18	11.28
Anortite	8.61	9.16
Feldspato K	5.91	6.73
Acessórios	0.27	0.17
Residual SSQ	1.0	

Tabela VII.4: Cálculos normativos para o Grupo Sul. SSQ: Soma dos quadrados das residuais.

Minerais	Peso %	Volume %
Biotite	30.85	28.59
Feldspato K	23.86	26.67
Albite	19.38	21.24
Clinopiroxena	18.61	16.17
Flogopite	5.32	5.39
Anortite	1.73	1.77
Acessórios	0.25	0.17
Residual SSQ	0.5	

Os valores de anortite e de albite representam as proporções em peso na plagioclase e não a existência isolada dos membros extremos.

As percentagens em volume foram calculadas a partir das densidades médias das respetivas espécies minerais (Hurlbut, 1944).

Estes resultados consolidam as estimativas petrográficas visuais e os valores de CIPW, mormente no que respeita às relações quantitativas de feldspatos e às classificações petrográficas anteriormente propostas.

Capítulo VIII

Geoquímica Mineral

VIII. Geoquímica Mineral

Neste capítulo proceder-se-á à caracterização geoquímica das principais espécies minerais que ocorrem nos lamprófiros de Labruge. Foram selecionadas sete lâminas para análise na microsonda eletrónica do Departamento de Geologia da Universidade de Lisboa. Os resultados obtidos podem ser consultados no Anexo 2.

As lâminas selecionadas também foram analisadas no SEM do DGAOT, para obter imagens mais detalhadas dos minerais em causa, bem como mapeamentos de distribuição elementar.

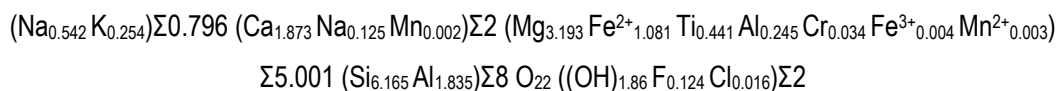
Com base nos resultados obtidos ir-se-á proceder ao estudo geotermobarométrico dos minerais mais apropriados em cada Grupo de lamprófiros.

VIII.1. Grupo Norte

VIII.1.1. Anfíbolas

As anfíbolas do Grupo Norte pertencem ao grupo cálcico e revelam uma composição de pargasite titanífera (Fig. VIII.1), de acordo com as recomendações da *International Mineralogical Association (IMA)* - 2012 (Hawthorne *et al.*, 2012; Locock, 2014).

Estas anfíbolas possuem a seguinte fórmula estrutural média, calculada com a aplicação de Locock (2014):



Os resultados analíticos das anfíbolas do Grupo Norte são fornecidos na tabela A2 do anexo 2. As fórmulas estruturais, calculadas na base de 24 oxigénios, constam da tabela B do anexo 2. Estas fórmulas foram, posteriormente recalculadas, tendo em conta a distribuição catiónica por posição estrutural, com a aplicação *Winamptb* (Yavuz & Döner, 2017). Os resultados encontram-se na tabela C do anexo 2.

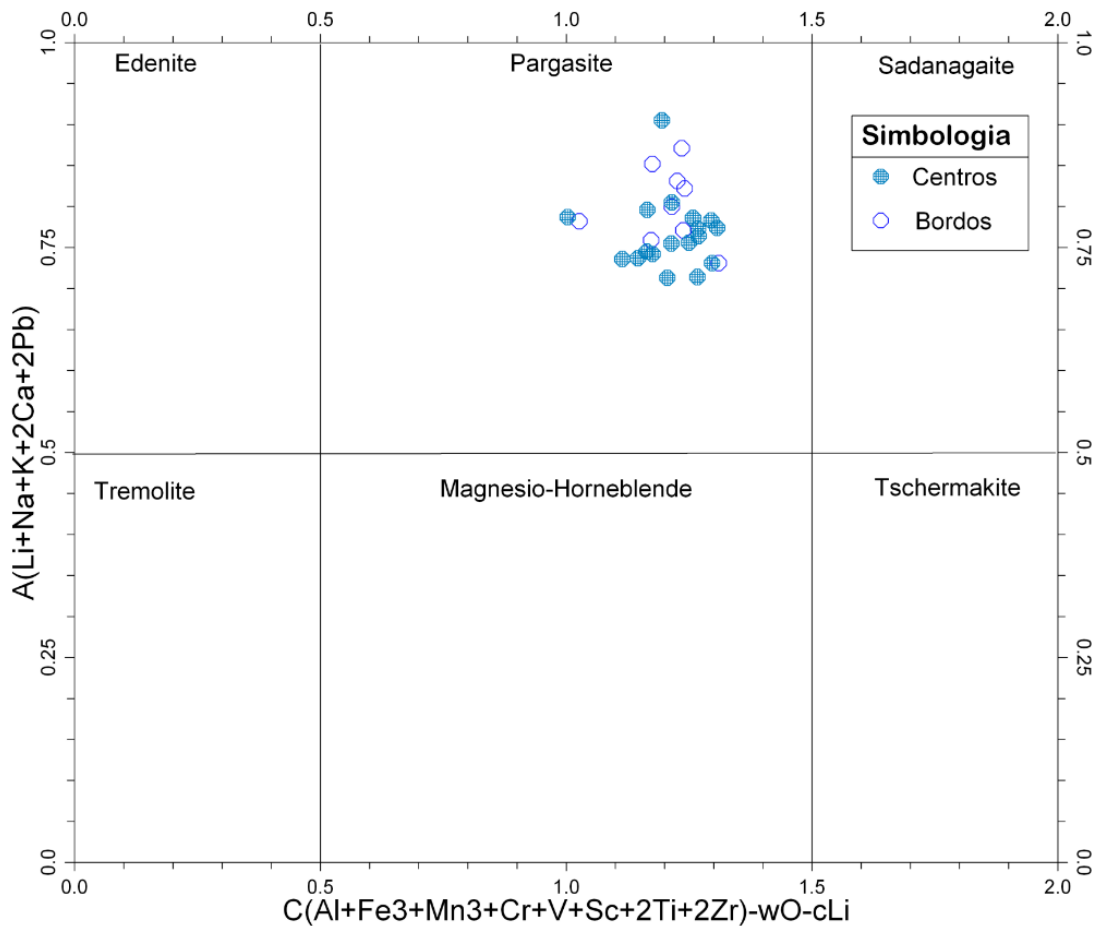


Figura VIII.1: Composição das anfíbulas do Grupo Norte, de acordo com IMA 2012. As anfíbulas são classificadas como pargasites. Adaptado de Hawthorne *et al.* (2012).

Corroborando as observações petrográficas, estas anfíbulas manifestam variações composicionais centro-bordo (Figs. VI.4C, VI.4D). Os bordos revelam maior relação Fe/Mg, enquanto os centros dos cristais possuem Mg/Fe mais elevado (Fig. VIII.2).

A separação centro-bordo situa-se aproximadamente nos 13.1% MgO. Trata-se de um zonamento normal, que advoga contra a possibilidade de mistura de magmas/contaminação com magmas mais básicos.

Nas figuras VIII.3 e VIII.4, obtidas com recurso ao SEM, é possível observar em maior detalhe o zonamento referido.

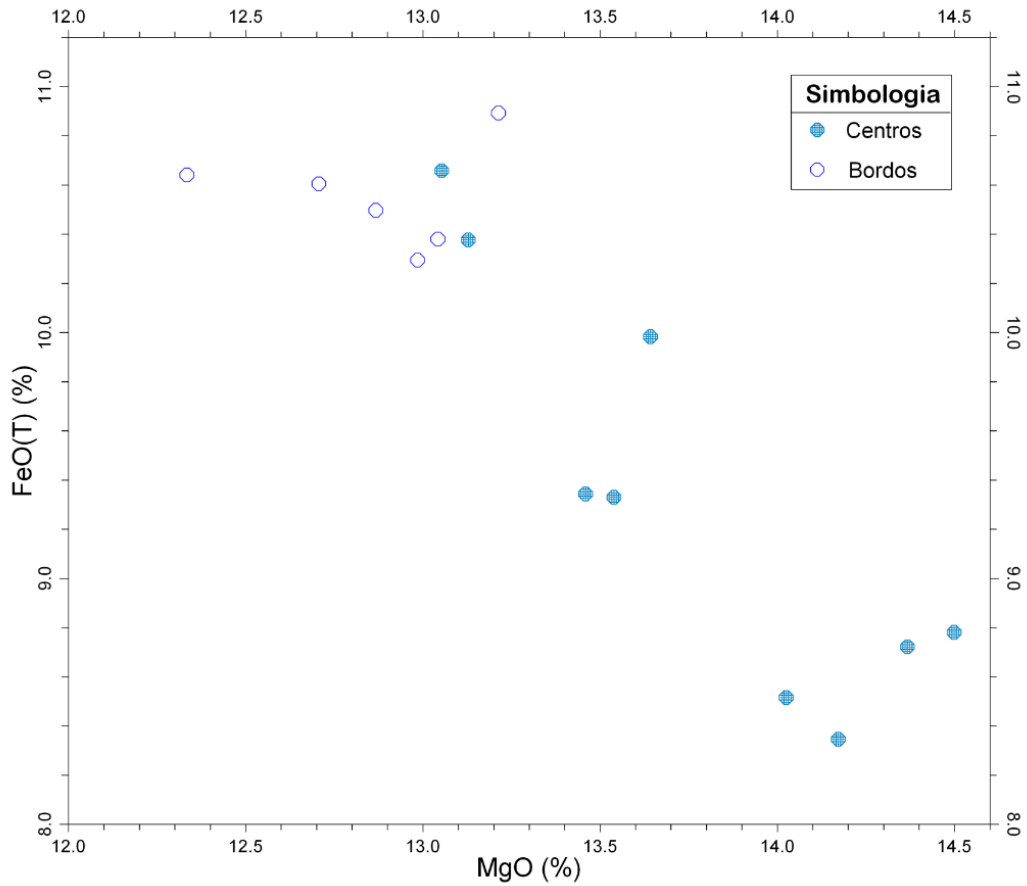


Figura VIII.2: Variação composicional centro-bordo das anfíbulas do Grupo Norte. Note-se que os núcleos são mais enriquecidos em MgO %, enquanto os bordos são mais enriquecidos em FeO_T %.

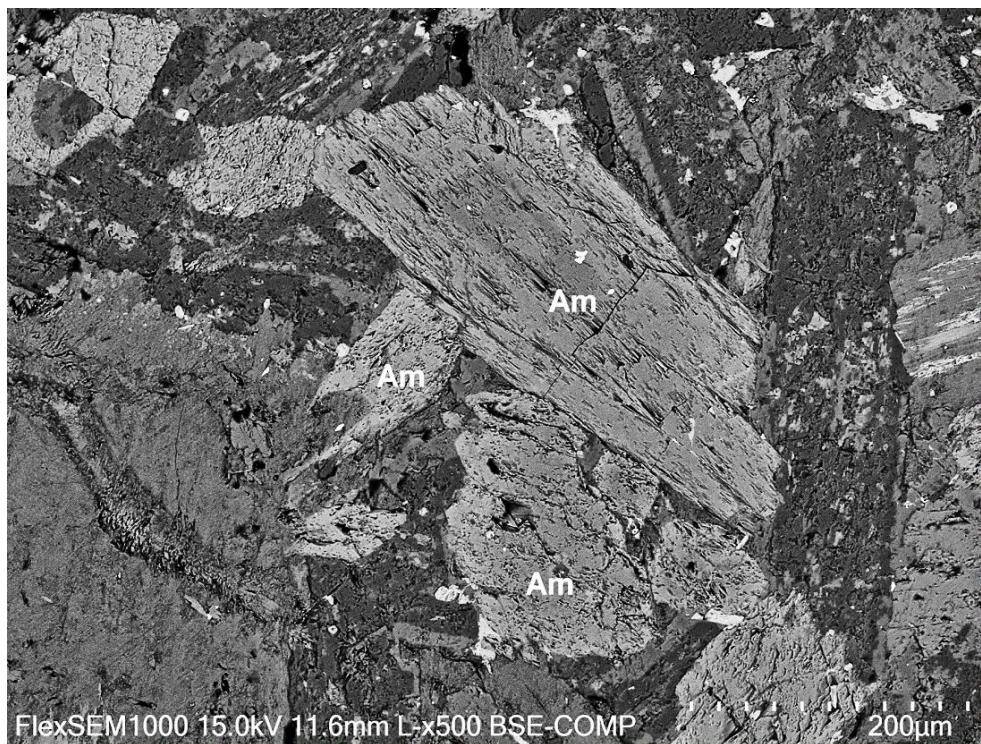


Figura VIII.3: Imagem de cristais de anfíbula do Grupo Norte obtida por eletrões retro-difundidos (BSE), no SEM. No cristal de maiores dimensões, embora com contraste ténue, observa-se um zonamento centro-bordo, marcado pelos tons de cinza.

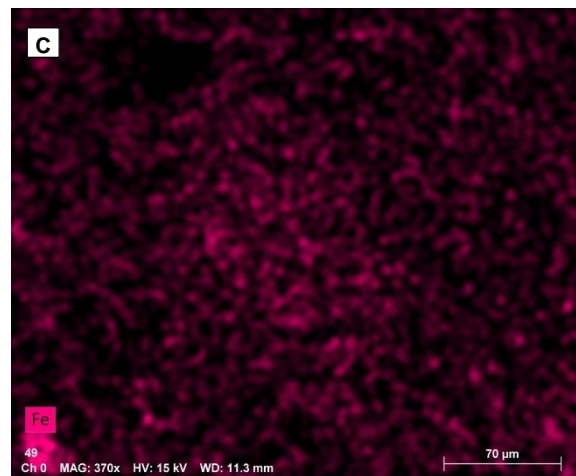
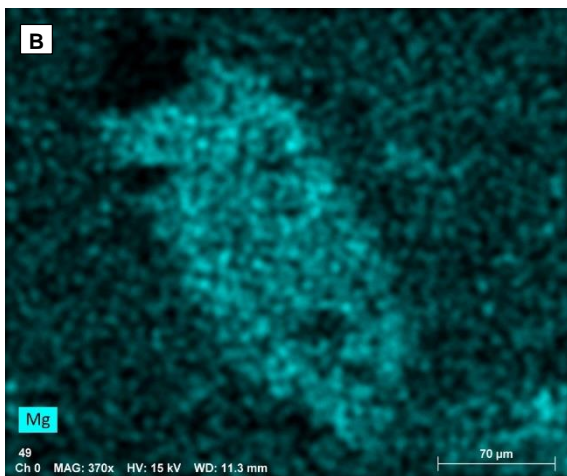
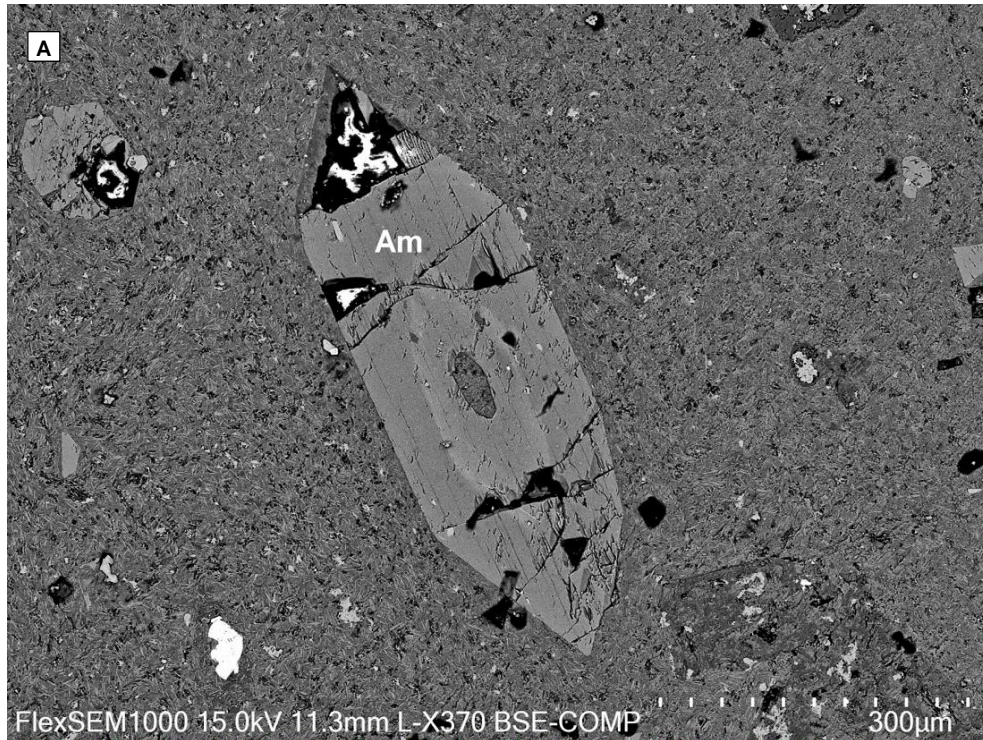


Figura VIII.4: Cristal zonado de anfíbola, disposto numa matriz afanítica do Grupo Norte.

A) Imagem de elétrões BSE obtida no SEM;

B) Mapeamento de distribuição elementar obtido por raios-X – EDS de Mg;

C) Mapeamento de distribuição elementar obtido por raios-X – EDS de Fe.

As pargasites titaníferas dos lamprófiros do Grupo Norte de Labruge são anfíbolas primárias segundo o critério de Rock (1991). Não se identificam diferenças deste carácter entre os bordos e os centros dos cristais (Fig. VIII.5).

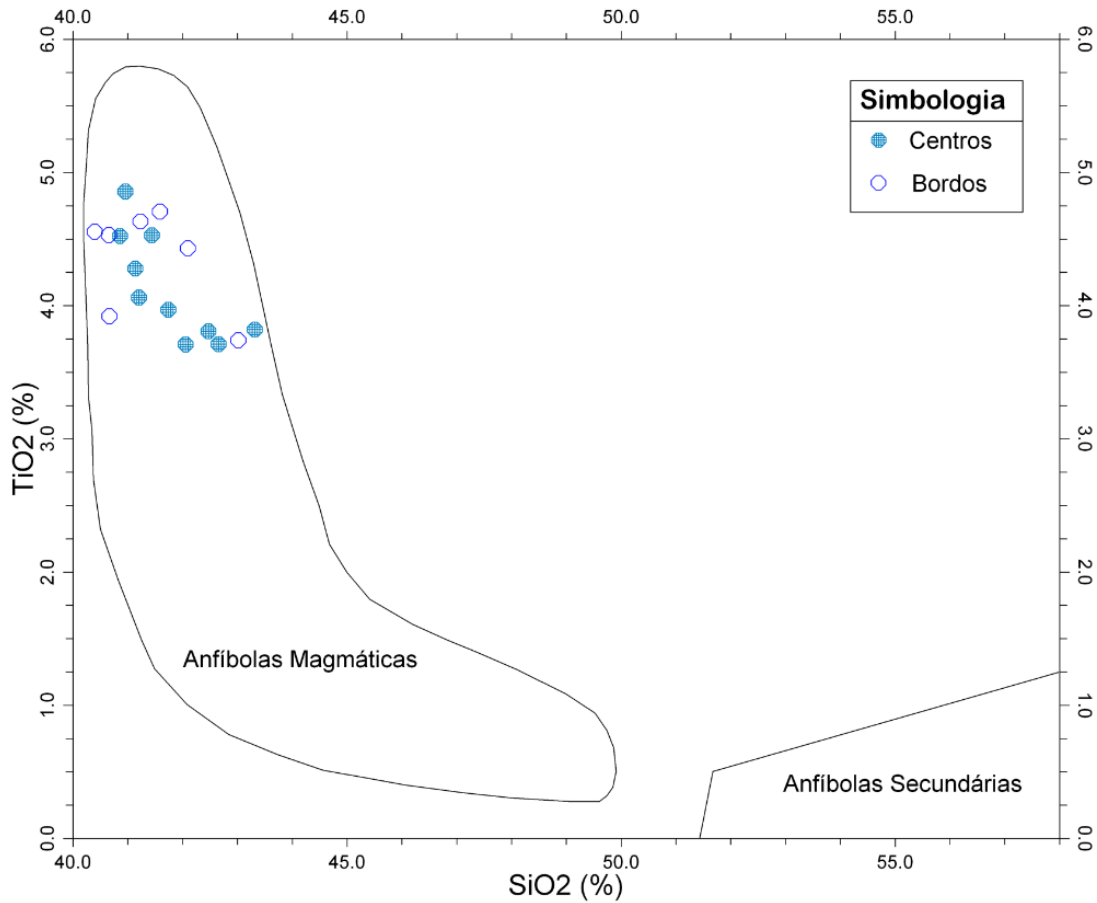
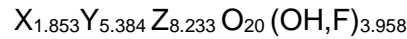


Figura VIII.5: Carácter primário/secundário das anfíbolas do Grupo Norte de Labruge, de acordo com Rock (1991). As anfíbolas do Grupo Norte são todas projetadas no campo das anfíbolas primárias.

VIII.1.2. Micas castanhas

As micas castanhas do Grupo Norte são micas comuns trioctaédricas, mais especificamente biotites magnesianas (Fig. VIII.6), de acordo com a classificação de Foster (1960). A sua fórmula estrutural média (átomos por unidade de fórmula - apfu) é:



em que as posições estruturais são ocupadas da seguinte forma:

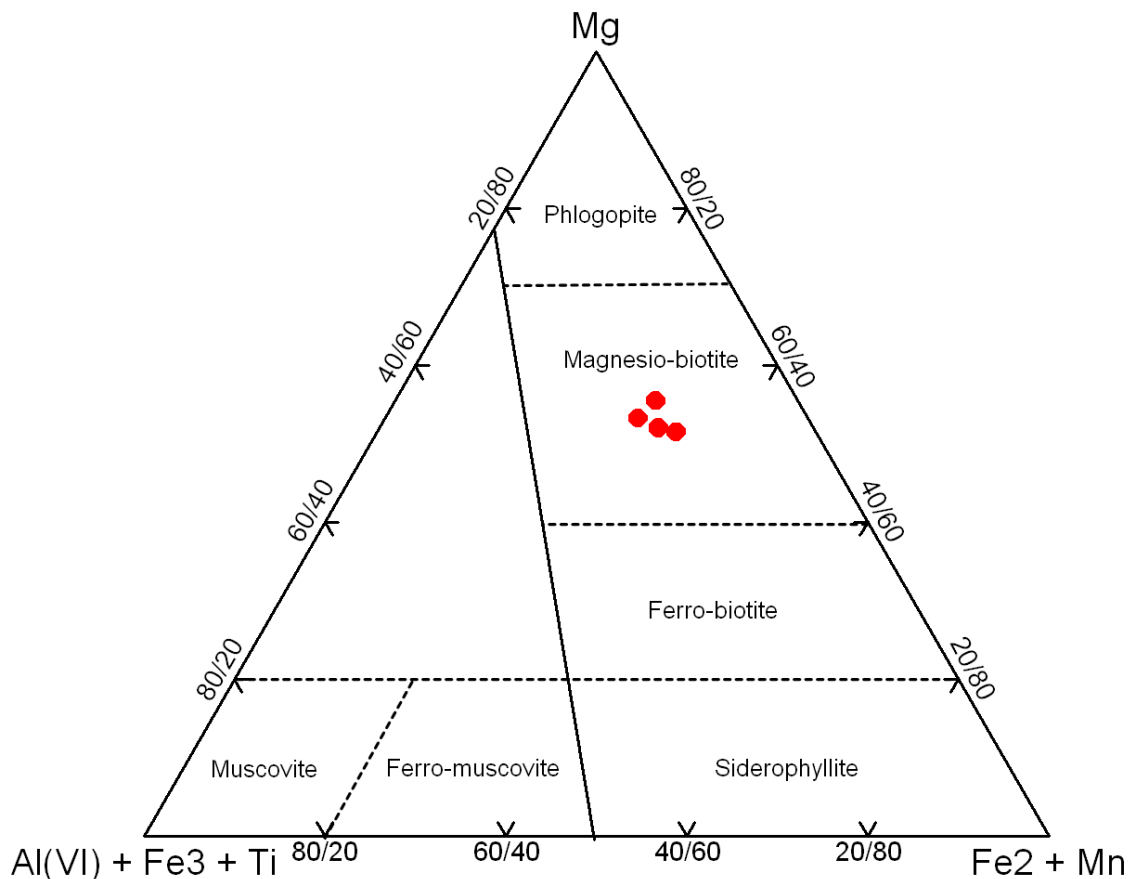
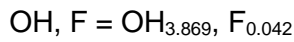
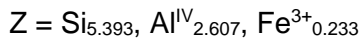
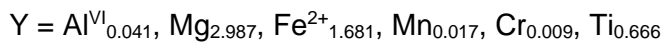
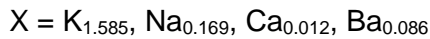


Figura VIII.6: Projeção das micas castanhas do Grupo Norte no diagrama classificativo de Foster (1960). As micas são classificadas como biotites magnesianas.

Os resultados analíticos das amostras do Grupo Norte encontram-se na tabela D do anexo 2. As respetivas fórmulas estruturais, calculadas na base de 22 oxigénios, constam da tabela E do anexo 2.

A repartição Fe^{2+}/Fe^{3+} das biotites analisadas foi calculada com recurso à folha de cálculo *biotite_f3_v1* de Hollocher (2018) baseada em Dymek (1983), Guidotti & Dyar (1991) e Shearer & Robinson (1988).

Dadas a profusa cloritização dos bordos das biotites (Figs. VI.5A; VI.5B) e a diminuta granulometria da pasta fina, não foi possível efetuar análises à microsonda das bordaduras deste mineral, pelo que os resultados analíticos apresentados representam apenas os seus centros. Por esse motivo não pudemos reconhecer eventuais zonamentos existentes.

Na figura VIII.7, obtida no SEM, observa-se um cristal de biotite, quase totalmente cloritizado, que preserva no seu centro pequenas manchas intactas de biotite.

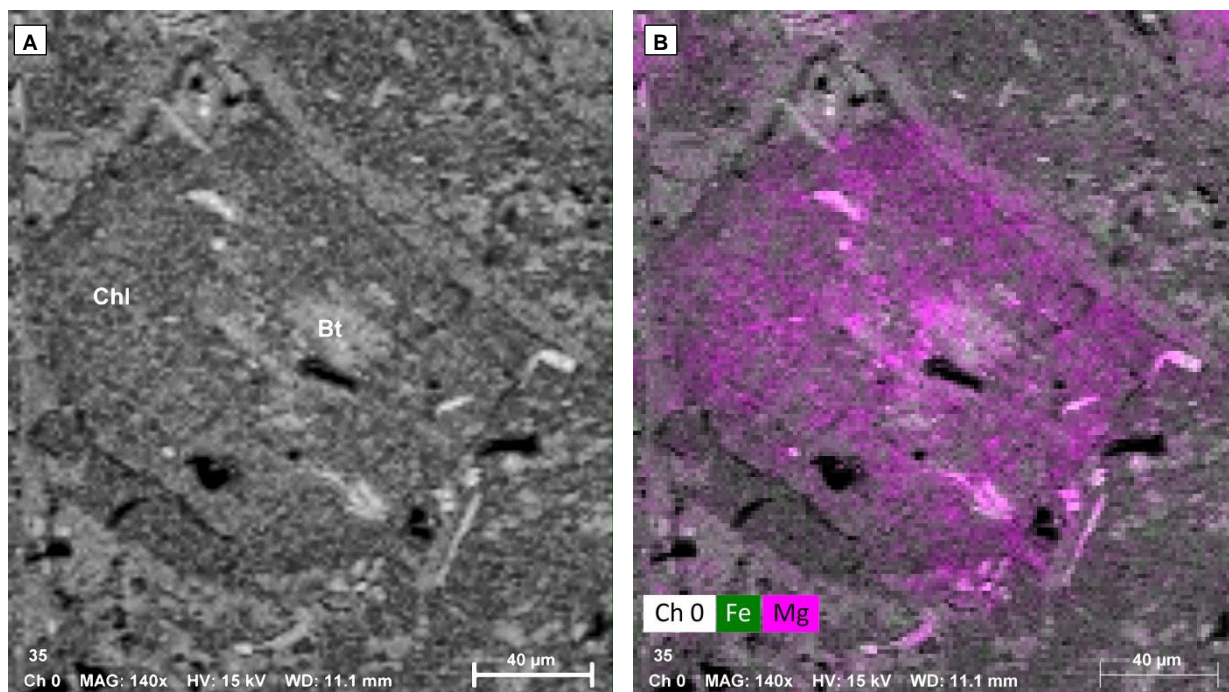


Figura VIII.7: Cristal cloritizado de biotite do Grupo Norte

A) Imagem de eletrões BSE obtida no SEM;

B) Mapa de distribuição elementar obtido por raios-X – EDS de Fe e Mg.

No quadrilátero classificativo Siderofilite-Anite-Eastonite-Flogopite de Rieder *et al.* (1998), as biotites do Grupo Norte projetam-se próximo do flanco eastonite-siderofilite (Fig. VIII.8).

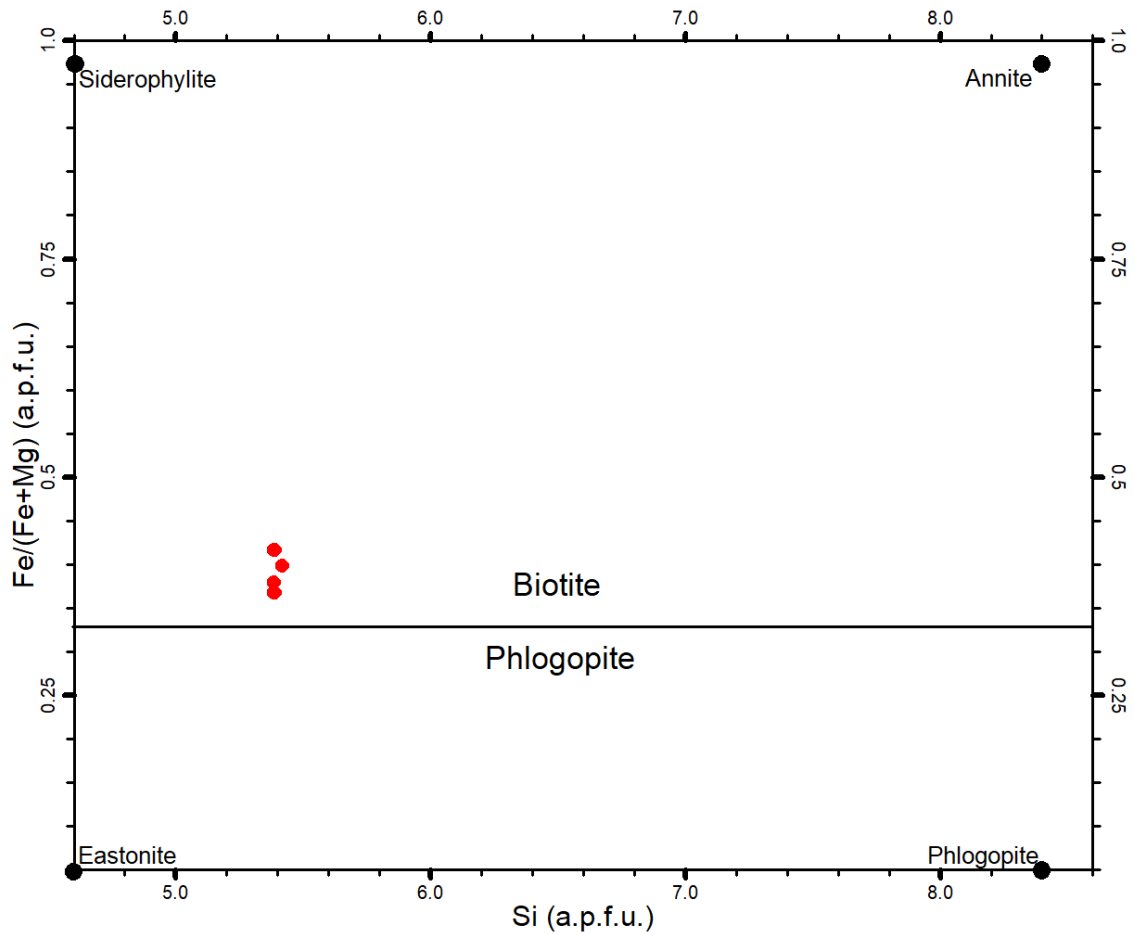


Figura VIII.8: Projeção das biotites do Grupo Norte no quadrilátero Siderofilite-Anite-Eastonite-Flogopite. Adaptado de Rieder *et al.* (1998).

VIII.1.3. Feldspatos

Os feldspatos do Grupo Norte são constituídos por plagioclases zonadas, residentes na matriz, de centros labradorite/bitounite e de bordos albite/anortoclase (zonamento normal), e por ortoclases que preenchem os espaços intersticiais (Fig. VIII.9).

É frequente os seus cristais mostrarem uma orla de feldspato potássico, por vezes com sintomas de albitização (Figs VI.5E; VI.5F).

Os centros das plagioclases possuem composição média aproximada de $An_{70}Ab_{30}$ e os bordos An_5Ab_{95} .

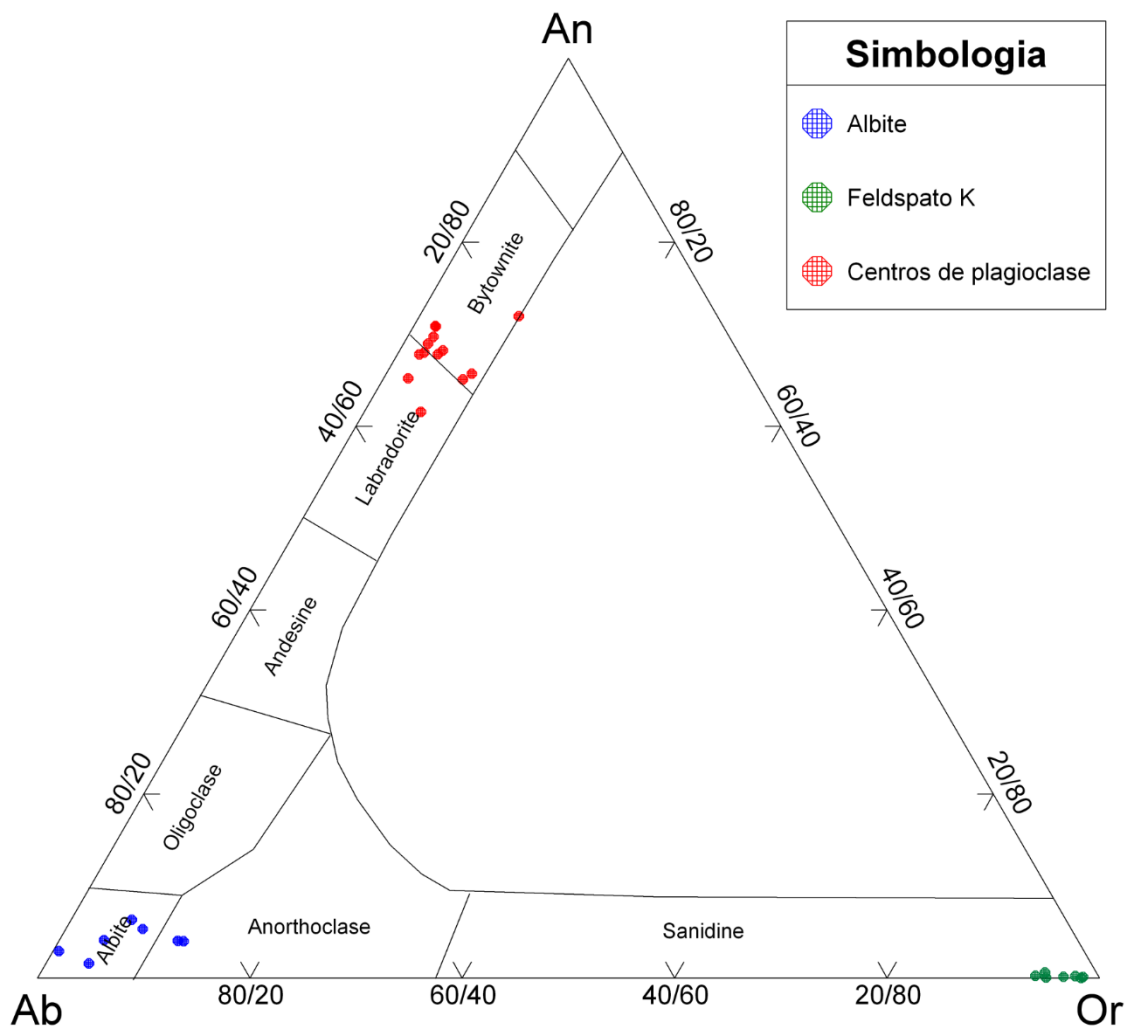


Figura VIII.9: Feldspatos do Grupo Norte projetados no diagrama triangular An-Ab-Or, de Deer et al. (1992). As plagioclases apresentam-se zonadas. Os centros são compostos por labradorite/bitounite e os bordos por albite/anortoclase. A preencher os espaços intersticiais foram analisadas ortoclases.

Os resultados analíticos dos feldspatos do Grupo Norte encontram-se na tabela F do anexo 2. As respetivas fórmulas estruturais, calculadas na base de 8 oxigénios, constam da tabela G do anexo 2

As bordaduras da plagioclase e as orlas de feldspato potássico que as envolvem sofreram um processo de albitização metassomática compensado por iões de Al (Figs. VIII.10; VIII.11).

O aumento de Al observado nos feldspatos alcalinos, acompanhado pelo decréscimo de Si, leva à descompensação de cargas nas posições tetraédricas. Torna-se assim necessária a substituição de iões maiores, como o K^+ , para balancear a carga elétrica da estrutura. A figura VIII.10 sugere a substituição de iões K^+ por iões bivalentes Ba^{2+} e salienta o alinhamento da substituição $Si - IVAl$ (Plá Cid *et al.*, 2011).

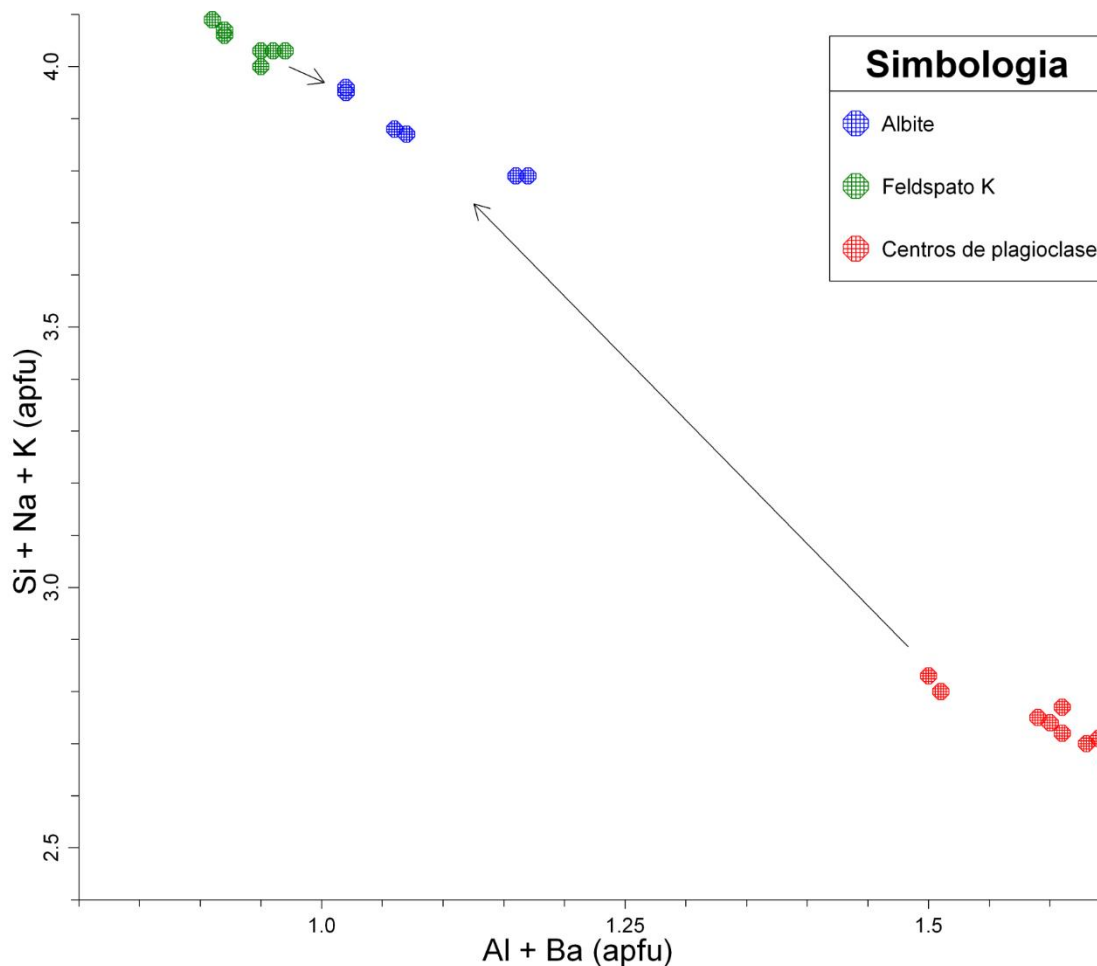


Figura VIII.10: Al+Ba (apfu) versus Si+Na+K (apfu) do processo de albitização da plagioclase do Grupo Norte e das orlas de feldspato potássico que a rodeiam. Note-se as compensações de Si e Al. Valores calculados para 8 oxigénios. Adaptado de Plá Cid *et al.* (2011).

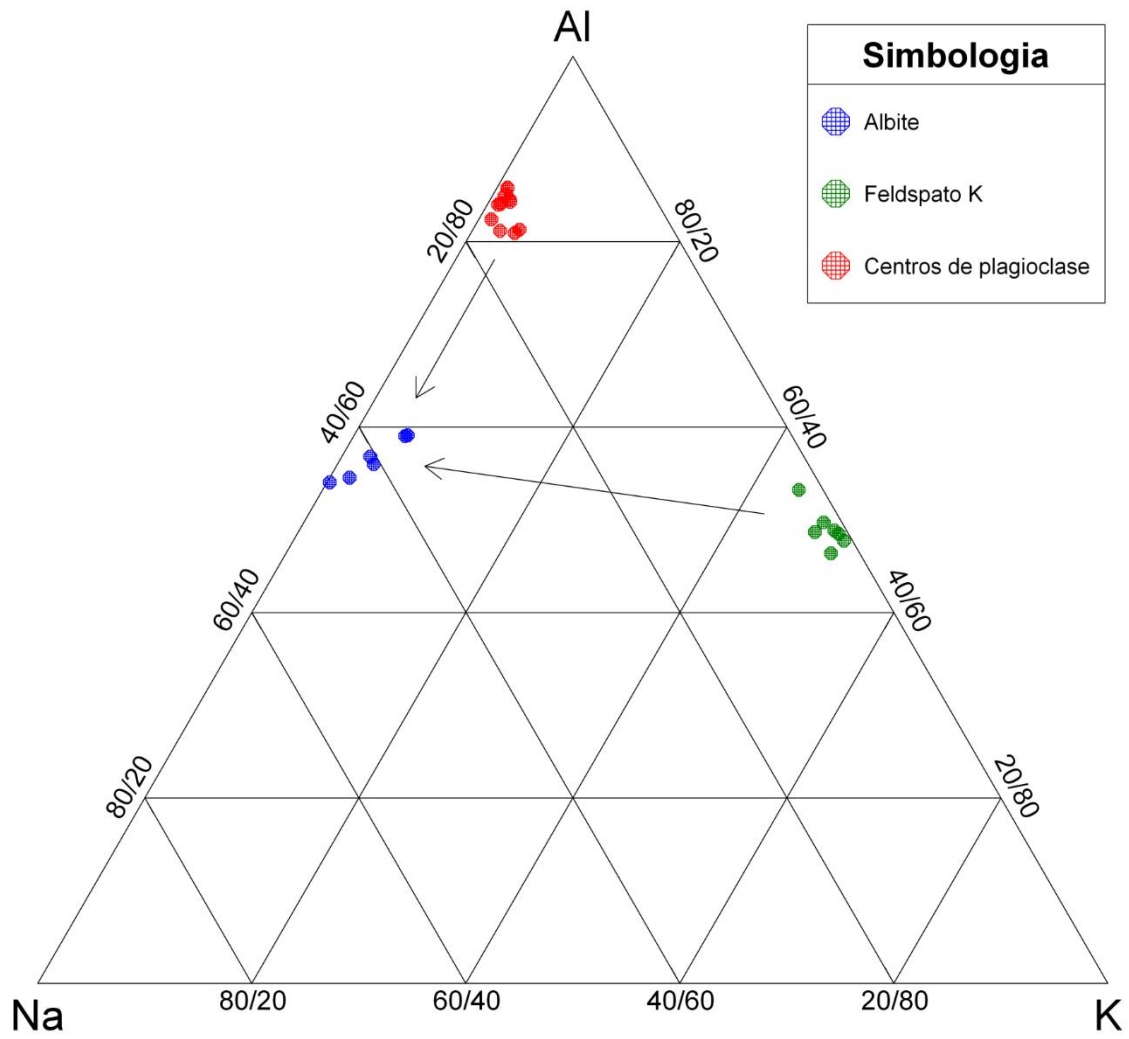


Figura VIII.11: Albitização dos feldspatos do Grupo Norte no domínio Al-Na-K.

O zonamento identificado nas plagioclases e o processo de albitização também são observáveis nas imagens obtidas no SEM (Fig. VIII.12).

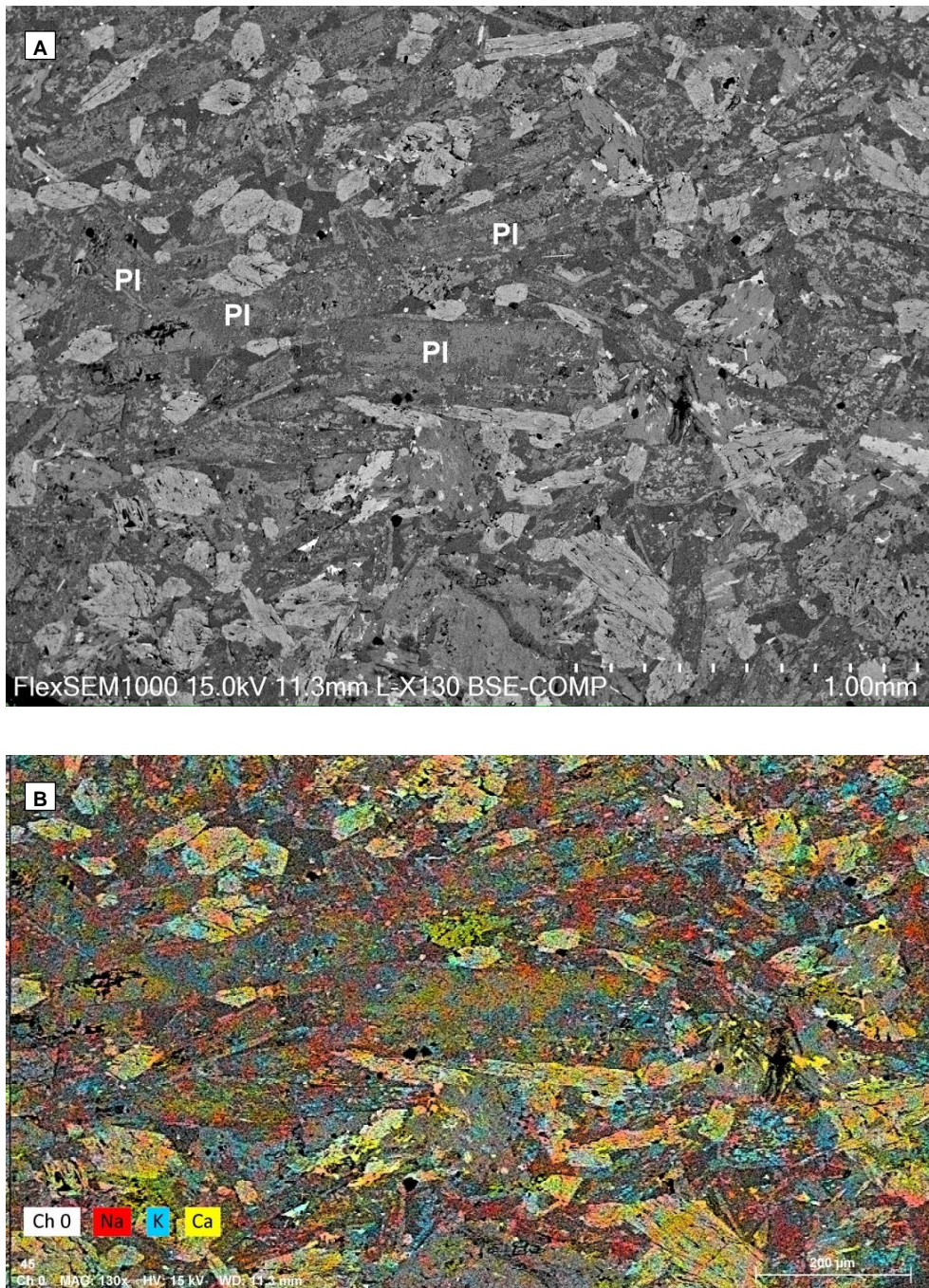


Figura VIII.12: Cristais de plagioclase pertencentes à matriz grosseira do Grupo Norte.

A) Imagem obtida por eletrões BSE no SEM. Distinguem-se diferentes tonalidades dentro dos cristais de plagioclase. A zona central apresenta um cinza-claro e as bordas um cinza-escuro.

B) Mapa de distribuição elemental (Na, K, Ca) de cristais de plagioclase obtidos por raios-X – EDS. O centro dos cristais é claramente enriquecido em Ca (anortítico) enquanto a sua bordadura apresenta a referida orla de feldspato potássico, por vezes com albitização.

VIII.1.4. Clorites

São petrograficamente reconhecíveis dois tipos de clorites nos lamprófiros do Grupo Norte: um resultante da alteração da biotite (Fig. VI.5A) e outro que corresponde a preenchimentos (Fig. VI.6A).

Os resultados analíticos das clorites do Grupo Norte encontram-se na tabela H do anexo 2. Uma síntese das suas fórmulas estruturais, calculadas com a aplicação *WinCcac* (Yavuz *et al.*, 2015), na base de 14 oxigénios, consta da tabela I do anexo 2.

De acordo com o critério classificativo de Zane & Weiss (1998) as clorites do Grupo Norte correspondem a clorites magnesianas trioctaédricas (Fig. VIII.13).

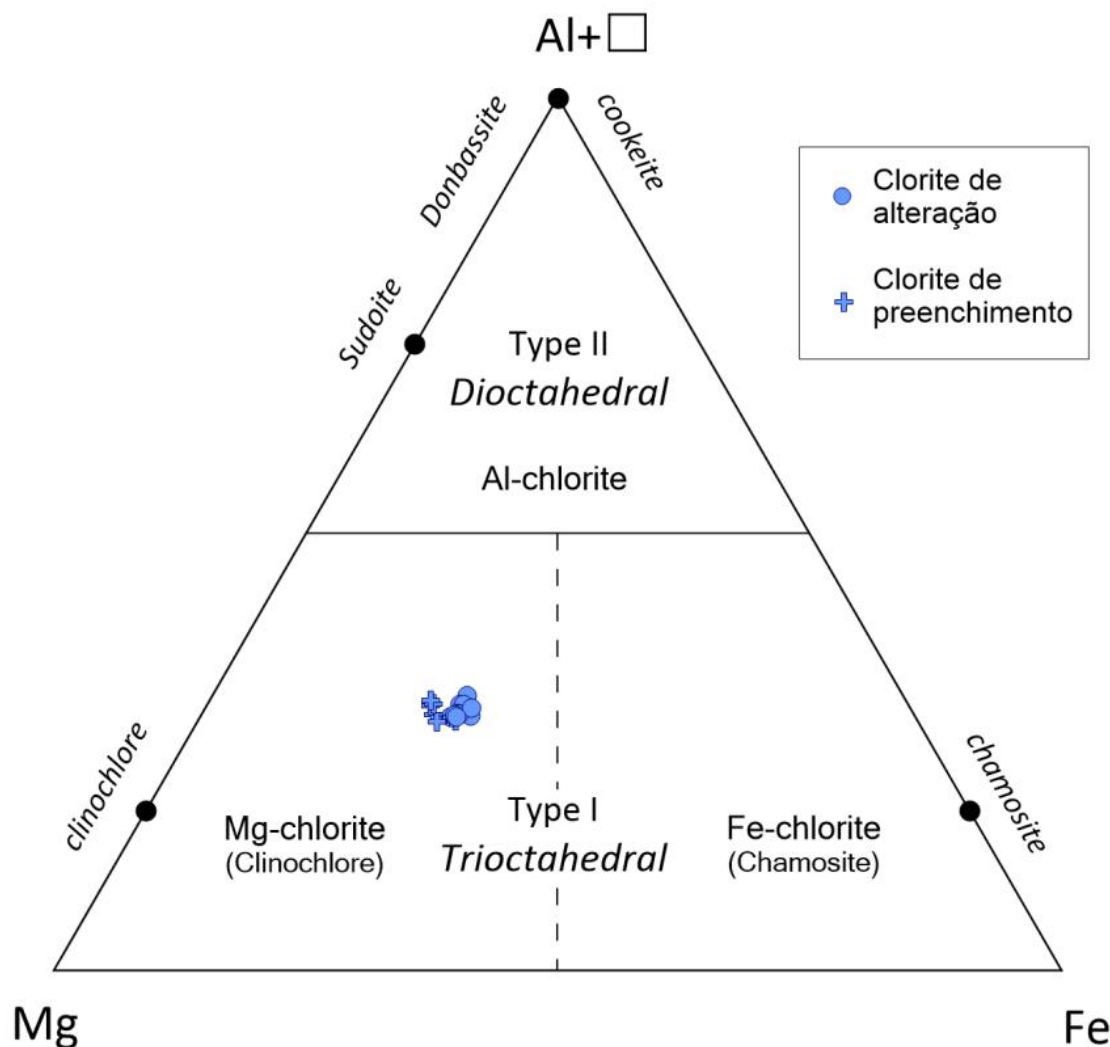


Figura VIII.13: Diagrama classificativo, Al+□ – Mg – Fe (apfu), para clorites de Zane & Weiss (1998). Os dois tipos de clorites que ocorrem no Grupo Norte são classificadas como clorites magnesianas trioctaédricas.

A classificação das clorites como trioctaédricas, tridioctaédricas e dioctaédricas pode ser representada graficamente no diagrama X_{Mg} versus $^{VI}R^{3+}$ de Plissart *et al.* (2009), figura VIII.14, ou numa representação gráfica baseada no sistema unificado de projeção química de Wiewióra & Weiss (1990), figura VIII.15.

As clorites de alteração da biotite correspondem a clinoclóro e as clorites de preenchimento prolongam-se até ao domínio da penina no alinhamento de $R^{3+}=1$ e denotam um progressivo aumento de posições octaédricas vazias no sentido de $\square=0.5$ (Figs. VIII.14; VIII.15).

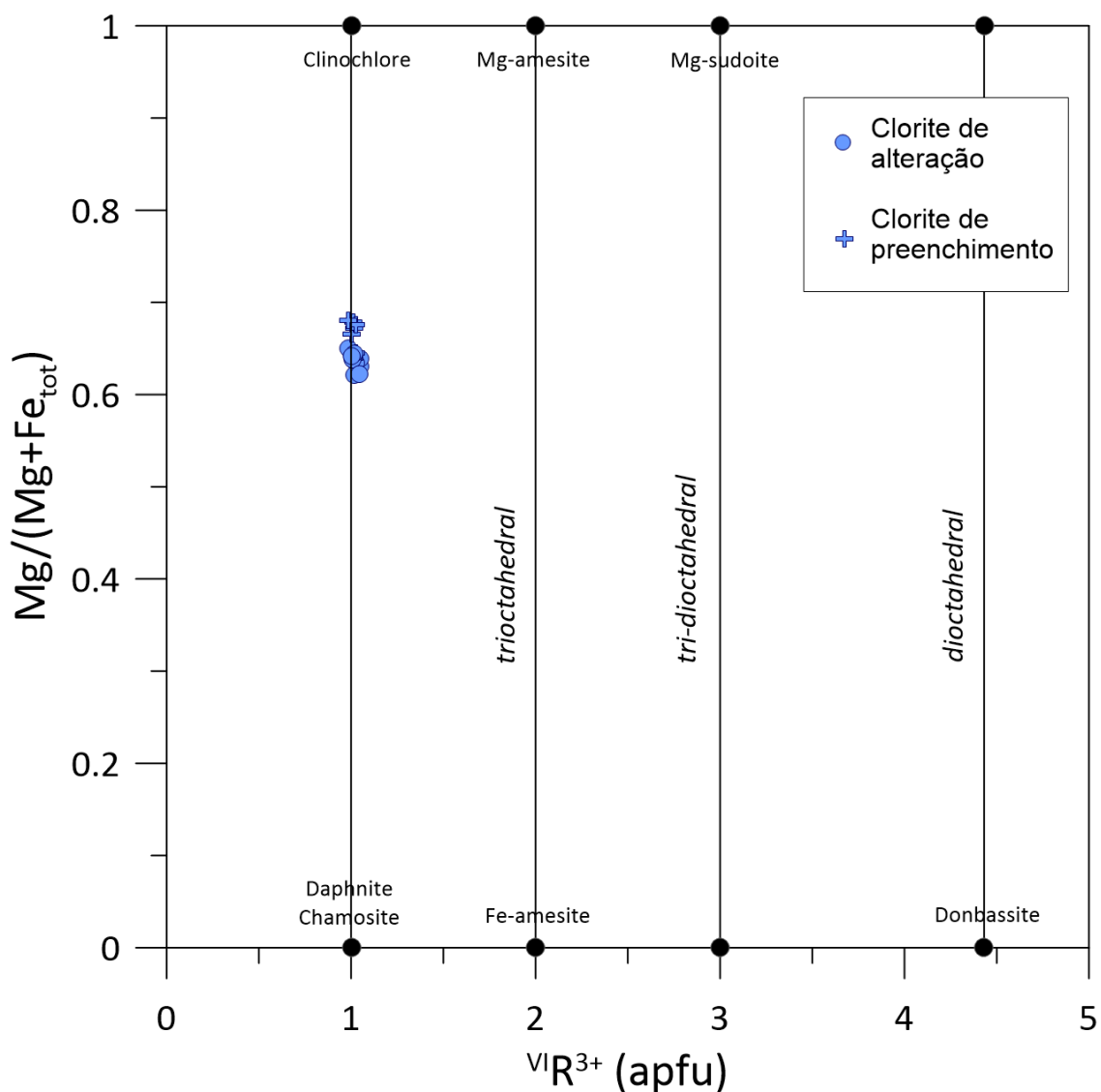


Figura VIII.14: Diagrama X_{Mg} versus $^{VI}R^{3+}$ classificativo de clorites, segundo Plissart *et al.* (2009), calculado na base de 14 oxigénios. As clorites do Grupo Norte são classificadas como clinoclóro.

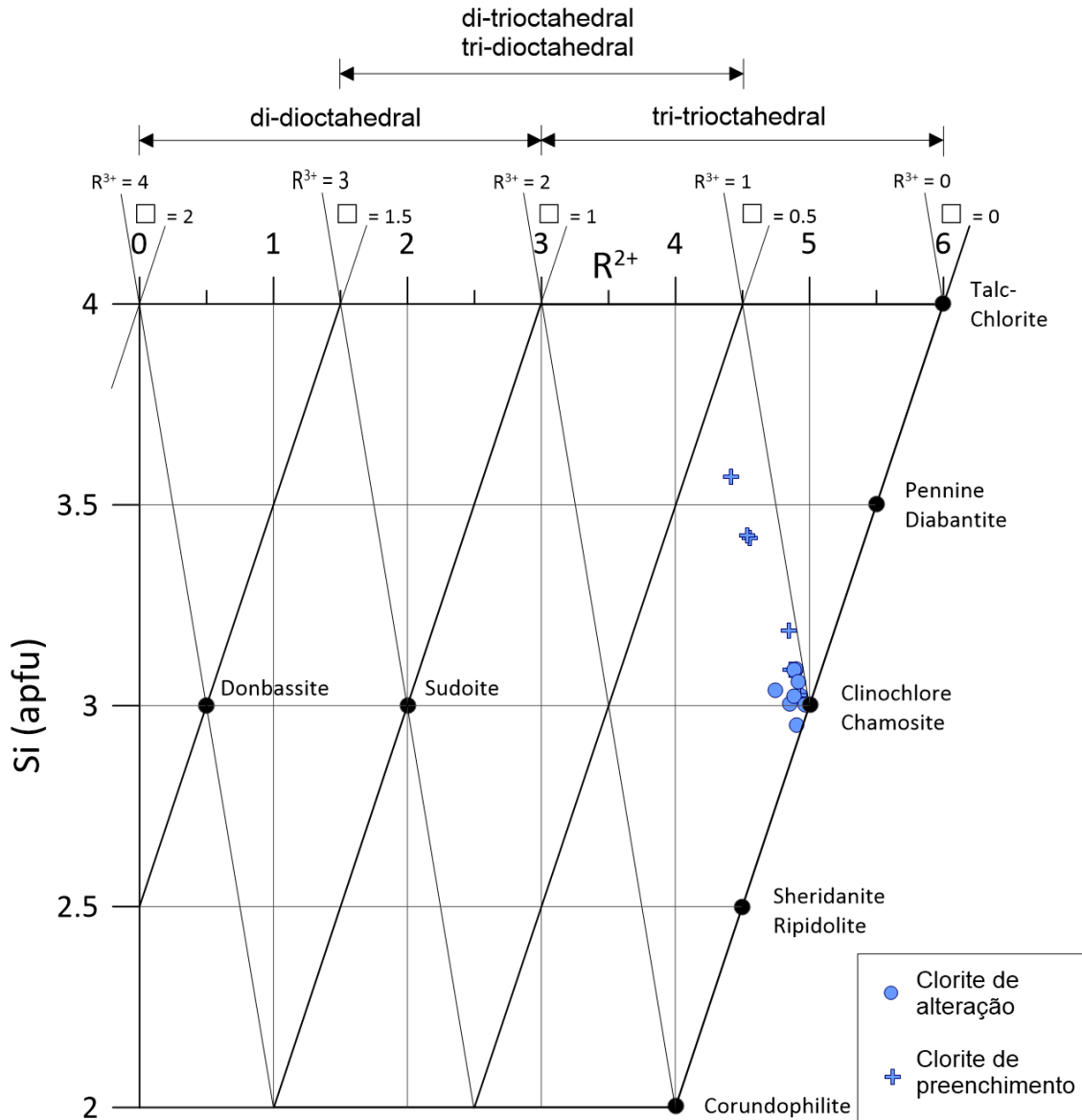


Figura VIII.15: Representação gráfica baseada no sistema unificado de projeção química de Wiewióra & Weiss (1990) para clorites, calculado na base de 14 oxigénios. As clorites do Grupo Norte projetam-se no alinhamento $R^{3+}=1$, demonstrando a sua composição de clinocloro (no caso das clorites de alteração) e passagem a penina (nas clorites de preenchimento).

VIII.1.5. Epídotos

Os epídotos petrograficamente associados à desestabilização da biotite (Fig. VI.5A) correspondem a verdadeiros epídotos (Fig. VIII.16), conforme projetado no sistema $Fe^{3+} - Al^{VI} - Me^{2+}$, em que $Me^{2+} = Fe^{2+} + Mn^{2+} + Mg$, de Kartashov (2014).

Estes epídotos são epídotos no sentido restrito, de acordo com o diagrama classificativo de Franz & Liebscher (2004) da figura VIII.17.

Os resultados analíticos dos epídotos do Grupo Norte encontram-se na tabela J do anexo 2. As suas fórmulas estruturais, calculadas com a aplicação *WinEpclas* (Yavuz & Yıldırım, 2018) na base de 14 oxigénios, constam da tabela K do anexo 2.

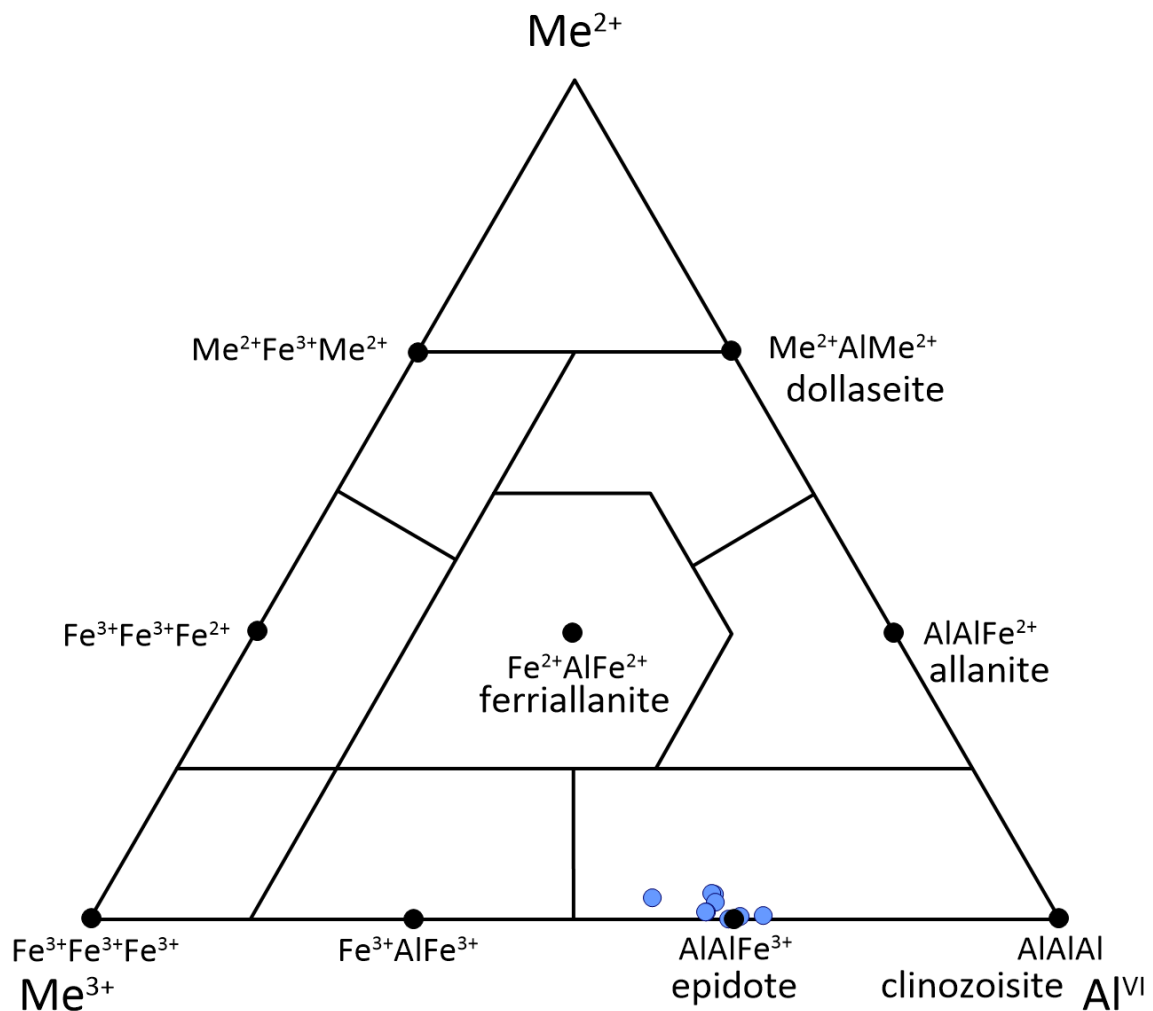


Figura VIII.16: Epídotos do Grupo Norte projetados no sistema $Fe^{3+} - Al^{VI} - Me^{2+}$, de Kartashov (2014), em que $Me^{2+} = Fe^{2+} + Mn^{2+} + Mg$. Os epídotos são classificados como verdadeiros epídotos.

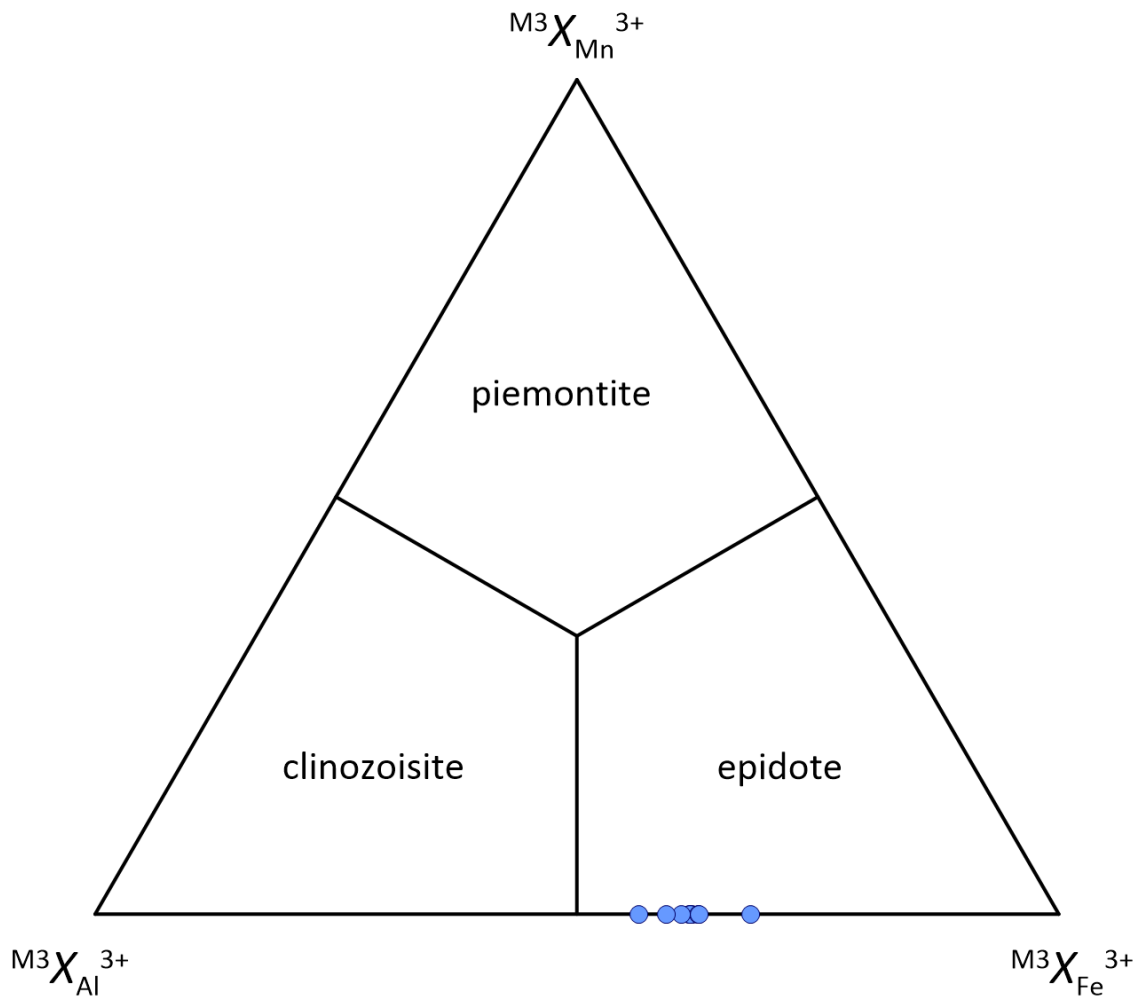


Figura VIII.17: Epidotos do Grupo Norte no sistema Mn³⁺ - Al - Fe³⁺. Adaptado de Franz & Liebscher (2004).

VIII.2. Grupo Sul

VIII.2.1. Piroxenas

De acordo com a classificação IMA-88 (Morimoto *et al.*, 1988) as piroxenas podem ser incluídas em quatro grupos químicos: Ca-Mg-Fe (QUAD), Ca-Na, Na e outras. As piroxenas analisadas foram classificadas com recurso ao diagrama Q-J (Fig. VIII.18), em que $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$ e $J = 2 \times Na$ (apfu).

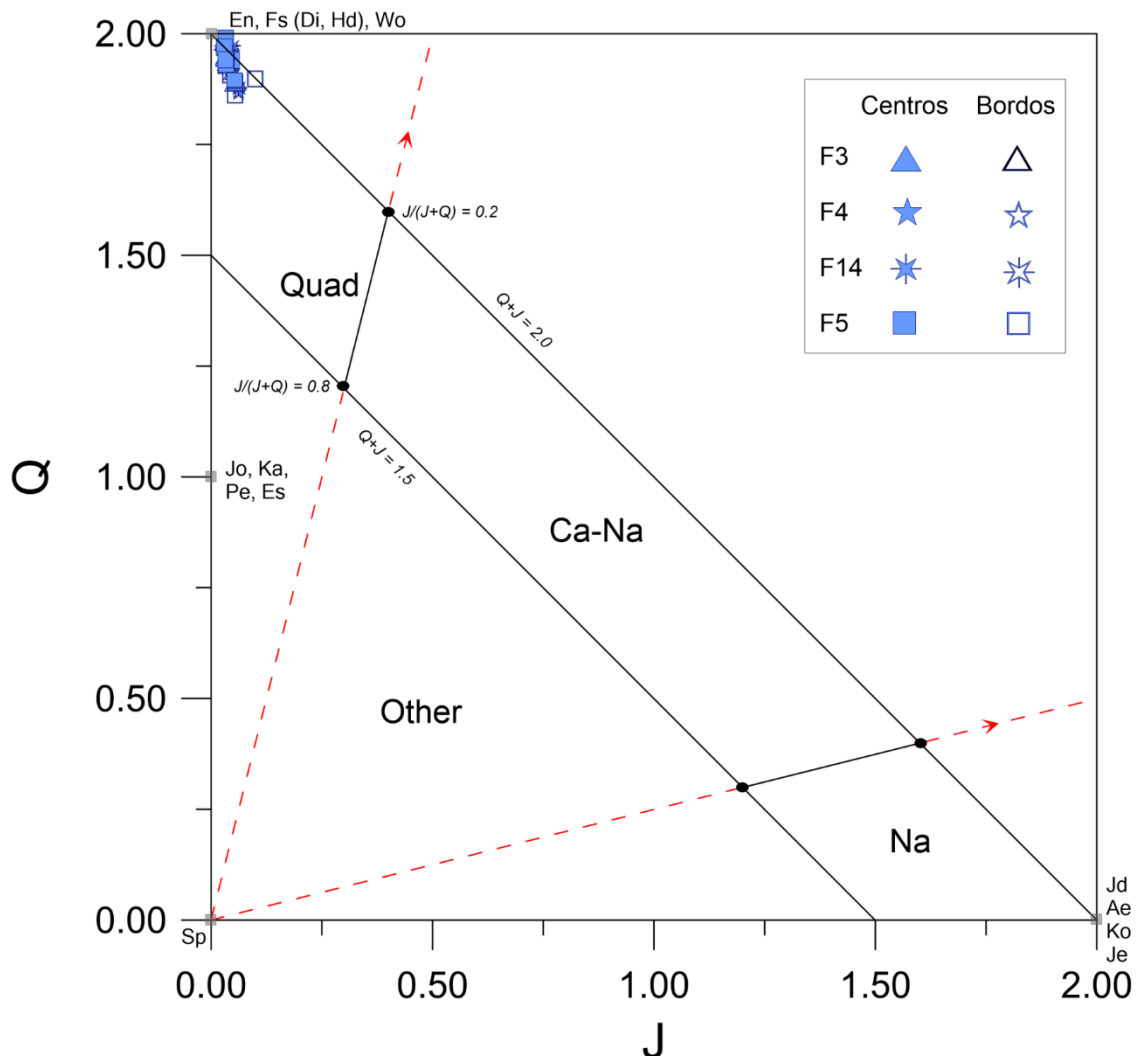


Figura VIII.18: Projeção das piroxenas do Grupo Sul no diagrama Q-J, adaptado de Morimoto *et al.* (1988). As piroxenas de Labruge enquadram-se na área QUAD.

As piroxenas que se projetam na área QUAD do diagrama Q-J, como as que ocorrem nos nossos lamprófiros, são classificadas no diagrama ternário Wo-En-Fs, com os catiões Ca-Mg-($Fe_{tot}+Mn$) normalizados (Fig. VIII.19).

De acordo com o diagrama classificativo de Rock (1990), as clinopiroxenas do Grupo Sul são diópsidos ferríferos e augites magnesianas, com Mg# entre 0.74 e 0.91.

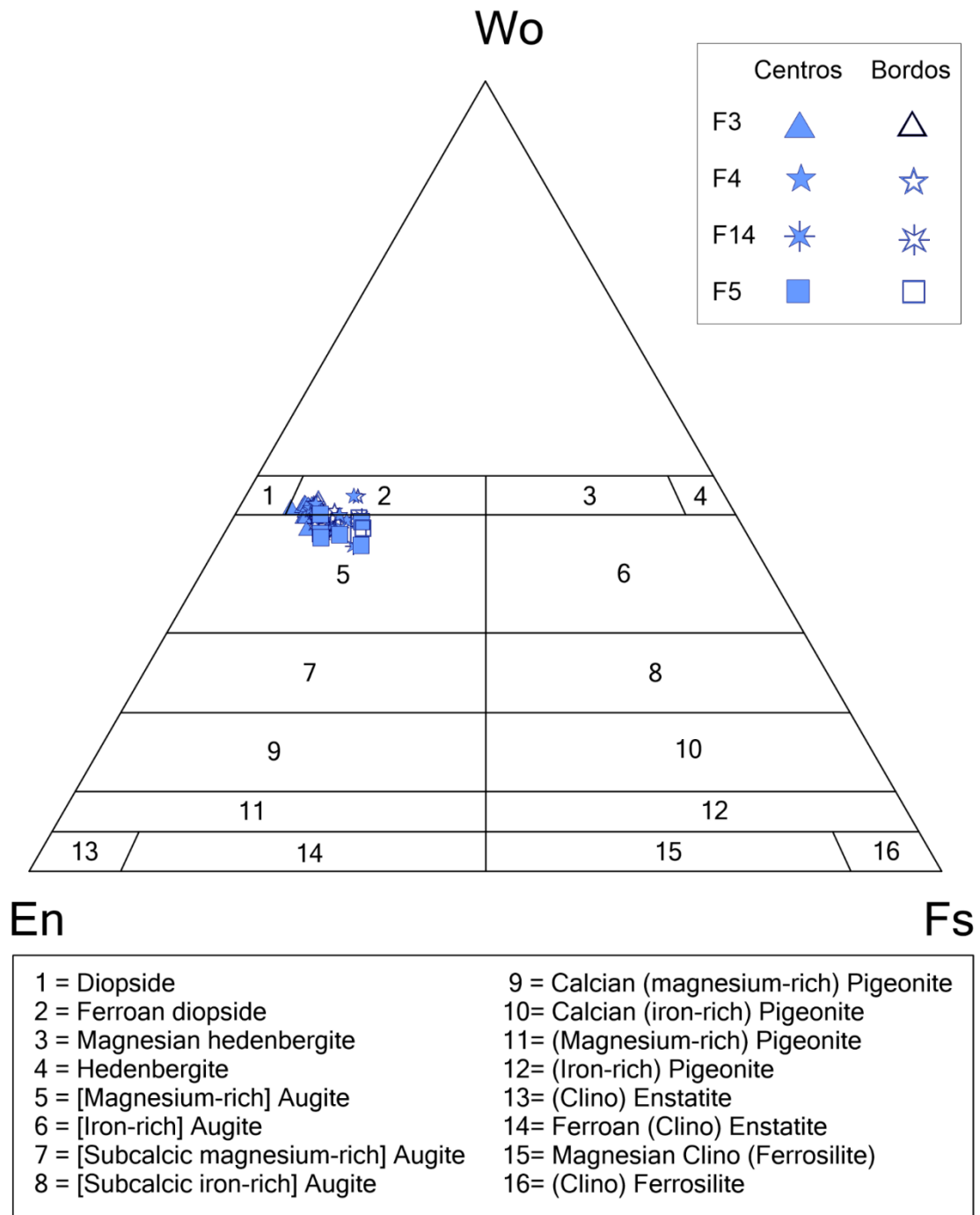


Figura VIII.19: Classificação das piroxenas do Grupo Sul no diagrama Wo-En-Fs, adaptado de Rock (1990). As clinopiroxenas enquadram-se nos campos diópsido ferrífero e augite magnesianas.

Na figura VIII.20 é possível observar, em detalhe, os cristais de clinopiroxenas observados ao SEM.

As análises das piroxenas do Grupo Sul encontram-se na tabela L do anexo 2. As respetivas fórmulas estruturais, calculadas na base de 6 oxigénios com a aplicação *WynPyrox* (Yavuz, 2013), encontram-se na tabela M do anexo 2.

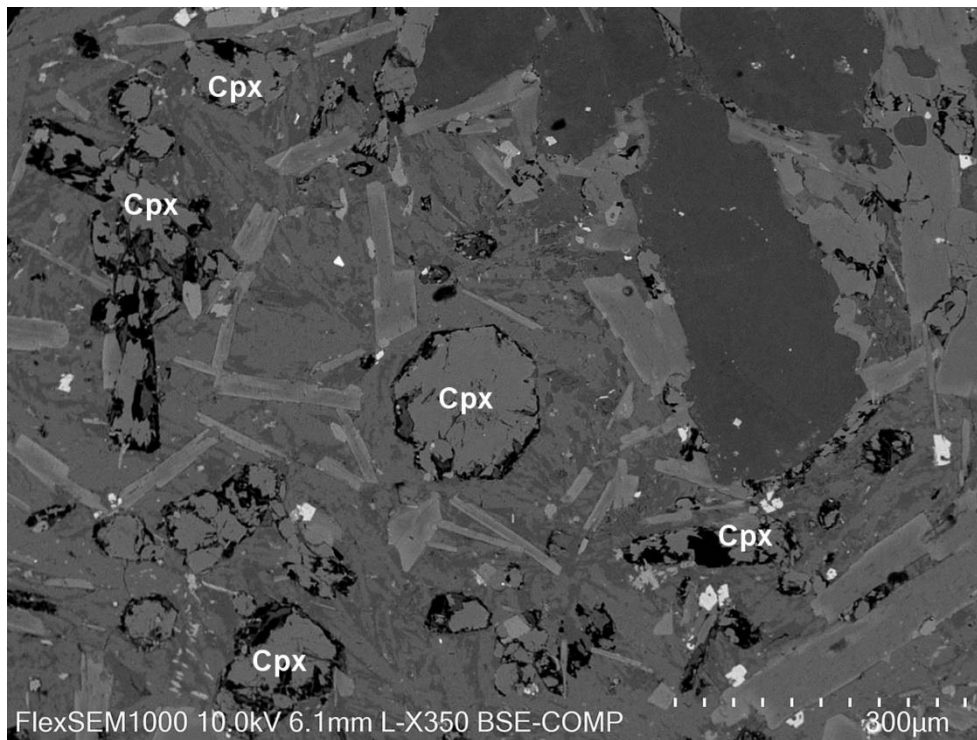


Figura VIII.20: Imagem das clinopiroxenas do Grupo Sul, obtida por eletrões BSE, no SEM. Os cristais de clinopiroxena bastante fragmentados, destacam-se pelo seu relevo. No cristal central observa-se uma borda cinza-claro, muito incipiente, contudo não foi detetado zonamento químico.

VIII.2.2. Micas castanhas

As micas castanhas do Grupo Sul são classificadas como micas comuns trioctaédricas, zonadas, cujos centros têm composição flogopítica e os bordos são biotites magnesianas (Fig. VIII.21), de acordo com a classificação de Foster (1960). Este zonamento normal, está de acordo com as observações petrográficas (Fig. VI.11).

Os resultados analíticos das amostras do Grupo Sul encontram-se na tabela N do anexo 2. As respetivas fórmulas estruturais, calculadas na base de 22 oxigénios, constam da tabela O do anexo 2.

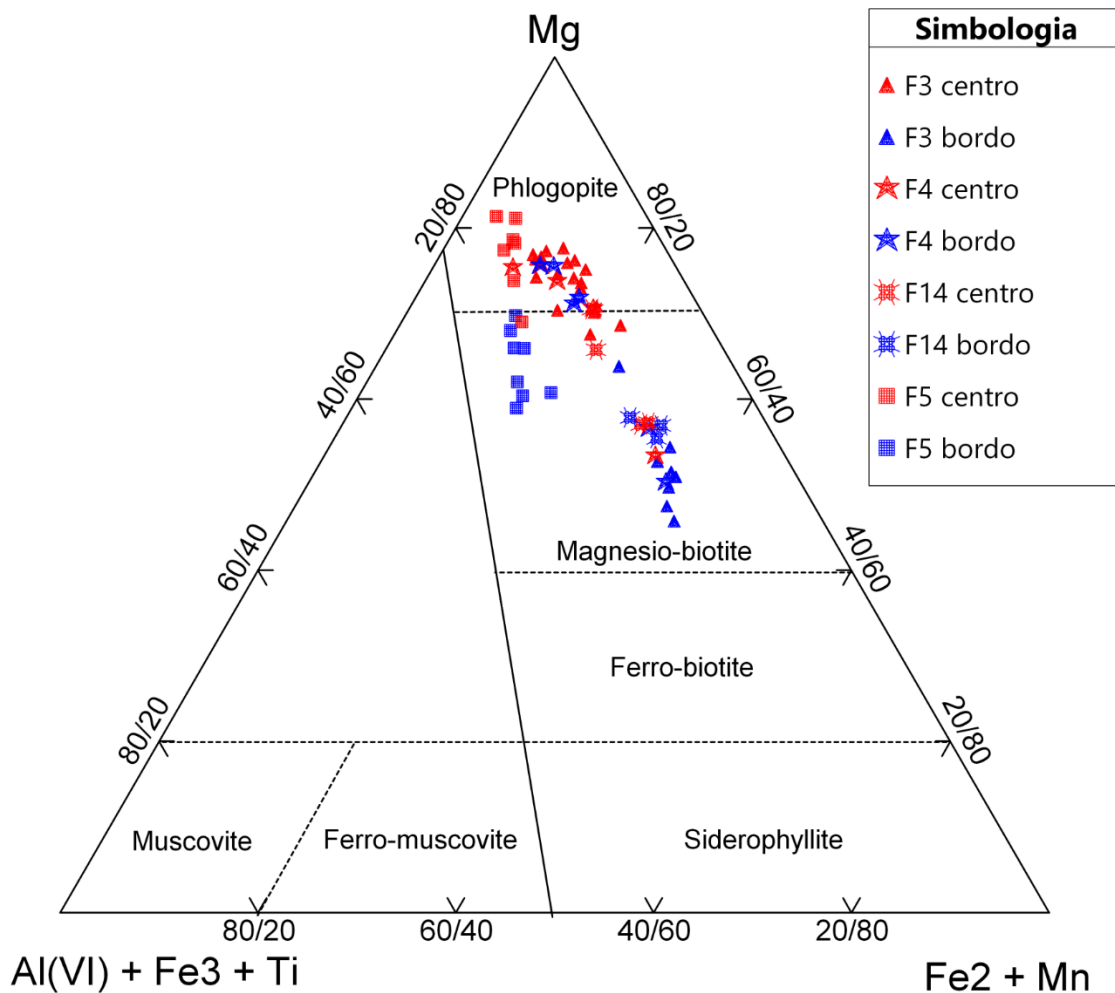


Figura VIII.21: Projção das micas castanhas do Grupo Sul no diagrama classificativo de Foster (1960). Os centros são essencialmente flogopíticos enquanto os bordos são compostos por biotites magnesianas. Note-se que as micas do filão F5 apresentam um alinhamento distinto das micas dos outros filões.

As micas do filão F5 possuem maior razão Mg/Fe_{Tot} do que as micas dos demais filões do Grupo Sul. O filão F5 obedece à relação $Mg = - 2.732557 Fe_{Tot} + 5.713297$ e os restantes filões obedecem a $Mg = - 1.057219 Fe_{Tot} + 5.225999$ (Fig. VIII.22).

De acordo com Sordabere *et al.* (2018) a razão Fe³⁺/Fe_{Tot} praticamente não varia com o grau de fusão parcial, para determinadas condições de oxidação-redução, pelo que a razão Mg/Fe_{Tot} do filão F5 não deve ser consequência de diferenças no grau de fusão parcial na origem dos distintos filões. O comportamento distinto de F5 poderá ser a consequência do valor da pressão de cristalização deste filão, especialmente das fugacidades da água e do oxigénio (Wones & Eugster, 1965).

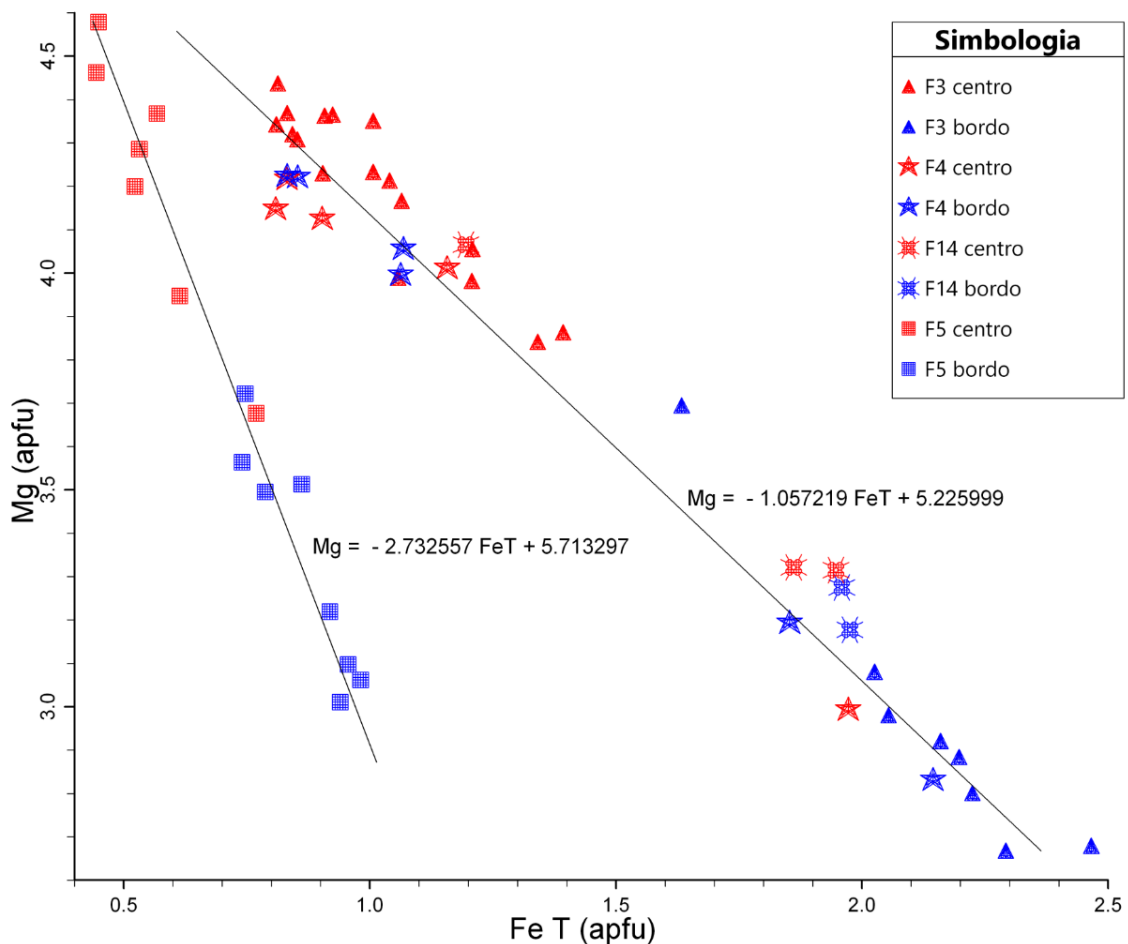


Figura VIII.22: Diagrama Mg versus Fe_{Tot} das micas castanhas do Grupo Sul. As micas do filão F5 apresentam um alinhamento distinto das micas dos restantes filões.

O zonamento existente nas micas também é bastante evidente nas imagens obtidas no SEM (Figs. VIII.23 e VIII.24). Os centros flogopíticos, ricos em Mg, e a passagem a biotite na bordadura, com enriquecimento em Fe, são observáveis quer no mapeamento elementar (Fig. VIII.23), quer no perfil ao longo de um cristal (Fig. VIII.24).

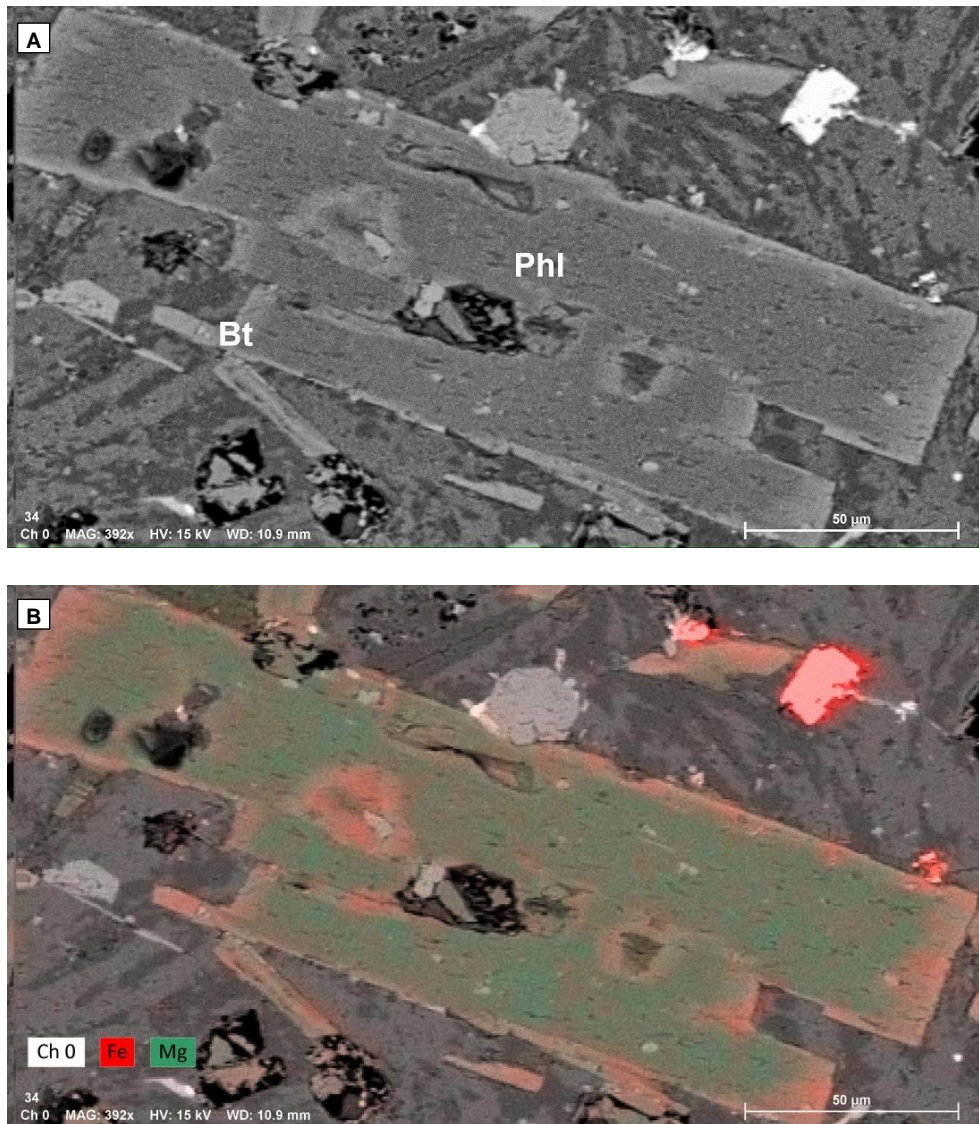


Figura VIII.23: Mica castanha zonada do Grupo Sul.

A) Imagem obtida por eletrões BSE, no SEM, em que o centro flogopítico é representado pela mancha cinza-escuro e a borda biotítica corresponde à mancha cinza-claro.

B) Mapa de distribuição elementar (Fe e Mg) obtido por raios-X – EDS. A zona central é composta por flogopite (rica em Mg – cor verde) e a borda é composta por biotite (mais rica em Fe – cor vermelha).

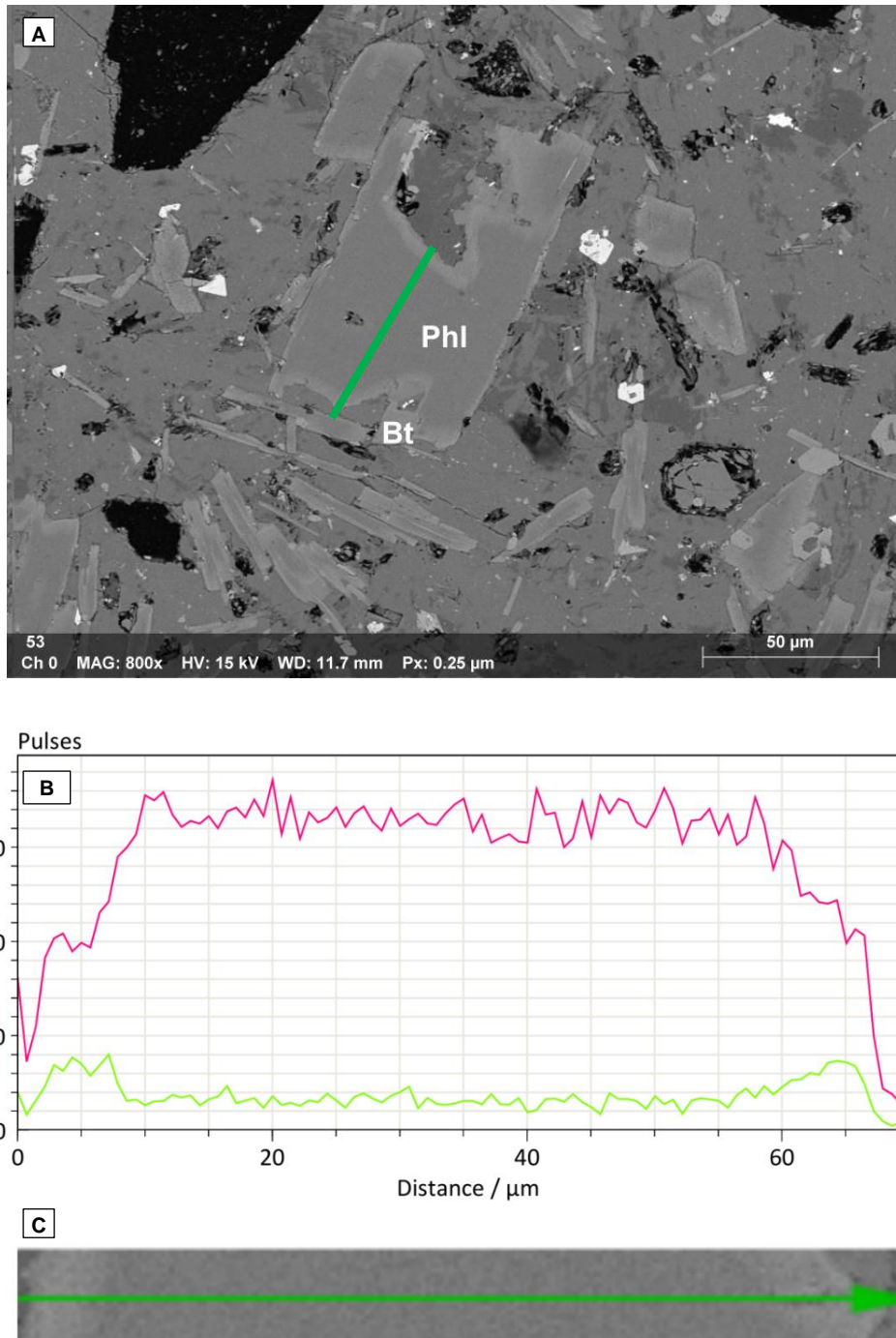


Figura VIII.24: Perfil Mg – Fe, obtido por raios-X – EDS, ao longo de uma mica castanha do Grupo Sul. A predominância do Mg sobre o Fe é clara. Contudo, é possível observar que na bordadura do cristal ocorre uma diminuição dos valores de Mg e um aumento dos valores de Fe.

A) Localização do perfil; **B)** Perfil Mg (linha rosa) e Fe (linha verde); **C)** Sentido do perfil.

VIII.2.3. Feldspatos

Os feldspatos do Grupo Sul são representados por ortoclases predominantes, com os bordos albitizados (Fig. VIII.25).

No Grupo Sul, a plagioclase é menos abundante que a ortoclase e confinada à matriz, tendo sido impossível analisá-la à microsonda.

Os resultados analíticos dos feldspatos do Grupo Sul encontram-se na tabela P do anexo 2. As respetivas fórmulas estruturais, calculadas na base de 8 oxigénios, constam da tabela Q do anexo 2.

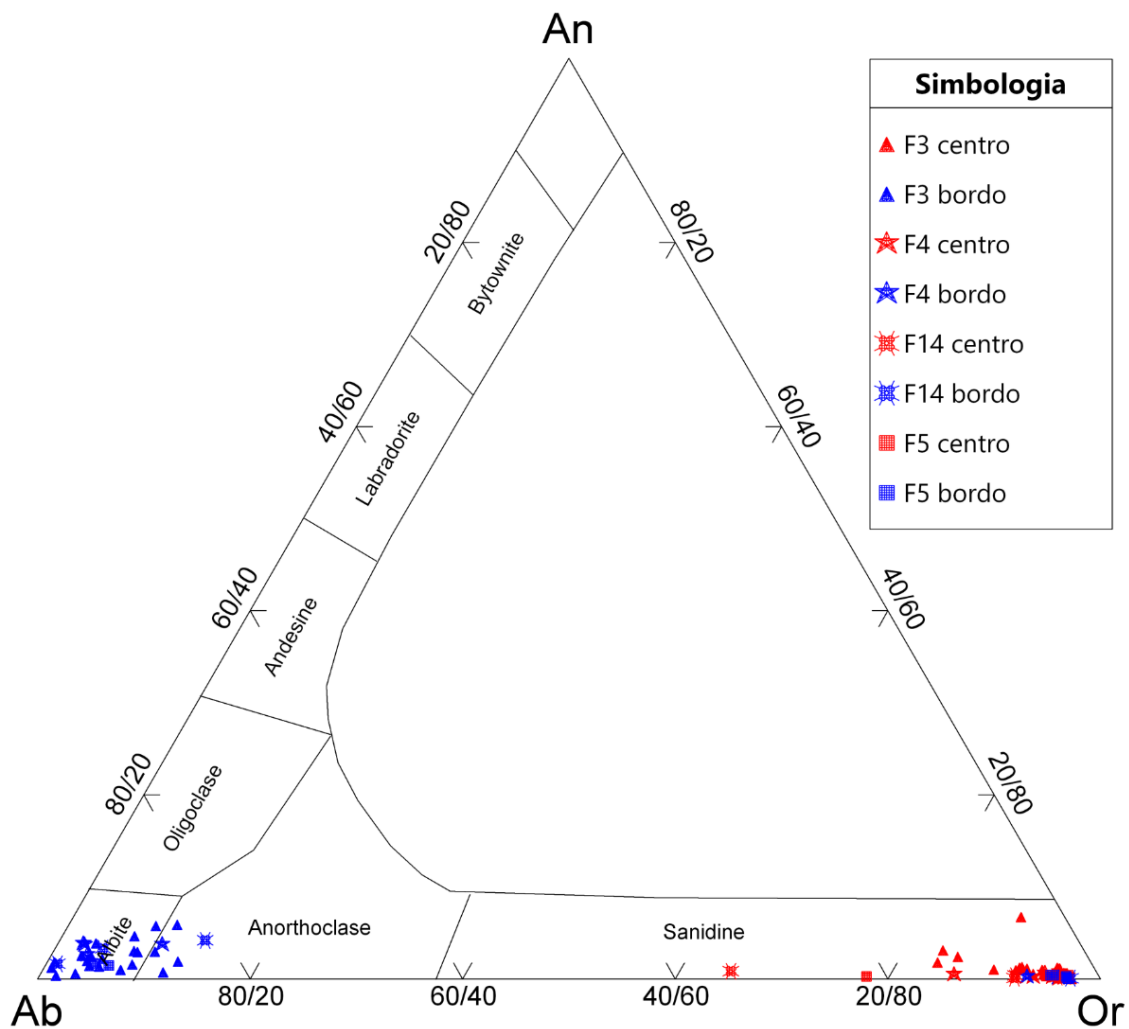


Figura VIII.25: Feldspatos do Grupo Sul projetados no diagrama triangular An-Ab-Or, de Deer *et al.* (1992). Os feldspatos correspondem, essencialmente, a ortoclases cujos bordos se encontram albitizados. Não foi possível analisar as plagioclases intersticiais que ocorrem na rocha.

Tal como no Grupo Norte, os feldspatos potássicos do Grupo Sul foram objeto de albitização (Fig. VIII.26).

Ao SEM é bastante evidente a albitização dos feldspatos, em que se observam zonas centrais ricas em K e uma bordadura rica em Na (Fig. VIII.27).

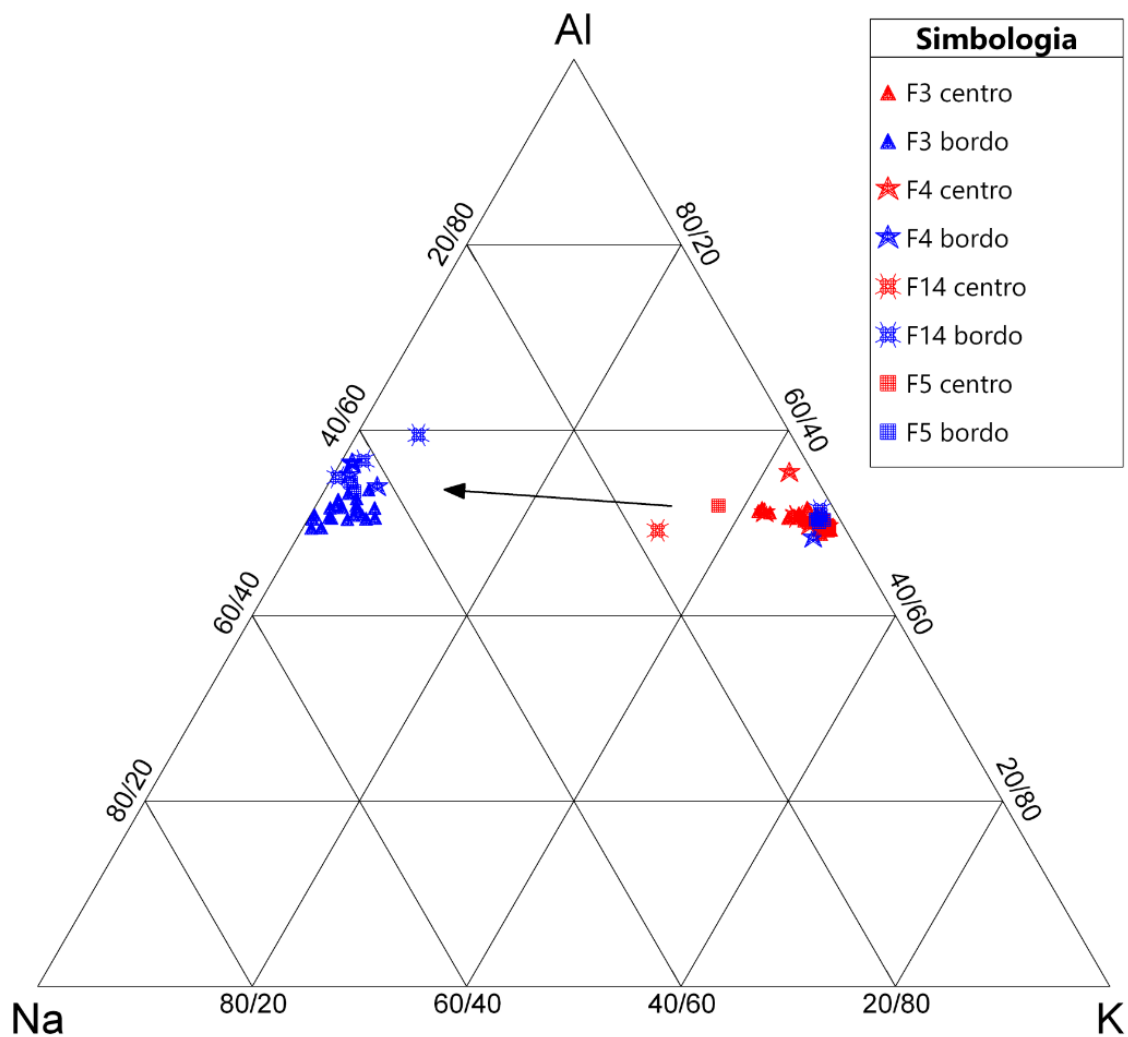


Figura VIII.26: Albitização dos feldspatos do Grupo Sul no domínio Al-Na-K.

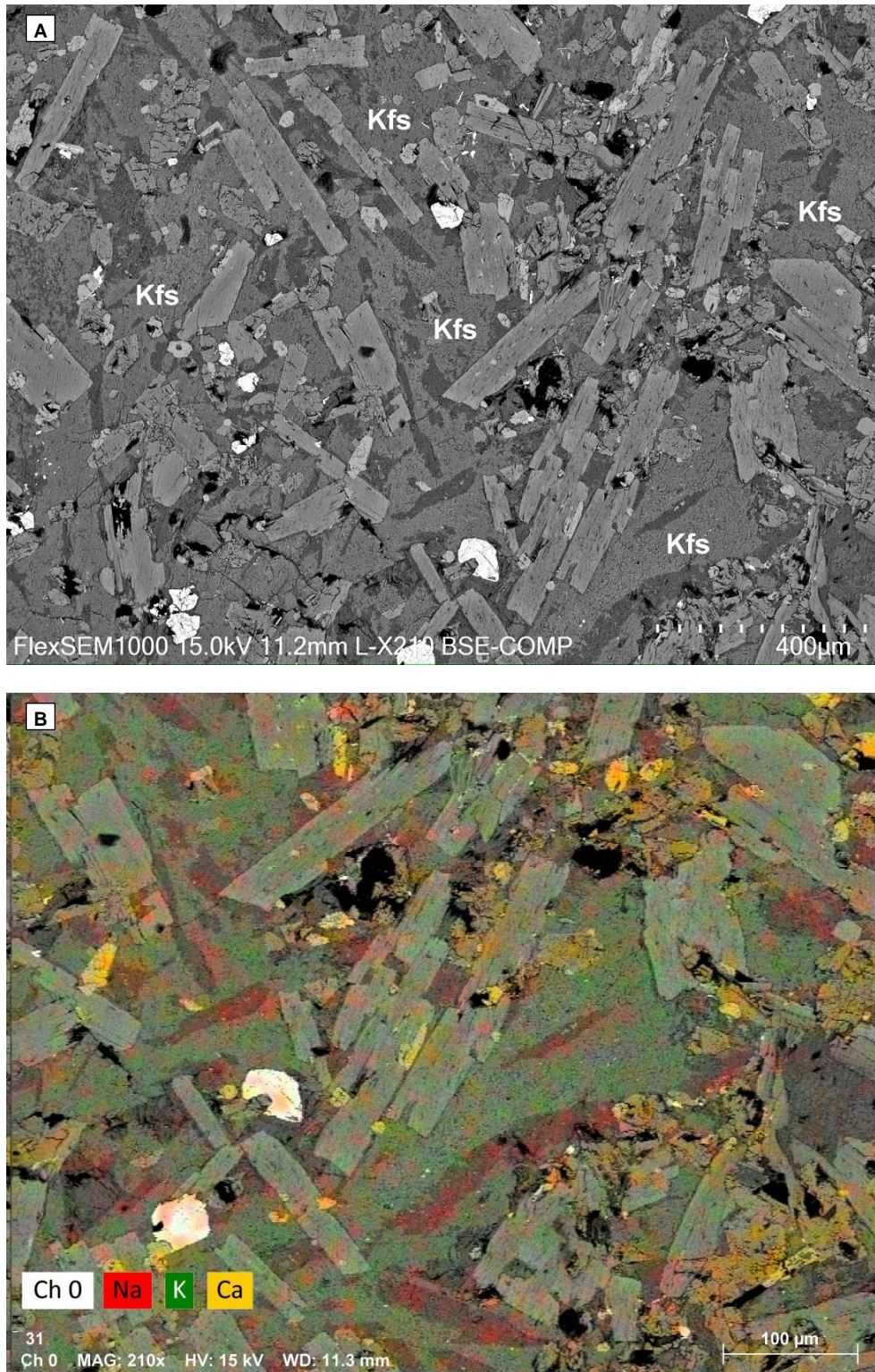


Figura VIII.27: Feldspatos do Grupo Sul

A) Imagem da matriz feldspática do Grupo Sul obtida por eletrões BSE, no SEM. Observam-se feldspatos compostos essencialmente por manchas cinza-claro no centro e algumas bordaduras cinza-escuro;

B) Mapa de distribuição elemental de Na, K e Ca na matriz do Grupo Sul obtidos por raios-X – EDS. A matriz, essencialmente feldspática não apresenta cristais definidos. É possível observar zonas “centrais” enriquecidas em K (ortoclase) e zonas de “bordadura” enriquecidas em Na (albite).

VIII.2.4. Clorites

Nos lamprófiros do Grupo Sul existem clorites a preencher os espaços intersticiais e a preencher glomérulos. Apenas foram analisadas as do segundo caso.

De acordo com o critério classificativo de Zane & Weiss (1998) as clorites do Grupo Sul correspondem a clorites magnesianas trioctaédricas (Fig. VIII.28).

Os resultados analíticos das clorites do Grupo Sul encontram-se na tabela R do anexo 2. Uma síntese das suas fórmulas estruturais, calculadas com a aplicação WinCcac (Yavuz *et al.*, 2015) na base de 14 oxigénios, consta da tabela S do anexo 2.

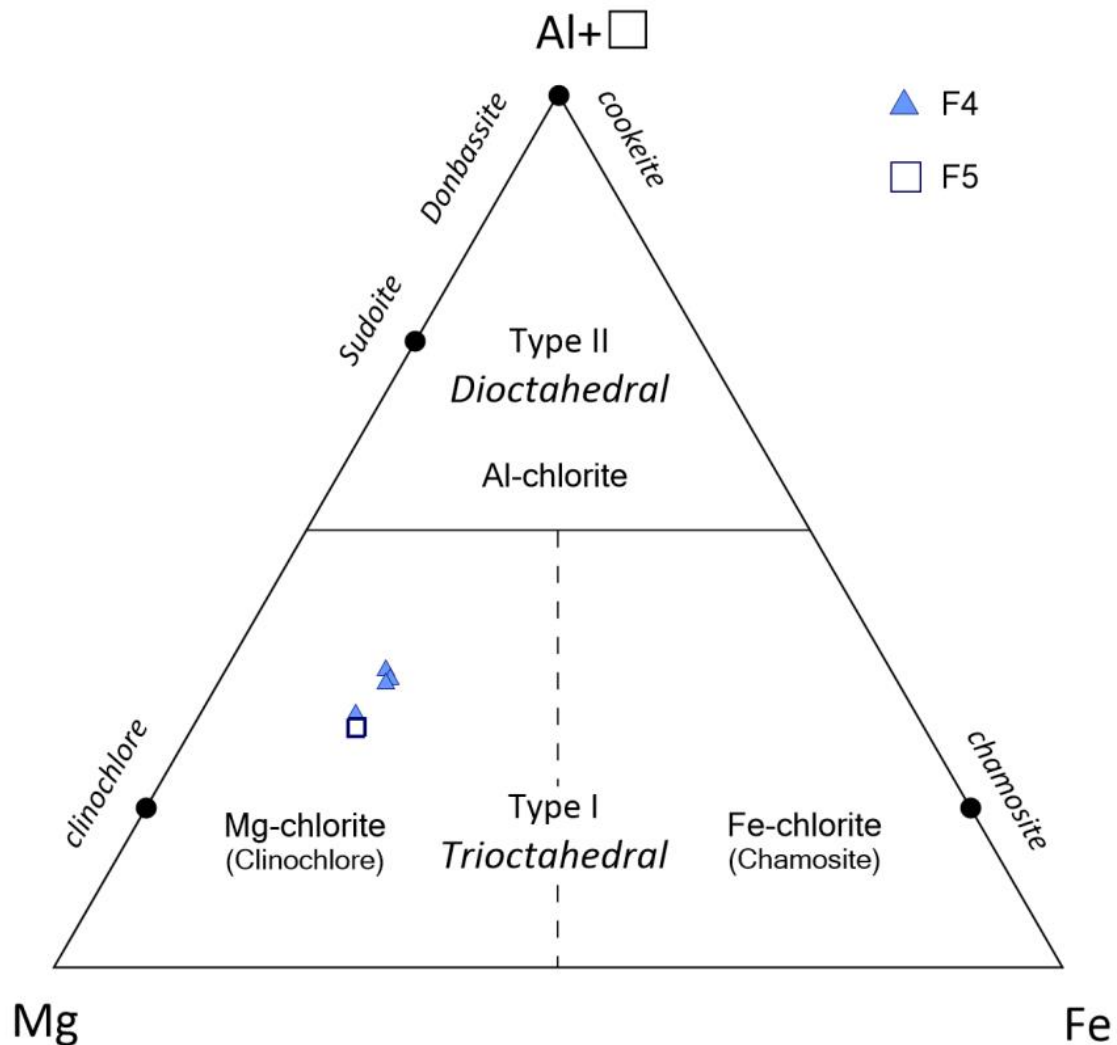


Figura VIII.28: Diagrama classificativo, Al+□ – Mg – Fe (apfu), para clorites de Zane & Weiss (1998). As clorites do Grupo Sul são classificadas como clorites magnesianas trioctaédricas.

A classificação das clorites como trioctaédricas, tridioctaédricas e dioctaédricas pode ser representada graficamente no diagrama X_{Mg} versus $^{VI}R^{3+}$ de Plissart *et al.* (2009), figura VIII.29, ou numa representação gráfica baseada no sistema unificado de projeção química de Wiewióra & Weiss (1990), figura VIII.30. As clorites correspondem a clinocloro/penina.

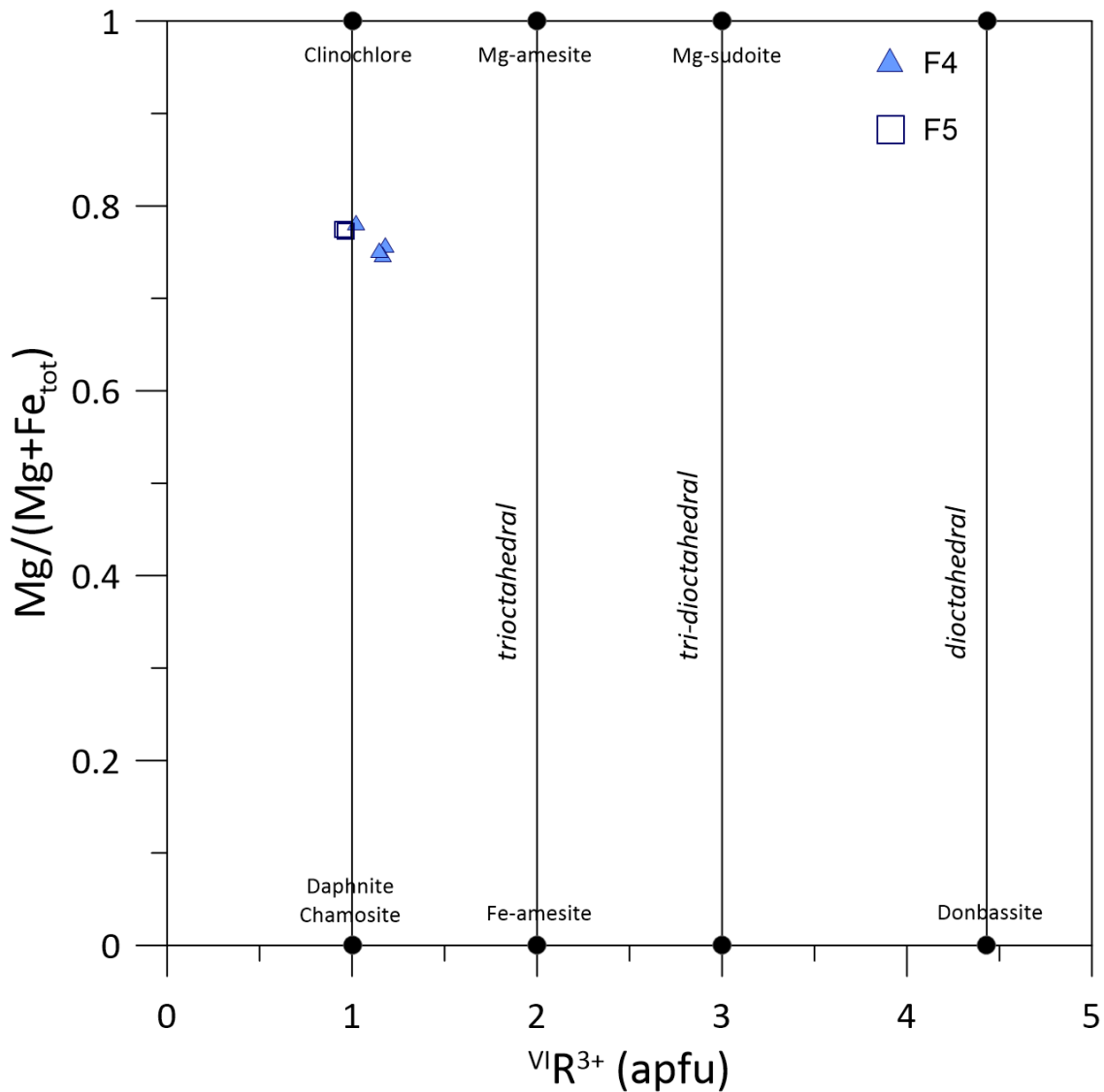


Figura VIII.29: Diagrama X_{Mg} versus $^{VI}R^{3+}$ classificativo de clorites, segundo Plissart *et al.* (2009), calculado na base de 14 oxigénios. As clorites do Grupo Sul são classificadas como clinocloro.

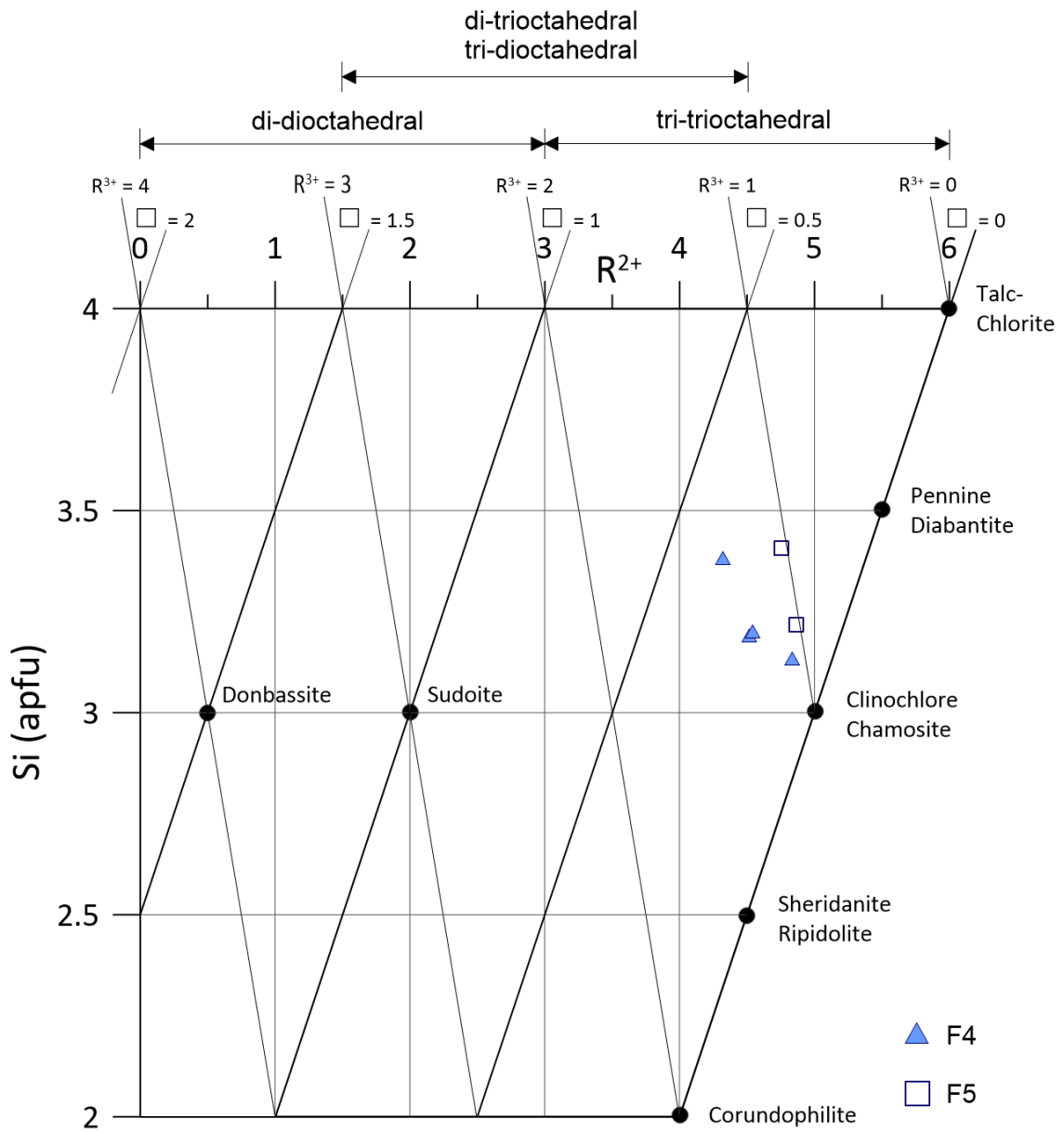


Figura VIII.30: Representação gráfica baseada no sistema unificado de projeção química de Wiewióra & Weiss (1990) para clorites, calculado na base de 14 oxigénios. As clorites do Grupo Sul projetam-se no alinhamento $R^{3+}=1$, demonstrando a sua composição de clinocllore/pennina.

VIII.2.5. Epídotos

Nos lamprófiros do Grupo Sul ocorrem dois tipos de epídotos: um nos espaços intersticiais da pasta e outro no seio de unidades glomeroporfíricas. Os epídotos da matriz correspondem a verdadeiros epídotos, enquanto os glomeroporfíricos são alanites ferríferas, conforme projetado no sistema $Fe^{3+} - Al^{VI} - Me^{2+}$ de Kartashov (2014), em que $Me^{2+} = Fe^{2+} + Mn^{2+} + Mg$ (Fig. VIII.31).

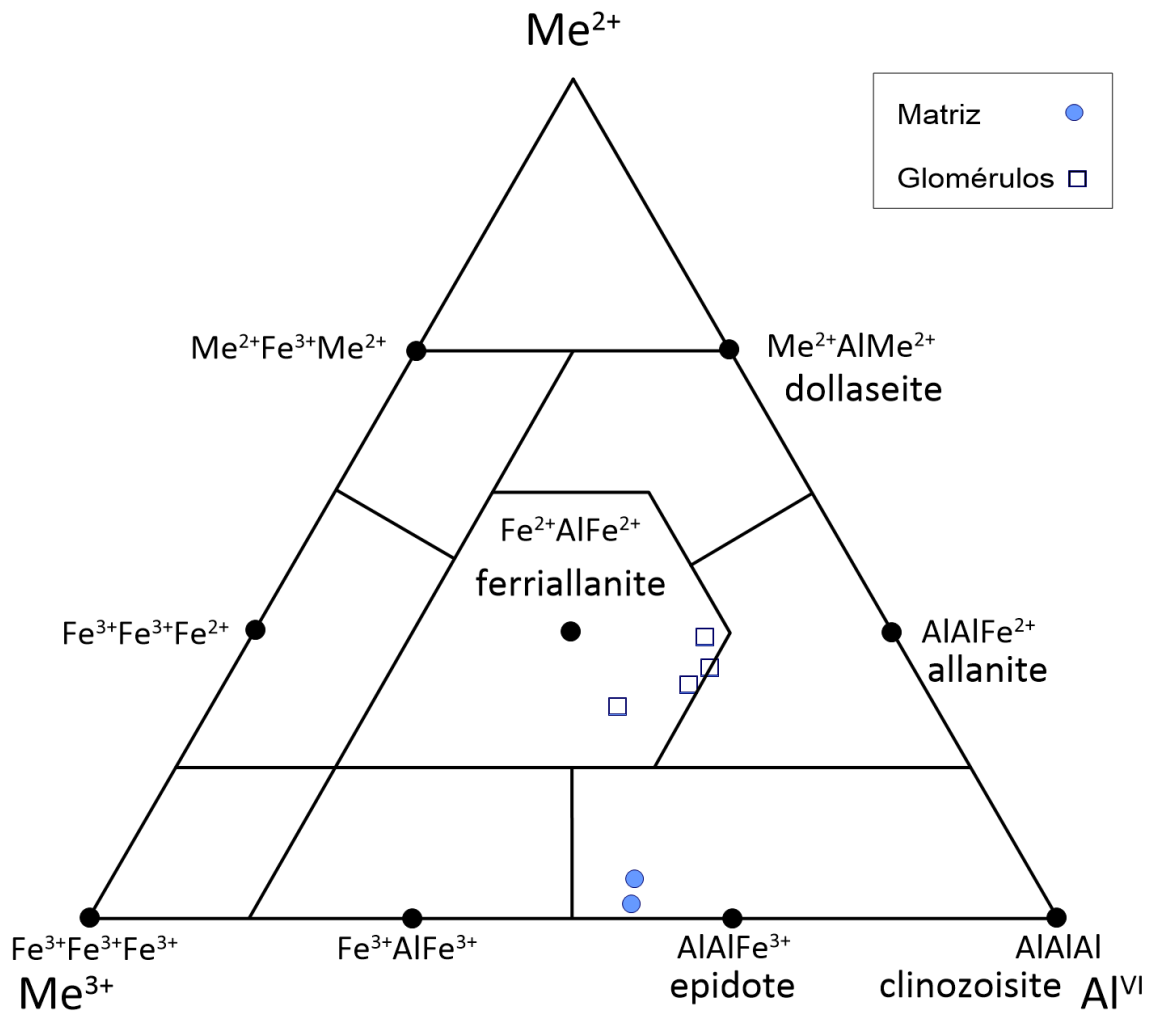


Figura VIII.31: Epídotos do Grupo Sul projetados no sistema $Fe^{3+} - Al^{VI} - Me^{2+}$, de Kartashov (2014), em que $Me^{2+} = Fe^{2+} + Mn^{2+} + Mg$. Os epídotos que ocorrem nos espaços intersticiais correspondem a verdadeiros epídotos, enquanto os que ocorrem nos glomérulos são classificados como alanites ferríferas.

Os resultados analíticos dos epídotos do Grupo Sul encontram-se na tabela T do anexo 2. As respetivas fórmulas estruturais, calculadas com a aplicação *WinEpclas* (Yavuz & Yildirim, 2018), na base de 14 oxigénios, constam da tabela U do anexo 2.

VIII.3. Geotermobarometria

Nos sistemas magmáticos, a composição mineral e o processo de cristalização são fortemente influenciados pela temperatura (T), pressão (P) e pela fugacidade do oxigénio (fO_2). A análise de parâmetros intrínsecos do sistema magmático, utilizando a composição mineral, é importante para reconstruir a história magmática dos lamprófiros de Labruge.

Os lamprófiros são conhecidos por conterem minerais que evidenciam que a rocha não atingiu o equilíbrio. Os desequilíbrios associados à natureza específica dos lamprófiros não aconselham o uso de pares de minerais (ex. anfíbola-plagioclase) para o cálculo da pressão e da temperatura de formação.

Seguidamente iremos apresentar cálculos de geotermobarometria para os dois Grupos de Lamprófiros, de forma a tentarmos perceber quais as condições a que estes estiveram sujeitos durante a sua formação e/ou instalação.

VIII.3.1. Grupo Norte

VIII.3.1.1. Anfíbolas

Existem vários termómetros e barómetros para sistemas ígneos com anfíbolas cálcicas. Estes podem basear-se em: “apenas anfíbola”, “apenas líquido”, “anfíbola-plagioclase” e “anfíbola-líquido” (Yavuz & Döner, 2017; Putirka, 2016).

O teor de alumínio das anfíbolas e dos “líquidos” coexistentes é claramente mais sensível à temperatura que à pressão (Putirka, 2016).

De acordo com Putirka (2016), o modelo de apenas-líquido de Molina *et al.* (2015) e o modelo de “apenas-anfíbola” de Ridolfi & Renzulli (2012) são os melhores dos vários termómetros recentemente disponibilizados.

Um termómetro independente da pressão seria:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 1781 - 132.74[\text{Si}^{\text{Amp}}] + 116.6[\text{Ti}^{\text{Amp}}] - 69.41[\text{Fe}_t^{\text{Amp}}] + 101.62[\text{Na}^{\text{Amp}}] \quad (\text{eq. VIII.1})$$

E se a pressão for conhecida:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 1687 - 118.7[\text{Si}^{\text{Amp}}] + 131.56[\text{Ti}^{\text{Amp}}] - 71.41[\text{Fe}_t^{\text{Amp}}] + 86.13[\text{Na}^{\text{Amp}}] + 22.44[P(\text{GPa})] \quad (\text{eq. VIII.2})$$

Os termos Si^{Amp} , Ti^{Amp} e Na^{Amp} destas equações são os números de catiões calculados na base 24 oxigénios. Fe_t^{Amp} representa o número total de catiões de ferro calculados como FeO. Podemos obter precisões de $\pm 30^{\circ}\text{C}$ no primeiro caso e de $\pm 28^{\circ}\text{C}$ no segundo.

O desafio atual da barometria das anfíbulas consiste no facto de os seus barómetros não conseguirem diferenciar 1 kbar no domínio experimental de 5 a 8 kbar, exceto se forem aplicadas severas condições restritivas como acontece com Ridolfi & Renzulli (2012) e Putirka (2016). Os modelos de Ridolfi *et al.* (2010) e Ridolfi & Renzulli (2012) preconizam condições muito afins às das verificadas nos lamprófiro do Grupo Norte, isto é, magmas calco-alcálicos ou sistemas de subdução, válidas na gama 100 – 1200 MPa (1 – 12 kbar) e 750 – 1120 °C.

Putirka (2016) propõe, também, novos barómetros (equações 7a e 7b do autor) baseados no teor de alumínio nas anfíbulas, que permitem estimativas da pressão no intervalo 1 a 8 kbar com a precisão de ± 1 kbar, se usarmos valores médios de várias anfíbulas. Este autor sugere que os seus resultados sejam, ainda, comparados com os do modelo 1d de Ridolfi & Renzulli (2012).

Ridolfi *et al.* (2010) disponibilizaram equações termobarométricas teóricas para magmas calco-alcálicos ou sistemas de subdução, válidas na gama 100 – 1200 MPa (1 – 12 kbar) e 750 – 1120 °C:

$$T (^{\circ}\text{C}) = -151.487 \times \text{Si}^* + 2.041 \quad (\text{eq. VIII.3})$$

$$P (\text{MPa}) = 19.209e^{(1.438\text{Al}_{\text{Tot}})} \quad (\text{eq. VIII.4})$$

$$\Delta\text{NNO} = 1.644 \times \text{Mg}^* - 4.01 \quad (\text{eq. VIII.5})$$

$$\text{H}_2\text{O} (\%) = 2.515 \times [^6\text{Al}]^* + 12.28 \quad (\text{eq. VIII.6})$$

Em que

$$\text{Si}^* (\text{índice de sílica}) = \text{Si} + (^4\text{Al}/15) + (2[^4\text{Ti}]) - ([^6\text{Al}]/2) + ([^6\text{Ti}]/1.8) + (\text{Fe}^{3+}/9) + (\text{Fe}^{2+}/3.3) + (\text{Mg}/26) + (^{\text{B}}\text{Ca}/5) + (^{\text{B}}\text{Na}/1.3) - (^{\text{A}}\text{Na}/15) + (\text{A}_{\square}/2.3) \quad (\text{eq. VIII.7})$$

$$\text{Mg}^* (\text{índice de magnésio}) = \text{Mg} + (\text{Si}/47) - ([^6\text{Al}]/9) - (1.3 [^6\text{Ti}]) + (\text{Fe}^{3+}/3.7) + (\text{Fe}^{2+}/5.2) - (^{\text{B}}\text{Ca}/20) - (^{\text{A}}\text{Na}/2.8) + (\text{A}_{\square}/9.5) \quad (\text{eq. VIII.8})$$

e

$$[^6\text{Al}]^* (\text{índice de alumínio octaédrico}) = [^6\text{Al}] + (^4\text{Al}/13.9) - ((\text{Si} + [^6\text{Ti}])/5) - (^{\text{C}}\text{Fe}^{2+}/3) - (\text{Mg}/1.7) + (^{\text{B}}\text{Ca} + ^{\text{A}}/1.2) + (^{\text{A}}\text{Na}/2.7) - 1.56\text{K} - (\text{Fe}\#/1.6) \quad (\text{eq. VIII.9})$$

$$\text{Fe}\# (\text{iron number}) = ^{\text{C}}\text{Fe}^{3+} / (^{\text{C}}\text{Fe}^{3+} + ^{\text{C}}\text{Mg} + ^{\text{C}}\text{Fe}^{2+} + ^{\text{C}}\text{Mn}) \quad (\text{eq. VIII.10})$$

A fórmula da anfíbola cálcica destas equações é calculada na base de 23 oxigénios anidros, assumindo uma normalização de 13 catiões (13eCNK).

De acordo com Ridolfi *et al.* (2010) estas equações constituem uma importante chave para a compreensão das condições pré-eruptivas de magmas geradores de anfíbulas nos contextos de toda a crosta oceânica e de erupções continentais da crosta média ou superior.

Tendo em consideração que as equações anteriores não contemplam as anfíbulas cálcicas associadas a magmas alcalinos oceânicos intraplaca e erupções localizadas em contextos geodinâmicos complexos, Ridolfi & Renzulli (2012) apresentaram novas equações termobarométricas empíricas para anfíbulas cálcicas de magmas alcalinos e calco-alcalinos recorrendo a um elevado número de anfíbulas naturais do domínio 130 – 1200 MPa (1.3 – 12 kbar) e 800 – 1130 °C. Seguem-se as expressões propostas:

$$T (^{\circ}\text{C}) = (17098 - 1322.2 \text{ Si} - 1035.1 \text{ Ti} - 1208.2 \text{ Al} - 1230.4 \text{ Fe} - 1152.9 \text{ Mg} - 130.4 \text{ Ca} + 200.54 \text{ Na} + 29.408 \text{ K}) + 24.41 \times \ln P \text{ (MPa)} \quad (\text{eq. VIII.11})$$

$$\ln P_{1a} \text{ (MPa)} = 125.93 - 9.5876 \text{ Si} - 10.116 \text{ Ti} - 8.1735 \text{ Al} - 9.2261 \text{ Fe} - 8.7934 \text{ Mg} - 16659 \text{ Ca} + 24835 \text{ Na} + 2.5192 \text{ K} \quad (\text{eq. VIII.12})$$

$$\ln P_{1b} \text{ (MPa)} = 38.723 - 2.6957 \text{ Si} - 2.3565 \text{ Ti} - 1.3006 \text{ Al} - 2.7880 \text{ Fe} - 2.4838 \text{ Mg} - 0.6614 \text{ Ca} - 0.2705 \text{ Na} + 0.1117 \text{ K} \quad (\text{eq. VIII.13})$$

$$P_{1c} \text{ (MPa)} = 24.023 - 1925.3 \text{ Si} - 1702.6 \text{ Ti} + 1478.5 \text{ Al} - 1843.2 \text{ Fe} - 1746.9 \text{ Mg} - 158.28 \text{ Ca} - 40.444 \text{ Na} + 253.52 \text{ K} \quad (\text{eq. VIII.14})$$

$$P_{1d} \text{ (MPa)} = 26.106 - 1991.9 \text{ Si} - 3035 \text{ Ti} - 1472.2 \text{ Al} - 2454.8 \text{ Fe} - 2125.8 \text{ Mg} - 830.64 \text{ Ca} + 2708.8 \text{ Na} + 2204.1 \text{ K} \quad (\text{eq. VIII.15})$$

$$\ln P_{1e} \text{ (MPa)} = 26.543 - 12085 \text{ Si} - 3.8593 \text{ Ti} - 1.1054 \text{ Al} - 2.9068 \text{ Fe} - 2.6483 \text{ Mg} + 0.5134 \text{ Ca} + 2.9752 \text{ Na} + 1.8147 \text{ K} \quad (\text{eq. VIII.16})$$

$$\Delta \text{NNO (unidades log)} = 214.39 - 17.042 \text{ Si} - 26.08 \text{ Ti} - 16.389 \text{ Al} - 18.397 \text{ Fe} - 15.152 \text{ Mg} + 0.2162 \text{ Ca} + 6.1987 \text{ Na} + 14389 \text{ K} \quad (\text{eq. VIII.17})$$

$$\ln H_2O_{\text{melt}} \text{ (wt\%)} = (-65.907 + 5.0981 \text{ Si} + 3.1308 \text{ Ti} + 4.9211 \text{ Al} + 4.9744 \text{ Fe} + 4.6536 \text{ Mg} + 1.0018 \text{ Ca} - 0.789 \text{ Na} - 0.539 \text{ K}) + 0.4642 \times \ln P \quad (\text{eq. VIII.18})$$

Face ao exposto decidimos calcular a pressão e a temperatura média correspondentes a várias análises, segundo as propostas de Putirka (2016), Ridolfi *et al.* (2010), Ridolfi & Renzulli (2012). Para efeitos comparativos, decidimos incluir as propostas de vários outros autores e sintetizá-los nas tabelas seguintes:

Tabela VIII.1: Resultados médios de vários parâmetros calculados segundo Ridolfi *et al.* (2010). Para a determinação das profundidades oceânicas e continentais, os autores, assumiram o peso específico médio de 2.89 g/cm³ e 2.70 g/cm³, respetivamente.

Parâmetros	Resultado
T(°C)	990
Δ NNO	- 0.03
% H ₂ O no <i>melt</i>	4.1
P (kbar)	3.75
Log <i>f</i> O ₂	- 10
Prof. Oceano (km)	10
Prof. Continental (km)	10.8

Tabela VIII.2: Resultados médios de vários parâmetros calculados segundo Ridolfi & Renzulli (2012).

Parâmetros	T (°C)	P (kbar)	Parâmetros	Resultados
Modelo 1a	498	9.93	log Δ NNO	2
Modelo 1b	390	9.87	% H ₂ O no <i>melt</i>	5
Modelo 1c	467	9.92	log <i>f</i> O ₂	- 8
Modelo 1d	551	9.95	Prof. Oceano (km)	14
Modelo 1e	840	10.06	Prof. Continental (km)	15
P Confinante	536	9.94		

Tabela VIII.3: Resultados médios de temperatura calculados segundo Putirka (2016): T_{Si} baseado no teor de Si na anfíbola e T baseada na equação 5 deste autor.

Parâmetros	Resultado
$T_{Si-in-Hbl}$ (°C)	966
$T_{Eq.5}$ (°C)	1006

Os resultados de pressão calculados segundo vários outros autores são os seguintes:

Tabela VIII.4: Valores médios de pressão calculados segundo vários autores.

Autores	P (kbar)
Hammarstrom & Zen (1986) ¹	6.5
Hammarstrom & Zen (1986) ²	5.5
Hollister et al. (1987)	6.9
Johnson & Rutherford (1989)	5.3
Blundy et al. (1990)	6.9
Schmidt (1992)	6.8

^{1, 2}: Cálculos de Putirka (2016) com diferentes calibrações

Tendo em consideração a conformidade dos lamprófiros de Labruge com a base experimental dos vários modelos abordados, as condicionantes impostas em cada um deles e as respectivas precisões e dispersões intrínsecas, consideramos que os valores de temperatura e pressão calculados segundo Ridolfi *et al.* (2010) são os que melhor refletem as condições vigentes durante a pré-implantação dos lamprófiros do Grupo Norte (domínio 1064 – 766°C; 0.73 – 10 kbar; $-0.3 < \Delta NNO < 2.5$; H_2O_{melt} 3.4 – 10.6 peso %). Assim, parece-nos plausível uma temperatura de cerca de $990 \pm 50^\circ\text{C}$, uma pressão de 4 ± 0.5 kbar e uma profundidade de cristalização de aproximadamente 11 km (Fig. VIII.32; Tabela VIII.1).

A composição química das anfíbolas indicia alta fO_2 (Fig. VIII.33), de acordo com o modelo de Anderson & Smith (1995).

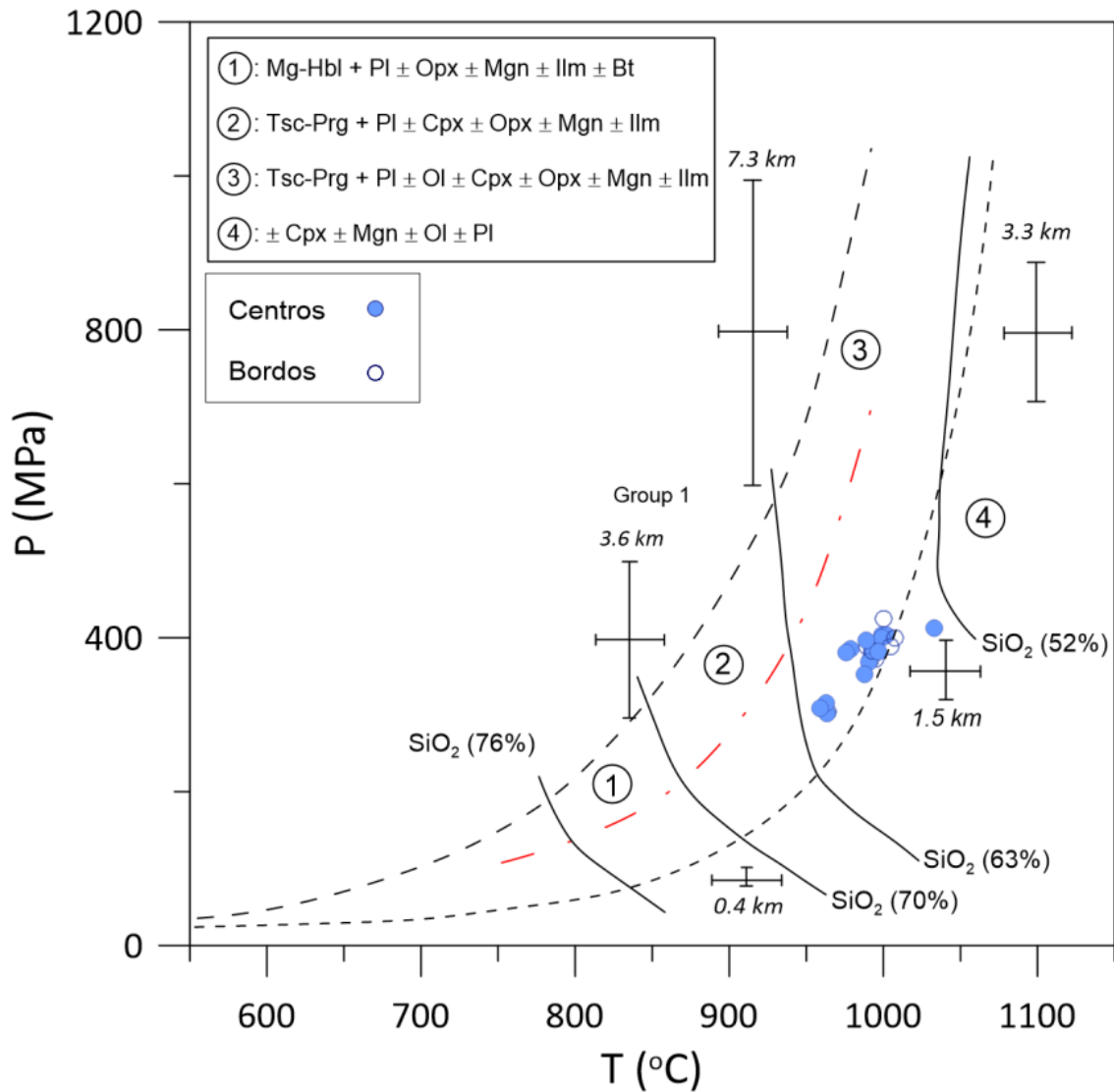


Figura VIII.32: Relações Temperatura versus Pressão (1 MPa = 0.01 kbar) das amostras de anfíbolos do Grupo Norte. Cálculos de acordo com o modelo de Ridolfi *et al.* (2010). Os resultados obtidos sugerem que as condições durante a pré implantação do Grupo Norte tenham correspondido a uma temperatura de $990 \pm 50^\circ\text{C}$ e uma pressão de 4 ± 0.5 kbar.

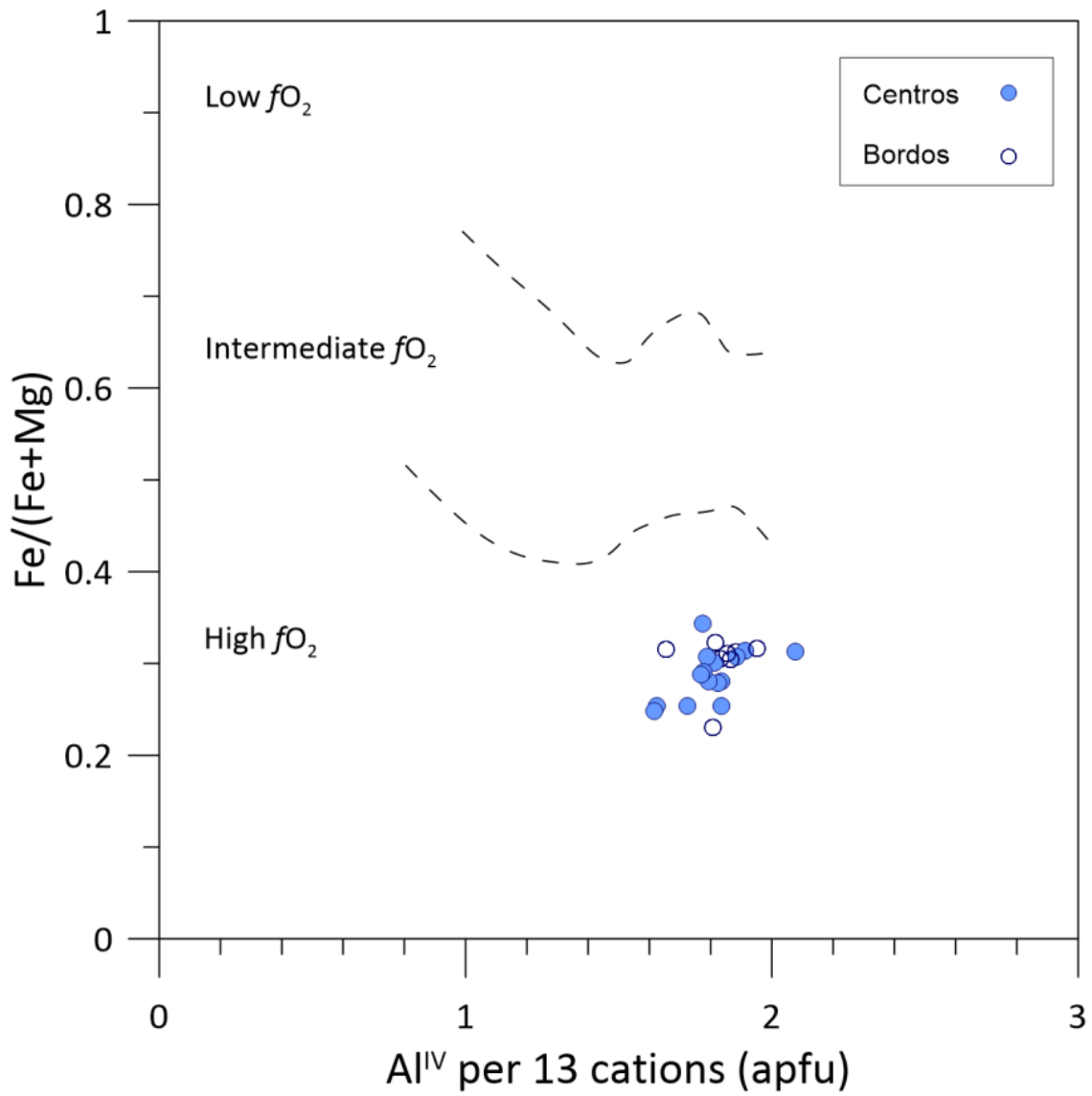


Figura VIII.33: De acordo com o modelo de Anderson & Smith (1995), as anfíbulas do Grupo Norte apresentam uma alta fugacidade de oxigénio. Os cálculos foram realizados com a aplicação *WinAmptb*.

Ridolfi *et al.* (2010) também preconizaram o cálculo da percentagem de água no *melt* de acordo com:

$$\text{H}_2\text{O} (\%) = 5.215 * [^6\text{Al}] + 12.28 \quad (\text{eq. VIII.19})$$

O valor médio obtido para o Grupo Norte foi de 4.1 %. A figura VIII.34 ilustra os resultados obtidos para as várias amostras.

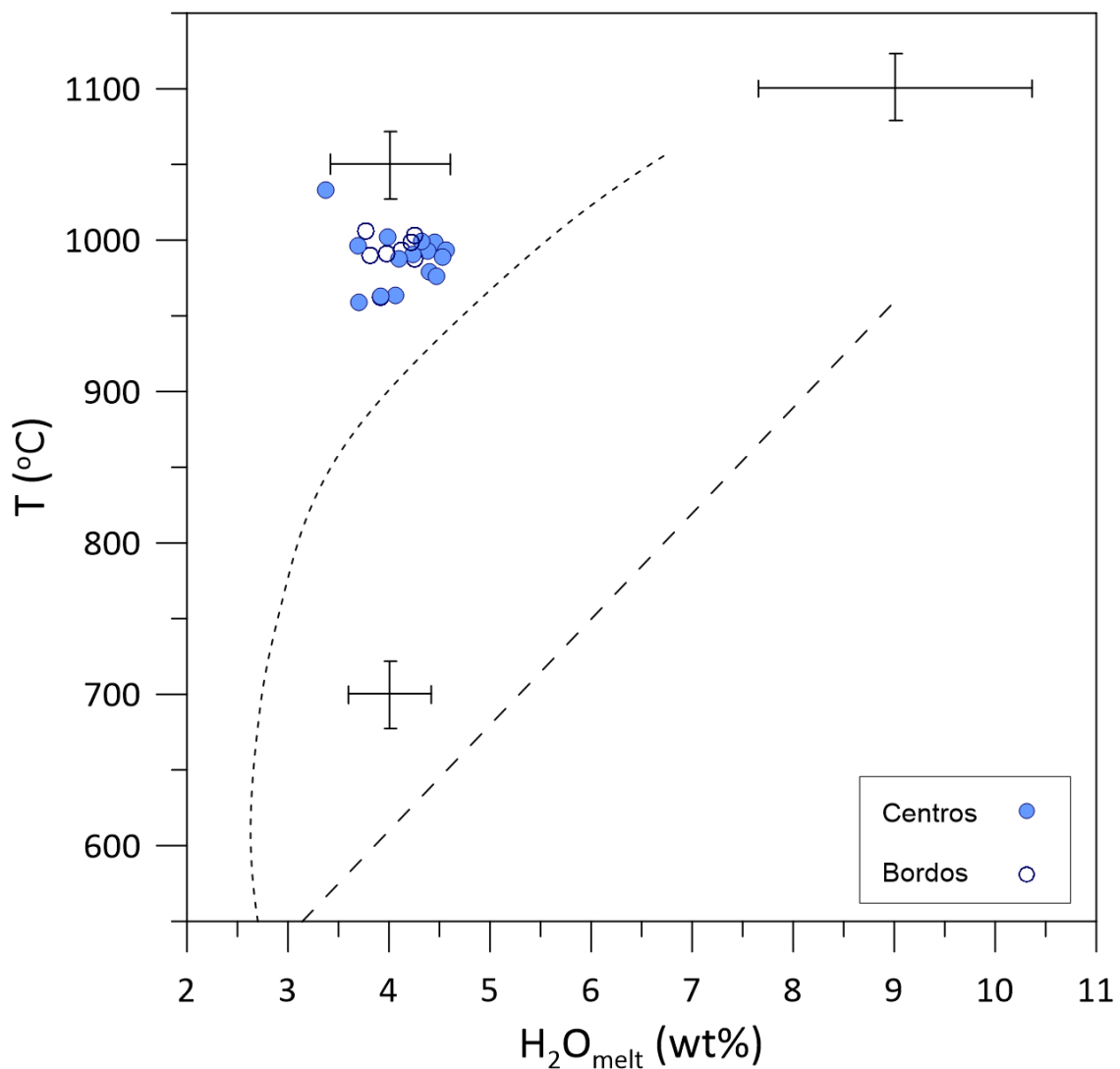


Figura VIII.34: Temperatura versus H₂O % no *melt*, calculados de acordo com Ridolfi *et al.* (2010). As anfíbolos do Grupo Norte apresentam um valor médio de 4.1% de água na *melt*.

A fugacidade do oxigénio forneceu um resultado médio de $\log f(\text{O}_2)$ entre -11 e -10 (Fig. VIII.35).

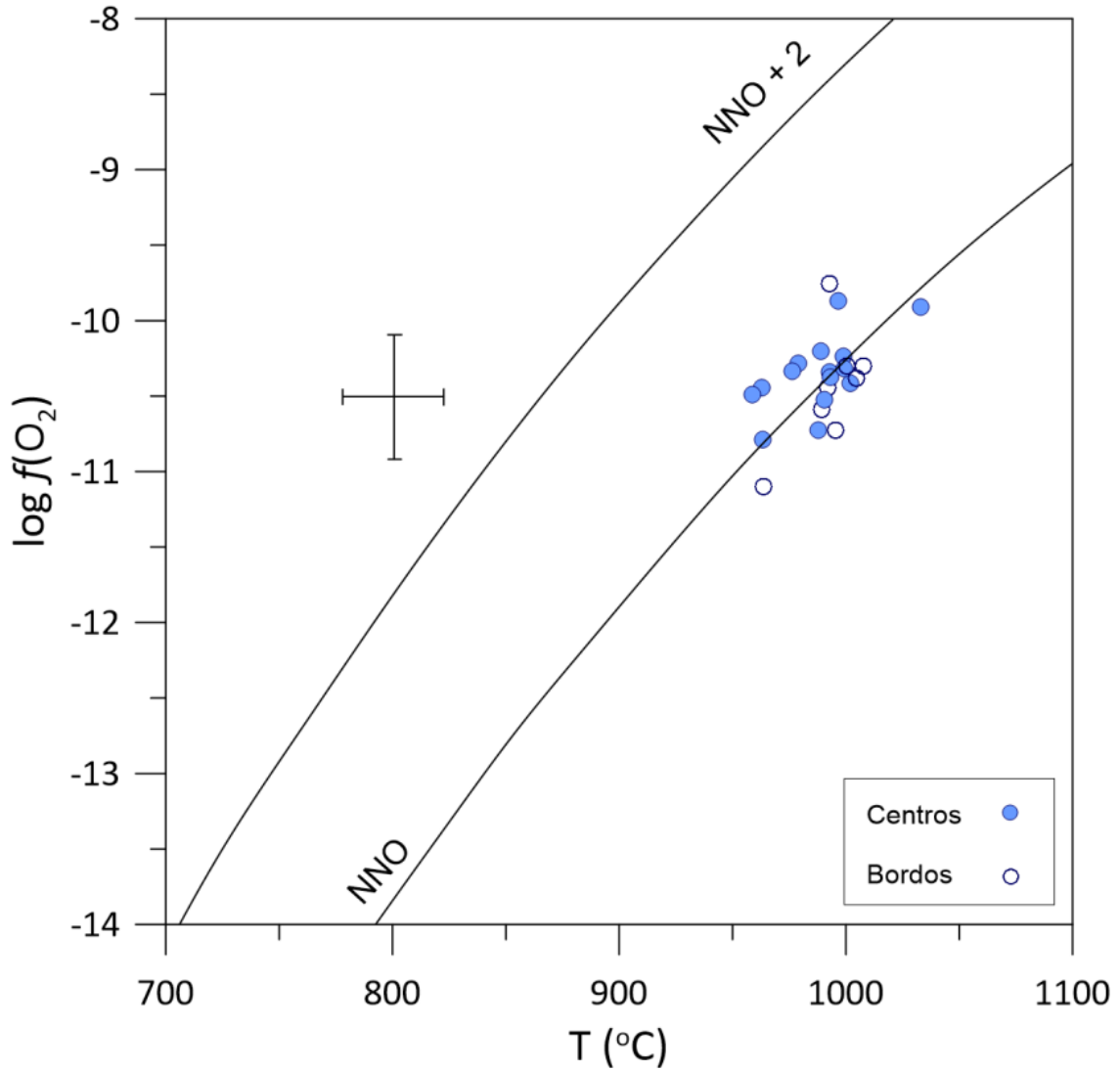


Figura VIII.35: Variabilidade do $\log f(\text{O}_2)$ em função da temperatura de acordo com Ridolfi *et al.* (2010). As anfíbulas do Grupo Norte apresentam, em média, um $\log f(\text{O}_2)$ que varia entre -11 e -10. NNO: *redox buffer Nickel-Nickel Oxide*.

VIII.3.1.2. Clorites

Tal como as relações petrográficas sugerem, as clorites do Grupo Norte aparentam ser de formação tardia.

De Caritat *et al.* (1993) correlacionaram a ocupação octaédrica da clorite com a temperatura de formação tendo obtido um bom coeficiente de correlação (0.89). Este método estima temperaturas ligeiramente inferiores a outros geotermómetros, contudo as diferenças obtidas são negligenciáveis.

$$TC_{93\text{-Octahedral occupancy}} (^{\circ}\text{C}) = (\text{octahedral occupancy}_{O14} - 5.550) / 0.001359 \quad (\text{eq. VIII.20})$$

Quando aplicada às clorites do Grupo Norte, a expressão conduziu aos resultados da figura VIII.36. As clorites de alteração da mica apontam para valores da ordem dos 250°C, enquanto as clorites de preenchimento apresentam maior espectro de temperatura, atingindo valores inferiores aos 100°C.

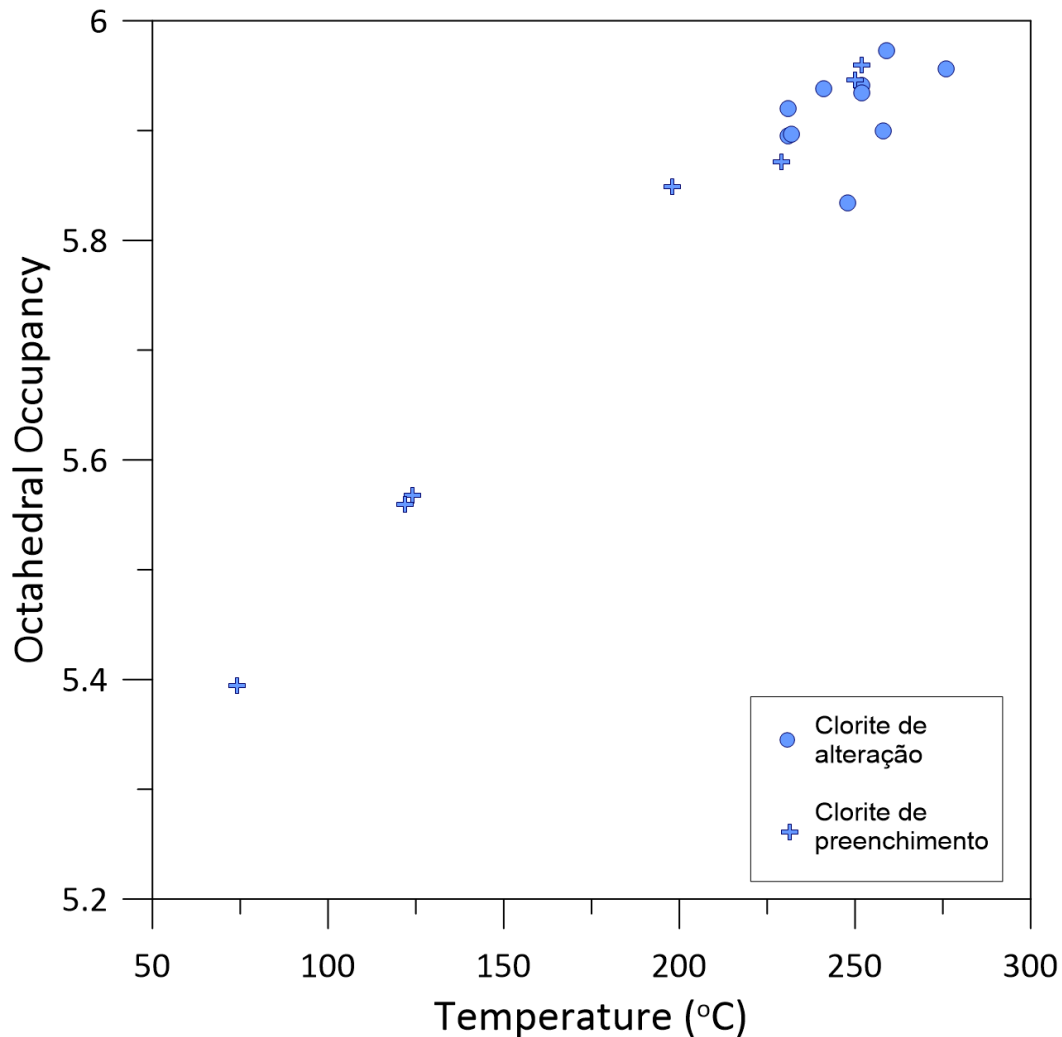


Figura VIII.36: Ocupação octaédrica das clorites do Grupo Norte *versus* temperatura de formação. Geotermómetro calculado na base de 28 oxigénios adaptado de De Caritat *et al.* (1993). As clorites de alteração apresentam temperaturas que rondam os 250°C, enquanto as clorites de preenchimento apresentam um espectro mais alargado, atingindo valores inferiores aos 100°C.

Xie *et al.* (1997) estudaram as composições das clorites das rochas meta vulcânicas do cinturão de Barberton, incluindo basaltos e dacitos, e propuseram um novo geotermómetro para as clorites, usando o limite 0.31 da razão Fe/(Fe+Mg), da forma seguinte:

$$TX_{97-Al^{IV}}(^{\circ}C) = 160.99 [(Al^{IV}_{O_{28}}) + 1.33 (0.31 - (Fe/(Fe+Mg)))] - 61.92 \text{ se } Fe/(Fe+Mg) < 0.31 \quad (\text{eq. VIII.21})$$

$$TX_{97-Al^{IV}}(^{\circ}C) = 160.99 [(Al^{IV}_{O_{28}}) - 1.33 ((Fe/(Fe+Mg)) - 0.31)] - 61.92 \text{ se } Fe/(Fe+Mg) > 0.31 \quad (\text{eq. VIII.22})$$

Os resultados da aplicação destas expressões, que genericamente confirmam os valores de De Caritat *et al.* (1993), constam da figura VIII.37.

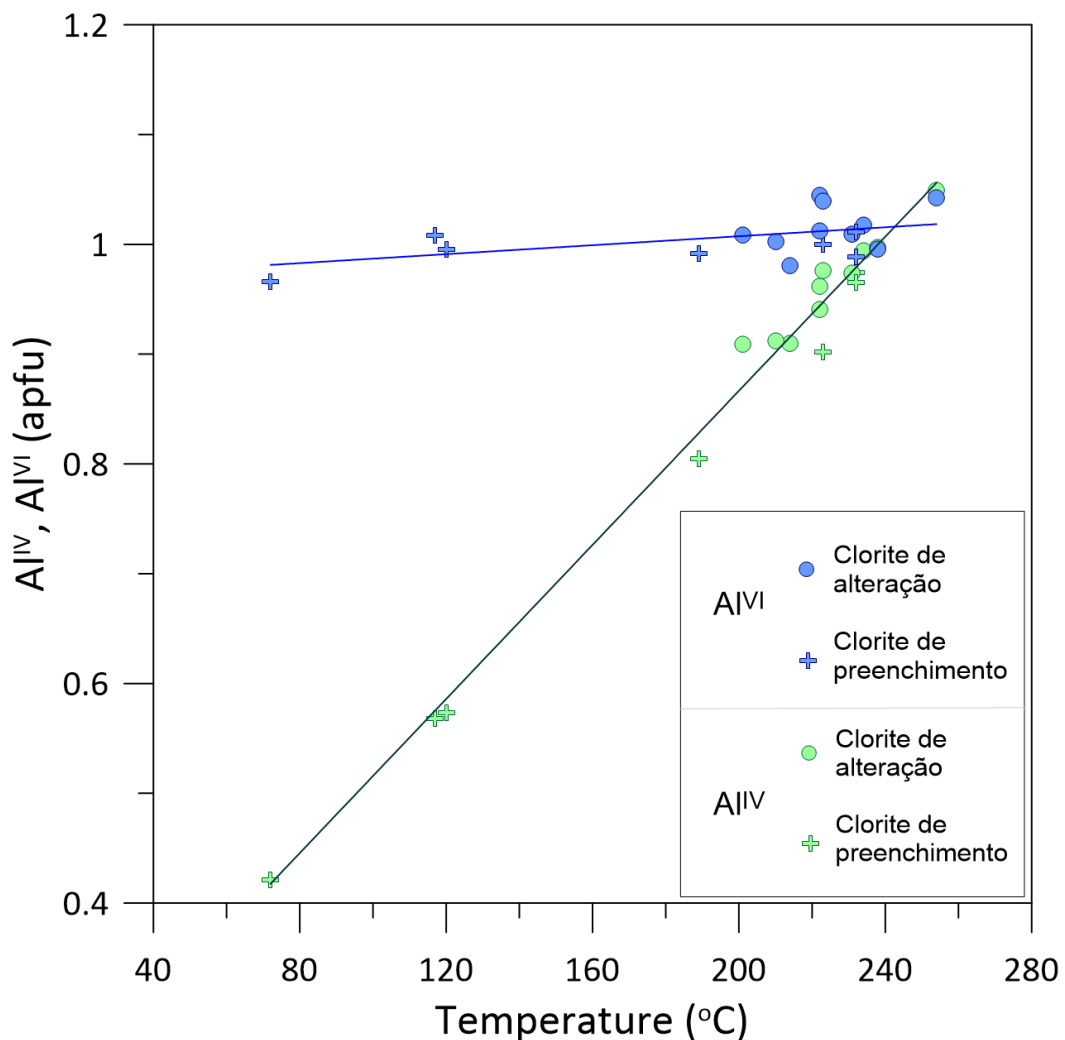


Figura VIII.37: Geotermómetro de Xie *et al.* (1997). As clorites de alteração da biotite apresentam temperaturas mais elevadas que variam entre os 200°C e os 250°C, enquanto as clorites de preenchimento apresentam um espectro mais alargado que varia entre os 70°C e os 240°C.

VIII.3.2. Grupo Sul

VIII.3.2.1. Piroxenas

A geotermobarometria das piroxenas do Grupo Sul foi calculada com recurso à aplicação *WinPyrox* de Yavuz (2013).

VIII.3.2.1.1. Geobarometria

Está demonstrado que as variações cristaloquímicas, tal como as condições de P-T, desempenham um papel importante na composição das clinopiroxenas cristalizadas a partir de magmas (Dal Negro *et al.*, 1985; Malgarotto *et al.*, 1993; Pasqual *et al.*, 1995; Nazzareni *et al.*, 1998; Bindi *et al.*, 1999; Aydin *et al.*, 2009). As clinopiroxenas receberam especial atenção em magmas básicos uma vez que a sua estabilidade é fortemente dependente da pressão. Dal Negro *et al.* (1989) mostraram que os parâmetros estruturais das piroxenas podem ser usados como marcadores petrogenéticos.

Sendo o teor em alumina dos basaltos parentais determinante para a clinopiroxena, Nimis (1995) propôs um geobarómetro baseado na estrutura cristalina, aplicável apenas às clinopiroxenas C2/c cristalizadas a partir da fusão de *melts* anidros de composição basáltica (i.e., $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ Cpx = 0.7 – 0.9), excluindo os basaltos de alto teor em alumina (i.e., $Al_2O_3 \geq 18\%$ em peso), e condições experimentais entre 0 e 24 kbar:

$$PN_{95-BS-Cpx} (\pm 2 \text{ kbar}) = 698.443 - 1.15378 V_{Cell}(\text{\AA}^3) - 16.1598 V_{M1}(\text{\AA}^3) \quad (\text{eq. VIII.23})$$

Em que $PN_{95-BS-Cpx}$ é o geobarómetro de Nimis (1995) para sistemas basálticos e V_{Cell} and V_{M1} são, respetivamente, o volume da célula unitária e o volume da posição estrutural M1.

Estes dois volumes podem ser obtidos por difração de raios-X, ou calculados da seguinte forma:

$$V_{Cell} = 11.864 Fe^{2+}_{M1} + 9.107 Fe^{3+} - 18.375 Al_{M1} + 11.794 Ti - 1.4925 Cr + 439.97 Ca + 419.68 Na + 431.72 Mg_{M2} + 432.56 Fe^{2+}_{M2} + 428.03 Mn - 28.652 (Mg_{M2})^2 - 12.741 (Fe^{2+}_{M2})^2 \quad (\text{eq. VIII.24})$$

$$V_{M1} = -0.3085 Al_T + 0.8130 Fe^{2+}_{M1} - 0.4173 Fe^{3+} - 2.029 Al_{M1} - 1.0864 Ti - 0.8001 Cr + 11.931 Ca + 11.288 Na + 11.432 Mg_{M2} + 11.885 Fe^{2+}_{M2} + 12.038 Mn - 2.4335 (Mg_{M2})^2 - 11.1661 (Fe^{2+}_{M2})^2$$

(eq. VIII.25)

Na ausência de dados de difração de raios-X, a pressão pode ser calculada através de:

$$P (\pm 2 \text{ kbar}) = 698.443 + 4.985 Al_T - 26.826 Fe^{2+}_{M1} - 3.764 Fe^{3+} + 53.989 Al_{M1} + 3.948 Ti + 24.651 Cr - 700.431 Ca - 666.629 Na - 682.848 Mg_{M2} - 691.138 Fe^{2+}_{M2} - 688.384 Mn - 6.267 (Mg_{M2})^2 - 4.144 (Fe^{2+}_{M2})^2$$

(eq. VIII.26)

Segundo Putirka (2008), os geobarómetros propostos por Putirka *et al.* (1996, 2003) baseados na coexistência clinopiroxena-líquido são mais precisos e apresentam menor erro sistemático para sistemas anidros e hidratados, quando comparados com o modelo de Nimis (1995). Recordemos, todavia, que os desequilíbrios associados às rochas lamprofíricas não recomendam o uso de geobarómetros mineral-líquido.

Nimis & Ulmer (1998) efetuaram uma nova calibração do geobarómetro, válido para clinopiroxenas com $(Ca + Na) > 0.5$ (apfu), $Mg/(Mg + Fe^{2+}) > 0.7$, e Al_2O_3/SiO_2 (% em peso) $< 0,375$ (ou seja, $Al_2O_3 < 18$ % em peso) com base na modelação da estrutura cristalina de clinopiroxenas ricas em Ca coexistentes com *melts* anidros, básicos e ultrabásicos, em condições de pressão correspondentes à crosta terrestre e ao manto superior (ou seja, $P = 0 - 24$ kbar).

$$PNU_{98-BA-Cpx} (\pm 1.75 \text{ kbar}) = 771.48 - 1.323 V_{Cell} (\text{Å}^3) - 16.064 V_{M1} (\text{Å}^3)$$

(eq. VIII.27)

Na ausência de dados de difração de raios-X, a pressão pode ser calculada através de:

$$P (\pm 1.75 \text{ kbar}) = 771.48 + 4.956 Al_T - 26.756 Fe^{2+}_{M1} - 5.345 Fe^{3+} + 56.904 Al_{M1} + 1.848 Ti + 14.827 Cr - 773.74 Ca - 736.57 Na - 754.81 Mg_{M2} - 763.20 Fe^{2+}_{M2} - 759.66 Mn - 1.185 (Mg_{M2})^2 - 1.876 (Fe^{2+}_{M2})^2$$

(eq. VIII.28)

Segundo Nimis & Ulmer (1998), os valores de V_{Cell} e V_{M1} podem não refletir nesta revisão os verdadeiros volumes da célula e dos *sites* necessitando de correção da expansibilidade e compressibilidade térmica. Assim a expressão a usar para magmas básicos hidratados e anidros deverá ser:

$$PNU_{98cor-BH-Cpx} (\pm 1.70 \text{ kbar}) = 654.47 - 1.186 V^{corr}_{Cell} (\text{\AA}^3) - 9.140 V^{corr}_{M1} (\text{\AA}^3) \quad (\text{eq. VIII.29})$$

Nimis & Ulmer (1998) sustentam que este geobarómetro é aplicável a uma ampla gama de clinopiroxenas naturais em rochas básicas e ultrabásicas, bem como a resíduos da fusão parcial do manto, se não houver reequilíbrio depois da extração do *melt*. Os diagramas V^{corr}_{cell} versus V^{corr}_{M1} podem ser usados para entender as condições de pressão de cristalização.

Este geobarómetro foi mais tarde estendido por Nimis (1999) a uma ampla gama de composições magmáticas incluindo magmas básicos a ácidos, toleíticos subalcalinos (TH; i.e., $P = 0 - 18$ kbar) até levemente alcalinos (MA; i.e., $P = 0 - 24$ kbar) bem como a séries shoshoníticas.

$$PN_{99-TH-Cpx} (\pm 1.00 \text{ kbar}) = 537.003 - 1.017 V^{P,T}_{Cell} - 5.663 V^{P,T}_{M1} - 2.722 mg \quad (\text{eq. VIII.30})$$

$$PN_{99-MA-Cpx} (\pm 1.10 \text{ kbar}) = 621.151 - 1.220 V^{P,T}_{Cell} - 4.620 V^{P,T}_{M1} - 7.773 mg \quad (\text{eq. VIII.31})$$

Nestas equações, $mg = Mg / (Mg + Fe^{2+})_{Cpx}$, $V^{P,T}_{Cell}$ e $V^{P,T}_{M1}$ refletem volumes corrigidos para a expansividade e compressibilidade térmica em condições de P-T válidas. O termo *mg*, que não é considerado nos modelos anteriores (Nimis, 1995; Nimis & Ulmer, 1998), torna-se agora necessário, especialmente para as clinopiroxenas que coexistem com os *melts* fracionados.

A razão Al^{VI} / Al^{IV} das clinopiroxenas de vários ambientes petrológicos aumenta com o aumento dos valores de pressão (Bondi *et al.*, 2002). Consequentemente, o conteúdo de alumínio no diagrama Al^{VI} versus Al^{IV} (Aoki & Shiba, 1973) pode ser usado para estimar qualitativamente a pressão de cristalização (Fig. VIII.38).

O diagrama $Al^{VI} - Al^{IV}$ sugere que (Fig. VIII.38):

- as piroxenas dos distintos filões parecem ter cristalizado a diferentes pressões;
- as piroxenas de cada filão cristalizaram a pressões variáveis.

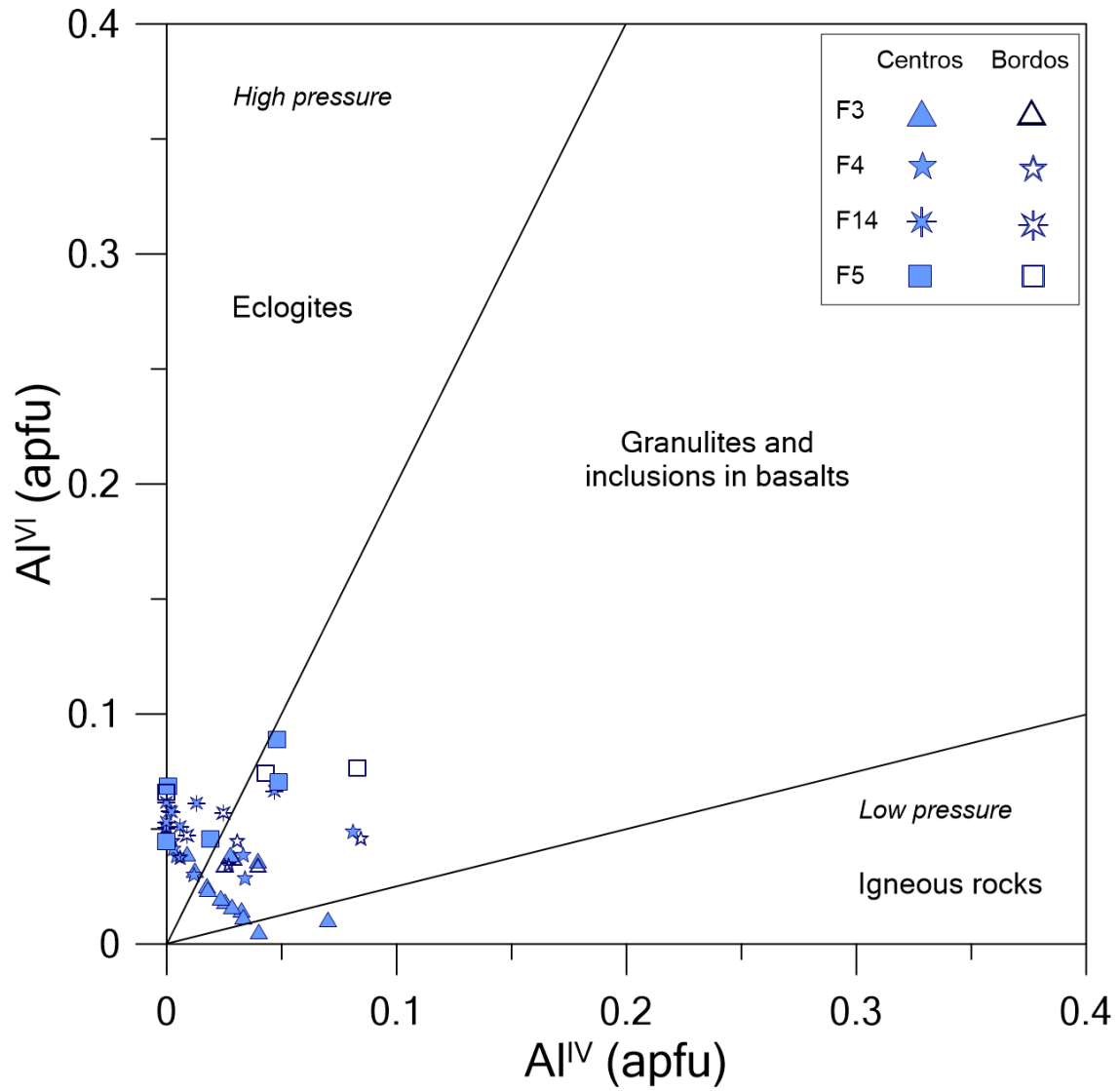


Figura VIII.38: Diagrama $Al^{VI} - Al^{IV}$ das clinopiroxenas do Grupo Sul, adaptado de Aoki & Shiba (1973). As clinopiroxenas apresentam uma grande variação de pressão durante a sua cristalização. Esta variação é observável quer no seio de cada filão, como entre filões.

O diagrama $V_{\text{cell}}^{\text{corr}}$ versus $V_{\text{M1}}^{\text{corr}}$ de Nimis & Ulmer (1998), parece confirmar as constatações anteriores (Fig. VIII.39).

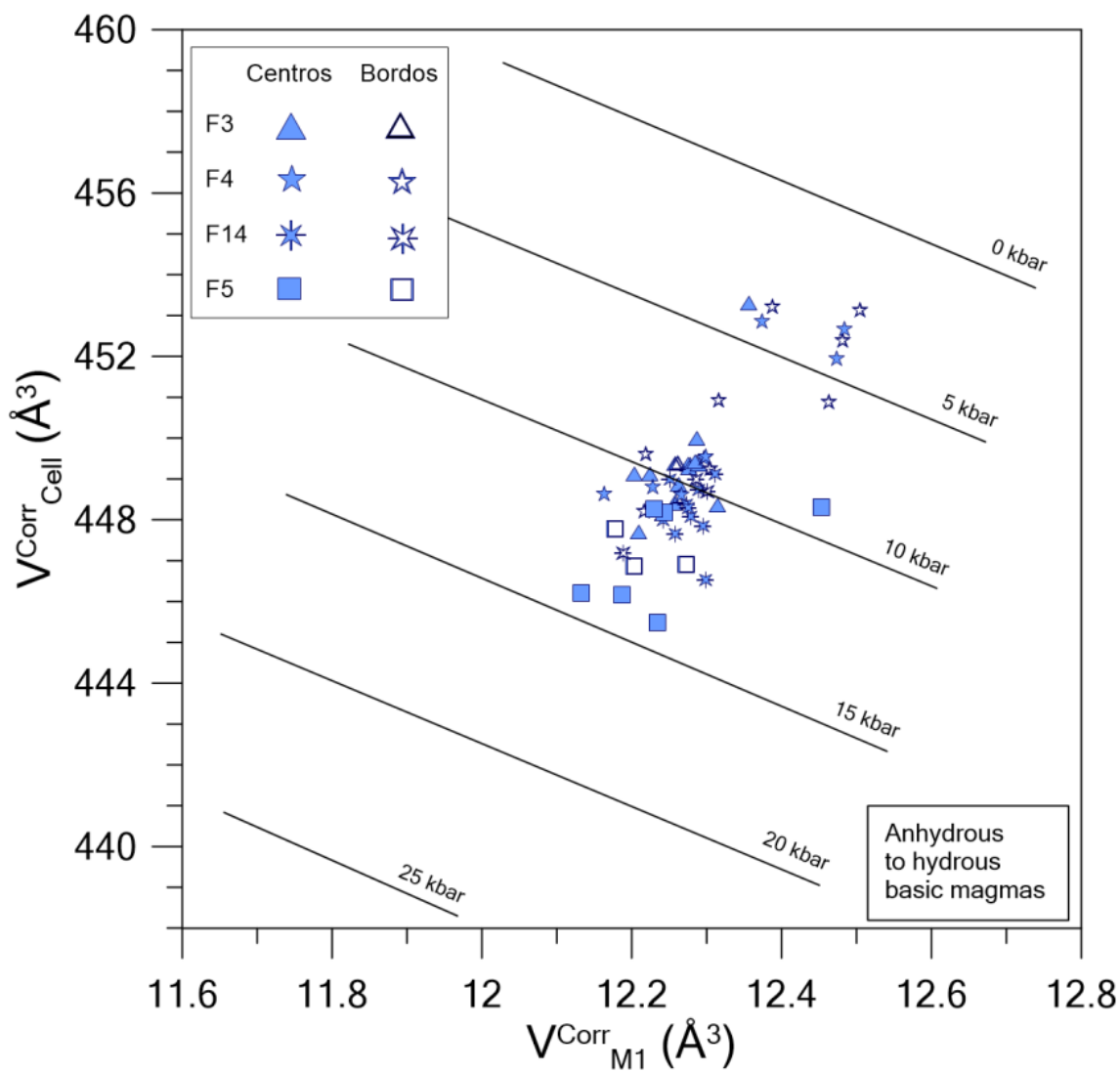


Figura VIII.39: Diagrama $V_{\text{cell}}^{\text{corr}}$ versus $V_{\text{M1}}^{\text{corr}}$ das clinopiroxenas do Grupo Sul, adaptado de Nimis & Ulmer (1998). Existe uma grande variabilidade de pressão patente na cristalização das clinopiroxenas. A pressão varia entre os 15 kbar e os 2.5 kbar.

O diagrama da figura VIII.40 compara os resultados dos geobarómetros de Nimis (1999) para magmas moderadamente alcalinos e magmas toleíticos com os de Nimis & Ulmer (1998), reforçando a constatação de variações de pressão de cristalização

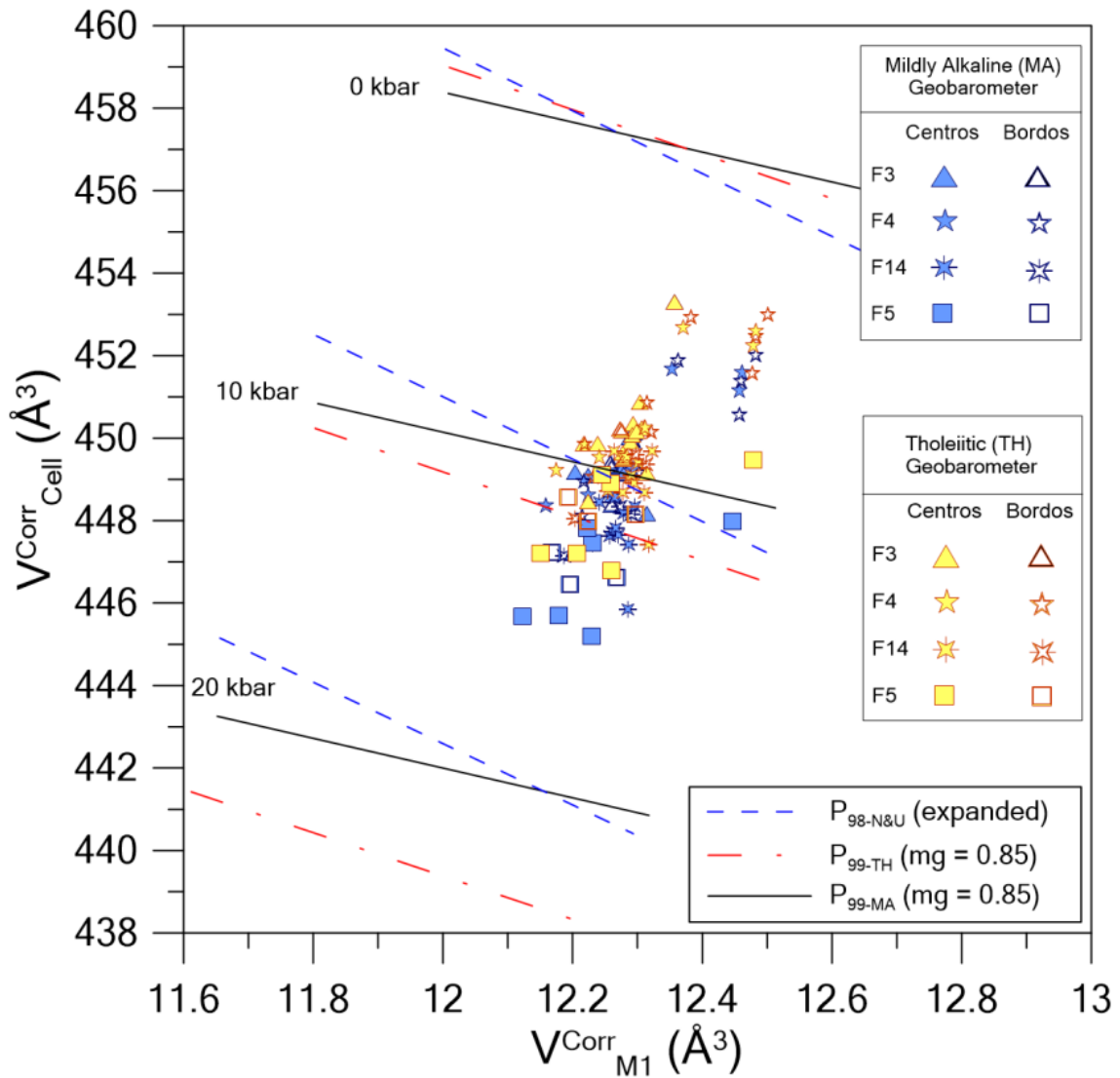


Figura VIII.40: Diagrama $V_{\text{Corr_cell}}$ versus $V_{\text{Corr_M1}}$ das clinopiroxenas do Grupo Sul, adaptado de Nimis (1999). São projetados os geobarómetros de Nimis (1999) e de Nimis & Ulmer (1998). Apesar de haver algum desfasamento entre os resultados, dependendo do geobarómetro usado, a variação de pressão na cristalização das clinopiroxenas é bastante evidente.

VIII.3.2.1.2. Geotermometria

São escassos os estudos de geotermómetros de piroxenas simples, tanto clino, como ortopiroxenas.

Dal Negro *et al.* (1982) propuseram, com base em dados de McCallister *et al.* (1976), uma equação para determinar a temperatura do equilíbrio intracristalino de clinopiroxenas ricas em Ca:

$$TDN_{82-Cpx} (^{\circ}K) = 1000 [(5.465 R^{3+} + 7.324 Ca'' - 3.039) / (-\ln K_D + 4.032 R^{3+} + 5.383 Ca'' - 3.767)] \quad (\text{eq.VIII.32})$$

Em que:

$$Ca'' = (Ca + Na + Mn); R^{3+} = (Al^{VI} + Fe^{3+} + Cr + Ti^{4+}) \quad (\text{eq. VIII.33})$$

$$K_D = (Fe_{M1} \times Mg_{M2}) / (Fe_{M2} \times Mg_{M1}) \quad (\text{eq. VIII.34})$$

Em alguns casos, a aplicação da equação anterior a piroxenas basálticas pode conduzir a maus resultados (Molin & Zanazzi, 1991).

Assumindo $-\ln K_D = -1,75 + 4449,5 \times 1/T$, Molin & Zanazzi (1991) refizeram esta equação e propuseram uma expressão semelhante para a temperatura de uma composição augítica.

$$TMZ_{91-Cpx} (^{\circ}K) = 1000 [(1.188 (5.465 R^{3+} + 7.324 Ca'' - 3.039)) / (-\ln K_D + 4.032 R^{3+} + 5.383 Ca'' - 3.767)] \quad (\text{eq. VIII.35})$$

As clinopiroxenas do Grupo Sul (augíticas) possuem composições no domínio de validade da equação anterior. Os resultados obtidos para o Grupo Sul estão abaixo sintetizados.

Tabela VIII.5: Síntese das temperaturas ($^{\circ}C$) e pressões (kbar) de cristalização das clinopiroxenas do Grupo Sul, com base nas equações referidas.

Filão	T/P	Mínimo	Máximo	Média	Varição	Desvio
F3	TMZ _{91-Cpx}	896.0	903.0	900.9	7.0	1.8
	PN _{99_MA-Cpx}	4.3	12.4	9.6	8.1	1.7
F4	TMZ _{91-Cpx}	895.0	905.0	899.8	10.0	3.5
	PN _{99_MA-Cpx}	6.2	11.3	8.7	5.2	1.9
F14	TMZ _{91-Cpx}	890.0	901.0	895.8	11.0	2.6
	PN _{99_MA-Cpx}	11.0	14.4	12.0	3.5	0.9
F5	TMZ _{91-Cpx}	888.0	900.0	896.3	12.0	4.1
	PN _{99_MA-Cpx}	11.2	15.2	13.5	3.96	1.4

As pressões médias variam entre 13.5 e 8.7 kbar, a que correspondem profundidades aproximadas de 40 e 26 km, respetivamente, calculadas na base do mesmo gradiente geobárico que o Grupo Norte.

A figura VIII.41 ilustra a variabilidade dos valores de pressão e de temperatura de cristalização das clinopiroxenas dos filões do Grupo Sul amostrados. As variações de temperaturas são bastante mais moderadas.

As figuras VIII.41 e VIII.42A evidenciam não só a diminuição de pressão de cristalização das clinopiroxenas dos filões de Sul para Norte, mas também a variação de pressão que ocorre no seio de cada filão (Figs. VIII.41 e VIII.42B). A variação de pressão de cristalização é evidente na modelação apresentada na figura VIII.42A.

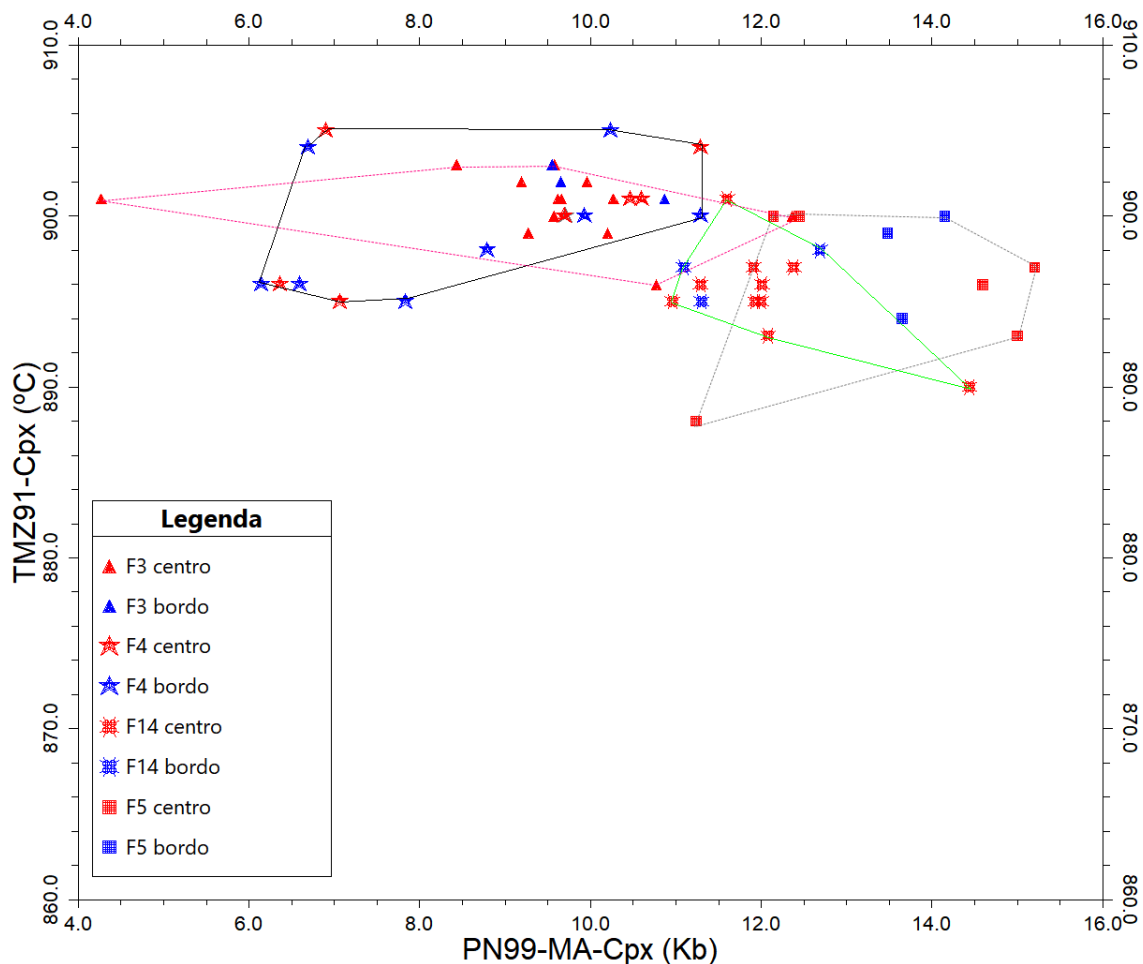


Figura VIII.41: Diagrama P-T das clinopiroxenas do Grupo Sul. É evidente que existe uma grande variabilidade de pressão na cristalização das piroxenas, quer no seio de cada filão, como entre filões distintos. As pressões variam, de uma forma geral, entre os 15.2 kbar e os 4.3 kbar. A variação de temperaturas é menos evidente, variando entre os 905 °C e os 888 °C.

Este quadro advoga em favor de uma cristalização associada a uma rápida decompressão do segmento mantélico parental resultante de um adelgaçamento crustal.

Descompressões desta magnitude estão bem documentadas na literatura científica: Spiess *et al.* (2001) e Acquafredda *et al.* (2008).

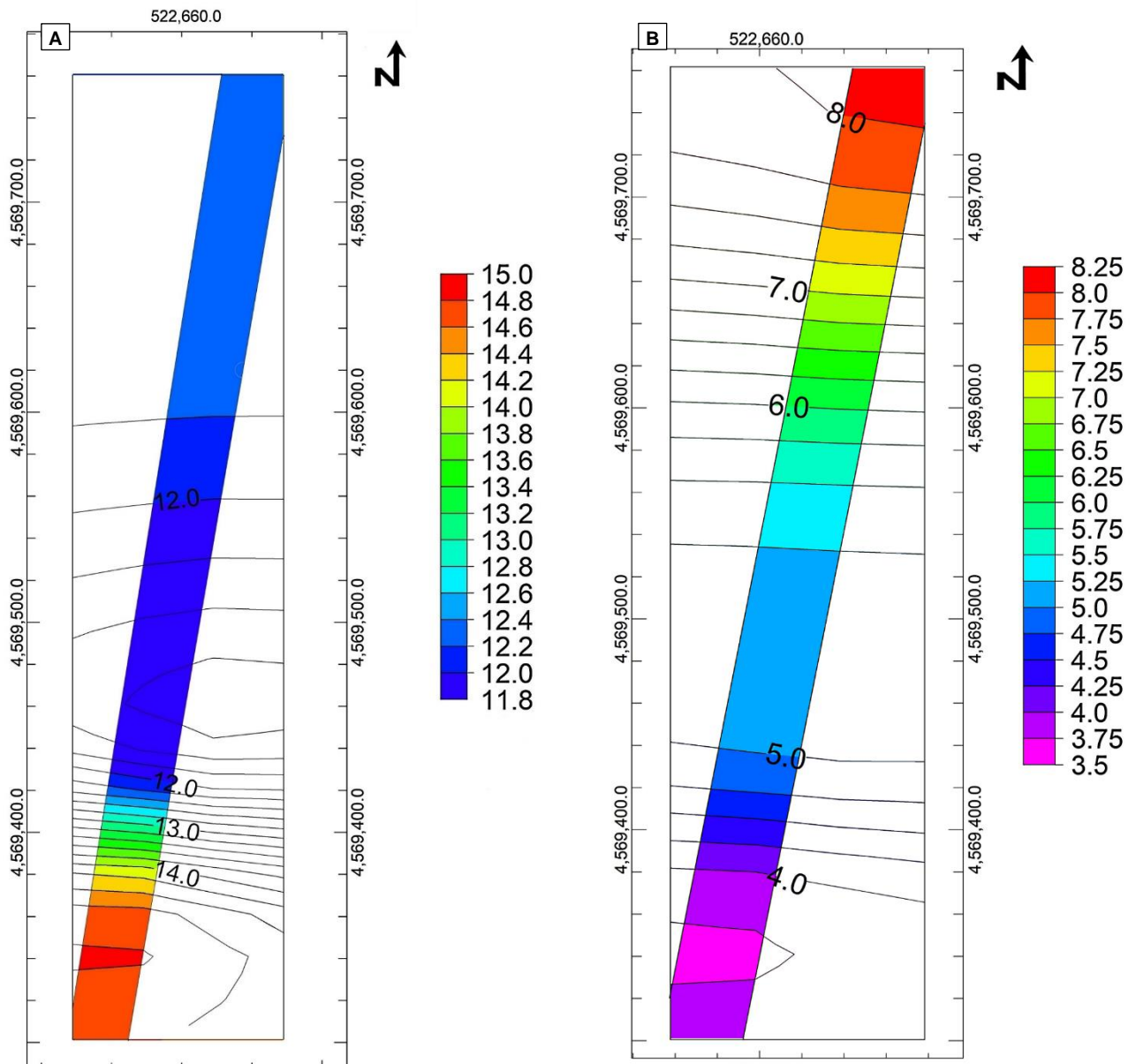


Figura VIII.42: Modelação da pressão (kbar) de cristalização das clinopiroxenas do Grupo Sul com base no geobarómetro PN_{99_MA-Cpx} de Nimis (1999).

A) Modelação da variação de pressão máxima (kbar) de cristalização. Verifica-se, de uma forma generalizada, a descida de pressão de cristalização das clinopiroxenas, de Sul para Norte;

B) Modelação da amplitude de variação de pressão de cristalização, das clinopiroxenas, em cada filão. Observa-se um aumento da amplitude de variação de Sul para Norte.

VIII.3.2.2. Clorites

Tal como as clorites do Grupo Norte, também as clorites do Grupo Sul aparentam ser de formação mais tardia.

Quando aplicada às clorites do Grupo Sul a expressão da equação VIII.20 de De Caritat *et al.* (1993) conduziu aos resultados da figura VIII.43. Estas clorites sugerem temperaturas entre os 130 e os 220 °C.

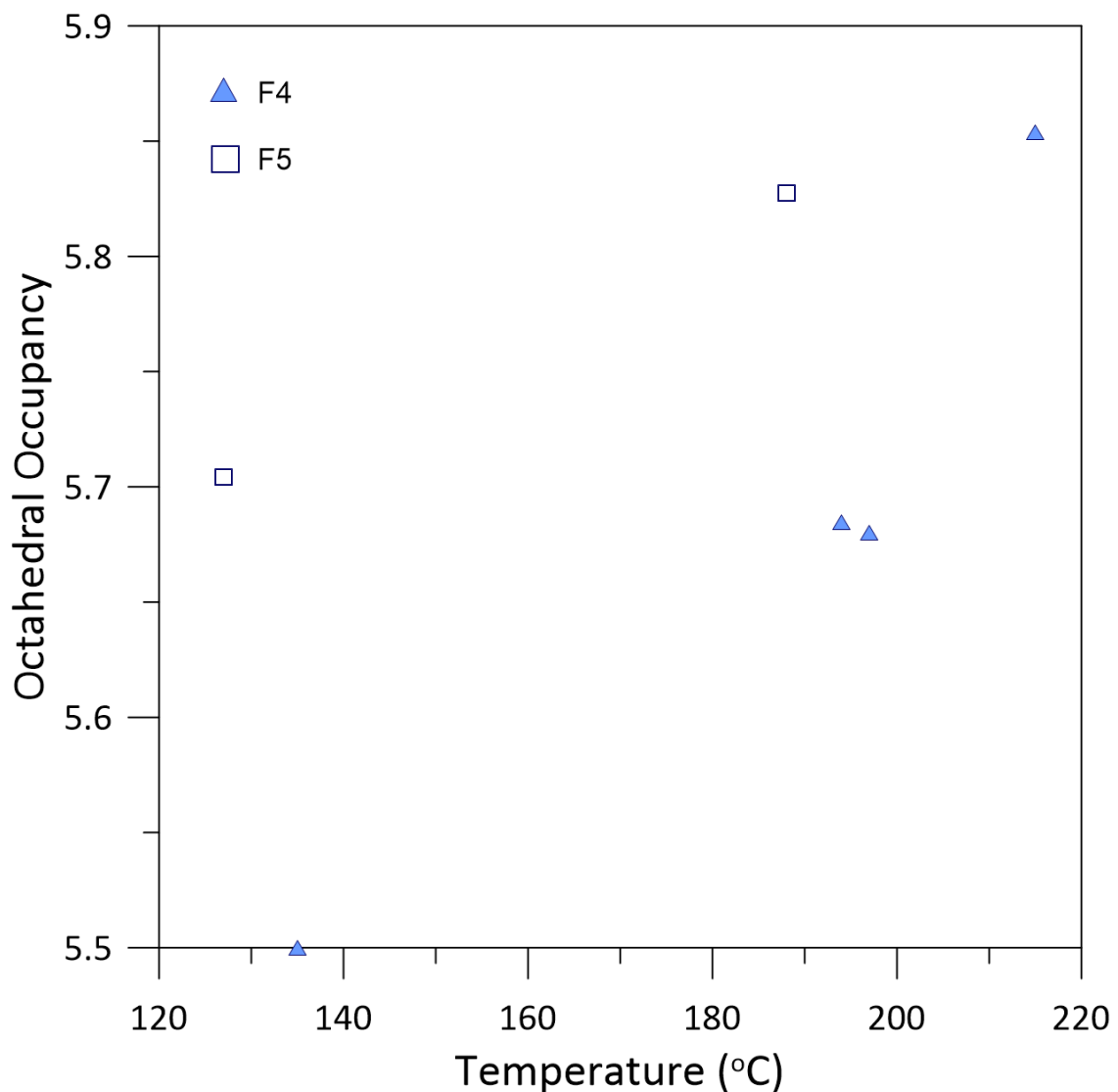


Figura VIII.43: Ocupação octaédrica das clorites do Grupo Sul *versus* temperatura de formação. Geotermómetro calculado na base de 28 oxigénios adaptado de De Caritat *et al.* (1993). As clorites formaram-se com temperaturas que variam entre os 130°C e os 220°C, o que sugere uma formação mais tardia.

As equações VIII.21 e VIII.22 de Xie *et al.* (1997) confirmam os valores de De Caritat *et al.* (1993) e constam da figura VIII.44.

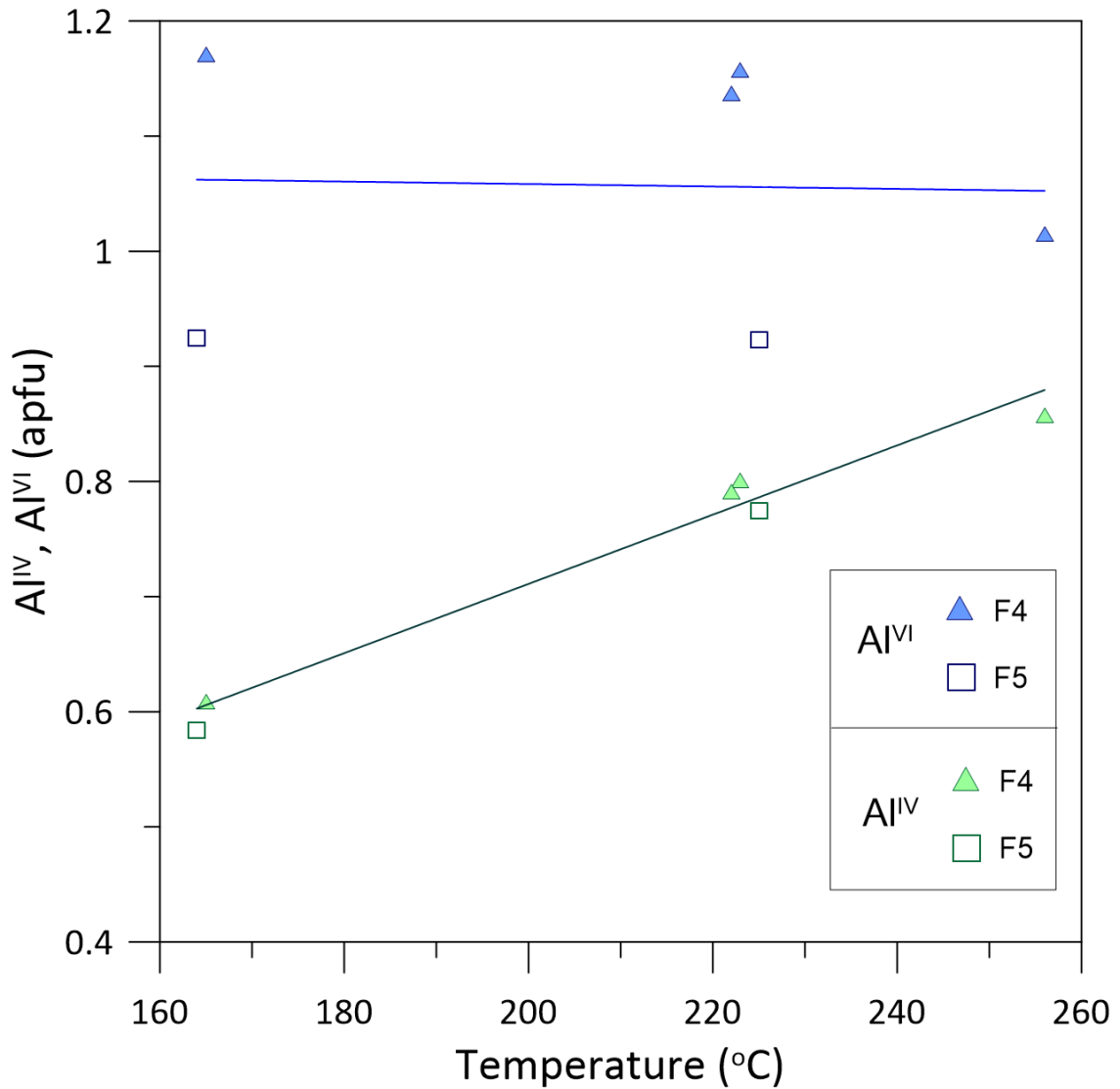


Figura VIII.44: Geotermómetro de Xie *et al.* (1997) aplicado às clorites do Grupo Sul. A formação das clorites, de acordo com o diagrama, ocorreu com temperaturas que variaram entre os 160°C e os 260°C.

Capítulo IX

Isótopos

IX. Isótopos

O método de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foi aplicado a anfíbulas do Grupo Norte e a micas castanhas do Grupo Sul, para determinar a idade absoluta das mesmas.

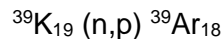
Os métodos Rb-Sr e Sm-Nd foram aplicados a quatro amostras do Grupo Norte e a duas amostras do Grupo Sul.

IX.1. Sistemas Isotópicos

IX.1.1. Sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

O método de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foi descrito em detalhe, pela primeira vez, por Merrihue & Turner (1966). Os princípios de datação estão descritos em Dalrymple & Lanphere (1971), McDougall (1974), Dallmeyer (1979), McDougall & Harrison (1988) e Dalrymple (1991).

O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ é uma técnica baseada na conversão de uma fração conhecida de $^{39}\text{K}_{19}$, da amostra com potássio, em $^{39}\text{Ar}_{18}$ por irradiação com neutrões num reator nuclear. A reação desejada é:



o ^{39}Ar é instável e decai para ^{39}K pela emissão de partículas β^- com uma meia-vida de 269 anos. Tendo em conta a taxa lenta de decaimento, o ^{39}Ar pode ser tratado como sendo estável durante o curto período necessário para realizar as análises (Faure & Mensing, 2005; Misra, 2012).

A amostra é aquecida em vácuo ultraelevado, após a irradiação, e o gás libertado é analisado num espectrómetro de massa para se obter a razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e calcular a idade da amostra (Faure & Mensing, 2005; Misra, 2012).

Uma vez que o ^{39}Ar produzido é proporcional ao teor de ^{39}K da amostra, e a razão de ^{39}K para ^{40}K é uma constante conhecida, a medida de ^{39}Ar na amostra produz uma medida de ^{40}K na mesma amostra. Assim, a razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ é proporcional à razão $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ e, conseqüentemente, à idade da amostra (Faure & Mensing, 2005; Misra, 2012).

Neste caso a equação de interesse é:

$$t = (1/\lambda_K) \ln [(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_s \cdot J + 1] \quad (\text{eq. IX.1})$$

em que,

- ^{40}Ar é o Ar radiogénico produzido pelo decaimento do ^{40}K desde que a amostra cristalizou ou desde que esta se tornou um sistema fechado;
- λ_K é a constante total de decaimento de ^{40}K ;
- J é a medida da eficiência da conversão de ^{39}K em ^{39}Ar , dada por:

$$J = [e^{-\lambda_K t_s} - 1] / (^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_s \quad (\text{eq. IX.2})$$

t_s é a idade conhecida da amostra padrão e $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_s$ é o valor medido da amostra padrão.

Durante o aquecimento incremental, a amostra é sujeita a várias fases de análise, com temperaturas que começam nas poucas centenas de graus centígrados e terminam com a fusão completa da amostra. Durante as várias fases de aquecimento são libertadas frações de gás que são analisadas individualmente no espectrómetro de massa e a idade aparente é calculada pela razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Faure & Mensing, 2005; Misra, 2012).

Esta técnica é especialmente vantajosa nos casos que o Ar se tenha perdido em eventos térmicos posteriores à cristalização (Dalrymple & Lanphere, 1971). Uma vez que o ^{39}Ar na amostra é devido à conversão, átomo por átomo de ^{40}K , é possível libertar Ar por fases de diferentes domínios da amostra e, ainda assim, recuperar a informação total de cada fase de aquecimento (Dickin, 1995).

Se a amostra permaneceu em sistema fechado desde a sua formação, a razão de ^{40}Ar para ^{39}Ar produzido no reator vai ser a mesma para cada fase incremental de libertação de gás e cada fase de aquecimento irá fornecer a mesma idade aparente $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Os resultados serão projetados essencialmente como uma linha horizontal – *plateau* – num gráfico de idade aparente $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ versus a fração libertada de ^{39}Ar (Fig. IX.1A).

Por outro lado, se a amostra tiver sofrido perda parcial de Ar após a cristalização, a idade aparente calculada para cada fase de aquecimento será diferente e o espectro de idade apresentará uma forma mais complexa. No caso de a amostra ter perdido Ar nas bordas, os primeiros gases libertados indicarão idades mais jovens do que os gases libertados no centro do grão, onde a idade original foi mantida (Faure & Mensing, 2005; Misra, 2012).

Os dados incrementais também podem ser utilizados para construir o diagrama de isócrona $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (Fig. IX.1B):

$$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_m = (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_o + [(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_k (^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_m] \quad (\text{eq. IX.3})$$

Onde os subscritos “m” e “k” se referem, respetivamente, a razões medidas e ao Ar produzido pelo potássio na amostra.

Esta equação define uma linha reta (isócrona) em coordenadas de $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_m$ e $(^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_m$ cuja inclinação é a razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que está relacionada com a idade da amostra pela equação IX.3, e cuja interseção com o eixo das ordenadas é o valor de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de eventual Ar contaminante.

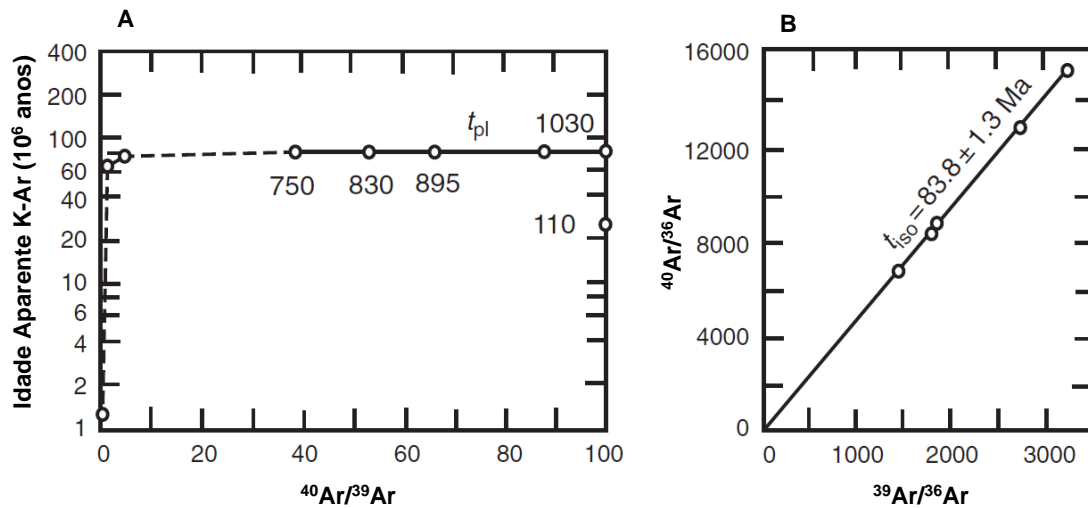


Figura IX.1: Idade de uma amostra de moscovite, relativamente “não perturbada”, pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Adaptado de Misra (2012).

A) Diagrama de espectro de idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$;

B) Diagrama de isócrona.

t_{pl} : idade obtida pelo *plateau*; t_{iso} : idade obtida pela isócrona

IX.1.2. Sistema Rb-Sr

O rubídio é um metal alcalino pertencente ao grupo IA. O raio iónico do Rb^+ é semelhante ao do K^+ , o que permite que o Rb^+ substitua o K^+ em minerais que contenham K na sua composição. O Rb é um elemento geralmente vestigial, que não forma minerais por si só, mas ocorre em quantidades detetáveis e, muitas vezes significativas, em minerais como as micas (moscovite, biotite, flogopite e lepidolite), feldspatos potássicos (ortóclase e microclina), algumas argilas e minerais evaporíticos – minerais com K. O Rb tem dois isótopos que ocorrem naturalmente, o $^{87}Rb_{37}$ (radioativo) e o $^{85}Rb_{37}$ (estável) cujas abundâncias são de 72,1654% e 27,8346%, respetivamente (Faure & Mensing, 2005).

O estrôncio é um membro dos metais alcalinoterrosos (grupo IIA). O raio iónico do Sr^{2+} , ligeiramente maior que o do Ca^{2+} , permite a sua substituição em minerais portadores de Ca, tais como a plagioclase, a apatite e carbonatos de cálcio. O Sr tem quatro isótopos estáveis que ocorrem naturalmente: $^{88}Sr_{38}$, $^{87}Sr_{38}$, $^{86}Sr_{38}$ e $^{84}Sr_{38}$ (Faure & Mensing, 2005).

A abundância dos isótopos de Sr é variável devido à formação de ^{87}Sr a partir do decaimento natural do ^{87}Rb . Assim, a composição de Sr numa rocha, ou mineral que contém Rb, depende da idade da razão Rb/Sr dessa rocha ou mineral (Faure & Mensing, 2005).

Durante a cristalização fracionada do magma o Sr tende a concentrar-se na plagioclase, enquanto o Rb se mantém na fase líquida. Consequentemente, a razão Rb/Sr do magma residual aumenta gradualmente no curso da evolução da cristalização do magma (Faure & Mensing, 2005).

O método de datação Rb-Sr é baseado no decaimento do ^{87}Rb para o ^{87}Sr com libertação de uma partícula β^- , em minerais e rochas que contenham Rb. A constante de decaimento é (λ) $1.3972 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Villa *et al.* 2015), o tempo de meia-vida é ($T_{1/2}$) 48.8×10^9 anos (Misra, 2012).

A equação IX.4, utilizada na geocronologia Rb-Sr, incorpora o isótopo não radiogénico ^{86}Sr para normalização,

$$\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right) = \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_0 + \left[\left(\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}\right) (e^{\lambda (Rb)^t} - 1)\right] \quad (\text{eq. IX. 4})$$

em que,

$^{87}Sr/^{86}Sr$ = razão molar atual (medida) de Sr na amostra;

$\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_0$ = razão molar inicial de Sr na rocha;

$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ = razão molar atual (medida) de Rb/Sr na amostra;
 λ = constante de decaimento do Rb em a^{-1} ;
 t = idade de formação da rocha em anos.

Em suma, o Sr existente atualmente numa rocha, corresponde ao Sr existente aquando da cristalização da mesma (Sr_0) mais a o decaimento do Rb em Sr ao longo do tempo.

IX.1.3. Sistema Sm-Nd

Os minerais exercem frequentemente um grau considerável de seletividade ao admitir os REE na sua estrutura cristalina. Minerais como os feldspatos, biotites e apatites tendem a concentrar os LREE (onde se integram o Samário e o Neodímio), enquanto minerais como as piroxenas, anfíbulas e granadas concentram os HREE. Esta seletividade dos REE afeta a concentração destes elementos nas rochas que se irão formar (Faure & Mensing, 2005).

O comportamento geoquímico invulgar do Sm e do Nd advém dos efeitos da contração dos lantanídeos. O Nd tem maior tendência a ser concentrado na fase líquida durante a fusão parcial de minerais silicatados, enquanto o Sm tem tendência para se manter no sólido residual. Desta forma, os magmas basálticos apresentam uma razão Sm/Nd inferior à das rochas mãe a partir dos quais se formaram (Faure & Mensing, 2005).

A partição preferencial do Nd pela fase líquida leva a que as rochas da crosta continental sejam enriquecidas em Nd relativamente ao Sm quando comparadas com as rochas residuais no manto litosférico (Faure & Mensing, 2005).

Tanto o Sm como o Nd têm sete isótopos que ocorrem naturalmente. O $^{147}\text{Sm}_{62}$ é radioativo e decai para $^{143}\text{Nd}_{60}$, emitindo uma partícula α . A constante de decaimento do $^{147}\text{Sm}_{62}$ para o $^{143}\text{Nd}_{60}$ é de $(\lambda) 6.54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$ e o tempo de meia-vida ($T_{1/2}$) é de 1.06×10^{11} anos (Lugmair & Marti, 1978; Begemann *et al.*, 2001).

A composição isotópica do Nd é expressa pela razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, que aumenta em função do tempo, devido ao decaimento do ^{147}Sm , de acordo com a equação IX.5:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 + [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) (e^{-\lambda(\text{Sm})t} - 1)] \quad (\text{eq. IX. 5})$$

em que,

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = razão molar atual (medida) de Nd na amostra;

$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ = razão molar inicial de Nd na rocha;

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ = razão molar atual (medida) de Sm/Nd na amostra;

λ = constante de decaimento do Sm em a^{-1} ;

t = idade de formação da rocha em anos.

Em suma, o Nd existente atualmente numa rocha, corresponde ao Nd existente aquando da cristalização da mesma (Nd_0) mais o resultante do decaimento do Sm em Nd ao longo do tempo.

A variação do grau de incompatibilidade nos lantanídeos leva a que a distribuição do Sm e do Nd seja a oposta da do Rb e do Sr. Consequentemente, as composições isotópicas do Nd e do Sr sofreram diferenças nas rochas da crosta continental e no manto litosférico. A partição preferencial do Sm no sólido residual durante a fusão parcial no manto leva a que as rochas residuais do manto sejam mais enriquecidas no elemento radiogénico ^{143}Nd , quanto comparadas com as rochas da crosta continental. Uma vez que o Rb é concentrado na fase líquida, os sólidos residuais no manto contêm menos ^{87}Sr radiogénico do que as rochas da crosta continental (Faure & Mensing, 2005; Fig. IX.2).

A complementaridade das propriedades geoquímicas dos esquemas de decaimento Sm-Nd e Rb-Sr realçam a eficácia das composições isotópicas do Nd e do Sr no estudo da petrogénese de rochas ígneas (Faure & Mensing, 2005; Fig. IX.2).

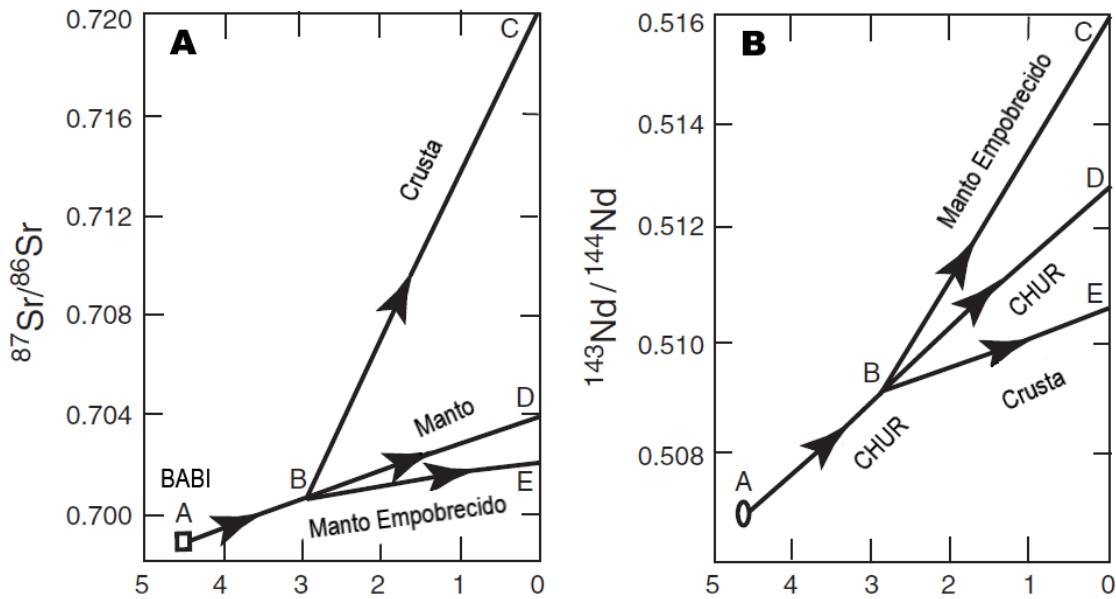


Figura IX.2: Esquemas de evolução de Sr e Nd, adaptados de Misra (2012).

A) Esquema da evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ terrestre ao longo do tempo geológico (escala em milhares de milhões de anos desde a formação da terra até aos dias de hoje). O ponto inicial (A) é representado pelo BABI (*Basaltic Achondrite Best Initial*). A linha ABD representa uma evolução (hipotética) em sistema fechado do material mantélico. As linhas BC (crusta) e BE (manto empobrecido) são representativas de um período de evolução, há 2.9 Ga, em que ocorreu a extração da crosta continental ao manto. A crosta, em relação ao manto, é muito mais enriquecida em ^{87}Sr .

B) Esquema da evolução da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ terrestre ao longo do tempo geológico (escala em milhares de milhões de anos desde a formação da terra até aos dias de hoje). O ponto inicial (A) é representado pelo CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*). A linha ABD representa uma evolução em sistema fechado, hipotética, do manto até ao presente. As linhas BC (manto empobrecido) e BE (crosta continental) representam a evolução a partir do momento em que houve extração da crosta continental a partir do manto, levando a um enriquecimento em ^{143}Nd do manto empobrecido, em relação à crosta.

IX.2. Resultados

IX.2.1. Datação por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Foram realizadas duas datações dos lamprófiros de Labruge: na anfíbola do Grupo Norte e na mica castanha do Grupo Sul.

IX.2.1.1. Grupo Norte

O espectro de idades obtido para a anfíbola do Grupo Norte (Fig. IX.3) apresenta-se em patamares, incluindo um *plateau* (composto por três patamares com um pequeno desnível). O *plateau* é caracterizado apenas por 30.5% de ^{39}Ar e uma idade de 172.3 ± 3.4 Ma. Não foi possível definir uma isócrona, uma vez que os resultados não apresentam uma tendência linear (Fig. IX.4).

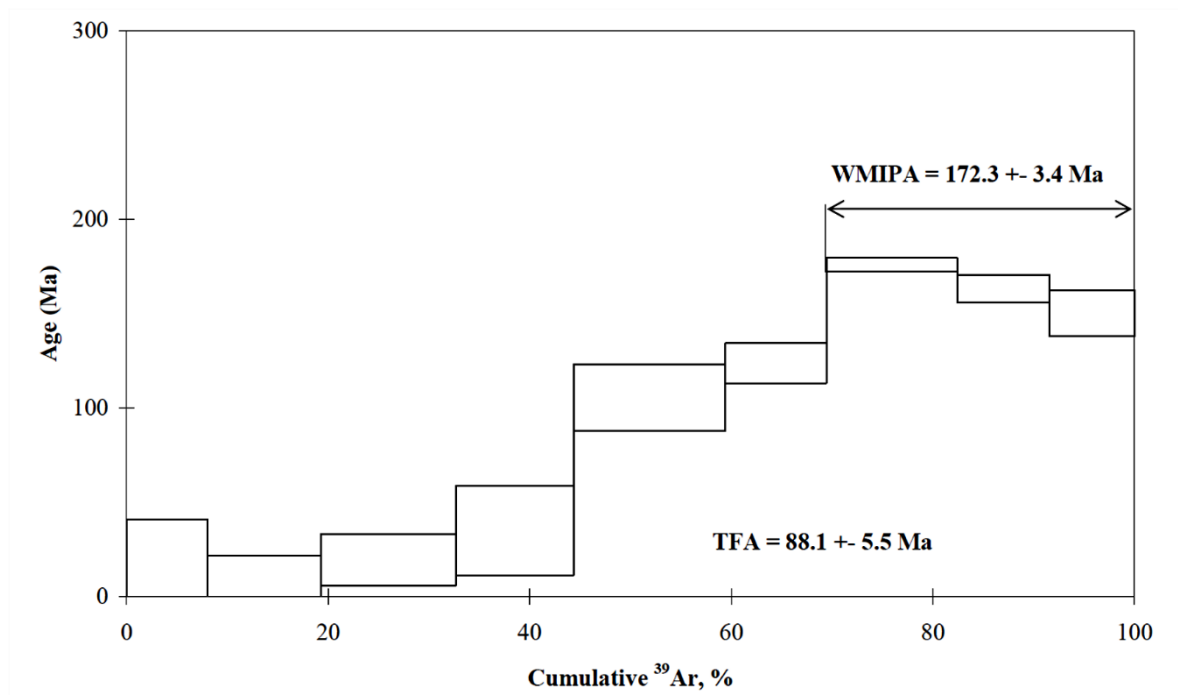


Figura IX.3: Espectro de idades em nove etapas para a anfíbola do Grupo Norte. Este espectro apresenta um *plateau* final, caracterizado apenas por 30.5% de ^{39}Ar , com idade de 172.3 ± 3.4 Ma. WMIPA: idade média ponderada do patamar intermédio; TFA: idade total de fusão.

A idade obtida aparenta ser o resultado da perda de Ar radiogénico devida a algum processo de alteração, que tenha decorrido após a cristalização da anfíbola. Trata-se de um resultado espúrio. Petrograficamente as anfíbolas apresentam um zonamento ótico (Fig. VI.4C; VI.4D) e uma cloritização incipiente da bordadura, processos que poderão estar associados à perda de Ar (Fig. VI.4A).

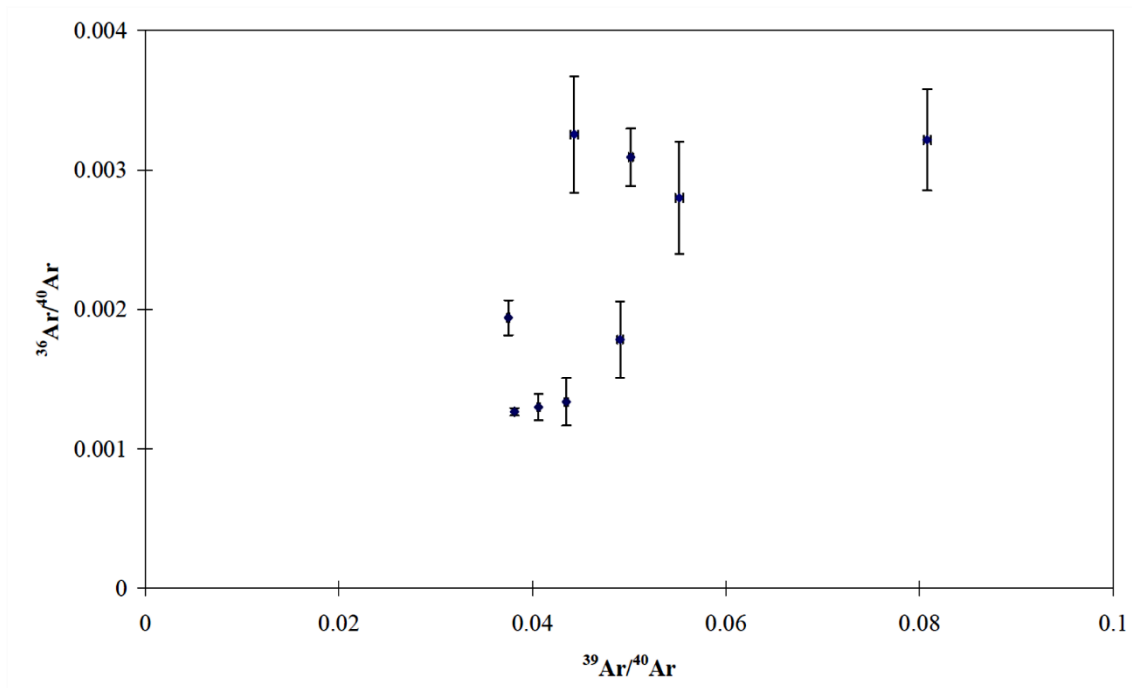


Figura IX.4: Diagrama da isócrona inversa obtida para a anfíbola do Grupo Norte. Os resultados obtidos não apresentam uma tendência linear, não tendo sido possível obter uma isócrona.

IX.2.1.2. Grupo Sul

O espectro de idades obtido para a mica castanha do Grupo Sul apresenta um *plateau* muito bem definido, caracterizado por 98% de ^{39}Ar e uma idade de 299.8 ± 4.5 Ma (Fig. IX.5).

O diagrama da isócrona invertida (Fig. IX.6) apresenta uma forma linear caracterizada por uma idade de 300.7 ± 9.4 Ma, MSWD (*mean square of weighted deviates*) = 7.7 e $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 265 \pm 74$.

Tendo em conta que o Ar atmosférico tem $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}) = 295.5$, e considerando a margem de erro apresentada, conclui-se que o Ar contaminante é essencialmente Ar atmosférico.

Apesar de a nível petrográfico (Fig. VI.11A) e geoquímico (Figs. VIII.21; VIII.22) se ter identificado um zonamento flogopite-biotite, é evidente que não ocorreu qualquer perda de Ar radiogénico.

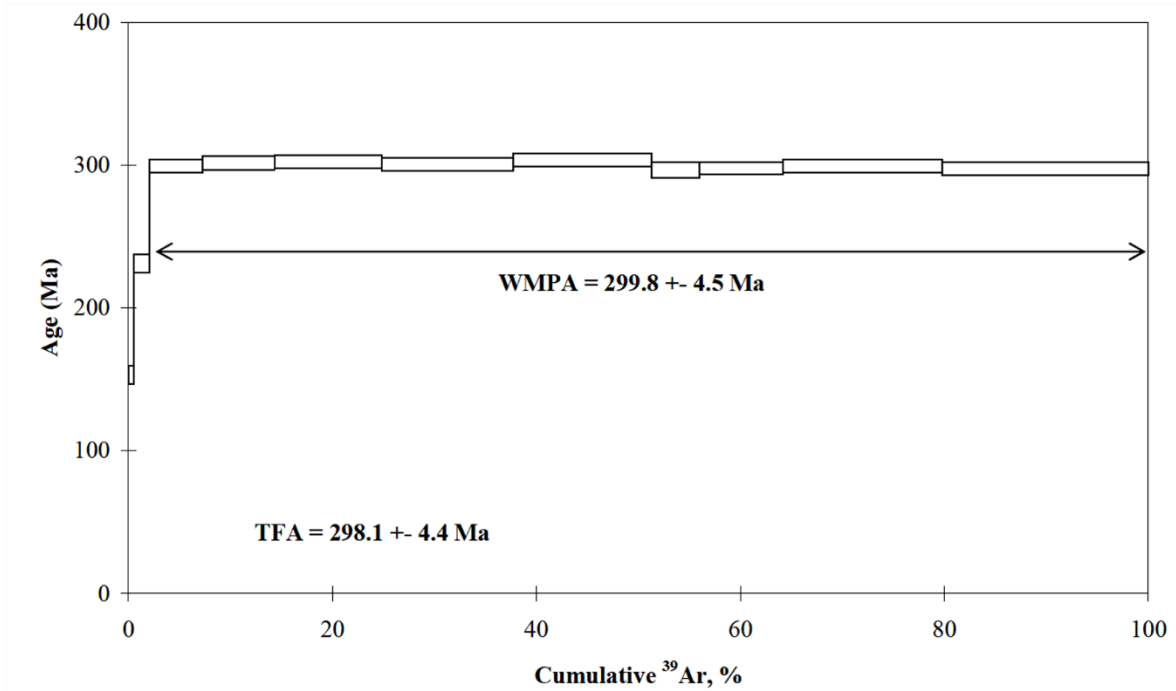


Figura IX.5: Espectro de idades para a mica castanha do Grupo Sul em onze etapas. Este espectro tem um *plateau* bem definido, caracterizado por 98% de ^{39}Ar , com idade de 299.8 ± 4.5 Ma. WMPA: idade média ponderada do *plateau*; TFA: idade total de fusão.

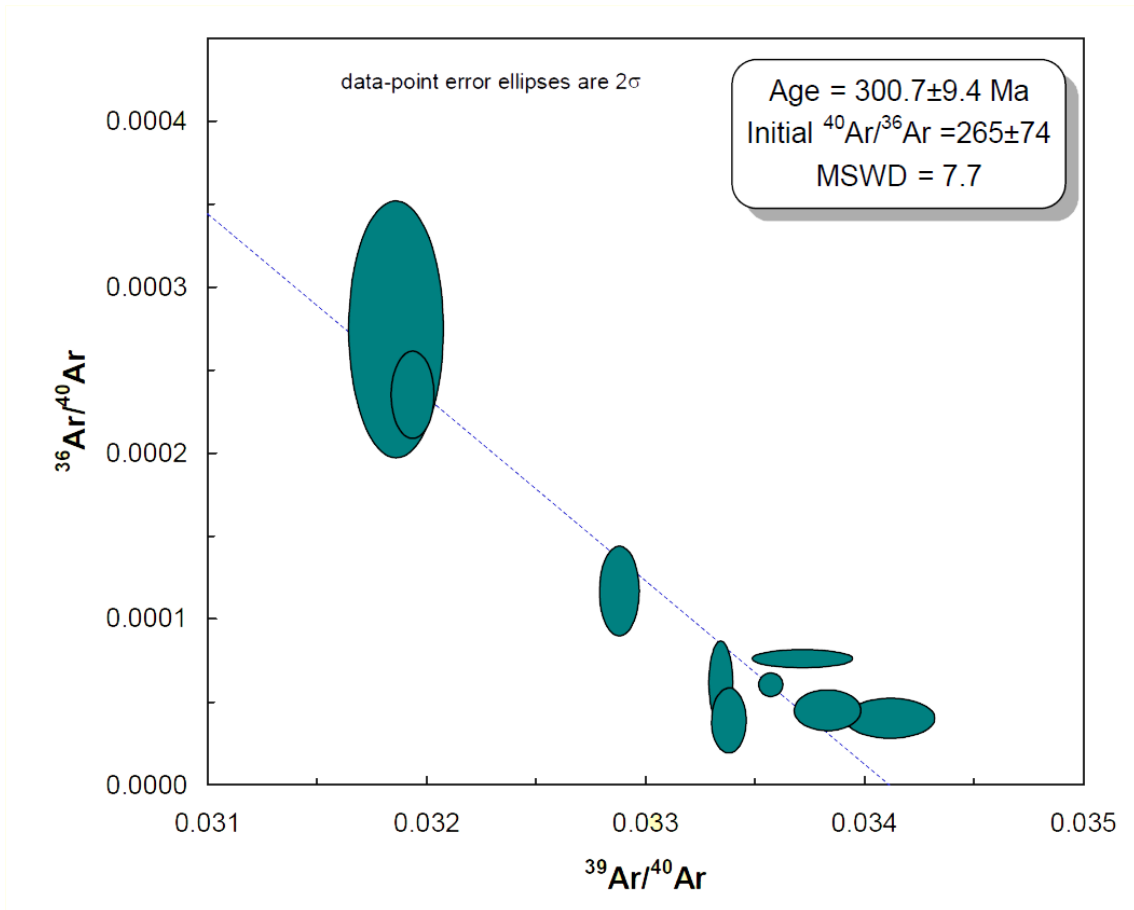


Figura IX.6: Isócrona invertida para a mica castanha do Grupo Sul, obtida apenas com os pontos do *plateau*. A idade obtida é de 300.7 ± 9.4 Ma, a MSWD = 7.7 e $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 265 \pm 74$.

IX.2.2. Assinatura Isotópica Sr-Nd

Foram analisadas seis amostras (quatro do Grupo Norte e duas do Grupo Sul) pelos métodos Rb-Sr e Sm-Nd.

Uma vez que não foi possível obter idades por estes métodos, foram utilizadas as obtidas na datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para proceder aos cálculos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ iniciais.

Para o Grupo Sul apenas foi utilizada a idade de 299.8 Ma uma vez que esta é fiável. Relativamente ao Grupo Norte optou-se por apresentarmos os resultados com base nos 299.8 Ma, no caso de os dois Grupos de lamprófiros serem contemporâneos, e nos 172.3 Ma como uma eventual idade limite (apesar de acreditarmos que esta idade resulte de um processo de alteração). Para o Grupo Norte foram feitas simulações para outras idades (não incluídas), mas os resultados não sofreram alterações significativas.

Os resultados obtidos encontram-se nas tabelas IX.1 e IX.2.

No diagrama da figura IX.7 apresenta-se as projeções das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para as amostras estudadas.

Tabela IX.1: Resultados de geoquímica isotópica para o sistema Rb-Sr.

		Grupo Norte				Grupo Sul	
Amostras		2015-3	2015-4A	2015-4B	2015.12	2015-6	2015-10
Sr (ppm)		1220	1384	1639	1314	1241	1651
Rb (ppm)		120	66	72	129	154	197
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$		0.285	0.138	0.127	0.284	0.359	0.345
Erro (2s)		0.008	0.004	0.004	0.008	0.010	0.010
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		0.706522	0.705752	0.705761	0.706405	0.706120	0.706131
Erro (2s)		0.000020	0.000020	0.000025	0.000023	0.000021	0.000025
299.8 Ma	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	0.705328	0.705173	0.705228	0.705213	0.704613	0.704682
	Sr (UR)	0.704153	0.704153	0.704153	0.704153	0.704153	0.704153
	ϵ_{Sr}	16.68	14.48	15.27	15.05	6.54	7.52
172.3 Ma	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	0.705836	0.705419	0.705455	0.705720		
	Sr (UR)	0.704301	0.704301	0.704301	0.704301		
	ϵ_{Sr}	21.80	15.88	16.39	20.16		

UR: Uniform reservoir

As projeções no diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ das várias simulações de idade de formação, realizadas para o Grupo Norte, mantiveram-se sempre no quadrante “crustal” (Fig. IX.7). No caso de uma idade de formação de 299.8 Ma os valores de ϵ_{Nd} iniciais variam entre -1.77 e -1.17 e as razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam de 0.705173 a 0.705328 (tabelas IX.1 e IX.2). Para a simulação de uma idade de 172.3 Ma os valores de ϵ_{Nd} iniciais variam entre -3.40 e -2.90 e as razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam de 0.705419 a 0.705836 (tabelas IX.1 e IX.2).

As análises do Grupo Sul têm composições isotópicas iniciais quase idênticas entre si (tabelas IX.1 e IX.2.). As amostras também são projetadas no mesmo quadrante (Fig. IX.7) que as amostras do Grupo Norte, contudo, o Grupo Sul apresenta um valor mais elevado de ϵ_{Nd} inicial (-0.51 e -0.44) e valores mais baixos da razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.704613 e 0.704682). Estes lamprófiros são projetados no domínio inferior dos OIB/mantle array.

Tabela IX.2: Resultados de geoquímica isotópica para o sistema Sm-Nd.

		Grupo Norte				Grupo Sul	
Amostras		2015-3	2015-4A	2015-4B	2015-12	2015-6	2015-10
Nd (ppm)		48.5	50.5	71.4	52	91.7	88.1
Sm (ppm)		7.7	7.9	10.7	8.3	14.8	13.9
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$		0.096	0.095	0.091	0.097	0.098	0.095
Erro (2s)		0.005	0.005	0.003	0.005	0.003	0.003
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		0.512366	0.512353	0.512370	0.512351	0.512417	0.512417
Erro (2s)		0.000017	0.000019	0.000013	0.000018	0.000015	0.000011
299.8 Ma	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	0.512177	0.512168	0.512192	0.512162	0.512226	0.512229
	Nd (CHUR)	0.512252	0.512252	0.512252	0.512252	0.512252	0.512252
	ϵ_{Nd}	-1.46	-1.65	-1.17	-1.77	-0.51	-0.44
172.3 Ma	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	0.512257	0.512247	0.512268	0.512242		
	Nd (CHUR)	0.512416	0.512416	0.512416	0.512416		
	ϵ_{Nd}	-3.10	-3.31	-2.90	-3.40		

CHUR: *Chondritic Uniform Reservoir*

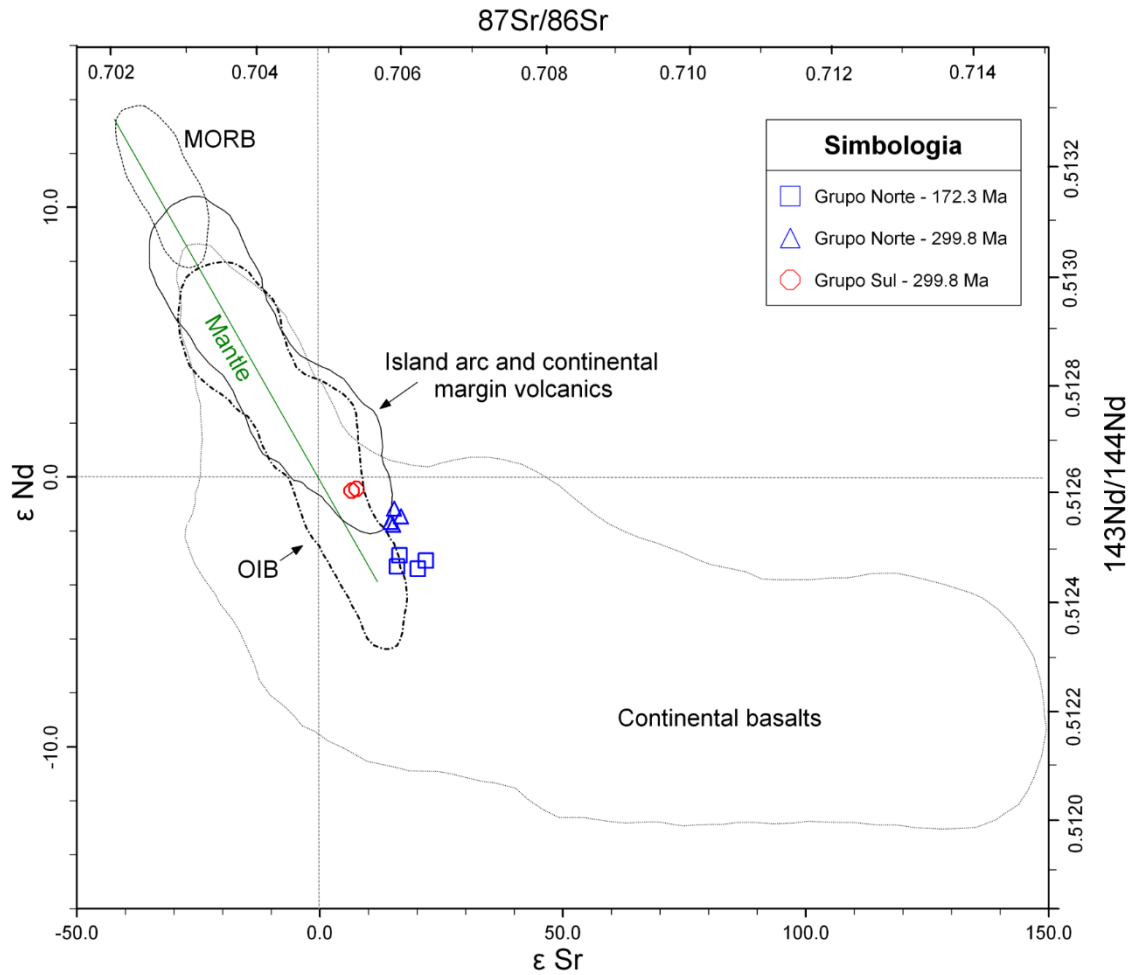


Figura IX.7: Projeção das amostras do Grupo Norte e do Grupo Sul no diagrama de razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Adaptado de Misra (2012). Para o Grupo Sul foi utilizada a idade de 299.8 Ma. Para o Grupo Norte foram efetuadas simulações para os 299.8 Ma e para os 172.3 Ma. O Grupo Sul é projetado no campo inferior dos OIB/*mantle array*. O Grupo Norte, independentemente da idade inicial atribuída, encontra-se sempre no quadrante “crustal”.

IX.3. Interpretação

Andrade (1979) sugeriu que a formação dos lamprófiros que ocorrem em Labruge estaria associada à formação do Atlântico Norte.

O *plateau* uniforme de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, obtido para as micas do Grupo Sul (Fig. IX.5), indica que as amostras permaneceram em sistema fechado desde a sua cristalização. Os lamprófiros são rochas cuja instalação é tipicamente rápida (Rock, 1991), o que é suportado pela granularidade destes filões (Fig. V.21) e pela cristalização das piroxenas em regime de descompressão rápida (Tabela VIII.5 e Figs. VIII.41; VIII.42). Estes aspetos associados ao facto de a datação ter incidido tanto nos fenocristais de mica, como nas micas da pasta, leva-nos a sugerir que a idade obtida, 299.8 ± 4.5 Ma (Figs. IX.5; IX.6), corresponde à formação e possivelmente, também, à instalação dos lamprófiros do Grupo Sul.

A nossa datação para o Grupo Sul, 299.8 ± 4.5 Ma, prova que a sua instalação está associada a uma fase tardia, pós-colisional, da orogenia Varisca.

Relativamente ao “valor de idade” obtido para as anfíbolas do Grupo Norte, 172.3 ± 3.4 Ma (Fig. IX.3), parece-nos que esta “idade” é claramente o resultado da perda de Ar radiogénico, posterior à formação/instalação destes lamprófiros. A perda de Ar radiogénico leva a que as idades obtidas sejam mais recentes do que a realidade. Admitimos que a idade de instalação real possa ser mais antiga, podendo ir no máximo aos 312 Ma, altura em que é reportada a abertura da fraturação tardi-Varisca (Marques *et al.*, 2002), onde os lamprófiros se encontram instalados.

Independentemente da idade de formação simulada, a assinatura isotópica Sr-Nd do Grupo Norte é compatível com a existência de uma componente crustal na sua fonte magmática (Fig. IX.7). Estes resultados estão de acordo com os dados geoquímicos de rocha total, que corroboram a hipótese de o seu magma parental ter origem no manto litosférico que sofreu contribuição da crosta através de processos de subducção.

Juntamente com os dados de geoquímica de rocha total, em especial os elementos traço, a assinatura isotópica Sr-Nd do Grupo Sul parece indicar uma origem num manto astenosférico enriquecido, suportado pela sua projeção na parte inferior do campo OIB/*mantle array*.

Os valores de Sr e Nd em rochas ígneas ricas em alcalis dependem das razões de Rb/Sr e Sm/Nd da sua fonte magmática e do tempo que passou entre a alteração da fonte magmática e o início da fusão parcial. Se a fonte magmática tiver uma razão de Rb/Sr elevada e uma razão de Sm/Nd baixa, o aumento do $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ irá crescer

significativamente pelo decaimento do ^{87}Rb durante o tempo de incubação, enquanto a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ apenas irá aumentar ligeiramente e manter os valores baixos que já existiam antes do episódio de metassomatismo. Desta forma, as rochas que derivem de magmas com estas condições serão projetadas no quadrante “crustal”, apesar de estas não terem assimilado rochas crustais (Faure, 2001), como pode ser o caso do Grupo Sul.

Numa série de rochas afetadas por contaminação, ou mistura de dois membros extremos com diferentes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e concentrações de Sr, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ *versus* concentração de Sr deveria definir uma relação hiperbólica (Fig. IX.8). A inexistência desse tipo de correlação descarta as hipóteses de contaminação ou mistura entre o Grupo Norte e o Grupo Sul.

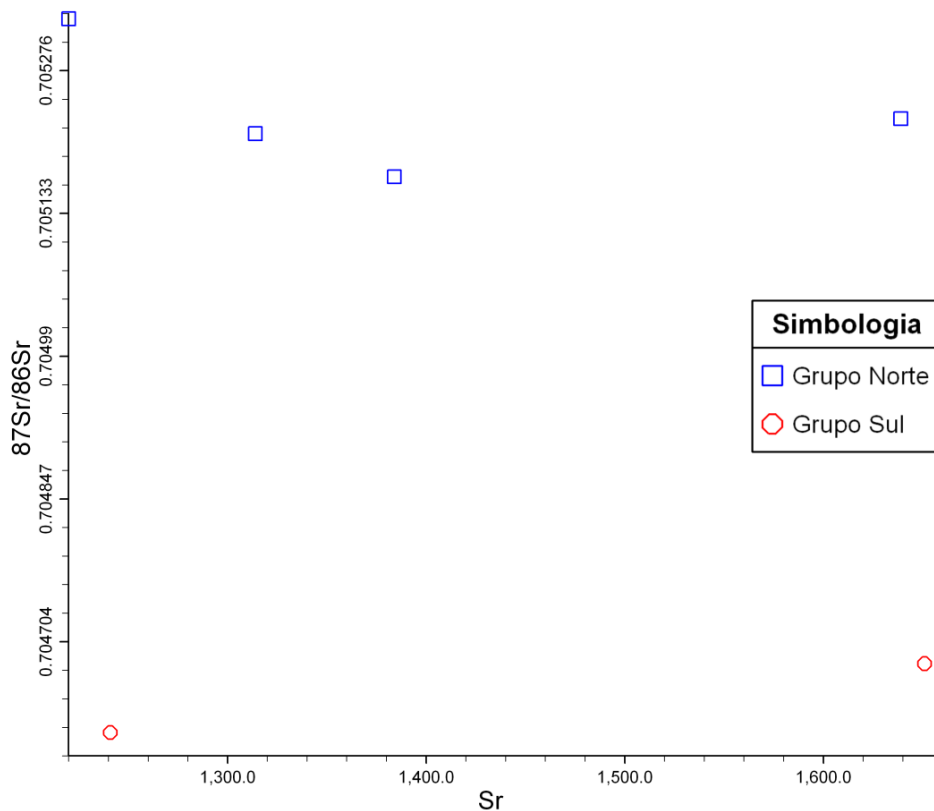


Figura IX.8: Razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus concentração de Sr (ppm). A inexistência de uma relação hiperbólica entre os dados descarta as hipóteses de contaminação ou mistura entre o Grupo Norte e o Grupo Sul.

Por outro lado, a existência de uma relação linear entre parâmetros geoquímicos e isotópicos (Fig. IX.9) indica que o Grupo Norte e o Grupo Sul tiveram origem em fontes magmáticas heterogêneas e que não derivaram de uma fonte isotopicamente homogênea por cristalização fracionada (Faure, 2001).

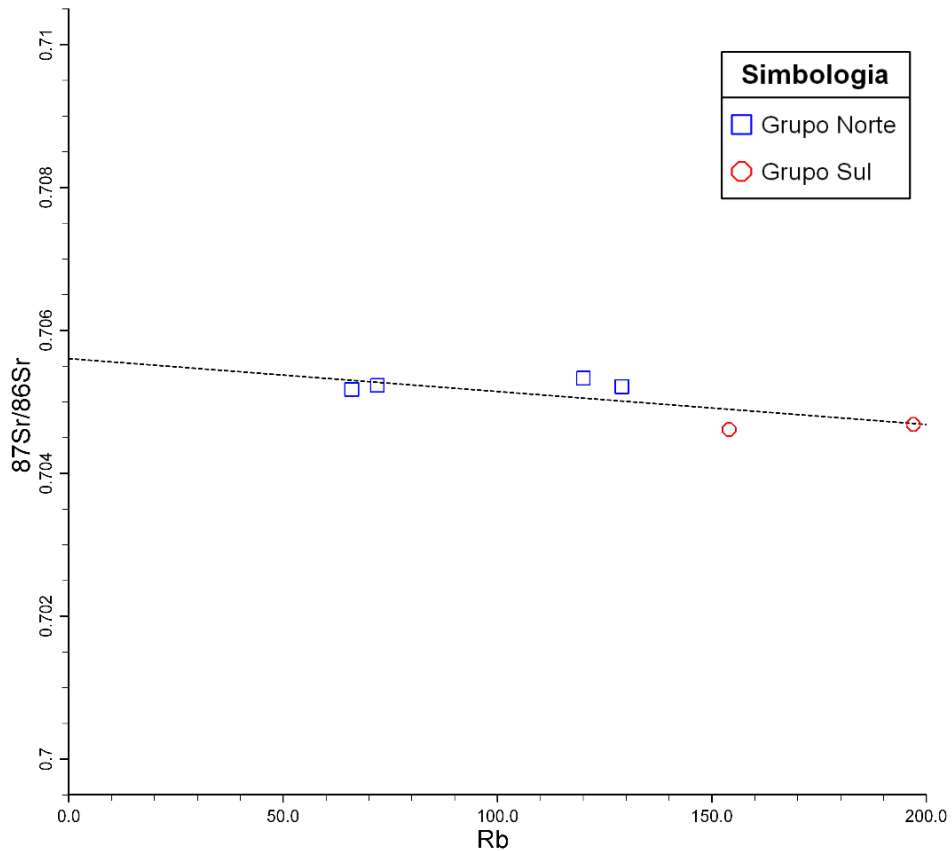


Figura IX.9: Relação linear entre Rb (ppm) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indicativa de que o Grupo Norte e o Grupo Sul tiveram origem em fontes magmáticas heterogêneas e que não derivaram de uma fonte isotopicamente homogênea por cristalização fracionada.

Capítulo X

Integração Geodinâmica

X. Integração Geodinâmica

Neste capítulo tentaremos entender os processos de formação e instalação dos lamprófiros de Labruge com base nos dados geoquímicos e petrográficos obtidos neste trabalho vistos à luz do conhecimento atual sobre o magmatismo da Península Ibérica.

Durante o Permocarbónico foram instalados na Península Ibérica magmas com diferentes afinidades petrológicas: calco-alcalinos, shoshoníticos e alcalinos (Perini *et al.*, 2004). De acordo com vários estudos, observou-se um aumento da alcalinidade magmática na Península Ibérica durante o final da evolução Varisca (Huertas & Villaseca, 1994; Innocent *et al.*, 1994; Bea *et al.*, 1999).

Entre os 310 e os 290 Ma ocorreu, na Ibéria, uma pulsação magmática tardia, pós-orogénica, que gerou grandes volumes de magmas granitoides e quantidades subordinadas de rochas máficas que se intrudiram nas rochas existentes da ZCI. Esta pulsação magmática está atrasada em cerca de 15 a 30 Ma em relação aos principais eventos orogénicos (Bea *et al.*, 2006; Castiñeiras *et al.*, 2008; Valverde-Vaquero *et al.*, 2006).

Alguns dos modelos propostos para o principal mecanismo controlador deste magmatismo tardio defendem:

- Ascensão de uma pluma mantélica relacionada com a abertura do oceano Atlântico (Doblas *et al.*, 1998; Perini *et al.*, 2004; Pinarelli & Rottura, 1995);
- Adelgaçamento da litosfera, não relacionado com plumas, e subida passiva do manto astenosférico quente e fusão forçada pela descompressão adiabática (Villaseca *et al.*, 2004; Orejana *et al.*, 2006, 2007, 2008; 2020);
- Fusão do manto litosférico metassomatizado resultante da descompressão que ocorreu durante o final do colapso extensional do Varisco (Bea *et al.*, 1999);
- Produção de calor radiogénico numa crosta espessa (Bea *et al.*, 2003);
- Delaminação de uma raiz espessa da litosfera (Fernández-Suárez *et al.*, 2000; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2008, 2011; Weil *et al.*, 2010).

Gutiérrez-Alonso *et al.* (2008, 2011) sugerem que o magmatismo pós-orogénico é contemporâneo, e geneticamente relacionado, com o dobramento do oroclinal que levou à formação do Arco Ibero-Armoricano. O dobramento do orógeno, inicialmente linear, em volta de um eixo vertical, implica a extensão e adelgaçamento crustal na zona exterior do oroclinal (onde se insere a ZCI) em simultâneo com o espessamento e formação de uma espessa raiz da litosfera no interior do arco (Zona Oeste Astúrico-Leonesa e Zona Cantábrica). O adelgaçamento/delaminação da litosfera na zona externa do Arco teria facilitado a ascensão da astenosfera o que teria levado à produção de *melts* mantélicos e da crosta inferior, que teriam aproveitado zonas de cisalhamento sub-verticais como condutas de instalação.

Orejana *et al.* (2006, 2007, 2008; 2020) defendem que o magmatismo alcalino (p.ex. camptonitos) que ocorreu no Sistema Central Espanhol (SCS), durante o Pérmico, faz parte do magmatismo generalizado que ocorreu na Europa Ocidental no final da orogenia Hercínica (Wilson *et al.*, 2004). Este magmatismo terá resultado do adelgaçamento da litosfera e da subida passiva do manto quente astenosférico, que levou à sua fusão forçada por descompressão adiabática. O mecanismo que levou a este processo terá sido a ocorrência de um *rifting* intracontinental, no final da orogenia Hercínica, na Europa Central e Ocidental. Estes autores defendem, também, que os modelos que envolvam afundamento crustal (ruptura da placa ou delaminação crustal inferior) são improváveis, devido à ausência de componentes significativos relacionados com subdução nas fontes do manto litosférico do SCS.

Ao contrário de Orejana *et al.* (2008) que tentam integrar os diques alcalinos Ibéricos num único contexto geodinâmico a nível das rochas alcalinas Europeias do Pérmico, Scarrow *et al.* (2011) defendem que se deve proceder a uma interpretação mais local destes fenómenos.

Scarrow *et al.* (2011) sugerem que os diques ricos em potássio, presentes na ZCI do SCS, devem ser interpretados como marcadores importantes de uma mudança de regime de extensional para transtensional. Scarrow *et al.* (2011) concordam com Bea *et al.* (1999) em que os lamprófiros alcalinos foram gerados por uma fusão associada à descompressão do manto litosférico, mas sustentam que os lamprófiros, em vez de serem interpretados como uma expressão magmática da atividade extensional pós-orogénica (Bea & Corretgé, 1986; Villaseca *et al.*, 2008), estão relacionados com uma fase tardia da orogenia Varisca (D4), em que ocorreu descompressão resultante da transtensão regional ou local.

Mateus & Noronha (2010) afirmam que a “perspetiva atual sobre a evolução geodinâmica da ZCI sugere o estabelecimento de condições adequadas a uma descompressão isotérmica generalizada do orógeno após a instalação dos mantos

alóctones do NW Peninsular, o que terá favorecido amplamente a progressão de processos de anatexia.” Estes autores inferem a existência de um evento de alta temperatura, com início nos 360 – 350 Ma, que se manteve ativo após a cessação da subducção oceânica e o início da colisão continental, e terá sido responsável pela atividade magmática no período tardi-Varisco (312 – 270 Ma). Em conjunto com o decaimento radioativo, os mesmos autores referem a possibilidade de ter ocorrido a delaminação do manto litosférico ou a remoção convectiva do nível térmico da fronteira subjacente ao manto litosférico.

É de salientar que a geração de magmas máficos e intermédios, no fim do ciclo Varisco, significa que uma fonte mantélica foi ativada durante a extensão pós-colisional (Ribeiro *et al.*, 2019).

De acordo com a bibliografia existente, parece haver um acordo generalizado sobre a ocorrência, no período pós-colisional, de adelgaçamento crustal, ascensão do manto astenosférico e fusão por descompressão. Contudo, ainda existe um debate aceso relativo ao mecanismo que poderá ter estado na origem destes acontecimentos.

Segundo Dias *et al.* (2010), há cerca de 300 Ma, ocorreram mudanças significativas no regime tectónico e no tipo de plutonismo, que levaram à transição de uma fase de deformação dúctil compressiva (D3) para uma fase de deformação frágil (D4).

Após a fase colisional da orogenia Varisca, desenvolveu-se, em regime frágil, uma compressão geral N-S e, em particular no NW da Península Ibérica, uma compressão NW-SE. Esta compressão originou uma intensa fraturação de rumo WNW-ESE, NW-SE, N-S a NE-SW e ENE-WSW (Arthaud & Matte, 1975).

Os lamprófiros estudados estão instalados na fraturação tardi-Varisca, de orientação geral NE-SW e atravessam todas as litologias que ocorrem no local (migmatitos, granitos e filões aplito-pegmatíticos). Note-se que o Granito de São Paio (sin-D3), aflorante em Labruge, tem uma errócrona de 324 ± 38 Ma (Areias, 2014).

Os lamprófiros são, claramente, a litologia mais recente.

Os dados petrográficos e geoquímicos permitiram identificar dois tipos de lamprófiros distintos, designados por Grupo Norte e Grupo Sul.

X.1. Grupo Norte

A datação obtida para a anfíbola do Grupo Norte, através do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, foi de 172.3 ± 3.4 Ma. Este valor remete-nos para uma instalação durante a orogenia Alpina, contudo, o facto de não ter sido possível definir uma isócrona (Fig. IX.4) e o *plateau* ser apenas constituído por três patamares (Fig. IX.3) levam-nos a crer que o “valor da idade” indicada seja o resultado da perda de Ar radiogénico devida a um processo de alteração. Deverá tratar-se de um resultado espúrio.

Desta forma, não podemos concluir categoricamente sobre quais foram o momento e a orogenia em que decorreu a instalação do Grupo Norte, sendo apenas possível sugerir uma janela de tempo e eventual enquadramento geodinâmico que tenha levado à sua geração e instalação. Assim, podemos assumir, *à priori*, que estes lamprófiros se instalaram entre os 312 Ma (início da fraturação tardi-Varisca de acordo com Marques *et al.*, 2002) e os 172 Ma. No Anexo 3 disponibilizamos os mapas paleogeográficos entre os 310 e os 170 Ma, que ilustram as alterações das condições a que “Portugal” esteve sujeito neste período.

O Grupo Norte, constituído por lamprófiros calco-alcálicos (Figs. VII.9 a VII.11), apresenta características geoquímicas relacionadas com magmas gerados em processos de subducção. Realçamos a anomalia negativa Nb-Ta e o enriquecimento seletivo em LILE (Fig. VII.7). Além disso, os vários discriminantes geotectónicos utilizados apontam para que a fonte mantélica do Grupo Norte tenha adquirido parte das suas propriedades geoquímicas por ação de um regime orogénico (compressivo), em margem continental ativa, com componente de contaminação crustal (Figs. VII.14 a VII.18).

Tendo em conta que estes lamprófiros se instalaram na fraturação tardi-Varisca, após a fase colisional, é aceitável, como hipótese, que entre a definição das características do magma e a sua instalação (numa fase de descompressão crustal que permitiu a sua ascensão) tenha havido um hiato de alguns milhões de anos.

Ribeiro *et al.* (2019) sugerem que as rochas do grupo calco-alcálico, que ocorrem no maciço Varisco, estão atrasadas em cerca de 20 Ma relativos ao pico da atividade tectónica. Tendo em conta a sua afinidade calco-alcálica e uma origem relacionada com processos de subducção, estas rochas apresentam um atraso de mais de 40 Ma em relação ao fecho de oceanos que precedeu a colisão continental Varisca e a sua instalação. A origem destas rochas tem sido atribuída ao início do processo de subducção do *Tethyan* que poderá ter começado com a autosubducção da Pangeia, associada ao oroclinal Ibérico (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2008).

Segundo Ribeiro *et al.* (2019) é possível que, vários milhões de anos após a colisão continental, tenha ocorrido o desprendimento da placa, por baixo da litosfera Central Ibérica. Isto terá levado à produção de um grande volume de magmatismo de várias fontes, incluindo o manto metassomatizado e a crosta (oceânica e continental subductada). De acordo com Duretz *et al.* (2010) pode concluir-se, através de modelos termomecânicos de colisão continental, a existência de um atraso de cerca de 24 Ma, desde o momento do fecho do oceano até ao momento final em que ocorre o deslocamento da placa por baixo da litosfera Ibérica Central.

Os nossos resultados são compatíveis com a hipótese de os lamprófiros do Grupo Norte terem derivado da fusão parcial de um manto litosférico antigo e enriquecido, que terá sido previamente modificado por fluidos derivados de placas subductadas. Embora não tenhamos comprovativos, estes processos de subducção poderão ter ocorrido antes e/ou durante a colisão continental Varisca, tendo a instalação dos lamprófiros apenas sido possível nas fraturas geradas num período de relaxamento, tardi a pós-Varisco.

X.2. Grupo Sul

A idade obtida para a mica castanha do Grupo Sul, através do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, foi de 299.8 ± 4.5 Ma (Figs. IX.5, IX.6; X.1). Nesta datação foram utilizados fenocristais e cristais da matriz. A qualidade da isócrona obtida sugere que o processo de formação do *melt* e a instalação fratural devem ter idades muito próximas.

Os lamprófiros do Grupo Sul aparentam ter uma fonte distinta da dos lamprófiros do Grupo Norte (Fig. VII.12 a VII.18).

Os dados geoquímicos do Grupo Sul revelam que estes lamprófiros são ultrapotássicos (Figs. VII.2 a VII.4) e de carácter mais alcalino (Figs. VII.2 e VII.5) que os do Grupo Norte. Os lamprófiros do Grupo Sul projetam-se no *mantle array* (Figs. VII.16; VII.17) no campo das rochas mantélicas enriquecidas, com um padrão similar ao dos OIB o que, associado à ausência da anomalia Nb-Ta (Fig. VII.7), indica uma contribuição mínima (ou até a ausência) de assimilação crustal. Os discriminantes geotectónicos apontam para que estes lamprófiros se tenham formado num regime anorogénico, distensivo, cuja fonte seria um manto astenosférico enriquecido, possivelmente por metassomatismo (Figs. VII.14 a VII.18).

Os cálculos de geotermobarometria das clinopiroxenas evidenciam uma acentuada variação de pressão de formação das clinopiroxenas do Grupo Sul (Figs. VIII.39 a VIII.42). Os resultados da tabela VIII.5 e as figuras VIII.41 e VIII.42 corroboram essa variação de pressão, a que corresponde um intervalo de variação térmica bastante reduzido. Estes aspetos configuram claramente uma descompressão adiabática acentuada associada a adelgaçamento crustal, vigente durante a cristalização das clinopiroxenas do Grupo Sul. A figura VIII.42 associada à figura V.1 revela, ainda, uma progressiva diminuição, de sul para norte, da pressão de cristalização das clinopiroxenas do Grupo Sul.

Sugerimos que o contexto mais provável para a formação dos lamprófiros do Grupo Sul é o adelgaçamento da litosfera e uma descompressão adiabática do manto astenosférico, que ascendeu. Não dispomos de dados que nos permitam inferir o mecanismo responsável pelos adelgaçamento e descompressão referidos. O manto astenosférico terá sido a fonte dos lamprófiros do Grupo Sul, que aproveitaram a fraturação tardi-Varisca existente, para se instalarem.

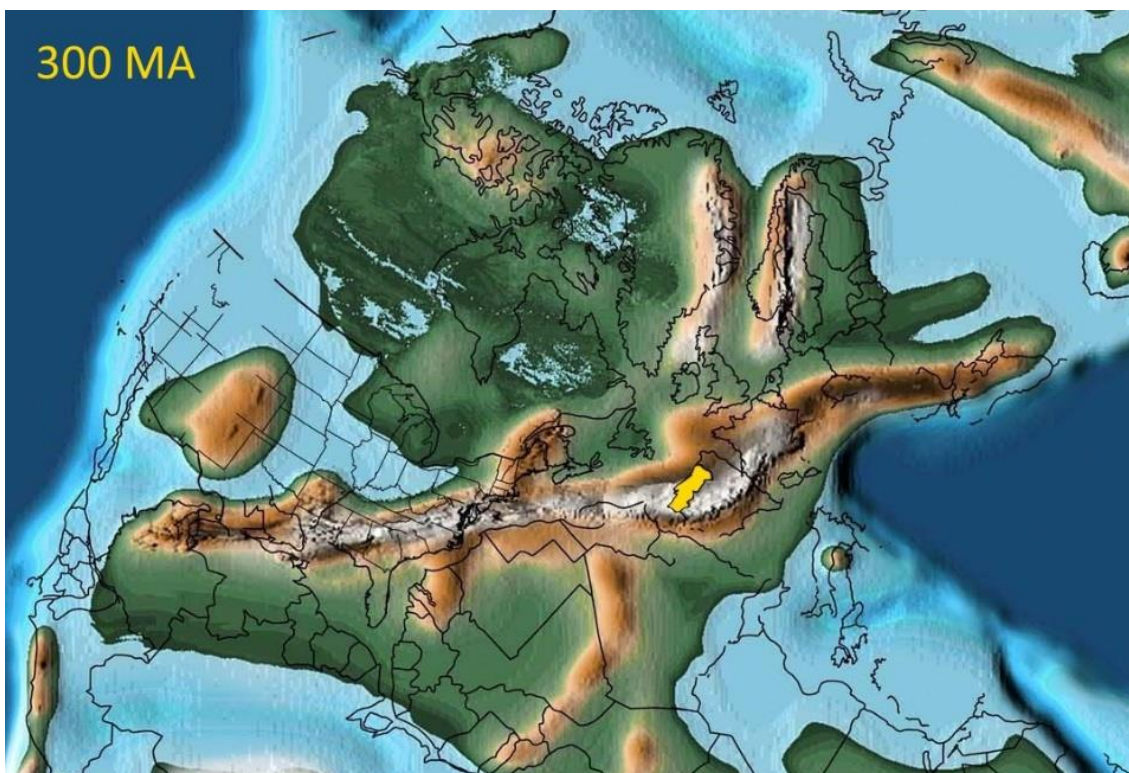


Figura X.1: Mapa paleogeográfico dos 300 Ma, com a localização de "Portugal" (adaptado de Scotese, 2016).

X.3. Grupo Norte *versus* Grupo Sul

As datações obtidas e as relações de campo não nos permitem afirmar, com certeza, qual dos dois grupos se instalou primeiro, ou se tiveram uma instalação contemporânea.

Os dados obtidos mostram que estes dois grupos de lamprófiros, com fontes completamente distintas, utilizaram a mesma rede fratura para a sua instalação, o que permitiu a sua coexistência a escassos metros de distância. Esta circunstância, aliada à evidência da cristalização adiabática do Grupo Sul, é consistente com uma rápida ascensão associada a um adelgaçamento crustal.

Normalmente, a astenosfera não consegue fundir até que a litosfera atinja espessuras inferiores a 65 – 80 km (Mckenzie & Bickle, 1988). A transição de uma fonte do manto litosférico para o manto astenosférico e a ocorrência de magmas derivados da astenosfera são considerados sinais importantes do adelgaçamento da litosfera (Ma *et al.*, 2014; Wu *et al.*, 2008; Xu *et al.*, 2009).

De acordo com o conhecimento atual sobre a evolução geodinâmica, sugerimos que o adelgaçamento litosférico induziu fusão parcial por descompressão adiabática do manto astenosférico ascendente, o que permitiu a instalação dos lamprófiros do Grupo Sul (elevado Ti). É possível que o manto litosférico (modificado por fluidos derivados de um processo de subducção mais antigo) tenha fundido parcialmente devido ao calor gerado pelo manto astenosférico e originado os lamprófiros do Grupo Norte (baixo Ti).

Tendo em conta a existência dos vários aspetos que apoiam a transição generalizada de um magmatismo calco-alcálico para alcalino na Península Ibérica, mencionados anteriormente, e considerando que o adelgaçamento crustal e a rápida ascensão mantélica parecem estar na origem da fusão dos materiais progenitores dos lamprófiros de Labruge, admitimos (embora não tenhamos elementos de prova) que a instalação dos lamprófiros do Grupo Norte possa ter ocorrido anterior, ou sincronicamente, com a dos lamprófiros do Grupo Sul.

Capítulo XI

Conclusões

XI. Conclusões

O campo lamprófirico de Labruge aflora na faixa litoral do NW português, numa extensão aproximada de 1000 metros, sob a forma de treze filões (diques), com orientação média N32°; 58°W. Os filões estão instalados no sistema fratural tardi-Varisco. Estes lamprófiros representam a última manifestação ígnea da área estudada.

Os lamprófiros de Labruge subdividem-se em dois grupos, petrográfica e geoquimicamente distintos, que afloram a escassos metros um do outro:

- um, situado na zona norte, que designamos por Grupo Norte (F1 e F2);
- e um segundo, que se estende até à extremidade sul da área estudada, que apelidamos de Grupo Sul (F3 a F5).

O Grupo Norte é composto mineralogicamente por fenocristais de anfíbolos (pargasite titanífera) e micas castanhas (biotites magnesianas), dispostos numa matriz essencialmente plagioclásica (zonada, de centros labradorite/bitounite e de bordos albite/anortoclase). De acordo com a classificação da IUGS estes lamprófiros são espessartitos.

São rochas geoquimicamente básicas ($49.49 < \text{SiO}_2 < 50.01$ peso %), potássicas ($1.55 < \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1.89$), metaluminosas, com um baixo teor em TiO_2 (< 1.15 % peso), Mg# oscilando entre 0.763 e 0.776, e de carácter shoshonítico. São lamprófiros calco-alcalinos na nomenclatura vigente.

O Grupo Norte tem propriedades que sugerem o envolvimento de processos de subducção na sua origem (anomalia negativa Nb-Ta; forte enriquecimento seletivo em LILE; pobreza em Ti; empobrecimento em HFSE e enriquecimento em Pb) e de contaminação crustal na sua formação (elevados valores normalizados de Th, Ba e LREE; razão Nb/Ta < 17.5).

Múltiplos indicadores geoquímicos de rocha total do Grupo Norte levam-nos a admitir que estes lamprófiros possam ter derivado da fusão parcial de um manto litosférico antigo e enriquecido, que terá sido modificado, antes da fusão, por fluidos derivados de placas que sofreram subducção (num regime orogénico, compressivo, em margem continental ativa). Os isótopos Sr-Nd corroboram a existência de contaminação crustal.

Os valores de temperatura e pressão calculados para as anfíbolos indicam uma temperatura de formação de cerca de $990 \pm 50^\circ\text{C}$, uma pressão de 4 ± 0.5 kbar e uma profundidade de cristalização de aproximadamente 11 km.

A “idade” obtida pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para as anfíbulas do Grupo Norte, 172.3 ± 3.4 Ma, parece-nos claramente influenciada pela perda de Ar radiogénico, posterior à formação/instalação destes lamprófiros. Admitimos que idade real possa ser mais antiga, podendo ir, no máximo, até aos 312 Ma, altura em que é reportado o início da fraturação tardi-Varisca, onde os lamprófiros se encontram instalados.

O Grupo Sul integra lamprófiros mineralogicamente compostos por fenocristais de mica castanha (centro flogopítico e bordos de biotite magnésiana) e de clinopiroxena incolor (dióxido ferrífero e augite magnésiana), dispostos numa matriz dominada por feldspato potássico e micrólitos de mica castanha e piroxena incolor. De acordo com a classificação da IUGS estas rochas são lamprófiros calco-alcalinos, mais especificamente minetos.

Geoquimicamente estes lamprófiros são rochas básicas ($48.39 < \text{SiO}_2 < 55.38$ peso %), ultrapotássicas ($2.46 < \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 18.87$ peso %) e metaluminosas, com um elevado teor em TiO_2 (> 1.15 % peso) e Mg# oscilando entre 0.665 e 0.782. Vários indicadores geoquímicos posicionam os lamprófiros do Grupo Sul num domínio indefinido, pondo em causa a sua classificação mineralógica e reforçando a convicção de que estamos na presença de lamprófiros transicionais entre os minetos, os lamprófitos e os lamprófiros ultramáficos.

Os geotermómetros e geobarómetros aplicados às clinopiroxenas do Grupo Sul indicam uma temperatura de cristalização aproximada de 900°C , associada a uma acentuada variação de pressão média de cristalização (13.5 a 8.7 kbar a que correspondem profundidades aproximadas de 40 e 26 km, respetivamente), decrescente de sul para norte. Estes resultados evidenciam, não só a diminuição de pressão de cristalização dos filões de sul para norte, mas também a variação de pressão de cristalização que ocorre no seio de cada filão.

Este quadro advoga em favor de uma cristalização associada a uma rápida descompressão do segmento mantélico parental e configura claramente uma descompressão adiabática acentuada, associada a um adelgaçamento crustal, vigente durante a cristalização das clinopiroxenas do Grupo Sul.

Globalmente, os resultados de geoquímica de rocha total do Grupo Sul levam-nos a admitir que estes lamprófiros tiveram uma origem distinta dos lamprófiros do Grupo Norte. A razão Th/Ta mostra que o Grupo Norte e o Grupo Sul definem duas séries magmáticas distintas, acentuando as suas origens diferentes.

A ocorrência de zonamentos normais nos fenocristais, a ausência de evidência de fragmentação dos xenólitos e os valores isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do Grupo Sul não indiciam a existência de mistura de magmas ou de contaminação. A assinatura isotópica

Sr-Nd do Grupo Sul parece indicar uma origem num manto astenosférico enriquecido, suportado pela sua projeção na parte inferior do *mantle array*

O Grupo Sul parece ter tido uma origem mais profunda que o Grupo Norte, num manto astenosférico enriquecido sem evidências de contaminação crustal, num regime anorogénico distensivo.

O espectro de idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, obtido para a mica castanha do Grupo Sul, apresenta um *plateau* muito bem definido, caracterizado por 98% de ^{39}Ar e uma idade de 299.8 ± 4.5 Ma. Esta datação prova que a instalação dos lamprófiros do Grupo Sul está associada a uma fase tardia, pós-colisional, da orogenia Varisca.

Tendo em consideração que a transição de uma fonte no manto litosférico para uma fonte no manto astenosférico e a ocorrência de magmas derivados da astenosfera são considerados sinais importantes do adelgaçamento da litosfera, admitimos que o adelgaçamento crustal e a ascensão astenosférica possam ter tido um papel importante na génese e na implantação dos lamprófiros de Labruge.

Capítulo XII

Considerações Finais

XII. Considerações Finais

É evidente que o estudo dos lamprófiros constitui uma mais valia para o conhecimento geológico de uma região. Estas rochas permitem não só servir como “janelas” para o interior da Terra, como também servir de marcadores de mudanças de regimes tectónicos.

Esta tese incidiu no estudo petrológico e geoquímico dos lamprófiros de Labruge. Acreditamos que estas rochas merecem ser analisadas do ponto de vista estrutural e, também, serem comparadas com outros lamprófiros que possam ocorrer nas proximidades.

Assim, sugerimos, os seguintes trabalhos futuros:

- Proceder ao estudo dos encraves e xenólitos identificados nos lamprófiros;
- Efetuar o estudo petrológico e geoquímico detalhado do encaixante dos lamprófiros;
- Expandir a área de estudo: há conhecimento de lamprófiros aflorantes a este de Labruge (F6 e F7), bem como a norte (Póvoa de Varzim);
- Clarificar se a “fronteira” entre o Grupo Norte e o Grupo Sul tem carácter regional;
- Levar a cabo uma comparação abrangente com outros lamprófiros que ocorram ao longo do Arco Ibero-Armoricano, de forma a averiguar o significado tectónico e geo-estrutural deste campo lamprófico;
- Efetuar nova datação no Grupo Norte de forma a clarificar a sua idade.

Capítulo XIII

Referências Bibliográficas

XIII. Referências Bibliográficas

- Acquafredda, P., Fornelli, A., Piccarreta, G., Pascazio, A., 2008. Multi-stage dehydration–decompression in the metagabbros from the lower crustal rocks of the Serre (southern Calabria, Italy). *Geol. Mag.* 145, pp. 397–411
doi:10.1017/S001675680700430X Printed in the United Kingdom.
- ACTlabs Official Site. Lithochemistry and whole rock analysis:
<https://actlabs.com/geochemistry/lithochemistry-and-whole-rock-analysis/lithochemistry/> (consultado em 30/01/2019)
- Adam, J.D., Green, T.H., Sie, S.H., 1993. Proton microprobe determined partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta between experimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F content. *Chemical Geology.* 109, 29–49.
- Aires-Barros, L., 1979. Actividade ígnea pós-paleozóica no continente português (elementos para uma síntese crítica). Laboratório de Mineralogia e Petrologia do I.S.T Lisboa, Portugal, N^o5, 175-214.
- Aires-Barros, L., 1963. Sobre a petrologia do complexo eruptivo de Sines. *Bol. Soc. Geol. Portugal, Lisboa*, vol. XV (1), 1-46.
- Alves, C.A.M., Gonçalves, G., 1963. Subsídios para o conhecimento geológico do maciço eruptivo de Sintra. *Rev. Fac. Ciênc. Lisboa*, n^o5, 175-214.
- Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549–599.
- Andrade, M.M., 1979. Sobre a ocorrência dum sistema de diques de lamprófiros na Praia de Labruje. *Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Fac. Ciências Porto*, 91, 151-153.
- Andrade, M.M., 1960. Um lamprófiro com hornblenda e biotite, da Póvoa de Varzim. *Est. Notas e Trab., Porto*, vol. XIV, 49-56.

- Aoki, K., Shiba, I., 1973. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan. *Lithos*, 6, 41–51.
- Appleyard, E.C., 1980. Mass balance computations in metasomatism: Metagabbro/nepheline syenite pegmatite interaction in northern Norway: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 73, p.131-144.
- Areias, M., 2014. Petrogenesis of a variscan migmatite complex (NW Portugal): petrography, geochemistry and fluids. PhD Thesis, Universidade do Porto.
- Areias, M., Ribeiro, M.A., Santos, J.F., Dória, A., 2014: LP-HT anatexis processes and lithological heterogeneity in the Mindelo Migmatite Complex (NW Portugal); *Estudios Geológicos*, 70(2), e017 ISSN-L: 0367-0449 doi:<http://dx.doi.org/10.3989/egeol.41730.323>.
- Areias, M., Ribeiro, M.A., Dória, A., 2012. Metasomatized calc-silicate rocks in Migmatites (Variscan Orogen, NW Portugal)., *European Mineralogical Conference*, Vol. 1, EMC2012-561, 2012.
- Araújo, M.A., 2008. Depósitos do Pleistocénico Superior e do Holocénico na plataforma litoral da região do Porto: a morfologia das plataformas de erosão marinha e a tectónica recente. *Estudos do Quaternário*, 5, APEQ, Porto, pp. 17-30. ISSN 0874-0801.
- Araújo, M.A., 1997. O interesse científico e a necessidade de conservação da área do Sampaio (Labruge, Vila do Conde). *Territorium*, Coimbra, p. 125-132.
- Araújo, M.A, Gomes, A, 2013a. S. Paio (Labruge, Vila do Conde, Northern Portugal). A protected area and its geomorphologic value, 8th IAG International Conference on Geomorphology, Paris 2013, p. 860.
- Araújo, M.A., Gomes, A., 2013b. A área do S. Paio (Labruge, Vila do Conde): o seu interesse geomorfológico e a criação do centro interpretativo. V Jornadas do Quaternário / 5th Conference of the Quaternary -APEQ.

- Araújo, M.A., Teixeira, J., Marques, M, 2014. A área do S. Paio (Labruge, Vila do Conde): desafios científicos e uso de novas tecnologias. "A Jangada de Pedra". Geografias Ibero-Afro-Americanas. Atas do XIV Colóquio Ibérico de Geografia.
- Arthaud, F., Matte, Ph., 1975. Les décrochements Tardi-Hercyniens du Sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, vol. 25, pp. 139-171.
- Ayres, V.L., Higgins, W.D., 1939. Differentiation in xenolithic lamprophyre dykes at Marquette, Michigan. *The Journal of Geology*, 47, 561-58.
- Aydin, F., Thompson, R.M., Karsli, O. Uchida, H., Burt, J.B., Downs, R.T., 2009. C2/c pyroxene phenocrysts from three potassic series in the Neogene alkaline volcanics, NE Turkey: their crystal chemistry with petrogenetic significance as an indicator of P–T conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158, 131–146.
- Azevedo, M.R., Valle Aguado, B., 2013. Origem e instalação de granitoides variscos da Zona Centro-Ibérica. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J.C. Kulberg, (Eds). *Geologia de Portugal. Volume I – Geologia Pré-mesozoica de Portugal*. Escolar Editora, 377-401.
- Baumgartner, L.P., Olsen, S.N., 1995. A least-squares approach to mass transport calculations using the Isocon method. *Economic Geology* 90, 1261–1270.
- Bea, F., Corretgé, L.G., 1986. Petrography, geochemistry, and differentiation models of lamprophyres from Sierra de Gredos, central Spain, *Hercynica*, 2, 1–15.
- Bea, F., Pascual Carvajal, M.M., 1986. Estudio de los ocelos en las camptonitas de la Sierra de Gredos, España central, *Bol. Geol. Min.*, 97, 94–110.
- Bea, F., Montero, P.G., Gonzalez-Lodeiro, F., Talavera, C., Molina, J.F., Scarrow, J.H., Whitehouse, M.J., Zinger, T., 2006. Zircon thermometry and U-Pb ion-microprobe dating of the gabbros and associated migmatites of the Variscan Toledo Anatectic Complex, Central Iberia, *J. Geol. Soc.*, 163, 847–855, doi:10.1144/0016-76492005-143.

- Bea, F., Montero, P., Zinger, T., 2003. The Nature and Origin of the Granite Source Layer of Central Iberia: Evidence from Trace Element, Sr and Nd Isotopes, and Zircon Age Patterns. *The Journal of Geology* 111:579–595.
- Bea, F., Montero P., Molina, J.F., 1999. Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila batholith: A model for the generation of Variscan batholiths in Iberia, *The Journal of Geology*, 107, 399–419, doi:10.1086/314356.
- Beard, A.D., Downes, H., Vetrin, V., Kempton, P.D., Maluski, H., 1996. Petrogenesis of Devonian lamprophyre and carbonatite minor intrusions, Kandalaksha Gulf (Kola Peninsula, Russia). *Lithos* 39, 93–119.
- Begemann, F., Ludwig, K.R., Lugmair, G.W., Min, K., Villa, I.M., Walker, R.J., 2001. Call for an improved set of decay constants for geochronological use. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 111-121.
- Beger, P.J., 1923. Der Chemismus der Lamprophyre. In: *Gesteins und Mineralprovinzen* (ed. Niggli, P.), Vol. 1, Einführung. 217-577. Gebrüder Bornträger, Berlin.
- Berthé, D., Chokroune, P., Gapais, D., 1979. Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sudarmoricaïn. *Bull. Minéral.*, 102, 265-272.
- Bindi, L., Cellai, D., Melluso, L., Conticelli, S., Morra, V., Menchetti, S., 1999. Crystal chemistry of clinopyroxenes from alkaline undersaturated rocks of the Monte Vulture Volcano, Italy. *Lithos*, 46, 259–274.
- Blatt, H., Tracy, R., 1996. *Petrology*, 2nd ed., Freeman, pp. 196–7. ISBN 0-7167-2438-3.
- Blundy, J.D., Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 208-224.
- Bogolepov, V.G., 1963. The recomputation of the chemical analyses of rocks in studying metasomatic processes. *Intern. Geol. Rev.* 5(12): 1585 – 1592.

- Bondi, M., Morten, L., Nimis, P., Rossi, P.L., Tranne, C.A., 2002. Megacrysts and mafic-ultramafic xenolith-bearing ignimbrites from Sirwa Volcano, Morocco: Phase petrology and thermobarometry. *Mineralogy and Petrology*, 75, 203–221.
- Bowen, N.L., 1928. *The evolution of the igneous rocks*. Princeton University Press.
- Brak-Lamy, J., 1952. Granitos da Serra de Sintra. *Bol. Soc. Geol. Portugal, Porto*, vol. X, fasc. I-I1-m, 77-126.
- Burg, J., Bale, P., Brun, J., Girardeau, J., 1987. Stretching lineations and transport direction in the Ibero-Armorican Arc during the Siluro-Devonian collision. *Geodinamica Acta*, 1, 71-81.
- Burg, J., Iglésias, M., Laurent, P., Matte, Ph., Ribeiro, A., 1981. Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, vol. 76, 161-176.
- Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 309, Série II, p. 2023-2029
- Canilho, M.H., 1972. Estudo geológico-petrográfico do maciço eruptivo de Sines. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciên. Univ. Lisboa*, vol. 12.0, fasc. 2.0, 77-161.
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J., Verhoogen, J., 1974. *Igneous Petrology*. McGraw- Hill, New York, N.Y.
- Castiñeiras, P., Villaseca, C., Barbero, L., Romera, C.M., 2008. SHRIMP U-Pb zircon dating of anatexis in high-grade migmatite complexes of Central Spain: Implications in the Hercynian evolution of Central Iberia, *Int. J. Earth Sci.*, 97, 35–50, doi:10.1007/s00531-006-0167-6.
- Chaminé, H., 2000. *Estratigrafia e estrutura da Faixa Metamórfica de Espinho – Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa Morena: Implicações geodinâmicas)*. Tese de Doutoramento, Universidade do Porto, pp. 497.

- Clement, C.R., Skinner, E.M.W., Scott Smith, B.H., 1984. Kimberlite redefined. *The Journal of Geology*, 92, 223-228.
- Coelho, A.V.P., 1976. Rochas eruptivas da orla sedimentar do Barlavento Algarvio. II. Ensaio de interpretação da génese do maciço de Monchique. *Bol. Soc. Geol. Portugal, Lisboa*, vol. XX, 167-214.
- Coelho, J., 2006. GEOISO – A Windows™ program to calculate and plot mass balances and volume changes occurring in a wide variety of geologic processes. *Computers & Geosciences*, 32(9):1523-1528. DOI:10.1016.
- Coelho, J., 1993. Os “Skarns” cálcicos, pós-magmáticos, mineralizados em scheelite do Distrito Mineiro de Covas. V. N. de Cerveira, (Norte de Portugal), Tese Doutoramento. Ed.MLMG, Fac.Ciênc.Porto, ISSN 0871-1607, vol. I & II, 570 pp.
- Coelho, J.M., Calejo, B., 1994. O lamprófiro atípico de Cerdeirinha: Uma rocha de tendência tonalítica. *Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Fac. Ciências Porto, Nova Série – Nº8*.
- Cooper, A.F., 1979. Petrology of ocellar lamprophyres from western Otago, Newzealand. *Journal of Petrology*, 20: 139-163.
- Coulson, I.M., Goodenough, K.M., Pearce, N.J.G., Leng, M.J., 2003. Carbonatites and lamprophyres of the Gardar Province – a ‘window’ to the sub-Gardar mantle? *Mineralogical Magazine* 67, 855–872.
- Dal Negro, A., Molin, G.M., Salviulo, G., Secco, L., Cundari, A., and Piccirillo, E.M., 1989. Crystal chemistry of clinopyroxene and its petrogenetic significance: A new approach. In A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo, and G.B. Vai, Eds., *The lithosphere in Italy: Advances in earth science research. Acc Naz Lincei, Atti Convegna Lincei*, 80, 105–121
- Dal Negro, A., Carbonin, S., Salviulo, G., Piccirillo, E.M., Cundari, A., 1985. Crystal chemistry and site configuration of the clinopyroxene from leucite-bearing rocks and related genetic significance: the Sabatini lavas, Roman Region, Italy. *Journal of Petrology*, 26, 1027–1040.

- Dal Negro, A., Carbonin, S., Molin, G.M., Cundari, A., Piccirillo, E.M., 1982. Intracrystalline cation distribution in natural clinopyroxenes of tholeiitic, transitional, and alkaline basaltic rocks. In S.K. Saxena, Ed., *Advances in Physical Geochemistry*, 2, 117–150. Springer-Verlag, New York.
- Dallmeyer, R.D., 1979. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: Principles, techniques, and applications in orogenic terranes. In E. Jäger and J.E. Hunziker (Eds.), *Lectures in Isotope Geology*, pp.77-105. Springer-Verlag, Berlin.
- Dalrymple, G.B., 1991. *The Age of the Earth*. Stanford University Press, Stanford, California.
- Dalrymple, G.B., Lanphere, M.A., 1971. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique of K/Ar dating: a comparison with conventional technique. *Earth and Planetary Science Letters*, 12, 300–308.
- Dawson, J.B. 1989. Geographic and time distribution of kimberlites and lamproites: relationships to tectonic processes. *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.* 14, 327-342.
- Dawson, J.B., 1987. The kimberlite clan: relationship with olivine and leucite lamproites, and inferences for upper mantle metasomatism. In: Fitton & Upton (1987), qv, 95-101.
- Dawson, J.B., 1966. The kimberlite--carbonatite relation. *I.M.A. Vol. (India) 4th Meeting*, 1-4.
- De Caritat, P., Hutcheon, I., Walshe, J.L., 1993. Chlorite geothermometry: a review. *Clays Clay Miner.* 41, 219–239.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. 2nd ed. Harlow: Longman Scientific & Technical; 695 p.
- Dessai, A.G., Marckwick, A., Vaselli, O., Downes, H., 2004. Granulite and pyroxenite xenoliths from the Deccan Trap: insight into the nature and composition of the lower litho sphere beneath cratonic India. *Lithos* 78, 263–290.

- Dias, D., Noronha, F., Simões, P.P., Almeida, A., Martins, H.C.B., Ferreira, N., 2010. Geocronologia e Petrogénese do Plutonismo Tardi-Varisco (NW de Portugal): Síntese e Inferências sobre os Processos de Acreção e Reciclagem Crustal na Zona Centro-Ibérica. In: Cotelos Neiva J.M., Ribeiro, A., Mendes, V., Noronha, F., Magalhães Ramalho (Eds), Ciências Geológicas—Ensino e Investigação e sua História (1): 143–160.
- Dias, R., Ribeiro, A., 1995. The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, 246,113-128.
- Dias, R., Ribeiro, A., 1993. Porto-Tomar shear zone, a major structure since the beginning of the Variscan orogeny. *Comun Inst Geo. Mineiro* 79: 29–38.
- Dias, R., Ribeiro, A., Coke, C., Pereira, E., Rodrigues, J., Castro, P., Moreira, N., Rebelo, J., 2013. Evolução estrutural dos sectores setentrionais do Autóctone da Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds). *Geologia de Portugal. Volume i – Geologia Pré-mesozóica de Portugal*, 73-147.
- Dias da Silva, Í., 2014. *Geología de las Zonas Centro Ibérica y Galicia – Trás-os-Montes en la parte oriental del Complejo de Morais, Portugal/España*, Serie Nova Terra, vol 45. Instituto Universitario de Geología “Isidro Parga Pondal” - Área de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos, Coruña
- Dickin, A.P., 1995. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 490 pp.
- Doblas, M., Oyarzun, R., López-Ruiz, J., Cebriá, J.M., Youbi, N., Mahecha, V., Lago, M., Pocovi, A., Cabanis, B., 1998. Permo- Carboniferous volcanism in Europe and northwest Africa: A superplume exhaust valve in the centre of Pangaea? *J. Afr. Earth Sci.*, 26, 89–99, doi:10.1016/S0899-5362(97)00138-3.
- Downes, H., Balaganskaya, E., Beard, A., Liferovich, R., Demaiffe, D., 2005. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: A review. *Lithos*, DOI: 10.1016/j.lithos.2005.03.020.

- Duggan, M.B., Jaques, A.L., 1996. Mineralogy and geochemistry of Proterozoic shoshonitic lamprophyres from the Tennant Creek Inlier, northern territory. *Australian Journal of Earth Sciences* 43, 269–278.
- Dupuy, C., Liotard, J.M., Dostal, J., 1992. Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: Carbonate metasomatism in the mantle source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 56, 2411-2423
- Duretz, T., Gerya, T.V., May, D.A., 2010. Numerical modelling of spontaneous slab breakoff and subsequent topographic response. *Tectonophysics*.
- Dymek, R.F., 1983, Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *American Mineralogist*, 68, 880-899.
- Farias, P., Gallastegui, G., Lodeiro, F., Marquinez, J., Parra, L., Catalan, J., Macia, J., Fernandez, L., 1987. Aportaciones al conocimiento de la litostratigrafía y estructura de Galicia Central. *Faculdade de Ciências do Porto, Departamento de Geologia, Memória* 1, 441-431.
- Faure, G., 2001. *Origin of Igneous Rocks: The Isotopic Evidence*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Faure, G., Mensing, T.M., 2005. *Isotope Principle and Applications*. 3rd Edition, John Wiley & Sons, Hoboken.
- Fernández Suárez, J., Dunning, G.R., Jenner, G.A., Gutiérrez Alonso, G., 2000. Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U-Pb geochronology of granitoids. *Journal of the Geological Society, London* 157: 565–576.
- Ferreira, M. P., Matos, A.V., Pires C, 1991. Late permian early triassic calc-alkaline dyke swarm in northern Portugal: the initial rifting of Pangea. *Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências do Porto*, 97, 5-19.
- Ferreira, N., Iglesias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L., 1987. Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In:

Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico, (F. Bea, E. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López Plaza, M. D. Rodríguez, Eds.), Libro homenaje a L. C. Garcia de Figuerola, Rueda, Madrid, 37-53.

Foley, S.F., Andronikov, A.V., Melzer, S., 2002. Petrology, geochemistry and mineral chemistry of ultramafic lamprophyres from the Jetty Peninsula area of the Lambert-Amery Rift, Eastern Antarctica. *Mineralogy and Petrology* 74, 361–384.

Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Reviews*, 24: 81-134.

Fonteilles, M., 1978. Les Mécanismes de la Metasomatose. *Bulletin Minéralogie* 101, 166–194.

Ford, C.E., 1995. GLG-Modes program version 2. School of Geoscience, University of Edinburgh, Scotland.

Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. Washington: United States Government Printing Office; 43 p.

Franz, G., Liebscher A., 2004. Physical and chemical properties of the epidote minerals-an introduction. In *Epidote* (Liebscher, A. and Franz, G. Eds.). pp. 628, *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 56, Mineralogical Society of America and the Geochemical Society, Washington DC, 1-82.

Furman, T., Graham, D., 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province, *Lithos*, Volume 48, Issues 1–4, Pages 237-262, ISSN 0024-4937, [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00031-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00031-6).

Gallagher, M.J., 1963. Lamprophyre dykes from Argyll. *Mineral. Mag.* 33, 415-30.

Gary, M., McAfee, R., Jr., Wolf, C.L., 1974. *Glossary of geology*: Washington, D.C. American Geological Institute, 805p., 1974

GEOROC – Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents. http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/Csv_Downloads/Rocks_comp/LAMPROPHYRE.csv
(consultado em 10/02/2019).

Gibson, H.L., Watkinson, D H., Comba, C.D.A., 1983. Silicification: Hydrothermal alteration in an Archean geothermal system within the Amulet Rhyolite Formation, Noranda, Quebec: *Econ. Geol.*, v. 78, p. 954-971.

Gibson, S.A., Thompson, R.N., Day, J.A., 2006. Timescales and mechanisms of plume-lithosphere interactions:⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Parana-Etendeka large igneous province. *Earth and Planetary Science Letters* 251, 1–17.

Gorton, M.P., Schandl, E.S., 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, Vol. 38, pp. 1065-1073. <http://dx.doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065>

Gozzi, F., Gaeta, M., Freda, C., Mollo, S., Rocco, T., Marra F., Dallai, L., Pack, A., 2014. Primary magmatic calcite reveals origin from crustal carbonate. *Lithos*, Volumes 190–191, pp191-203, ISSN 0024-4937, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.12.008>.

Grant, J.A., 1986. The Isocon diagram—a simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration. *Economic Geology* 81 (8), 1976–1982.

Green, T.H., 1994. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system, *Chemical Geology*, Volume 120, Issues 3–4, 347-359, ISSN 0009-2541, [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00145-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00145-X)

Gresens, R.L., 1967. Composition–volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* 2 (1), 47–55.

Griffin, W.L., Taylor, P.N., 1975. The Fen damkjernite: petrology of a "central-complex kimberlite". In: *Physics and Chemistry of the Earth*, 9, 163-177.

- Guidotti, C.V., Dyar, M.D., 1991, Ferric iron in metamorphic biotite and its petrologic and crystallochemical implications. *American Mineralogist*, 76, 161-175.
- Gümbel C.W.V., 1874. Die palfiolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. Franz, Munich.
- Guo, F., Fan, W., Wang, Y., Zhang, M., 2004. Origin of early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres from the Sulu orogen in eastern China: implications for enrichment processes beneath continental collisional belt. *Lithos* 78, 291–305.
- Gutiérrez-Alonso, G., Collins, A.S., Fernández-Suárez, J., Pastor-Galán, D., González-Clavijo, E., Jourdan, F., Weil, A.B, Johnston, S.T., 2015. Dating of lithospheric buckling: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of syn-orocline strike–slip shear zones in northwestern Iberia. *Tectonophysics* 643:44–54. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.009>
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Johnston, S.T., Pastor-Galán, D., Murphy, J.B., Franco, M.P., Gonzalo, J.C., 2011. Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics* 30(5). <https://doi.org/10.1029/2010TC002845>.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Weil, A.B., Brendan Murphy, J., Damian Nance, R., Corf, F., Johnston, S.T., 2008. Self-subduction of the Pangaeen global plate. *Nature Geoscience* 1(8): 549–553. <https://doi.org/10.1038/ngeo250>.
- Hammarstrom, J.M., Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71, 1297-1313.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F., 2007. Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology*, v. 48, p. 2341-2357.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., Welch, M.D., 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup – IMA Report. *American Mineralogist*, Vol. 97, pp 2031–2048.

- Herrmann, W., Berry, F.R., 2002. MINSQ - a least squares spreadsheet method for calculating mineral proportions from whole rock major element analyses. *Geochemistry-exploration Environment Analysis - Geochem-Explor. Environ. Anal.* 2. 361-368. 10.1144/1467-787302-010.
- Hess, P.C., 1989. *Origins of Igneous Rocks*, President and Fellows of Harvard College, pp. 276–285, ISBN 0-674-64481-6.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72, 231-239.
- Hollocher, K., 2018. http://minerva.union.edu/hollochk/c_petrology/other_files/biotite_fe3_v1.xlsx. consultado em 26/06/2019.
- Hollocher, K., 2004. CIPW Norm Calculation Program. Geology Department, Union College. www.whitman.edu › *CIPW Norm Hollocher* (consultado em Agosto de 2019).
- Honrado, J., Alves, P.C., Andresen, T., 2007. Paisagem Protegida do Litoral de Vila do Conde – Proposta de Criação, CIBIO.
- Huang, Z., Liu, C., Yang, H., Xu, C., Han, R., Xio, Y., Zhang, B., Li, W., 2002. The geochemistry of lamprophyres in the Laowangzhai gold deposits, Yunnan Province, China: implications for its characteristics of source region. *Geochemical Journal* 36, 91–112.
- Huertas, M.J., Villaseca, C., 1994. Les derniers cycles magmatiques posthercyniens du système central espagnol: les essaims filoniens calco-alcals. *Schweizerische Mineralogische und Petrografische Mitteilungen*, 74, 383-401.
- Humphris, S.E., Alt, J.C., Teagle, D.A.H., Honnorez, J.J., 1998. Geochemical changes during hydrothermal alteration of basement in the stockwork beneath the active TAG hydrothermal mound. In: Herzig, P.M., Humphris, S.E., Miller, D.J., Zierenberg, R.A. (Eds.), *Proceedings ODP, Scientific Results, 158*: College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 255–276.

- Hurlbut, C.S., 1944. *Manual of Mineralogy* (after James D. Dana), 15th edn. New York and London - John Wiley & Sons.
- Hyndman, D.W., 1972. *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks*. McGraw-Hill, New York, N.Y.
- Iglesias, M., Ribeiro, M.L., Ribeiro, A., 1983. La interpretación aloctonista de la estructura del Noroeste Peninsular. In: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Rios*, IGME, 459-467.
- Imaoka, T., Nakashima, K., Kamei, A., Itaya, T., Ohira, T., Nagashima, M., Kono, N., Kiji, M., 2014. Episodic magmatism at 105 Ma in the Kinki district, SW Japan: Petrogenesis of Nb-rich lamprophyres and adakites, and geodynamic implications. *Lithos* 184–187 (2014) 105–131.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.10.014>
- Innocent, C., Briquieu, L., Cabanis, B. 1994. Sr-Nd isotope and trace-element geochemistry of late Variscan volcanism in the Pyrenees – magmatism in postorogenic extension. *Tectonophysics*, 238, 161-181.
- Instituto Geográfico do Exército, 2012. *Carta Militar de Portugal na escala 1: 25 000. Folha n.º 109 – Lavra (Matosinhos)*.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8:523-548.
- Jeremine, E., Sandrea, A., 1955. Sur la composition chimique de l'espichellite et sa position dans la famille des lamprophyres. *C. R. Acad. Sci Paris*, t. 241, 891-893.
- Johannsen, A., 1949. *A descriptive petrography of the igneous rocks*. Vol. III. Chicago.
- Johnson, M.C., Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17, 837-841.
- Joplin, G.A., 1966. On lamprophyres. *J. Proc. R. Soc. N.S.W.*, 99, 37-44.

- Julivert, M., Fontboté, J. M. Ribeiro, A., Conde, L., 1972. Mapa tectónico da Península Ibérica y Baleares. Escala 1/1.000 000. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid.
- Kartashov, P.M., 2014. Classification diagram for REE-bearing members of the epidote group based on crystallochemical data. Workshop on accessory minerals, University of Warsaw.
- Kent, R., 1995. Continental and oceanic flood basalt provinces: current and future perspective. In: Srivastava RK, Chandra R (eds) Magmatism in relation to Diverse Tectonic settings. A.A. Balkema, Rotterdam, pp 17–41
- Kerr, A.C., Khan, M., Mahoney, J.J., Nicholson, K.N., Hall, C.M., 2010. Late Cretaceous alkaline sills of the south Tethyan suture zone, Pakistan: initial melts of the Réunion hotspot? *Lithos* 117, 161–171.
- Knopf, A., 1936. Igneous geology of the Spanish Peaks Region. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 47, 1728-1784.
- Koppers, A.A.P., 2002. ArArCALC—Software for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age calculations, *Comput. Geosci.*, 28, 605–619.
- Koppers, A., Staudigel, H., Wijbrans J.R., Pringle M., 2003. Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism?, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4, doi:10.1029/2003GC000533.
- Korzhinskii, D.S., 1970. Theory of metasomatic zoning. Oxford University Press, 162 .
- Krmíček, L., Halavínová, M., Romer, R.L., Vasinova Galiova, M., Vaculovic, T., 2014. Phlogopite/matrix, clinopyroxene/matrix and clinopyroxene/ /phlogopite trace-element partitioning in a calc-alkaline lamprophyre: New constrains from the Křižanovice minette dyke (Bohemian Massif). *Journal of GEOsciences*. 59. 87-96. 10.3190/jgeosci.160.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.

- Kuiper, K.F., Deino, A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Renne, P.R., Wijbrans, J.R., 2008. Synchronizing Rock Clocks of Earth History, *Science* 320, 500; DOI: 10.1126/science.1154339.
- Lanyon, R., Le Roex A.P., 1995. Petrology of alkaline and ultramafic lamprophyres associated with the Okenyenya Igneous Complex, northwestern Namibia, South Africa, *The Journal of Geology*, 98,140–156.
- Larsen, L.M., Rex, D.C., 1992. A review of the 2500 Ma span of alkaline–ultramafic, potassic and carbonatitic magmatism in West Greenland. *Lithos* 28, 362–402.
- Larsen, L.M., Rex, D.C., Secher, K., 1983. The age of carbonatites, kimberlites and lamprophyres from SW Greenland: recurrent alkaline magmatism during 2500 million years *Lithos* 16, 215-221.
- LaTourette, T., Hervig, R.L., Holloway, J.R., 1995. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 135, 13–30.
- Le Bas, M.J., Streckeisen, A.L., 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *J. Geol. Soc. London* 148, 825-833.
- Le Bas, M.J., 1989. Nephelinitic and basanitic rocks. *Journal of Petrology*, 30, 1299 - 1312.
- Le Maitre, R.W., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford: Blackwell, 193 pp.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmidt, R., Sorensen, H., Wolley, A. R., 2002. *Igneous rocks a classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences. Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 236 pp.

- Lefebvre, N., Kopylova, M., Kivi, K., 2005. Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa, Ontario, Canada: unconventional diamondiferous volcanoclastic rocks. *Precambrian Research* 138, 57–87.
- Locock, A.J., 2014. An Excel spread sheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers & Geosciences* 62, 1–11. (Utilizada a versão 1.9.8. de 2021)
- Lopes, M., Marques, M., Coelho, C., Araújo, M.A., Gomes, A., 2017. Advantages of using UAVs data to study rocky coasts geomorphology: the case study of the São Paio rocky littoral, Portugal. *UAS4Enviro2017*, UTAD, ISBN: 978-989-704-241-6.
- Lopes, M., Marques, M., Coelho, C., Araújo, M.A., Teixeira, J., Gomes, A., 2015. Vantagens no uso de imagens obtidas com veículos autónomos não-tripulados no estudo de costas rochosas: o exemplo de S. Paio, Vila do Conde. VII Congresso Nacional de Geomorfologia, ISBN: 978-989-96462-6-1.
- Lotze, F., 1945. Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekton Forsch*, vol. 6, 78-92.
- Lugmair, G.W., Marti, K., 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 39, 348-357.
- Luhr, J.R., Carmichael, I.S.E., 1981. The Colima Volcanic Complex. Mexico: part.II. Late-Quaternary cinder cones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Berlin, 76: 127-147.
- Ma, L., Jiang, S., Hofmann, A.W., Dai, B., Hou, M., Zhao, K., Chen, L., Li, J., Jiang Y., 2014. Lithospheric and asthenospheric sources of lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: A consequence of rapid lithospheric thinning beneath the North China Craton?. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 124. 250–271. 10.1016/j.gca.2013.09.035.
- Macdonald, G.A., Katsura, T. 1964. Chemical Composition of Hawaiian lavas. *Journal of Petrology*, 5, 82-133.

- Malgarotto, C., Molin, G., Zanazzi, P.F., 1993. Crystal chemistry of clinopyroxenes from Filicudi and Salina (Aeolian Islands, Italy). *Geothermometry and barometry. European Journal of Mineralogy*, 5, 915–923.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643
- Marques, F.O., Mateus, A., Tassinari, C.C., 2002. The Late-Variscan fault network in central-northern Portugal (NW Iberia): a re-evaluation. *Tectonophysics*, vol. 359, pp. 255-270.
- Martínez Catalán, J., 2011. Are the oroclinal of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova* 23:241–247. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01005.x>.
- Martínez Catalán, J.R., 1990. West Asturian-Leonese Zone - introduction. In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 91-92.
- Martins, L., 1999. Cretaceous alkaline magmatism im Algarve litoral (South Portugal): a Basanite-Lamprophyre Suite. *Geolines* 9, 84-91.
- Mata, J., Munhá, J., 1986. Geochemistry of some Late-Variscan Calc-Alkaline Lamprophyres from the Ossa-Morena Zona (Elvas, Central Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 72, fasc, 1/2, 9-31.
- Mateus, A., Noronha, F., 2010. Sistemas mineralizantes epigenéticos na Zona Centro-Ibérica; expressão da estruturação orogénica Meso- a Tardi-Varisca. In: *Geologia Aplicada, Volume II - Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História* (eds. Coteló Neiva, J. M., Ribeiro, A., Victor, M., Noronha, F. & Ramalho, M.), Escolar Editora, 47-61.
- Matte, P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics* 196, 309-337.
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, vol.126, 329-374.

- McCallister, R.H., Finger, L.W., Ohashi, Y., 1976. Intracrystalline Fe²⁺-Mg equilibria in three natural Ca-rich clinopyroxenes. *American Mineralogist*, 61, 671–676.
- McDougall, I., 1974. The ⁴⁰Ar/³⁹Ar method of K-Ar age determination of rocks using HIFAR reactor. *Atom. Energy Austral*, 17(3): 3-12.
- McDougall, I., Harrison, T.M., 1988. *Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar Method*. Oxford University Press, New York.
- Mckenzie, D.P., Bickle, M.J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29, 625–679.
- Merrihue, C.M., Turner, G., 1966. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *J. Geophys. Res.*, 71: 2852-2857
- Metais, D., Chaves, F., 1964. Kersantites and vogesites - a possible example of group heteromorphism. *Yearbook. Carn. Inst. Wash.*, 196-199.
- Metais, D., Chaves, F., 1963. Varieties of lamprophyre. *Yearb. Cam. Inst. Wash.*, 156-157.
- Min, K., Mundil, R., Renne, P.R., Ludwig, K.R., 2000. A test for systematic errors in ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology through comparison with U/Pb analysis of a 1.1-Ga rhyolite, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 73–98.
- Miranda, A.M., Matias, M.J., Bastos, M.J., 1983/85. Contribuição para o conhecimento das rochas lamprofíricas portuguesas. *Bol. Soc. Geol. Port.*, vol. XXIV, 55-61.
- Misra, K.C., 2012. *Introduction to Geochemistry: Principles and Applications*. John Wiley & Sons, 640.
- Mitchell, R.H., 1994. The lamprophyre facies. *Mineralogy and Petrology* 51, 137–146.
- Mitchell, R.H., 1992. Suggestions for revisions to the terminology of kimberlites and lamprophyres from a genetic viewpoint. *Proc 5th Internat. Kimberlite Conf.*

- Mitchell, R.H., 1989. Aspects of the petrology of kimberlites and lamproites: some definitions and distinctions." *in Kimberlites and Related Rocks: Their Composition, Occurrence, Origin, and Emplacement, Ed. by J. Ross et al.,* (Blackwell, Sydney, 1989), Vol. 1, pp. 7–45.
- Mitchell, R.H., 1986. *Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology.* Plenum, New York, 442 pp.
- Mitchell, R.H., Bergman, S.C., 1991. *Petrology of lamproites.* Plenum Publishing, New York.
- Moayyeda, M., Moazzen, M., Calagari, A.A., Jahangiri, A., Modjarrad, M., 2008. Geochemistry and petrogenesis of lamprophyric dykes and the associated rocks from Eslamy peninsula, NW Iran: Implications for deep-mantle metasomatism. *Chemie der Erde*, 68,141–154.
doi:10.1016/j.chemer.2006.04.002
- Molin, G., Zanazzi, F., 1991. Intracrystalline Fe²⁺-Mg ordering in augite: Experimental study and geothermometric applications. *European Journal of Mineralogy*, 3, 863–875.
- Molina, J.F., Moreno, J.A., Castro, A., Rodriguez, C., and Fershtater, G.B., 2015. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: new calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole-liquid Mg partitioning. *Lithos*, 232, 286–305.
- Moreira, N., Romão, J., Dias, R., Ribeiro, A., Pedro, J., 2019. The Finisterra-Léon-Mid German Crystalline Rise Domain; Proposal of a New Terrane in the Variscan Chain. In: Quesada, C., Oliveira, J.T., (eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach, Regional Geology Reviews*, Springer, https://doi.org/10.1007/978-3-030-10519-8_13.
- Moreira, N., Romão, J., Pedro, J., Dias, R., Ribeiro, A., 2016. The Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo Shear Zone tectonostratigraphy in Tomar-Abrantes sector (Portugal). In IX Congreso Geológico de España special volume. *Geo-Temas* 16(1):85–88.

- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123–1133
- Morton, R.L., Nebel, M. L., 1984. Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks at the Helen siderite deposit, Wawa, Ontario: *ECON. GEOL.*, v. 79, p. 1319-1333.
- Müller, D., Rock, N.M.S., Groves, D.I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: A pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46, 259–289.
<https://doi.org/10.1007/BF01173568>
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 38, 757–773
- Nazzareni, S., Molin, G., Peccerillo, A., Zanazzi, P.F., 1998. Structural and chemical variations in clinopyroxenes from the island of Alicudi (Aeolian arc) and their implications for conditions of crystallization. *European Journal of Mineralogy*, 10, 291–300.
- Nédli, Zs., Tóth, T.M., Downes, H., Csaszar, G., Beard, A.D., Szabo, C., 2010. Petrology and geodynamical interpretation of mantle xenoliths from the late cretaceous lamprophyres, Villany Mts (S Hungary). *Tectonophysics* 489, 43–54.
- Neiva, J.M.C., 1955. Lamprófiro sienítico do Alto-do-Castelo (Alfândega da Fé). *Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico; Centro de Estudos Geológicos, Univ. Coimbra*, 39, 42-46.
- Nelson, D.R., Chivas, A.R., Chappell, B.W., McCulloch, M.T., 1988. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 1-17.
- Nelson, D.R., McCulloch, M.T., Sun, S.S., 1986. The origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 231-245.
- Niggli, P., 1923. *Gesteins und Mineralprovinzen*. Gebriider Borntrager. Berlin.

- Nimis, P., 1999. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 62–74.
- Nimis, P., 1995. A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121, 44–125.
- Nimis, P., Ulmer, P., 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133, 122–135.
- Noronha, F., Ribeiro, M.A., Almeida, A., Doria, A., Guedes, A., Lima, A., Martins, H.C., Sant’Ovaia, H., Nogueira, P., Martins, T., Ramos, R., Vieira, R., 2006. Jazigos filonianos hidrotermais e aplitopegmatíticos especialmente associados a granitos (Norte de Portugal). *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*. Universidade de Évora, 123-138.
- Noronha, F., Ramos, J.M.F., Rebelo, J. A., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L., 1979. Essai de correlation des phases de déformation hercynienne dans le Nord-Ouest Péninsulaire. *Bol. Soc. Geol. Portg.*, 21(2/3), 227-237.
- Oliveira, J.; Pereira, E.; Piçarra, J.; Yong, T., Romano, M., 1992. O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. In: Gutierrez Marco, J.C.; Saavedra, J. and Rábano, I. (Eds.) – *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Uni. Extremadura, 359-375.
- Orejana, D., Villaseca, C., Kristoffersen, M., 2020. Geochemistry and geochronology of mafic rocks from the Spanish Central System: Constraints on the mantle evolution beneath central Spain, *Geoscience Frontiers*, Volume 11, Issue 5, Pages 1651-1667, ISSN 1674-9871, <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.01.002>.
- Orejana, D., Villaseca, C., Billström, K., Paterson, B.A., 2008. Petrogenesis of Permian alkaline lamprophyres and diabases from the Spanish Central System and their geodynamic context within western Europe, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156, 477–500, doi:10.1007/s00410-008- 0297-x.

- Orejana, D., Villaseca, C., Paterson, B.A., 2007. Geochemistry of mafic phenocrysts from alkaline lamprophyres of the Spanish Central System: Implications on crystal fractionation, magma mixing and xenoliths entrapment within deep magma chambers, *Eur. J. Mineral.*, 19, 817–832, doi:10.1127/0935-1221/2007/0019-1763.
- Orejana, D., Villaseca, C., Paterson, B.A., 2006. Geochemistry of pyroxenitic and hornblenditic xenoliths in alkaline lamprophyres from the Spanish Central System, *Lithos*, 86, 167–196, doi:10.1016/j.lithos.2005.03.014.
- O’Leary, M.S., Lira, R., Dorais, M.J., Tassinari, C.C.G., 2009. Post-collisional lamprophyric event in Sierra Norte, Cordoba, Argentina: mineralogical, geochemical and isotopic characteristics. *Journal of South American Earth Sciences* 28, 277–287.
- Pasqual, D., Molin, G., Zanazzi, P.F., 1995. Crystal chemistry of Stromboli clinopyroxene: A comparison with analogues from other Aeolian Islands (Italy). *European Journal of Mineralogy*, 7, 369–378.
- Peacock S.M., 1990. Fluid processes in subduction zones. *Science* 248: 329–337
- Pearce, J. A., 1996. A users guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (eds) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79-113.
- Pearce, J. A., Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23, 251-285
- Pearce, J. A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J., Eds, *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva Publishing Ltd., 230–249
- Pereira, E., 1987. Estudo geológico estrutural da região de Celorico de Bastos e sua interpretação geodinâmica. 244pp. Universidade de Lisboa. Tese de Doutoramento.

- Pereira, E., Gonçalves, L.S., Moreira, A., 1980. Carta e notícia explicativa da folha 13-D (Oliveira de Azeméis) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000. D.G.G.M. Serviços Geológicos de Portugal, pp. 68.
- Pereira, M.F., Silva, J.B., Drost, K., Chichorro, M., Apraiz, A., 2010. Relative timing of the transcurrent displacements in northern Gondwana: U–Pb laser ablation ICP-MS zircon and monazite geochronology of gneisses and sheared granites from the western Iberian Massif (Portugal). *Gondwana Res* 17(2–3):461–481. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.08.006>.
- Pereira, M., 1999. Caracterização da estrutura dos domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena e seu limite com a Zona Centro-Ibérica, no Nordeste Alentejano. Tese de Doutoramento, Uni. Évora, pp. 115.
- Perini, G., Cebria, J.M., Lopez-Ruiz, J., Doblas, M., 2004. Carboniferous- Permian mafic magmatism in the Variscan belt of Spain and France: Implications for mantle sources, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 223, 415–438, doi:10.1144/GSL.SP.2004.223.01.18.
- Phani, P.R.C., Raju, V.V.N., Srinivas, M., 2018. Petrological and Geochemical Characteristics of a Shoshonitic Lamprophyre, Sivarampet, Wajrakarur Kimberlite Field, Southern India *IOSR Journal of Applied Geology and Geophysics* 6 55-6
- Philpots, A.R., 1976. Silicate liquid immiscibility: its probable extent and petrogenetic significance. *Am. J. Sci.*, 276: 1147–1177.
- Pinarelli, L., Rottura, A., 1995. Sr and Nd isotopic study and Rb-Sr geochronology of the Bejar granites, Iberian Massif, Spain, *Eur. J. Mineral.*, 577–589.
- Pinto, A.F.F., 1968. Dolerito com hornblenda e biotite do Alto Lindoso. *Publ. Museu e Laboratório mineralógico e geológico e do Centro de Estudos Geológicos, Univ. Coimbra*, nº 66, 70-74.
- Pinto, A.F.F., 1968. Lamprófiro com biotite e actinolite de Vilarinho das Fumas. *Publ. Museu e Laboratório mineralógico e geológico e do Centro de Estudos Geológicos, Univ. Coimbra*, nº 66, 75-80.

- Plá Cid, J., Campos, C.S, Nardi, L.V.S., Florisbal, L., 2011. Petrology of Gameleira Potassic Lamprophyres, São Francisco Craton. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 84(2): 377-398, ISSN 1678-2690.
- Plissart, G., Féménias, O., Mărunțiu, M., Diot, H., Demaiffe, D., 2009. Mineralogy and geothermometry of gabbro-derived listvenites in the Tisovita-luti ophiolite southwestern Romania. *Can. Mineral.*, 47, 81–105.
- Poldevaart, A., 1953. Petrological calculations in metasomatic processes. *Am. J. of Sci.*, 251: 481 - 504.
- Portugal Ferreira, M, Macedo, C.A.R, 1979. Actividade magmática durante o Mesozóico; I – Abrecha para a datação K-Ar das rochas filonianas básicas intrusivas na Zona Centro Ibérica (Portugal). *Memórias e Notícias, Publ. Mus Lab Mineral, Geol., Univ. Coimbra*, nº87.
- Putirka, K., 2016. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, Volume 101, pages 841–858, 2016
DOI: <http://dx.doi.org/10.2138/am-2016-5506>.
- Putirka, K., 2008. Thermometers and Barometers for volcanic systems. In K.D. Putirka and F.J. Tepley III, Eds., *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes*, 69, p.61–142. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America, Chantilly, Virginia.
- Putirka, K.D., Mikaelian, H., Ryerson, F., Shaw, H., 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88, 1542–1554.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J., Walker, D., 1996. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 92–108.
- Queen, M., Heaman, L.M., Hanes, J.A., Archibald, D.A., Farrar, E., 1996. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ phlogopite and U–Pb perovskite dating of lamprophyre dykes from the eastern

Lake Superior region: evidence for a 1.14 Ga magmatic precursor to Midcontinent Rift volcanism. *Canadian Journal of Earth Sciences* 33, 958–965.

Ribeiro, A., 1990. Central-Iberian Zone - Introduction. In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 143-144.

Ribeiro, A., 1974. Contribution à l'étude de Trás-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. Portg.*, N.S., Tese de doutoramento, 177.

Ribeiro, A., Romão, J., Munhá, J., Rodrigues, J., Pereira, E., Mateus, A., Araújo, A., 2013. Relações tectonostratigráficas e fronteiras entre a Zona Centro-Ibérica e a Zona Ossa-Morena do Terreno Ibérico e do Terreno Finisterra. In Dias R, Araújo A, Terrinha P, Kullberg JC (Ed) *Geologia de Portugal* (vol 1), Escolar Editora 439–481

Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P.E., Araújo, A., Oliveira, J.T., Romão, J., Chaminé, H.I., Coke, C., Pedro, J.C., 2007. Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics* 26 (6):TC6009. <https://doi.org/10.1029/2006tc002058>.

Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R., 1990. Structure of the Northwest of the Iberian Peninsula. In: Dallmeyer, R. D., Martínez Garcia. *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Berlin: Springer-Verlag, 220-236.

Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D., Monteiro, J.H., 1979. Introduction à géologie générale du Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 114.

Ribeiro, M.A., Martins, H. De La Cruz, E., Dias, C., Teixeira, D., 2018. Litogeoquímica dos Complexos Migmatíticos de Mindelo e de Lavadores-Madalena. XIV Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa; XIX Semana da Geoquímica.

Ribeiro, M.A., Almeida, A., Dória, A., Noronha, F., Brites, H., Sant'Ovaia, H., Ferreira, J., Areias, M., Sousa, M., 2014. Granitos e migmatitos no maciço Póvoa de Varzim-Porto: Implicações Geodinâmicas. *Memórias N° 20*, IX Congresso

Nacional de Geologia / 2º Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa.

- Ribeiro, M.L., Castro, A., Almeida, A., González, Menéndez, L., Jesus, A., Lains, J. A., Lopes, J.C., Martins, H.C.B., Mata, J., Mateus, A., Moita, P, Neiva, A.M.R., Ribeiro, M.A., Santos, J.F., Solá, A.R. 2019. Variscan Magmatism. In: Quesada, C., Oliveira, J.T., (eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*, Regional Geology Reviews, Springer, https://doi.org/10.1007/978-3-030-10519-8_13.
- Ridge, J.D., 1961. Gain and loss of material in a series of replacements. *Geol. Soc. Am. Spec. Papers*. 68: 252 – 253.
- Ridge, J.D., 1949. Replacement and the equating of volume and weight. *J. Geol*, 57, 522 – 550.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., 2012. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, DOI: 10.1007/s00410-011-0704-6.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 45-66.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval P.W., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D.R., 1998. Nomenclature of the Micas. *Clays Clay Miner.* 46, 586–595. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1998.0460513>.
- Rocchi, S., Vincenzo, G.D., Ghezzi, C., Nardini, I., 2009. Granite-lamprophyre connection in the latest stages of the early Paleozoic Ross Orogeny (Victoria Land, Antarctica). *Bulletin of Geological Society of America* 121, 801–819.
- Rock, N.M.S., 1991. *Lamprophyres*. Glasgow: Blackie, 285 pp.

- Rock, N.M.S., 1990. The International Mineralogical Association (IMA/CNMMN) pyroxene nomenclature scheme: computerization and its consequences. *Mineralogy and Petrology*, 43, 99–119.
- Rock, N.M.S., 1987. The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: Fitton, J. G. & Upton, B. G. J. (eds) *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society, London, Special Publications 30, 191–226.
- Rock, N.M.S., 1986. The nature and origin of ultramafic lamprophyres: alnöites and allied rocks. *Journal of Petrology* 27, 155–196.
- Rock, N.M.S., 1984. Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites & spessartites. *Tr R.Soc.Edinburgh: Earth Sci.*74,193-227.
- Rock, N.M.S., 1977. The nature and origin of ultramafic lamprophyres: Some definitions, distinctions, and derivations, *Earth-Science Reviews*, 13, 123-169.
- Rock, N.M.S., Groves, D.I., 1988. Do lamprophyres carry gold as well as diamonds? *Nature* 332, 253–255.
- Romão, J., Moreira, N., Dias, R., Pedro, J., Mateus, A., Ribeiro, A., 2014. Tectonoestratigrafia do Terreno Ibérico no sector Tomar-Sardoal-Ferreira do Zêzere e relações com o Terreno Finisterra. *Comunicações Geológicas* 101 (I):559–562.
- Romão, J., Moreira, N., Pedro, J.C., Mateus, A., Dias, R., Ribeiro, A., 2013. Contribuição para o conhecimento das unidades tectono-estratigráficas do Terreno Finisterra na região de Tomar. In Moreira N, Dias R, Araújo A (Ed) *Geodinâmica e Tectónica Global; a Importância da cartografia geológica*, 9ª Conferência Anual do GGET-SGP Abstract book, Estremoz, 87–91.
- Rosenbusch, H., 1897. *Mikroskopische Physiographie*, 3. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart.
- Rudnick, R., Gao, S., 2003. Composition of the Continental Crust. *Treatise Geochem* 3:1-64. *Treatise on Geochemistry*. 3. 1-64. 10.1016/B0-08-043751-6/03016-4.

- Sá, C.M.P., 2008. Caracterização Morfológica, Microestrutural e Microanalítica de Materiais, Microscopia Electrónica de Varrimento – SEM, Microanálise por Raios-X - EPMA: EDS/WDS, CEMUP, Universidade do Porto
- Sahama, P., 1974. Potassium-rich alkaline rocks. In: H. Sorensen (Editor), *The Alkaline Rocks*. Wiley, New York, N.Y., 96-108.
- Santos, S., 2012. Química-Mineral das Lavas da Ilha de Santa Maria (Açores): Implicações Petrogenéticas. Relatório de Projecto, Univ. Lisboa/Fundação Amadeu Dias
- Scarrow, J.H., Molina, J.F., Bea, F., Montero, P., Vaughan, A.P. M., 2011. Lamprophyre dikes as tectonic markers of late orogenic transtension timing and kinematics: A case study from the Central Iberian Zone, *Tectonics*, 30, TC4007, doi:10.1029/2010TC002755.
- Scarrow, J.H., Molina, J.F., Bea, F., Montero, P., 2009. Within-plate calc-alkaline rocks: Insights from alkaline mafic magma-peraluminous crustal melt hybrid appinites of the central Iberian Variscan continental collision, *Lithos*, 110, 50–64, doi:10.1016/j.lithos.2008.12.007.
- Schandl, E.S., Gorton, M., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97, 629-642.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in- hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304-310.
- Scotese, C.R., 2016. PALEOMAP PaleoAtlas for GPlates and the PaleoData Plotter Program, PALEOMAP Project, <http://www.earthbyte.org/paleomap-paleoatlas-for-gplates/>
- Shearer, C.K., Robinson, P., 1988, Petrogenesis of metaluminous and peraluminous tonalites within the Merrimack Synclinorium: Hardwick tonalite, central Massachusetts. *American Journal of Science*, 288-A, 148-195.

- Skinner, E.M.W., 1989. Contrasting Group I and Group II kimberlite petrology: towards a genetic model for kimberlites. *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.* 14, 528-544.
- Smith, E.I., Sánchez, A., Douglas Walke, J., Wang, W., 1999. Geochemistry of Mafic Magmas in the Hurricane Volcanic Field, Utah: Implications for Small- and Large-Scale Chemical Variability of the Lithospheric Mantle. *The Journal of Geology*, 107, 433–448
- Sorbadere, F., Laurenz, V., Frost, D.J., Wenz, M., Rosenthal, R., McCammon, C., Rivard, C., 2018. The behavior of ferric iron during partial melting of peridotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 239, pp 235-254
- Sorensen, H., 1974. *The Alkaline Rocks*. Wiley, New York, N.Y., 559
- Souza, F.L.P., 1926. La Serra de Monchique. *Bull. Soc Géol. France*, Paris, t. 26, 321-350.
- Souza-Brandão, V., 1907. Les espechellites, une nouvelle famille de roches de filons au Cap d'Espichel. *Ann. Scient. Acad. Polit. Porto*, vol. II, 1ª parte.
- Sparks, R.S.J., Wadge, G., 1975. Geological and geochemical studies of the Sintra alkaline igneous complex, Portugal. *Bul. Volcanol.*, vol. 39, 385-406.
- Spiess, R., Bertolo, B., Borghi, A., Tinor Centi, M., 2001. Crustal–mantle lithosphere decoupling as a control on Variscan metamorphism in the Eastern Alps. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 479–486.
- Srivastava, R.K., Chalapathi Rao, N.V., 2007. Petrology, geochemistry and tectonic significance of Palaeoproterozoic alkaline lamprophyres from the Jungel Valley, Mahakoshal supracrustal belt, Central India. *Mineralogy and Petrology* 89, 189–215.
- Steiger, R.H., Jäger, E, 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constant in geo- and cosmochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359–362.
- Stille, H., 1924. *Grundfragen der Vergleichenden Tektonik*. Borntraeger, Berlin, 443.

- Streckeisen, A., 1980. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: recommendations and suggestions, IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geol. Rundsch*, 69, 194-207.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12, 1-33.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins*. Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Editors), Geological Society of London, London. 42: 313-345.
- Tappe, S., Foley, S.F., Jenner, G.A., Heaman, L.M., Kjarsgaard, B.A., Romer, R.L., Stracke, A., Joyce, N., Hoefs, J., 2006. Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic craton. *Journal of Petrology* 47, 1261–1315.
- Taylor, J.R., 1997. *An Introduction to Error Analysis: The Study of Uncertainties in Physical Measurements*, 327 pp., Univ. Sci. Books, Mill Valley, Calif.
- Teixeira, C., Assunção, C.F.T., 1958. Rochas básicas de fácies gabróica e dolerítica intrusiva dos granitos da Beira. *Rev. Fac. Ciên. Lisboa*, 2. a sér., C, vol. VI, 81-123.
- Terrinha, P., Rocha, R., Rey, J., Cachão, M., Moura, D., Roque, C., Martins, L., Valadares, V., Cabral, J., Azevedo, M.R., Barbero, L., Clavijo, E., Dias, R.P., Gafeira, J., Matias, H., Matias, L., Madeira, J., Marques da Silva, C., Munhá, J., Rebelo, L., Ribeiro, C., Vicente, J., Youbi, N., Bensalah, K., 2010. A Bacia do Algarve: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*.
- Thadeu, D., 1965. *Notícia Explicativa da Carta Mineira de Portugal na escala de 1/ 500 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 46.
- Thompson, R.N., Dickin, A.P., Gibson, I.L., Morrison, M.A., 1982. Elemental fingerprints of isotopic contamination of Hebridean Palaeocene mantle-derived

- magmas by Archaean sial. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79, 159-168
- Tilley, C.E., Yoder, H.S., 1967. Pyroxenite facies conversion of volcanic and subvolcanic melillite-bearing assemblages. *Geophys. Lab. Yearb.*, Wash: 257-259.
- Torre de Assunção, C.F., 1934. Sobre as rochas filonianas da região de Cascais e da encosta sul da serra de Sintra. Separada do Boletim nº3 do Museu de Mineralogia e Geologia da Universidade de Lisboa.
- Torre de Assunção, C.F., Brak-Lamy, J., 1949. Algumas rochas eruptivas da região de Chaves. *Separata Bol. da Soc. Geol. de Portugal*, Vol. VIII.
- Turner, F.J. & Verhoogen, J., 1960. *Igneous and Metamorphic Petrology*. McGraw-Hill, New York. N. Y., 694 pp.
- Upton, B.G.J., 1974. The alkaline province of south-west Greenland. In: H. Sorensen (Editor), *The Alkaline Rocks*. Wiley, New York, N.Y, 221--237.
- Valverde-Vaquero, P., Díez Balda, M.A., Díez Montes, A., Dörr, W., Escuder Viruete, J., González Clavijo, E., Maluski, H., Rodríguez-Fernández, L.R., RubioM F., Villar, P., 2006. Timing of Variscan metamorphism and the Central Iberian paradox, *Geophys. Res. Abstr.*, 8, 01309.
- Vignerresse, J. L., 1987. La zone cisailé sud armoricaine est-elle une structure en fleur? *C. R. Acad. Sc. Paris*, 304, 745-749.
- Vilas, L., San Jose, M.A., 1990. Ante-Ordovician stratigraphy in Central- Iberian Zone. In: Dallmeyer, R.D., Martínez-García, E. (Eds.) - *Pre- Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 145-146.
- Villa, I.M., De Bièvre, P., Holden, N.E., Renne, P.R., 2015. IUPAC-IUGS recommendation on the half-life of ⁸⁷Rb. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 164, 382–385 <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2015.05.025>.

- Villaseca, C., Pérez-Soba, C., Merino, E., Orejana, D., López-García, J.A., 2008. Contrasting crustal sources for peraluminous granites of the segmented Montes de Toledo Batholith, *J. Geosci.*, 53, 263–280, doi:10.3190/jgeosci.035.
- Villaseca, C., Huertas, M.J., Orejana, D., Carracedo, M., Jiménez San Pedro R., Scarrow, J.H., 2004. Magmatismo filoniano tardi- y postvarisco, in *Geología de España*, edited by J. A. Vera, pp. 124–128, SGE-ITGE, Madrid.
- Weil, A., Gutiérrez-Alonso, G., Conan, J., 2010. New time constraints on lithospheric-scale oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc: A palaeomagnetic study of earliest Permian rocks from Iberia, *J. Geol. Soc.*, 167, 127–143, doi:10.1144/0016-76492009-002.
- White, W.M., 2005. *Geochemistry*. John Wiley & Sons.
- Wiewióra, A., Weiss, Z., 1990. Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. *Clay Miner*, 25, 83–92.
- Williams, J.H., 1890. *Igneous rocks of Arkansas*. Ann. Rep. Geol. Surv. Arkansas, 1890, Vol. II.
- Williams, J.H., Turner, F.J., Gilbert, C.M., 1982. *Petrography*. 2nd ed, W.H. Freeman & Company. San Francisco.
- Wilson M, Neumann, E.R., Davies, G.R., Timmerman, M.J., Heeremans, M., Larsen, B.T., 2004. Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. *Geol Soc London Spec Publ*, vol 223, London, pp 498
- Wimmenauer, W., 1976. Remarks to the Discussion on Nomenclature of Lamprophyres. Consultative Document, I.U.G.S. Subcommission.
- Wimmenauer, W., 1973a. Granites et lamprophyres. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 15(3): 195.
- Wimmenauer, W., 1973b. Lamprophyre, Semilamprophyre und anchib as altische Gangesteine. *Fortschr. Mineral.* 51, 3-67.

- Winter, J.D., 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall Inc, Upper Saddle River, 697
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325--343
- Wones, D.R., Eugster, H.P., 1965. *Stability of biotite: Experiment, Theory, and Application*. *The American Mineralogist*, Vol.50.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 50, Issue 1, 11-30, ISSN 0012-821X, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8).
- Wood, D.A., Joron, J., Treuil, M., 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, 45, 356-336
- Woolley, A.R., Bergman, S.C., Edgar, A.D., Le Bas, M.J., Mitchell, R.H., Rock, N.M.S., Scott-Smith, B.H., 1996. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks. *Canadian Mineralogist* 34, 175–186.
- Wu, F.Y., Xu, Y.G., Gao, S., Zheng, J. P., 2008. Lithospheric thinning and destruction of North China Craton. *Acta Petrol.* 24, 1145–1174.
- Wyman, D.A., Ayer, J.A., Conceição, R.V., Sage, R.P., 2006. Mantle processes in an Archean orogen: evidence from 2.67 Ga diamond-bearing lamprophyres and xenoliths. *Lithos* 89, 300–328.
- Xie, X., Byerly, G.R., Ferrell, R.E.J., 1997. Ilb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 275–291.

- Xu, Y.G., Li, H.Y., Pang, C.J., He, B., 2009. On the timing and duration of the destruction of the North China Craton. *Chin. Sci. Bull.* 54, 3379–3396.
- Yavuz, F., 2013. WinPyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry. *American Mineralogist*, 98, 1338–1359 DOI: <http://dx.doi.org/10.2138/am.2013.4292> 1338.
- Yavuz, F., Döner, Z., 2017. WinAmptb: A Windows program for calcic amphibole thermobarometry. *Period. Mineral.* 86, 135-167.
- Yavuz, F., Yıldırım, D.K., 2018. A Windows program for calculation and classification of epidote-supergroup minerals. *Period. Mineral.* 87, 269-285 DOI: 10.2451/2018PM7808.
- Yavuz, F., Kumral, M., Karakaya, N., Karakaya, M.Ç., Yıldırım, D.K., 2015. A Windows program for chlorite calculation and classification. *Computers & Geosciences*, 81,101–113, <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2015.04.011>
- York, D., 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5, 320–324.
- Zane, A., Weiss, Z.,1998. A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rend. Lincei Sci.Fis.Nat.Ser.* 9, 51–56.

Capítulo XIV

Anexos

XIV. Anexos

Os anexos apresentados neste trabalho correspondem a:

- Anexo 1: Tabelas dos dados obtidos das análises de geoquímica de Rocha Total;
- Anexo 2: Tabelas com os dados obtidos e os cálculos necessários sobre a geoquímica Mineral;
- Anexo 3: Mapas paleogeográficos entre os 310-170 Ma

ANEXO 1 – Geoquímica de Rocha Total

Tabela A1: Análises químicas de rocha total.

Amostras	2015-3	2015-4A	2015-4B	2015-11	2015-12	2015-6	2016-1	2018-4	Limite
Filão	F2					F3			
SiO ₂	49.66	50.01	49.49	53.13	49.54	49.90	51.53	51.85	0.01
Al ₂ O ₃	14.27	15.10	14.84	17.94	14.51	14.22	13.04	13.50	0.01
Fe ₂ O ₃ (T)	7.61	7.55	7.29	7.33	8.99	7.87	7.27	7.51	0.01
MnO	0.12	0.14	0.12	0.03	0.29	0.10	0.10	0.10	0.001
MgO	7.69	7.60	7.49	5.73	7.31	8.42	8.31	7.75	0.01
CaO	5.10	6.35	6.71	0.26	4.47	4.24	5.25	3.97	0.01
Na ₂ O	2.05	1.88	2.15	1.15	1.97	2.22	2.05	2.60	0.01
K ₂ O	3.36	2.99	3.20	4.51	3.57	7.25	6.61	6.40	0.01
TiO ₂	1.02	1.06	1.13	1.28	1.04	1.45	1.23	1.34	0.001
P ₂ O ₅	0.39	0.37	0.57	0.27	0.39	1.36	1.24	1.38	0.01
LOI	8.82	7.29	6.27	7.50	8.24	2.98	2.11	2.92	
Total	100.10	100.30	99.27	99.14	100.30	100.00	98.74	99.32	0.01
Sc	20.00	20.00	19.00	22.00	20.00	25.00	23.00	24.00	1
Be	3.00	3.00	3.00	6.00	3.00	6.00	7.00	6.00	1
V	152.00	151.00	149.00	171.00	152.00	157.00	140.00	148.00	5
Cr	380.00	340.00	310.00	380.00	390.00	430.00	490.00	500.00	20
Co	26.00	26.00	26.00	28.00	30.00	34.00	34.00	34.00	1
Ni	120.00	110.00	130.00	100.00	120.00	240.00	280.00	280.00	20
Cu	30.00	30.00	30.00	30.00	30.00	40.00	40.00	50.00	10
Zn	80.00	70.00	80.00	160.00	90.00	90.00	90.00	100.00	30
Ga	17.00	18.00	18.00	21.00	19.00	19.00	19.00	19.00	1
Ge	1.00	1.00	1.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	7.00	8.00	5
Rb	120.00	66.00	72.00	157.00	129.00	154.00	170.00	175.00	2
Sr	1220.00	1384.00	1639.00	239.00	1314.00	1241.00	1304.00	1227.00	2
Y	21.00	21.00	23.00	22.00	21.00	26.00	22.00	23.00	2
Zr	213.00	220.00	262.00	276.00	217.00	683.00	523.00	603.00	4
Nb	16.00	17.00	20.00	25.00	19.00	186.00	249.00	255.00	1
Mo	6.00	3.00	2.00	< 2	6.00	3.00	3.00	6.00	2
Ag	0.80	0.60	0.70	0.70	< 0.5	2.30	1.50	0.80	0.5
In	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	0.2
Sn	2.00	< 1	< 1	< 1	3.00	3.00	3.00	3.00	1
Sb	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.5
Cs	5.10	4.50	8.40	4.00	7.40	2.30	3.80	5.90	0.5
Ba	1451.00	1374.00	1759.00	1430.00	1513.00	3073.00	2810.00	2737.00	3
La	61.00	65.30	89.90	68.80	66.40	122.00	133.00	139.00	0.1
Ce	118.00	125.00	174.00	133.00	127.00	226.00	240.00	257.00	0.1
Pr	12.90	13.60	19.10	14.70	13.90	24.70	25.80	27.10	0.05
Nd	48.50	50.50	71.40	53.20	52.00	91.70	93.90	98.30	0.1
Sm	7.70	7.90	10.70	8.60	8.30	14.80	14.80	15.40	0.1
Eu	1.94	2.02	2.59	2.15	2.05	3.81	3.81	3.94	0.05
Gd	5.20	5.60	6.80	5.70	5.60	9.60	8.60	9.30	0.1
Tb	0.70	0.70	0.80	0.80	0.80	1.10	1.00	1.10	0.1
Dy	3.70	3.90	4.40	4.30	4.10	5.40	5.30	5.50	0.1
Ho	0.70	0.70	0.80	0.80	0.80	0.90	0.90	0.90	0.1
Er	2.00	2.00	2.20	2.30	2.10	2.50	2.40	2.40	0.1
Tm	0.28	0.28	0.31	0.33	0.30	0.34	0.32	0.31	0.05
Yb	1.70	1.80	1.90	2.00	1.90	1.90	1.90	2.00	0.1
Lu	0.25	0.27	0.28	0.29	0.28	0.30	0.28	0.30	0.04
Hf	5.30	5.60	6.40	7.00	5.80	16.90	7.60	4.90	0.2
Ta	1.20	1.20	1.50	1.50	1.30	10.20	12.60	13.10	0.1
W	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2.00	2.00	1
Tl	0.70	0.40	0.50	0.90	0.80	0.30	0.40	0.60	0.1
Pb	28.00	22.00	27.00	29.00	28.00	23.00	29.00	29.00	5
Bi	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	0.4
Th	11.30	11.80	14.80	14.10	12.00	19.00	20.60	21.20	0.1
U	2.40	2.50	3.10	4.90	2.50	4.30	5.30	5.70	0.1

Tabela A1 (continuação): Análises químicas de rocha total.

Amostras	2018-3	2016-4	2018-2	2015-9	2015-10	2018-1	Limite
Filão	F9	F12	F14	F4			
SiO ₂	61.07	55.27	54.60	49.14	48.39	55.38	0.01
Al ₂ O ₃	11.30	12.51	14.39	11.65	12.98	13.55	0.01
Fe ₂ O ₃ (T)	5.93	7.80	7.06	8.30	12.12	6.00	0.01
MnO	0.04	0.05	0.05	0.12	0.20	0.06	0.001
MgO	4.83	7.35	6.47	10.26	7.69	5.06	0.01
CaO	1.87	2.13	2.00	7.01	2.92	2.05	0.01
Na ₂ O	0.45	0.31	0.57	1.65	1.91	0.47	0.01
K ₂ O	6.34	5.78	6.17	6.10	6.70	8.87	0.01
TiO ₂	1.19	1.30	1.30	1.38	1.32	1.54	0.001
P ₂ O ₅	1.39	1.49	1.47	1.25	1.20	1.37	0.01
LOI	4.78	5.48	6.29	2.19	4.52	3.65	
Total	99.19	99.46	100.40	99.05	99.95	98.00	0.01
Sc	16.00	21.00	21.00	24.00	22.00	25.00	1
Be	11.00	10.00	7.00	7.00	8.00	6.00	1
V	109.00	120.00	119.00	144.00	140.00	168.00	5
Cr	540.00	560.00	530.00	490.00	370.00	470.00	20
Co	13.00	25.00	12.00	38.00	30.00	24.00	1
Ni	220.00	310.00	280.00	300.00	190.00	140.00	20
Cu	40.00	40.00	20.00	40.00	40.00	40.00	10
Zn	80.00	170.00	140.00	90.00	110.00	150.00	30
Ga	17.00	27.00	29.00	17.00	17.00	20.00	1
Ge	< 1	< 1	< 1	2.00	1.00	1.00	1
As	139.00	30.00	29.00	< 5	< 5	23.00	5
Rb	124.00	131.00	145.00	159.00	197.00	217.00	2
Sr	1032.00	808.00	841.00	989.00	1651.00	1181.00	2
Y	28.00	31.00	43.00	20.00	25.00	39.00	2
Zr	568.00	565.00	504.00	179.00	638.00	656.00	4
Nb	274.00	285.00	317.00	188.00	171.00	214.00	1
Mo	3.00	16.00	5.00	2.00	6.00	3.00	2
Ag	2.30	1.80	3.40	0.60	2.20	1.10	0.5
In	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	0.2
Sn	3.00	3.00	4.00	2.00	3.00	3.00	1
Sb	1.10	0.50	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.5
Cs	1.50	1.70	1.80	2.70	22.30	11.90	0.5
Ba	1042.00	881.00	1158.00	2928.00	2559.00	2548.00	3
La	144.00	161.00	155.00	118.00	117.00	131.00	0.1
Ce	260.00	298.00	280.00	220.00	218.00	240.00	0.1
Pr	27.90	32.00	30.20	24.00	23.20	26.00	0.05
Nd	99.90	115.00	108.00	87.30	88.10	96.70	0.1
Sm	15.90	19.20	18.60	14.30	13.90	16.10	0.1
Eu	4.22	4.96	5.18	3.48	3.61	4.44	0.05
Gd	9.60	11.50	12.60	8.10	8.50	10.70	0.1
Tb	1.20	1.40	1.70	0.90	1.00	1.50	0.1
Dy	6.10	7.10	8.60	4.50	5.00	7.50	0.1
Ho	1.10	1.30	1.50	0.80	0.80	1.40	0.1
Er	2.70	3.20	3.80	2.30	2.30	3.80	0.1
Tm	0.36	0.41	0.49	0.29	0.32	0.53	0.05
Yb	2.30	2.60	2.80	1.80	1.90	3.20	0.1
Lu	0.33	0.38	0.43	0.25	0.27	0.49	0.04
Hf	11.60	8.90	17.00	2.50	15.60	5.30	0.2
Ta	14.60	14.80	14.90	9.10	9.10	10.70	0.1
W	3.00	3.00	2.00	2.00	< 1	3.00	1
Tl	0.60	0.80	0.90	0.30	1.10	1.00	0.1
Pb	18.00	14.00	17.00	10.00	16.00	24.00	5
Bi	0.40	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	0.4
Th	25.00	25.60	26.10	15.50	18.10	20.10	0.1
U	10.30	18.20	22.10	4.00	4.60	14.10	0.1

%
FUS-ICP

ppm
FUS-IMS

ANEXO 2 – Geoquímica Mineral

2.1. Grupo Norte:

Anfíbolas

Tabela A2: Análises das anfíbolas do Grupo Norte obtidas à microsonda.

Análises	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO _T	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	ZnO	F	Cl	H ₂ O
F2_A_Anf-1	41.14	11.98	4.28	9.34	13.46	0.05	11.97	2.20	1.24	0.44	0.05	0.18	0.06	3.70
F2_A_Anf-2	42.09	10.86	4.43	10.61	12.71	0.12	11.93	2.21	1.31	0.12	0.02	0.32	0.14	3.32
F2_A_Anf-5	41.44	11.83	4.53	9.33	13.54	0.05	11.92	2.08	1.24	0.52	0.08	0.22	0.04	3.30
F2_A_Anf-6	41.59	11.99	4.71	10.38	13.04	0.10	11.82	2.09	1.38	0.21	0.13	0.26	0.05	2.38
F2_A_Anf-8	41.23	11.81	4.63	10.89	13.21	0.12	11.75	2.25	1.33	0.09	0.03	0.18	0.07	2.50
F2_A_Anf-10	40.39	11.46	4.56	10.64	12.33	0.20	12.41	1.98	1.32	0.15	0.04	0.23	0.08	4.33
F2_A_Anf-11	40.97	11.62	4.33	9.22	13.26	0.07	12.03	2.02	1.21	0.43	0.00	0.32	0.05	4.62
F2_A_Anf-12	41.13	11.59	4.59	10.05	13.09	0.10	11.92	2.15	1.24	0.24	0.00	0.30	0.05	3.70
F2_A_Anf-13	41.13	11.37	4.80	10.13	12.81	0.06	12.08	2.01	1.32	0.41	0.00	0.20	0.05	3.73
F2_B_Anf-1	42.05	11.96	3.71	9.98	13.64	0.12	11.64	2.22	1.32	0.17	0.00	0.36	0.03	2.96
F2_B_Anf-2	42.21	11.93	3.83	9.87	13.67	0.15	11.58	2.18	1.30	0.16	0.03	0.28	0.06	2.89
F2_B_Anf-5	41.20	10.76	4.06	11.88	12.72	0.18	11.73	2.04	1.14	0.07	0.07	0.21	0.08	3.98
F2_B_Anf-6	40.96	12.09	4.86	10.66	13.05	0.13	11.83	2.25	1.34	0.15	0.00	0.31	0.07	2.45
F2_B_Anf-11	40.86	11.97	4.52	10.38	13.13	0.13	12.00	2.03	1.30	0.17	0.06	0.47	0.05	3.16
F2_B_Anf-12	40.65	11.79	4.53	10.30	12.99	0.09	12.38	2.04	1.30	0.17	0.03	0.50	0.05	3.40
F2_D_Anf-1	37.59	11.48	4.72	10.29	12.70	0.12	11.88	2.13	1.25	0.23	0.04	0.24	0.04	7.42
F2_D_Anf-2	39.73	11.80	4.59	10.72	12.79	0.07	11.76	2.19	1.34	0.30	0.03	0.38	0.07	4.39
F2_F_Anf-1	43.01	12.30	3.74	8.25	15.18	0.00	12.08	2.27	1.36	0.54	0.09	0.43	0.06	0.87
F2_F_Anf-5	40.66	12.12	3.92	10.50	12.87	0.09	11.95	2.21	1.44	0.09	0.03	0.34	0.05	3.88
F2_F_Anf-6	42.47	12.10	3.81	8.52	14.03	0.10	12.08	2.31	1.32	0.37	0.00	0.49	0.04	2.59
F2_F_Anf-7	43.32	11.21	3.82	8.72	14.37	0.08	11.91	2.17	1.34	0.15	0.05	0.38	0.12	2.55
F2_F_Anf-8	41.74	11.95	3.97	8.78	14.50	0.04	11.83	2.33	1.35	0.29	0.00	0.41	0.10	2.91
F2_F_Anf-9	42.66	10.94	3.71	8.35	14.17	0.12	11.39	2.34	1.31	0.40	0.00	0.24	0.18	4.35

Tabela B: Fórmulas estruturais das anfíbolas do Grupo Norte, calculadas na base de 24 oxigénios.

Análises	Si	Ti	Al	V	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total (apfu)
F2_A_Anf-1	6.14	0.48	2.11	0.00	0.05	0.00	1.18	0.01	3.00	1.91	0.64	0.236	15.746
F2_A_Anf-10	6.13	0.52	2.05	0.00	0.02	0.00	1.36	0.03	2.79	2.02	0.58	0.255	15.746
F2_A_Anf-11	6.17	0.49	2.06	0.00	0.05	0.00	1.17	0.01	2.98	1.94	0.59	0.233	15.701
F2_A_Anf-12	6.16	0.52	2.05	0.00	0.03	0.00	1.27	0.01	2.92	1.91	0.62	0.236	15.729
F2_A_Anf-13	6.17	0.54	2.01	0.00	0.05	0.00	1.28	0.01	2.86	1.94	0.58	0.252	15.694
F2_A_Anf-2	6.29	0.50	1.91	0.00	0.01	0.00	1.34	0.02	2.83	1.91	0.64	0.250	15.709
F2_A_Anf-5	6.16	0.51	2.07	0.00	0.06	0.00	1.17	0.01	3.00	1.90	0.60	0.235	15.700
F2_A_Anf-6	6.15	0.52	2.09	0.00	0.02	0.00	1.30	0.01	2.88	1.87	0.60	0.260	15.711
F2_A_Anf-8	6.12	0.52	2.07	0.00	0.01	0.00	1.36	0.01	2.92	1.87	0.65	0.251	15.785
F2_B_Anf-1	6.23	0.41	2.09	0.00	0.02	0.00	1.25	0.01	3.01	1.85	0.64	0.249	15.758
F2_B_Anf-11	6.11	0.51	2.11	0.00	0.02	0.00	1.31	0.02	2.93	1.92	0.59	0.248	15.747
F2_B_Anf-12	6.10	0.51	2.08	0.00	0.02	0.00	1.30	0.01	2.90	1.99	0.59	0.248	15.765
F2_B_Anf-2	6.24	0.43	2.08	0.00	0.02	0.00	1.23	0.02	3.01	1.83	0.62	0.245	15.731
F2_B_Anf-5	6.24	0.46	1.92	0.00	0.01	0.00	1.51	0.02	2.87	1.90	0.60	0.219	15.752
F2_B_Anf-6	6.08	0.54	2.11	0.00	0.02	0.00	1.34	0.02	2.89	1.88	0.65	0.254	15.775
F2_D_Anf-1	5.92	0.56	2.13	0.00	0.03	0.00	1.36	0.02	2.98	2.00	0.65	0.250	15.893
F2_D_Anf-2	6.04	0.52	2.11	0.00	0.04	0.00	1.37	0.01	2.90	1.92	0.65	0.260	15.820
F2_F_Anf-1	6.20	0.41	2.09	0.00	0.06	0.00	1.00	0.00	3.26	1.86	0.63	0.251	15.771
F2_F_Anf-5	6.13	0.44	2.15	0.00	0.01	0.00	1.33	0.01	2.89	1.93	0.65	0.277	15.820
F2_F_Anf-6	6.24	0.42	2.09	0.00	0.04	0.00	1.06	0.01	3.07	1.90	0.66	0.247	15.739
F2_F_Anf-7	6.35	0.42	1.94	0.00	0.02	0.00	1.08	0.01	3.14	1.87	0.62	0.251	15.697
F2_F_Anf-8	6.17	0.44	2.08	0.00	0.03	0.00	1.09	0.01	3.19	1.87	0.67	0.254	15.806
F2_F_Anf-9	6.36	0.42	1.92	0.00	0.05	0.00	1.06	0.01	3.15	1.82	0.68	0.249	15.715

Tabela C: Fórmulas estruturais das anfíbolas do Grupo Norte recalculadas segundo a distribuição catiónica por “sites” com a aplicação *Winamptb*.

Análises	Si	Al ^{IV}	T-site	Al ^{VI}	Cr	Ti	Mg	Fe ²⁺	Mn	C-site	Ca	Na	B-site	Na	K	A-site
F2_A_Anf-1	6.14	1.86	8.00	0.25	0.05	0.48	3.00	1.17	0.01	4.95	1.91	0.09	2.00	0.55	0.24	0.79
F2_A_Anf-2	6.29	1.71	8.00	0.21	0.01	0.50	2.83	1.33	0.02	4.89	1.91	0.09	2.00	0.55	0.25	0.80
F2_A_Anf-5	6.16	1.84	8.00	0.23	0.06	0.51	3.00	1.16	0.01	4.96	1.90	0.10	2.00	0.50	0.23	0.73
F2_A_Anf-6	6.15	1.85	8.00	0.24	0.02	0.52	2.88	1.28	0.01	4.96	1.87	0.13	2.00	0.47	0.26	0.73
F2_A_Anf-10	6.13	1.87	8.00	0.18	0.02	0.52	2.79	1.35	0.03	4.88	2.00	0.00	2.00	0.58	0.25	0.84
F2_A_Anf-11	6.17	1.83	8.00	0.24	0.05	0.49	2.98	1.16	0.01	4.93	1.94	0.06	2.00	0.53	0.23	0.76
F2_A_Anf-12	6.16	1.84	8.00	0.21	0.03	0.52	2.92	1.26	0.01	4.94	1.91	0.09	2.00	0.54	0.24	0.77
F2_A_Anf-13	6.17	1.83	8.00	0.18	0.05	0.54	2.86	1.27	0.01	4.91	1.94	0.06	2.00	0.52	0.25	0.77
F2_A_Anf-8	6.12	1.88	8.00	0.19	0.01	0.52	2.92	1.35	0.01	5.00	1.87	0.13	2.00	0.52	0.25	0.77
F2_B_Anf-1	6.23	1.77	8.00	0.32	0.02	0.41	3.01	1.24	0.00	5.00	1.85	0.14	2.00	0.50	0.25	0.75
F2_B_Anf-11	6.11	1.89	8.00	0.21	0.02	0.51	2.93	1.30	0.02	4.98	1.92	0.08	2.00	0.51	0.25	0.76
F2_B_Anf-12	6.10	1.90	8.00	0.18	0.02	0.51	2.90	1.29	0.01	4.93	1.99	0.01	2.00	0.58	0.25	0.83
F2_B_Anf-2	6.24	1.76	8.00	0.32	0.02	0.43	3.01	1.22	0.00	5.00	1.83	0.15	2.00	0.47	0.25	0.72
F2_B_Anf-5	6.24	1.76	8.00	0.16	0.01	0.46	2.87	1.50	0.00	5.00	1.90	0.07	2.00	0.53	0.22	0.74
F2_B_Anf-6	6.08	1.92	8.00	0.19	0.02	0.54	2.89	1.32	0.02	4.98	1.88	0.12	2.00	0.53	0.25	0.78
F2_D_Anf-1	5.92	2.08	8.00	0.05	0.03	0.56	2.98	1.35	0.02	4.99	2.00	0.00	2.00	0.65	0.25	0.90
F2_D_Anf-2	6.04	1.96	8.00	0.16	0.04	0.52	2.90	1.36	0.01	4.99	1.92	0.08	2.00	0.56	0.26	0.82
F2_F_Anf-1	6.20	1.80	8.00	0.29	0.06	0.41	3.26	0.98	0.00	5.00	1.86	0.12	2.00	0.51	0.25	0.76
F2_F_Anf-5	6.13	1.87	8.00	0.28	0.01	0.44	2.89	1.32	0.01	4.96	1.93	0.07	2.00	0.58	0.28	0.85
F2_F_Anf-6	6.24	1.76	8.00	0.33	0.04	0.42	3.07	1.05	0.01	4.92	1.90	0.10	2.00	0.56	0.25	0.80
F2_F_Anf-7	6.35	1.65	8.00	0.29	0.02	0.42	3.14	1.07	0.01	4.95	1.87	0.13	2.00	0.49	0.25	0.74
F2_F_Anf-8	6.17	1.83	8.00	0.25	0.03	0.44	3.19	1.08	0.00	5.00	1.87	0.12	2.00	0.54	0.25	0.80
F2_F_Anf-9	6.36	1.64	8.00	0.28	0.05	0.42	3.15	1.04	0.01	4.96	1.82	0.18	2.00	0.50	0.25	0.74

Micas Castanhas

Tabela D: Análises das micas castanhas do Grupo Norte obtidas à microsonda.

Análises	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	F	Cl	Cr ₂ O ₃	NiO
F2_A_Bt-1	36.14	6.19	15.36	14.58	0.12	13.38	0.06	0.53	8.39	1.67	0.32	0.14	0.11	0.03
F2_A_Bt-2	36.04	5.89	14.93	14.61	0.13	14.11	0.09	0.68	8.10	1.34	0.16	0.21	0.04	0.01
F2_A_Bt-3	36.17	6.08	14.89	15.32	0.13	12.97	0.09	0.60	8.53	1.59	0.11	0.17	0.08	0.00
F2_A_Bt-4	35.67	5.50	14.82	16.65	0.14	13.06	0.06	0.53	8.17	1.27	0.16	0.15	0.07	0.00

Tabela E: Fórmulas estruturais das micas castanhas do Grupo Norte, calculadas na base de 22 oxigénios.

Análises	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe _T	Mn	Mg	Ni	Ca	Na	K	Ba	OH	F	Cl
F2_A_Bt-1	5.38	2.67	0.08	0.69	0.01	0.272	1.542	1.816	0.02	2.97	0.00	0.01	0.15	1.59	0.10	3.81	0.15	0.04
F2_A_Bt-2	5.39	2.61	0.02	0.66	0.00	0.210	1.614	1.827	0.02	3.14	0.00	0.01	0.20	1.55	0.08	3.87	0.08	0.05
F2_A_Bt-3	5.42	2.58	0.05	0.69	0.01	0.220	1.868	1.919	0.02	2.89	0.00	0.02	0.17	1.63	0.09	3.91	0.05	0.04
F2_A_Bt-4	5.39	2.61	0.02	0.62	0.01	0.223	0.526	2.102	0.02	2.94	0.00	0.01	0.16	1.57	0.08	3.89	0.08	0.04

Feldspatos

Tabela F: Análises dos feldspatos do Grupo Norte obtidas à microsonda.

Análises	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	SrO
F2_A_Plag-2	51.82	28.90	0.01	0.36	0.11	0.00	12.77	2.82	0.37	0.01	0.40
F2_A_Plag-3	52.12	28.82	0.08	0.35	0.07	0.08	12.72	3.13	0.33	0.00	0.42
F2_B_Feld-1	67.39	19.69	0.00	0.25	0.28	0.02	0.80	9.89	0.69	0.00	0.25
F2_B_Feld-2	51.74	29.48	0.05	0.37	0.12	0.07	12.00	3.57	0.87	0.09	0.48
F2_B_Feld-3	51.82	29.28	0.04	0.38	0.08	0.01	12.88	3.55	0.38	0.07	0.44
F2_B_FeldAlb-1	50.93	29.31	0.04	0.31	0.07	0.00	12.76	2.94	0.36	0.01	0.54
F2_B_FeldAlb-2	64.59	21.16	0.00	0.25	0.09	0.00	0.68	7.88	1.58	0.00	0.19
F2_B_FeldAlb-3	63.96	21.24	0.02	0.27	0.09	0.00	0.67	7.83	1.66	0.07	0.12
F2_B_Plag-1	64.51	17.13	0.02	0.51	0.00	0.05	0.05	0.65	15.69	0.24	0.14
F2_B_Plag-2	67.80	16.27	0.00	0.21	0.01	0.01	0.10	0.42	12.55	0.17	0.00
F2_B_Plag-3	64.36	16.93	0.00	1.33	0.06	0.00	0.02	0.35	15.27	0.11	0.17
F2_C_Feld1-1	64.08	17.27	0.00	0.07	0.03	0.04	0.00	0.19	16.65	0.23	0.06
F2_C_Feld1-2	64.75	16.50	0.02	0.09	0.00	0.09	0.02	0.17	16.45	0.23	0.00
F2_C_Feld1-4	64.31	16.09	0.02	0.09	0.00	0.07	0.01	0.57	16.33	0.32	0.00
F2_C_Feld2-1	64.09	17.34	0.00	0.07	0.02	0.01	0.04	0.25	16.39	0.39	0.00
F2_C_Feld2-2	67.35	18.85	0.00	0.05	0.12	0.02	0.28	9.15	0.60	0.00	0.17
F2_C_Feld2-3	68.19	19.24	0.02	0.09	0.05	0.00	0.54	9.88	0.09	0.00	0.26
F2_D_Plag1-1	51.40	28.51	0.00	0.40	0.05	0.02	12.62	3.03	0.38	0.04	0.74
F2_D_Plag1-3	51.27	26.71	0.04	0.39	0.20	0.00	12.93	2.86	1.33	0.08	0.30
F2_D_Plag1-4	50.90	29.74	0.09	0.39	0.08	0.01	13.12	2.77	0.33	0.12	0.54
F2_D_Plag1-6	51.36	29.04	0.04	0.40	0.09	0.01	12.75	2.86	0.64	0.06	0.68
F2_D_Plag1-7	51.36	26.38	0.05	0.38	0.13	0.00	12.71	2.96	1.24	0.00	0.51
F2_D_Plag2-3	66.84	19.83	0.00	0.14	0.00	0.04	1.12	8.59	0.85	0.00	0.00
F2_D_Plag2-4	50.85	29.84	0.05	0.39	0.08	0.00	13.18	2.79	0.32	0.04	0.56
F2_D_Plag2-6	51.67	29.86	0.07	0.40	0.08	0.00	12.67	2.93	0.59	0.11	0.52
F2_D_Plag2-7	67.04	19.72	0.00	0.04	0.00	0.06	0.96	8.69	1.10	0.16	0.00

Tabela G: Fórmulas estruturais dos feldspatos do Grupo Norte, calculadas na base de 8 oxigénios.

Análises	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Na	K
F2_A_Plag-2	2.445	0.000	1.607	0.000	0.000	0.014	0.000	0.008	0.646	0.000	0.258	0.023
F2_A_Plag-3	2.442	0.003	1.592	0.000	0.000	0.014	0.003	0.005	0.639	0.000	0.284	0.019
F2_B_Feld-1	3.004	0.000	1.034	0.000	0.000	0.009	0.001	0.019	0.038	0.000	0.855	0.039
F2_B_Feld-2	2.396	0.002	1.609	0.000	0.000	0.014	0.003	0.008	0.595	0.002	0.321	0.052
F2_B_Feld-3	2.399	0.001	1.598	0.000	0.000	0.014	0.001	0.006	0.639	0.001	0.318	0.023
F2_B_FeldAlb-1	2.409	0.001	1.634	0.000	0.000	0.012	0.000	0.005	0.646	0.000	0.269	0.022
F2_B_FeldAlb-2	2.994	0.000	1.156	0.000	0.000	0.010	0.000	0.006	0.034	0.000	0.708	0.094
F2_B_FeldAlb-3	2.978	0.000	1.165	0.000	0.000	0.010	0.000	0.006	0.033	0.001	0.707	0.099
F2_B_Plag-1	3.026	0.001	0.947	0.000	0.000	0.020	0.002	0.000	0.002	0.004	0.059	0.939
F2_B_Plag-2	3.254	0.000	0.920	0.000	0.000	0.009	0.000	0.001	0.005	0.003	0.039	0.769
F2_B_Plag-3	3.043	0.000	0.943	0.000	0.000	0.053	0.000	0.004	0.001	0.002	0.032	0.921
F2_C_Feld1-1	3.015	0.000	0.958	0.000	0.003	0.000	0.001	0.002	0.000	0.004	0.018	0.999
F2_C_Feld1-2	3.062	0.001	0.920	0.000	0.000	0.004	0.001	0.000	0.001	0.004	0.015	0.992
F2_C_Feld1-4	3.048	0.001	0.899	0.000	0.004	0.000	0.003	0.000	0.001	0.006	0.052	0.987
F2_C_Feld2-1	3.017	0.000	0.962	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.002	0.007	0.022	0.985
F2_C_Feld2-2	3.101	0.000	1.023	0.000	0.000	0.002	0.001	0.008	0.014	0.000	0.817	0.035
F2_C_Feld2-3	3.075	0.001	1.022	0.000	0.000	0.003	0.000	0.004	0.026	0.000	0.864	0.005
F2_D_Plag1-1	2.440	0.000	1.595	0.000	0.000	0.016	0.001	0.004	0.642	0.001	0.279	0.023
F2_D_Plag1-3	2.453	0.001	1.506	0.000	0.000	0.016	0.000	0.014	0.663	0.001	0.265	0.081
F2_D_Plag1-4	2.393	0.003	1.648	0.000	0.000	0.015	0.000	0.005	0.661	0.002	0.253	0.019
F2_D_Plag1-6	2.420	0.001	1.612	0.000	0.000	0.016	0.000	0.006	0.644	0.001	0.262	0.038
F2_D_Plag1-7	2.471	0.002	1.495	0.000	0.000	0.015	0.000	0.009	0.655	0.000	0.276	0.076
F2_D_Plag2-3	3.058	0.000	1.069	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000	0.055	0.000	0.762	0.050
F2_D_Plag2-4	2.389	0.002	1.652	0.000	0.000	0.015	0.000	0.006	0.663	0.001	0.254	0.019
F2_D_Plag2-6	2.405	0.003	1.638	0.000	0.000	0.016	0.000	0.005	0.632	0.002	0.264	0.035
F2_D_Plag2-7	3.056	0.000	1.059	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.047	0.003	0.768	0.064

Clorites

Tabela H: Análises das clorites do Grupo Norte obtidas à microsonda.

Análises	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	ZnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	F
F2_A_Clr-1	29.375	0.472	16.460	0.058	20.170	0.219	0.061	0.016	19.315	0.213	0.075	0.279	0.470	0.002
F2_A_Clr-2	28.450	0.067	17.109	0.061	20.276	0.214	0.044	0.150	20.114	0.083	0.000	0.194	0.161	0.017
F2_A_Clr-3	29.173	0.311	16.574	0.081	20.454	0.240	0.031	0.136	19.891	0.130	0.081	0.175	0.402	0.000
F2_A_Clr-4	30.021	0.132	15.588	0.062	19.786	0.222	0.051	0.066	20.642	0.160	0.029	0.153	0.342	0.006
F2_A_Clr2-1	31.100	0.000	16.258	0.181	18.858	0.166	0.094	0.010	22.006	0.481	0.007	0.144	0.061	0.089
F2_A_Clr2-2	29.271	0.008	16.161	0.292	20.372	0.195	0.000	0.066	20.554	0.073	0.000	0.060	0.055	0.008
F2_A_Clr2-3	31.387	0.000	15.025	0.138	18.803	0.172	0.000	0.102	21.264	0.275	0.059	0.117	0.092	0.053
F2_B_Clr-1	29.714	0.010	16.523	0.061	20.647	0.218	0.076	0.000	20.698	0.231	0.000	0.061	0.089	0.000
F2_B_Clr-2	29.410	0.087	15.479	0.085	20.950	0.227	0.022	0.149	19.292	0.096	0.011	0.038	0.069	0.016
F2_B_Clr2-1	34.880	0.069	13.611	0.177	17.557	0.198	0.082	0.016	21.105	1.816	0.004	0.080	0.112	0.143
F2_B_Clr2-2	35.002	0.055	13.700	0.186	17.703	0.182	0.031	0.000	20.984	1.823	0.045	0.075	0.108	0.160
F2_B_Clr2-3	36.352	0.000	12.005	0.186	16.892	0.193	0.057	0.018	20.473	2.890	0.029	0.094	0.137	0.162
F2_B_Clr2-4	29.670	0.014	16.456	0.122	20.173	0.219	0.005	0.016	20.867	0.047	0.034	0.048	0.167	0.037
F2_C_Clr-1	30.727	0.018	16.161	0.087	20.902	0.241	0.000	0.111	20.693	0.401	0.004	0.072	0.044	0.000
F2_C_Clr-2	30.280	0.046	16.403	0.069	20.560	0.253	0.045	0.105	20.895	0.085	0.013	0.064	0.067	0.024
F2_C_Clr-4	29.445	0.085	16.656	0.070	21.390	0.225	0.000	0.086	19.727	0.094	0.015	0.092	0.067	0.008
F2_D_Clr-1	29.511	0.004	16.623	0.075	20.843	0.217	0.052	0.026	20.911	0.050	0.000	0.101	0.136	0.082
F4_K_Clr-2	35.013	0.051	15.648	0.067	12.686	0.250	0.005	0.026	22.656	0.113	0.023	0.418	2.584	0.558

Tabela I: Fórmulas estruturais das clorites do Grupo Norte, calculadas na base de 14 oxigénios com a aplicação *WinCcac*.

Análises	Si	Al	Si	Al	Mg	Fe	Al	Vazia	Mg	Fe	Al	XSi	XAl	XTot	XAl
Posição	T1		T2		M1+M4				M2+M3			Tet			Oct
F2_A_Clr-1	2.076	0.962	0.962	1.045	1.743	1.021	0.962	0.041	1.235	0.724	0.041	0.519	0.481	1.000	0.176
F2_A_Clr-2	1.902	1.049	1.049	1.043	1.831	1.035	1.049	0.000	1.280	0.724	0.000	0.476	0.525	1.000	0.175
F2_A_Clr-3	2.011	0.995	0.995	1.018	1.794	1.035	0.995	0.012	1.261	0.727	0.012	0.503	0.497	1.000	0.171
F2_A_Clr-4	2.180	0.910	0.910	0.981	1.890	1.016	0.910	0.036	1.278	0.687	0.036	0.545	0.455	1.000	0.164
F2_A_Clr2-1	2.191	0.905	0.905	1.003	1.948	0.936	0.905	0.049	1.318	0.633	0.049	0.548	0.452	1.000	0.168
F2_A_Clr2-2	2.047	0.977	0.977	0.991	1.884	1.048	0.977	0.007	1.281	0.712	0.007	0.512	0.488	1.000	0.166
F2_A_Clr2-3	2.385	0.807	0.807	0.994	1.950	0.967	0.807	0.093	1.275	0.632	0.093	0.596	0.404	1.000	0.166
F2_B_Clr-1	2.052	0.974	0.974	1.010	1.872	1.047	0.974	0.018	1.271	0.711	0.018	0.513	0.487	1.000	0.169
F2_B_Clr-2	2.182	0.909	0.909	1.008	1.811	1.103	0.909	0.050	1.212	0.738	0.050	0.546	0.455	1.000	0.169
F2_B_Clr2-1	2.847	0.576	0.576	0.998	1.869	0.872	0.576	0.211	1.220	0.569	0.211	0.712	0.288	1.000	0.167
F2_B_Clr2-2	2.858	0.571	0.571	1.011	1.856	0.879	0.571	0.220	1.208	0.572	0.220	0.715	0.286	1.000	0.169
F2_B_Clr2-3	3.153	0.424	0.424	0.968	1.822	0.843	0.424	0.272	1.181	0.547	0.272	0.788	0.212	1.000	0.162
F2_B_Clr2-4	2.064	0.968	0.968	1.014	1.897	1.029	0.968	0.023	1.282	0.695	0.023	0.516	0.484	1.000	0.169
F2_C_Clr-1	2.176	0.912	0.912	1.003	1.853	1.050	0.912	0.045	1.248	0.707	0.045	0.544	0.456	1.000	0.168
F2_C_Clr-2	2.118	0.941	0.941	1.012	1.881	1.038	0.941	0.036	1.266	0.699	0.036	0.530	0.471	1.000	0.169
F2_C_Clr-4	2.047	0.976	0.976	1.039	1.796	1.092	0.976	0.032	1.224	0.745	0.032	0.512	0.488	1.000	0.174
F2_D_Clr-1	2.005	0.997	0.997	0.996	1.889	1.056	0.997	0.000	1.283	0.718	0.000	0.501	0.499	1.000	0.166
F4_K_Clr-2	2.778	0.611	0.611	1.174	1.961	0.616	0.611	0.281	1.308	0.411	0.281	0.694	0.306	1.000	0.196

Epídotos

Tabela J: Análises dos epídotos do Grupo Norte obtidas à microsonda.

Análises	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	ZnO	BaO	CaO	Na ₂ O	Nb ₂ O ₅	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	ThO ₂	F
F2_B_Epd-1	37.32	0.07	19.06	0.04	0.08	16.04	0.66	0.09	0.00	0.00	21.51	0.02	0.00	0.37	0.41	0.30	0.08	0.20	0.00	0.15
F2_B_Epd-2	37.31	0.09	19.04	0.04	0.09	16.19	0.68	0.14	0.00	0.05	21.3	0.02	0.00	0.39	0.37	0.11	0.03	0.06	0.02	0.00
F2_B_Epd-3	37.01	0.09	19.49	0.03	0.11	16.42	0.45	0.08	0.08	0.00	21.69	0.02	0.00	0.00	0.13	0.18	0.03	0.00	0.02	0.01
F2_B_Epd-4	32.98	0.40	14.95	0.14	0.02	16.63	0.47	0.13	0.07	0.00	13.96	0.02	0.00	4.98	6.35	0.74	1.65	0.15	0.00	0.08
F2_C_Epd-1	35.95	0.10	19.91	0.00	0.03	17.41	0.15	0.11	0.03	0.00	22.15	0.06	0.02	0.10	0.01	0.69	0.00	0.00	0.00	0.05
F2_C_Epd-2	35.74	0.11	19.9	0.00	0.02	17.45	0.13	0.15	0.00	0.00	22.17	0.06	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.03	0.00	0.15
F2_C_Epd-3	36.37	0.02	21.81	0.02	0.00	14.74	0.05	0.10	0.05	0.02	22.61	0.01	0.02	0.03	0.01	0.26	0.02	0.09	0.03	0.05
F2_C_Epd-4	37.04	0.06	20.21	0.00	0.02	16.37	0.01	0.01	0.00	0.00	19.95	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.03	0.00	0.15
F2_D_Epd-1	36.92	0.12	21.22	0.04	0.11	16.14	0.04	0.11	0.00	0.01	21.84	0.04	0.05	0.02	0.00	0.00	0.02	0.06	0.00	0.07

Tabela K: Fórmulas estruturais dos epídotos do Grupo Norte, calculadas na base de 14 oxigénios, com a aplicação *WinEpclas*.

Análises	Si	Ti	Al	Cr	V	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Mn	Zn	Ba	Ca	Na	Nb	Sn	La	Ce	Pr	Nd	Sm	F
F2_B_Epd-1	3.089	0.004	1.859	0.003	0.006	0.999	0.000	0.082	0.006	0.000	0.000	1.908	0.004	0.000	0.000	0.011	0.012	0.009	0.002	0.006	0.039
F2_B_Epd-2	3.094	0.005	1.861	0.003	0.006	1.011	0.000	0.084	0.01	0.000	0.002	1.892	0.004	0.000	0.000	0.012	0.011	0.003	0.001	0.002	0.000
F2_B_Epd-3	3.061	0.005	1.900	0.002	0.007	1.022	0.000	0.055	0.006	0.005	0.000	1.922	0.002	0.000	0.000	0.000	0.004	0.005	0.001	0.000	0.003
F2_B_Epd-4	3.124	0.028	1.669	0.01	0.001	1.185	0.000	0.067	0.01	0.005	0.000	1.417	0.004	0.000	0.000	0.174	0.220	0.025	0.056	0.005	0.023
F2_C_Epd-1	2.962	0.006	1.933	0.000	0.002	1.079	0.000	0.018	0.007	0.002	0.000	1.956	0.01	0.001	0.000	0.003	0.000	0.021	0.000	0.000	0.014
F2_C_Epd-2	2.958	0.007	1.941	0.000	0.001	1.087	0.000	0.016	0.01	0.000	0.000	1.966	0.009	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.040
F2_C_Epd-3	2.975	0.001	2.102	0.001	0.000	0.907	0.000	0.006	0.007	0.003	0.001	1.982	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.008	0.000	0.003	0.013
F2_C_Epd-4	3.128	0.004	2.012	0.000	0.001	1.040	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	1.805	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.039
F2_D_Epd-1	3.015	0.008	2.042	0.003	0.007	0.992	0.000	0.005	0.008	0.000	0.000	1.911	0.006	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.017

2.2. Grupo Sul:

Piroxenas

Tabela L: Análises das piroxenas do Grupo Sul obtidas à microsonda.

Análises	NiO	F	CaO	SiO ₂	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	TiO ₂	V ₂ O ₃	MnO	MgO	ZnO	FeO	Al ₂ O ₃	K ₂ O
F3_G_Prx-1	0.06	0.01	22.62	53.11	0.15	0.22	0.50	0.02	0.13	16.25	0.07	4.68	1.11	0.04
F3_G_Prx-3	0.04	0.00	22.35	53.51	0.28	0.23	0.44	0.02	0.14	16.78	0.00	4.20	1.05	0.03
F3_G_Prx-5	0.05	0.06	22.38	52.15	1.35	0.33	0.40	0.04	0.00	16.63	0.05	3.34	1.88	0.03
F3_G_Prx-7	0.04	0.02	23.00	53.56	0.32	0.24	0.41	0.04	0.07	16.54	0.00	4.02	1.05	0.03
F3_G_Prx-8	0.05	0.00	22.92	52.85	0.35	0.23	0.45	0.01	0.11	16.22	0.00	4.05	1.06	0.05
F3_G_Prx-9	0.09	0.05	22.99	52.81	0.36	0.22	0.49	0.00	0.12	16.28	0.00	4.18	1.07	0.05
F3_I_Prx-1	0.01	0.03	22.63	52.89	1.39	0.31	0.41	0.02	0.00	16.02	0.00	3.31	1.77	0.01
F3_I_Prx-2	0.00	0.00	23.31	53.06	0.37	0.23	0.54	0.03	0.08	15.65	0.04	4.26	1.73	0.04
F3_I_Prx-3	0.09	0.00	22.67	53.40	0.51	0.21	0.35	0.00	0.02	16.52	0.00	3.65	1.01	0.01
F3_I_Prx-4	0.05	0.11	23.24	53.57	0.45	0.27	0.50	0.01	0.05	15.88	0.03	4.03	1.57	0.01
F3_I_Prx-5	0.05	0.03	22.71	54.15	0.85	0.21	0.35	0.00	0.05	16.87	0.00	3.18	1.05	0.02
F3_I_Prx-7	0.02	0.03	22.31	53.66	1.10	0.30	0.36	0.00	0.00	16.65	0.01	3.41	1.57	0.01
F3_I_Prx-8	0.03	0.03	23.03	53.75	0.32	0.20	0.50	0.03	0.09	16.02	0.04	4.41	1.40	0.03
F3_I_Prx-9	0.05	0.09	23.26	53.75	0.31	0.19	0.35	0.00	0.12	16.25	0.04	3.99	0.99	0.01
F3_I_Prx-11	0.07	0.09	21.62	53.83	0.76	0.25	0.31	0.03	0.10	16.94	0.00	3.63	1.13	0.03
F3_I_Prx-12	0.00	0.01	23.23	53.79	0.36	0.19	0.40	0.01	0.05	16.42	0.13	4.00	1.04	0.02
F4_K_Prx-1	0.00	0.00	22.61	53.59	1.05	0.32	0.45	0.03	0.02	16.31	0.00	3.63	1.69	0.01
F4_K_Prx-2	0.00	0.00	22.51	53.60	0.99	0.30	0.46	0.03	0.00	16.28	0.03	3.62	1.77	0.01
F4_K_Prx-3	0.00	0.00	23.05	54.18	0.47	0.26	0.41	0.01	0.04	16.48	0.01	3.72	0.99	0.03
F4_K_Prx-4	0.03	0.06	23.00	54.18	0.07	0.19	0.40	0.03	0.14	15.66	0.02	4.86	1.11	0.04
F4_K_Prx-5	0.02	0.00	23.10	54.12	0.23	0.20	0.41	0.02	0.09	16.18	0.02	3.92	1.01	0.02
F4_K_Prx-6	0.01	0.00	23.03	54.15	0.17	0.18	0.40	0.01	0.11	16.19	0.00	4.02	1.04	0.02
F4_K_Prx-7	0.01	0.10	22.47	54.97	0.08	0.32	0.07	0.00	0.18	15.22	0.00	6.36	0.06	0.03
F4_K_Prx-8	0.02	0.04	22.28	54.74	0.03	0.32	0.08	0.00	0.22	15.36	0.09	6.37	0.04	0.03
F4_K_Prx-9	0.01	0.06	22.69	54.94	0.12	0.29	0.04	0.02	0.11	15.70	0.03	5.39	0.01	0.03
F4_K_Prx-10	0.02	0.00	22.83	55.21	0.08	0.33	0.08	0.00	0.17	15.67	0.00	5.50	0.03	0.02
F4_K_Prx-11	0.00	0.00	22.06	54.47	0.03	0.33	0.15	0.00	0.26	14.72	0.07	7.63	0.08	0.03
F4_K_Prx-13	0.05	0.00	23.14	53.02	0.06	0.31	0.45	0.02	0.22	13.97	0.00	7.00	1.42	0.08
F4_K_Prx-14	0.04	0.02	23.10	52.83	0.08	0.32	0.47	0.02	0.24	14.08	0.00	6.97	1.45	0.07
F4_K_Prx-15	0.03	0.02	22.57	54.45	0.29	0.22	0.41	0.00	0.08	16.69	0.03	4.07	1.03	0.02
F4_K_Prx-17	0.00	0.04	22.20	51.69	0.29	0.44	0.99	0.01	0.10	15.46	0.00	4.64	3.01	0.06
F4_K_Prx-18	0.03	0.24	22.13	51.73	0.38	0.43	1.05	0.03	0.06	15.36	0.00	4.62	3.00	0.06

Tabela L (continuação): Análises das piroxenas do Grupo Sul obtidas à microsonda.

Análises	NiO	F	CaO	SiO ₂	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	TiO ₂	V ₂ O ₃	MnO	MgO	ZnO	FeO	Al ₂ O ₃	K ₂ O
F14_L_Prx-2	0.06	0.00	21.57	53.11	1.25	0.33	0.46	0.01	0.00	16.25	0.05	3.36	1.89	0.00
F14_L_Prx-3	0.00	0.05	21.96	53.70	0.15	0.19	0.55	0.00	0.10	16.14	0.00	4.65	1.33	0.00
F14_L_Prx-5	0.00	0.03	21.81	53.98	0.37	0.20	0.43	0.02	0.11	16.23	0.01	4.03	1.12	0.00
F14_L_Prx-6	0.06	0.03	21.77	53.52	0.10	0.23	0.44	0.00	0.13	15.96	0.00	5.16	1.30	0.00
F14_L_Prx-7	0.03	0.00	21.89	54.06	0.18	0.17	0.51	0.00	0.20	16.21	0.01	4.76	1.19	0.01
F14_L_Prx-8	0.00	0.14	21.79	53.94	0.11	0.17	0.57	0.00	0.13	16.12	0.02	4.66	1.18	0.00
F14_L_Prx-9	0.02	0.00	21.35	51.68	0.08	0.35	0.48	0.03	0.18	13.90	0.00	7.44	2.57	0.01
F14_L_Prx-10	0.10	0.07	21.62	53.80	0.14	0.20	0.54	0.02	0.13	16.08	0.00	4.77	1.37	0.01
F14_L_Prx-11	0.00	0.00	21.77	53.75	0.32	0.24	0.58	0.06	0.08	16.08	0.00	4.58	1.73	0.02
F14_L_Prx-12	0.00	0.00	21.52	54.07	0.35	0.21	0.41	0.00	0.08	16.58	0.00	3.75	1.02	0.01
F14_L_Prx-13	0.00	0.00	21.65	53.66	0.41	0.19	0.55	0.00	0.12	16.04	0.00	4.29	1.23	0.02
F14_L_Prx-14	0.00	0.02	21.69	53.58	0.24	0.23	0.47	0.00	0.15	15.63	0.03	5.25	1.38	0.01
F14_L_Prx-16	0.04	0.00	20.69	53.97	0.22	0.23	0.53	0.02	0.12	15.69	0.05	4.80	1.42	0.00
F5_M_Prx-3	0.00	0.02	21.32	51.54	0.09	0.29	0.55	0.05	0.19	14.07	0.00	6.66	2.65	0.03
F5_M_Prx-4	0.01	0.06	21.06	53.39	1.02	0.32	0.40	0.01	0.00	16.37	0.04	3.33	1.59	0.02
F5_M_Prx-6	0.00	0.00	21.22	54.05	0.53	0.23	0.39	0.03	0.10	16.76	0.02	3.79	1.04	0.01
F5_M_Prx-7	0.00	0.07	21.15	53.50	0.11	0.24	0.45	0.03	0.18	15.07	0.01	6.13	1.53	0.02
F5_M_Prx-8	0.01	0.00	20.36	51.86	0.47	0.37	0.89	0.00	0.10	15.18	0.06	5.10	3.12	0.10
F5_M_Prx-9	0.00	0.00	20.66	54.07	0.09	0.23	0.10	0.04	0.17	15.30	0.02	6.81	0.04	0.02
F5_M_Prx-12	0.05	0.05	22.30	53.12	0.39	0.23	0.47	0.02	0.07	15.96	0.00	4.12	1.50	0.02
F5_M_Prx-13	0.02	0.00	20.83	51.09	0.07	0.36	0.51	0.06	0.20	13.86	0.02	7.33	2.68	0.01
F5_M_Prx-14	0.05	0.13	20.33	50.84	0.12	0.37	0.69	0.00	0.23	13.86	0.06	8.22	3.62	0.04

Tabela M: Fórmulas estruturais das piroxenas do Grupo Sul, calculadas na base de 6 oxigénios, com a aplicação *WinPyrox*.

Análises	Si	Al	Total	Al	Fe3 ⁺	Ti	Cr	V	Zn	Ni	Mg	Fe ²⁺	Total	Mg	Fe ²⁺	Mn	Li	Ca	Na	K	Total
Posição	T			M1									M2								
F3_G_Prx-1	1.967	0.033	2.000	0.016	0.001	0.014	0.005	0.001	0.002	0.002	0.897	0.063	1.000	0.000	0.081	0.004	0.000	0.898	0.015	0.002	1.000
F3_G_Prx-3	1.975	0.026	2.000	0.020	0.000	0.012	0.008	0.001	0.000	0.001	0.923	0.035	1.000	0.000	0.102	0.005	0.000	0.883	0.017	0.001	1.008
F3_G_Prx-5	1.930	0.070	2.000	0.012	0.017	0.011	0.039	0.001	0.002	0.002	0.917	0.000	1.000	0.001	0.087	0.000	0.000	0.887	0.024	0.001	1.000
F3_G_Prx-7	1.972	0.028	2.000	0.017	0.000	0.011	0.009	0.001	0.000	0.001	0.908	0.052	1.000	0.000	0.075	0.002	0.000	0.907	0.017	0.002	1.003
F3_G_Prx-8	1.967	0.033	2.000	0.013	0.003	0.013	0.010	0.000	0.000	0.001	0.900	0.060	1.000	0.000	0.064	0.004	0.000	0.914	0.017	0.003	1.000
F3_G_Prx-9	1.960	0.040	2.000	0.007	0.012	0.014	0.011	0.000	0.000	0.003	0.901	0.054	1.000	0.000	0.064	0.004	0.000	0.914	0.016	0.002	1.000
F3_I_Prx-1	1.960	0.040	2.000	0.038	0.000	0.011	0.041	0.001	0.000	0.000	0.885	0.024	1.000	0.000	0.111	0.000	0.000	0.899	0.023	0.001	1.032
F3_I_Prx-2	1.960	0.040	2.000	0.036	0.000	0.015	0.011	0.001	0.001	0.000	0.862	0.075	1.000	0.000	0.073	0.003	0.000	0.923	0.017	0.002	1.016
F3_I_Prx-3	1.983	0.018	2.000	0.027	0.000	0.010	0.015	0.000	0.000	0.003	0.914	0.032	1.000	0.000	0.105	0.001	0.000	0.902	0.015	0.001	1.023
F3_I_Prx-4	1.971	0.029	2.000	0.039	0.000	0.014	0.013	0.000	0.001	0.002	0.871	0.061	1.000	0.000	0.089	0.002	0.000	0.916	0.019	0.000	1.026
F3_I_Prx-5	1.988	0.012	2.000	0.033	0.000	0.010	0.025	0.000	0.000	0.001	0.923	0.008	1.000	0.000	0.130	0.002	0.000	0.893	0.015	0.001	1.041
F3_I_Prx-7	1.972	0.028	2.000	0.040	0.000	0.010	0.032	0.000	0.000	0.001	0.912	0.005	1.000	0.000	0.136	0.000	0.000	0.879	0.021	0.000	1.036
F3_I_Prx-8	1.975	0.025	2.000	0.036	0.000	0.014	0.009	0.001	0.001	0.001	0.878	0.061	1.000	0.000	0.103	0.003	0.000	0.907	0.014	0.002	1.028
F3_I_Prx-9	1.982	0.018	2.000	0.025	0.000	0.010	0.009	0.000	0.001	0.002	0.893	0.060	1.000	0.000	0.081	0.004	0.000	0.919	0.014	0.001	1.018
F3_I_Prx-11	1.991	0.009	2.000	0.040	0.000	0.009	0.022	0.001	0.000	0.002	0.926	0.000	1.000	0.008	0.156	0.003	0.000	0.857	0.018	0.001	1.044
F3_I_Prx-12	1.976	0.024	2.000	0.022	0.000	0.011	0.010	0.000	0.004	0.000	0.899	0.054	1.000	0.000	0.083	0.002	0.000	0.914	0.014	0.001	1.013
F4_K_Prx-1	1.967	0.033	2.000	0.040	0.000	0.012	0.030	0.001	0.000	0.000	0.892	0.025	1.000	0.000	0.119	0.001	0.000	0.889	0.023	0.001	1.032
F4_K_Prx-2	1.969	0.031	2.000	0.046	0.000	0.013	0.029	0.001	0.001	0.000	0.892	0.019	1.000	0.000	0.133	0.000	0.000	0.886	0.021	0.001	1.040
F4_K_Prx-3	1.988	0.012	2.000	0.031	0.000	0.011	0.014	0.000	0.000	0.000	0.902	0.042	1.000	0.000	0.102	0.001	0.000	0.906	0.019	0.002	1.030
F4_K_Prx-4	1.998	0.002	2.000	0.046	0.000	0.011	0.002	0.001	0.001	0.001	0.861	0.078	1.000	0.000	0.116	0.004	0.000	0.909	0.014	0.002	1.044
F4_K_Prx-5	1.996	0.004	2.000	0.039	0.000	0.011	0.007	0.000	0.001	0.001	0.890	0.051	1.000	0.000	0.111	0.003	0.000	0.913	0.014	0.001	1.042
F4_K_Prx-6	1.997	0.003	2.000	0.042	0.000	0.011	0.005	0.000	0.000	0.000	0.890	0.051	1.000	0.000	0.117	0.003	0.000	0.910	0.013	0.001	1.044
F4_K_Prx-7	2.035	0.000	2.035	0.003	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.840	0.153	1.000	0.000	0.090	0.006	0.000	0.891	0.023	0.001	1.011
F4_K_Prx-8	2.030	0.000	2.030	0.002	0.000	0.002	0.001	0.000	0.003	0.001	0.849	0.143	1.000	0.000	0.089	0.007	0.000	0.885	0.023	0.001	1.006

Tabela M (continuação): Fórmulas estruturais das piroxenas do Grupo Sul, calculadas na base de 6 oxigénios, com a aplicação *WinPyrox*.

Análises	Si	Al	Total	Al	Fe ³⁺	Ti	Cr	V	Zn	Ni	Mg	Fe ²⁺	Total	Mg	Fe ²⁺	Mn	Li	Ca	Na	K	Total
Posição	T			M1										M2							
F4_K_Prx-9	2.035	0.000	2.035	0.001	0.000	0.001	0.003	0.001	0.001	0.000	0.866	0.127	1.000	0.000	0.084	0.003	0.000	0.900	0.021	0.002	1.010
F4_K_Prx-10	2.033	0.000	2.033	0.002	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.001	0.860	0.133	1.000	0.000	0.079	0.005	0.000	0.901	0.023	0.001	1.009
F4_K_Prx-11	2.025	0.000	2.025	0.004	0.000	0.004	0.001	0.000	0.002	0.000	0.816	0.174	1.000	0.000	0.095	0.008	0.000	0.879	0.024	0.001	1.006
F4_K_Prx-13	1.973	0.027	2.000	0.035	0.000	0.013	0.002	0.001	0.000	0.001	0.775	0.173	1.000	0.000	0.054	0.007	0.000	0.923	0.022	0.004	1.009
F4_K_Prx-14	1.966	0.034	2.000	0.030	0.001	0.013	0.002	0.001	0.000	0.001	0.781	0.171	1.000	0.000	0.045	0.008	0.000	0.921	0.023	0.003	1.000
F4_K_Prx-15	1.994	0.006	2.000	0.039	0.000	0.011	0.008	0.000	0.001	0.001	0.911	0.029	1.000	0.000	0.135	0.003	0.000	0.885	0.016	0.001	1.040
F4_K_Prx-17	1.916	0.084	2.000	0.047	0.006	0.028	0.009	0.000	0.000	0.000	0.854	0.056	1.000	0.000	0.081	0.003	0.000	0.882	0.031	0.003	1.000
F4_K_Prx-18	1.919	0.081	2.000	0.050	0.000	0.029	0.011	0.001	0.000	0.001	0.850	0.058	1.000	0.000	0.090	0.002	0.000	0.879	0.031	0.003	1.005
F14_L_Prx-3	1.994	0.006	2.000	0.052	0.000	0.015	0.005	0.000	0.000	0.000	0.894	0.035	1.000	0.000	0.167	0.003	0.000	0.874	0.013	0.000	1.057
F14_L_Prx-4	1.952	0.048	2.000	0.067	0.000	0.013	0.003	0.000	0.001	0.000	0.664	0.252	1.000	0.000	0.062	0.012	0.000	0.906	0.031	0.002	1.013
F14_L_Prx-5	2.012	0.000	2.012	0.049	0.000	0.012	0.011	0.000	0.000	0.000	0.901	0.026	1.000	0.000	0.178	0.003	0.000	0.871	0.015	0.000	1.066
F14_L_Prx-6	1.991	0.009	2.000	0.049	0.000	0.012	0.003	0.000	0.000	0.002	0.885	0.049	1.000	0.000	0.154	0.004	0.000	0.868	0.016	0.000	1.043
F14_L_Prx-7	2.000	0.000	2.000	0.052	0.000	0.014	0.005	0.000	0.000	0.001	0.894	0.034	1.000	0.000	0.175	0.006	0.000	0.868	0.012	0.000	1.061
F14_L_Prx-8	2.006	0.000	2.006	0.052	0.000	0.016	0.003	0.000	0.001	0.000	0.893	0.035	1.000	0.000	0.182	0.004	0.000	0.868	0.013	0.000	1.066
F14_L_Prx-9	1.953	0.047	2.000	0.068	0.000	0.014	0.002	0.001	0.000	0.001	0.784	0.132	1.000	0.000	0.125	0.006	0.000	0.864	0.026	0.001	1.021
F14_L_Prx-10	1.999	0.001	2.000	0.059	0.000	0.015	0.004	0.001	0.000	0.003	0.891	0.028	1.000	0.000	0.186	0.004	0.000	0.861	0.014	0.000	1.066
F14_L_Prx-11	1.987	0.013	2.000	0.063	0.000	0.016	0.009	0.002	0.000	0.000	0.886	0.024	1.000	0.000	0.180	0.003	0.000	0.862	0.017	0.001	1.063
F14_L_Prx-12	2.017	0.000	2.017	0.045	0.000	0.012	0.010	0.000	0.000	0.000	0.922	0.011	1.000	0.000	0.187	0.003	0.000	0.860	0.015	0.000	1.065
F14_L_Prx-13	2.005	0.000	2.005	0.054	0.000	0.016	0.012	0.000	0.000	0.000	0.894	0.025	1.000	0.000	0.188	0.004	0.000	0.867	0.014	0.001	1.073
F14_L_Prx-14	1.998	0.002	2.000	0.058	0.000	0.013	0.007	0.000	0.001	0.000	0.869	0.052	1.000	0.000	0.172	0.005	0.000	0.866	0.017	0.001	1.060
F14_L_Prx-16	2.029	0.000	2.029	0.063	0.000	0.015	0.007	0.001	0.001	0.001	0.879	0.033	1.000	0.000	0.236	0.004	0.000	0.833	0.017	0.000	1.090
F14_L_Prx-17	2.050	0.000	2.050	0.026	0.000	0.007	0.005	0.000	0.003	0.000	0.871	0.089	1.000	0.000	0.193	0.004	0.000	0.833	0.022	0.000	1.052

Tabela M (continuação): Fórmulas estruturais das piroxenas do Grupo Sul, calculadas na base de 6 oxigénios, com a aplicação *WinPyrox*.

Análises	Si	Al	Total	Al	Fe ³⁺	Ti	Cr	V	Zn	Ni	Mg	Fe ²⁺	Total	Mg	Fe ²⁺	Mn	Li	Ca	Na	K	Total
Posição	T			M1										M2							
F5_M_Prx-3	1.957	0.043	2.000	0.076	0.000	0.016	0.003	0.002	0.000	0.000	0.796	0.108	1.000	0.000	0.141	0.006	0.000	0.868	0.022	0.002	1.037
F5_M_Prx-4	2.000	0.001	2.000	0.070	0.000	0.011	0.030	0.000	0.001	0.000	0.887	0.000	1.000	0.027	0.187	0.000	0.000	0.845	0.023	0.001	1.083
F5_M_Prx-6	2.012	0.000	2.012	0.046	0.000	0.011	0.016	0.001	0.000	0.000	0.927	0.000	1.000	0.004	0.194	0.003	0.000	0.846	0.017	0.001	1.064
F5_M_Prx-7	2.007	0.000	2.007	0.067	0.000	0.013	0.003	0.001	0.000	0.000	0.843	0.073	1.000	0.000	0.196	0.006	0.000	0.850	0.017	0.001	1.070
F5_M_Prx-8	1.952	0.048	2.000	0.090	0.000	0.025	0.014	0.000	0.002	0.000	0.852	0.017	1.000	0.000	0.207	0.003	0.000	0.821	0.027	0.005	1.063
F5_M_Prx-9	2.049	0.000	2.049	0.002	0.000	0.003	0.003	0.001	0.001	0.000	0.864	0.127	1.000	0.000	0.166	0.005	0.000	0.839	0.017	0.001	1.028
F5_M_Prx-12	1.981	0.019	2.000	0.047	0.000	0.013	0.011	0.001	0.000	0.001	0.887	0.040	1.000	0.000	0.130	0.002	0.000	0.891	0.017	0.001	1.040
F5_M_Prx-13	1.951	0.049	2.000	0.072	0.000	0.015	0.002	0.002	0.001	0.001	0.789	0.120	1.000	0.000	0.139	0.006	0.000	0.852	0.026	0.001	1.024
F5_M_Prx-14	1.917	0.083	2.000	0.078	0.000	0.020	0.004	0.000	0.002	0.002	0.779	0.116	1.000	0.000	0.150	0.007	0.000	0.821	0.027	0.002	1.007

Micas Castanhas

Tabela N: Análises das micas castanhas do Grupo Sul obtidas à microsonda.

Análises	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	F	Cl	Cr ₂ O ₃	NiO
F3_G_Bt-1	39.39	4.44	14.44	6.81	0.01	20.50	0.01	0.20	9.97	0.83	0.48	0.02	0.50	0.08
F3_G_Bt-5	38.89	4.46	14.68	7.07	0.03	20.32	0.04	0.22	9.98	0.94	0.76	0.03	0.48	0.08
F3_G_Bt-6	38.65	4.07	13.86	11.50	0.14	17.90	0.03	0.21	9.96	0.76	0.57	0.02	0.56	0.04
F3_G_Bt-7	38.18	4.02	15.69	8.77	0.06	18.55	0.05	0.22	9.93	0.52	0.47	0.04	0.40	0.07
F3_G_Bt-16	39.85	4.17	13.84	7.62	0.05	20.55	0.02	0.20	9.95	0.76	0.75	0.04	0.10	0.00
F3_G_Bt-17	38.40	4.00	13.68	13.39	0.16	16.99	0.01	0.15	9.75	0.77	0.53	0.02	0.36	0.07
F3_G_Bt-18	38.79	4.22	13.78	9.91	0.10	18.35	0.07	0.21	9.93	0.76	0.53	0.02	0.14	0.00
F3_G_Bt-19	38.91	4.32	13.78	8.80	0.06	19.32	0.09	0.26	9.93	0.86	0.50	0.03	0.14	0.00
F3_I_Bt-1	38.87	4.17	14.51	7.49	0.04	19.67	0.03	0.23	9.97	0.86	0.51	0.01	0.19	0.01
F3_I_Bt-3	36.90	5.16	14.25	16.47	0.28	13.41	0.05	0.32	9.24	1.25	0.45	0.04	0.03	0.03
F3_I_Bt-4	39.73	3.86	12.65	8.30	0.07	20.12	0.04	0.23	10.00	0.63	0.74	0.05	0.09	0.05
F3_I_Bt-5	36.26	5.01	14.28	17.65	0.33	12.47	0.09	0.16	9.63	1.43	0.12	0.03	0.07	0.06
F3_I_Bt-6	39.62	4.23	13.81	7.12	0.00	20.18	0.04	0.24	9.97	0.75	0.51	0.05	0.44	0.12
F3_I_Bt-7	36.17	5.36	14.22	18.12	0.32	11.84	0.04	0.21	9.27	1.62	0.31	0.05	0.03	0.04
F3_I_Bt-8	39.34	4.26	13.73	8.37	0.05	19.74	0.01	0.17	10.04	0.89	0.64	0.02	0.14	0.03
F3_I_Bt-9	37.34	4.55	13.83	17.55	0.32	12.93	0.09	0.42	9.07	1.04	0.25	0.05	0.06	0.01
F3_I_Bt-10	38.81	4.07	13.74	9.96	0.12	18.75	0.17	0.19	9.93	0.75	0.65	0.04	0.14	0.08
F3_I_Bt-11	37.23	4.80	14.07	17.33	0.26	13.15	0.04	0.17	9.51	1.07	0.22	0.03	0.07	0.02
F3_I_Bt-12	39.21	4.28	13.47	8.60	0.04	19.56	0.27	0.19	9.79	0.85	0.49	0.02	0.11	0.00
F3_I_Bt-13	33.77	5.69	14.74	19.14	0.39	11.67	0.07	0.30	9.16	1.65	0.28	0.05	0.07	0.00
F3_I_Bt-14	39.53	4.13	13.69	6.92	0.02	20.40	0.04	0.21	10.05	0.71	0.87	0.02	0.36	0.11
F3_I_Bt-15	37.86	4.45	13.66	16.29	0.29	13.90	0.04	0.24	9.66	0.85	0.28	0.05	0.05	0.00
F3_I_Bt-17	39.41	4.19	13.67	7.71	0.05	20.42	0.05	0.23	9.95	0.73	0.78	0.02	0.19	0.07
F3_I_Bt-18	38.33	3.38	13.24	10.79	0.13	17.34	0.91	0.14	10.03	0.51	0.55	0.03	0.08	0.07
F4_K_Bt-2	38.99	4.01	13.97	7.01	0.03	19.45	0.06	0.45	10.15	0.79	0.92	0.07	0.18	0.09
F4_K_Bt-3	38.61	4.23	14.00	9.49	0.12	18.45	0.01	0.32	9.93	0.84	0.69	0.04	0.03	0.00
F4_K_Bt-4	38.56	4.33	14.15	8.77	0.06	18.68	0.05	0.32	9.97	0.84	0.70	0.05	0.14	0.03
F4_K_Bt-5	37.51	4.65	14.29	15.85	0.26	13.49	0.05	0.35	9.61	1.00	0.27	0.04	0.06	0.01
F4_K_Bt-6	39.11	4.33	14.11	8.76	0.05	18.48	0.05	0.25	9.94	0.84	0.62	0.03	0.10	0.05
F4_K_Bt-7	39.44	4.10	14.16	6.70	0.00	19.28	0.03	0.24	10.15	0.83	0.69	0.04	0.73	0.09
F4_K_Bt-8	36.88	4.84	14.49	17.14	0.29	12.69	0.06	0.26	9.52	0.95	0.41	0.06	0.04	0.10
F4_K_Bt-9	39.34	4.27	14.26	7.49	0.06	19.19	0.04	0.37	10.03	0.86	1.04	0.05	0.15	0.05
F4_K_Bt-10	37.11	4.66	14.34	14.86	0.17	14.37	0.06	0.42	9.65	0.83	0.25	0.06	0.01	0.04
F4_K_Bt-11	39.17	4.19	14.09	6.87	0.02	19.55	0.05	0.42	9.94	0.86	1.10	0.10	0.37	0.05
F4_K_Bt-12	39.05	4.29	14.25	6.89	0.00	19.61	0.06	0.39	9.96	0.79	1.06	0.10	0.34	0.09

Tabela N (continuação): Análises das micas castanhas do Grupo Sul obtidas à microsonda.

Análises	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	F	Cl	Cr ₂ O ₃	NiO
F14_L_Bt-2	35.57	3.12	16.54	14.83	0.19	14.85	0.05	0.36	9.38	0.60	0.31	0.05	0.18	0.02
F14_L_Bt-4	36.88	4.23	14.19	15.66	0.21	14.69	0.11	0.31	9.23	0.81	0.28	0.06	0.07	0.03
F14_L_Bt-5	36.38	3.85	15.26	15.69	0.25	14.99	0.09	0.32	9.47	0.66	0.09	0.05	0.26	0.05
F14_L_Bt-7	36.63	4.48	14.53	15.79	0.24	14.25	0.10	0.41	8.98	0.96	0.31	0.07	0.07	0.01
F14_L_Bt-8	38.45	4.46	13.85	9.81	0.11	18.73	0.03	0.26	9.33	1.02	0.70	0.01	0.04	0.10
F5_M_Bt-3	32.22	4.91	14.96	3.34	0.06	19.11	0.18	0.31	9.88	0.92	0.70	0.05	0.08	0.01
F5_M_Bt-4	32.15	4.75	14.89	5.59	0.27	13.92	0.10	0.34	9.91	0.91	0.41	0.08	0.05	0.00
F5_M_Bt-5	34.37	5.00	13.78	3.91	0.07	17.62	0.13	0.31	9.99	0.92	0.60	0.06	0.15	0.07
F5_M_Bt-6	34.37	4.90	13.79	5.39	0.18	14.57	0.12	0.33	9.86	0.99	0.51	0.05	0.04	0.07
F5_M_Bt-7	35.05	4.15	13.25	3.97	0.04	17.93	0.12	0.27	10.01	0.74	0.77	0.05	0.14	0.12
F5_M_Bt-8	33.65	4.84	14.32	6.60	0.26	12.98	0.16	0.37	9.74	0.95	0.29	0.07	0.09	0.00
F5_M_Bt-10	31.45	5.00	14.96	6.81	0.35	11.92	0.11	0.33	9.71	1.08	0.30	0.09	0.03	0.00
F5_M_Bt-11	33.96	5.03	13.28	4.47	0.12	16.13	0.14	0.27	9.82	0.89	0.40	0.05	0.06	0.08
F5_M_Bt-12	34.09	4.93	13.77	6.83	0.26	12.42	0.20	0.30	9.74	0.87	0.45	0.08	0.06	0.00
F5_M_Bt-13	34.60	4.56	13.63	3.35	0.01	18.88	0.08	0.30	10.12	0.93	0.71	0.06	0.32	0.10
F5_M_Bt-14	32.57	4.74	14.45	5.36	0.09	15.00	0.18	0.42	9.87	0.96	0.43	0.08	0.05	0.08
F5_M_Bt-15	33.77	4.86	14.11	5.61	0.12	15.04	0.08	0.29	9.94	0.90	0.45	0.05	0.07	0.00
F5_M_Bt-16	32.43	4.71	14.89	6.18	0.27	14.15	0.17	0.31	9.95	0.89	0.45	0.05	0.11	0.03
F5_M_Bt-17	32.39	4.30	14.73	4.16	0.10	17.98	0.14	0.31	9.81	0.95	0.54	0.06	0.16	0.07
F5_M_Bt-20	36.28	4.13	11.18	6.59	0.29	11.84	0.14	0.15	10.51	0.10	0.75	0.09	0.03	0.00

Tabela O: Fórmulas estruturais das micas escuras do Grupo Sul, calculadas na base de 22 oxigénios.

Análises	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fer	Mn	Mg	Ni	Ca	Na	K	Ba	OH	F	Cl
F3_G_Bt-1	5.598	2.402	0.018	0.474	0.056	0.284	0.526	0.810	0.002	4.343	0.009	0.001	0.055	1.807	0.046	3.779	0.215	0.005
F3_G_Bt-5	5.546	2.454	0.013	0.478	0.054	0.286	0.556	0.843	0.003	4.320	0.010	0.005	0.060	1.815	0.052	3.650	0.343	0.007
F3_G_Bt-6	5.595	2.366	0.000	0.443	0.064	0.278	1.114	1.393	0.018	3.864	0.005	0.005	0.060	1.840	0.043	3.735	0.261	0.005
F3_G_Bt-7	5.508	2.492	0.175	0.436	0.045	0.212	0.846	1.058	0.007	3.989	0.008	0.008	0.062	1.828	0.029	3.777	0.214	0.009
F3_G_Bt-11	5.676	2.308	0.000	0.458	0.009	0.130	0.682	0.813	0.005	4.438	0.008	0.003	0.058	1.833	0.044	3.742	0.255	0.003
F3_G_Bt-16	5.676	2.323	0.000	0.446	0.012	0.118	0.790	0.908	0.006	4.363	0.000	0.003	0.054	1.808	0.043	3.652	0.338	0.009
F3_G_Bt-17	5.601	2.353	0.000	0.438	0.042	0.232	1.402	1.634	0.020	3.695	0.009	0.001	0.044	1.813	0.044	3.750	0.244	0.006
F3_G_Bt-18	5.648	2.352	0.013	0.462	0.016	0.144	1.062	1.207	0.012	3.982	0.000	0.011	0.059	1.845	0.044	3.750	0.244	0.006
F3_G_Bt-19	5.629	2.349	0.000	0.470	0.016	0.152	0.914	1.065	0.007	4.167	0.000	0.014	0.073	1.833	0.049	3.765	0.227	0.007
F3_I_Bt-1	5.609	2.391	0.076	0.453	0.021	0.172	0.732	0.904	0.005	4.231	0.001	0.004	0.063	1.835	0.049	3.766	0.232	0.002
F3_I_Bt-3	5.501	2.499	0.005	0.579	0.003	0.166	1.888	2.054	0.036	2.981	0.004	0.008	0.092	1.757	0.073	3.777	0.212	0.011
F3_I_Bt-4	5.763	2.163	0.000	0.421	0.010	0.116	0.892	1.007	0.008	4.351	0.005	0.006	0.065	1.850	0.036	3.649	0.338	0.013
F3_I_Bt-5	5.463	2.535	0.000	0.567	0.008	0.200	2.024	2.224	0.043	2.801	0.007	0.015	0.047	1.851	0.084	3.935	0.057	0.008
F3_I_Bt-6	5.675	2.325	0.007	0.456	0.049	0.272	0.580	0.853	0.000	4.309	0.013	0.006	0.067	1.821	0.042	3.758	0.230	0.012
F3_I_Bt-7	5.470	2.530	0.005	0.609	0.004	0.222	2.070	2.292	0.040	2.668	0.005	0.006	0.063	1.788	0.096	3.838	0.150	0.012
F3_I_Bt-8	5.659	2.328	0.000	0.460	0.016	0.166	0.842	1.007	0.006	4.233	0.004	0.002	0.047	1.843	0.050	3.705	0.292	0.004
F3_I_Bt-9	5.589	2.411	0.029	0.512	0.007	0.154	2.042	2.197	0.041	2.885	0.002	0.014	0.123	1.731	0.061	3.872	0.116	0.012
F3_I_Bt-10	5.631	2.350	0.000	0.444	0.016	0.148	1.062	1.209	0.014	4.056	0.009	0.026	0.054	1.837	0.043	3.693	0.298	0.009
F3_I_Bt-11	5.547	2.453	0.018	0.537	0.008	0.152	2.008	2.159	0.033	2.921	0.002	0.006	0.048	1.807	0.063	3.888	0.103	0.009
F3_I_Bt-12	5.666	2.294	0.000	0.465	0.012	0.136	0.904	1.040	0.005	4.213	0.000	0.041	0.054	1.805	0.048	3.773	0.223	0.004
F3_I_Bt-13	5.201	2.676	0.000	0.659	0.009	0.222	2.244	2.466	0.050	2.680	0.000	0.011	0.091	1.800	0.100	3.850	0.138	0.012
F3_I_Bt-14	5.679	2.318	0.000	0.446	0.041	0.242	0.590	0.832	0.002	4.369	0.013	0.006	0.057	1.842	0.040	3.600	0.396	0.004
F3_I_Bt-15	5.629	2.371	0.022	0.497	0.006	0.112	1.914	2.025	0.037	3.081	0.000	0.006	0.069	1.832	0.049	3.857	0.130	0.013
F3_I_Bt-17	5.652	2.310	0.000	0.452	0.022	0.166	0.758	0.925	0.007	4.366	0.009	0.008	0.063	1.819	0.041	3.642	0.352	0.006
F3_I_Bt-18	5.699	2.301	0.019	0.378	0.009	0.108	1.234	1.341	0.016	3.842	0.008	0.144	0.041	1.902	0.030	3.734	0.258	0.008
F4_K_Bt-2	5.674	2.326	0.071	0.439	0.020	0.180	0.674	0.853	0.004	4.220	0.011	0.009	0.126	1.884	0.045	3.558	0.425	0.016
F4_K_Bt-3	5.628	2.372	0.034	0.464	0.004	0.116	1.042	1.157	0.015	4.010	0.000	0.002	0.091	1.846	0.048	3.670	0.320	0.010
F4_K_Bt-4	5.613	2.387	0.042	0.474	0.016	0.142	0.928	1.068	0.007	4.055	0.003	0.008	0.091	1.851	0.048	3.666	0.321	0.013
F4_K_Bt-5	5.581	2.419	0.088	0.520	0.007	0.128	1.844	1.972	0.033	2.993	0.002	0.008	0.100	1.823	0.058	3.865	0.125	0.011

Tabela O (continuação): Fórmulas estruturais das micas escuras do Grupo Sul, calculadas na base de 22 oxigénios.

Análises	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fer	Mn	Mg	Ni	Ca	Na	K	Ba	OH	F	Cl
F4_K_Bt-6	5.671	2.329	0.082	0.472	0.012	0.148	0.914	1.062	0.006	3.995	0.006	0.008	0.070	1.838	0.048	3.711	0.282	0.007
F4_K_Bt-7	5.692	2.308	0.101	0.445	0.083	0.364	0.444	0.809	0.000	4.147	0.011	0.005	0.068	1.869	0.047	3.675	0.316	0.009
F4_K_Bt-8	5.517	2.483	0.072	0.545	0.005	0.150	1.994	2.144	0.037	2.831	0.013	0.009	0.076	1.817	0.056	3.792	0.194	0.015
F4_K_Bt-9	5.672	2.328	0.096	0.463	0.017	0.162	0.740	0.903	0.008	4.124	0.006	0.006	0.103	1.845	0.049	3.515	0.474	0.011
F4_K_Bt-10	5.533	2.467	0.053	0.522	0.001	0.112	1.742	1.853	0.021	3.193	0.005	0.009	0.121	1.836	0.049	3.868	0.116	0.016
F4_K_Bt-11	5.666	2.334	0.069	0.456	0.042	0.232	0.598	0.832	0.003	4.216	0.005	0.007	0.118	1.835	0.049	3.472	0.503	0.025
F4_K_Bt-12	5.640	2.360	0.066	0.466	0.039	0.232	0.598	0.832	0.000	4.223	0.010	0.009	0.108	1.835	0.045	3.491	0.483	0.025
F14_L_Bt-2	5.337	2.663	0.262	0.352	0.022	0.130	1.732	1.861	0.024	3.322	0.002	0.008	0.105	1.795	0.036	3.841	0.147	0.012
F14_L_Bt-4	5.515	2.485	0.016	0.475	0.009	0.128	1.832	1.959	0.026	3.275	0.004	0.017	0.091	1.761	0.048	3.853	0.131	0.016
F14_L_Bt-5	5.398	2.602	0.067	0.430	0.031	0.192	1.754	1.947	0.031	3.315	0.006	0.015	0.091	1.793	0.038	3.946	0.041	0.013
F14_L_Bt-7	5.482	2.518	0.044	0.504	0.009	0.138	1.838	1.976	0.030	3.178	0.001	0.015	0.119	1.713	0.057	3.837	0.146	0.018
F14_L_Bt-8	5.600	2.378	0.000	0.488	0.004	0.144	1.052	1.195	0.013	4.065	0.011	0.004	0.072	1.734	0.058	3.676	0.322	0.003
F5_M_Bt-3	5.180	2.820	0.014	0.594	0.010	0.148	0.300	0.448	0.009	4.579	0.002	0.030	0.096	2.026	0.058	3.631	0.356	0.013
F5_M_Bt-4	5.416	2.584	0.373	0.602	0.006	0.142	0.646	0.787	0.038	3.496	0.000	0.018	0.111	2.129	0.060	3.759	0.219	0.022
F5_M_Bt-5	5.495	2.505	0.090	0.601	0.019	0.198	0.324	0.523	0.009	4.199	0.009	0.022	0.095	2.037	0.058	3.681	0.304	0.015
F5_M_Bt-6	5.638	2.362	0.305	0.605	0.006	0.162	0.578	0.740	0.024	3.564	0.009	0.021	0.103	2.062	0.064	3.722	0.266	0.013
F5_M_Bt-7	5.622	2.378	0.126	0.500	0.018	0.186	0.346	0.532	0.005	4.286	0.015	0.020	0.085	2.049	0.047	3.599	0.389	0.013
F5_M_Bt-8	5.601	2.399	0.409	0.605	0.012	0.168	0.752	0.919	0.036	3.219	0.000	0.029	0.119	2.068	0.062	3.826	0.155	0.019
F5_M_Bt-10	5.417	2.583	0.454	0.647	0.004	0.166	0.814	0.981	0.051	3.062	0.000	0.020	0.111	2.134	0.073	3.811	0.161	0.027
F5_M_Bt-11	5.574	2.426	0.144	0.621	0.008	0.154	0.460	0.614	0.017	3.947	0.011	0.025	0.087	2.057	0.057	3.780	0.207	0.013
F5_M_Bt-12	5.703	2.297	0.418	0.620	0.008	0.144	0.812	0.956	0.036	3.098	0.000	0.036	0.098	2.079	0.057	3.741	0.236	0.024
F5_M_Bt-13	5.485	2.515	0.032	0.544	0.039	0.258	0.186	0.444	0.002	4.463	0.012	0.014	0.093	2.047	0.058	3.629	0.355	0.017
F5_M_Bt-14	5.423	2.577	0.259	0.594	0.007	0.164	0.582	0.747	0.013	3.722	0.010	0.032	0.135	2.097	0.063	3.753	0.224	0.023
F5_M_Bt-15	5.538	2.462	0.265	0.600	0.009	0.138	0.630	0.769	0.017	3.677	0.001	0.014	0.093	2.079	0.058	3.751	0.235	0.014
F5_M_Bt-16	5.401	2.599	0.324	0.590	0.015	0.156	0.706	0.861	0.038	3.513	0.004	0.030	0.099	2.114	0.058	3.751	0.234	0.014
F5_M_Bt-17	5.279	2.721	0.108	0.527	0.021	0.198	0.368	0.567	0.013	4.368	0.009	0.025	0.098	2.040	0.061	3.703	0.280	0.017
F5_M_Bt-20	6.187	1.813	0.433	0.530	0.004	0.028	0.912	0.940	0.041	3.011	0.000	0.025	0.050	2.287	0.007	3.569	0.404	0.027

Feldspatos

Tabela P: Análises dos feldspatos do Grupo Sul obtidas à microsonda.

Análises	CaO	Na ₂ O	SrO	SiO ₂	BaO	MgO	TiO ₂	K ₂ O	MnO	Al ₂ O ₃	FeO
F3_G_Feld-1	0.46	1.31	0.62	63.60	0.68	0.08	0.18	13.94	0.00	18.06	0.36
F3_G_Feld-2	0.20	1.03	0.34	63.59	0.36	0.01	0.17	14.62	0.02	17.87	0.17
F3_G_Feld-4	0.59	1.41	0.61	63.24	0.55	0.01	0.13	13.45	0.00	18.00	0.55
F3_G_Feld-5	0.23	0.75	0.72	62.34	0.58	0.01	0.22	14.84	0.01	18.06	0.48
F3_G_Feld-6	0.08	0.67	0.33	64.16	0.51	0.03	0.07	15.58	0.00	18.04	0.13
F3_G_Feld-7	0.25	0.75	0.21	64.48	0.33	0.00	0.04	15.41	0.06	18.08	0.12
F3_G_Feld-8	0.14	0.41	0.27	64.37	0.40	0.00	0.12	15.89	0.00	17.86	0.18
F3_G_Feld-9	0.21	0.68	0.70	62.91	0.63	0.05	0.16	15.07	0.02	18.01	0.49
F3_G_Feld-10	0.18	0.80	0.59	63.45	0.86	0.00	0.14	14.80	0.08	17.72	0.46
F3_G_Feld-11	0.10	0.49	0.36	61.08	0.54	2.51	0.05	14.21	0.11	17.29	1.05
F3_G_Feld-12	0.35	1.54	0.78	62.71	0.99	0.01	0.21	13.62	0.08	18.19	0.55
F3_G_Feld-13	1.38	0.47	0.13	60.19	0.57	0.39	0.00	15.36	0.10	17.22	0.44
F3_G_Feld-14	0.23	0.36	0.23	63.94	0.39	0.02	0.09	16.14	0.00	17.64	0.08
F3_G_FeldAlb-1	0.92	9.74	0.80	65.37	0.05	0.56	0.03	1.14	0.03	19.20	0.71
F3_G_FeldAlb-3	1.01	8.34	0.14	59.44	0.04	0.96	0.05	1.22	0.00	17.35	1.05
F3_G_FeldAlb-4	0.62	10.10	0.41	66.76	0.01	0.21	0.05	1.68	0.00	19.05	0.36
F3_G_FeldAlb-6	0.13	9.16	0.10	66.34	0.02	0.45	0.03	1.82	0.05	18.19	1.04
F3_G_FeldAlb-7	0.20	10.36	0.10	68.42	0.00	0.01	0.35	1.26	0.00	18.69	0.17
F3_G_FeldAlb-9	0.77	10.20	0.57	65.84	0.05	0.45	0.02	0.60	0.00	19.30	1.02
F3_G_FeldAlb-11	0.12	10.87	0.16	68.24	0.01	0.54	0.00	0.56	0.00	18.11	0.38
F3_I_Feld-1	0.06	0.54	0.40	64.17	0.46	0.00	0.01	15.68	0.00	17.42	0.09
F3_I_Feld-2	0.06	0.39	0.15	64.13	0.53	0.00	0.04	16.08	0.00	17.66	0.13
F3_I_Feld-3	0.24	0.38	0.18	63.95	0.59	0.02	0.05	16.05	0.00	17.70	0.12
F3_I_Feld-4	0.07	0.45	0.25	63.98	0.47	0.02	0.09	16.01	0.00	17.52	0.29
F3_I_Feld-5	0.02	0.36	0.25	63.91	0.66	0.00	0.00	16.17	0.00	17.74	0.18
F3_I_Feld-6	0.09	0.39	0.17	63.85	0.51	0.00	0.00	16.24	0.01	17.67	0.14
F3_I_Feld-7	0.06	0.42	0.38	63.41	0.46	0.00	0.00	15.94	0.02	17.63	0.05
F3_I_Feld-8	0.05	0.44	0.35	64.00	0.42	0.03	0.00	15.76	0.00	17.39	0.03
F3_I_Feld-9	0.20	0.55	0.17	63.43	0.57	0.00	0.16	15.71	0.02	17.37	0.09
F3_I_Feld-10	0.07	0.37	0.03	64.52	0.39	0.05	0.00	15.88	0.00	17.21	0.24
F3_I_Feld-11	0.09	0.55	0.19	63.64	0.61	0.03	0.03	15.81	0.03	17.14	0.10
F3_I_Feld-12	0.02	0.41	0.41	64.13	0.51	0.05	0.02	15.73	0.03	17.32	0.24
F3_I_Feld-13	0.00	0.30	0.45	64.19	0.71	0.00	0.02	16.28	0.00	17.58	0.06
F3_I_Feld-14	0.02	0.38	0.05	63.97	0.52	0.01	0.04	16.19	0.00	17.76	0.10
F3_I_Feld-15	0.06	0.51	0.39	63.97	0.33	0.00	0.02	15.74	0.03	17.43	0.24
F3_I_FeldAlb-1	0.39	9.70	0.44	66.98	0.15	0.26	0.03	2.11	0.00	18.64	0.40
F3_I_FeldAlb-2	0.32	10.09	0.25	66.92	0.07	0.12	0.00	1.38	0.04	18.71	0.37
F3_I_FeldAlb-3	1.24	9.73	0.27	64.08	0.00	0.11	0.00	1.80	0.00	18.29	0.26
F3_I_FeldAlb-4	0.25	10.98	0.04	68.02	0.00	0.05	0.00	0.12	0.01	18.55	0.20
F3_I_FeldAlb-5	0.49	10.20	0.52	66.84	0.01	0.22	0.01	0.63	0.05	18.84	0.38
F3_I_FeldAlb-6	0.40	10.63	0.38	67.47	0.07	0.04	0.00	0.63	0.00	18.66	0.21

Tabela P (continuação): Análises dos feldspatos do Grupo Sul obtidas à microsonda.

Análises	CaO	Na ₂ O	SrO	SiO ₂	BaO	MgO	TiO ₂	K ₂ O	MnO	Al ₂ O ₃	FeO
F3_I_FeldAlb-7	0.07	11.12	0.01	68.85	0.00	0.00	0.02	0.27	0.00	18.18	0.03
F3_I_FeldAlb-8	0.36	10.67	0.18	67.23	0.05	0.05	0.02	0.12	0.00	18.33	0.03
F3_I_FeldAlb-9	0.51	10.42	0.20	67.09	0.01	0.02	0.00	0.48	0.06	18.89	0.06
F3_I_FeldAlb-10	0.29	10.54	0.04	67.50	0.00	0.02	0.04	0.71	0.00	18.51	0.21
F3_I_FeldAlb-11	0.43	10.08	0.30	65.93	0.09	0.08	0.04	0.82	0.00	19.86	0.83
F3_I_FeldAlb-12	0.26	9.94	0.32	67.66	0.00	0.01	0.05	0.83	0.00	18.46	0.16
F3_I_FeldAlb-13	0.60	9.81	0.58	66.19	0.02	0.05	0.03	1.26	0.04	18.90	0.30
F3_I_FeldAlb-14	0.60	10.10	0.54	66.07	0.14	0.28	0.00	1.37	0.04	19.30	0.59
F4_K_Feld-1	0.08	0.33	0.06	36.74	1.04	13.44	4.42	9.53	0.21	13.47	14.69
F4_K_Feld-2	0.15	0.39	0.39	64.80	0.43	0.08	0.02	16.15	0.02	18.10	0.20
F4_K_Feld-3	0.04	0.49	0.41	64.51	0.37	0.02	0.00	16.06	0.00	18.41	0.09
F4_K_Feld-4	0.09	1.42	0.15	64.12	0.28	0.14	0.00	13.67	0.00	17.86	0.21
F4_K_Feld-5	0.04	0.37	0.37	64.04	0.43	0.06	0.00	16.23	0.05	17.82	0.15
F4_K_Feld-6	0.06	0.33	0.04	65.19	0.37	0.01	0.02	16.31	0.00	17.90	0.11
F4_K_Feld-7	0.02	0.37	0.12	65.01	0.55	0.02	0.00	16.18	0.00	18.05	0.03
F4_K_Feld-8	0.04	0.69	0.19	64.83	0.35	0.00	0.00	15.72	0.05	17.92	0.04
F4_K_FeldAlb-1	0.03	0.43	0.07	64.86	0.41	0.01	0.00	16.14	0.06	17.86	0.01
F4_K_FeldAlb-2	0.46	9.09	0.29	67.57	0.00	0.16	0.00	0.49	0.00	18.97	0.44
F4_K_FeldAlb-3	0.62	8.69	0.56	67.77	0.00	0.15	0.01	0.36	0.00	18.93	0.45
F4_K_FeldAlb-4	0.65	8.77	0.54	67.42	0.00	0.18	0.00	0.34	0.00	19.18	0.38
F4_K_FeldAlb-5	0.70	8.91	0.49	66.06	0.07	0.46	0.05	1.55	0.00	19.06	0.54
F4_K_FeldAlb-8	0.05	0.78	0.12	64.61	0.25	0.00	0.00	16.31	0.00	17.71	0.04
F14_L_Feld-1	0.18	4.01	0.26	66.07	0.25	0.10	0.02	11.50	0.00	18.42	0.32
F14_L_Feld-2	0.02	0.87	0.28	64.15	0.56	0.15	0.04	15.02	0.00	18.15	0.17
F14_L_Feld-3	0.07	0.84	0.21	63.89	0.60	0.17	0.00	14.99	0.03	18.15	0.18
F14_L_Feld-4	0.03	0.42	0.36	63.48	0.21	0.96	0.00	15.27	0.00	17.73	1.47
F14_L_Feld-5	0.06	0.41	0.22	63.88	0.21	0.22	0.01	15.98	0.04	17.85	0.37
F14_L_FeldAlb-1	0.02	0.29	0.08	62.77	0.15	1.38	0.03	15.15	0.06	17.84	1.43
F14_L_FeldAlb-2	0.70	7.56	0.42	63.85	0.05	0.26	0.00	1.91	0.00	21.29	0.50
F14_L_FeldAlb-3	0.29	9.44	0.34	68.37	0.00	0.17	0.00	0.16	0.00	19.12	0.01
F14_L_FeldAlb-4	0.57	8.70	0.38	66.73	0.11	0.12	0.00	0.64	0.02	19.68	0.22
F5_M_Feld-2	0.06	0.35	0.32	64.15	0.58	0.00	0.00	16.04	0.04	17.45	0.03
F5_M_Feld-3	0.06	0.43	0.11	64.77	0.20	0.00	0.02	16.14	0.04	17.79	0.05
F5_M_Feld-4	0.08	0.31	0.09	63.63	0.25	0.17	0.00	16.12	0.02	17.60	0.11
F5_M_Feld-5	0.05	0.34	0.23	63.19	0.03	0.00	0.00	16.01	0.00	18.07	0.15
F5_M_Feld-6	0.06	0.33	0.31	62.73	0.35	0.00	0.03	15.84	0.00	17.26	0.10
F5_M_Feld-7	0.06	0.35	0.35	64.20	0.53	0.00	0.00	16.03	0.00	17.68	0.07
F5_M_Feld-8	0.05	2.20	0.10	65.87	0.17	0.21	0.00	11.86	0.00	17.73	0.16
F5_M_FeldAlb-1	0.08	0.46	0.24	64.23	0.25	0.12	0.00	15.79	0.00	17.91	0.20
F5_M_FeldAlb-2	0.01	0.33	0.30	63.39	0.66	0.04	0.05	15.84	0.01	17.91	0.05
F5_M_FeldAlb-3	0.08	0.49	0.19	64.64	0.22	0.03	0.00	15.68	0.01	18.03	0.09
F5_M_FeldAlb-4	0.26	9.13	0.17	66.43	0.05	0.02	0.01	0.90	0.01	18.32	0.09
F5_M_FeldAlb-5	0.05	0.33	0.30	63.31	0.11	0.03	0.02	15.72	0.02	18.19	0.10
F5_M_FeldAlb-6	0.30	9.09	0.16	67.21	0.00	0.21	0.00	0.65	0.00	18.63	0.27

Tabela Q: Fórmulas estruturais dos feldspatos do Grupo Sul, calculadas na base de 8 oxigénios.

Análises	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Na	K
F3_G_Feld-1	2.985	0.006	0.999	0.000	0.000	0.014	0.000	0.006	0.023	0.013	0.120	0.835
F3_G_Feld-2	3.001	0.006	0.994	0.000	0.000	0.007	0.001	0.000	0.010	0.007	0.094	0.880
F3_G_Feld-4	2.990	0.005	1.003	0.000	0.000	0.022	0.000	0.001	0.030	0.010	0.129	0.811
F3_G_Feld-5	2.967	0.008	1.013	0.000	0.004	0.015	0.000	0.001	0.012	0.011	0.069	0.901
F3_G_Feld-6	2.996	0.002	0.993	0.000	0.000	0.005	0.000	0.002	0.004	0.009	0.061	0.928
F3_G_Feld-7	3.000	0.001	0.991	0.000	0.000	0.005	0.002	0.000	0.013	0.006	0.067	0.914
F3_G_Feld-8	3.007	0.004	0.983	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.007	0.007	0.037	0.947
F3_G_Feld-9	2.974	0.006	1.003	0.000	0.005	0.015	0.001	0.003	0.011	0.012	0.063	0.909
F3_G_Feld-10	2.997	0.005	0.986	0.000	0.000	0.018	0.003	0.000	0.009	0.016	0.073	0.892
F3_G_Feld-11	2.892	0.002	0.965	0.000	0.042	0.000	0.004	0.177	0.005	0.010	0.045	0.858
F3_G_Feld-12	2.959	0.007	1.012	0.000	0.008	0.013	0.003	0.001	0.017	0.018	0.141	0.820
F3_G_Feld-13	2.901	0.000	0.978	0.000	0.018	0.000	0.004	0.028	0.071	0.011	0.044	0.945
F3_G_Feld-14	2.999	0.003	0.975	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.012	0.007	0.033	0.966
F3_G_FeldAlb-1	2.949	0.001	1.021	0.000	0.000	0.027	0.001	0.038	0.045	0.001	0.852	0.066
F3_G_FeldAlb-3	2.941	0.002	1.012	0.000	0.000	0.044	0.000	0.071	0.054	0.001	0.800	0.077
F3_G_FeldAlb-4	2.974	0.002	1.000	0.000	0.014	0.000	0.000	0.014	0.030	0.000	0.872	0.095
F3_G_FeldAlb-6	3.026	0.001	0.978	0.000	0.000	0.040	0.002	0.031	0.006	0.000	0.810	0.106
F3_G_FeldAlb-7	3.034	0.012	0.977	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.009	0.000	0.890	0.071
F3_G_FeldAlb-9	2.952	0.001	1.020	0.000	0.000	0.038	0.000	0.030	0.037	0.001	0.887	0.034
F3_G_FeldAlb-11	3.030	0.000	0.948	0.000	0.000	0.014	0.000	0.036	0.006	0.000	0.935	0.032
F3_I_Feld-1	3.025	0.000	0.968	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.003	0.008	0.049	0.943
F3_I_Feld-2	3.007	0.002	0.976	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000	0.003	0.010	0.035	0.962
F3_I_Feld-3	2.997	0.002	0.978	0.000	0.005	0.000	0.000	0.001	0.012	0.011	0.035	0.960
F3_I_Feld-4	3.004	0.003	0.969	0.000	0.011	0.000	0.000	0.001	0.003	0.009	0.041	0.959
F3_I_Feld-5	2.998	0.000	0.981	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.001	0.012	0.032	0.968
F3_I_Feld-6	2.996	0.000	0.977	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.005	0.009	0.035	0.972
F3_I_Feld-7	3.002	0.000	0.983	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.003	0.008	0.038	0.962
F3_I_Feld-8	3.027	0.000	0.969	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.003	0.008	0.040	0.951
F3_I_Feld-9	3.002	0.006	0.969	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.010	0.011	0.050	0.949
F3_I_Feld-10	3.035	0.000	0.954	0.000	0.000	0.010	0.000	0.004	0.004	0.007	0.033	0.953
F3_I_Feld-11	3.014	0.001	0.957	0.000	0.004	0.000	0.001	0.002	0.004	0.011	0.050	0.955
F3_I_Feld-12	3.027	0.001	0.963	0.000	0.000	0.010	0.001	0.004	0.001	0.009	0.038	0.947
F3_I_Feld-13	3.011	0.001	0.972	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.027	0.974
F3_I_Feld-14	2.999	0.001	0.982	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.010	0.035	0.968
F3_I_Feld-15	3.017	0.001	0.969	0.000	0.000	0.009	0.001	0.000	0.003	0.006	0.047	0.947
F3_I_FeldAlb-1	2.999	0.001	0.984	0.000	0.000	0.015	0.000	0.017	0.018	0.003	0.842	0.120
F3_I_FeldAlb-2	3.009	0.000	0.992	0.000	0.000	0.014	0.002	0.008	0.015	0.001	0.880	0.079
F3_I_FeldAlb-3	2.953	0.000	0.993	0.000	0.010	0.000	0.000	0.007	0.061	0.000	0.869	0.106
F3_I_FeldAlb-4	3.041	0.000	0.977	0.000	0.000	0.007	0.000	0.003	0.012	0.000	0.952	0.007
F3_I_FeldAlb-5	3.015	0.000	1.001	0.000	0.000	0.014	0.002	0.015	0.024	0.000	0.892	0.036
F3_I_FeldAlb-6	3.024	0.000	0.986	0.000	0.000	0.008	0.000	0.003	0.019	0.001	0.924	0.036
F3_I_FeldAlb-7	3.066	0.001	0.954	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.960	0.015
F3_I_FeldAlb-8	3.051	0.001	0.980	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.018	0.001	0.939	0.007

Tabela Q (continuação): Fórmulas estruturais dos feldspatos do Grupo Sul, calculadas na base de 8 oxigénios.

Análises	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Ba	Na	K
F3_I_FeldAlb-9	3.026	0.000	1.004	0.000	0.000	0.002	0.002	0.002	0.024	0.000	0.912	0.028
F3_I_FeldAlb-10	3.035	0.001	0.981	0.000	0.000	0.008	0.000	0.001	0.014	0.000	0.919	0.041
F3_I_FeldAlb-11	2.963	0.001	1.052	0.000	0.000	0.031	0.000	0.005	0.021	0.002	0.878	0.047
F3_I_FeldAlb-12	3.070	0.002	0.987	0.000	0.000	0.006	0.000	0.001	0.013	0.000	0.874	0.048
F3_I_FeldAlb-13	3.005	0.001	1.011	0.000	0.000	0.012	0.001	0.004	0.029	0.000	0.863	0.073
F3_I_FeldAlb-14	2.955	0.000	1.017	0.000	0.022	0.000	0.001	0.019	0.029	0.002	0.876	0.078
F4_K_Feld-1	1.806	0.163	0.781	0.000	0.604	0.000	0.009	0.985	0.004	0.020	0.031	0.598
F4_K_Feld-2	2.996	0.001	0.986	0.000	0.008	0.000	0.001	0.006	0.007	0.008	0.035	0.953
F4_K_Feld-3	2.988	0.000	1.005	0.000	0.004	0.000	0.000	0.001	0.002	0.007	0.044	0.949
F4_K_Feld-4	3.026	0.000	0.994	0.000	0.000	0.008	0.000	0.010	0.005	0.005	0.130	0.823
F4_K_Feld-5	2.995	0.000	0.982	0.000	0.006	0.000	0.002	0.004	0.002	0.008	0.033	0.968
F4_K_Feld-6	3.016	0.001	0.976	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.003	0.007	0.030	0.963
F4_K_Feld-7	3.011	0.000	0.985	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.010	0.033	0.956
F4_K_Feld-8	3.013	0.000	0.981	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.002	0.006	0.062	0.932
F4_K_FeldAlb-1	3.014	0.000	0.978	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.001	0.008	0.039	0.957
F4_K_FeldAlb-2	3.092	0.000	1.023	0.000	0.000	0.017	0.000	0.011	0.023	0.000	0.806	0.029
F4_K_FeldAlb-3	3.118	0.000	1.026	0.000	0.000	0.017	0.000	0.010	0.031	0.000	0.775	0.021
F4_K_FeldAlb-4	3.100	0.000	1.039	0.000	0.000	0.014	0.000	0.012	0.032	0.000	0.782	0.020
F4_K_FeldAlb-5	3.011	0.002	1.024	0.000	0.000	0.021	0.000	0.031	0.034	0.001	0.787	0.090
F4_K_FeldAlb-8	2.991	0.000	0.966	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003	0.004	0.070	0.963
F14_L_Feld-1	2.978	0.001	0.979	0.000	0.012	0.000	0.000	0.007	0.009	0.004	0.350	0.661
F14_L_Feld-2	2.997	0.001	0.999	0.000	0.000	0.007	0.000	0.010	0.001	0.010	0.078	0.895
F14_L_Feld-3	2.992	0.000	1.002	0.000	0.000	0.007	0.001	0.012	0.004	0.011	0.076	0.895
F14_L_Feld-4	2.954	0.000	0.972	0.000	0.057	0.000	0.000	0.066	0.002	0.004	0.038	0.907
F14_L_Feld-5	2.987	0.000	0.984	0.000	0.014	0.000	0.002	0.015	0.003	0.004	0.037	0.954
F14_L_FeldAlb-1	2.931	0.001	0.982	0.000	0.056	0.000	0.002	0.096	0.001	0.003	0.026	0.903
F14_L_FeldAlb-2	2.967	0.000	1.166	0.000	0.000	0.020	0.000	0.018	0.035	0.001	0.681	0.113
F14_L_FeldAlb-3	3.108	0.000	1.025	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.014	0.000	0.832	0.009
F14_L_FeldAlb-4	3.071	0.000	1.067	0.000	0.000	0.009	0.001	0.009	0.028	0.002	0.776	0.038
F5_M_Feld-2	3.020	0.000	0.968	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.003	0.011	0.032	0.964
F5_M_Feld-3	3.016	0.001	0.976	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.003	0.004	0.039	0.959
F5_M_Feld-4	2.999	0.000	0.977	0.000	0.004	0.000	0.001	0.012	0.004	0.005	0.028	0.969
F5_M_Feld-5	2.987	0.000	1.007	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.031	0.966
F5_M_Feld-6	3.009	0.001	0.976	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.003	0.007	0.031	0.969
F5_M_Feld-7	3.014	0.000	0.978	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.003	0.010	0.031	0.960
F5_M_Feld-8	3.086	0.000	0.979	0.000	0.000	0.006	0.000	0.015	0.003	0.003	0.200	0.709
F5_M_FeldAlb-1	3.004	0.000	0.987	0.000	0.000	0.008	0.000	0.008	0.004	0.004	0.041	0.942
F5_M_FeldAlb-2	2.997	0.002	0.998	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000	0.012	0.030	0.955
F5_M_FeldAlb-3	3.017	0.000	0.992	0.000	0.000	0.004	0.000	0.002	0.004	0.004	0.044	0.933
F5_M_FeldAlb-4	3.096	0.000	1.006	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.013	0.001	0.825	0.053
F5_M_FeldAlb-5	2.995	0.001	1.014	0.000	0.000	0.004	0.001	0.002	0.003	0.002	0.031	0.948
F5_M_FeldAlb-6	3.098	0.000	1.012	0.000	0.000	0.010	0.000	0.014	0.015	0.000	0.812	0.038

Clorites

Tabela R: Análises das clorites do Grupo Sul obtidas à microsonda.

Análises	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeOT	MnO	NiO	ZnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	F	Cl	H ₂ O
F4_K_Clr-2	35.01	0.05	15.65	0.00	0.07	12.69	0.25	0.01	0.03	22.66	0.11	0.02	0.42	2.58	0.00	0.00	0.56	0.00	10.14
F4_K_Filo-1	33.65	0.00	17.54	0.00	0.08	14.08	0.30	0.02	0.00	23.80	0.13	0.00	0.08	1.93	0.00	0.00	0.34	0.04	8.18
F4_K_Filo-2	33.75	0.01	17.27	0.00	0.08	13.88	0.27	0.06	0.00	24.08	0.14	0.01	0.15	1.80	0.00	0.00	0.19	0.04	8.35
F4_K_Filo-3	33.14	0.00	16.82	0.00	0.03	13.01	0.33	0.10	0.00	26.70	0.06	0.00	0.06	0.88	0.00	0.02	0.25	0.02	8.70
F5_M_Filo-1	31.17	0.00	13.97	0.00	0.47	12.51	0.23	0.18	0.00	24.31	0.46	0.02	0.14	0.19	0.00	0.00	0.12	0.08	16.22
F5_M_Filo-2	34.89	0.01	13.12	0.00	0.33	12.82	0.24	0.20	0.00	25.15	0.66	0.04	0.27	0.23	0.00	0.03	0.09	0.16	11.85

Tabela S: Fórmulas estruturais das clorites do Grupo Sul, calculadas na base de 14 oxigénios com a aplicação *WinCcac*.

Análises	Si	Ti	Al	V	Cr	Mn ³⁺	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Ni	Co	Zn	Cu	Mg	Ca	Ba	Na	K	Cs	F	Cl	OH
F4_K_Clr-2	3.389	0.004	1.785	0.000	0.005	0.000	0.000	1.027	0.021	0.000	0.000	0.002	0.000	3.269	0.012	0.001	0.078	0.319	0.000	0.172	0.000	7.828
F4_K_Filo-1	3.197	0.000	1.964	0.000	0.006	0.000	0.000	1.119	0.024	0.002	0.000	0.000	0.000	3.371	0.013	0.000	0.015	0.233	0.000	0.102	0.007	7.892
F4_K_Filo-2	3.207	0.001	1.934	0.000	0.006	0.000	0.000	1.103	0.022	0.004	0.000	0.000	0.000	3.410	0.014	0.001	0.027	0.218	0.000	0.058	0.007	7.935
F4_K_Filo-3	3.140	0.000	1.878	0.000	0.002	0.000	0.000	1.031	0.027	0.008	0.000	0.000	0.000	3.771	0.006	0.000	0.011	0.107	0.001	0.075	0.003	7.922
F5_M_Filo-1	3.223	0.000	1.703	0.000	0.039	0.000	0.000	1.082	0.020	0.015	0.000	0.000	0.000	3.748	0.051	0.001	0.027	0.026	0.000	0.039	0.014	7.947
F5_M_Filo-2	3.414	0.001	1.513	0.000	0.026	0.000	0.000	1.049	0.020	0.015	0.000	0.000	0.000	3.668	0.069	0.002	0.051	0.029	0.001	0.029	0.026	7.945

ANEXO 3 – Mapas paleogeográficos (310 – 270 Ma)

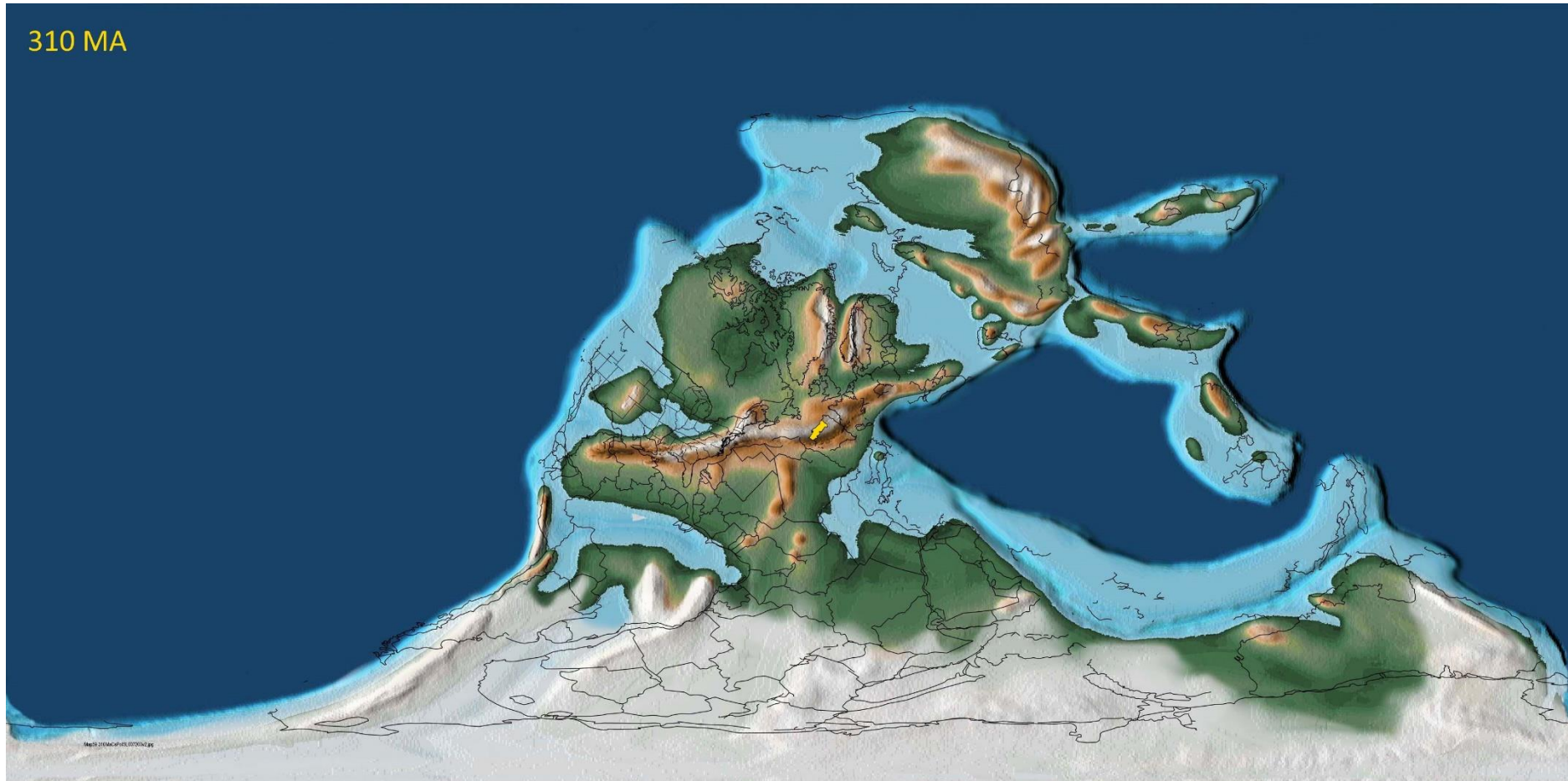


Figura XIV.1: Mapa paleogeográfico dos 310 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).

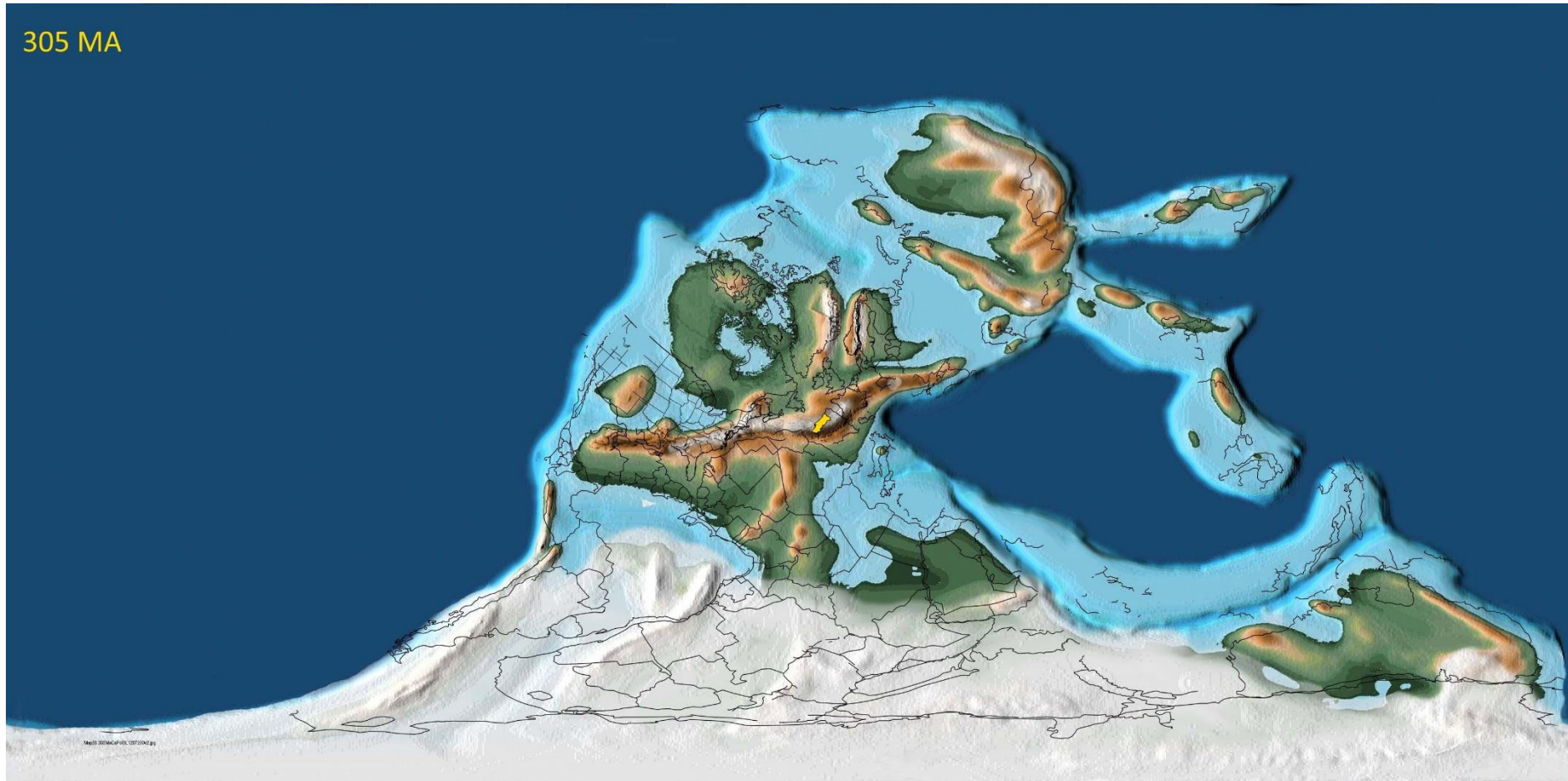


Figura XIV.2: Mapa paleogeográfico dos 305 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).



Figura XIV.3: Mapa paleogeográfico dos 300 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).

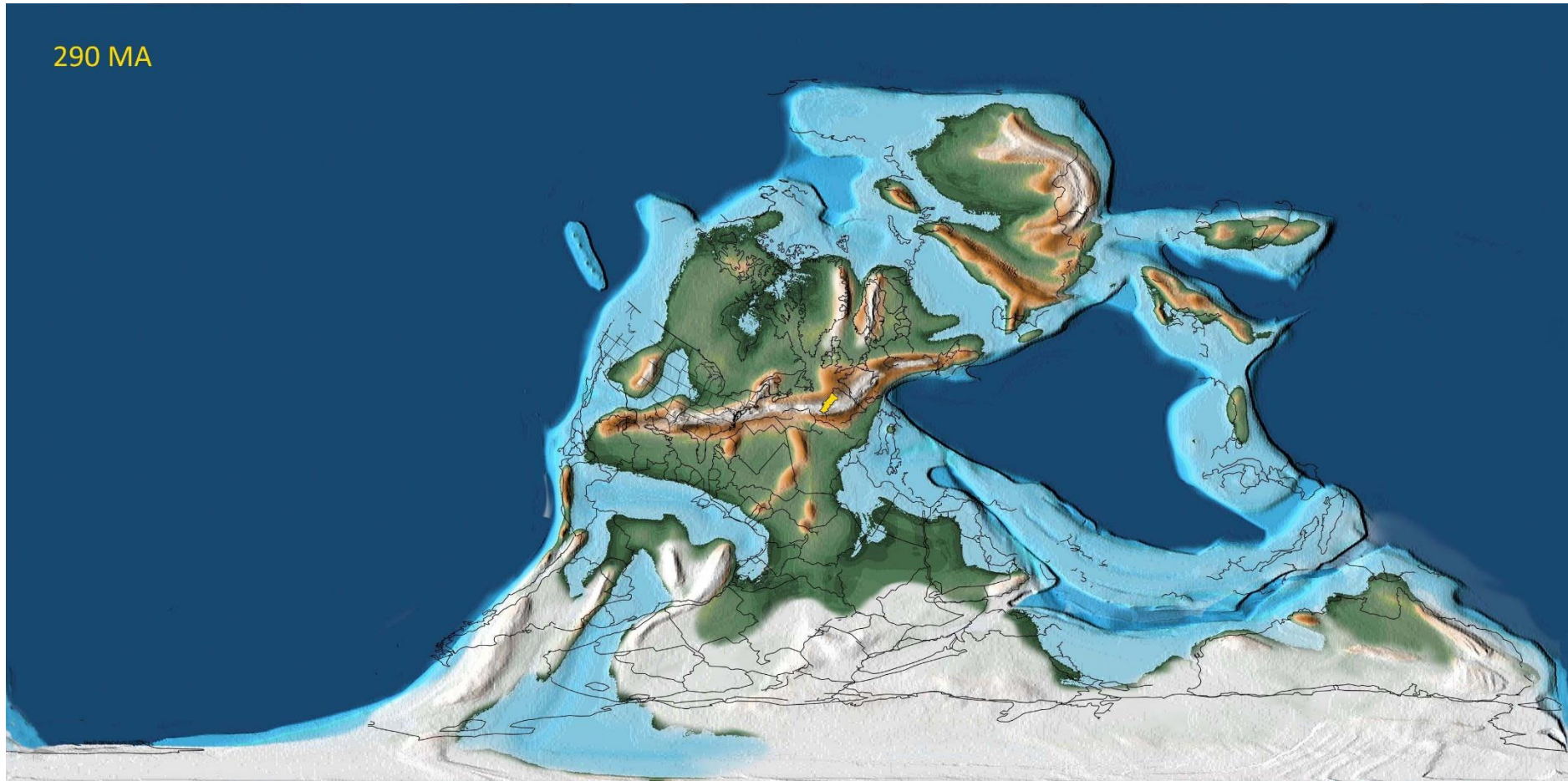


Figura XIV.4: Mapa paleogeográfico dos 290 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).

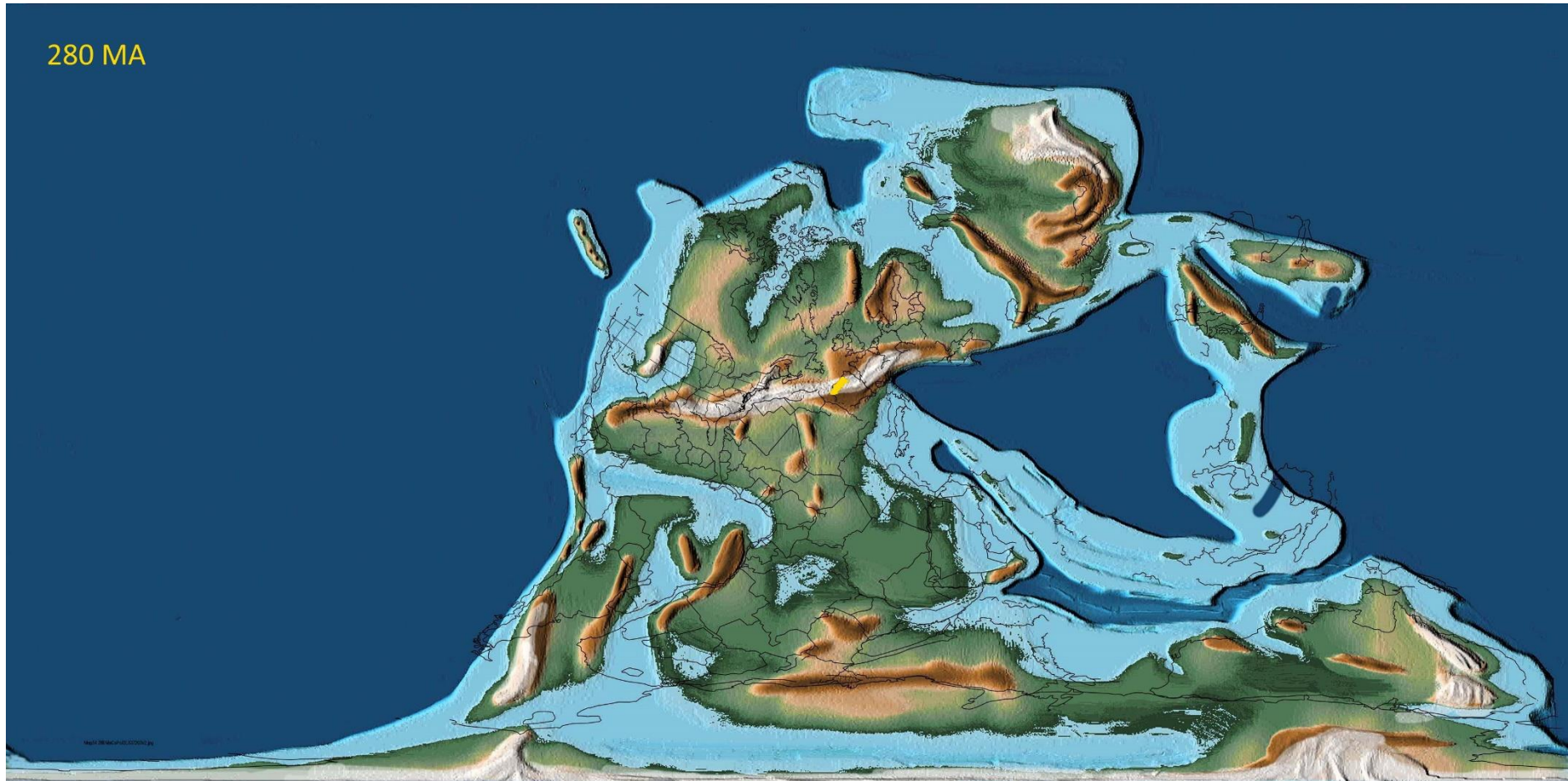


Figura XIV.5: Mapa paleogeográfico dos 280 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).

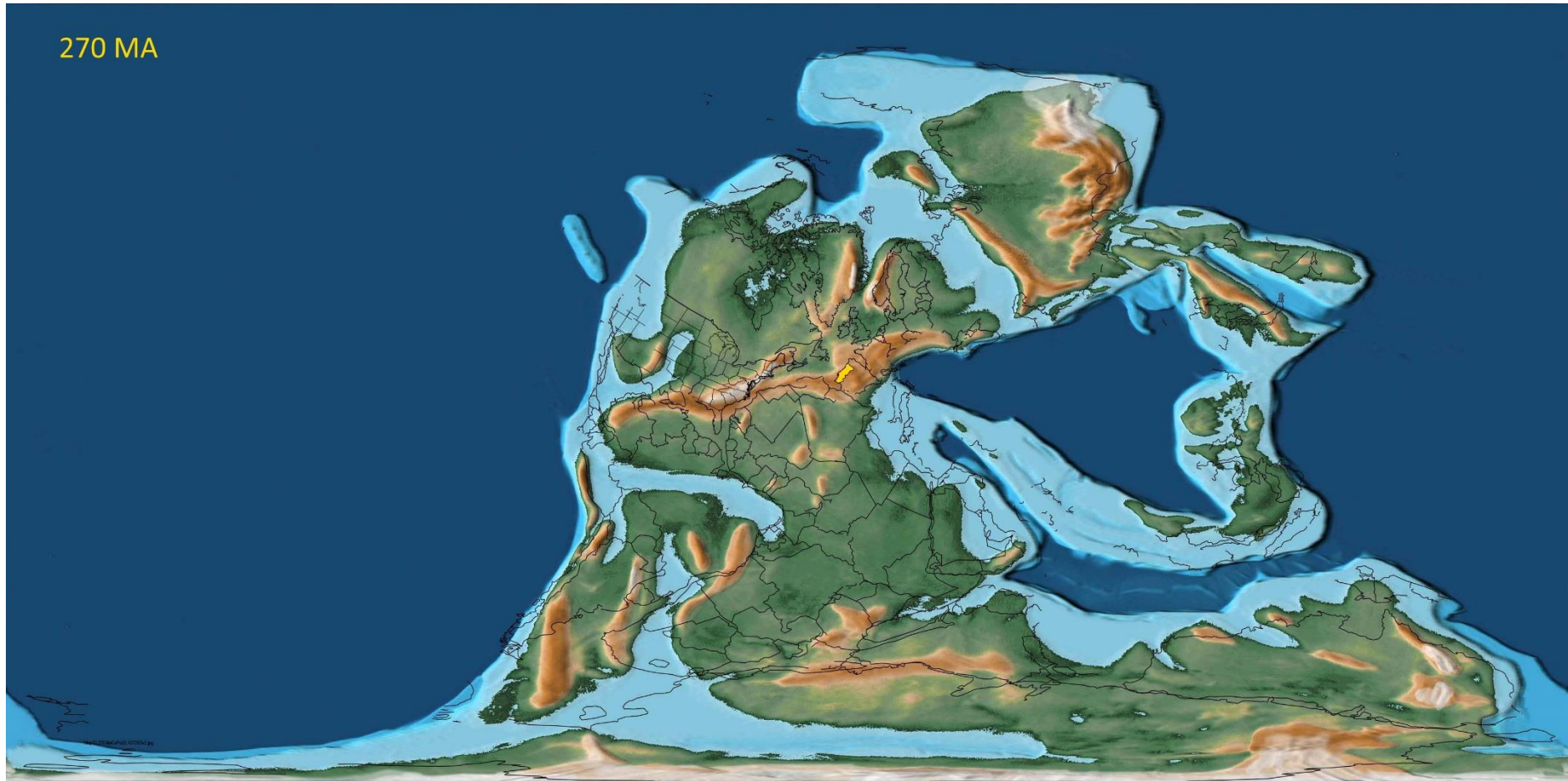


Figura XIV.6: Mapa paleogeográfico dos 270 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).

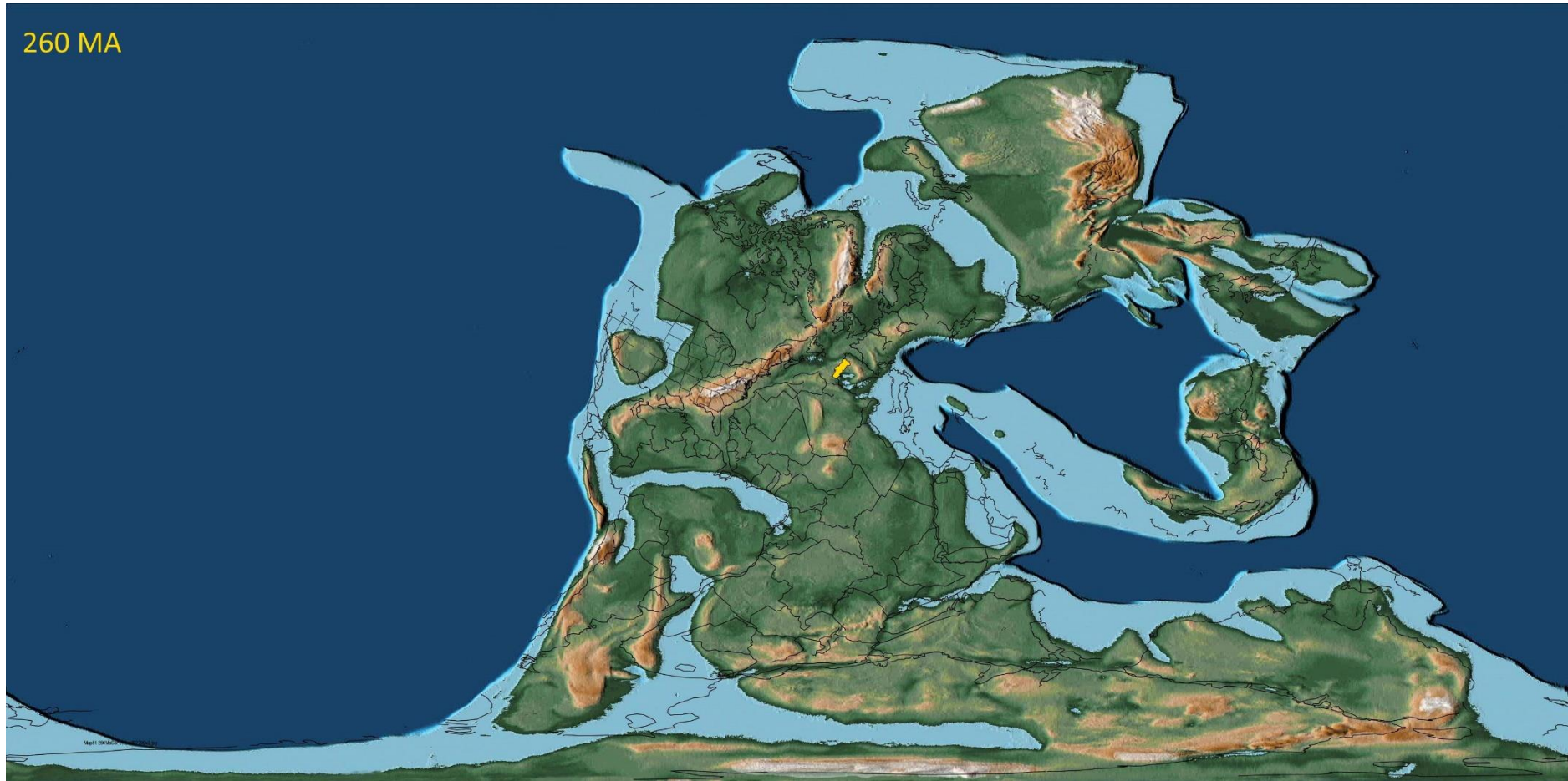


Figura XIV.7: Mapa paleogeográfico dos 260 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).



Figura XIV.8: Mapa paleogeográfico dos 250 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).



Figura XIV.9: Mapa paleogeográfico dos 240 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).

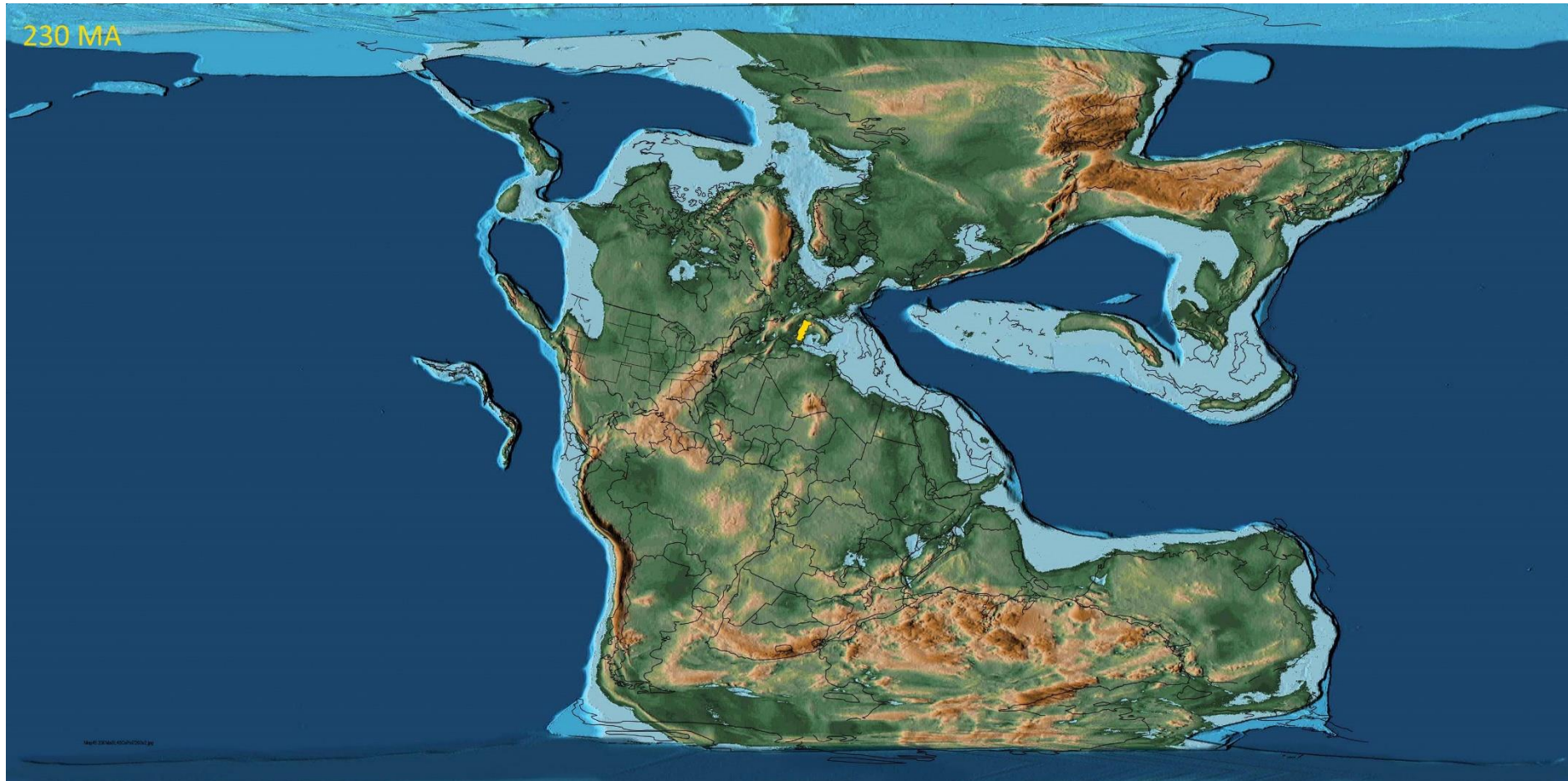


Figura XIV.10: Mapa paleogeográfico dos 230 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).

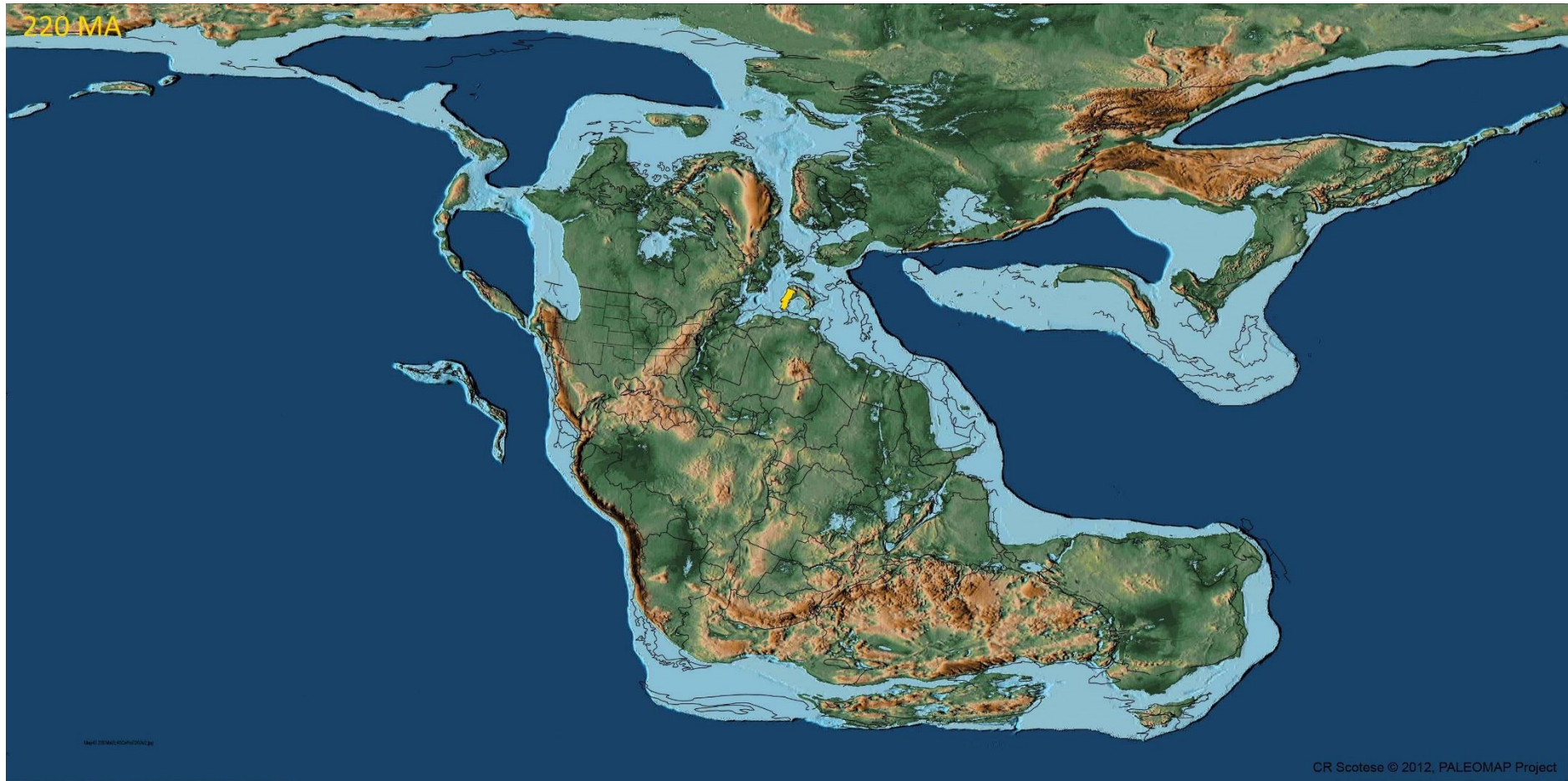


Figura XIV.11: Mapa paleogeográfico dos 220 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).

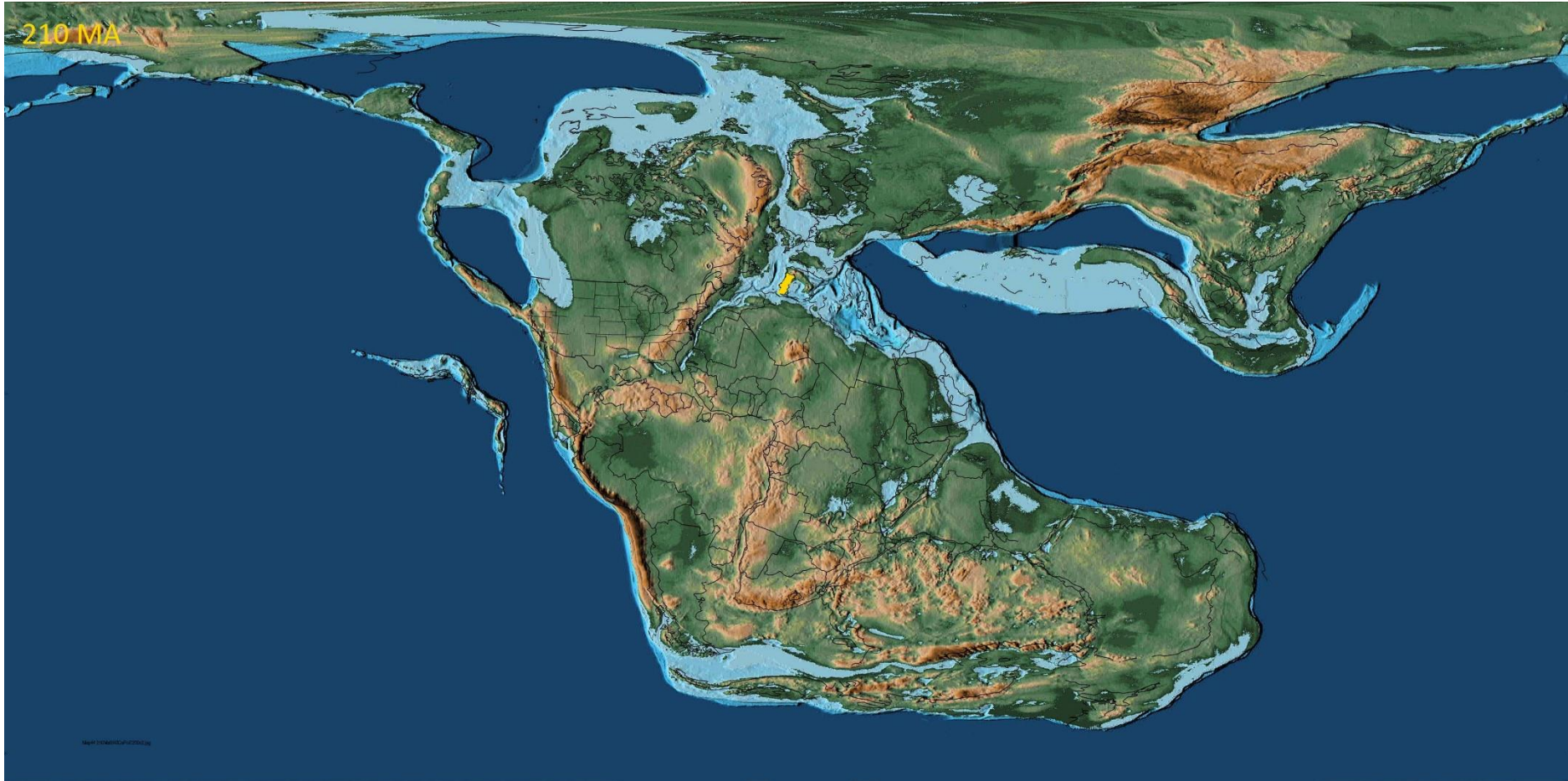


Figura XIV.12: Mapa paleogeográfico dos 210 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).

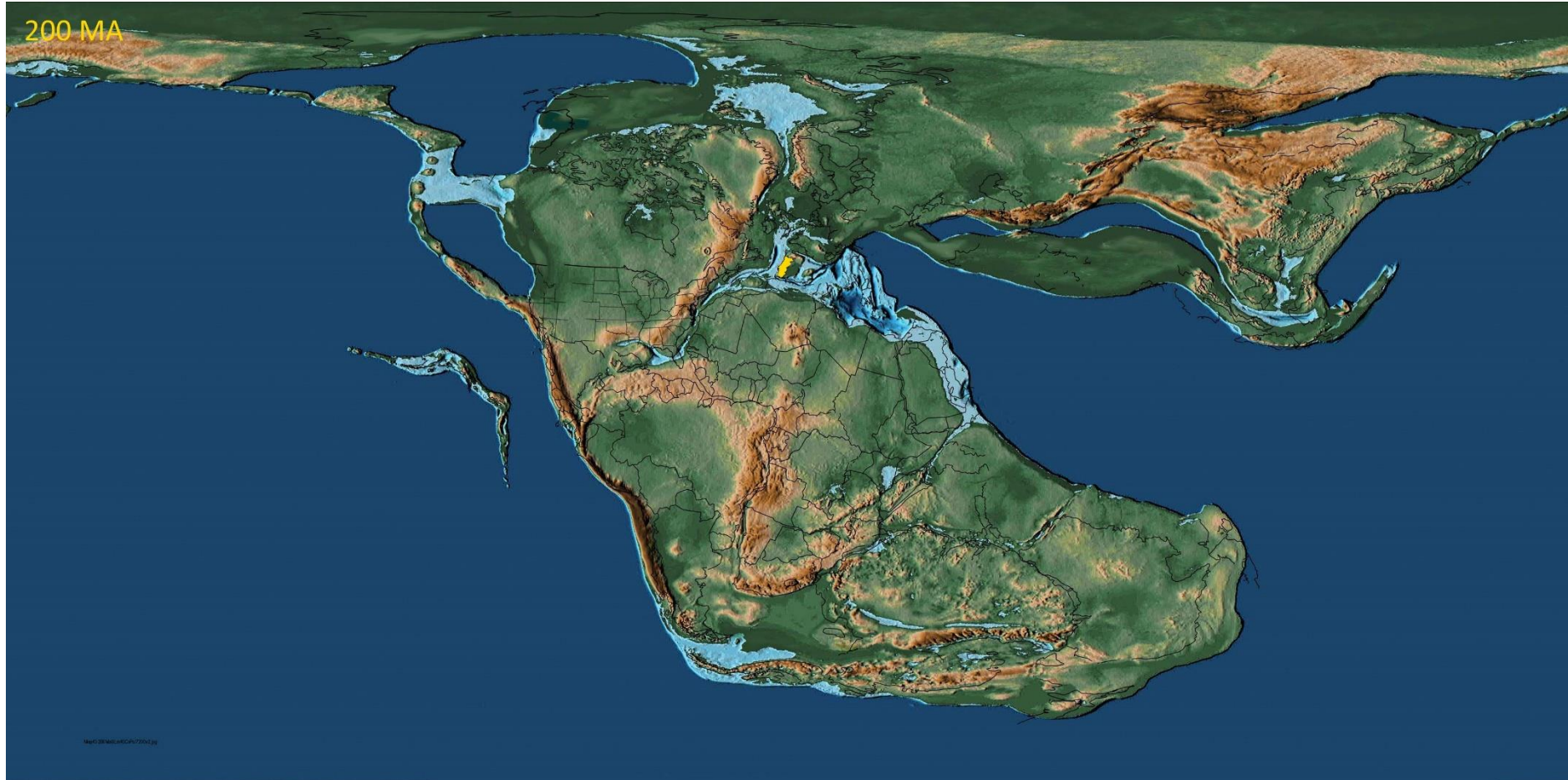


Figura XIV.13: Mapa paleogeográfico dos 200 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).

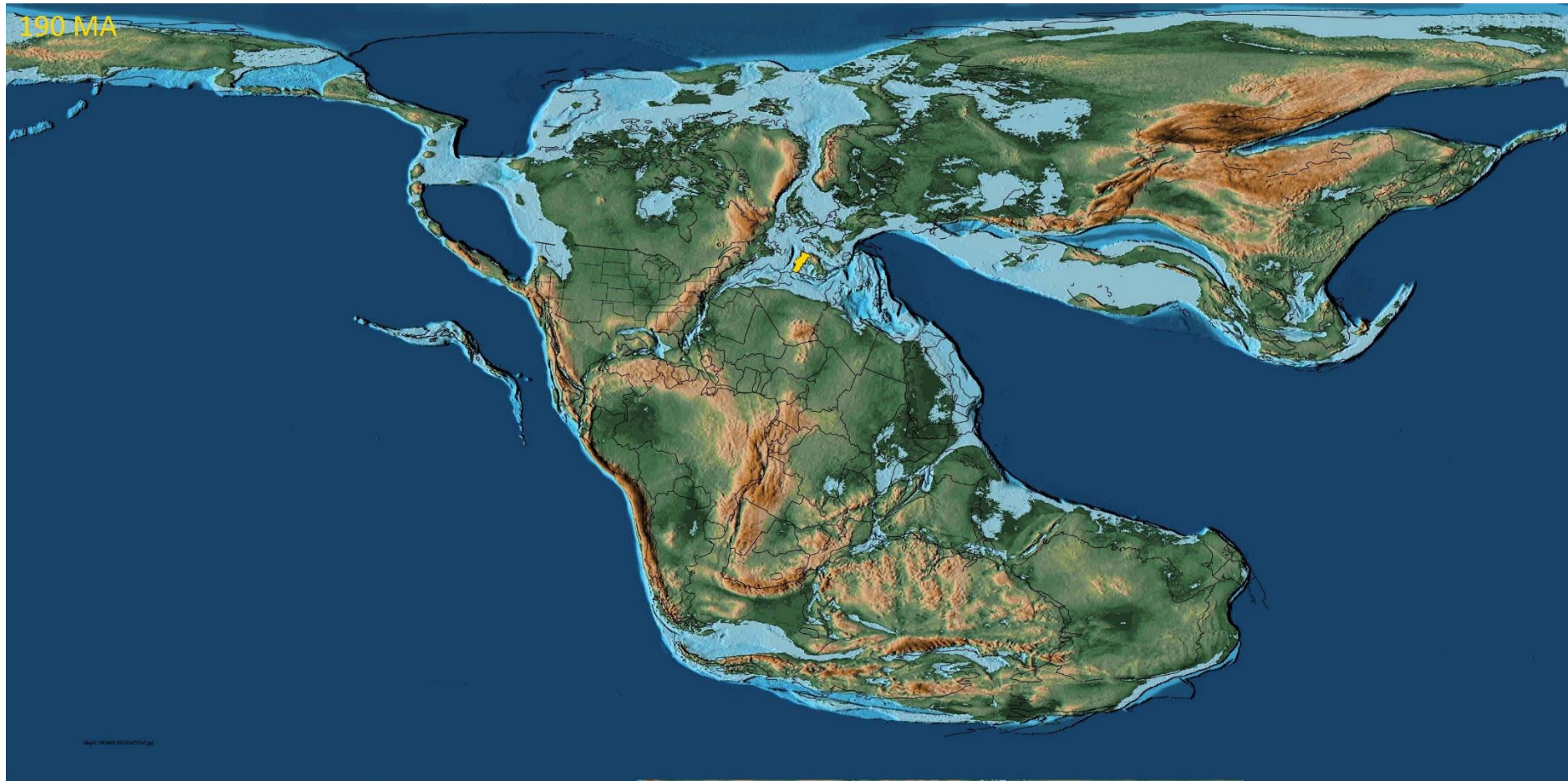


Figura XIV.14: Mapa paleogeográfico dos 190 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).

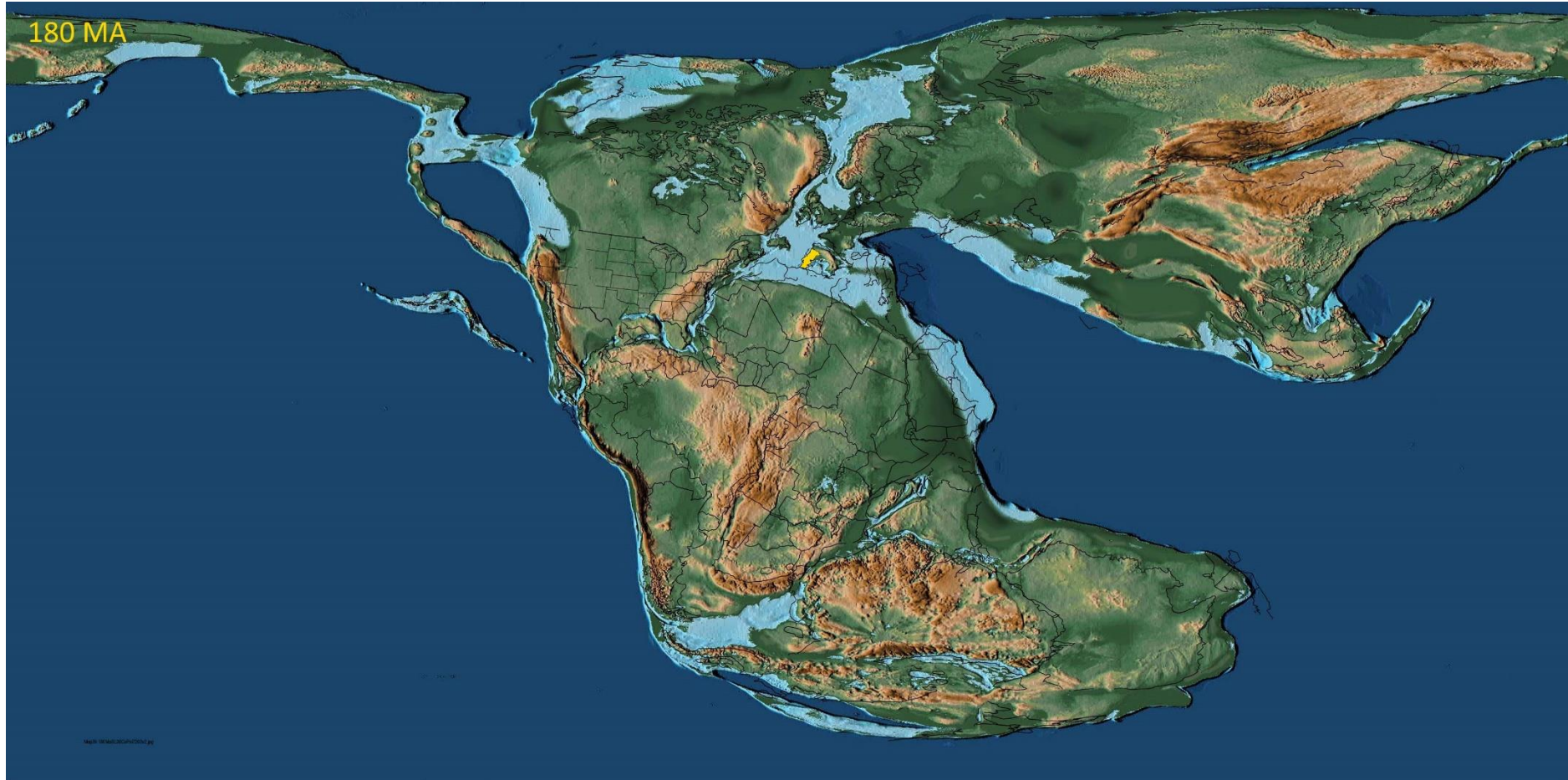


Figura XIV.15: Mapa paleogeográfico dos 180 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).



Figura XIV.16: Mapa paleogeográfico dos 170 Ma com a localização de Portugal (adaptado de Scotese, 2016).