



Magmatismo tardi-Varisco na região do Minho

António João Teixeira Oliveira

Mestrado em Geologia

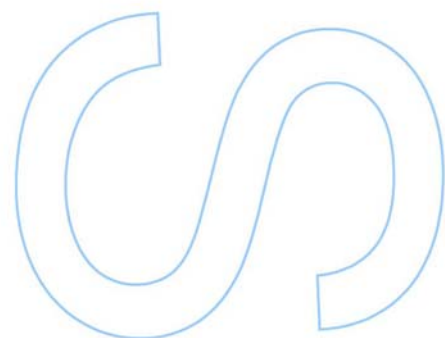
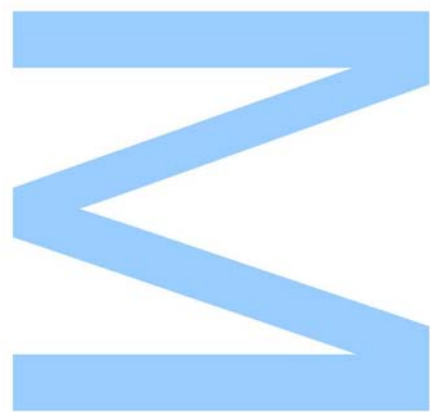
Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território
2017

Orientador

Helena Cristina Brites Martins, Professora Auxiliar, FCUP

Coorientador

Fernando Manuel Pereira de Noronha, Professor Catedrático, FCUP

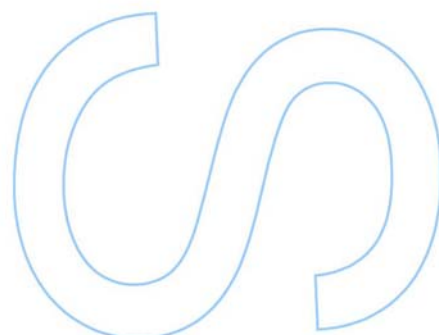
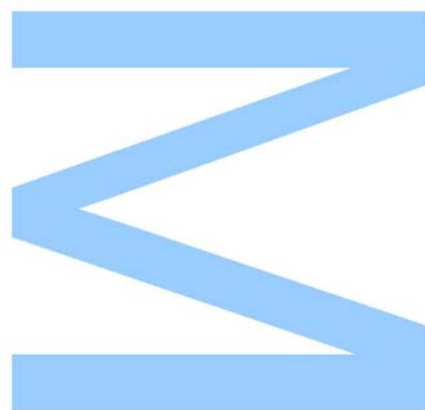




Todas as correções determinadas pelo júri, e só essas, foram efetuadas.

O Presidente do Júri,

Porto, ____/____/____



Fotografia da capa: imagem de campo do granodiorito de Felgueiras com destaque para os megacristais orientados e encrave microgranular melanocrata estirado.

Agradecimentos

O tema da presente tese foi-me proposto pelo Professor Fernando Noronha e pela Doutora Helena Brites e desenvolveu-se no Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.

Agradeço primeiramente à Doutora Helena Brites por todo o apoio que me prestou no decurso do desenvolvimento desta tese, quer a nível científico pela disponibilização de artigos, conhecimentos, sessões de esclarecimentos de dúvidas, preparações laboratoriais, entre outros assuntos, quer a nível pessoal por me ajudar a perceber aquilo que mais gosto de estudar em Geologia.

Um imenso obrigado ao Professor Fernando Noronha pelo acompanhamento ao longo deste ano letivo, pelo apoio financeiro, pela valorização do meu esforço e dedicação, pelas sessões de campo, e ainda por me aturar mesmo quando eu chateava por querer sempre mais trabalho a tratar.

Uma palavra de gratidão à Doutora Cândida pelo fornecimento de material laboratorial e reagentes aquando as tentativas de separação de minerais pesados.

Agradeço também às instituições dos laboratórios *ActLabs* de Ancaster, Ontário, Canadá pelas análises de elementos maiores, menores e traço das amostras seleccionadas para envio.

Uma homenagem ao Doutor Montenegro de Andrade, responsável pela produção de mais de 850 lâminas delgadas e acima de 150 amostras em pó das diferentes litologias presentes na área abrangida por este estudo, sem as quais este trabalho não seria possível.

Quero também agradecer à Doutora Maria dos Anjos pela ajuda prestada no esclarecimento de dúvidas sobre identificação de minerais no microscópio ótico, e pelo apoio na compreensão do programa para determinação da composição modal.

Agradeço imenso à minha Mãe e ao meu Pai por me incutirem o método de trabalho em que acredito, por todo o apoio que me deram e por fazerem de mim a pessoa que sou hoje. Ou seja, obrigado por tudo.

Por fim, agradeço à minha irmã, simplesmente por saber sempre como me fazer rir.

Resumo

As rochas plutônicas da região de Guimarães, representadas na folha 9-B à escala 1:50000, estão classificadas geocronologicamente em relação à fase D₃ da orogenia Varisca (310 Ma) tendo-se dado a sua instalação (319-290 Ma) aquando ou tardiamente relativamente a esta fase. Deste modo é possível diferenciar granitóides: ante a sintectónicos (granodiorito de Felgueiras), sintectónicos (granito de Lousada), tarditectónicos (granodioritos de Ronfe e granitos de Guimarães) e tardi a pós-tectónicos (granito de Lustosa, granitos de Burgães, granodiorito de Guimarei, granitos de Fafe, granitos de Roriz, granito de Eiriz e granitos de Santo Ovídio). Na região ocorrem ainda rochas de natureza básica designadas por “vaugneritos”.

As rochas graníticas são: geoquimicamente peraluminosas (com exceção de Felgueiras) o que é refletido na composição petrográfica pela presença de minerais aluminosos como biotite, moscovite, andaluzite, silimanite, cordierite e alanite; geotectonicamente são “Hercinótipos” o que é suportado não só pela aluminosidade, mas também pelas projeções nos diagramas de Pearce (1984), visto que têm características geoquímicas que correspondem às de granitos de arco vulcânico (VAG) e de granitos colisionais (COLG). Os dados isotópicos disponíveis na bibliografia atual e as razões $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ sugerem que a maioria dos granitos tiveram origem em melts gerados a nível crustal, resultantes da fusão parcial de rochas metaígneas/metagrauváquicas com alguma contribuição mantélica, com exceção do granito de Lustosa para o qual se sugere uma origem a partir de rochas metapelíticas.

Tendo em conta os diagramas de Harker de elementos maiores, menores e traço, os espectros de ETR e os diagramas multielementares, os granitos da folha de Guimarães apresentam tendências evolutivas idênticas, embora distintas, e em particular, no granito de Guimarães é mais evidente uma tendência linear contínua que sugere um processo evolutivo por um processo de diferenciação magmática por fracionamento de biotite, plagioclase, feldspato potássico e minerais acessórios, sobretudo zircão e ilmenite.

Os vauagneritos são muito diferentes dos granitos que intruem e a sua génese e evolução é claramente distinta. São metaluminosos, foram gerados a partir de uma fonte mantélica de mais alta temperatura e de quimismo mais básico, com mineralogia totalmente diferente (biotite + plagioclase + piroxenas + hornblenda ± alanite ±

esfena). Contudo, estes vaugneritos, pelo teor em K_2O , devem ser considerados como redwitzitos ou vaugneritos pobres em K.

Abstract

The plutonic rocks of the Guimarães region, represented in the 9-B chart (1:50000 scale), are geochronologically classified in relation to the Variscan orogeny D₃ phase (310 My) since their emplacement (319-290 My) occurred during that phase or after. This way it is possible to distinguish: prior to syn-tectonic granitoids (Felgueiras granodiorite), syn-tectonic (Lousada granite), late-tectonic (Ronfe granodiorites and Guimarães granites) and late to post-tectonic (Lustosa granite, Burgães granites, Guimarei granodiorite, Fafe granites, Roriz granites, Eiriz granite and Santo Ovídio granites). In the region there are also alkaline-nature rocks known as “vaugnerites”.

These granitic rocks are: geochemically peraluminous (excluding Felgueiras) which is reflected in the petrographic composition by the presence of aluminous minerals such as biotite, muscovite, andalusite, sillimanite, cordierite and allanite; Hercynotypes geotectonically which is supported not only by the aluminum content, but also by the projections in the Pearce diagrams (1984), since their geochemical characteristics correspond to those of VAG (volcanic arc granites) and COLG (collisional granites). The isotopic data currently available and the CaO/Na₂O and Al₂O₃/TiO₂ values suggest that the majority of the granites originated from melts generated at a crustal level, having resulted from partial fusion of metagneous/metagraywacke rocks with some mantel contribution, with the exception of the Lustosa granite for which an origin from metapelitic rocks is suggested.

Regarding major, minor and trace element Harker diagrams, REE spectra and multielementary diagrams, these granites present identical, though distinct, evolutionary trends and, in particular, the Guimarães granite presents more clearly a continuous linear trend which suggests evolution through magmatic differentiation by biotite, plagioclase, K-feldspar and accessory minerals, mostly zircon and ilmenite, fractioning.

Finally the vaugnerites are quite different from the granites they intrude and their genesis and evolution is also quite distinct. They are metaluminous, generated from a higher temperature and more alkaline mantel source, with a completely different mineralogy (biotite + plagioclase + pyroxenes + hornblende ± allanite ± sphene). However, these vaugnerites, due to their K₂O content, should be considered redwitzites or low-K vaugnerites.

Índice

Índice de Figuras	XII
Índice de Tabelas	XIX
Lista de Abreviaturas	XX
1. Introdução	1
1.1. Objetivos	1
1.2. Material e Métodos	2
1.2.1. Análise Petrográfica	2
1.2.2. Análise Química	3
2. Localização Geográfica	5
3. Estado da Arte	7
3.1. Geologia Regional	7
3.2. Geologia Local	10
4. Petrografia	16
4.1. Introdução	16
4.2. $\gamma\Delta_1$ – Granodiorito porfiróide, orientado, biotítico, com grandes megacristais de feldspato potássico (granodiorito de Felgueiras)	19
4.2.1. Microscopia	19
4.3. $\gamma\pi g$ – Monzogranitos biotíticos, porfiróides, de grão grosseiro (granitos de Guimarães e Santo Tirso)	24
4.3.1. Microscopia	24
4.4. $\gamma'm_2$ – Granitos hololeucocratas ortosi-albíticos de grão médio (granitos de Lustosa e Regilde)	31

4.4.1. Microscopia	31
4.5. γ_{pm} – Monzogranitos biotíticos, porfiróides, de grão médio (granitos de Burgães, Selho e Arões)	35
4.5.1. Microscopia	36
4.6. γ_{Δ_4} – Granodiorito de grão médio, de tendência porfiróide (granodiorito de Guimarei)	41
4.6.1. Microscopia	41
4.7. Monzogranitos de grão fino, de duas micas, com biotite dominante (granitos de Fafe e Sendim)	45
4.7.1. Microscopia	46
4.8. Monzogranitos de grão médio, de tendência porfiróide, de duas micas com predomínio da biotite (granitos de Airão, Aves e Roriz)	50
4.8.1. Microscopia	51
4.9. γ_{Δ_3} – Vaugneritos e quartzonoritos (Vaugneritos de Sapielos, Antime e Silves e quartzonoritos de Valbom)	56
4.9.1. Microscopia	57
4.10. Classificação modal e diagramas QAPF de Streckeisen	61
5. Geoquímica	64
5.1. Introdução	64
5.2. Diagramas de Variação Química	65
5.2.1. Elementos maiores e menores	65
5.2.2. Elementos traço	67
5.2.3. Elementos de Terras Raras	72
5.2.4. Diagramas Multielementares	76
5.3. Diagramas de Classificação Geoquímica	81

5.3.1. Classificação das fácies graníticas quanto à saturação em alumina	81
5.3.2. Classificações normativas	82
5.4. Diagramas de Classificação Geotectónica	83
5.4.1. Diagrama de Debon e Le Fort, mod. por Villaseca (1998)	83
5.4.2. Diagramas de Pearce et al. (1984)	84
5.4.3. Diagramas de Frost et al. (2001)	85
6. Considerações Finais	89
7. Bibliografia	94

Índice de Figuras

Figura 1 – Microscópio Nikon Eclipse E400 POL (fonte: http://www.medwow.com/med/microscope/nikon/eclipse-e400/eclipse-e400.mth35367_200_200.jpg)	2
Figura 2 – Fusão robótica automática (adaptado de <i>ActLabs: 2016 Euro Schedule of Services</i>)	3
Figura 3 – Mapa de Portugal com a localização da cidade de Guimarães e da área de trabalho (assinalada a vermelho) (imagem retirada do Google Earth)	5
Figura 4 – Evolução tectónica e principais deformações estruturais que ocorreram ao longo do período de atuação da orogenia Hercínica (adaptado de Dias, 1995)	8
Figura 5 – Distribuição dos granitóides variscos da ZCI no Norte de Portugal (adaptado de Ferreira et al., 1987) e respectiva legenda	9
Figura 6 – Localização das amostras da folha 84	11
Figura 7 – Localização das amostras da folha 85	11
Figura 8 – Localização das amostras da folha 98	12
Figura 9 – Localização das amostras da folha 99	12
Figura 10 – Excerto da carta 9-B de Guimarães à escala 1:50000	13
Figura 11 – Amostra de mão da fácies $\gamma\Delta_1$	19
Figura 12 – Mirmequites entre quartzo globular e plagioclase (à esquerda). Extinção ondulante (à direita). Fotografias tiradas em LPX	20
Figura 13 – Zonamento e sericitização na plagioclase (à esquerda). Maclas polissintéticas (à direita). Fotografias tiradas em LPX	20
Figura 14 – Mirmequites no contacto entre quartzo e microclina (à esquerda). Vénulas pertíticas e clivagem da microclina (à direita). Fotografias tiradas em LPX	21
Figura 15 – Agregado de grãos subédricos de moscovite e clorite (resultante da alteração de biotite, à esquerda). Arqueamento pronunciado na direção de clivagem da biotite (à direita). Fotografia da esquerda tirada em LPX e a direita em LPP	22

Figura 16 – Destaque para os cristais prismáticos de zircão, monazite e apatite inclusos em quartzo. Fotografia tirada em LPX	22
Figura 17 – Grãos prismáticos de epídoto associados a clorite e microclina. Fotografia tirada em LPX	23
Figura 18 – Destaque para os cristais de alanite. Fotografia tirada em LPX	23
Figura 19 – Grão de calcite no seio de grãos de biotite. É possível observar a clivagem romboédrica. Fotografia tirada em LPX	23
Figura 20 – Amostra de mão da fácies $\gamma\pi\pi g$	24
Figura 21 – Agregado policristalino de quartzo (à esquerda). Agregado de quartzo gótico e plagioclase (à direita). Fotografias tiradas em LPX	25
Figura 22 – Alteração por sericitização (à esquerda). Mirmequite na plagioclase (à direita). Fotografias tiradas em LPX	26
Figura 23 – Macla de Carlsbad e vénulas pertíticas (à esquerda). Albitização na microclina (à direita). Fotografias tiradas em LPX	26
Figura 24 – Cristais de biotite com alteração em clorite (à esquerda). Arqueamento na direção de clivagem (à direita). Fotografias tiradas em LPP	27
Figura 25 – Simplectites desenvolvidas no contacto entre moscovite e quartzo ou microclina. Fotografias tiradas em LPX	27
Figura 26 – Grãos de apatite prismáticos associados a biotite. Fotografia tirada em LPP	28
Figura 27 – Destaque para os cristais prismáticos de zircão (à esquerda) e monazite (à direita). Fotografias tiradas em LPX	28
Figura 28 – Cristais de granada. Fotografia tirada em LPP	29
Figura 29 – Cristais prismáticos de alanite inclusos em quartzo. Fotografia tirada em LPX	29
Figura 30 – Cristais de biotite, quartzo e plagioclases com agulhas de fibrolite associadas. Fotografia tirada em LPX	29
Figura 31 – Destaque para o cristal de andaluzite. Fotografia tirada em LPX	30

Figura 32 – Cristal de turmalina junto a biotite, microclina, moscovite e plagioclase. Fotografia tirada em LPX	30
Figura 33 – Amostra de mão da fácies $\gamma'm_2$	31
Figura 34 – Quartzo com contactos ondulados junto a microclina. Fotografia tirada em LPX	32
Figura 35 – Aspetos texturais na microclina. Vénulas pertíticas (nas duas fotografias) e macla de Carlsbad (à direita). Fotografias tiradas em LPX	32
Figura 36 – Plagioclase fracamente alterada (à esquerda). Mirmequite entre plagioclase e microclina (à direita). Fotografias tiradas em LPX	33
Figura 37 – Moscovitização (à esquerda). Cloritização (à direita). Observam-se também simplectites no contacto entre moscovite e quartzo nas duas imagens. Fotografias tiradas em LPX	33
Figura 38 – Inclusão hexagonal de apatite em microclina. Fotografia tirada em LPX	34
Figura 39 – Destaque para as agulhas de silimanite (fibrolite) associadas a quartzo e aos feldspatos. Fotografia tirada em LPX	34
Figura 40 – Destaque para o cristal de andaluzite incluso em microclina. Fotografia tirada em LPX	35
Figura 41 – Amostra de mão da fácies $\gamma\pi m$	35
Figura 42 – Extinção ondulante e agregados poligranulares em quartzo (à esquerda). Contactos irregulares entre quartzo e microclina (à direita). Quartzo com inclusões de turmalina e apatite. Fotografias tiradas em LPX	36
Figura 43 – Zonamento (à esquerda). Inclusões na plagioclase (à direita). Fotografias tiradas em LPX	37
Figura 44 – Desenvolvimento de orla mirmequítica entre plagioclase e microclina (à esquerda). Albitização na microclina (à direita). Fotografias tiradas em LPX	37
Figura 45 – <i>Kink</i> e cloritização da biotite (à esquerda). Agregados de grãos subédricos de biotite e moscovite (à direita). Fotografia da esquerda tirada em LPP e a da direita em LPX	38

Figura 46 – Moscovite com simplectites no contacto com quartzo e microclina (à esquerda). Agregado de grãos subédricos de moscovite e biotite (à direita). Fotografias tiradas em LPX	38
Figura 47 – Cristais de apatite associados a biotite e a opacos. Fotografia tirada em LPP	39
Figura 48 – Inclusões prismáticas de apatite, zircão e monazite em biotite. Fotografia tirada em LPX	39
Figura 49 – Inclusões aciculares de rútilo num grão de biotite com alteração em clorite. Fotografia tirada em LPP	40
Figura 50 – Destaque para os cristais de turmalina associados a biotite e quartzo. Fotografia tirada em LPP	40
Figura 51 – Amostra de mão da fácies $\gamma\Delta_4$	41
Figura 52 – Fotografia alusiva à granulometria geral da amostra. O quartzo tem extinção ondulante forte. Fotografia tirada em LPX	42
Figura 53 – Alteração por sericitização na plagioclase e mirmequite (à esquerda). Zonamento composicional (à direita). Fotografias tiradas em LPX	42
Figura 54 – Destaque para as vénulas pertíticas na microclina (à esquerda). Alteração por caulínização (à direita). Fotografias tiradas em LPX	43
Figura 55 – Cloritização (à esquerda). Agregados de grãos subédricos de biotite (à direita). Fotografias tiradas em LPX	44
Figura 56 – Moscovite a preencher fraturas na microclina (à esquerda). Agregados de grãos subédricos de moscovite e biotite (à direita). Fotografias tiradas em LPX	44
Figura 57 – Inclusão de apatite hexagonal em biotite. Fotografia tirada em LPX	44
Figura 58 – Inclusão de zircão prismático em biotite. Fotografia tirada em LPX	45
Figura 59 – Amostra de mão da fácies γ_f	45
Figura 60 – Extinção ondulante e agregados poligranulares em quartzo. Na imagem da direita também é possível observar planos de inclusões fluidas. Fotografias tiradas em LPX	46

- Figura 61** – Mirmequite no contacto entre plagióclase e microclina (à esquerda). Zonamento e maclas polissintéticas (à direita). Fotografias tiradas em LPX 47
- Figura 62** – Macla em xadrez (à esquerda). Vénulas pertíticas em microclina (à direita). Nas duas imagens é possível observar inclusões de grãos menores na microclina como quartzo, plagióclase, biotite e moscovite. Fotografias em LPX 47
- Figura 63** – Alteração na biotite por cloritização (à esquerda). Destaque para as inclusões de apatite, zircão e monazite (à direita). Fotografia da esquerda tirada em LPX e a da direita em LPP 48
- Figura 64** – Clorite de alteração de biotite associada a moscovite (à esquerda). Cristal de moscovite primária com inclusão de apatite, e simplectites no contacto com microclina (à direita). Fotografia da esquerda tirada em LPP e da direita em LPX 49
- Figura 65** – Apatite prismática em contacto com biotite e microclina. Fotografia tirada em LPX 49
- Figura 66** – Cristal de monazite incluído em biotite. Fotografia tirada em LPX 50
- Figura 67** – Amostra de mão da fácies γm_1 . Na figura é possível observar o granito propriamente dito, um enclave melanocrata fracamente granitizado e cumulos de megacristais de feldspato potássico 51
- Figura 68** – Quartzo com extinção ondulante e quartzo em mirmequites (à esquerda). Contactos corroídos no contacto com plagióclase (à direita). Fotografias tiradas em LPX 51
- Figura 69** – Zonamento oscilatório em plagióclase (à esquerda). Alteração intensa do mineral por sericitização (à direita). Fotografias tiradas em LPX 52
- Figura 70** – Aspectos texturais do feldspato potássico: Cristal de ortóclase microclinizada com inclusões de grãos de quartzo e micas, e macla de Carlsbad (à esquerda); mirmequite no contacto entre plagióclase e microclina (à direita). Fotografias tiradas em LPX 53
- Figura 71** – Cristal de biotite com inclusões de zircão e apatite (à esquerda). Alteração na biotite por cloritização e moscovitização (à direita). Fotografia da esquerda tirada em LPP e a da direita em LPX 54

Figura 72 – Agregado de grãos subédricos de moscovite primária (à esquerda). Simplectites desenvolvidas no contacto entre moscovite e microclina (à direita). Fotografias tiradas em LPX	54
Figura 73 – Cristal de zircão prismático associado a microclina e quartzo. Fotografia tirada em LPX	55
Figura 74 – Destaque para os cristais prismáticos de apatite associados a quartzo e biotite. Fotografia tirada em LPX	55
Figura 75 – Halo pleocróico em biotite com cristal de monazite incluso. Fotografia tirada em LPX	55
Figura 76 – Cristal de andaluzite no seio de quartzo com tonalidade rosa claro (à esquerda). Agulhas de silimanite (fibrolite) no seio de moscovite primária (à direita). Fotografias tiradas em LPP	56
Figura 77 – Amostra de mão da fácies $\gamma\Delta_3$	57
Figura 78 – Grão de biotite com alteração em clorite (à esquerda). Associação de cristais de biotite e piroxena com ligeiro arqueamento na clivagem (à direita). Fotografias tiradas em LPP e LPX, respectivamente	57
Figura 79 – Trama de cristais subédricos de plagioclase (à esquerda). Aspecto de textura sub-óptica (à direita). Fotografias tiradas em LPX	58
Figura 80 – Inclusões de piroxenas e hornblenda em plagioclase, em textura poicilitica (à esquerda). Grão de hiperstena associada a biotite (à direita). Fotografias tiradas em LPX e LPP, respectivamente	59
Figura 81 – Fotografia alusiva aos grãos de quartzo na fácies $\gamma\Delta_3$. Tirada em LPX ...	59
Figura 82 – Grãos prismáticos de apatite no seio de quartzo, e alanite. Fotografia tirada em LPX	60
Figura 83 – Grão de esfena associado a biotite. Fotografia tirada em LPP	60
Figura 84 – Parte superior do diagrama QAPF de Streckeisen (1967) das amostras apresentadas na tabela 2	61
Figura 85 – Localização das amostras enviadas para análise (folha 9-B de Guimarães, escala 1:50000)	64

Figura 86 – Diagramas de Harker dos elementos maiores das amostras analisadas	66
Figura 87 – Diagramas de Harker dos elementos maiores das amostras analisadas diferenciadas quanto à idade	67
Figura 88 – Diagramas de Harker dos principais elementos traço das amostras analisadas	68
Figura 89 – Diagramas de Harker dos elementos maiores das amostras analisadas diferenciadas quanto à idade	69
Figura 90 – Diagramas de ETR das 10 fácies analisadas	73
Figura 91 – Diagramas multielementares das diferentes fácies estudadas tendo em conta o padrão <i>Bulk Continental Crust</i> (média da crosta continental) de Taylor & McLennan (1995)	77
Figura 92 – Diagramas multielementares das diferentes fácies estudadas tendo em conta o padrão <i>Primitive Mantel</i> (manto primitivo) de McDonough & Sun (1995)	79
Figura 93 – Projeção das amostras estudadas no diagrama de Shand et al. (1943) ..	81
Figura 94 – Projeção das amostras estudadas no diagrama R1-R2 de De la Roche et al. (1980)	82
Figura 95 – Projeção das amostras estudadas no diagrama B-A modificado	83
Figura 96 – Projeção das amostras analisadas nos diagramas de Pearce (1984)	85
Figura 97 – Projeção das amostras estudadas nos diagramas de discriminação tectónica de granitos de Frost et al. (2001)	87

Índice de Tabelas

Tabela 1 – Características petrográficas das fácies plutônicas em estudo	17
Tabela 2 – Composições modais de algumas das fácies graníticas da área abrangida pela folha 9-B de Guimarães (adaptado de Andrade et al., 1985)	62
Tabela 3 – Teores de elementos maiores, menores e traço das amostras analisadas. Resultados do ActLabs, Ontário, Canadá	70
Tabela 4 – Valores de REE para as amostras analisadas (ppm), e razões normalizadas em relação ao padrão de condrito de Boynton (1984)	75
Tabela 5 – Quadro-resumo de anomalias dos diagramas multielementares das diversas fácies	80
Tabela 6 – Valores de Fe* , índice MAL e ASI para as amostras analisadas	86

Lista de Abreviaturas

ZCI – Zona Centro Ibérica

WRA – *Whole-rock analysis* (análise de rocha total)

ICP – *Inductively Coupled Plasma* (plasma indutivamente acoplado)

MS – *Mass Spectrometer* (Espectrómetro de massa)

ZGTM – Zona Galiza e Trás-os-Montes

LPP – Luz plana polarizada

LPX – Luz polarizada cruzada

QAPF – Quartzo/Alcalis/Plagioclase/Feldspatóides

LOI – *Loss on Ignition* (perda ao fogo)

ETRL – Elementos de Terras Raras leves

ETRP – Elementos de Terras Raras pesadas

HFS – *High Field Strength* (Alta força de campo)

LIL – *Large Ion Lithophile* (Grandes iões litófilos)

m-P – moderadamente peraluminoso

l-P – fracamente peraluminoso

h-P – altamente peraluminoso

f-P – peraluminoso altamente félsico

ORG – *Ocean ridge granites* (granitos de cristas oceânicas)

VAG – *Vulcanic arc granites* (granitos de arcos vulcânicos)

WPG – *Within plate granites* (granitos intraplaca)

COLG – *Collisional granites* (granitos colisionais)

MALI – *Modified alkali-lime index* (índice alcali-cálcico modificado)

ASI – *Aluminum saturation index* (índice de saturação em alumina)

1. Introdução

O NW da Península Ibérica constitui um domínio privilegiado para o desenvolvimento de estudos sobre rochas graníticas devido à elevada representatividade destas rochas no sector com idades variáveis (380 – 280 Ma) e diversidade de tipos petrológicos (desde gabros a granitos de duas micas) (Simões, 2000). Até à data, vários têm sido os estudos efetuados de modo a perceber a história geológica desta secção do país, sobretudo em granitos e com abordagens multidisciplinares nos vários ramos da geologia: geodinâmica, petrologia, petrografia, geologia estrutural, geofísica, geoquímica de elementos maiores, menores e traço, geoquímica isotópica (estável e radioativa), reologia, etc.. Porquê granitos? Porque estas rochas ígneas plutónicas constituem bons indicadores dos vários fenómenos que decorrem ao longo do Ciclo de Wilson e portanto proporcionam um meio para compreender e reconstituir a evolução geotectónica das áreas onde ocorrem.

A região de estudo da presente dissertação está inserida na ZCI (Zona Centro Ibérica) e foi cartografada e parcialmente estudada aquando da elaboração da carta geológica à escala 1:50000 (9-B de Guimarães) da qual ainda não há notícia explicativa associada. Deste modo, esta dissertação compreende um estudo detalhado nas componentes petrográfica, geoquímica de elementos maiores, menores e traço da região abrangida pela folha 9-B, contribuindo para a melhor compreensão da geologia dos granitos desta área.

1.1. Objetivos

O principal objetivo da dissertação é o estudo das rochas granitóides que ocorrem na região do Minho, com destaque para os da área cartografada na folha 9-B de Guimarães, da carta geológica de Portugal à escala 1:50000 (que inclui as folhas 84 – Selho (Guimarães), 85 - Guimarães, 98 – Santo Tirso e 99 – Felgueiras, à escala 1:25000), tendo em vista a caracterização petrográfica e geoquímica das fácies graníticas que permita uma correta classificação e distinção de todas as fácies presentes.

A dissertação tem ainda como objetivo contribuir para a notícia explicativa da folha 9-B de Guimarães na componente de magmatismo granítico.

1.2. Material e Métodos

Para o presente estudo utilizou-se preferencialmente material litológico existente nos arquivos do DGAOT. As amostras foram colhidas aquando da elaboração da carta geológica à escala 1: 50000, folha 9-B e delas foram na altura realizadas lâminas delgadas para estudo petrográfico, e reduzidas a pó várias amostras para estudos geoquímicos.

Partindo do material disponível, iniciou-se a fase de inventariação pois do conjunto de amostras disponíveis existem um total de 795 lâminas delgadas e 152 amostras em pó. Do conjunto de lâminas, 209 pertencem a amostras de rochas representadas na folha 84, 172 na folha 85, 194 na folha 98 e 147 na folha 99, existindo ainda 73 lâminas separadas sem indicação do local de amostragem. Das amostras em pó, 45 são amostras da folha 84, 33 da folha 85, 34 da folha 98, 35 da folha 99 e 5 não estão identificadas. Destas, 28 foram enviadas para análise e as suas composições foram determinadas pelo método *WRA+trace 4Litho* (descrito na análise química). Na componente de geologia local está indicada a localização das amostras existentes nas figuras 6 a 9.

1.2.1. Análise Petrográfica

A análise petrográfica foi realizada em 78 lâminas delgadas. O microscópio petrográfico usado na petrografia é da gama Nikon Eclipse E400 POL (figura 1), onde foram tiradas microfotografias com o apoio do *software* AxioVision 3.1. A petrografia teve como objetivo a caracterização textural das amostras, a identificação dos minerais e a sua inter-relação, a deformação e alteração.



Figura 1 – Microscópio Nikon Eclipse E400 POL (fonte: http://www.medwow.com/med/microscope/nikon/eclipse-e400/eclipse-e400.mth35367_200_200.jpg).

1.2.2. Análise Química

A análise química da rocha total para fins litogeoquímicos foi realizada no *Activation Lab* em Ontário, Canadá segundo o método *WRA+trace 4Litho*. Esta foi realizada para elementos maiores e traço e requereu uma fusão com metaborato/tetraborato de lítio e a subsequente análise por ICP (*Inductively Coupled Plasma*) e por ICP/MS (*Inductively Coupled Plasma/Mass Spectrometer*) (FUS-ICP/MS) (figura 2). As amostras fundidas são diluídas e analisadas pelo equipamento Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 ou 9000 ICP/MS. Três brancos e cinco amostras de controlo (três antes do grupo de amostras e duas depois) são analisados por grupo de amostras. As amostras duplicadas são fundidas e analisadas a cada 15 amostras, e o equipamento é recalibrado a cada 40 amostras. O balanço mássico de cada análise é necessário como técnica adicional de controlo de qualidade, e o total dos elementos e dos óxidos deve ser entre os 98 e 101%.

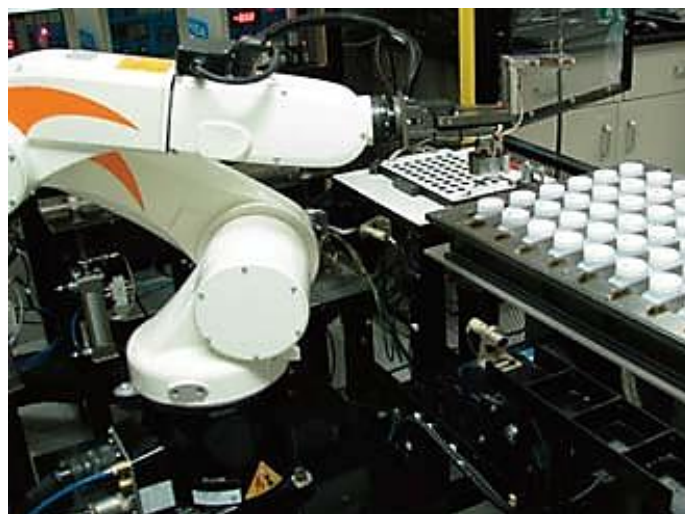


Figura 2 – Fusão robótica automática (adaptado de *ActLabs: 2016 Euro Schedule of Services*).

2. Localização Geográfica

A área estudada no âmbito do presente trabalho fica situada no distrito de Braga, no norte de Portugal, Província do Minho e abrange uma área de cerca de 2673 km² principalmente distribuídos pelos concelhos de Fafe, Guimarães, Póvoa de Lanhoso, Vieira do Minho, Vila Nova de Famalicão, Vizela, Cabeceiras de Basto e Celorico de Basto, todos eles pertencentes à sub-região do Ave, e Braga da sub-região do Cávado. Especificamente este trabalho centra-se nos granitóides da folha 9-B de Guimarães (figura 3).

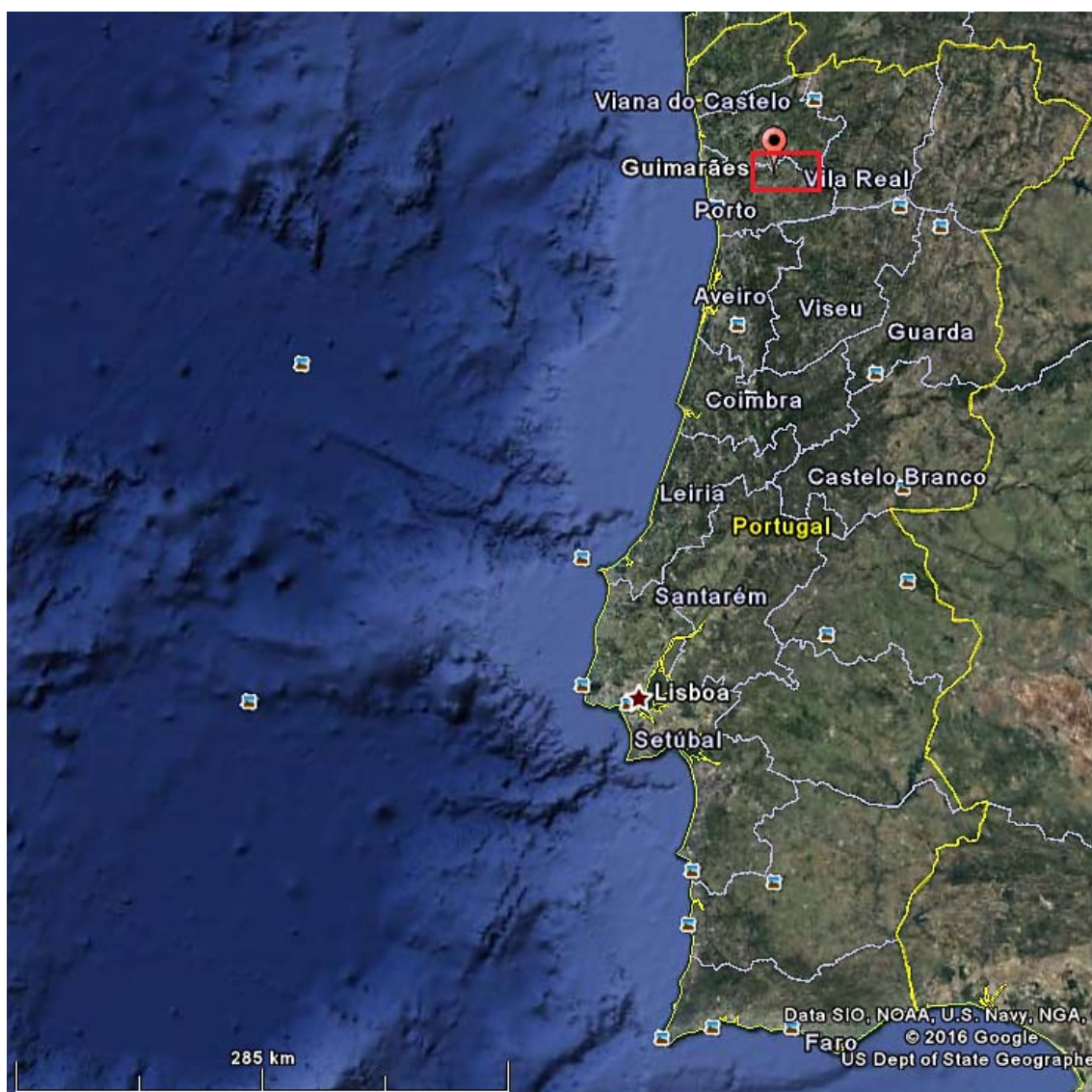


Figura 3 – Mapa de Portugal com a localização da cidade de Guimarães e da área de trabalho (assinalada a vermelho) (imagem retirada do Google Earth).

3. Estado da Arte

3.1. Geologia Regional

A área em estudo está situada junto ao limite entre duas zonas geotectónicas/tectonoestratigráficas variscas, a Zona Centro Ibérica (ZCI) e a Zona Galiza Trás-os-Montes (ZGTM), a primeira correspondendo a formações autóctones e a segunda a formações parautoctones e alóctones da cadeia Varisca (Ribeiro et al. 2006). Segundo Martínez et al. (2009), a orogenia Varisca iniciou-se por volta dos 380 Ma (Devónico Superior – Carbónico Inferior) com a colisão das massas continentais de Laurentia e Gondwana, e os seus efeitos deixaram de se fazer sentir aos 280 Ma (Pérmico Inferior). A orogenia Varisca ou Hercínica foi a orogenia responsável pelas principais litologias graníticas e principais estruturas tectónicas encontradas no NW do maciço Ibérico sendo caracterizada pela atuação de três principais fases de deformação dúctil, tipicamente designadas D_1 , D_2 e D_3 , e ainda uma fase frágil pós-tectónica D_4 (Martins et al., 2014; Dias e Ribeiro, 1995). A primeira fase D_1 manifesta-se através de uma tectónica tangencial, resultando no empilhamento de várias unidades, mais evidente no autóctone da ZCI e no parautoctone e alóctone que caracterizam a ZGTM (Dias et al., 2010). Durante a segunda fase (D_2) a deformação continua e está associada a cisalhamentos tangenciais com transporte de mantos de carreamento, sendo atingido o máximo espessamento crustal, que implicou um pico barométrico associado ao metamorfismo regional que afetou o autóctone da ZCI (Dias et al., 2010). Quando finalmente cessou o espessamento e encurtamento crustais, a tectónica passou a um regime de cisalhamentos transcorrentes subverticais que caracterizam a fase de deformação D_3 (Dias et al., 2010). As deformações estruturais referidas anteriormente estão esquematizadas na figura 4. Durante a D_3 , foi atingido o pico térmico devido à descompressão litosférica provocada pela extensão, a qual por sua vez compensou o espessamento. Como resultado, a descompressão provocou a fusão de rochas em diferentes níveis crustais, gerando magmas graníticos anatócticos com uma elevada variabilidade composicional.

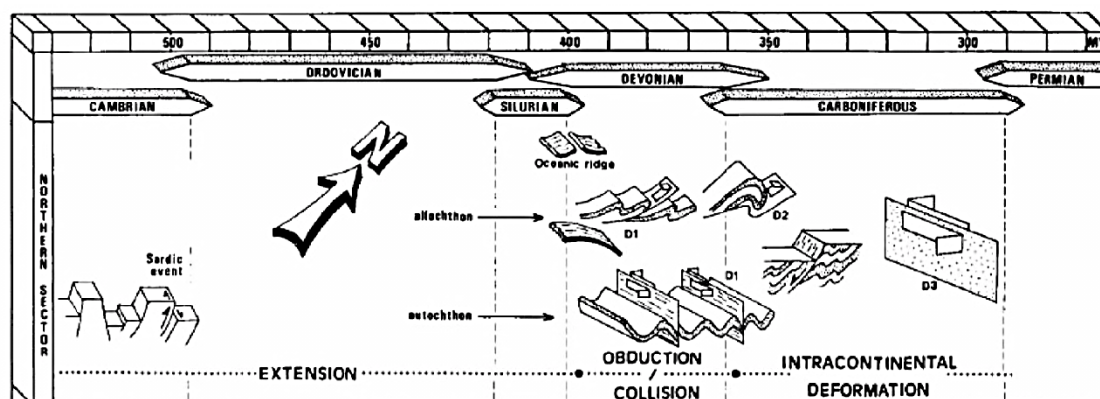


Figura 4 – Evolução tectónica e principais deformações estruturais que ocorreram ao longo do período de atuação da orogenia Hercínica (adaptado de Dias e Ribeiro, 1995).

Os granitóides variscos foram classificados por Schermerhorn (1956) e Oen (1970) tendo em conta critérios tectono-metamórficos e por Capdevilla et al. (1973) com base em critérios petrográficos e geoquímicos. De acordo com Schermerhorn e Oen distinguem-se granitos mais antigos (“*Older*”) e granitos mais recentes (“*Younger*”). Os mais antigos são maciços graníticos mesozonais, concordantes com as estruturas regionais e encontram-se com frequência nos núcleos de antiformal D₃; enquanto os mais recentes existem em complexos intrusivos zonados, epizonais, e discordantes em relação às estruturas regionais e aos granitos “*Older*” (Azevedo e Aguado, 2012). Segundo Capdevilla et al. (1973) podem-se distinguir: os granitóides de duas micas, relacionados com migmatitos e rochas metamórficas de alto grau; e granitóides biotíticos relacionados com rochas ígneas máficas e intermédias e que classificou de precoces e de tardios.

Visto que a instalação dos granitos variscos está essencialmente relacionada com a terceira fase de deformação (D₃), foi proposta uma classificação tendo em conta as relações temporais com a deformação (Ferreira et al., 1987, Azevedo e Aguado, 2012, Martins et al., 2014): sin-D₃, tardi-D₃, tardi a pós-D₃ e pós-D₃. Os granitóides são então classificados do seguinte modo:

- sin-D₃ com idades entre 319-313 Ma e são quer granodioritos a monzogranitos biotíticos (“granodioritos precoces”), quer leucogranitos de duas micas altamente peraluminosos;
- tardi-D₃ com idades entre 306 e 311 Ma e são granitóides com biotite dominante, ocorrem essencialmente como maciços compósitos e apresentam uma gama composicional vasta (tonalíticos a graníticos, peraluminosos a metaluminosos);
- tardi a pós-D₃ com cerca de 300 Ma e são leucogranitos de duas micas altamente peraluminosos;

- pós-D₃ com 296-290 Ma, são monzogranitos predominantemente metaluminosos e ocorrem como plutões zonados.

Os maciços granitóides que caracterizam o Norte de Portugal estão distribuídos paralelamente a estruturas Variscas que correspondem a antiformas D₃ como o de Cabeceiras de Basto – Vila Real e a cisalhamentos dúcteis NW-SE como Vigo-Régua em relação à fracturação tardi-varisca (tardi-D₃), nomeadamente as falhas Gerês – Lovios e Penacova – Régua – Verin (figura 5) (Dias et al., 2010).

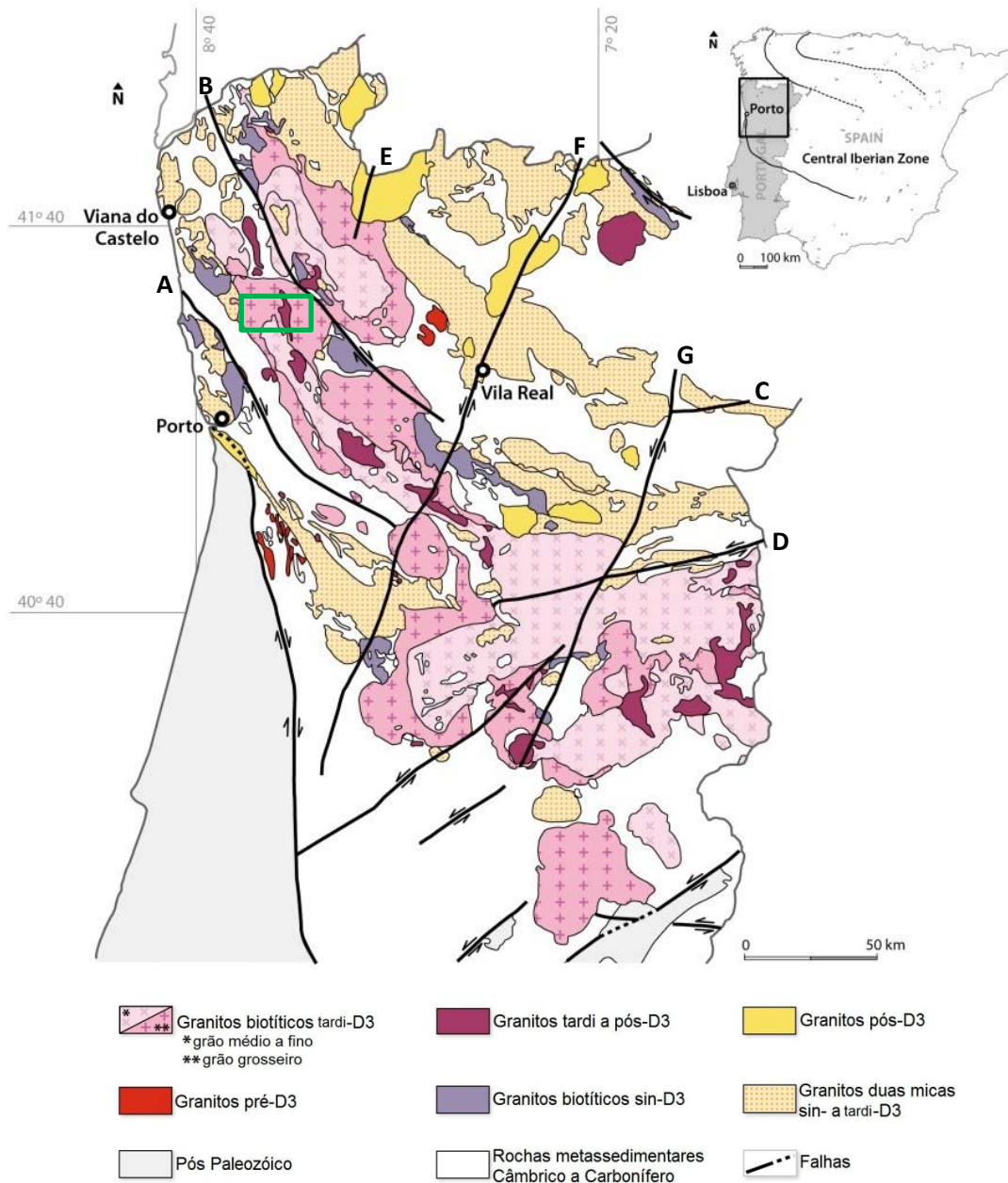


Figura 5 – Distribuição dos granitóides variscos da ZCI no Norte de Portugal (adaptado de Ferreira et al., 1987) e respectiva legenda. Estruturas geológicas: A – Cisalhamento do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão; B – cisalhamento Vigo-Régua; C – cisalhamento Moncorvo-Bemposta; D – cisalhamento Traguntia-Penalva do Castelo; E – falha Gerês-Lovios; F – falha Penacova-Régua-Verin; G – falha da Vilariça. O rectângulo a verde ilustra a área de estudo da presente dissertação.

3.2. Geologia Local

Com base na carta geológica de Guimarães, abrangida pela folha 9-B à escala 1/50000 (figura 10) já publicada em 1986, é possível encontrar uma grande diversidade de granitóides Variscos predominando os biotíticos. As rochas encaixantes são metassedimentos de idade Silúrica incluindo: a unidade autóctone dos “Grauvaques de Sobrado” com xistos e metagrauvaques (S_2) pertencentes à ZCI; e o alóctone conhecido por “Unidade de Vila Nune”, constituída por xistos e metagrauvaques com raros níveis de metaquartzitos, rochas calcossilicatadas e rochas anfibólicas (S_1) (em termos metamórficos ocorrem ainda corneanas e xistos mosqueados em auréolas de metamorfismo de contacto) da ZGTM e ainda metassedimentos recristalizados (S). As rochas plutónicas no seu conjunto cobrem cerca de 90% da área abrangida pela folha 9-B de Guimarães.

Constam desta carta 11 fácies de rochas granitóides:

- Ante a sintectónicos: granodiorito de Felgueiras ($\gamma\Delta_1$);
- Sintectónicos: granito de Lousada ($\gamma'm_1$);
- Tardi-tectónicos: granitos de Guimarães e Santo Tirso ($\gamma\pi g$), e granodioritos de Ronfe, Aves e Souselas ($\gamma\Delta_2$);
- Tardi a pós-tectónicos: granitos de São Sebastião, Santo Ovídio e Fontão ($\gamma'f$), granito de Eiriz (γm_2), granitos de Airão, Aves e Roriz (γm_1), granitos de Fafe e Sendim (γf), granodiorito de Guimarei ($\gamma\Delta_4$), granitos de Burgães, Selho e Arões ($\gamma\pi m$), e granitos de Lustosa e Regilde ($\gamma'm_2$).

A orientação geral dos maciços dos granitóides sin e tardi é NW-SE/NNW-SSE, paralela à estruturação varisca D_3 . O maciço de Burgães, embora tardi a pós-tectónico, acompanha esta orientação. Por outro lado, os restantes granitóides tardi a pós exibem orientação N-S (nos casos de Guimarei, Fafe, Roriz, Eiriz e Santo Ovídio) ou NNE-SSW (Lustosa), acompanhando a orientação das estruturas pós- D_3 .

É de salientar a ocorrência de rochas básicas, nomeadamente vaugneritos de Sapielos, Antime e Silvaes e quartzonoritos de Valbom ($\gamma\Delta_3$).

A cortar os metassedimentos e os granitóides existem filões de quartzo, filões aplíticos ou filões pegmatíticos.

Quanto às unidades pós-Paleozóico encontram-se apenas terraços fluviais do Plistocénico e aluviões do Holocénico. Nas figuras 6 a 9, folhas da Carta Militar do

Instituto Geográfico do Exército, estão indicados os locais nos quais se fez amostragem das diferentes rochas estudadas.

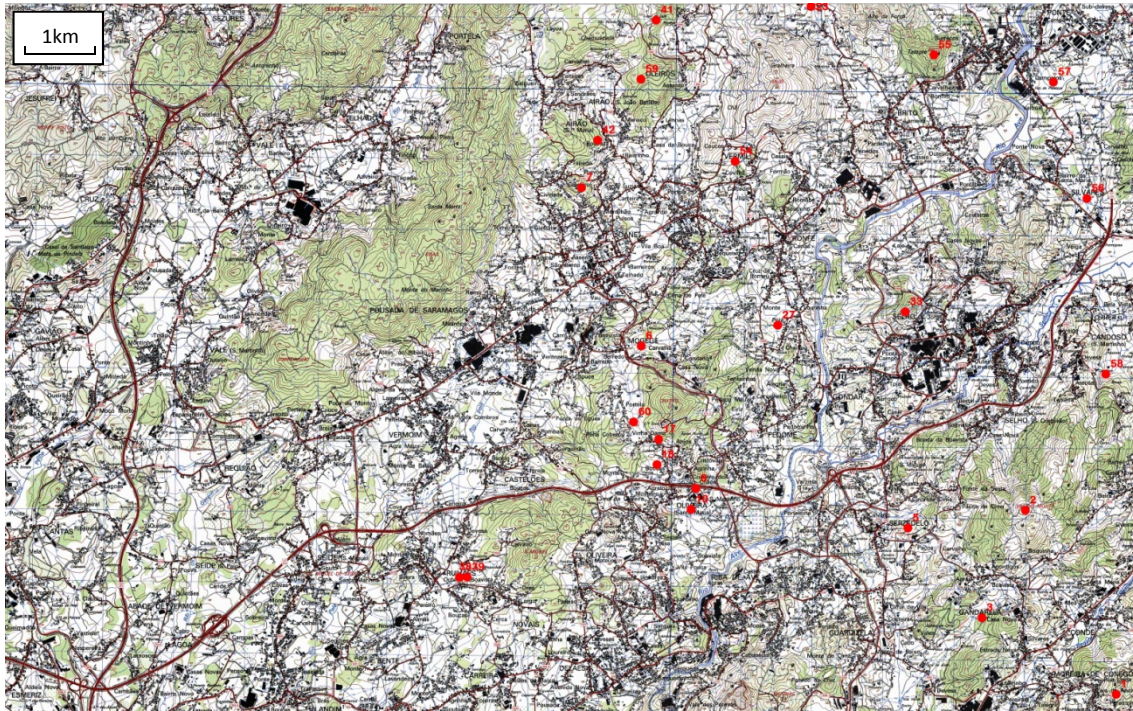


Figura 6 - Localização das amostras da folha 84.

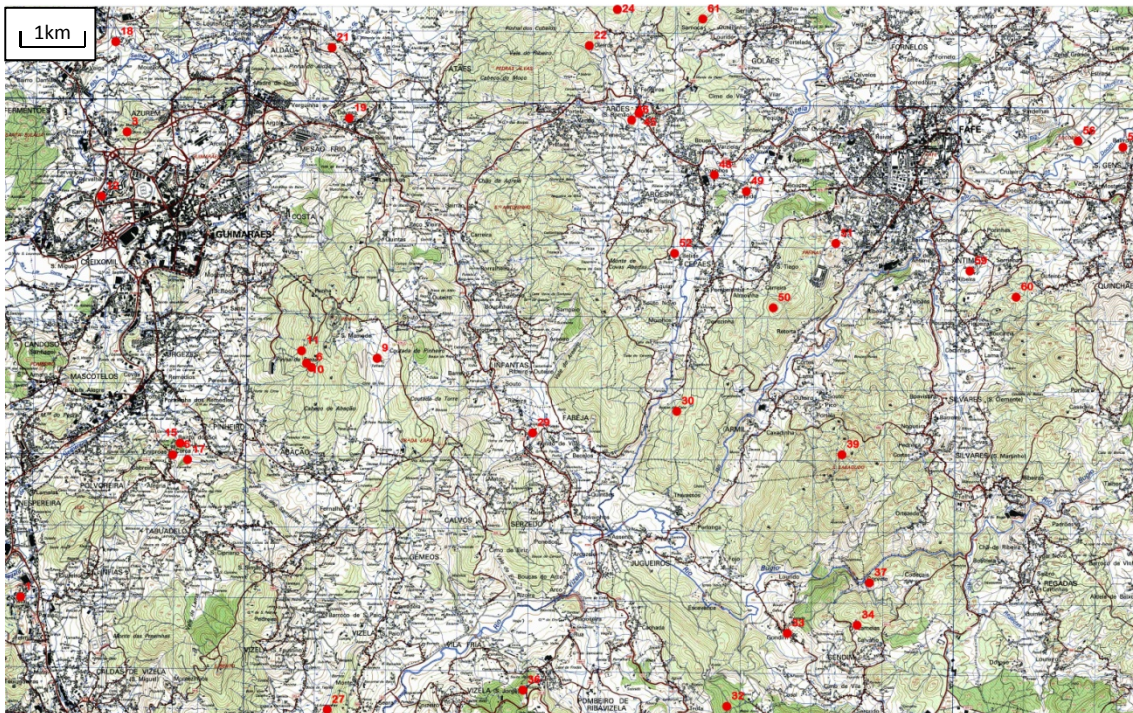


Figura 7 – Localização das amostras da folha 85.

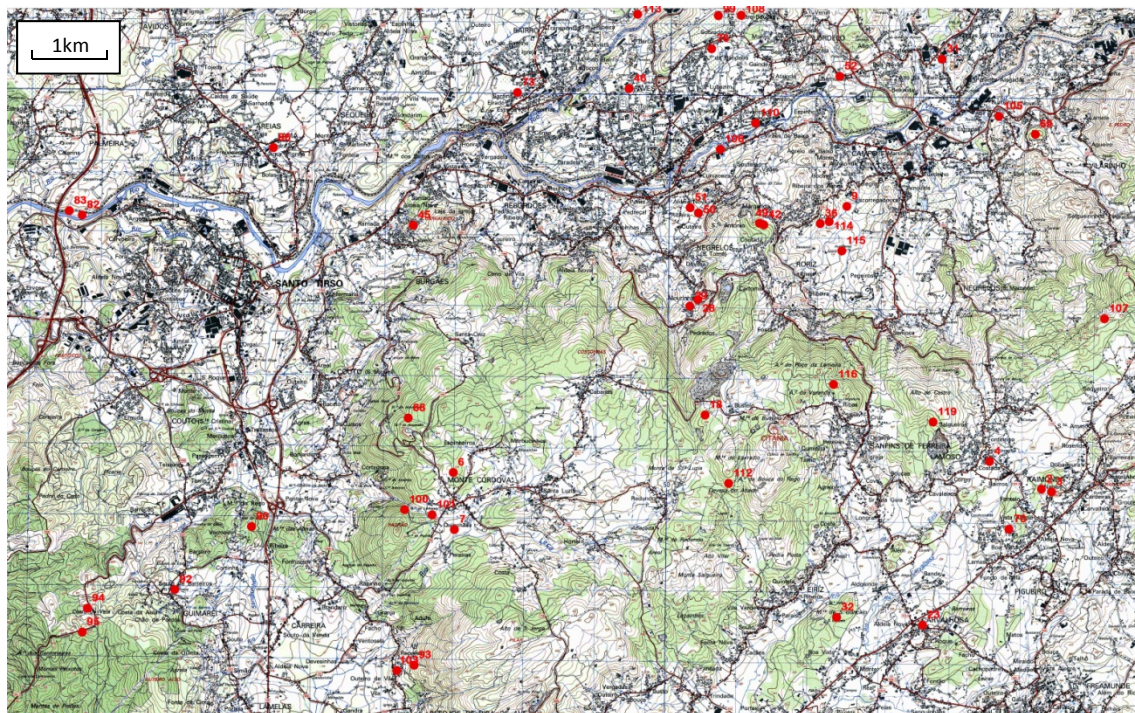


Figura 8 – Localização das amostras da folha 98.

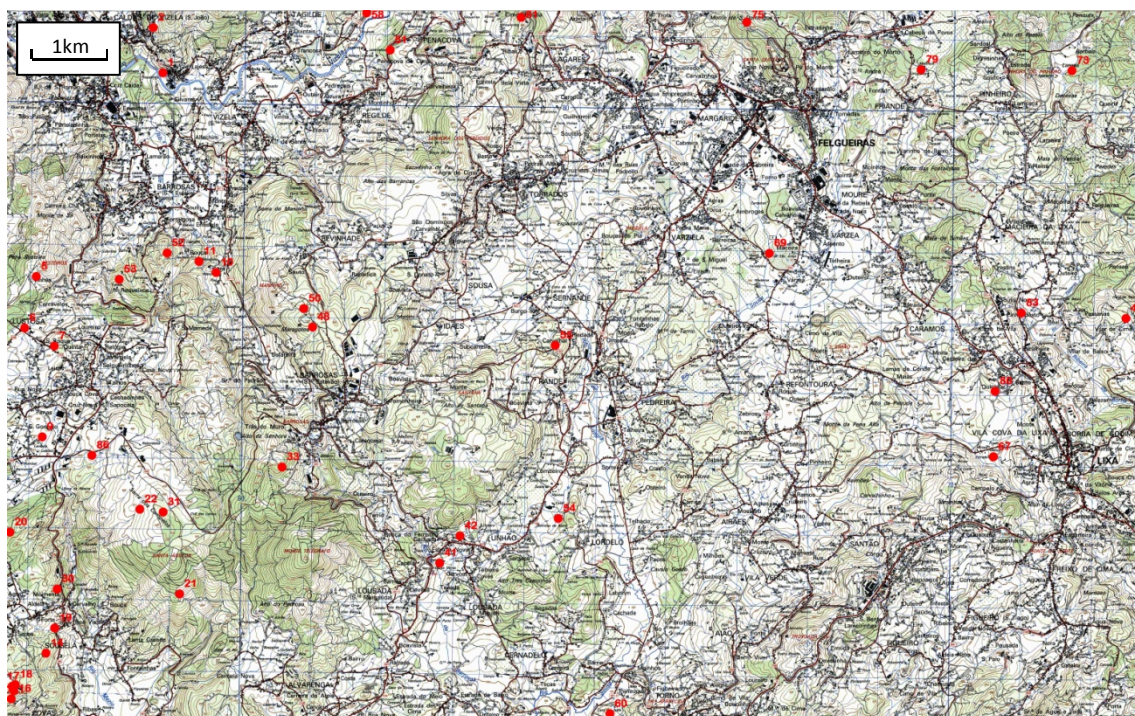
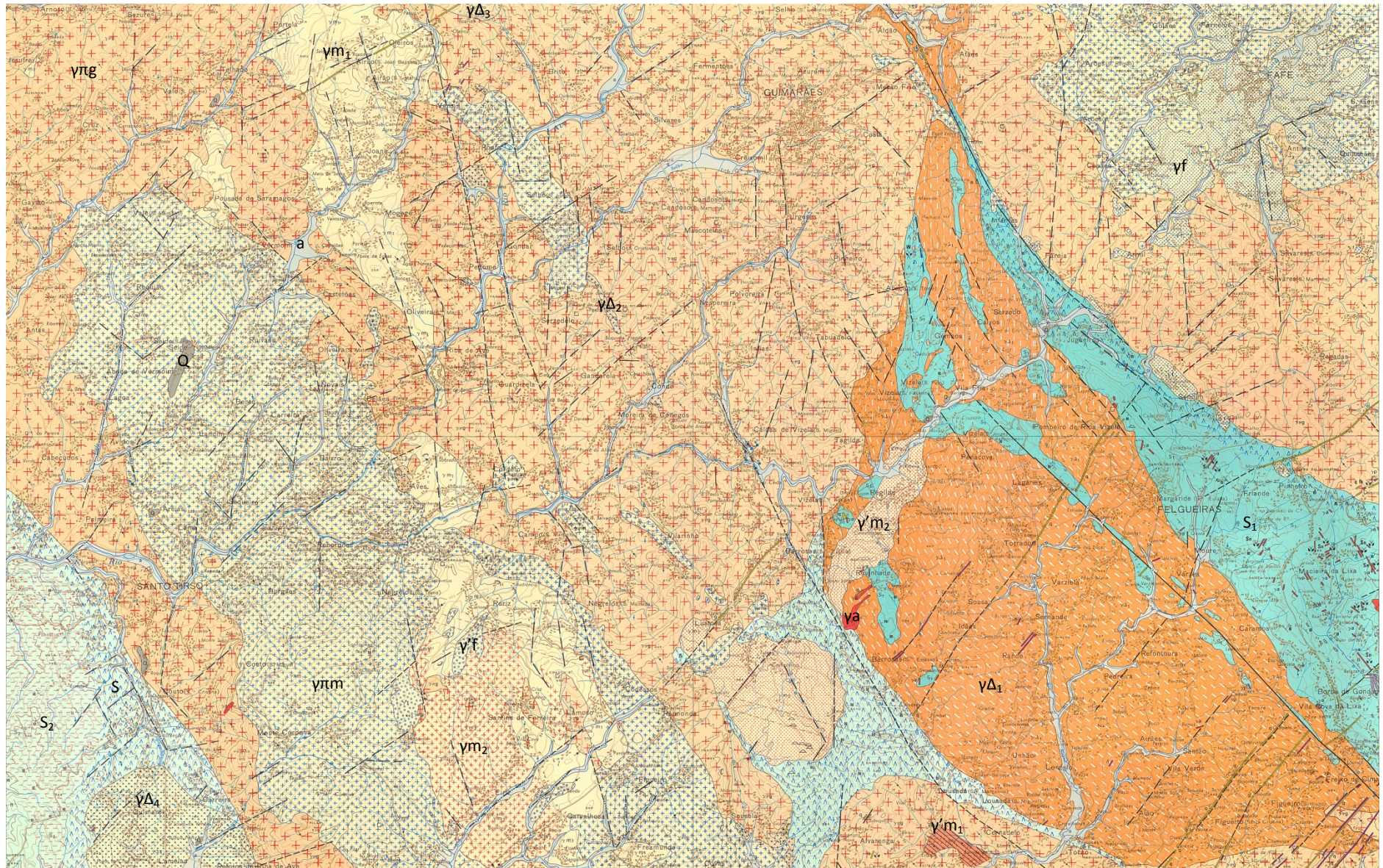


Figura 9 – Localização das amostras da folha 99.



Legenda:

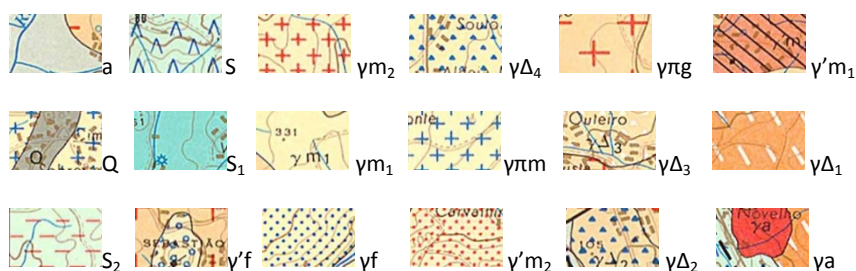


Figura 10 – Excerto da carta 9-B de Guimarães à escala 1:50000. Fácies: a – aluviões; Q – terraços fluviais; S₂ – xistos e metagrauvaques do Autóctone; S – Metassedimentos recristalizados; S₁ – Xistos e metagrauvaques do Alóctone; γ'f – granitos ortosi-albíticos de grão fino; γm₂ – monzogranitos de grão médio de tendência porfíróide, de duas micas, por vezes com sulfuretos disseminados; γm₁ – monzogranitos de grão médio de tendência porfíróide, de duas micas, com o predomínio da biotite; γf – monzogranitos de grão fino, de duas micas, com biotite dominante; γΔ₄ – granodiorito de grão médio de tendência porfíróide; γπm – monzogranitos biotíticos porfíróides de grão médio; γ'm₂ – granitos hololeucocratas ortosi-albíticos de grão médio; γπg – monzogranitos biotíticos, porfíróides, de grão grosseiro; γΔ₃ – vaugneritos e quartzonoritos; γΔ₂ – granodioritos de grão fino a muito fino; γ'm₁ – granito de grão médio de duas micas; γΔ₁ – granodiorito porfíróide, orientado, biotítico, com grandes megacristais de feldspato potássico; γa – aplitos.

4. Petrografia

4.1. Introdução

No âmbito do presente trabalho foi efetuado um estudo petrográfico detalhado das diversas fácies de rochas plutónicas presentes na área abrangida pela folha 9-B de Guimarães à escala 1:50000 tendo-se adotado a nomenclatura utilizada para a designação das diferentes fácies, não impedindo este facto de, posteriormente em resultado dos estudos petrográficos e geoquímicos alterar algumas dessas designações. Apresenta-se a textura e composição mineralógica das diversas fácies, especificando as relações texturais e alterações das fases minerais constituintes. Para a determinação da composição das plagioclases recorreu-se ao método de Michel-Lévy. Para além do estudo microscópico foi efetuada uma descrição macroscópica das litologias intrusivas. A tabela 1 consiste num resumo deste estudo petrográfico.

Todas as fácies referidas foram estudadas, no entanto os granitóides de Ronfe, Aves e Souselas ($\gamma\Delta_2$), Eiriz (γm_2) e Fontão, Santo Ovídio e São Sebastião ($\gamma'f$) não estão aqui descritos uma vez que são mineralogicamente idênticos a outras fácies com maior representação cartográfica, distinguindo-se apenas na granulometria ou no conteúdo em minerais metálicos: Ronfe é idêntico a Felgueiras; Eiriz a Burgães; Sto. Ovídio a Fafe. O granito de Lousada ($\gamma'm_1$) é um granito de duas micas sintectónico que ocorre numa pequena mancha e que devido ao estado de alteração não foi estudado.

Tabela 1 – Características petrográficas das fácies plutónicas em estudo. Bt = biotite; Pl = plagioclase; Fk = feldspato potássico; Qtz = quartzo; Ms = moscovite; Ap = apatite; Zrn = zircão; Mnz = monazite; Sil = silimanite; And = andaluzite; Rt = rútilo; Sph = esfena; Sc = sericite; Chl = clorite; Cal = calcite. Abundância dos minerais acessórios: (+) – raro; (++) – presente; (+++) – frequente.

<u>Fácies</u>	Airão, Aves e Roriz	Fafe e Sendim	Guimarei	Burgães, Selho e Arões	Lustosa e Regilde	Guimarães e Santo Tirso	Antime e Valbom	Felgueiras
Nomenclatura	Monzogranitos de grão médio, de tendência porfiróide, de duas micas, com predomínio da biotite	Monzogranitos de grão fino, de duas micas, com biotite dominante	Granodiorito de grão médio de tendência porfiróide	Monzogranitos biotíticos, porfiróides de grão médio	Granitos hololeucocratas ortosi-albíticos de grão médio	Monzogranitos biotíticos, porfiróides de grão grosseiro	Vaugneritos e quartzonoritos	Granodiorito porfiróide, orientado, biotítico com grandes megacristais de feldspato potássico
Textura	Inequigranular seriados (de tendência porfiróide) com matriz de grão médio	Equigranulares a inequigranular seriados com matriz de grão médio a fino	Porfiróide com matriz de grão médio	Porfiróides com matriz de grão médio	Inequigranular seriados com matriz de grão médio	Porfiróides com matriz de grão médio a grosseiro	Inequigranular seriados com grão médio	Porfiróides com matriz de grão médio
Quartzo	Anédrico, com frequente extinção ondulante, contactos rectos ou suturados	Anédrico, raramente euédrico, com extinção ondulante fraca e contactos suturados ou serrilhados	Anédrico, com extinção ondulante desenvolvida e contactos ondulados ou suturados	Anédrico, com extinção ondulante frequente, rara subgranulação, contactos ondulados ou suturados	Anédrico, com extinção ondulante fraca, contactos ondulados ou suturados	Anédrico, com extinção ondulante desenvolvida, contactos suturados ou rectos	Anédrico, extinção ondulante muito fraca, contactos rectos ou ondulados	Anédrico, com frequente extinção ondulante, contactos ondulados ou suturados
Feldspato potássico	Megacristais pertíticos de ortoclase microclinizada, forma subédrica; na matriz é menos pertítico, com predomínio da microclina sobre ortoclase. Inclusões de Pl, Bt, Qtz ± Ms	Megacristais pertíticos de ortoclase microclinizada, forma subédrica; na matriz é menos pertítico, com predomínio da microclina sobre ortoclase. Inclusões de Pl, Ms, Qtz e Ap	Raros megacristais pertíticos de ortoclase microclinizada, forma subédrica; na matriz é menos pertítico, com predomínio da microclina sobre ortoclase. Inclusões de Qtz, Pl, Bt, Ms ± Ap	Raros megacristais pertíticos de ortoclase microclinizada, forma anédrica a subédrica; na matriz é menos pertítico, com predomínio da microclina sobre ortoclase. Inclusões de Qtz, Bt, Ms e Ap	Megacristais de microclina, subédricos, praticamente inexistentes. Na matriz há predomínio da microclina sobre ortoclase. Inclusões de Qtz, Bt, Ms, Pl ± Ap, Rt, And	Megacristais pertíticos de ortoclase microclinizada, forma anédrica a subédrica; na matriz é menos pertítico, com predomínio da microclina sobre ortoclase. Inclusões de Qtz, Pl, Bt, Ms ± Ap, Zrn	-	Megacristais pertíticos de ortoclase microclinizada, forma anédrica a subédrica; na matriz é menos pertítico, com predomínio da microclina sobre ortoclase. Inclusões de Qtz, Pl, Bt, Ms e Ap
Plagioclase	Subédrica a anédrica, com zonamento forte. Ocorre na matriz. Por vezes fracturada. Inclusões de Qtz, Ms e Bt Oligoclase-andesina	Subédrica a anédrica, com zonamento forte. Ocorre na matriz e em megacristais. Inclusões de Qtz, Ms e Ap Oligoclase-andesina	Subédrica ou euédrica (raramente), com zonamento forte. Ocorre na matriz ou em micromegacristais. Inclusões de Qtz, Bt, Ms ± Zrn Oligoclase	Subédrica a anédrica, com zonamento forte. Ocorre na matriz por vezes em micromegacristais. Inclusões de Qtz, Bt, Ms ± Chl Oligoclase-andesina	Subédrica, com zonamento fraco. Ocorre na matriz. Inclusões de Qtz Albite	Subédrica a euédrica, com zonamento forte. Ocorre na matriz por vezes em micromegacristais. Inclusões de Qtz, Bt e Ms Oligoclase	Subédrica, com zonamento fraco. Ocorre na matriz. Inclusões de anfíbola e piroxena Andesina-labradorite	Subédrica, com zonamento fraco. Ocorre na matriz. Inclusões de Bt, Ap e Qtz Andesina
Biotite	Subédrica a anédrica, pleocróica. Por vezes deformada e alterada. Inclusões de Zrn, Mnz, Ap e Qtz	Subédrica a anédrica, pleocróica. Por vezes deformada e alterada. Inclusões de Ap, Zrn e Mnz	Subédrica a acicular, pleocróica. Por vezes alterada. Inclusões de Ap, Zrn e Mnz	Subédrica a anédrica, pleocróica. Por vezes deformada e alterada. Inclusões de Qtz, Ap, Zrn e Mnz	Essencialmente subédrica, pleocróica. Por vezes alterada. Inclusões de Zrn, Mnz e Rt	Subédrica a anédrica, pleocróica. Por vezes deformada e alterada. Inclusões de Qtz, Zrn, Mnz ± Ap	Subédrica, pleocróica. Por vezes deformada e alterada. Inclusões de Pl, Qtz, Ap ± Zrn	Subédrica, pleocróica. Por vezes deformada e alterada. Inclusões de Ap, Zrn, Mnz

<u>Fácies</u>	Airão, Aves e Roriz	Fafe e Sendim	Guimarei	Burgães, Selho e Arões	Lustosa e Regilde	Guimarães e Santo Tirso	Antime e Valbom	Felgueiras
Moscovite	Moscovite primária, subédrica ou anédrica, associada a biotite, com contactos nítidos ++ Moscovite secundária, subédrica a anédrica, resultante da alteração da biotite ++	Moscovite primária, subédrica, associada a biotite e clorite, com contactos nítidos ++ Moscovite secundária, subédrica a anédrica, resultante da alteração da biotite e plagioclase ++	Moscovite secundária, subédrica, resultante da alteração da biotite ++	Moscovite secundária, subédrica a anédrica, resultante da alteração da biotite e plagioclase ++	Moscovite primária, subédrica, associada a biotite, com contactos nítidos + Moscovite secundária, subédrica, resultante da alteração da biotite ++	Moscovite primária, subédrica a anédrica, associada a biotite, com contactos nítidos + Moscovite secundária, subédrica a anédrica, resultante da alteração da biotite e plagioclase ++	Moscovite secundária, subédrica, resultante da alteração da biotite +	Moscovite secundária, subédrica, resultante da alteração da biotite e plagioclase ++
Andaluzite	Anédrica, associada a moscovite, quartzo e plagioclase +	-	-	-	Anédrica, associada a microclina +	Anédrica, associada a microclina, silimanite e apatite +	-	-
Silimanite	Acicular, associada à moscovite primária ++	-	-	-	Acicular, associada a quartzo ou microclina ++	Acicular, associada ao quartzo ou feldspatos ++	-	-
Alanite	-	-	-	-	-	Subédrica, com pleocroísmo fraco em castanho. Associada a quartzo e biotite +	Anédrica, com pleocroísmo fraco em castanho. Associada a piroxena +	Subédrica, com pleocroísmo fraco em castanho. Associada a biotite +
Epídoto	Euédrico, incolor ou com fraco pleocroísmo em tons esverdeados +	-	-	Euédrico, incolor ou com fraco pleocroísmo em tons esverdeados +	-	-	-	Subédrico, incolor ou com fraco pleocroísmo em tons esverdeados +
Turmalina	-	-	-	Subédrica, pleocróica em tons de amarelo e castanho +	-	Subédrica, pleocróica em tons de verde e castanho +	-	-
Granada	-	-	-	-	-	Anédrica ou euédrica, associada a biotite ++	-	-
Anfíbola	-	-	-	-	-	-	Anédrica, pleocróica em verde, polarização em azul, verde de 2ª ordem - Horneblenda +++	-
Piroxena	-	-	-	-	-	-	Anédrica, incolor ou esverdeada, polarização em amarelo ou laranja de 1ª ordem (hiperstena), verde, azul ou rosa de 2ª ordem (augite) +++	-
Outros minerais	Ap, Zrn, Mnz, Chl, Sc, Cal	Ap, Zrn, Mnz, Chl, Sc, Cal	Ap, Zrn, Mnz, Chl, Sc	Ap, Zrn, Mnz, Rt, Chl, Sc	Ap, Zrn, Mnz, Rt, Chl, Sc	Ap, Zrn, Mnz, Chl, Sc	Ap, Sph, Zrn, Chl, Sc	Ap, Zrn, Mnz, Chl, Sc, Cal

4.2. $\gamma\Delta_1$ – Granodiorito porfiróide, orientado, biotítico, com grandes megacristais de feldspato potássico (granodiorito de Felgueiras)

As amostras 99-51 (Lazarinas, Penacova) e 99-67 (Vila Cova da Lixa) foram as amostras observadas em microscopia ótica de transmissão de modo a estudar a petrografia da fácies granitóide $\gamma\Delta_1$.

As rochas desta fácies são, macroscopicamente, mesocratas, porfiróides com grandes megacristais de feldspato potássico (1-5 cm) e matriz de grão médio, hipautomórfica (3mm – 700 μ m). A olho nu é possível distinguir quartzo, feldspatos e biotite. As amostras de mão apresentam orientação sendo esta mais marcada ao nível dos megacristais; apresentam ainda encraves melanocratas granitizados, em torno dos quais se concentram grãos de biotite (figura 11).



Figura 11 – Amostra de mão da fácies $\gamma\Delta_1$.

4.2.1. Microscopia

O **quartzo** é o mineral essencial mais abundante. Ocorre em grãos médios na matriz, com forma anédrica e os contactos entre grãos são ondulados ou suturados. Nesta fácies, a extinção ondulante no quartzo é comum. Existem também muitos agregados policristalinos e cristais poligonais em algumas amostras (Penacova (99-51)). O quartzo aparece frequentemente incluso em plagioclase e em microclina, e pode apresentar inclusões de biotite e apatite essencialmente. Mais raramente exibe inclusões aciculares ou prismáticas de rútilo ou epídoto. Aspetos de textura mirmequítica são comuns, quer com plagioclase, quer com microclina, e existem ainda simplectites, as quais são mais raras. Como resultado da alteração, algumas mirmequites também foram completamente afetadas. Algum quartzo nestas amostras parece ter sofrido recristalização, uma vez que existem muitos grãos pequenos com

contactos rectos, por vezes intersticiais aos feldspatos. Nestas amostras, o quartzo é pobre em inclusões fluidas (figura 12).

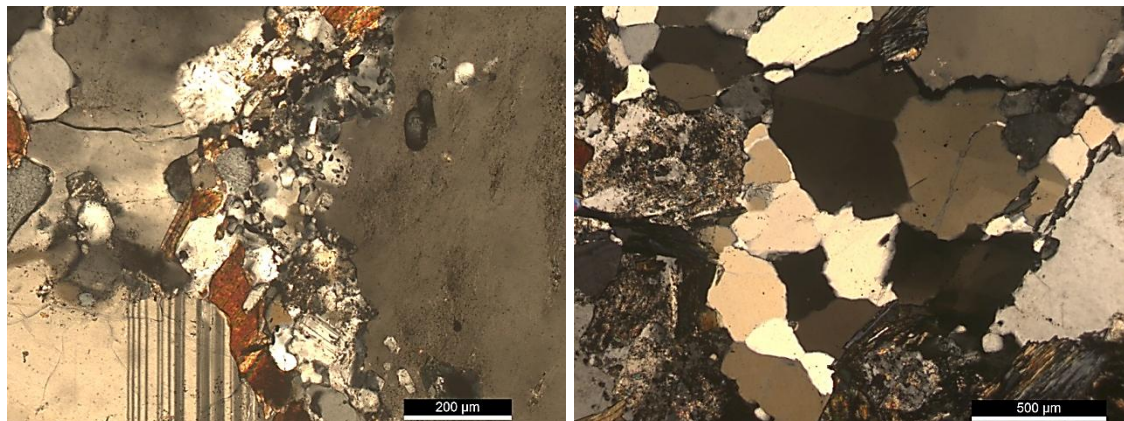


Figura 12 – Mirmequites entre quartzo globular e plagioclase (à esquerda). Extinção ondulante (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

A **plagioclase** é também mineral essencial abundante nesta fácies. Aparece em grãos médios na matriz, com hábito tabular e forma essencialmente subédrica. Apresenta frequentemente inclusões de biotite, apatite e quartzo intersticial, e pode aparecer incluída nos megacristais de microclina. Existem grãos sãos em que se observa facilmente macla polissintética, macla de Carlsbad e zonamento fraco, e grãos muito alterados sobretudo por sericitização, com alguma da sericite recristalizada em moscovite e com um zonamento forte que mascara as maclas polissintéticas (figura 13). No contacto com quartzo encontram-se muitas mirmequites e por vezes também no contacto com microclina. Composicionalmente são oligoclase – andesinas.

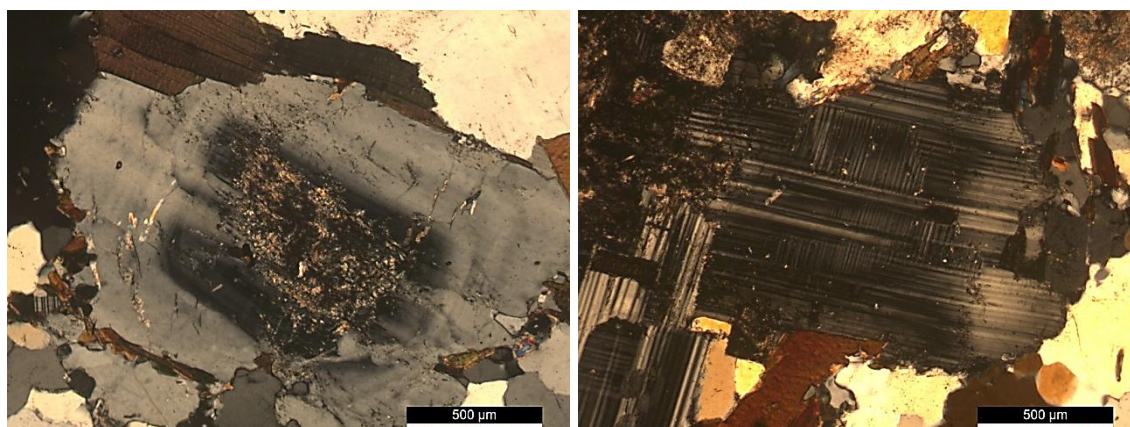


Figura 13 – Zonamento e sericitização na plagioclase (à esquerda). Maclas polissintéticas (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

O **feldspato potássico** é ortóclase microclinizada, e é mineral essencial abundante, tal como o quartzo e a plagioclase. Aparece sobretudo em megacristais, por vezes centimétricos. O hábito é tabular, a forma é anédrica ou subédrica. Como é habitual nos megacristais, estes apresentam muitas vezes inclusões de quartzo, biotite, moscovite, apatite e plagioclase, e são de microclina. A alteração por caulinização varia bastante sendo incipiente para algumas amostras (Penacova) e intensa noutras (Vila Cova de Lixa). Nos cristais mais alterados, a albitização é também bastante pronunciada. Todos os cristais exibem macla em xadrez e alguns têm também macla de Carlsbad. As pertites podem ocorrer em vénulas ou em bandas (figura 14). É frequente encontrar aspetos de textura mirmequítica no contacto com quartzo recristalizado ou com a plagioclase.

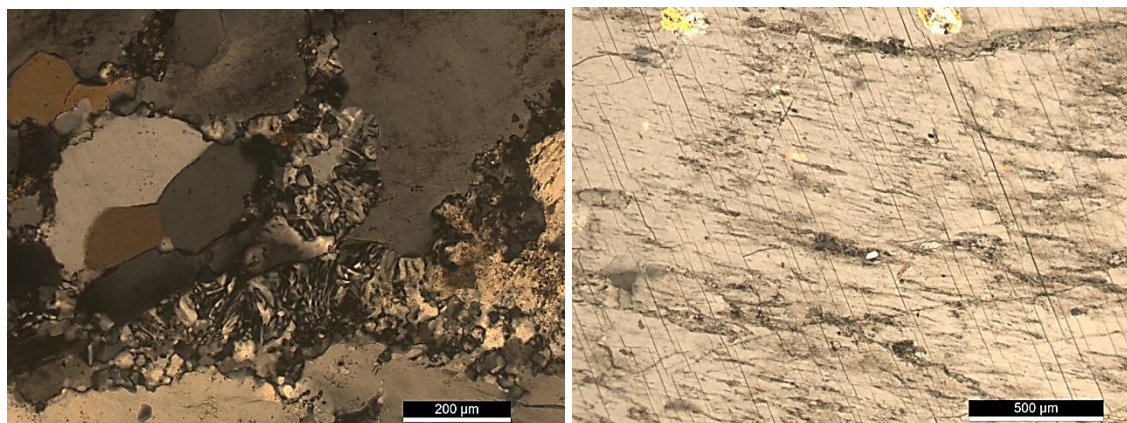


Figura 14 – Mirmequites no contacto entre quartzo e microclina (à esquerda). Vénulas pertíticas e clivagem da microclina (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

A **biotite** e a **moscovite** ocorrem em proporções distintas sendo que numas amostras (Penacova) a biotite é mineral essencial e a moscovite pode ser considerada mineral acessório escasso; noutras (Vila Cova de Lixa) as proporções são mais próximas. Quer uma, quer outra existem como grãos médios, com hábito tabular ou lamelar e forma essencialmente subédrica. Frequentemente podem estar inclusas no quartzo ou nos feldspatos, e por sua vez podem apresentar inclusões de apatite, zircão e monazite. A biotite ocorre com frequência em agregados de grãos subédricos com a moscovite e apresenta comumente arqueamento das clivagens e extinção ondulante (figura 15). A cloritização na biotite é forte mas também foi observada alguma moscovitização.

Já a moscovite é sobretudo secundária. Apresenta facilmente aspetos de textura simplectítica e pode estar associada à sericite de alteração das plagioclases (figura 15).

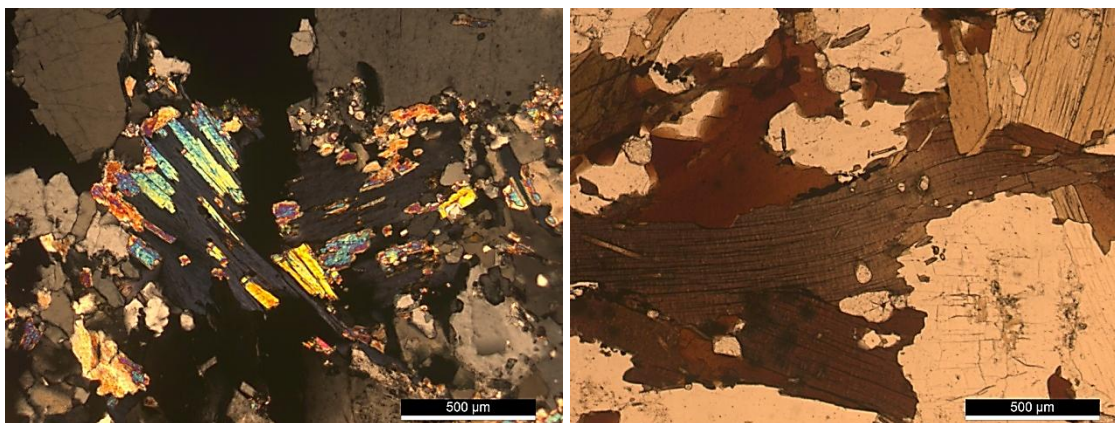


Figura 15 – Agregado de grãos subédricos de moscovite e clorite (resultante da alteração de biotite, à esquerda). Arqueamento pronunciado na direção de clivagem da biotite (à direita). Fotografia da esquerda tirada em LPX e a direita em LPP.

A **apatite** é das fases minerais acessórias mais comuns. Existe sob a forma de pequenos cristais prismáticos, euédricos ou arredondados, e está associada principalmente à biotite, mas também ao quartzo e aos feldspatos (figura 16).

O **zircão** e a **monazite** ocorrem inclusos na biotite, rodeados por halos pleocróicos, ou em pequenos cristais prismáticos associados essencialmente à biotite e mais raramente ao quartzo (figura 16).

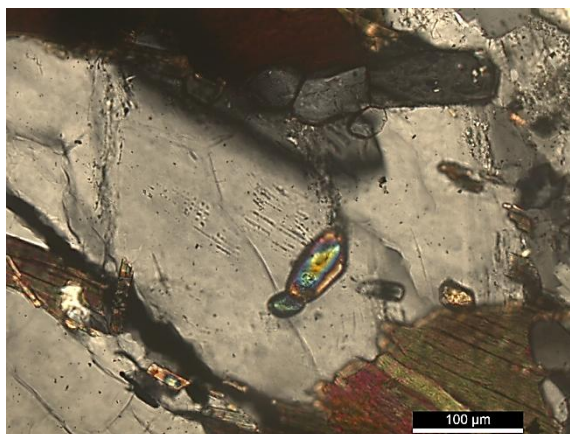


Figura 16 – Destaque para os cristais prismáticos de zircão, monazite e apatite inclusos em quartzo. Fotografia tirada em LPX.

O **epídoto** ocorre sob a forma de pequenos cristais prismáticos, muito fraturados, mas frequentes e associados sobretudo à clorite, mas também aos feldspatos. Está presente em poucas amostras (Vila Cova de Lixa) (figura 17).

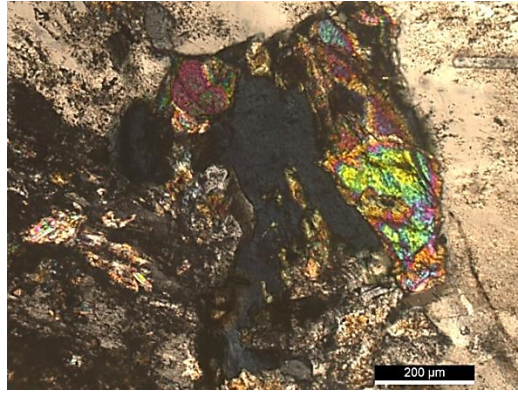


Figura 17 – Grãos prismáticos de epidoto associados a clorite e microclina. Fotografia tirada em LPX.

A **alanite** aparece em cristais prismáticos, subédricos, de dimensão média, fraturados e associados a feldspatos e biotite (figura 18).

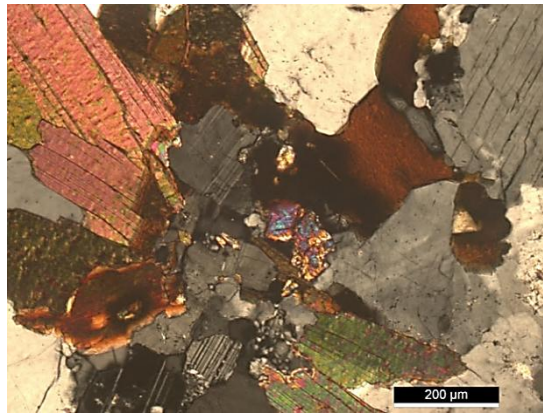


Figura 18 – Destaque para os cristais de alanite. Fotografia tirada em LPX.

A **calcite** é rara e está presente em poucas amostras (Penacova). Ocorre como grão fino, euédrico, no seio de biotite (figura 19).

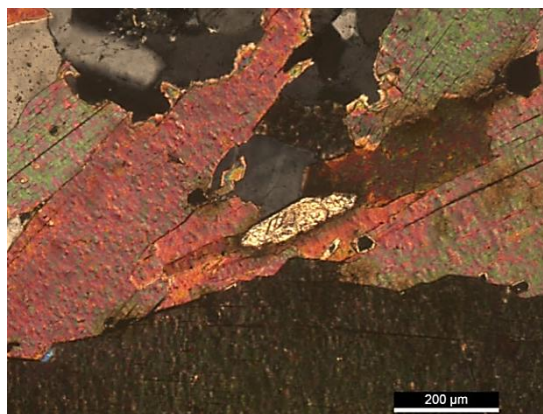


Figura 19 – Grão de calcite no seio de grãos de biotite. É possível observar a clivagem romboédrica. Fotografia tirada em LPX.

4.3. $\gamma\pi g$ – Monzogranitos biotíticos, porfiróides, de grão grosseiro (granitos de Guimarães e Santo Tirso)

As amostras 84-1 (Moreira de Cónegos), 84-55 (Brito), 85-3 (Azurém – Bons Ares), 85-30 (Fareja – Bouças do Cabo), 85-34 (Camelas), 98-31 (Alto de Ribeira, Lordelo) e 99-1 (Vendilhão, Caldas de Vizela) foram as amostras observadas em microscopia ótica de transmissão a fim de estudar a petrografia da fácies granítica $\gamma\pi g$.

Esta fácies corresponde macroscopicamente a rochas mesocratas com matriz de grão médio a grosseiro, hipautomórficas granulares e porfiróides (3mm – 500 μm) com grandes megacristais de feldspato potássico (<1-7 cm) (por vezes é possível observar macroscopicamente macla de Carlsbad). A olho nu é possível distinguir quartzo, feldspatos, biotite e raramente moscovite (figura 20). Nas amostras de mão é também possível encontrar encraves melanocratas granitizados em torno do qual se concentram quer os megacristais, quer minerais máficos. Algumas amostras apresentam ainda filões de quartzo (<1 cm de espessura) com alguma granitização.



Figura 20 – Amostra de mão da fácies $\gamma\pi g$.

4.3.1. Microscopia

O **quartzo** é mineral essencial abundante ocorrendo em cristais de granulometria variável na matriz e hábito anédrico (com predominância dos grãos médios). Os contactos entre grãos são principalmente suturados ou rectos; contactos ondulados ocorrem nos agregados policristalinos, os quais são comuns em algumas amostras (Brito (84-55) e Azurém (85-3)). As inclusões fluidas no quartzo desta fácies ocorrem de forma mais dispersa. Os grãos, de tendência euédrica, aparecem muitas vezes

inclusos em plagióclase, microclina e biotite. Mirmequites no contacto com plagióclase são raras. Em poucas amostras (Moreira de Cónegos (84-1)), o quartzo apresenta extinção ondulante bem desenvolvida (figura 21).

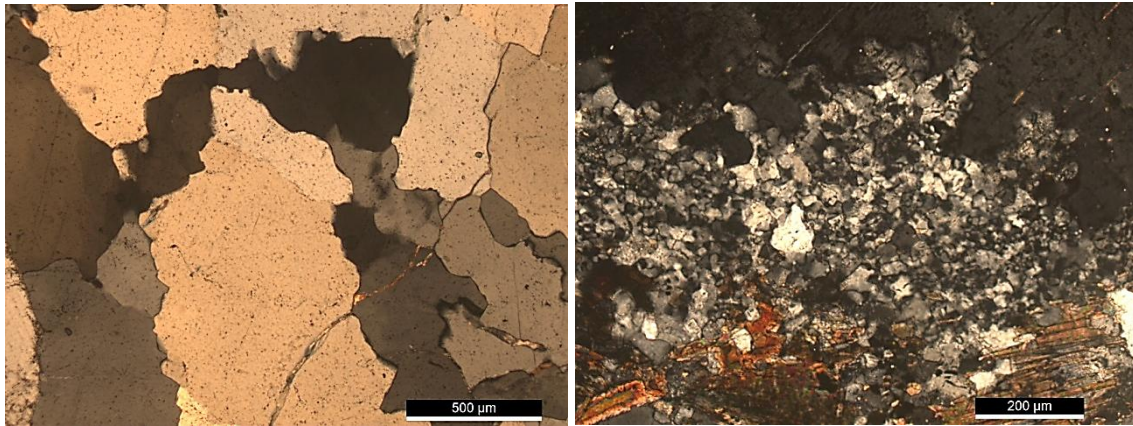


Figura 21 – Agregado policristalino de quartzo (à esquerda). Agregado de quartzo goticular e plagióclase (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

A **plagióclase** é um outro mineral essencial abundante nesta fácies. Os cristais de plagióclase podem ser de grão médio, forma subédrica ou euédrica, hábito tabular/prismático ocorrendo na matriz ou então são megacristais. Nos megacristais é frequente encontrar inclusões de quartzo, biotite e moscovite, sendo que alguma da biotite pode ocorrer intersticialmente aos grãos de plagióclase. Por sua vez, a plagióclase pode ocorrer inclusa nos megacristais de microclina. Sobretudo nos megacristais é mais fácil de notar uma alteração intensa por sericitização (figura 22) e zonamento evidente (o qual pode ser normal ou oscilatório). Apresenta sempre macla polissintética e por vezes também macla de Carlsbad. Nos megacristais observam-se muitas vezes fraturas e preenchimento destas por moscovite ou sericite. Aspectos de textura mirmequítica são comuns para algumas das amostras, não só no contacto com quartzo mas também entre plagióclases. Os aspectos texturais seguintes, relativos à plagióclase apenas foram encontrados em algumas amostras nomeadamente: um ligeiro arqueamento nas maclas polissintéticas (Azurém); zonamento de tal forma intenso que não é possível determinar a composição (Brito) sendo que na maioria as plagióclases são sobretudo oligóclases; fraturas, e desenvolvimento de texturas simplectíticas entre moscovite e a plagióclase hospedeira (Moreira de Cónegos). Nalgumas amostras a plagióclase não é tão frequente (Fareja (85-30)). Composicionalmente, estas plagióclases são maioritariamente oligóclases.

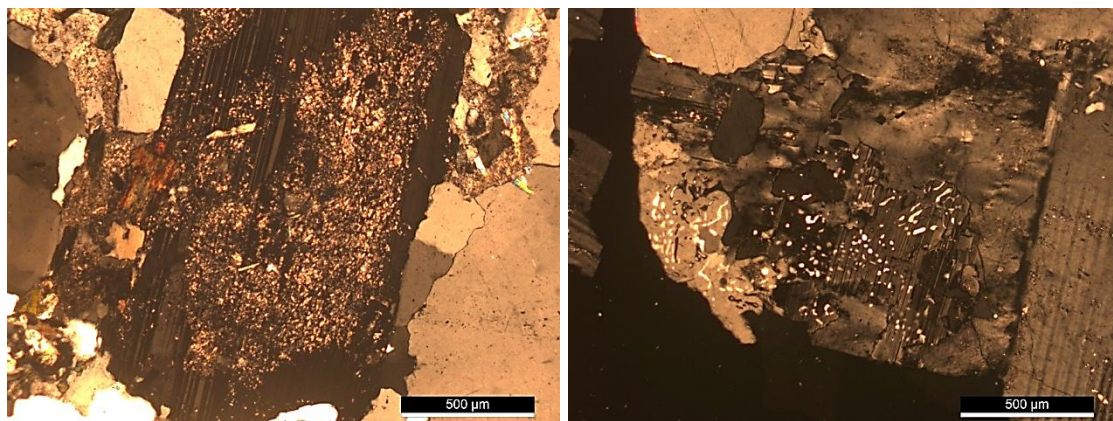


Figura 22 – Alteração por sericitização (à esquerda). Mirmequite na plagioclase (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

O **feldspato potássico** é também mineral essencial abundante. Ocorre sobretudo em megacristais de ortoclase microclinizada com forma anédrica ou subédrica, hábito tabular a prismático. Entre megacristais é possível observar grãos de quartzo e biotite intersticiais. Todos os aspetos texturais típicos do feldspato são facilmente observáveis nesta fácies: pertites em vénulas, macla em xadrez, macla de Carlsbad e orlas mirmequíticas (figura 23). Os megacristais apresentam frequentemente inclusões de quartzo, plagioclases, biotite, moscovite, zircão e apatite. De um modo geral, a alteração é incipiente sendo a albitização a transformação mais comum podendo por vezes afetar também as mirmequites.

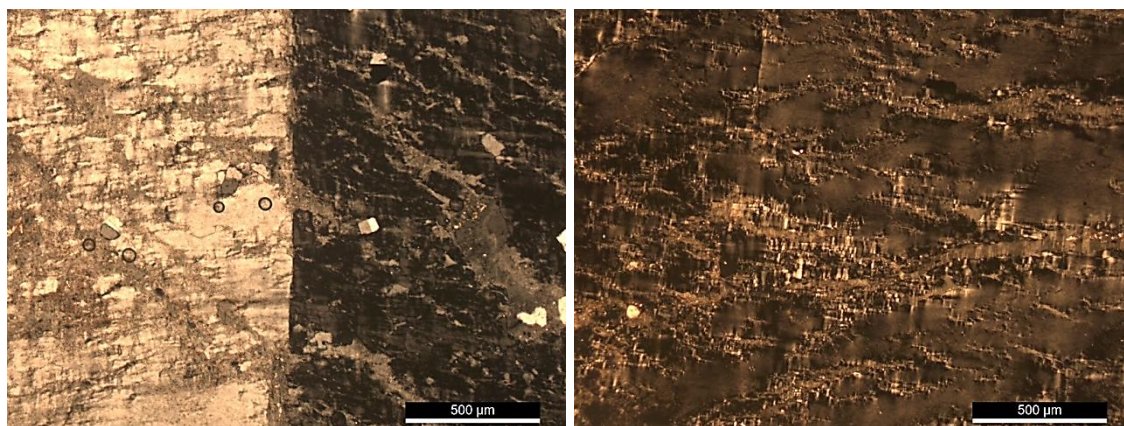


Figura 23 – Macla de Carlsbad e vénulas pertíticas (à esquerda). Albitização na microclina (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

A **biotite** e **moscovite** nesta fácies aparecem como fases minerais acessórias frequentes e em proporções próximas havendo sempre um predomínio (por vezes bem marcado) da biotite. A biotite ocorre em cristais de grão médio ou grosseiro, com hábito planar ou lamelar, forma subédrica ou anédrica. É frequente encontrar agregados de grãos subédricos de micas. Pode apresentar inclusões de quartzo, zircão, opacos e por vezes apatite. Quer a moscovitização, quer a cloritização são

incipientes. É possível observar um ligeiro arqueamento da clivagem sendo este mais fraco nalgumas amostras (Vendilhão e Brito), e mais intenso noutras (Lordelo (98-31)) (figura 24).

A moscovite pode ser primária ou secundária. A primária tem hábito idêntico ao da biotite, pode ocorrer a preencher fracturas na microclina ou pode estar inclusa nos megacristais. A moscovite secundária ocorre de duas formas: intersticialmente entre os grãos de biotite ou associada a clorite ao longo das clivagens da biotite. A moscovite secundária exhibe sempre simplectites (figura 25).

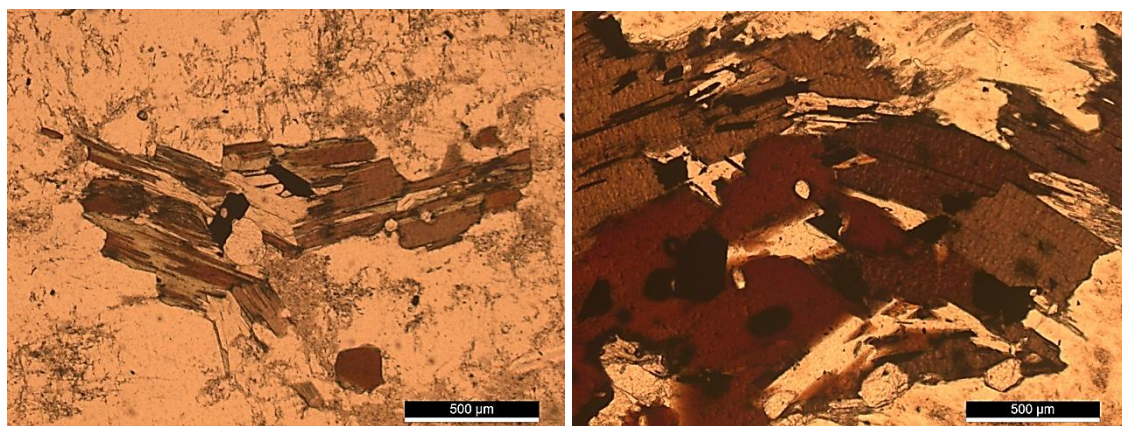


Figura 24 – Cristais de biotite com alteração em clorite (à esquerda). Arqueamento na direção de clivagem (à direita). Fotografias tiradas em LPP.

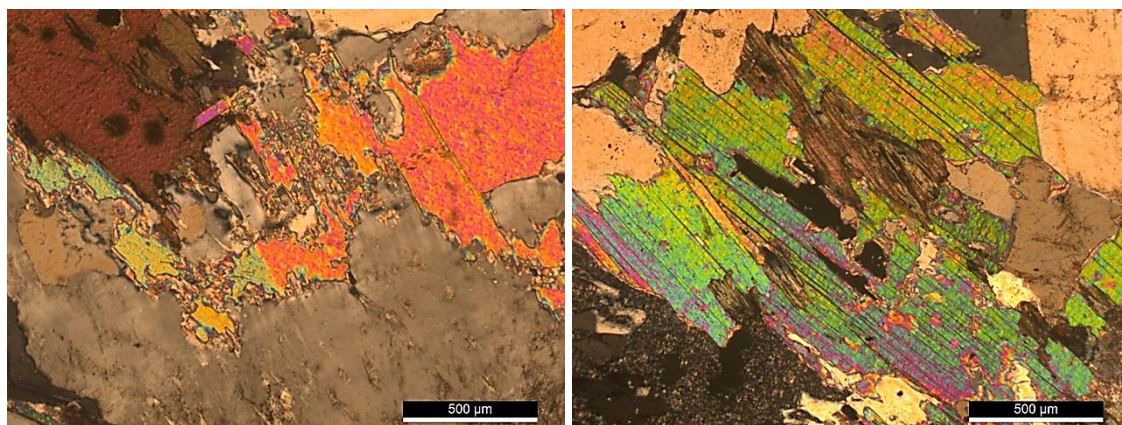


Figura 25 – Simplectites desenvolvidas no contacto entre moscovite e quartzo ou microclina. Fotografias tiradas em LPX.

A **apatite** é fase mineral acessória e ocorre em cristais prismáticos de pequenas dimensões, alongados ou curtos, e com hábito frequentemente euédrico. Aparece associada sobretudo à biotite mas também às plagioclases (figura 26).

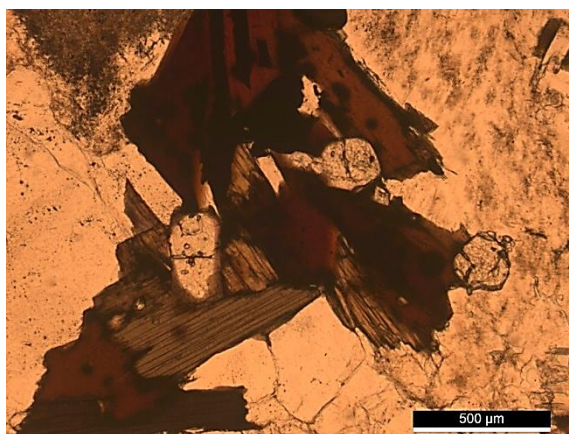


Figura 26 – Grãos de apatite prismáticos associados a biotite. Fotografia tirada em LPP.

O **zircão** ocorre principalmente na biotite com halos pleocróicos em redor, mas também em pequenos cristais euédricos prismáticos. Pode também estar incluso na plagioclase. A **monazite** ocorre de forma igual ao zircão, mas é mais rara (figura 27).

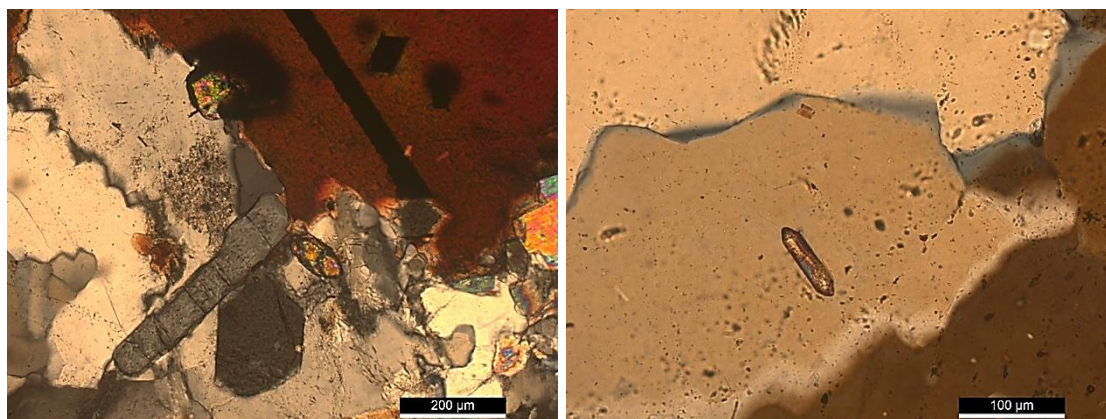


Figura 27 – Destaque para os cristais prismáticos de zircão (à esquerda) e monazite (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

A **granada** é uma fase mineral rara que aparece ainda em número significativo apenas em algumas amostras (Azurém). Ocorre em grãos de tamanho médio ou grosseiro e sempre com hábito anédrico ou euédrico, bastante fraturadas e sempre associadas à biotite (figura 28).

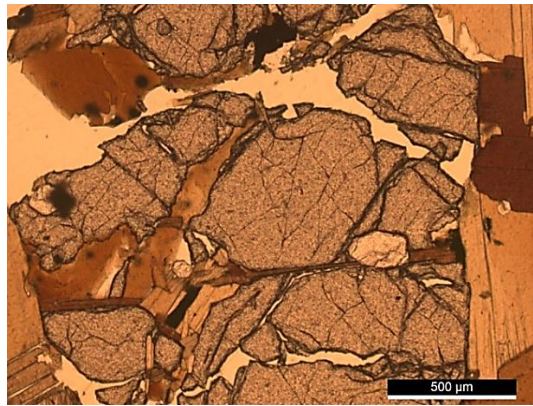


Figura 28 – Cristais de granada. Fotografia tirada em LPP.

A **alanite** também foi observada em poucas amostras (Azurém). É muito rara e ocorre sob a forma de pequenos cristais de tendência euédrica, prismáticos, associados sobretudo ao quartzo e à biotite (figura 29).



Figura 29 – Cristais prismáticos de alanite inclusos em quartzo. Fotografia tirada em LPX.

A **fibrolite** está também presente em poucas amostras (Azurém e Vendilhão). O hábito é essencialmente acicular e está sempre associada ao quartzo ou aos feldspatos (figura 30).

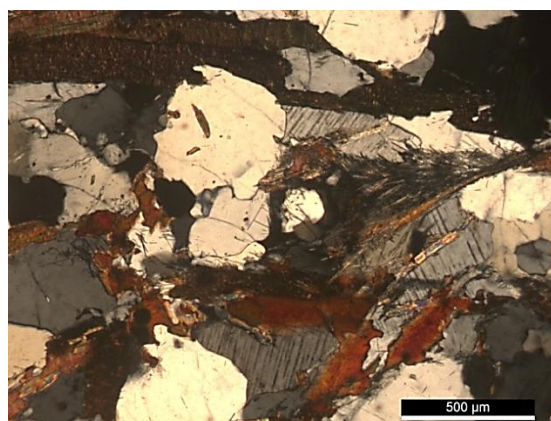


Figura 30 – Cristais de biotite, quartzo e plagioclases com agulhas de fibrolite associadas. Fotografia tirada em LPX.

A **andaluzite** é rara aparecendo também em poucas amostras (Lordelo e Vendilhão). Tem forma essencialmente anédrica e está sempre muito fraturada. Frequentemente está associada às agulhas de fibrolite e também à apatite (figura 31).

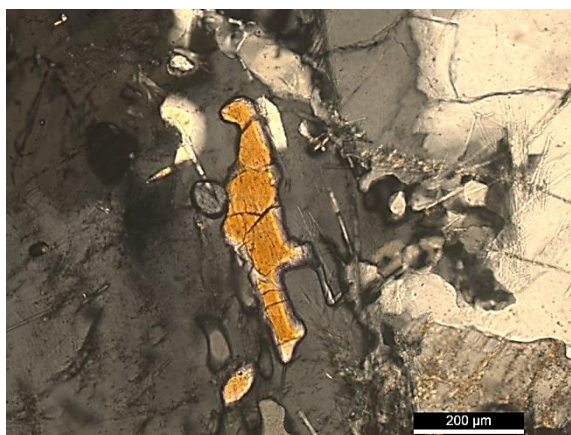


Figura 31 – Destaque para o cristal de andaluzite. Fotografia tirada em LPX.

A **turmalina** é muito rara (presente apenas em Lordelo). Ocorre em grãos subédricos, muito fraturados e está associada a biotite, moscovite, feldspatos e apatite (figura 32).

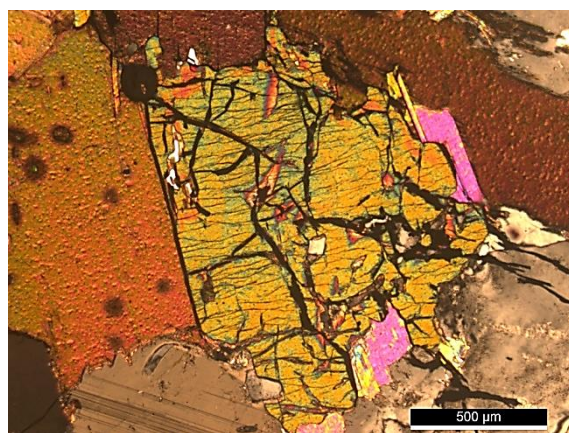


Figura 32 – Cristal de turmalina junto a biotite, microclina, moscovite e plagioclase. Fotografia tirada em LPX.

Embora não tenha sido observada nas lâminas disponíveis, segundo Carvalho et al. (2012), existe também **cordierite** neste granito a qual, segundo o artigo, é euédrica e está alterada numa mistura de clorite e moscovite.

Os opacos estão quase sempre associados a biotite e o hábito é muitíssimo variado. São sobretudo ilmenite.

4.4. $\gamma'm_2$ – Granitos hololeucocratas ortosi-albíticos de grão médio (granitos de Lustosa e Regilde)

A amostra 99-86 (Codilho, Lustosa) foi a amostra observada em microscopia ótica de transmissão de forma a estudar a petrografia da fácies granítica $\gamma'm_2$.

Macroscopicamente as rochas desta fácies são hololeucocratas, de grão médio, alotriomórficas e são texturalmente inequigranular seriadas (1mm – 500 μ m); os megacristais de feldspato potássico são muito raros. A olho nu é possível distinguir quartzo, feldspatos e biotite. Nas amostras de mão, pontualmente é possível observar concentrações de minerais máficos (figura 33).



Figura 33 – Amostra de mão da fácies $\gamma'm_2$.

4.4.1. Microscopia

O **quartzo** é o mineral mais abundante. Ocorre sob a forma de grãos predominantemente com hábito anédrico, exibindo contactos ondulados ou irregulares (figura 34). Pode aparecer incluso na microclina, e por sua vez pode ter inclusões de apatite, rútilo, moscovite, biotite e andaluzite. A extinção ondulante nos grãos de quartzo não é muito desenvolvida e os agregados poligranulares são bastante comuns. Os aspectos de textura mirmequítica (desenvolvidos sempre no contacto com microclina) são raros e pequenos, enquanto as simplectites são mais abundantes. Entre o quartzo e a microclina podem-se também observar contactos corroídos. Nesta amostra, o quartzo mostra-se rico em planos de inclusões fluidas.



Figura 34 – Quartzo com contactos ondulados junto a microclina. Fotografia tirada em LPX.

Nesta fácies, o **feldspato potássico** (ortóclase microclinizada) ocorre em maior quantidade que a plagioclase, sendo que ambas são consideradas fases minerais essenciais (a microclina abundante e a plagioclase frequente). Em algumas amostras é possível encontrar cristais de ortóclase não microclinizados. A microclina ocorre como cristais médios na matriz, com forma essencialmente anédrica, por vezes subédrica, com hábito tabular; os megacristais são muito raros. Frequentemente mostra-se com inclusões de quartzo, biotite, moscovite, plagioclase e raramente apatite, rútilo e andaluzite. As mirmequites no contacto com grãos de quartzo são raras, sendo esses contactos frequentemente corroídos. Apresenta sempre macla em xadrez e pertites que podem ocorrer em vénulas ou em bandas. A alteração na microclina é incipiente e dá-se sobretudo por caulinização (figura 35).

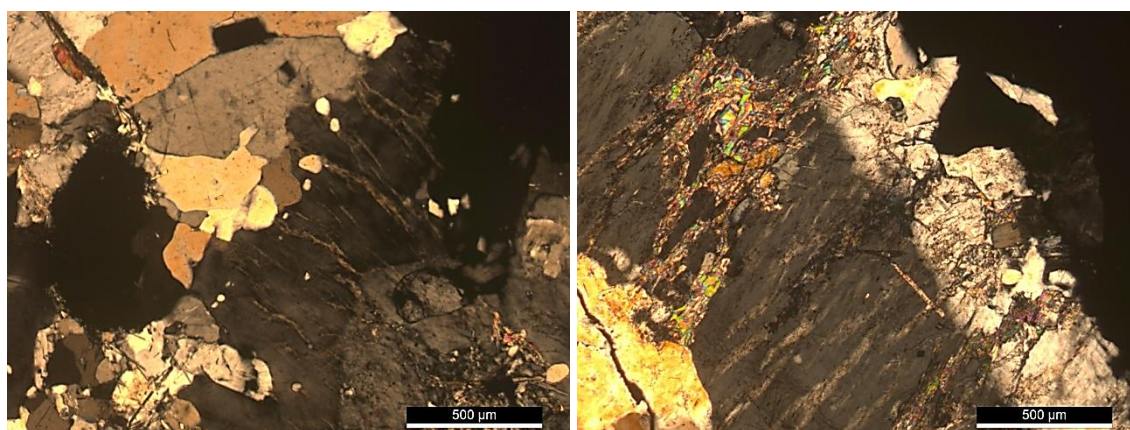


Figura 35 – Aspectos texturais na microclina. Vénulas pertíticas (nas duas fotografias) e macla de Carlsbad (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

A **plagioclase** ocorre em grãos médios, com forma essencialmente subédrica e hábito tabular. Pode aparecer incluída nos cristais de microclina, e muito raramente pode incluir quartzo. Os aspectos de textura mirmequítica no contacto com grãos de quartzo são praticamente inexistentes, mas podem ocorrer simplectites junto a

moscovite. Todos os cristais exibem macla polissintética e um zonamento composicional fraco. A alteração é incipiente e dá-se por sericitização. Composicionalmente, estas plagioclases são albites (figura 36).

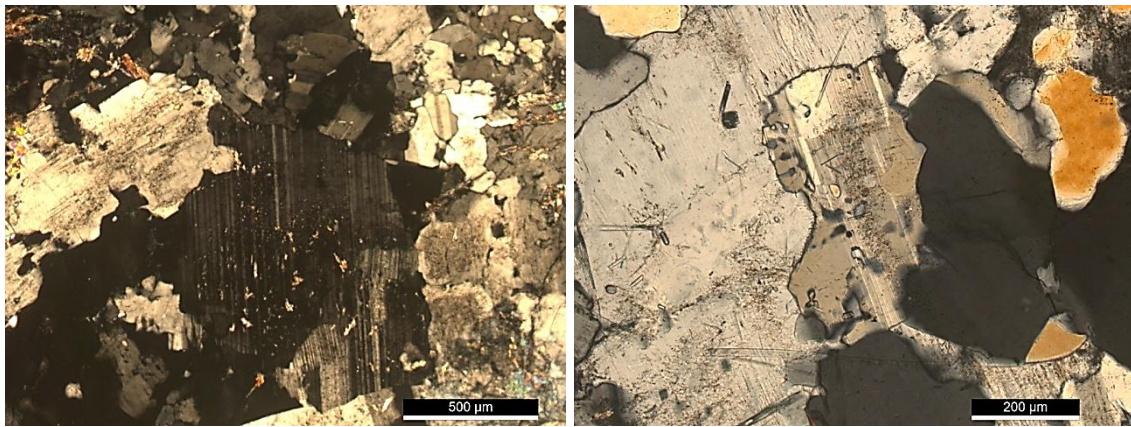


Figura 36 – Plagioclase fracamente alterada (à esquerda). Mirmequite entre plagioclase e microclina (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

A **biotite** e a **moscovite** aparecem como fases acessórias frequentes, e em proporções sensivelmente idênticas, com um ligeiro predomínio da moscovite. Aparecem como cristais de grão médio, com hábito tabular, lamelar, e forma essencialmente subédrica. Quer a moscovite, quer a biotite podem ocorrer inclusas no quartzo e na microclina, e por sua vez podem ter inclusões de zircão, monazite, rútilo e opacos.

Nas rochas desta fácies existe moscovite primária e moscovite secundária, sendo que em ambas é possível observar aspectos de textura simplectítica. A moscovite secundária vem da moscovitização da biotite e ocorre sobretudo em agregados. A cloritização na biotite é incipiente (figura 37).

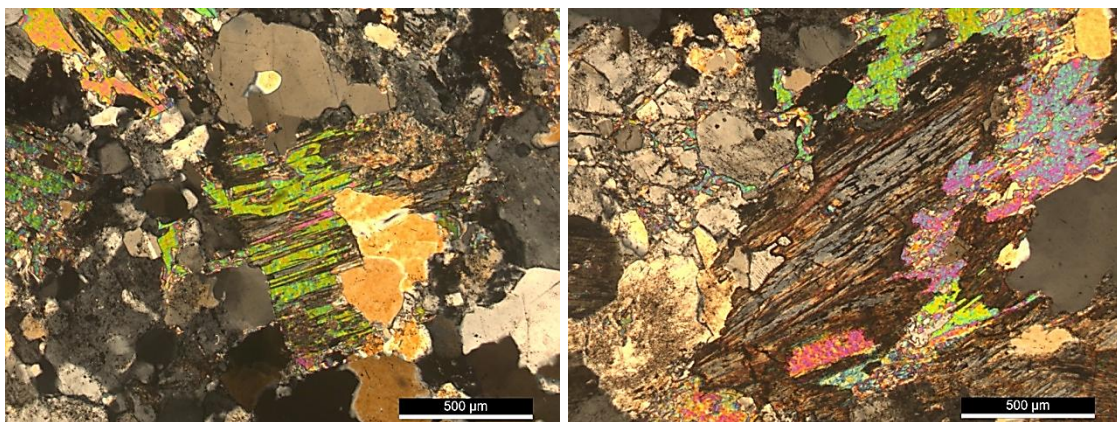


Figura 37 – Moscovitização (à esquerda). Cloritização (à direita). Observam-se também simplectites no contacto entre moscovite e quartzo nas duas imagens. Fotografias tiradas em LPX.

A **apatite** é fase mineral acessória podendo ocorrer com forma euédrica prismática ou anédrica arredondada e está sobretudo associada ao quartzo e à microclina (figura 38).



Figura 38 – Inclusão hexagonal de apatite em microclina. Fotografia tirada em LPX.

O **zircão** e a **monazite** aparecem apenas na biotite, rodeados de halos pleocróicos.

O **rútilo** aparece como pequenas inclusões aciculares no quartzo essencialmente, ou nos feldspatos.

A **fibrolite** ocorre sempre incluída em quartzo ou microclina, e tem hábito acicular alongado. Aparece quase sempre fraturada (figura 39).

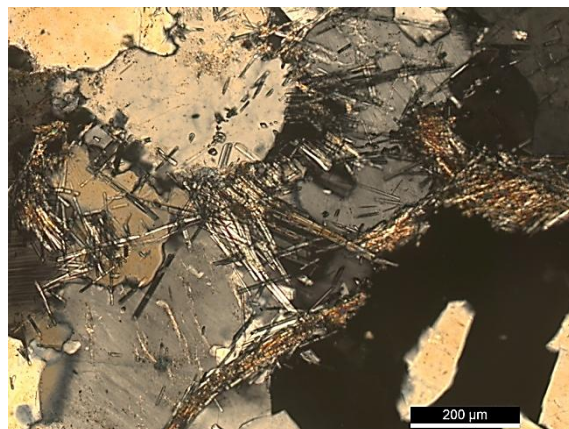


Figura 39 – Destaque para as agulhas de silimanite (fibrolite) associadas a quartzo e aos feldspatos. Fotografia tirada em LPX.

A **andaluzite** é rara e aparece como cristais com hábito prismático, arredondado. Os grãos mostram-se sempre muito fraturados e estão incluídos em microclina (figura 40).



Figura 40 – Destaque para o cristal de andaluzite incluído em microclina. Fotografia tirada em LPX.

4.5. $\gamma\pi\pi$ – Monzogranitos biotíticos porfiróides de grão médio (granitos de Burgães, Selho e Arões)

As amostras 84-33 (Selho de São Jorge), 85-45 (São Romão de Arões), 98-28 (Pedreira da Mourinha) e 98-101 (Quinta de Linhares) foram as amostras observadas em microscopia ótica de transmissão para estudo da petrografia da fácies granítica $\gamma\pi\pi$.

Macroscopicamente as rochas desta fácies são meso a melanocratas, de grão médio, alotriomórficas granulares e porfiróides (2mm – 500 μm) com raros megacristais de feldspato potássico (1-2 cm); as amostras da Pedreira de Mourinha apresentam grão um pouco mais fino. A olho nu é possível distinguir quartzo, feldspatos, biotite e raramente moscovite. Macroscopicamente é possível conterem encaves de um granito, mais grosseiro, mesocrata, rico em moscovite e com maiores e mais abundantes megacristais (figura 41).



Figura 41 – Amostra de mão da fácies $\gamma\pi\pi$.

4.5.1. Microscopia

O **quartzo** é a fase mineral mais abundante. Ocorre essencialmente como grãos finos a médios na matriz, apresentando hábito anédrico e contactos ondulados ou irregulares. A maioria dos cristais exibe extinção ondulante, alguns apresentam aspetos de subgranulação e algum do quartzo ocorre ainda sob a forma de agregados policristalinos (figura 42). Como é habitual, os grãos de quartzo são ricos em inclusões fluidas particularmente em planos. O quartzo pode aparecer incluso em microclina e em plagióclases e pode conter inclusões de zircão, monazite, apatite, turmalina e agulhas de biotite ou moscovite. De forma muito incipiente há contactos corroídos junto a microclina. Os aspectos de textura simplectítica são raros, mas as mirmequites são comuns.

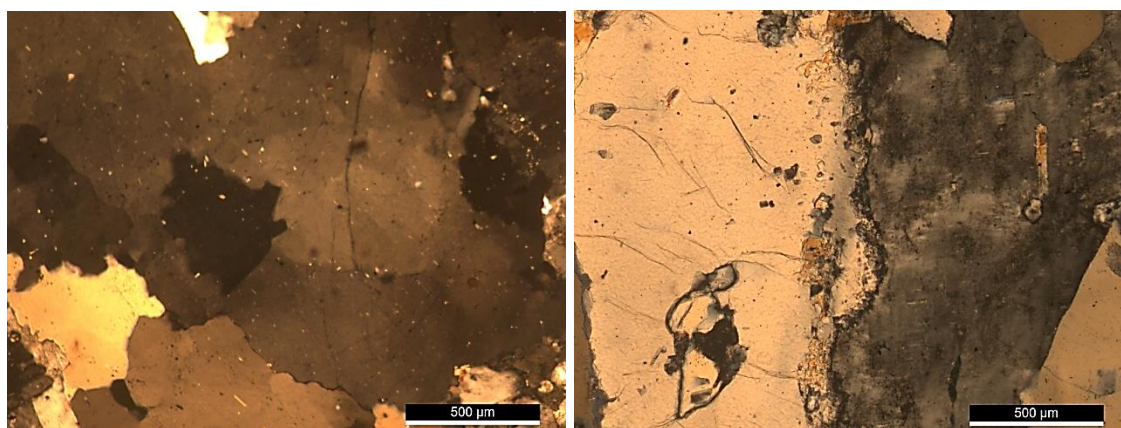


Figura 42 – Extinção ondulante e agregados poligranulares em quartzo (à esquerda). Contactos irregulares entre quartzo e microclina (à direita). Quartzo com inclusões de turmalina e apatite. Fotografias tiradas em LPX.

As **plagióclases** aparecem sob a forma de cristais tabulares, com hábito subédrico ou anédrico. Podem ocorrer como grãos médios na matriz ou como megacristais. A maioria das plagióclases aparece bastante alterada em sericite, e tendem a apresentar inclusões de outros minerais como quartzo, biotite, moscovite e até mesmo clorite. Os cristais da matriz podem aparecer inclusos nos megacristais de microclina. A alteração é mais intensa nos contactos entre grãos ou no centro dos mesmos. Nos megacristais, a clivagem é bem visível, bem como as maclas polissintéticas, a macla de Carlsbad e ainda o zonamento composicional com tendência oscilatória (figura 43). No contacto com a microclina podem-se observar orlas mirmequíticas. Quanto à composição são essencialmente oligoclase-andesinas. A plagioclase é, tal como o quartzo, mineral essencial abundante.



Figura 43 – Zonamento (à esquerda). Inclusões na plagioclase (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

O **feldspato potássico** (ortóclase microclinizada) ocorre em cristais tabulares, com forma anédrica a subédrica quer em megacristais, quer na matriz. Mostra-se sempre com inclusões de quartzo, moscovite, biotite e apatite. Os cristais de microclina apresentam ainda quer caulínização, quer albitização. A maioria dos cristais exibe macla em xadrez, mas por vezes é possível observar cristais de ortóclase sem microclinização com macla de Carlsbad e pertites. Por vezes é possível observar cristais de microclina intersticial na matriz. De forma pontual, todos grãos exibem pertites em vénulas, as quais são mais comuns em algumas amostras (Quinta de Linhares (98-101)). Tal como o quartzo e a plagioclase, o feldspato potássico é fase mineral essencial abundante nesta fácies. Em algumas das amostras observadas (Pedreira da Mourinha e Quinta de Linhares), o feldspato potássico foi completamente afetado por albitização, sendo que o único aspeto textural remanescente do mineral original são as maclas de Carlsbad (figura 44). Nas amostras da Pedreira da Mourinha verifica-se que entre os megacristais pode ocorrer quartzo intersticial.

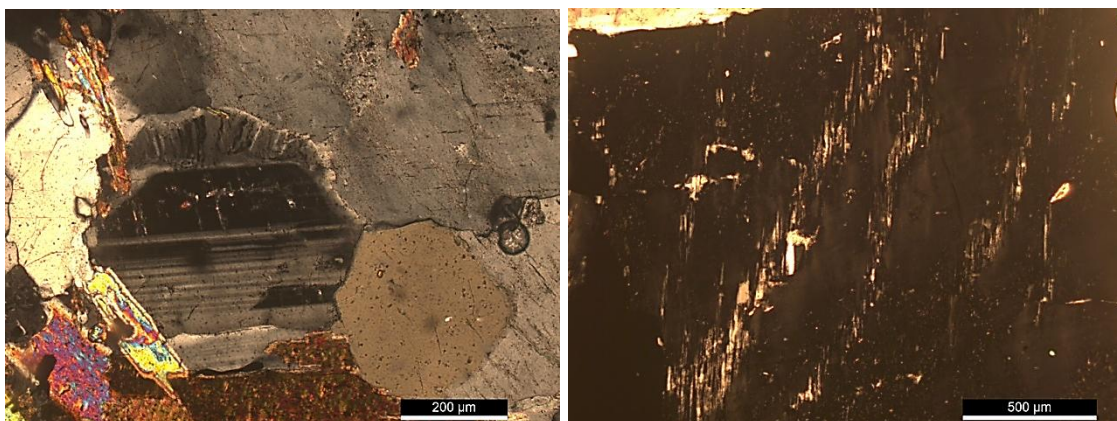


Figura 44 – Desenvolvimento de orla mirmequítica entre plagioclase e microclina (à esquerda). Albitização na microclina (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

A **biotite** nas amostras desta fácies exibe um claro predomínio sobre a moscovite visto que em algumas delas a biotite é considerada mineral essencial e a moscovite é mineral acessório frequente. Os cristais de biotite apresentam hábito tabular ou planar, forma anédrica ou subédrica. Quanto à dimensão, alguns grãos biotíticos podem ser maiores que a microclina da matriz. Na biotite é possível encontrar inclusões de quartzo, apatite, zircão, moscovite e opacos. Alguma da biotite tende a ocorrer em agregados de grãos subédricos. Nesses locais é mais fácil de notar a moscovitização e as simplectites. A cloritização é incipiente, enquanto a moscovitização é bastante comum. Em algumas amostras (São Romão de Arões (85-45)) conseguem-se observar *kinks* na biotite (figura 45). A **moscovite** é idêntica à biotite em hábito e é predominantemente secundária. Está associada sobretudo à clorite. Nas amostras mais alteradas, alguma da sericite de alteração da plagioclase encontra-se substituída por moscovite. A maioria das amostras apresentam aspetos de textura simplectítica (figura 46).

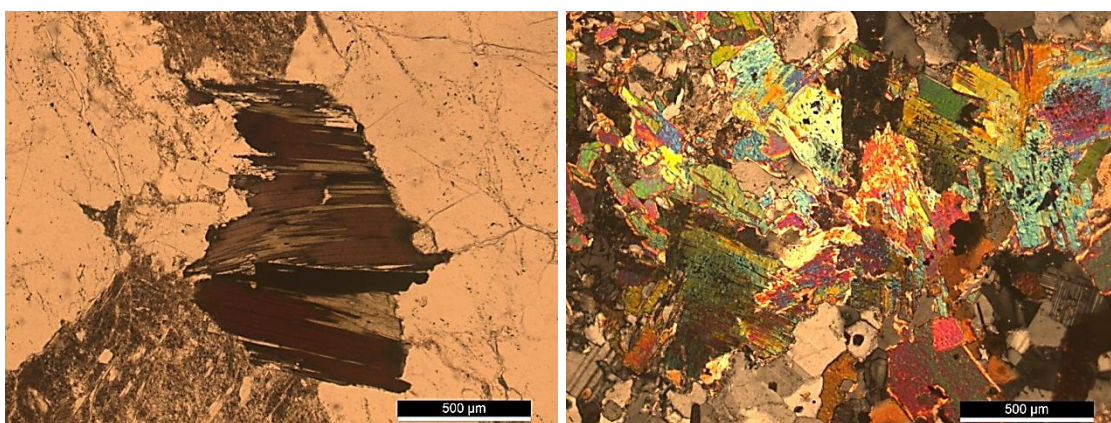


Figura 45 – *Kink* e cloritização da biotite (à esquerda). Agregados de grãos subédricos de biotite e moscovite (à direita). Fotografia da esquerda tirada em LPP e a da direita em LPX.

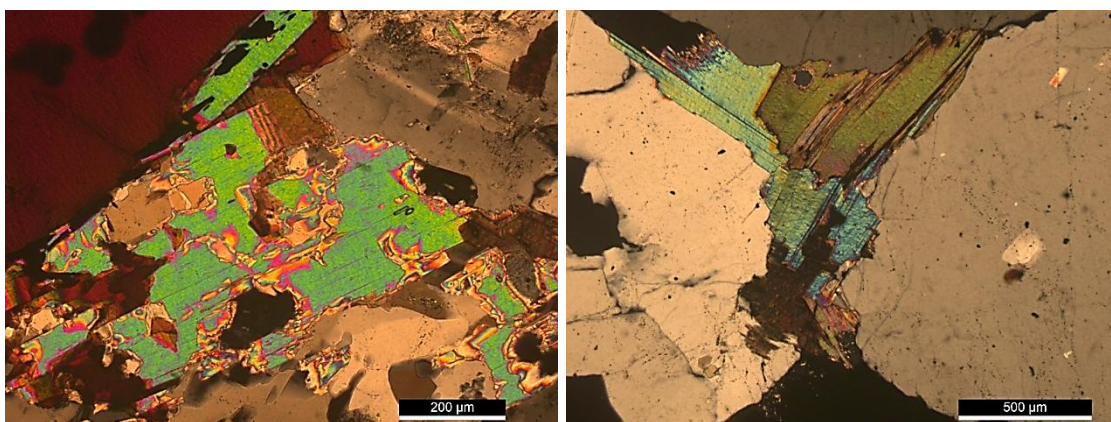


Figura 46 – Moscovite com simplectites no contacto com quartzo e microclina (à esquerda). Agregado de grãos subédricos de moscovite e biotite (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

A **apatite** é das fases minerais acessórias mais comuns e aparece em grande número como pequenos cristais hexagonais euédricos inclusos sobretudo na biotite mas também nos feldspatos. Nalgumas amostras pode ocorrer em cristais de maior dimensão, com forma anédrica, arredondada. Aparece sempre mais ou menos fraturada (figura 47).

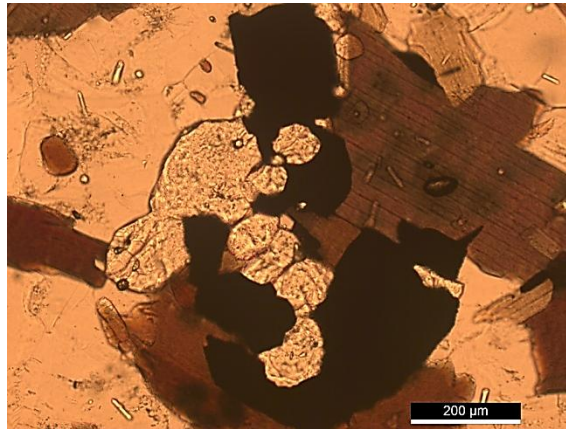


Figura 47 – Cristais de apatite associados a biotite e a opacos. Fotografia tirada em LPP.

O **zircão** aparece essencialmente incluído na biotite rodeado por halos pleocróicos mas existe também como pequenos cristais prismáticos euédricos na biotite ou nas plagioclases. A **monazite** ocorre de forma idêntica, mas em menor quantidade e os cristais são de menor dimensão (figura 48).



Figura 48 – Inclusões prismáticas de apatite, zircão e monazite em biotite. Fotografia tirada em LPX.

Os opacos aparecem com forma e dimensão muito variáveis e estão quase sempre associados à biotite. São sobretudo ilmenite.

O **epídoto** é das fases minerais mais raras e aparece essencialmente com hábito euédrico sempre associado à biotite.

O **rútilo** é raro (aparece apenas nas amostras de Quinta de Linhares) e quando ocorre está associado à biotite alterada e apresenta sempre hábito acicular (figura 49).

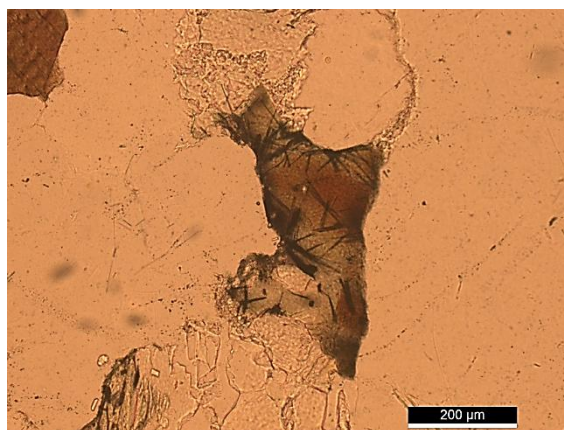


Figura 49 – Inclusões aciculares de rútilo num grão de biotite com alteração em clorite. Fotografia tirada em LPP.

A **turmalina** aparece em cristais de hábito tabular, forma subédrica ou anédrica e apresenta cor amarelo-acastanhada. Está frequentemente associada ao quartzo, aos feldspatos ou à biotite (figura 50).

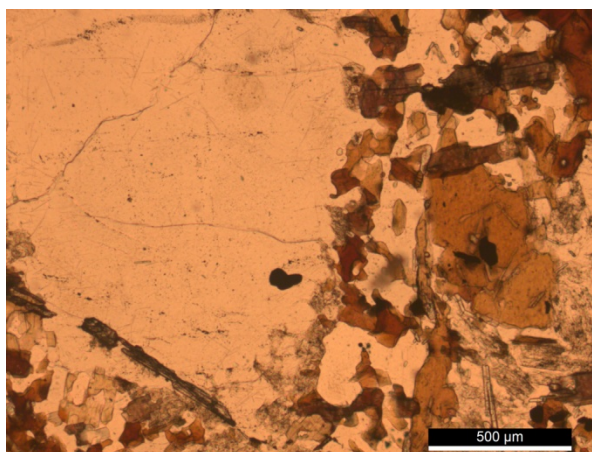


Figura 50 – Destaque para os cristais de turmalina associados a biotite e quartzo. Fotografia tirada em LPP.

4.6. $\gamma\Delta_4$ – Granodiorito de grão médio de tendência porfiróide (granodiorito de Guimarei)

Para estudar a petrografia da fácies granitóide $\gamma\Delta_4$, foi observada em microscopia ótica de transmissão a amostra 98-103 (Outeiro de Vila).

A fácies em questão corresponde a uma rocha mesocrata de tendência porfiróide com matriz de grão médio, alotriomórfica (2mm – 500 μm). Macroscopicamente é possível identificar quartzo, feldspatos e biotite (figura 51).



Figura 51 – Amostra de mão da fácies $\gamma\Delta_4$.

4.6.1. Microscopia

O **quartzo** é o mineral essencial mais abundante ocorrendo na matriz em grãos anédricos. Os contactos entre grãos são ondulados ou irregulares. Os agregados policristalinos são raros, mas a extinção ondulante está bem desenvolvida, sobretudo nos cristais maiores. São visíveis planos de inclusões fluidas, no entanto estas ocorrem sobretudo de forma dispersa. O quartzo pode apresentar inclusões de moscovite e biotite principalmente, e por sua vez pode estar incluso em plagioclase ou microclina. (figura 52).

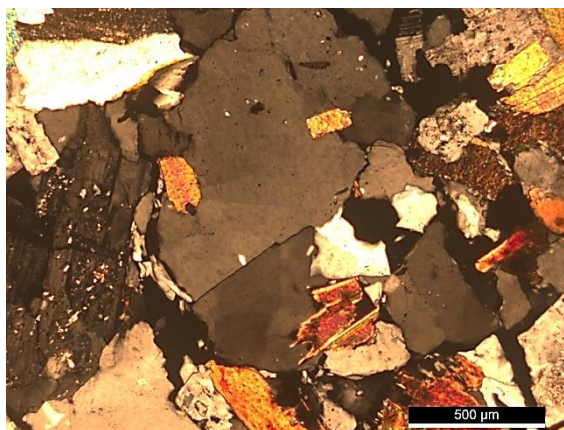


Figura 52 – Fotografia alusiva à granulometria geral da amostra. O quartzo tem extinção ondulante forte. Fotografia tirada em LPX.

A **plagioclase** é mineral essencial abundante, ocorre na matriz como cristais tabulares, com forma essencialmente subédrica, sendo que alguns cristais são de tendência euédrica; ou como micromegacristais. Podem apresentar inclusões de quartzo, biotite, moscovite e mais raramente zircão, e por sua vez podem estar inclusos nos megacristais de microclina. Entre cristais de plagioclase é frequente encontrar agregados de grãos subédricos. A alteração nas plagioclases é incipiente, mas o zonamento composicional pode ser bastante intenso (figura 53). Todos os grãos têm macla polissintética. Composicionalmente, estas plagioclases são oligóclases.

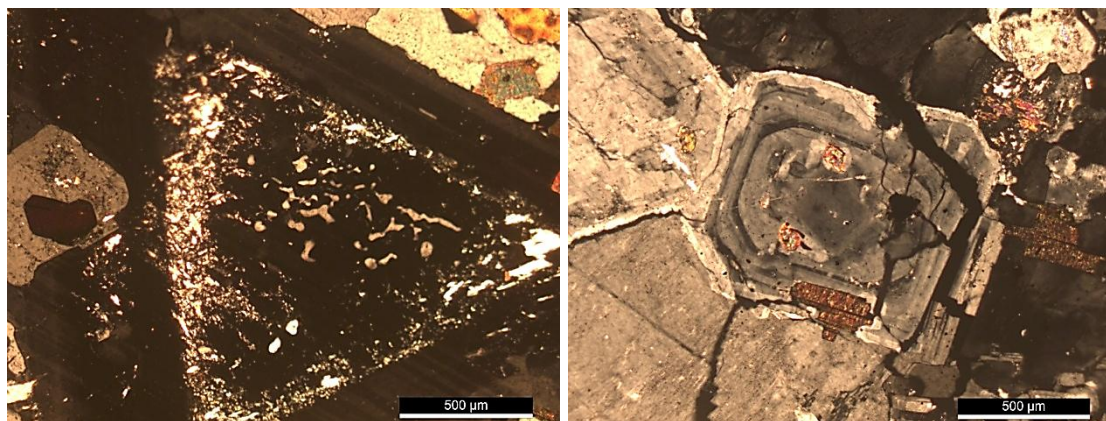


Figura 53 – Alteração por sericitização na plagioclase e mirmequite (à esquerda). Zonamento composicional (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

O **feldspato potássico**, outra fase mineral essencial abundante, existe como cristais médios na matriz ou como megacristais, os quais são raros nesta fácies. Ocorre sobretudo como ortoclase microclinizada. Apresenta hábito tabular e forma essencialmente anédrica. Os megacristais apresentam frequentemente inclusões de quartzo, plagioclase, biotite e moscovite (e mais raramente também de apatite). A alteração é incipiente mas dá-se sobretudo por caulinização, sendo que a albitização

também é visível. Apresenta sempre macla em xadrez e pertites em vénula (figura 54). Por vezes observam-se fraturas associadas à albitização podendo estas estar preenchidas por moscovite.

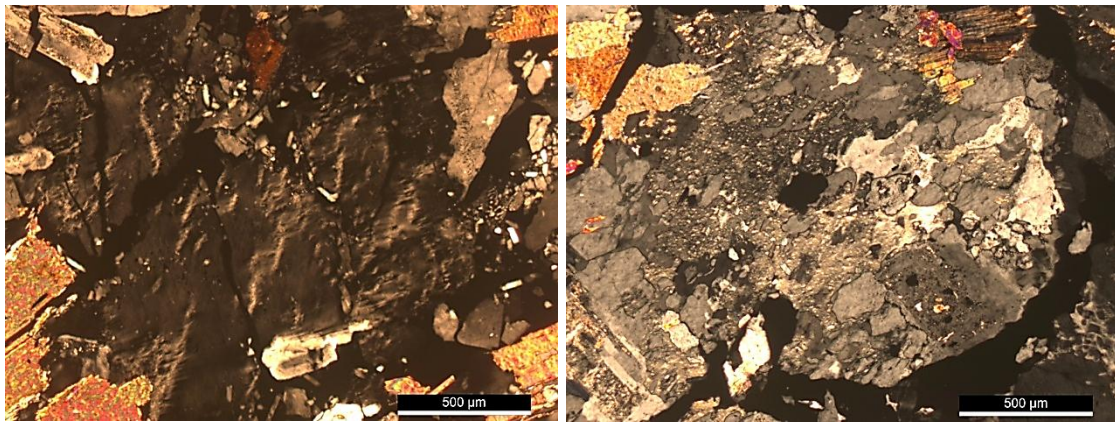


Figura 54 – Destaque para as vénulas pertíticas na microclina (à esquerda). Alteração por caulínização (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

A **biotite** e a **moscovite** ocorrem como fases minerais acessórias frequentes e em proporções quase idênticas (com predomínio da biotite). A moscovite e a biotite ocorrem com hábito tabular ou lamelar, forma essencialmente subédrica, e por vezes em finas palhetas na matriz. Tendem ambas a aparecer em agregados de grãos subédricos. A biotite pode apresentar inclusões de apatite e outros acessórios, e por sua vez tende a estar incluída no quartzo e nos feldspatos. A alteração na biotite dá-se sobretudo por cloritização, sendo que alguns cristais estão completamente alterados (figura 55).

A moscovite é sobretudo secundária e ocorre sempre associada à clorite (resultante da alteração da biotite). A moscovite secundária pode estar também associada às fraturas na microclina onde se nota um desenvolvimento fraco da textura simplectítica (figura 56).

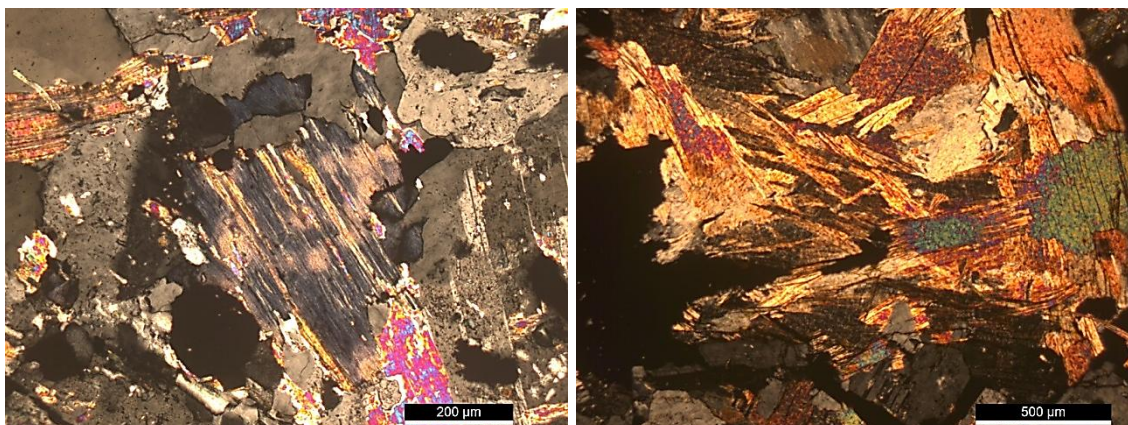


Figura 55 – Cloritização (à esquerda). Agregados de grãos subédricos de biotite (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

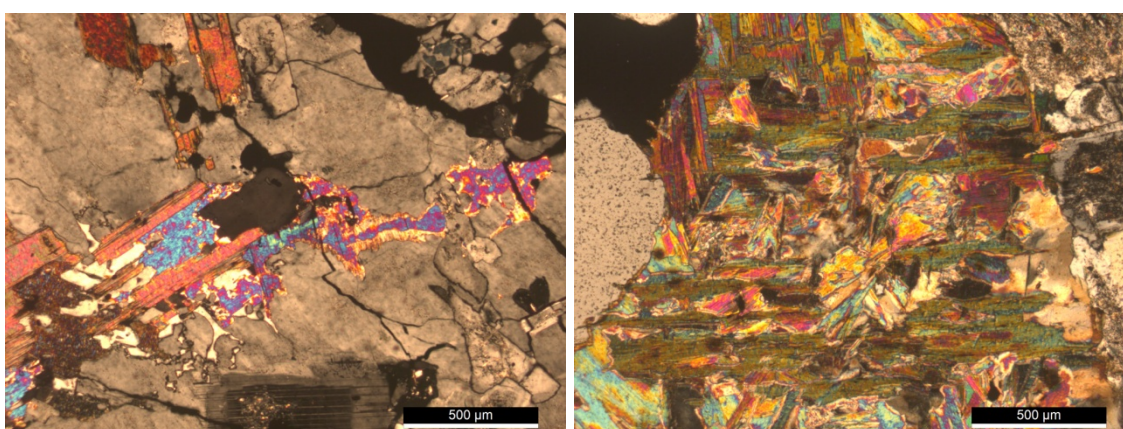


Figura 56 – Moscovite a preencher fraturas na microclina (à esquerda). Agregados de grãos subédricos de moscovite e biotite (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

A **apatite** é fase mineral rara que ocorre em cristais prismáticos de tendência euédrica, essencialmente associada à biotite podendo estar também associada ao quartzo e aos feldspatos (figura 57).

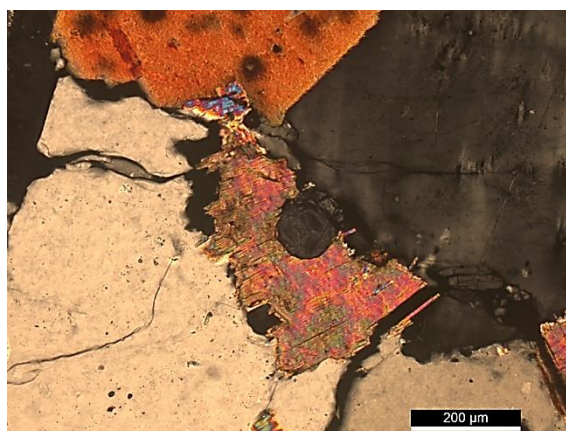


Figura 57 – Inclusão de apatite hexagonal em biotite. Fotografia tirada em LPX.

O **zircão** e a **monazite** ocorrem inclusos na biotite em cristais prismáticos euédricos e rodeados por halos pleocróicos. Ambos são fases minerais raras, sendo que a monazite é mais rara (figura 58).

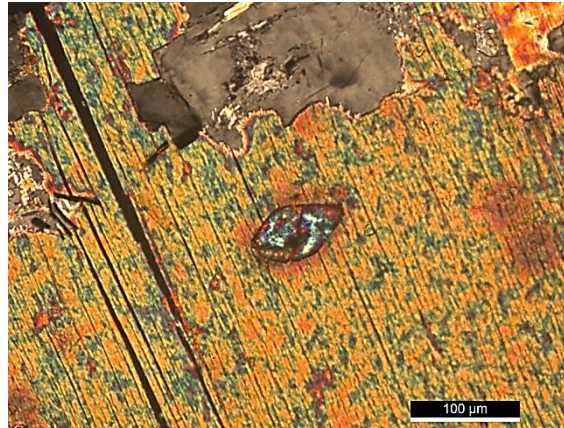


Figura 58 – Inclusão de zircão prismático em biotite. Fotografia tirada em LPX.

4.7. γ_f – Monzogranitos de grão fino, de duas micas, com biotite dominante (granitos de Fafe e Sendim)

As amostras 85-33 (Gondim) e 85-56 (Socorro – Fafe) foram as observadas em microscopia ótica de transmissão para estudar a petrografia da fácies granítica γ_f .

Trata-se de uma fácies de grão fino a médio, sendo o grão mais fino em Gondim e médio em Fafe. Texturalmente são rochas meso a leucocratas, por vezes de tendência porfiróide com escassos megacristais de feldspato potássico (1-2 cm), e matriz essencialmente alotriomórfica (1mm – 300 μ m). Macroscopicamente é possível distinguir quartzo, feldspatos e biotite (figura 59). As amostras de mão desta fácies apresentam alguma alteração amarelo-alaranjada.



Figura 59 – Amostra de mão da fácies γ_f .

4.7.1. Microscopia

O **quartzo** é o mineral essencial mais abundante e ocorre essencialmente sob a forma de grãos médios a finos na matriz com hábito predominantemente anédrico, podendo também ser euédrico. Os contactos entre grãos são sobretudo irregulares ou serrilhados. Nas amostras de grão médio (85-56: Fafe) existem muitos agregados policristalinos e os aspetos de textura mirmequítica são comuns, enquanto os intercrescimentos simplectíticos são praticamente inexistentes.

Muitas vezes o quartzo aparece incluso em microclina e plagioclase e por sua vez pode apresentar inclusões de biotite e moscovite (sobretudo). É frequente os grãos maiores apresentarem extinção ondulante fraca e de um modo geral os cristais de quartzo são bastante ricos em planos de inclusões fluidas. Mais uma vez, o quartzo é o mineral essencial mais abundante (figura 60).

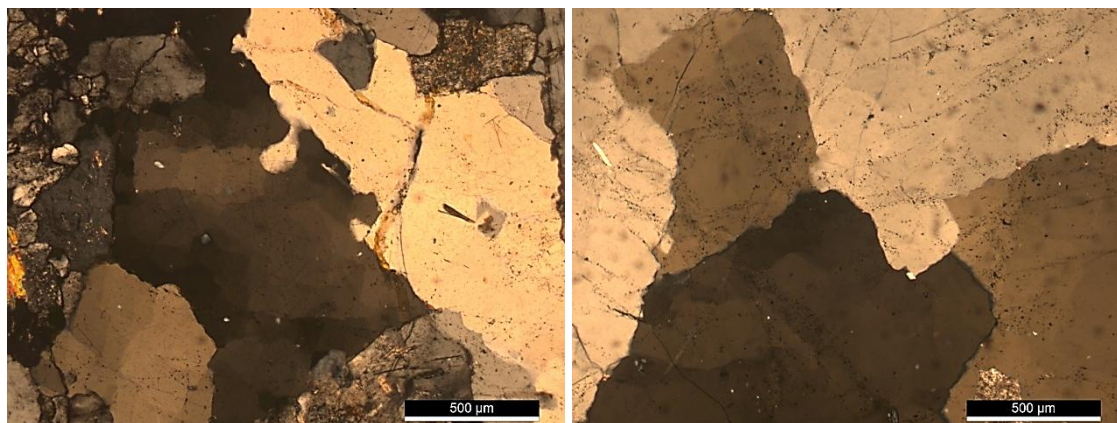


Figura 60 – Extinção ondulante e agregados poligranulares em quartzo. Na imagem da direita também é possível observar planos de inclusões fluidas. Fotografias tiradas em LPX.

A **plagioclase** é também mineral essencial abundante. Ocorre na matriz em grãos de hábito tabular, anédricos ou subédricos, ou como megacristais, sempre de menor dimensão que os megacristais de feldspato potássico. Apresenta frequentemente inclusões de quartzo, apatite e moscovite, e pode aparecer incluída na microclina. A maioria dos cristais mostra-se intensamente alterados em sericite ($\pm$ calcite) de tal forma que nos grãos mais alterados não é possível observar nem maclas polissintéticas, nem zonamento composicional. Nos cristais menos alterados, é possível observar zonamento, cuja intensidade é variável. Apenas nas amostras de grão médio as plagioclases podem apresentar mirmequites e maclas de Carlsbad. Quanto à composição são oligoclases ou andesinas (figura 61).

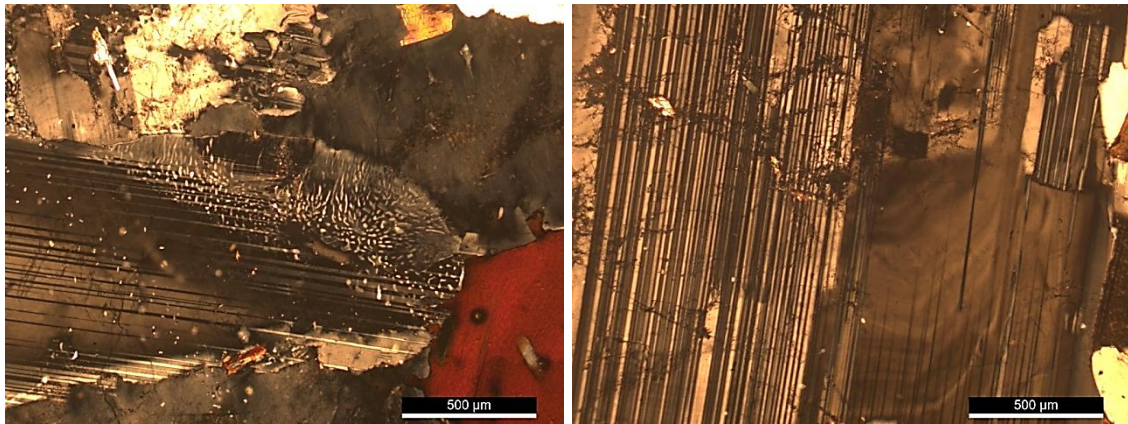


Figura 61 – Mirmequite no contacto entre plagioclase e microclina (à esquerda). Zonamento e maclas polissintéticas (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

O **feldspato potássico** é um outro mineral essencial e é abundante nesta fácies ocorrendo quer em megacristais, quer na matriz. A maioria dos cristais são de ortóclase microclinizada, sendo possível encontrar ortóclase não alterada. Os cristais da matriz podem apresentar dimensões variadas, e ocorrem com hábito tabular e forma anédrica. Os megacristais apresentam frequentemente inclusões de outros minerais como quartzo, plagioclases, moscovite e apatite. De um modo geral, os cristais apresentam macla em xadrez e pertites (figura 62); os menos microclinizados têm também macla de Carlsbad. A maioria dos feldspatos mostram-se fraturados e a alteração dá-se sobretudo por albitização e/ou por caulinização. No contacto com a plagioclase é frequente encontrar mirmequites, e simplectites junto a moscovite para algumas amostras. Pontualmente, é possível observar contactos corroídos com o quartzo.

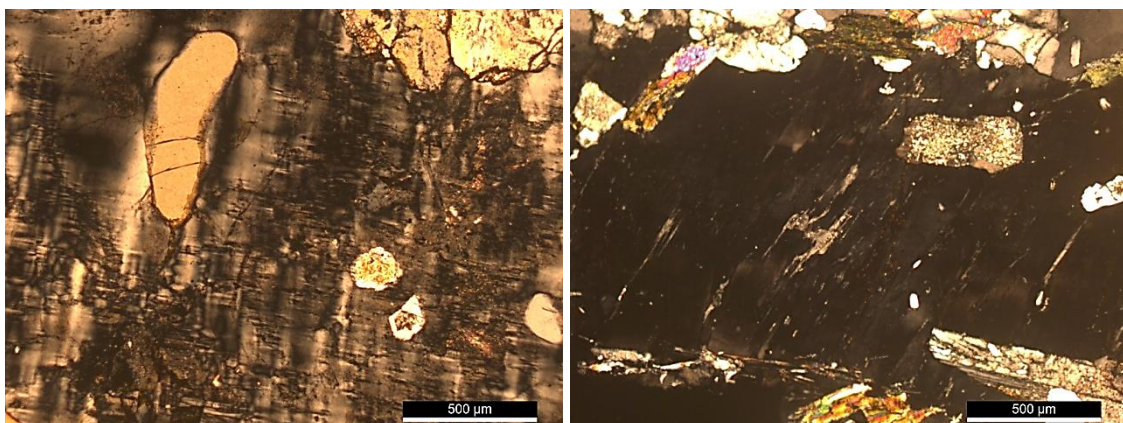


Figura 62 – Macla em xadrez (à esquerda). Vénulas pertíticas em microclina (à direita). Nas duas imagens é possível observar inclusões de grãos menores na microclina como quartzo, plagioclase, biotite e moscovite. Fotografias tiradas em LPX.

A **biotite** no granito de Fafe ocorre não alterada e é mais abundante que a moscovite. Tem hábito tabular ou lamelar, forma subédrica ou anédrica. Tende a apresentar inclusões de outros minerais acessórios como apatite e zircão. Muitos grãos ocorrem em agregados subédricos, sendo que nesses agregados é mais fácil de encontrar moscovite secundária. A alteração por cloritização está bem desenvolvida (figura 63). Nas amostras de Gondim, a biotite encontra-se completamente alterada em clorite.

A **moscovite**, nas amostras de Gondim, é sempre primária e apresenta hábito tabular a planar e forma essencialmente subédrica. Nestas amostras, a moscovite é mineral acessório frequente. Aparece essencialmente em agregados de grãos subédricos com a clorite, sugerindo que esta última tenha resultado da alteração da biotite que foi completamente afetada – por esse mesmo motivo, os halos pleocróicos e os minerais opacos nalgumas amostras aparecem sobretudo associados à clorite. A moscovite pode aparecer inclusa nos feldspatos (quer microclina, quer plagióclases). No contacto com plagióclase é frequente encontrar texturas simplectíticas.

Já a moscovite nas amostras de Fafe, é essencialmente secundária. A moscovite primária é muito escassa e ocorre em grãos muito finos junto a plagióclase ou biotite. A moscovite secundária é igualmente fina e aparece sempre junto da clorite. Os aspetos de textura simplectítica observam-se mais facilmente com os feldspatos do que com quartzo (figura 64).

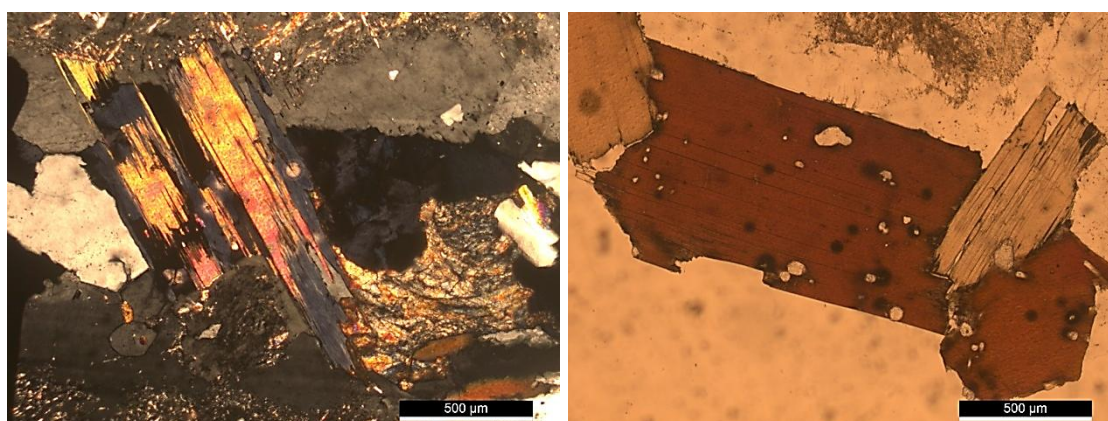


Figura 63 – Alteração na biotite por cloritização (à esquerda). Destaque para as inclusões de apatite, zircão e monazite (à direita). Fotografia da esquerda tirada em LPX e a da direita em LPP.

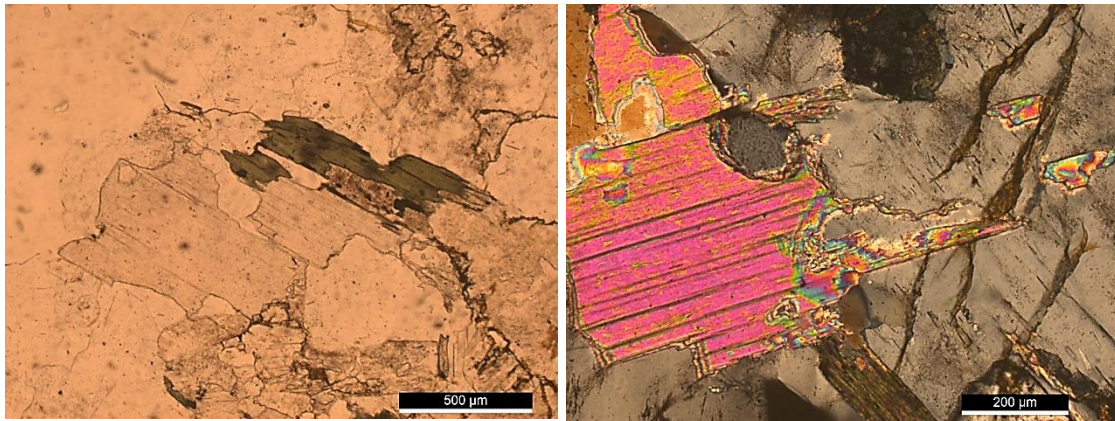


Figura 64 – Clorite de alteração de biotite associada a moscovite (à esquerda). Cristal de moscovite primária com inclusão de apatite, e simplectites no contacto com microclina (à direita). Fotografia da esquerda tirada em LPP e da direita em LPX.

A **apatite** é fase mineral acessória rara nas amostras de Gondim, mas muito frequente nas amostras de Fafe, e ocorre sobretudo como pequenos cristais euédricos ou arredondados, prismáticos e muito fraturados, podendo estar associada ao quartzo ou incluída nos feldspatos (figura 65).

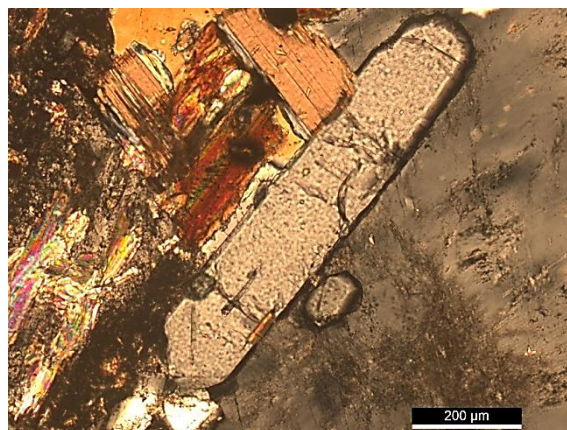


Figura 65 – Apatite prismática em contacto com biotite e microclina. Fotografia tirada em LPX.

A **monazite** é muito rara e aparece em pequenos cristais arredondados incluídos na biotite (figura 66).

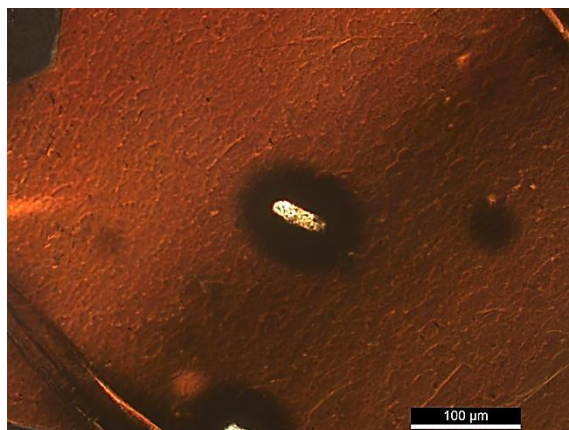


Figura 66 – Cristal de monazite incluído em biotite. Fotografia tirada em LPX.

O **zircão** aparece só incluído na biotite e clorite (resultante da alteração completa da biotite prévia) rodeado por halos pleocróicos.

Os minerais opacos aparecem só associados à clorite e têm forma anédrica ou subédrica e são sobretudo ilmenite.

4.8. γ_{m1} – Monzogranitos de grão médio de tendência porfiróide, de duas micas, com o predomínio da biotite (granitos de Airão, Aves e Roriz)

As amostras 84-7 (Tapada – Joane), 84-10 (Sta. Maria de Oliveira), 84-60 (Portela), 98-32 (Monte de São Gonçalo), 98-116 (a NE de Alto da Varanda) e 99-15 (Amparo) foram as observadas em microscopia ótica de transmissão para estudar a petrografia da fácies granítica γ_{m1} .

Esta fácies corresponde macroscopicamente a rochas mesocratas porfiróides ou de tendência porfiróide com megacristais de feldspato potássico com dimensão em geral entre 0,5 e 3 cm, podendo por vezes apresentar dimensão decimétrica (≈ 20 cm). A matriz é de grão médio e hipautomórfica (2mm a 500 μ m). Além do feldspato potássico, está presente quartzo, plagioclase, biotite e moscovite, sendo a biotite a mica mais abundante. É possível observar por vezes uma ligeira orientação dos megacristais e agregados de minerais máficos. Esta fácies apresenta também enclaves melanocratas, de tamanho variável, fracamente granitizados (figura 67).



Figura 67 – Amostra de mão da fácies γm_1 . Na figura é possível observar o granito propriamente dito, um enclave melanocrata fracamente granitizado e cumulos de megacristais de feldspato potássico.

4.8.1. Microscopia

O **quartzo** aparece como mineral mais abundante em todas as amostras. Apresenta quase sempre hábito anédrico e ocorre em cristais de grão médio na matriz, sendo que os contactos entre grãos podem ser rectos ou irregulares. Pode ter também hábito subédrico e ocorre muitas vezes em agregados policristalinos. Apresenta frequentemente extinção ondulante (figura 68), e é rico em inclusões fluidas (as quais por sua vez ocorrem sobretudo de forma dispersa).

As formas de ocorrência são diversas. Aparece muitas vezes incluso em cristais de plagioclase ou de microclina, observando-se contactos lobados. Por sua vez, pode conter por vezes inclusões de biotite e apatite; é também possível observar múltiplas inclusões aciculares de fibrolite e/ou rútilo. Em algumas amostras foi possível observar mirmequites nos contactos com plagioclase e microclina, e nos contactos com moscovite são frequentes intercrescimentos simplectíticos. Por vezes observam-se também contactos corroídos junto a microclina ou plagioclase (figura 68).

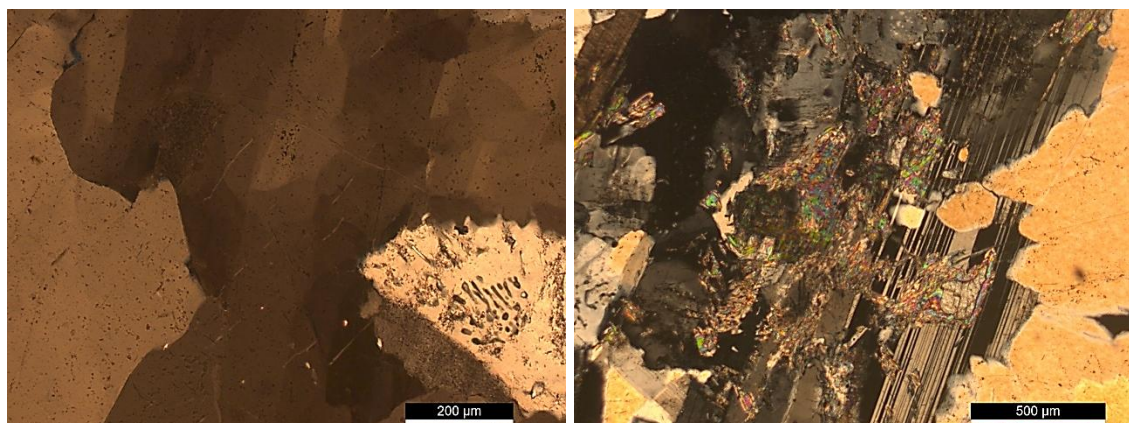


Figura 68 – Quartzo com extinção ondulante e quartzo em mirmequites (à esquerda). Contactos corroídos no contacto com plagioclase (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

A **plagioclase** aparece como cristais prismáticos, subédricos a anédricos, de dimensões idênticas e grão médio. Tal como o quartzo é mineral essencial abundante nas amostras. Apresenta frequentemente inclusões de quartzo, moscovite e biotite. Está comumente alterada em sericite, à qual se associa por vezes calcite, principalmente no núcleo. Todos os grãos apresentam macla polissintética, alguns têm zonamento oscilatório e poucos apresentam ainda macla de Carlsbad. Sobretudo no contacto com feldspatos potássicos é possível encontrar mirmequites, as quais podem ocorrer em orlas ou lobos. Nas amostras em que os grãos se mostram mais fraturados, as fraturas tendem a ser preenchidas por biotite e moscovite. Quanto à composição, estas plagioclases correspondem a oligoclases ou mais raramente andesinas; muitas vezes não é possível determinar a composição, porque o zonamento nos grãos é muito intenso (figura 69).

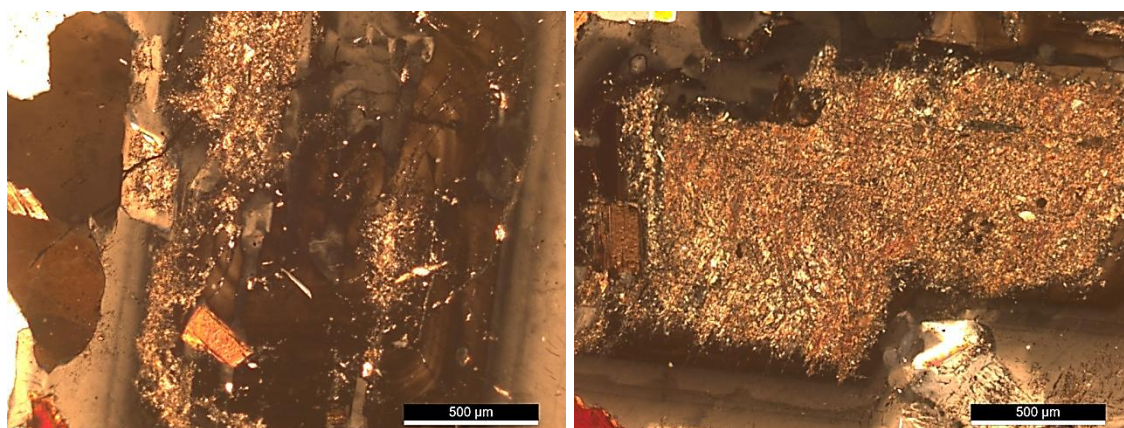


Figura 69 – Zonamento oscilatório em plagioclase (à esquerda). Alteração intensa do mineral por sericitização (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

O **feldspato potássico** é também abundante, e ocorre em megacristais na generalidade das amostras podendo também ocorrer na matriz. Os cristais são em geral de hábito prismático/tabular a anédrico. A maioria dos cristais é de microclina (resultante da microclinização de ortóclase), embora também se observe alguns cristais de ortóclase não alterada. Os megacristais apresentam frequentemente inclusões de quartzo, plagioclase, biotite e moscovite. Contêm sempre macla em xadrez, pertites em vénulas e nas amostras menos alteradas também é possível observar macla de Carlsbad (figura 70). A microclina está sempre ligeiramente fraturada e alterada em caulinite. Frequentemente os grãos da matriz exibem moscovitização. Nalgumas amostras é possível observar aspetos de deformação como extinção ondulante e arqueamento dos planos de macla.

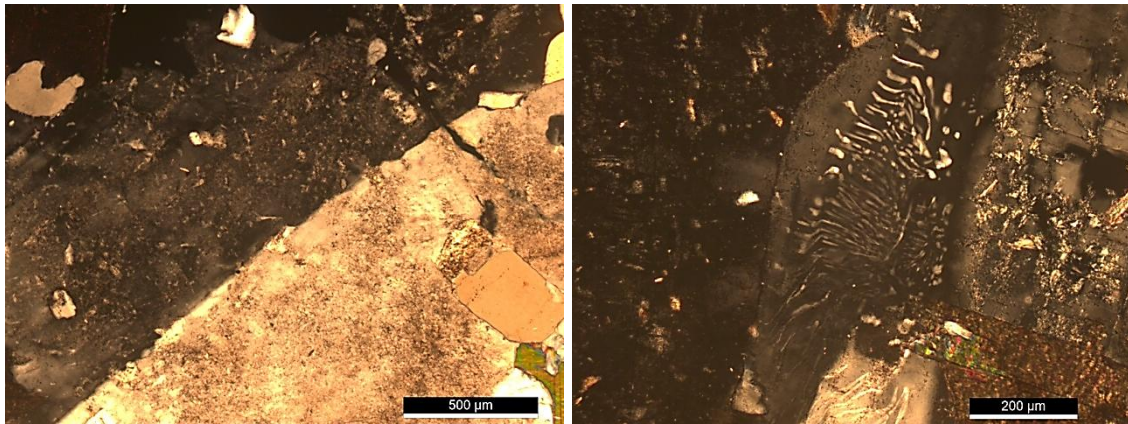


Figura 70 – Aspectos texturais do feldspato potássico: Cristal de ortóclase microclinizada com inclusões de grãos de quartzo e micas, e macla de Carlsbad (à esquerda); mirmequite no contacto entre plagioclase e microclina (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

A **biotite e moscovite** ocorrem em proporções muito distintas, sendo que a biotite é sempre mais abundante que a moscovite. Ambas apresentam geralmente hábito tabular ou planar, subédrico ou anédrico. Quer a biotite, quer a moscovite tendem a ocorrer em agregados de grãos subédricos. As micas, no seu conjunto são frequentes nas amostras desta fácies, no entanto algumas contêm biotite em proporção tão elevada que pode ser considerada essencial. Os dois minerais mostram sempre ligeira extinção ondulante.

Na biotite, a cor de pleocroísmo varia entre amarelo pálido a castanho avermelhado. Evidencia alteração para clorite, com epídoto associado, sobretudo ao longo dos planos de clivagem, observando-se pontualmente alguns cristais completamente cloritizados e com ligeiro arqueamento das clivagens. A biotite possui abundantes halos pleocróicos em torno de cristais de zircão e monazite e, em alguns cristais, é possível observar a sua descoloração (sobretudo ao longo das direcções de clivagem) adquirindo um aspeto idêntico a moscovite (moscovitização). Para além do zircão e da monazite, pode também conter inclusões de apatite e quartzo (figura 71).

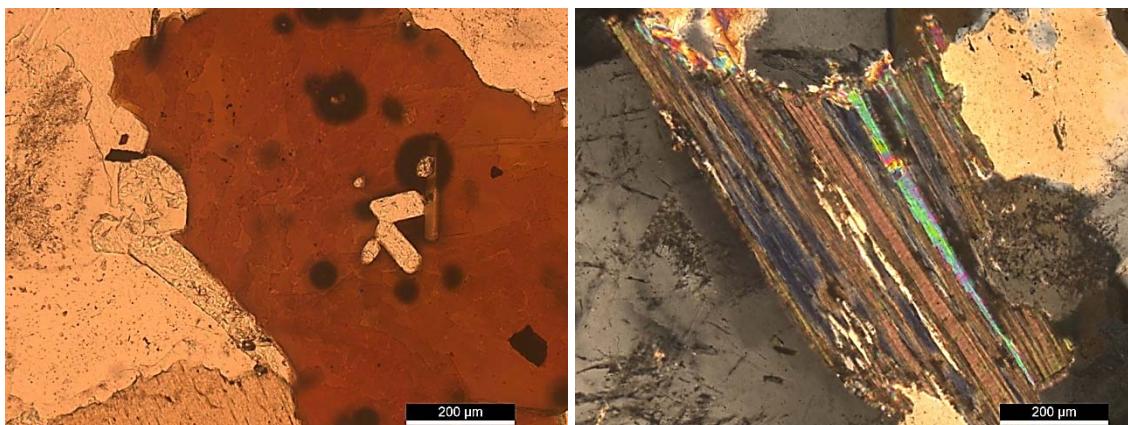


Figura 71 – Cristal de biotite com inclusões de zircão e apatite (à esquerda). Alteração na biotite por cloritização e moscovitização (à direita). Fotografia da esquerda tirada em LPP e a da direita em LPX.

A **moscovite** é sobretudo secundária, intercrescida com o quartzo e a plagioclase em texturas simplectíticas, e associada à biotite e clorite. Os cristais de moscovite primária tendem a ser menores que os da biotite (figura 72).

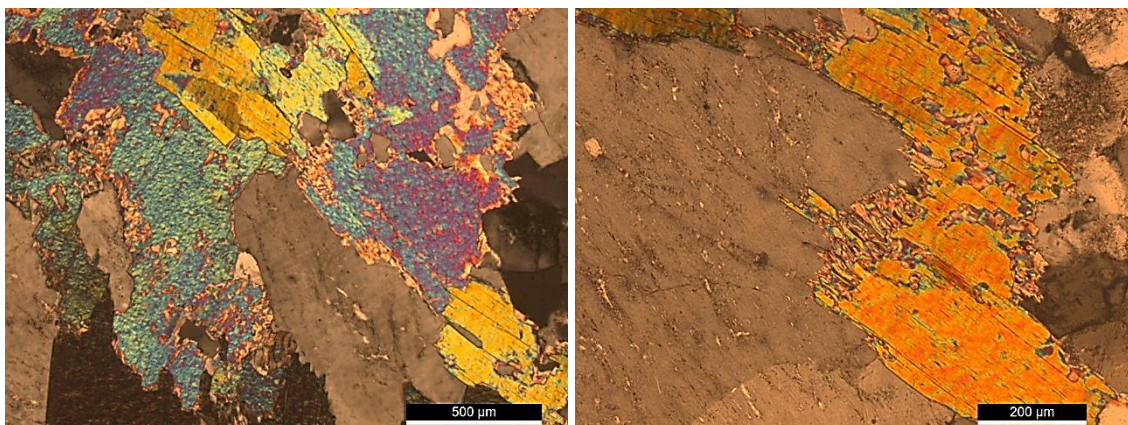


Figura 72 – Agregado de grãos subédricos de moscovite primária (à esquerda). Simplectites desenvolvidas no contacto entre moscovite e microclina (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

O **zircão** é um mineral acessório que aparece sobretudo incluído na biotite e implica halos pleocróicos. Contudo é possível encontrar grãos euédricos prismáticos, incluídos no quartzo e na plagioclase (figura 73).

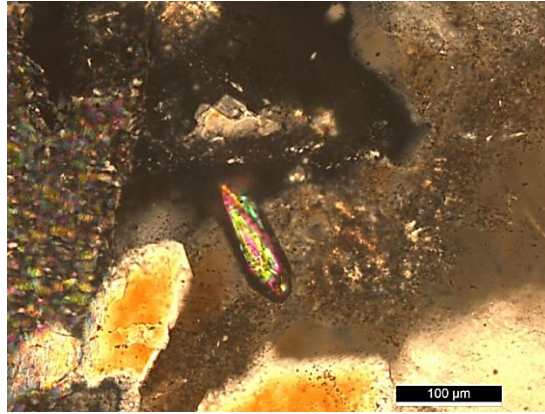


Figura 73 – Cristal de zircão prismático associado a microclina e quartzo. Fotografia tirada em LPX.

A **apatite** é uma outra fase mineral acessória, a qual ocorre como grãos de pequena dimensão, com hábito euédrico a prismático, muito fraturados, sobretudo incluída nos feldspatos e muitas vezes nos contactos com grãos de quartzo e biotite (figura 74).

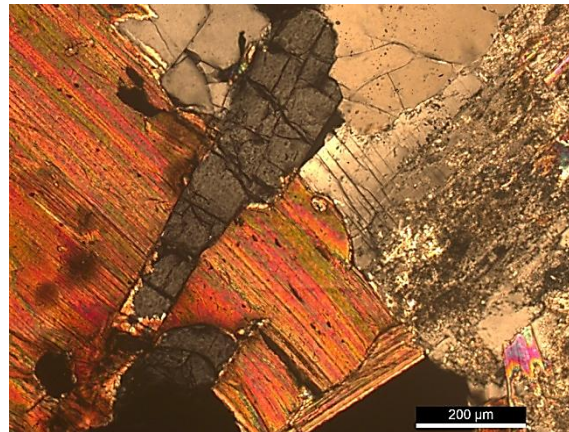


Figura 74 – Destaque para os cristais prismáticos de apatite associados a quartzo e biotite. Fotografia tirada em LPX.

A **monazite** ocorre tal como o zircão, incluído na biotite, mas em cristais de menor dimensão e é mais rara (figura 75).

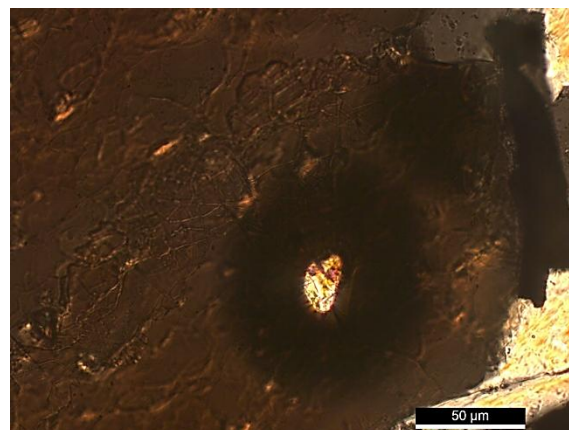


Figura 75 – Halo pleocróico em biotite com cristal de monazite incluído. Fotografia tirada em LPX.

O **epídoto** é muito mais raro. Ocorre associado à biotite e em grãos finos prismáticos euédricos, mais ou menos fraturados.

A **fibrolite** e a **andaluzite** são pouco frequentes nesta fácies, aparecendo apenas em duas das amostras estudadas (98-32 (São Gonçalo) e 98-116 (Alto de Varanda)). A fibrolite ocorre em grãos finos de hábito acicular e está associada sempre à moscovite primária. A andaluzite é menos abundante, aparece também associada à moscovite, e ainda ao quartzo e às plagioclases e tem hábito essencialmente anédrico e prismático. Os cristais de andaluzite tendem a formar orlas simplectíticas com a moscovite hospedeira (figura 76).

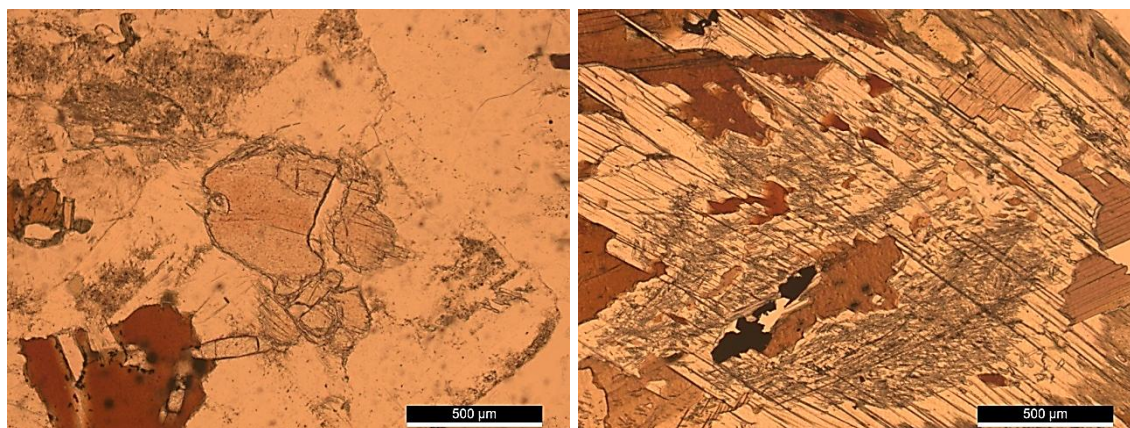


Figura 76 – Cristal de andaluzite no seio de quartzo com tonalidade rosa claro (à esquerda). Agulhas de silimanite (fibrolite) no seio de moscovite primária (à direita). Fotografias tiradas em LPP.

Existem ainda alguns raros grãos de minerais opacos, com forma subédrica ou anédrica, inclusos em biotite ou nos feldspatos, tratando-se essencialmente de ilmenite.

4.9. $\gamma\Delta_3$ – Vaugneritos e quartzonoritos (Vaugneritos de Sapielos, Antime e Silvares e quartzonoritos de Valbom)

As amostras 85-10 (Sapielos, Guimarães), 85-39 (Antime) e 85-60 (Valbom, Fafe) foram as amostras observadas em microscopia ótica de transmissão com o objetivo de estudar a petrografia da fácies $\gamma\Delta_3$.

Macroscopicamente esta fácies é representada por rochas melanocratas, de grão médio (2mm – 500 µm), hipautomórficas e texturalmente inequigranular seriadas por vezes com grandes megacristais de feldspato potássico (3-4 cm ou decimétricos). A olho nu é possível distinguir biotite (a qual ocorre em grande quantidade, tardia),

anfíbolas/piroxenas, feldspatos e quartzo (figura 77). Algumas das amostras exibem fraca granitização. As amostras em questão correspondem a rochas de natureza básica e de composição diorítica, quartzodiorítica ou tonalítica designadas vaugneritos.



Figura 77 – Amostra de mão da fácies $\gamma\Delta_3$.

4.9.1. Microscopia

A **biotite** é a fase mineral essencial mais abundante nestas rochas. Apresenta sempre hábito tabular ou lamelar em cristais de grão médio a grosseiro (2-5 mm) e forma predominantemente subédrica. Frequentemente apresenta inclusões de plagioclase, quartzo e apatite. Associado aos grãos de biotite há sempre uma grande quantidade de cristais de piroxenas e anfíbolas e, mais raramente, alanite e esfena. É comum encontrar agregados de grãos subédricos de biotite onde se nota mais facilmente a cloritização. Toda a moscovite presente, vestigial, é secundária e resulta da transformação da biotite anterior. Nalgumas amostras é possível observar um ligeiro arqueamento na direção de clivagem (figura 78). Nesta fácies, a biotite mostra-se empobrecida em halos pleocróicos.

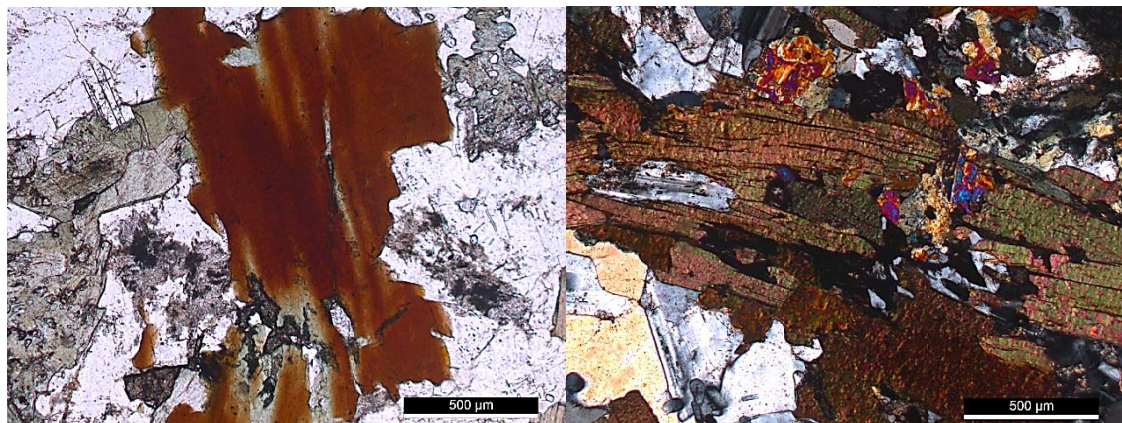


Figura 78 – Grão de biotite com alteração em clorite (à esquerda). Associação de cristais de biotite e piroxena com ligeiro arqueamento na clivagem (à direita). Fotografias tiradas em LPP e LPX, respectivamente.

A **plagioclase** é também fase mineral essencial nas amostras desta fácies. Ocorre em cristais de grão médio e exibe sempre hábito tabular e forma subédrica. Apresentam, em poucas amostras, agregados de grãos subédricos e inclusões de outros minerais como biotite e apatite. Nas amostras menos alteradas, o zonamento nos cristais é fraco, é fácil de observar as maclas polissintéticas e mais raramente macla de Carlsbad. Nas amostras mais alteradas observa-se sericitização à qual se associa moscovitização; nestas mesmas amostras a associação de cristais de plagioclase e piroxena juntamente com os produtos de alteração resultam em texturas sub-ófticas (figura 79). Pontualmente observam-se grãos grosseiros onde são mais comuns as alterações, as inclusões e a macla de Carlsbad. Composicionalmente são andesina-labradorites.

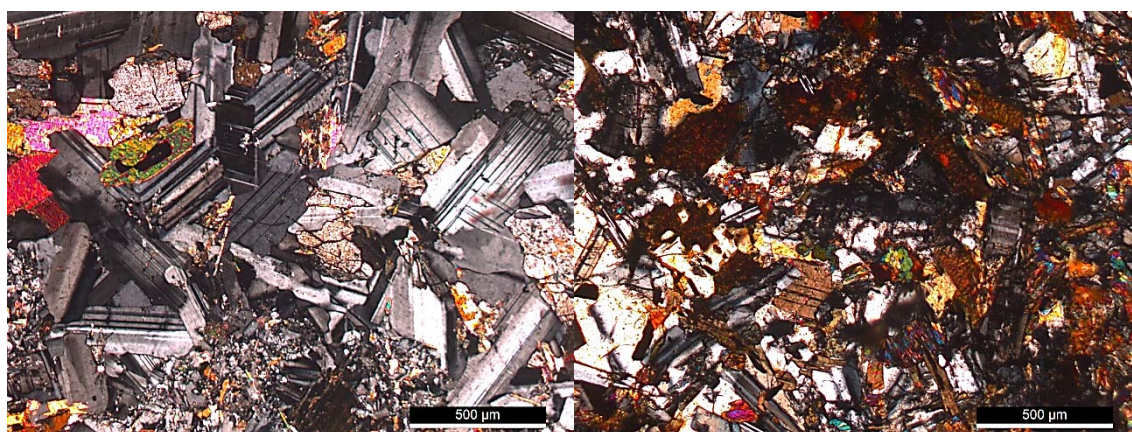


Figura 79 – Trama de cristais subédricos de plagioclase (à esquerda). Aspecto de textura sub-óftica (à direita). Fotografias tiradas em LPX.

As **piroxenas** são fase mineral acessória frequente. Apresentam hábito tabular, forma anédrica e ocorrem em cristais de grão médio ou fino. Estão sobretudo associadas à biotite, mas também à plagioclase. Apresentam cor esverdeada ou são incolores, e quanto às cores de polarização podem ser amarelo ou laranja de 1ª ordem, azul, rosa ou verde de 2ª ordem. Na maioria dos cristais é possível observar apenas uma direção de clivagem. Podem formar agregados com plagioclase em textura sub-óftica e muitas vezes apresentam grãos de alanite e esfena associados. Quanto à composição, tratam-se sobretudo de hiperstena e de augite (figura 80).

Nesta fácies, está também presente **horneblenda** verde, a qual ocorre com hábito idêntico ao das piroxenas (figura 80).

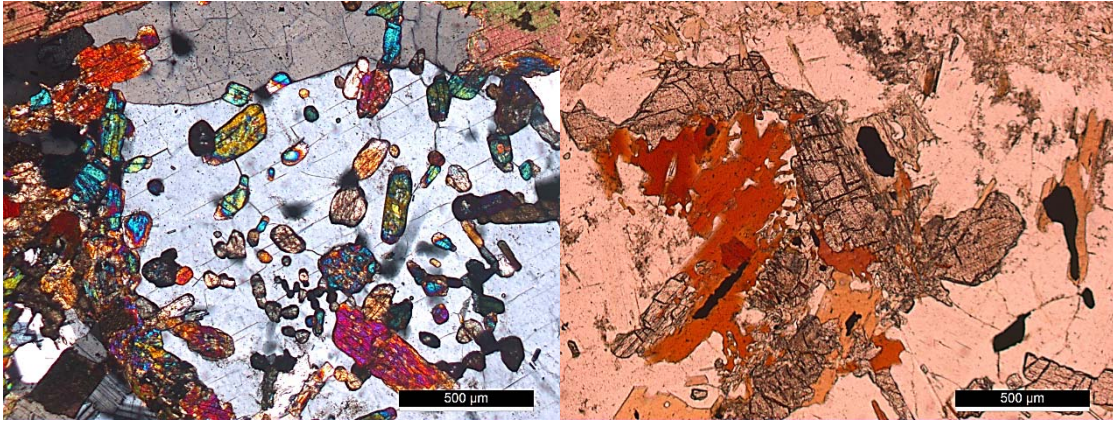


Figura 80 – Inclusões de piroxenas e hornblenda em plagioclase, em textura poicilitica (à esquerda). Grão de hiperstena associada a biotite (à direita). Fotografias tiradas em LPX e LPP, respectivamente.

O **quartzo** nesta fácies é fase mineral acessória frequente. Ocorre em grãos com forma anédrica. Os contactos entre grãos são rectos ou ondulados e tende a aparecer incluso em biotite e em plagioclase (figura 81). A extinção ondulante, se presente, é muito fraca e as inclusões fluidas ocorrem sempre de forma dispersa.



Figura 81 – Fotografia alusiva aos grãos de quartzo na fácies $\gamma\Delta_3$. Tirada em LPX.

A **apatite** é a fase acessória rara mais abundante. Ocorre em pequenos cristais prismáticos, de tendência euédrica, associados sobretudo à biotite, mas também à plagioclase (figura 82).



Figura 82 – Grãos prismáticos de apatite no seio de quartzo, e alanite. Fotografia tirada em LPX.

Nesta fácies, o **zircão** e a **monazite** ocorrem apenas inclusos na biotite em grãos tão pequenos que nem é possível observar halos pleocróicos.

A **alanite** é rara, e está quase sempre associada às piroxenas. Tem forma anédrica e apresenta algumas fraturas (figura 82).

A **esfena** é ainda mais rara que a alanite. O hábito é prismático, a forma subédrica e está sempre associada às piroxenas. Alguns grãos mostram alteração em leucóxena (figura 83).

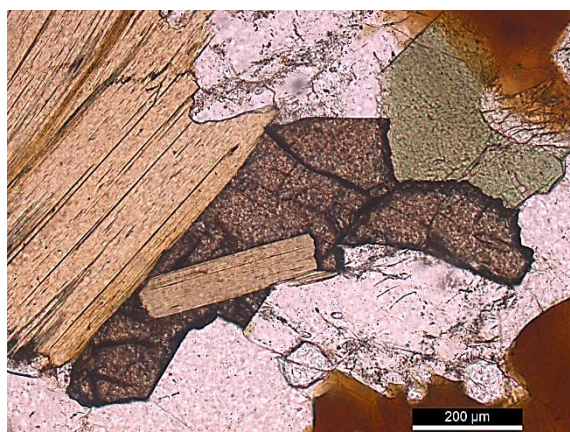


Figura 83 – Grão de esfena associado a biotite. Fotografia tirada em LPP.

4.10. Classificação modal e diagramas QAPF de Streckeisen

Como já referido, no presente estudo adotou-se a nomenclatura e classificação propostas na carta geológica de Guimarães à escala 1:50000. Esta classificação foi elaborada aquando a criação da carta, em 1985, tendo em conta a composição modal das diferentes fácies, determinada pelo professor Montenegro de Andrade. Em baixo é apresentada a tabela com as composições modais das amostras analisadas (tabela 2) e o respectivo diagrama de Streckeisen (1967) obtido através desses dados (figura 84). Segundo a classificação de Streckeisen: a amostra de Lustosa é classificada como um granito alcalino pois só possui feldspatos alcalinos; as amostras de Guimarães, Burgães e Roriz são classificadas em monzogranitos; as amostras de Felgueiras são classificadas em monzogranitos e granodioritos; por fim os vaugneritos são projectados no campo dos granodioritos e quartzodioritos.

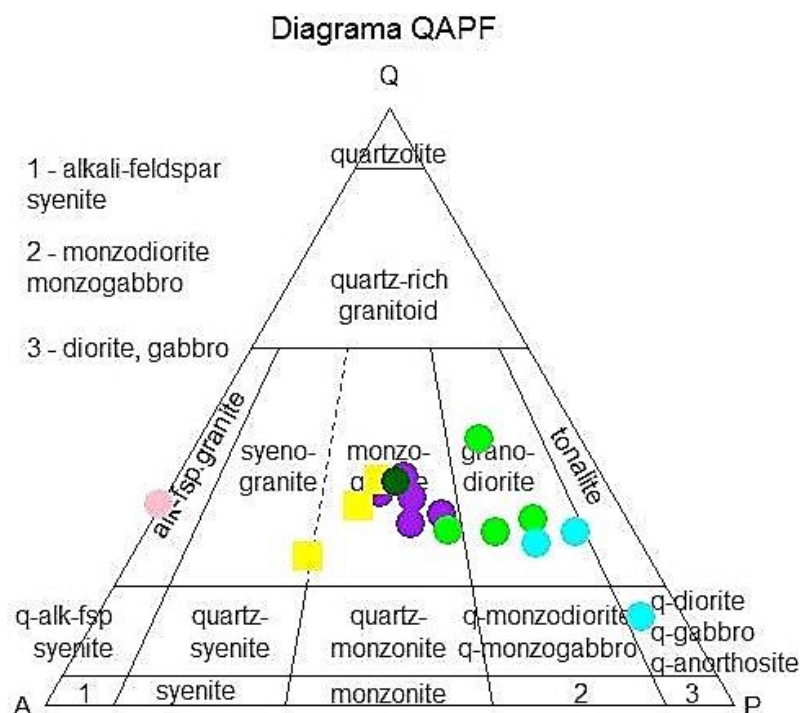


Figura 84 – Parte superior do diagrama QAPF de Streckeisen (1967) das amostras apresentadas na tabela 2. Legenda: **rosa** – Lustosa; **amarelo** – Guimarães; **verde-escuro** – Burgães; **roxo** – Roriz; **verde-claro** – Felgueiras; **ciano** – Vaugneritos.

Tabela 2 – Composições modais de algumas das fácies graníticas da área abrangida pela folha 9-B de Guimarães (adaptado de Andrade et al., 1985).

Amostras	Bustelo 1 (γm_1)	Bustelo 2 (γm_1)	Airão (γm_1)	Roriz (γm_1)	Vilar (γm_1)	Lordelo 1 ($\gamma \pi g$)	Lordelo 2 ($\gamma \pi g$)	Infias ($\gamma \pi g$)	Felgueiras ($\gamma \Delta_1$)	Arreconhas ($\gamma \Delta_1$)	Selho ($\gamma \Delta_1$)	Cruz ($\gamma \Delta_1$)	Antime ($\gamma \Delta_3$)	Teibães ($\gamma \Delta_3$)	Silvares ($\gamma \Delta_3$)	Lustosa ($\gamma' m_2$)	Burgães ($\gamma \pi m$)
Quartzo	26.5	30.7	25.4	27.6	28.9	31.8	28.8	22.2	24.9	25.3	38.4	24.6	20.1	21.4	9.1	30.8	31.1
Feldspato potássico	21.7	29	26.3	23.3	21.8	27.4	32.4	43.8	22.8	10.9	12.5	16.9	11.2	6.1	3.8	61.1	25.3
Plagioclase	34.5	26.5	31.7	28.7	25	25.2	24.9	22.8	37.4	44.9	35	43	42.8	46	49.1	0	26.8
Biotite	14.7	6.8	12.2	18.3	11.5	10.6	0	0	0	17.5	26	14.6	21.6	22	28.6	2.9	0
Moscovite	1.9	6.2	3.5	1.1	11.2	0	0	0	0	0.4	2.5	0.3	0	0	0	1.5	0
Restantes	0.7	0.8	0.9	1	0.8	5	12.8	11.2	14.9	1	0.6	0.6	4.2	4.4	9.4	3.7	16.8

5. Geoquímica

5.1 Introdução

Para o estudo geoquímico foram escolhidas 28 amostras tendo em conta o número de fácies a analisar e a área de afloramento abrangida por cada uma delas. Deste modo foi possível obter teores de elementos maiores, menores e traço, incluindo terras raras, com o objetivo de caracterizar domínios composicionais e estabelecer possíveis evoluções internas.

No total de amostras analisadas 3 são do granodiorito porfiróide, orientado, biotítico (fácies de Felgueiras), 1 do granodiorito de grão fino (fácies de Ronfe), 8 do monzogranito biotítico, porfiróide, de grão grosseiro (fácies de Guimarães), 1 do granito hololeucocrata ortosi-albítico de grão médio (fácies de Lustosa), 5 do monzogranito biotítico, porfiróide de grão médio (fácies de Burgães), 1 do granodiorito de grão médio de tendência porfiróide (fácies de Guimarei), 2 do monzogranito de grão fino, de duas micas, com biotite dominante (fácies de Fafe), 3 do monzogranito de grão médio de tendência porfiróide de duas micas, com predomínio da biotite (fácies de Roriz), 2 do monzogranito de grão médio, de tendência porfiróide, de duas micas, com sulfuretos disseminados (fácies de Eiriz) e 2 de vaugneritos e quartzonoritos (fácies de Antime). A localização das diversas amostras é indicada na figura 85.

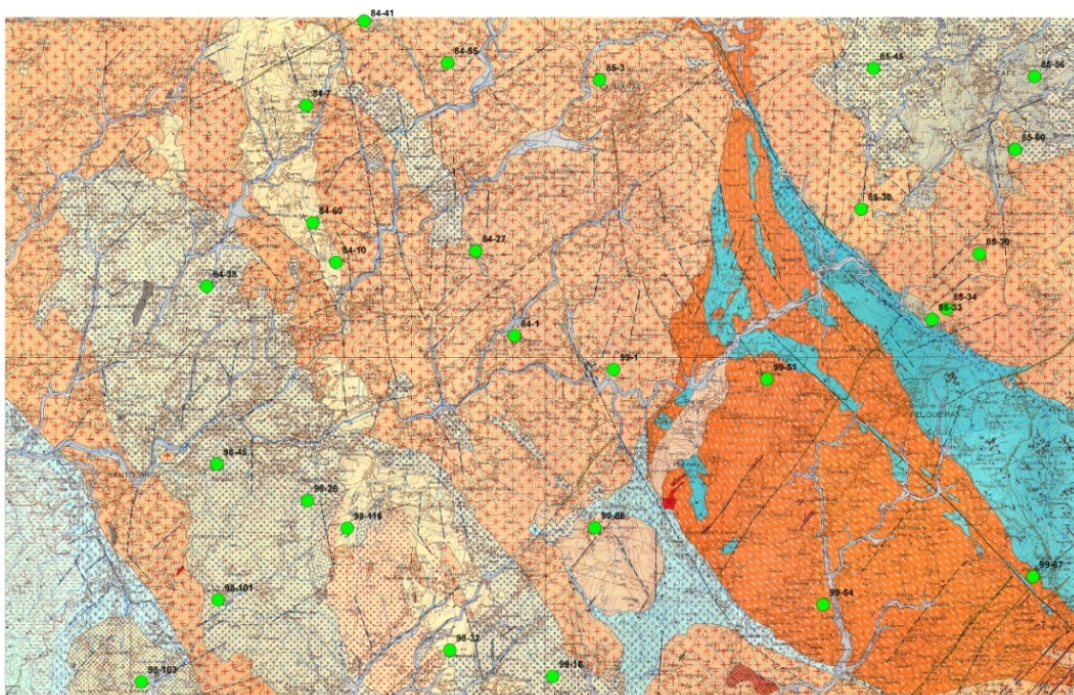


Figura 85 – Localização das amostras enviadas para análise (folha 9-B de Guimarães, escala 1:50000).

5.2 Diagramas de Variação Química

5.2.1. Elementos maiores e menores

Através dos dados obtidos pela análise química efetuada (disponíveis na tabela 3), foi possível proceder à classificação geoquímica e geotectónica das diferentes fácies de rochas plutónicas. Atentando primeiro ao teor em sílica nas diferentes amostras, é possível perceber a diferença entre as várias fácies. De todas, a dos granitos hololeucocratas ortosi-albíticos (Lustosa e Regilde) é a mais ácida ($\%SiO_2 \approx 75,43$) e a mais básica corresponde à fácies dos vauqueritos (Antime, Silvares e Sapielos) e quartzonoritos (Valbom) ($\%SiO_2 \approx 52,11$). As diferentes fácies analisadas apresentam a seguinte ordem decrescente no teor em sílica: Lustosa e Regilde ($\gamma'm_2$) > Fafe e Sendim (γ_f) > Guimarães e Santo Tirso ($\gamma\pi g$), Eiriz (γm_2) > Guimarei ($\gamma\Delta_4$), Airão e Roriz (γm_1) > Ronfe e Souselas ($\gamma\Delta_2$), Burgães e Arões ($\gamma\pi m$) > Felgueiras ($\gamma\Delta_1$) > Antime e Silvares ($\gamma\Delta_3$).

Os diagramas da figura 86 ilustram a variação dos teores em elementos maiores nas diversas fácies, sendo essa variação função do teor em sílica, escolhido como parâmetro de diferenciação (diagramas de Harker). A figura 87 é idêntica à 86, realçando apenas as diferenças entre granitóides sin, tardi e tardi a pós-tectónicos. Os granitóides estudados apresentam gamas composicionais distintas, contudo essa distinção não é clara devido ao reduzido número de análises para algumas das fácies. De acordo com os dados disponíveis é possível perceber que os teores em Na_2O , K_2O e Al_2O_3 apresentam maior variabilidade entre as fácies, seguindo-se os teores em FeO_t , CaO , TiO_2 , MgO e por fim P_2O_5 . Nos granitóides para os quais existem mais análises, o granito de Guimarães aparenta ser o que apresenta maior variação nos teores destes elementos. Para teores idênticos em sílica verifica-se que o granodiorito de Felgueiras é o mais rico em Al_2O_3 , CaO e FeO_t , o granodiorito de Ronfe é o mais enriquecido em MgO e TiO_2 , o granito de Guimarães tem os teores mais altos em K_2O e P_2O_5 , e o granito de Lustosa é o mais rico em Na_2O (granitos ortosi-albíticos). Por sua vez, os vauqueritos, como rochas básicas que são, apresentam os teores mais altos em FeO_t , MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 e até mesmo Al_2O_3 , o que reflecte o seu carácter mais básico e a grande quantidade de minerais máficos. De acordo com Montenegro et al., (1985), os vauqueritos são definidos como rochas de composição diorítica, quartzodiorítica ou tonalítica, ricas em biotite e com elevados teores em Mg e K (no espectro das rochas básicas), sendo de esperar encontrar teores

particularmente elevados nestes elementos – facto que se verifica para o Mg (%MgO $\approx$ 5,71), mas não para o K (%K₂O $\approx$ 3,59).

As análises efetuadas nas diferentes fácies graníticas revelam, para os elementos maiores e menores, tendências evolutivas aparentemente idênticas. Deste modo, acompanhando a tendência crescente do índice de diferenciação (sílica), é possível observar: decréscimo nos teores de determinados elementos como MgO, FeO_t, CaO, TiO₂, P₂O₅ e Al₂O₃ (este último apenas na fácies de Guimarães); e aumento ligeiro nos teores em K₂O também na mesma fácies.

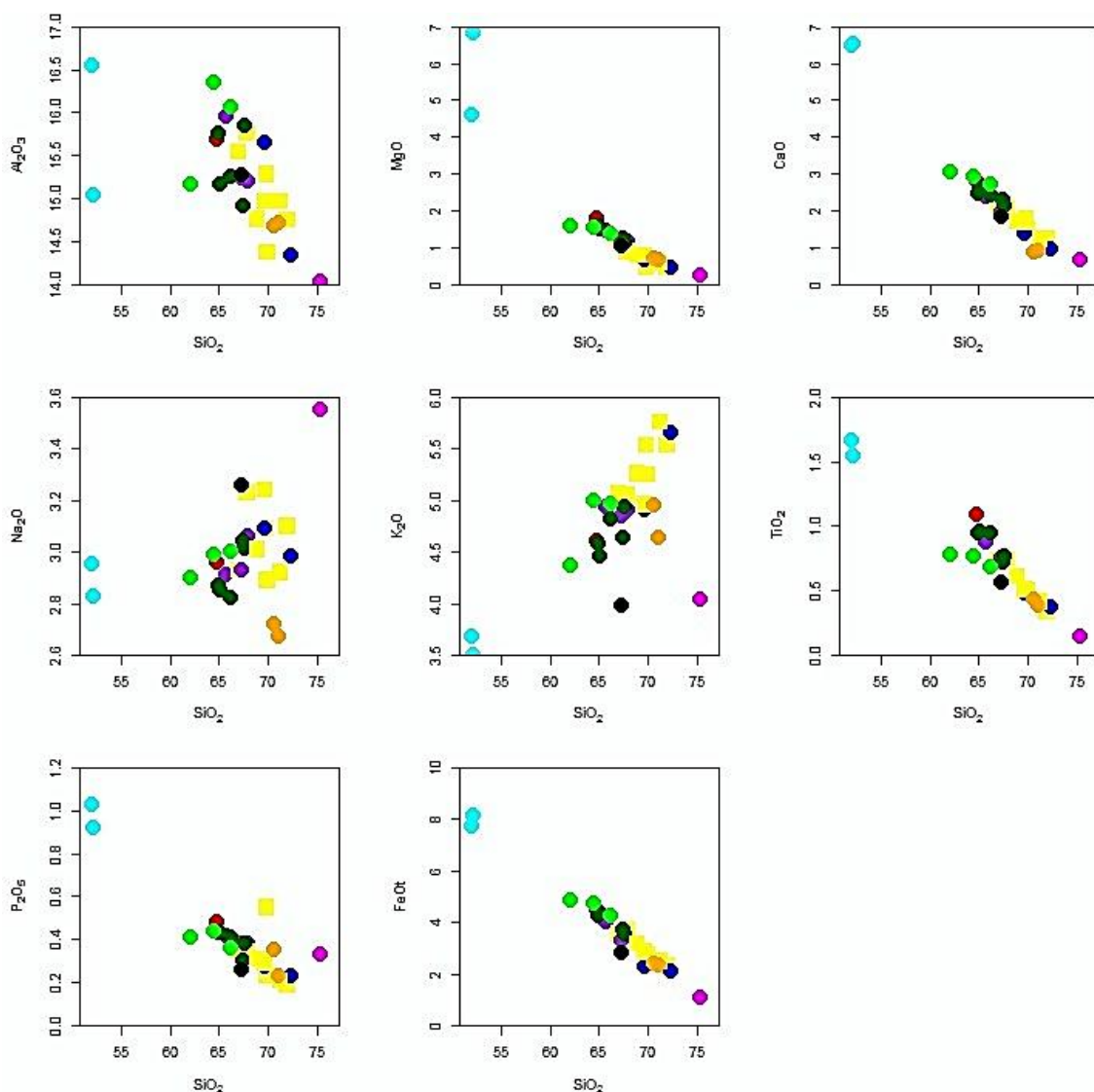


Figura 86 – Diagramas de Harker dos elementos maiores das amostras analisadas. Legenda: Felgueiras – verde-claro; Guimarães – amarelo; Ronfe – vermelho; Burgães – verde-escuro; Roriz – roxo; Fafe – azul-escuro; Vaugneritos – azul claro; Lustosa – rosa; Guimarei – preto; Eiriz – laranja.

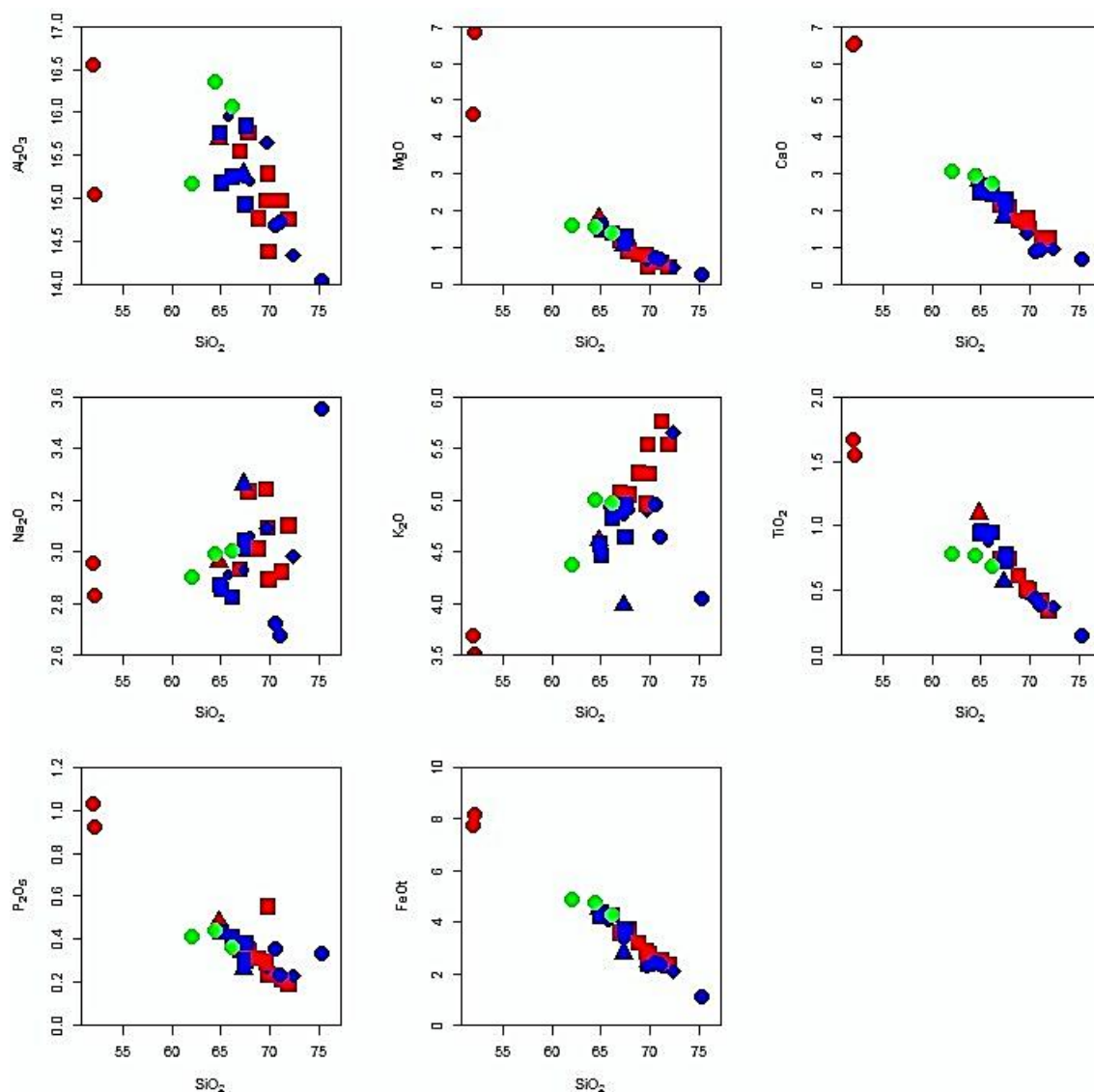


Figura 87 – Diagramas de Harker dos elementos maiores das amostras analisadas diferenciadas quanto à idade. Legenda: **verde** – sin-tectónicas (Felgueiras); **vermelho** – tardi-tectónicas: **quadrados** – Guimarães, **triângulo** – Ronfe e **círculos** – Vagneritos; **azul** – tardi a pós-tectónicas: **círculos maiores** – Lustosa e Eiriz, **quadrados** – Burgães, **triângulo** – Guimarei, **losangos** – Fafe, **círculos menores** – Roriz.

5.2.2. Elementos traço

Os teores relativos aos principais elementos traço nas amostras analisadas estão igualmente apresentados na tabela 3 e os diagramas de variação destes elementos (teor em sílica) e estão ilustrados nas figuras 88 e 89. Os granitóides apresentam teores elevados em Zr (56-366 ppm), Rb (202-379 ppm), Ba (84-1810 ppm) e Sr (35-493 ppm). Nos granitóides, para teores iguais em SiO₂, a fácies mais rica em Ba e Sr é a de Felgueiras, a mais rica em Rb é a de Fafe e a fácies mais rica em Zr é a de Ronfe. De acordo com os dados disponíveis é possível verificar que a variabilidade nestes

elementos traço é maior para o Ba, seguindo-se o Rb, o Zr e por fim o Sr. Entre as fácies e pelo número de análises efetuadas, o granito de Guimarães aparenta ser o granito com maior variação nos teores destes elementos. Considerando todas as fácies, a fácies vaugnerítica é a mais rica em Ba, Sr e Zr, e é a mais pobre em Rb.

De forma idêntica ao que se verifica para os elementos maiores e menores, as gamas composicionais em elementos vestigiais na maioria dos granitóides definem também tendências evolutivas idênticas segundo linhas paralelas, as quais permitem uma melhor individualização das diferentes fácies. Acompanhando a tendência crescente do índice de diferenciação é possível verificar um decréscimo nos teores em Ba, Sr e Zr sobretudo no granito de Guimarães sugerindo um comportamento compatível para estes elementos. Deste modo, tal como já verificado pelos elementos maiores e menores, as diferentes fácies granitóides exibem evoluções não correlacionáveis, significando portanto que estes granitos não se relacionam geneticamente.

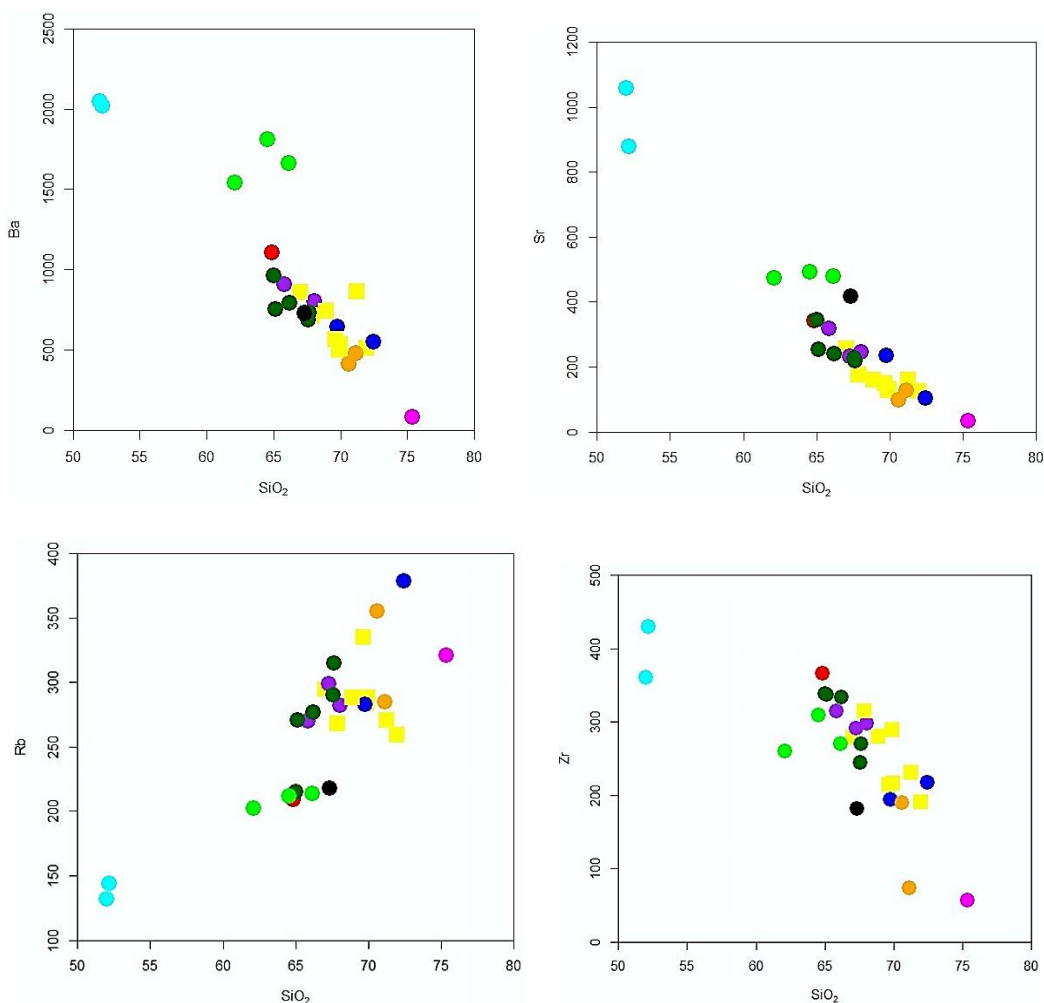


Figura 88 – Diagramas de Harker dos principais elementos traço das amostras analisadas. Legenda: Felgueiras – verde-claro; Guimarães – amarelo; Ronfe – vermelho; Burgães – verde-escuro; Roriz – roxo; Fafe – azul-escuro; Vaugneritos – azul ciano; Lustosa – rosa; Guimarei – preto; Eiriz – laranja.

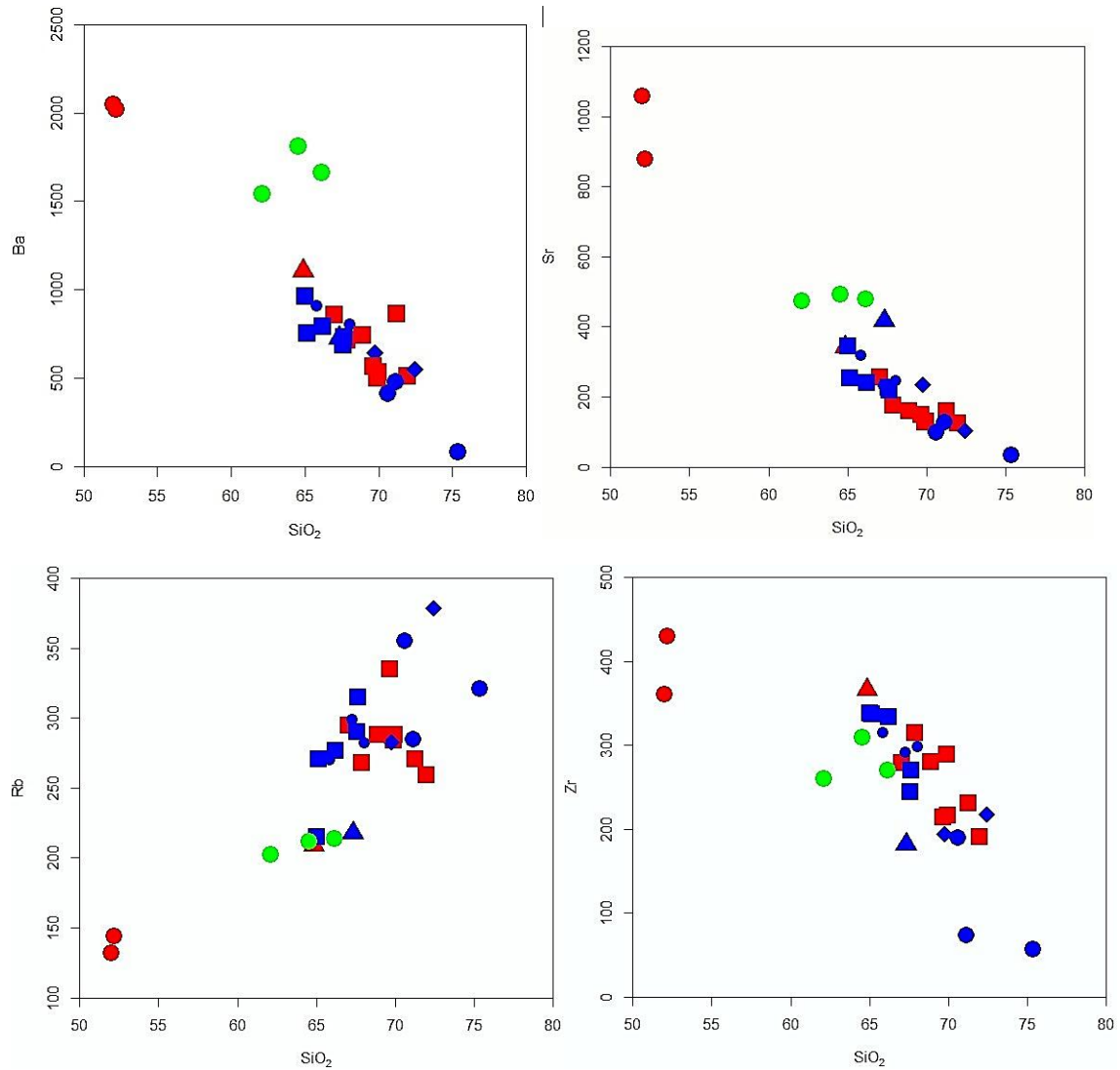


Figura 89 – Diagramas de Harker dos elementos maiores das amostras analisadas diferenciadas quanto à idade. Legenda: verde – sin-tectónicas (Felgueiras); vermelho – tardi-tectónicas: quadrados – Guimarães, triângulo – Ronfe e círculos – Vaugneritos; azul – tardi a pós-tectónicas: círculos maiores – Lustosa e Eiriz, quadrados – Burgães, triângulo – Guimarei, losangos – Fafe, círculos menores – Roriz.

Tabela 3 – Teores de elementos maiores, menores e traço das amostras analisadas. Resultados do ActLabs, Ontário, Canadá.

Amostras	99-51	99-54	99-67	84-27	85-39	99-16	84-1	84-41	84-55	85-3	85-30	85-34	85-60	99-1	99-86	84-38	85-45	98-28	98-45	98-101	98-103	85-33	85-56	84-7	84-10	84-60	98-32	98-116
Fácies	Felgueiras			Ronfe	Antime		Guimarães e Santo Tirso								Lustosa	Burgães e Arões					Guimarei	Fafe		Airão e Roriz			Eiriz	
SiO ₂ (%)	64.56	66.16	62.1	64.86	52.03	52.2	69.86	67.02	69.96	67.86	71.96	71.24	69.66	68.88	75.34	65.13	67.55	64.99	67.62	66.2	67.31	72.45	69.75	68.02	65.83	67.3	71.15	70.62
Al ₂ O ₃ (%)	16.35	16.06	15.17	15.69	16.55	15.04	15.28	15.54	14.38	15.76	14.75	14.97	14.97	14.76	14.03	15.17	14.92	15.76	15.84	15.25	15.28	14.34	15.65	15.21	15.95	15.23	14.72	14.68
Fe ₂ O ₃ (%)	5.26	4.73	5.37	4.98	8.57	9.01	2.61	3.95	3.07	4.09	2.58	2.75	3.15	3.54	1.23	4.86	4.1	4.7	3.94	4.71	3.1	2.3	2.52	3.86	4.45	3.64	2.58	2.65
MnO(%)	0.08	0.07	0.08	0.06	0.12	0.14	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.02	0.07	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.03	0.03	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03
MgO(%)	1.54	1.38	1.57	1.81	4.61	6.81	0.49	1.2	0.6	0.89	0.45	0.58	0.8	0.79	0.23	1.49	1.27	1.59	1.14	1.38	1.04	0.46	0.68	1.18	1.45	1.13	0.65	0.71
CaO(%)	2.91	2.72	3.06	2.82	6.48	6.53	1.77	2.14	1.5	2.08	1.26	1.24	1.67	1.71	0.65	2.65	2.29	2.47	2.13	2.44	1.82	0.96	1.4	2.15	2.37	1.96	0.91	0.88
Na ₂ O(%)	2.99	3	2.9	2.96	2.95	2.83	3.09	2.93	2.89	3.23	3.1	2.92	3.24	3.01	3.55	2.85	3.04	2.87	3.01	2.82	3.26	2.98	3.09	3.06	2.91	2.93	2.67	2.72
K ₂ O(%)	5	4.97	4.37	4.61	3.68	3.5	5.53	5.07	5.25	5.05	5.53	5.76	4.96	5.26	4.04	4.46	4.64	4.57	4.94	4.82	3.98	5.66	4.9	4.91	4.93	4.85	4.63	4.95
TiO ₂ (%)	0.77	0.68	0.77	1.09	1.66	1.54	0.49	0.74	0.49	0.74	0.34	0.41	0.51	0.61	0.14	0.95	0.72	0.94	0.77	0.94	0.57	0.37	0.48	0.74	0.87	0.75	0.38	0.43
P ₂ O ₅ (%)	0.44	0.36	0.41	0.48	1.03	0.92	0.55	0.35	0.23	0.34	0.19	0.21	0.29	0.31	0.33	0.43	0.3	0.43	0.38	0.41	0.26	0.23	0.27	0.38	0.42	0.38	0.23	0.35
LOI(%)	0.72	0.58	2.66	0.81	2.26	1.2	0.68	0.75	0.66	0.65	0.56	0.6	0.7	0.65	1.09	0.7	0.75	0.6	0.71	0.62	1.68	0.67	0.79	0.7	0.77	0.88	0.9	2.4
Total(%)	100.6	100.7	98.46	100.2	99.94	99.72	100.4	99.73	99.06	100.8	100.7	100.7	100	99.55	100.7	98.77	99.64	98.97	100.6	99.67	98.35	100.4	99.57	100.3	100	99.1	98.86	100.4
CaO/Na ₂ O	0.97	0.91	1.06	0.95	2.20	2.31	0.57	0.73	0.52	0.64	0.41	0.42	0.52	0.57	0.18	0.93	0.75	0.86	0.71	0.87	0.56	0.32	0.45	0.70	0.81	0.67	0.34	0.32
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	21.37	23.76	19.62	14.35	9.96	9.75	31.12	20.94	29.11	21.33	42.88	36.42	29.30	24.16	99.50	15.90	20.84	16.77	20.54	16.15	27.04	38.34	32.40	20.67	18.31	20.28	38.74	34.06
Sc (ppm)	13	11	14	8	21	20	5	6	4	7	5	6	6	6	1	10	9	8	7	9	7	4	3	7	7	6	4	5
Be (ppm)	4	6	5	3	5	6	16	5	6	5	4	4	6	6	16	4	6	3	4	5	4	5	4	5	4	6	4	6
V (ppm)	81	75	87	67	153	142	24	48	28	44	19	24	32	36	10	58	52	60	45	55	44	20	31	47	56	45	29	30
Ba (ppm)	1810	1662	1543	1107	2049	2019	501	859	533	718	510	865	566	741	84	757	689	966	734	795	729	549	642	803	911	732	479	411
Sr (ppm)	493	478	474	341	1058	878	128	256	130	175	125	159	148	159	35	255	226	344	218	239	417	104	235	245	318	232	127	99
Y (ppm)	29	25	27	19	35	25	34	16	14	25	23	20	24	24	7	23	22	18	20	25	14	19	11	19	19	17	8	14
Zr (ppm)	309	270	260	366	360	430	289	279	216	315	191	231	214	280	56	337	244	338	270	334	182	217	194	298	315	291	73	189

Zn (ppm)	80	120	80	110	100	120	70	100	70	80	50	50	70	70	80	100	60	90	90	80	70	60	80	80	90	90	70	80
Ga (ppm)	23	22	22	24	22	19	23	25	22	24	21	21	22	23	23	24	22	24	24	23	25	25	25	24	24	24	23	25
Ge (ppm)	1	2	2	2	1	1	2	1	2	2	1	1	2	2	2	2	2	1	2	2	1	1	1	2	1	2	2	1
Rb (ppm)	212	214	202	209	132	144	284	295	288	268	259	271	335	288	321	271	290	215	315	277	218	379	283	282	270	299	285	355
Nb (ppm)	15	14	12	14	37	38	11	13	12	14	10	11	12	14	8	17	14	12	16	16	9	13	8	14	13	14	8	11
Ag (ppm)	0.8	0.7	0.7	1	0.9	1.1	0.8	0.8	0.6	0.8	< 0.5	0.7	< 0.5	0.7	< 0.5	0.9	0.6	0.8	0.7	0.9	< 0.5	0.6	0.6	0.8	0.7	0.8	< 0.5	< 0.5
Sn (ppm)	6	6	4	3	1	4	6	5	7	7	6	8	10	7	12	6	7	3	8	6	3	7	4	6	5	7	7	7
Cs (ppm)	11.2	11.9	11.5	4.8	2.8	6.9	12.1	8.9	12.4	12.4	11.4	14.9	14	12.3	14.8	12.1	14.8	4.4	13.8	11	6.4	14.1	10	10.3	8.5	10.8	12.7	12.9
Hf (ppm)	7.4	6.6	7	8.7	8.4	9.7	7.4	7.1	5.6	7.8	4.9	6.7	5.2	6.8	1.8	9	6.3	8.1	6.8	8.1	5.4	6.6	5	7.4	7.7	7.4	1.8	5.7
Ta (ppm)	1.1	1.2	1.1	1	1.7	2.3	1.6	1.2	1.4	1.5	1.1	1.2	1.8	1.5	1.9	1.4	1.7	0.8	1.6	1.5	1.4	1.5	0.6	1.4	1.2	1.4	0.9	1.4
W (ppm)	1	2	1	2	1	1	2	2	2	2	3	2	2	2	< 1	1	3	2	2	4	2	3	< 1	2	3	2	2	5
Tl (ppm)	1.1	1.2	0.6	1.2	0.9	1.2	1.4	1.5	1.5	1.4	1.3	0.9	1.9	1.5	1	1.5	1.6	1.2	1.7	1.5	1	1.3	1.6	1.5	1.4	1.6	1.5	1.2
Pb (ppm)	62	56	44	31	25	37	41	33	37	37	34	34	33	40	21	27	30	52	32	31	25	35	31	30	32	33	56	24
Bi (ppm)	0.5	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	1.9	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	0.4	0.8	1.5	< 0.4	< 0.4	< 0.4	0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	0.7
Th (ppm)	40.6	35.9	36.2	39	20	24.5	42.6	45.8	31.9	40	23.9	23.3	28.3	35.8	6.9	39.3	33.4	44.1	37.1	46.5	25.8	55.9	30.2	46.7	44.1	42.7	18.9	31.7
U (ppm)	14.3	6	6.8	5.5	3.3	5.2	13.1	10.5	11.4	7.6	4.1	6.1	4.5	6.4	12.6	8.3	9.9	7.1	10.1	11.8	3.8	11.2	15.1	9.5	8.4	10.4	9.8	12.9

5.2.3. Elementos de Terras Raras

Os teores em elementos de terras raras (ETR) das diferentes fácies estudadas estão indicados na tabela 4. Na figura 90 apresentam-se os diagramas de ETR para as amostras analisadas, normalizadas em relação ao condrito de Boynton, 1984.

Entre as várias fácies plutónicas, a mais rica em TR é de Felgueiras ($\Sigma\text{ETR} = 609,09$ ppm) e a mais pobre ($\Sigma\text{ETR} = 63,85$ ppm) é a de Lustosa. Atendendo aos diagramas de ETR da figura 90, verifica-se que entre os granitóides, todas as fácies, à exceção de Lustosa, apresentam espectros com fracionamento médio das TR leves em relação às TR pesadas ($13,89 < (\text{La}_N/\text{Yb}_N) < 45,17$), com perfis mais fracionados para as TR pesadas ($2,94 < (\text{La}_N/\text{Sm}_N) < 6,25$; $1,13 < (\text{Eu}_N/\text{Yb}_N) < 3,70$), apresentando anomalias negativas em Eu médias ou bem acentuadas ($0,27 < (\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N < 0,69$). O granito hololeucocrata, ortosi-albítico de grão médio de Lustosa apresenta um diagrama com forma bastante distinta em particular para as TR pesadas, com um perfil completamente plano nas últimas TR mais pesadas (Ho, Er, Tl e Yb).

O espectro dos vaugneritos ($\text{La}_N/\text{Yb}_N \approx 21,40$) é o que de todos mostra o fracionamento mais fraco e não apresenta anomalia em Eu.

Analisando os diagramas de forma mais pormenorizada, quanto às anomalias em Eu é possível verificar que a fácies com a anomalia mais pronunciada é a dos monzogranitos de grão fino de Fafe e Sendim ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0,27$). As fácies de Eiriz e de Lustosa apresentam anomalias próximas às de Fafe ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N \approx 0,32$). A fácies dos vaugneritos apresenta a menor anomalia em Eu ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0,89$). As restantes fácies também contêm anomalias em Eu, simplesmente não tão acentuadas quanto a dos monzogranitos de grão fino.

Em relação ao fracionamento geral das TR (La_N/Yb_N), todas as amostras de granitóides apresentam espectros caracterizados por um enriquecimento relativo em ETRL. As amostras que em média apresentam um maior fracionamento são as dos monzogranitos biotíticos de Burgães, Selho e Arões (em particular a amostra 98-28 da Pedreira da Mourinha, $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 45,17$) e as de menor fracionamento são as amostras de Guimarães ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 25,63$). O fracionamento vai diminuindo na seguinte ordem: Burgães > Ronfe > Fafe > Felgueiras > Roriz > Eiriz > Guimarei > Lustosa > Guimarães > vaugneritos.

Diagrama de TR dos granitos de Guimarães

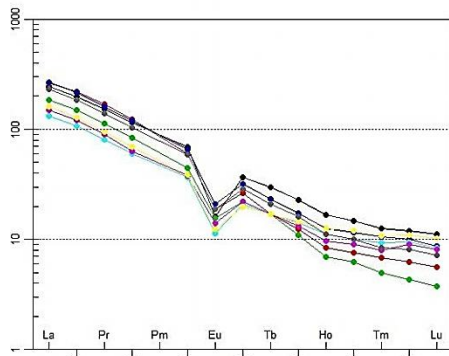


Diagrama de TR dos granodioritos de Felgueiras

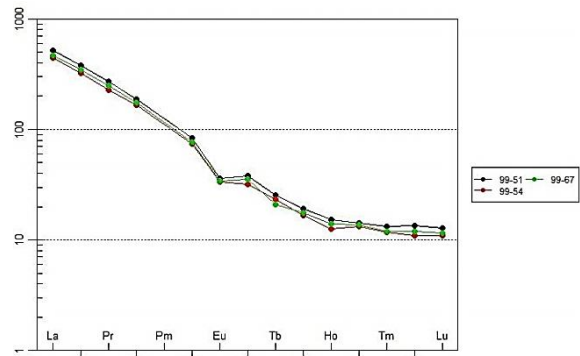


Diagrama de TR dos granitos de Burgães

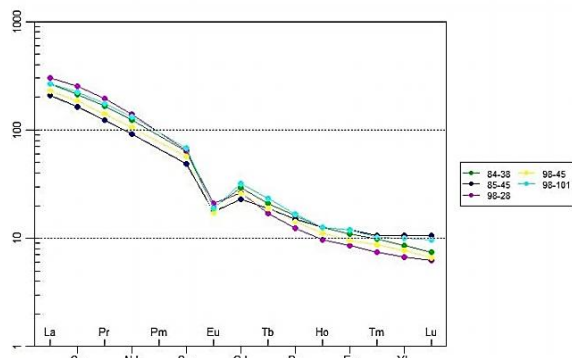


Diagrama de TR do granodiorito de Ronfe

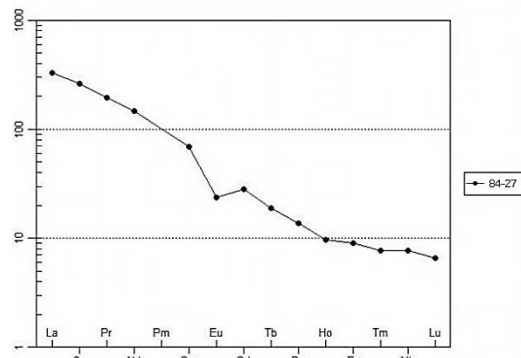


Diagrama de TR dos granitos de Roriz

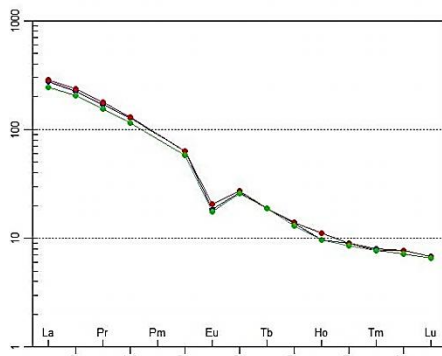


Diagrama de TR dos granitos de Fafe

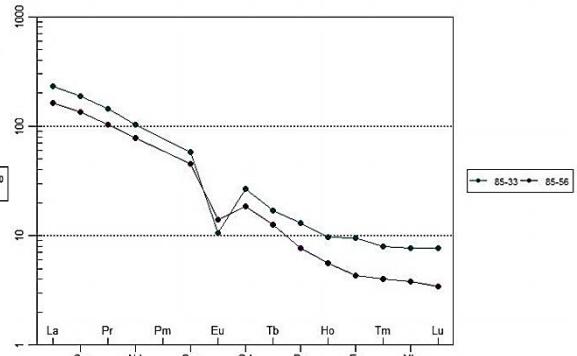


Diagrama de TR dos vaagneritos

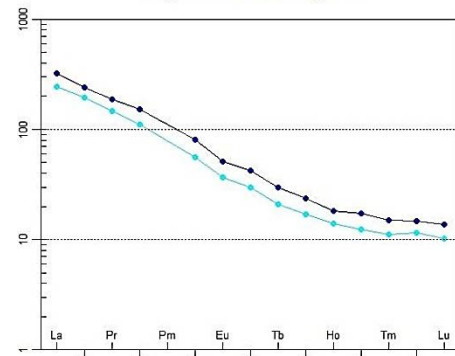
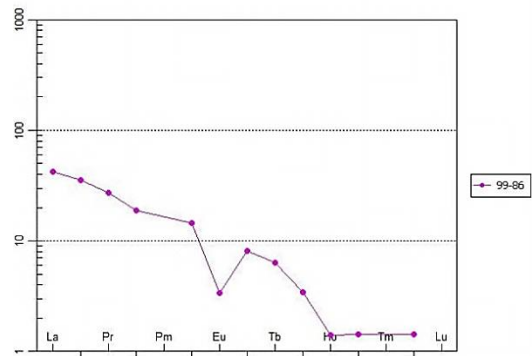


Diagrama de TR do granito de Lustosa



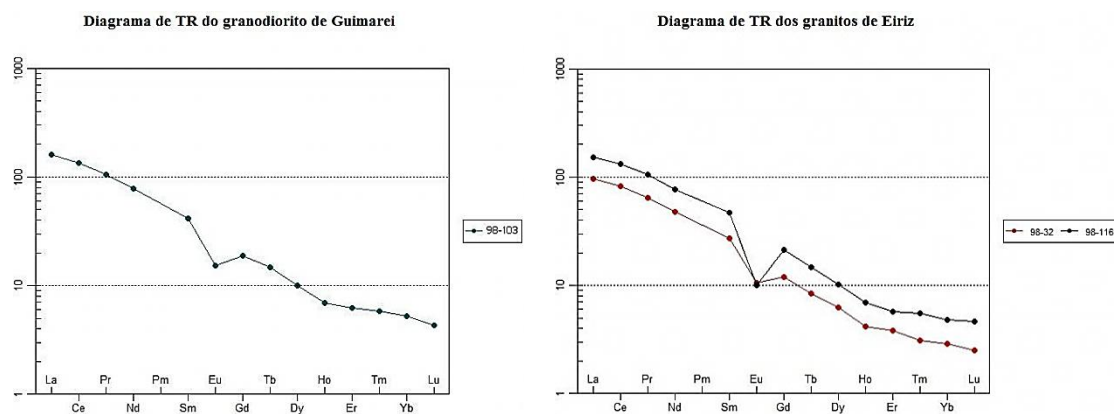


Figura 90 – Diagramas de ETR das 10 fácies analisadas.

Tabela 4 – Valores de ETR para as amostras analisadas (ppm), e razões normalizadas em relação ao padrão de condrito de Boynton (1984).

Amostras	99-51	99-54	99-67	84-27	85-39	99-16	84-1	84-41	84-55	85-3	85-30	85-34	85-60	99-1	99-86	84-38	85-45	98-28	98-45	98-101	98-103	85-33	85-56	84-7	84-10	84-60	98-32	98-116
Fácies	Felgueiras			Ronfe	Antime		Guimarães e Santo Tirso								Lustosa	Burgães e Arões					Guimarei	Fafe		Airão e Roriz			Eiriz	
La	161	138	146	102	99.9	75.3	75.3	81.5	57	82.5	41.2	46.5	49.4	71.5	13.1	82.4	64.3	93.8	70.6	82.3	49.3	71.6	50.2	85.4	89	76	29.7	47.2
Ce	307	263	282	211	193	156	161	178	121	175	87.1	98.1	103	150	28.8	172	133	204	149	180	108	153	108	182	189	165	66	107
Pr	33	27.8	30.4	23.9	23	17.8	18.6	20.7	13.8	19.5	9.88	10.9	11.6	17	3.3	20.2	15	23.7	17	21.2	12.8	17.6	12.7	20.7	21.6	18.9	7.8	12.8
Nd	112	99.3	105	87.6	90.6	66.2	69	74.4	50.2	71.6	35.7	37.8	41.3	61.7	11.4	74.3	54.8	84.1	62.9	79.6	46.8	62.5	47	76.6	77.7	69.4	28.8	45.8
Pm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sm	16.2	14.4	15	13.5	15.9	11	13.5	11.8	8.7	12.7	7.1	7.4	7.6	11.4	2.8	12.4	9.5	12.6	11.1	13.3	8.1	11.3	8.8	12.3	12.4	11.3	5.3	9.2
Eu	2.64	2.47	2.53	1.75	3.77	2.69	1.18	1.38	1.14	1.54	0.83	1.03	0.91	1.39	0.25	1.41	1.28	1.54	1.26	1.38	1.13	0.77	1.03	1.37	1.52	1.28	0.78	0.73
Gd	9.9	8.3	9.1	7.3	10.9	7.7	9.5	6.8	5.7	8.3	5.4	5.7	5.1	7.5	2.1	7.6	5.9	6.8	6.7	8.3	4.9	6.9	4.8	6.8	7	6.7	3.1	5.5
Tb	1.2	1.1	1	0.9	1.4	1	1.4	0.8	0.8	1.1	0.8	0.8	0.8	1	0.3	1	0.9	0.8	0.9	1.1	0.7	0.8	0.6	0.9	0.9	0.9	0.4	0.7
Dy	6.2	5.4	5.7	4.4	7.6	5.5	7.4	4	3.5	5.6	4.6	4.3	4.7	5.2	1.1	5.2	4.8	4	4.6	5.4	3.2	4.2	2.5	4.4	4.5	4.2	2	3.3
Ho	1.1	0.9	1	0.7	1.3	1	1.2	0.6	0.5	0.9	0.8	0.7	0.9	0.8	0.1	0.9	0.9	0.7	0.8	0.9	0.5	0.7	0.4	0.7	0.8	0.7	0.3	0.5
Er	3	2.8	2.9	1.9	3.6	2.6	3.1	1.6	1.3	2.4	2.1	1.9	2.5	2.1	0.3	2.3	2.5	1.8	2	2.5	1.3	2	0.9	1.9	1.9	1.8	0.8	1.2
Tm	0.43	0.38	0.39	0.25	0.49	0.36	0.41	0.22	0.16	0.34	0.3	0.26	0.35	0.27	< 0.05	0.32	0.34	0.24	0.28	0.33	0.19	0.26	0.13	0.26	0.25	0.25	0.1	0.18
Yb	2.8	2.3	2.5	1.6	3.1	2.4	2.5	1.3	0.9	2.1	2	1.9	2.3	1.7	0.3	1.8	2.2	1.4	1.6	2.1	1.1	1.6	0.8	1.6	1.6	1.5	0.6	1
Lu	0.41	0.35	0.37	0.21	0.44	0.33	0.36	0.18	0.12	0.28	0.27	0.26	0.33	0.23	< 0.01	0.24	0.34	0.2	0.21	0.31	0.14	0.25	0.11	0.22	0.22	0.21	0.08	0.15
ΣETR	656.88	566.5	603.89	457.01	455	349.88	364.45	383.28	264.82	383.86	198.08	217.55	230.79	331.79	63.85	382.07	295.76	435.68	328.95	398.72	238.16	333.48	237.97	395.15	408.39	358.14	145.76	235.26
Eu/Eu*	0.64	0.69	0.66	0.54	0.88	0.89	0.32	0.47	0.49	0.46	0.41	0.48	0.45	0.46	0.32	0.44	0.52	0.51	0.45	0.40	0.55	0.27	0.48	0.46	0.50	0.45	0.59	0.31
LaN/YbN	38.77	40.45	39.37	42.98	21.73	21.15	20.31	42.27	42.70	26.49	13.89	16.50	14.48	28.36	29.44	30.86	19.70	45.17	29.75	26.42	30.22	30.17	42.31	35.99	37.50	34.16	33.37	31.82
LaN/SmN	6.25	6.03	6.12	4.75	3.95	4.31	3.51	4.34	4.12	4.09	3.65	3.95	4.09	3.95	2.94	4.18	4.26	4.68	4.00	3.89	3.83	3.99	3.59	4.37	4.51	4.23	3.52	3.23
CeN/YbN	28.36	29.58	29.18	34.11	16.10	16.81	16.66	35.42	34.78	21.56	11.26	13.36	11.58	22.82	24.83	24.72	15.64	37.69	24.09	22.17	25.4	24.73	34.92	29.42	30.55	28.45	28.45	27.68
CeN/SmN	4.57	4.41	4.54	3.77	2.93	3.42	2.88	3.64	3.36	3.33	2.96	3.20	3.27	3.18	2.48	3.35	3.38	3.91	3.24	3.27	3.22	3.27	2.96	3.57	3.68	3.52	3.01	2.81
EuN/YbN	2.68	3.05	2.88	3.11	3.46	3.19	1.34	3.02	3.60	2.09	1.18	1.54	1.13	2.33	2.37	2.23	1.65	3.13	2.24	1.87	2.92	1.37	3.66	2.43	2.70	2.43	3.70	2.08

5.2.4. Diagramas Multielementares

Os teores em elementos menores e elementos traço das amostras analisadas foram comparados em relação aos teores definidos para os padrões da média da crosta continental de Taylor & McLennan (1995) (figura 91), e do manto primitivo de McDonough & Sun (1995) (figura 92), a fim de se detetarem concentrações de alguns elementos. Na tabela 5 apresenta-se uma síntese das anomalias observadas.

Nos granodioritos de Felgueiras, é possível verificar anomalias positivas em Th, U (particularmente na amostra 99-51) e Pb, La, Ce e Sm (TR leves), uma anomalia fracamente negativa em TR pesadas, e anomalias fortemente negativas em Nb, Ta, Sr e Ti.

Os monzogranitos de Guimarães possuem anomalias positivas em Th, U, La, Ce, Nd e Sm e uma anomalia fortemente positiva em Pb; anomalias negativas em Ba, Nb, Ta, Sr e Ti, e uma anomalia fracamente negativa em TR pesadas.

Os granodioritos de Ronfe têm anomalias positivas em La, Ce, Pb e Nd, anomalias fracamente positivas em Rb, Th e Sm, anomalias negativas em Nb, Ta, Sr e Ti e anomalias fracamente negativas em Ba e TR pesadas.

Os monzogranitos de Burgães apresentam anomalias positivas em Th, U, La, Ce e Nd, fracamente positivas em Sm, anomalias negativas em Ba, Nb, Ta, Sr e Ti, e fracamente negativas em TR pesadas.

Os monzogranitos de Roriz apresentam as mesmas variações que as amostras de Burgães nos diagramas multielementares com diferenças apenas na anomalia em Sr que é mais pronunciada nos primeiros, e na anomalia em Pb mais acentuada nos últimos.

O granodiorito de Guimarei apresenta um gráfico idêntico ao dos granitos de Burgães e os de Roriz, sendo que as principais diferenças estão na anomalia em Pb (apenas moderadamente positiva em Guimarei) e na anomalia em Nb (fortemente negativa para esta fácies).

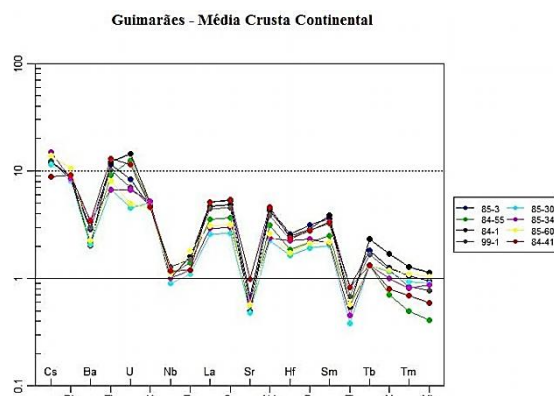
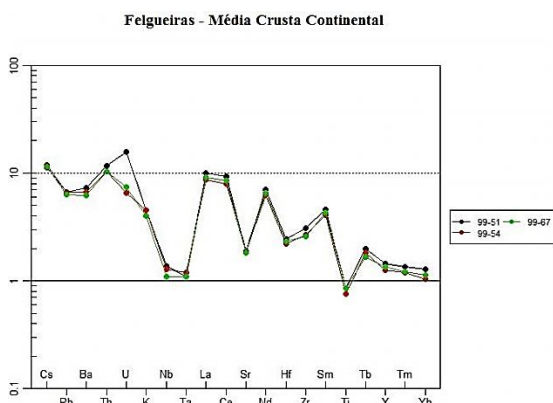
Os granitos finos de Fafe e Sendim mostram anomalias mais pronunciadas: anomalias fortemente positivas em Th, U, Pb, La, Ce e Nb; uma anomalia moderadamente positiva em Sm; uma anomalia moderadamente negativa em TR pesadas e anomalias fortemente negativas em Ba, Nb, Ta, Sr e Ti.

Por sua vez, os monzogranitos de Eiriz exibem anomalias fortemente positivas em U, La, Ce, Nd e Pb, moderadamente positiva em Sm, anomalias fortemente negativas em Ba, Nb, Sr, Hf e Ti, e uma anomalia moderadamente negativa em Ta.

Os vaugneritos são de todas as rochas, aquelas com anomalias mais fracas. Apresentam anomalias fracamente positivas em Ba, La, Nd, Sm e Pb, sendo a de Pb a mais pronunciada, e anomalias fracamente negativas em Nb, Ta, Sr, Hf e Ti, com a de Ta a ser a mais acentuada. Praticamente não se observa anomalia (de tendência negativa) em TR pesadas.

Em oposição aos vaugneritos, os granitos ortosi-albíticos de Lustosa e Regilde contêm as anomalias mais acentuadas de todas as amostras: anomalias fortemente positivas em U e Pb; anomalias moderadamente positivas em Ta, P, Nd e Sm; e anomalias fortemente negativas em Ba, Nb, Sr, Ti e TR pesadas.

Comparando os diagramas multielementares entre as diversas fácies é possível verificar que os diferentes granitóides apresentam gráficos com forma e anomalias idênticas, exceto no caso dos granitos de Fafe, Eiriz e Lustosa, os quais são mais extremos na variação dos elementos (sendo o granito de Lustosa, o que exibe as anomalias mais acentuadas): elementos HFS (*high field strength*) como U, Th e ETRL exibem maioritariamente anomalias positivas (juntamente com Pb que é LIL (*large ion lithophile*)); Ba e Sr (LIL), Nb, Ta e ETRP (HFS) exibem sobretudo anomalias negativas. Como já referido anteriormente, os vaugneritos são as rochas com o diagrama mais aplanado, apresentando anomalias mais fracas. Entre os dois padrões, os diagramas da média da crosta continental foram os mais usados para avaliar as anomalias em todos os elementos com exceção do Hf e P, estudados pelos diagramas do manto primitivo.



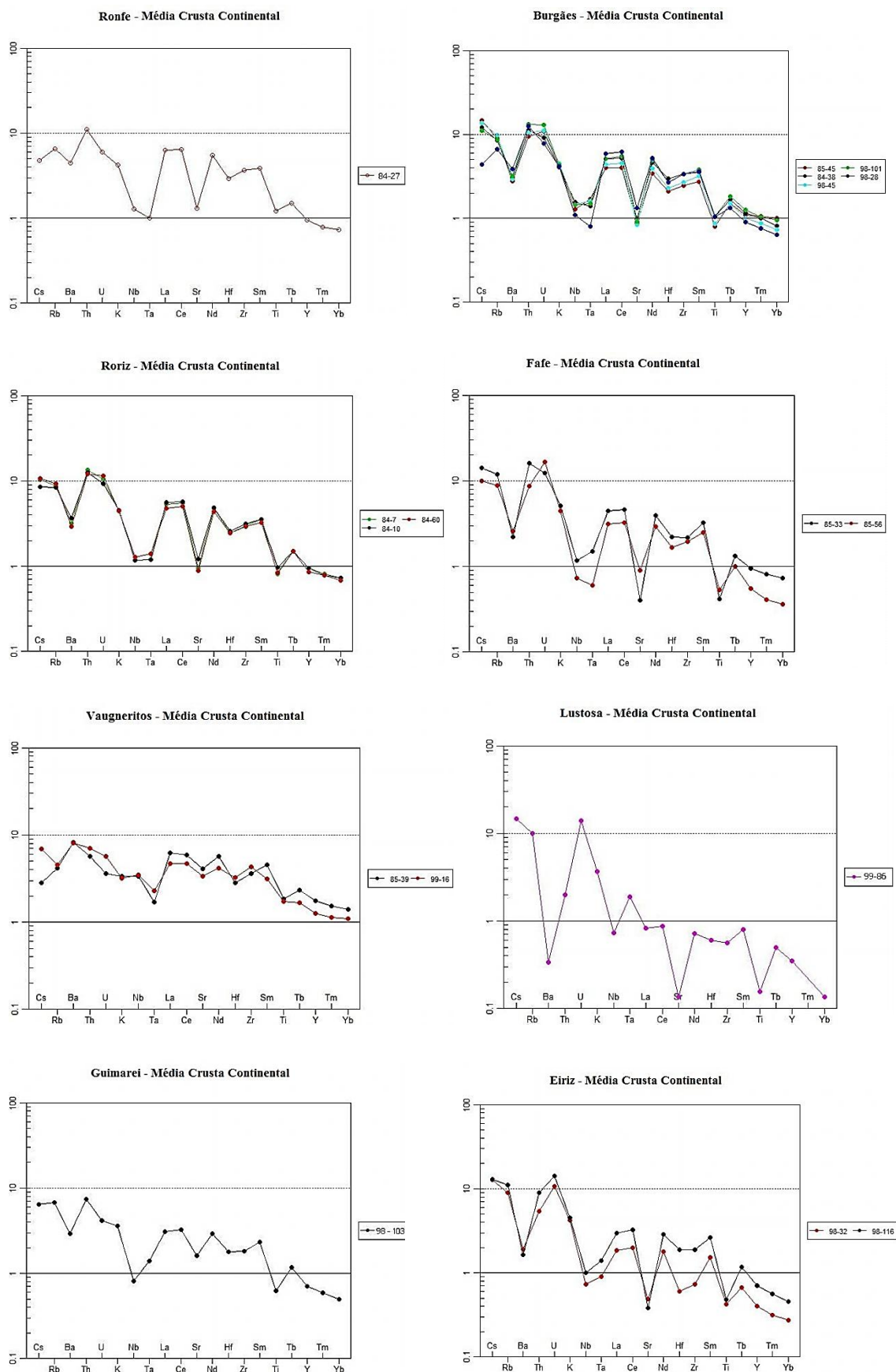
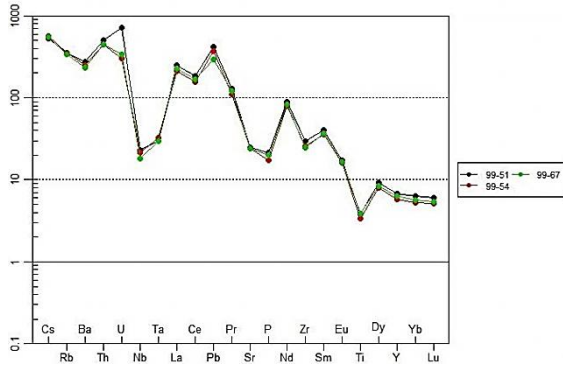
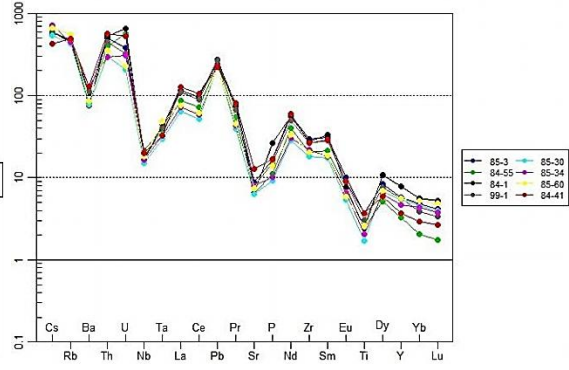


Figura 91 – Diagramas multielementares das diferentes fácies estudadas tendo em conta o padrão *Bulk Continental Crust* (média da crosta continental) de Taylor & McLennan (1995).

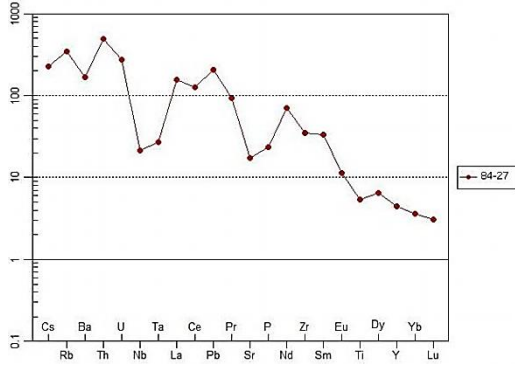
Felgueiras - Manto primitivo



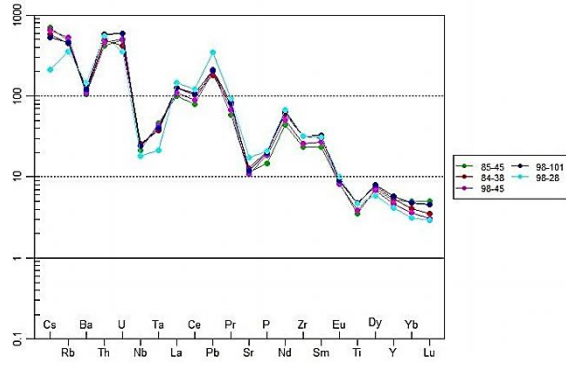
Guimarães - Manto primitivo



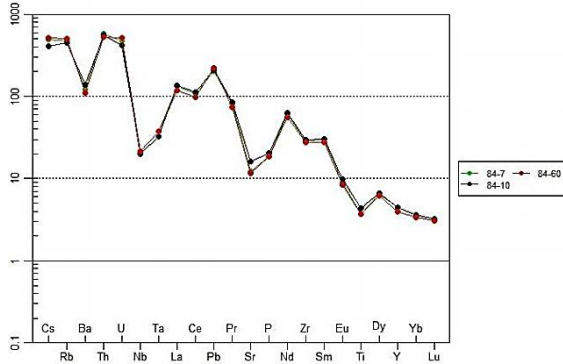
Ronfe - Manto primitivo



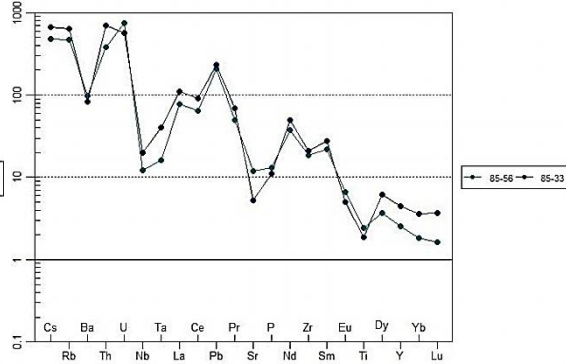
Burgães - Manto primitivo



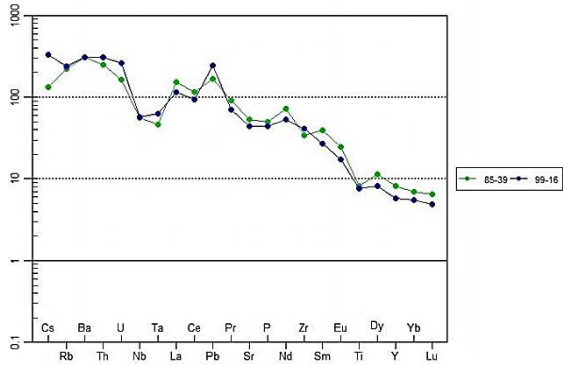
Roriz - Manto primitivo



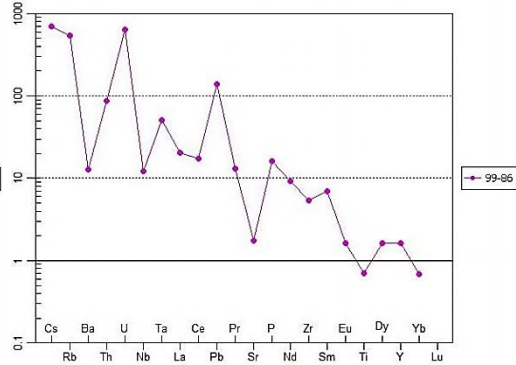
Fafe - Manto primitivo



Vaagneritos - Manto primitivo



Lustosa - Manto primitivo



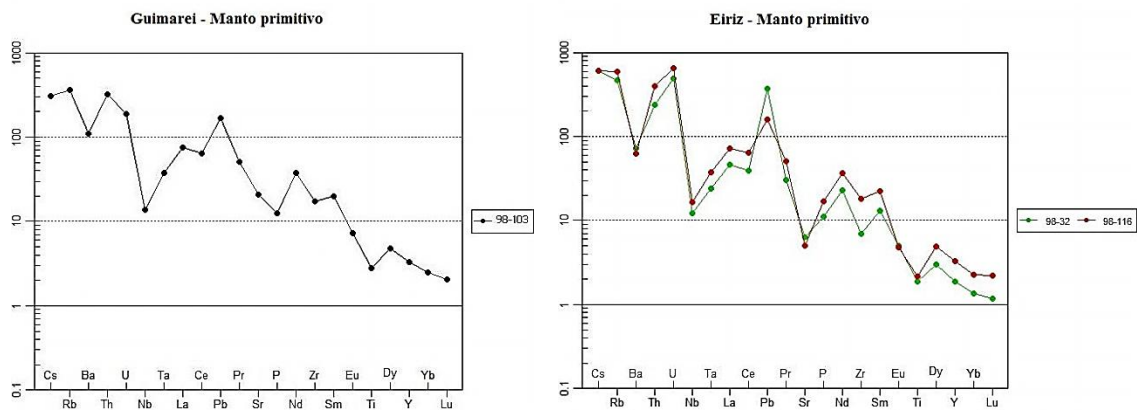


Figura 92 – Diagramas multielementares das diferentes fácies estudadas tendo em conta o padrão *Primitive Mantel* (manto primitivo) de McDonough & Sun (1995).

Tabela 5 – Quadro-resumo de anomalias dos diagramas multielementares das diversas fácies. Referência das anomalias: (+) – fracamente positiva; (++) – moderadamente positiva; (+++) – fortemente positiva; (-) – fracamente negativa; (--) – moderadamente negativa; (---) – fortemente negativa.

Fácies	Eiriz	Airão, Aves e Roriz	Fafe e Sendim	Guimarei	Burgães, Selho e Arões	Lustosa e Regilde	Guimarães e Santo Tirso	Antime e Valbom	Ronfe e Souselas	Felgueiras
Rb									+	
Ba	---	--	---	--	--	---	--	++	-	
Th		++	+++	++	++		++		+	++
U	+++	++	+++	++	++	+++	++			++
Nb	---	--	---	---	--	---	--	--	--	---
Ta	--	--	---	--	--	++	--	--	--	---
La	+++	++	+++	++	++		++	++	++	++
Ce	+++	++	+++	++	++		++		++	++
Pb	+++	++	+++	++	+++	+++	+++	++	++	++
Sr	---	---	---	---	--	---	--	--	--	---
P						++				
Nd	+++	++	+++	++	++	++	++	++	++	++
Hf	---							--		
Sm	++	+	++	+	+	++	++	++	+	++
Ti	---	--	---	--	--	---	--	--	--	---
Tb	-	-	--	-	-	---	-		-	-
Y	-	-	--	-	-	---	-		-	-
Tm	-	-	--	-	-	---	-		-	-
Yb	-	-	--	-	-	---	-		-	-

5.3. Diagramas de Classificação Geoquímica

5.3.1. Classificação das fácies graníticas quanto à saturação em alumina

Em relação à saturação em alumina, recorreu-se ao diagrama de Shand (1943) (figura 93) para determinar o parâmetro molar A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/[\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O}]$), idêntico ao índice ASI de Villaseca et al. (1998), sendo que este último tem também em conta o Ca na apatite ($\text{ASI} = \text{Al}/[\text{Ca} - 1.67\text{P} + \text{Na} + \text{K}]$). De acordo com os diagramas obtidos, todas as fácies, exceto Felgueiras e os vaugneritos, são consideradas peraluminosas; as amostras da fácies de Felgueiras são meta a peraluminosas, e as dos vaugneritos e quartzonoritos de Valbom são metaluminosas. Na peraluminosidade, a fácies de Eiriz é a que apresenta valor mais elevado ($\text{ASI} = 1,35$), seguida da de Lustosa, Guimarei, Fafe, Guimarães, Burgães, Roriz, e por fim Ronfe ($\text{ASI} = 1,28$). Nos vaugneritos, o índice ASI tem valor 0,81.

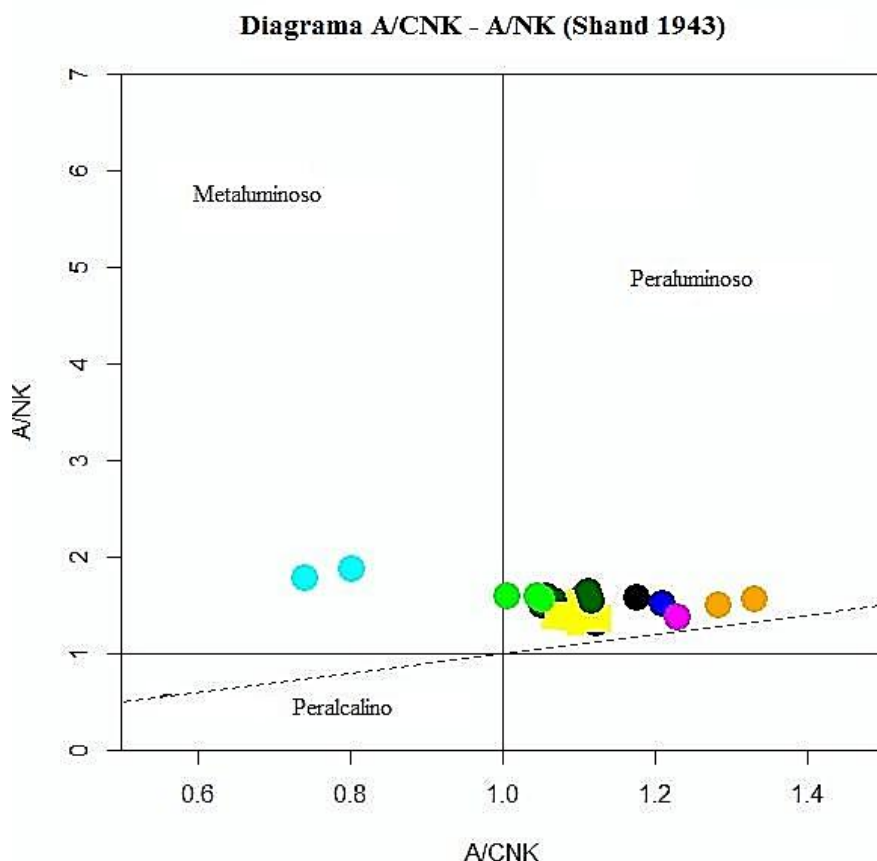


Figura 93 – Projeção das amostras estudadas no diagrama de Shand et al. (1943). Legenda: Felgueiras – verde-claro; Guimarães – amarelo; Ronfe – vermelho; Burgães – verde-escuro; Roriz – roxo; Fafe – azul-escuro; Vaugneritos – azul ciano; Lustosa – rosa; Guimarei – preto; Eiriz – laranja.

Figura 94 – Projeção das amostras estudadas no diagrama R1-R2 de De la Roche et al. (1980). Legenda: Felgueiras – **verde-claro**; Guimarães – **amarelo**; Ronfe – **vermelho**; Burgães – **verde-escuro**; Roriz – **roxo**; Fafe – **azul-escuro**; Vaugneritos – **azul claro**; Lustosa – **rosa**; Guimarei – **preto**; Eiriz – **laranja**.

5.4. Diagramas de Classificação Geotectónica

5.4.1. Diagrama de Debon e Le Fort, modificado por Villaseca (1998)

O diagrama B-A de Debon e Le Fort (1983) é um diagrama químico-mineralógico com forte dispersão para os minerais essenciais e característicos de granitóides, evidenciando assim uma boa relação entre a composição química da rocha e a sua mineralogia. Neste diagrama, o parâmetro B está relacionado com o conteúdo em biotite na rocha, enquanto o parâmetro A tem que ver com o alumínio não incorporado nos feldspatos, ou seja, a presença de minerais ricos em Al que não os feldspatos, como moscovite, silimanite, andaluzite, etc..

No diagrama B-A modificado por Villaseca (1998) (figura 95), a maioria das fácies é projetada no campo m-P das rochas moderadamente peraluminosas. No entanto, a fácies de Eiriz aparece no campo h-P (altamente peraluminoso), a fácies de Lustosa projecta-se no campo f-P (peraluminoso altamente félsico) e algumas amostras de Felgueiras e de Guimarães são I-P (fracamente peraluminoso). Os vaugneritos não foram projetados neste diagrama uma vez que apresentam valores nos índices A e B que os colocam fora dos intervalos estipulados nos eixos (85-39: A = -79,80 e B = 242,55; 99-16: A = -103,51 e B = 301,16).

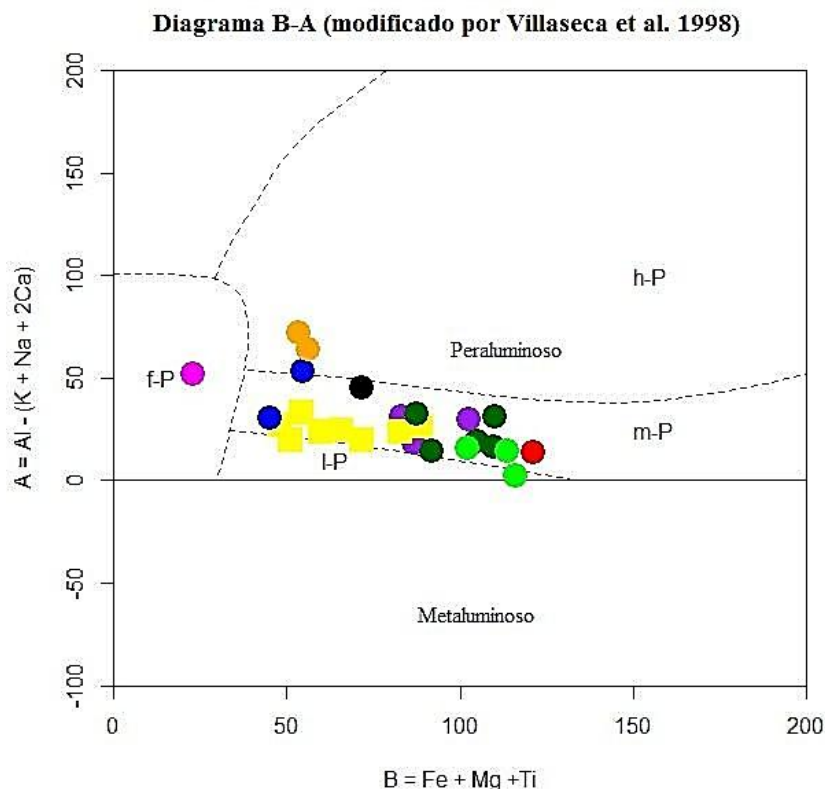


Figura 95 – Projeção das amostras estudadas no diagrama B-A modificado. Legenda dos campos: f-P – granitos peraluminosos altamente félsicos; h-P – granitos altamente peraluminosos; m-P – granitos moderadamente peraluminosos; l-P – granitos fracamente peraluminosos. Neste diagrama, as amostras de vaugneritos não estão projetadas porque apresentam valores nos índices A e B que as colocam fora dos intervalos estipulados nos eixos (85-39: A = -79,80 e B = 242,55; 99-16: A = -103,51 e B = 301,16). Legenda dos símbolos: Felgueiras – **verde-claro**; Guimarães – **amarelo**; Ronfe – **vermelho**; Burgães – **verde-escuro**; Roriz – **roxo**; Fafe – **azul-escuro**; Lustosa – **rosa**; Guimarei – **preto**; Eiriz – **laranja**.

5.4.2. Diagramas de Pearce et al. (1984)

Os diagramas de Pearce são diagramas de discriminação tectónica de granitos baseados na relação entre diversos elementos traço (Rb, Ta, Nb, Yb, Y) para estabelecer a distinção entre os granitóides implantados em diferentes contextos geotectónicos. Segundo a classificação proposta por Pearce et al. (1984), de acordo com os contextos intrusivos os granitos podem ser classificados em quatro tipos: granitos de cristas oceânicas (ORG), granitos de arcos vulcânicos (VAG), granitos intraplaca (WPG) e granitos colisionais (COLG), sendo que as amostras analisadas pertencem sobretudo aos grupos VAG e COLG.

Como os diagramas de Pearce (figura 96) são diagramas de discriminação tectónica de rochas graníticas, as projeções das amostras de vaugnerito não foram consideradas. As fácies estudadas, no diagrama de Pearce et al. (1984), estão projectadas sobretudo nos campos de quartzomonzonitos, granodioritos e granitos no diagrama de Streckeisen e têm biotite como mineral ferromagnésiano. A maioria das fácies analisadas são assim projectadas na intersecção dos campos synCOLG/VAG dos diagramas de Pearce.

Contudo, a fácies de Eiriz, a de Lustosa e algumas amostras da fácies de Guimarães são projectadas completamente no campo dos granitos colisionais (synCOLG). De acordo com Pearce et al. (1984), estes granitos são projectados no campo granito *sensu strictu* do diagrama de Streckeisen, têm moscovite, são peraluminosos e apresentam a maioria das características associadas a granitos tipo S, o que está de acordo com a petrografia e com a interpretação dos dados geoquímicos até ao momento.

Discriminação tectónica de granitos - Pearce et al. (1984)

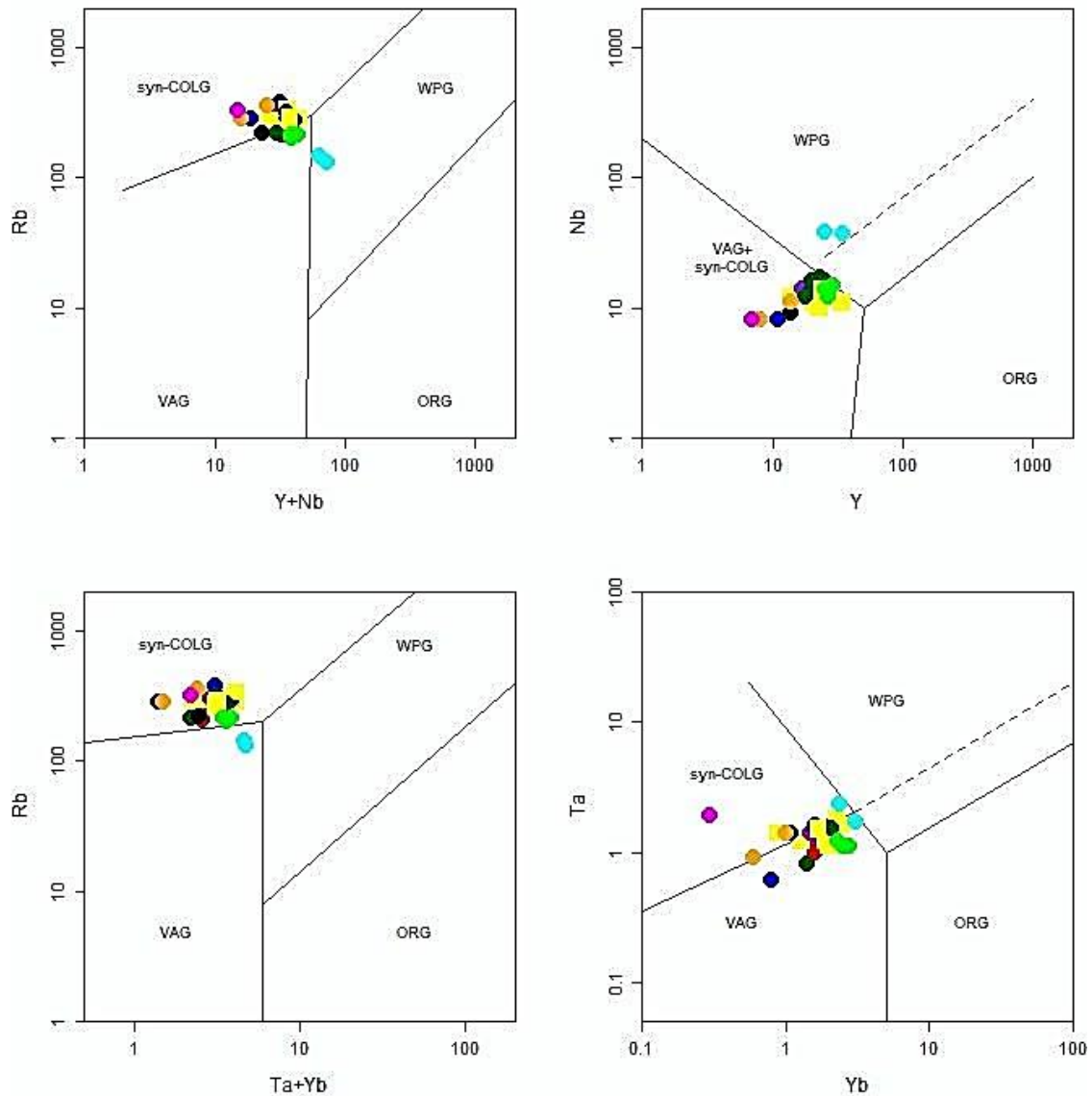


Figura 96 – Projeção das amostras analisadas nos diagramas de Pearce et al. (1984). Legenda dos campos: syn-COLG – granitos sincolisionais; WPG – granitos intraplaca; VAG – granitos de arco vulcânico; ORG – granitos de cristas oceânicas. Legenda dos símbolos: Felgueiras – verde-claro; Guimarães – amarelo; Ronfe – vermelho; Burgães – verde-escuro; Roriz – roxo; Fafe – azul-escuro; Vaugneritos (a desprezar) – azul ciano; Lustosa – rosa; Guimarei – preto; Eiriz – laranja.

5.4.3. Diagramas de Frost et al. (2001)

Os diagramas de Frost et al. (2001) são diagramas de classificação geoquímica de granitos com uma componente geotectónica associada. São baseados em 3 variáveis: Fe^* ($FeO_t / [FeO_t + MgO]$) que permite distinguir granitos ferríferos dos magnesianos; índice MALI ($Na_2O + K_2O - CaO$) que distingue granitóides alcalinos, alcali-cálcicos, calco-alcalinos e cálcicos; e o índice ASI [$Al / (Ca - 1.67P + Na + K)$] que classifica os granitóides em peralcalinos, metaluminosos ou peraluminosos.

Segundo as projeções das amostras analisadas (figura 97), na componente de Fe^* , a maioria das amostras são classificadas como magnesianas com exceção das de Guimarães, as quais podem ser ferríferas ou então ocorrem no limite que separa os dois domínios, juntamente com uma das amostras de Fafe (85-33 de Gondim) e com a amostra de Lustosa, aparecendo estas últimas amostras no limite.

Atentando ao índice MALI verifica-se que todas as amostras são alcali-cálcicas exceto uma das amostras da fácies de Eiriz (a qual está projetada no limite entre o domínio alcali-cálcico e o calco-alcalino) e a amostra da fácies de Lustosa que é calco-alcalina.

Por fim, como já referido anteriormente, atentando ao índice ASI, todas as fácies são consideradas peraluminosas, exceto Felgueiras que é meta a peraluminosa ($ASI = 1,07$) e os vaugneritos que são metaluminosos ($ASI = 0,86$). Os valores de Fe^* , índice MALI e índice ASI podem ser consultados na tabela 6.

Tabela 6 – Valores de número de Fe , índice **MALI** e **ASI** para as amostras analisadas.

Amostras	Fácies	Fe^*	MALI	ASI
84-1	Guimarães	0.83	6.85	1.12
84-7	Roriz	0.75	5.82	1.10
84-10	Roriz	0.73	5.47	1.15
84-27	Ronfe	0.71	4.75	1.09
84-38	Burgães	0.75	4.66	1.10
84-41	Guimarães	0.75	5.86	1.13
84-55	Guimarães	0.82	6.64	1.12
84-60	Roriz	0.74	5.82	1.16
85-3	Guimarães	0.81	6.20	1.11
85-30	Guimarães	0.84	7.37	1.12
85-33	Fafe	0.82	7.68	1.15
85-34	Guimarães	0.81	7.44	1.15
85-39	Antime	0.63	0.15	0.85
85-45	Burgães	0.74	5.39	1.08
85-56	Fafe	0.77	6.59	1.24
85-60	Guimarães	0.78	6.53	1.12
98-28	Burgães	0.73	4.97	1.16
98-32	Eiriz	0.78	6.39	1.37
98-45	Burgães	0.76	5.82	1.15
98-101	Burgães	0.75	5.20	1.10
98-103	Guimarei	0.73	5.42	1.21

Amostras	Fácies	Fe*	MALI	ASI
98-116	Eiriz	0.77	6.79	1.33
99-1	Guimarães	0.80	6.56	1.10
99-16	Antime	0.54	-0.20	0.78
99-51	Felgueiras	0.75	5.08	1.08
99-54	Felgueiras	0.76	5.25	1.08
99-67	Felgueiras	0.75	4.21	1.04
99-86	Lustosa	0.83	6.94	1.28

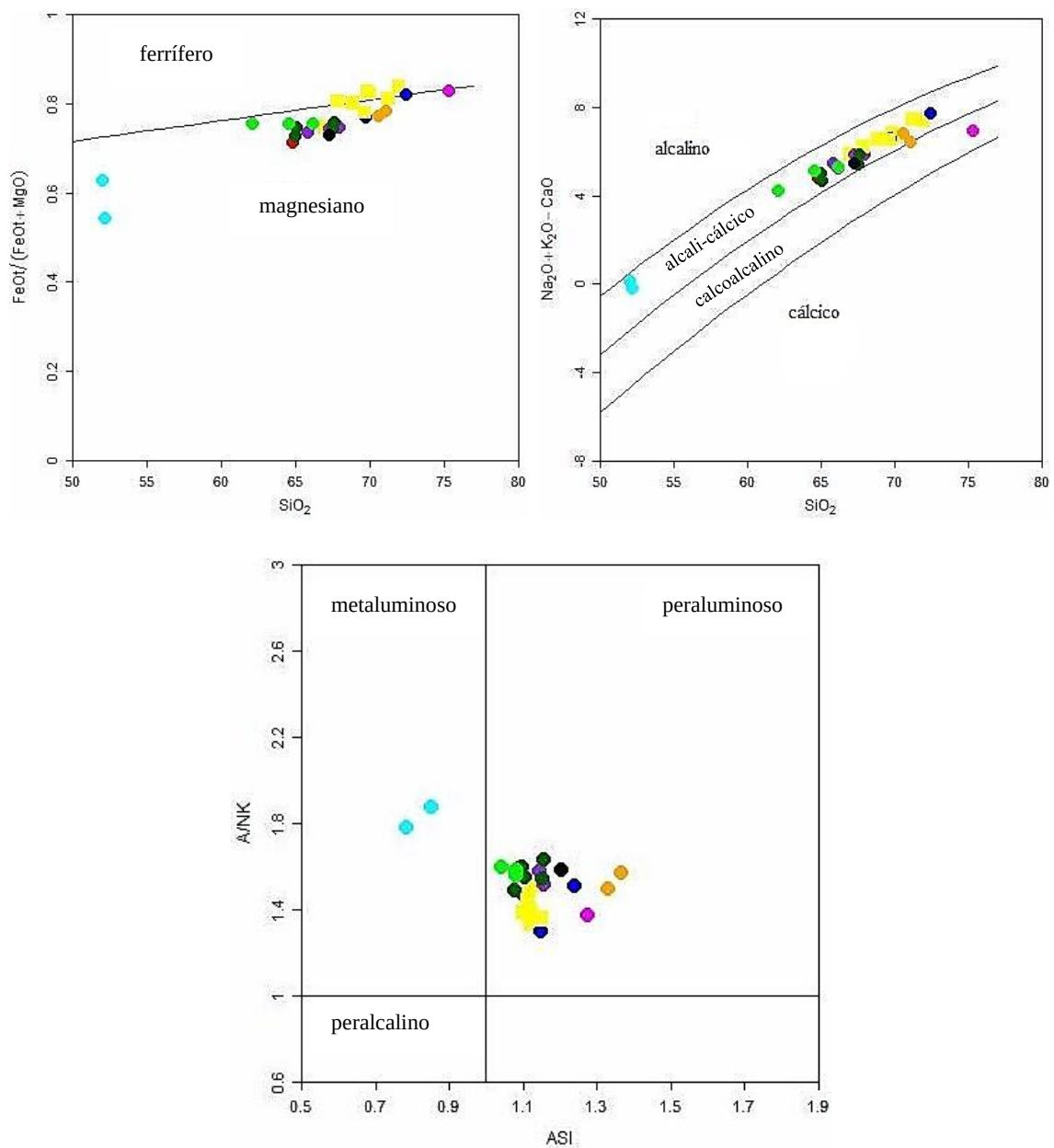


Figura 97 – Projeção das amostras estudadas nos diagramas de discriminação tectónica de granitos de Frost et al. (2001). Legenda: Felgueiras – verde-claro; Guimarães – amarelo; Ronfe – vermelho; Burgães – verde-escuro; Roriz – roxo; Fafe – azul-escuro; Vaugneritos – azul ciano; Lustosa – rosa; Guimarei – preto; Eiriz – laranja.

6. Considerações Finais

As rochas plutónicas da região de Guimarães, representadas na folha 9-B à escala 1:50000, estão classificadas geocronologicamente em relação à fase de deformação D_3 da orogenia Varisca. À escala regional, a orientação da maioria dos maciços destas rochas (nomeadamente as sin- D_3 e as tardi- D_3) acompanha a das estruturas variscas, segundo uma direcção NNW-SSE. No entanto, os maciços dos granitóides tardi a pós- D_3 exibem orientação N-S a NNE-SSW, orientação esta que caracteriza as estruturas geradas com o fim da atuação da D_3 .

Os granitos sin a tardi- D_3 de Felgueiras, Ronfe, Guimarães e Burgães apresentam orientação NNW-SSE, enquanto os granitos tardi a pós- D_3 de Guimarei, Fafe, Roriz, Eiriz e Santo Ovídio exibem a orientação N-S. De referir que o granito de Eiriz possui moscovite tardia e sulfuretos, e que o granito da Lustosa, no seu afloramento mais representativo apresenta uma forma circunscrita que sugere um carácter pós-tectónico.

São sobretudo granitos de contexto colisional continente-continente e são essencialmente tardi a pós- D_3 (idades entre 300 a 310 Ma, obtidas pelos métodos Rb-Sr e U-Pb, segundo Dias et al. (2010) e Carvalho et al. (2012), com exceção do granodiorito de Felgueiras que é sin- D_3 (319±5 Ma, Carvalho et al. (2012); 314±4 Ma, Dias et al. (2010)). O granito hololeucocrata, ortosi-albítico de grão médio de Lustosa é geoquimicamente e mineralogicamente mais evoluído, e a própria orientação do afloramento sugere uma idade mais recente. Esta fácies exhibe características que sugerem que o granito seja classificado em pós- D_3 ou pós-orogénico. **Os vaugneritos** são rochas com origem essencialmente mantélica, que intruíram no granito de Guimarães, e não estão geneticamente relacionados com os granitóides estudados.

Para avaliar as características genéticas do magmatismo granítico da região de Guimarães foram utilizados os dados geoquímicos.

Quanto à sua **aluminosidade** a maior parte das amostras estudadas são classificadas como m-P (Villaseca et al., 1998). As amostras consideradas fracamente peraluminosas apresentam minerais aluminosos como biotite, moscovite, entre outros. No entanto, estas fases deverão ser mais pobres em alumina que a andaluzite, silimanite, etc. (Frost et al., 2001). Um mineral tipicamente característico dos granitóides fracamente peraluminosos é a alanita, a qual de facto está presente em algumas fácies estudadas. O carácter aluminoso pode ser devido a processos pós magmáticos como no caso de Eiriz em que ocorre moscovite secundária.

Todos os granitos estudados **podem ser considerados como tipo S** (segundo Chappell e White, 1974) sendo que alguns (os de tendência fracamente peraluminosa – Felgueiras e algumas amostras de Guimarães) se podem classificar como I-S ocorrendo no limite entre os dois tipos. Os granitos de Lustosa, projetam-se no campo f-P no diagrama Debon e Le Fort modificado por Villaseca (1998), o que está correlacionado com o carácter mais ácido, mais alcalino destas rochas e ainda com a paragénese mineral rica em minerais aluminosos, neste caso biotite, moscovite, andaluzite e fibrolite (Frost et al., 2001).

Os granitos altamente peraluminosos (h-P) e peraluminosos altamente félsicos (f-P) são do **tipo Transicional** (Pitcher, 1993), tendo sido gerados em contexto colisional continente-continente, podendo também ter evoluído por diferenciação magmática a partir do magma que gerou os granitóides m-P (hipótese esta excluída pela ausência de relação genética entre os granitos) (Villaseca et al., 1998). O carácter Hercinótipo é também apoiado pelos resultados obtidos nos diagramas de Pearce (os granitos são projectados nos campos VAG/synCOLG). Nos diagramas de Frost et al. (2001) a maioria dos granitos da região de Guimarães são magnesianos, alcali-cálcicos e peraluminosos. Os granitóides magnesianos pressupõem um contexto geotectónico colisional, seja entre placa continental e placa oceânica ou entre duas placas continentais, enquanto as variedades ferríferas são sobretudo de contexto do tipo anorogénico.

A razão $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ pode ser usada para inferir a fonte de granitos peraluminosos (Jung e Pfänder, 2007); valores $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} < 0,5$ são típicos de rochas metapelíticas, enquanto rochas metaígneas/metagrauváquicas apresentam valores $0,3 < \text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} < 1,5$. Em melts máficos a razão $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ pode atingir valores até 10, embora os valores mais comuns estejam entre 0,1 a 3. A maioria dos granitos de Guimarães exhibe valores de $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ entre 0,3 a 1,5; porém o granito de Lustosa apresenta um valor de 0,18 para esta razão.

A razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ pode ser usada para estimar a temperatura de fusão em magmas não fracionados pois quanto mais alta for a razão, menor a temperatura. Nos granitos da folha de Guimarães todas as amostras exibem valores similares ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 15$ a 38), com exceção dos vaucleritos ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 9,86$) e Lustosa ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 99,50$).

Os valores das razões $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ sugerem que a maioria dos granitos tiveram origem em melts gerados a nível crustal, resultantes da fusão parcial de rochas metaígneas/metagrauváquicas com alguma contribuição mantélica, destacando-se Fafe e Lustosa para os quais se admite uma origem por fusão parcial

de rochas metapelíticas. Já os vaugneritos tiveram uma origem essencialmente mantélica, o que implica uma fonte a mais alta temperatura e quimicamente mais básica.

Através dos **diagramas de Harker**, com especial atenção nos diagramas com as amostras discriminadas geocronologicamente, verifica-se que existem tendências evolutivas idênticas. Porém no granito de Guimarães, que possui mais análises, é mais evidente uma tendência linear contínua que sugere um processo evolutivo por um processo de diferenciação magmática por fracionamento de biotite, plagioclase, feldspato potássico e minerais acessórios, sobretudo zircão e ilmenite.

A independência entre os diferentes tipos de granitos é evidente não só pelos diagramas de Harker, mas também pelos diagramas de TR, na medida em que há intersecção dos espectros das fácies de idênticas idades.

Nos **diagramas de ETR**, os fracionamentos estão relacionados com a mineralogia das rochas nomeadamente pela presença ou ausência de acessórios concentradores de ETR. Todos os granitóides exibem um fracionamento caracterizado pelo facto de possuírem mais TRL que TRP. Este facto justifica-se pois os minerais acessórios presentes são essencialmente portadores de TRL como apatite e monazite. Todas as fácies graníticas apresentam anomalia em Eu, sendo Fafe a fácies com a anomalia mais pronunciada ($(Eu/Eu^*)_N = 0,27$), sugerindo que o protólito destas rochas era uma fonte rica em plagioclase.

No que respeita às suas **características isotópicas**, com base em estudos realizados por vários autores para granitos do Minho, verifica-se que o granito de Penafiel (idêntico ao de Guimarães) apresenta $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0,7085 \pm 0,0005$ e $\epsilon Nd = -6,6$, e o granito de Briteiros (idêntico ao de Fafe) tem $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0,7085 \pm 0,0006$ e $\epsilon Nd = -6,9$ (Carvalho et al., 2012). Os dados isotópicos disponíveis em Dias et al. (2010) apontam para a mesma conclusão: granitos de Celeirós e Vieira do Minho (idênticos ao granito de Guimarães) - $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0,7084$ a $0,7087$ e $\epsilon Nd = -5,16$ a $-5,65$; granito de Felgueiras - $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0,7083$ a $0,7084$ e $\epsilon Nd = -5,02$ a $-5,43$; granito de Braga (idêntico ao granito de Roriz) - $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0,7071$ a $0,7072$ e $\epsilon Nd = -5,37$ a $-6,20$; granito de Agrela (idêntico ao granito de Burgães) - $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0,7064$ a $0,7075$ e $\epsilon Nd = -4,98$ a $-5,96$. Estes dados sugerem uma origem por fusão parcial de material crustal.

Os **vaugneritos** de Sapielos, Antime e Silhares, e quartzonoritos de Valbom (fácies $\gamma\Delta_3$) são rochas de natureza básica cuja génese e evolução é claramente distinta das

dos granitos como se pode verificar não só pela petrografia como pela geoquímica de elementos maiores, menores e traço. No entanto, estas rochas básicas associadas aos granitos de Guimarães, não são iguais aos típicos vaugneritos. De acordo com Andrade et al. (1985), os vaugneritos são rochas de natureza diorítica, quartzodiorítica ou tonalítica, ricos em biotite e com elevados teores em K_2O (no espectro das rochas básicas) e MgO . Os teores em MgO ($\%MgO = 4,61 - 6,81\%$) estão dentro da gama típica ($\%MgO = 4-7\%$), contudo os teores em K_2O ($\%K_2O = 3,5 - 3,68\%$) são mais baixos que o normal ($\%K_2O = 4-9\%$) (Raumer et al. 2014). Os teores baixos em K_2O são concordantes com a petrografia no sentido que foi observada uma pequena percentagem de feldspato potássico, sugerindo que o K estará essencialmente concentrado na biotite. Segundo Galán et al. (1997), estas rochas devem ser designadas vaugneritos pobres em potássio ou redwitzitos. Rochas de composição semelhante foram registadas em Guéret, no Maciço Central Francês.

Nos vaugneritos ($ASI = 0,81$), o carácter é metaluminoso e é traduzido na paragénese mineral pela presença de piroxenas como hiperstena e augite, e anfíbolos como hornblenda. (Frost et al. 2001). Os teores elevados em Ba, Sr e Zr estarão associados ao fracionamento de uma fonte rica em piroxenas e anfíbolos, mas pobre em feldspato potássico, o que justifica o baixo teor em Rb.

O espectro de TR não exhibe anomalia em Eu ($(Eu/Eu^*)_N = 0,89$) indicando uma fonte pobre em plagioclase, tratando-se portanto de um protólito de origem mais profunda, de cariz mantélico, característico destas rochas básicas.

7. Bibliografia

Andrade, M., Borges, F. S., Noronha, F., 1985. Excursão Geológica na Região de Entre Douro e Minho. Livro-Guia das Excursões a Realizar em Portugal, IX Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.

Andrade, M., Noronha, F., Rocha, A. 1986. Carta Geológica de Portugal, folha 9-B de Guimarães, à escala 1:50000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Azevedo, M.R., Valle Aguado, B. 2012. Origem e instalação de granitóides variscos na Zona Centro Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, C., Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria. Universidade de Aveiro, pp.107-121.

Barbey, P., Villaros, A., Marignac, C., Montel, J. M., 2015. Multiphase melting, magma emplacement and P-T-time path in late-collisional context: the Velay example (Massif Central, France). Bull. Soc. Géol. France, v. 186, n. 2-3, pp. 93-116.

Boynton, W. V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed). Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, pp. 63-114.

Capdevila, R., Corretgé, L., Floor, P., 1973. Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. Bull. Soc. Géol. France 15, pp. 209-228.

Carvalho, P.C.S., Neiva, A.M.R., Silva, M.M.V.G., Corfu, F., 2012. A unique sequential melting mechanism for the generation of anatectic granitic rocks from the Penafiel área, northern Portugal. Lithos 155, pp. 110-124.

Catalán, J.R.M., Arenas, R., Abati, J., Martínez, S.S., García, F.D., Suárez, J.F., Cuadra, P.G., Castiñeiras, P., Barreiro, J.G., Montes, A.D., Clavijo, E.G., Pascual, F.J.R., Andonaegui, P., Jeffries, T.E., Alcock, J.E., Fernández, R.D., Carmona, A.L., 2009. A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia. C.R. Geoscience 341, pp. 114-126.

Chappell, B. W., White, J.R., 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8, pp. 173-174.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analysis – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, pp. 183-210.

Dias, R., Ribeiro, A., 1995. The Ibero-Armorican Arc: a collisional effect against an irregular continent?, *Tectonophysics* 246, pp. 13-128.

Dias, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simões, P.P., Bertrand, J.M., 1998. U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos* 45, pp. 349-369.

Dias, G., Simões, P.P., Ferreira, N., Leterrier, J., 2002. Mantle and Crustal Sources in the Genesis of Late-Hercynian Granitoids (NW Portugal): Geochemical and Sr-Nd Isotopic Constraints. *Gondwana Research*, V.5, nº 2, pp. 287-305.

Dias, G., Noronha, F., Almeida, A., Simões, P.P., Martins, H.C.B., Ferreira, N. 2010. Geocronologia e Petrogénese do Plutonismo Tardi-Varisco (NW de Portugal): Síntese e Inferências sobre os processos de Acreção e Reciclagem crustal na Zona Centro-Ibérica. In: *Ciências Geológicas – Ensino e Investigação e sua história*. pp. 143-160.

Ferré, E. C., Leake, B. E., 2001. Geodynamic significance of early orogenic high-K crustal and mantle melts: example of the Corsica Batholith. *Lithos* 59, pp. 47-67.

Ferreira, N., Iglesias Ponce de León, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A., Ribeiro, M. L., 1987. Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M. & Rodrigo Alonso, M.D. (Eds.) *Geologia de los Granitoides e Rocas Asociadas del Macizo Hespérico*, Editorial Rueda, Madrid, pp. 37-51.

Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, v. 42, n. 11, pp. 2033-2048.

Galán, G., Corretge, L. G., Laurent, O., 1997. Low-potassium vaugnerites from Guéret (Massif Central, France). Mafic magma evolution influenced by contemporaneous granitoids. *Mineralogy and Petrology*, v.59, pp. 165-187.

Harris, N. B. W., Pearce, J. A., Tindle, A. G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Collision Tectonics*, Geological Society Special Publication, No. 19, pp. 67-81.

Jung, S., Pfänder, J. A., 2007. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids: constraints from $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ and accessory mineral saturation thermometry. *European Journal of Mineralogy*, v. 19, pp. 859-870.

López-Moro, F. J., López-Plaza, M., 2004. Monzonitic series from the Variscan Tormes Dome (Central Iberian Zone): petrogenetic evolution from monzogabbro to granite magmas. *Lithos* 72, pp. 19-44.

Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, v.101, pp. 635-643.

Martins, H.C.B., Simões, P.P., Abreu, J., 2014. Zircon crystal morphology and internal structures as a tool for constraining magma sources: Examples from northern Portugal Variscan biotite-rich granite plutons. *C.R. Geoscience* 346, pp. 233-243.

McDonough, W. F., Sun, S-s., 1995. The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, pp.223-253.

Moyen, J.F., Laurent, O., Chelle-Michou, C., Couzinié, S., Vanderhaeghe, O., Zeh, A., Villaros, A., Gardien, V., Collision vs. subduction-related magmatism: two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth, *LITHOS* (2016), doi:10.1016/j.lithos.2016.09.018.

Oen, I., 1970. Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. *Bol. Geol. Min. España* 81, pp. 271-298.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, part 4, pp. 956-983.

Pitcher, W.S., 1993. *The Nature and Origin of Granites*. 1st edition. London: Chapman and Hall.

Pupin, J.P., 1980. Zircon and Granite Petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 73, pp. 207-220.

Raumer, J. F., Finger, F., Veselá, P., Stampfli, G. M., 2014. Durbachites – Vaugnerites a geodynamic marker in the central European Variscan orogen. *Terra Nova*, V. 26(2), pp. 85-95.

Ribeiro, A., Pereira, E., Rodrigues, J., 2006 – Tectónica. In: Pereira, E. (coord.) *Carta Geológica de Portugal, Notícia explicativa da folha 2*, Publ. IGM/INETI, Lisboa, pp. 69-76.

Schermerhorn, L., 1956. Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire – São Pedro do Sul – Sátão region (northern Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal* 37, 617 p.

Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits with a chapter on Meteorites*. New York. John Wiley & Sons.

Simões, P., 2000. *Instalação, Geocronologia e Petrogénese de Granitóides Biotíticos Sintectónicos associados ao Cisalhamento Vigo-Régua (ZCI, Norte de Portugal)*. Tese de Doutoramento. Departamento de Ciências da Terra, Universidade do Minho, Braga.

Streckeisen, A.L.: Classification and nomenclature of igneous rocks. – *N.Jb. Miner., Abh.*, 107, 144-240, Stuttgart 1967.

Villaseca, C., Barbero, L., Herreros, V., 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. PB96-0661 Project of the Ministerio de Educación y Cultura of Spain.

Villaseca, C., Barbero, L., Rogers, G., 1998. Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of Central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. *Lithos* 43, pp. 55-79.

Von Raumer, J.F., Finger, F., Veselá, P., Stampfli, G.M. 2014. Durbachites-Vaugnerites – a geodynamic marker in the central European Variscan orogen. *Terra Nova* 26(2), pp. 85-95.

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33, pp. 241-265.

