



Telma Catarina
Ferreira Vieira

Geocronologia de alguns granitóides variscos da região de Viseu

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Engenharia Geológica, realizada sob a orientação científica da Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo, Professora Auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro e da co-orientação científica da Doutora Maria Mafalda Canas Portela Costa, Pos-doc no Centre for Star and Planet Formation, no Museu de História Natural da Universidade de Copenhaga.

o júri

presidente

Professor Doutor Jorge Manuel Pessoa Girão Medina
Professor Auxiliar da Universidade de Aveiro

Professora Doutora Maria Ângela de Carvalho Fernandes Almeida
Professora Auxiliar da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

Professora Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo
Professora Auxiliar da Universidade de Aveiro

Agradecimentos

Este trabalho advém do meu esforço pessoal, em que se tornou muito importante toda a colaboração prestada ao longo dele. É por isso que quero aqui expressar o meu reconhecimento e o meu sincero agradecimento a todos os que de alguma forma ajudaram a concretizar este objectivo.

Por isso, começaria por agradecer de forma especial à minha orientadora Professora Doutora Maria do Rosário Azevedo, pela proposta deste trabalho, pela partilha de conhecimentos, dedicação, amizade, por toda a paciência em explicar e tirar dúvidas ao longo do trabalho, pela sua disponibilidade e por todo o auxílio prestado.

Um grande agradecimento também à Doutora Mafalda Costa por todo o apoio, dedicação e explicações ao longo do trabalho laboratorial e pela ajuda na separação das “preciosidades” desta tese.

Agradeço ainda à Professora Doutora Beatriz Valle Aguado pelo apoio e explicações durante o trabalho de campo realizado e à Eng^a Sara Ribeiro pela ajuda e disponibilidade ao longo do trabalho no laboratório de geologia isotópica da Universidade de Aveiro.

De forma muito especial, um agradecimento aos meus pais por me acompanharem e ajudarem na conclusão de mais uma etapa da minha formação e por ajudarem a tornar este “sonho académico” em realidade.

Finalmente, agradeço ao meu namorado pelo seu carinho e amizade, paciência e apoio que demonstrou.

A todos os que de alguma forma contribuíram, o meu OBRIGADO pela força transmitida!

palavras-chave

Zona Centro-Ibérica, Batólito das Beiras, granitóides variscos. petrologia, geoquímica, geologia isotópica.

resumo

Os três granitóides estudados afloram na zona de Viseu e são rochas que intruíram nos metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico, de idade Proterozóico Superior - Câmbrio Inferior, durante a 3ª fase da deformação varisca (D_3).

O granito sin- D_3 de duas micas de Junqueira, porfiróide e não porfiróide de grão médio tem idade de 310 Ma e mostra indícios de deformação no estado sólido enquanto o granito biotítico porfiróide de Cota-Viseu com idade de 298 Ma e o granodiorito biotítico de Mosteirinhos de idade 299Ma são tardi-pós- D_3 e não demonstram fortes evidências de deformação no estado sólido.

A nível geoquímico, as características do granito de Junqueira são predominantemente do tipo S. As amostras do granito de Cota-Viseu e do granodiorito de Mosteirinhos mostram assinaturas geoquímicas transicionais entre o tipo I e o tipo S.

Os dados isotópicos de Sr-Nd em rocha total revelam a influência de protólitos crustais na gênese dos três granitóides estudados, embora haja indícios de um envolvimento de diferentes mecanismos na formação dos três granitóides.

keywords

Central Iberian Zone (CIZ), Beiras batholith, Hercynian granitoids, petrology, geochemistry, isotopic geology.

abstract

The three studied granitoids emerge in the area of Viseu and they are rocks that appeared in metasediments of the Schist and Metagreywacke Complex (CXG), from the Later Proterozoic-Precambrian time, during the third phase of the variscan orogeny (D3).

Syn-D3 two-mica granite of Junqueira, porphyroid and non-porphyroid medium grained are 310 Ma old and shows signs of deformation in the solid state, whereas porphyritic biotite granite from Cota-Viseu with 298 Ma old and 299 Ma old biotite granodiorite from Mosteirinhos are late-post-D3 and do not show strong evidence of deformation in the solid state.

At a geochemical level, the features of Junqueira granite are mainly of type S. The samples of granite from Cota-Viseu and from the Mosteirinhos granodiorite show transitional geochemical signatures between type I and type S.

The Sr-Nd isotopical data in total rock reveal the influence of crustal protolytes in the genesis of the three studied granitoids, in spite of existing evidence of an involvement of different mechanisms in the formation of the three granitoids.

ÍNDICE

Capítulo I. INTRODUÇÃO	1
I.1. Objectivos do trabalho	1
I.2. Metodologias do trabalho.....	1
I.3. Estrutura da tese	2
Capítulo II. ENQUADRAMENTO DA ÁREA ESTUDADA	4
II.1 Localização Geográfica	4
II.2. Enquadramento Geológico	5
II.3. Maciço de Junqueira	9
II.4. Maciço de Cota-Viseu.....	11
II.5 Maciço de Mosteirinhos.....	12
II.6. Trabalhos prévios	13
Capítulo III. MÉTODOS ANALÍTICOS	15
III.1. Preparação física de amostras	15
III.2. Separação de zircões e monazites	17
III.2.1. Crivagem e lavagem	17
III.2.2. Separação Magnética	18
III.2.3. Separação por densidade (bromofórmio).....	18
III.2.4. Nova separação magnética	19
III.2.5. Separação por densidade (iodeto de metileno).....	21
III.2.6. Separação à Lupa	21
III.2.7. Recuperação de Bromofórmio	22
III.3. Análises Isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd	23
III.3.1. Decomposição química das amostras	24
III.3.2. Cromatografia iónica	24

III.3.3. Espectrometria de Massa (TIMS)	25
Capítulo IV. PETROGRAFIA	28
IV.1. Granito de Junqueira.....	28
IV.2. Granito de Cota-Viseu.....	31
IV.3. Granodiorito de Mosteirinhos	34
Capítulo V. GEOQUÍMICA.....	38
V.1 Granito sin-D ₃ de Junqueira	38
V.1.2. Classificações químicas e químico-mineralógicas.....	38
V.1.2. Diagramas de variação química	42
V.1.3. Perfis de Terras Raras (TR)	47
V.2 Granitóides tardi-pós-D ₃ de Cota-Viseu e de Mosteirinhos.....	49
V.2.1. Classificações químicas e químico-mineralógicas.....	49
V.2.2. Diagramas de variação química	51
V.2.3. Perfis de Terras Raras (TR)	54
Capítulo VI. GEOLOGIA ISOTÓPICA	56
VI.1. Introdução.....	56
VI.2. Equação fundamental do decaimento radioactivo.....	57
VI.3. Sistema isotópico Rb-Sr	59
VI.4. Sistema isotópico Sm-Nd	61
VI.5. Geoquímica isotópica Sr-Nd.....	62
VI.6. Sistema isotópico U-Pb	63
VI.7. Geocronologia - resultados.....	65
VI.7.1. Granito de Junqueira.....	65
VI.7.2. Granito de Cota-Viseu.....	68
VI.7.3. Granodiorito de Mosteirinhos	70

VI.7.4. Resumo dos dados geocronológicos.....	72
VI.8. Geoquímica isotópica Sr-Nd.....	73
VI.9. Idades modelo (T_{DM}).....	75
VII. CONCLUSÕES.....	76
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	78
ANEXOS	84
Anexo I – Composição química de elementos maiores	84
Anexo II – Composição química de elementos traço	85
Anexo III – Composição química em terras-raras (ppm).....	88
Anexo IV – Razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, calculadas para as idades U-Pb obtidas e os resultados ϵSr_i , ϵNd_i e T_{DM}	89

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela V.1: Intervalos composicionais de elementos maiores (% peso) e de alguns elementos vestigiais (ppm) nos granitóides de Junqueira, Mosteirinhos e Cota-Viseu	39
Tabela V.2 – Coeficientes de partilha para o Sr, o Ba e o Rb em líquidos dacítico-riolíticos	46
Tabela VI.1: Principais sistemas isotópicos utilizados em geocronologia.....	59
Tabela VI.2: Isótopos naturais do samário e do neodímio.....	61
Tabela VI.3: Dados isotópicos Rb-Sr para as amostras do granito de Junqueira.	66
Tabela VI.4: Dados isotópicos U-Pb para a amostra 178-104 do granito de Junqueira.....	67
Tabela VI.5: Dados isotópicos Rb-Sr das amostras do granito de Cota-Viseu.	68
Tabela VI.6: Dados isotópicos U-Pb para a amostra 178-12 do granito de Cota-Viseu.	69
Tabela VI.7: Dados isotópicos Rb-Sr para as amostras do granodiorito de Mosteirinhos.	70
Tabela VI.8: Dados isotópicos U-Pb para a amostra AMS-155 do granodiorito de Mosteirinhos.	71

Tabela VI.9: Resumo das idades obtidas para os três granitóides estudados. nd: não determinado.....	72
Tabela VI.10: Valores máximos e mínimos das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e correspondentes valores em notação épsilon para os três granitóides estudados.	73
Tabela I.2: Composição química de elementos maiores (% peso) das amostras do granito sin-D ₃ de Junqueira.....	84
Tabela I.3: Composição química de elementos maiores (% peso) das amostras do granito tardi-pós-D ₃ de Cota-Viseu.....	84
Tabela I.4: Composição química de elementos maiores (% peso) das amostras do granodiorito tardi-pós-D ₃ de Mosteirinhos.....	85
Tabela II.5: Composição química de elementos traço (ppm) das amostras do granito sin-D ₃ de Junqueira. nd – teores não determinados.	85
Tabela II.6: Composição química de elementos traço (ppm) das amostras do granito tardi-pós-D ₃ de Cota-Viseu. nd – teores não determinados.....	86
Tabela II.7: Composição química de elementos traço (ppm) das amostras do granodiorito tardi-pós-D ₃ de Mosteirinhos.....	87
Tabela III.8: Composição química em terras-raras (ppm) das amostras do granito sin-D ₃ de Junqueira. nd – teores não determinados.	88
Tabela III.9: Composição química em terras-raras (ppm) das amostras do granito tardi-pós-D ₃ de Cota-Viseu. nd – teores não determinados.	88
Tabela III.10: Composição química em terras-raras (ppm) das amostras do granodiorito tardi-pós-D ₃ de Mosteirinhos.....	89
Tabela IV.10: Razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e os resultados ϵSr_i , ϵNd_i e T_{DM} calculados para a idade de 310 Ma para as amostras do granito de Junqueira.....	89
Tabela IV.11: Razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e os resultados ϵSr_i , ϵNd_i e T_{DM} calculados para a idade de 300 Ma para as amostras do granito de Cota-Viseu e do granodiorito de Mosteirinhos.	89

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura II.1: Localização geográfica da área estudada mostrando a cobertura cartográfica (escala 1:25.000) e geológica (escala 1:50.000) que abrange a região.....	4
Figura II.2: Distribuição dos afloramentos da Cadeia Varisca no continente europeu, extraído de Vera, J.A. (Ed) (2004).....	5
Figura II.3: Subdivisão do Maciço Ibérico em zonas geotectónicas.....	6
Figura II.4: Mapa geológico simplificado da região centro norte de Portugal (extraído de Azevedo e Valle Aguado, 2006). As estrelas no mapa representam os locais onde foram colhidas as amostras.	6
Figura II.5: Distribuição dos granitóides variscos sin-D ₃ e tardi-pós-D ₃ no Centro e Norte de Portugal (extraído de Azevedo e Valle Aguado, 2006).	8
Figura II.6: Extracto do mapa geológico simplificado da região centro norte de Portugal, mostrando a localização das amostras estudadas	9
Figura III.5: Esquema do procedimento usado para separar zircões e monazites no separador magnético <i>Frantz</i>	20
Figura III.7: Síntese dos procedimentos usados na preparação física das amostras.	23
Figura III.8: Esquema síntese da metodologia realizada na análise isotópica.	25
Fig. III.9: Espectrómetro de massa de ionização térmica instalado no LGI-UA.....	26
Figura V.1: Projecção dos granitos de Junqueira no diagrama R ₁ -R ₂ de La Roche <i>et al.</i> (1980), em que R ₁ = 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti) ; R ₂ = 6Ca+2Mg+Al.	40
Figura V.3: Diagrama índice molecular A/CNK <i>versus</i> %SiO ₂ para as amostras do granito de Junqueira. A/CNK = mol. Al ₂ O ₃ / (mol. CaO + mol. Na ₂ O + mol. K ₂ O).	41
Figura V.7: Projecção das amostras do granodiorito de Mosteirinhos e do granito de Cota-Viseu no diagrama R1-R2 proposto por La Roche <i>et al.</i> (1980). R ₁ = 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti) e R ₂ = 6Ca+2Mg+Al).....	49
Figura V.9: Diagrama A/CNK <i>versus</i> %SiO ₂ para os granitóides de Mosteirinhos e de Cota-Viseu.	51
Figura VI.8: Os três tipos principais de decaimento radioactivo modificado de Eicher e McAlester (1980).....	57

Figura VI.7: Isócrona Rb-Sr definida pelas amostras 178-102, 178-103, 178-104 e 178-105 do granito de Junqueira.	66
Figura VI.8: Aspecto das fracções de zircão e monazite do granito sin-D ₃ de Junqueira	67
Figura VI.11: Aspecto das fracções de zircão do granito tardi-pós-D ₃ de Cota-Viseu.....	69
Figura VI.13 Isócrona Rb-Sr para as amostras do granodiorito de Mosteirinhos.	70
Figura VI.15: Projecção das fracções de zircão e de titanite da amostra do granodiorito de Mosteirinhos no diagrama concórdia.....	72
Figura VI.16: Projecção das amostras do granito de Junqueira no diagrama $\epsilon Sr_{inicial}$ vs. $\epsilon Nd_{inicial}$ (DePaolo e Wasserburg, 1976). Os valores de ϵSri e de ϵNdi foram recalculados para a idade de 310 Ma.	74
Figura VI.17: Projecção das amostras do granito de Cota-Viseu e do granodiorito de Mosteirinhos no diagrama $\epsilon Sr_{inicial}$ vs. $\epsilon Nd_{inicial}$ (DePaolo e Wasserburg, 1976). Os valores de ϵSri e de ϵNdi foram recalculados para a idade de 300 Ma.	74

Capítulo I. INTRODUÇÃO

A dissertação para a obtenção do título de mestre em Engenharia Geológica aqui apresentada intitula-se “Geocronologia de alguns granitóides variscos da região de Viseu”. O trabalho desenvolvido nesta tese teve como principal objectivo efectuar um estudo petrográfico, geoquímico e geocronológico de amostras de três maciços de granitóides variscos do Batólito das Beiras (região de Viseu).

Geologicamente, a região de Viseu situa-se na Zona Centro Ibérica (ZCI) que constitui uma das grandes unidades geotectónicas em que se subdivide o Maciço Ibérico. A ZCI é composta por: (a) rochas metassedimentares com idades compreendidas entre o Pré-Câmbrico e o Carbonífero Superior, afectadas por deformação e metamorfismo durante a Orogenia Varisca e por (b) numerosas intrusões de granitóides variscos.

Apesar de existirem diversos trabalhos sobre a petrografia, geoquímica e geocronologia dos granitóides da Zona Centro Ibérica, a informação geocronológica disponível sobre algumas destas intrusões é ainda escassa. Assim, espera-se que esta tese contribua para fornecer constrangimentos temporais mais precisos sobre a intrusão de magmas graníticos neste sector da ZCI.

I.1. Objectivos do trabalho

Foram definidos os seguintes objectivos principais para a realização deste trabalho:

- Caracterização petrográfica e geoquímica de amostras colhidas em três intrusões graníticas da região de Viseu;
- Determinação da idade de instalação dos granitóides recorrendo aos métodos de datação Rb-Sr (rocha total) e U-Pb em zircões e monazites;
- Determinação das assinaturas isotópicas Sr-Nd das amostras dos três maciços para constranger a natureza dos reservatórios-fonte destes magmas.

I.2. Metodologias do trabalho

A actividade desenvolvida durante o período de preparação da tese incluiu as seguintes etapas fundamentais: pesquisa bibliográfica, trabalho de campo e amostragem,

estudo petrográfico, caracterização geoquímica, obtenção de dados geocronológicos e isotópicos e análise e interpretação dos resultados.

A pesquisa bibliográfica foi realizada ao longo de todo o período em que decorreu a preparação da tese e envolveu a consulta de mapas geológicos e de trabalhos publicados sobre a geologia da região de Viseu.

A fase de campo teve como principal finalidade o reconhecimento geológico dos afloramentos em que foram colhidas as amostras e a caracterização macroscópica dos diferentes granitóides. Com excepção de uma amostra do Maciço de Junqueira cuja colheita foi efectuada durante a presente investigação, todas as restantes amostras estudadas foram colhidas em campanhas de amostragem prévias, realizadas no âmbito de projectos de investigação em que a orientadora da tese participou (MODELIB, CHRONOTECT, PETROCHRON).

O estudo petrográfico incidiu em 6 lâminas delgadas das amostras seleccionadas para datação pelo método U-Pb (zircões e monazites) e para análise isotópica nos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd.

Uma das etapas mais trabalhosas da presente investigação consistiu na fragmentação e moagem fina das amostras de rocha total e na separação e purificação de concentrados minerais (zircão e monazite). Os pós de rocha total foram enviados para o *Actlabs* (Canadá) para análise da sua composição em elementos maiores por ICP-AES e em elementos traço (incluindo os elementos do grupo das terras raras) por ICP-MS.

A obtenção de dados isotópicos envolveu a realização de análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro e a obtenção de dados geocronológicos pelo método U-Pb em fracções de zircão e monazite no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Oslo.

A integração dos dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos obtidos durante as etapas de trabalho descritas anteriormente permitiu definir as principais características petrológicas dos granitóides estudados e estabelecer a sua sequência de instalação.

I.3. Estrutura da tese

O presente trabalho está organizado em sete capítulos. Para além deste capítulo introdutório inclui:

- Capítulo II: Enquadramento da área estudada

Neste capítulo é feito o enquadramento geográfico e geológico da região seleccionada para este estudo, descrevem-se as principais características dos afloramentos em que foram colhidas as amostras e referem-se os trabalhos anteriormente efectuados na região de Viseu.

- Capítulo III: Métodos analíticos

No Capítulo 3, descrevem-se as metodologias e procedimentos utilizados na preparação de amostras e na aquisição de dados químicos e isotópicos.

- Capítulo IV: Petrografia

No Capítulo IV, apresentam-se os resultados do estudo petrográfico realizado.

- Capítulo V: Geoquímica de rocha total

Este capítulo inicia-se com a apresentação dos dados de geoquímica de elementos maiores e traço em rocha total das amostras dos três granitóides e com a sua projecção em diagramas de classificação químico-mineralógica e de variação química e termina com a discussão dos resultados.

- Capítulo VI: Geologia isotópica

Este capítulo está dividido em sete secções. Nas três primeiras, são abordados os fundamentos teóricos dos métodos isotópicos utilizados (U-Pb, Rb-Sr e Sm-Nd). Na quarta secção, apresentam-se as isócronas Rb-Sr para os três maciços estudados, enquanto na quinta, se mostram e discutem os diagramas concórdia para as fracções de zircão e monazite. Por fim, nas últimas secções, apresentam-se os dados de geoquímica isotópica Sr-Nd e as idades-modelo T_{DM} .

- Capítulo VII: Conclusões

Neste último capítulo, sintetizam-se as principais conclusões do trabalho realizado.

Capítulo II. ENQUADRAMENTO DA ÁREA ESTUDADA

O trabalho realizado no âmbito desta tese envolveu a caracterização petrográfica, geoquímica e isotópica de amostras seleccionadas de três intrusões de granitóides variscos da região de Viseu (centro norte de Portugal): o granito sin-tectónico de duas micas de Junqueira, o granito porfiróide biotítico tardi-pós-tectónico de Cota-Viseu e o granodiorito biotítico tardi-pós-tectónico de Mosteirinhos. Neste capítulo enquadra-se a área em que afloram estes maciços graníticos em termos geográficos e geológicos e descrevem-se sumariamente as principais características dos afloramentos em que foram colhidas amostras. No final do capítulo, sintetizam-se os principais trabalhos prévios publicados sobre os granitóides da região.

II.1 Localização Geográfica

As amostras do granito de Junqueira e de Cota-Viseu foram colhidas na área coberta pela folha nº178 (Viseu) da Carta Militar de Portugal, escala 1:25.000, emitida pelo Instituto Geográfico do Exército, enquanto as amostras do granodiorito de Mosteirinhos se localizam na região coberta pela folha 188 (Vila Chã de Sá) da mesma Carta (Fig. II.1). No seu conjunto, a região de Viseu é abrangida pela folha 17-A (Viseu) da Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000, publicada pelo LNEG em 2010 (Ferreira *et al.*, 2010).

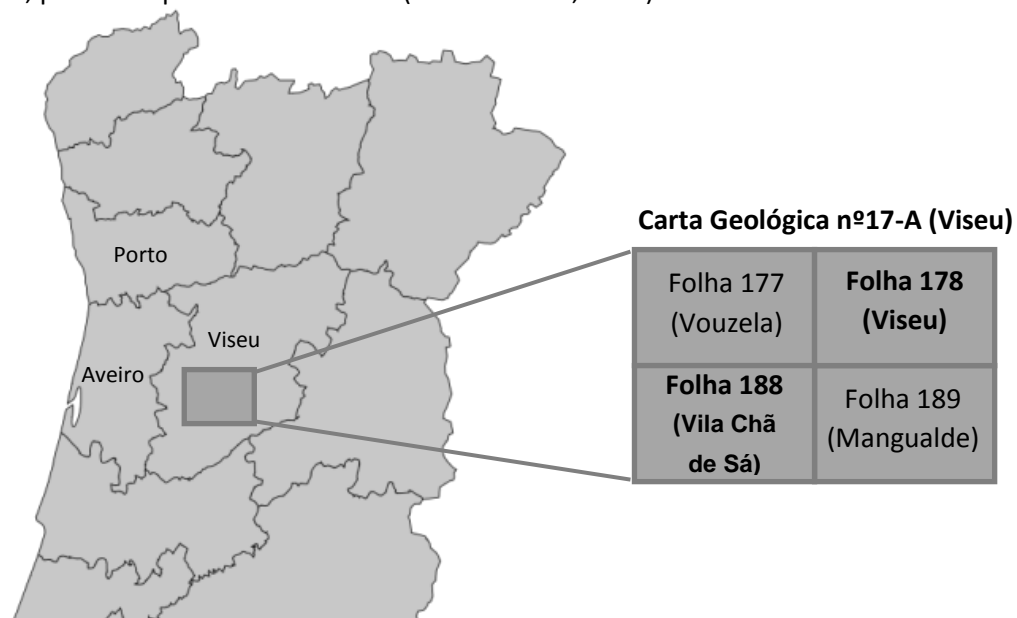


Figura II.1: Localização geográfica da área estudada mostrando a cobertura cartográfica (escala 1:25.000) e geológica (escala 1:50.000) que abrange a região.

II.2. Enquadramento Geológico

Do ponto de vista geológico, a região de Viseu localiza-se nos terrenos autóctones do Maciço Ibérico, o qual representa o segmento mais ocidental da Cadeia Varisca Europeia (Fig. II.2).

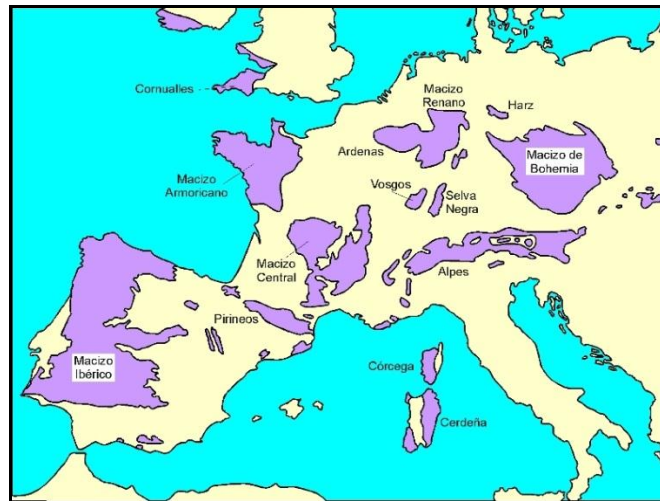


Figura II.2: Distribuição dos afloramentos da Cadeia Varisca no continente europeu, extraído de Vera, J.A. (Ed) (2004).

Com base em critérios estratigráficos, tectono-metamórficos e magmáticos, o Maciço Ibérico foi subdividido nas seguintes zonas geotectónicas (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974; Farias *et al.*, 1987, Fig. II.3):

- Zona Cantábrica (ZC),
- Zona Astúrico-Ocidental-Leonesa (ZAOL),
- Zona Galiza Média e Trás-os-Montes (ZGTM),
- Zona Centro-Ibérica (ZCI),
- Zona Ossa-Morena (ZOM),
- Zona Sul-Portuguesa (ZSP).

Os maciços estudados fazem parte da Zona Centro-Ibérica (ZCI). Esta zona é composta por: (a) rochas com idades compreendidas entre o Proterozóico Superior e o Carbonífero Superior, variavelmente deformadas e metamorfizadas durante a orogenia varisca e por (b) um grande número de intrusões graníticas, cuja instalação está relacionada com as últimas fases de deformação varisca (Figs. II.3 e II.4).

Em termos estratigráficos, a ZCI é caracterizada pela predominância de formações do Proterozóico Superior - Câmbrio Inferior, que constituem um espesso conjunto

metassedimentar, conhecido na literatura como Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) (Fig. II.4). Sobre os materiais ante-ordovícicos, assentam em discordância as camadas do Ordovício às quais se seguem as formações do Silúrico e, pontualmente, do Devónico Inferior. As sequências do Paleozóico Superior estão, em geral, mal representadas na ZCI, confinando-se a raros depósitos de molassos continentais do Carbonífero Superior que marcam o final da Orogenia Varisca neste sector do Maciço Ibérico.

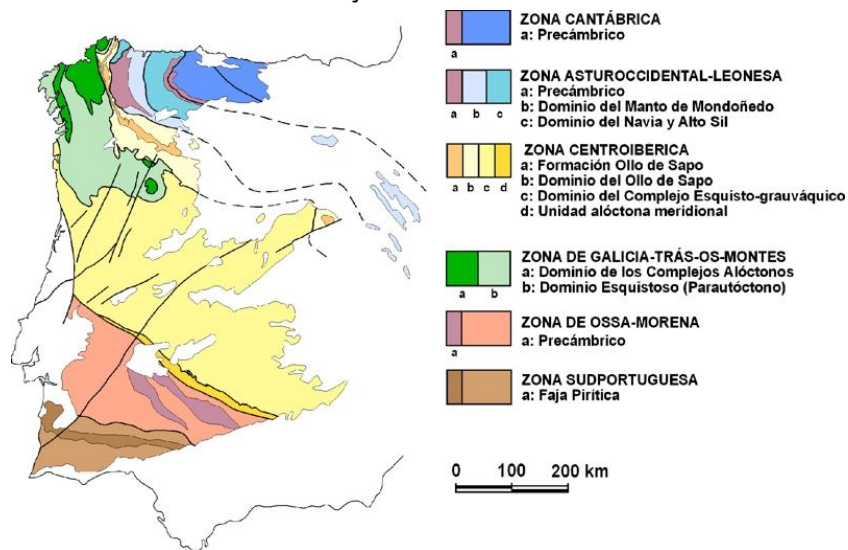


Figura II.3: Subdivisão do Maciço Ibérico em zonas geotectónicas, segundo Farias et al. (1987)

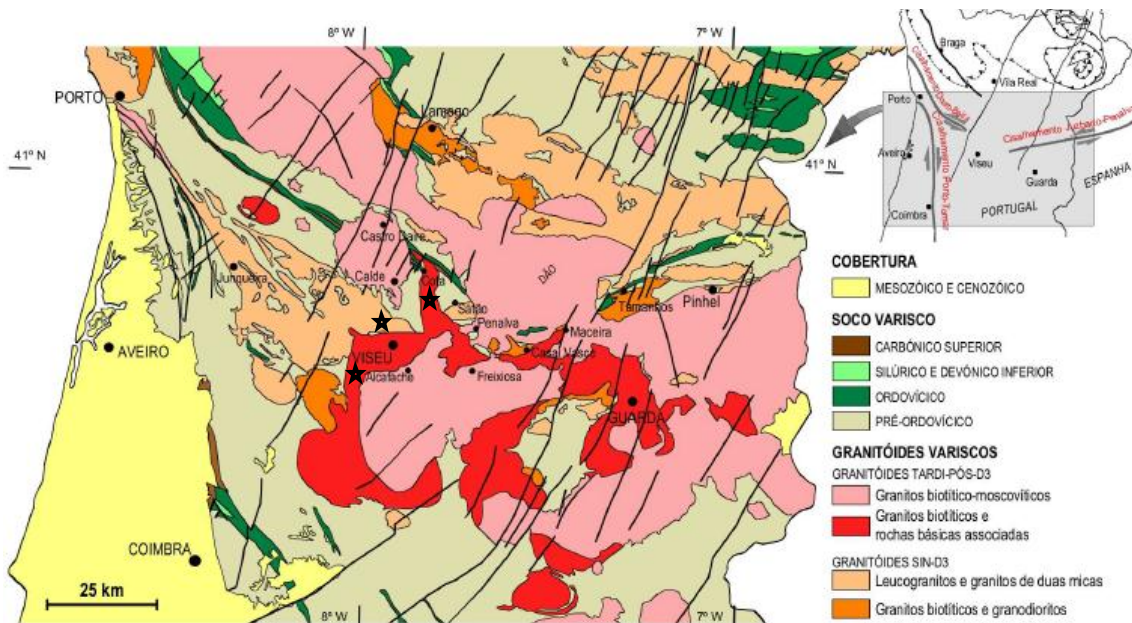


Figura II.4: Mapa geológico simplificado da região centro norte de Portugal (extraído de Azevedo e Valle Aguado, 2006). As estrelas no mapa representam os locais onde foram colhidas as amostras.

Todas as sequências pré-carboníferas da ZCI foram afectadas pela deformação varisca. Embora exista ainda alguma controvérsia sobre o número, a natureza e a idade das diferentes fases de deformação varisca, a maioria dos autores considera que a estruturação da ZCI resultou da actuação de três fases de deformação principais (D_1 , D_2 e D_3) (Ribeiro *et al.*, 1979; Diez Balda *et al.*, 1990).

A primeira fase de deformação (D_1) é responsável por grande parte da estrutura actual da ZCI e deu origem a: (1) dobras deitadas e carreamentos sub-horizontais, com vergência para E e NE, no sector setentrional; (2) dobras com plano axial vertical ou muito inclinado no sector central e (3) dobras com vergência para SW, no domínio meridional (Ribeiro *et al.*, 1979; Diez Balda *et al.*, 1990; Martinez Poyatos *et al.*, 2004). Às dobras D_1 associa-se sempre uma xistosidade de plano axial (S_1) muito penetrativa.

Já a segunda e terceira fases de deformação variscas (D_2 e D_3) têm um carácter mais heterogéneo. A D_2 afecta principalmente sequências metamórficas de grau médio a alto e está relacionada com zonas de cisalhamento sub-horizontais, enquanto a D_3 é homoaxial com a D_1 em extensos sectores da ZCI. A D_3 está associada a zonas de cisalhamento transcorrentes sub-verticais de escala crustal, direitas e esquerdas, como é o caso das Zonas de Cisalhamento Porto-Tomar (ZCPT), Juzbado-Penalva do Castelo (ZCJPC) e Douro-Beira (ZCDB) (Fig. II.4) (Ribeiro *et al.*, 1979; Valle Aguado, 1993; Valle Aguado *et al.*, 2005). Por último, um sistema de fracturação tardia (D_4) marca os últimos estádios da orogenia varisca, dando origem a falhas com orientações variando entre NE-SW e NNE-SSW.

Trabalhos realizados na região de Viseu mostram que o metamorfismo regional varisco se desenvolveu inicialmente num regime de pressão intermédia (tipo Barroviano), caracterizado por um rápido aumento do grau metamórfico, desde as zonas da clorite e biotite, até às zonas da estauroлите, distena, silimanite e silimanite + feldspato potássico (Valle Aguado *et al.*, 1993; Azevedo e Valle Aguado, 2006; Esteves, 2006), evoluindo para condições de pressão baixa e alta temperatura durante grande parte da D_3 . Terminou com a retrogradação das paragénese metamórficas formadas anteriormente (Valle Aguado *et al.*, 2005).

Na ZCI, a actividade magmática ligada à orogenia varisca é testemunhada pela ocorrência de abundantes volumes de rochas granitóides, cuja instalação está predominantemente relacionada com a terceira fase de deformação varisca (D_3) (e.g. Azevedo

e Valle Aguado, 2006). De acordo com as suas relações com a terceira fase de deformação varisca (D_3), os granitóides variscos da ZCI têm sido subdivididos em dois grandes grupos: (1) os granitóides sin- D_3 e (2) os granitóides tardi-pós- D_3 (Schermerhorn, 1956; Capdevila e Floor, 1970; Capdevila *et al.*, 1973; Ferreira *et al.*, 1987; López Plaza e Martínez Catalán, 1988). A distribuição destes dois grupos de granitóides na região centro-norte de Portugal está ilustrada na Figura II.5.

Os granitóides sin- D_3 formam complexos batolíticos, concordantes com as estruturas regionais e incluem duas séries composicionalmente distintas: (a) granitos peraluminosos de duas micas e (b) pequenos corpos de granitos e granodioritos biotíticos. Em contraste, os granitos tardi-pós- D_3 constituem maciços discordantes, de dimensões variáveis, frequentemente zonados e envolvidos por auréolas de metamorfismo de contacto. São normalmente compostos por granitóides biotíticos ou biotítico-moscovíticos, de tendência ligeiramente peraluminosa a fortemente peraluminosa, aos quais muitas vezes se associam rochas de composição básica e intermédia (Azevedo e Valle Aguado, 2006).

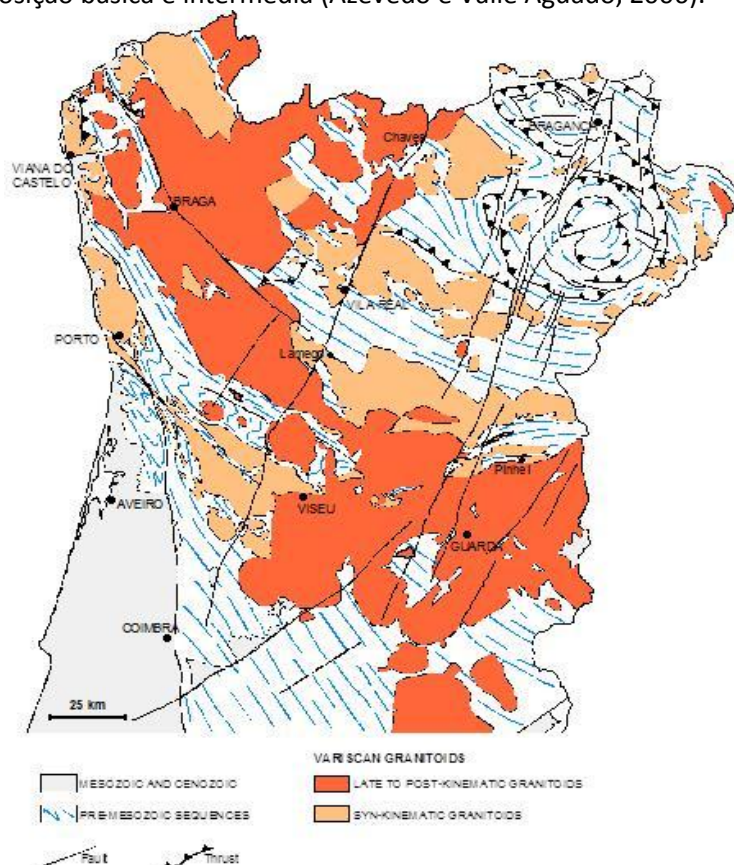


Figura II.5: Distribuição dos granitóides variscos sin- D_3 e tardi-pós- D_3 no Centro e Norte de Portugal (extraído de Azevedo e Valle Aguado, 2006).

Todos os tipos de rochas granitóides variscas estão representados na região de Viseu, constituindo um extenso complexo intrusivo conhecido na literatura por Batólito das Beiras, onde se incluem os três maciços estudados (Junqueira, Cota-Viseu e Mosteirinhos) (Fig. II.4). O maciço de Junqueira pertence à série dos leucogranitos e granitos de duas micas sintectónicos, enquanto os maciços de Cota-Viseu e de Mosteirinhos se integram no grupo dos granitóides biotíticos tardi-pós-tectónicos.

II.3. Maciço de Junqueira

O granito sin-D₃ de Junqueira forma um maciço alongado de dimensões batolíticas, que ocupa o núcleo dum antifórma de terceira fase com orientação NW-SE – o antifórma Porto-Viseu (Valle Aguado *et al.*, 2005, Fig. II.4). É constituído por granitos de duas micas, porfiróides e não porfiróides, de grão médio a grosseiro, mostrando frequentemente evidências de deformação no estado sólido (e.g. Valle Aguado *et al.*, 2005, Ferreira *et al.*, 2010).

As amostras do granito de Junqueira estudadas neste trabalho (Am. 178-102, 178-103, 178-104, 178-105) foram colhidas em afloramentos situados no sector sudeste do maciço (Fig. II.6).

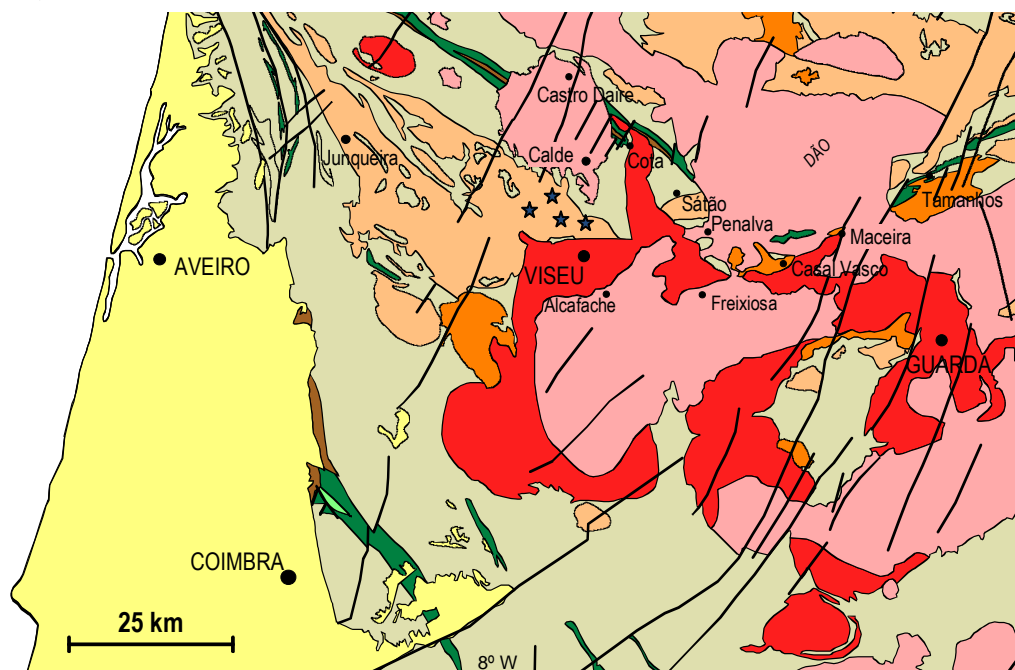


Figura II.6: Extracto do mapa geológico simplificado da região centro norte de Portugal, mostrando a localização das amostras estudadas (extraído de Azevedo e Valle Aguado, 2006). As estrelas no mapa representam os locais onde foram colhidas as amostras.

À escala do afloramento, verifica-se que o granito de Junqueira é texturalmente heterogéneo. Esta heterogeneidade é marcada pela coexistência de variedades não porfiróides e porfiróides, com diferentes granularidades, e pela presença de fácies com intensidades variáveis de deformação (Fot. II.1 e II.2).

Nas amostras mais deformadas chega a desenvolver-se uma foliação gnáissica incipiente, com orientação NW-SE, subvertical, conferida pela alternância de finos níveis micáceos com níveis granoblásticos quartzo-feldspáticos. A foliação, quando visível, é concordante com as estruturas regionais associadas à D_3 , indicando que a instalação deste maciço ocorreu durante a última fase de deformação varisca. Pontualmente podem encontrar-se “schlieren” biotíticos e encraves metassedimentares, com dimensões centimétricas, dispersos pelo interior do maciço.



Fot. II.1: Aspecto da fácies porfiróide de grão médio do granito de Junqueira, mostrando evidências de deformação no estado sólido (Am. 178-102)



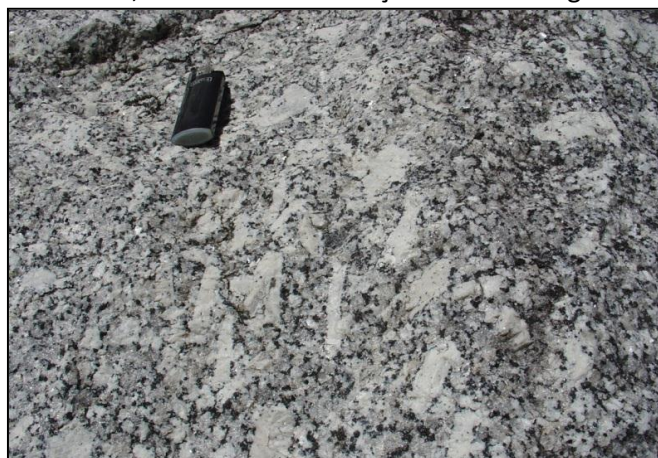
Fot. II.2: Aspecto da fácies não porfiróide de grão médio do granito de Junqueira (Am. 178-104).

II.4. Maciço de Cota-Viseu

O granito de Cota-Viseu constitui um maciço de forma irregular abrangendo uma área com cerca de 75 km por 35 km de extensão, na parte central do Batólito das Beiras (Fig. II.4). Define contactos intrusivos com o plutonito de Junqueira, a oeste, e é intruído pelo granito porfiróide biotítico-moscovítico de Alcafache na porção mais interna do batólito (Fig. II.4). Trata-se de um granito porfiróide biotítico de grão médio a grosseiro, que não apresenta evidências petrográficas de deformação no estado sólido, exceptuando nas proximidades de algumas falhas, possivelmente ligadas à sua própria intrusão, o que corrobora o seu carácter tardi- a pós-tectónico relativamente ao último evento de deformação dúctil de idade varisca (D_3). A datação de zircões e monazites pelo método U-Pb aponta para uma idade de instalação de 306 Ma para esta intrusão (Azevedo *et al.*, 1999 e Valle Aguado *et al.*, 2005).

Em estreita associação espacial com o granito de Cota-Viseu, ocorrem pequenos corpos intrusivos de rochas básicas e intermédias (gabronoritos, monzodioritos, monzodioritos quártzicos e granodioritos), definindo frequentemente contactos lobados ou interdigitados com o granito. Estas relações sugerem uma instalação síncrona para as diferentes unidades e um envolvimento significativo de processos de mistura de magmas (hibridização) na sua formação (Azevedo e Valle Aguado, 2006).

A amostra do granito de Cota-Viseu (Am. 178-14) foi colhida num afloramento com coordenadas UTM ED 50: 29TNF 600175mE 4508825mN, localizado no km 79 da estrada nº 229 (Fig. II.6). Neste afloramento, o granito apresenta megacristais de feldspato, com dimensões médias de 5 cm, podendo atingir ocasionalmente tamanhos de 12 cm. Os megacristais estão orientados, definindo uma foliação de fluxo magmático (Fot. II.3).



Fot. II.3: Aspecto do afloramento do granito porfiróide biotítico de Cota-Viseu (Am. 178-14).

É frequente encontrar neste granito encraves microgranulares máficos de composição predominantemente tonalítica, cuja presença reforça a hipótese de terem ocorrido processos de mistura de magmas durante a sua génese.

II.5 Maciço de Mosteirinhos

O granodiorito biotítico tardi-pós-D₃ de Mosteirinhos aflora ao longo duma faixa situada no bordo noroeste do maciço de Cota-Viseu, com o qual define contactos transicionais (Neves, 1991; Fig. II.4). Corresponde a uma rocha porfiróide de composição granodiorítica, sem evidências de deformação no estado sólido (Neves, 1991). Esta fácies, em conjunto com outros corpos intrusivos composicionalmente heterogéneos (básicos a intermédios) que ocorrem na periferia do maciço de Cota-Viseu, parece representar uma rocha híbrida gerada por mistura de magmas máficos de proveniência mantélica com fundidos félsicos de origem crustal (Azevedo e Valle Aguado, 2006).

A amostra do maciço de Mosteirinhos (Am. AMS-155) foi colhida numa pedreira abandonada junto à povoação que lhe dá o nome, num afloramento com coordenadas UTM ED 50: 29TNF 585463mE 4501083mN (Fig. II.6). Neste afloramento, o granodiorito biotítico de Mosteirinhos apresenta megacristais de feldspato dispersos numa matriz de grão médio, definindo uma foliação de fluxo magmático com orientação variando entre N155° e N170° (Fot. II.4). O elevado grau de heterogeneidade textural do granodiorito de Mosteirinhos, bem como a presença de abundantes encraves microgranulares máficos com formas globulares, mostra que estes magmas foram afectados por processos de “mixing /mingling” de intensidade variável (Fot. II.5).



Fot. II.4: Aspecto do granodiorito porfiróide biotítico de Mosteirinhos (Am. AMS 155).



Fot. II.5: Encraves microgranulares máficos no granodiorito porfiróide biotítico de Mosteirinhos (Am. AMS 155).

II.6. Trabalhos prévios

O primeiro mapa geológico da zona de Viseu, na escala 1:50000, foi publicado por Oen (1958). Seguindo a subdivisão proposta por Schermerhorn (1956), o mesmo autor agrupou os granitóides variscos da ZCI em dois grandes conjuntos: (a) os granitos “Older”, abrangendo as intrusões mesozonais, concordantes com as estruturas regionais, que ocupam os núcleos dos antiformas de terceira fase e (b) os granitos “Younger”, em que se incluem os complexos intrusivos epizonais zonados que definem relações discordantes tanto com os granitos mais antigos, como com as estruturas regionais (Oen, 1970). No seu trabalho de 1970, Oen integra o Maciço de Junqueira no grupo dos granitos “Older” que, nos esquemas de classificação mais recentes, correspondem aos granitóides sin- D_3 , enquanto os maciços tardi-pós- D_3 de Cota-Viseu e de Mosteirinhos são classificados como granitos “Younger”.

Mais tarde, Neves (1991) fornece descrições de campo detalhadas sobre os granitóides da região de Viseu, apresenta novos dados petrográficos e geoquímicos para as diferentes intrusões e discute a sua génese. Esta informação está sistematizada na Notícia Explicativa da Folha 17-A (Viseu) da Carta Geológica de Portugal (escala 1:50000) em que o autor colaborou e que foi recentemente publicada pelo LNEG (Ferreira *et al.*, 2010).

Numa publicação de Azevedo e Valle Aguado (2006, 2013), propõe-se um modelo petrogenético para a génese de magmas graníticos neste segmento da ZCI e pode encontrar-se ainda uma descrição das principais características petrográficas, geoquímicas e isotópicas do maciço de Junqueira e do maciço de Cota-Viseu.

As idades U-Pb determinadas em microfracções de monazite do granito de Junqueira permitiram datar a sua intrusão com 307.8 ± 0.7 Ma (Valle Aguado *et al.*, 2005). No caso granito de Cota-Viseu, as primeiras tentativas de datação basearam-se no método Rb-Sr (rocha-total) e deram idades bastante díspares variando entre 282 ± 6 Ma (Pereira, 1991), 308 ± 11 Ma (Silva, 1995) e 315 ± 9 Ma (Azevedo e Nolan, 1998). Determinações geocronológicas subsequentes, usando o método U-Pb em fracções de monazites de duas amostras desta intrusão (306 ± 9 Ma e 306 ± 4 Ma), permitiram estimar a sua idade de cristalização em 306 Ma (Azevedo *et al.*, 1998 e Valle Aguado *et al.*, 2005). Para o granodiorito biotítico de Mosteirinhos não há dados geocronológicos disponíveis.

Durante os últimos anos têm sido realizados vários estudos da anisotropia da susceptibilidade magnética (ASM) nos granitóides tardi-pós-D₃ de Viseu, com base nos quais se definiram os padrões de orientação de fluxo magmático adquiridos durante a sua instalação e se localizaram os seus principais canais de alimentação (e.g. Sousa *et al.*, 2011; Valle Aguado *et al.*, 2011).

Para além dos trabalhos relacionados especificamente com os granitóides de Viseu, existem ainda numerosas publicações sobre o encaixante metamórfico da região (e.g. Valle Aguado *et al.*, 2004; 2005; Azevedo *et al.*, 2006; 2012; 2013; Esteves *et al.*, 2006; Ferreira *et al.*, 2010).

Capítulo III. MÉTODOS ANALÍTICOS

Neste capítulo, descrevem-se os procedimentos analíticos usados durante a execução do presente estudo. A componente laboratorial foi realizada no Departamento de Geociências e no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro (LGI-UA) e envolveu três etapas principais:

- Preparação física das amostras, que incluiu fragmentação, moagem e pulverização de amostras de rocha-total para análise química e isotópica;
- Separação de minerais (zircões e monazites), que envolveu a crivagem de amostras de rocha-total, separação magnética de minerais, purificação dos concentrados com líquidos densos e separação com lupa binocular;
- Obtenção de dados isotópicos nos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd em amostras de rocha total por espectrometria de massa de ionização térmica (TIMS).

III.1. Preparação física de amostras

A primeira fase do processo de preparação física consiste em fragmentar as amostras de rocha, com a ajuda de uma prensa hidráulica ou, caso se justifique, por serragem, até obter pedaços com cerca de 4x4 cm de dimensão. Em seguida, os fragmentos obtidos são lavados com uma escova em água corrente, colocados num tabuleiro limpo devidamente etiquetado e secos numa estufa a cerca de 50°C durante 12 horas. Depois de secos, os fragmentos de rocha são armazenados em sacos limpos, identificados com a referência da amostra.

Segue-se a passagem da amostra pelo moinho de maxilas para reduzir o tamanho de grão (Fig. III.2). Antes de colocar a amostra no moinho de maxilas, deve ter-se o cuidado de limpar o moinho e toda a área envolvente com muito rigor para impedir qualquer tipo de contaminação. Para isso, desmonta-se o moinho, aspiram-se os seus diferentes componentes bem como a área onde está instalado, passam-se as peças do moinho com papel embebido em álcool e secam-se com ar comprimido.

A passagem da amostra no moinho de maxilas é feita em duas fases. Na primeira, regula-se a abertura entre as maxilas com um espaçamento relativamente grande, tritura-se a amostra e obtém-se uma fracção com uma granulometria grosseira, enquanto na segunda, se reduz o espaçamento entre as maxilas para obter uma moagem mais fina.

O material obtido é colocado sobre uma folha de papel de cenário, onde é uniformizado e quarteado. Durante o processo de quarteamento, retira-se uma subamostra com cerca de 150 g para ser pulverizada no moinho de ágata. O material restante é guardado num saco de plástico limpo e selado, identificado com a referência da amostra.



Figura III.1: Moinho de maxilas utilizado para moagem das amostras

A subamostra de 150 g obtida na fase anterior é inserida no moinho de anéis de ágata e colocada no agitador N.V.TEMA (Fig. III.2), durante aproximadamente 10 minutos.



Figura III.2: Agitador N.V. TEMA: (a) agitador antes da colocação do moinho de ágata; (b) agitador depois de colocar o moinho de ágata.

Antes de introduzir a amostra no interior do moinho de anéis de ágata, deve ter-se o cuidado de o lavar muito bem, passar por álcool e secar com ar comprimido. Só então se introduz a amostra no moinho, tendo a preocupação de distribuir homogeneamente o material entre os anéis de ágata. Coloca-se então o moinho no agitador N.V. TEMA para pulverizar a amostra até uma granulometria inferior a 200 *mesh*. O pó é recolhido com a ajuda de um pincel e colocado num frasco devidamente identificado para ser enviado para análise química de elementos maiores e traço. Todas as operações de limpeza anteriormente referidas têm que ser obrigatoriamente cumpridas sempre que se comece a preparação de uma nova amostra.

III.2. Separação de zircões e monazites

A separação física dos minerais para estudo isotópico compreendeu seis fases: (a) crivagem e lavagem; (b) separação magnética dos minerais, usando o separador magnético de Franz; (c) separação dos concentrados minerais por densidade usando bromofórmio; (d) nova separação magnética; (e) separação dos concentrados minerais por densidade, usando iodeto de metileno e (f) selecção de grãos minerais à lupa binocular.

III.2.1. Crivagem e lavagem

A crivagem consiste em passar cerca de 4-5 kg da amostra obtida no moinho de maxilas por um crivo de malha 35 *mesh*. Esta operação faz-se em várias fases, colocando apenas uma pequena porção da amostra de cada vez. O crivo deve ser tapado com a tampa para evitar contaminações com poeiras do ar. Depois de agitar o peneiro, recolhem-se as fracções obtidas. As fracções com granulometria superior a 35 *mesh* são armazenadas em sacos devidamente identificados, enquanto as fracções com granulometria inferior a 35 *mesh* são reservadas.

Antes de prosseguir para a etapa seguinte, as fracções com granulometria inferior a 35 *mesh* devem ser lavadas vigorosamente para remover os materiais mais finos. Para isso, distribuem-se estas fracções por quatro copos grandes. Enche-se cada copo com água até cerca de três quartos da sua capacidade e agita-se com uma vareta. Deixam-se os copos em repouso durante uns minutos, ao fim dos quais se despeja a água, tendo o cuidado de não deixar passar a amostra. Repete-se esta operação várias vezes até que a água dos copos fique perfeitamente límpida. Lavam-se então as amostras com água destilada e introduzem-se em

tabuleiros que são colocados numa estufa a 40°C durante cerca de 12 horas. Passado este tempo, retiram-se as amostras da estufa.

III.2.2. Separação Magnética

A primeira fase da separação magnética tem como objectivo separar os minerais mais magnéticos (incluindo a biotite) dos minerais menos magnéticos. Para o efeito, passam-se as fracções com granulometria inferior a 35 *mesh* recolhidas e lavadas na etapa anterior, em queda livre, ao longo do íman do separador magnético *Frantz*, com o aparelho inclinado a 5° e, depois, a 10°. Repete-se este procedimento 2 a 3 vezes para garantir uma separação eficiente.

As fracções mais ricas em minerais magnéticos são guardadas num saco devidamente identificado, enquanto as fracções contendo os minerais menos magnéticos (onde estão concentrados o zircão e a monazite) são reservadas para a etapa seguinte.

III.2.3. Separação por densidade (bromofórmio)

A etapa subsequente teve como finalidade principal separar os minerais mais pesados dos mais leves, usando bromofórmio (densidade igual a 2,89 g.cm⁻³). O bromofórmio é um líquido altamente tóxico, pelo que o seu manuseamento deverá ser feito com extremo cuidado, no interior de uma hote parcialmente fechada, com a ventilação sempre ligada para reduzir os perigos de inalação de gases. Todo o material que entrar em contacto com o bromofórmio deverá ser lavado e desinfectado com acetona. Devido à sua sensibilidade à luz, o bromofórmio é armazenado em frascos de vidro escuro que são guardados em locais sem luminosidade para que este não altere as suas propriedades.

O primeiro passo do procedimento consiste em montar a estrutura em que se irá efectuar a separação, de acordo com o esquema ilustrado na Figura III.3. Depois de montar a estrutura, introduz-se a fracção não magnética obtida anteriormente no interior do balão de decantação e adiciona-se bromofórmio até a cobrir completamente. Mistura-se o bromofórmio com a amostra e deixa-se a solução repousar.

Após alguns instantes, verifica-se que os minerais pesados se acumulam na parte inferior do balão (h), enquanto os minerais leves migram para a parte superior (d). Abre-se a torneira de decantação (i) de modo a que a fracção contendo os minerais mais densos passe para o filtro do funil (k). Mistura-se novamente a porção da amostra que ficou retida no balão com o bromofórmio, deixa-se repousar e volta a extrair-se a fracção rica em minerais densos.

Esta operação é repetida cerca de oito vezes consecutivas. Em seguida, retira-se o funil com o filtro onde se depositaram os minerais com densidade superior a 2.89, introduz-se outro funil de filtração de maiores dimensões, abre-se completamente a torneira e recolhe-se o resto da amostra. A fracção rica em minerais menos densos ($d < 2,89$) fica retida no filtro deste funil e o bromofórmio é colectado no copo de recepção.

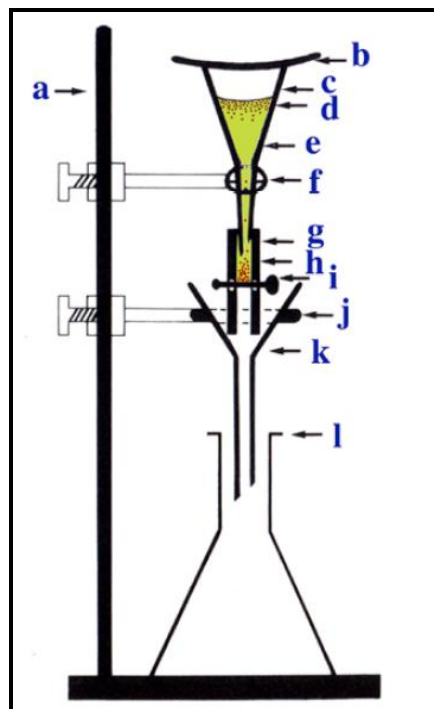


Figura III.3: Diagrama esquemático mostrando o procedimento de separação de minerais pesados. (a) estrutura de suporte; (b) tampa, (c) balão de decantação, (d) minerais leves, (e) bromofórmio, (f) orelha que fixa o balão de vidro, (g) tubo de vidro, (h) minerais densos, (i) torneira de decantação, (j) orelha que fixa o funil, (k) funil de vidro com filtro, (l) copo de recepção.

Quando já não se consegue extrair mais bromofórmio, guarda-se o copo de recepção do bromofórmio para o poder recuperar mais tarde e substitui-se por um copo limpo. Lava-se o balão de decantação e as duas fracções da amostra com acetona e deixam-se a secar dentro da hote durante cerca de 12 horas. Todo o material que esteve em contacto com o bromofórmio é também passado por acetona e deixado a secar. Após secura, guardam-se ambas as fracções da amostra em recipientes separados devidamente identificados.

III.2.4. Nova separação magnética

Depois da separação com o bromofórmio, a fracção contendo minerais com densidade superior a 2.89 é sujeita a uma nova separação magnética no separador magnético *Frantz*. Nesta fase, ajusta-se o separador magnético com uma inclinação da calha de 20° na vertical e

10° na horizontal e amperagens sucessivamente mais altas para individualizar a fracção rica em zircões da fracção contendo monazite (Fig. III.4).

Tal como se mostra no esquema da Figura III.5, inicia-se o processo com uma intensidade de campo magnético de 0.5 amperes e espera-se que toda a amostra passe pelo separador. A porção mais magnética é guardada, enquanto a porção não magnética é novamente passada pelo separador magnético a uma intensidade de campo de 1 ampere.



Figura III.4: Separador magnético *Frantz*, com inclinação a 20° na horizontal e 10° na horizontal.

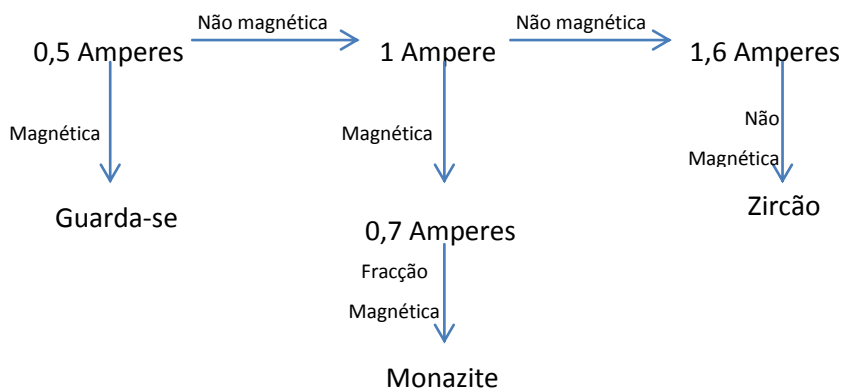


Figura III.5: Esquema do procedimento usado para separar zircões e monazites no separador magnético *Frantz*.

A porção mais magnética recolhida nesta fase (1 ampere) é então submetida a uma nova separação com uma intensidade de campo magnético de 0.7 amperes. A fracção mais magnética obtida a 0.7 amperes será aquela em que ficam concentradas as monazites da amostra.

Por fim, a porção não magnética retirada a 1 ampere é introduzida no separador magnético *Frantz* a uma intensidade de 1.6 amperes e os zircões ficarão retidos na fracção não magnética desta separação.

III.2.5. Separação por densidade (iodeto de metileno)

Para terminar o processo de separação, os concentrados onde se recolheram os zircões e monazites são passados por iodeto de metileno, cuja densidade é de $3,325 \text{ g.cm}^{-3}$, seguindo um procedimento muito semelhante à passagem por bromofórmio descrita anteriormente.

Nesta etapa, as amostras são introduzidas em balões de decantação mais pequenos e cobertas com iodeto de metileno. Mistura-se bem a amostra com o líquido e deixa-se repousar a solução até que os grãos mais pesados se acumulem na base do balão. Em seguida, abre-se a torneira de decantação e extrai-se a fracção rica em minerais densos para o funil de filtração. Repete-se a operação até não se verem mais grãos em suspensão. Retira-se a fracção contendo minerais com densidade superior a 3.325, introduz-se outro funil de filtração e a fracção mais leve fica retida no filtro, enquanto o iodeto de metileno passa para o copo de recepção. Lavam-se as amostras com acetona e deixam-se a secar dentro da hote. O iodeto de metileno é guardado num frasco.

III.2.6. Separação à Lupa

Como as fracções purificadas na fase anterior podem conter outros minerais para além de zircão e de monazite, é necessário proceder à selecção de grãos para datação à lupa binocular. Para o efeito, coloca-se a amostra numa caixa de Petri, adiciona-se um pouco de álcool e separam-se os grãos que se pretendem analisar dos restantes (Fig. III.6).



Figura III.6: Lupa binocular WILD utilizada na separação de zircões e material auxiliar.

Com a ajuda de pipetas e pinças de pontas finas, removem-se as fracções purificadas e não purificadas para outras caixas de Petri, que devem ser devidamente identificadas (Fig. III.6). Quando a separação está concluída, as amostras são deixadas a evaporar para eliminar o álcool e armazenadas até serem enviadas para análise.

III.2.7. Recuperação de Bromofórmio

O bromofórmio usado no processo de separação foi sendo sucessivamente misturado com acetona durante as diferentes fases do trabalho. Devido ao carácter tóxico do bromofórmio, é fundamental proceder à sua recuperação. A operação deve ser realizada com muito cuidado, dentro da hote, com a ventilação sempre ligada, seguindo os passos que se descrevem em seguida:

1- Adicionar cerca de meio copo de água ao garrafão onde se armazenou a acetona e o bromofórmio. Fechar o garrafão com a rolha e agitar bem até obter uma mistura homogénea. Deixar em repouso até as duas componentes da mistura se separarem distintamente.

2- Retirar a componente menos densa que se acumulou na parte superior do garrafão para um copo. Ao líquido do copo, que ainda pode conter algum bromofórmio, adiciona-se água, agita-se, deixa-se em repouso e volta-se a retirar a porção menos densa. Repete-se o procedimento até que a água fique totalmente límpida. O bromofórmio que se foi acumulando na parte inferior do copo é introduzido novamente dentro do garrafão

3- Repetem-se os passos 1 e 2 tantas vezes quantas as necessárias até que o limite de separação entre as duas componentes não desça mais.

4- Introduce-se então o líquido do garrafão num balão de decantação com a torneira fechada e adiciona-se meio copo de água. Tapa-se o balão com a tampa, agita-se muito bem e deixa-se repousar até se observar nitidamente o limite de separação entre o líquido denso amarelado e o líquido transparente. Abre-se a torneira do balão e retira-se o líquido amarelo para um copo. Em seguida, recolhe-se o líquido mais transparente noutro copo.

5- Volta-se a repetir o passo 4 até ter extraído todo o bromofórmio do copo contendo o líquido mais transparente.

6- Por fim, adiciona-se meio copo de água ao copo onde se armazenou todo o bromofórmio recolhido nas etapas anteriores. Agita-se, deixa-se repousar, retira-se a porção menos densa e mede-se a densidade do líquido amarelado com um densímetro. Se a densidade estiver entre 2,87 e 2,89, pode introduzir-se o bromofórmio recuperado no seu

respectivo frasco através de um funil forrado com papel de filtro. Caso contrário, será necessário, repetir as operações previamente referidas. Os frascos onde se armazena o bromofórmio devem ser colocados em sacos pretos devidamente identificados. O bromofórmio assim recuperado está em condições de ser utilizado novamente para separar minerais.

Sintetiza-se no esquema da Figura III.7, o conjunto de procedimentos usados na preparação física de amostras durante a execução da presente investigação.

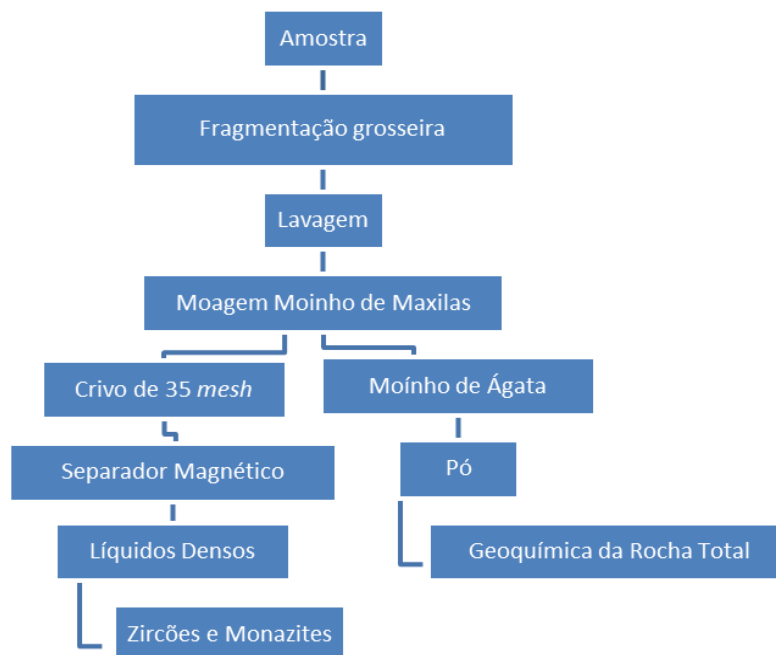


Figura III.7: Síntese dos procedimentos usados na preparação física das amostras.

III.3. Análises Isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd

A obtenção de análises isotópicas nos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd para as amostras de rocha-total envolveu três etapas fundamentais: (a) decomposição química das amostras; (b) cromatografia iónica e (c) medição das razões isotópicas no espectrómetro de massa de ionização térmica (TIMS).

Todo o material utilizado neste processo foi primeiramente descontaminado com ácido nítrico 50% destilado e água ultrapura *Milli Q* (resistividade = 18,2 Ω s).

III.3.1. Decomposição química das amostras

As amostras em pó de rocha total foram inicialmente pesadas para bombas de digestão ácida *Parr* de alta pressão, envolvidas em papel metalizado para evitar a dispersão da amostra (rocha total ≈ 100 mg). A pesagem foi feita numa balança de alta precisão, em que começou por pesar-se o recipiente fechado vazio, tarou-se a balança, retirou-se o recipiente, introduziu-se a amostra e voltou a pesar-se o recipiente com a amostra, devidamente fechado. No fim, registou-se o peso da amostra.

Concluída a fase de pesagem, iniciou-se a etapa de decomposição química da amostra, com a adição de 1 ml de HNO_3 e de 2 ml de HF (ácidos concentrados ultrapuros) aos recipientes de teflon que continham a amostra. Fecharam-se as bombas e colocaram-se na estufa a 180°C durante 3 dias. Decorrido este tempo, abriram-se as bombas e deixaram-se as amostras evaporar totalmente. Em seguida, adicionaram-se aproximadamente 3 ml de HCl 6N ultrapuro a cada amostra, colocaram-se na estufa a 180°C durante uma noite e deixaram-se evaporar totalmente. O ataque químico por digestão ácida a pressão e temperatura elevadas faz com que a estrutura cristalina dos minerais seja destruída, facilitando a dissolução das amostras e a extracção dos elementos pretendidos.

III.3.2. Cromatografia iónica

A separação dos elementos por cromatografia iónica é realizada, numa primeira fase, em colunas de quartzo preenchidas com resina *Biorad* de granulometria 200-400 μm (colunas primárias). A passagem da amostra pelas colunas primárias permite separar o Sr, o Rb e as TR dos restantes elementos, usando HCl 2.5N como eluente (Ribeiro, 2004). Para o efeito, adicionam-se volumes pré-estabelecidos de HCl 2.5N até à individualização de cada elemento ou grupo de elementos, de acordo de acordo com o procedimento estabelecido no LGI-UA.

Os produtos obtidos são evaporados até à secura total em placa de aquecimento a cerca de 150°C . Depois de terminar esta fase, deve proceder-se à limpeza das colunas primárias adicionando sucessivas vezes HCl 6N e, no fim, água. O Sr recolhido nas colunas primárias está em condições de ser analisado por espectrometria de massa, mas as amostras em que se pretende determinar as razões isotópicas de Nd têm que ser sujeitas a uma nova separação que permita individualizar este elemento das restantes terras raras.

Para isso, passam-se as soluções contendo TR que se obtiveram na fase anterior em colunas de quartzo de menor dimensão, preenchidas com resina LN-Einchon de granulometria mais fina (colunas secundárias). O procedimento é semelhante ao utilizado nas colunas primárias, embora se usem ácidos com concentrações mais baixas. A amostra de Nd recolhida nesta separação é evaporada em seguida numa placa de aquecimento a 150°C para futura análise no espectrómetro de massa.

No diagrama da Figura III.8 apresenta-se de forma esquemática a sequência de procedimentos laboratoriais aplicados.

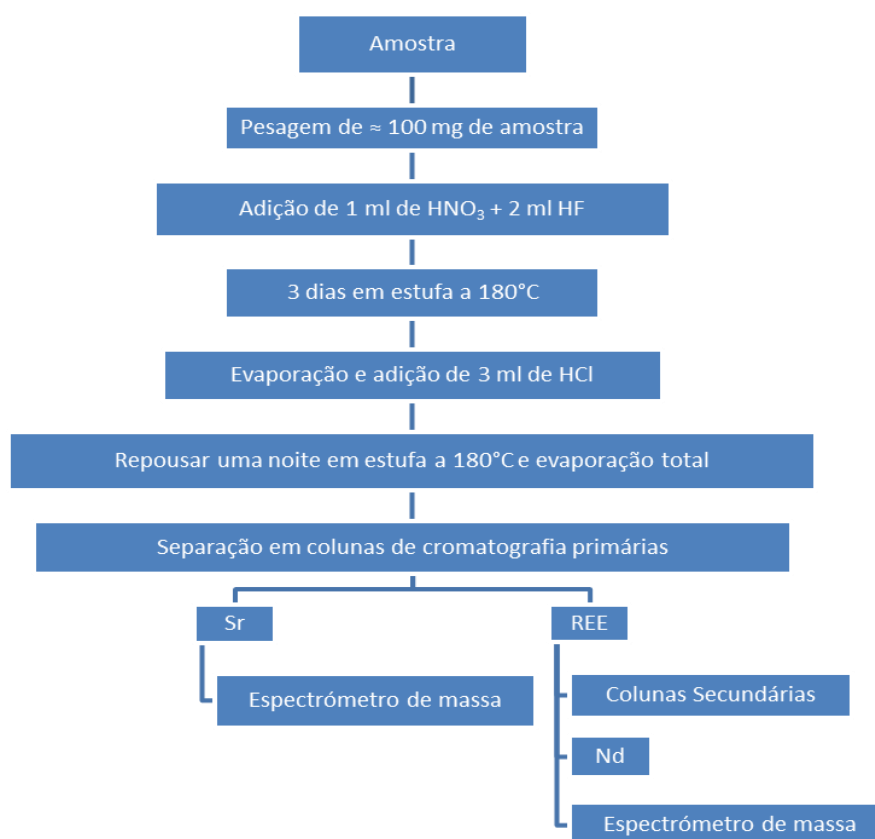


Figura III.8: Esquema síntese da metodologia realizada na análise isotópica.

III.3.3. Espectrometria de Massa (TIMS)

O espectrómetro de massa de ionização térmica (TIMS) instalado no LGI-UA é da marca VG Sector e está equipado com um sistema de detectores Faraday (composto por seis colectores móveis e um central fixo) e um detector Daly (Fig. III.9).



Fig. III.9: Espectrómetro de massa de ionização térmica instalado no LGI-UA

As três componentes fundamentais do espectrómetro de massa são:

(1) Fonte - onde se procede à ionização da amostra e produção de um feixe de iões positivos por excitação térmica. Para o efeito, a amostra é depositada num filamento metálico, que é sujeito á passagem de uma corrente eléctrica. Como os elementos não têm a mesma temperatura de sublimação e volatilização, o tipo de filamentos usados para os depositar são diferentes. Nuns casos utilizam-se filamentos simples de Ta, enquanto noutros se usam filamentos triplos de rénio e tântalo. Durante a análise, aumenta-se gradualmente a temperatura do filamento até atingir o valor em que se iniciam os fenómenos de volatilização e sublimação da amostra. O feixe de iões assim produzido é subsequentemente direccionado e acelerado por acção de um campo eléctrico constante e passa para o analisador através de um colimador constituído por um sistema de fendas.

(2) Analisador de massa magnético - onde ocorre a separação do feixe iónico de acordo com as massas dos diferentes isótopos, por acção de um campo magnético de intensidade regulável. Quando se aplica um campo magnético com direcção perpendicular à do feixe de iões, a sua trajectória é deflectida. O raio de curvatura da trajectória é directamente proporcional à massa de cada ião, i.e., os iões com maior massa são menos deflectidos (maior raio de curvatura) do que os iões de menor massa, o que permite separar os isótopos consoante a sua massa.

(3) Sistema de colecção, detecção e amplificação do sinal eléctrico provocado pelo feixe iónico. A medição das abundâncias relativas dos diferentes isótopos é feita através da comparação das intensidades dos seus respectivos sinais. Os colectores móveis do espectrómetro são previamente posicionados de acordo com a trajectória dos diferentes isótopos que se pretendem analisar.

Todo o sistema é mantido em condições de alto vácuo na ordem dos 10^{-6} a 10^{-9} mbar, para evitar colisões entre os iões e as moléculas de oxigénio, com consequente perda de energia (velocidade) e dispersão do feixe iónico

Após ter efectuado a separação do elemento Sr no laboratório químico, a amostra de Sr foi dissolvida em 2 μ g de ácido fosfórico (H_3PO_4 1N) e depositada num filamento central de Ta. Aumentou-se gradualmente a temperatura até o filamento atingir uma coloração avermelhada e a solução evaporar totalmente. Em seguida, as amostras de Sr foram introduzidas no espectrómetro de massa.

As razões isotópicas foram medidas numa sequência de três ciclos no modo dinâmico com quatro colectores Faraday, mantendo a intensidade do feixe de ^{88}Sr em 1.5-2V durante 50 a 100 aquisições. A razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ foi corrigida segundo a lei de fraccionamento exponencial relativa a $^{88}Sr/^{86}Sr = 0.1194$. A precisão interna obtida é inferior a 20 ppm (1 sigma). Para aferir o rigor das análises, usou-se o padrão SRM 987, cuja análise regular deu o seguinte valor: $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710258 \pm 4$ (5 ppm, lim.conf. 95%, n=12), no período em análise.

No caso do Nd, as amostras foram depositadas em filamentos triplos de Re-Ta-Re, evaporadas e subsequentemente introduzidas no espectrómetro de massa. As razões isotópicas de Nd foram medidas na forma metálica em sete colectores Faraday, numa sequência de três ciclos no modo dinâmico, com o feixe de ^{144}Nd mantido a 0.5-1V durante 50 a 100 aquisições. O fraccionamento de massa foi corrigido segundo uma lei exponencial utilizando como referencial $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$. A precisão da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ é inferior a 20 ppm (1 sigma). A análise do padrão JNdi-1 deu um valor de $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.5121006 \pm 15$ (lim.conf. 95%, n=12).

Capítulo IV. PETROGRAFIA

Neste capítulo, apresentam-se os resultados do estudo petrográfico efectuado em amostras frescas do granito de Junqueira (178-102, 178-103, 178-104, 178-105), do granito de Cota-Viseu (178-14) e do granodiorito de Mosteirinhos (AMS-155).

IV.1. Granito de Junqueira

As amostras do granito sin-D₃ de Junqueira apresentam uma textura hipidiomórfica granular seriada de grão médio e mostram uma clara predominância de moscovite sobre a biotite. Em termos mineralógicos, são caracterizadas por uma associação mineral composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclase, moscovite, biotite, apatite, zircão, monazite, opacos e turmalina (pontual). A clorite e a sericite ocorrem como minerais secundários.

Em todas as amostras estudadas, é possível identificar ao microscópio indícios de deformação no estado sólido, que nem sempre são reconhecíveis à escala macroscópica. A deformação manifesta-se pelo desenvolvimento de uma foliação gnáissica incipiente, conferida pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas com finos leitos lepidoblásticos, ricos em biotite e moscovite (Fot. IV.1 e IV.2). No interior das bandas félsicas, o quartzo, a plagioclase e o feldspato alcalino evidenciam um acentuado grau de recristalização dinâmica, documentado pela presença de agregados granoblásticos poligonais de novos grãos (Fig. IV.2).

Tanto a plagioclase como o feldspato potássico ocorrem ainda em cristais de maiores dimensões, xenomórficos a subidiomórficos, envolvidos por bordos de recristalização, o que indica que estes grãos sofreram deformação no estado sólido a alta temperatura (Fot. IV.3).

As bandas lepidoblásticas são constituídas essencialmente por pequenas palhetas subidiomórficas de moscovite e biotite, com a clivagem (001) alinhada paralelamente à foliação, testemunhando o carácter sin-cinemático de ambos os filossilicatos (Fot IV.1). A biotite forma, por vezes, cristais de maiores dimensões, que tendem a estar contornados pela foliação (Fot. IV.1).

Devido às suas diferentes formas de ocorrência, o quartzo apresenta dimensões muito variáveis (entre 0,5 e 2 mm), embora seja sempre xenomórfico. Os grãos de maiores dimensões mostram frequentemente extinção ondulante, subgranulação, bandas de deformação e contactos suturados, como consequência dos processos de deformação no

estado sólido, enquanto os cristais mais pequenos dos domínios recristalizados não estão, em geral, deformados (Fot.IV.2).

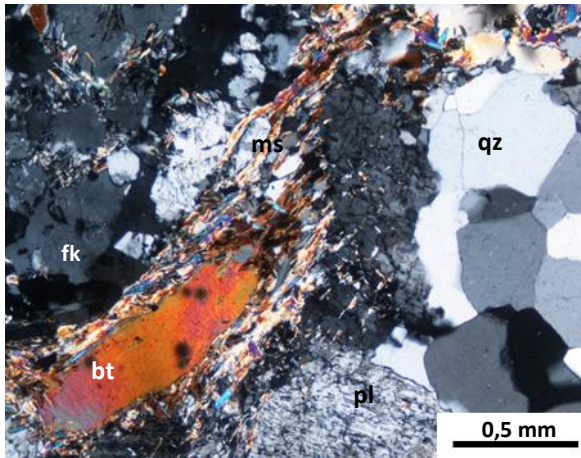
A plagioclase primária é um dos minerais presentes em maiores proporções nestas amostras. Ocorre em cristais incolores, com uma morfologia subédrica a anédrica, macla polissintética de albite, índice de refração inferior ao do bálsamo e birrefringência baixa. Por aplicação do método Michel-Levy, obteve-se um valor máximo para o ângulo de extinção $(010)^{\wedge}n'p=7^{\circ}$, o que permitiu classificar a plagioclase como albite (An_{12}). Como foi referido anteriormente, muitos dos grãos de plagioclase estão envolvidos por bordos de recristalização. Verifica-se ainda que os cristais de plagioclase estão frequentemente substituídos por moscovite secundária (Fot. IV.4). A alteração é normalmente mais intensa nos núcleos do que nos bordos.

O feldspato alcalino constitui cristais incolores, com hábito subédrico a anédrico, dimensões máximas de 2-3 mm, birrefringência baixa e figura de interferência biaxial negativa. A macla axadrezada da microclina não é geralmente visível, pelo que o feldspato alcalino deverá corresponder a ortose. Contém abundantes vénulas de albite em diferentes estados de desenvolvimento (perthites). Tal como a plagioclase, apresenta frequentemente bordos de recristalização (Fot. IV.3).

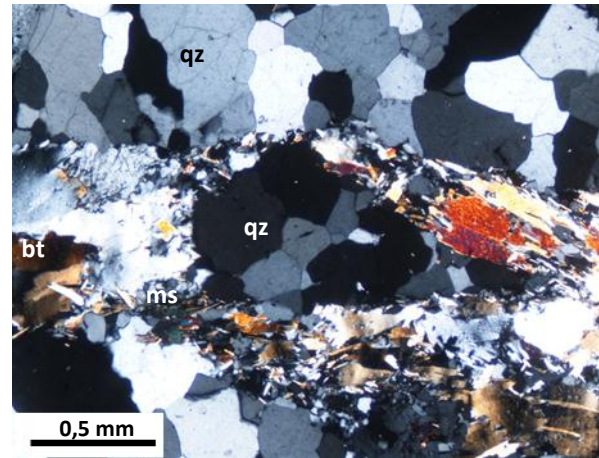
A moscovite primária ocorre nestas amostras sob a forma de grãos incolores, subédricos, com dimensões variando entre 1 mm e 1,5 mm, cores de polarização de 2ª e 3ª ordem e extinção recta ($0^{\circ}n'g$). Mostra indícios explícitos de deformação (clivagens encurvadas, extinção ondulante). Encontra-se geralmente associada à biotite nos leitos lepidoblásticos. O seu alinhamento preferencial contribui para a melhor definição da anisotropia das rochas. Para além de moscovite primária, existem também finas palhetas de moscovite secundária que se encontram a substituir a plagioclase (Fot. IV.4).

A biotite está presente nos leitos lepidoblásticos, constituindo cristais com hábito subédrico e dimensões variando entre 1-1,5 mm e 2-3 mm. Os cristais estão normalmente orientados segundo a foliação, embora também se tenham observado secções de biotite dispostas obliquamente. Tem pleocroísmo forte, de $\gamma = \beta =$ castanho avermelhado a $\alpha =$ castanho-claro, extinção recta e pode apresentar planos de clivagem encurvados e extinção ondulante (Fot IV.5 e IV.6). Está, por vezes, alterada para clorite, sobretudo nos bordos ou ao longo dos planos de clivagem.

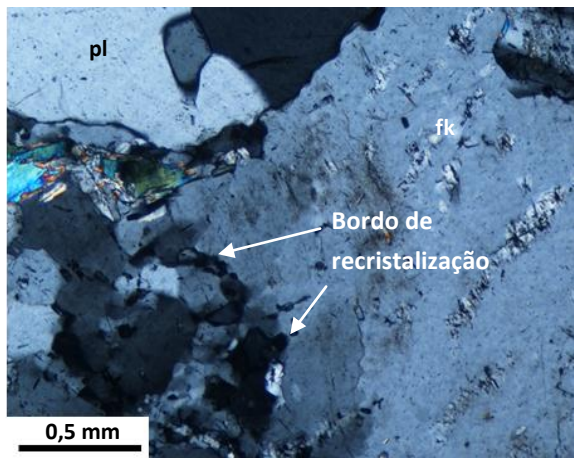
As fases acessórias (zircão, apatite, monazite e opacos) tendem a ocorrer como inclusões na biotite. O zircão forma, em geral, grãos incolores, idiomórficos a subidiomórficos, com dimensões inferiores a 0,5 mm, relevo alto e cores de polarização de 3ª ordem. A apatite constitui cristais incolores, de relevo alto, euédricos a subédricos, com cores de polarização cinzentos de 1ª ordem. Para além de aparecer incluída na biotite, também pode constituir inclusões no feldspato.



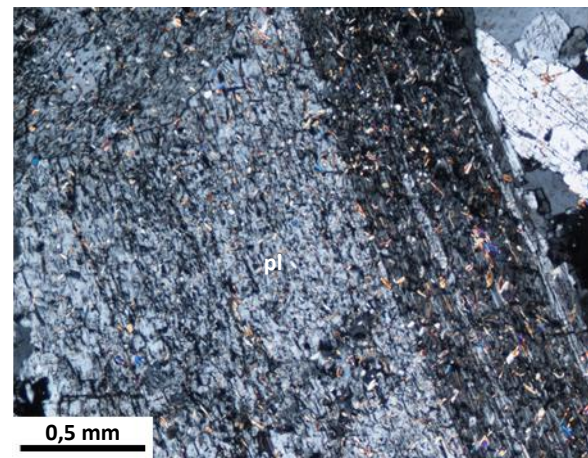
Fot. IV.1: Foliação gnáissica incipiente, definida pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas com finos leitões micáceos (nicóis cruzados) – am. 178-102.



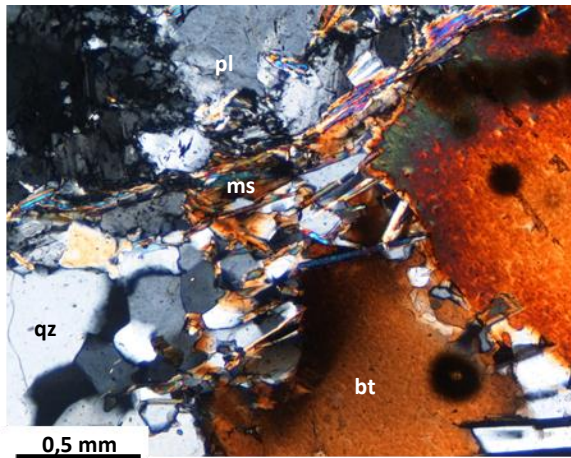
Fot.IV.2: Agregados de quartzo granoblástico no granito de Junqueira (nicóis cruzados) – am. 178-102.



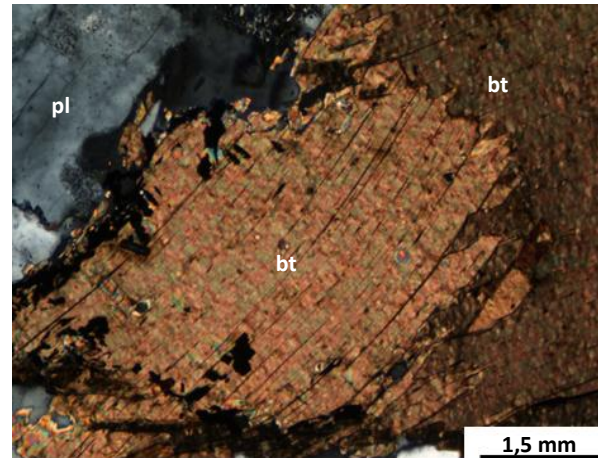
Fot. IV.3: Cristal de ortose pertítica, envolvido por bordo de recristalização no granito de Junqueira (nicóis cruzados) – am. 178-102.



Fot. IV.4: Cristal de plagioclase parcialmente substituído por moscovite secundária no granito de Junqueira (nicóis cruzados) – am. 178-102.



Fot. IV.5: Cristais de biotite com extinção ondulante no granito de Junqueira (nicóis cruzados) – am. 178-102.



Fot. IV.6: Cristal de biotite com clivagens arqueadas no granito de Junqueira (nicóis cruzados) – am. 178-102.

A clorite e a moscovite secundária são as principais fases minerais secundárias existentes nestas rochas. A clorite forma cristais predominantemente anédricos, de cor verde clara e birrefringência baixa, substituindo a biotite, enquanto a moscovite secundária ocorre em palhetas incolores, subédricas, de dimensões muito reduzidas, como produto da alteração dos feldspatos, particularmente da plagioclase.

IV.2. Granito de Cota-Viseu

A amostra 178-14 do granito tardi-pós-D₃ de Cota-Viseu apresenta uma textura fanerítica, hipidiomórfica, porfiróide, seriada, de grão médio a grosseiro, sem fortes evidências de deformação no estado sólido. A rocha é caracterizada por uma associação mineralógica composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclase, biotite, apatite, zircão, monazite e opacos. O carácter porfiróide deste granito é conferido pela presença de megacristais de feldspato, com comprimentos variando entre 5 e 12 cm.

O quartzo está presente na matriz desta amostra, formando cristais milimétricos, anédricos e intersticiais (Fot. IV.7). Apresenta frequentemente extinção ondulante e pode conter inclusões de plagioclase, biotite e moscovite. Constitui, nalguns casos, intercrescimentos vermiculares com a plagioclase (mirmequites) nos contactos entre cristais de plagioclase e de microclina (Fot. IV.8). Nalguns domínios da rocha parecem ter-se desenvolvido agregados granoblásticos de quartzo, sugerindo que este granito pode ter sido afectado por deformação no estado sólido durante a sua instalação.

O feldspato potássico é microclina pertítica. Ocorre em cristais subédricos e anédricos, tanto sob a forma de megacristais, como na matriz (Fot. IV.9). Os megacristais mostram a macla em xadrez bem definida, por vezes, combinada com a de Carlsbad e contêm vénulas de albite em diferentes estados de desenvolvimento (pertites), bem como inclusões de plagioclase, biotite, moscovite e quartzo goticular distribuídas aleatoriamente. Nos cristais de feldspato potássico da matriz, a macla em xadrez nem sempre é bem visível e as pertites são menos abundantes.

Tal como o feldspato potássico, a plagioclase constitui cristais com uma ampla variação de tamanhos. Os megacristais têm formas predominantemente subédricas e exibem a macla polissintética da albite, combinada, esporadicamente, com a da periclina ou a de Carlsbad (Fot. IV.10). Por aplicação do método Michel-Levy, obteve-se um valor máximo para o ângulo de extinção $(010)^{\wedge}n'p=12^{\circ}$ e um índice de refração superior do bálsamo, o que permitiu classificar a plagioclase como oligoclase-andesina (An_{30}).

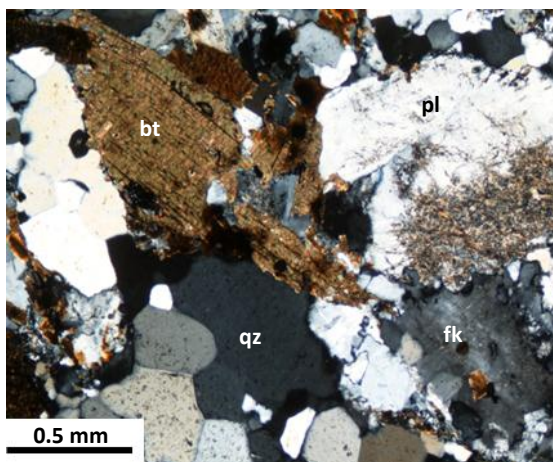
Nos megacristais, o zonamento óptico está invariavelmente bem marcado, tendo sido identificados padrões de zonamento normais e complexos (Fot. IV.11). As inclusões mais comuns nestes cristais são de biotite e a presença de mirmequites é frequente. Em contrapartida, a plagioclase da matriz está representada por cristais anédricos e subédricos, geralmente desprovidos de inclusões. Os efeitos da alteração expressam-se pelo desenvolvimento ocasional de pequenos cristais ou palhetas de moscovite secundária, que tendem a concentrar-se no núcleo dos cristais, particularmente nos de maiores dimensões.

A biotite é hipidiomórfica e pleocróica ($\gamma = \beta =$ castanho a $\alpha =$ castanho-claro) e possui inclusões de apatite, zircão, monazite e ilmenite (Fot. IV.12). Ocorre, por vezes, como inclusões na plagioclase. Muitos dos cristais de biotite estão afectados por cloritização, de intensidade variável. A sua alteração inicia-se sempre pelos planos de clivagem e é frequentemente acompanhada pela exsolução de opacos.

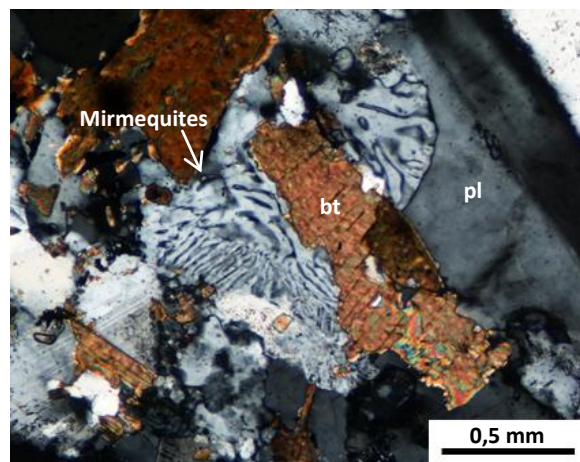
A apatite é fase acessória mais abundante nesta amostra. Constitui cristais incolores de secção hexagonal e cores de polarização de 1ª ordem, encontrando-se preferencialmente associada à biotite. Devido às suas reduzidas dimensões, a distinção microscópica entre zircão e monazite não é fácil, até porque ambos apresentam halos pleocróicos e propriedades ópticas semelhantes. Contudo, em casos pontuais, foi possível identificar cristais de zircão

através do seu típico hábito prismático. O zircão / monazite formam, em geral, grãos incolores, com dimensões máximas de cerca de 0,5 mm, relevo alto e cores de polarização de 3ª ordem.

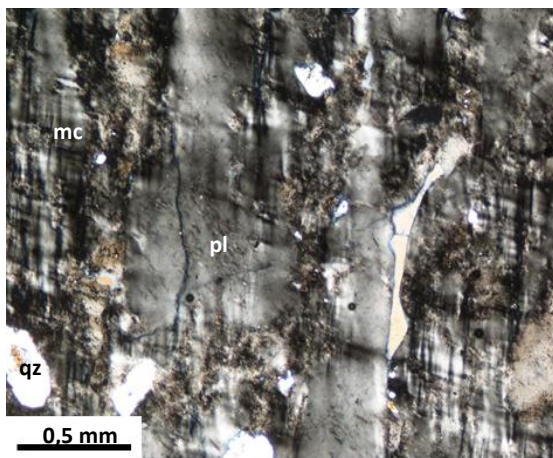
A clorite e a moscovite secundária são os principais minerais de alteração presentes nesta amostra. A clorite apresenta forma anédrica, cor verde clara e birrefringência baixa. Já a moscovite secundária aparece em palhetas incolores, de forma subédrica e dimensões inferiores a 1mm.



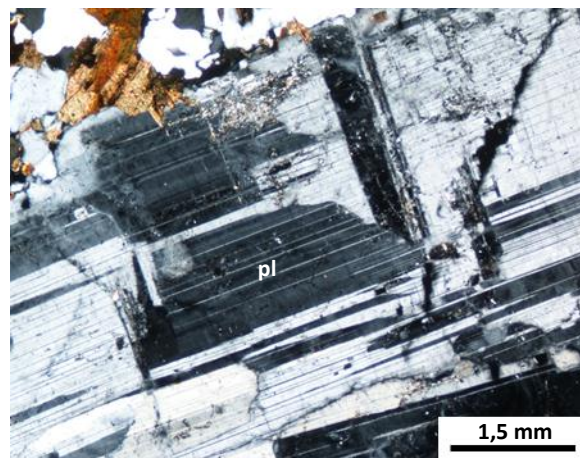
Fot. IV.7: Aspecto geral da matriz do granito de Cota-Viseu (nicóis cruzados) – am. 178-14.



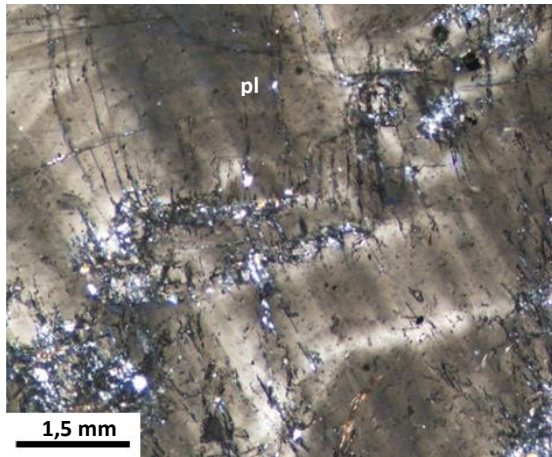
Fot. IV.8: Intercrescimentos mirmequíticos na matriz do granito de Cota-Viseu (nicóis cruzados) – am. 178-14.



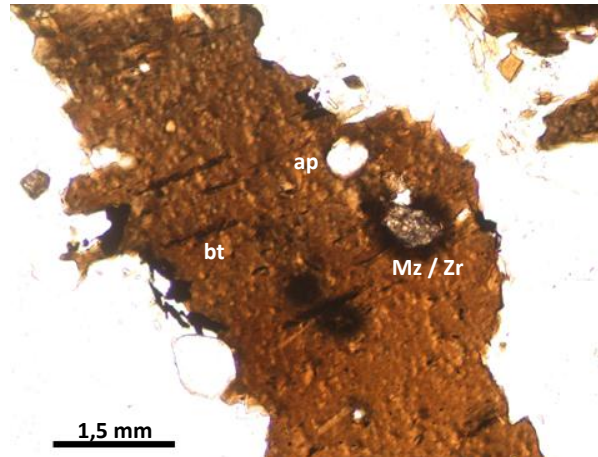
Fot. IV.9: Megacristal de microclina pertítica com inclusões de quartzo e de plagioclase no granito de Cota-Viseu (nicóis cruzados) – am. 178-14



Fot. IV.10: Cristal de plagioclase com as maclas polissintéticas da albite e da periclina (nicóis cruzados) – am. 178-14.



Fot. IV.11: Cristal de plagioclase mostrando zonamento complexo no granito de Cota-Viseu (nicóis cruzados) – am. 178-14.



Fot. IV.12: Cristal de biotite contendo inclusões de zircão / monazite e de apatite no granito de Cota-Viseu (nicóis cruzados) – am. 178-14.

IV.3. Granodiorito de Mosteirinhos

A amostra AMS-155 do granodiorito de Mosteirinhos apresenta características texturais e mineralógicas muito semelhantes às do granito de Cota-Viseu, distinguindo-se deste pelas maiores proporções de plagioclase e pelo seu conteúdo mais elevado em minerais máficos (biotite). Possui uma textura fanerítica, hipidiomórfica, seriada, porfiróide, de grão médio a grosseiro e é constituído por quartzo, plagioclase, feldspato potássico, biotite, apatite, zircão, opacos, esfena, alanite, clorite (secundária) e moscovite (secundária).

O quartzo é um dos minerais mais abundantes neste granito. Está presente na matriz da rocha em cristais geralmente anédricos, com dimensões variando entre 0,5 x 0,8 mm e 2 x 2,5 mm e extinção ondulante frequente (Fot. IV.13).

A plagioclase é um constituinte mineral essencial do granodiorito de Mosteirinhos. Ocorre tanto sob a forma de megacristais como em cristais de menores dimensões na matriz. As suas dimensões máximas variam entre 1-1,5 mm e 10 mm. A maioria dos cristais mostra a macla polissintética da albite combinada, por vezes, com a macla polissintética da periclina e zonamento óptico bem definido, normal, oscilatório ou complexo (Fot. IV.14). Nos megacristais, obteve-se um ângulo de extinção máximo $(010)^{\wedge}n^{\prime}p=12^{\circ}$, o que leva a classificá-los como oligoclase-andesina (An_{30}). No interior destes cristais ocorrem frequentemente inclusões de biotite (Fot. IV.15).

O feldspato alcalino é microclina perítica que, tal como a plagioclase, pode constituir megacristais, tendencialmente subédricos, ou ocorrer na matriz em cristais mais pequenos, predominantemente anédricos (Fot. IV.16).

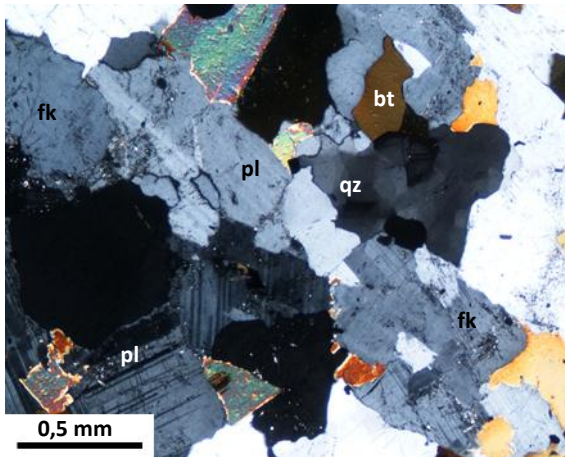
A biotite é a fase máfica dominante nesta rocha. Forma cristais subédricos, com uma grande amplitude de dimensões (0,5-1,5 mm a 3-4 mm), pleocroísmo acentuado entre $\gamma = \beta =$ castanho e $\alpha =$ castanho-claro, extinção recta e sinal de alongamento positivo. Contem abundantes inclusões de zircão / monazite, apatite e opacos (Fot. IV.17) e está, com frequência, substituída por clorite sobretudo nos bordos e ao longo dos planos de clivagem (Fot. IV.18).

O zircão / monazite e a apatite ocorrem preferencialmente associados à biotite, constituindo inclusões de dimensões muito pequenas (0,5 mm). Apresentam relevo alto e hábitos variando de euédricos a subédricos (Fot. IV.17). O zircão / monazite são caracterizados por cores de polarização alta, enquanto a apatite tem birrefringência baixa.

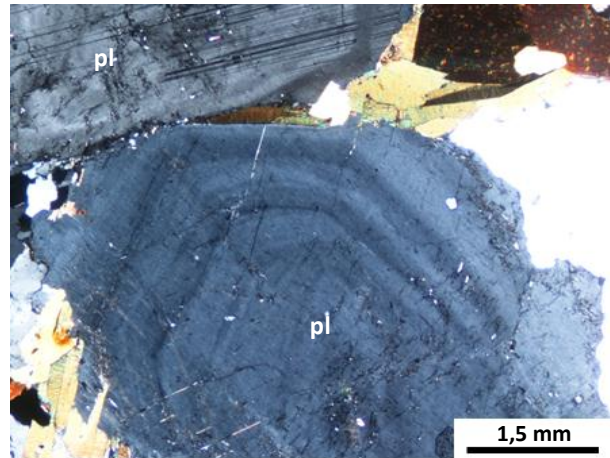
Grande parte da esfena presente nesta amostra parece ser de origem primária. Ocorre em proporções relativamente pequenas, formando cristais idiomórficos a subidiomórficos, de cor acastanhada, relevo alto e cores de polarização de ordem superior. No entanto, também se identificaram cristais de esfena secundária, formados à custa da biotite (Fot. IV.19). Em estreita associação com a biotite e a esfena primárias, observaram-se também diminutos grãos subédricos de alanite, com pleocroísmo forte variando de incolor a amarelo acastanhado (Fot. IV.20).

Como resultado de processos de alteração tardios, os cristais de biotite estão, por vezes, substituídos por clorite. Este mineral apresenta forma subédrica a anédrica, pleocroísmo variando de $\gamma = \beta =$ verde a $\alpha =$ verde-claro e birrefringência baixa (Fot. IV.18).

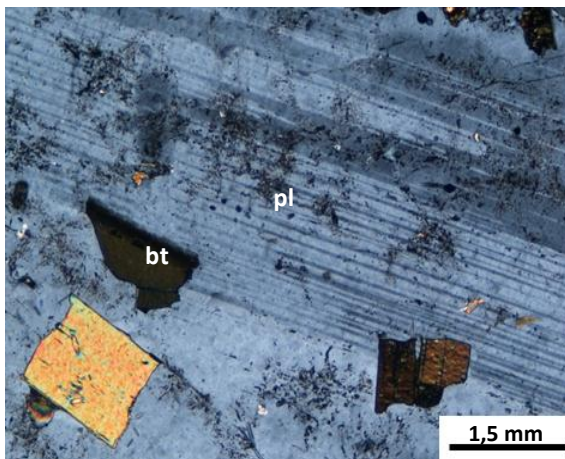
A moscovite secundária, resultante da alteração da plagioclase, forma pequenos cristais ou palhetas, concentrados preferencialmente no centro dos cristais a partir dos quais se desenvolveu.



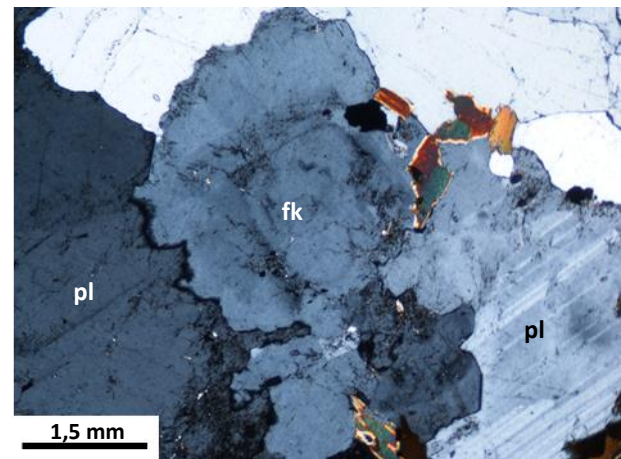
Fot. IV.13: Aspecto geral da matriz do granodiorito de Mosteirinhos (nicóis cruzados) – am. AMS-155.



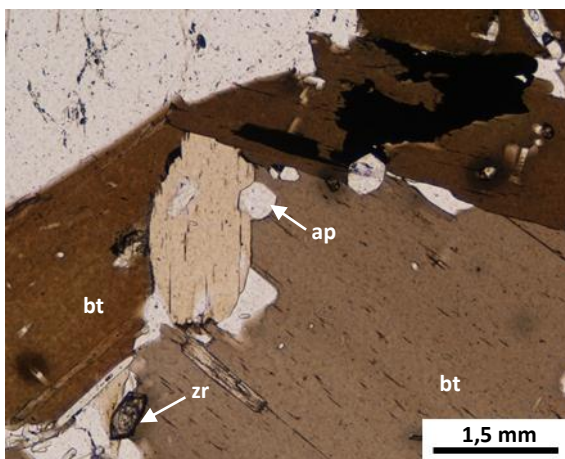
Fot. IV.14: Cristal de plagioclase com zonamento oscilatório no granito de Mosteirinhos (nicóis cruzados) – am. AMS-155.



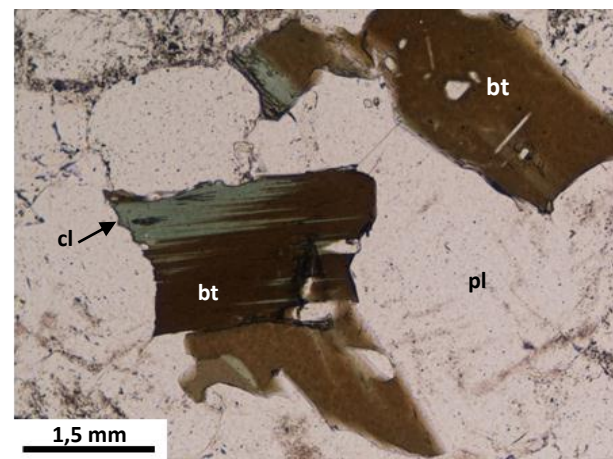
Fot. IV.15: Inclusões de biotite em megacristal de plagioclase com macla polissintética da albite (nicóis cruzados) – am. AMS-155.



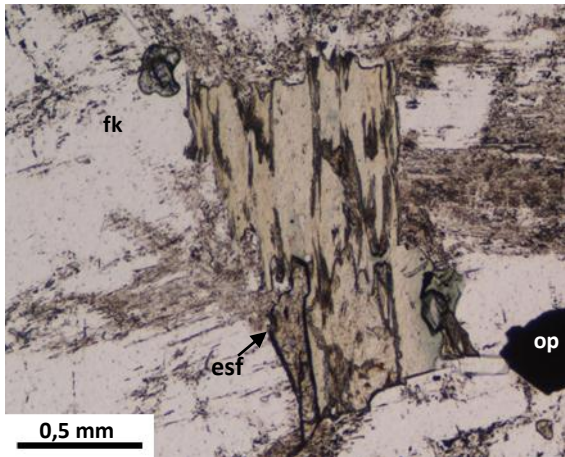
Fot. IV.16: Cristal de feldspato potássico na matriz do granito de Mosteirinhos (nicóis cruzados) – am. AMS-155.



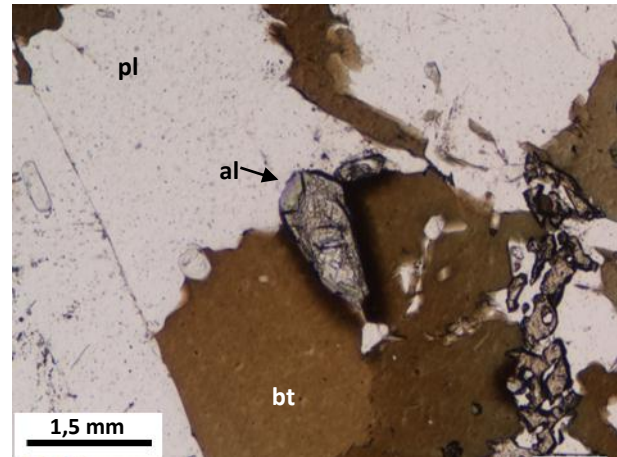
Fot. IV.17: Cristais de zircão e de apatite incluídos em biotite no granito de Mosteirinhos (nicóis paralelos) – am. AMS-155.



Fot. IV.18: Alteração da biotite para clorite no granito de Mosteirinhos (nicóis paralelos) – am. AMS-155.



Fot. IV.19: Esfena secundária no granito de Mosteirinhos (nicóis paralelos) – am. AMS-155.



Fot. IV.20: Cristal de alanite no granito de Mosteirinhos (nicóis paralelos) – am. AMS-155.

Capítulo V. GEOQUÍMICA

Neste capítulo apresentam-se as principais características geoquímicas do granito sin-D₃ de Junqueira e dos granitóides tardi-pós D₃ de Cota-Viseu e de Mosteirinhos. Para além das análises químicas obtidas no âmbito desta tese para 4 amostras do maciço de Junqueira, 1 amostra do maciço de Cota-Viseu e 1 amostra do maciço de Mosteirinhos, usaram-se ainda os dados geoquímicos disponíveis para outras amostras destas três intrusões, adquiridos durante a execução de projectos de investigação em que a orientadora participa (MODELIB, CHRONOTECT, PETROCHRON), alguns dos quais nunca foram publicados.

A informação química referente a 36 amostras representativas de cada um dos granitóides estudados está sintetizada na Tabela V.1. A maioria destas análises foram efectuadas por espectrometria de emissão de plasma ICP (técnica de fusão) para os elementos maiores e por ICP-MS para os elementos vestigiais, nos Activation Laboratories Ltd. (Canadá).

V.1 Granito sin-D₃ de Junqueira

As 14 amostras do granito de duas micas de Junqueira provêm de duas porções distintas do maciço: dez das amostras foram colhidas no sector noroeste do complexo intrusivo, enquanto as restantes quatro se localizam no bordo sudeste, próximo do contacto com o granito de Cota-Viseu (Fig. II.4).

V.1.2. Classificações químicas e químico-mineralógicas

Em termos geoquímicos, as amostras do granito de duas micas de Junqueira apresentam teores em SiO₂ variando entre 71,50 e 73,90% o que permite inclui-las no grupo das rochas ácidas, sobressaturadas em sílica. Como não se procedeu à determinação das composições modais destas rochas, optou-se por usar o diagrama R1-R2 de La Roche *et al.* (1980) para as classificar. Neste sistema de classificação, os teores em elementos maiores são expressos em proporções milicatiónicas e os parâmetros R1 e R2 são dados pelas seguintes equações: $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ e $R2 = Al + 2Mg + 6Ca$.

Embora o significado dos parâmetros R1 e R2 não seja imediato, verifica-se que o primeiro reflecte o grau de saturação em sílica, enquanto a conjugação de R1 e R2 é fortemente condicionada pelo tipo de feldspatos presentes e pelo conteúdo em minerais máficos. Por isso, o diagrama R1-R2 tem sido frequentemente utilizado na classificação de

rochas ígneas plutónicas em substituição do duplo diagrama triangular QAPF, recomendado pela Subcomissão para a Sistemática das Rochas Ígneas da União Internacional de Geociências (IUGS).

Tabela V.1: Intervalos composicionais de elementos maiores (% peso) e de alguns elementos vestigiais (ppm) nos granitóides de Junqueira, Mosteirinhos e Cota-Viseu. N representa o número de amostras e LOI a perda ao rubro.

	Granito Junqueira N=14	Granodiorito Mosteirinhos N=9	Granito Cota-Viseu N=13
SiO₂	71,5 – 73,9	61,1 – 70,5	67,4 – 72,1
TiO₂	0,13 – 0,36	0,51 – 1,11	0,43 – 0,90
Al₂O₃	14,6 – 15,5	14,2 – 15,8	14,2 – 15,2
Fe₂O₃ (T)	0,75 – 1,83	3,51 – 6,0	2,91 – 4,55
MnO	0,01 – 0,02	0,05 – 0,09	0,05 – 0,07
MgO	0,26 – 0,52	0,83 – 2,08	0,73 – 1,10
CaO	0,30 – 0,61	1,89 – 4,56	1,33 – 2,33
Na₂O	2,72 – 3,43	3,17 – 3,92	2,96 – 3,68
K₂O	4,49 – 6,09	3,56 – 5,07	3,73 – 5,54
P₂O₅	0,30 – 0,44	0,22 – 0,39	0,17 – 0,38
LOI	0,58 – 2,36	0,40 – 0,73	0,00 – 0,76
Ba	163 – 406	450 – 815	360 – 606
Rb	184 – 396	146 – 270	216 – 330
Sr	40 – 70	120 – 390	100 – 156
Sm	1,93 – 10,3	7,08 – 10,4	7,60 – 8,86
Nd	7,0 – 53,0	35,3 – 55,9	8,94 – 11,7
Zr	51 – 150	210 – 330	175 – 260

No diagrama R1-R2, a maioria das amostras do granito de Junqueira projecta-se no campo dos sienogranitos, havendo uma que se localiza na fronteira entre este domínio e o dos granitos alcalinos (Fig. V.1), comprovando assim o carácter extremamente evoluído deste granito. Apesar de haver alguma sobreposição composicional entre as amostras das partes noroeste e sudeste do maciço, estas últimas estão concentradas na zona do diagrama com valores de R1 mais elevados (Fig. V.1).

Debon e Le Fort (1983) distinguem três grandes grupos de associações magmáticas com base no tipo de tendências evolutivas que definem no diagrama A-B: (a) as associações aluminosas; (b) as associações alumino-cafémicas e (c) as associações cafémicas. Neste diagrama, o parâmetro $A = Al/(K+Na+2Ca)$ reflecte o grau de peraluminosidade da rocha e o parâmetro $B = Fe/Mg+Ti$, o seu teor em minerais máficos.

A projecção das amostras do maciço de Junqueira no diagrama A-B mostra que todas elas se localizam no campo dos leucogranitos com predomínio de moscovite sobre a biotite (Fig. IV.2), o que está de acordo com o estudo petrográfico realizado (ver capítulo IV). Os baixos valores de B observados também são coerentes com as proporções relativamente pequenas de minerais máficos (biotite) encontradas nestas rochas. Tal como no diagrama R1-R2, observa-se um elevado grau de sobreposição entre as amostras da parte noroeste e sudeste do maciço, sugerindo que possam estar geneticamente relacionadas. Para além disso, as amostras analisadas apresentam valores francamente positivos de A ($A = 30-90$), o que permite inseri-las no grupo das associações peraluminosas para as quais Debon e Le Fort (1983) postulam uma origem por fusão parcial de protólitos metassedimentares da crosta superior.

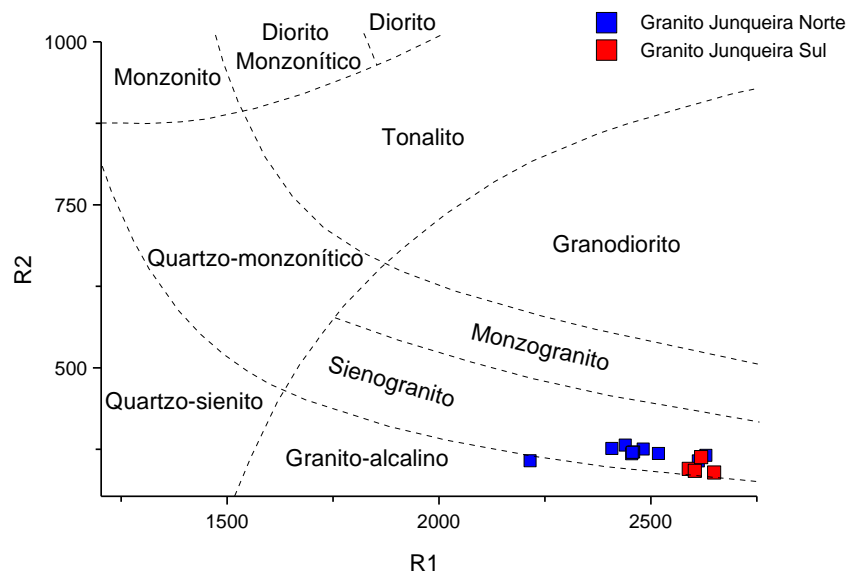


Figura V.1: Projecção dos granitos de Junqueira no diagrama R_1 - R_2 de La Roche *et al.* (1980), em que $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

A natureza fortemente peraluminosa deste tipo de granitóides, inferida a partir da projecção no diagrama A-B, é também evidenciada pelo facto dos seus índices moleculares $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ serem superiores a 1,1 ($A/CNK = 1,15 - 1,50$; Fig. V.3), apoiando a hipótese de corresponderem a granitóides de tipo-S, produzidos por anatexia de materiais supra-crustais em ambientes orogénicos colisionais (Chappell e White, 1974; 1984, 1992 e White e Chappell, 1977).

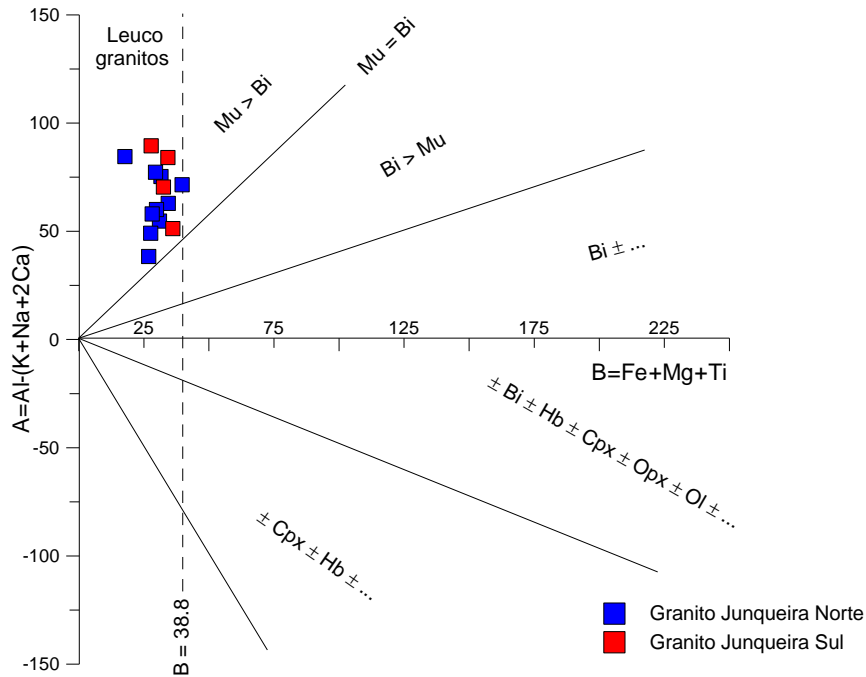


Figura V.2: Projecção das amostras do granito de Junqueira no diagrama A-B proposto por Debon e LeFort (1983) em que $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ e $B = Fe + Mg + Ti$.

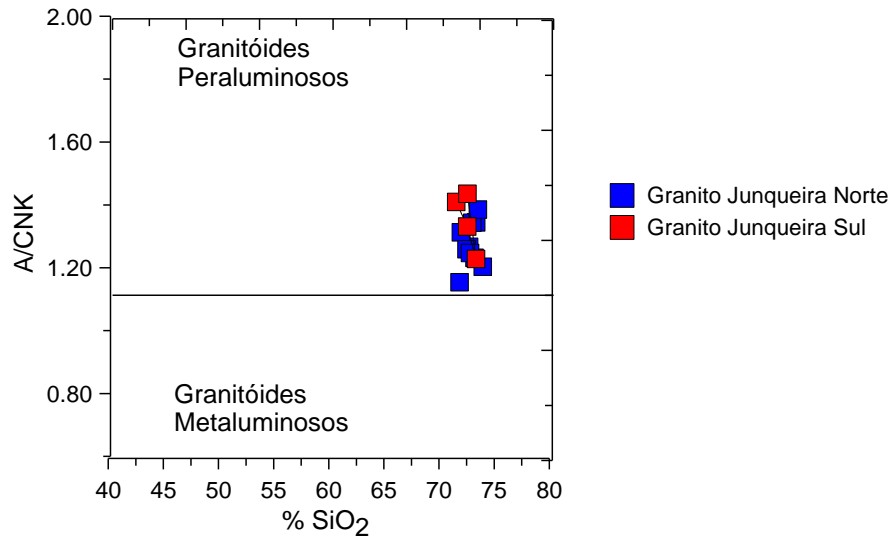


Figura V.3: Diagrama índice molecular A/CNK versus $\%SiO_2$ para as amostras do granito de Junqueira. $A/CNK = \text{mol. } Al_2O_3 / (\text{mol. } CaO + \text{mol. } Na_2O + \text{mol. } K_2O)$.

Tendo em conta a forte dependência entre o quimismo das rochas graníticas e o tipo de protólitos a partir dos quais se formaram, Chappell e White (1974, 1992) e White e Chappell (1977) demonstraram que os granitos gerados por anatexia de protólitos sedimentares supracrustais (enriquecidos em Al_2O_3) são caracterizados por índices de peraluminosidade superiores a 1,1 (tipo S), enquanto os magmas graníticos produzidos por fusão parcial de rochas ígneas infracrustais (tipo I) possuem razões A/CNK inferiores a 1,1.

V.1.2. Diagramas de variação química

A variação dos teores de elementos maiores e vestigiais em sequências de rochas graníticas pode ser representada sob a forma de gráficos cartesianos (diagramas de variação química) para: (a) verificar se as rochas estão geneticamente relacionadas, (b) determinar os principais tipos de processos envolvidos na diversificação desses magmas; (c) estudar as modificações que ocorreram durante os processos de diferenciação magmática e, quando possível, (d) constranger a natureza dos reservatórios fonte (e.g. Clarke, 1992).

Para o efeito, deve seleccionar-se como índice de diferenciação um elemento /óxido ou parâmetro que se comporte de modo regular durante os processos de evolução magmática e que se representa no eixo das abcissas nos diagramas de variação química. Embora a sílica (expressa em % peso) seja frequentemente usada como índice de diferenciação, no caso presente, a escolha recaiu sobre o $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ porque permite uma melhor discriminação da variabilidade química dos granitóides estudados. Os diagramas de variação de elementos maiores para o granito de Junqueira são apresentados na Figura V.4.

Apesar da dispersão observada nalguns dos diagramas, as amostras do maciço Junqueira mostram um enriquecimento gradual em SiO_2 e Na_2O e um empobrecimento em CaO , MgO e TiO_2 , com a diminuição do teor de Fe_2O_3 total, indicando que a cristalização fraccionada de plagioclase, biotite e ilmenite poderão ter desempenhado um papel importante na diferenciação destes magmas. O Al_2O_3 , K_2O e P_2O_5 têm um comportamento mais irregular, embora os valores de K_2O pareçam decrescer com o aumento do grau de evolução.

É de salientar ainda que as amostras da parte noroeste e sudeste do maciço parecem definir tendências evolutivas distintas, subparalelas entre si, nos diagramas CaO vs $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$, MgO vs $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$ e TiO_2 vs. $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$, sugerindo que possam corresponder a pulsos magmáticos diferentes. Com efeito, as amostras do sector sudeste do maciço apresentam teores de CaO , MgO e TiO_2 e K_2O , tendencialmente mais baixos do que as da porção noroeste, para idênticos valores de $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$, o que leva a supor que os magmas a partir dos quais derivaram não tinham a mesma composição original.

Os elementos vestigiais estão presentes nas rochas em concentrações inferiores a 0,1% e não formam, em geral, minerais próprios, ocorrendo sobretudo a substituir os elementos maiores na estrutura dos principais constituintes minerais. O estudo destes elementos tem uma importância fundamental na petrologia moderna pois além de permitir

aferir a validade das conclusões retiradas a partir dos diagramas de elementos maiores, fornece informação adicional sobre os processos petrológicos envolvidos na evolução magmática.

Consoante o seu comportamento durante os processos de fusão / cristalização, os elementos vestigiais são geralmente agrupados em duas grandes categorias: (1) os elementos **compatíveis**, que tendem a ser incorporados nas fases sólidas (minerais) e (2) os elementos **incompatíveis**, com maior afinidade para o fundido silicatado (*"melt"*).

A distribuição destes elementos entre as fases minerais e o fundido silicatado pode ser descrita pelo seu coeficiente de partilha (K_D), que é dado pela seguinte equação: $K_D = C_S / C_L$, em que C_S representa a concentração do elemento na fase mineral (sólido) e C_L corresponde à concentração do elemento no líquido com o qual o mineral está em equilíbrio. Os elementos incompatíveis apresentam valores de $K_D < 1$, enquanto os elementos compatíveis se caracterizam por valores de $K_D > 1$.

Nos diagramas de variação química da Figura V.5, verifica-se que o Rb, o Sr, o Zr e o ΣTR têm um comportamento compatível no conjunto de amostras estudadas, i.e. os seus teores decrescem com o aumento do grau de diferenciação magmática, enquanto o Ba mostra uma dispersão de valores relativamente grande.

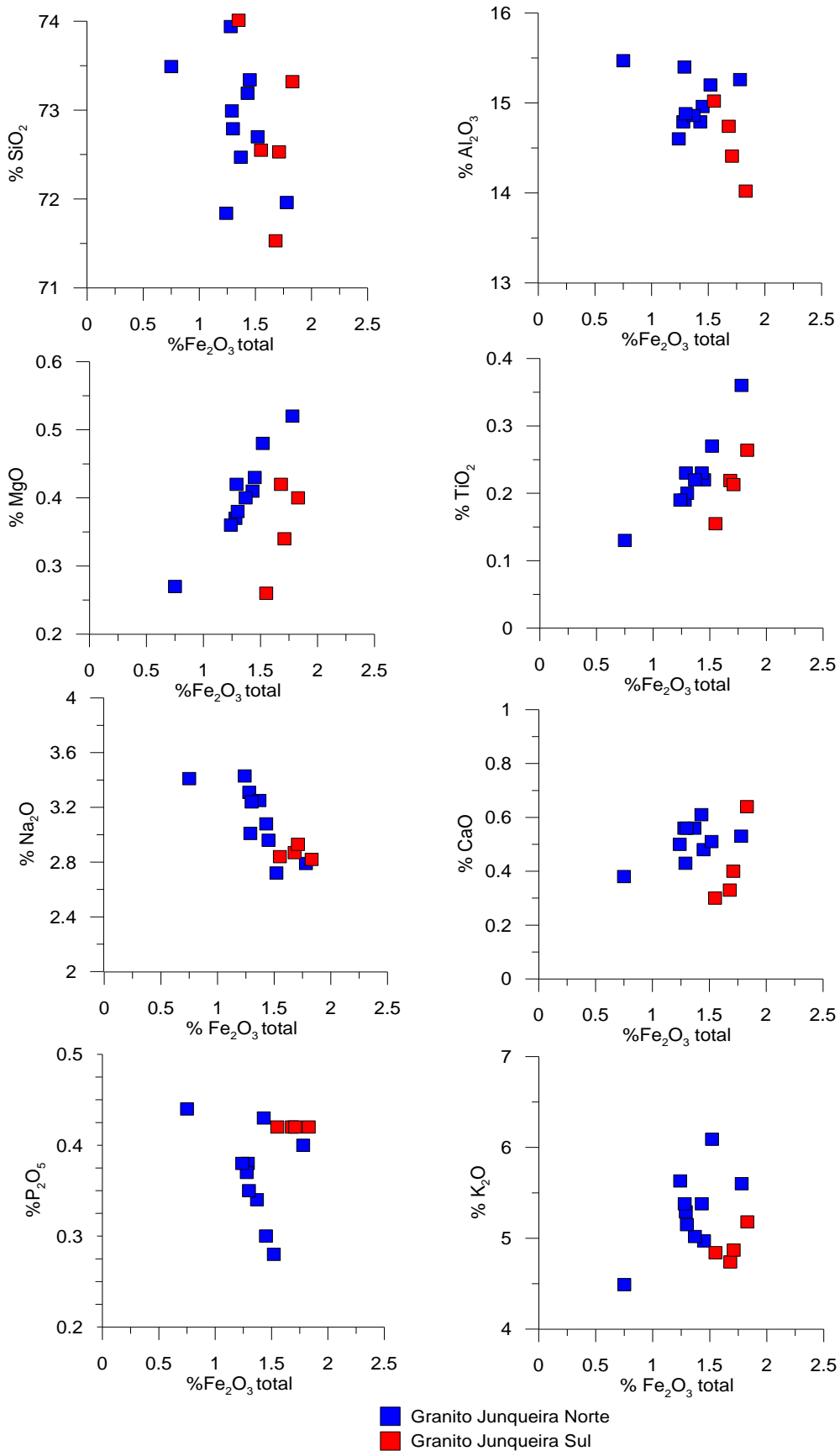


Figura V.4: Diagramas de variação de elementos maiores do granito de Junqueira.

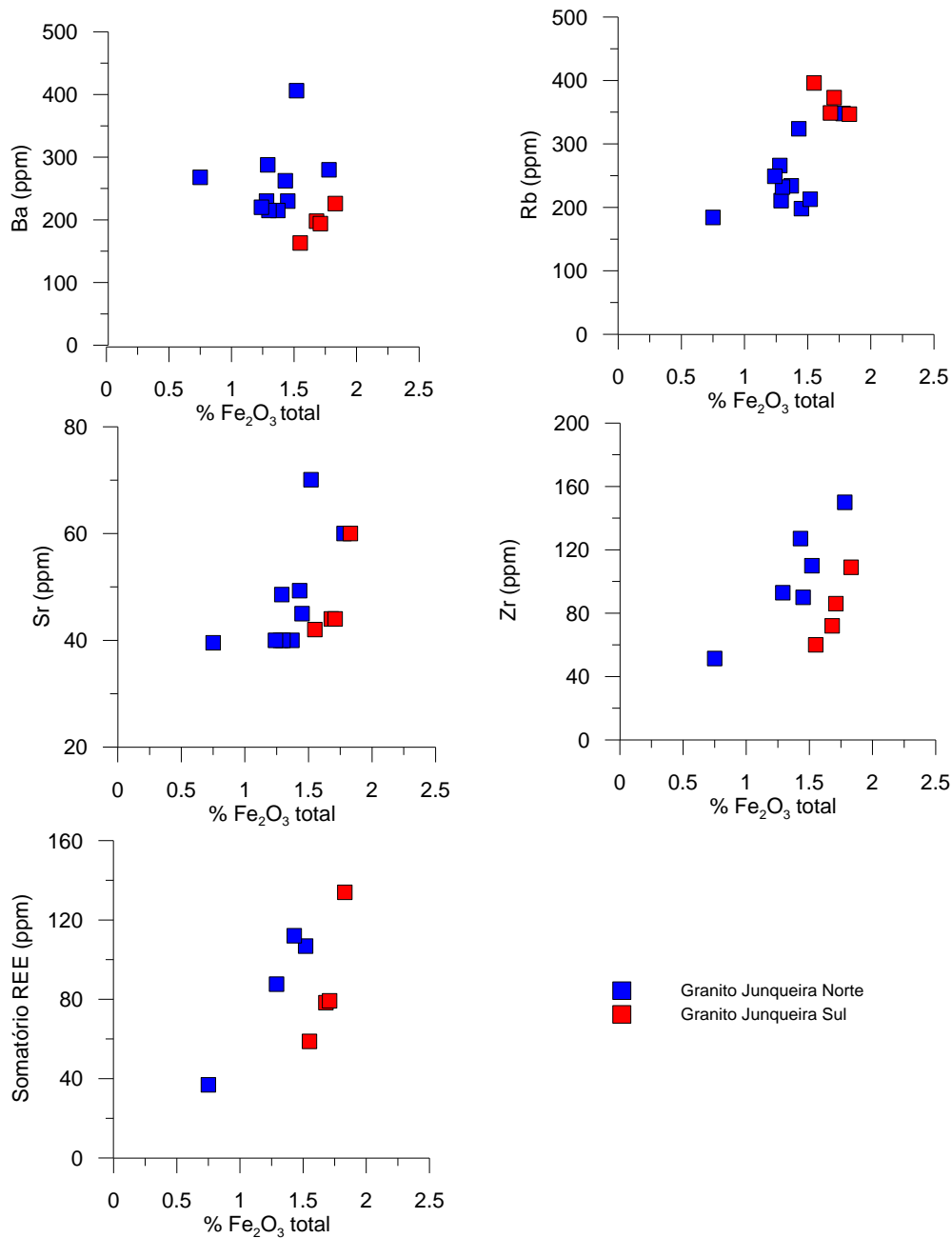


Figura V.5: Diagramas de variação de elementos vestigiais no granito de Junqueira.

Tal como nos diagramas de variação dos elementos maiores, as amostras da parte sudeste do maciço de Junqueira não se projectam sempre nos alinhamentos definidos pelas amostras do sector noroeste, distinguindo-se destas pelos teores mais baixos de Ba, Sr, Zr e ΣTR (Fig. V.5), o que reforça a hipótese de se terem formado a partir de pulsos magmáticos com composições ligeiramente diferentes.

Devido às baixas razões entre as suas cargas e os seus raios iónicos, o Ba, o Rb e o Sr fazem parte de um grupo de elementos vestigiais conhecido como elementos litófilos de grande raio iónico (LILE). O Sr tende a substituir o Ca^{2+} na estrutura da plagioclase e o K^+ na dos

feldspatos potássicos, enquanto o Ba e o Rb são incorporados na biotite e no feldspato potássico. Mostram-se na Tabela V.2, os coeficientes de partilha destes elementos traço nas principais fases minerais presentes no granito de Junqueira (Rollinson, 1993).

Tabela V.2 – Coeficientes de partilha para o Sr, o Ba e o Rb em líquidos dacítico-riolíticos*

	Plagioclase	Biotite	Feldspato alcalino
Sr	2.84 - 15.63	0.12 - 0.45	3.76 - 5.40
Ba	0.31 - 1.52	5.37 - 23.5	4.30 - 11.5
Rb	0.041 – 0.105	2.24 - 4.2	0.34 - 1.75

*Arth (1976); Mahood & Hildreth (1983); Nash & Crecraft (1985)

A maioria dos LILE apresenta um elevado grau de mobilidade em fluidos aquosos. Por isso, sempre que uma determinada rocha é afectada por processos de alteração pós-magmáticos, a sua composição nestes elementos pode ser fortemente perturbada e deixa de reflectir a sua assinatura original.

O decréscimo progressivo das concentrações de Sr com a diminuição dos teores em Fe_2O_3 total parece indicar que ocorreu cristalização fraccionada de plagioclase desde os estádios iniciais de evolução magmática, tanto nas amostras da parte norte como nas do sector sul, o que é concordante com as conclusões retiradas anteriormente a partir do diagrama CaO vs. Fe_2O_{3T} .

Apesar dos elevados coeficientes de partilha do Ba na biotite (Tabela V.2), não se observa um declínio regular dos valores deste elemento com o aumento do grau de diferenciação, sugerindo que o fraccionamento de biotite não terá sido suficientemente eficiente para provocar o empobrecimento de Ba nos líquidos mais evoluídos. No entanto, a dispersão registada no diagrama Ba vs. Fe_2O_{3T} leva a admitir a possibilidade das amostras do granito de Junqueira terem sido sujeitas a processos de alteração pós-magmática e, nessa altura, os seus teores em Ba já não representam as composições originais.

Sendo o Rb um elemento com um coeficiente de partilha na biotite inferior ao do Ba (Tabela V.2) e uma forte mobilidade em fluidos aquosos, esperar-se-ia que o seu comportamento acompanhasse o do Ba, o que não acontece (Fig. V.6). A sua compatibilidade no conjunto das amostras estudadas poderá revelar então que, para além da biotite, houve fraccionamento de outra fase mineral com capacidade para incorporar Rb na sua estrutura

como é o caso do feldspato potássico (Tabela V.2). A participação de feldspato potássico na associação mineral que fraccionou, mesmo que em pequenas proporções, permitiria explicar ainda o decréscimo de K_2O e a dispersão do Ba na sequência.

Contrariamente aos LILE, os elementos vestigiais de grande força de campo (HFSE), em que se incluem o Zr, o Hf, o Nb, o P, o Y e as TR têm uma mobilidade muito pequena, pelo que a sua distribuição em associações magmáticas fornece geralmente indicações mais fiáveis sobre o quimismo da fonte e os processos de fusão/cristalização.

Nas amostras do granito de Junqueira, verifica-se que tanto o Zr como o ΣTR tendem a diminuir dos termos menos evoluídos para os mais diferenciados (Fig. V.5). Tendo em conta que o zircão é a principal fase mineral portadora de Zr, o comportamento compatível deste elemento nas amostras estudadas mostra que cristalização fraccionada de zircão pode ter desempenhado um papel significativo durante a evolução destes magmas.

Em rochas graníticas, as principais fases receptoras de terras raras (TR) são os minerais acessórios (e.g. alanite, esfena, monazite, xenotime, apatite, zircão), embora este grupo de elementos possa apresentar coeficientes de partilha superiores a 1 em minerais como a anfíbola e a biotite (Rollinson, 1993). Todas as amostras do granito de Junqueira contêm apatite, zircão e monazite na sua paragénese mineral (ver Capítulo 4). Deste modo, o decréscimo dos teores das terras raras com o decréscimo em Fe_2O_{3T} (Fig. V.5) parece evidenciar o envolvimento de processos de fraccionamento destas três fases minerais durante a evolução magmática.

V.1.3. Perfis de Terras Raras (TR)

Apresentam-se na Figura V.6, os diagramas de terras raras normalizados para condrito para as amostras do maciço de Junqueira, usando os valores de Evensen *et al.* (1978). As amostras deste maciço são caracterizadas por teores relativamente baixos de terras raras ($\Sigma TR = 37-134$ ppm), um fraccionamento relativamente alto das terras raras leves (TRL) em relação às pesadas (TRP) ($La_N/Yb_N = 7,9 - 46,9$) e uma anomalia negativa de Eu bem marcada ($Eu/Eu^* = 0,20 - 0,64$) (Fig. V.6).

Verifica-se ainda que os teores de terras raras tendem a diminuir dos termos menos evoluídos para os mais diferenciados, atingindo os valores mínimos na amostra com teores mais baixos de Fe_2O_{3T} (Fig. V.6), indicando que a cristalização fraccionada de minerais

concentradores destes elementos (monazite, apatite e zircão), terá tido uma influência significativa na diferenciação destes magmas.

Com excepção do Eu^{2+} , todos os restantes elementos do grupo das TR formam iões trivalentes de tamanho semelhante. Por isso, o Eu é o único destes elementos que é incorporado na estrutura cristalina dos feldspatos ($K_D > 1$, Rollinson, 1993). A presença de anomalias negativas de Eu comprova, assim, o papel determinante desempenhado pela cristalização fraccionada de plagioclase na evolução deste granito.

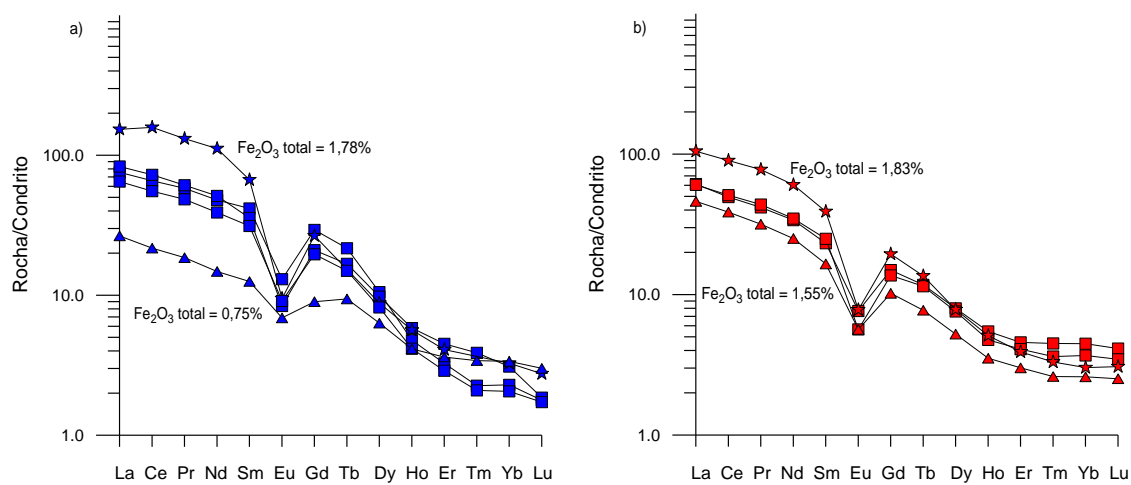


Figura V.6: Diagrama de terras raras normalizadas para condrito (Evensen *et al.*, 1978), (a) amostras do granito de Junqueira Norte e b) amostras de granito de Junqueira Sul.

O elevado grau de sub-paralelismo entre os perfis de TR das amostras das porções norte e sul do maciço tende a apoiar uma derivação comum para todas as rochas desta intrusão, contrariando as conclusões retiradas a partir dos diagramas de variação de elementos maiores e traço.

Embora os diagramas de variação química sugiram que as porções noroeste e sudeste do maciço de Junqueira correspondem a pulsos magmáticos distintos, as tendências evolutivas dos dois grupos de amostras são paralelas entre si indicando que a diferenciação de ambos os magmas deverá ter sido controlada pela cristalização fraccionada de associações minerais semelhantes. Não é de estranhar, por isso, que os seus perfis de TR mostrem um significativo grau de sobreposição. No entanto, o facto das análises químicas dos dois conjuntos de amostras terem sido realizadas em laboratórios distintos não permite descartar totalmente a hipótese destas rochas pertencerem a uma única série magmática.

V.2 Granitóides tardi-pós-D₃ de Cota-Viseu e de Mosteirinhos

Tendo em conta a estreita associação espacial entre o granito porfiróide biotítico de Cota-Viseu e o granodiorito de Mosteirinhos, bem como a presença de contactos transicionais entre as rochas das duas intrusões, optou-se por tratar conjuntamente os dados de geoquímica de rocha total dos dois tipos de granitóides.

V.2.1. Classificações químicas e químico-mineralógicas

Os granitóides tardi-pós-D₃ de Cota – Viseu e de Mosteirinhos distinguem-se claramente do granito sin-D₃ de Junqueira pelo seu carácter menos diferenciado ($\text{SiO}_2 = 61,1 - 72,1\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_{3T} = 2,9 - 6,0\%$) e menor grau de peraluminosidade ($A/\text{CNK} = 0,9$ e $1,20$).

No diagrama $R_1 - R_2$ proposto por La Roche *et al.* (1980), as amostras do granodiorito de Mosteirinhos distribuem-se pelos campos dos monzodioritos, tonalitos, granodioritos e monzogranitos, enquanto as do granito porfiróide biotítico de Cota-Viseu se classificam como granodioritos e monzogranitos (Fig. V.7). A presença de rochas com composições predominantemente granodioríticas e monzograníticas, associadas a termos mais básicos (gabros, dioritos, monzodioritos, tonalitos) é típica de associações magmáticas híbridas, formadas pela interacção física e química entre líquidos máficos de origem mantélica e fundidos félsicos de anatexia crustal em ambientes orogénicos colisionais (e.g. Dickin e Exley, 1981; Whalen e Currie, 1984; Foster e Hyndman, 1990; Pitcher, 1993).

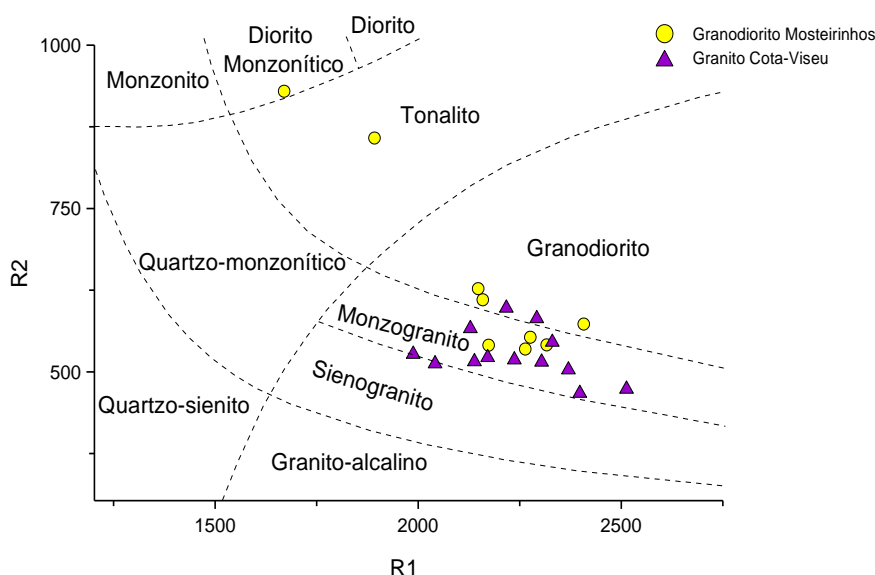


Figura V.7: Projecção das amostras do granodiorito de Mosteirinhos e do granito de Cota-Viseu no diagrama R_1 - R_2 proposto por La Roche *et al.* (1980). $R_1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$ e $R_2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$.

Com efeito, a disposição das amostras destes granitóides no diagrama A-B (Debon e Le Fort, 1983) revela que as amostras das duas intrusões parecem fazer parte de uma associação alumino-cafémica o que, segundo os critérios definidos pelos autores do diagrama, aponta para uma derivação por mistura de magmas de proveniência distinta.

As amostras mais máficas do granodiorito de Mosteirinhos apresentam valores altos de B e baixos de A ($A < 0$), projectando-se no domínio em que a biotite co-existe com outras fases ferromagnesianas (e.g. hornblenda, clinopiroxena), enquanto a maioria das restantes amostras se localiza no campo em que a biotite é a única mica presente, em concordância com os resultados do estudo petrográfico (ver Capítulo IV).

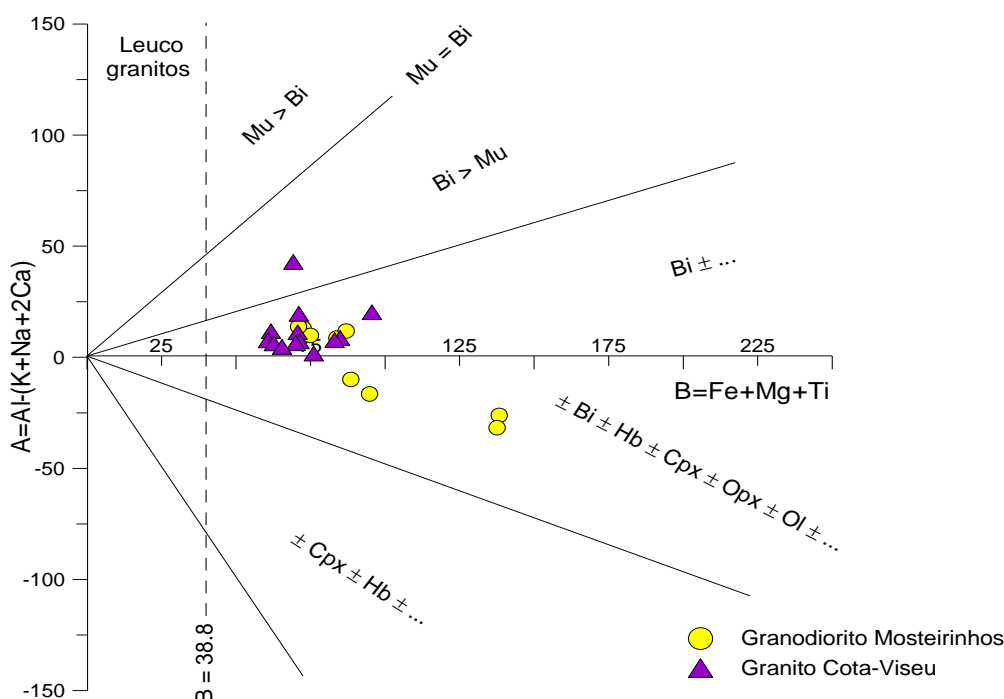


Figura V.8: Projecção das amostras do granodiorito de Mosteirinhos e do granito de Cota-Viseu no diagrama A-B proposto por Debon e Le Fort (1983). $A = Al/(K+Na+2Ca)$ e $B = Fe+Mg+Ti$. Mu – moscovite; Bi – biotite; Hb – hornblenda; Cpx – clinopiroxena; Opx – ortopiroxena; Ol – olivina.

O carácter metaluminoso a fracamente peraluminoso da sequência definida pelos granitóides tardi-pós- D_3 de Cota – Viseu e de Mosteirinhos, indiciado pelos valores negativos a ligeiramente positivos do parâmetro A, é também ilustrado pelo facto destas rochas apresentarem razões A/CNK variando entre 0,9 e 1,2 (Fig. V.9).

As amostras das duas intrusões mostram assinaturas geoquímicas transicionais entre os granitóides de tipo I e de tipo S e não podem ser inequivocamente incluídas em nenhum dos dois grupos definidos no esquema de classificação genética proposto por Chappell e White

(1974, 1984, 1992) e White e Chappell (1977), o que, mais uma vez, sugere uma possível origem híbrida para estes granitóides.

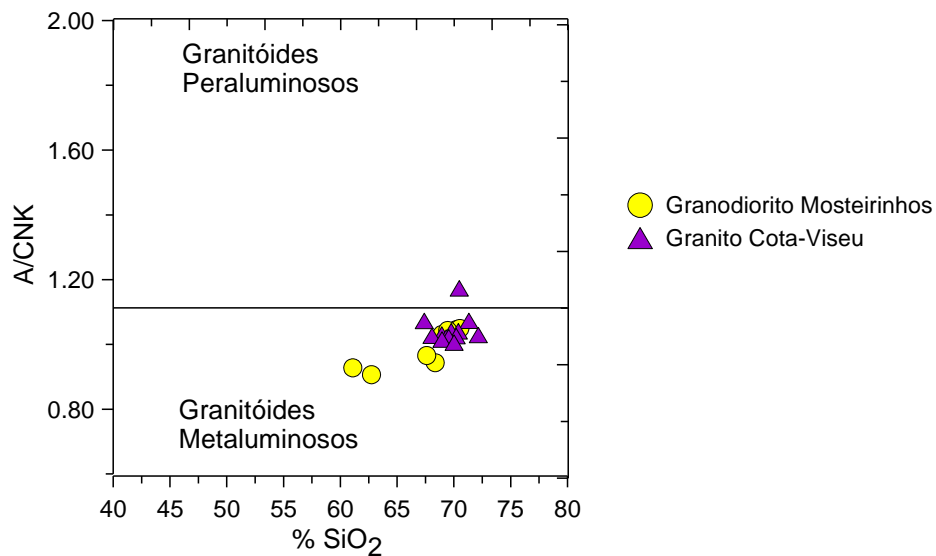


Figura V.9: Diagrama A/CNK versus %SiO₂ para os granitóides de Mosteirinhos e de Cota-Viseu.

V.2.2. Diagramas de variação química

Nas Figuras V.10 e V.11, apresentam-se os diagramas de variação dos elementos maiores e vestigiais para os granitóides tardi-pós-D₃ de Cota – Viseu e de Mosteirinhos. No seu conjunto, as amostras dos dois maciços definem tendências de evolução coerentes, marcadas por um enriquecimento em SiO₂, K₂O e Rb e um empobrecimento em Al₂O₃, CaO, MgO, TiO₂, P₂O₅, Ba, Sr, Zr e Na₂O (mais difuso), com a diminuição de conteúdo em Fe₂O_{3total}. A presença de correlações quase lineares em muitos destes diagramas é compatível com um importante envolvimento de processos de mistura de magmas na génese destas rochas, mas não exclui a eventual contribuição de mecanismos de cristalização fraccionada na diferenciação da sequência.

Deste modo, o decréscimo dos teores Al₂O₃, CaO e Sr pode reflectir, pelo menos em parte, a cristalização fraccionada de plagioclase, enquanto as fortes correlações positivas do MgO e do TiO₂ com o Fe₂O_{3t} podem ser atribuídos à progressiva remoção de minerais máficos (biotite ± anfíbola ± ilmenite). A participação de biotite na associação mineralógica que fraccionou é ainda evidenciada pela diminuição dos teores em Ba com o aumento do grau de diferenciação (Fig. V.11, Tabela V.2).

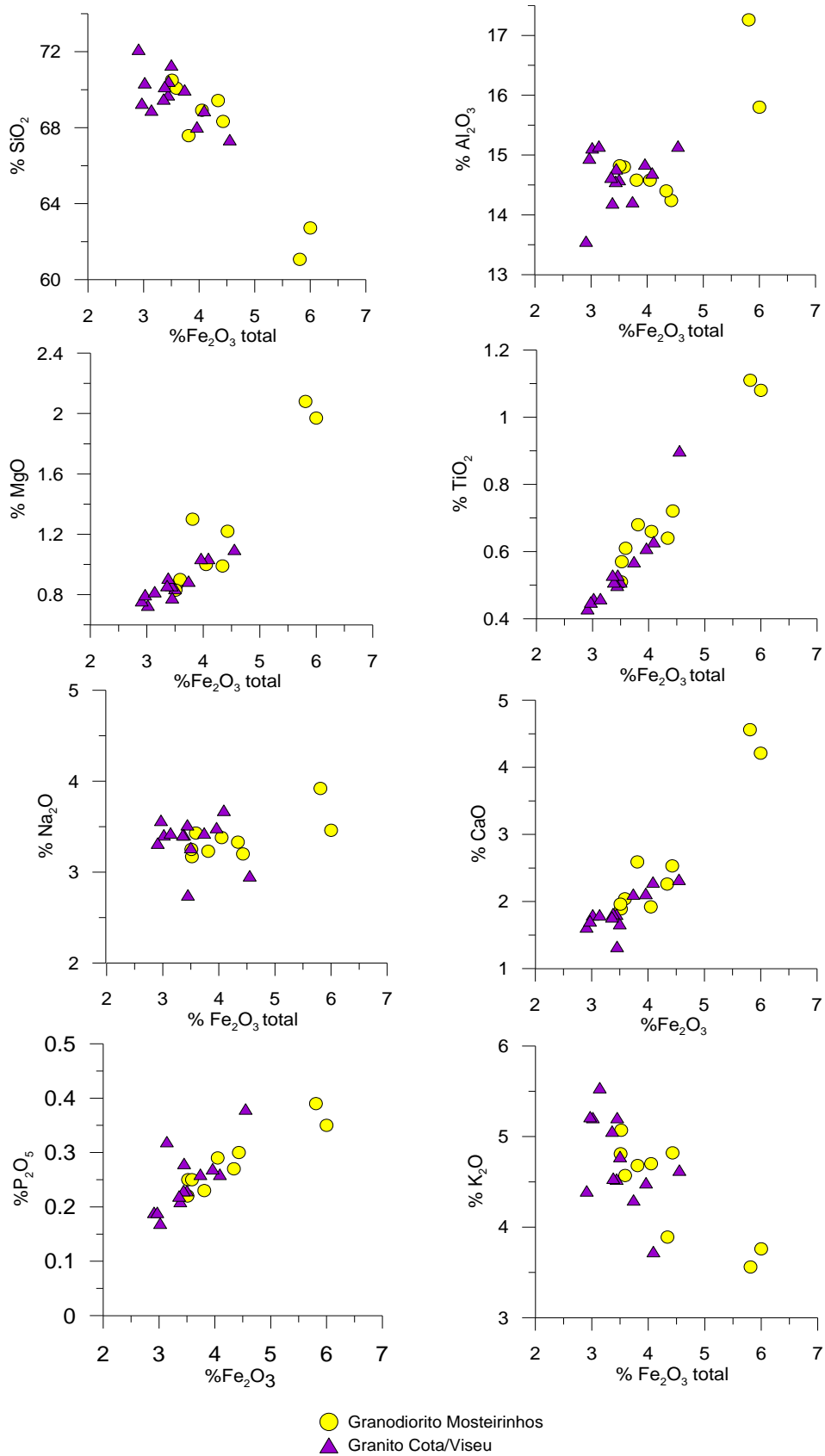


Figura V.10: Diagramas de variação de elementos maiores para as amostras do granodiorito de Mosteirinhos e do granito de Cota-Viseu.

Apesar da dispersão observada, é possível que o ligeiro decréscimo das concentrações de Na_2O com a diminuição de conteúdo em $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ esteja relacionado com a extracção de plagioclase com composições mais sódicas nos estádios mais tardios da evolução magmática (Fig. V.10). Por outro lado, o comportamento compatível do P_2O_5 , do ΣTR e do Zr sugerem que ocorreu fraccionamento de apatite / monazite e de zircão, particularmente nos termos mais ácidos da série magmática (Fig. V.11).

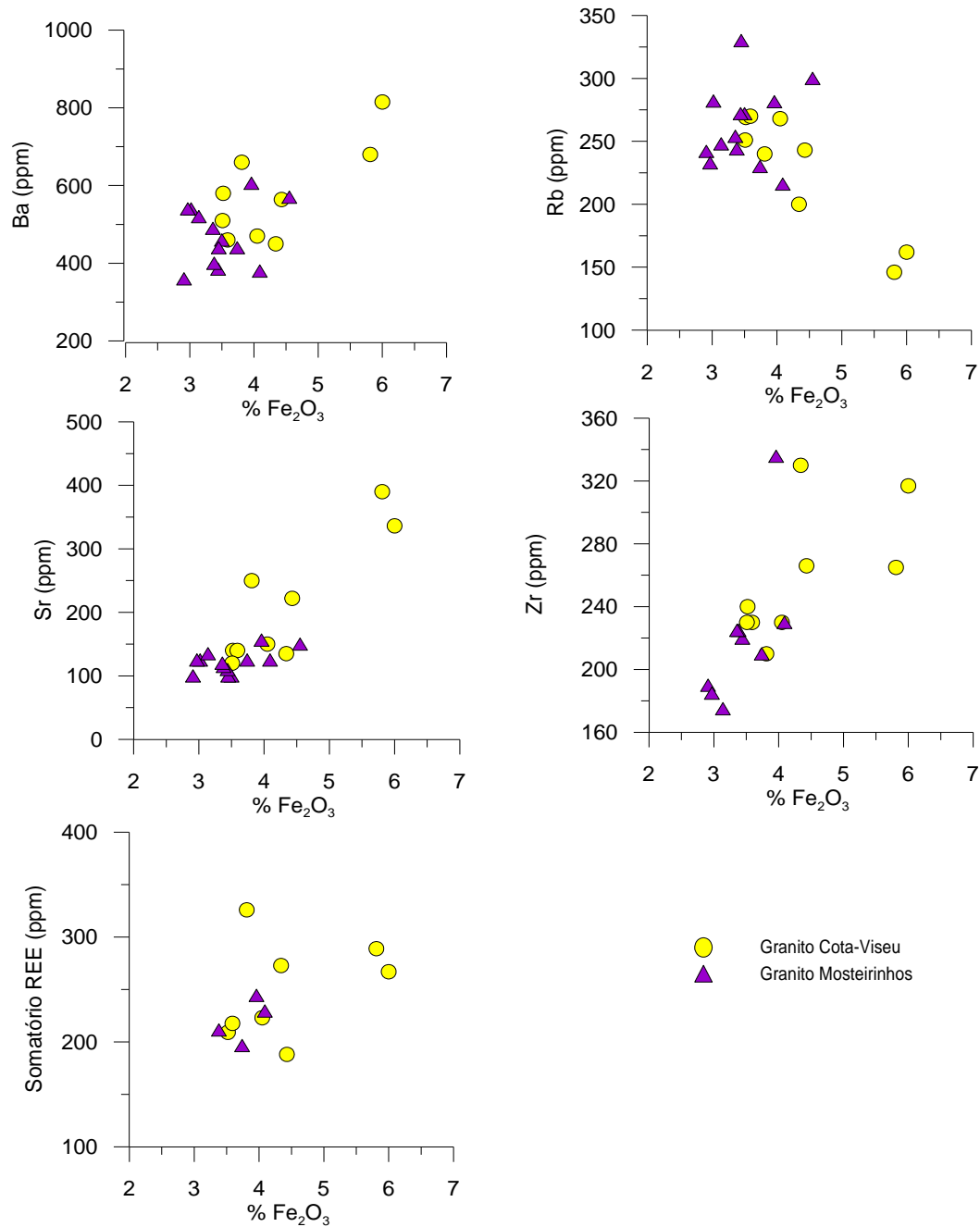


Figura V.11: Diagramas de variação de elementos vestigiais nas amostras do granodiorito de Mosteirinhos e do granito Cota-Viseu.

Finalmente, o aumento dos teores em K_2O e Rb indiciam que a biotite não foi extraída em quantidade suficiente para causar um empobrecimento em K_2O nos líquidos mais evoluídos e contrabalançar os pequenos coeficientes de partilha do Rb nas outras fases minerais que fraccionaram. O facto dos coeficientes de partilha do Rb na biotite serem inferiores aos do Ba (Tabela V.2) permite explicar também a diferença de comportamento destes dois elementos traço.

V.2.3. Perfis de Terras Raras (TR)

Na Figura V.12 estão representados os diagramas de terras raras normalizados para condrito para as amostras dos granitóides tardi-pós- D_3 de Cota – Viseu e de Mosteirinhos, usando os valores de Evensen *et al.* (1978). Comparativamente ao granito sin- D_3 de Junqueira, estes granitóides apresentam teores muito mais elevados de TR (Mosteirinhos: $\sum REE = 209,13 - 325,89$; Cota-Viseu: $\sum REE = 196,52 - 244,44$), menor fraccionamento das terras raras leves (TRL) em relação às pesadas (TRP) (Mosteirinhos: $LaN/YbN = 9,40 - 14,47$; Cota-Viseu: $LaN/YbN = 7,93 - 10,49$) e anomalias negativas de Eu menos variáveis (Mosteirinhos = $0,40 - 0,69$; Cota-Viseu = $0,38 - 0,46$).

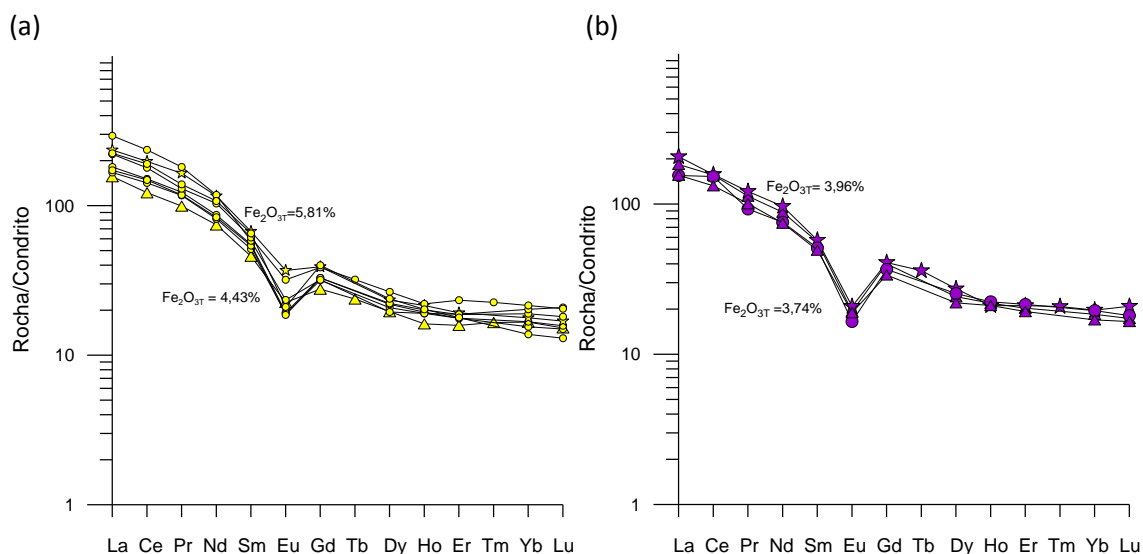


Figura V.12: Diagrama de terras raras normalizadas para condrito (Evensen *et al.*, 1978), (a) amostras do granodiorito de Mosteirinhos e b) amostras de granito de Cota-Viseu.

Tanto no granodiorito de Mosteirinhos como no granito de Cota-Viseu se observa uma diminuição dos teores de terras raras com a evolução magmática (Fig. V.12), o que aliado à presença de anomalias negativas de Eu cuja amplitude se acentua nos termos mais ácidos é

consistente com a intervenção de mecanismos de cristalização fraccionada, envolvendo a progressiva extracção de plagioclase (Eu) e de fases acessórias com coeficientes de partilha superiores a 1 para as terras raras leves e pesadas (e.g. monazite, apatite e zircão).

Os perfis de terras raras das amostras dos dois tipos de granitóides tendem a sobrepor-se parcialmente, confirmando a relação de consanguinidade inferida previamente.

Capítulo VI. GEOLOGIA ISOTÓPICA

Este capítulo inicia-se com uma revisão bibliográfica sobre os conceitos fundamentais e os princípios em que se baseia a Geologia Isotópica e termina com a apresentação dos dados isotópicos obtidos durante a presente investigação.

VI.1. Introdução

O núcleo dos átomos representa uma pequena porção do seu volume total, mas é nele que se concentra a maior parte da massa do átomo. A composição do núcleo ou **nuclido** do átomo de um dado elemento químico é descrita pelo número específico de prótons e neutrões que o constituem (Faure, 1986). Define-se número atómico (Z) como o número de prótons que o átomo contém e número de massa (A) como o número total de neutrões (N) e prótons (Z) presentes no núcleo:

$$A = Z + N$$

Chamam-se isótopos de um elemento aos átomos desse elemento com o mesmo número atómico (Z) e diferente número de massa (A). A estabilidade de qualquer núcleo é determinada pela diferença entre as forças de repulsão e de atracção que nele se fazem sentir. Se a repulsão se sobrepõe á atracção, o núcleo desintegra-se emitindo partículas e/ou radiação. Caso prevaleça a atracção o núcleo é estável (Chang, 1994)

Os nuclidos instáveis tendem a decompor-se espontaneamente até atingirem uma configuração nuclear estável. São chamados nuclidos radioactivos ou radionuclidos e as transformações espontâneas que ocorrem no seu núcleo dão origem ao fenómeno da radioactividade. Em geologia isotópica, o pequeno grupo de isótopos radioactivos que ocorre naturalmente é o que se reveste de maior interesse. Estes nuclidos estão presentes na natureza por várias razões: (a) ainda não terem completado o decaimento porque as suas taxas de desintegração são muito lentas (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{147}Sm , ^{87}Rb , ^{40}K e outros); (b) serem resultantes do decaimento de átomos radioactivos parentais com longas meias-vidas; (c) serem produzidos por reacções nucleares que ocorrem naturalmente ($^{14}_6\text{C}$, $^{10}_4\text{Be}$, $^{32}_{14}\text{Si}$, e outros) (Faure, 1986).

Os átomos dos **isótopos radioactivos** ou isótopos-pai podem desintegrar-se de várias maneiras, transformando-se em átomos de menor energia, designados por **isótopos**

radiogénicos ou isótopos-filhos. Segundo Alonso e Finn (1968) e Faure (1986), os principais mecanismos de decaimento radioactivo são: (a) o decaimento alfa, (b) o decaimento beta (negatrões e positrões), (c) o decaimento por captura electrónica e (d) a fissão nuclear.

O decaimento alfa consiste na emissão de uma partícula α , composta por dois prótons e por dois neutrões (núcleo de um átomo de hélio). Quando um nuclido radioactivo emite uma partícula alfa, o seu número atómico (Z) diminui duas unidades e o seu número de massa (A) reduz quatro unidades (Fig. VI.1). Os novos núcleos produzidos correspondem a um elemento químico diferente (Alonso e Finn, 1968).

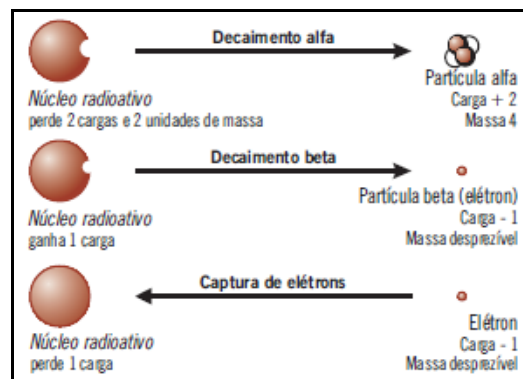


Figura VI.1: Os três tipos principais de decaimento radioactivo modificado de Eicher e McAlester (1980).

A desintegração β^- corresponde à transformação de um neutrão do isótopo-pai, num próton e num electrão e é acompanhada pela emissão de electrões com carga negativa (partículas β^-) (Alonso e Finn, 1968). Neste tipo de decaimento, o número atómico do núcleo do isótopo-filho aumenta uma unidade (devido à substituição de um neutrão por um próton), mas o número de massa não se altera (Fig. VI.1).

A captura electrónica envolve a captura um electrão extranuclear pelo núcleo do isótopo-pai e a conversão de um próton num neutrão (Nesse, 2000). O número de massa é conservado, mas o número atómico decresce uma unidade (Fig. VI.1).

VI.2. Equação fundamental do decaimento radioactivo

De acordo com a teoria de Rutherford e Soddy, a taxa de decaimento de um nuclido parental instável é proporcional ao número de átomos (N) presentes ao fim do tempo t (Faure, 1986). A lei fundamental do decaimento radioactivo estabelece que:

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$$

em que:

D – o número de isótopos-filho presentes no sistema ao fim do tempo t

D_0 – número de isótopos-filho existentes inicialmente no sistema

N – a quantidade de isótopos-pai remanescentes no sistema ao fim de um tempo t

λ – constante de decaimento.

O decaimento radioactivo é um processo cuja velocidade não é afectada por quaisquer alterações no ambiente físico e químico, ocorrendo a um ritmo constante e exponencial (Alonso e Finn, 1968). Como as taxas de decaimento radioactivo são constantes e não são afectadas nem pelas condições de temperatura e pressão nem pelas reacções químicas em que os isótopos parentais são envolvidos, é possível usar a razão entre o número de átomos do isótopo-pai e do isótopo-filho para determinar a idade absoluta de rochas e/ou minerais, desde que a taxa de decaimento radioactivo do elemento parental (λ) seja conhecida (Chernicoff, 1995).

Define-se tempo de meia-vida ($t_{1/2}$) de um nuclido radioactivo, como o intervalo de tempo fixo, ao fim do qual o número de nuclidos parentais instáveis se reduz a metade (Fig. VI.2). Assim, se existirem inicialmente N átomos do isótopo-pai, após uma meia-vida subsistirão apenas $N/2$, após duas meias-vida restarão $N/4$ e, assim, sucessivamente (Alonso e Finn, 1968). O tempo de meia-vida é constante e característico de cada par isotópico, podendo variar desde fracções de segundo a biliões de anos.

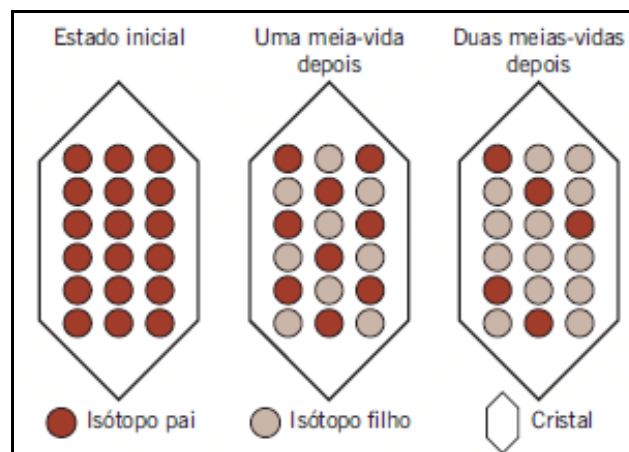


Figura VI.2: Tempo de meia vida

São vários os sistemas isotópicos utilizados na datação e caracterização de materiais geológicos. Entre estes, merecem especial referência os sistemas K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar , Rb-Sr, Sm-Nd; Lu-Hf, Re-Os, K-Ca, U-Th-Pb, os isótopos cosmogénicos (^{14}C e trítio) e os isótopos estáveis de O,

H, C, N e S. Na tabela VI.1, apresentam-se os principais pares isotópicos aplicados em Geocronologia.

A escolha do sistema isotópico mais adequado para datar um determinado conjunto de rochas e/ou minerais depende da sua idade e da sua mineralogia. Para que os valores de t correspondam à idade de cristalização ou de recristalização da rocha ou do mineral, é preciso que sejam satisfeitas as seguintes condições: (a) não ter havido perdas ou ganhos do isótopo-filho e do isótopo-pai por outros processos que não sejam o decaimento radioactivo, ou seja, o sistema deve ter-se mantido fechado a trocas com o exterior; (b) conhecer com exactidão o tempo de meia-vida do isótopo-pai; (c) ter decorrido um intervalo de tempo suficiente para que se dê a desintegração radioactiva do isótopo-pai no isótopo-filho e (d) haver nos minerais e/ou nas rochas, concentrações suficientes dos isótopos pai e filho para permitir a sua determinação.

Tabela VI.1: Principais sistemas isotópicos utilizados em geocronologia

Isótopo-Pai	Isótopo-Filho	Meia-vida (Ga)
(Sm) Samário 147	(Nd) Neodímio 143	106.0
(Rb) Rubídio 87	(Sr) Estrôncio 87	48.8
(Th) Tório 232	(Pb) Chumbo 208	14.0
(U) Urânio 238	(Pb) Chumbo 206	4.5
(U) Urânio 235	(Pb) Chumbo 207	0.70
(C) Carbono 14	(N) Nitrogénio 14	0 – 50000 a

VI.3. Sistema isotópico Rb-Sr

O rubídio tem dois isótopos naturais: o ^{85}Rb e o ^{87}Rb , cujas abundâncias são 72,15% e 27,85%, respectivamente. O ^{87}Rb é radioactivo e sofre um decaimento do tipo β^- para o isótopo-filho estável ^{87}Sr , com um tempo de meia-vida de aproximadamente 48,8 Ga.

O rubídio é um metal alcalino com um raio iónico (1,48 Å) semelhante ao do potássio (1,33 Å), o que lhe permite substituir o potássio em todos os minerais ricos neste elemento, como é o caso do feldspato potássico, biotite e moscovite (Faure, 1986). O estrôncio pertence ao grupo dos elementos alcalino-terrosos e possui um raio iónico (1,13 Å) ligeiramente superior ao do cálcio (0,99 Å), pelo que é incorporado facilmente nos minerais contendo cálcio (plagioclase, apatite, gesso, anidrite, calcite, dolomite e aragonite) (Faure, 1986)).

A evolução do ^{87}Sr radiogénico em minerais ou rochas contendo rubídio pode ser descrita por uma equação derivada da lei fundamental da radioactividade (Faure, 1986):

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1)$$

onde ^{87}Sr é o número total de átomos do isótopo filho presentes actualmente no sistema, $^{87}\text{Sr}_0$ é o número de átomos deste isótopo existentes inicialmente no sistema, ^{87}Rb é o número de átomos do isótopo-pai remanescentes no sistema ao fim do tempo t ; λ é a constante de decaimento e t corresponde à idade da rocha ou mineral (Faure, 1986).

Dividindo cada um dos termos da equação anterior pelo número de átomos do isótopo ^{86}Sr , que é um isótopo estável, obtém-se a seguinte expressão:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1)$$

Esta equação é a base para a determinação de idades pelo método Rb-Sr. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ actual pode ser medida por espectrometria de massa, enquanto a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pode ser calculada a partir das concentrações de Rb e Sr da amostra ou ser determinada por espectrometria de massa. A constante de decaimento (λ) do ^{87}Rb é igual a $1,42 \cdot 10^{-11}$ anos⁻¹ (Steiger e Jäger, 1977).

Tendo em conta que a equação fundamental do decaimento radioactivo corresponde à equação de uma recta de tipo $y = b + mx$, se se conhecerem as razões $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ e $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ e o valor de λ , as únicas incógnitas da equação passam a ser o tempo (t) e a razão $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$.

Num conjunto de rocha ígneas e/ou minerais formados a partir de um magma isotopicamente homogéneo pode assumir-se que todas as rochas e/ou minerais que cristalizaram a partir desse magma possuíam a mesma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no tempo t_0 . No entanto, as suas razões Rb/Sr poderiam não ser idênticas pois o Rb e o Sr não são incorporados com igual facilidade na estrutura cristalina dos diferentes minerais.

Com o passar do tempo, as suas razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ decrescem gradualmente, devido ao decaimento de ^{87}Rb para ^{87}Sr , enquanto as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aumentam proporcionalmente. A variação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de cada uma das amostras dar-se-á segundo linhas rectas de igual declive e as amostras passarão a definir um alinhamento (isócrona) cujo declive depende do intervalo de tempo transcorrido ($t > 0$) (Fig. VI.3).

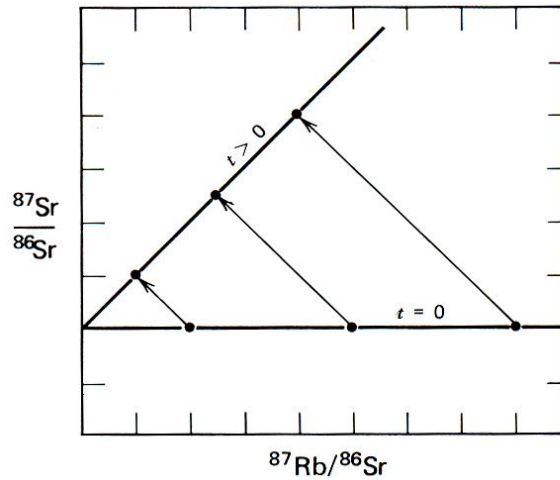


Figura VI.3: Diagrama isocrónico mostrando a evolução do sistema isotópico Rb-Sr, em função do tempo.

Deste modo, poderá determinar-se o valor da razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ através da ordenada da origem, enquanto a idade (t) será calculada a partir do declive (m) da isócrona:

$$m = e^{\lambda t} - 1$$

$$t = 1/\lambda \ln(m + 1)$$

A qualidade da isócrona é aferida por um índice estatístico, designado por *MSWD* (*Mean square weighted deviates*), que não deverá exceder 2,5 (Rollinson, 1995).

VI.4. Sistema isotópico Sm-Nd

O samário e o neodímio pertencem ambos ao grupo das terras raras leves. Cada um destes elementos tem sete isótopos naturais (Geyh & Schleicher, 1992) que se indicam na tabela VI.2.

Tabela VI.2: Isótopos naturais do samário e do neodímio.

Elemento	Isótopos
Sm	^{144}Sm , ^{147}Sm , ^{148}Sm , ^{149}Sm , ^{150}Sm , ^{152}Sm , ^{154}Sm
Nd	^{142}Nd , ^{143}Nd , ^{144}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd , ^{148}Nd , ^{150}Nd

O ^{147}Sm decai por emissão alfa para ^{143}Nd , com uma meia vida de 1.06×10^{11} anos, o que permite usar o par isotópico Sm-Nd para efeitos de datação. Devido à baixa mobilidade geoquímica destes elementos, as razões Sm/Nd não são geralmente afectadas durante os processos de alteração ou metamorfismo. Este método pode, por isso, ser aplicado com vantagem na datação de rochas / minerais em que os outros sistemas isotópicos foram perturbados.

À semelhança do que foi referido para o sistema Rb-Sr, a equação fundamental do decaimento radioactivo para o sistema isotópico Sm-Nd pode ser expressa pela seguinte relação:

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 + ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} (e^{\lambda t} - 1)$$

em que $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ representa a razão actual entre o isótopo filho ^{143}Nd e o isótopo estável ^{144}Nd , $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0$ corresponde à razão inicial destes isótopos no sistema, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ representa a razão entre o isótopo-pai ^{147}Sm e o isótopo estável ^{144}Nd remanescente no sistema ao fim do tempo t , λ é a constante de decaimento e t corresponde à idade da rocha ou mineral (Faure, 1986). O isótopo ^{144}Nd é usado como isótopo de referência e a constante de decaimento (λ) do ^{147}Sm é de 6.5×10^{-12} anos (Lugmair e Marti, 1978)

Tal como no caso do método rubídio-estrôncio, as amostras são projectadas em diagramas isocrónicos $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, calculando-se a sua idade a partir do declive (m) da isócrona. O valor da intersecção da isócrona com o eixo dos y (b) é constante e indicará a razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0$ do conjunto de amostras analisadas.

VI.5. Geoquímica isotópica Sr-Nd

Além da sua aplicação em Geocronologia, os isótopos de Sr e Nd podem ser usados com muitas outras finalidades, nomeadamente como traçadores geoquímicos.

Com efeito, as razões isotópicas iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ podem fornecer constrangimentos importantes sobre os reservatórios-fonte e os processos petrogenéticos envolvidos na formação e evolução de magmas.

É consensualmente aceite que as razões Rb/Sr, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de todos os materiais do sistema solar eram aproximadamente homogéneas na altura em que a Terra se formou. Como o Rb e o Sr possuem diferentes coeficientes de partilha nas paragénese mantélicas, durante a diferenciação da Terra, o Rb foi extraído ao manto e adicionado à crosta, enquanto o Sr ficou comparativamente mais enriquecido no manto. Devido ao decaimento do ^{87}Rb para ^{87}Sr , as rochas crustais, caracterizadas por razões Rb/Sr mais altas, tornaram-se progressivamente mais radiogénicas (razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais elevadas), distinguindo-se, assim, dos materiais do manto.

Com o sistema Sm-Nd, aconteceu exactamente o oposto. O Sm é menos incompatível do que o Nd pelo que ficou relativamente mais concentrado no manto. Como consequência da

desintegração do ^{147}Sm para ^{143}Nd , as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ nas rochas mantélicas sofreram um aumento mais acentuado, explicando assim que os reservatórios mantélicos apresentem razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais elevadas do que os materiais crustais.

A partir do estudo de meteoritos e de amostras lunares foi possível determinar as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ primordiais. Para facilitar a comparação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ das rochas ígneas com a composição isotópica que a Terra primitiva teria num tempo t qualquer, DePaolo e Wasserburg (1976) introduziram a notação épsilon (ϵ) em que:

$$\epsilon_{Nd,CHUR} = \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Amostra}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CHUR}} - 1 \right] \times 10^4 \quad \epsilon_{Sr,UR} = \left[\frac{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{Amostra}}}{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{UR}} - 1 \right] \times 10^4$$

A projecção das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_t$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ de um conjunto de rochas magmáticas ou dos seus respectivos valores de ϵNd_t e de ϵSr_t em diagramas de correlação isotópica permite constringer a natureza das fontes a partir das quais se formaram. Os valores positivos de ϵNd_t implicam uma derivação a partir de fontes com razões Sm/Nd superiores às do *CHUR* (*Chondritic Uniform Reservoir*), ou seja reservatórios mantélicos empobrecidos. Pelo contrário, os valores muito negativos de ϵNd_t indicam uma origem a partir de protólitos crustais antigos com razões Sm/Nd inferiores às do condrito.

Pelas mesmas razões, as rochas geradas a partir de magmas derivados do manto tenderão a apresentar valores de ϵSr_t e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ mais baixas do que as resultantes da cristalização de fundidos crustais.

VI.6. Sistema isotópico U-Pb

O urânio (U) é um elemento metálico da família dos actínídeos, que ocorre maioritariamente em minerais acessórios, como a uraninite, zircão, alanite, monazite, apatite, xenotima, esfena. O zircão contém U como componente principal e está presente numa grande variedade de rochas, o que torna este mineral particularmente indicado para datação pelo método U-Pb.

O urânio tem três isótopos naturais: ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U , todos eles radioactivos. O decaimento do ^{238}U e do ^{235}U é complexo, originando cadeias de isótopos intermédios, também radioactivos, que se desintegram para isótopos estáveis de chumbo (^{206}Pb e ^{207}Pb). O

método de datação isotópica U-Pb baseia-se na combinação das cadeias de decaimento do ^{238}U e do ^{235}U , cuja desintegração pode ser expressa pelas seguintes equações, usando o ^{204}Pb não radiogénico como isótopo estável de referência:

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}) \times (e^{\lambda_1 t} - 1)$$

$$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}) \times (e^{\lambda_2 t} - 1)$$

em que $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ e $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ são as razões isotópicas de chumbo actuais, $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}_0$ e $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}_0$ as suas razões iniciais, $\text{U}^{238}/\text{Pb}^{204}$, $\text{U}^{235}/\text{Pb}^{204}$ as razões isotópicas do urânio actuais e λ_1 e λ_2 as constantes de decaimento do U^{238} e do U^{235} , respectivamente.

Resolvendo as duas equações em ordem ao tempo (t), obtém-se:

$$t = \frac{1}{\lambda_1} \times \ln \frac{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0}{\left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)} + 1$$

$$t = \frac{1}{\lambda_2} \times \ln \frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0}{\left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)} + 1$$

Assumindo que $^{206}\text{Pb}^*$ representa o ^{206}Pb de origem radiogénica ($^{206}\text{Pb}^* = ^{206}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}_0$) e que $^{207}\text{Pb}^*$ representa o ^{207}Pb de origem radiogénica ($^{207}\text{Pb}^* = ^{207}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}_0$), as equações anteriores podem ser rescritas sob a seguinte forma:

$$\text{Pb}^{206*} = \text{U}^{238} (e^{\lambda_1 t} - 1)$$

$$\text{Pb}^{207*} = \text{U}^{235} (e^{\lambda_2 t} - 1)$$

Resolvendo em ordem ao tempo, obtém-se:

$$t = \frac{1}{\lambda_1} \times \ln \frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} + 1$$

$$t = \frac{1}{\lambda_2} \times \ln \frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}} + 1$$

Se o mineral se comportar como um sistema fechado, as idades obtidas através das duas equações deverão ser concordantes. No entanto, em muitos casos, os minerais perdem ou ganham U, Pb ou isótopos intermédios das duas cadeias, provocando uma discrepância entre as duas idades. Para contornar este problema pode calcular-se a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, que resulta da conjugação das duas equações anteriores e não é tão sensível a perdas recentes de chumbo (ou ganhos de urânio).

As análises isotópicas obtidas pelo método U-Pb são geralmente apresentadas em diagramas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, nos quais se projecta uma curva, designada por Concórdia (Fig. VI.4). A Concórdia representa a curva de evolução isotópica ao longo do tempo de um sistema ideal que tenha permanecido fechado. O ponto definido por uma amostra sobre a Concórdia representa a sua idade (Fig. VI.4).

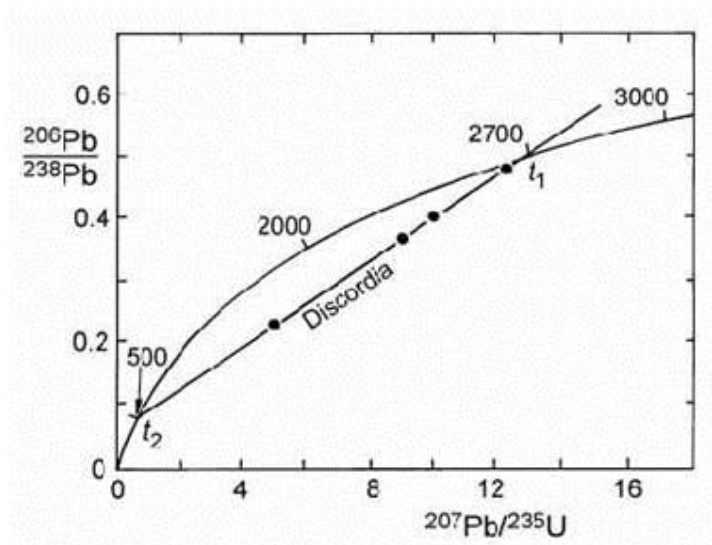


Figura VI.4: Exemplo de uma curva concórdia

Nos casos em que o sistema não se manteve fechado, as amostras podem projectar-se abaixo ou acima da Concórdia, designando-se como pontos discordantes. Em muitas situações, é possível ajustar uma linha recta aos pontos discordantes (*discórdia*) (Fig. VI.4). A intersecção superior desta recta com a Concórdia (t_2) dá uma estimativa da idade de cristalização do mineral, enquanto a intersecção inferior (t_1) indica o tempo decorrido desde o último episódio de perda de Pb ou ganho de U.

VI.7. Geocronologia - resultados

O estudo isotópico realizado teve como principal objetivo datar as amostras do granito sin-D₃ de Junqueira, dos granodioritos tardi-pós-D₃ de Mosteirinhos e dos granitos tardi-pós-D₃ de Cota-Viseu através de isócronas Rb-Sr (rocha-total) e comparar as idades obtidas com as idades U-Pb determinadas em fracções de zircão e monazite das mesmas amostras.

As análises isotópicas Rb-Sr foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro, seguindo a metodologia descrita no Capítulo III. Para o cálculo das usou-se o programa ISOPLOT 3.00 de Ludwig (2003).

VI.7.1. Granito de Junqueira

Na tabela VI.3, apresentam-se os dados isotópicos Rb-Sr (rocha total) para quatro amostras do granito sin-D₃ de Junqueira.

Tabela VI.3: Dados isotópicos Rb-Sr para as amostras 178-102, 178-103, 178-104 e 178-105.

Amostra	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2σ)
178-102	44	349	23,19	0,66	0,813667	0,000018
178-103	44	373	24,80	0,70	0,822348	0,000026
178-104	60	347	16,86	0,48	0,787300	0,000028
178-105	42	396	27,61	0,78	0,833203	0,000018

A projecção destes dados no diagrama isocrónico Rb-Sr permitiu definir uma isócrona válida de 302 ± 22 Ma, à qual se associa uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7147 \pm 0,0068$ e um MSWD de 0.37 (modelo 1, ISOPLOT Ludwig, 2003) (Fig. VI.7).

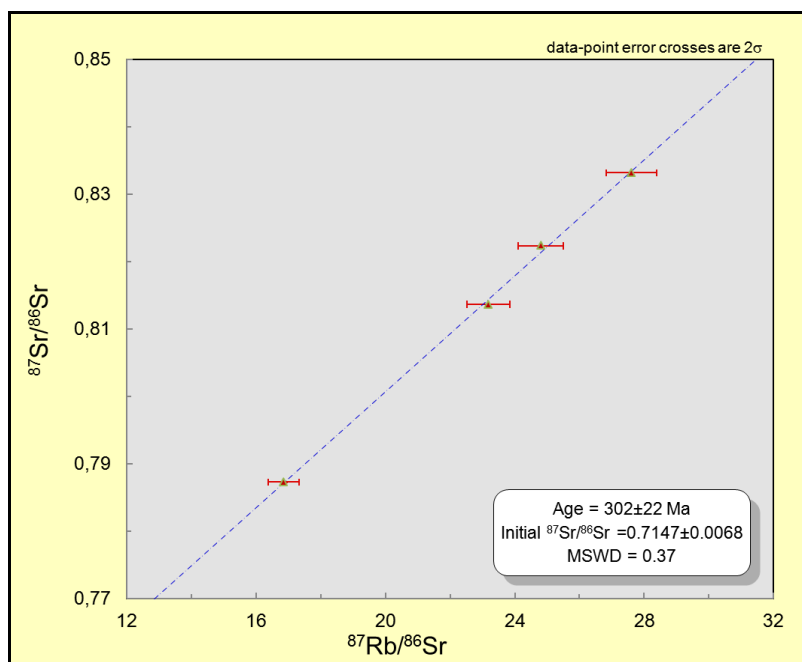


Figura VI.7: Isócrona Rb-Sr definida pelas amostras 178-102, 178-103, 178-104 e 178-105 do granito de Junqueira.

Numa amostra deste granito (178-104) procedeu-se também à separação de zircões e monazites para análise isotópica pelo método U-Pb. Os dados isotópicos para as fracções analisadas (4 de zircão e 2 de monazite) são apresentados na Tabela VI.4. O aspecto das fracções analisadas está ilustrado na Figura VI.8.

No diagrama Concórdia da Figura VI.9, verifica-se que as quatro fracções de zircão dão uma idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de 310.1 ± 0.7 Ma, concordante com a idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ fornecida por uma das fracções de monazite (311.7 ± 1.9 Ma), pelo que se pode assumir que a idade obtida nas fracções de zircão representa uma boa estimativa para a idade de cristalização deste granito.

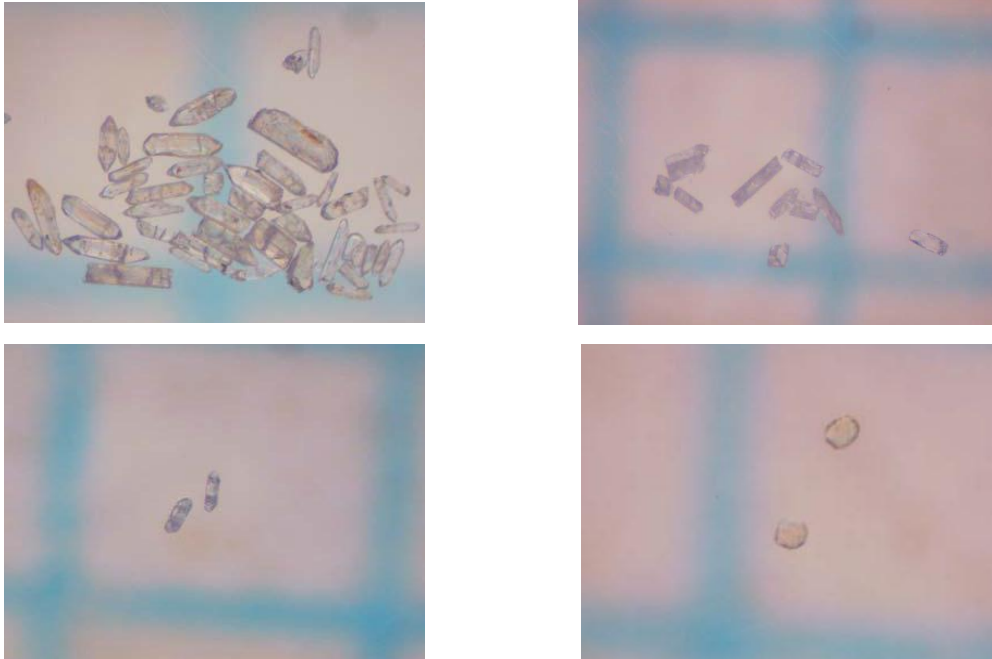


Figura VI.8: Aspecto das fracções de zircão e monazite do granito sin-D₃ de Junqueira (amostra 178-104): a) Cristais euétricos de zircão, b) Cristais de zircão da fracção 3, c) Cristais de monazite da fracção 1 d) Cristais de monazite da fracção 2.

Tabela VI.4: Dados isotópicos U-Pb para a amostra 178-104 do granito de Junqueira.

Amostra	Fracção	Pb (ppm)	U (ppm)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Erro (2σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Erro (2σ)
178-104	Zircão	13	263	0.35956	0.00626	0.04939	0.00014
178-104	Zircão	70	1517	0.35854	0.00144	0.04922	0.00011
178-104	Zircão	>100	>2020	0.35630	0.00197	0.04926	0.00014
178-104	Zircão	27	567	0.35686	0.00110	0.04926	0.00011
178-104	Monazite	>930	>3400	0.35924	0.00259	0.04947	0.00015
178-104	Monazite	>1380	> 3500	0.36150	0.00187	0.04986	0.00014

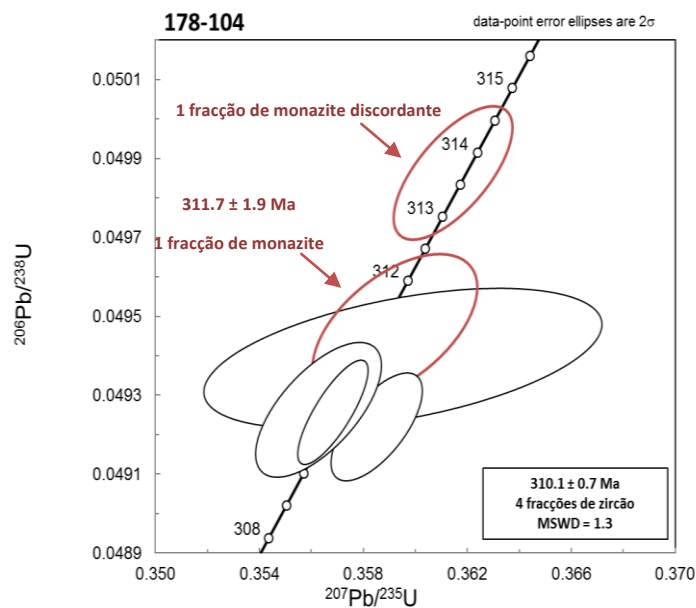


Figura VI.9: Projecção das fracções de zircão e monazite do granito de Junqueira no diagrama concórdia. Elipses a preto: fracções de zircão, elipses a vermelho: fracções de monazite.

VI.7.2. Granito de Cota-Viseu

Na tabela VI.5 apresentam-se os dados isotópicos Rb-Sr obtidos em seis amostras do granito tardi-pós-D₃ de Cota-Viseu.

Tabela VI.5: Dados isotópicos Rb-Sr das amostras do granito de Cota-Viseu.

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	Erro (2σ)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Erro (2σ)
178-3	218.5	135.9	4.662	0.132	0.72686	0.000058
178-11	270.7	114.3	6.874	0.194	0.73635	0.000081
178-13	249.4	133.4	5.423	0.153	0.72968	0.000080
178-14	262.7	131.5	5.795	0.250	0.73166	0.000050
188-7	331.2	102.9	9.352	0.267	0.74736	0.000060
189-7	315.5	94.6	9.694	0.274	0.75054	0.000016

Projectando estes dados no diagrama isocrónico Rb-Sr, verifica-se que as seis amostras definem uma isócrona de 322 ± 14 Ma, com uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7052 \pm 0,0013$ e um MSWD de 1.5 (modelo 1, ISOPLOT Ludwig, 2003) (Figura VI.8).

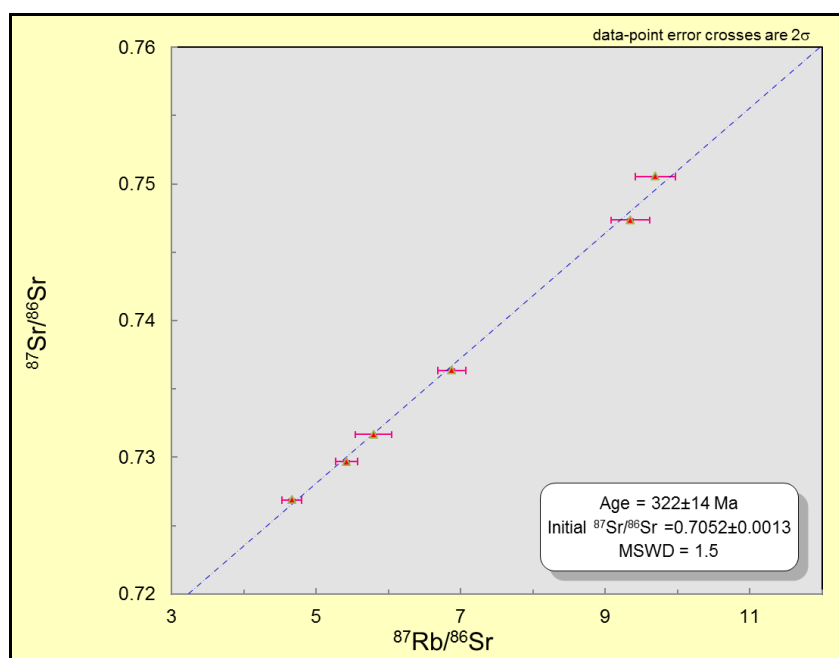


Figura VI.10: Isócrona Rb-Sr definida pelas amostras do granito tardi-pós-D₃ de Cota-Viseu.

Para datar o granito tardi-pós-D₃ de Cota-Viseu pelo método U-Pb usaram-se apenas 3 fracções de zircão, porque não se encontrou monazite durante o processo de separação. As características principais destas fracções estão ilustradas na Figura VI.11 e os resultados isotópicos são apresentados na Tabela VI.6. No diagrama concórdia da Figura VI.12, verifica-se

que as três fracções de zircão são concordantes e fornecem uma idade de 298.4 ± 1.2 Ma, que parece constituir uma boa aproximação para a idade desta intrusão.

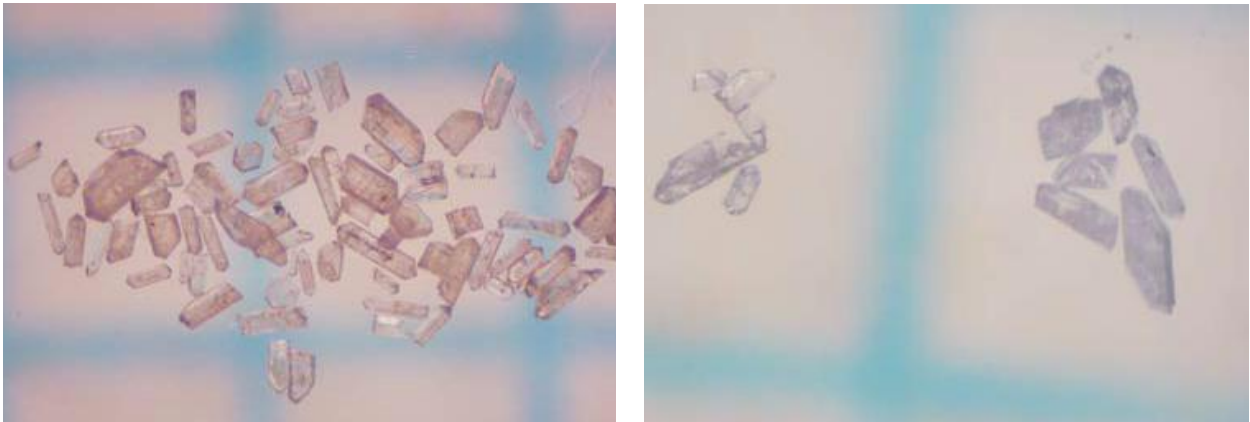


Figura VI.11: Aspecto das fracções de zircão do granito tardi-pós-D₃ de Cota-Viseu (amostra 178-12): a) Cristais de zircão, b) Pormenor dos cristais de zircão das fracções analisadas.

Tabela VI.6: Dados isotópicos U-Pb para a amostra 178-12 do granito de Cota-Viseu.

Amostra	Fracção	Pb (ppm)	U (ppm)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro (2 σ)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro (2 σ)
178-12	Zircão	76	1708	0.34221	0.00084	0.04742	0.00010
178-12	Zircão	>63	>1380	0.34185	0.00128	0.04741	0.00011
178-12	Zircão	>40	>880	0.34105	0.00148	0.04727	0.00013

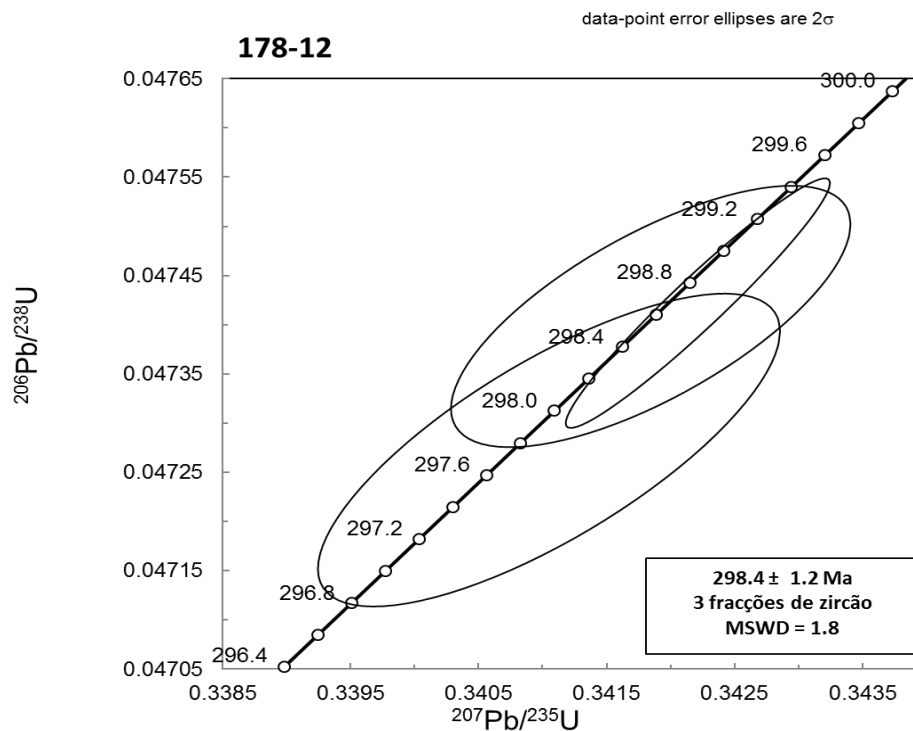


Figura VI.12: Projecção das fracções de zircão da amostra 178-12 do granito de Cota-Viseu no diagrama concórdia. Elipses a preto: fracções de zircão.

VI.7.3. Granodiorito de Mosteirinhos

No caso do granodiorito de Mosteirinhos, determinaram-se as composições isotópicas Rb-Sr em quatro amostras (Tabela VI.7).

Tabela VI.7: Dados isotópicos Rb-Sr para as amostras do granodiorito de Mosteirinhos.

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2σ)
177-8B	146.0	390.0	1.083	0.031	0.71030	0.000031
188-1	243.5	125.7	5.619	0.159	0.73050	0.000056
188-5	173.9	432.3	1.165	0.033	0.71030	0.000064
AMS-155	243.0	222.0	3.170	0.090	0.71903	0.000023

A isócrona Rb-Sr (rocha total) para estas amostras deu uma idade de 313 ± 31 Ma, com uma razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ igual a $0,7052 \pm 0,0012$ e um MSWD de 7,5 (modelo 3, ISOPLOT Ludwig, 2003) (Fig. VI.13). Devido ao elevado valor de MSWD, esta idade não é analiticamente válida e requer confirmação por outros métodos.

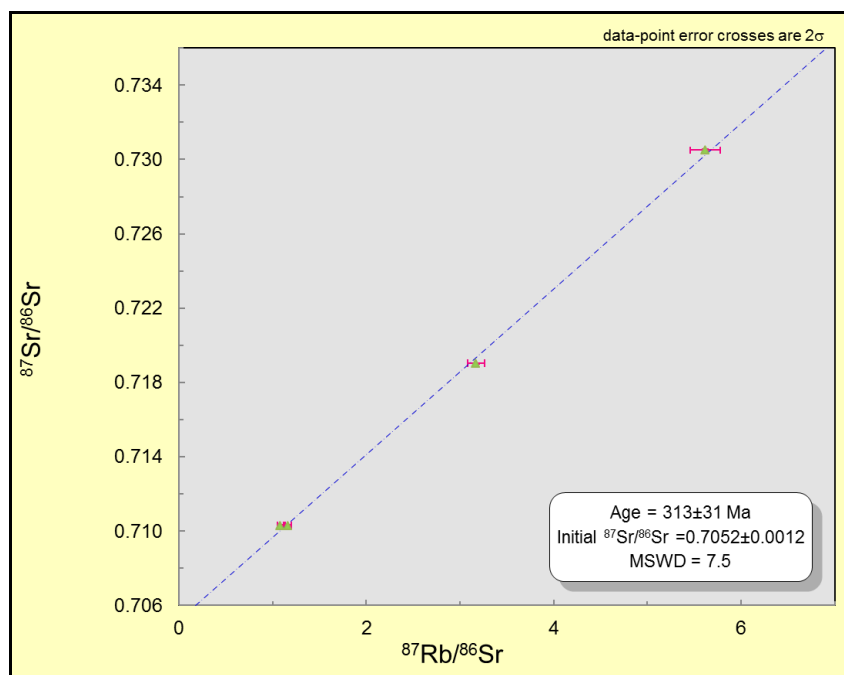


Figura VI.13 Isócrona Rb-Sr para as amostras do granodiorito de Mosteirinhos.

Para efeitos de datação pelo método U-Pb, usaram-se 4 fracções de zircão e 2 fracções de titanite, cujo aspecto está ilustrado na Figura VI.14. Os dados isotópicos para estas amostras são apresentados Tabela VI.8 e o diagrama concórdia correspondente na Figura VI.15. No diagrama concórdia da Figura VI.15, uma das fracções de zircão projecta-se um

pouco abaixo da concórdia indicando uma idade mais jovem, o que pode ser atribuído a possíveis perdas de chumbo. As três restantes fracções de zircão dão uma idade de 299.4 ± 0.4 Ma, que parece fornecer a melhor estimativa para a idade de cristalização do granodiorito. Esta idade é concordante com a idade média das duas fracções de titanite (299.7 ± 0.5 Ma).

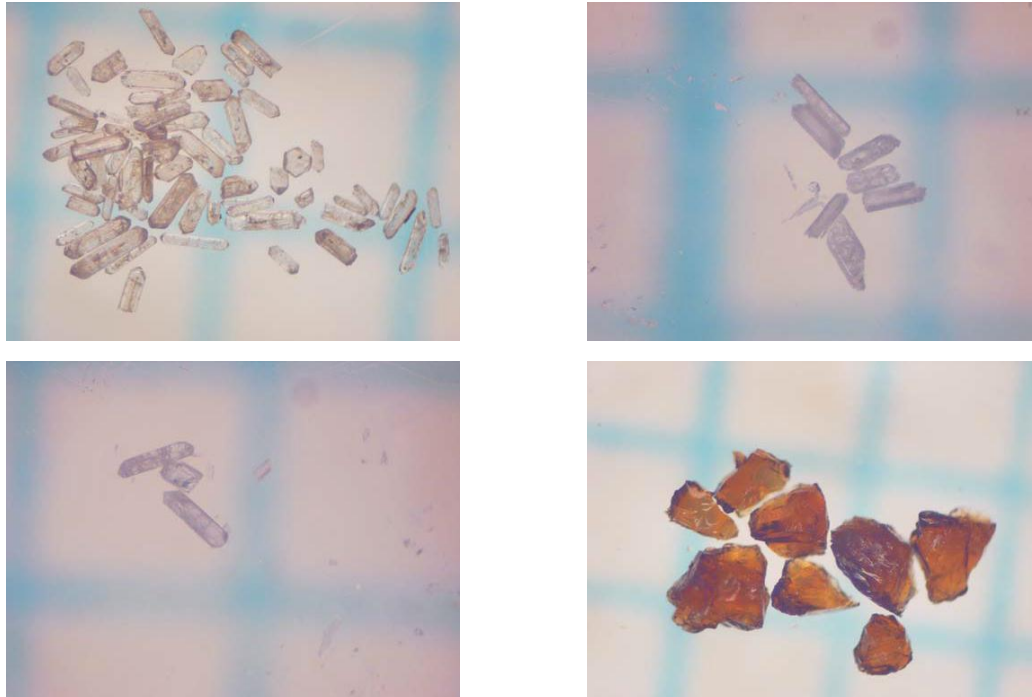


Figura VI.13: Aspecto das fracções de zircão e titanite do granodiorito de Mosteirinhos: a) Zircões euédricos e alongados, b) Cristais de zircão da fracção 1, c) Cristais de zircão da fracção 3, d) Cristais anédricos de titanite.

Tabela VI.8: Dados isotópicos U-Pb para a amostra AMS-155 do granodiorito de Mosteirinhos.

Amostra	Fracção	Pb (ppm)	U (ppm)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro (2σ)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro (2σ)
AMS-155	Zircão	59	1309	0.34375	0.00086	0.04758	0.00011
AMS-155	Zircão	37	825	0.34347	0.00081	0.04757	0.00010
AMS-155	Zircão	14	278	0.34199	0.00189	0.04748	0.00011
AMS-155	Zircão	26	555	0.34029	0.00088	0.04726	0.00010
AMS-155	Titanite	15	211	0.34762	0.00318	0.04757	0.00013
AMS-155	Titanite	17	260	0.34657	0.00287	0.04761	0.00012

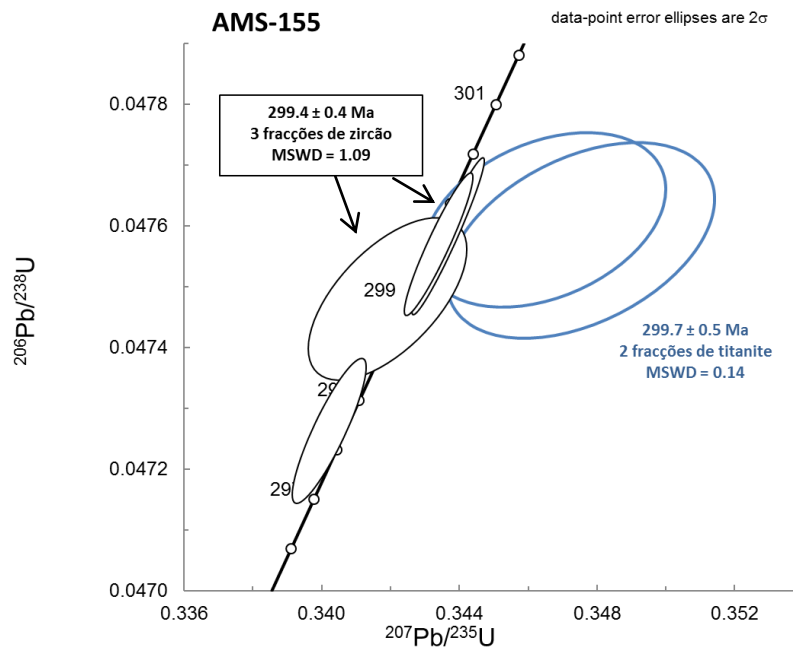


Figura VI.15: Projecção das fracções de zircão e de titanite da amostra do granodiorito de Mosteirinhos no diagrama concórdia. Elipses a preto: fracções de zircão. Elipses a azul: titanites.

VI.7.4. Resumo dos dados geocronológicos

Os dados geocronológicos obtidos nos sistemas isotópicos Rb-Sr e U-Pb para o granito de Junqueira, o granito de Cota-Viseu e o granodiorito de Mosteirinhos estão apresentados de forma sucinta na Tabela VI.9.

Tabela VI.9: Resumo das idades obtidas para os três granitóides estudados. nd: não determinado

	Rocha	Idade U-Pb (zircões)	Idade U-Pb (monazites)	Idade U-Pb (titanites)	Idade Rb-Sr (rocha total)
Sin-D₃	Granito de Junqueira	$310.1 \pm 0.7 \text{ Ma}$	$311.7 \pm 1.9 \text{ Ma}$	nd	$302 \pm 22 \text{ Ma}$
Tardi-pós-D₃	Granito de Cota-Viseu	$298.4 \pm 1.2 \text{ Ma}$	nd	nd	$322 \pm 14 \text{ Ma}$
Tardi-pós-D₃	Granodiorito Mosteirinhos	$299.4 \pm 0.4 \text{ Ma}$	nd	$299.7 \pm 0.5 \text{ Ma}$	$313 \pm 31 \text{ Ma}$

Comparando as idades obtidas pelos dois métodos, verifica-se a idade Rb-Sr do granito de Junqueira é mais recente do que a idade fornecida pelo método U-Pb, embora concordante dentro da margem de erro. Em corpos ígneos plutónicos que sofreram um arrefecimento muito lento, as idades Rb-Sr representam frequentemente idades de arrefecimento, pelo que

se pode assumir que a idade U-Pb reflecte com maior fiabilidade a idade de cristalização deste maciço.

Por outro lado, tanto as amostras do granito de Cota-Viseu como as do granodiorito de Mosteirinhos definem "isócronas" Rb-Sr com idades mais antigas do que as obtidas pelo método U-Pb. Tendo em conta o possível envolvimento de processos de mistura de magma na génese destes granitóides, é provável que os alinhamentos definidos pelas amostras nos diagramas isocrónicos Rb-Sr correspondam a rectas de mistura (errócronas) e não a verdadeiras isócronas. Considera-se, por isso, que as idades U-Pb constituem a melhor aproximação para a idade de intrusão destes dois maciços. A semelhança entre as idades U-Pb dos dois granitóides revela que a sua intrusão foi contemporânea.

VI.8. Geoquímica isotópica Sr-Nd

Com base nas razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ determinadas neste trabalho, calcularam-se os valores de ϵSr e ϵNd iniciais das amostras analisadas para as idades obtidas pelo método U-Pb, bem como as suas idades T_{DM} (Tabela VI.10). Como se pode observar nas Figuras VI.16 e VI.17, todas as amostras analisadas apresentam valores positivos de ϵSr_i e valores negativos de ϵNd_i , projectando-se no quadrante inferior direito do diagrama ϵSr_i versus ϵNd_i , o que sugere uma contribuição importante de materiais crustais (metassedimentares e/ou metaígneos) na sua génese.

Tabela VI.10: Valores máximos e mínimos das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e correspondentes valores em notação épsilon para os três granitóides estudados.

Maciço	Idade U-Pb	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵSr_i	ϵNd_i	T_{DM} (Ga)
Junqueira	310 Ma	0.711373	0.511939	102.72	-2.41	1.4
		0.712928	0.512033	124.80	-5.86	2.3
Cota-Viseu	300 Ma	0.706921	0.512048	39.32	-0.49	1.0
		0.709150	0.512227	70.99	-5.21	1.5
Mosteirinhos	300 Ma	0.704374	0.512100	3.15	-2.03	1.0
		0.706513	0.512148	33.53	-2.97	1.2

No entanto, o granito sin- D_3 de Junqueira distingue-se dos dois granitóides tardi-pós- D_3 estudados por apresentar razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ($>\epsilon\text{Sr}_i$) mais elevadas e valores de ϵNd_i mais negativos, indicando que este granito deve ter sido originado por anatexia de fontes exclusivamente supracrustais, empobrecidas em Sm e enriquecidas em Rb, o que é

corroborado pelos dados de petrografia e geoquímica de elementos maiores e traço. O facto de existir um elevado grau de sobreposição entre os valores de ϵNd_i deste granito e os dos metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico leva a crer que estes materiais possam ter constituído os protólitos a partir dos quais se gerou este magma (Fig. VI.16).

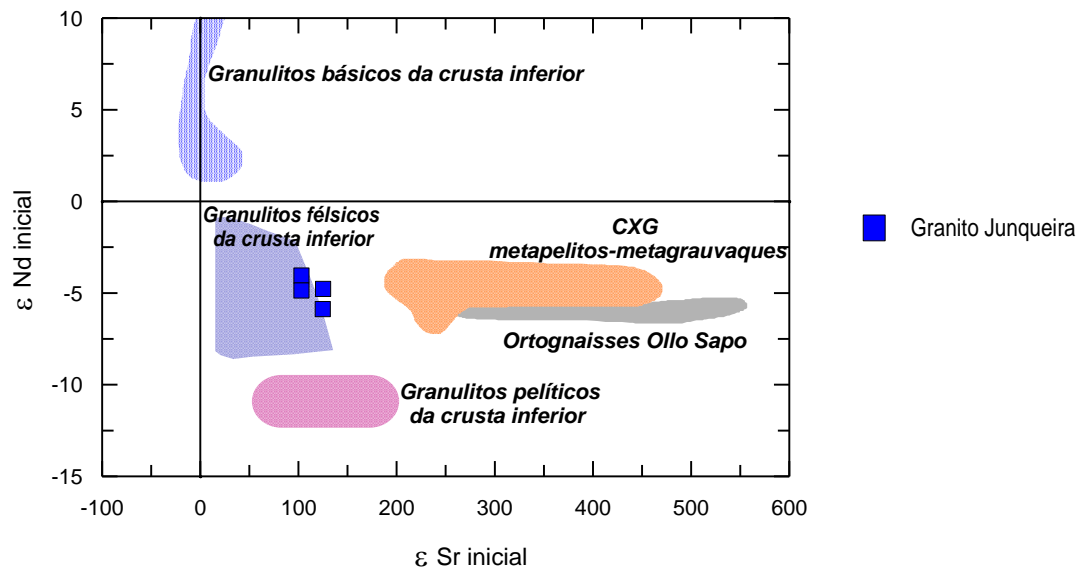


Figura VI.16: Projecção das amostras do granito de Junqueira no diagrama $\epsilon\text{Sr}_{\text{inicial}}$ vs. $\epsilon\text{Nd}_{\text{inicial}}$ (DePaolo e Wasserburg, 1976). Os valores de ϵSr_i e de ϵNd_i foram recalculados para a idade de 310 Ma.

Em contraste, as amostras do granito tardi-pós- D_3 de Cota-Viseu e do granodiorito tardi-pós- D_3 projectam-se inteiramente no campo dos granulitos félsicos da crusta inferior, exibindo valores de ϵNd_i tendencialmente menos negativos do que os metapelitos e metagrauvaques do CXG e muito próximos da composição “bulk earth” (Fig. VI.17).

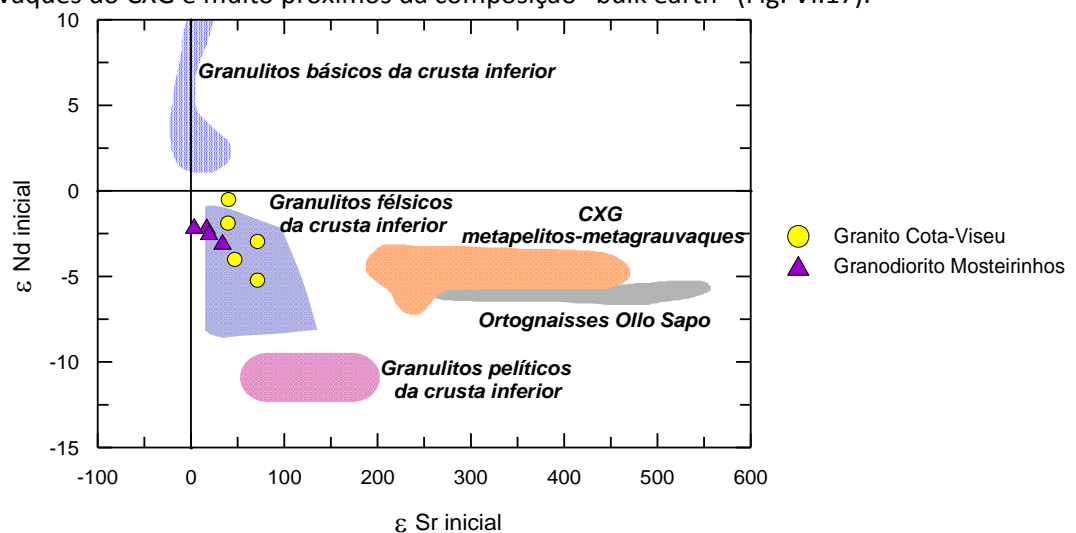


Figura VI.17: Projecção das amostras do granito de Cota-Viseu e do granodiorito de Mosteirinhos no diagrama $\epsilon\text{Sr}_{\text{inicial}}$ vs. $\epsilon\text{Nd}_{\text{inicial}}$ (DePaolo e Wasserburg, 1976). Os valores de ϵSr_i e de ϵNd_i foram recalculados para a idade de 300 Ma.

É de notar, ainda, que as amostras de ambos os granitóides são isotopicamente heterogéneas, dispendo-se segundo uma curva no diagrama da Figura VI.17, o que é típico de rochas derivadas por hibridização entre magmas mantélicos e crustais (filiação de tipo H).

Com efeito, as evidências de campo, bem como as características mineralógicas e geoquímicas parecem apoiar uma origem mista para estes dois granitóides, envolvendo a interação entre magmas mantélicos e crustais. Entre os principais indícios da participação deste tipo de mecanismos na sua génese, merecem particular destaque os seguintes: (a) desenvolvimento de zonas de mistura nos contactos entre os dois plutonitos; (b) existência de abundantes encraves microgranulares máficos em ambos os litótipos; (c) presença de plagioclases com zonamentos complexos e (d) carácter transicional I-S das suas assinaturas geoquímicas.

VI.9. Idades modelo (T_{DM})

Na Tabela VI.10, apresentam-se as idades-modelo (T_{DM}) das amostras dos granitóides estudados. Em concordância com a sua proveniência de tipo-S, o granito sin- D_3 de Junqueira é aquele que possui idades modelo mais antigas ($T_{DM} = 1.4 - 2.3$ Ga). O facto destas idades coincidirem com as dos seus potenciais protólitos ($T_{DM} = 1.5-1.7$ Ga; Ferreira *et al.*, 2010), constitui um forte argumento a favor de ter derivado da fusão parcial de materiais com composição semelhante, tal como foi exposto anteriormente.

Por outro lado, os valores T_{DM} nas amostras do granito tardi-pós- D_3 de Cota-Viseu e no granodiorito tardi-pós- D_3 de Mosteirinhos são comparativamente mais baixos ($T_{DM} = 1.0 - 1.5$ Ga) e podem ser interpretados como idades de “mistura”, resultantes da adição de um magma juvenil de natureza mantélica a fundidos crustais, com idades T_{DM} mais antigas, confirmando a sua origem híbrida. Deve sublinhar-se, contudo, que as idades T_{DM} destes granitóides se situam no intervalo de valores encontrado nos granulitos félsicos da crosta inferior ($T_{DM} = 1.0 - 1.5$ Ga; Villaseca *et al.*, 1998), pelo que não pode descartar-se totalmente a hipótese destes granitóides terem derivado da fusão parcial deste tipo de protólitos.

VII. CONCLUSÕES

Os três granitóides estudados localizam-se na região de Viseu, Centro Norte de Portugal e estão geologicamente situados nos terrenos autóctones da Zona Centro Ibérica que é uma das divisões geotectónicas do Maciço Ibérico. Os granitóides estudados ao longo desta tese foram: o granito sin-D₃ de Junqueira de duas micas, porfiróide e não porfiróide de grão médio com evidências de deformação no estado sólido, o granito tardi-pós-D₃ de Cota-Viseu biotítico, porfiróide, de grão muito grosseiro e heterogéneo e o granodiorito biotítico tardi-pós-D₃ de Mosteirinhos que corresponde a rochas ígneas de composição intermédia a básica.

A nível petrográfico, os três granitóides possuem uma associação mineralógica composta por quartzo, plagioclase, feldspato potássico, biotite e/ou moscovite, zircão, apatite, clorite, opacos, esfena e alanite.

As amostras do granito sin-D₃ de Junqueira apresentam uma textura hipidiomórfica granular seriada de grão médio e mostram uma clara predominância de moscovite sobre a biotite. Nestas amostras é ainda possível identificar indícios de deformação no estado sólido que se manifesta pelo desenvolvimento de uma foliação gnáissica incipiente, conferida pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas com finos leitos lepidoblásticos, ricos em biotite e moscovite. A amostra do granito tardi-pós-D₃ de Cota-Viseu apresenta uma textura fanerítica, hipidiomórfica, porfiróide, seriada, de grão médio a grosseiro, sem fortes evidências de deformação no estado sólido. O carácter porfiróide deste granito é conferido pela presença de megacristais de feldspato, com comprimentos variando entre 5 e 12 cm. A amostra do granodiorito de Mosteirinhos possui uma textura fanerítica, hipidiomórfica, seriada, porfiróide, de grão médio a grosseiro e apresenta características texturais e mineralógicas muito semelhantes às do granito de Cota-Viseu.

Os granitóides estudados apresentam alguma variabilidade composicional. O granito de Junqueira possui a composição mais evoluída porque é a intrusão com maiores teores em SiO₂ e maiores razões A/CNK. É ainda classificado como sienogranito a granito alcalino e também apresenta um grau de peraluminosidade alto apoiando a hipótese de corresponderem a granitóides de tipo-S, produzidos por anatexia de materiais da crosta superior. O granito de Cota-Viseu é considerado um granito de carácter menos diferenciado e projecta-se entre os campos do granodiorito e do monzogranito e é considerado uma rocha

metaluminosa a fracamente peraluminosa. O granodiorito de Mosteirinhos apresenta uma projecção um pouco dispersa, podendo projectar-se nos campos do monzogranito, granodiorito, tonalito e ainda diorito-monzonítico. É a rocha estudada com menor índice de peraluminosidade, visto serem caracterizadas como rochas metaluminosas. As amostras destas duas intrusões mostram assinaturas geoquímicas transicionais entre os granitóides de tipo I e de tipo S, o que sugere uma possível origem híbrida para estes dois granitóides.

As análises isotópicas Rb-Sr permitiram que os diagramas isocrónicos Rb-Sr fossem projectados e determinadas assim as seguintes idades: o granito de Junqueira apresenta uma idade de 302 ± 22 Ma, o granito de Cota-Viseu mostra uma idade de 322 ± 14 Ma e para o granodiorito de Mosteirinhos foi determinada uma idade de 313 ± 31 Ma.

Na datação pelo método U-Pb foi analisada uma amostra de cada um dos granitóides revelando assim algumas discrepâncias das idades determinadas pelo método Rb-Sr mas sempre dentro do limite de erro. Os dados isotópicos U-Pb determinaram uma idade 310.1 ± 0.7 Ma para o granito de Junqueira, 298.4 ± 1.2 Ma para o granito de Cota-Viseu e para o granodiorito de Mosteirinhos é apresentada uma idade de 299.4 ± 0.4 Ma.

Os dados isotópicos de Sr-Nd em rocha total revelam a influência de protólitos crustais na génese dos três granitóides estudados da região de Viseu, embora haja indícios de um envolvimento de diferentes mecanismos na formação dos três granitóides. O granito de Junqueira distingue-se dos restantes granitos estudados nesta área pelas suas elevadas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, pelos valores negativos de ϵNdi e pelos valores significativamente mais positivos de ϵSri . Estas características isotópicas indicam uma origem por anatexia de materiais metassedimentares da crosta superior, empobrecidos em Sm e enriquecidos em Rb. O granito de Cota-Viseu deverá ser derivado a partir da fusão parcial de granulitos félsicos a pelíticos da crosta inferior mas há que ter em conta que a hibridização ou a contaminação de magmas básicos de origem mantélica (ϵNdi positivo) com fundidos crustais (ϵNdi negativo) também poderá gerar magmas com esta assinatura isotópica. Por fim, as amostras do granodiorito de Mosteirinhos projectam-se na parte superior do quadrante inferior direito do diagrama ϵSri vs. ϵNdi , muito próximo da projecção do “bulk earth”. Como os valores de ϵNdi neste granito são pouco negativos e os valores da razão isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são um pouco heterogéneos, pode-se concluir que este granito poderá ter uma origem por hibridização entre magmas com ϵNdi positivo e magmas com ϵNdi negativo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allégre, C.J. (2008) – Isotope geology (Cambridge).
- Alonso, M.; Finn, E.J. (1968) - Fundamental University Physics, III: Quantum and Statistical Physics. Addison-Wesley Publishing Company, Reading, 598 pp.
- Arth, J.G. (1976) - Behaviour of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications. J. Res. U.S. Geol. Surv.
- Azevedo, M.R; Nolan, J. (1998) – Hercynian late-post-tectonic granitic rocks from the Fornos de Algodres area (Northern Central Portugal).
- Azevedo, M.R; Valle Aguado, B. (2006) – Origem e instalação de granitoides variscos na Zona Centro-Ibérica.
- Azevedo, M.R; Valle Aguado, B; Nolan, J; Martins, M; Medina, J. (2005) – Origin and emplacement of syn-orogenic variscan granitoids in Iberia the Beiras massif.
- Azevedo, M.R., Valle Aguado, B. & Nolan, J. (2013). Anatexis of metasedimentary rocks in the Iberian Variscan Belt: the example of the Mundão migmatites (Northern Central Portugal). Abstract Volume of the European Mineralogical Conference, EMC2012, Frankfurt, Germany, 02 a 06 de Setembro, vol. 1, p. 218.
- Beetsma, J.J. (1995) – The late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian massif, N Portugal. Ph. D. Thesis, Vrije Universiteit Amsterdam, 223 pp.
- Capdvilla, R., Corretgé, L.G.; Floor, P. (1973) – Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique.
- Chappell, B.W.; White, A.J.R. (1974) - Two contrasting granite types, Pac. Geol., 8, 173-174.
- Chappell, B.W.; White, A.J.R. (1992) – I- and S-type granites in Lachlan Fold Belt. Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci., 83, 1 – 26.
- Chang, R. 1994. *Química*. MacGraw-Hill, Lisboa, 5ª edição, 1117 pp.
- Chernicoff, S. (1995) - Geology : An Introduction to Physical Geology (Hardcover).
- Clarke, D.B. (1992) - Granitoid rocks. Chapman and Hall, London.

- Costa, M.M.C.P. (2011) – Geoquímica dos granitoides de Aguiar da Beira, Norte de Portugal. Tese de Doutoramento. Aveiro: Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro.
- Costa, M.M.C.P. (2006) – Geoquímica de granitoides de Pera-Velha – Vila Nova de Paiva – Ferreira de Aves. Tese de Mestrado. Aveiro: Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro.
- Debon, F; Le Fort, P. (1983) – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations.
- DePaolo, D; Wasserburg, G.J. (1976) – Nd isotopic variations and petrogenetic models.
- DePaolo, D; Wasserburg, G.J. (1979) – Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns.
- Deer, W.A. (1991) – Minerais constituintes das rochas (Uma Introdução).
- Dias, G.; Leterrier, J.; Mendes, A.; Simões, P.; Bertrand, J. (1998) – U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the central Iberian zone.
- Dickin, A.P.; Exley (1981) - Origin of Igneous Rocks: The Isotopic Evidence.
- Díez Balda, M.; Martínez Catalán, J.; Ayarza Arribas, P. (1990) – Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of step tectonics (Central Iberian Zone).
- Dorado, A.C. (1989) – Petrografia Básica: Texturas, clasificación e Nomenclatura de Rocas.
- Esteves, A. (2006) – As rochas metamórficas da região de Viseu. Tese de Mestrado. Aveiro: Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro.
- Esteves, A.F., Valle Aguado, B. & Azevedo, M.R. (2006). Metamorfismo Barroviano Varisco na Zona Centro-Ibérica: Novas Evidências na Cintura Metamórfica de Porto-Viseu. Livro de Resumos do VII Congresso Nacional de Geologia, Estremoz, vol. I: 73-76.
- Esteves, A.F., Valle Aguado, B., Martínez Catalán, J. R. & Azevedo, M.R. (2008) – Deformação polifásica varisca na região da Cavernães, norte de Viseu (Zona Centro-Ibérica). 8ª Conferência Anual do CGET, Porto, 24-25 Julho de 2008, Memória nº 3 do

- Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, 68-71. (ISSN 0871-1607).
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J. and Onions, R.K. (1978) - Rare-Earth Abundances in Chondritic Meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42.
 - Farias, P., Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín-Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo Maciá, J.G. de; Rodríguez-Fernandéz, L.R. (1987) - Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estrutura de Galicia Central. *Mem. Museo e Lab. Miner. Geol., Fac. Ciências, Univ. Porto.*
 - Faure, G. (1986) – *Principles of Isotopic Geology*. John Wiley & Sons, New York, 2nd edition. 589 pp.
 - Faure, G.; Mensing, T. (2005) – *Isotopes-Principles and applications*.
 - Fernández-Suárez, J.; Gutierrez-Alonso, G.; Johnston, S.T.; Jeffries, T.E.; Pastor-Gálan, D, (2010) – Iberian late-variscan granitoids: some considerations on crustal sources and the significance of “mantle extraction ages”.
 - Ferreira, N., Godinho M., Neves, L., Pereira, A., Sequeira, A., Castro, P., Bento dos Santos, T. (2010): Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000, folha 17-A (LNEG, Portugal).
 - Foster, D.A.; Hyndman, D.W. (1990) - Large-scale crustal anatexis: The importance of subcrustal magma intrusion: EOS (Transactions of the American Geophysical Union).
 - Geyh M.A.; Schleicher H., 1990: Absolute Age Determination Physical and Chemical Dating Methods and Their Application. Springer, Heidelberg: 503 pp
 - Gomes, M.E.P. (1989) – *Geoquímica dos granitoides e seus minerais da região de Telões – Vilarinho da Samarelã*. Tese de Mestrado. Aveiro: Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro.
 - Gutierrez Marco, J.C.; San Jose, M.A.; Pieren, A.P. (1990) – Post-Cambrian Paleozoic stratigraphy of the autochthonous sequences of Central Iberian Zone.
 - Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. (1974) – *Memória Explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (1:1000000)*, IGME.
 - La Roche, H.; Leterrier, J.; Grandclaude, P.; Marchal, M. (1980) – A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis.

- Lotze, F. (1945) – Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. (Tradução para castelhano de J. M. Rios).
- Ludwig, K.R. (2003) - User's manual for Isoplot 3.00. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4, 70 pp.
- Lugmair; Marti (1978) - Radiogenic Isotopes in Geologic Processes. p. 36-39.
- Mahood, G.; Hildreth, W. (1983) - Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54.
- Martínez, F.J., Julivert, M., Sebastian, A., Arboleya, M.L.; Gil Ibarguchi, J.I. (1988) - Structural and thermal evolution of high grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif.
- Martínez Catalán, J.R.; Martínez Poyatos, D.; Bea, F. (2004) – Zona Centroiberica: Introduccion.
- Martins, H.C.B.; Sant'Ovaia, H.; Noronha, F. (2008) – Genesis and emplacement of felsic Variscan plutons within a deep crustal lineation, the Penacova-Régua-Vérin fault: An integrated geophysics and geochemical study (NW Iberian Peninsula).
- McAlester, L.; Eicher D.L. (1980) – History of the Earth (Hardcover).
- Nash, W.P.; Crecraft, H.R. (1985). Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49.
- Neiva, A.M.R.; Williams, I.S.; Lima, S.M.; Teixeira, R.J.S. (2012) – U-Pb and ³⁹Ar/⁴⁰Ar data constraining the ages of the source, emplacement and recrystallization/cooling events from bite-to post-D3 variscan granites of the Gouveia area, Central Portugal.
- Neves. L.J.P.F. (1991) – Transferências de matéria e energia na interface granitoides biotíticos porfiroides – granitoides moscovítico-biotíticos na região de Torredeita (Viseu, Portugal). Tese de Doutoramento. Coimbra: Universidade de Coimbra.
- Nesse, W.D. (2000) - Introduction to Mineralogy (Oxford University Press).
- Oen, I.S. (1970) - Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal.
- Pitcher, W.S. (1993) - The Nature and Origin of Granite, Blackie Academic and Professional Press, p. 183-184.

- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, J.H., Carvalho, D.; Monteiro, J.H. (1979) - Introduction a la Géologie Générale du Portugal.
- Ribeiro, S. (2004) – Estudo geoquímico do maciço do Carrascal (Portalegre) e desenvolvimento de metodologias analíticas no LGI-UA. Tese de Mestrado. Aveiro: Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro.
- Rollinson, H.R. (1993) – Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group Limited: London. 352 pp.
- Schermerhorn, L.J.G. (1956) – Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire – São Pedro do Sul – Sátão Region (Northern Portugal).
- Simmons, E. C. (1999a) - Rubidium: Element and Geochemistry. In: C. P Marshall & R. W Fairbridge (Eds.) Encyclopedia of Geochemistry. Kluwer Academic Publishers, United States of America, 555-556.
- Simmons, E. C. (1999b) - Strontium: Element and Geochemistry. In: C. P Marshall & R. W Fairbridge (Eds.) Encyclopedia of Geochemistry. Kluwer Academic Publishers, United States of America, 598-599.
- Silva, M. M. V. G. (1995) – Mineralogia, petrologia e geoquímica de encraves de rochas graníticas de algumas regiões portuguesas. (Tese de Doutoramento). Universidade de Coimbra, 288 pp.
- Sousa, B., Cerejo, T., Valle Aguado, B. & Azevedo, M.R. (2011). Anisotropia da susceptibilidade magnética em granitóides tardi-tectónicos variscos de Viseu (ZCI). Livro de Actas do I Congresso de Jovens Investigadores em Geociências, LEG 2011, Estremoz, 01-10-2011 a 04-10-2011, 109-111.
- Steiger, R.H.; Jager, E. (1977) - Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters 36(3): 359-362.
- Valle Aguado, B., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R. (1993) - Evolución metamórfica hercínica en la región de la Serra de Arada (Norte de Portugal).
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Esteves, A.F., Santos, J.F., Medina, J., Nolan, J. & Esteves, D. (2004). New occurrences of kyanite in the Iberian Variscan Belt: Evidences

- for a Barrovian type metamorphism. 32nd International Geological Congress (Florence, Italy). Scientific Sessions: abstracts (part 2), Florence, Italy, 1064.
- Valle Aguado, B.; Azevedo, M.R.; Shaltegger, U.; Martínez Catalán, J.R.; Nolan, J. (2005) – U-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal.
 - Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Nolan, J., Pessoa, J.M., Medina, J., Cerejo, T. & Sousa, B. (2011) - AMS study of two late-post-kinematic Variscan granitoids from the Viseu area (Northern Central Portugal). Abstracts Volume of the Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Ávila, Espanha, 04 a 09 de Julho de 2011, p. 149 (ISBN13: 978-84-694-5253-0)
 - Villaseca, G.C.; Barbero, G.L.C. (1994) – Chemical variability of Al-Ti-Fe-Mg minerals in peraluminous granitoid rocks from central Spain.
 - Villaseca, C.; Downes, H.; Pin, C.; Barbero, L. (1999) – Nature and composition of the Lower Continental crust in Central Spain and the Granulite-Granite Linkage: Inferences from Granulitic Xenoliths.
 - Villaseca, C.; Pérez-Soba, C.; Merino, E.; Orejana, D.; López-García, J.A.; Billstrom, K. (2008) – Contrasting crustal sources for peraluminous granites of the segmented Montes de Toledo Batholith (Iberian Variscan Belt).
 - Whalen, J.B.; Currie, K.L. (1984) – Ore-bearing granite systems: Petrogenesis and Mineralizing Processes, edição 246.
 - White, A.J.R. (1979) - Sources of granite magmas. Geol. Soc. Am. Abs. with Prog. 11: 539.
 - White, A.J.R.; Chappell, B.W. (1977) - Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43, 7-22.
 - White, A.J.R. and Chappell, B.W. (1983) - Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. Geol. Soc. Am. Memoir, 19, 21-34.
 - White, A.J.R.; Chappell, B.W. (2004) – Petrographic Discrimination of Low – and High – temperature I – type granites.

ANEXOS

Anexo I – Composição química de elementos maiores

 Tabela I.2: Composição química de elementos maiores (% peso) das amostras do granito sin-D₃ de Junqueira.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
178-102	71.53	0.22	14.74	1.68	0.02	0.42	0.33	2.87	4.74	0.42	2.14	99.10
178-103	72.53	0.21	14.41	1.71	0.02	0.34	0.4	2.93	4.87	0.42	1.8	99.65
178-104	73.32	0.26	14.02	1.83	0.02	0.4	0.64	2.82	5.18	0.42	1.38	100.3
178-105	72.55	0.16	15.02	1.55	0.03	0.26	0.3	2.84	4.84	0.42	2.36	100.3
154-2	73.34	0.22	14.96	1.45	0.01	0.43	0.48	2.96	4.97	0.30	1.10	100.22
154-3	72.70	0.27	15.20	1.52	0.01	0.48	0.51	2.72	6.09	0.28	0.87	100.65
154-5	73.19	0.23	14.79	1.43	0.01	0.41	0.61	3.08	5.38	0.43	0.81	100.37
154-7	71.96	0.36	15.26	1.78	0.01	0.52	0.53	2.79	5.60	0.40	1.14	100.35
154-8	72.99	0.23	15.40	1.29	0.01	0.42	0.43	3.01	5.29	0.38	1.17	100.62
154-9	73.49	0.13	15.47	0.75	0.01	0.27	0.38	3.41	4.49	0.44	1.49	100.33
154-10	73.94	0.19	14.79	1.28	0.01	0.37	0.56	3.31	5.38	0.37	0.58	100.78
154-11	72.47	0.22	14.86	1.37	0.01	0.40	0.56	3.25	5.02	0.34	0.83	99.33
154-12	72.79	0.20	14.88	1.30	0.01	0.38	0.56	3.24	5.15	0.35	0.74	99.60
154-13	71.84	0.19	14.60	1.24	0.01	0.36	0.50	3.43	5.63	0.38	0.74	98.92

 Tabela I.3: Composição química de elementos maiores (% peso) das amostras do granito tardi-pós-D₃ de Cota-Viseu.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
167-1	71.30	0.51	14.59	3.50	0.05	0.84	1.67	3.27	4.78	0.23	0.44	101.18
167-2	70.37	0.46	15.12	3.02	0.06	0.73	1.80	3.41	5.21	0.17	0.38	100.73
178-1	70.45	0.53	14.77	3.45	0.05	0.78	1.33	2.75	5.21	0.28	0.76	100.36
178-2	67.37	0.90	15.15	4.55	0.06	1.10	2.33	2.96	4.63	0.38	0.45	99.88
178-3	68.90	0.63	14.70	4.09	0.06	1.04	2.29	3.68	3.73	0.26	0.46	99.84
178-4	68.04	0.61	14.85	3.96	0.07	1.04	2.12	3.49	4.49	0.27	0.42	99.36
178-5	72.13	0.43	13.56	2.91	0.05	0.76	1.62	3.32	4.40	0.19	0.43	99.80
178-11	69.73	0.50	14.56	3.44	0.06	0.86	1.81	3.52	4.53	0.23	0.47	99.71
178-12	70.17	0.51	14.20	3.38	0.05	0.91	1.82	3.41	4.54	0.21	0.52	99.72
178-13	69.29	0.45	14.95	2.97	0.05	0.80	1.71	3.57	5.22	0.19	0.00	99.20
178-14	69.51	0.53	14.63	3.36	0.05	0.86	1.77	3.41	5.06	0.22	0.42	99.82
179-12	68.93	0.46	15.15	3.14	0.05	0.82	1.80	3.43	5.54	0.32	0.67	100.31
179-15	69.99	0.57	14.22	3.74	0.06	0.89	2.11	3.43	4.30	0.26	0.50	100.07

Tabela I.4: Composição química de elementos maiores (% peso) das amostras do granodiorito tardi-pós-D₃ de Mosteirinhos.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
AMS-155	68.33	0.72	14.24	4.43	0.06	1.22	2.53	3.2	4.82	0.3	0.73	100.6
177-1	70.22	0.57	14.80	3.52	0.05	0.86	1.89	3.17	5.07	0.25	0.44	100.84
177-5B	68.92	0.66	14.58	4.05	0.06	1.00	1.92	3.38	4.70	0.29	0.50	100.06
177-8B	61.07	1.11	17.26	5.81	0.08	2.08	4.56	3.92	3.56	0.39	0.64	100.48
177-9	70.08	0.61	14.80	3.59	0.06	0.90	2.04	3.43	4.57	0.25	0.50	100.83
188-1	70.50	0.51	14.82	3.51	0.05	0.83	1.96	3.25	4.81	0.22	0.45	100.91
188-3	67.58	0.68	14.58	3.81	0.06	1.30	2.59	3.23	4.68	0.23	0.40	99.14
188-5	62.72	1.08	15.80	6.00	0.09	1.97	4.21	3.46	3.76	0.35	0.46	99.90
188-12	69.43	0.64	14.40	4.34	0.08	0.99	2.26	3.33	3.89	0.27	0.48	100.11

Anexo II – Composição química de elementos traço

Tabela II.5: Composição química de elementos traço (ppm) das amostras do granito sin-D₃ de Junqueira. nd – teores não determinados.

Amostra	Sc	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba
178-102	4	5	21	40	2	< 20	< 10	60	23	4.1	15	349	44	8.6	72	9.9	< 2	< 0.5	< 0.1	17	< 0.2	49.1	198
178-103	4	5	19	250	1	< 20	< 10	40	24	3.5	33	373	44	8.4	86	10.6	< 2	0.7	< 0.1	31	< 0.2	37.5	194
178-104	3	4	18	210	2	< 20	< 10	100	24	3.4	7	347	60	8.8	109	11.3	< 2	0.9	< 0.1	12	< 0.2	18.4	226
178-105	3	14	14	290	1	< 20	< 10	90	24	3.2	28	396	42	5.5	60	13	< 2	< 0.5	< 0.1	24	< 0.2	32.5	163
154-2	2	1.8	30	15	15	15	15	70	15	nd	nd	198	45	3	90	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	230
154-3	nd	nd	-5	-20	1	-20	-10	69	20	1	-5	213	70	9	110	6	-2	0.6	-0.1	1.8	-0.2	2.6	406

154-5	nd	nd	9	-20	1	-20	-10	60	23	1	-5	324	49	11	127	9	-2	-0.5	-0.2	8	-0.5	14.4	262
154-7	2	4	<15	<15	<15	<15	<15	100	30	nd	nd	348	60	20	150	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	280
154-8	nd	nd	-5	49	1	101	-10	58	20	1	-5	211	49	6	93	6	-2	-0.5	-0.1	3.9	-0.2	7.3	288
154-9	nd	nd	-5	-20	-1	-20	-10	50	18	2	-5	184	40	7	51	8	-2	-0.5	-0.1	14.8	-0.2	10.4	268
154-10	2	2	15	15	15	15	15	60	15	nd	nd	266	40	6	60	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	230
154-11	2	2	15	15	15	15	15	85	15	nd	nd	234	40	8	80	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	215
154-12	1	2	15	15	15	15	15	75	15	nd	nd	232	40	7	65	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	215
154-13	1	1.5	20	15	15	15	15	80	15	nd	nd	249	40	6	65	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	220

 Tabela II.6: Composição química de elementos traço (ppm) das amostras do granito tardi-pós-D₃ de Cota-Viseu. nd – teores não determinados.

Amostra	Sc	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba
167-1	10.0	6.0	30	30	<15	15	5	70	nd	nd	nd	272	100	40	230	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	460
167-2	10.0	6.0	30	25	<15	15	5	50	nd	nd	nd	282	125	30	180	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	540
178-1	10.0	5	40	40	<15	190	15	70	nd	nd	nd	330	100	30	240	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	440
178-2	10.0	4.0	60	20	<15	15	15	90	nd	nd	nd	300	150	30	260	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	570
178-3	8.0	5.5	20	20	<15	15	15	75	nd	nd	nd	216	125	30	230	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	380
178-4	nd	nd	47	-20	7	-20	-10	56	25	2	13	281	156	38	336	21	-2	-0.5	-0.2	12	-0.5	18.2	606
178-5	6.0	7	15	15	<15	15	15	50	nd	nd	nd	242	100	35	190	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	360
178-11	6.0	5	20	15	<15	15	15	60	nd	nd	nd	272	110	30	220	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	385
178-12	6.0	7.5	20	15	<15	15	15	65	nd	nd	nd	244	115	40	225	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	400
178-13	6.0	5	70	15	<15	15	15	55	nd	nd	nd	233	125	25	185	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	540
178-14	6.0	4.5	15	15	<15	15	15	60	nd	nd	nd	254	120	30	225	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	490
179-12	6.0	5.0	15	25	15	15	25	65	nd	nd	nd	248	135	40	175	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	520
179-15	8.0	5.0	30	40	15	15	15	65	nd	nd	nd	230	125	30	210	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	440

Tabela II.7: Composição química de elementos traço (ppm) das amostras do granodiorito tardi-pós-D₃ de Mosteirinhos.

Amostra	Sc	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba	
AMS-155	6	5	69	30	7	< 20	90	110	22	3.7	< 5	243	222	26.9	266	15.6	< 2	1.9	< 0.1	12	< 0.2	18.4	564	
177-1	10.0	5	40	25	15	15	15	70	nd	nd	nd	269	140	30	240	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	580
177-5B	9.0	4.5	25	25	15	15	15	70	nd	nd	nd	268	150	30	230	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	470
177-8B	10.0	3.5	80	40	15	15	15	80	nd	nd	nd	146	390	30	265	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	680
177-9	7.5	5.8	60	20	15	15	15	70	nd	nd	nd	270	140	30	230	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	460
188-1	10.0	4	70	30	15	20	15	80	nd	nd	nd	251	120	30	230	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	510
188-3	5.0	5	80	30	15	15	15	80	nd	nd	nd	240	250	30	210	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	660
188-5	nd	nd	104	-20	9	-20	-10	64	22	1	7	162	336	39	317	18	-2	-0.5	-0.2	7	-0.5	10.1	815	
188-12	10.0	3.2	40	15	15	15	15	70	nd	nd	nd	200	135	25	330	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	450	

Anexo III – Composição química em terras-raras (ppm)

Tabela III.8: Composição química em terras-raras (ppm) das amostras do granito sin-D₃ de Junqueira. nd – teores não determinados.

	178-102	178-103	178-104	178-105	154-3	154-5	154-7	154-8	154-9
La	15.0	14.8	25.7	11.3	18.5	20.3	37.5	15.9	6.50
Ce	31.6	32.6	57.5	24.7	42.1	46.3	101.0	35.4	13.9
Pr	4.03	4.22	7.50	3.06	5.61	5.90	12.7	4.70	1.80
Nd	16.1	16.5	28.7	11.9	22.7	24.3	53.0	18.5	7.00
Sm	3.58	3.85	6.02	2.55	6.40	5.50	10.3	4.80	1.90
Eu	0.44	0.33	0.45	0.33	0.80	0.49	0.55	0.50	0.40
Gd	3.06	2.80	3.98	2.09	6.00	4.30	5.45	4.00	1.80
Tb	0.44	0.43	0.51	0.29	0.80	0.60	nd	0.60	0.40
Dy	2.03	1.93	1.99	1.33	2.70	2.50	2.24	2.10	1.60
Ho	0.31	0.27	0.29	0.20	0.30	0.30	0.32	0.20	0.20
Er	0.76	0.68	0.65	0.50	0.50	0.70	0.68	0.50	0.60
Tm	0.12	0.09	0.09	0.07	0.06	0.10	nd	0.05	0.09
Yb	0.74	0.61	0.50	0.43	0.40	0.50	0.54	0.30	0.60
Lu	0.11	0.09	0.08	0.06	0.00	0.05	0.07	0.00	0.10
Σ REE	78.31	79.20	134.0	58.81	106.8	112.0	224.5	87.6	36.9

Tabela III.9: Composição química em terras-raras (ppm) das amostras do granito tardi-pós-D₃ de Cota-Viseu. nd – teores não determinados.

	178-3	178-4	178-12	179-15
La	44.99	50.6	37.94	38.10
Ce	99.56	100	97.38	84.50
Pr	10.89	11.7	8.94	9.70
Nd	41.86	45.9	35.86	35.40
Sm	8.65	8.9	7.87	7.60
Eu	1.12	1.21	0.96	1.10
Gd	8.17	8.4	7.51	6.90
Tb	nd	1.4	nd	nd
Dy	6.15	6.9	6.45	5.60
Ho	1.24	1.2	1.27	1.20
Er	3.37	3.5	3.57	3.20
Tm	nd	0.53	nd	nd
Yb	3.05	3.3	3.23	2.80
Lu	0.44	0.53	0.46	0.42
Σ REE	229.05	244.4372	211.44	196.52

Anexos

Tabela III.10: Composição química em terras-raras (ppm) das amostras do granodiorito tardi-pós-D₃ de Mosteirinhos.

	AMS-155	177-1	177-5B	177-8B	177-9	188-3	188-5	188-12
La	38.3	40.8	44.4	57.7	42.2	71.8	54.1	54.8
Ce	77.9	90.6	96.5	126	94.8	151	114	121
Pr	9.58	11.3	11.9	15.88	11.4	17.5	12.5	13.4
Nd	35.3	38.7	41.1	55.06	39.70	55.9	49.0	51.0
Sm	7.08	7.90	8.49	10.37	8.34	8.97	9.40	10.1
Eu	1.31	1.10	1.12	2.14	1.08	1.36	1.86	1.22
Gd	5.66	6.49	6.73	7.98	6.72	6.53	7.90	8.17
Tb	0.89	nd	nd	nd	nd	nd	1.20	nd
Dy	4.98	5.29	5.57	5.95	5.65	4.95	6.70	6.07
Ho	0.92	1.08	1.10	1.22	1.14	1.08	1.30	1.15
Er	2.63	2.93	2.94	3.19	3.11	3.12	3.90	2.97
Tm	0.42	nd	nd	nd	nd	nd	0.58	nd
Yb	2.75	2.56	2.77	2.94	3.13	3.35	3.60	2.28
Lu	0.39	0.38	0.40	0.43	0.46	0.53	0.52	0.33
Σ REE	188.1	209.1	223.0	288.9	217.7	325.9	266.9	272.8

Anexo IV – Razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, calculadas para as idades U-Pb obtidas e os resultados ϵSr_i , ϵNd_i e T_{DM} .

Tabela IV.10: Razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e os resultados ϵSr_i , ϵNd_i e T_{DM} calculados para a idade de 310 Ma para as amostras do granito de Junqueira.

Amostra	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵSr_i	ϵNd_i	T_{DM} (anos)
178-102	0.711373	0.512033	102.72	-4.03	1.41×10^{-6}
178-103	0.712928	0.511995	124.80	-4.76	1.57×10^{-6}
178-104	0.712905	0.511939	124.47	-5.86	1.47×10^{-6}
178-105	0.711376	0.511991	102.77	-4.84	1.42×10^{-6}

Tabela IV.11: Razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e os resultados ϵSr_i , ϵNd_i e T_{DM} calculados para a idade de 300 Ma para as amostras do granito de Cota-Viseu e do granodiorito de Mosteirinhos.

Amostra	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵSr_i	ϵNd_i	T_{DM} (anos)
178-3	0.706960	0.512227	39.87	-0.49	1.01×10^{-6}
178-14	0.706921	0.512156	39.32	-1.87	1.12×10^{-6}
188-7R	0.707434	0.512048	46.60	-3.99	1.31×10^{-6}
189-7	0.709150	0.512101	70.99	-2.94	1.13×10^{-6}
189-7R	0.709150	0.511985	70.99	-5.21	1.47×10^{-6}
177-8B	0.705674	0.512108	21.61	-2.81	1.10×10^{-6}
188-1R	0.706513	0.512100	33.53	-2.97	1.22×10^{-6}
188-5	0.705324	0.512147	16.64	-2.06	1.03×10^{-6}
188-5R	0.704374	0.512148	3.15	-2.03	1.01×10^{-6}
AMS-155	0.705496	0.512129	19.09	-2.41	1.14×10^{-6}