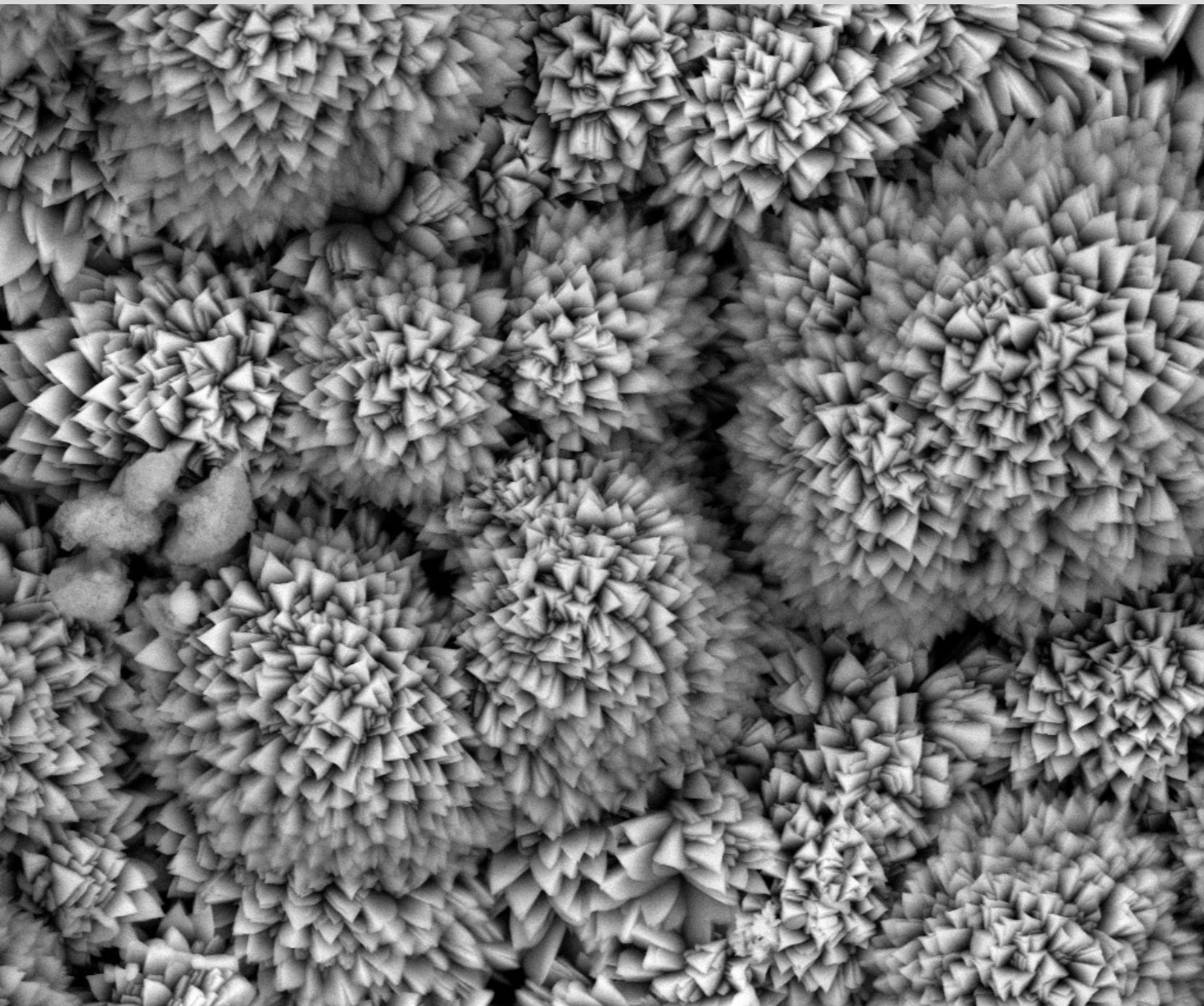


Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História

Volume I

# Geologia Clássica



Publicação Comemorativa do "ANO INTERNACIONAL DO PLANETA TERRA"

Associação Portuguesa de Geólogos  
Sociedade Geológica de Portugal

J.M. Cotelo Neiva, António Ribeiro, Mendes Victor, Fernando Noronha, Magalhães Ramalho

## PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DE ROCHAS GRANITÓIDES DA ÁREA DE CASTELO BRANCO-IDANHA-A-NOVA (CENTRO DE PORTUGAL)

### *PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF GRANITIC ROCKS FROM CASTELO BRANCO-IDANHA-A-NOVA (CENTRAL, PORTUGAL)*

I. M. H. R. Antunes<sup>1\*</sup>, A. M. R. Neiva<sup>2\*</sup>, M. M. V. G. Silva<sup>2\*</sup>

#### RESUMO

Na região de Castelo Branco-Idanha-a-Nova ocorrem dois plutões que intruíram o Complexo Xisto-Grauváquico Câmbrico. O plutão pré-Varisco de Oledo-Idanha-a-Nova é constituído por granitoides com idade de 479 – 480 Ma, do Ordovícico inferior. O plutão de Castelo Branco é concêntrico, inversamente zonado e formado por granodioritos e granitos Variscos,  $310 \pm 1$  Ma, tardi-tectónicos relativamente a D3.

No plutão de Oledo-Idanha-a-Nova, o granodiorito biotítico e o granodiorito de duas micas possuem encraves tonalíticos biotíticos e granodioríticos biotíticos. Estas rochas formam uma sequência de enclave tonalítico biotítico a granodiorito. Os encraves granodioríticos e o granodiorito biotítico hospedeiro derivaram do magma tonalítico por cristalização fraccionada de plagioclase, grunerite, biotite e ilmenite. As variações isotópicas podem ser atribuídas a heterogeneidades da fonte magmática de origem ou a processos locais de contaminação.

O granodiorito biotítico-moscovítico é híbrido, com um contacto nítido com o granodiorito biotítico e não se relaciona com a sequência. O granodiorito de duas micas resulta da mistura do magma dos encraves granodioríticos e do granodiorito hospedeiro, mas os encraves tonalíticos não se relacionam com estes. O granito moscovítico-biotítico é o mais evoluído e corresponde a uma pulsação magmática distinta.

No plutão zonado de Castelo Branco, o granito moscovítico-biotítico ocorre no centro do plutão e é rodeado sucessivamente pelo granodiorito biotítico-moscovítico, granodiorito porfiróide biotítico-moscovítico passando gradualmente a um granito porfiróide de duas micas e, por último, ao granito moscovítico-biotítico. As características geoquímicas das rochas e minerais dos dois granitos moscovítico-biotíticos e do granodiorito moscovítico-biotítico, indicam que representam três pulsações magmáticas, resultantes da fusão parcial dos materiais metassedimentares heterogéneos encaixantes. O granodiorito porfiróide biotítico-moscovítico e o granito de duas micas resultaram do magma do granodiorito biotítico-moscovítico por um processo de cristalização fraccionada de plagioclase, quartzo, biotite e ilmenite. As variações isotópicas irregulares sugerem a ocorrência de alguma contaminação.

**PALAVRAS-CHAVE:** magmatismos Ordovícico e Varisco, granitoides de tipo I e S, encraves microgranulares, cristalização fraccionada, mistura de magmas

#### ABSTRACT

At Castelo Branco-Idanha-a-Nova area there are two granitic plutons which intruded the Cambrian schist-greywacke complex. The pre-Variscan Oledo-Idanha-a-Nova pluton consists of granitic rocks from the Lower Ordovician, 479 – 480 Ma age. The Castelo Branco pluton is concentric, reversely zoned and consists of Variscan granodiorites and granites,  $310 \pm 1$  Ma, late-tectonic relatively to D3.

Biotite granodiorite and two-mica granodiorite from Oledo-Idanha-a-Nova contain biotite tonalitic and biotite granodioritic microgranular enclaves. They define a sequence from tonalitic enclave to biotite granodiorite. Granodioritic enclaves and host biotite granodiorite derived from the tonalitic magma by fractional crystallization of plagioclase, grunerite, biotite and ilmenite. Initial heterogeneities in the starting magma or local contamination may explain the variation in isotopic data. Biotite-muscovite granodiorite is an hybrid rock, showing a sharp contact with biotite granodiorite and is not related to the sequence. Two-

<sup>1</sup> Instituto Politécnico de Castelo Branco, 6001-909 Castelo Branco, Portugal. imantunes@esa.ipcb.pt

<sup>2</sup> Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal. neiva@dct.uc.pt; mmvsilva@dct.uc.pt

\* Centro de Geociências da Universidade de Coimbra.

mica granodiorite resulted from magma mixing between granodiorite enclave magma and host granodiorite magma, but tonalitic enclaves are not related to this process. Muscovite-biotite granite is the most evolved rock and represents a distinct pulse of magma.

Muscovite-biotite granite from the zoned Castelo Branco pluton occurs at the pluton's core and is successively surrounded by a biotite-muscovite granodiorite, porphyritic biotite-muscovite granodiorite, which passes gradually to a porphyritic two-mica granite. A muscovite-biotite granite occupies the pluton border. Geochemical characteristics of the rocks and minerals from Castelo Branco pluton suggest three different magmatic pulses associated with the partial fusion of heterogeneous metasedimentary materials. Porphyritic biotite-muscovite granodiorite and two-mica granite resulted by a process of fractional crystallization of the biotite-muscovite granodiorite magma with separation of plagioclase, quartz, biotite and ilmenite. However, irregular isotopic variations suggest some contamination of the magma.

**KEY-WORDS:** Ordovician and Variscan magmatism, I- and S-type granitic rocks, microgranular enclaves, fractional crystallization, magma mixing.

## INTRODUÇÃO

As rochas granitóides constituem uma importante fonte de zonas profundas da crosta, fornecendo informações da origem e processos petrogenéticos (e.g., Best e Christiansen, 2001). No entanto, os granitos não têm uma origem exclusiva na crosta (Lameyer e Bonin, 1991) e o manto terrestre continua a produzir rochas de composição granítica (Lameyer, 1987). Várias classificações têm sido propostas para as rochas graníticas de acordo com a sua origem (e.g., Didier et al., 1982; Pitcher, 1987; Chappell e White, 1992; 2001; Barbarin, 1990; Ishihara, 2004). A cristalização fraccionada caracteriza-se por tendências evolutivas composicionais curvilíneas e ocorre nos magmas graníticos de elevada temperatura e, por vezes, nos estádios finais de evolução de granitos de baixa temperatura. O processo de mistura de magmas é caracterizado por tendências evolutivas lineares, de séries graníticas de baixa temperatura (Chappell, 2004).

Os enclaves microgranulares são frequentes em granitos orogénicos e o seu conhecimento é fundamental para a petrogénese das rochas granitóides (e.g., Didier e Barbarin, 1991; Peccerillo et al., 1994; Elburg, 1996; Barbarin, 1999; Silva et al., 2000; Dias et al., 2002; Gomes, 2005). Vários estudos têm sido realizados em rochas híbridas e enclaves microgranulares de rochas graníticas portuguesas e brasileiras (e.g., Albuquerque, 1978; Neiva, 1981; Pinto, 1983; Godinho et al., 1988; Gomes, 1990; 1996; Neiva e Gomes, 1991; Neves e Godinho, 1992; Dias e Leterrier, 1994; Silva, 1995; Campos et al., 2000; Silva et al., 2000; Campos et al., 2002; Gomes e Neiva, 2005; Antunes, 2006; Antunes et al., 2008a).

Os plutões da Zona Centro Ibérica mostram uma vasta diversidade composicional, variando desde tipos peraluminosos a calco-alcalino e sub-alcalinos (e.g., Neiva, 1993; Dias et al., 1998; Silva e Neiva, 2000; Neiva e Gomes, 2001; Antunes et al., 2008b). Num plutão com zonamento normal há um aumento na quantidade de minerais félsicos e um decréscimo nos minerais máficos e no teor de anortite da plagioclase, desde a periferia para o seu interior (e.g., Pitcher, 1997; El-Nisr e El-Sayed, 2002), enquanto que os plutões com zonamento inverso, muito raros, possuem um bordo mais félsico e um núcleo mais máfico (e.g., Allen, 1992; Barbey et al., 2001).

Este trabalho tem por principal objectivo o estudo geoquímico e isotópico dos plutões de Oledo-Idanha-a-Nova e de Castelo Branco, de modo a apresentar modelos petrogenéticos que justifiquem a ocorrência e distribuição espacial destas rochas. No plutão de Oledo-Idanha-a-Nova ocorrem enclaves microgranulares associados, os quais foram igualmente estudados e interpretados, estabelecendo as relações com a rocha hospedeira e a sua importância na génese do granitóide hospedeiro.

## GEOLOGIA

A região de Castelo Branco-Idanha-a-Nova localiza-se no centro de Portugal e inclui-se na Zona Centro-Ibérica (Ferreira et al., 1987). A ZCI contém importantes plutões magmáticos, a sua maioria Variscos, implantados durante e após a fase de deformação D3 (e.g., Ferreira et al., 1987; Dias et al., 1998; 2002; Neiva e Gomes, 2001; Valle Aguado et al., 2005). O magmatismo Ordovícico na ZCI é pouco usual e recentemente têm sido encontrados novos resultados geocronológicos (e.g., Antunes, 2006; Neiva, 2007; Antunes et al., in press).

Os plutões de Oledo-Idanha-a-Nova e de Castelo Branco intruíram o Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) de idade Câmbria, que consiste em alternâncias de metapelitos e metagrauwaques com intercalações de metaconglomerados e mármore (Fig. 1). O plutão de Oledo-Idanha-a-Nova ocorre ao longo de uma área de cerca de 260 km<sup>2</sup>, com um diâmetro médio de 14 km, e apresenta estruturas de

fluxo magmático e deformação. O granodiorito de grão médio biotítico (G1) ocorre ao longo de todo o plutão (Fig. 1), está deformado, é heterogéneo com variações locais de granulometria e de tonalidade. Contem encraves tonalíticos e granodioríticos, de forma arredondada a irregular, de dimensão inferior a 1 m, com contactos nítidos, mas outros lobados e difusos com o hospedeiro (Antunes, 2006).

O granodiorito de grão médio, porfiróide, biotítico-moscovítico (G2) está deformado e rodeia parcialmente G1, com o qual contacta bruscamente (Fig. 1). Tem fenocristais de plagioclase e feldspato potássico, localmente orientados e com os bordos rodados. O granodiorito de grão médio de duas micas (G3) ocorre sob a forma de uma lentícula, com cerca de 1000 m de comprimento por 200 m de largura, intruindo, de modo brusco, o granodiorito biotítico (G1) (Fig. 1), e com um grau de deformação menos perceptível. Possui numerosos encraves de composição tonalítica biotítica e granodiorítica biotítica, de morfologias e tamanhos variados, predominando as formas arredondadas, embora, também, tenham sido encontradas formas irregulares, rectangulares ou fusiformes, devido a deformação plástica (Antunes, 2006). Os contactos dos encraves microgranulares com G3 são bruscos, alguns regulares, mas outros crenulados, com margens arpejiadas ou com contactos lobados, característicos de contacto entre dois magmas de natureza distinta (Vernon, 1990).

O granito de grão grosseiro moscovítico-biotítico (G4) é a rocha granítica mais abundante, contacta com G1 por um contacto brusco e bem definido e, localmente, define apófises (Fig. 1). O contacto raro com G2 é brusco ou por falha (Fig. 1) e no bordo inferior está delimitado pelos depósitos arcósicos (Fig. 1). Apresenta variações na sua granulometria, com predomínio das zonas de grão grosseiro, mas localmente passando a um grão médio a fino, e tem o menor grau de deformação. Pórfiros graníticos, filões aplíticos, aplito-pegmatíticos e de dolerito e filões de quartzo atravessam o CXG e o plutão (Almeida e Ferreira, 2003). Este plutão é penetrado e rodeado parcialmente pelo plutão Varisco de Castelo Branco.

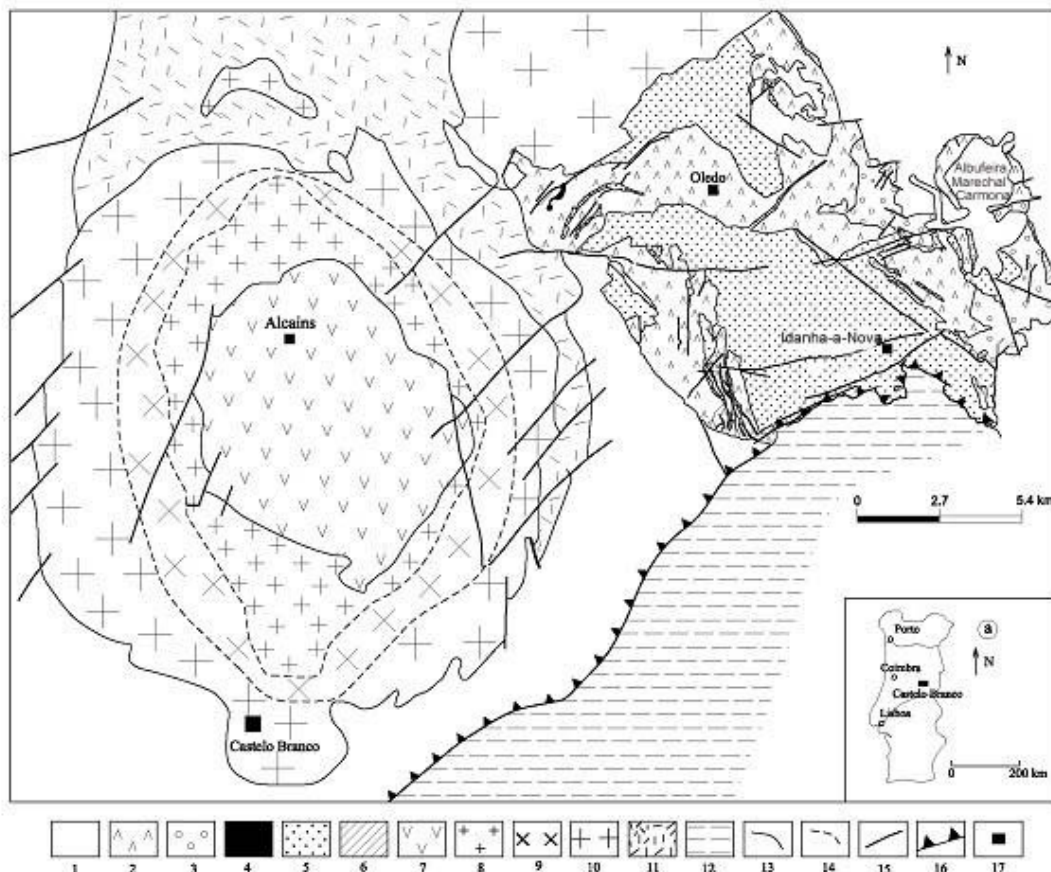


Fig. 1. Localização geográfica (a) e carta geológica dos plutões de Oledo-Idanha-a-Nova e de Castelo Branco (b), adaptada de Oliveira *et al.* (1992) e Almeida e Ferreira (2003). 1. Complexo Xisto-Grauváquico (CXG); 2. granodiorito biotítico (G1); 3. granodiorito biotítico-moscovítico (G2); 4. granodiorito de duas micas (G3); 5. granito moscovítico-biotítico (G4); 6. filões aplíticos e aplito-pegmatíticos; 7. granito moscovítico-biotítico (G5); 8. granodiorito biotítico-moscovítico (G6); 9. granodiorito porfiróide biotítico-moscovítico (G7); 10. granito de duas micas (G8); 11. granito moscovítico-biotítico (G9); 12. arcoses da Beira Baixa; 13. limite geológico; 14. limite geológico provável; 15. falhas; 16. carreamento; 17. povoações.

O plutão de Castelo Branco é constituído por cinco granitóides dispostos concentricamente, intruiu o CXG e aflora ao longo de uma área de cerca de 390 km<sup>2</sup>, sem deformação evidente (Fig. 1). O granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico (G5), é o mais antigo e ocorre no núcleo (Fig. 1). Está rodeado pelo granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico (G6), o qual passa gradualmente ao granodiorito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico (G7) e este passa para o granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, de duas micas (G8). Nas partes sul e este do plutão, G8 contacta directamente com o CXG (Fig. 1). A bordadura do plutão é limitada, a N e NE, pelo granito de grão grosseiro, moscovítico-biotítico (G9), que não ocorre na zona S e W, sendo ocupadas pelo granito G8 (Fig. 1). O contacto entre G5 e G6 é brusco, enquanto que a transição entre G8 e G9 é apenas identificada pontualmente, pois estes dois granitos estão bastante alterados na zona de contacto (Antunes, 2006). G8 apresenta um xenólito metassedimentar de dimensões 125 x 80 mm (Fig. 1). O plutão de Castelo Branco produziu uma auréola de metamorfismo de contacto com micaxistos na zona externa e corneanas pelíticas na zona interna, com cerca de 2 km de espessura. Na zona este e no extremo inferior da área ocorrem os conglomerados arcósicos do Cabeço do Infante (Beira-Baixa) (Oliveira et al., 1992) (Fig. 1), classificados como Grupo da Beira Baixa por Cunha (1996).

## I) PLUTÃO DE OLEDO-IDANHA-A-NOVA

### Geoquímica das rochas

Todas as rochas são peraluminosas com uma razão molecular  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$  variando entre 1.0 to 1.2, mais elevada em G4. A razão A/KN [ $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O)$ ] tende a decrescer desde os encraves microgranulares para os granodioritos hospedeiros G1 e G3, respectivamente. G3 and G4 apresentam os menores valores de A/KN e de corindo normativo, variando entre 1.0 e 2.8 (Antunes, 2006). As rochas granitóides são magnesianas na classificação de Frost *et al.* (2001). Os diagramas de variação de elementos maiores, elementos menores e razões entre estes sugerem a existência de duas sequências evolutivas distintas (Fig. 2). O granodiorito G1 e seus encraves microgranulares definem uma evolução curvilínea, mas o granodiorito G2 projecta-se fora desta sequência (Fig. 2).

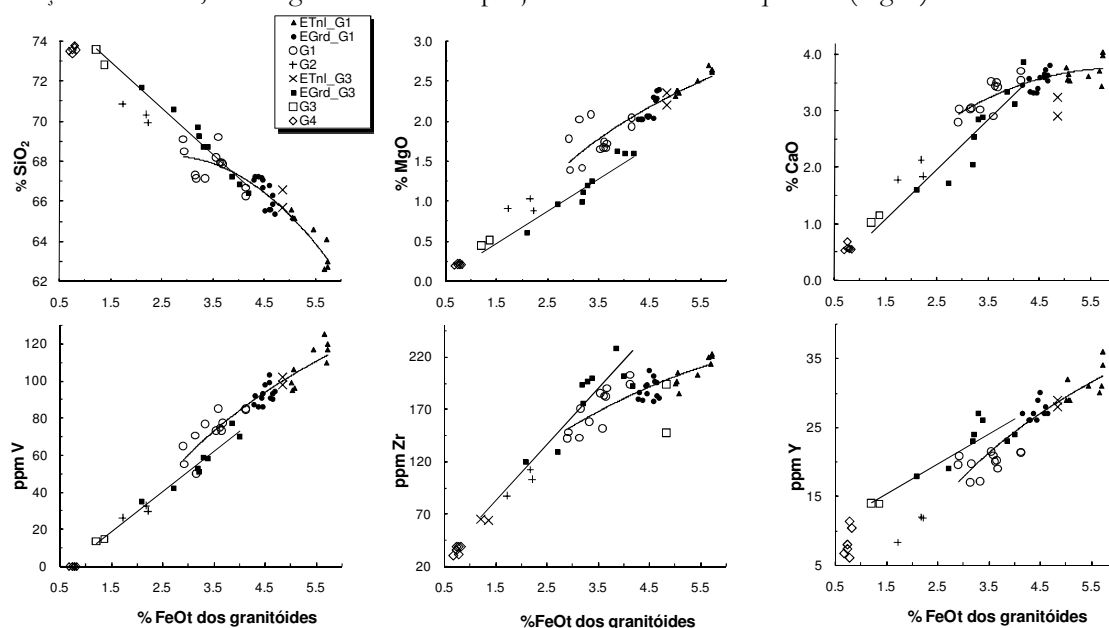
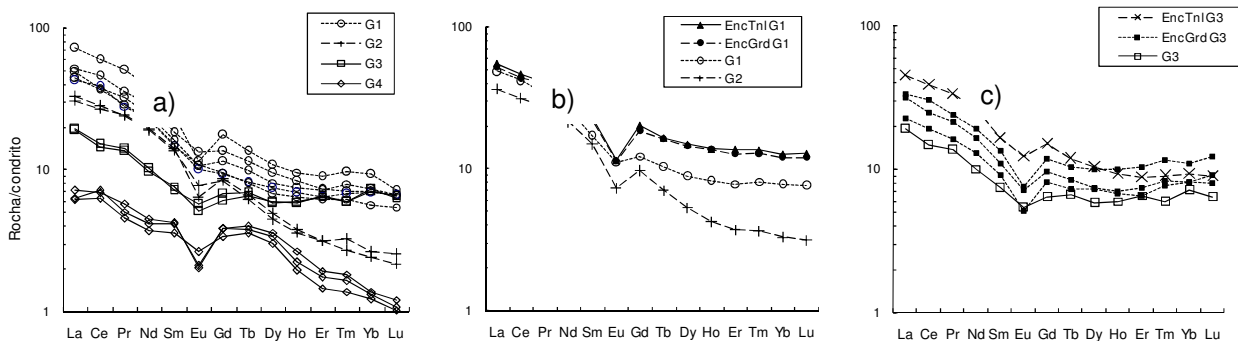


Fig. 2. Diagramas de variação para as rochas granitóides e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. ETnl – enclave tonalítico, EGrd – enclave granodiorítico.

O granodiorito hospedeiro G3 e os seus encraves granodioríticos definem uma evolução linear (Fig. 2) sugerindo mistura de magmas (e.g., Campos et al., 2002), mas os encraves tonalíticos não se relacionam com estes (Fig. 2). G4 é a rocha granítica mais evoluída e não se relaciona com os granodioritos (Fig. 2). As rochas deste plutão apresentam um somatório de terras raras baixo a moderado ( $\sum REE = 16 - 140$ ), com menor fraccionação das terras raras leves comparativamente com as pesadas (Fig. 3a, b, c), como encontrado por Beetsma (1995). Os espectros de REE dos encraves microgranulares e do G1 hospedeiro são subparalelos (Fig. 3b); há decréscimo de REE de G1 para G2 (Fig. 3a,b) e dos encraves microgranulares para o G3 hospedeiro (Fig. 3c); G4 é o mais pobre em REE (Fig. 3a).



### Geoquímica Isotópica

Os cristais de zircão e monazite dos granodioritos G1 e G3 e do granito G4 foram analisados por ID-TIMS. As três fracções de zircão de G1 projectam-se próximo da concórdia (Fig. 4a), com uma intersecção superior em  $480 \pm 2$  Ma (MSWD = 0.6). As fracções de monazite são discordantes devido a um excesso de  $^{230}\text{Th}$  inicial que pode levar ao excesso de  $^{206}\text{Pb}$  (Schärer, 1984; Kalt et al., 2000). Para a razão  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , que não é afectada por estes desequilíbrios, foi obtida uma idade de  $479 \pm 2$  Ma (Fig. 4a).

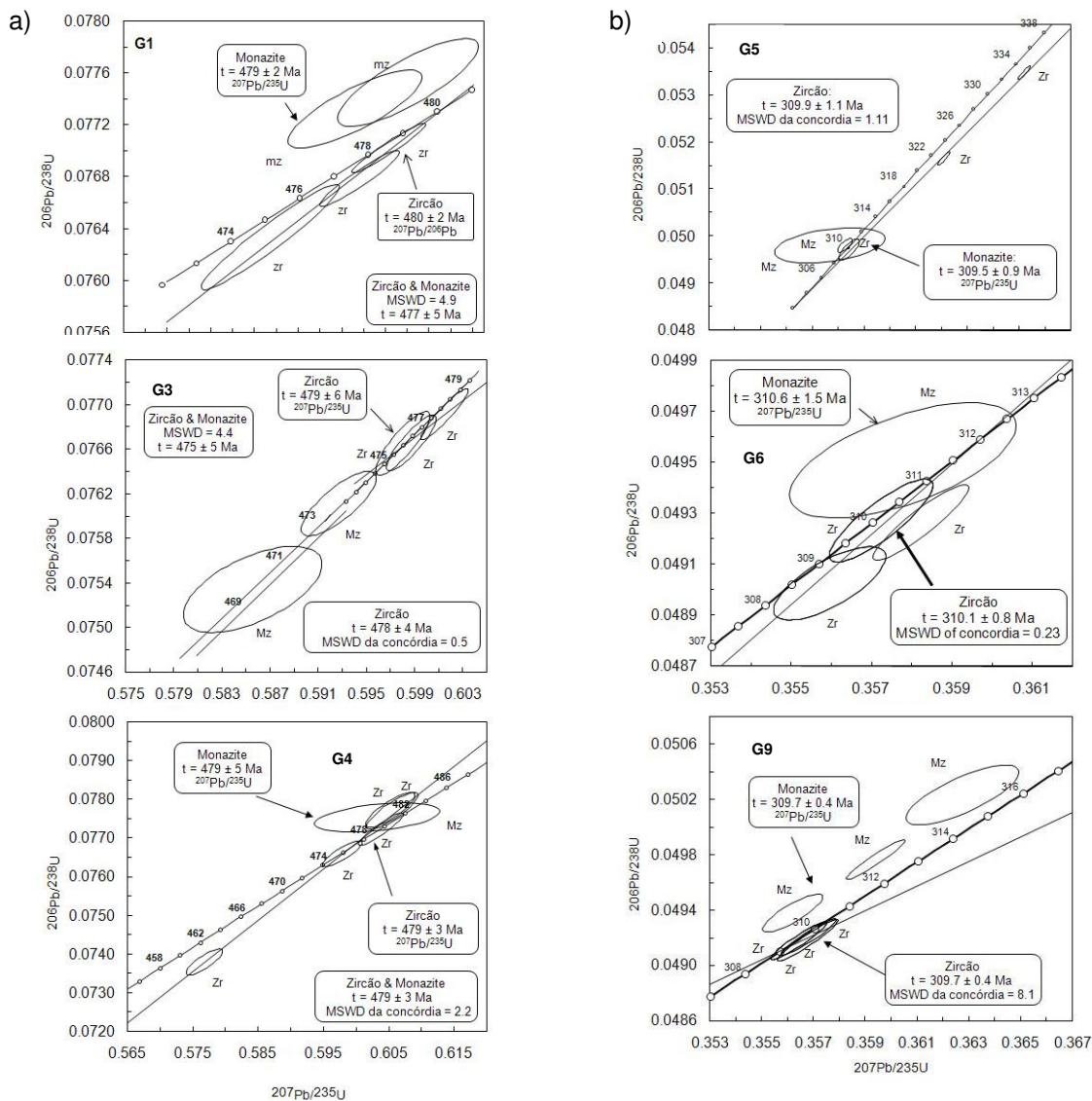


Fig. 4 – Diagramas concórdia para as fracções de zircão e monazite dos plutões de: a) Oledo-Idanha-a-Nova (G1, G3 e G4); b) Castelo Branco (G5, G6 e G9).

Os cristais de zircão de G3 são concordantes, mas com alguma dispersão que poderá estar associada à presença de quantidades de Pb herdado ou a perdas recentes de Pb, sendo a melhor idade estimada de  $478 \pm 4$  Ma (Fig. 4a). As idades mais recentes obtidas para os cristais de monazite, estão associadas a uma perda de Pb associada à intrusão do plutão Varisco de Castelo Branco (Antunes et al., 2008b). Para G4, duas das fracções de zircão são concordantes e uma é discordante, com uma idade de cristalização de  $479 \pm 3$  Ma (Fig. 4a). G1, G3 e G4 apresentam uma idade de implantação entre 479-480 Ma, sugerindo uma cristalização rápida para as várias fases deste plutão (Antunes, 2006).

Os encraves microgranulares apresentam as composições isotópicas mais primitivas com  $\epsilon Nd_t$  variando desde +3.5 a +2.3, mas que não se correlacionam com os valores de  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  (0.704 a 0.709) (Fig. 5a). Os valores de  $\epsilon Nd_t$  obtidos para os granodioritos e granitos são inferiores aos dos encraves microgranulares, variando entre + 1.5 em G1 a - 0.5 em G2, + 0.5 para G3 e entre - 1.5 a - 2.0 em G4. Os menores valores de  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  foram obtidos em G1 e G2, cerca de 0.705, sendo mais elevados em G3 (0.709) e em G4 (0.710 - 0.718).

Os valores mais baixos de isotópos de oxigénio,  $\delta^{18}O$ , ocorrem nos encraves tonalíticos de G1 ( $\delta^{18}O=6.0-7.3\text{‰}$ ) e aumentam progressivamente para os encraves granodioríticos ( $\delta^{18}O=7.0-7.8\text{‰}$ ), G1 hospedeiro ( $\delta^{18}O=7.9-8.9\text{‰}$ ), G2 ( $\delta^{18}O=9.9-10.2\text{‰}$ ), encraves tonalíticos de G3 ( $\delta^{18}O=8.5\text{‰}$ ), encraves granodioríticos de G3 ( $\delta^{18}O=8.4-9.9\text{‰}$ ), G3 hospedeiro ( $\delta^{18}O=10.1-10.2\text{‰}$ ) e G4 ( $\delta^{18}O=12.9-13.3\text{‰}$ ) (Antunes, 2006; Antunes et al., in press).

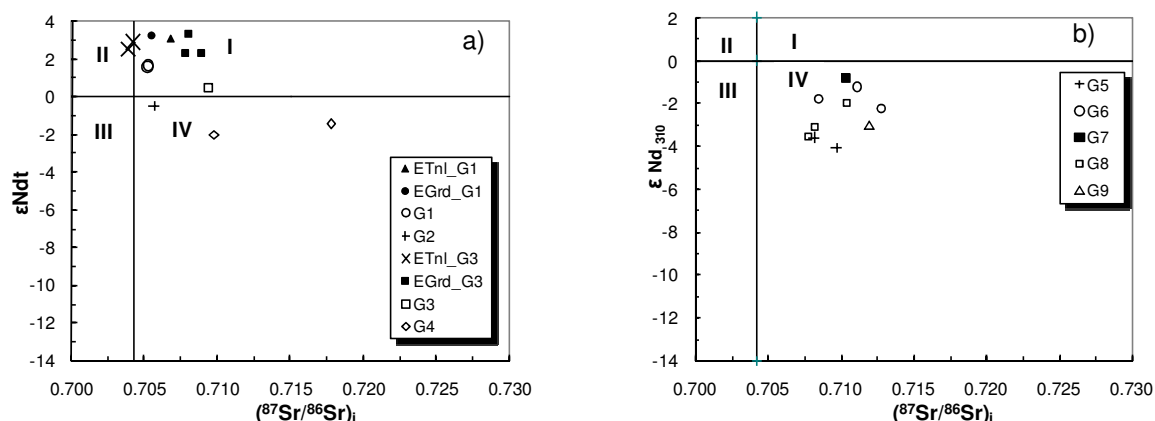


Fig. 5 – Projecção de  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  versus  $\epsilon Nd_t$  para as rochas granitóides do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova (a) e de Castelo Branco (b).

## Petrogénese

A associação mineralógica dos encraves microgranulares e granodiorito G1 hospedeiro e suas razões isotópicas são características de granitos do tipo I (Chappell e White, 1992). As variações geoquímicas das rochas (Fig. 2), REE (Fig. 3) e minerais (Antunes, 2006; Antunes et al., in press) sugerem a ocorrência de um processo de diferenciação magmática para estas rochas. A modelização de elementos maiores e menores mostra que os encraves granodioríticos e o granodiorito G1 hospedeiro resultaram da fraccionação de plagioclase, grunerite, biotite e ilmenite do magma dos encraves tonalíticos (Antunes et al., in press). No decurso do processo de cristalização fraccionada regista-se um decréscimo nas quantidades de plagioclase e grunerite no cumulado e Sr calculado das rochas e um aumento nas quantidades de biotite do cumulado e das razões Rb/Sr e Rb/Ba calculadas das rochas (Antunes, 2006; Antunes et al., in press). Contudo, as variações isotópicas encontradas para os encraves microgranulares e G1 hospedeiro (Fig. 5a) sugerem ser devidas à deformação que apresentam (Antunes et al., in press).

A razão isotópica  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{480}$  ( $0.7057 \pm 0.0020$ ) de G2 está incluída no intervalo definido para as rochas do tipo I (Chappell e White, 1992), mas não apresenta uma associação mineralógica característica deste tipo de rochas. Os valores negativos de  $\epsilon Nd_{480} = -0.45$  (Fig. 5a) sugerem uma origem crustal, enquanto os valores de  $\delta^{18}O$  ( $9.91 - 10.21\text{‰}$ ) situam-se entre valores para os granitos do tipo I e S (Antunes, 2006). G2 resultará da mistura de magmas com contribuição metassedimentar, justificada pelas suas características mineralógicas e geoquímicas, e mantélica, evidenciada pelas razões isotópicas. G2 é

uma rocha híbrida que contacta de modo brusco com G1, não se relacionando com este granodiorito nem com os seus encraves microgranulares (Figs. 2, 3a,b).

As características dos encraves granodioríticos e G3 hospedeiro e as variações lineares na composição das rochas (Fig. 2), minerais (Antunes, 2006; Antunes et al., in press) e valores isotópicos (Fig. 5a) sugerem a existência de um processo de mistura de magmas. Este processo justifica a origem de diversos encraves microgranulares (e.g., Barbarin e Didier, 1992; Silva et al., 2000; Campos et al., 2002). A modelização utilizando o teste de mistura binária de Fourcade e Allègre (1981) confirma a mistura do magma do enclave granodiorítico menos rico em SiO<sub>2</sub> e do G3 hospedeiro na gênese dos outros encraves granodioríticos (Antunes, 2006; Antunes et al., in press). Os encraves tonalíticos de G3, por sua vez, não se projectam nas sequências lineares encontradas (Fig. 2) e as suas composições isotópicas são distintas (Antunes, 2006; Antunes et al., in press); pelo que correspondem a uma pulsação magmática distinta. O granito G4 é a rocha mais evoluída deste plutão, apresenta características mineralógicas, geoquímicas (Figs. 2, 3a) e isotópicas (Fig. 5a) distintas, sugerindo que resultou da fusão parcial de rochas metassedimentares da crosta superior.

## II) PLUTÃO DE CASTELO BRANCO

### Geoquímica das rochas

As rochas granitóides são peraluminosas com uma razão molecular Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) = 1.1 a 1.3, corindo normativo variando de 2.7 a 3.8 e classificadas como magnesianas a calco-alcálicas (Antunes, 2006). Os diagramas de variação das rochas granitóides G6, G7, G8 e G9 (Fig. 6) e de alguns minerais (Antunes, 2006; Antunes et al., 2008b) definem tendências curvilíneas, mas G5 não se projecta nesta sequência.

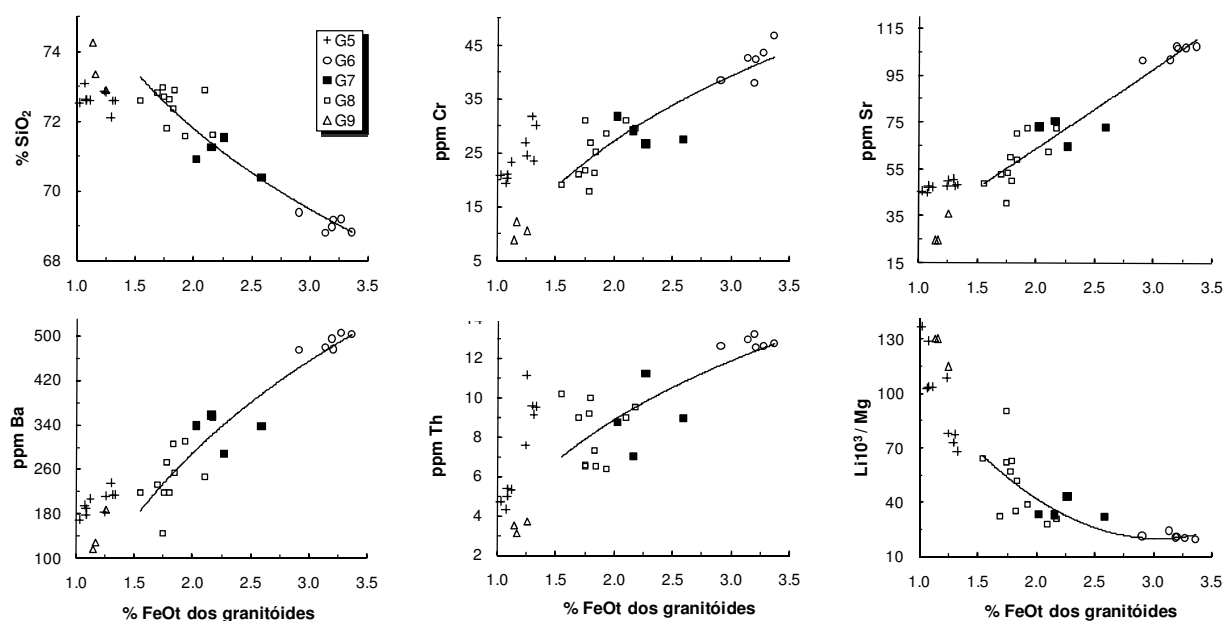


Fig. 6. Diagramas de variação para as rochas granitóides do plutão de Castelo Branco.

Os diagramas de REE de G6, G7 e G8 são subparalelos, com decréscimo do  $\Sigma$ REE (88.7-192.7) e aumento da anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0.45-0.61$ ) de G6 a G8 (Fig. 7). G5 é mais pobre em todas as REE do que G6 a G8 (Fig. 7). G9 atravessa as terras raras de G8 nas terras raras pesadas, enquanto que as terras raras pesadas de G5 e G9 intersectam-se (Fig. 7).

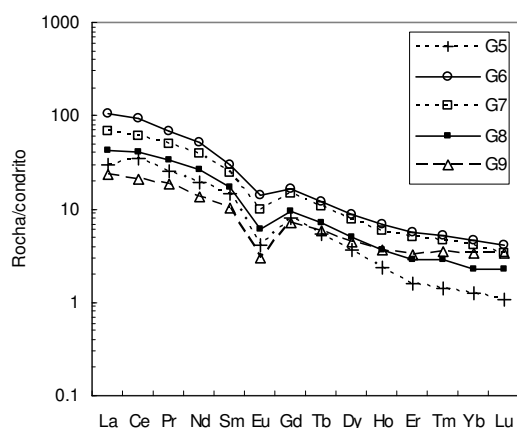


Fig. 7. Diagramas de terras raras para as rochas granitóides do plutão de Castelo Branco.

### Geoquímica Isotópica

Os cristais de zircão e de monazite de G5 apresentam uma idade de implantação semelhante, com valor médio de  $310 \pm 1$  Ma (Fig. 4b). Os cristais de monazite discordantes, devido ao excesso de  $^{230}\text{Th}$ , que pode resultar num excesso de  $^{206}\text{Pb}$ , associado aos episódios geológicos a que foram sujeitas (Schärer, 1984; Kalt et al., 2000). A razão  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  não é afectada por este desequilíbrio, pelo que deverá ser utilizada. Os cristais de zircão de G6 projectam-se próximo da concórdia com uma idade de implantação de  $310.1 \pm 0.8$  Ma, e a monazite tem uma razão  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  com idade de  $310.6 \pm 1.5$  Ma. Os resultados de zircão e monazite indicam uma idade de implantação de  $310.5 \pm 1$  Ma para G6. Para G9, os zircões concordantes sugerem uma idade de  $309.7 \pm 0.4$  Ma, idêntica à obtida na monazite mais concordante dada pela razão  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  (Fig. 4b). Os desvios observados nas restantes monazites podem ser justificados por alteração, com desequilíbrio de  $^{230}\text{Th}$  associado, podendo reflectir núcleos herdados (e.g., Cocherie et al., 2005), evidente nos granitos de tipo S. As idades médias obtidas nos cristais de zircão e monazite, por U-Pb, para as rochas granitóides G5, G6 e G9 é de  $310 \pm 1$  Ma, indicando que são contemporâneas (Antunes, 2006; Antunes et al., 2008b).

As variações nas razões isotópicas  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{310}$  obtidas para G5 ( $0.7090 \pm 0.011$ ), G6 ( $0.7108 \pm 0.024$ ), G7 ( $0.7104$ ), G8 ( $0.7120$ ) e G9 ( $0.7086 \pm 0.020$ ) indicam que estas rochas não estavam em completo equilíbrio isotópico no momento de implantação, o que é apoiado pelos valores heterogêneos de  $\epsilon\text{Nd}_{310}$  (Fig. 5b). A distribuição dos resultados isotópicos mostra variabilidade dentro de cada unidade e revela a contribuição de três magmas isotópicos distintos (G5, G6 e G9; Fig. 5b). Os resultados isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  variam entre  $+12.23$  a  $+13.65\%$ , com um aumento progressivo de G6 para G7, G8 e G9. Estes valores definem uma correlação positiva com  $\text{SiO}_2$ , Li, Rb e negativa com FeO, Sr e Ba, mas G6, G7 e G8 definem uma tendência curvilínea e G5 e G9, embora próximos, não se projectam na sequência (Antunes, 2006; Antunes et al., 2008b).

### Petrogénese

As variações geoquímicas encontradas nas rochas granitóides (Fig. 6, 7) e minerais (Antunes, 2006; Antunes et al., 2008b) desde G6 a G9, sugerem um processo de cristalização fraccionada para estas rochas. Os testes de modelização mostram que a quantidade de quartzo no cumulado, Rb, Rb/Sr e Rb/Ba calculados das rochas aumentam, enquanto que a de plagioclase do cumulado e de Sr calculado nas rochas diminui ao longo do processo de cristalização fraccionada desde G6 a G8, mas G9 projecta-se fora da sequência (Antunes, 2006; Antunes et al., 2008b). G7 e G8 resultam da cristalização fraccionada do magma granodiorítico G6 por separação de plagioclase, quartzo, biotite e ilmenite, mas G9 não pertence à sequência (Antunes, 2006; Antunes et al., 2008b). O granito G5, localizado no núcleo do plutão, corresponde a uma pulsação magmática distinta, como indicado pelas características geoquímicas (Figs. 6, 7) e o contacto brusco com G6. As rochas granitóides do plutão de Castelo Branco correspondem a três pulsações magmáticas distintas. As razões isotópicas iniciais  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{310}$  confirmam que os granitóides G6, G7 e G8 são cogenéticos e que o processo de cristalização fraccionada decorreu ao longo de cerca de 4 Ma. O granito G9, que ocupa as partes externas do plutão (Fig. 1) e se projecta próximo da sequência de

cristalização fraccionada definida (Fig. 6) poderá ter resultado de um processo AFC (assimilação de metassedimentos acompanhada de cristalização fraccionada), o que é apoiado pelos seus valores de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{310}$  mais elevados. Contudo, o teste AFC foi utilizado, mas não se provou a modelização e G9 corresponderá a uma pulsação magmática granítica distinta (Antunes, 2006; Antunes et al., 2008b). As idades obtidas em cristais de zircão e monazite de  $310\pm 1$  Ma, nos granitóides G5, G6 e G9 (Fig. 4b) mostram que estas rochas são contemporâneas, com alguma deficiência em Pb no granito G5 e granodiorito G6.

Os diferentes valores de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{310}$  e  $\epsilon\text{Nd}_{310}$  obtidos para G5, G6 e G9 (Fig. 5b) confirmam que representam três pulsações magmáticas distintas. As rochas granitóides são peraluminosas e as suas características indicam que são derivadas de materiais metassedimentares e que correspondem a granitos do tipo S (Chappell e White, 1992). As diferenças químicas encontradas entre G5, G6 e G9 são atribuídas à heterogeneidade da fonte metassedimentar de origem, pois estão implantadas no Complexo Xisto-Grauváquico Câmbrico, que consiste em filitos com intercalações de metagrauvaques e mármore. As rochas granitóides do plutão de Castelo Branco mostram um zonamento inverso resultante da fusão parcial dos materiais pelíticos heterogéneos da rocha encaixante e da cristalização fraccionada do magma granodiorítico G6, pois o granito G5, que ocorre no núcleo do plutão (Fig. 1), foi o primeiro a intruir e corresponde a uma pulsação magmática independente. Está rodeado pelo granodiorito G6 que por diferenciação originou o granodiorito G7 e o granito G8 que se formaram para o exterior do plutão (Fig. 1). O granito G9 foi o último a intruir, forma algumas das partes mais externas do plutão (Fig. 1) e corresponde a uma pulsação magmática distinta (Antunes, 2006; Antunes et al., 2008b).

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a Prof. R. Nesbitt e Prof. I.W. Croudace (Centro Oceanográfico de Southampton, Reino Unido); Prof. B.J. Wood (Universidade de Bristol, Reino Unido); Prof. A.C. Fernandéz (Laboratório de Geologia e Geocronologia da Universidade de Oviedo, Espanha); Prof. F. Bea e Prof. P. Montero (Centro de Instrumentación Científica da Universidade de Granada, Espanha); Prof. F.J. Longstaffe (Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Western Ontário, Canadá) pelas facilidades concedidas na obtenção dos dados analíticos. I.M.H.R. Antunes beneficiou de uma bolsa de doutoramento SFRH/BD/2885/2000 da Fundação para a Ciência e a Tecnologia, Portugal, outra bolsa SOCFAC – Southampton Oceanography Centre Facilities, Access and Co-Operation no Centro Oceanográfico de Southampton e uma outra concedida pela EU Geochemical Facilities at the University of Bristol, U.K..

## REFERÊNCIAS

- Albuquerque, C.A.R. (1978) – “Rare earth elements in “Younger” granites, northern Portugal”. *Lithos*, 11(3), pp. 219 – 229.
- Allen, C.M. (1992) – “A nested diapir model for the reversely zoned Turtle Pluton, southeastern California”. *Trans. R. Soc. Edinburg, Earth Sci.*, 83, pp. 179 – 190.
- Almeida, A., Ferreira, N. (2003) - “Contributo para a caracterização geoquímica do maciço granítico de Idanha-a-Nova (Centro de Portugal)”. *Mem. Not., Publ. Mus. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, nº 2, pp. 49 - 62.
- Antunes, I.M.H.R. (2006) – “Mineralogia, Geoquímica e Petrologia de rochas granitóides da área de Castelo Branco-Idanha-a-Nova”. Unpublished Ph D. thesis. University of Coimbra, Portugal, 453 pp.
- Antunes, I.M.H.R., Neiva, A.M.R., Silva, M.M.V.G. (2008a) – “Geochemistry of microgranular enclaves and host granodiorite from Oledo, central Portugal”. *Geochim. Cosmochim. Acta – Sp. Suppl.* 71, N15S, pp - A31.
- Antunes, I.M.H.R., Neiva, A.M.R., Silva, M.M.V.G., Corfu, F. (2008b) – “Geochemistry of S-type granitic rocks from the reversely zoned Castelo Branco pluton (central Portugal). *Lithos*, 103, pp. 445–465.
- Antunes, I.M.H.R., Neiva, A.M.R., Silva, M.M.V.G., Corfu, F. (in press) – “The genesis of I- and S-type granitoid rocks of the Early Ordovician Oledo pluton, Central Iberian Zone (central Portugal)”. *Lithos* (2008), doi:10.1016/j.lithos.2008.07.014.
- Barbarin, B. (1991) – “Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of Sierra Nevada batholith, California”. In: Didier J. & Barbarin B. (Eds.), *Enclaves and granite petrology. Develop. in Petrol.* 13, pp. 135 - 154.
- Barbarin, B. (1999) – “A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments”. *Lithos*, 46, pp. 605 – 626.
- Barbarin, B., Didier, J. (1992) – “Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interactions between coexisting felsic and mafic magmas”. *Trans. R. Soc. Edinburg, Earth Sci.*, 83, pp. 145 – 153.
- Barbey, P., Nachit, H., Pons, J. (2001) – “Magma-host interactions during differentiation and emplacement of a shallow-level zoned granitic pluton (Tarçovate pluton, Morocco): implications for magma emplacement”. *Lithos*, 58, pp. 125 – 143.

- Beetsma, J.J. (1995) – “The late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal”. Unpublished Ph D. thesis. Vrije Universiteit Amsterdam, 223 pp.
- Best, M.G., Christiansen, E.H. (2001) – “Igneous Petrology”. Oxford Blackwell Science. 480 pp.
- Campos, T.F.C., Neiva, A.M.R., Nardi, L.V.S. (2000) – “Geochemistry of granites and their minerals from Serra Negra do Norte pluton, northeastern Brasil”. *Chem. Erde*, 60, pp. 279 – 303.
- Campos, T.F.C., Neiva, A.M.R., Nardi, L.V.S. (2002) – “Geochemistry of Rio Espinharas hybrid complex, northeastern Brazil”. *Lithos*, 64, pp. 131 - 153.
- Chappell, B.W. (2004) – “Towards a unified model for granite genesis”. *Trans. R. Soc. of Edinburg, Earth Sci.*, 95, pp. 1 – 10.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. (1992) – “I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt”. *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 83, pp. 1 – 26.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. (2001) – “Two contrasting granite types: 25 years later”. *Australian J. Earth Sci.*, 48, pp. 489- 499.
- Cocherie, A., Mezeme, E.B., Legendre, O., Fanning, C.M., Faure, M., Rossi, P. (2005) – “Electron-microprobe dating as a tool for determining the closure of Th-U-Pb systems in migmatitic monazites”. *Am. Mineral.*, 90, pp. 607 - 618.
- Cunha, P. P. (1996) – “Unidades Litoestratigráficas do Terceário da Beira Baixa (Portugal)”. *Com. Inst. Geol. e Mineiro*, 82, pp. 87 – 130.
- Dias, G., Leterrier, J. (1994) – “The genesis of felsic-mafic associations: a Sr and Nd isotopic study of Hercynian Braga massif (Northern Portugal)”. *Lithos*, 32, pp. 207 – 223.
- Dias, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simões, P.P., Bertrand, J.M. (1998) – “U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal)”. *Lithos*, 45, pp. 349 – 369.
- Dias, G., Simões, P.P., Ferreira, N., Leterrier, J. (2002) – “Mantle and Crustal Sources in the Genesis of Late-Hercynian Granitoids (NW Portugal): Geochemical and Sr-Nd Isotopic Constraints”. *Gondwana Res.*, 5(2), pp. 287 – 305.
- Didier, J., Barbarin, B. (1991) – “The different types of enclaves in granites”. In: Didier J. & Barbarin B. (Eds.), *Enclaves and granite petrology*. *Develop. in Petrol.*, 13, pp. 19 – 24.
- Didier, J., Duthou, J.L., Lameyre, J. (1982) – “Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves”. *J. Volcanol. Geother. Research*, 14, pp. 125 – 132.
- Elburg, M.A. (1996) – “Evidence of isotopic equilibration between microgranitoid enclaves and host granodiorite, Warburton Granodiorite, Lachlan Fold Belt, Australia”. *Lithos*, 38 (1/2), pp. 1 - 22.
- El-Nisr, S.A., El-Sayed, M.M. (2002) – “The role of fractional crystallization and assimilation in the evolution of the zoned Mukhattata Pluton, Eastern Desert, Egypt”. *Chem. Erde*, 62, pp. 216 – 236.
- Ferreira, N., Iglésias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L. (1987) – “Granitoides da zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico”. In: Bea, F., Carmina, A., Gonzalo, J.C., Plaza, M.L., Rodrigues, J.M.L. (eds), *Geologia de los granitoids y rocas asociadas del Macizo Hespérico, Libro Homenagem a L.C.G. Figueirola*. Editorial Rueda, Madrid, pp. 37 – 53.
- Fourcade, S., Allègre, C.J. (1981) – “Trace element behaviour in granitic genesis: a case study, the calc-alkaline plutonic association from the Querigut Complex, Pyrénées, France”. *Contrib. Min. Petrol.*, 76, pp. 177 – 195.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. (2001) – “A geochemical classification for granitic rocks”. *J. Petrol.*, 42, pp. 2033 – 2048.
- Godinho, M.M., Neves, L.J.P.F., Pereira, A.J.S.C. (1988) – “A diversidade de rochas do espectro gabro-granodiorito na região de Farminhão – Portela (Viseu, Portugal Central) – um modelo integrado de diferenciação”. *Mem. e Not., Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 106, pp. 155 – 166.
- Gomes, M.E.P. (1990) – “Contribuição dos encraves no estudo petrogenético dos granitoides de Telões (Vila Pouca de Aguiar)”. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 76, pp. 125 – 140.
- Gomes, M.E.P. (1996) – “Mineralogia, petrologia e geoquímica das rochas granitoides da área de Rebordelo-Bouça-Torre de D. Chama - Agrochão e as mineralizações associadas”. Tese de Doutoramento em Geologia (não publicada). Univ. Trás-os-Montes e Alto Douro, 323 pp.
- Gomes, M.E.P. (2005) – “Geochemistry of microgranular enclaves and host granite from Telões (Vila Pouca de Aguiar), Northern Portugal”. *Chemie der Erde* (Available on line September 2005 on [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com)).
- Gomes, M.E.P., Neiva, A.M.R. (2005) – “Geochemistry of granitoids and their minerals from Rebordelo-Agrochão area, northern Portugal”. *Lithos*, 81, 1/4, pp. 235 – 254.
- Ishihara, S. (2004) – “The redox state of granitoids relative to tectonic setting and earth history: The magnetite – ilmenite series 30 years later”. *Trans. R. Soc. of Edinburg, Earth Sciences*, 95, pp. 23 - 33.
- Kalt, A., Corfu, F., Wijbrans, J.R. (2000) – “Time calibration of a P-T path from a Variscan high-temperature low-pressure metamorphic complex (Bayerische Wald, Germany) and the detection of inherited monazite”. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 138, pp. 143 – 163.
- Lameyer, J. (1987) – “Granites and evolution of the crust”. *Rev. Bras. Geoc.*, 17, pp. 349 – 359.
- Lameyer, J., Bonin, B. (1991) – “Granites in the main plutonic series”. In: Didier J. & Barbarin B. (Eds.), *Enclaves and granite petrology*. *Developments in Petrology*, 13, pp. 3 – 17.
- Neiva, A.M.R. (1981) – “Geochemistry of hybrid granitoid rocks and their biotites from central northern Portugal and their petrogenesis”. *Lithos*, 14, pp. 149 - 163.
- Neiva, A.M.R. (1993) – “Geochemistry of granites and their minerals from Gerez Mountain, Northern Portugal”. *Chem. Erde*, 53, pp. 227 – 258.

- Neiva, A.M.R. (2007) – “Geochemistry of I-type granodiorite and tin-bearing S-type granites from Gouveia area. Central Portugal”. *Geochim. Cosmochim. Acta – Sp. Suppl.* 71, N15S, pp A709.
- Neiva, A.M.R., Gomes, M.E.P. (1991) – “Geochemistry of the granitoid rocks and their minerals from Lixa do Alvão–Alfarela de Jales–Tourencinho (Vila Pouca de Aguiar, N Portugal)”. *Chem. Geol.*, 89, pp. 305 – 327.
- Neiva, A.M.R., Gomes, M.E.P. (2001) – “Diferentes tipos de granitos e seus processos petrogenéticos: granitos hercínicos portugueses”. *Mem. Academia das Ciências de Lisboa*, 31, pp. 53 – 95.
- Neves, L.J.P.F., Godinho, M.M. (1992) – “Geologia da região de Torredêita (Viseu, Portugal Central), com especial ênfase nos granitóides”. *Mem. e Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra* 113, 1- 28.
- Oliveira, J.T., Pereira, E., Ramalho, M., Antunes, M.T., Monteiro, J.H. (coord) (1992) – “Carta Geológica de Portugal”, na escala 1/500 000 (5ª Ed). *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa.
- Peccerillo, A., Rottura, S., Pinarelli, L., Del Moro, A. (1994) – “Interaction between mafic and salic magmas in granitoid plutons as inferred from geochemical and Sr-Nd isotopic study of granitoids and hosted enclaves from Cima d’Asta, Southern Alps, Italy”. In: Sassi F.P., Peccerillo A. (Eds.), *Some Contributions to Circum – Mediterranean Basements and Granitoids*. *Period Miner.*, 63, pp. 93 – 111.
- Pinto, M.S. (1983) – “O granito gnáissico de Fânzeres (Porto, Portugal) – idade e caracterização geoquímica geral”. *Mem. e Not., Publ. Mus. Lab. Mineral. Univ. Coimbra*, 98, pp. 231 – 242.
- Pitcher, W.S. (1987) – “Granites and yet more granites forty years on”. *Geol. Rundschau*, 76(1), pp. 51 – 79.
- Pitcher, W.S. (1997) – “The nature and origin of granite”. Chapman and Hall Ed (2nd Ed), London, 387 pp.
- Schärer, U. (1984) – “The effect of initial  $^{230}\text{Th}$  disequilibrium on young U-Pb ages: the Makalu case, Himalaya”. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67, pp. 191 – 204.
- Silva, M.M.V.G. (1995) – “Mineralogia, petrologia e geoquímica de encaves de rochas graníticas de algumas regiões portuguesas”. Tese de Doutoramento em Geologia (não publicada). Universidade de Coimbra, 288 pp.
- Silva, M.M.V.G., Neiva, A.M.R. (2000) – “Geochemistry of Hercynian Peraluminous granites and their minerals from Carregal do Sal – Nelas – Lagares da Beira area, central Portugal”. *Chem. Erde*, 59, pp. 329 – 349.
- Silva, M.M.V.G., Neiva, A.M.R., Whitehouse, M.J. (2000) – “Geochemistry of enclaves and host granites from Nelas area, central Portugal”. *Lithos*, 50, pp. 153 – 170.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Schaltegger, U., Catalán, J.R., Nolan, J. (2005) – “U-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal”. *Lithos*, 82, pp. 169 – 184.
- Vernon, R.H. (1990) – “Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: Microstructural evidence”. *J. Geophys. Res.*, 95, pp. 17849 – 17859.