

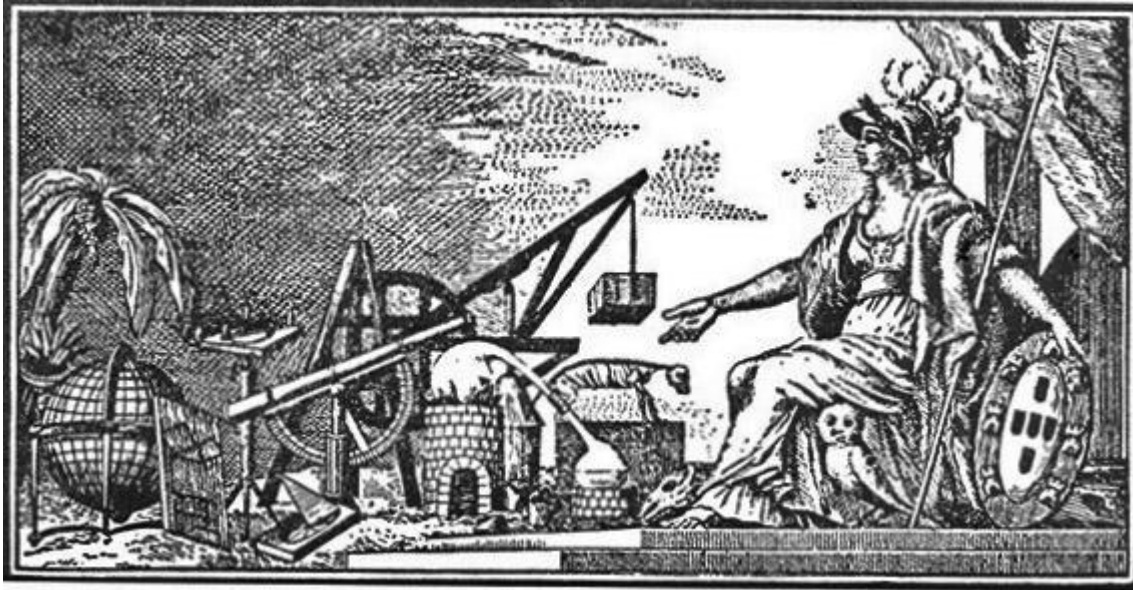
A.M. R. NEIVA, R. J. S. TEIXEIRA, S. M. LIMA, P. B. SILVA

**IDADE, ORIGEM E PROTÓLITOS DE GRANITOS
VARISCOS DE TRÊS ÁREAS PORTUGUESAS**



ACADEMIA DAS CIÊNCIAS DE LISBOA

CLASSE DE CIÊNCIAS



IDADE, ORIGEM E PROTÓLITOS DE GRANITOS VARISCOS DE TRÊS ÁREAS PORTUGUESAS

A.M. R. NEIVA, R. J. S. TEIXEIRA, S. M. LIMA, P. B. SILVA

Abstract

Age, origin and protoliths of Variscan granites from three Portuguese areas. In the Gouveia area, the Variscan granites are of S-type and most of them are Sn-bearing. Two granites define a fractionation series. The late- and post-D₃ granites show distinct ages of igneous zircon and also of monazite. The monazite from a late-D₃ granite is younger than the igneous zircon from this granite and the same as the age obtained by the igneous zircon of post-D₃ granites, suggesting that the monazite from the late-D₃ granites (re)crystallized due to the emplacement of post-D₃ granites. The monazite from post-D₃ granites is also younger than the igneous zircon. Its (re)crystallization was probably due to the emplacement of late aplite, pegmatite and quartz veins in the area. The ³⁹Ar-⁴⁰Ar age of muscovite is similar in late- and post-D₃ granites. The muscovite from a late-D₃ granite lost Ar and the muscovite from a post-D₃ granite records cooling after the magma emplacement. The inherited zircons are mainly from the Neoproterozoic and probably from Gondwana sediments derived from the West African Craton and Pan-african belts that surround it.

In the Sabugal area, the ID-TIMS U-Pb ages are ~309 Ma (for a syn- to late-D₃ granite), ~303 Ma (for a late-D₃ granite) and ~300 Ma (for late- to post-D₃ granites). The igneous zircons from syn- to late-D₃ and late-D₃ granites have negative εHf_t values and also (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i and εNd_t values of granites which suggest that these rocks are derived by partial melting of metasedimentary materials. The late- to post-D₃ granites contain some zircons with negative εHf_t and others with positive εHf_t, suggesting the interaction of mantle and crustal magmas. However, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i and εNd_t values indicate a predominant crustal origin for these granites. Syn- to late-D₃ and late-D₃ granites are of S-type. The inherited zircons

from a late- to post-D₃ granite and detrital zircons from a metagreywacke of the Group of Beiras show a significant number of different ages, but Neoproterozoic dominates, and distinct εHf_t values, suggesting that the metagreywacke could not have been a protolith for this granite.

The granite from the Carrazeda de Ansiães area is Variscan, syn-D₃ (~320 Ma). Its zircon has negative εHf_t values and also (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i and εNd_t values of this granite suggest that it resulted from partial melting of crustal materials and is an S-type granite. The U-Pb age and εHf_t values are similar in inherited zircons from this granite and detrital zircons from a chlorite phyllite from the Ervedosa do Douro Formation, suggesting that this phyllite may have been a protolith for this granite. However, the average value of εHf_t of detrital zircons from the chlorite phyllite is lower than that of igneous zircons from the granite suggesting that the phyllite would only have been a magma contaminant.

The U-Pb ages of detrital zircons show that the maximum depositional age is the same (577-578 Ma) for Grupo das Beiras and Grupo do Douro.

Resumo

Na área de Gouveia, os granitos são variscos, do tipo S e a maioria são estaníferos. Dois granitos definem uma série de diferenciação. Os granitos tardi- e pós-D₃ apresentam distinção nas idades do zircão ígneo e monazite. Num granito tardi-D₃, a monazite é mais jovem do que o zircão ígneo mas é igual à idade dada pelo zircão ígneo dos granitos pós-D₃, sugerindo que a monazite dos granitos tardi-D₃ (re)cristalizou devido à implantação dos granitos pós-D₃. A monazite dos granitos pós-D₃ também é mais jovem do que o zircão ígneo. A (re)cristalização desta monazite deverá ter ocorrido devido à implantação tardia de filões de aplito, pegmatito e quartzo na área. A idade ³⁹Ar-⁴⁰Ar da moscovite é igual nos granitos tardi- e pós-D₃. A moscovite do granito tardi-D₃ perdeu Ar e a do granito pós-D₃ dá a idade de arrefecimento depois da intrusão do magma. Os zircões herdados dos granitos são predominantemente do Neoproterozóico e provavelmente derivados de sedimentos da Gondwana provenientes do Cratão Oeste Africano e cinturões Pan-africanos que o rodeiam.

Na área de Sabugal, as idades ID-TIMS U-Pb são ~309 Ma (para um granito sin- a tardi-D₃), ~303 Ma (para um granito tardi-D₃) e ~300 Ma (para os granitos tardi- a pós-D₃). Os zircões ígneos dos granitos sin- a tardi-D₃ e tardi-D₃ têm εHf_t negativo e os valores (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i e εNd_t indicam que estes granitos são derivados da fusão parcial de materiais metassedimentares. Nos granitos tardi- a pós-D₃, alguns zircões têm εHf_t negativo, mas outros apresentam-no positivo, sugerindo que houve a interação de magmas mantélicos e crustais. Contudo, os valores de (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i e εNd_t destes granitos apontam para uma origem predominantemente crustal. Os granitos sin- a tardi-D₃ e tardi-D₃ desta área serão do tipo S. Os zircões herdados de um granito tardi- a pós-D₃ e os zircões detriticos do metagrauvaque do Grupo das Beiras apresentam um número significativo de idades diferentes e valores de εHf_t distinto, mostrando que o metagrauvaque não terá sido um protólito deste granito.

O granito da área de Carrazeda de Ansiães é varisco, sin-D₃ (~320 Ma). Os valores negativos de εHf_t do zircão e valores de (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i e εNd_t do granito indicam que este terá resultado da fusão parcial de materiais crustais, sendo do tipo S. A idade U-Pb e os valores εHf_t idênticos dos zircões herdados deste granito e dos zircões detriticos do filito clorítico da formação de Ervedosa do Douro, do Grupo do Douro, sugerem que este filito pode ter sido um protólito do granito. Mas o menor valor médio de εHf_t dos zircões detriticos do filito clorítico do que o dos zircões ígneos do granito indica que este filito terá sido só um contaminante do magma.

A idade U-Pb de zircões detriticos mostra que a idade máxima de deposição do Grupo das Beiras e do Grupo do Douro é a mesma (577-578 Ma).

1. Introdução

O zircão é o mineral mais utilizado em geocronologia U-Pb pois é um mineral acessório comum numa grande variedade de rochas, contém concentrações de U significativamente superiores às da rocha hospeira e discrimina fortemente o Pb durante a cristalização (e.g. DAVIS et al., 2003). O zircão é ainda capaz de sobreviver a múltiplos eventos magmáticos, metamórficos e erosionais, que destroem a maioria dos minerais comuns (CORFU et al., 2003). Devido à baixa solubilidade do Zr em magmas graníticos peraluminosos hidratados, é comum a ocorrência de núcleos de zircão herdados nos granitos peraluminosos (e.g. MILLER et al., 2007). A idade do zircão ígneo corresponde à idade de implantação dos granitos, enquanto a idade dos núcleos

herdados dá informação sobre a idade das rochas que fundiram parcialmente para originar o granito.

O zircão ígneo pode ser datado por U-Pb usando ID-TIMS, SHRIMP e LAM-ICPMS. A precisão e o tempo necessário para a datação decrescem do primeiro para o terceiro método. Os zircões detríticos podem ser datados por SHRIMP e LAM-ICPMS e os dados de Lu-Hf do zircão podem ser obtidos por ID-TIMS e LAM-ICPMS. Estes últimos dados isotópicos do zircão dão importante informação sobre a proveniência do zircão numa população de idade simples (e.g. TEIXEIRA et al., 2011 e suas referências), pois estes dados não são afectados por alterações meteóricas e hidrotermais e deformação (HAWKESWORTH e KEMP, 2006). Neste trabalho foram usados os três métodos, embora o SHRIMP tenha sido unicamente usado na área de Gouveia.

A monazite é um importante geocronómetro complementar e geralmente dá idades próximas a ligeiramente inferiores à idade do zircão. Esta pode ser datada a partir dos métodos usados para a determinação da idade do zircão. As idades de monazite apresentadas neste trabalho foram obtidas por ID-TIMS e SHRIMP. A datação da moscovite por ^{39}Ar - ^{40}Ar dá a idade a que se atingiram temperaturas inferiores a $\sim 350 \pm 50$ °C, que é a temperatura de fecho da moscovite para o sistema ^{39}Ar - ^{40}Ar (HAMMES e BOWRING, 1994).

As áreas de Gouveia, Sabugal e Carrazeda de Ansiães situam-se na Zona Centro Ibérica (ZCI) do Maciço Ibérico (Fig. 1). Portanto, localizam-se na parte sudoeste da cadeia varisca da Europa. A ZCI é constituída pelo Complexo Xisto-Grauváquico, formado por filitos e grauvaques de idade Neoproterozóica a Câmbrica, granitóides e rochas vulcânicas félsicas Cambro-Ordovícicas e grandes volumes de rochas graníticas variscas, principalmente granitos do tipo S relacionados com a terceira fase de deformação varisca. O Complexo Xisto-Grauváquico é constituído pelo Grupo do Douro e o Grupo das Beiras, sendo definido como Super Grupo Dúrico-Beirão (Fig. 2, OLIVEIRA et al., 1992). Idades U-Pb e dados Lu-Hf de zircões herdados obtidos por LAM-ICPMS de granitos das áreas de Sabugal e Carrazeda de Ansiães são comparados com os dados de zircões detríticos de rochas metassedimentares do Grupo das Beiras e do Grupo do Douro, respectivamente, para procurar potenciais protólitos. Na área de Gouveia, as idades de zircões herdados indicam as idades dos protólitos. Nas três áreas, são apresentadas as idades da implantação dos granitos, discutindo-se para a área de Gouveia as diferentes idades obtidas em zircão, monazite e moscovite. A origem dos granitos das três áreas baseia-se em dados isotópicos.

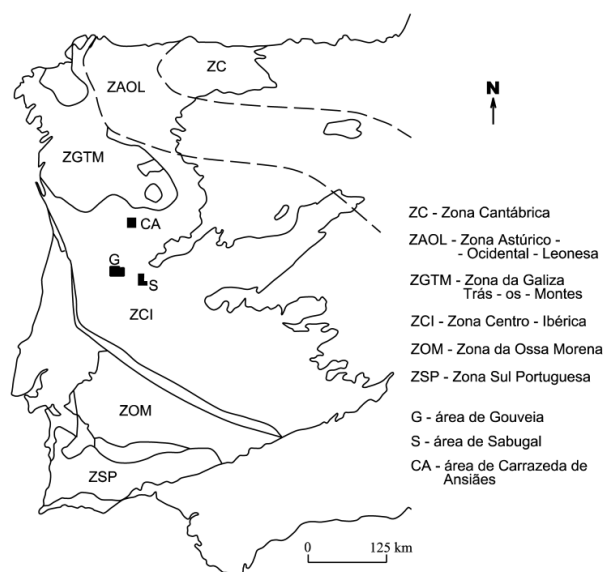


Fig. 1 – As três áreas de Gouveia (G), Sabugal (S) e Carrazeda de Ansiães (CA) projectadas na Zona Centro-Ibérica do Maciço Ibérico.

2. Área de Gouveia

2.1 Geologia

Na área de Gouveia (Fig. 3), predominam as rochas graníticas, que instruíram o Complexo Xisto-Grauváquico. Afloram o granodiorito de grão médio a grosseiro levemente porfiróide biotítico (G1) do Ordovício Inferior e predominantemente granitos variscos, que são divididos em dois grupos (NEIVA et al., 2009). O granito de grão médio a fino porfiróide moscovítico>biotítico (G2), o granito de grão médio levemente porfiróide moscovítico>biotítico (G3) e o granito de grão grosseiro a muito grosseiro porfiróide biotítico>moscovítico (G4) são tardi-D₃. O granodiorito-granito de grão grosseiro porfiróide moscovítico>biotítico (G5), o granito de grão médio a grosseiro levemente porfiróide moscovítico>biotítico (G6), o granito de grão médio moscovítico>biotítico (G7) e o granito de grão fino a médio levemente porfiróide biotítico≈moscovítico (G8) são pós-D₃. Os contactos entre granitóides são geralmente nítidos, mas o granito G5 passa gradualmente ao granito G6. Os granitos possuem geralmente xenólitos metassedimentares e raramente encraves microgranulares.

O granodiorito ordovícico produziu uma auréola de metamorfismo de contacto com corneana, enquanto os granitos variscos produziram principalmente micaxisto de metamorfismo de contacto e localmente uma zona interna de corneana (NEIVA et al., 2009).

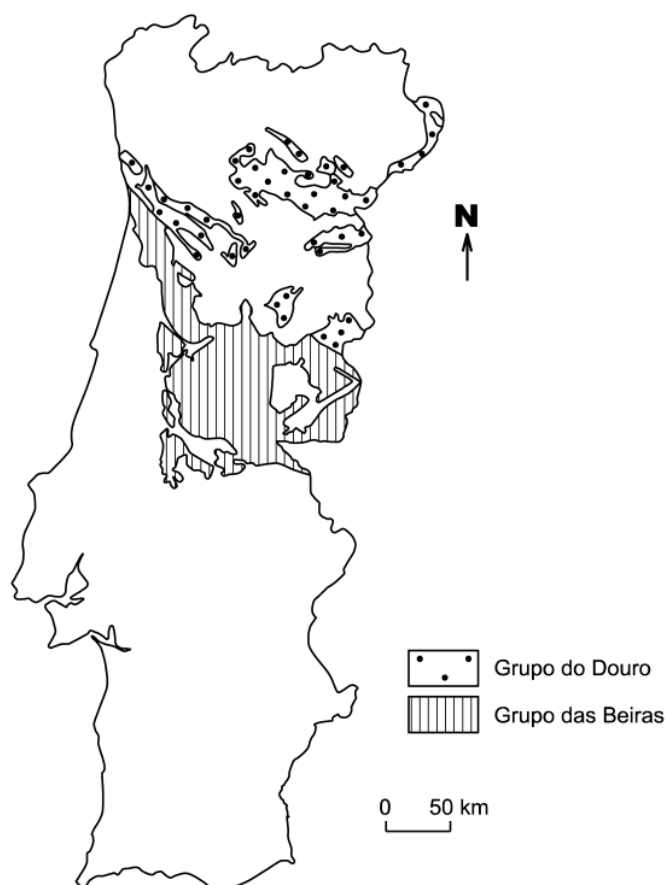


Fig. 2 – Projecção das duas unidades do Grupo Dúrico-Beirão: Grupo do Douro e Grupo das Beiras no mapa de Portugal (DIAS et al., 2006).

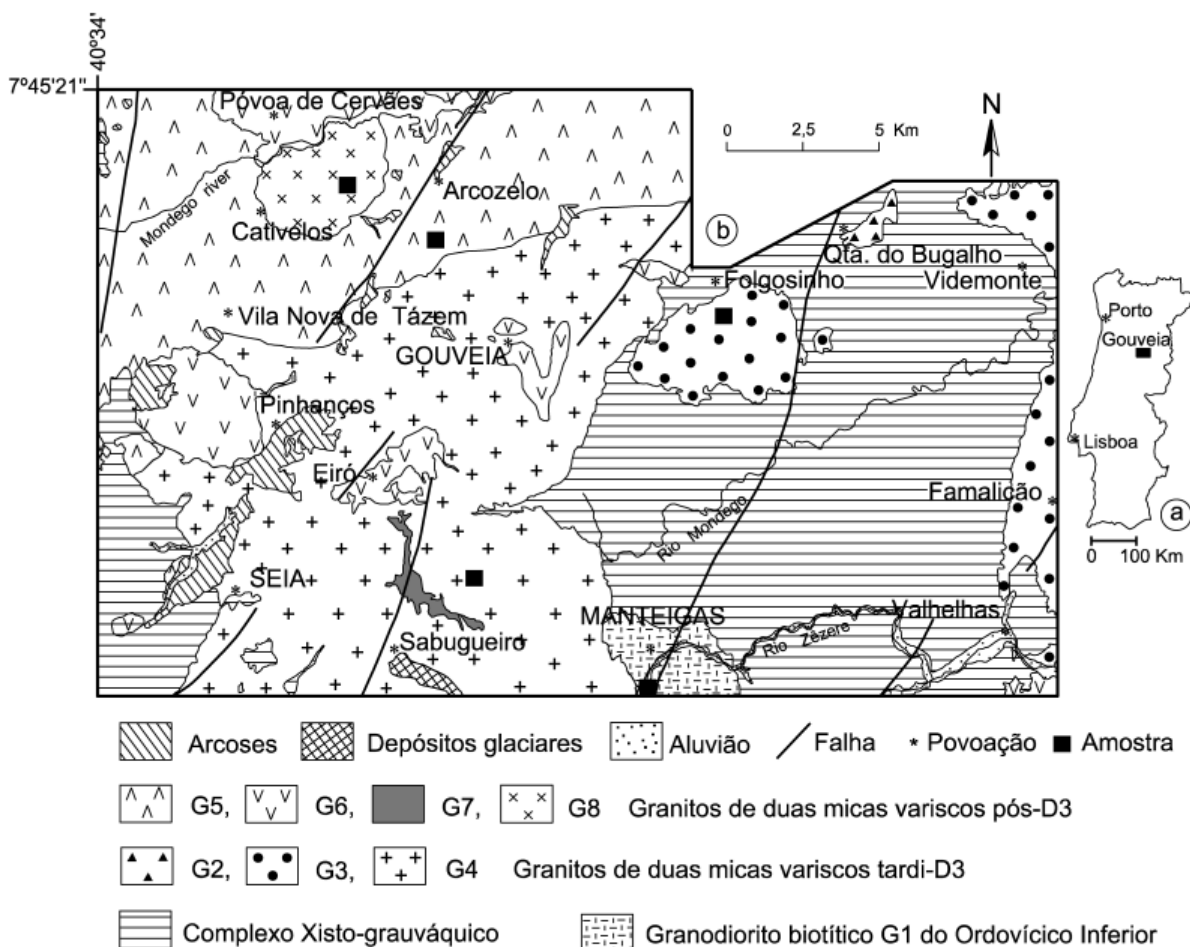


Fig. 3 – a. Projecção da área de Gouveia no mapa de Portugal. b. Mapa geológico da área de Gouveia. G1 – granodiorito de grão médio a grosseiro levemente porfiróide biotítico; G2 – granito de grão médio a fino porfiróide moscovítico>biotítico; G3 – granito de grão médio levemente porfiróide moscovítico>biotítico; G4 – granito de grão grosseiro a muito grosseiro porfiróide biotítico>moscovítico; G5 – granodiorito-granito de grão grosseiro porfiróide moscovítico>biotítico; G6 – granito de grão médio a grosseiro levemente porfiróide moscovítico>biotítico; G7 – granito de grão médio moscovítico>biotítico; G8 – granito de grão fino a médio levemente porfiróide biotítico≈moscovítico. As amostras datadas estão marcadas.

2.2 Idade e protólitos dos granitos

O zircão do granodiorito do Ordovício Inferior foi datado por SHRIMP na Universidade Nacional da Austrália em Canberra, tendo sido obtida uma idade de 481.8 ± 5.9 Ma (NEIVA et al., 2009).

Zircão (U-Pb) e monazite (U-Th-Pb) de granitos variscos seleccionados (G3, G4, G5 e G8) também foram datados por SHRIMP, na mesma Universidade. A idade do zircão ígneo do granito varisco tardi-D₃ G4 é 310.1 ± 4.3 Ma, enquanto as idades dos zircões ígneos dos granitos variscos pós-D₃ (G5 e G8) são inferiores, 297.3 ± 3.1 Ma e 302.6 ± 6.7 Ma, respectivamente (Tabela 1, NEIVA et al., 2012). Há também uma distinção entre as idades da monazite dos granitos variscos tardi-D₃ (G3 e G4) e as da monazite dos granitos variscos pós-D₃ (G5 e G8) (Tabela 1, Neiva et al., 2009).

TABELA 1
Idades (Ma) U-Pb de zircão ígneo e U-Th-Pb de monazite e idades Ar-Ar de moscovite dos granitos variscos de duas micas da área de Gouveia

	Zircão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Monazite $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	Moscovite $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$
Granitos tardi-D ₃			
G3	—	303.8 ± 3.2	—
G4	310.1 ± 4.3	301.4 ± 2.6	286.3 ± 2.7
Granitos pós-D ₃			
G5	297.3 ± 3.1	288.6 ± 2.5	286.4 ± 3.1
G8	302.6 ± 6.7	288.7 ± 2.6	—

Zircão e monazite datados por SHRIMP (NEIVA et al., 2009; 2012).

As idades da monazite dos granitos tardi-D₃ (G3 e G4) são semelhantes (Tabela 1), mas G4 é geologicamente mais jovem do que G3, pois possui raros encraves de G3. Portanto, a monazite de G3 terá recristalizado. A idade da monazite de G4 (301.4 ± 2.6 Ma) é menor do que a idade do zircão ígneo (310.1 ± 4.3 Ma) do mesmo granito, mas idêntica à do zircão do granito pós-D₃ G5 que o rodeia (Tabela 1; Fig. 3). Consequentemente, ou a monazite de G4 recristalizou ou uma nova monazite cristalizou em G4, devido à intrusão dos granitos pós-D₃ (G5, G6 e G7), que rodeiam ou instruíram G4 (Fig. 3), e cuja implantação foi contemporânea do evento tectónico Astúrico do Carbónico (NEIVA et al., 2012).

As idades do zircão ígneo dos granitos pós-D₃ (G5 e G8) são semelhantes, considerando o erro analítico (Tabela 1). As idades da monazite destes granitos também são semelhantes, mas cerca de 10 Ma menor do que a do zircão ígneo destes granitos. Logo, a monazite terá (re)cristalizado devido a um aquecimento regional e aumento da mobilização de fluidos como indicado pela presença de filões de aplito, pegmatito e quartzo que intruíram estes granitos durante os movimentos variscos Saálicos (NEIVA et al., 2012).

As moscovites de um granito tardi-D₃ (G4) e outro pós-D₃ (G5) foram datadas pelo método $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ para determinar quando é que a área arrefeceu abaixo de ~350 ± 50 °C, que é a temperatura de fecho da moscovite para o sistema $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ (HAMMES e BOWRING, 1994). As idades obtidas são semelhantes (Tabela 1), o que indica que a área de Gouveia foi aquecida acima de 350°C durante a intrusão dos granitos pós-D₃ e os movimentos Astúricos e Saálicos causaram perda de gás, tendo havido arrefecimento posterior muito rápido (NEIVA et al., 2012).

A idade $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ da moscovite do granito tardi-D₃ G4 (286.3 ± 2.7 Ma) é menor do que a idade do zircão ígneo deste granito (310.1 ± 4.3 Ma) e a idade de (re)cristalização da monazite (301.4 ± 2.6 Ma) (Tabela 1), devido a perda de Ar. A idade $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ da moscovite do granito pós-D₃ (286.4 ± 3.1 Ma) é semelhante à idade da monazite (re)cristalizada deste granito (288.6 ± 2.5 Ma), mas menor do que a idade do zircão ígneo (297.3 ± 3.1 Ma) (Tabela 1). Portanto, a idade da moscovite é de arrefecimento depois da intrusão (NEIVA et al., 2012).

A idade mais abundante do zircão herdado é do Neoproterozóico (Tabela 2) e idêntica nos granitos G3, G4 e G8, sugerindo que os protólitos metassedimentares destes granitos foram semelhantes ou tiveram origens semelhantes. Foram também encontrados raros zircões herdados do Câmbrico e Paleoproterozóico e do Carbónico, Devónico e Ordovícico (Tabela 2), estes de idade semelhante à do zircão dos grauvaques e conglomerados sinorogénicos da parte NW do Maciço Ibérico (e.g.

MARTÍNEZ CATALÁN et al., 2008). Contudo, os granitos Ordovícicos (ANTUNES et al., 2009; NEIVA et al., 2009) também poderão ter contribuído. A ausência generalizada de idades do Mesoproterozóico (NEIVA et al., 2012) sugere que a potencial fonte destes zircões detríticos terá sido a Gondwana, mais especificamente do Cratão do Oeste Africano e cinturões Pan-africanos que o rodeavam (KOBBER et al., 2004; PEREIRA et al., 2012).

Só foram encontradas monazites herdadas no granito G3, que são do Carbónico ~320 Ma, Silúrio ~420 Ma e Ordovícico ~446 Ma (NEIVA et al., 2009).

TABELA 2
Idades de zircões herdados dos granitos variscos G3, G4 e G8 da área de Gouveia

	Neoproterozóico	Carbónico	Devónico	Ordovícico	Câmbrico	Paleoproterozóico
Idades	~809 a ~550 Ma	~341 e ~349 Ma	~362 e ~380 Ma	~458 e ~484 Ma	~502 e ~535 Ma	~1.97 e ~2.06 Ga
Granitos	G3, G4 e G8	G3 e G4	G3 e G8	G3	G3 e G4	G3 e G8

Zircões datados por SHRIMP (NEIVA et al., 2012).

2.3 Origem dos granitos

O granodiorito G1 do Ordovícico Inferior possui biotite como o único mineral máfico, mas também tem titanite e magnetite, é fracamente peraluminoso ($A/CNK = 1.03$) e apresenta $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7036$, $\epsilon\text{Nd}_T = +2.5$, $\delta^{18}\text{O} = 8.8 \text{ ‰}$, sendo do tipo I e derivado da crosta ígnea inferior (NEIVA et al., 2009).

Os granitos variscos são peraluminosos com A/CNK variando de 1.16 a 1.34, excepto G5 com $A/CNK = 1.06$, com corundo normativo $\geq 1.22 \%$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ variando de 0.7076 a 0.7174 e $\delta^{18}\text{O}$ de 10.7 a 13.4 ‰, sendo do tipo S. A maioria são estaníferos com teores de Sn de 16 a 40 ppm. Correspondem a pulsações independentes de magma granítico, derivados principalmente da fusão parcial de metassedimentos heterogéneos (metapelitos e metagrauvaques) da crosta média. Contudo, os granitos G5 e G6 definem uma série, confirmada por uma isócrona Rb-Sr de rocha total que dá a idade de 294 ± 3 Ma e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70768 \pm 0.00078$. Esta série foi também confirmada pela modelização de elementos maiores e menores dos granitos (NEIVA et al., 2009).

3. Área do Sabugal

3.1 Geologia

Na área de Sabugal, os granitos intruíram os metassedimentos do grupo das Beiras do Complexo Xisto-Grauváquico (Fig. 4) e produziram micaxistos e corneanas nas auréolas de metamorfismo de contacto. Nesta área distinguiram-se seis granitos variscos (NEIVA et al., 2011), mas neste estudo serão apenas considerados quatro desses granitos (Fig. 4). O granito de grão médio porfiróide biotítico>moscovítico (G1) é sin- a tardi-D₃, enquanto o granito de grão médio levemente porfiróide biotítico≈moscovítico (G4) é tardi-D₃ e o granito de grão fino a médio porfiróide biotítico>moscovítico (G5) e o granito de grão grosseiro porfiróide biotítico>moscovítico (G6) são tardi- a pós-D₃. O granito G5 passa gradualmente ao granito G6. Os granitos G1 e G5 têm encraves microgranulares e todos têm xenólitos metassedimentares e encraves sobremicáceos.

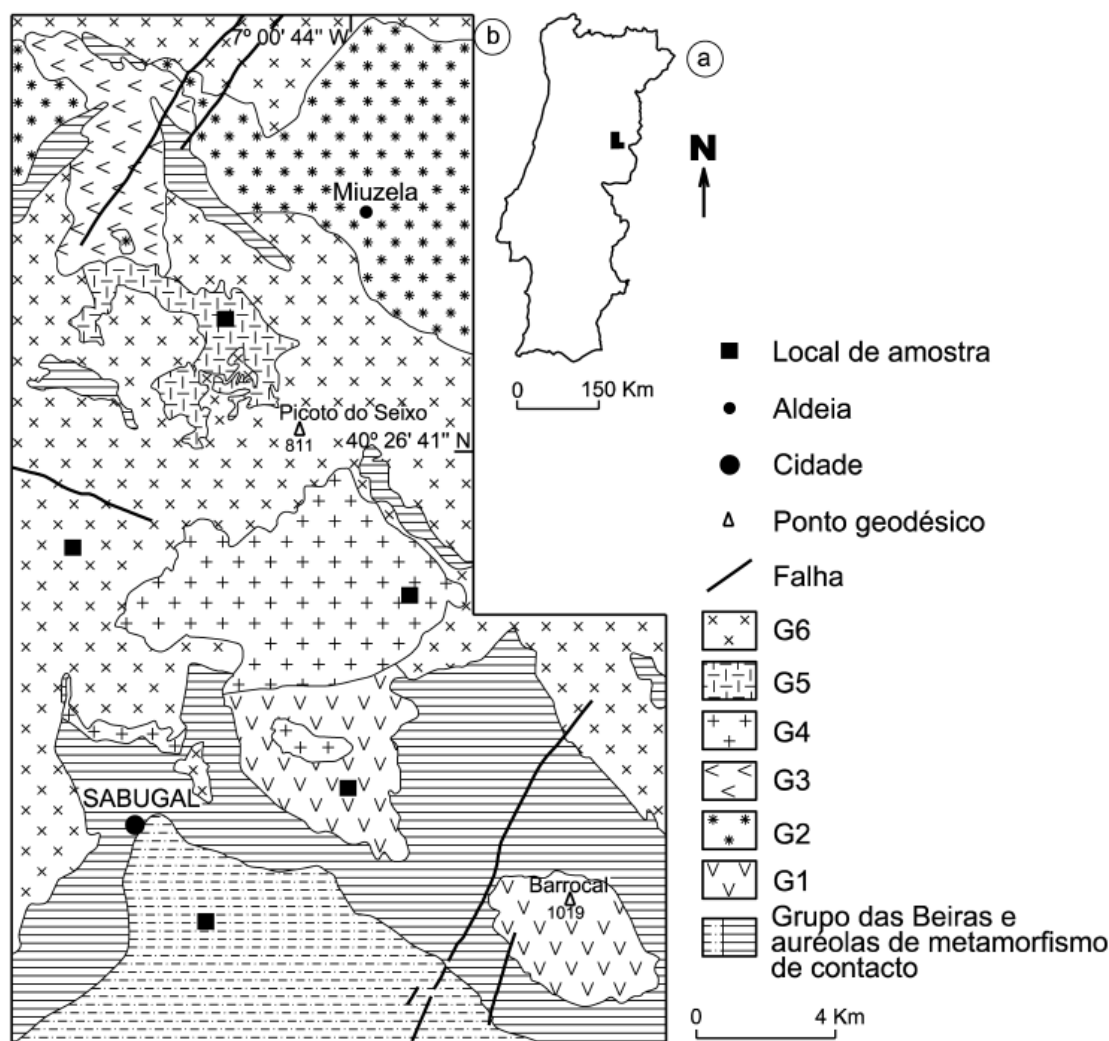


Fig. 4 – a. Projecção da área de Sabugal no mapa de Portugal. b. Mapa geológico simplificado da área de Sabugal. G1 – granito de grão médio porfiróide biotítico>moscovítico; G2 – granito de grão muito grosseiro porfiróide biotítico>moscovítico; G3 – granito de grão médio moscovítico>biotítico; G4 – granito de grão médio levemente porfiróide biotítico≈moscovítico; G5 – granito de grão fino a médio porfiróide biotítico>moscovítico; G6 – granito de grão grosseiro porfiróide biotítico>moscovítico. As amostras datadas estão marcadas.

3.2. Idade e protólitos dos granitos

Foram datados zircões e monazites dos granitos G1, G4, G5 e G6 por ID-TIMS e também zircões destes granitos por LAM-ICPMS na Universidade de Oslo, Noruega (NEIVA et al., 2011; TEIXEIRA et al., 2011). Também foram obtidas as idades dos zircões detríticos de um metagrauwaque do Grupo das Beiras e feitas análises Lu-Hf dos zircões deste metagrauwaque e dos zircões ígneos dos granitos acima citados e dos zircões herdados do granito G5 por LAM-ICPMS na mesma Universidade (TEIXEIRA et al., 2011).

Todos os granitos têm idades variscas (~309 Ma para G1 a ~300 Ma, para G5; Tabela 3). As idades de zircão ígneo obtidas por ID-TIMS são iguais, dentro do erro analítico, às idades da monazite e são mais precisas e consideravelmente inferiores às obtidas por LAM-ICPMS. Num magma granítico há diferentes impulsos com idades distintas. Deste modo, as idades obtidas por ID-TIMS deverão corresponder à idade da fase final de implantação.

TABELA 3

Idades (Ma) de zircão e monazite ígneos obtidas por ID-TIMS e de zircão ígneo determinadas por LAM-ICPMS de granitos variscos da área de Sabugal

Granitos	ID-TIMS		LAM-ICPMS
	Monazite	Zircão	Zircão
Sin- a tardi-D3			
G1	308.5 ± 2.5	309.2 ± 1.8*	318 ± 6
Tardi-D3			
G4	303.1 ± 0.5	302.9 ± 0.7*	336 ± 16
Tardi- a pós-D3			
G5	299.8 ± 0.6*	293 ± 5	311 ± 4
G6	299.1 ± 1.3	301.1 ± 2.2*	314 ± 4

Idades ID-TIMS (NEIVA et al., 2011). Idades LAM-ICPMS (TEIXEIRA et al., 2011)

* - idade considerada melhor.

Os núcleos de zircão herdados do granito G5 tardi- a pós-D₃, datados por LAM-ICPMS são do Neoproterozóico (556 a 850 Ma). Os zircões detríticos do metagrauvaque do Grupo das Beiras, datados pelo mesmo método, mostram domínio do Neoproterozóico, especialmente do Criogeniano (636-810 Ma), mas também do Toniano (921-995 Ma e 864-982 Ma). Contudo, há alguns zircões detríticos no metagrauvaque com idades Mesoproterozóicas (1012-1142 Ma), Paleoproterozóicas (1732-2470 Ma) e Neoarcaicas (2544-2681 Ma), que não se sobrepõem às idades dos núcleos herdados de zircão do granito G5. A idade máxima de deposição dada pelos zircões detríticos do metagrauvaque é de 577 ± 12 Ma. Para além disso, os zircões ígneos do granito G5 têm em média $\epsilon\text{Hf}_{300} = -1$, enquanto os zircões detríticos do metagrauvaque têm $\epsilon\text{Hf}_{300} = -25$. Estas evidências sugerem que o metagrauvaque não pode ter sido um protólito deste granito, o que é ainda confirmado pelos tempos de residência crustal dos zircões herdados do granito G5 (1064-1421 Ma) que só se sobrepõem aos tempos de residência crustal mais jovens dos zircões detríticos do metagrauvaque (804-1532 Ma) (TEIXEIRA et al., 2011).

3.3 Origem dos granitos

Os zircões ígneos dos granitos G1 e G4 têm intervalo negativo de ϵHf_t (Tabela 4). Além disso, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ e ϵNd_t de 0.7100 ± 0.003 e -6.2 para o granito G1 e de 0.7088 ± 0.0002 e -5.1 para o granito G4 indicam que ambos derivam da fusão parcial de material crustal (NEIVA et al., 2011). Alguns zircões ígneos de G5 e G6 têm ϵHf_t positivo e outros têm ϵHf_t negativo (Tabela 4), sugerindo mistura de um magma mantélico e um magma crustal. O granito G5 tem menores valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{300} = 0.7078 \pm 0.0005$ e maiores de $\epsilon\text{Nd}_{300} = -3.5$ (NEIVA et al., 2011) do que os metassedimentos do Grupo Dúrico Beirão $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{300} = 0.7143-0.7210$ e $\epsilon\text{Nd}_{300} = -11.3$ a -8.7 (TEIXEIRA, 2008) e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{300} = 0.7201-0.7385$ e $\epsilon\text{Nd}_{300} = -5.3$ a -3.9 (BEETSMA, 1995), mas indicando origem na crosta inferior. Os granitos sin- a tardi-D₃ e tardi-D₃ desta área serão do tipo S.

TABELA 4

Algumas características isotópicas dos zircões ígneos de alguns granitos da área de Sabugal

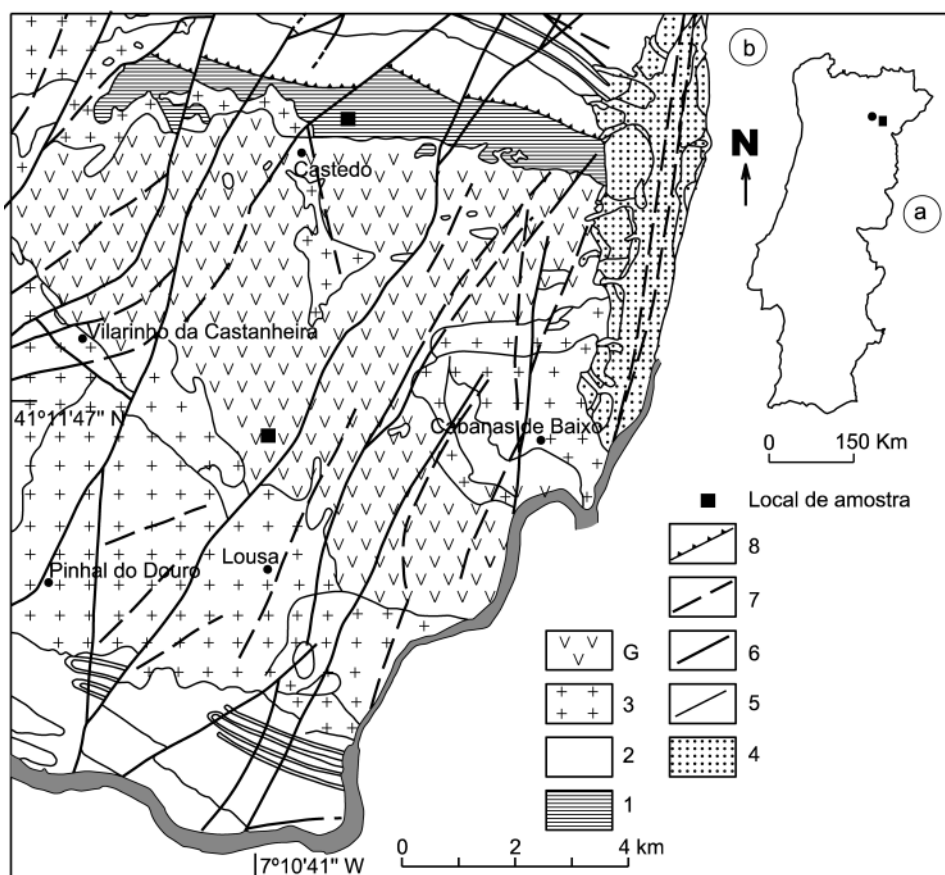
Granitos	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	ϵHf_t	Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
G1	0.28236-0.28256	-8 a -1	318 ± 6 Ma
G4	0.28240-0.28248	-6 a -3	336 ± 16 Ma
G5	0.28235-0.28275	-8 a +6	311 ± 4 Ma
G6	0.28248-0.28270	-4 a +4	314 ± 4 Ma

Obtidas por LAM-ICPMS (TEIXEIRA et al., 2011)

4. Área de Carrazeda de Ansiães

4.1 Geologia

Na região de Carrazeda de Ansiães afloram granitos variscos (Fig. 5), mas só foi seleccionado para estudo o granito de grão grosseiro a médio porfiróide biotítico≈moscovítico G que é sin-D₃ e intruiu as rochas metassedimentares do Grupo do Douro, produzindo uma auréola de metamorfismo de contacto com micaxisto e corneana. Este granito possui encraves de tonalito. Apresenta contactos nítidos com os outros granitos variscos.



4.2 Idade e protólito do granito

Foram obtidas idades de zircão e monazite ígneos do granito G por ID-TIMS e também do zircão ígneo por LAM-ICPMS. Também foram obtidas as idades dos zircões detríticos de um filito clorítico do Grupo do Douro e obtidas análises Lu-Hf dos zircões deste filito e dos zircões ígneos e herdados do granito G, usando LAM-ICPMS na Universidade de Oslo, Noruega (TEIXEIRA et al., 2011). A idade do zircão ígneo do granito G obtida por ID-TIMS U-Pb é de 320.7 ± 2.7 Ma, dada por uma discórdia, e a idade de duas fracções concordantes de monazite é de 320.5 ± 0.5 Ma, que indica a idade de cristalização (TEIXEIRA et al., 2008).

A idade U-Pb do zircão ígneo deste granito obtida por LAM-ICPMS é de 327 ± 3 Ma. Os resultados são concordantes, mas apresentam uma dispersão de alguns

milhões de anos entre a população de zircões, devido a antecristais ou núcleos herdados (TEIXEIRA et al., 2011).

As idades dos núcleos herdados de zircão do granito G datados por LAM-ICPMS são do Ordovícico Inferior (477 a 478 Ma), Neoproterozóico (576 a 893 Ma), Mesoproterozóico (1333 Ma) e Paleoproterozóico (1828 a 2056 Ma), mas predominam as idades do Neoproterozóico (TEIXEIRA et al., 2011).

Nos zircões detríticos do filito clorítico da Formação de Ervedosa do Douro predominam também idades do Neoproterozóico 561-774 Ma (Ediacariano a Criogeniano) e 921-995 Ma (Toniano), mostrando sobreposição com os núcleos herdados de zircão do granito G. O resto dos zircões detríticos têm idades Mesoproterozóica (1140-1533 Ma), Paleoproterozóica (1707-2397 Ma) e Neoarcaica (2607 Ma), mostrando sobreposição parcial com os núcleos herdados mais antigos do granito G. Portanto, o filito clorítico poderá ser um protólito do granito G. As idades U-Pb dos zircões detríticos deste filito sugerem uma idade máxima de deposição de 578 ± 6 Ma (TEIXEIRA et al., 2011). Além disso, os núcleos herdados de zircão do granito G e os zircões detríticos do filito clorítico têm idênticos valores de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, apoiando que este filito poderá ser um dos protólitos do granito G.

Há sobreposição dos tempos de residência crustal para o Hf de 1332-3083 Ma dos núcleos herdados de zircão do granito G e 1177-3484 Ma dos zircões detríticos do filito clorítico. O granito G tem idades modelo do manto empobrecido (T_{DM}) Sm-Nd de 1350-1460 Ma e de Hf do zircão ígneo de 1308-1536 Ma que estão de acordo com a idade T_{DM} de Sm-Nd do filito clorítico (1490 Ma), o que também apoiaria a possibilidade deste filito poder ser um dos protólitos envolvidos na gênese do granito G (TEIXEIRA et al., 2011).

4.3 Origem dos granitos

Os zircões ígneos do granito G têm um intervalo largo de ϵHf_t negativo (-8 a -4), indicando que o magma granítico se terá formado por fusão parcial de material crustal heterogêneo ou do magma do manto contaminado pela crosta (TEIXEIRA et al., 2011). Os valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7124 \pm 0.0007$ e $\epsilon\text{Nd}_t = -7.5$ do granito G indicam que resulta da fusão parcial de materiais metassedimentares e será um granito do tipo S (TEIXEIRA, 2008).

5. Conclusões

Na área de Gouveia, predominam granitos variscos tardi- e pós- D_3 do tipo S, cuja maioria resultou da fusão parcial de metapelitos da crosta média. Dois granitos definem uma série de cristalização fraccionada. A maioria deles são estaníferos.

A monazite dos granitos tardi- D_3 e pós- D_3 provavelmente sofreu (re)cristalização. A (re)cristalização da monazite nos granitos tardi- D_3 terá sido provocada pelo aumento da temperatura regional causado pela implantação dos granitos pós- D_3 , enquanto a (re)cristalização da monazite dos granitos pós- D_3 terá sido devida à implantação tardia de filões de aplito, pegmatito e quartzo na área.

A idade ^{39}Ar - ^{40}Ar da moscovite dos granitos tardi- e pós- D_3 é igual. A idade da moscovite do granito tardi- D_3 é menor do que as idades U-Pb do zircão e da monazite (re)cristalizada, devido a perda de argônio. A idade da moscovite do granito pós- D_3 é semelhante à idade U-Th-Pb da monazite (re)cristalizada e menor do que a do zircão. A idade desta moscovite dá a idade de arrefecimento, depois da intrusão do magma granítico.

Os granitos tardi- D_3 e pós- D_3 têm zircão herdado predominante do Neoproterozóico, indicando que os protólitos metassedimentares terão sido de origem

semelhante. A ausência de zircões herdados do Mesoproterozóico apontam a Gondwana como a fonte mais provável destes sedimentos.

Os granitos da área de Sabugal são variscos e as idades obtidas por ID-TIMS U-Pb são menores e mais precisas do que as obtidas por LAM-ICPMS, o que é atribuído ao facto de num magma granítico haver vários impulsos com idades distintas. Os zircões ígneos dos granitos sin- a tardi-D₃ e tardi-D₃ têm ϵHf_t negativo, indicando que são granitos do tipo S, o que é apoiado pelos valores $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ e ϵNd_t destes granitos. Alguns zircões ígneos dos dois granitos tardi- a pós-D₃ têm ϵHf_t negativo, mas outros têm ϵHf_t positivo, sugerindo envolvimento de magma crustal, mas também de magma mantélico. Contudo, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ e ϵNd_t destes granitos indicam origem maioritariamente por fusão parcial de materiais metassedimentares crustais, pelo que o magma mantélico terá sido provavelmente apenas um contaminante.

Embora os zircões herdados de um granito tardi- a pós-D₃ e os zircões detríticos do metagrauvaque da área de Sabugal (Grupo das Beiras) sejam predominantemente do Neoproterozóico, há um número significativo de zircões detríticos de idade distinta da dos zircões herdados do granito. Além disso, os zircões herdados do granito e os zircões do metagrauvaque têm distintos valores de ϵHf_t . Portanto, o metagrauvaque não pode ter sido um protólito do granito.

O granito estudado da área de Carrazeda de Ansiães é varisco e tem 320.5 ± 0.5 Ma, datado por ID-TIMS U-Pb, mas a idade LAM-ICPMS é de 327 ± 3 Ma, devido à ocorrência de antecristais ou núcleos herdados. Os valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ e ϵNd_t do granito indicam que é do tipo S, tendo resultado da fusão parcial de materiais metassedimentares. Os valores negativos de ϵHf_t de -8 a -4 apoiam esta hipótese, mas indicam que o material crustal terá sido heterogéneo.

Na área de Carrazeda de Ansiães, os zircões detríticos do filito clorítico (Grupo do Douro) têm idade U-Pb e valores ϵHf_t idênticos aos dos zircões herdados do granito estudado, sugerindo que este filito foi um protólito do granito. Contudo, os zircões ígneos do granito necessitam de menor valor médio de ϵHf_t do que o indicado pelos zircões detríticos do filito, sugerindo que o filito foi apenas contaminante do magma.

As idades U-Pb de zircões detríticos mostram que a idade máxima de deposição do metagrauvaque do Grupo das Beiras (577 Ma) e do filito clorítico do Grupo do Douro (578 Ma) é a mesma.

Agradecimentos:

Este trabalho foi financiado pelo Estado Português através da FCT – Fundação para a Ciência e a Tecnologia no âmbito do projeto PEst-OE/CTE/UI0073/2011 do Centro de Geociências.

BIBLIOGRAFIA

- ANTUNES, I. M. H. R., NEIVA, A. M. R., SILVA, M. M. V. G. and CORFU, F. (2009) – «The genesis of I- and S-type granitoid rocks of the Early Ordovician Oledo pluton, Central Iberian Zone (central Portugal)». *Lithos*, 111, pp. 168-185.
- BEETSMA, J. J. (1995) – «A late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal». Tese de doutoramento não publicada, Vrije Universiteit Amsterdam, 223 pp.
- CORFU, F., HANCHAR, J. M., HOSKIN, P. W. O. and KINNY, P. (2003). «Atlas of Zircon Textures». In Hanchar, J. M., and Hoskin, P. W. O. (editores). Mineralogical Society of America and Geochemical Society. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, pp. 469-500.
- DAVIS, D. W., WILLIAMS, I. S. and KROGH, T. E. (2003). «Historical development of zircon geochronology». In Hanchar, J. M., and Hoskin, P. W. O. (editores). Mineralogical Society of America and Geochemical Society. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, pp. 145-181.
- DIAS, R., COKE, C. e RIBEIRO, A. (2006) – «Da deformação na Serra do Marão ao zonamento do autóctone da Zona Centro-Ibérica». In Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kulberg, J. (editores). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Universidade de Évora, Évora, pp. 35-61.
- HAMMES, W. E. and BOWRING, S. A. (1994) – «An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite». *Earth and Planetary Science Letters*, 124, pp. 161-167.
- HAWKESWORTH, C. J. and KEMP, A. I. S. (2006) – «Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution». *Chemical Geology*, 226, pp. 144-162.
- KOBER, B., KALT, A., HANEL, M. and PIDGEON, R. T. (2004). «SHRIMP dating of zircons from high-grade metasediments of the Schwarzwald/SW-Germany and implications for the evolution of the Moldanubian basement». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147, pp. 330-345.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., MEIRELES, C., GONZÁLEZ CLAVIJO, E., BELOUSOVA, E. and SAEED, A. (2008) – «U-Pb detrital zircon ages in synorogenic deposits of the NW Iberian Massif (Variscan belt): interplay of Devonian-Carboniferous sedimentation and thrust tectonics». *Journal of Geological Society of London*, 165, pp. 687-698.
- MILLER, J. S., MATZEL, J. E. P., MILLER, C. F., BURGESS, S. D. and MILLER R. B. (2007) – «Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons». *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167, pp. 282-299.
- NEIVA, A. M. R., SILVA, P. B., CORFU, F. and RAMOS, J. M. F. (2011) – «Sequential melting and fractional crystallization: granites from Guarda-Sabugal area, central Portugal». *Chemie der Erde*, 71, pp. 227-245.
- NEIVA, A. M. R., WILLIAMS, I. S., RAMOS, J. M. F., GOMES, M. E. P., SILVA, M. M. V. G. and ANTUNES, I. M. H. R. (2009) – «Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of Early Ordovician granodiorite and Variscan two-mica granites from the Gouveia area, central Portugal». *Lithos*, 111, pp. 186-202.
- NEIVA, A. M. R., WILLIAMS, I. S., LIMA, S. M. and TEIXEIRA, R. J. S. (2012) – «U-Pb and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ data constraining the ages of the source, emplacement and recrystallization/cooling events from late- to post- D_3 Variscan granites of the Gouveia area, central Portugal». *Lithos*, 153, pp. 72-83.
- OLIVEIRA, J., PEREIRA, E., PIÇARRA, J., YOUNG, T. e ROMANO, M. (1992) – «O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica». In Gutiérrez Marco, J. C., Saavedra, J., Rábano, I. (editores). *Paleozóico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, Badajoz, pp. 359-375.
- PEREIRA, M. F., SOLÁ, A. R., CHICHORRO, M., LOPES, L., GERDES, A. and SILVA, J. B. (2012). North-Gondwana assembly, break-up and paleogeography: U-Pb isotope evidence from detrital and igneous zircons of the Ediacaran and Cambrian rocks of SW Iberia. *Gondwana Research*, 22, pp. 866-881.
- TEIXEIRA, R. J. S. (2008) – «Mineralogia, petrologia e geoquímica dos granitos e seus enclaves da região de Carrazeda de Ansiães». Tese de doutoramento não publicada, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 430 pp.
- TEIXEIRA, R. J. S., NEIVA, A. M. R., SILVA, P. B., GOMES, M. E. P., ANDERSEN, T. and RAMOS, J. M. F. (2011) – «Combined U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope systematics by LAM-ICPMS of zircons from granites and metasedimentary rocks of Carrazeda de Ansiães and Sabugal areas, Portugal, to constrain granite sources». *Lithos*, 125, pp. 321-334.