

Contribuição para o estudo da mineralogia do plutonito de Vila Nova, Centro de Portugal: micas

Maria Manuela V. G. Silva¹ & Ana Isabel M. Reis^{1,2}

¹Universidade de Coimbra, CITEUC - Centro de Investigação da Terra e do Espaço da Universidade de Coimbra, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Departamento de Ciências da Terra, Polo II, Rua Sívio Lima, P-3030 790 Coimbra, Portugal. E-mail: mmvsilva@ci.uc.pt

²IPMA - Instituto Português do Mar e da Atmosfera, Av. 5 de outubro, P-8700 305 Olhão, Portugal. E-mail: ana.isabel.reis@ipma.pt

Resumo: O plutonito granítico de Vila Nova, de $542 \pm 0,8$ Ma, aflora na região centro de Portugal, possui grão médio, duas micas, é peraluminoso, contém grande quantidade de encraves sobremicáceos, na maioria milimétricos, mas alguns maiores e que possuem andaluzite, silimanite e Zn-hercinite. O plutão provocou auréola de corneanas. Apresenta-se afectado por intensa deformação dúctil e frágil e muito meteorizado. As micas do granitoide e dos encraves são classificadas como micas da série da biotite e como moscovites. As micas da série da biotite dos encraves possuem mais Fe^{3+} , Fe^{2+} , Li, M, Rb, Cl e OH e menos SiO_2 , Al_2O_3 , ^{VI}Al , K, I, F e X_{Mg} do as do granitoide, mas a moscovite possui composição semelhante. As biotites são relíquias metastáveis, tendo cristalizado a pressões características da crosta média. Os encraves são restitos do protólito que originou o magma granitoide e equilibram-se a temperaturas da ordem de 700-760 °C. As moscovites são primárias/magmáticas e secundárias, sendo as primárias significativamente mais ricas em paragonite, ^{VI}Al , IAl , Na e mais pobres em celadonite, Fe, Mg e M. A presença de B, F, Rb, Li, Cs no magma permitiu a cristalização da moscovite magmática. A moscovite secundária mais rica em Si (apfu) e componentes octaédricos cristalizou mais tardiamente, mas a pressão mais elevada, durante a deformação dúctil varisca, que afetou o granitoide.

Palavras-chave: Biotite, Geoquímica, Granitoide, Mineralogia, Moscovite.

Abstract: *The granitic pluton of Vila Nova, of 542 ± 0.8 Ma, outcrops in the central region of Portugal, has medium grain, two micas, is peraluminous, contains a large number of surmicaceous enclaves, mostly millimetric, but some larger with andalusite, silimanite and Zn-hercinite. The intrusion caused an aureole of hornfels. The pluton is affected by ductile and fragile deformation and is highly weathered. The micas in the granitoid and in the enclaves*

are classified as biotite series micas and muscovites. The micas of the biotite series of the enclaves have more Fe^{3+} , Fe^{2+} , Li, M, Rb, Cl and OH and less SiO_2 , Al_2O_3 , ^{VI}Al , K, I, F and XMg than those of the granitoid, but the muscovite has a similar composition. Biotites are metastable relics, having crystallized at pressures characteristic of the middle crust. The surmicaceous enclaves are restites of the protolith that originated the granitoid magma and were re-equilibrated at temperatures about 700-760 °C. Muscovites are primary /magmatic and secondary, the primary ones being significantly richer in paragonite, ^{VI}Al , ^{IV}Al , Na and poorer in celadonite, Fe, Mg and M. The presence and B, F, Rb, Li, Cs in the magma allowed crystallization of magmatic muscovite. Secondary muscovite richer in Si (apfu) and octahedral components crystallized later, but at higher pressure, during ductile Variscan deformation.

Keywords: Biotite, Geochimistry, Granitoid, Mineralogy, Muscovite.

Introdução

O plutonito de Vila Nova fica localizado na encosta oeste da Serra da Lousã, no centro de Portugal. É constituído por um granitoide de grão médio, de duas micas, que se apresenta deformado por corredores de cisalhamento e inúmeras falhas apresentando-se muito meteorizado. O plutonito foi um dos componentes da geologia da região da Lousã escolhidos por Marques (2008), para o desenvolvimento de aplicações didáticas da Geologia e foi também estudado por Reis (2010), que procedeu à sua datação radiométrica pelo método do U-Pb.

Uma característica deste granitoide é a existência de inúmeros encraves sobremicáceos de pequena dimensão, dispersos por todo o granitoide e constituídos essencialmente por micas, se bem que em alguns foi possível observar andaluzite e também silimanite e hercinite, indicadores de alto grau metamórfico. As micas ocorrem no granitoide e em todos estes encraves e são o objeto deste estudo.

As micas são filossilicatos de fórmula geral $I M_{2-3} \square_{1-0} T_4 O_{10} A_2$ onde I , o plano dos catiões intercamada contém K, Na, Ca, Cs, Rb, Ba, NH_4 ; os catiões M de coordenação octaédrica são Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg, Mn, Al, Ti, Li, Zn, Cr, V; os catiões da camada tetraédrica, T , são Si, Al, Fe^{3+} , B, Be; os aniões, A , são OH, F, Cl, O, S e \square representa uma lacuna (Reider et al. 1998). As micas dividem-se em tri e di-octaédricas de acordo com o número de catiões que ocupam os sites octaédricos, sendo que as dioctaédricas apresentam valores de M inferiores a 2,5 (Rieder et al., 1998).

As composições das micas têm sido usadas para definir a tipologia dos magmas e dos granitoides deles derivados, a sua petrogénese, os seus processos evolutivos, as mineralizações associadas e os processos pós magmáticos que afetam estas rochas (Miller et al., 1981; Nachit et al., 1985, 2005; Abdel-Rahman, 1994; Neiva et al., 2002; Karimpour et al., 2011). Além disso, fornecem também indicações termobarométricas (Henry et al., 2005; Uchida et al., 2007; Dong et al., 2014). Sendo os encraves sobremicáceos abundantes no granitoide de Vila Nova, neste trabalho fez-se um estudo das micas destes encraves e do granitoide hospedeiro a fim de esclarecer quais as diferenças na sua geoquímica e aprofundar a caracterização da mineralogia desde corpo ígneo, determinando condições PT de cristalização.

deformação macroscópica (Fig. 2b). Nas zonas afetadas por falhas o granito apresenta uma cataclase intensa.

O granitoide de Vila Nova possui ocelos de quartzo, que podem atingir 4 cm (Fig. 2e,g), que devem corresponder a locais de baixa pressão durante a deformação, que permitiu a recristalização do quartzo. Nas zonas de meteorização mais intensa são bem distintos em afloramento (Fig. 2e).



Figura 2 - Aspectos de afloramento do plutonito de Vila Nova. a. Aspecto geral do granitoide. b. *Boudin* de granito menos meteorizado. c. *Boudins* no interior de areia granítica; a caderneta de campo (livro azul) mede 16x11 cm. d. Zona de cisalhamento N-S, vertical. e. Ocelo de quartzo. f. Aspecto do granitoide rico em encraves sobremicáceos e com filonete de quartzo (seta) - notar a oxidação do exterior. g. Ocelo de quartzo (seta negra), encrave microgranular (seta aberta). h. Encrave sobremicáceo de maiores dimensões, cortado por filonete de quartzo. i. Encrave sobremicáceo parcialmente digerido (seta). j. Aspecto do granito menos meteorizado.

Dispersos por todo o granitoide ocorrem encraves sobremicáceos, de dimensão milimétrica (Fig. 2b,f-j), sendo na maioria constituídos por moscovite+clorite+biotite+minerais opacos, mas nalguns

identificou-se também andaluzite, silimanite e hercinite. Os de maiores dimensões mostram-se parcialmente digeridos (Fig. 2i). Existem também raros e pequenos (1x2 cm) xenólitos de corneana.

Amostragem e análise

A amostragem esteve condicionada pelo facto de o granitoide apresentar um estado de meteorização muito intenso. As amostras foram colhidas em taludes de estradas onde o granito se mostrava menos meteorizado, por vezes com o auxílio de carreadora, pois mesmo nas zonas onde o granito se apresenta compacto a oxidação pode penetrar no seu interior, como se pode ver na figura 2f-j. Depois de colhidas, no laboratório, fez-se ainda uma limpeza às amostras para retirar as porções oxidadas, com serra diamantada. Obtiveram-se esquirolas para a execução de lâminas delgadas, onde se realizaram os estudos petrográficos e lâminas delgadas polidas para serem analisadas por microsonda eletrónica.

As análises químicas dos minerais foram obtidas com as microsondas eletrónicas modelos CAMECA SX-100, do Departamento de Geologia da Universidade de Oviedo e JEOL FXA - 8500F do LNEG, S. Mamede de Infesta, nas lâminas delgadas polidas após metalização com fio de grafite. Os resultados obtidos nos dois laboratórios são semelhantes dentro do erro analítico. Em ambos os laboratórios os dados são corrigidos automaticamente pelo método ZAF após as contagens e calibrados em função dos vários padrões. A precisão dos dados é geralmente melhor que 2% e o limite de deteção é variável em função do elemento e do mineral que o contém, sendo geralmente superior a 200 ppm.

Características petrográficas das micas do plutonito de Vila Nova

O granitoide que constitui o plutonito possui heterogeneidade na cor, grão médio, textura granular e proporções de minerais principais muito variáveis, sendo classificado como tonalito-granodiorito-granito (Reis, 2008), com proporções variáveis de micas. É constituído por quartzo, microclina perítica, albite-oligoclase, biotite, moscovite, apatite, zircão, monazite, pirite, pirrotite, ilmenite, magnetite, escorlite e contém ainda como minerais secundários a clorite com titanite e rútilo associados, moscovite secundária e limonite. A cloritização pode ser muito intensa e nalgumas amostras toda a biotite foi substituída por clorite. Por vezes os minerais apresentam-se deformados, mas esta deformação não é penetrativa. Nalgumas amostras observam-se microfraturas preenchidas por quartzo de grão muito fino, bandas e lamelas de deformação no quartzo, e lamelas de deformação no feldspato (Marques & Silva, 2006).

A biotite do granitoide ocorre na maioria como cristais subédricos e anédricos, de tamanho semelhante ao dos principais minerais (Fig. 3a-d), mas existem euédricos, de mais pequena dimensão (Fig. 3e). O pleocroísmo nos cristais menos cloritizados varia de β -castanho avermelhado a α -amarelo claro. Inclui apatite, zircão e monazite e minerais opacos. Por vezes ocorre intercrescida com moscovite

(Fig. 3c), frequentemente está cloritizada e esta alteração foi acompanhada da exsolução de rútilo (Fig. 3c,d,f) e formação de titanite. Por vezes apresenta-se deformada, com clivagens curvas (Fig. 3f) e com *kinks* (Fig.4g). Biotite não cloritizada foi encontrada incluída no quartzo e na microclina. Por vezes a biotite é substituída por escorlite (Fig. 3l).

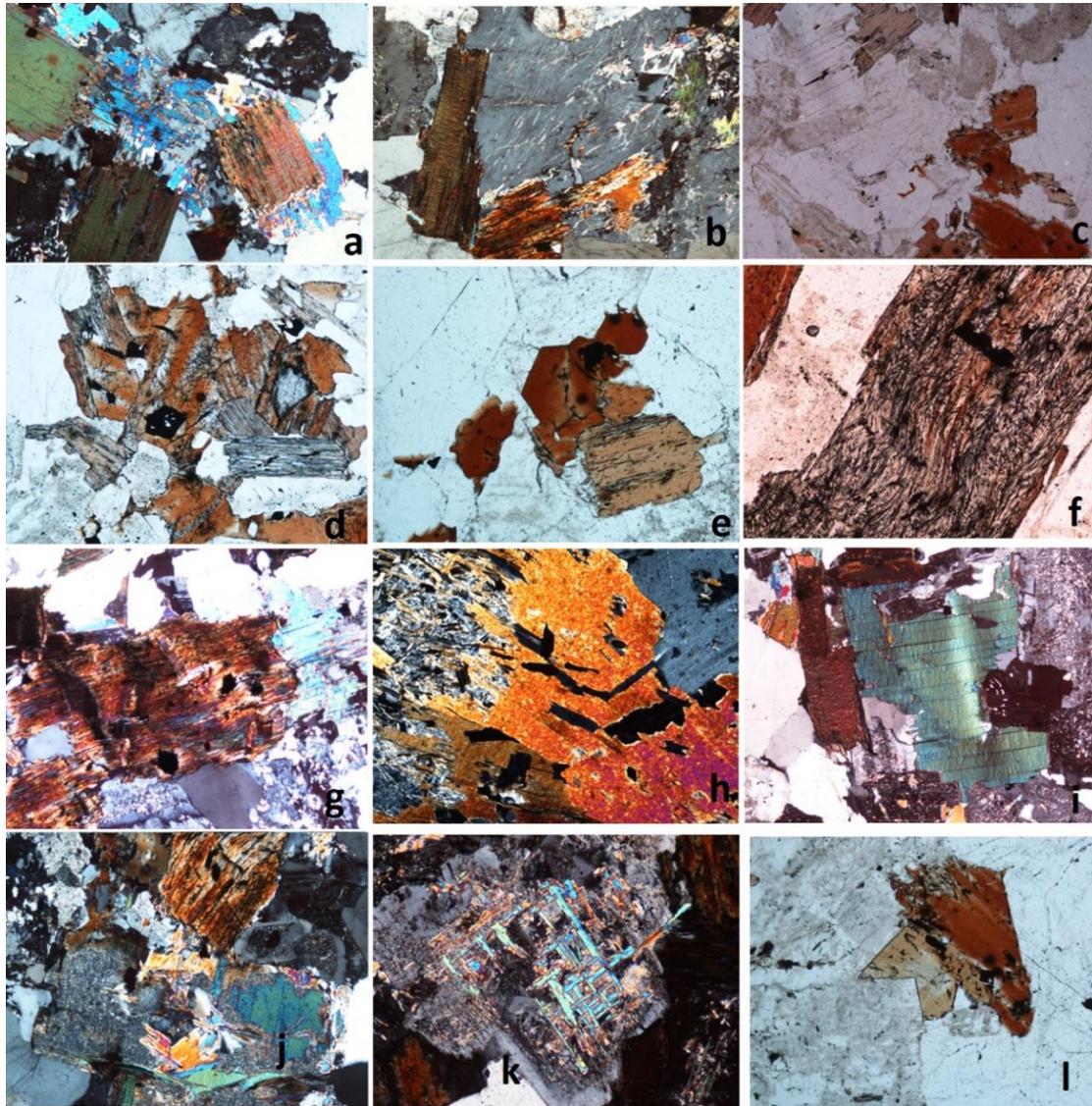


Figura 3 - Aspectos texturais dos granitoide de Vila Nova. a. Biotite subédrica a originar moscovite + quartzo. b. Biotite subédrica, parcialmente incluída em feldspato potássico micropertítico. c. Biotite e moscovite intercrescidas e biotite com exsolução de rútilo nos bordos e nas clivagens. d. Biotite quase totalmente transformada em clorite com a exsolução de agulhas de rútilo. e. Biotite euédrica. f. Biotite cloritizada, com agulhas de rútilo e clivagens curvas. g. Biotite deformada por *kinks* e a ser substituída por moscovite. h. Moscovite subédrica a ser recristalizada nos bordos para farripas de moscovite secundária. i. Moscovite subédrica com extinção ondulante. j. Massa de moscovite de grão muito fino com birrefringência baixa, relíquia da moscovite subédrica? e moscovite em farripas no bordo da massa e no seu centro, com arranjo radial. k. Moscovite da alteração da plagioclase. l. Escorlite a substituir a biotite. A base das microfotografias mede 875 μm em f e mede 2,15 mm em todas as outras microfotografias; a, b, g-k em XPL; c-f, l em PPL.

A moscovite ocorre sob forma cristais subédricos, de tamanho semelhante ao dos outros minerais principais e com contactos bruscos (Fig. 3h,i), apresentando as características texturais definidas para a moscovite primária por Miller et al. (1981) e Speer (1984). Esta moscovite apresenta-se muitas vezes deformada (Fig. 3i), outras vezes esfarrapada nos bordos para palhetas de moscovite anédrica e de grão mais fino (Fig. 3h). A moscovite ocorre também sob a forma de agregados de grão muito fino (Fig. 3j), como resultante da biotite (Fig. 3a), da moscovite subédrica (Fig. 3h,j) ou dos feldspatos (Fig. 3k).

Os encraves sobremicáceos são constituídos essencialmente por micas e clorite (Fig.4a,b), e por vezes mostram foliação, que se apresenta encurvada (Fig. 4d,e), sendo expressa pela orientação da biotite, que não se apresenta cloritizada. Outros são constituídos por aglomerados de micas onde a moscovite forma palhetas subédricas (Fig. 4g), agregados mais ou menos radiais (Fig. 4f) ou aglomerados de grãos muito finos formando uma massa feltrosa (Fig.4c,h) e ocorre intercrescida com quartzo. Possuem além das micas, clorite, andaluzite, silimanite e Zn-hercinite de pequena dimensão (Fig. 4h,i), identificada com a microsonda eletrónica. Os xenólitos de corneanas possuem textura granoblástica, rara cordierite e silimanite.

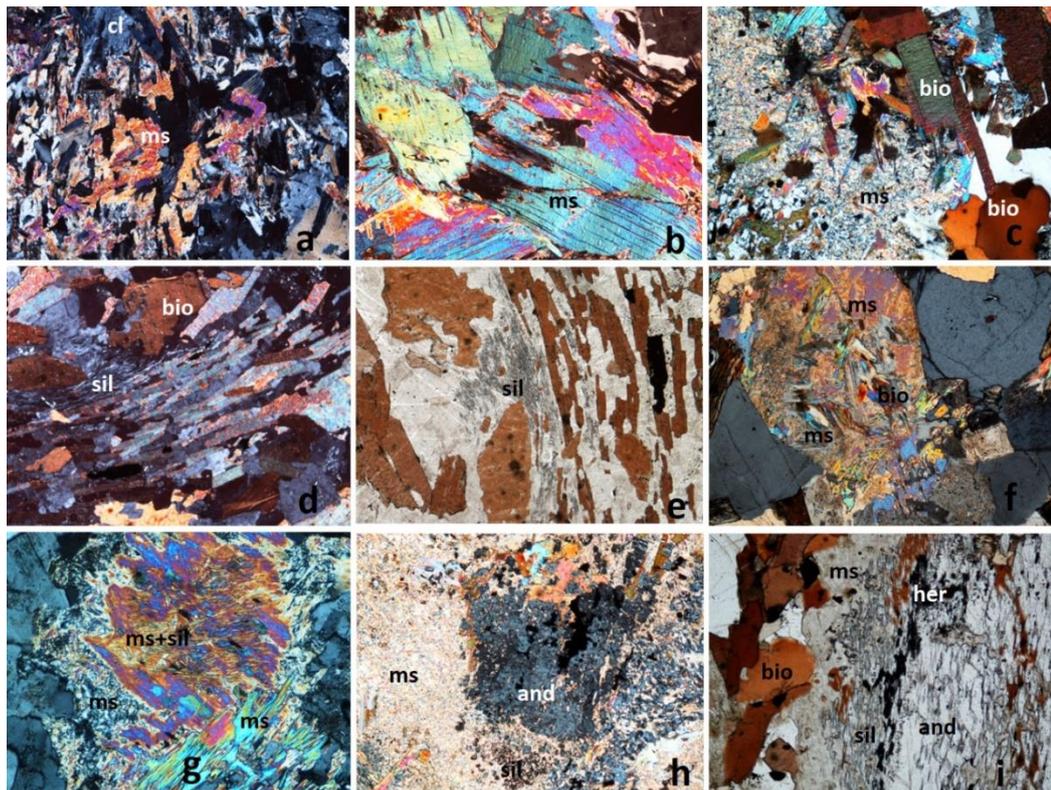


Figura 4 - Aspectos texturais dos encraves sobremicáceos do granitoide de Vila Nova. a. Encrave constituído por moscovite (ms) + clorite (cl). b. Encrave constituído por moscovite. c. Moscovite de grão muito fino a recrystalizar para moscovite mais grosseira e biotite (bio). d, e. Encraves constituídos por biotite+ feldspato+quartzo e com silimanite (sil). f. Moscovite de grão muito fino a originar biotite e moscovite radial. g. Moscovite de grão muito fino a rodear moscovite mais grosseira e silimanite. h. Moscovite de grão muito fino a originar andaluzite (and). i. Encrave com biotite+moscovite de grão muito fino+silimanite+andaluzite+hercinite (her). Base das microfotografias: 875 µm em b e 2,15 mm em todas as outras; a-d, f-h em XPL; i em PPL.

Classificação e composição química das micas do plutonito de Vila Nova

Classificação das micas do plutonito de Vila Nova

As composições químicas das micas trioctaédricas e dioctaédricas analisadas no plutonito de Vila Nova, juntamente com as correspondentes fórmulas estruturais calculadas para 11 oxigénios são apresentadas nas tabelas I e II, respetivamente. Distinguem-se as micas do granitoide e as micas dos pequenos encraves sobremicáceos. A estimativa de FeO e Fe₂O₃ foi feita de acordo com Bruijn et al. (1983) e a de H₂O e Li₂O de acordo com Tischendorf et al. (1997, 1999).

A classificação das micas verdadeiras e frágeis (sem celadonite), de acordo com Tischendorf et al. (2007), é dada na figura 5. Os princípios e métodos da classificação de Tischendorf et al. (2007) seguem as recomendações do Subcomité das Micas, da Comissão para Novos Minerais, Nomenclatura e Classificação, da Associação Mineralógica Internacional (IMA-CNMNC) (Rieder et al., 1998). Nesta classificação, as micas trioctaédricas do plutonito de Vila Nova são classificadas na sua maioria como anite, localizando-se muito poucas já no campo da siderofilite (Fig. 5), pelo que serão referidas como micas da série da biotite e as micas dioctaédricas são classificadas como moscovite.

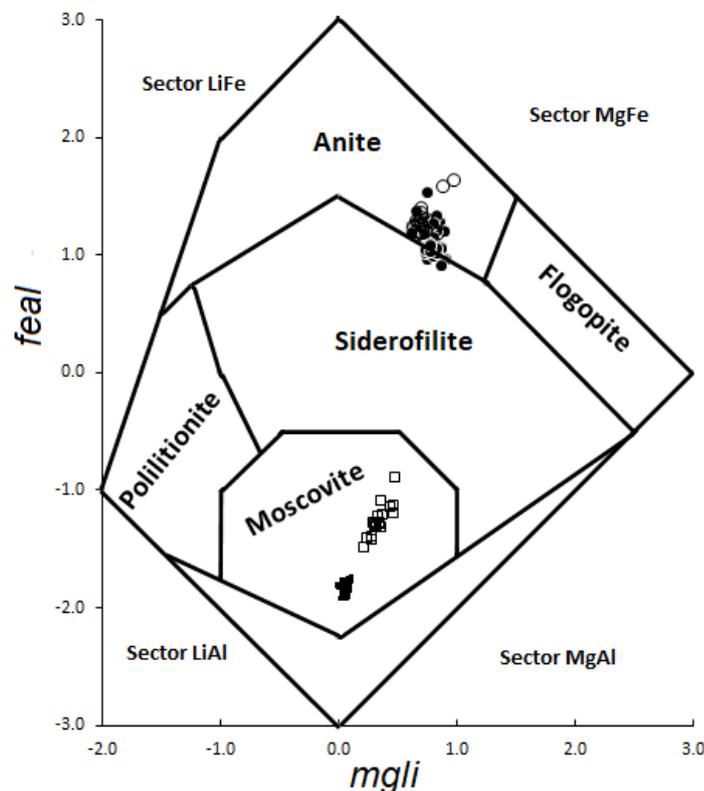


Figura 5 - Diagrama $feal$ (^{VI}Fet+Mn+Ti-^{VI}Al) versus $mgli$ (Mg-Li) de classificação das micas, de acordo com Tischendorf et al. (2007). Todos os valores em apfu (nº átomos por fórmula unitária). Símbolos: quadrados fechados - micas dioctaédricas subédricas; quadrados abertos - micas dioctaédricas anédricas de grão fino; círculos fechados - micas trioctaédricas do granitoide; círculos abertos - micas trioctaédricas dos encraves.

Tabela I - Composição química (% em peso) e fórmulas estruturais (na base de 11 oxigénios) das micas da série da biotite no granito de Vila Nova.

amostras	VN1		VN2		VN3			VN3-A			VN5	VN6
	granito		granito	enclave	granito	enclave	in. K-F.	granito	enclave	en.fibras	granito	granito
SiO ₂	34,56		34,83	33,09	34,86	34,04	34,69	34,10	34,27	32,79	34,67	35,29
TiO ₂	3,64		3,58	2,52	3,53	3,22	3,86	2,87	3,68	1,91	3,33	3,42
Al ₂ O ₃	19,25		19,14	18,73	19,60	18,85	18,65	19,18	18,73	19,08	19,36	19,65
Cr ₂ O ₃	<ld		0,04	0,05	<ld	0,05	<ld	0,04	0,07	0,02	0,05	<ld
V ₂ O ₃	<ld		0,09	0,10	<ld	0,09	<ld	0,07	0,11	0,02	0,11	<ld
Fe ₂ O ₃	0,88		0,98	3,14	0,93	1,71	1,38	1,69	1,42	2,63	1,13	0,76
FeO (*)	19,16		19,38	20,41	19,48	20,35	20,02	20,23	20,45	20,54	20,28	19,21
MnO	0,09		0,14	0,14	0,13	0,16	<ld	0,20	0,13	0,23	0,14	0,14
MgO	7,83		7,69	8,00	7,27	6,72	6,57	7,09	6,57	7,84	6,70	7,65
ZnO	0,13		0,10	0,04	0,09	0,12	<ld	0,15	0,17	0,18	0,06	0,13
NiO	<ld		0,02	0,04	<ld	0,02	<ld	0,02	0,01	<ld	0,02	<ld
CaO	0,02		0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	<ld	0,02	0,01	0,01	0,01
Li ₂ O (**)	0,17		0,17	0,16	0,19	0,21	0,22	0,19	0,22	0,17	0,21	0,17
Na ₂ O	0,23		0,20	0,10	0,27	0,24	0,24	0,14	0,21	0,09	0,18	0,25
K ₂ O	8,95		8,85	6,84	8,81	8,57	8,46	8,45	8,60	8,17	8,82	9,02
SrO	0,11		0,09	0,01	0,13	0,01	<ld	0,01	0,01	0,02	0,07	0,16
BaO	0,18		0,15	0,04	0,18	0,14	0,20	0,06	0,16	0,08	0,20	0,35
Rb ₂ O	0,06		0,10	0,12	0,05	0,14	0,13	0,14	0,14	0,13	0,10	0,06
Cs ₂ O	0,03		0,02	<ld	0,01	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	0,06	0,02
F	0,61		0,34	0,14	0,44	0,17	<ld	0,16	0,14	0,17	0,28	0,41
Cl	<ld		0,06	0,05	<ld	0,04	<ld	0,04	0,04	0,04	0,01	<ld
H ₂ O (**)	3,63		3,76	3,76	3,73	3,78	3,88	3,79	3,81	3,73	3,78	3,78
soma	99,53		99,73	97,50	99,71	98,64	98,31	98,61	98,95	97,85	99,57	100,47
O _≡ F	0,26		0,14	0,06	0,19	0,07	0,00	0,07	0,06	0,07	0,12	0,17
O _≡ Cl	0,00		0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Total	99,27		99,58	97,43	99,52	98,56	98,31	98,54	98,89	97,77	99,45	100,30
Si	2,641		2,654	2,584	2,654	2,639	2,679	2,637	2,647	2,574	2,656	2,666
^{IV} Al	1,359		1,346	1,416	1,346	1,361	1,321	1,363	1,353	1,426	1,344	1,334
ΣT	4		4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
^{VI} Al	0,375		0,373	0,308	0,413	0,362	0,376	0,385	0,352	0,339	0,405	0,415
Ti	0,209		0,205	0,148	0,202	0,188	0,224	0,167	0,214	0,113	0,192	0,194
Cr	0,000		0,002	0,003	0,000	0,003	0,000	0,002	0,004	0,002	0,003	0,000
V ³⁺	0,000		0,006	0,006	0,000	0,006	0,000	0,004	0,007	0,001	0,007	0,000
Fe ³⁺	0,051		0,056	0,184	0,053	0,100	0,080	0,098	0,082	0,155	0,065	0,043
Fe ²⁺	1,224		1,235	1,333	1,240	1,320	1,293	1,308	1,321	1,349	1,299	1,214
Mn	0,006		0,009	0,009	0,008	0,010	0,000	0,013	0,009	0,015	0,009	0,009
Mg	0,892		0,874	0,931	0,825	0,777	0,756	0,818	0,757	0,917	0,765	0,862
Zn	0,007		0,005	0,002	0,005	0,007	0,000	0,009	0,009	0,011	0,004	0,007
Ni	0,000		0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000
Li	0,052		0,053	0,051	0,057	0,065	0,067	0,060	0,067	0,053	0,065	0,053
ΣM	2,82		2,82	2,98	2,80	2,84	2,80	2,87	2,82	2,96	2,81	2,80
Ca	0,001		0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001
Na	0,034		0,029	0,015	0,039	0,036	0,035	0,021	0,031	0,013	0,026	0,036
K	0,873		0,860	0,681	0,856	0,848	0,834	0,834	0,847	0,818	0,863	0,869
Sr	0,005		0,004	0,001	0,006	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003	0,007
Ba	0,005		0,004	0,001	0,005	0,004	0,006	0,002	0,005	0,002	0,006	0,010
Rb	0,003		0,005	0,006	0,002	0,007	0,006	0,007	0,007	0,006	0,005	0,003
Cs	0,001		0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001
ΣI	0,92		0,90	0,71	0,91	0,90	0,88	0,86	0,89	0,84	0,91	0,93
F	0,147		0,082	0,034	0,107	0,041	0,000	0,040	0,033	0,043	0,068	0,097
Cl	0,000		0,008	0,006	0,000	0,006	0,000	0,005	0,005	0,006	0,002	0,000
OH (**)	1,853		1,911	1,959	1,893	1,953	2,000	1,956	1,961	1,952	1,930	1,903
nº análises	7		16	5	8	9	4	11	5	4	15	5
X _{Mg}	0,32		0,31	0,31	0,29	0,27	0,27	0,29	0,27	0,31	0,27	0,31

*de acordo com Bruijn et al. (1983); (**) de acordo com Tischendorf et al. (1999). <ld: menor que o limite de deteção.

in. K-F.: inclusa no feldspato potássico; en.fibras: biotite em fibras

Tabela II - Composição química (% em peso) e fórmulas estruturais (na base de 11 oxigénios) das moscovites do granito de Vila Nova.

amostras	moscovite subédrica de grão médio							moscovite de grão fino					
	VN1	VN2	VN3	VN3 (en)	VN4	VN5	VN6	VN1	VN2	VN3 (en)	VN5	VN6	
SiO ₂	45,70	46,11	46,26	46,27	46,10	46,44	45,81	44,34	45,34	44,84	45,41	45,62	
TiO ₂	0,44	0,26	0,28	0,21	0,31	0,18	0,20	0,04	0,18	0,02	0,01	0,01	
Al ₂ O ₃	36,04	36,60	35,47	36,21	35,93	35,93	36,36	29,48	30,27	30,19	30,58	31,32	
FeOt	0,83	0,87	0,97	0,73	0,92	1,00	0,86	7,25	4,83	5,47	5,13	4,94	
MnO	0,01	0,01	<ld	0,02	<ld	0,02	0,03	<ld	<ld	0,07	0,03	0,05	
MgO	0,66	0,53	0,57	0,55	0,60	0,55	0,56	3,53	3,75	3,64	3,16	2,71	
ZnO	0,02	0,02	<ld	0,02	0,04	0,04	0,03	0,14	0,02	0,13	0,06	0,09	
CaO	<ld	0,01	0,01	0,01	<ld	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,05	
BaO	0,19	0,14	0,19	0,07	0,07	0,05	0,14	0,29	0,08	0,09	0,08	0,12	
Li ₂ O (*)	0,02	<ld	<ld	<ld	<ld	0,01	<ld	0,05	0,02	0,04	0,02	0,01	
Na ₂ O	0,74	0,77	0,69	0,84	0,73	0,68	0,70	0,12	0,14	0,14	0,13	0,14	
K ₂ O	10,08	10,04	9,96	9,62	9,79	10,12	9,86	8,24	9,95	9,91	9,93	9,04	
Rb ₂ O	0,01	0,02	0,14	0,01	0,07	0,13	<ld	0,04	0,13	0,13	0,10	0,07	
Cs ₂ O	<ld	<ld	<ld	0,02	0,02	0,00	0,01	0,07	<ld	<ld	0,00	0,03	
F	0,08	0,01	0,01	0,00	0,02	0,07	<ld	0,21	0,08	0,18	0,10	0,04	
H ₂ O (*)	4,45	4,52	4,48	4,51	4,48	4,48	4,49	4,20	4,34	4,27	4,33	4,37	
soma	99,29	99,94	99,02	99,09	99,09	99,74	99,05	98,03	99,15	99,14	99,10	98,60	
O ₃ F	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,09	0,03	0,08	0,04	0,02	
Total	99,25	99,93	99,02	99,09	99,08	99,71	99,05	97,94	99,12	99,07	99,06	98,58	
Si	3,051	3,054	3,094	3,078	3,075	3,085	3,057	3,088	3,103	3,085	3,111	3,118	
^{IV} Al	0,949	0,946	0,906	0,922	0,925	0,915	0,943	0,912	0,897	0,915	0,889	0,882	
ΣT	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	
^{VI} Al	1,887	1,911	1,890	1,918	1,900	1,898	1,917	1,508	1,545	1,532	1,580	1,641	
Ti	0,022	0,013	0,014	0,011	0,015	0,009	0,010	0,002	0,009	0,001	0,000	0,000	
^I Fe ²⁺	0,047	0,048	0,054	0,041	0,051	0,056	0,048	0,422	0,277	0,316	0,294	0,283	
Mn	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,004	0,002	0,003	
Mg	0,065	0,052	0,057	0,054	0,060	0,055	0,056	0,367	0,383	0,375	0,323	0,276	
Zn	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,002	0,001	0,007	0,001	0,006	0,003	0,005	
Li	0,005	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,014	0,006	0,012	0,006	0,002	
ΣM	2,03	2,03	2,02	2,03	2,03	2,02	2,03	2,32	2,22	2,25	2,21	2,21	
Ca	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,004	
Ba	0,005	0,004	0,005	0,002	0,002	0,001	0,004	0,008	0,002	0,002	0,002	0,003	
Na	0,095	0,099	0,089	0,108	0,095	0,087	0,090	0,016	0,019	0,019	0,018	0,018	
K	0,859	0,849	0,850	0,817	0,833	0,858	0,840	0,732	0,869	0,870	0,868	0,788	
Rb	0,000	0,001	0,006	0,001	0,003	0,006	0,000	0,002	0,006	0,006	0,005	0,003	
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	
ΣI	0,96	0,95	0,95	0,93	0,93	0,95	0,93	0,76	0,90	0,90	0,89	0,82	
F	0,016	0,003	0,002	0,000	0,005	0,014	0,000	0,046	0,018	0,040	0,022	0,008	
OH*	1,984	1,997	1,998	2,000	1,995	1,985	2,000	1,954	1,982	1,960	1,978	1,992	
Mg/(Mg+Fe)	0,584	0,519	0,513	0,572	0,537	0,496	0,537	0,465	0,580	0,543	0,523	0,494	
% celadonite	2,57	2,69	4,70	3,92	3,75	4,25	2,85	4,42	5,14	4,23	5,54	5,89	
% paragonite	9,98	10,45	9,51	11,73	10,24	9,21	9,68	2,08	2,10	2,11	2,02	2,24	
nº análises	5	3	13	4	7	10	4	46	1	4	6	4	3

(en: encrave); t: total ; (*) LiO₂ e H₂O determinados de acordo com Tischendorf et al. (1997). <ld: inferior ao limite de deteção.

Fórmula estrutural calculada na base de 11 oxigénios.

Composição química das micas da série da biotite do plutonito de Vila Nova

Não foi observada distinção entre as micas da série da biotite ocorrentes no granitoide e as ocorrentes nos encraves sobremicáceos, nos diagramas Mg-R³⁺-Fe²⁺+Mn (Foster, 1960), ^{VI}Al versus Mg (Nachit et al., 1985), Al₂O₃ versus FeOt (Abdel-Rahman, 1994) e 10TiO₂-FeO+MnO-MgO (Nachit et al., 2005). As projeções nestes diagramas indicaram que se trata de Fe-biotites (Fe-anites) primárias e reequilibradas por fluido hidrotermal, das séries alumino-potássicas, coexistentes com

aluminossilicatos, o que concorda com a petrografia e com a geoquímica da rocha. Contudo a composição química das micas da série da biotite dos encraves é distinta daquela do granitoide, como se pode ver nos diagramas de barras (Fig. 6) e também há variabilidade na composição química das micas da série da biotite nas diferentes amostras do granitoide, o que reflete a variabilidade mineralógica deste pequeno plutão.

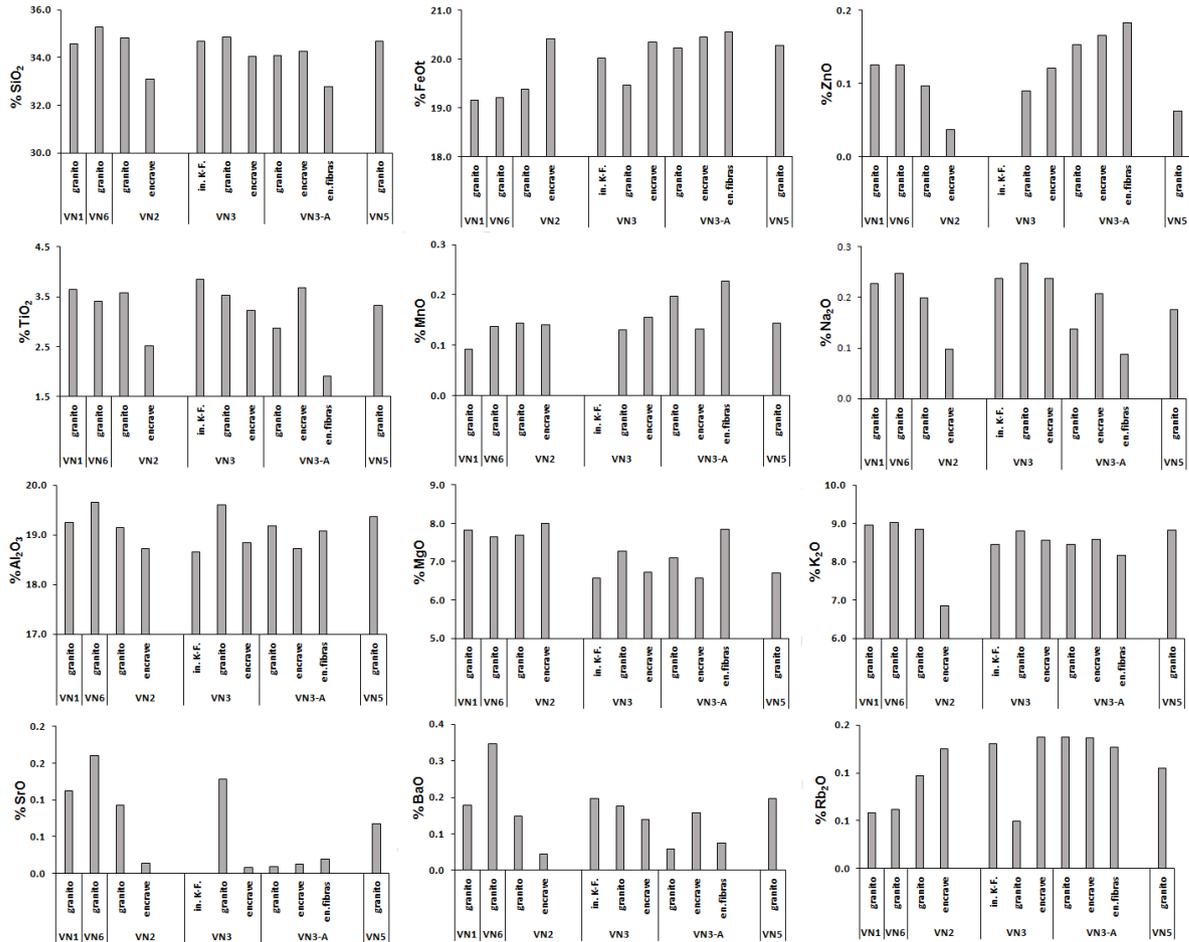


Figura 6 - Diagramas de barras dos teores médios de vários óxidos nas micas da série da biotite do plutonito de Vila Nova. Abreviações: in. - inclusa; en. Fibras - fibrosa no encrave.

Para testar se as micas da série da biotite dos encraves possuem ou não composição distinta das do granitoide usou-se o teste t-Student, que foi aplicado aos conjuntos de todas as análises obtidas nas micas da série da biotite dos encraves e do granitoide, para uma significância α de 0,05. Como referido as micas da série da biotite do granitoide mostram variabilidade na sua composição, mas mesmo tendo em conta esta variabilidade as micas da série da biotite dos encraves são significativamente mais ricas em Fe³⁺, Fe²⁺, Li, M, Rb, Cl e OH e significativamente mais pobres em SiO₂, Al₂O₃, ^{VI}Al, K, I, F e X_{Mg} do as do granitoide, o que se pode observar na figura 6. Podemos dizer que as micas da série da biotite dos encaves mostram excesso nas posições octaédricas (M) e deficiência nos cationes intercamada (I) em relação às do granitoide, mas o seu valor de X_{Mg} é menor.

A biotite magmática pode ser distinguida da biotite reequilibrada ou neoformada ou hidrotermal pelo mais alto conteúdo em Ti e mais baixo X_{Mg} (Nachit et al., 2005; Zachariáš, 2008; Dubosq et al., 2019). As biotites analisadas no granitoide possuem teores de Ti (valor médio de 0,194 apfu) superiores às dos encraves (valor médio de 0,184 apfu), mas a diferença não é estatisticamente significativa e as biotites do granitoide possuem X_{Mg} mais elevado, o que é contrário ao apresentado por estes autores.

O conteúdo em tAl da biotite pode ser usado para estimar a pressão de cristalização do magma granítico, de acordo com a equação $P(\text{kbar}) = 3,03 \times {}^tAl - 6,53 (\pm 0,33)$ de Uchida et al. (2007), sendo tAl calculado na base de 22 oxigénios. Há diferença significativa nos valores de pressão calculados com as biotites do granitoide e dos encraves, em que as pressões de cristalização calculadas para o granitoide variaram entre 0,36 e 0,47 GPa com valor médio de 0,41 GPa e para os encraves variaram entre 0,34 e 0,43 GPa, com valor médio de 0,39 GPa. A diferença deve-se ao facto de as micas da série da biotite dos encaves serem mais pobres em Al_2O_3 . De acordo com estas pressões e considerando que a crosta continental tem uma densidade de $2,7 \text{ g/cm}^3$ calculam-se profundidades que variam entre 15,5 e 14,7 km, respetivamente. Estas pressões estão de acordo com o facto de o granitoide possuir moscovite primária, mas são elevadas para um plutão que possui aureola de corneanas.

O geotermómetro Ti-biotite, para biotites coexistentes com ilmenite ou rútilo, de rochas metamórficas peraluminosas (Henry et al., 2005) foi aplicado às micas da série da biotite dos encraves e indicou temperaturas variáveis entre 700-760 °C (Fig. 7), semelhantes às temperaturas de cristalização granitos-granodioritos e concordantes com a ocorrência de silimanite. Além da silimanite ocorre também hercinite.

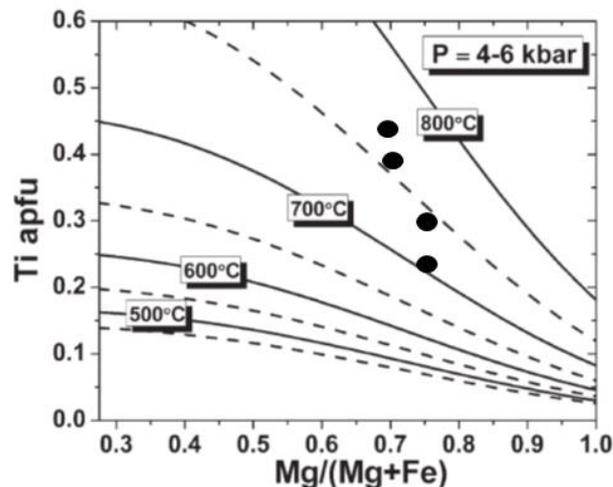


Figura 7 - Geotermómetro Ti versus $Mg/(Mg+Fe)$ de acordo com Henry et al. (2005), para as micas da série da biotite dos encraves sobremicáceos do plutónio de Vila Nova.

As condições PT estimadas localizam-se à direita da curva de fusão do sistema granítico saturado, indicando que os encraves sobremicáceos, são provavelmente, os restitos reequilibrados, do protólito do magma granitoide.

Composição química das moscovites do plutonito de Vila Nova

As micas dioctaédricas analisadas no granito de Vila Nova possuem a % de catiões monovalentes pertencentes ao plano de catiões intercamada (*I*), superior a 90%, sendo classificadas em termos dos valores de *I* como micas verdadeiras ou flexíveis. Quimicamente é possível distinguir dois grupos de moscovites, que possuem texturas distintas. A moscovite de grão médio subédrica, que apresenta características texturais de moscovite primária é significativamente mais rica em paragonite, com valores a variarem entre 9,21 e 11,72% e mais pobre em celadonite, com valores a variarem entre 2,59 e 4,70%, enquanto a moscovite de grão mais fino tem teores de paragonite a variarem entre 2,08 e 2,24% e teores de celadonite entre 4,27 e 5,90 % (Tab. II, Fig. 8a).

A moscovite subédrica apresenta uma composição muito uniforme (Fig.8). Foram feitas análises de moscovite apenas num enclave e não há distinção na composição das moscovites dos enclaves e do granitoide (Tab. II), pelo que não se fez sua distinção nas figuras. As moscovites de grão mais fino distinguem-se muito bem das moscovites subédricas pelos maiores conteúdos em ${}^{\text{IV}}\text{Fe}^{2+}$, Mg, $M({}^{\text{VI}}\text{Al}, \text{Ti}, {}^{\text{IV}}\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Zn}, \text{Li})$, e menores conteúdos em ${}^{\text{VI}}\text{Al}$, ${}^{\text{VI}}\text{Al}$ e Na, sendo os conteúdos em K, Ti e *I* semelhantes (Tab. II, Fig. 8b-j). Deve notar-se que as moscovites subédricas possuem teores de Ti na generalidade superiores (Fig. 8f), mas algumas também possuem baixos teores de Ti, o que se deve à diferenciação do magma granitoide (Deer et al., 2003).

Há uma correlação muito forte ($r=-0,979$, $R^2=0,959$) entre os conteúdos de ${}^{\text{IV+VI}}\text{Al}$, e os valores de $M+\text{Si}$ (Fig. 9k), indicando que a variação na composição destas micas é controlada pela substituição Tschermak (${}^{\text{VI}}M+\text{Si} \leftrightarrow {}^{\text{VI}}\text{Al} + {}^{\text{IV}}\text{Al}$). Contudo não há continuidade entre os valores nos dois tipos de micas (Fig. 8k) e as substituições no plano dos catiões intercamada, observadas na figura 8l, também não mostram continuidade entre os dois tipos de micas dioctaédricas, indicando tratar-se de duas gerações distintas. A figura 8l mostra também que as moscovites subédricas admitem maior substituição no plano de catiões intercamada, pois são muito mais ricas em Na (Fig. 8g).

A composição química da moscovite reflete os processos da sua formação. Moscovites que cristalizam de um magma granítico são mais ricas em Ti e Na e as secundárias tendem a ser mais ricas na molécula celadonítica e componentes trioctaédricos (Deer et al., 2003), mas há muitas variações de acordo com os processos formativos que são considerados. As moscovites subédricas analisadas são mais ricas em Na, mas possuem teores de Ti variáveis e as moscovites de grão fino são mais ricas em celadonite, Fe e Mg, mas mais pobres em ${}^{\text{VI}}\text{Al}$.

Miller et al. (1981) distinguiu as moscovites primárias mais ricas em Ti, Al, Na e mais pobres em Mg e Si das moscovites secundárias e Speer (1984) também indicou maiores teores de Ti nas moscovites primárias, mas os teores de Mg, Na e Al são semelhantes aos das secundárias, que são mais ricas em Fe e deficientes em catiões *I*. A maioria dos teores TiO_2 nas moscovites do plutonito de Vila Nova são inferiores a 0,60%, valor que é considerado por Zen (1988) para distinguir moscovites primárias de secundárias. Contudo o valor de TiO_2 pode ser inferior em granitos evoluídos, o que é o caso do granito de Vila Nova, que possui o valor máximo de TiO_2 de 0,84% (Reis, 2009).

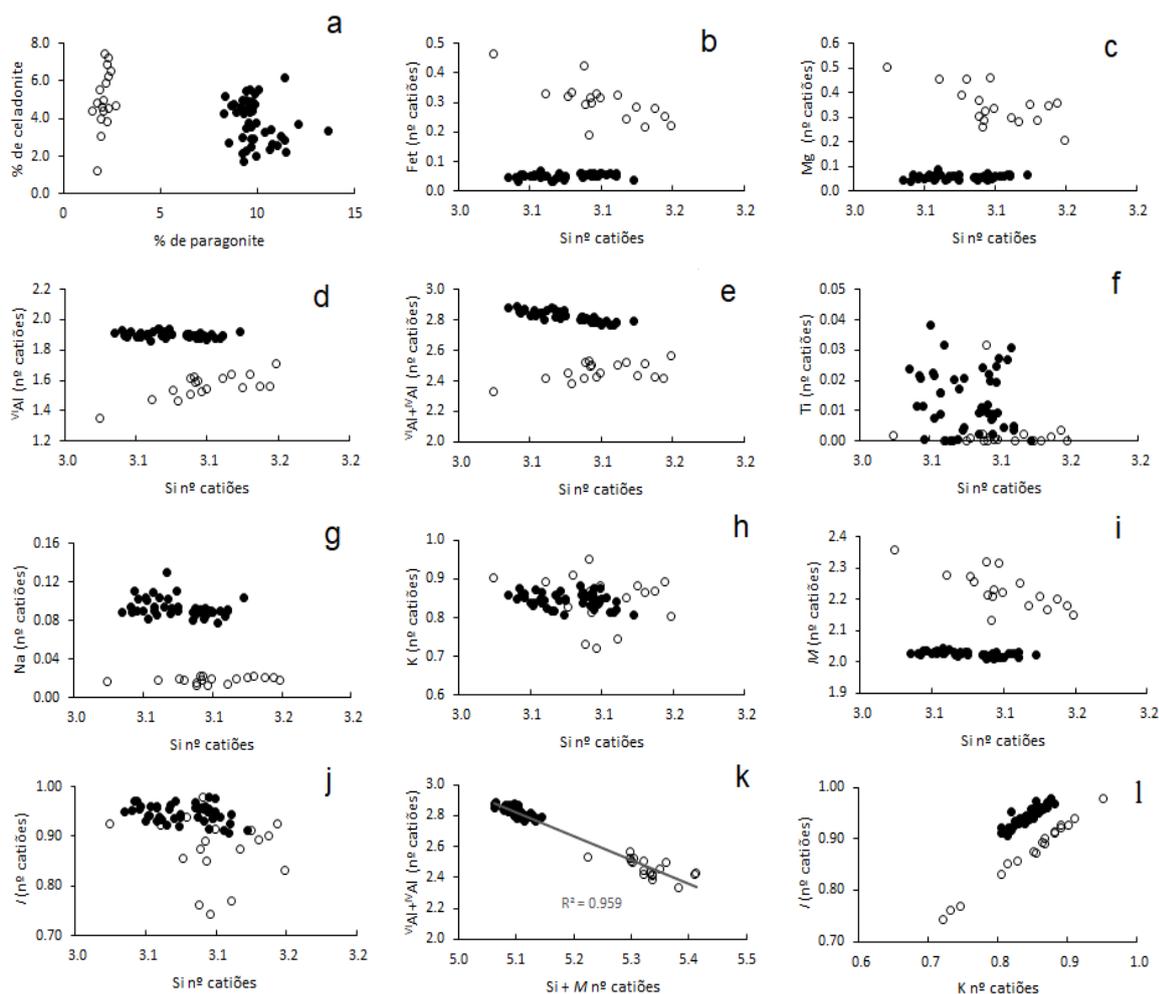


Figura 8 - Diagramas de dispersão das moscovites do plutonito de Vila Nova. Símbolos como na figura 5.

Monier et al. (1984), distinguiu as moscovites magmáticas, mais ricas em TiO_2 , as moscovites tardi a pós-magmáticas e as moscovites hidrotermais, ambas pobres em Ti, mas as tardi a pós-magmáticas são mais ricas em FeOt do que as hidrotermais. Os valores de $Na/(Na+K)$ variam entre 0,06-0,12 nas moscovites magmáticas, entre 0,01-0,07 nas tardi a pós-magmáticas e é menor que 0,04 nas moscovites hidrotermais (Monier et al., 1984; Deer et al., 2003). As moscovites de grão fino do granitoide de Vila Nova têm $Na/(Na+K) < 0,02$, enquanto as moscovites subédricas têm $Na/(Na+K)$ variando entre 0,08 e 0,14.

Silva & Neiva (1990) distinguiram três tipos de moscovites, sendo a primária mais rica em Ti, a tardia hidrotermal mais rica em Mg e com Ti semelhante à moscovite primária e a moscovite derivada da alteração dos feldspatos (sericite), a mais pobre em Ti, ocorrentes em granitos sintectónicos da região de Paredes da Beira-Penedono. Gomes & Neiva (2002) distinguiram a fengite hidrotermal, mais rica em Fe+Mg e mais pobre em Al (substitui o K-feldspato e o quartzo), a moscovite secundária, pobre em

Fe+Mg e muito rica em Al (substitui a albite), e a moscovite primária possui valores intermédios entre os outros dois tipos no granito mineralizado em Sn de Ervedosa. Aspetos semelhantes foram encontrados por Buda et al. (2012) nas micas dioctaédricas de granito peraluminoso no SW da Hungria, que possui moscovite primária rica em Ti-Na-Al, enquanto a moscovite secundária é enriquecida em Si e Mg, sendo resultante da alteração dos feldspatos.

A projeção das moscovites do granitoide de Vila Nova nos diagramas Ti-Mg-Na e TiO₂-FeOt-MgO é apresentada na figura 9, onde se mostra que as moscovites de grão fino do granitoide de Vila Nova se projetam no campo das moscovites secundárias e hidrotermais e as moscovites subédricas projetam-se tanto no campo das moscovites primárias como nos campos das secundárias e hidrotermais, devido à variação nos teores de Ti. Podemos dizer que no caso das moscovites do plutonito de Vila Nova são os valores de paragonite, de Fe, Mg, M e Na que permitem diferenciar claramente os dois tipos de moscovite. A moscovite subédrica será uma moscovite magmática, primária e a moscovite de grão fino será uma moscovite hidrotermal, pós-magmática resultante da moscovite primária, da biotite e dos feldspatos, como mostram as relações texturais.

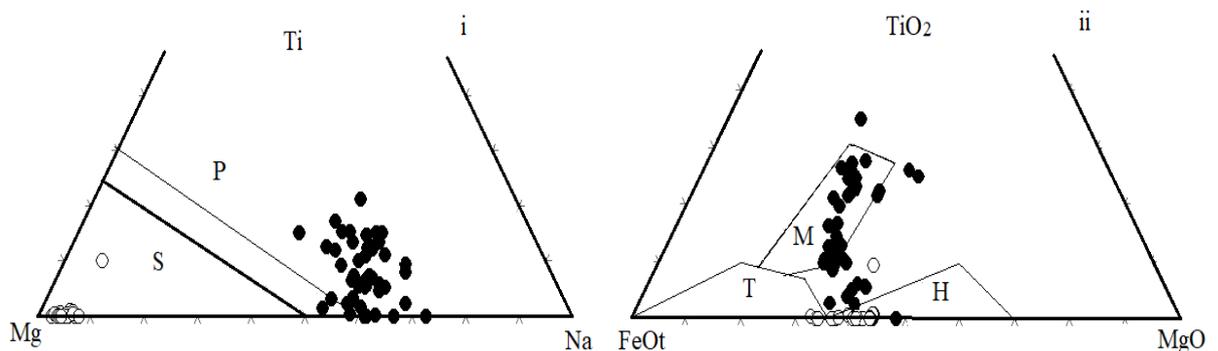


Figura 9 - Projeção das moscovites do granitoide de Vila Nova nos diagramas. i) Ti-Mg-Na (Miller et al., 1981, com a linha de Speer, 1984); e ii) TiO₂-FeOt-Mg (Monier et al., 1984). Campos: P: moscovites primárias; S: moscovites secundárias; M: moscovites magmáticas; T: moscovites tardi a pós-magmáticas; H: moscovites hidrotermais. Símbolos como na figura 5.

Diferenças composicionais entre os núcleos e bordos de moscovites foram encontradas por Teixeira (2008) em granitos da região de Carrazeda de Ansiães, sendo os núcleos mais ricos em ^{VI}Al, ^{IV}Al, Ti e Na do que os bordos. Os núcleos têm composição de moscovite magmática e os bordos têm composição de moscovite tardi-magmática a hidrotermal, sendo interpretada como magmáticas, pois não há evidência de alteração hidrotermal significativa. O granito moscovítico, mineralizado em Sn de Ervedosa possui moscovite zonada, cujo bordo hidrotermal é mais rico em Fe+Mg do que o núcleo (Gomes & Neiva (2002).

Para determinar se existe zonamento na composição da moscovite foram feitas análises em moscovite subédrica, no núcleo e no bordo, que também engloba a zona intermédia e aplicou-se o teste t, a fim de determinar se as diferenças são significativas (Tab. III).

Tabela III - Composição química (% em peso) e fórmulas estruturais (na base de 11 oxigénios) da moscovite primária zonada do granito de Vila Nova.

	bordo					núcleo						teste t
SiO ₂	46,10	46,36	46,85	46,34	46,30	46,27	46,30	45,97	46,39	46,28	46,53	0,53
TiO ₂	0,05	0,05	0,10	0,24	0,22	0,44	0,49	0,48	0,40	0,55	0,39	0,00
Al ₂ O ₃	35,17	35,92	35,61	35,64	35,86	35,35	35,37	35,39	35,55	35,02	35,64	0,15
FeOt	1,09	1,04	0,91	1,07	0,94	0,92	0,89	0,88	0,99	1,03	0,88	0,13
MgO	0,74	0,58	0,62	0,61	0,54	0,57	0,52	0,46	0,50	0,64	0,52	0,09
CaO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,45
BaO	0,41	0,18	0,24	0,22	0,15	0,13	0,16	0,10	0,16	0,18	0,16	0,11
Na ₂ O	0,65	0,68	0,69	0,69	0,69	0,67	0,69	0,71	0,70	0,68	0,68	0,52
K ₂ O	10,23	10,12	9,94	9,75	9,86	10,11	9,79	9,96	9,96	9,94	9,87	0,71
Rb ₂ O	0,13	0,13	0,17	0,12	0,12	0,14	0,13	0,15	0,14	0,13	0,13	0,72
H ₂ O (*)	4,47	4,50	4,52	4,49	4,50	4,49	4,48	4,46	4,50	4,48	4,50	0,33
soma	99,05	99,56	99,65	99,16	99,17	99,12	98,85	98,57	99,30	98,92	99,30	0,10
Si	3,095	3,086	3,111	3,092	3,087	3,093	3,098	3,088	3,094	3,100	3,098	0,87
^{IV} Al	0,905	0,914	0,889	0,908	0,913	0,907	0,902	0,912	0,906	0,900	0,902	0,87
ΣT	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	
^{VI} Al	1,878	1,904	1,898	1,895	1,905	1,878	1,886	1,889	1,888	1,865	1,894	0,09
Ti	0,002	0,002	0,005	0,012	0,011	0,022	0,025	0,024	0,020	0,027	0,020	0,00
^I Fe ²⁺	0,061	0,058	0,050	0,060	0,052	0,052	0,050	0,049	0,055	0,058	0,049	0,15
Mg	0,074	0,058	0,062	0,060	0,053	0,057	0,052	0,046	0,050	0,064	0,051	0,10
ΣM	2,02	2,02	2,01	2,03	2,02	2,01	2,01	2,01	2,01	2,01	2,01	0,01
Ca	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,45
Ba	0,011	0,005	0,006	0,006	0,004	0,003	0,004	0,003	0,004	0,005	0,004	0,12
Na	0,085	0,088	0,089	0,089	0,089	0,087	0,090	0,092	0,090	0,088	0,088	0,39
K	0,877	0,859	0,842	0,830	0,839	0,862	0,836	0,854	0,848	0,850	0,838	0,90
Rb	0,006	0,005	0,007	0,005	0,005	0,006	0,006	0,007	0,006	0,005	0,006	0,69
ΣI	0,98	0,96	0,94	0,93	0,94	0,96	0,94	0,95	0,95	0,95	0,94	0,83
OH*	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
% celadonite	4,75	4,29	5,54	4,60	4,36	4,64	4,88	4,39	4,69	5,00	4,90	0,87
% paragonite	8,81	9,29	9,59	9,73	9,63	9,15	9,73	9,73	9,60	9,41	9,52	0,58

t: total ; (*) H₂O determinado de acordo com Tischendorf et al. (1997). Fórmula estrutural calculada para 11 oxigénios

A **negrito** valores do teste t significativos para α de 0,05 (95%). Todos os teores de MnO, ZnO e Cs₂O inferiores ao limite de deteção.

Os diagramas de barras mostram a diferença entre o núcleo e o bordo do cristal (Fig. 10), sendo o núcleo significativamente mais rico em Ti e com menores valores de *M* (para $\alpha=0,05$). O núcleo tende a ser também mais pobre em ^{VI}Al, mas a diferença, assim como as diferenças para os outros elementos, estimadas pelo teste t, não é significativa (Tab. III). Os núcleos destas moscovites subédricas projetam-se no campo da moscovite magmática, mas os bordos projetam-se fora desse campo, pois são pobres em Ti. Contudo possuem teores de Na/(Na+K) característicos das moscovites magmáticas e os seus teores de Al, Fe e Mg são também semelhantes aos destas. A variação de Ti do núcleo ao bordo pode ser devida à diferenciação do magma granitoide e estas moscovites, mesmo com baixos teores de Ti, podem ser moscovites de origem magmática.

A existência de moscovite que se admite magmática, em plutões com auréola de corneanas, coloca dúvidas sobre a origem magmática das moscovites (Zen, 1989). Os dados experimentais mostram que curva de desestabilização da moscovite intersecta a curva de *solidus* do granito peraluminoso a pressões de 0,3-0,4 GPa, que corresponde a 10-14 km de profundidade. Contudo a existência de outros

componentes no magma, que não são tidos em conta nas experiências, nomeadamente os componentes que são fracionados para a fase volátil (Li, Ba, Cs, Rb, F, Cl, B), podem fazer baixar a temperatura do *solidus*, ou podem aumentar o campo de estabilidade da moscovite, não excluído também que moscovite pode ser uma relíquia de mais alta pressão, persistindo metastavelmente no magma durante a sua ascensão e implantação (Zen, 1989). As moscovites analisadas possuem Li, Ba, Rb, F e também algum Cs e no granito foi identificada turmalina, indicando que o magma granítico possuía estes componentes e boro, que fazendo baixar o *solidus* do magma peraluminoso, permitiram a cristalização da moscovite a pressões mais baixas do que as determinadas nos sistemas experimentais.

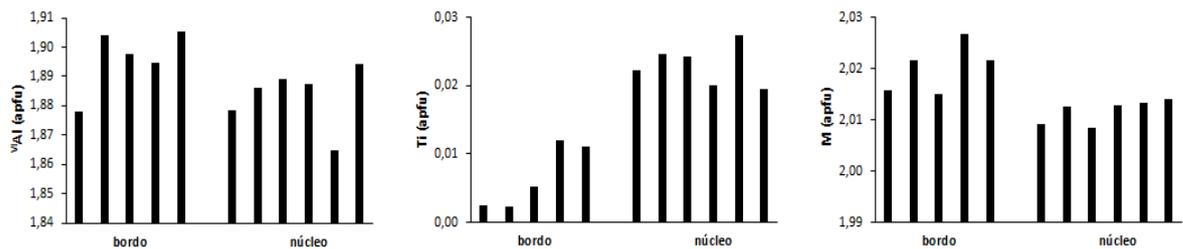


Figura 10 - Diagramas de barras da variação de valores de ^{VI}Al , Ti e M da moscovite subédrica zonada do granitoide de Vila Nova.

Na solução sólida moscovite-celadonites (fengite), o aumento de pressão leva ao aumento dos teores de celadonite, havendo um aumento de Si (apfu) destas micas, com o aumento de P. Um aumento na pressão leva a um aumento nos conteúdos de Fe, Mg e Si da moscovite ou seja, na solução sólida em direção à celadonite e ao mesmo tempo a razão $Na/(Na + K)$ diminui (Guidotti et al., 2000; Keller et al., 2005). As moscovites de grão mais fino do granitoide de Vila Nova são mais ricas em celadonite mais pobres em $Na/(Na + K)$ (paragonite) e possuem maiores valores de Si, Fe e Mg e mais baixos valores (Fig. 8), indicando que terão cristalizado a pressões mais elevadas do que as moscovites subédricas do granitoide.

Conclusões

As micas trioctaédricas do plutonito de Vila Nova são anites-siderofilites e as micas dioctaédricas são moscovites. Não se encontrou diferença na composição da moscovite do granitoide e dos encraves, mas a biotite dos encraves é mais rica em Fe^{3+} , Fe^{2+} , Li, M, Rb, Cl e OH e mais pobre em SiO_2 , Al_2O_3 , ^{VI}Al , K, I, F e X_{Mg} do as do granitoide. A biotite dos encraves formou-se a temperaturas da ordem de 700-760 °C, indicando que os encraves são restritos do protólito do magma, que se reequilibraram durante a cristalização deste. As pressões de cristalização calculadas são características da crosta média, indicando que a biotite persistiu metastavelmente no magma até ao local de implantação do magma, que originou corneanas. As moscovites primárias cristalizaram deste magma a baixa pressão, devido à presença de componentes químicos que fazem baixar o *solidus* granítico. O facto da moscovite

secundária, mais tardia ter cristalizado a pressões mais elevadas do que a moscovite primária, indicando maiores profundidades, pode ser explicado pela intensa deformação dúctil a que o granitoide foi sujeito e que terá ocorrido posteriormente já durante deformação varisca.

Referências bibliográficas

- Abdel-Rahman, A. (1994). Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35(2), 525-541.
- Bruyn, H., Westhuizen, W. A., & Schoch, A. E. (1983). The estimation of FeO, F and H₂O+ by regression in microprobe analyses of natural biotite. *Journal of Trace and microprobe techniques*, 1(4), 399-413.
- Buda, G., Pál-Molnár, E., & Koller, F. (2012). Mafic enclaves in peraluminous Variscan granitoid in the Battonya Unit from Southeast Hungary. *Geologia Croatica*, 65(2), 243-253.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (2003). *Rock Forming Minerals. Sheet Silicates. Micas*, vol. 3A, (2nd ed.). London: Geological Society of London.
- Dong, Q., Du, Y., Pang, Z., Miao, W., & Tu, W. (2014). Composition of biotite within the Wushan granodiorite, Jiangxi Province, China: Petrogenetic and metallogenetic implications. *Earth Sciences Research Journal*, 18, 39-44.
- Dubosq, R., Schneider, D. A., Camacho, A., & Lawley, C. J. M. (2019). Geochemical and geochronological discrimination of biotite types at the Detour Lake Gold Deposit, Canada. *Minerals*, 9, 596.
- Foster, D. M. (1960). Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *United States Geological Survey Professional Paper*, 354-B, 1-49.
- Gomes, M. E. P., & Neiva, A. M. R. (2002). Petrogenesis of tin-bearing granites from Ervedosa, Northern Portugal: the importance of magmatic processes. *Chemie der Erde*, 62, 47-72.
- Gomes, E. M. C., Silva, M. M. V. G., Sequeira, M., & Lopes, F. C. (2017). Representação das rochas graníticas em cartas geológicas de Portugal, do século XIX à atualidade: o exemplo dos granitóides pré-variscos da Região Centro. *Memórias da Real Sociedade Espanhola de Historia Natural*, 2^a época, 14, 225-244.
- Guidotti, C. V., Sassi, F. P., Comodi, P., Zanazzi, P. F., & Blencoe, J. G. (2000). The contrasting responses of muscovite and paragonite to increasing pressure: petrological implications. *The Canadian Mineralogist*, 38(3), 707-712.
- Henry, D., Guidotti, C., & Thomson, J. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanism. *American Mineralogist*, 90(2-3), 316-328.
- Karimpour, M. H., Stern, C. R., & Mouradi, M. (2011). Chemical composition of biotite as a guide to petrogenesis of granitic rocks from Maherabad, Dehnow, Gheshlagh, Khajehmourad and Najmabad, Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 18(4), 89-100.

- Keller, L. M., de Capitani, C., & Abart, R. (2005). A quaternary solution model for white micas based on natural coexisting phengite-paragonite pairs. *Journal of Petrology*, 46(10), 2129-2144.
- Marques, R. M. C. (2008). *A Geologia da região de Miranda do Corvo, Lousã, Penela e Castanheira de Pêra- Contributos para o seu conhecimento e Aplicações Didácticas*. Tese de Mestrado não publicada, Universidade de Coimbra, Coimbra.
- Marques, R. M. C., & Silva M. M. V. G. (2006). Investigação em Geologia para alunos do Secundário: um caso de aplicação. In *Actas do Simpósio Ibérico do Ensino da Geologia*, Aveiro: Universidade de Aveiro.
- Miller, C. F., Stoddard, E. F., Bradfish, L. J., & Dollase, W. A., (1981). Composition of plutonic muscovite genetic implications. *The Canadian Mineralogist*, 19(1), 25-34.
- Monier, G., Mergoïl-Daniel, J., & Labernardiere, H. (1984). Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Millevaches (Massif Central français). *Bulletin de Minéralogie*, 107, 55-68.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.A., & Ohoud, M.B. (2005). Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Compte Rendu Geoscience*, 337, 1415-1420.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stissi, J.-M., & Carron, J.-P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, Série 2, 301, 813-818.
- Neiva, A. M. R., Silva, M. M. V. G., & Gomes, A. E. P. (2002). Geochemistry of coexisting biotite and muscovite of Portuguese peraluminous granitic differentiation series. *Chemical Erde*, 62, 197-215.
- Reider, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y. S., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., ... Wones, D.R. (1998). Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, 36, 41-48.
- Reis, A. I. M. (2009). *O plutonito de Vila Nova. Caracterização geológica, mineralógica, geoquímica e contributo para o ordenamento*. Tese de Mestrado não publicada, Universidade de Coimbra, Coimbra.
- Reis, A. I. M., Silva M. M. V. G., & Antunes, I. M. H. R. (2010). The Precambrian/Lower Cambrian pluton from Vila Nova (Central Portuga). *Estudios Geológicos*, 66(1), 51-56.
- Ribeiro, A., Romão, J., Munha, J., Rodrigues, J., Pereira, E., Mateus, A., & Araujo, A. (2011). Relações tectonoestratigráficas e fronteiras entre as zonas Centro-Ibérica e Ossa-Morena do Terreno Ibérico e o Terreno Finisterra. In R. Dias, A., Araujo, P., Terrinha, & J. C. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal*, vol. 1 - *Geologia Pré-mesozoica de Portugal* (pp. 433-486). Lisboa: Escolar Editora.
- Silva, M. M. V. G., & Neiva, A. M. R. (1990). Geochemistry of the granites and their minerals from Paredes da Beira - Penedono, Northern Portugal. *Chemical Geology*, 85, 147-170.
- Speer, J. A. (1984). Micas in igneous rocks. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 13, 299-356.
- 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, Vila Real.

- Tischendorf, G., Förster, H.-J., & Gottesmann, B. (1999). The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: Improved equations for Li₂O estimation from MgO data. *Mineralogical Magazine*, 63(1), 57-74.
- Tischendorf G., Förster, H.-J., Gottesmann, B., & Rieder, M. (2007). True and brittle micas: compositions and solid solution series. *Mineralogical Magazine*, 71(3), 285-320.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster H.-J., & Trumbull, R.B. (1997). On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analysis and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61, 809-834.
- Uchida, E., Endo, S., & Makino, M. (2007). Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*, 57(1), 47-56.
- Zachariáš, J. (2008) Compositional trends in magmatic and hydrothermal silicates of the Petráčková hora intrusive complex, Bohemian Massif - link between the magmatic processes and intrusion-related gold mineralization. *Journal of Geosciences*, 53, 105-117.
- Zen, E-an (1988). Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 21-31.