Alexandre Martins Campos de Lima

ESTRUTURA, MINERALOGIA E GÉNESE DOS FILÕES APLITOPEGMATÍTICOS COM ESPODUMENA DA REGIÃO BARROSO-ALVÃO





INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE DE
LORRAINE (NANCY)

Departamento de Geologia – Centro de Geologia
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto
Porto – 2000

Dissertação apresentada à Universidade do Porto para obtenção do grau de Doutor em Ciências (área de conhecimento da Geologia), em regime de co-tutela com o Institut National Polytechnique de Lorraine (Nancy, França).

Alexandre Martins Campos de Lima

ESTRUTURA, MINERALOGIA E GÉNESE DOS FILÕES APLITOPEGMATITICOS COM ESPODUMENA DA REGIÃO BARROSO-ALVÃO





INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE (NANCY)

Departamento de Geologia – Centro de Geologia
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto
Porto – 2000

Dissertação apresentada à Universidade do Porto para obtenção do grau de Doutor em Ciências (área de conhecimento da Geologia), em regime de co-tutela com o Institut National Polytechnique de Lorraine (Nancy, França).

Intitut National Polytechnique de Lorraine (I.N.P.L.)

Université du Porto (Porto, Portugal)

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (C.R.P.G.-C.N.R.S.)

THÈSE

Présentée à

L´ INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

(en co-tutelle avec l´Université du Porto, Porto, Portugal)

pour l´obtencion du titre de

DOCTEUR DE L´I.N.P.L.

par

Alexandre MARTINS CAMPOS DE LIMA

STRUCTURE, MINERALOGIE ET GENESE DES FILONS APLITOPEGMATÍTIQUES AVEC SPODUMENE DE LA REGION BARROSO-ALVÃO (NORD DU PORTUGAL)

Soutenue publiquement le 29 Septembre 2000

devant la commission d´examen:

J. LEMOS DE SOUSA	Université du Porto, Portugal	Président
M. PICHAVANT	CNRS, Orleans	Rapporteur
G. DIAS	Université du Minho, Portugal	Rapporteur
F. NORONHA	Université du Porto, Portugal	Directeur de Thèse
B. CHAROY	INPL - ENSG, Nancy	Directeur de Thèse

Este trabalho foi financiado pela bolsa de Doutoramento Praxis XXI / BD / 5485 / 95 atribuída pela Fundação para a Ciência e Tecnologia do Ministério da Ciência e Tecnologia.

Este trabalho constitui um dos projectos que integra o Plano de Actividades do Centro de Geologia da Universidade do Porto, subsidiado pelo Programa de Financiamento Plurianual de I & D (FCT).

Este trabalho beneficiou de convénios de cooperação Portugal/França, nomeadamente os acordos JNICT/Embaixada de França (1995), "Rede de Formação e Investigação R.F.R. 38/96 JNICT (Portugal)/MESR (França)" (1996/1998) e ICCTI/Embaixada de França (1999).

A meus pais, exemplos de dedicação total aos filhos.

Agradecimentos

É difícil de expressar todo o meu apreço e agradecimento a todas as pessoas que me incentivaram e ajudaram a levar a cabo este projecto de Doutoramento. Porque o trabalho não acaba aqui, são essas mesmas pessoas que me estimulam a continuar.

Gostava de expressar os meus agradecimentos sinceros e sentidos, a várias pessoas que me ajudaram em particular.

Um agradecimento muito especial ao Professor Fernando Noronha, pela sua orientação e em especial por me ter aceite para desenvolver um projecto dentro da Metalogenia. As suas sugestões, e a liberdade que me deu na estruturação da tese foram fundamentais para o trabalho agora apresentado. As discussões acerca da origem das mineralizações estudadas foram sempre entusiásticas e frutíferas.

O Doutor Bernard Charoy, co-orientador deste trabalho, pelo seu empenho em todas as vertentes do trabalho e pela sua hospitalidade no CRPG e em Nancy. Destacam-se dos muitos ensinamentos que me transmitiu, o gosto pela Petrografia e Petrologia de rochas aplitopegmatíticas.

Os Professores Lemos de Sousa, Frederico Sodré Borges e Fernando Noronha, na qualidade de Directores do Departamento de Geologia, pela possibilidade de utilização de equipamentos técnicos.

Os colegas Alexandra Guedes, Ângela Almeida, Maria dos Anjos, Benedito Rodrigues, Armanda Dória e Jaques Ribeiro e o saudoso Francisco Montenegro, pela discussão frutuosa nos vários temas que esta tese abarca. Ao Bruno Valentim pela "solidariedade de gabinete", assim como aos restantes bolseiros (sem excepção), do Departamento de Geologia. O pessoal da Secretaria do Departamento, Manuela Tavares, Manuela Valongueiro, Maria de Lurdes, Fernando Araújo e Armindo Giesta, que estiveram sempre disponíveis para realizar várias tarefas. O José Pinto pela cuidadosa preparação das lâminas delgadas e espessas.

Os Doutores Marie Christine Boiron, Michel Cathelineau e Jean Dubessy pela sua ajuda fundamental no capítulo das inclusões fluídas e amizade nas estadias em Nancy.

Este projecto teve sempre uma grande colaboração e apoio por parte do Instituto Geológico e Mineiro. Gostava de destacar várias pessoas, que pela sua colaboração e incentivo ajudaram a realizar este trabalho. O Eng. Machado Leite, e Dr. Luis Martins, por tornarem disponíveis todos os meios do IGM que solicitei. O Dr. João Farinha, pela sua grande colaboração nos trabalhos de campo e discussão dos dados encontrados. O Doutor Farinha Ramos pelo seu empenho na discussão dos resultados e pelos dados sobre a microssonda electrónica.

O Hugo Pires, Laurinda Lima e a sua empresa "Superfície Topografia", que com o seu gosto pela Geologia, ajudaram a tornar mais fáceis de entender, os resultados encontrados neste trabalho.

A todos os meus amigos, em particular o Victor (obrigado pelos desenhos), Álvaro, Rita, Rui Vieira, Luis e Aline, que me auxiliaram com total disponibilidade nos tempos mais difíceis.

À Dulce, por me ter ajudado durante todo o Doutoramento, e principalmente por ter sempre acreditado em mim.

E finalmente a minha família, a base da minha personalidade. Os meus irmãos, dos quais se destaca o meu gémeo Nuno, cuja dedicação extrema foi indispensável à apresentação deste trabalho. Um destaque muito especial para o meu Pai, que me iniciou na Geologia, e minha Mãe pelo seu exemplo como autora de livros, que ao longo deste trabalho foram motivo de inspiração.

Este trabalho foi financiado pela bolsa de Doutoramento Praxis XXI / BD / 5485 / 95 atribuída pela Fundação para a Ciência e Tecnologia do Ministério da Ciência e Tecnologia.

Resumo

O campo aplitopegmatítico estudado fica localizado no Maciço Hespérico Ibérico, dentro da Zona Galiza Média Trás-os-Montes (ZGMTM) e próximo do limite com a Zona Centro-Ibérica. Os filões aplitopegmatíticos com espodumena constituintes do campo, estão encaixados em metassedimentos de idade Silúrica da sub-unidade de Rancho da unidade de St^{a}. M^{a}. de Émeres, pertencentes ao Domínio Estrutural de Carrazedo (DEC). Este domínio apresenta uma litoestratigrafia e um estilo de deformação semelhante ao do Domínio Peritransmontano (parauctótone da ZGMTM). No DEC a estruturação regional é sub-horizontal e resulta da actuação da fase D_2 em continuidade com a fase D_1, apresentando ambas dobramentos com vergência para SE.

Os filões Alijó, Veral e Adagói, objectos principais deste estudo, afloram em rochas quartzofeldspáticas e rochas calcossilicatadas pertencentes à sub-unidade de Rancho, com um metamorfismo regional na isógrada da andaluzite. Na área afloram vários granitóides, definindo-se de acordo com as suas relações estruturais e temporais relativamente à terceira fase de deformação Hercínica (D_3), os seguintes três tipos: granitos biotíticos sintectónicos (sin-D_3); granitos de duas micas sintectónicos (sin a tardi-F_3); e granitos biotíticos póstectónicos (pós- D_3).

Os corpos aplitopegmatíticos com espodumena são sintectónicos (sin-D_3) e estão associados espacialmente com granitos de duas micas sintectónicos. Estes filões litiníferos do campo aplitopegmatítico estudado, definem um alinhamento NW-SE com mais de 20 Km de extensão, sendo dividido no que diz respeito aos filões litiníferos, em sector oriental (E) e ocidental (W). No sector W, o único aluminossilicato de Li presente é a espodumena (com a excepção da lepidolite no filão CHN26, que não foi estudado no presente trabalho). No sector E, além da espodumena regista-se também a presença de petalite e eucryptite. A razão para estas diferenças na paragénese é devida ao facto de ter havido no sector E, uma queda na pressão relativamente à temperatura, que fez com que numa fase tardia da cristalização se entrasse no campo de estabilidade da petalite, e já numa fase final no da eucryptite.

Como a actividade em fósforo não foi grande, são raros os fosfatos de lítio, restringindo-se à presença de montebrasite e ferrisicklerite primárias. O facto de não haver ambligonite, lepidolite nem micas litiníferas, para além da ampla cristalização

de espodumena, prova a evidência de uma baixa actividade do flúor na cristalização magmática.

Os aluminossilicatos de Li são afectados por uma alteração em "subsolidus", com sequências desenvolvidas de corrosão selectiva até à completa substituição, em que a espodumena é substituída por albite (± moscovite) e a petalite por feldspato ou por eucryptite. Por alteração essencialmente meteórica, formaram-se minerais secundários tais como, minerais de argila do grupo da montmorilonite e ilite, e fosfatos secundários como fosfoferrite, dufrenite e fairfieldite. O filão de Adagói está fortemente alterado, devido à intensa fracturação que seguramente facilitou a circulação de fluidos, possivelmente aquando da instalação do granito pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar.

Estruturalmente, os filões encontram-se normalmente instalados nos espaços abertos das foliações sub-horizontais S_2, podendo ser verticalizadas por D_3. Localmente, e por vezes na mesma estrutura, o mesmo filão pode cortar obliquamente as referidas estruturas, aproveitando, na sua instalação, as zonas de fraqueza correspondentes a planos axiais de dobras D_3.

No que diz respeito ao estudo das inclusões fluidas, estes permitem essencialmente referir que houve uma mistura de fluidos, muito provavelmente dos magmáticos com os que resultam do equilíbrio com os metassedimentos envolventes ("fluidos metamórficos"). Dada a complexidade das inclusões fluidas estudadas (caracterizado tanto pela ocorrência de sólidos como de fases salinas), não é possível definir com rigor as condições de Pressão e Temperatura para a instalação dos filões com espodumena.

As características mineralógicas e geoquímicas encontradas permitem definir os filões litiníferos estudados como pertencendo ao tipo de pegmatitos com elementos raros, do subtipo complexo (espodumena).

Apesar de espacialmente associados aos granitos peraluminosos de duas micas de Cabeceiras de Basto, que afloram na área, não está provado que estes sejam os granitos parentais dos pegmatitos. Os granitos peraluminosos de duas micas do Barroso e Boticas, apesar da sua geoquímica ser pouco conhecida, teoricamente também poderão ser os granitos parentais, muito embora o seu enquadramento espacial seja muito menos favorável. Por outro lado não está posta de parte a contribuição dos metassedimentos na especificidade destas mineralizações.

Résumé

Le champ aplopegmatitique étudié se trouve dans le Massif Hespérico-Ibérique, à l'intérieur de la Zone «Galiza Média Trás-os-Montes» (ZGMTM) et proche de la limite avec la Zone «Centro-Ibérica» (ZCI). Les filons aplopegmatitiques à spodumene qui constituent le champ sont encaissés dans les métasédiments d'âge Silurien de la sous-unité de Rancho de l'unité de Stª. Mª. de Émeres, du Domaine Structural de Carrazedo (DEC). Ce domaine présente une litostratigraphie et un style de déformation identiques à ceux du Domaine «Péritransmontano» (parautochtone de la ZGMTM). Dans le DEC, la structuration régionale est sub-horizontale, expression de la phase D_2 qui est en continuité avec la phase D_1; les deux présentent des plis à vergence SE. Les filons aplopegmatitiques, d' Alijó, Veral et Adagói, objets principaux de cette étude, recoupent les micashistes et les roches quartzofeldspatiques et calcosilicatées associées qui appartiennent à la sous-unité de Rancho, avec un métamorphisme régional dans l'isograde de l'andalousite.

Dans la région affleurent divers granites, définis en fonction de leurs relations structurales et temporelles par rapport à la troisième phase de déformation hércynienne (D_3), c'est à dire: granites biotitiques syntectoniques (syn-D_3); granites à deux micas syntectoniques (syn a tardi-D_3); et granites biotitiques post-tectoniques (post-D_3).

Les corps aplopegmatitiques à spodumene sont contemporains de D_3, et sont associés spatialement à un granite à deux micas syntectonique. Les filons lithiniféres du champ aplopegmatitique du Barroso-Alvão présentent un alignement NW/SE de plus de 20 Km et dans ce qui concerne les filons lithiniféres ils ont été subdivisés en deux secteurs: secteur oriental (E) et secteur occidental (W). Dans le secteur W, le seul aluminosilicate de Li qui est présente est la spodumene (avec l'exception de la lépidolite du filon CHN26, non abordé dans cette étude). Dans le secteur E, en plus du spodumene, pétalite et eucryptite sont présents. Cette différence dans la paragenèse lithinifère, dans le secteur E, est la consèquence d'une chute de pression par rapport à la température, permettant d' atteindre dans une phase tardive de cristallisation, les conditions P,T de stabilité de la pétalite, puis dans une phase finale, purement hydrothermale, celles de l' eucryptite.

Étant donné la faible activité du phosphore, les phosphates de Li sont rares, les seuls presents étant la montebrasite et la tryphilite primaires. L'absence de

minéraux fluorés tels que la lépidolite ou l' amblygonite, prouve que l' activité du F dans le magma ou les solutions hydrothermales tardives a été faible, condition nécessaire à la stabilité du spodumène.

Les filons aplopegmatitiques sont affectés par une altération «sub-solidus» avec des séquences développées par la corrosion sélective jusqu'a complet remplacement, de spodumène par l' albite (± muscovite) et de la pétalite, par le feldspath potassique et/ou eucryptite. Par altération essentiellement météorique se développent des minéraux secondaires, tels que la montemorillonite et l'illite. Le filon de Adagói se présente fortement altéré dû à une intense fracturation qui a permit la circulation de fluides au moment de l'installation du granite post-tectonique de Vila Pouca de Aguiar.

Structuralement, les filons se trouvent dans la plupart des cas installés dans les espaces ouverts la foliation sub-horizontale S_2, parfois verticalisée par D_3. Localement, un même filon peut couper les structures D_2, et les zones de faiblesse correspondant aux plans axiaux des plis D_3.

L'étude des inclusion fluides permet d'affirmer qu'il y a eu une mélange de fluides, très probablement des fluides magmatiques avec des fluides equilibrés avec les metasediments de l'environnement proche. Par contre la complexité des inclusions fluides étudiées (plusieurs solides aussi que des solutions de différentes salinités), ne permet pas de définir avec précision les conditions de P-T lors de l'installation des filons avec à spodumène.

Les filons lithinifères étudiés, d'après leurs caractéristiques minéralogiques et géochimiques, appartiennent à la classe des pegmatites à éléments rares, du sous-type complexe (spodumène).

Bien que spatialement associés aux granites à deux micas de Cabeceiras de Basto qui affleurent dans la zone, il n'est pas sûr que ceux-là soient les granites parents. Les granites à deux micas du Barroso et de Boticas, bien que leur géochimie soit moins connue, pourraient, en théorie, s'avérer aussi comme étant les granites d'origine, bien que leur position vis-à-vis des filons soit moyen favorable. L'influence des métasediments dans le spécifité de ces minéralisations ne doit pas être négligée.

Abstract

The studied pegmatite-aplitic field is located in the Iberian Hesperic Massif, inside the "Galiza - Média Trás-os-Montes Zone" (GMTMZ) and close to the border with the Central Iberian Zone (CIZ). The pegmatite-aplite dykes with spodumene that constitute the field, crosscut metasediments of Silurian age of Rancho sub-unit and Stª Mª de Émeres Unit, belonging to the Carrazedo Structural Domain (CSD). This domain presents a lithostratigraphy and deformation style similar to these of the "Peristransmontano Domain" (Parautocthonous of the GMTMZ). In CSD, the regional structuration is sub-horizontal and results from D_2 Hercynian deformation phase, that is in continuity with D_1 phase, both verging to SE.

The Alijó, Veral and Adagói veins, major subjects of this study, outcrop in the Rancho sub-unit characterised by micaschists, quartz-feldspathic and calcosilicate rocks, within the andalusite isograde. In the area also outcrop several granitoids: syntectonic biotite granites (syn-D_3); syntectonic two-mica granites, and post-tectonic biotite granites (post-D_3).

The pegmatite-aplite bodies with spodumene are syn-D_3 and are spatially associated with syntectonic two-mica granites. The dykes in Barroso-Alvão field, define a NW-SE alignment extending over more than 20 Km, being divided according to their mineralogy and geographic position, in East-sector (E) and West-sector (W). In the W sector, the only lithium silicate present is spodumene (with the exception of lepidolite bearing CHN26 dyke, not studied in the present work). In the E sector spodumene but also petalite and eucryptite are encountered. The reason of this difference, in Li paragenesis, results from a drop in pressure, relatively to temperature in the E sector, which makes possible, in late phase of crystallisation, the entrance in the P-T stability field of petalite, and later in the eucryptite one.

As the phosphorus activity was not high, the lithium phosphates are rare, restraining them to the presence of montebrasite and primary ferrisicklerite. The absence of amblygonite, lepidolite and Li micas and the abundance of spodumene, support the lower fluor activity in magmatic crystallization.

The lithium silicates are affected by a "subsolidus" alteration with the development of a selective corrosion sequence until complete replacement of the primary minerals, (spodumene by albite $\pm$ muscovite; and petalite by K-feldspar or eucryptite). Due to a meteoric alteration, secondary minerals also occurred as clay

minerals of the montmorillonite and illite groups, and secondary phosphates like phosphoferrite, dufrenite and fairfieldite. The Adagói dyke is strongly altered, due to is intensive fracturation and fluid circulation, possibly originated by the intrusion of Vila Pouca de Aguiar post-tectonic granite.

The installation of the dykes usually occurred in open spaces of sub-horizontal S_2 planes, allowing to be dressed by the D_3 phase. However in some cases the same dyke structure, it can be observed that it crosscut S_2 profiting the weakness zones of D_3 axial planes.

The fluid inclusion studies allow to refer a fluid mixing, of the magmatic ones with the ones equilibrated with the surrounding metasediments. Due to fluid inclusion complexity (presence of solids and variable salinity), it is not possible to define rigorously the PT conditions of spodumene dykes installation.

The studied Li-bearing dykes, according to their mineralogical and geochemical characteristics belong to the rare element pegmatite type of the complex sub-type (spodumene).

Although spatially associated with the Cabeceiras de Basto two mica peraluminous granites, we can not affirm yet that those granites are the parental ones. The Barroso and Boticas two mica peraluminous granites also could theoretically be the parental granites although their geochemistry is not well known and their spatial location is much less favourable than to the Cabeceiras de Basto granites. The influence of metasediments in this specific kind of mineralization can not be excluded.

LISTA DE ABREVIATURAS

ZGMTM - Zona Galiza Média Trás-os-Montes.
ZCI - Zona Centro-Ibérica
Ra - sub-unidade de Rancho
SME - unidade de St^{a}. M^{a}. de Émeres.
DEC - Domínio Estrutural de Carrazedo.
IGM – Instituto Geológico e Mineiro
SGP – Serviços Geológicos de Portugal
CRPG - Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
INPL – Institut National Polytechnique de Lorraine
CEG - Complejo Esquistoso Grauváquico.
CXG - Complexo Xisto Grauváquico.
GVPA - Granito de Vila Pouca de Aguiar.
GGS - Granito de Gouvães da Serra.
GPS - Granito de Pedras Salgadas.
Sector W – Sector ocidental.
Sector E – Sector oriental.
IF – Inclusões fluídas.
Fk – Feldspato potássico
BA – Barroso-Alvão
LCT – Litium-Césium-Tantalum
TR – Terras raras

LISTA DE FIGURAS

Fig. I.1 – Localização das diferentes ocorrências de campos aplitopegmatíticos no NW da Península Ibérica. ZC: Zona Cantábrica; ZOAL: Zona Ocidental Astúrico-Leonesa; ZCI: Zona Centro Ibérica; ZOM: Zona de Ossa-Morena; ZSP; Zona Sul Portuguesa (Julivert et al., 1974) ZCPT: Zona de Cisalhamento Porto-Tomar.
(1 –Barroso-Alvão; 2 –Arga-Minho; 3 – Seixo Amarelo-Gonçalo; 4 – Fregeneda; 5 – Lalin-Forcarei; 6 – Tres Arroyos)

Fig. II.1 – Localização geotectónica da região do Barroso-Alvão (ZGTM - Zona Galiza Trás-os-Montes; ZCI - Zona Centro-Ibérica)

Fig. II.2 – Coluna litoestratigráfica das unidades individualizadas no DEC (retirado de Ribeiro 1998)

Fig. II.3 – Projecção estereográfica relativa à estratificação S_0 e a estratificação S_2 (S_n), nas unidades do DEC (projecção polar, rede de Schmidt) (retirado de Ribeiro, 1998).

Fig. II.4 – a) Rochas quartzofeldspáticas onde facilmente se identifica "microlithons" e em que é observada a preservação da foliação S_1 no interior de estruturas S_2.

Fig. II.4 – b) Quartzo-feldspato observado ao microscópio, onde é possível discernir claramente uma foliação anterior que ficou preservada (S_1) e a estrutura principal (S_2).

Figura II.5 – Representação esquemática das relações entre S_0, S_1 (S_{n-1}) , S_2 (S_n) e S_3 (S_{n+1}) nas unidades litoestratigráficas do DEC (retirado de Ribeiro, 1998).

Fig. III.1 – Corte geológico E-W de ALJ-3 com a variação dos teores em lítio.

Fig. III.2 – Corte geológico E-W de VR-2 e VR-3 com a variação dos teores em lítio.

Fig. III.3 – Corte geológico E-W de ADG-2 com a variação dos teores em lítio.

Fig. III.4 – Um dos Filões de Dornelas, em que é evidente a tendência sub-horizontal destes filões aplitopegmatíticos com espodumena, aproveitando por vezes zonas de fraqueza D_3 .

Fig. III.5 – Filão de Veral, onde o acamamento sub-horizontal do filão (lado direito) passa a quase vertical no lado esquerdo da imagem.

Figura III.6 – Projecção das medições feitas filões espoduménicos do campo estudado, no qual foram definidas 5 famílias principais (n.º de medições = 31)

Fig. III.7 – Pequeno filão aplitopegmatítico em que a foliação S_2 é subparalela aos contactos do filão.

Fig. III.8 – Pequeno filão aplitopegmatítico que corta a foliação S_2, segundo uma direcção que é aproximadamente a de S_3.

Figura III.9 – Esquema mostrando que os filões aplitopegmatíticos (a azul) podem estar subparalelos a S2 (situação 1) ou oblíquos a S2 e subparalelos a S3 (situação 2) .

Fig. IV.1– Cristais de feldspato em matriz aplítica onde se destaca um de grandes dimensões (40cm).

Fig. IV.2– Amostra de mão, ilustrando o aspecto da rocha de tecto do filão de Veral, enriquecida em espodumena (esp).

Fig. IV.3 -Alinhamento dos cristais de espodumena, com crescimento paralelo (agregados colunares) segundo a direcção N60º (orientação da lapiseira), num plano horizontal. Salienta-se ainda a grande quantidade de quartzo a preencher fracturas nos cristais de espodumena.

Figura IV.4 – Cristais de feldspato em forma de sigmóide, com a direcção de deformação segundo N90º vertical, medidos num plano horizontal.

Figura IV.5 – Cisalhamento nos metassedimentos envolventes do filão de Alijó.

Figura IV.6 – Inclusões de quartzo a preencher fracturas nos cristais de espodumena.

Figura IV.7 – Cristais de moscovite num agregado de quartzo.

Figura IV.8 – Filão aplitopegmatítico em que é visível fácies aplítica (com fluidalidades) intimamente misturada com a fácies pegmatítica (zona do lado direito), cujos cristais de feldspatos apresentam deformação.

Fig. IV.9 – Fácies aplítica intimamente misturada com a fácies pegmatítica à escala do microscópio óptico (nicóis cruzados).

Fig. IV.10 – Cristal de albite com formação de maclas mecânicas causadas pela deformação (nicóis cruzados).

Fig. IV.11 – Moscovites com evidências de deformação (nicóis cruzados).

Fig. IV.12 – Mica branca (mc) a substituir espodumena (esp) no filão de Adagói (nicóis cruzados).

Fig. IV.13 – Cristal de espodumena (esp.) em que é visível a macla simples comum (100) (nicóis cruzados).

Fig. IV.14 – Microcristais de espodumena secundária (esp. II) que se formaram a partir de cristais de espodumena primária (esp. I) por acção de um cisalhamento local (nicóis cruzados).

Fig. IV.15 – Auréola de petalite a rodear cristais de espodumena (nicóis paralelos).

Fig. IV.16 – Agulhas de petalite (pet.) juntamente com quartzo (Qz) a preencher os espaços vazios criados por prismas de espodumena (imagem de microscopia electrónica).

Fig. V.1 – Gráfico relacionando a temperatura de fusão do gelo final (TfG) com a percentagem de vários sais em solução. (Modificado de Crawford (1981) com dados de Oakes et al. (1990))

Fig. V.2a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de fracção de fase aquosa sobre o volume total da IF.

Fig. V.2b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do CO_2.

Fig. V.2c – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do gelo.

Fig. V.2d – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão dos clatratos.

Fig. V.2e – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de homogeneização do CO_2.

Fig. V.2f – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

Fig. V.3a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de fracção de fase aquosa sobre o volume total da IF.

Fig. V.3b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do CO_2.

Fig. V.3c – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do gelo.

Fig. V.3d – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão dos clatratos.

Fig. V.3e – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de homogeneização do CO_2.

Fig. V.3f – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

Fig. V.4a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do CO_2.

Fig. V.4b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão dos clatratos.

Fig. V.4c – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de homogeneização do CO_2.

Fig. V.4d – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

Figura V.5 – Esquema mostrando os diferentes comportamentos das IF no quartzo em relação ao aquecimento, com desaparecimento (caso a) ou a formação e seu desaparecimento antes da homogeneização total (caso b).

Fig. V.6a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do gelo.

Fig. V.6b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

Fig. V.7a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do CO_2.

Fig. V.7b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão dos clatratos.

Fig. V.7c – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de homogeneização do CO_2.

Fig. V.7d – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

Fig. V.8a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do gelo.

Fig. V.8b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

Fig. V.9a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do CO_2.

Fig. V.9b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão dos clatratos.

Fig. V.9c – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de homogeneização CO_2 .

Fig. V.9d – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura homogeneização global.

Fig. V.10a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do gelo.

Fig. V.10b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

Fig. V.11a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do CO_2.

Fig. V.11b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão dos clatratos.

Fig. V.11c – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de homogeneização CO_2 .

Fig. V.11d – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura homogeneização global.

Fig. V.12a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do gelo.

Fig. V.12b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

Fig. V.13a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do CO_2.

Fig. V.13b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão dos clatratos.

Fig. V.13c – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de homogeneização CO_2 .

Fig. V.13d – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura homogeneização global.

Fig. V.14a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do gelo.

Fig. V.14b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

Fig. V.15a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe Flw.

Fig. V.15b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do CO_2 .

Fig. V.15c – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do gelo .

Fig. V.15d – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura homogeneização global.

Fig. V.16a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do gelo.

Fig. V.16b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

Figura V.17 – Espectro Raman do sólido nahcolite (vermelho) comparado com o espectro do quartzo (azul).

Figura V.18 – Espectro Raman de carbonato (sl), primeiro isolado (s) e depois comparado com espodumena (spod.).

Figura V.19 – Esquema representando os diferentes comportamentos das IF, face ao aquecimento tanto no quartzo como na espodumena.

Figura V.20 – Espectro Raman da solução (vermelho) comparado com o espectro do quartzo (azul).

Figura V. 21 – Diagramas ternários a) composição global H_2O-CO_2-CH_4 das IF estudadas à microssonda Raman; b) composição da fase volátil CO_2-CH_4-N_2 das IF estudadas à microssonda Raman.

Figura V.22 – Diagrama P-T no qual estão representadas algumas isócoras das IF do quartzo, mas calculadas sem ter em consideração os sais presentes. A linha a negro representa a separação dos campos de estabilidade da espodumena e petalite definidos por London (1984).

Figura V.23 – Diagrama P-T no qual estão representadas algumas isócoras das IF da espodumena, mas calculadas sem ter em consideração os sais presentes. A linha a negro representa a separação dos campos de estabilidade da espodumena e petalite definidos por London (1984).

Figura V.24 – Diagrama P-T no qual estão representadas algumas isócoras das IF do quartzo, mas calculadas tendo em consideração os sais presentes. A linha a negro representa a separação dos campos de estabilidade da espodumena e petalite definidos por London (1984).

Figura V.25 – Diagrama P-T no qual está representada uma isócora representativadas IF secundárias do quartzo, calculadas tendo em consideração os sais presentes. As outras linhas

representam a separação dos campos de estabilidade da espodumena, petalite e eucryptite definidos por London (1984).

Figura V.26 – Trajectos de "up lift" calculados para os Alpes (Clark & Jager, 1969, cuvas 1,2) e para o sul dos Apalaches (Dallmeyer, 1978, curva 3). Razões de "up lift": curva 1=0,74 mm/ano; curva 2=0,47 mm/ano; curva 3=0,1 mm/ano. As isócoras são de fluidos de 25 wt. NaCl. (retirado de Crawford et al., 1979).

Figura VI.1 – Distribuição das micas brancas primárias (a) e secundárias (b) no diagrama Ti-Mg-Na de Miller et al., (1981). (alj-alijó; vr-veral; adg-adagói)

Figura VI.2 – Distribuição das micas brancas primárias (a) e secundárias (b) no diagrama TiO_2-Fe_2O_3-MgO de Monier et al., (1984). (alj-alijó; vr-veral; adg-adagói)

Fig. VI.3a – Diagrama relacionando Fe+Mg+Mn com o Al, das moscovites primárias dos filões estudados.

Fig. VI.3b – Diagrama relacionando Fe+Mg+Mn com o Al, das moscovites secundárias dos filões estudados.

Fig. VI.4a – Diagrama relacionando Fe com o Mg, das moscovites primárias dos filões estudados.

Fig. VI.4b – Diagrama relacionando Fe com o Mg, das moscovites secundárias dos filões estudados.

Figura VI.5 – Substituição fengítica das micas brancas dos três filões estudados.

Figura VI.6 – Correlação entre o Al total e o Fe nas micas brancas dos três filões estudados.

Figura VI.7 – Contribuição das moléculas de celadonite e paragonite na estrutura das moscovites primárias e secundárias dos três filões em estudo.

Figura VI.8 – Relação do Rb "versus" K_2O de Fk de diferentes zonas do campo aplitopegmatítico estudado e, no canto superior direito, gráfico equivalente retirado de Shearer et al., (1985), com os vários dados de cada tipo de filão do campo pegmatítico de Black Hills (South Dakota) .

Figura VI.9 – Relação da composição em Rb relativamente à razão K/Rb em feldspatos de diferentes zonas do campo aplitopegmatítico estudado (□e rný et al. (1985).

Figura VI.10 – Localização da composição do feldspato potássico nos filões em estudo no diagrama Or-Ab-An.

Figura VI.11 – Localização da composição da plagioclase dos filões aplitopegmatíticos em estudo no diagrama Or-Ab-An.

Figura VI.12 – Diagrama relacionando os dois índices de saturação em alumínio (ASI e A/CNK) enquadrando os granitos de Cabeceiras de Basto nos granitos férteis da família LCT (modificado de □erný, 1994b com dados de Almeida, 1994).

Figura VI.13 - Diagrama A-B de minerais característicos (Debon & Le Fort, 1982). Os filões projectam-se no campo dos leucogranitos e com uma maior percentagem de moscovite do que biotite. Os granitos formam um alinhamento típico da alumina. (Parâmetros expressos em milicatiões de cada elemento em 100g de rocha).

Figura VI.14 - Diagrama de SiO_2-Na_2O com projecção dos granitos de Cabeceiras de Basto e filões estudados, onde se verifica uma certa correlação positiva.

Figura VI.15 - Diagrama de Na_2O-P. Rubro dos granitos de Cabeceiras de Basto e dos filões estudados, onde se verifica uma certa correlação negativa.

Figura VI.16 - Diagrama de K_2O-P. Rubro dos granitos de Cabeceiras de Basto e dos filões estudados, onde não se verifica nenhuma correlação franca pelas razões apontadas no texto.

Figura VI.17 - Diagrama de SiO_2-Na_2O com projecção dos granitos de Cabeceiras de Basto e filões estudados, onde se verifica uma certa correlação negativa.

Figura VI.18 - Diagrama de SiO_2-Na_2O com projecção dos granitos de Cabeceiras de Basto e filões estudados, onde se verifica uma certa correlação negativa.

Figura VI.19 - Diagrama de relação Li-F nas amostras dos filões estudados, onde se verifica uma certa correlação negativa. As amostras alteradas destacam-se pelo seu enriquecimento em F.

Figura VI.20 - Diagrama de relação Nb-Ta nas amostras dos filões estudados, onde se verifica uma certa correlação positiva.

Figura VI.21 - Diagrama de relação Li-Rb nas amostras dos filões estudados, onde não se verifica qualquer tipo de correlação, ao contrário do que acontece nos filões de outros campos, onde a fase litinífera é a lepidolite.

Figura VI.22 – Projecção de amostras sãs (a) e alteradas (b) do complexo granítico de Cabeceiras de Basto no diagrama Ba-Rb-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975). I – granitos fortemente diferenciados; II – granitos normais; III – granitos anómalos; VI – granodioritos; V – quartzodioritos; VI – dioritos.
G'f – granito de grão fino; G'm – granito de grão médio; G'g – granito de grão grosseiro; alb – amostras com predomínio de albitização; mp – amostras com moscovitização predominante da plagioclase; mb – amostras exibindo moscovitização da plagioclase e da biotite (retirado de Almeida, 1994).

Figura VI.23 – Projecção de amostras sãs dos três filões estudados no diagrama Ba-Rb-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975).(I – granitos fortemente diferenciados; II – granitos normais; III – granitos anómalos; VI – granodioritos; V – quartzodioritos; VI – dioritos).

Figura VI.24 – Espectros de terras raras, normalizadas ao condrito C1 (Evensen et al. (1978), das amostras mais frecas dos granitos de Cabeceiras de Basto (dados de Almeida, 1994) e de cada um dos três filões estudados: ALJ – Alijó; VR – Veral; ADG – Adagói;

Fig. VII.1 - Ilustração esquemática de um pegmatito com elementos raros com uma zonação vertical, gerada por diferenciação de uma zona interna de um leucogranito. O filão penetra ainda numa camada superior de granitos primitivos metamorfizados (retirado de erný 1998).

Fig. VII.2 - Ilustração esquemática de dois estilos de consolidação de granitos, acumulação de magmas residuais, e instalação de pegmatitos de elementos raros. A – granitos férteis com uma auréola de pegmatitos exteriores; B – Pegmatitos interiores mas marginais num granito parental fraccionado (retirado de erný, 1998).

Fig. VII.3 - Representação esquemática de uma zonação regional de um grupo de pegmatitos à volta de um granito parental: fraccionação, enriquecimento de componentes voláteis, complexidade na zonação interna e extensão dos processos em "subsolidus", que aumentam todos de dentro para fora do granito parental. (retirado de erný 1998)

Figura VII.4 – Esquema mostrando que os filões aplitopegmatíticos (a vermelho) podem estar subparalelos a S_2 (situação 1) ou oblíquos a S_2 e subparalelos a S (situação 2) .

Fig. VII.5 - O caminho P-T inferido para a cristalização magmático-hidrotermal dos sectores E e W, comparados com pegmatitos estudados em todo o mundo. (Esp-espodumena; Pet-petalite;

Ecr-eucryptite; Qz-quartzo); A - O campo de estabilidade das fases dos aluminossilicatos de Li (London, 1984);

LISTA DE QUADROS

Quadro II.1 – As observações efectuadas nas lâminas delgadas dos metassedimentos dos testemunhos das sondagens. (XXXX – muito abundante; XXX – abundante; XX – pouco abundante; X – raro ; # - não observado; o – opaco; s – sulfureto; mc – mica)

Quadro II.2 - Composição química em termos de elementos maiores e vestigiais de amostras menos afectadas pelos processos de alteração deutérica, representativas dos Granitos de Cabeceiras de Basto. A concentração dos elementos maiores expressa-se em % de peso do óxido e os conteúdos dos elementos traço em ppm. Também se apresentam a razão Na_2O/K_2O expressando ambos a % em peso do óxido e os índices ASI ($Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$) e o índice A/KCN ($Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$) expressos todos os óxidos em % molar. G'f – granito de grão fino; G'm – granito de grão médio; G'g – granito de grão grosseiro. (modificado de Almeida, 1994)

Quadro II.3 – Gama de variação dos teores em Sn e Li em ppm, F em %, assim como de parâmetros indicadores da especialização de amostras sãs, albitizadas (alb.) e moscovitizadas (mosc.). G'f – granito de grão fino; G'm – grão médio; G'g – grão grosseiro. (retirado de Almeida 1998, simplificado).

Quadro II.4 – Carácter especializado dos granitos peraluminosos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto (Almeida 1998, simplificado).

Quadro IV.1 – Composições químicas parciais e completas de microssonda electrónica e fórmulas empíricas das fases minerais primárias e secundárias principais (Li determinado por microssonda iónica. Dados retirados de Charoy et al., 1992).

Quadro V.1 - Temperaturas de calibragem da platina Chaixmeca (N=padrão natural e A=padrão artificial SynFlinc).

Quadro V.2 - Temperaturas de calibragem da platina PS600 da Linkam (M=padrão Merck SK, A=padrão artificial SynFlinc e N=nitrato de sódio).

Quadro V.3a - Tabela comparativa de cada tipo de fluido relativamente à abundância das IF. (+++ muito abundante; ++ abundante; + presente; -- rara; 0 não observado)

Quadro V.3b – Tabela comparativa da presença de sólidos quanto à sua abundância em cada tipo de fluido. (+++ muito abundante; ++ abundante; + presente; -- rara; 0 não observado)

Quadro V.4 – Valores extremos encontrados para cada tipo de fluidos assim como os resultados encontrados anteriormente na bibliografia e parte deles não publicados sobre a mesma área em estudo. (Dória et al., (1989) e Charoy et al. (1992)).

Quadro V.5a – Resultados das análises efectuadas em algumas IF do filão de Alijó. Para além dos resultados da microtermometria, aparecem as proporções molares dos gases presentes tal como a sua densidade. Estes valores foram obtidos com a microssonda Raman directamente sobre a fase volátil homogeneizada. Da conjugação dos resultados anteriormente referidos, são também apresentados as composições e densidades globais das IF analisadas. (I – tipo de IF; q – quartzo).

Quadro V.5b – Resultados das análises efectuadas em algumas IF do filão de Veral. Para além dos resultados da microtermometria, aparecem as proporções molares dos gases presentes tal como a sua densidade. Estes valores foram obtidos com a microssonda Raman directamente sobre a fase volátil homogeneizada. Da conjugação dos resultados anteriormente referidos são também apresentados as composições e densidades globais das IF analisadas. (I, II ou III – tipo de IF; q – quartzo; e – espodumena).

Quadro V.5c – Resultados das análises efectuadas em algumas IF do filão de Adagói. Para além dos resultados da microtermometria, aparecem as proporções molares dos gases presentes tal como a sua densidade Estes valores foram obtidos com a microssonda Raman directamente sobre a fase volátil homogeneizada. Da conjugação dos resultados anteriormente referidos são também apresentados as composições e densidades globais das IF analisadas. (I – tipo de IF; q – quartzo).

Quadro V. 6 – Valores da pressão calculados para as IF do quartzo, tendo em conta a equação de Bowers & Helgeson (1983) e desprezando os sais eventualmente presentes. Valores da pressão em bar.

Quadro VI.1a – Composição química obtida à microssonda electrónica (elementos maiores) e respectiva fórmula estrutural de análises efectuadas nas micas brancas primárias de Alijó. (Ferro total soba a forma de Fe_2O_3. % celadon.=100(Si-6)/2; % paragon.=100Na/(Na+K);

Quadro VI.1b – Composição química obtida à microssonda electrónica (elementos maiores) e respectiva fórmula estrutural de análises efectuadas nas micas brancas primárias de Veral. (Ferro total soba a forma de Fe_2O_3. % celadon.=100(Si-6)/2; % paragon.=100Na/(Na+K);

Quadro VI.1c – Composição química obtida à microssonda electrónica (elementos maiores) e respectiva fórmula estrutural de análises efectuadas nas micas brancas primárias de Adagói. (Ferro total soba a forma de Fe_2O_3. % celadon.=100(Si-6)/2; % paragon.=100Na/(Na+K);

Quadro VI.2 – Composição química obtida à microssonda electrónica (elementos maiores) e respectiva fórmula estrutural de análises efectuadas nas micas brancas secundárias dos filões estudados. (Ferro total soba a forma de Fe_2O_3. % celadon.=100(Si-6)/2; % paragon.=100Na/(Na+K);

Quadro VI.3 - Composição química obtida à microssonda electrónica (elementos maiores) e respectiva fórmula estrutural de análises efectuadas nas micas brancas primárias e secundárias seleccionadas dos filões estudados. (Ferro total soba a forma de Fe_2O_3. % celadon.=100(Si-6)/2; % paragon.=100Na/(Na+K);

Quadro VI.4 – Tipos de estrutura e análise química das amostras efectuadas para cada filão.(Δ=triclinicidade, e amostras em negrito são de Charoy et al., (1992)).

Quadro VI.5 – Composições à microssonda electrónica e fórmulas estruturais de feldspatos potássicos pertencentes aos filões estudados .

Quadro VI.6 – Composições à microssonda electrónica e fórmulas estruturais de plagioclases sódicas pertencentes aos filões estudados .

Quadro VI.7 – Os resultados completos do difractometria (parâmetros de malha) obtidas em duas amostras seleccionadas.

Quadro VI.8 - Fórmula e distribuição dos fosfatos que aparecem nos filões estudados.

Quadro VI.9 - Média das análises de microssonda electrónica para cada um dos fosfatos (dentro de parêntesis o número de pontos realizados).

Quadro VI.10 – Exemplo de processo de amostragem de pó composta da sondagem n.º 1 de Veral e que foi o mesmo seguido para os outros filões.

Quadro VI.11 – Comparação dos resultados obtidos nos laboratórios de Nancy e S. Mamede Infesta para as amostras ADG-1-15 e ALJ-3-57. (< significa abaixo do limite de detecção).

Quadro VI.12 – Quadro comparativo da média de amostras representativas dos granitos de Cabeceiras de Basto (dados de Almeida, 1994) e dos filões estudados. Apresentam-se também os limites definidos por erný (1989b) para os granitos férteis tipo LCT.

(G'f – granito de grão fino; G'm – granito de grão médio; G'g – granito de grão grosseiro; ALJ – filão de Alijó; VR – filão de Veral; ADG – filão de Adagói)

Quadro VI.13 – Razões calculadas para as fácies do complexo de Cabeceiras, com base nos critérios de erný (1989b) com dados de Almeida (1994). (G'f – granito de grão fino; G'm – granito de grão médio; G'g – granito de grão grosseiro; Valores em ppm)

Quadro VI.14 – Resultado das análises químicas de rocha total das diferentes amostras realizadas no filão de Alijó. Também se apresentam a razão Na_2O/K_2O expressando ambos a % em peso do óxido e os índices ASI (Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)) e o índice A/KCN (Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)) expressos todos os óxidos em % molar. O P. Rubro é a % em peso da parte perdida pela amostra durante a sua calcinação (fusão).

Quadro VI.15 – Composição química em termos de alcalis de vários filões do campo aplitopegmatítico estudado (ver localização no mapa geral) (ap - aplito; peg – pegmatito).

Quadro VI.16 – Resultado das análises químicas de rocha total das diferentes amostras realizadas no filão de Veral. Também se apresentam a razão Na_2O/K_2O expressando ambos a % em peso do óxido e os índices ASI (Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)) e o índice A/KCN (Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)) expressos todos os óxidos em % molar. O P. Rubro é a % em peso da parte perdida pela amostra durante a sua calcinação (fusão).

Quadro VI.17 – Resultado das análises químicas de rocha total das diferentes amostras realizadas no filão de Adagói. Também se apresentam a razão Na_2O/K_2O expressando ambos a % em peso do óxido e os índices ASI (Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)) e o índice A/KCN (Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)) expressos todos os óxidos em % molar. O P. Rubro é a % em peso da parte perdida pela amostra durante a sua calcinação (fusão).

Quadro VI.18 – Os elementos maiores de pegmatitos litiníferos (Stewart, 1978). 1 – Kings Mtn., NC, Kesler 1961; 2 – Peg Claims, ME, Sundelius 1963; 3 – Beardmore, Ontário, Milne 1962; 4 – Média de amostras frescas do filão de Alijó, onde só está presente espodumena; 5 – Bikita, Rhodesia, Gallagher 1962; 6 – Hirvikallio, Finlandia, Vesasalo 1959;

Quadro VI.19 - Razões calculadas para os filões estudados, com base nos critérios erný (1991a) e comparados com dados de tipos de pegmatitos de elementos raros deste autor. (1) sub-tipos espodumena, petalite e ambligonite; (ALJ – filão de Alijó; VR – filão de Veral; ADG – filão de Adagói; Valores em ppm)

Quadro VI.20 – Soma das Terras Raras dos Granitos de Cabeceiras e dos filões estudados.

ÍNDICE

I – INTRODUÇÃO **3**

I.1 - Interesse deste estudo 4
I.2 - Localização geográfica da área estudada 4
I.3.- Trabalhos anteriores 5
I.4 – Objectivos do trabalho 6
I.5 – Metodologia 6
I.6 - Os aplitopegmatitos graníticos 6
I.6.1 - Considerações gerais 6
I.6.2 - Caracterização dos aplitopegmatitos litiníferos da região Barroso-Alvão 8
I.6.3 - Os aplitopegmatitos no Noroeste Peninsular 10
I.6.3.1 - Campo aplitopegmatítico de Arga-Minho (Norte de Portugal) 11
I.6.3.2 - O campo aplitopegmatítico de Seixo Amarelo-Gonçalo (Guarda-Centro de Portugal). 13
I.6.3.3 - Campo aplitopegmatítico de Lalin-Forcarei (Galiza) 15
I.6.3.4 - Campo aplitopegmatítico de Fregeneda 17
I.6.3.5 - Campo aplitopegmatítico de Tres Arroyos 19
I.6.3.6 - Características dos campos do Noroeste Peninsular 20

II – ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO **25**

II.1 - Geologia Regional 25
II.2 - As rochas metassedimentares encaixantes 26
II.2.1 - Caracterização Estrutural 30
II.2.2 - Metamorfismo regional 33
II.2.3 - Metamorfismo de contacto 33

II.3 - Descrição dos granitos aflorantes na região Barroso-Alvão 34
II.3.1 - O maciço de Vila Pouca de Aguiar 34
II.3.2 - Complexo granítico do Barroso 36
II.3.3 - Complexo granítico de Cabeceiras de Basto 38
II.3.3.1 – Geologia 38
II.3.3.2 – Petrografia 38
II.3.3.3 - Geoquímica de rocha total 39
II.3.3.4 - Características primárias das unidades graníticas 41
II.3.3.5 - Conclusões do estudo geoquímico de rocha total 41
II.3.3.6 - Especialização metalogénica 42
II.3.3.6.1 - Comportamento do Li com a evolução primária 43
II.3.3.6.2 - Comportamento do Li face aos fenómenos de alteração deutérica 43
II.3.3.6.3 – Conclusões 43

III – ESTUDO ESTRUTURAL 47

III.1 – Trabalho de campo 47
III.1.1 – Filão de Alijó 47
III.1.2 – Propecção do filão de Alijó 48
III.1.3 – Filão de Veral 51
III.1.4 – Propecção do filão do Veral 51
III.1.5 – Filão de Adagói 52
III.1.6 – Propecção do filão de Adagói 52
III.2 - O tipo de instalação dos filões aplitopegmatiticos 55
III.3 – Conclusões 56

IV – PETROGRAFIA 65

IV.1 - Aspecto macrocópico 65
IV.2 - Descrição microscópica 66
IV.3 - A alteração hidrotermal 79

IV.4 – Discussão 86
IV.5 - O desequilíbrio da cristalização e recristalização 87
IV.5.1 - O desequilíbrio do estádio magmático 87
IV.5.2 - O desequilíbrio do estádio hidrotermal 89
IV.5.3 - As condições de Pressão e Temperatura 93
IV.7 – Conclusões 95

V- ESTUDO DAS INCLUSÕES FLUIDAS 99

V.1- Estudos microtermométricos 99
V.1.1 As platinas utilizadas 99
V.1.2 Modo de expressão da salinidade 100
V.1.3 Densidade dos fluidos 101
V.1.3 Processos de criometria e aquecimento 102
V.1.5 Determinação da composição da fase volátil e global 103
V.1.6 Condições PVTX para cada tipo de fluidos 104
V.1.7 Classificação dos diferentes tipos de IF 104
V.2- Dados e identificação das IF nos diferentes filões estudados 105
V.2.1- O sector ocidental (W) do campo aplitopegmatítico 106
V.2.1.1- Resultados microtermométricos nos filões de Covas do Barroso 106
V.2.1.2- Resultados microtermométricos nos filões no filão de Alijó 112
V.2.1.2.1- Tipos de fluidos no quartzo e seus Resultados microtermométricos 112
V.2.1.2.2- Tipos de fluidos na espodumena e seus resultados microtermométricos 118
V.2.1.2.3- Comparação entre os dados encontrados para Alijó e os filões das Covas de Barroso 123
V.2.2 – O sector oriental (E) do campo aplitopegmatítico 125
V.2.2.1 - Resultados microtermométricos no filão de Veral 125
V.2.2.1.1-Tipos de fluidos no quartzo e seus resultados microtermométricos 125

V.2.2.1.2- Tipos de fluidos na espodumena e seus resultados microtermométricos 130
V.2.2.2 - Resultados microtermométricos no filão de Adagói 134
V.2.2.2.1-Tipos de fluidos no quartzo e seus resultados microtermométricos 134
V.2.2.2.2- Tipos de fluidos na espodumena e seus resultados microtermométricos 137
V.2.2.3 – Comparação entre os dados encontrados para Veral e Adagói 142
V.2.2.4 - Comparação entre os dados encontrados para no sector E e sector W 142
V.2.2.5 - Resultados microtermometria realizados em IF de filões estéreis 142
V.2.3 – Resultados dos estudos efectados na microssonda Raman 145
V.2.3.1 – Resultados das amostras do filão Alijó 145
V.2.3.2 -.Resultados das amostras do filão de Veral 146
V.2.3.3 -.Resultados das amostras do filão de Adagói 147
V.2.3.4 – Os minerais filhos nas IF estudadas 148
V.3.1 – Condições gerais das ocorrências 155
V.3.1.1 – Características dos fluídos 155
V.3.1.2 – Evolução da composição global dos fluídos 157
V.3.1.3 – Evolução das condições P-T de aprisionamento dos fluidos 158
V.3.2 – Discussão e conclusões do estudo das IF 162
V.3.2.1 – Comparação dos resultados barométricos com a petrologia dos pegmatitos 163

VI – GEOQUÍMICA MINERAL E DE ROCHA TOTAL 169

VI.1 – Introdução 169
VI.2 – Geoquímica mineral 169
VI.2.1 – Estudos em microssonda electrónica 170
VI.2.2 – Micas brancas 170

VI.2.2.1 – Abordagem sobre a cristaloquímica das moscovites 171
VI.2.2.2 – as micas brancas nos aplitopegmatitos estudados 172
VI.2.2.2.1 – Substituição fengítica 181
VI.2.2.2.2 – Contribuição das moléculas celadonítica e paragonítica 182
VI.2.2.2.3 – Comparação entre moscovites primárias e secundárias 183
VI.2.3 – Feldspatos 184
VI.2.3.1 – Química dos feldspatos 185
VI.2.3.1.1 – Química clássica dos feldspatos 185
VI.2.3.1.2 – Química obtida na microssonda electrónica para os feldspatos potássicos 187
VI.2.3.1.3 – Química obtida na microssonda electrónica para as plagioclases sódicas 189
VI.2.3.2 – Características estruturais dos feldspatos 191
VI.2.3.3 – Conclusões 192
VI.2.4 – Fases minerais fosfatadas 194
VI.2.4.1 – Conclusões 197
VI.3 – Estudo geoquímico da rocha total dos filões e dos hipotéticos granitos parentais 194
VI.3.1 – Introdução 198
VI.3.2 – Metodologia 198
VI.3.3 – Caracterização geoquímica dos hipotéticos granitos parentais e dos filões estudados 200
VI.3.3.1 – Relação dos granitos parentais com os filões estudados 203
VI.3.3.2 – Elementos maiores para as amostras compostas do filão de Alijó 208
VI.3.3.3 – Elementos maiores para as amostras compostas do filão de Veral 211
VI.3.3.4 – Elementos maiores para as amostras compostas do filão de Adagói 212

VI.3.3.5 – Elementos traço 214
VI.3.3.6 – Terras raras 220

VII – O MODELO GENÉTICO 225

VII.1 – Introdução 225
VII.2 – Os modelos clássicos 225
VII.2.1 – O modelo anatéctico 225
VII.2.2 – O modelo hidrotermal de fluidos mineralizados sobre uma matriz estéril 228
VII.2.3 – O modelo de diferenciação magmática 230
VII.2.3.1 – Processos envolvendo a derivação magmática de magmas pegmatíticos de elementos raros 231
VII.2.3.2 – Evolução geoquímica dos magmas graníticos férteis 232
VII.2.3.3 – Acumulação intrusão de magmas pegmatíticos 234
VII.3 – Conclusões gerais 237
VII.3.1 – O modelo hipotético do campo aplitopegmatítico Barroso-Alvão 237
VII.3.2 – O papel de alguns elementos na evolução pegmatítica 240
VII.3.3 – A instalação dos filões aplitopegmatíticos 241
VII.3.4 – A diferenciação do campo em sector oriental(E) e ocidental(W) 241
VII.3.5 – O campo aplitopegmatítico na sua globalidade 241
VII.3.6 – Alguns guias de prospecção e pesquisa 246

Bibliografia 249

Anexos 271

Capitulo I - Introdução

Interesse, localização e trabalhos anteriores efectuados na área estudada.
Objectivos gerais e metodologia.
Os aplitopegmatitos graníticos: considerações gerais e caracterização dos aplitopegmatitos no Noroeste Peninsular.

I - INTRODUÇÃO

A região Barroso-Alvão, onde afloram os aplitopegmatitos, objecto deste estudo, fica situada geograficamente, tal como o nome indica, entre as serras do Barroso e Alvão (ver Anexo 1). Esta vasta região da província de Trás-os-Montes, fica geologicamente enquadrada no Maciço Hespérico Ibérico, dentro da Zona Galiza-Trás-os-Montes e próxima do limite com a Zona Centro-Ibérica (Ribeiro et al., 1979).

Em 1987, no decurso do projecto de cartografia geológica à escala 1/50 000, na área da folha 6C (Cabeceiras de Basto) dos Serviços Geológicos de Portugal (S.G.P), sob orientação do Professor Fernando Noronha, foram cartografados numerosos filões aplitopegmatíticos, que afloram principalmente no seio das rochas metassedimentares. Uma grande parte deles tinham sido já alvo de trabalhos mineiros, para recuperação de cassiterite, na sua maioria de carácter artesanal. Mas os que se encontravam mais sãos, e por isso mais duros, nunca foram trabalhados. Com o estudo petrográfico de apoio à cartografia destes últimos filões, foi posta em evidência a ocorrência de filões aplitopegmatíticos mineralizados em lítio, principalmente espodumena na zona a sul de Covas do Barroso (concelho de Montalegre). Na altura o Prof. Fernando Noronha redigiu uma informação aos então Serviços Geológicos de Portugal (S.G.P.) explicando o valor potencial dos filões litiníferos e o interesse que existiria em desenvolver um estudo mais sistemático de modo a poder revelar mais correctamente os teores e a extensão dos filões mineralizados. Desde então, foram já efectuados pela actual entidade responsável pelo Fomento Mineiro, o Instituto Geológico e Mineiro (I.G.M.) vários trabalhos de prospecção, de que resultaram diversos estudos que evidenciaram a especificidade daquelas ocorrências, nomeadamente no que respeita à mineralogia e aos seus teores em lítio. Foi enquadrado neste esforço de avaliação dos recursos que surgiu este projecto de Doutoramento, com o fim de contribuir para uma melhor explicação da estrutura, mineralogia e génese dos filões aplitopegmatíticos com espodumena da região Barroso-Alvão. No âmbito dos seus resultados e conclusões espera-se poder fornecer alguns guias de prospecção e pesquisa. Poder-se-á, então, constituir na área referida uma reserva, que permita o nascimento de uma indústria mineira especializada no fornecimento de matéria-prima rica em espodumena para a utilização na Indústria cerâmica e do vidro.

I.1 - Interesse deste estudo

Segundo Velho et al. (1998) o lítio tem tido uma procura muito elevada nos últimos anos, devido às suas inúmeras aplicações. Os produtos em que o lítio pode ser utilizado, apresentam aplicações tão diversas tais como, vidro, cerâmica, medicamentos, baterias, "chips", etc. Para além disso, é dos cinco metais que mais tem sido objecto de investigação científica nesta década, evidenciando assim a sua cada vez maior potencialidade de utilização no futuro. Mas apesar do seu enorme interesse, actual e futuro, a produção é limitada, principalmente devido ao facto de só agora se estar a descobrir um vasto campo de aplicações para este metal.

Segundo os mesmo autores o lítio é comercializado sob a forma de três tipos de produtos: como minério, como composto químico e como lítio metal. No presente caso, dado as condições de mercado actuais e a natureza das ocorrências, a aplicação do minério a obter das mineralizações em estudo, será a de concentrado de espodumena, para aplicação nas indústrias do vidro, cerâmica e em vidrados para porcelana ou concentrados de feldspato e espodumena.

I.2 - Localização geográfica da área estudada

Os filões aplitopegmatíticos, que serão o objecto principal de estudo, afloram numa área que fica geograficamente situada entre as serras do Barroso e Alvão. Esta vasta região (que está dividida naturalmente pelo vale do rio Tâmega) abrange uma grande área do distrito de Vila Real e é abrangida pelas cartas militares dos Serviços Cartográficos do Exército 1/25000, n.º 45 (Alturas do Barroso), 46 (Boticas), 59 (Dornelas), 60 (Vidago), 73 (Ribeira de Pena) e 74 (Vila Pouca de Aguiar) (ver Anexo 1).

A região Barroso-Alvão está mais facilmente acessível a partir de Vila Real. Esta cidade por sua vez, está ligada por via rodoviária pelo Itinerário Principal n.º 4, constituído por uma autoestrada (a A4) de Porto a Amarante e por um via rápida (IP4) desta cidade a Vila Real. A partir daqui há a Estrada Nacional n.º 2 em direcção a Chaves que ramifica para várias Estradas Municipais e Florestais que cobrem a área estudada.

Por caminho de ferro a linha férrea só chega, hoje em dia, até Vila Real, através da linha do Douro até à Régua e a partir daí em linha Regional.

As povoações principais são Alijó, Veral, Adagoi, Capeludos de Aguiar, Curros, Fiães do Tâmega, Canedo, Covas do Barroso e Dornelas.

A agricultura é basicamente de subsistência, à base do milho, batata, feijão e algum centeio e trigo, podendo por vezes ser encontradas algumas estufas para cultura de flores. A pecuária também é de subsistência, dominando os suínos e bovinos.

I.3 - Trabalhos anteriores

A primeira referência à existência de espodumena em Portugal, foi feita por Torres de Assunção (1954) em Gelfa (Norte de Portugal) mas como uma fase acessória em corpos aplitopegmatíticos intruídos num granito de duas micas muito deformado. Também Maijer (1965), refere a espodumena como fase acessória em filões aplitopegmatíticos com estanho, na mina de Seixoso, perto de Amarante. Em 1987, como já descrevemos, foi feita a descoberta da ocorrência de mineralizações em espodumena nos filões de aplitopegmatito da região estudada, e desde essa altura foram já realizados vários trabalhos de que se destacam na área da mineralogia: Charoy & Noronha (1988); Charoy et al. (1990); Noronha & Charoy (1991); Charoy et al. (1992), Lima et al. (1998), Lima et al. (1999a). No que respeita ao estudo das inclusões fluidas, destacam-se os trabalhos de Dória et al. (1988); Charoy et al. (1992); e Lima et al. (1999b). Na área da geofísica, foi feito um trabalho no âmbito de uma tese de mestrado (Correia, 1997). O Instituto Geológico e Mineiro (IGM) tem feito vários trabalhos desde a informação recebida da existência destes filões. Primeiro foi feito um estudo pelo Departamento de Minérios não Metálicos, com o respectivo relatório interno elaborado sob coordenação do Dr. Moreira. Depois foram efectuados trabalhos pelo Departamento de Minérios Metálicos (geoquímica de "stream sediments" a cargo do Dr. Pires, cartografia geológica de pormenor, sondagens e sanjas a cargo do Dr. João Farinha), em que os respectivos resultados são apresentados em relatórios internos deste Departamento do IGM. Na área da prospecção foram efectuados os seguintes trabalhos: Lima et al. (1997); Correia (1997) e Farinha & Lima (2000, em publicação). Por fim, dado alguns resultados anteriores terem sido promissores, o IGM avançou já no domínio do tratamento de minérios, do qual além de relatórios internos, têm ainda outros trabalhos publicados (Amarante et al., 1998, Amarante et al., 1999).

I.4 – Objectivos do trabalho

O principal objectivo deste trabalho é dar uma contribuição para a caracterização da estrutura, petrografia, mineralogia e geoquímica dos filões aplitopegmatíticos com espodumena da região do Barroso-Alvão. Com a integração dos dados recolhidos tenta-se definir um modelo de instalação para os filões aplitopegmatíticos e para a génese do campo aplitopegmatítico, principalmente para os que apresentam mineralização litinífera sob a forma de espodumena. Através da interpretação do modelo sugerido, são referidos alguns guias de prospecção e pesquisa para este tipo de mineralização.

I.5 - Metodologia

Para atingir os objectivos anteriormente referidos, foram abrangidos os seguintes domínios de investigação: estudo estrutural com base no trabalho de campo; estudo petrográfico de lâminas delgadas; estudo das inclusões fluídas (IF) em lâminas polidas; estudo geoquímico de rocha total e de alguns minerais.

Numa primeira fase, foi feito um reconhecimento geral do campo aplitopegmatítico da Região do Barroso-Alvão. Este reconhecimento centrou-se na observação e recolha de amostras de filões aplitopegmatíticos já conhecidos e de outros não identificados anteriormente, com especial atenção para as relações estruturais com o encaixante, possibilidade de zonação, homogeneidade da mineralização (quando presente), entre outras características. Mas dada a realização de uma campanha de sondagens, e de trabalhos de prospecção associados, por parte do IGM em três filões (Alijó, Veral e Adagói) espalhados pelo campo aplitopegmatítico (ver mapa do Anexo 1), estes tornaram-se os objectos principais do estudo. Destes trabalhos de prospecção geológica, principalmente das sondagens com recolha de testemunho, obtiveram-se o maior número de amostras para a análise petrográfica, mineralógica, geoquímica e do estudo de IF.

I.6 - Os aplitopegmatitos graníticos

I.6.1 - Considerações gerais

Os filões de composição granítica que afloram na área que fica geograficamente situada entre as serras do Barroso e Alvão, são na sua grande maioria aplitopegmatíticos, mas também se encontram filões aplíticos e pegmatíticos. Designam-se por aplíticos quando a fácies aplítica é única ou fortemente dominante e pegmatíticos quando ocorre o contrário.

Os filões aplíticos que existem nesta área ocorrem mais frequentemente encaixados nos metassedimentos e apresentam-se frequentemente alterados (caulinizados), podendo conter uma fraca mineralização em estanho, que em alguns casos foi explorada artesanalmente (Borges et al., 1979; Noronha, 1983; Ferreira & Noronha, 1987). A fácies aplítica representa as fases finais de cristalização de magmas residuais que se acumulam nos últimos estádios de solidificação de corpos magmáticos que se formaram sem separação de uma fase aquosa (Jahns & Burnham, 1957). Por outro lado, o termo aplito não é apenas textural, pois designa não só uma rocha de grão fino mas também uma rocha de baixo índice de coloração. O crescimento rápido e o gradiente (térmico e químico) favorece a formação de aplitos, enquanto que o contrário favorece os pegmatitos.

Os filões pegmatíticos são de pequena dimensão e ocorrem encaixados quer nos metassedimentos quer nos granitos, mas não manifestam qualquer mineralização em lítio neste último caso. A fácies pegmatítica, segundo os trabalhos experimentais mais recentes de London (1992), pode-se formar numa gama extensa de valores de arrefecimento, abaixo da temperatura de "liquidus", possibilitando assim muitas vezes as altas velocidades de crescimento cristalino necessárias à formação da textura pegmatítica. O pegmatito granítico difere texturalmente do granito, essencialmente pela variação do tamanho do grão (que pode apresentar uma grande dimensão) dentro de um mesmo corpo.

No entanto a situação sem dúvida mais frequente é a que se designa por fácies aplitopegmatítica, e que resulta da mistura complexa das fácies anteriores. Dentro dos aplitopegmatíticos existem aqueles que afloram nos granitos sintectónicos de duas micas (estéreis em lítio) e aqueles que afloram em metassedimentos do Silúrico e que só em alguns casos apresentam uma mineralização em lítio. São estes últimos que constituem o objecto principal deste estudo.

O único zonamento observado nos filões aplitopegmatíticos do Barroso-Alvão é uma certa apetência para os contactos dos filões serem constituídos por fácies

aplítica, mas o resto do filão é uma mistura intrincada de fácies aplítica e pegmatítica. Portanto não apresentam a zonação que é referida para os pegmatitos gigantes de Tanco (Canadá), Greenbushes (Australia), Bikita (Zimbabwe).

Os filões aplitopegmatíticos desta área são geralmente de média dimensão, até um quilómetro de extensão em afloramento, e alguns destes tal como já se referiu, apresentam uma mineralização em lítio. São complexos quer do ponto de vista estrutural quer composicional. Caracterizam-se por apresentar na mesma estrutura uma fácies pegmatítica mais desenvolvida que no entanto se encontra intimamente misturada com uma fácies aplítica.

Tendo em conta a sua mineralogia e características geoquímicas (que serão tratados mais adiante), classificamo-los como sendo do tipo pegmatito com elementos raros, segundo a classificação de Černý (1991a).

I.6.2 - Caracterização dos aplitopegmatitos litiníferos da região Barroso-Alvão

Na zona que fica enquadrada entre as serras do Barroso e Alvão (BA), afloram nos metassedimentos do Silúrico dois tipos de filões aplitopegmatíticos: os primeiros, geralmente de dimensão métrica, com a fácies aplítica muito desenvolvida e frequentemente alterada (caulinizada), podem apresentar uma fraca mineralização em estanho (não abrangidos neste estudo); os segundos são geralmente de média dimensão, até um quilómetro de extensão em afloramento, apresentando alguns destes uma mineralização em lítio. No entanto deve salientar-se que o estudo se restringe aos filões em que a fase litinífera principal é a espodumena, não englobando, portanto, nem os filões estéreis nem os filões lepidolíticos (CHN 26) deste mesmo campo, referidos em Charoy et al. (1992).

A classificação de Černý (1982a) para a distribuição regional, que se aplica a pegmatitos, é neste caso de difícil utilização. Mesmo alargando o conceito às unidades constituintes desta área, que tal como já referimos são os aplitopegmatitos (e não pegmatitos), vemos que é possível identificar apenas algumas das subdivisões a que este autor se refere na sua classificação.

Assim, definimos a região BA como estando enquadrada na Província Aplitopegmatítica Hercínica referida por Gomes (1994), que abrange pelo menos a totalidade do território do NW Peninsular, incluindo todos os aplitos, pegmatitos e/ou

aplitopegmatitos, de alguma forma relacionados com o metamorfismo e a instalação de granitóides associados à orogenia Hercínica.

Esta denominação, segundo o mesmo autor, tem um alcance adequado, uma vez que a "granitização" mais fértil em diferenciados residuais geradores das fácies pegmatíticas ou afins é Hercínica, não havendo notícia inequívoca de pegmatitos mais antigos e sendo muito menos frequentes aqueles que podem ser considerados tardi a pós-hercínicos.

Černý (1982a) propôs o intervalo de tempo de 330-250 Ma para a geração pegmatítica Hercínica dos pegmatitos da Cintura Apalachiana no leste dos Estados Unidos da América assim como para os campos pegmatíticos que se encontram na Europa e Ásia. Este intervalo parece estar correcto para os pegmatitos do NW Peninsular, que pertencem na sua maioria àquele intervalo de idades, uma vez que os limites de idades absolutas dos granitos Hercínicos que são férteis dentro desta província, caem no intervalo acima referido. No caso estudado, pode-se adiantar, que assumindo que são os granitos Hercínicos responsáveis pela mineralização, estes serão mais antigos que as idades $299^{\pm}9$Ma e $295^{\pm}13$Ma (que são as idades obtidas respectivamente para o granito de Vila Pouca de Aguiar e de Pedras Salgadas em rocha total pelo método Rb-Sr (Martins & Sant'Ovaia, 1998) em conjugação com as observações geológicas), uma vez que o Maciço de Vila Pouca de Aguiar se considera posterior à instalação dos aplitopegmatitos.

Este intervalo de idades inclui as seguintes categorias de pegmatitos graníticos (Ginsburg et al. (1979): miarolíticos-cerâmicos e complexos de elementos raros. Isto parece estar de acordo com o que se verifica no NW Peninsular (Gomes, 1994), pois são conhecidos vários exemplos das categorias acima referidas ao contrário dos pegmatitos de tipo moscovítico ou abissal.

É ainda possível definir a Cintura Aplitopegmatítica da Zona Galiza-Média-Trás-os-Montes. Esta subdivisão é definida um pouco subjectivamente, pois refere-se ao facto das trajectórias do alongamento cartográfico principal, acompanharem a configuração do Arco Ibero-Armoricano, formando a zona acima referida. Resulta também do carácter subconcordante que grande parte dos aplitopegmatitos (discutido no capítulo do estudo estrutural), apresentam relativamente ao alongamento dos maciços de granitos peraluminosos sintectónicos do Norte de Portugal, o qual é por sua vez subparalelo aos limites daquela zona.

Esta Cintura poderá englobar os aplitopegmatitos da área de Lalín-Forcarei, Serra de Arga, Fregeneda e os de BA, para além de outros, já que se encontram numa posição estrutural comum e no mesmo ambiente geológico. Esta definição restringe-se tal como foi proposto por Černý et al. (1981) a um alinhamento geologicamente homogéneo dentro da província pegmatítica atrás referida.

A zona BA onde afloram os vários filões, pode ser considerada como um campo aplitopegmatítico na classificação de Černý (1982a), uma vez que são do mesmo tipo genético e se situam num ambiente geológico-estrutural comum. Este incluiria como unidades elementares do "Campo", não só os pegmatitos propriamente ditos, como também os corpos aplíticos e aplitopegmatíticos. Pode-se mesmo designá-lo com o significado genético atribuído por Kusmenko et al. (1979), já que há a possibilidade de atribuir um granitóide parental para a fonte dos filões, como é a hipótese sugerida nos capítulos seguintes.

A designação de campo aplitopegmatítico de BA é então atribuída no âmbito afirmado por Gomes (1994), em que se assume que para a Província Hercínica seria sempre possível a atribuição de um granitóide gerador (no nosso caso é apenas uma hipótese).

I.6.3 - Os aplitopegmatitos no Noroeste Peninsular

Existem no Noroeste da Península Ibérica numerosos filões de composição granítica, podendo apresentar uma textura aplítica (designando-se aplitos), pegmatítica (pegmatitos) ou ainda uma textura mista (aplitopegmatitos).
Dentro destes filões existem aqueles que apresentam mineralizações em lítio. Estão presentes tanto na Zona Centro Ibérica como na Zona de Galiza-Média-Trás-os-Montes, e de ambos os lados da fronteira luso-espanhola.

Do lado português há a destacar de entre os mais estudados, os do campo aplitopegmatítico de Arga-Minho (Norte de Portugal), os da zona aplitopegmatítica de Seixo Amarelo-Gonçalo (Guarda, Centro de Portugal), e por último os do Barroso-Alvão, que tal como já se evidenciou, serão o objecto maior deste estudo. Do lado espanhol, há a destacar pelos mesmos motivos, a zona aplitopegmatítica de Lalín-Forcarei (Galiza Ocidental), o campo aplitopegmatítico de Fregeneda (Zamora), e o de Tres Arroyos (Badajoz, Extremadura).

Na figura I.1 apresenta-se a localização das áreas aplitopegmatíticas atrás referidas, nas diferentes Unidades tectono-estratigráficas definidas por Julivert et al. (1974).

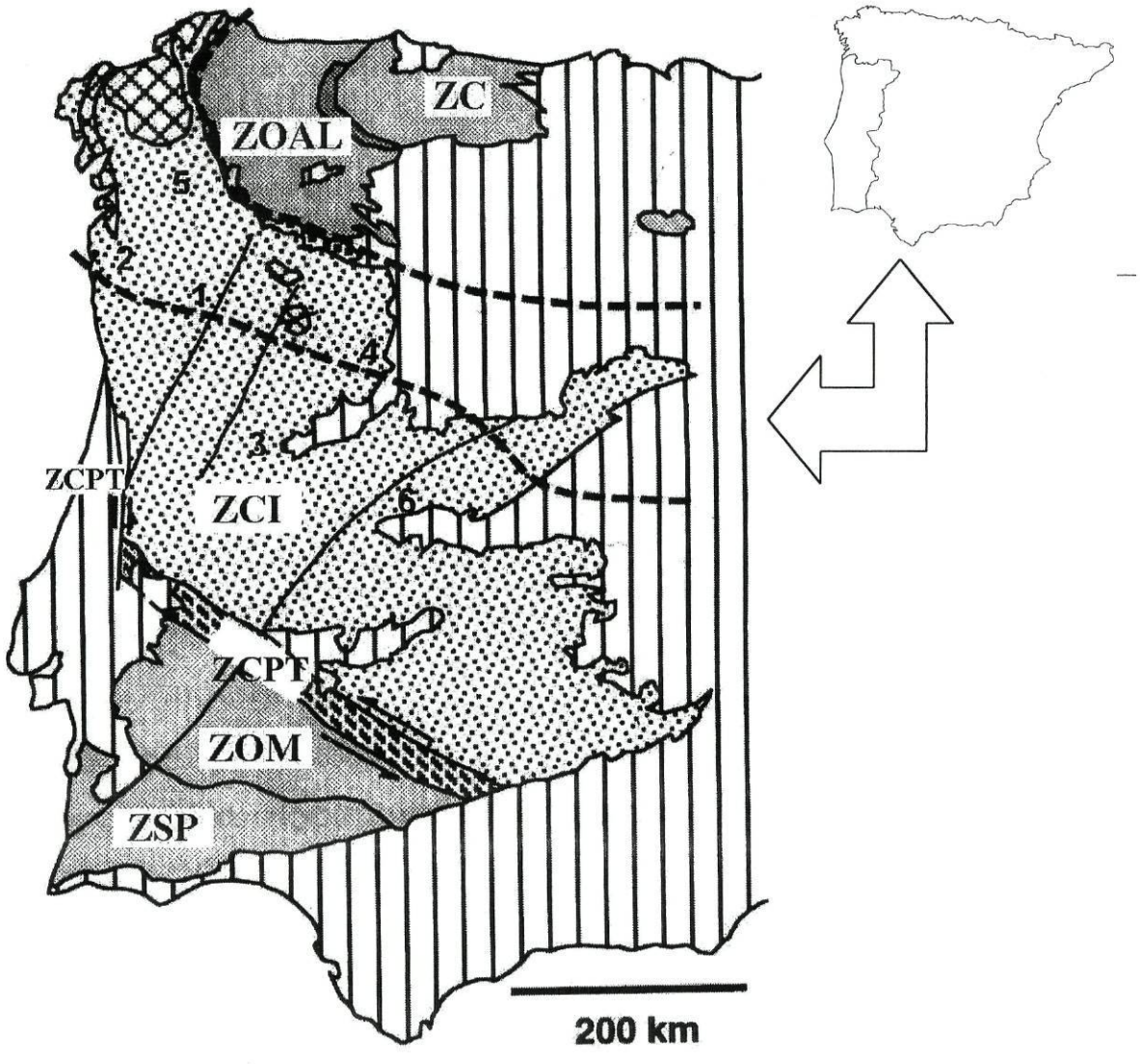


Fig. I.1 – Localização das diferentes ocorrências de campos aplitopegmatíticos no NW da Península Ibérica. ZC: Zona Cantábrica; ZOAL: Zona Ocidental Astúrico-Leonesa; ZCI: Zona Centro Ibérica; ZOM: Zona de Ossa-Morena; ZSP; Zona Sul Portuguesa (Julivert et al., 1974) ZCPT: Zona de Cisalhamento Porto-Tomar.
(1 –Barroso-Alvão; 2 –Arga-Minho; 3 – Seixo Amarelo-Gonçalo; 4 – Fregeneda; 5 – Lalin-Forcarei; 6 – Tres Arroyos)

I.6.3.1 - Campo aplitopegmatítico de Arga-Minho (Norte de Portugal)

O campo aplitopegmatítico de Arga-Minho, fica situado entre as cidades de Caminha e Ponte de Lima no Norte de Portugal. Esta área situa-se na Zona de

Galiza Média Trás-os-Montes (Fig. I.1) e representa um sistema pegmatóide, espacialmente ou geneticamente relacionado com a evolução da intrusão diapírica da Serra de Arga. Este plutonito é constituído por um granito de duas micas, especializado em Sn e Li, que aflora em metassedimentos do Silúrico (Gomes, 1994). Segundo o mesmo autor, a ligação espacial entre os aplitopegmatitos e o granito é abrangente, expressando-se cartograficamente e evoluindo no tempo à medida das modificações das trajectórias de interferência, entre a deformação regional F_{n+1}, possível equivalente a F_3 de Ribeiro (1974), e a evolução diapírica do plutonito.

Combinando a análise estrutural a diversos níveis de organização, nos enxames de filões e nos corpos aplitopegmatíticos, Gomes (1994) verificou que o campo se encontrava espacialmente compartimentado em sectores de ocorrência de aplitopegmatitos, diferenciados quanto ao seu modo de colocação no terreno. Segundo o mesmo autor, com o afastamento relativamente ao plutonito, os sectores e os corpos que neles ocorrem são os seguintes: -sectores proximais- abrangem o contacto do granito e incluem corpos intragraníticos e perigraníticos de tipo "sill", filões radiais e alguns raros "cone-sheets"; -sectores de antiformes adjacentes- com poucos afloramentos de aplitopegmatitos devido à erosão do enxame "sill" e à falta de favorabilidade tectónica para a instalação; -sectores distais- comportam os aplitopegmatitos exograníticos mais afastados do granito de Arga que se incluem nos tipos, "sill" e filões instalados em fracturas conjugadas ("filões cruzados"). Apresenta ainda alguns corpos lenticulares e "rods", que se podem associar a situações de colheita de leucossoma de afinidade metamórfica; -sectores de interferência- correspondentes às áreas distais do campo, onde afloram corpos com filiação genética em diferentes plutonitos graníticos.

Esta estruturação compartimentada do campo deve-se à sua instalação sintectónica relativamente ao desenvolvimento da fase de deformação F_3, complementada com um escalonamento das emissões magmáticas com origem em diferentes etapas evolutivas do diapirismo de Arga.

Geoquimicamente os magmatitos e pegmatitos manifestam tendências evolutivas coerentes que podem considerar-se parcialmente originadas no granito de Arga. Uma evolução por cristalização fraccionada com origem naquele granito seria responsável pelas estruturas e paragéneses mais significativas do enxame "sill".

Os segmentos mais importantes das tendências geoquímicas primárias atribuíveis ao enxame "sill" teriam ocorrido antes do limiar de saturação aquosa e imiscibilidade fluida extensiva, e os respectivos diferenciados comportar-se-iam fisicamente como magmas. No estudo paragenético e nos diagramas químico-mineralógicos, a estes segmentos correspondem as paragéneses líticas com silicatos anidros – petalite e espodumena – e uma deriva albítica muito extensa, nos sentidos dos magmatitos mais evoluídos, já portadores de elbaítes e de ambligonite. A expressão do Li sob a forma de ambligonite constitui um limiar mineralógico significativo que separa parageneticamente o estado magmático, do estado pegmatítico propriamente dito. O estado pegmatítico alcança a sua culminação evolutiva com a formação de abundante lepidolite e alguma polucite nas fácies paroximais, já expressas em filões E-W.

Assim, enquanto o estado magmático é abrangente e as respectivas tendências geoquímicas se estendem à generalidade do enxame, as cristalizações do estado pegmatítico estão mais localizadas. O seu paroxismo evolutivo é alcançado em apenas alguns corpos isolados onde ocorrem tendências evolutivas individualizadas. A extracção dos fluidificantes é sequenciada, iniciando-se por um escape precoce de B que origina a extensiva "scorlitização" do encaixante. Segue-se a extracção do Li, que desencadeia a forte nucleação albítica e a mineralização ortomagmática de Sn-Nb-Ta. A extracção do P correlaciona-se com o limiar ambligonítico. Finalmente o F desempenha o seu papel mobilizador e despolimerizante até à sua dissipação para formar as fácies pegmatíticas paroxismais.

Segundo Gomes (1994), no enxame "sill" de Arga encontram-se dispersas por corpos diferentes, as mesmas paragéneses que podem ocorrer num único corpo pegmatítico complexo das províncias antigas do Canadá, Brasil e África.

I.6.3.2 - O campo aplitopegmatítico de Seixo Amarelo-Gonçalo (Guarda – Centro de Portugal)

Fica localizado na Zona Centro-Ibérica (Fig. I.1), onde afloram vários tipos de granitóides, diferentes em idade e tendo essencialmente uma instalação "sin" e "tardi" relativamente à terceira fase de deformação Hercínica. Segundo Ramos

(1998), este campo pertence a um extenso campo filoniano aplitopegmatítico com mineralizações de metais raros. Numa área com mais de 100 Km^2 da região centro-leste de Portugal, que compreende as regiões de Gouveia - Fornos de Algodres – Celorico da Beira – Guarda – Belmonte – Sabugal, afloram filões sub-horizontais (soleiras) de espessura decimétrica e métrica (em geral inferior a 3,5m). Estes filões intruiram uma área predominantemente granítica. Esses granitóides, segundo o mesmo autor, estão agrupados em: granitóides ante-D3; granitóides sin-D3 (incluídos em três séries, precoce, intermédia e tardia); e granitóides pós-tectónicos. A formação xistenta que encaixa os granitóides (complexo xisto-grauváquico de idade pré-câmbrica-câmbrica) pode conter vários tipos de rochas filonianas: aplitos, pegmatitos, aplitopegmatitos com mineralizações de metais raros (Li, Sn, etc), filões quartzosos e de rochas básicas.

Ramos (1998) concluiu que todos os granitóides estudados da área, podem incluir-se nas séries ricas em potássio, sendo o granodiorito do Fundão, aquele que revelou carácter mais básico. Mas as soleiras mineralizadas, dispõem-se em geral na zona de contacto de alguns pequenos plutonitos de granitos de duas micas da série tardia, que afloram dispersos na área referida. O granito de Fráguas-Pena Lobo, que aflora na região entre Belmonte e Sabugal, é um desses granitóides, o qual se mostra particularmente enriquecido em Li, Rb, Nb, Ta, Sn, etc., apresentando grande abundância de soleiras aplitopegmatíticas na sua zona de exocontacto.

Na região de Seixo Amarelo-Gonçalo, afloram os filões mais enriquecidos em Li e outros elementos raros do campo filoniano aplitopegmatítico. Estes, intruiem essencialmente um granito porfiróide biotítico da série intermédia (granito da Guarda), uma fácies deste granito mais rica em megacristais de feldspato (granito de Alvarrões), um pequeno plutonito de granito de duas micas (granito de Qta do Lagedo), e um pequeno retalho do complexo xisto-grauváquico. Por fim, ainda se observam aplitos e pegmatitos estéreis, que são intruídos por filões aplíticos, filões quartzosos e de rocha básica.

Segundo o mesmo autor podem-se distinguir três tipos de soleiras, a saber: - soleiras estaníferas - caracterizam-se por apresentarem cor beje clara, e estrutura e mineralogia mais simples (quartzo, feldspato K, albite, moscovite, moscovite lítica, rara lepidolite, zinnwaldite, ambligonite-montebrasite, montebrasite sódica, topázio, apatite, berilo, cassiterite, columbo-tantalite, turmalina, zircão, monazite, rútilo,

fosfatos hidratados, sericite, etc.). Revelam algum enriquecimento em Li, Rb, Nb, Sn, ocupando em geral posições mais proximais e topograficamente inferiores; -soleiras litiníferas- são mais diferenciadas que as anteriores, com cor arroxeada, estrutura e mineralogia mais complexa (quartzo, feldspato K, albite, moscovite, moscovite lítica, lepidolite, zinwaldite, petalite, ambligonite-montebrasite, montebrasite sódica, rara espodumena, topázio, apatite, berilo, cassiterite, columbo-tantalite, microlite, turmalina, zircão, monazite, rútilo, fosfatos hidratados, sericite, etc.). Em média, revelam um enriquecimento em Al_2O_3, MnO, Li, Rb, Nb, Ta e na própria perda ao rubro, ocupando posições estruturais mais distais e topograficamente superiores; -soleiras mistas- estabelecem a transição entre os dois tipos anteriores e ocupam em geral posições intermédias.

Nos três tipos de soleiras aplitopegmatíticas atrás definidas, estão representantes da evolução contínua do magma pegmatítico, correspondendo a lepidolite a um carácter secundário da mineralização. Estão presentes desde estádios menos diferenciados, que se intruiram em níveis estruturais mais profundos e topograficamente inferiores, até estádios mais diferenciados que se intruiram em níveis estruturais mais distais e topograficamente superiores, onde terão sofrido acções tardi e pós magmáticas mais intensas. Ainda segundo o mesmo autor, algumas características mineralógicas e químicas diferenciam este campo filoniano aplitopegmatítico doutros já conhecidos, a saber: a presença de orlas de metassomatismo de contacto bem nítidas; a inexistência de um núcleo quartzoso bem definido; a distribuição das zonas enriquecidas em lepidolite com preponderância a muro; as correlações anormais de Si-Li, Al-Si que se observam nas soleiras litiníferas; a distribuição anormal de Sr e Ba que por vezes acompanham o enriquecimento em Li; a inexistência de uma tendência nítida para uma migração termogravitacional de elementos como o Li, Rb, Sn e W.

I.6.3.3 - Campo aplitopegmatítico de Lalin-Forcarei (Galiza)

Este campo aplitopegmatítico fica situado nas províncias de Pontevedra e Ourense (Galiza) e foram estudados primeiramente por Hensen (1967), Knorring & Romani (1981) e mais recentemente por Fuertes-Fuente (1996). Segundo esta última autora, este campo está localizado no Domínio Xistoso da Zona de Galiza Média Trás-os-Montes (Fig. I.1). A área Lalín-Forcarei, de idade Paleozóica inferior,

representa o limite sul do complexo de Ordenes. Os seus filões estão encaixados nos denominados grupos Paraño, de idade Devónico-Silúrica. As encaixantes registram uma deformação polifásica de idade Hercínica, desenvolvida ao longo de três fases, acompanhadas por um metamorfismo de média a baixa pressão, atingindo-se as fácies dos xistos verdes e anfibolitos. As estruturas tectónicas mais importantes desta área são os grandes sinformas que se denominam de Forcarei e de Lalín. Os granitos peraluminosos sintectónicos de duas micas e moscovíticos que se instalaram durante a terceira fase, são os que, com diferentes tipos de fácies, constituem os batólitos oriental e ocidental que delimitam a área. Aquando da sua intrusão geraram uma auréola de metamorfismo de contacto com andaluzite e biotite. A instalação destes corpos pegmatíticos é sintectónica com a terceira fase de deformação Hercínica e todos eles estão espacialmente associados aos granitos peraluminosos sintectónicos.

Aquela autora dividiu todos os pegmatitos e aplitopegmatitos aflorantes na área, nos seguintes três campos distintos: Forcarei Sul, Forcarei Norte e Lalín.

As características geoquímicas (com concentrações altas a moderadas de Be, Li, Nb, Ta, Sn e P), mineralógicas, estruturas internas e condições de instalação destes corpos determinam que os pegmatitos dos campos de Forcarei Sul e Lalín pertencem à classe dos pegmatitos com elementos raros, sendo Forcarei Norte classificado como intermédio entre a classe anteriormente referida e a moscovítica. Dentro de cada campo ainda foi possível definir uma série de grupos pegmatíticos que apresentam graus de fraccionamento diferentes.

Em Forcarei Sul, a sequência de pegmatitos que formam estes grupos, de menos a mais evoluídos, é a seguinte: a) tipo estéril; b) tipo berilo; c) tipo berilo (subtipo berilo-columbite-fosfatos); d) tipo albite-espodumena; e) tipo albite. O mais alto grau de diferenciação e a maior riqueza em elementos raros é alcançada nos grupos situados nas zonas mais afastadas dos granitos de duas micas, definido como muito leucocrático, que aflora no bordo ocidental deste campo e que é considerado o granito fértil que originou estes corpos.

No campo de Lalín afloram unicamente os corpos dos grupos mais evoluídos, nomeadamente do tipo albite-espodumena (LCL) e do tipo albite (LSL), que pertenceriam a uma sequência de grupos similar à do campo Forcarei Sul. Neste caso os grupos menos diferenciados e o granito parental que os originou, não

chegam a aflorar. Esse granito parental deve ter a mesma natureza que aquele que originou o campo Forcarei Sul, uma vez que gera pegmatitos similares.

Em Forcarei Norte o grau de fraccionamento também permite distinguir dois grupos de pegmatitos estéreis (I e II), mas ambos alcançam uma diferenciação menor do que os outros dois campos, aumentando no entanto, ao afastar-se do granito que aflora no bordo ocidental. Este granito considera-se como o responsável pela origem destes pegmatitos, sendo classificado como um granito não homogéneo e parauctótone. Assim, a geoquímica e mineralogia destes pegmatitos, permitem classifica-los como já se disse anteriormente, como intermédios entre as classes de elementos raros e moscovítica.

Segundo a mesma autora, os corpos mais evoluídos do Campo de Forcarei Sul e todos os pegmatitos do Campo de Lalín, estão enriquecidos em Be, Li, Nb, Ta, Sn e P. Estes elementos concentram-se no berilo, columbo-tantalite, cassiterite tantalífera, apatite e montebrasite de zonas albíticas metassomáticas, ou ainda, nos corpos bandeados, nas partes mais ricas em albite. Em função da actividade em fósforo, o lítio também pode aparecer sob a forma de espodumena e concentrar-se em zonas diferentes do que as dos pegmatitos de tipo albite-espodumena. Grande parte dos fosfatos são metassomáticos (montebrasite, apatite, eosphorite-childrenite). Alguns foram gerados durante um período de metassomatismo albítico e outros posteriormente, numa etapa em que o fluído aquoso (originado durante a consolidação dos pegmatitos), alterou os feldspatos ricos em fósforo. Também estão presentes fosfatos secundários (possível xanthoxenite, hidroxiherderite, apatite) formados ao alterarem-se os fosfatos previamente descritos, por fluídos hidrotermais tardios de baixa temperatura e/ou meteóricos.

I.6.3.4 - Campo pegmatítico de Fregeneda

Este campo fica situado em Espanha, no limite W da província de Salamanca, junto à fronteira com Portugal (Fig. I.1).

Do ponto de vista geológico, a mineralização encaixa na formação que em Espanha se designa por "Complejo Esquistoso Grauváquico" (CEG), e que como o próprio nome indica, é equivalente ao Complexo Xisto Grauváquico. Estes metassedimentos encontram-se afectados por duas fases de deformação Hercínicas principais (Martinez, 1974): - uma primeira fase, caracterizada por dobras de eixo

sub-horizontal de direcção NW-SE, com o desenvolvimento de uma xistosidade S_1 de plano axial; - uma segunda fase com dobras de direcção N110ºE que desenvolvem uma xistosidade de crenulação S_2 e lineação devida à blastese da biotite. Posteriormente a esta fase desenvolveu-se uma intensa fracturação de direcção NE-SW, com a segregação de quartzo.

Este campo pegmatítico é limitado a sul pelo "Complejo laminar de Alamo" e pelo granito de Lumbrales e a noroeste pelo granito de Saucelle. O Granito de Lumbrales pertence ao grupo denominado de "leucogramitos peralumínicos" (López Plaza & Carnicero, 1988) é sintectónico com a segunda fase (terceira fase Hercínica), e têm uma idade de 300 M.a. (Garzón & Locutura, 1981). Os granitóides do "Complejo de Alamo" são anteriores à segunda fase (terceira fase Hercínica) e são considerados de carácter autóctone a subautóctone e peralumínicos (López Plaza & Carnicero, 1988).

O metamorfismo regional é de carácter progressivo e observa-se uma variação gradual desde a isógrada da clorite até à da silimanite-feldspato potássico (Carnicero, 1980). O grau de metamorfismo aumenta em direcção ao "Complejo de Alamo" e batólito de Lumbrales, existindo zonas de migmatização à volta deste, que se podem interpretar como um produto de anatexia relacionado com o processo de metamorfismo regional.

Roda Robles (1993) distinguiu na área, em função da sua estrutura interna, morfologia, características mineralógicas e geoquímicas, nos os seguintes tipos de pegmatitos: -T1- pegmatitos intragraníticos, com quartzo, feldspato potássico, plagioclase, moscovite e turmalina e por vezes heterosite; -T2- diques com "boudinage" que afloram muito perto do granito, principalmente com quartzo e andaluzite, e em menor quantidade, moscovite, turmalina e feldspato potássico; -T3- diques e apófises com fácies aplíticas e pegmatíticas que também afloram perto do contacto do granito, principalmente no sector oriental; -T4- pegmatitos simples concordantes que afloram perto do granito no sector ocidental, constituídos por quartzo, feldspato potássico, plagioclase, moscovite e principalmente turmalina, e em menor quantidade granada, andaluzite e apatite, entre outros; -T5- pegmatitos compostos maioritariamente por feldspato potássico; -T6- pegmatitos discordantes simples, formados principalmente por feldspato potássico, quartzo e moscovite. Para além disso tem fosfatos de Fe-Mn-Li nos corpos mais próximos do granito de Lumbrales, e de Al-Li nos pegmatitos mais afastados deste; -T7- pegmatitos

litiníferos, com micas litiníferas, ambligonite, espodumena e cassiterite entre outros. É neste tipo que se inclui o pegmatito da Mina de Feli, explorado tendo em vista a produção de material para a Indústria Cerâmica; -T8- diques de quartzo, com feldspato e moscovite subordinada e abundante cassiterite. Os quatro primeiros tipos de pegmatitos podem ser agrupados e considerados como pegmatitos estéreis e os restantes como evoluídos. A disposição dos diferentes tipos em redor do granito de Lumbrales, parece desenhar uma zonação, de modo que os pegmatitos mais evoluídos afloram nas zonas mais afastadas do contacto norte do granito, enquanto que os estéreis afloram dentro ou então nas proximidades do contacto referido. Recordando a caracterização do metamorfismo anteriormente descrita, à medida que aumenta o grau de evolução dos corpos pegmatíticos, diminui o grau de metamorfismo do encaixante.

O modelo petrogenético proposto pela autora acima referida, considera que o grupo T1 e T3 teve origem a partir da cristalização fraccionada de um magma granítico de composição semelhante ao granito de Lumbrales. Os grupos T5, T6 e T7 cristalizariam da mesma linha evolutiva, a partir de um fundido originado por um grau de fusão parcial menor que 25% de um protólito quartzo-feldspático, semelhante a algumas das rochas que constituem o CEG. Por outro lado, o grupo T8 teve origem também por cristalização fraccionada, mas de um fundido gerado por baixo grau de fusão parcial, provavelmente numa linha de cristalização diferente do resto dos pegmatitos evoluídos. Os grupos T2 e T4 poderiam considerar-se segregações pegmatíticas anteriores, ou simultâneas, do granito de Lumbrales.

I.6.3.5 - O campo pegmatítico de Tres Arroyos

Este campo situa-se perto de Badajoz, mais precisamente próximo da localidade de Albuquerque. Fica situado no sector mais meridional da Zona Centro Ibérica do Maciço Hespérico (Julivert et al., 1974), próximo ao limite com a Zona de Ossa Morena (Fig. I.1).

Os pegmatitos estão encaixados em metassedimentos do CEG, estando localizados no contacto Sul do batólito de Albuquerque. Estes metassedimentos apresentam características estruturais atribuíveis principalmente à orogenia Hercínica, apesar de na área existirem evidências de uma deformação pre-Hercínica, provavelmente ligada ao ciclo sardo (Roda Querol, 1986; Sanderson et

al., 1991). A deformação Hercínica fez-se sentir em duas fases principais, e uma etapa frágil mais tardia. A intrusão do batólito de Albuquerque é considerada tardia durante a segunda fase de deformação (terceira Hercínica), já que corta obliquamente as estruturas da primeira fase, e os seus contactos estão rejeitados por fracturas tardias, posteriores à segunda fase. Os metassedimentos do CEG em volta do batólito encontram-se afectados por um metamorfismo de contacto (Gallego Garrido, 1992). Segundo o mesmo autor, do centro para o bordo do batólito de Albuquerque existe uma zonação espacial, passando de um granito biotítico porfídico a um leucogranito moscovítico de grão fino. A seguir aparece uma sequência bandeada de aplito sódico e pegmatito potássico e, por último, os pegmatitos de elementos raros. Esta sequência constitui uma transição magmática gradual e contínua. Este tipo de zonação é semelhante ao que propõe Černý & Meintzer (1988) como típica de processos de diferenciação magmática em partes apicais e/ou marginais de batólitos.

Foram diferenciadas as seguintes unidades dentro dos diques pegmatíticos de elementos raros (Gallego Garrido, 1992): 1 – unidade clevelandite-quartzo-topázio. Encontra-se no bordo dos corpos pegmatíticos, tendo uma espessura inferior a 10 cm e sendo descontínua; 2 – unidade quartzo-feldspato potássico-albite. É a mais importante em termos de volumetria. Os minerais acessórios são, apatite, turmalina, topázio e columbo-tantalite. 3 – unidade bandeada com albite-lepidolite-quartzo. Situa-se geralmente nas partes centrais dos diques. Caracteriza-se pela sua textura bandeada, na qual alternam níveis pegmatíticos e aplíticos com mineralogia idêntica. Os minerais acessórios são a cassiterite, microlite, zircão e goyazite. 4 – corpos de substituição. São corpos de pequenas dimensões, distribuídos ao acaso. São formados por lepidolite de grão fino. 5 – Massas de quartzo. Aparecem no contacto com a unidade de quartzo-feldspato potássico-albite, ou ainda, preenchendo fracturas.

I.6.3.6 - Características dos campos do Noroeste Peninsular

Tal como acontece noutras províncias aplitopegmatíticas de idade Hercínica por esse mundo fora encaixadas em terrenos do Paleozóico, os elementos constituintes dos "Campos" do Noroeste Peninsular não são apenas pegmatitos (como acontece nos do Proterozoico), mas também aplitos e ainda mais

frequentemente aplitopegmatitos, que se caracterizam na sua composição, pela mistura complexa e intricada das fácies aplíticas e pegmatíticas. Por outro lado, no Proterozóico encontram-se os pegmatitos gigantes e zonados, assistindo à sua quase ausência no Paleozóico. Neste período, essa zonação faz-se sentir na dispersão das mesmas paragéneses que podem ocorrer num único corpo pegmatítico complexo das províncias antigas do Canadá, Brasil e África (Proterozóico) pelos diferentes corpos de um campo pegmatítico (Gomes, 1994). Isto parece indicar uma apetência, de se formarem campos que apresentam uma zonação na distribuição dos muitos filões de dimensão pequena e moderada nos terrenos do Paleozóico, enquanto que no Proterozóico parece que essa zonação manifesta-se sim, mas no zonamento que existe nos pegmatitos gigantes, onde dentro do mesmo corpo, aparecem os diferentes paragéneses de elementos raros.

Capitulo II – Enquadramento geológico

Geologia Regional:
Caracterização estrutural
Metamorfismo regional
Metamorfismo de contacto.

II – ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

II.1 - Geologia Regional

Esta vasta região da província de Trás-os-Montes Ocidental onde fica localizado o campo aplitopegmatítico do Barroso-Alvão, fica geologicamente enquadrada no Maciço Hespérico Ibérico, dentro da Zona Galiza Trás-os-Montes e próxima do limite com a Zona Centro-Ibérica (Julivert et al., 1974) (Fig. II.1).

Os filões aplitopegmatíticos constituintes do campo, estão encaixados em metassedimentos de idade silúrica. Na área afloram vários granitóides, todos de idade Hercínica. Foram identificados de acordo com as suas relações estruturais e temporais relativamente à terceira fase de deformação, os seguintes três tipos segundo os critérios definidos por Ferreira et al. (1987): granitos biotíticos sintectónicos (sin-F_3); granitos de duas micas sintectónicos (sin a tardi-F_3); e granitos biotíticos póstectónicos (pós-F_3) (Anexo 1).

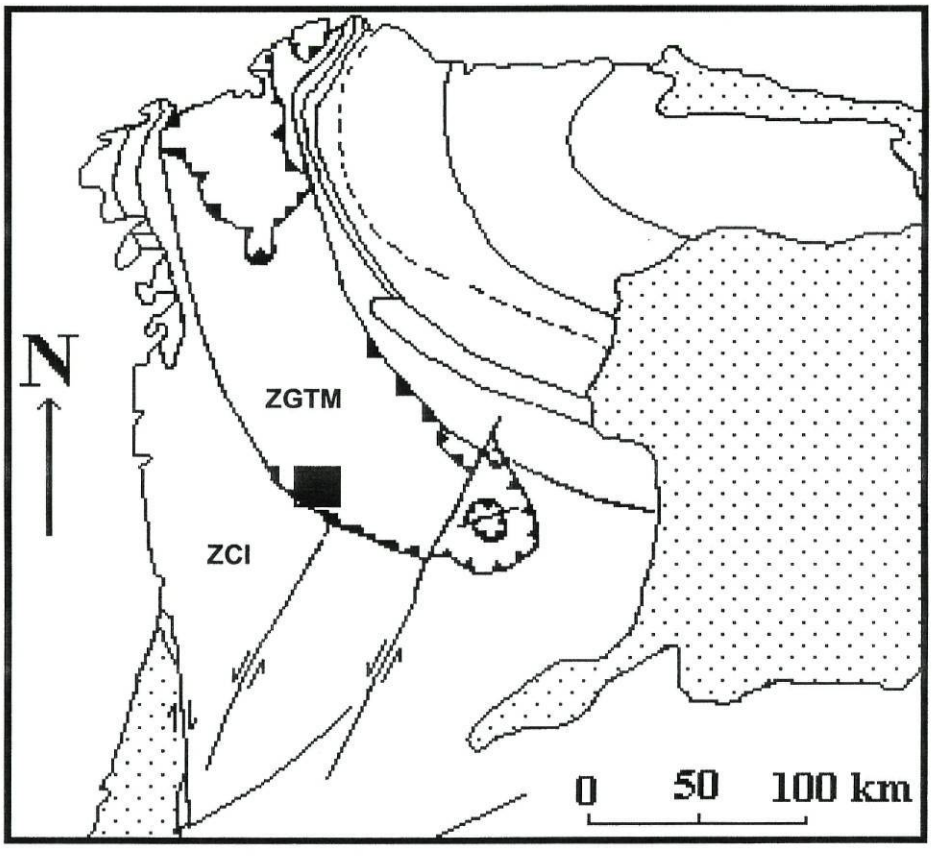


Fig. II.1 – Localização geotectónica da região do Barroso-Alvão (ZGTM - Zona Galiza Trás-os-Montes; ZCI - Zona Centro-Ibérica, Julivert et al., 1974).

II.2 - As rochas metassedimentares encaixantes

O campo aplitopegmatítico da região Barroso-Alvão aflora nos dois domínios definidos por M.A. Ribeiro (1998), com diferentes sequências litoestratigráficas:

- Domínio Estrutural de Carrazedo (DEC), subdividido em dois subdomínios, o inferior, compreendendo a unidade de Vale de Égua (VE – subdividida em duas sub-unidades , Alto da Cheira (AC) e Rancho (Ra)), e a unidade de Cubo (Cb), e o superior, englobando a unidade de Stª. Mª. de Émeres (SE).
- Domínio Estrutural de Três Minas (DETM), compreendendo duas unidades litoestratigráficas, respectivamente a unidade das Fragas Negras (FN) e a unidade de Curros (Cu).

A mesma autora refere que as unidades DETM têm maior afinidade litoestratigráfica e estrutural com o Domínio do Douro inferior (autóctone da Zona Centro-Ibérica), enquanto as unidades do DEC têm uma correlação litoestratigráfica e um estilo de deformação mais próximos dos do Domínio Peritransmontano (parauctótone da Zona Galiza Média Trás-os-Montes). No DETM a estruturação regional é marcada sobretudo pela fase D_3, cujas estruturas têm a mesma orientação das estruturas prévias (S_1 e S_0), com atitude N120º subvertical. No DEC a estruturação regional é sub-horizontal e resulta da actuação da fase D_2 em continuidade de estilo com a fase D_1, ambas com dobramentos vergentes para SE.

No entanto deve-se salientar que os filões com lítio foram detectados apenas no DEC (e dentro deste, apenas na unidade de Stª. Mª. de Émeres (SE) e sub-unidade de Rancho) e que os três filões aplitopegmatíticos objectos principais deste estudo, ficam confinados à sub-unidade de Rancho. Por essa razão, far-se-á uma caracterização litológica geral deste domínio e em particular da sub-unidade de Rancho.

Segundo M. A. Ribeiro et al. (1993) verifica-se dentro do DEC uma repetição litológica, geoquímica e possivelmente estratigráfica que resulta de um acidente tectónico no interior do DEC, havendo por isso a individualização de dois subdomínios estruturais (Fig. II.2). O acidente tectónico que marca o limite entre os dois subdomínios no interior do DEC é segundo esta autora mais inferido que observado, havendo a possibilidade de a referida repetição resultar de dobramento diferenciado das unidades da base e do topo de DEC (M.A. Ribeiro et al. 1995).

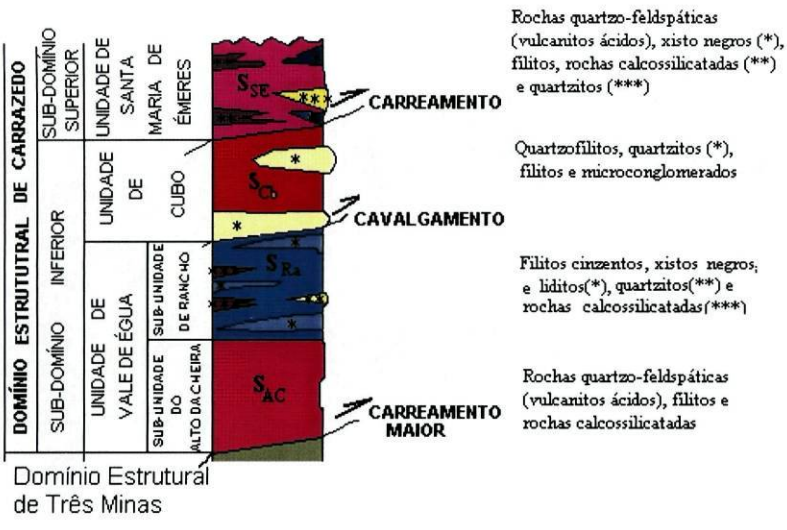


Fig. II.2 – Coluna litoestratigráfica das unidades individualizadas no DEC (retirado de Ribeiro 1998)

De uma maneira geral, o domínio DEC é caracterizado por uma grande diversidade litológica, dependente do grau de importância relativa do contributo vulcânico e da componente mais ou menos importante em matéria orgânica. Existem neste domínio rochas vulcanosedimentares (metavulcanitos ácidos e rochas calcossilicatadas) e outras com uma maior contribuição da componente orgânica como é o caso dos xistos negros e liditos. Rochas de origem essencialmente detrítica, constituídos essencialmente por quartzofilitos e quartzitos, com algumas intercalações de filitos. Para além destas, aparecem também rochas constituídas por alternâncias centimétricas a decimétricas de rochas quartzofeldspáticas, cuja fase feldspática é sobretudo albítica, intercaladas em filitos com alguma matéria orgânica e ainda por vezes com algumas rochas calcossilicatadas, de espessura centimétrica e sempre associadas às rochas quartzofeldspáticas mais albíticas (vulcanitos ácidos).

A sub-unidade de Rancho, segundo a mesma autora, é constituída essencialmente por xistos negros e alguns liditos, intercalados em filitos cinzentos e com algumas rochas quartzofeldspáticas e rochas calcossilicatadas associadas.

Deve-se referir que é justamente nestas rochas quartzofeldspáticas e calcossilicatadas associadas, tanto da unidade SE como da sub-unidade de Ra, que aparecem intruídos todos os filões com lítio identificados até ao momento no campo aplitopegmatítico do Barroso-Alvão. Por essa razão, seguidamente faz-se uma

caracterização pormenorizada destes metassedimentos: a composição mineralógica das rochas quartzofeldspáticas é caracterizada pela abundância de albite, praticamente ausente nas rochas quartzofilitosas, onde o mineral mais abundante depois do quartzo é a mica branca. Segundo M. A. Ribeiro (1998), a associação mineralógica mais comum que caracteriza estas litologias é a seguinte:

- quartzo + mica branca + biotite +/- plagioclase (albite/oligoclase) +/- feldspato K +/- clorite + opacos (sobretudo matéria orgânica) + turmalina + esfena + zircão +/- apatite.
- localmente, num pequeno domo correspondente ao Alto das Fragas e também identificado neste trabalho num afloramento de Alijó (Fig. II.6)
  quartzo + mica branca + biotite + andaluzite + estaurolite + clorite.

No quadro II.1 apresenta-se a abundância relativa aproximada de cada uma das fases mineralógicas presentes nas rochas encaixantes de cada um dos filões. Deve-se referir que na região de Alijó, detectaram-se rochas calcossilicatadas em níveis centimétricos no seio das rochas quartzofeldspáticas, tendo sido mesmo identificada "scheelite" num testemunho de uma das sondagens. Apresentam segundo M.A. Ribeiro (1998) a seguinte associação mineralógica:

- quartzo + plagioclase +anfíbola (tremolite/actinolite) + epídoto + clinozoisite +/- granada + clorite +/- calcite.

Nas rochas calcossilicatadas o mineral mais abundante é o quartzo, que apresenta características semelhantes às das rochas quartzofeldspáticas. A plagioclase, tal como acontece nestas rochas, está associada ao quartzo em bandas quartzofeldspáticas apresentando-se em pequenos cristais não maclados. Alternando com as bandas quartzofeldspáticas existem bandas ricas em anfíbola, epídoto e clinozoisite, por vezes com algumas granadas de pequena dimensão. Sobre estas bandas a calcite é abundante como mineral de alteração. A anfíbola apresenta-se em cristais prismáticos alongados, dispostos em agregados radiados, pós-cinemáticos, correspondendo a termos de série tremolite/actinolite.

Quadro II.1 – Resumo das observações efectuadas nas lâminas delgadas dos metassedimentos dos testemunhos das sondagens. (XXXX – muito abundante; XXX – abundante; XX – pouco abundante; X – raro ; # - não observado; o – opaco; s – sulfureto; mc – mica)

Lâmina	metragem	nº foliações	quartzo	mc branca	biotite	clorite	turmalina	opacos (o/s)	feldspato	apatite	outros
ALJ-1-06-7	26,90m	1	XXXX	XXX	XXX	XX	XX	oo	X	#	sulf. + carbonatos
ALJ-1-29-3	52,40m	1/dobrada	XXX	XXX	XXX	XX	#	o	X	#	#
ALJ-1-34-2	60,20m	0	XX	XXXX	XX	#	X	ooo	X	#	#
ALJ-1-37-1	64,20m	1	XXX	XXX	XX	X	X	o s	X	X	carbonatos
ALJ-2-00-1	12,90m	1	XXXX	XXX	XX	X	#	o	X	#	#
ALJ-2-06-3	19,80m	1	XX	XXXX	XXXX	XX	XX	o s	#	X	#
ALJ-2-34-9	44,00m	1/dobrada	XXXX	XXX	XXX	#	XX	#	X	X	#
ALJ-2-39-11	49,20m	2	XXXX	XXX	XXX	X	X	oo	#	#	#
ALJ-3-13-2	35,30m	2	XXXX	XXX	XX	#	XX	#	#	#	#
ALJ-3-13-3	35,80m	1	XX	XXX	XXX	#	XXX	#	#	#	porfirob. de andaluz.
ALJ-3-34-6	62,30m	2	XXX	XXX	XX	#	XXX	o	X	#	#
ALJ-3-34-7	62,70m	1	XXX	XXX	X	#	XXX	#	#	#	#
ALJ-3-61-13	90,20m	1	XXX	XXXX	XXX	XX	XX	X	#	#	andaluzite

Lâmina	metragem	nº foliações	quartzo	mc branca	biotite	clorite	turmalina	opacos (o/s)	feldspato	apatite	outros
VR-1-8-2	5,20m	1	XXX	XXX	XXXX	X	XXX	#	#	#	#
VR-2-10-4	7,20m	1	XXXX	XXX	XXX	X	#	o	#	#	#
VR-3-11-4	12,50m	1	XXX	XXX	XXXX	X	XXX	o	#	#	#
VR-4-16-4	29,00m	0	XXX	XXXX	XXX	XX	X	o	#	#	andaluzite e granada

Lâmina	metragem	nº foliações	quartzo	mc branca	biotite	clorite	turmalina	opacos (o/s)	feldspato	apatite	outros
ADG-2-34-5	42,70m	0	XX	XXX	XXXX	#	XX	o	#	#	#
ADG-2-35-6	50,50m	1	XXXX	XXX	XXX	X	X	o	#	X	#
ADG-3-46-4	49,00m	1	XXXX	XXX	#	XXX	#	oo	#	#	#

Rochas com mineralogia semelhante a estas foram descritas por Noronha (1976, 1983), tendo sido referido que não apresentavam as características correntes dos "skarns", tratando-se de termos próximos de metagrauváques quártzicos com a matriz constituída por uma lama carbonatada. Naqueles trabalhos é feita referência às diferentes descrições e significados atribuídos a estas rochas por diferentes autores, nomeadamente a de Arribas (1979) que as considera como correspondendo a rochas piroclásticas com cimento carbonatado. Por outro lado o protólito destas rochas calcossilicatadas poderia corresponder a litologias vulcanossedimentares, com um contributo vulcânico de composição mais cálcica do que a rochas quartzofeldspáticas, com as quais estão intercaladas. Nesta hipótese não haveria necessariamente um cimento carbonatado. A diferenciação metamórfica posterior poderá ter acentuado as diferenças mineralógicas entre as rochas quartzofeldspáticas e as rochas calcossilicatadas. Estas calcossilicatadas estão sempre associadas às zonas de instalação dos filões aplitopegmatíticos com espodumena (vários testemunhos de sondagem o comprovam), para além de como se discutirá no capítulo das inclusões fluidas (IF), são possivelmente a origem dos carbonatos que dominam as fases sólidas das IF primárias destes filões.

II.2.1 - Caracterização estrutural

Nas unidades do DEC a estruturação regional é imposta sobretudo pela fase anterior $D_n(D_2)$. Assim a foliação principal em todas as unidades do DEC é segundo M. A. Ribeiro (1998), de modo idêntico nos dois subdomínios estruturais, uma foliação S_2, subconcordante com S_0 (Fig. II.3), mas definindo "microlithons" centimétricos, nos quais é preservada uma foliação ainda anterior, S_1. É o que se observa nos metassedimentos das rochas encaixantes dos filões objectos maiores deste estudo, como é exemplo a Fig. II.4, no filão de Adagói. O paralelismo da foliação S_2 com S_0 é bem evidente na figura II.3. A atitude da foliação S_1 é segundo a mesma autora em geral mais oblíqua a S_0, e os "microlithons" centimétricos em que é preservada, apenas se observam nas litologias mais competentes, nomeadamente nas rochas quartzofeldspáticas como é o caso da figura II.4. Nas litologias pelíticas verifica-se a total transposição de S_1 por S_2.

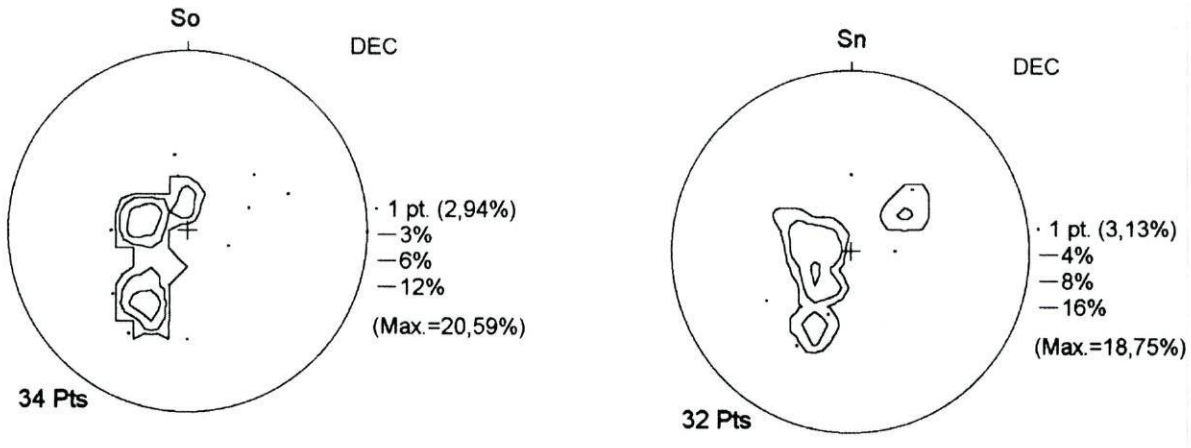


Fig. II.3 – Projecção estereográfica relativa à estratificação S_0 e a estratificação S_2 (S_n), nas unidades do DEC (projecção polar, rede de Schmidt) (retirado de Ribeiro, 1998).



Fig. II.4 – a) Rochas quartzofeldspáticas onde facilmente se identifica "microlithons" e em que é observada a preservação da foliação S_1 no interior de estruturas S_2.



Fig. II.4 – b) Quartzo-feldspato observado ao microscópio, onde é possível discernir claramente uma foliação anterior que ficou preservada (S_1) e a estrutura principal (S_2).

As foliações S_2 e S_1 foram geradas em continuidade de estilo, associadas a dobramentos vergentes para SE. Pela sua geometria estas fases correspondem às fases D_1 e D_2 do domínio parautóctone (A. Ribeiro, 1974; Noronha et al., 1979; Noronha 1983; A. Ribeiro et al. 1990).

A fase D_3 nas unidades do DEC é caracterizada por um dobramento do plano axial subvertical de direcção N120º e eixo sub-horizontal, não sendo a foliação correspondente S_3 muito penetrativa em termos gerais, ao contrário do que sucede no domínio DETM. Muitas vezes nos níveis mais pelíticos, há apenas crenulação da foliação S_2, mas sem haver geração de clivagem e nos níveis mais competentes há desenvolvimento de uma clivagem de fractura esporádica. A fase D3 nas unidades do DEC está materializada sobretudo em dobramentos de grande a média amplitude, de plano axial vertical e eixo mergulhante 5º a 10º para N120º. Na figura II.5 estão representadas esquematicamente as relações entre as diferentes foliações nas unidades do DEC.

Como se descreverá no capítulo da geologia estrutural, a instalação dos aplitopegmatitos é controlada pela foliação dominante S_2, podendo localmente penetrar através de zonas de fraqueza correspondentes a S_3, e mesmo serem ainda dobradas por D_3.

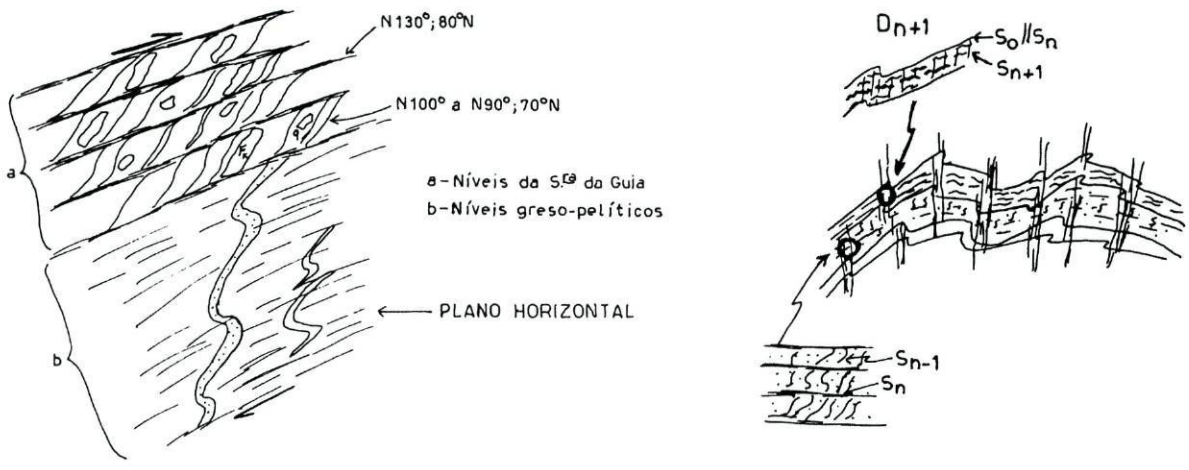


Figura II.5 – Representação esquemática das relações entre S_0, S_1 (S_{n-1}) , S_2 (S_n) e S_3 (S_{n+1}) nas unidades litoestratigráficas do DEC (retirado de Ribeiro, 1998).

II.2.2 - Metamorfismo regional

Segundo M. A. Ribeiro (1998), as unidades do DEC têm um grau de metamorfismo regional correspondente à zona da biotite, observando-se no entanto por vezes, quartzofilitos muito turmalinizados e porfiroblastos de andaluzite. No entanto, no lado ocidental da falha Régua-Verin, nos metassedimentos correspondentes a este domínio, Noronha (1983) reconheceu duas isógradas de metamorfismo regional subparalelas aos granitos de duas micas de Cabeceiras de Basto, com uma orientação geral NW-SE, designadamente a zona da andaluzite e a zona da biotite. Assim, nestes metassedimentos domina a zona andaluzítica e só na parte superior W, perto do maciço do Barroso, numa faixa de 3 Km de largura entre Venda Nova e Cerdedo, é que está presente a zona da biotite (Noronha & M. L. Ribeiro, 1983) (ver mapa do Anexo 1). De salientar que depois torna a passar à zona da andaluzite. A turmalinização está espacialmente associada à ocorrência dos filões aplitopegmatíticos.

A ocorrência da zona da biotite que é condicionada por um sinclinal sin-F_3, por um lado, e a presença de cristais de andaluzite deformados por F_3 por outro, sugerem que o clímax do metamorfismo deve ter sido atingido antes da última fase de deformação Hercínica. Portanto, o metamorfismo pode-se dizer que decresce desde o maciço de Cabeceiras de Basto, desde a zona da andaluzite até à da biotite, passando novamente à zona da andaluzite (ver mapa do Anexo 1). Como será discutido mais tarde no modelo metalogénico, é relevante que os filões litiníferos estudados neste trabalho (espoduménicos) se instalem na zona de metamorfismo mais baixo dentro da zona da andaluzite, e que os lepidolíticos (não abordados neste estudo) se instalem mesmo na faixa da zona mais baixa (a da biotite) do campo aplitopegmatítico do Barroso-Alvão.

II.2.3 - Metamorfismo de contacto

Segundo M.A. Ribeiro (supracitada) nas proximidades do granito pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar, há uma auréola de metamorfismo de contacto, que abrange as unidades dos dois domínios estruturais. A auréola de metamorfismo de contacto abrange a unidade DEC ao longo e nas proximidades do maciço de Vila Pouca de Aguiar (ver mapa do Anexo 1). Esta faixa só inclui os metassedimentos

perto do filão de Adagói, mas não engloba os terrenos onde este está intruído. A blastése resultante deste metamorfismo está marcada sobretudo nas unidades mais pelíticas, enquanto que nas unidades do DEC, menos pelíticas e com um metamorfismo regional na zona da andaluzite, a blastese de contacto não é tão evidente.

A mineralogia resultante do metamorfismo de contacto, à qual está sempre associada a moscovite e o quartzo, é a seguinte:

- nas zonas mais próximas do granito: cordierite – andaluzite – biotite;
- nas zonas mais afastadas: andaluzite – biotite e só biotite

Este metamorfismo de contacto, como será discutido mais adiante, poderá estar relacionado com a forte alteração que afecta o filão de Adagói, para além da sua instalação poder justificar em parte o comportamento diferencial do sector oriental e ocidental do campo aplitopegmatítico do Barroso-Alvão.

II.3 - Descrição dos granitos aflorantes na região Barroso-Alvão

Existem essencialmente três maciços graníticos que limitam a região estudada (mapa do Anexo 1): o maciço de Vila Pouca de Aguiar, o maciço do Barroso, e o maciço de Cabeceiras de Basto. Seguidamente, faz-se a descrição destes maciços, principalmente o de Cabeceiras de Basto, uma vez que o posicionamento do alinhamento que os aplitopegmatitos litiníferos apresentam, assim como o distanciamento deste alinhamento ao maciço (ver mapa do Anexo 1), para além da sua conhecida especialização metalogénica (Almeida, 1998), sugere o maciço de Cabeceiras de Basto como a sua possível fonte parental.

II.3.1 - O maciço de Vila Pouca de Aguiar

O maciço pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar é um maciço circunscrito que aflora na região, limitando a oriente a zona estudada. É discordante em relação às estruturas sin-D_3 das rochas encaixantes metassedimentares anteriormente descritas. Segundo (Martins & Sant'Ovaia, 1998) trata-se de um maciço granítico compósito, cuja instalação foi controlada pelo grande acidente tardi-hercínico que é

a falha Régua-Verin (N30º). É constituído no essencial, por três unidades de granitos biotíticos, cujas relações de campo sugerem sincronismo de instalação: o granito de Vila Pouca de Aguiar (GVPA), porfiróide e de grão médio, caracterizado pela presença de encraves microgranulares tonalíticos e granodioríticos, ao qual se associa uma fácies também porfiróide de grão grosseiro, mas de expressão cartográfica reduzida; o granito de Gouvães da Serra (GGS) e o granito de Pedras Salgadas (GPS) mais leucocrata de grão médio a fino, também porfiróide e que ocupa a parte central do maciço (Martins 1989; Martins & Noronha 1991).

Segundo Martins & Sant'Ovaia (1998), os dados geocronológicos U-Pb e isotópicos (Rb-Sr e Sm-Nd) referentes apenas às duas unidades mais representativas, GVPA e GPS revelam que:

- a idade de $299^{\pm}3$Ma obtida pelo método U-Pb (Martins et al. 1997b) pode ser interpretada como a idade de instalação do maciço e é concordante com as idades de Rb-Sr em rocha total, $299^{\pm}9$Ma para GVPA e $295^{\pm}13$Ma para GPS bem como com as observações geológicas.
- Os dois granitos caracterizam-se por razões isotópicas iniciais ($^{87}Sr/^{86}Sr$) e valores de $\sum$Nd distintos, sugerindo a existência de dois magmas subcontemporâneos mas de origens diferentes.

Uma vez que a instalação deste maciço é posterior à instalação dos aplitopegmatitos em estudo, interessa saber o seu processo de instalação, para averiguar, até que ponto afectaram os filões do campo aplitopegmatítico do Barroso-Alvão. Segundo Pereira et al. (1993) e Baptista et al. (1993) no sector do orógeno Hercínico, o campo de tensões com σ_1 orientado NNW-SSE a N-S condiciona os sistemas de fracturas frágeis D_4, NNE-SSW e o sistema conjugado NNW-SSE. A localização da zona de alimentação parece ser condicionada pela intersecção dos sistemas de fracturas NW-SE (sin-D_3) com o desligamento NNE-SSW. As lineações magnéticas de orientação NNE-SSW representarão a direcção do fluxo magmático condicionado pelo desligamento principal aquando da instalação dos magmas pegmatíticos (Martins & Sant'Ovaia 1998). Estes autores propõe assim para este maciço, uma instalação condicionada pelo grande acidente Régua-Verin em que as fracturas NW-SE condicionariam a localização de uma zona de alimentação. A formação deste acidente e a extensão regional subsequente teriam garantido o espaço necessário à instalação do maciço de Vila Pouca de Aguiar.

Macroscopicamente, este granito não apresenta deformação evidente como seria de esperar dado o descrito acima. Microscopicamente, revela a presença de quartzo, feldspato potássico, plagioclase (An_{30-12}), biotite e moscovite (tardia) como minerais essenciais e minerais acessórios, tais como a alanite, apatite, zircão e ilmenite (Martins, 1998).

O mais importante é que a instalação deste maciço, apesar de ter sido posterior à dos filões em estudo, implicou uma subida das isotérmicas, que poderá fornecer uma explicação para a delineação dos sectores oriental e ocidental do campo aplitopegmatítico, que se discutem no modelo metalogénico. Para além disso a sua acção terá tido certamente influência sobre os filões mais próximos, nomeadamente na forte alteração do filão de Adagói.

II.3.2 - Complexo granítico do Barroso

Este complexo é constituído por várias fácies, todas elas sin a tardi tectónicas relativamente à fase D_3 Hercínica e que sucintamente passamos a descrever. As associações mineralógicas maiores são em todas elas, constituídas por biotite, plagioclase, feldspato potássico (Fk), quartzo e moscovite. Dentro dos granitos sintectónicos do Barroso, temos segundo Noronha & M. L. Ribeiro (1983):

- Granito do Barroso aflorando numa extensa mancha na serra com o mesmo nome, a sul da albufeira do Alto do Rabagão. Trata-se de um granito orientado de grão grosseiro, tendência porfiróde e de duas micas, mas essencialmente biotíticos. O Fk dominante é uma ortoclase algo pertítica. A plagioclase é uma albite-oligoclase com albite intersticial. A biotite apresenta-se muitas vezes cloritizada. A moscovite que é pouco abundante ocorre em grandes placas tardias. Como acessórios existem a apatite (quer incluida na biotite quer em cristais isolados), turmalina (geralmente associada à moscovite) e opacos.

- Granito de Vila da Ponte constitui uma mancha relativamente extensa, principalmente na parte central da serra do Barroso. É um granito de grão médio de tendência porfiróide, caracterizado pela relativa abundância de biotite e pela ocorrência de pequenas concentrações, ovóides deste mineral. O quartzo apresenta-se subgranulado e com forte extinção ondulante. O feldspato potássico da

matriz é ortoclase e o dos megacristais é uma microclina pertítica. A plagioclase é uma oligoclase com frequentes mirmequites. A moscovite, embora pouco abundante, ocorre em grandes placas, geralmente associada à biotite. Os minerais acessórios são a apatite, rútilo, zircão e minerais opacos.

- Granito de Pisões ocorre numa mancha situada nas vizinhanças da barragem do Alto-Rabagão. É uma fácies de grão médio a grosseiro e de duas micas. Apesar de espacialmente associado ao granito do Barroso não é tão grosseiro nem revela tendência porfiróide como este, apresentando-se muito mais orientado, sendo a transição entre as duas fácies no entanto de natureza gradual. Ao microscópio apresenta-se bastante deformado e recristalizado. Salvo no que respeita à sua maior abundância de albite e moscovite, toda a restante mineralogia é aproximadamente a mesma do granito do Barroso.

- Granitóides de Vilar aparecem em pequenas manchas nas imediações da povoação com o mesmo nome e no seio do granito de Vila da Ponte. Tratam-se de rochas de granularidade média a fina, caracterizadas pela sua cor escura, devida à grande abundância de biotite. O quartzo é menos abundante do que nos outros granitóides, chegando a haver composições quartzo-monzoníticas. A plagioclase tem uma composição entre a daoligoclase e a da andesina e frequentemente apresenta zonação e mirmequites. O Fk pode ser muito escasso (composição tonalítica), ocorre pertítico por vezes como fenocristais. Como acessórios realça-se a presença relativamente abundante de apatite e esfena. Ocorrem ainda opacos, alanite e rútilo. Nota-se também a presença esporádica de clinoanfíbola verde e clorite, esta proveniente de alteração da biotite.

Os dados geoquímicos não são abundantes, mas é possível afirmar no que diz respeito aos granitos peraluminosos de duas micas referidos atrás, que estes não diferem muito na sua composição global dos granitos peraluminosos de duas micas de Cabeceiras de Basto que descrevemos a seguir, tal como tinha sido já referido por Noronha (1983). No entanto, dado não haver resultados sistemáticos de análises de elementos traço nos granitos de duas micas do maciço do Barroso, é difícil avaliar a sua potencialidade metalogénica no que diz respeito a elementos raros.

II.3.3 - Complexo granítico de Cabeceiras de Basto

II.3.3.1 - Geologia

O complexo granítico de duas micas de Cabeceiras de Basto constitui segundo Almeida (1994), uma importante unidade alongada segundo a direcção NW-SE e concordante com a estrutura regional. Este plutonito ocupa o núcleo de um antiforma de direcção N130°, formado durante a terceira fase de deformação Hercínica (Noronha 1983; Ferreira et al. 1987). A idade encontrada pelo método de U-Pb (em zircão e monazite), para a idade mínima de instalação deste complexo sintectónico, é segundo Almeida et al. (1998) de $311^{\pm}1$Ma. Esta idade está de acordo com a idade intravestefaliana (316 Ma a 305 Ma) previamente proposta para a fase D_3 da orogenia Hercínica (Noronha et al., 1981).

II.3.3.2 - Petrografia

Foram identificados no complexo, três grandes grupos de granitos de duas micas de acordo com as dimensões granulométricas (Almeida, 1994): granitos de grão fino (G'f de 0.5 a 1mm), grão médio (G'm de 2 a 4mm) e grão grosseiro, (G'g de 5 a 7mm) estando incluído neste último grupo uma fácies porfiróide com raros megacristais de 8 a 10mm.

Ainda segundo a mesma autora, os contactos entre os três tipos de granitos são graduais e difusos, sobretudo entre os grupos G'm e G'g. No entanto, o contacto entre a fácies G'f e G'g é mais nítido em algumas áreas do maciço. Nestes locais, as relações de campo revelam o tipo G'g a envolver o G'f. Relações semelhantes entre G'm e G'f, embora menos evidentes, levam a admitir que o grupo G'f possa ser considerado o mais antigo do complexo.

As três séries graníticas G'f, G'm e G'g, apresentam segundo Almeida (1994) sob o ponto de vista petrográfico uma textura hipidiomórfica granular e composições mineralógicas idênticas.

Como minerais essenciais nos três grupos de granitos considerados estão presentes: quartzo, plagioclase (An0-An12), feldspato potássico (ortóclase e microclina), biotite (único mineral máfico) e moscovite, que em qualquer das fácies é

sempre mais abundante do que a biotite. Os minerais acessórios consistem principalmente em: apatite (cristais incolores e mais raramente de côr violeta), zircão, rútilo (incluindo o polimorfo anatase), silimanite, turmalina, monazite e ilmenite. Os minerais opacos, quando ocorrem parecem estar associados à cloritização da biotite. Esporadicamente detectou-se andaluzite em algumas amostras localizadas próximo do contacto com as rochas metassedimentares a SW do maciço. A monazite, anatase, a ilmenite e diversas formas de zircão foram melhor identificadas em concentrados de minerais pesados. A relativa abundância de moscovite assim como a presença de silimanite são importantes indicadores mineralógicos do carácter peraluminoso dos granitos em estudo.

Dada o facto destes granitos de duas micas serem sintectónicos é de salientar o papel desempenhado pela deformação que se traduz essencialmente na orientação e encurvamento dos minerais de hábito tabular (sobretudo das micas), na acentuada extinção ondulante do quartzo e na formação de moscovite intersticial em zonas de cisalhamento às quais se pode associar, também, um enriquecimento em quartzo.

Os fenómenos de alteração deutérica, tardi- a pós- magmática, particularmente a moscovitização, a albitização e, em menor grau, a microclinização, são de grande importância na área, tendo actuado com intensidade variável ao longo do maciço (Noronha, 1982; Almeida, 1994).

II.3.3.3 - Geoquímica de rocha total

Segundo Almeida (1994) as três unidades referidas atrás pertencem ao grupo dos leucogranitos muito evoluídos caracterizados pela sua riqueza em sílica (70.5% a 73.5%) e em álcalis ($7.8<Na_2O+K_2O<8.8$) e mais empobrecidos em ferro ($1.2<Fe_2O_3t<2.1$), magnésio ($0.2<MgO<0.5$) e cálcio ($0.2<CaO<0.6$). Por outro lado, apresentam um forte carácter peraluminoso, marcado por valores da razão molar (mole $Al_2O_3/K_2O+CaO+Na_2O$), A/KCN, sempre superiores a 1.1, exprimindo-se mineralogicamente pela presença de moscovite primária em todas as amostras.

Com base nos dados retirados de Almeida (1994), foram calculados os valores ASI ("alumina saturation index") que correspondem à razão molar (mole Al/ Σ mol [Na+K]) no quadro II.2. Os elevados valores de ASI obtidos confirmam uma vez mais a peraluminosidade das fácies referidas.

Quadro II.2 - Composição química em termos de elementos maiores e vestigiais de amostras menos afectadas pelos processos de alteração deutérica, representativas dos Granitos de Cabeceiras de Basto. A concentração dos elementos maiores expressa-se em % de peso molar do óxido e os conteúdos dos elementos traço em ppm. Também se apresentam a razão Na_2O/K_2O expressando ambos a % em peso molar do óxido e os índices ASI ($Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$) e o índice A/KCN ($Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$) expressos todos os óxidos em % molar. G'f – granito de grão fino; G'm – granito de grão médio; G'g – granito de grão grosseiro. (modificado de Almeida, 1994)

	G'f			G'm					G'g				
Amostra	2	84	113	45	69	79	91	104	8	34	36	60	65
SiO_2 (%)	70,51	72,14	72,57	72,49	72,81	70,84	73,44	73,3	71,44	72,48	72,33	73,15	72,77
Al_2O_3	14,74	15,05	14,66	14,61	14,51	15,34	14,58	15,11	14,64	14,73	15,14	14,5	14,65
Fe_2O_3t	2,01	1,81	1,33	1,51	1,52	1,78	1,45	1,18	1,97	1,61	1,42	1,33	1,15
MnO	0,03	0,03	0,02	0,02	--	0,03	0	0,04	0,02	0,04	0,03	0	0,05
MgO	0,45	0,31	0,29	0,27	0,3	0,26	0,29	0,22	0,44	0,51	0,29	0,2	0,19
CaO	0,41	0,5	0,55	0,54	0,6	0,42	0,43	0,22	0,64	0,23	0,26	0,34	0,14
Na_2O	2,79	2,93	2,86	3,04	3,17	3,11	3,08	3,24	3,04	2,98	3,13	2,91	3,15
K_2O	5,28	5,46	5,08	5,3	4,99	5,05	4,75	4,8	5,22	4,87	4,77	5,08	4,58
TiO_2	0,35	0,31	0,19	0,2	0,17	0,28	0,17	0,16	0,28	0,26	0,23	0,13	0,12
P_2O_5	0,34	0,39	0,38	0,34	0,3	0,36	0,4	0,34	0,44	0,32	0,38	0,38	0,37
H_2O^+	1,75	1,14	1,58	1,45	1,39	1,58	1,79	1,48	1,41	1,36	1,81	1,75	1,59
Total	98,66	100,07	99,51	98,32	99,76	99,05	100,38	100,09	99,54	99,39	99,79	99,77	98,76
Na_2O/K_2O	0,53	0,54	0,56	0,57	0,64	0,62	0,65	0,68	0,58	0,61	0,66	0,57	0,69
A/KCN	1,3	1,3	1,3	1,2	1,2	1,4	1,3	1,4	1,2	1,4	1,4	1,3	1,4
ASI	1,43	1,40	1,43	1,36	1,36	1,45	1,43	1,43	1,37	1,45	1,47	1,41	1,44
Li (ppm)	482	261	158	53	173	183	125	245	118	261	113	117	433
Ba	327	230	202	218	222	241	195	98	229	167	167	140	61
Ce	139,8	96,9	34,8	43,2	32,9	41,7	27,3	19,3	45,7	34,2	0	21,6	17,6
Dy	2,4	2,1	1,8	1,7	1,9	2	1,4	1,6	1,7	1,8	0	1,6	1,4
Er	1	0,9	0,7	0,6	0,8	0,8	0,5	0,5	0,7	0,8	0	0,6	0,7
Eu	0,9	0,6	0,4	0,4	0,5	0,6	0,3	0,3	0,5	0,4	0	0,3	0,2
Gd	5,7	5,4	2,8	3,3	2,6	3,1	2,3	2,1	3,9	2,8	0	2,1	1,8
La	61,4	42,3	15,7	19,3	14,5	20,5	12	7,9	19,6	14,9	0	9,9	7,3
Nb		11	15	14	12	12	17	19	12	16	0	17	25
Nd	60,5	45,6	16,2	18,6	13,2	18,9	11,3	8	24,8	14,5	0	9	7
Rb	468	393	389	410	353	305	394	453	322	431	366	464	592
Sm	11,3	8,7	3,8	4,3	3,1	4,2	2,7	2,3	5,8	3,5	0	2,4	2
Sn	8	24	38	31	19	20	36	31	17	68	37	44	39
Sr	133	47	44	58	88	70	62	30	51	76	74	41	25
W	2	3	4	3	3	4	3	8	2	7	5	5	16
Y	12,4	10,3	9,9	8,6	10,1	10	6,2	9	7	10,2	0	8,4	8,6
Yb	0,8	0,6	0,5	0,4	0,6	0,6	0,4	0,4	0,6	0,6	0	0,4	0,6
Zr	195	141	74	84	66	94	69	49	88	65	0	50	46

O carácter muito evoluído destas rochas está igualmente patente a nível dos elementos menores através da sua riqueza em Rb (305-592 ppm) e empobrecimento em Sr (25-133 ppm). Os elementos menores considerados imóveis como por exemplo Zr (46-195 ppm) e os elementos de terras raras (39-284 ppm) apresentam uma larga gama de variação.

II.3.3.4 - Características primárias das unidades graníticas

Petrogeneticamente, o carácter aluminoso das rochas ígneas reveste-se de grande importância, nomeadamente nas suas implicações quanto à natureza da fonte dos materiais, possibilitando a distinção de três tipos principais de associações magmáticas: cafémicas, alumino-cafémicas e aluminosas (Debon & Le Fort, 1983). As rochas peraluminosas podem pertencer a qualquer um dos tipos, dependendo da fonte dos materiais: as associações cafémicas procedem de uma fonte exclusivamente mantélica ou, mais frequentemente, de uma fonte siálica ou híbrida com uma importante componente mantélica; as alumino-cafémicas parecem proceder de uma fonte híbrida com predominância de material siálico ou com uma contribuição mantélica; as associações aluminosas são quase totalmente derivadas da anatexia de material siálico. Os granitos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto encontram-se nesta última situação (Almeida, 1994).

II.3.3.5 - Conclusões do estudo geoquímico de rocha total

As características mais importantes resultantes do estudo químico (elementos maiores e menores) dos grupos graníticos do maciço de Cabeceiras de Basto, são as seguintes:

Os três grupos (G'f, G'm e G'g) apresentam um forte carácter peraluminoso exprimindo a sua riqueza em moscovite primária. Em cada grupo assiste-se a uma evolução desde granitos de duas micas relativamente ricos em biotite (cerca de 5%) até leucogranitos de duas micas com moscovite largamente dominante. O acentuado carácter peraluminoso sugere que estes granitos tenham derivado da fusão de material supracrustal.

O estudo do comportamento de determinados elementos maiores (essencialmente K) e menores (Ba, Nb, Zr e terras raras), assim como a utilização de diagramas químico-mineralógicos específicos, permite evidenciar que as três fácies constituem unidades independentes evoluindo cada uma numa gama de composições equivalentes. Esta observação exclui a hipótese segundo a qual as três fácies poderiam ter resultado de sucessivas pulsações de um mesmo magma ou de magmas residuais derivando de um magma inicial que se diferenciou numa câmara magmática intracrustal (Almeida, 1994).

II.3.3.6 - Especialização metalogénica

Almeida (1998) utilizou os seguintes critérios para o estudo da especialização metalogénica destes granitos: a) presença de elementos menores que se concentram na fase líquida residual da diferenciação magmática (como o Rb, Li, Sn, F); b) razão entre elementos com comportamentos opostos no decurso da diferenciação magmática (como Rb/Sr, Ba/Rb, Mg/Li); c) tipologia granítica;

No quadro II.3 estão representados os teores extremos de Sn, Li, F e alguns parâmetros testando a especialização metalogénica de amostras menos e mais alteradas dos granitos de Cabeceiras de Basto (Almeida 1998).

Quadro II.3 – Gama de variação dos teores em Sn e Li em ppm, F em %, assim como de parâmetros indicadores da especialização de amostras sãs, albitizadas (alb.) e moscovitizadas (mosc.). G'f – granito de grão fino; G'm – grão médio; G'g – grão grosseiro. (retirado de Almeida 1998, simplificado).

	G'f sãs	G'f alb.	G'f mosc.	G'm sãs	G'm alb.	G'm mosc.	G'g sãs	G'g alb.	G'g mosc.
Sn(ppm)	8 - 38	21 – 51	10 – 66	19 - 40	17 - 46	29 - 47	17 - 68	27 - 44	13 - 16
Li	74 - 482	225 - 322	94 – 220	32 - 345	117 - 267	130 - 395	113 - 433	112 - 442	121 - 495
F(%)	0,08-0,28	0,17-0,30	0,08-0,20	0,09 - 0,2	0,13-0,17	0,11-0,14	0,11-0,30	0,2 - 0,29	0,09-0,17
K/Rb	88 - 115	67 – 93	96 – 125	88 - 137	84 - 117	76 - 116	64 - 135	59 - 87	99 - 113
Mg/Ti	0,6 - 2,3	1 - 6,5	0,7 - 2,5	0,9 - 1,9	1,4 - 3,7	0,4 - 2,1	0,8 - 1,9	1 - 2,6	0,7 - 1,5

A selecção dos elementos tratados para o estudo metalogénico efectuado pela referida autora, foi em parte, condicionada pela ocorrência dos filões aplitopegmatíticos mineralizados em Li (objecto principal desta tese) e em Sn espacialmente relacionados com o complexo de granitos de duas micas da área de Cabeceiras de Basto.

Verifica-se que todos os granitos (G'f, G'm e G'g) pertencem à categoria de granitos "especializados" quando se comparam os valores obtidos com os parâmetros sugeridos por Tischendorf (1974) para granitos especializados e associados a mineralizações (quadro II.4).

Quadro II.4 – Carácter especializado dos granitos peraluminosos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto (Almeida 1998, simplificado).

	Granitos especializados	Granitos de Cabeceiras de Basto		
ppm	Tischendorf, 1974	G'f	G'm	G'g
Li	$220^{\pm}100$	220	179	224
Sn	$30^{\pm}20$	25	29	42

II.3.3.6.1 - Comportamento do Li com a evolução primária

Como já foi posto em evidência, estes granitos atingiram um elevado grau de evolução magmática, por sua vez acentuada pela acção dos fenómenos de alteração tardi a pós-magmáticos, razão pela qual a variação diz respeito já a domínios relativamente tardios da evolução destes granitos.

Nos grupos G'm e G'g assiste-se a um aumento dos teores à medida que o parâmetro B (B=Fe+Mg+Ti) diminui, reflectindo o papel concentrador da diferenciação magmática e/ou de alteração deutérica em relação ao Li. Tendo em conta que a biotite é um dos minerais primários que têm tendência a concentrar o Li, esta observação está de acordo com o comportamento do Li durante a evolução magmática a qual se caracteriza por uma diminuição de biotite que é o principal mineral ferromagnesiano presente nos referidos granitos.

II.3.3.6.2 - Comportamento do Li face aos fenómenos de alteração deutérica

Do estudo de amostras mais afectadas quer por albitização quer por moscovitização e da comparação com a evolução magmática atrás referida, Almeida (1994) verificou que as tendências inicialmente delineadas são de uma forma generalizada sublinhadas pela actuação dos fenómenos de alteração. Nomeadamente a moscovitização parece induzir uma maior dispersão quer do Li quer do Sn nos três grupos graníticos. Com base nestes dados a autora refere que os granitos peraluminosos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto podem ser considerados como especializados em Li, a diferenciação magmática é um processo concentrador e que os fenómenos de alteração tardi-magmáticos vieram acentuar a evolução já iniciada pela diferenciação magmática, nomeadamente para a concentração de Li no granito de grão grosseiro.

II.3.3.6.3 - Conclusões

Os teores em Li e Sn encontrados nos três grupos de granitos de duas micas do complexo de Cabeceiras permitem caracterizá-los como granitos especializados. A diferenciação magmática por cristalização fraccionada é um processo concentrador nos referidos elementos, os quais sofrem um aumento no decurso da

evolução. Para além disso, a correlação positiva entre o F relativamente ao Li e Sn serve para sugerir que o F é o veículo destes elementos nos granitos. Acrescente-se ainda que são granitos ricos em fósforo (já que tem valores de P_2O_5 > ≈0,10-0,15 % em peso) o que segundo London (1998) são resultado de fortes fraccionações de granitos tipo S e das suas fontes. O alto conteúdo em Al dos magmas, como se verificou pelos altos valores de ASI, facilita a incorporação e retenção de P no magma, o qual por sua vez promove acumulação de P nos magmas residuais. Para além disso, é conhecido o transporte de alguns metais por complexos de fosfatos (Keppler, 1994; Manning & Henderson, 1984). O aumento de teor em Li com a moscovitização sugere a influência de fluidos tardimagmáticos na especialização em Li.

Estes granitos apresentam, tal como os aplitopegmatitos estudados, teores elevados em Si_2O. No entanto os teores em CaO, TiO_2, MgO e Fe_2O_3t são moderados a baixos, apesar de normalmente serem significativamente superiores aos dos filões estudados.

Face a estes dados dos granitos, não é de excluir a hipótese de que estes seriam os granitos parentais das mineralizações de Li em estudo. Em contrapartida a zonação descrita por Černý (1991a) não é de todo evidente, para além de faltarem muitos dos outros elementos constituintes dessa zonação. Estes e outros critérios são discutidos no capítulo da geoquímica da rocha total dos pegmatitos efectuada neste trabalho, e no capítulo final do modelo metalogénico.

Capitulo III – Estudo estrutural

Trabalhos de prospecção dos três filões estudados em pormenor:
Alijó, Veral, e Adagói.
O tipo de instalação dos filões aplitopegmatíticos estudados.
Conclusões.

III – ESTUDO ESTRUTURAL

III.1 - Trabalho de campo

Numa primeira fase, foi feito um reconhecimento geral do campo, com a observação de filões aplitopegmatíticos já conhecidos e de outros não identificados anteriormente. Teve um especial realce a observação das relações estruturais com o encaixante, e a possibilidade de zonação, homogeneidade da mineralização (quando presente), entre outras características dos filões.

A cartografia geológica destes filões tinha sido já efectuada em pequena escala, pela equipa do professor Fernando Noronha, durante a elaboração das cartas geológicas 6-A (Montalegre), 6-B (Chaves), 6-C (Cabeceiras de Basto) e 6-D (Vila Pouca de Aguiar). Nesse mesmo projecto, tinham sido já reconhecidas as litologias das rochas encaixantes, a sua estrutura tectónica assim como o metamorfismo que as afecta, para além das características dos granitóides da área em estudo. Aos dados referidos anteriormente, que são fundamentais para um estudo deste tipo, acrescenta-se toda a informação que nos foi gentilmente cedida por parte do IGM. Ela resulta dos vários trabalhos de prospecção e mesmo tratamento de minérios que esta instituição tem vindo a realizar desde a descoberta de ocorrências espoduménicas na região em estudo, em 1987.

Dada a realização de uma campanha de sondagens, e dos trabalhos de prospecção associados, por parte do IGM em três filões (Alijó, Veral e Adagói) espalhados pelo campo aplitopegmatítico (ver mapa do Anexo 1), estes tornaram-se os objectos principais do estudo. Apoiado na cartografia geológica de pormenor efectuada para cada filão sondado, foi feita a implantação de todos os dados relevantes para este tipo de estudo (Anexo 2, 3 e 4). As amostras para os diversos estudos foram retiradas destes filões, tanto das sondagens como da superfície. Durante esses estudos, verificou-se que esta escolha tinha sido feliz, uma vez que abarcou nos três filões, os diferentes tipos de aluminossilicatos de Li presentes no campo, exceptuando a lepidolite como foi referido no início deste trabalho.

III.1.1 - Filão de Alijó

Este filão fica localizado na freguesia de Canedo, concelho de Ribeira de Pena, com as seguintes coordenadas: M=231.700 m e P=515.330 m (ver mapa do Anexo 1).

Como se pode verificar pelo mapa do Anexo 2, trata-se não apenas de um mas sim de dois filões aplitopegmatíticos quase paralelos de direcção aproximadamente N 165º. As inclinações à superfície como nas sondagens, evidenciam pendores variáveis, de 45º para W a 60º para E, ou mesmo verticais. A cartografia geológica de pormenor (escala 1:500), permitiu descobrir 380 m de afloramento em extensão (não fechada segundo NNW e SSE), com cerca de 5 a 45 m de possança, para além da identificação de um segundo filão subparalelo de menor dimensão, mas igualmente mineralizado com abundantes cristais de espodumena (J. Farinha & A. Lima, em publicação). Num afloramento próximo (20 m a sul), é possível observar muito bem a deformação que afecta os metassedimentos. Nele a foliação S_0 é paralela a S_2 (atitude N60º; 30ºN) e ondulada por D_3 segundo direcções de N120º a N140º. Para além disso são visíveis cristais de andaluzite ante-D_3.

III.1.2 - Prospecção do filão de Alijó

Realizaram-se neste filão três sondagens inclinadas (-45º) com as seguintes designações (ver mapa do anexo 2): ALJ-1, ALJ-2 e ALJ-3. Os comprimentos das sondagens vão desde 64,90 m em ALJ-1 até 93,94 m em ALJ-3, totalizando 246, 70 m de furação. A recuperação do testemunho foi da ordem dos 90% com o valor mais alto de 93,94% para a sondagem ALJ-3. Este testemunho tem diâmetro NQ (46 mm) e foi analisado na maior parte da sua extensão (ver resultados e discussão no capítulo da Geoquímica da rocha total).

Para estudar melhor a instalação e confirmar as possanças do filão, foi aberta uma trincheira com 105 m de comprimento (ALJ-3-R), segundo a direcção do perfil da sondagem ALJ-3. Foi executada uma amostragem de rochas por "roços em canal" cujos resultados e discussão estão descritos no capítulo da Geoquímica da rocha total. Esta trincheira veio confirmar a grande possança do filão de Alijó, detectada na sondagem ALJ-3, sendo a atitude do filão aqui medida de N30º; 80ºE. A figura III.1, representa a secção geológica (escala 1:200) segundo o perfil da sondagem ALJ-3 e da referida trincheira. Como se pode verificar nessa figura,

ALJ-3 SONDAGEM

AMOSTRA DE APLITO
AMOSTRA DE APLITO–PEGMATITO
AMOSTRA DE PEGMATITO
AMOSTRA DE METASSEDIMENTO

METASSEDIMENTOS DO SILÚRICO
FILÕES APLITO–PEGMATÍTICOS

LOCALIZAÇÃO



CORTE GEOLOGICO W-E DE ALJ-3

VARIAÇÃO DOS TEORES EM LÍTIO

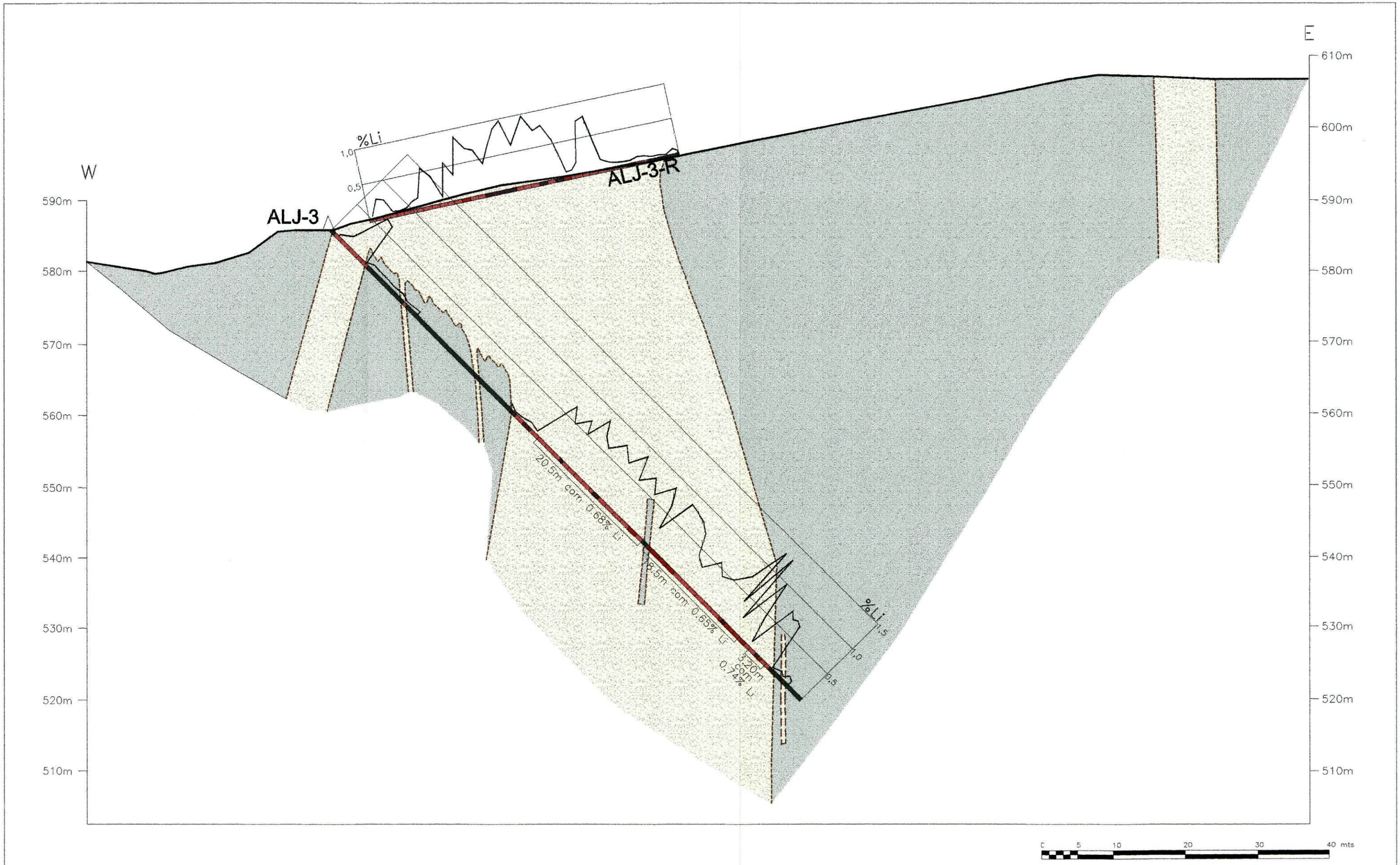
Acaptaco de desenho do I.G.M.

ADAPTADO DE:	ADAPTADO POR:	DESENHADO POR:
J. FARINHA	A. LIMA	H. PIRES

ESCALA 1 : 500

DATA JUL 2000

FIGURA III.1



apesar de à superfície o afloramento do filão ser um corpo compacto e sem intercalações de rochas xistentas, na sondagem há um encrave de xisto com cerca de 10 m de possança, que o divide ao meio, com o mesmo tipo de deformação da rocha encaixante.

III.1.3 - Filão de Veral

Este feixe de filões NE-SW, fica localizado tal como o nome indica perto da aldeia de Veral, no concelho de Boticas, com as seguintes coordenadas (ver mapa do Anexo 1): M=234.500 m e P=514.250 m.

A cartografia geológica de pormenor, à escala 1:500, (mapa do Anexo 3) mostra que o filão tem cerca de 280 metros de comprimento (não fechado a NE). A orientação média do filão do Veral é NNE-SSW com pendores suaves de 18° a 35° para NW e possança máxima que pode atingir os oito metros (J. Farinha & A. Lima, em publicação).

Este filão parece estar dobrado, já que apesar da sua tendência sub-horizontal, na sua extremidade NE, os acamamentos passam a subverticais.

III.1.4 - Prospecção do filão do Veral

Foram efectuadas neste filão quatro sondagens (VR-1 a VR-4), todas elas verticais, num total de 80,05 m de furação. O comprimento das sondagens varia de um mínimo de 14,57 m em VR-2 a um máximo de 32,88 m em VR- 4.

Os dados referentes às sondagens mecânicas permitem verificar que a forte mineralização em espodumena, que se verifica à superfície, não tem a continuidade que se esperava em profundidade, ou seja, o tecto do filão é muito mais rico que o muro. Foi realizada uma secção geológica passando por VR-2 e VR-3 (Fig. III.2). Como se pode observar pela figura o filão aplitopegmatítico estreita e vai fechando para W, numa atitude que parece subparalela à foliação S_2 .

Perto da casa e na estrada florestal, podem observar-se alguns afloramentos de aplitopegmatitos que são interpretados como filões da mesma família (talvez ligados em profundidade), embora alguns não apresentem mineralização em espodumena evidente.

III.1.5 - Filão de Adagói

Este filão é, na verdade, constituído por vários filões aplitopegmatíticos que foram cartografados na margem esquerda do Rio Tâmega (desde o marco geodésico do Telégrafo até à estrada florestal que dá acesso à aldeia com o mesmo nome). Fica mais concretamente localizado na freguesia de Capeludos, concelho de Vila Pouca de Aguiar, com as seguintes coordenadas: M= 239.300 m e P= 515.120 m (ver mapa do Anexo 1).

Alguns deles são portadores de bastantes cristais de espodumena, podendo ser originados em alguns casos, pela actuação de um sistema de falhas da família daquela que afecta o corpo principal (N30º, subverical para W). O filão principal foi cartografado em pormenor à escala 1:500, cobrindo cerca de 300 m de extensão (mapa do Anexo 4). As possanças mínimas do filão principal variam entre um metro para as apófises do contacto Sul, até 5 m para a extensão NE ainda em aberto.

O resto dos filões, apesar de terem diferentes orientações, é notório que estão segundo um alinhamento estrutural NNE - SSW (J. Farinha & A. Lima, em publicação).

III.1.6 - Prospecção do filão de Adagói

No intuito de reconhecer a morfologia do filão, a distribuição dos teores de lítio, bem como o possível zonamento entre a fácies aplítica e a fácies pegmatítica, foram realizadas três sondagens inclinadas (-45°) com a designação ADG-1; ADG-2 e ADG-3. Estas três sondagens de reconhecimento são perpendiculares ao filão de Adagói, tendo comprimentos variando de 33,63 m a 64,09 m (total 148,63 m de furação). Quanto à possança máxima testada pelas sondagens, observam-se valores entre 36m e 42m (J. Farinha & A. Lima, em publicação).

Como as possanças do filão aplitopegmatítico de Adagói detectadas nas sondagens ADG-2 e ADG-3 não eram condizentes com as espessuras dos afloramentos, foram efectuadas duas trincheiras. Uma trincheira com cerca de 46 m de extensão e rasgada ao longo do perfil de ADG-2 (Fig. III.3), permitiu definir o contacto exacto do filão aplitopegmatítico com os xistos do tecto. No perfil da sondagem ADG-3 abriu-se, segundo a sua direcção, outra trincheira com cerca de 25 m de comprimento. Esta trincheira permitiu confirmar o contacto do filão

VR-2 SONDAGEM

AMOSTRA DE APLITO
AMOSTRA DE APLITO–PEGMATITO
AMOSTRA DE PEGMATITO
AMOSTRA DE METASSEDIMENTO

METASSEDIMENTOS DO SILÚRICO
FILÕES APLITO–PEGMATÍTICOS

LOCALIZAÇÃO



CORTE GEOLOGICO W-E DE VR-3 E VR-2

VARIAÇÃO DOS TEORES EM LÍTIO

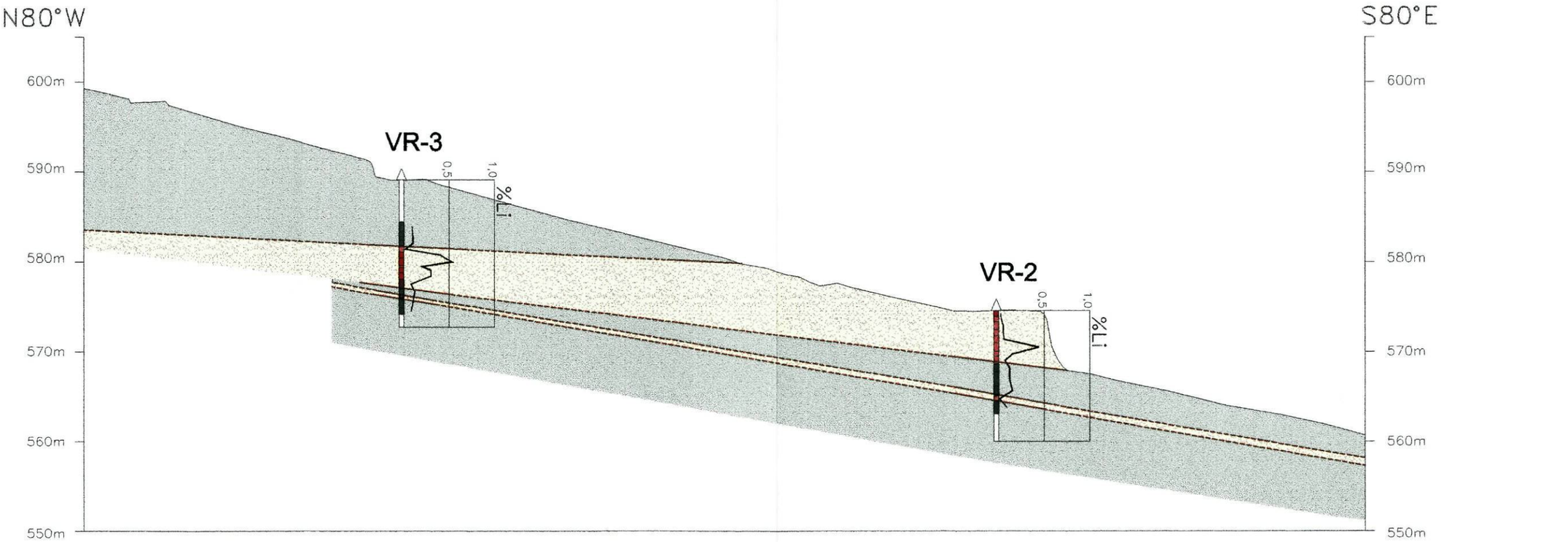
Adaptado de desenho do I.G.M.

ADAPTADO DE:	ADAPTADO POR:	DESENHADO POR:
J. FARINHA	A. LIMA	H. PIRES

ESCALA 1 : 500

DATA JUL 2000

FIGURA III.2



aplitopegmatítico com os xistos do tecto. Permitiu também identificar algumas apófises aplitopegmatíticas pouco possantes que afloram na barreira da estrada florestal que serviu de plataforma para as sondagens ADG-2 e ADG-3 (ver mapa do Anexo 4).

III.2 - O tipo de instalação dos filões aplitopegmatíticos

Foram efectuadas algumas observações e análises estruturais que indicam que os filões estão essencialmente concordantes com a estrutura do encaixante metassedimentar. A forma em dobra que muito dos filões apresentam (Fig. III.4 e III.5), são muito semelhantes àquelas que se encontram nos metassedimentos. Saliente-se mais uma vez que existem encraves, por vezes métricos, que apresentam o mesmo tipo de deformação das encaixantes.

Segundo Román-Berdiel (1995), a instalação de intrusões de natureza granítica é controlada pela dinâmica do próprio magma, pela natureza e intensidade da tectónica regional e pelas características reológicas da crusta envolvida. Estes factores vão ainda influenciar a profundidade, a forma e a relação do corpo granítico com as estruturas regionais do encaixante. Considerando os filões aplitopegmatíticos em estudo como corpos graníticos, uma das questões que se coloca na sua instalação é a criação do espaço necessário a essa mesma instalação. Esta questão é ainda mais importante segundo Hutton (1997), quando como é o caso, o enquadramento geotectónico em estudo tem uma forte componente compressiva horizontal. Para este autor, as forças desenvolvidas pelo magma durante a ascensão, podem superar uma força tectónica compressiva.

A abertura de espaços para a instalação dos magmas pegmatíticos pode ter a seguinte explicação: a compressão tangencial imposta pela terceira fase de deformação hercínica (D_3) no encaixante metassedimentar, com xistosidade S_2 sub-horizontal, parece ter provocado a abertura de espaços entre a xistosidade S_2 e noutros casos mais raros, em planos axiais de dobras D_3, com a possível ruptura desses planos (S_2 e S_3), facilitando a instalação do magma pegmatítico. Deve-se salientar, que estas duas situações podem ocorrer mesmo dentro do mesmo filão.

Para testar esta hipótese a 3 dimensões, foi efectuado um estudo estatístico de cerca de 31 atitudes medidas nos filões do campo aplitopegmatítico em estudo. Os dados encontrados foram projectados utilizando o programa de computador

"Stereonet", obtendo-se a figura III.6. Os resultados demonstram que a maior parte dos filões (família F2), têm uma orientação aproximadamente N35º; 9ºNW que é concordante com as estruturas resultantes de D_2 com uma tendência sub-horizontal, mas também não são raras as situações subverticais como testemunha a família F5, correspondendo esta última à verticalização das estruturas D_2. A família F4, tem uma atitude aproximada N141º; 83º SW, e corresponderá aos filões (ou parte destes) que se instalaram nos espaços abertos pela deformação D_3 (planos de xistosidade S_3). Estes por sua vez, apresentam a maior parte das vezes uma tendência subvertical. Restam duas famílias (F1 e F3) com direcções aproximadamente E-W e N-S de tendência subvertical, que corresponderão a verticalizações da estrutura S_2 pela fase D_3, ou mais provavelmente, à acção de zonas de cisalhamento tardias.

Outra questão que se pode colocar é o tipo de mecanismo que assistiu à instalação dos filões aplitopegmatíticos. À semelhança do que Brun et al. (1990), Lagarde et al. (1990,1993) defendem para granitos hercínicos, a ascensão do magma pegmatítico deve ter ocorrido através de anisotropias existentes, com expansão do magma "in situ", aproveitando o espaço criado.

III.3 - Conclusões

Resumindo, os filões do campo aplitopegmatítico do Barroso-Alvão ter-se-ão intruído maioritariamente ao longo dos planos de foliação S_2 (Fig. III.7), o que não quer dizer que não se verifiquem casos menos frequentes em que apareça oblíqua a esta foliação (Fig. III.8). Essa situação resulta do facto, tal como se ilustra no esquema da figura III.9, de alguns filões ou parte deles se instalarem em estruturas S_3 (Fig. III.8) que são as zonas de plano axial das dobras geradas por D_3 e que são zonas de fraqueza. No caso de terem aproveitado as estruturas S_2 têm mais tendência a serem sub-horizontais, enquanto que quando aproveitaram planos axiais de dobras S_3, têm tendência a serem verticalizados segundo a direcção N120º (S_3) (Fig. III.9).

A deformação que afectou os aplitopegmatitos parece ter sido considerável (ver capítulo da petrografia). Esse facto juntamente com todas as outras referidas acima, sugere que a instalação foi sin a tarditectónica, relativamente à 3ª fase de deformação Hercínica.

ADG-2 SONDAGEM

AMOSTRA DE APLITO
AMOSTRA DE APLITO–PEGMATITO
AMOSTRA DE PEGMATITO
AMOSTRA DE METASSEDIMENTO

METASSEDIMENTOS DO SILÚRICO
FILÕES APLITO–PEGMATÍTICOS

FILÃO DE QUARTZO
FALHA

LOCALIZAÇÃO



CORTE GEOLOGICO W-E DE ADG-2

VARIAÇÃO DOS TEORES EM LÍTIO

Adaptado de desenho do I.G.M.

ADAPTADO DE:	ADAPTADO POR:	DESENHADO POR:
J. FARINHA	A. LIMA	H. PIRES

ESCALA 1 : 500

DATA JUL 2000

FIGURA III.3

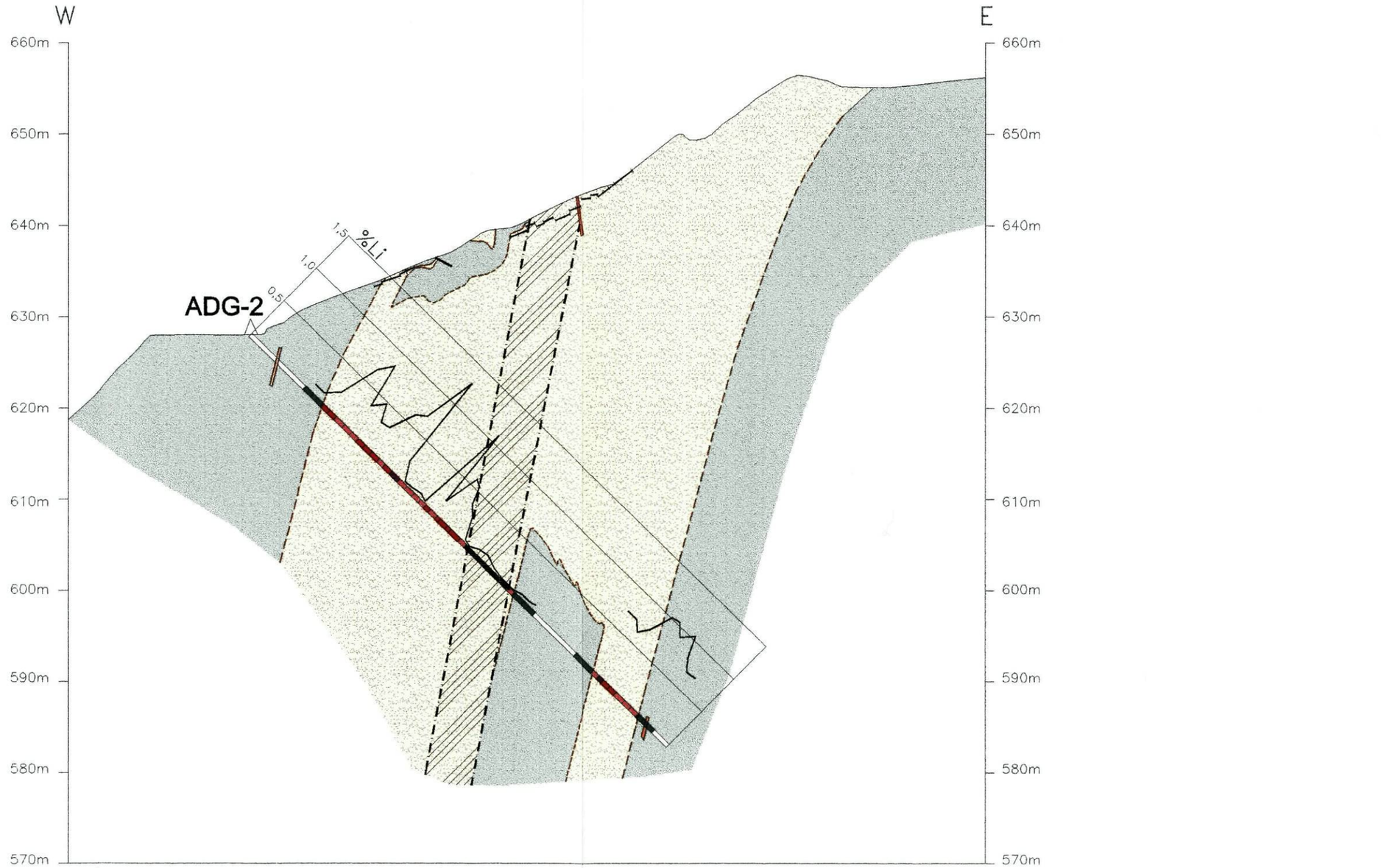




Fig. III.4 – Um dos Filões de Dornelas, em que é evidente a tendência sub-horizontal destes filões aplitopegmatíticos com espodumena, aproveitando por vezes zonas de fraqueza D_3 .



Fig. III.5 – Filão de Veral, onde o acamamento sub-horizontal do filão (lado direito) passa a quase vertical no lado esquerdo da imagem.

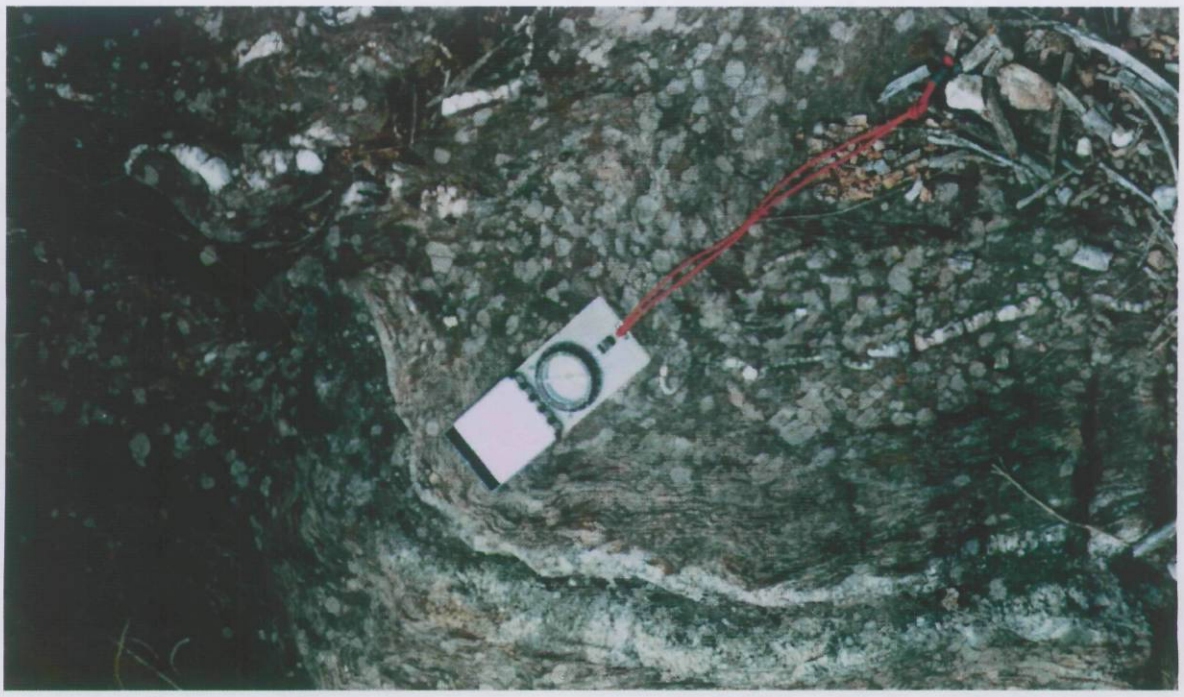


Fig. III.7 – Pequeno filão aplitopegmatítico em que a foliação S_2 é subparalela aos contactos do filão.



Fig. III.8 – Pequeno filão aplitopegmatítico que corta a foliação S_2, segundo uma direcção que é aproximadamente a de S_3.

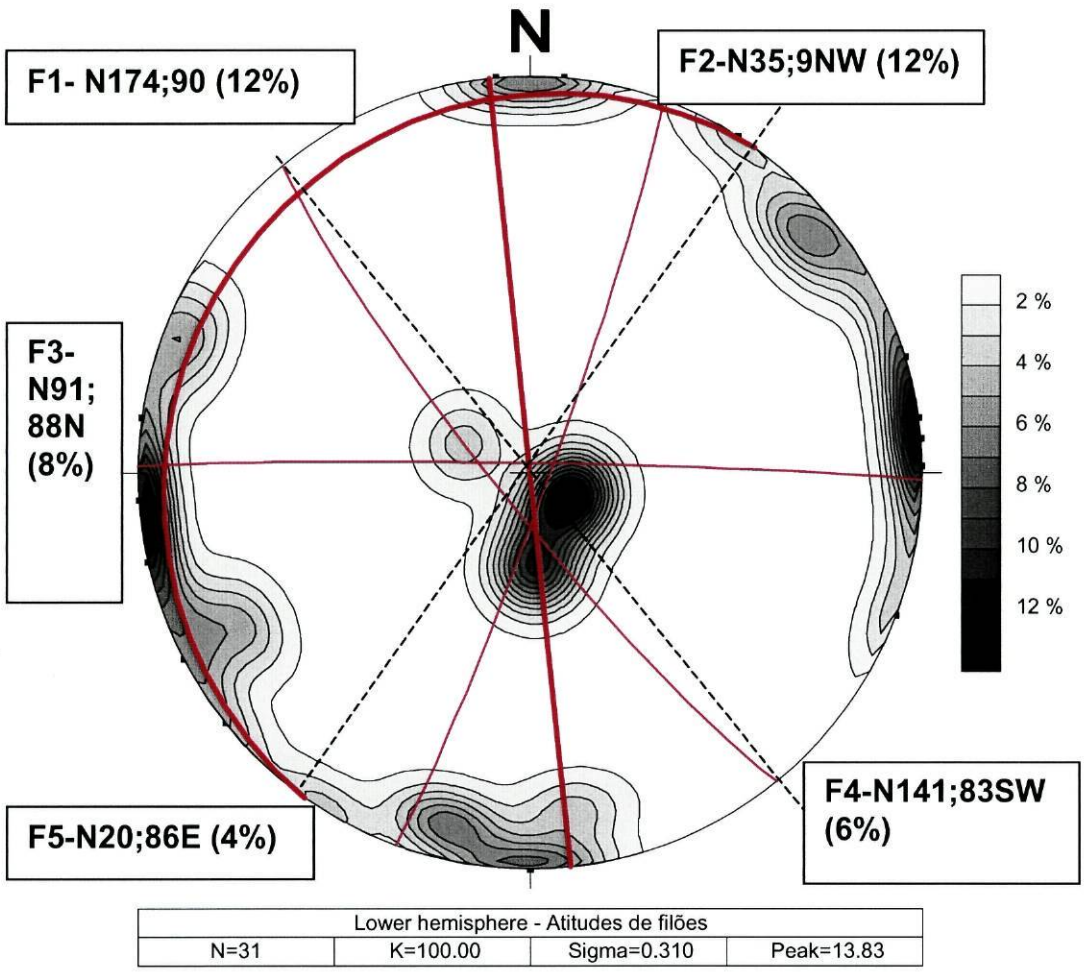


Figura III.6 – Projecção das medições feitas filões espoduménicos do campo estudado, no qual foram definidas 5 famílias principais (n.º de medições = 31)

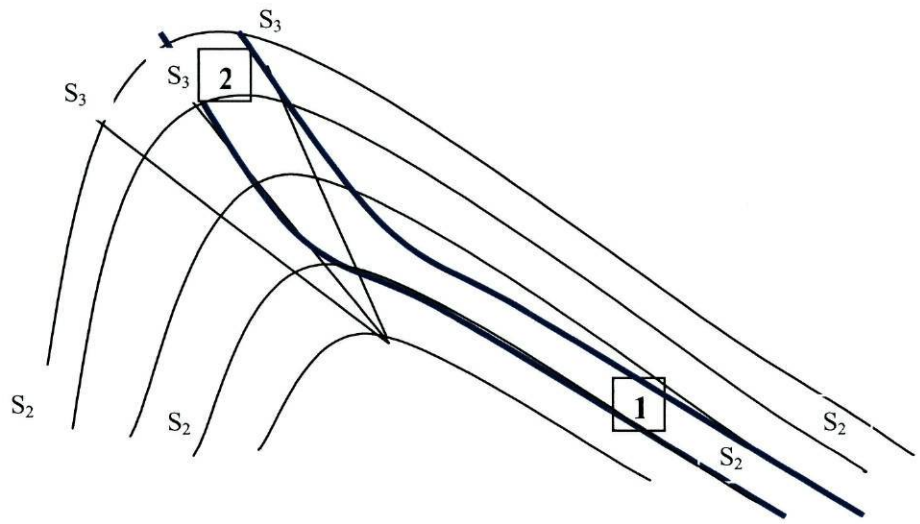


Figura III.9 – Esquema mostrando que os filões aplitopegmatíticos (a azul) podem estar subparalelos a S2 (situação 1) ou oblíquos a S2 e subparalelos a S3 (situação 2) .

Capitulo IV – Petrografia

Descrição macrocópica e microcópica.
Discussão:
a alteração hidrotermal;
o desequilíbrio da cristalização e recristalização;
o desequilíbrio do estádio magmático;
o desequilíbrio do estádio hidrotermal;
As condições de Pressão e Temperatura.
Conclusões.

IV - PETROGRAFIA

No designado campo aplitopegmatítico de Barroso-Alvão afloram alguns corpos aplitopegmatíticos com espodumena, no entanto, para este estudo de petrografia foram escolhidos, como objectos principais de estudo, os três filões do campo que já tinham sido alvos de sondagens com recuperação realizados pelo IGM (Alijó, Veral e Adagói) (ver mapa do Anexo 1).

Apresenta-se aqui uma caracterização macroscópica e microscópica das rochas constituintes dos filões que resultou das observações de campo e principalmente de um estudo petrográfico pormenorizado. Deve-se salientar que as amostras que serviram de base a este estudo petrográfico foram recolhidas na sua maior parte dos testemunhos das sondagens, mas também de afloramentos dos três filões.

IV.1 - Aspecto macroscópico

Os minerais essenciais dos três filões aplitopegmatíticos, são os típicos de rochas com composição global granítica: quartzo, feldspatos (potássicos e sódicos) e micas (essencialmente fengites) mais a piroxena de lítio (espodumena). Os minerais acessórios, são constituídos essencialmente por: aluminossilicatos de Li (petalite e eucryptite, apesar de não serem distinguíveis da espodumena a olho nu), fosfatos, turmalinas, clorites, e minerais de argila (grupo da ilite e montmorilonite).

Como já foi chamada a atenção no início deste trabalho, os filões aplitopegmatíticos são constituídos por uma mistura complexa de fácies pegmatítica e outra aplítica, que muitas vezes funciona como matriz, e que apresentam composições mineralógicas diferentes.

À escala do afloramento, a fácies **pegmatítica** é constituída por fenocristais euédricos de feldspato (até 40 cm de comprimento) (Fig. IV.1), maioritariamente de feldspato potássico (Fk), distribuídos de forma aleatória, constituindo por vezes enxames locais. Ao contrário do que se encontra em muitas zonas de pegmatitos, estes nunca apresentam uma textura gráfica.

A espodumena aparece em cristais subédricos a euédricos (hábito prismático), até cerca de 30 cm de comprimento e são de cor creme, com um brilho

nacarado característico; ocorre de uma forma aleatória em todo o filão (quase exclusivamente na fácies pegmatítica), contudo quando existe em maior quantidade, este mineral ocorre maioritariamente no tecto do filão (Fig. IV.2). Aparece várias vezes em agregados, por vezes com crescimento paralelo (agregados colunares) com o aspecto da figura IV.3. O alinhamento N60º dos cristais de espodumena, assim como a deformação dos cristais de Fk, definida pelos sigmóides resultantes de cisalhamentos (aproximadamente segundo o plano N90º, Fig. IV.4), parecem ser provas da deformação devida a episódios tardios da 3ª fase Hercínica. A suportar esta ideia, o facto de existirem também alguns cisalhamentos nos metassedimentos do encaixante (Fig. IV. 5).

O quartzo aparece em grãos arredondados de pequena dimensão, num posicionamento intergranular, e muitas vezes no interior de cristais de espodumena (Fig. IV.6). A moscovite aparece em pouca quantidade, sob a forma de pequenas placas centimétricas, por vezes em agregados locais (Fig. IV.7).

A fácies **aplítica** tem um aspecto sacaróide e está muitas vezes intimamente misturada com a anteriormente descrita fácies pegmatítica (Fig. IV.8). É constituída essencialmente por feldspato, quartzo e moscovite em grãos raramente maiores que 2 mm. A espodumena é muito mais rara e constituída por microcristais.

IV.2 - Descrição microscópica

Nos quadros IV.1 a) e b) apresenta-se a abundância relativa de cada uma das fases mineralógicas presentes nos três filões. Seguidamente faz-se uma descrição das fases minerais presentes nas lâminas delgadas efectuadas neste estudo.

A fácies **aplítica**, que como já foi salientado encontra-se intimamente misturada com a **pegmatítica** (Fig. IV.9), apresenta por vezes um certo zonamento que resulta essencialmente da variação do tamanho do grão. O feldspato fortemente dominante é a albite, raramente aparecendo fenocristais de feldspato potássico. Em abundância segue-se o quartzo, quase sempre de pequena dimensão, e por vezes com extinção ondulante. A moscovite, aparece em pequenos cristais espalhados homogeneamente ocorrendo contudo em fraca percentagem. Como minerais acessórios ocorrem vários fosfatos (apatite, montebrasite, etc) e raros opacos (sulfuretos e matéria orgânica).

Quadro IV.1 a) – Resumo das observações efectuadas nas lâminas delgadas de amostras de testemunhos das sondagens do filão de Alijó. (XXXX – muito abundante; XXX – abundante; XX – pouco abundante; X – raro; # - não observado; sup. – amostra da superfície; alt. – alteração da esp; A – aplito; P – pegmatito; AP - aplitopegmatito).

Lámina	Tipo	metragem	espod. I	espod. II	mosc. I	mosc. II	albite I	albite II	Fk I	Fk II	amb-mont.	apatite	Qz idiom.	Qz granul.	m. arg.	Outros
ALJ-1-20-4	AP	42,3	XXX	XX	XX	XX	XX	XX	XXXX	#	X?	X	X	XXX	XX	clorite
ALJ-1-15-5	A	37,1	#	#	XX	#	XXX	#	XXXX	#	XX	XX	#	XXX	X	clorite
ALJ-1-11-6	P	33	XXXX	XXX	XX	#	XXX	XX	XXX	#	#	#	X	XXX	#	
ALJ-2-5-2	P	19,5	#	#	XX	#	XX	XXX	XXX	#	X?	X	#	XXX	X	
ALJ-2-7-4	P	20,2	XXX	XX	XXX	#	X	#	XXX	#	XXX	XXX	#	XX	X	adulária
ALJ-2-16-5	P	28,4	XXXX	XX	XX	XX	X	#	XX	#	#	#	#	XXX	X?	clorite
ALJ-2-19-6	AP	31	XX	XX	XXX	XX	XX	XXX	XXX	X	#	#	XX	XXX	X	cisalha mento?
ALJ-2-22-7	AP	38,6	XX	#	XX	XX	XX	XX	XX	XX	#	#	X	XXX	X	
ALJ-2-24-8	AP	36	XXX	XX	XX	#	X	X	X	X	#	X	X	XXXX	X	adulária
ALJ-2-35-10	P	44,3	#	#	XXXX	#	XXX	X	#	#	#	#	#	XXX	#	
ALJ-2-47-12	AP	57,2	#	#	XXX	XX	XXX	XX	XX	#	#	#	#	XXX	#	
ALJ-3-4-1	AP	4,4	XXX	XX	XX	XX	XXX	XXX	XXX	#	#	X	X	XXX	X	cisalha mento?
ALJ-3-14-4	A	36,4	#	#	XXX	XX	XXXX	XX	#	XX	#	X	#	XXX	X	
ALJ-3-22-5	A	46,4	XXX	XX	XX	XX	XXX	#	XX	#	XX	XX	#	XXX	X	
ALJ-3-34-7	AP	63	XX	#	XXX	XX	XX	#	XX	#	X	X	#	XXX	#	
ALJ-3-40-8	AP	70,4	XX	#	XXX	XX	XXXX	XX	XX	#	#	#	#	XXX	X	Turm.
ALJ-3-40-9	AP	70,9	XXXX	XXX	XX	XX	XX	XX	#	#	#	XX	#	XX	XX	
ALJ-3-45-10	AP	77,8	XXXX	#	XXX	XX	XXX	X	X	X	#	XXX	#	XX	XX	
ALJ-3-56-11	AP	87,6	#	#	XXX	XX	XXX	XX	XXX	#	#	X	#	XXX	#	
ALJ-3-60-12	GR	89,8	#	#	XXXX	XX	X	X	XXX	#	#	#	#	XXX	#	

Quadro IV.1 b) – Resumo das observações efectuadas nas lâminas delgadas de amostras de testemunhos das sondagens e de amostras de superfície dos filões de Veral e Adagói. (XXXX – muito abundante; XXX – abundante; XX – pouco abundante; X – raro; # - não observado; sup. – amostra da superfície; alt. – alteração da esp; A – aplito; P – pegmatito; AP - aplitopegmatito).

Lâmina	Tipo	Metragem (m)	espod. I	espod. II	Petalite	mosc. I	mosc. II	albite I	albite II	Fk I	Fk II	amb-mont.	apatite	Qz idiom.	Qz granul.	m. arg.	Outros
VR-1-5-1	AP	3,7	#	#	#	XX	X	XX	XX	XXX	#	#	#	#	XX	XX	pertite
VR-2-1-1	P	0,3	#	#	#	XXX	X	XX	XX	XX	#	#	#	#	XXX	X	microcl
VR-2-5-2	P	3,4	X	X	#	XX	X	XXX	X	XX	#	#	#	XX	XX	XX	clorite?
VR-2-6-3	P	4,2	XXX	XX	#	XX	XX	XX	XX	XX	#	XX	#	#	XX	XX	
VR-2-12-5	P	9,6	#	#	#	XXX	X	XXX	#	X	#	#	#	#	XXX	#	Turm.
VR-3-5-1	AP	8,6	XXXX	XX	X	X	X	X	X	X	#	#	#	#	XX	#	
VR-3-8-2	AP	10,2	XXX	X	X	XX	X	XX	X	XX	#	#	#	#	XXX	X	
VR-4-8-1	P	22,2	XXX	XXX	#	XX	X	XXXX	#	X	#	#	#	X	XXX	XX	
VR-4-10-2	P	23,3	XX	XX	#	XX	X	XX	#	X	#	X	#	#	XXX	X	
VR-4-15-3	A	27,4	#	#	#	XXX	X	XX	X	#	#	#	X	#	XXX	X	fosfato
VERAL	P	sup.	XXX	#	XX	XX	X	XX	#	X	#	X	#	XX	XXX	X	eucryp.

Lâmina	Tipo	Metragem (m)	Espod. I	espod. II	Petalite	mosc. I	mosc. II	albite I	albite II	Fk I	Fk II	amb-mont.	apatite	Qz idiom.	Qz granul.	m. arg.	Outros
ADG-2-4-1	P	12,7	XXXX	#	X	XX	X	XX	#	XX	XX	#	#	X	XXX	#	
ADG-2-5-2			X	#	X	XX	X	XXX	X	XX	XX	#	#	X	XX	X	fosf. Fe
ADG-2-12-3	P	20,9	XXX	#	XXX	XX	X	X	#	X	XX	#	#	X	XXX	#	Euc.?
ADG-2-20-4	P	29	XXX	#	X	XX	X	X	XX	X	XX	#	#	#	XXX	#	Euc.?
ADG-2-40-8	AP	55,6	XXX	#	X?	XX	X	XX	XX	XX	XX	#	#	#	XXX	X	Euc.?
ADG-2-40-9	P	55,7	XX	#	X	XX	X	XXX	XX	X	XX	#	#	#	XXX	X	alt. esp.
ADG-2-42-10	A	57,6	XXX	#	X?	XX	X	XX	XX	X	XX	#	#	#	XXX	#	euc.?
ADG-3-26-1			#	#	#	XXX	X	XXX	#	X	X	#	#	#	XXX	#	
ADG-3-27-2	P	33,2	XX	#	X?	XX	X	XX	XX	XX	XX	#	#	#	XXX	#	Euc.?
ADG-3-39-3	AP	43,1	XXX	#	X?	XX	X	XXX	XX	XX	XX	#	#	X	XXX	#	Euc.?
ADAGOI S	P	sup	X?	#	X?	XX	X	XX	X	XX	X	#	#	X	XXX	X	alt. esp.
ADAGOI 1	P	sup	XXX	#	X	XX	#	XX	XX	X	XX	#	#	#	XXX	X	Euc.?
ADAGOI 2	P	sup	XXX	#	XX	X	#	X	XX	X	XX	#	#	#	XXX	X	fosf.



Fig. IV.1– Cristais de feldspato em matriz aplítica onde se destaca um de grandes dimensões (40cm).

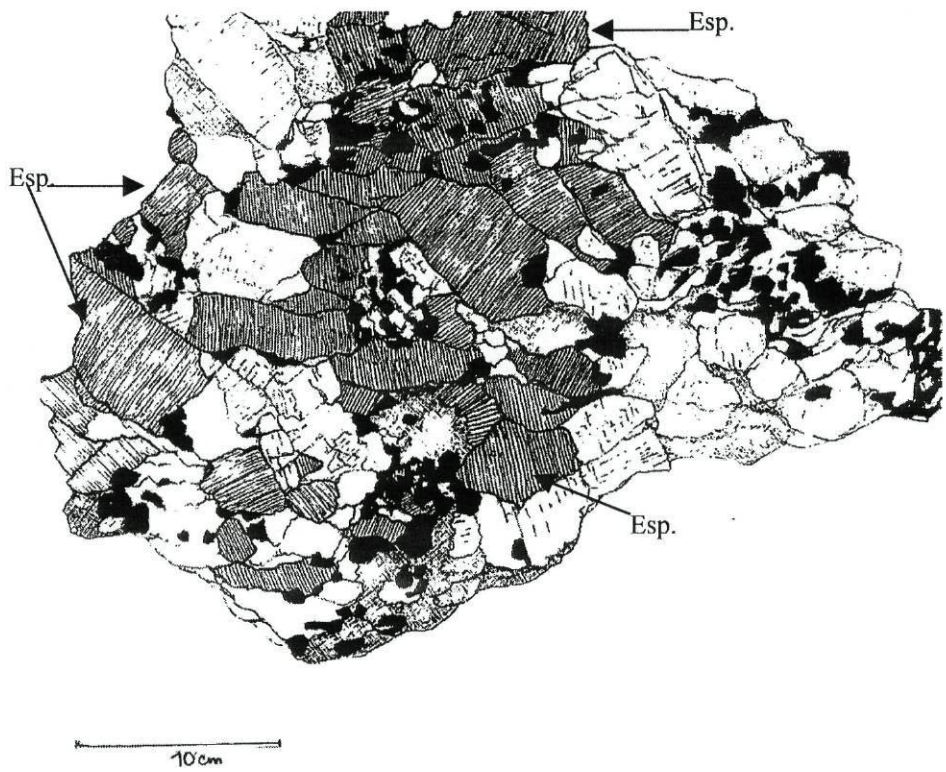


Fig. IV.2– Amostra de mão, ilustrando o aspecto da rocha de tecto do filão de Veral, enriquecida em espodumena (esp).

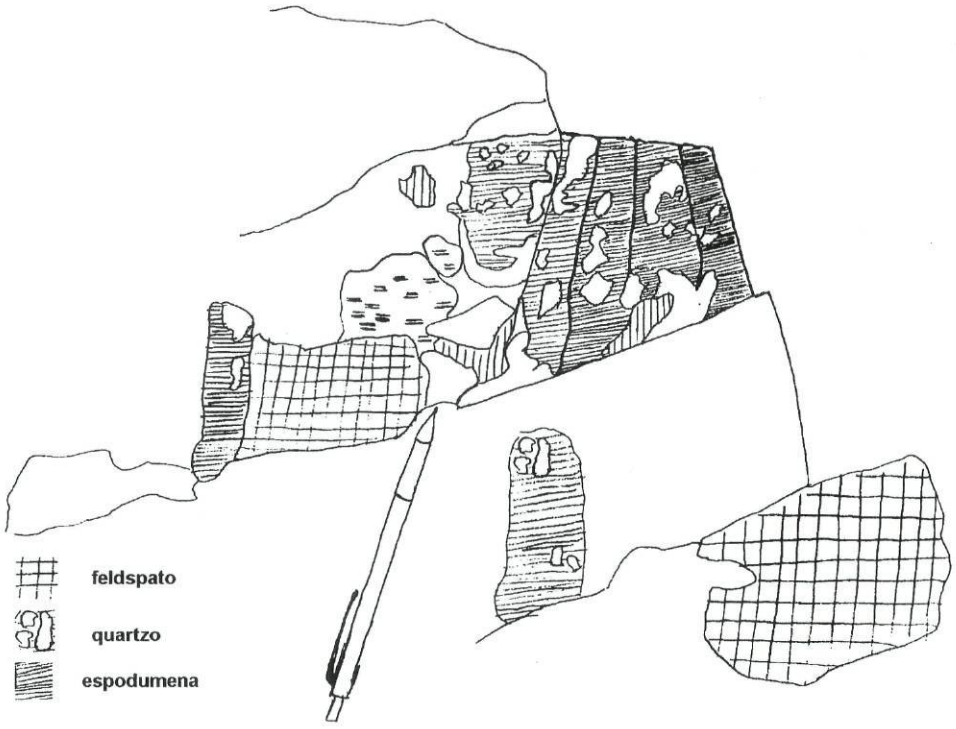


Fig. IV.3 -Alinhamento dos cristais de espodumena, com crescimento paralelo (agregados colunares) segundo a direcção N60º (orientação da lapiseira), num plano horizontal. Salienta-se ainda a grande quantidade de quartzo a preencher fracturas nos cristais de espodumena.

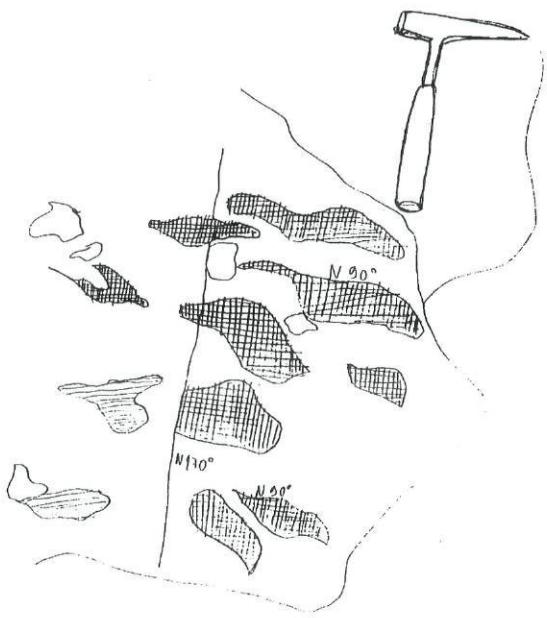


Figura IV.4 – Cristais de feldspato em forma de sigmóide, com a direcção de deformação segundo N90º vertical, medidos num plano horizontal.



Figura IV.5 – Cisalhamento nos metassedimentos envolventes do filão de Alijó.

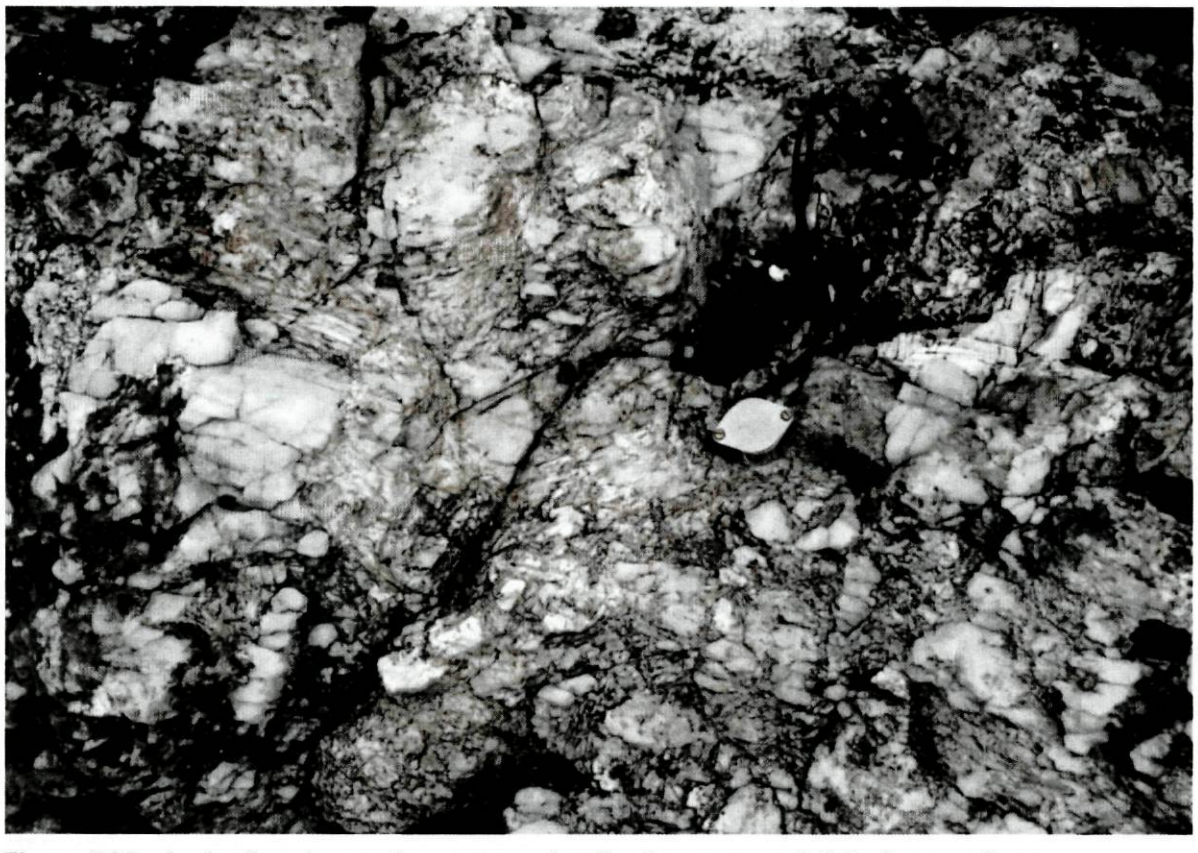


Figura IV.6 – Inclusões de quartzo a preencher fracturas nos cristais de espodumena.



Figura IV.7 – Cristais de moscovite num agregado de quartzo.

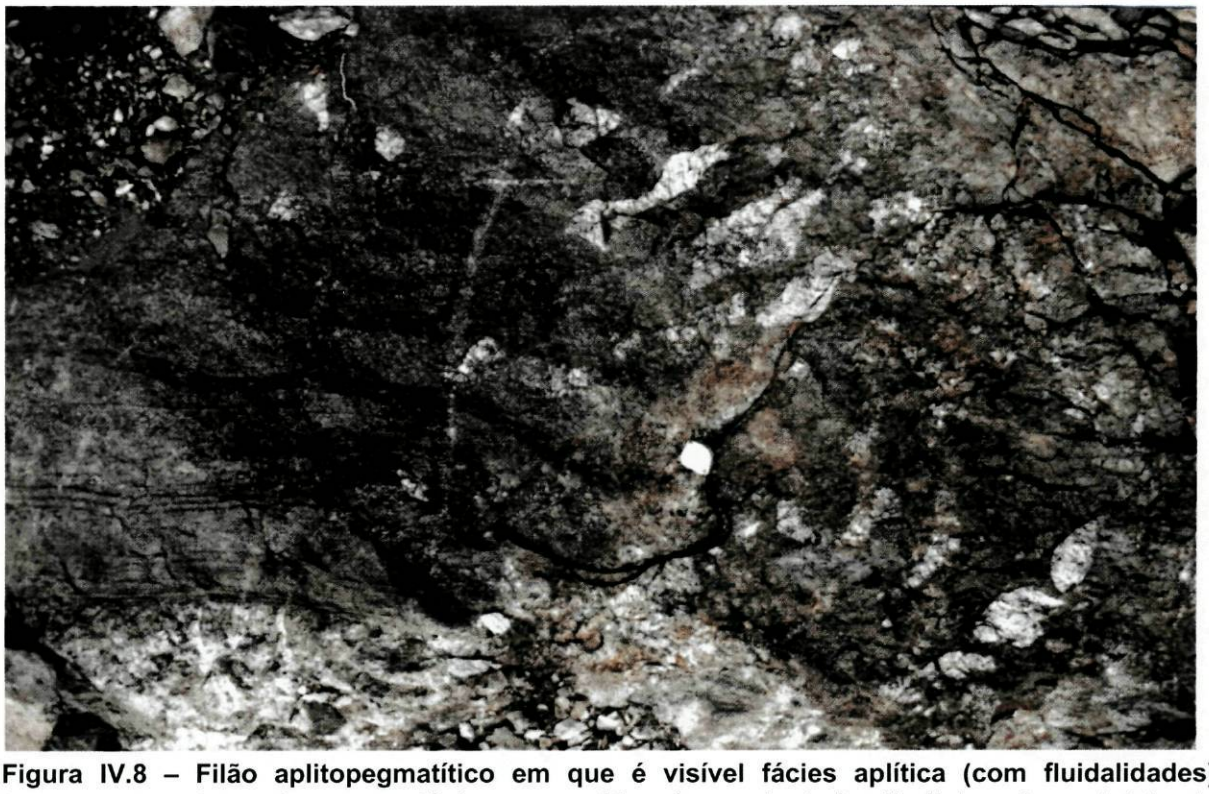


Figura IV.8 – Filão aplitopegmatítico em que é visível fácies aplítica (com fluidalidades) intimamente misturada com a fácies pegmatítica (zona do lado direito), cujos cristais de feldspatos apresentam deformação.

Na fácies pegmatítica os fenocristais de **feldspato potássico** (Fk) apresentam quase sempre um aspecto túrbido. Este aspecto deve-se à abundância de microporos, que são testemunhas da alteração hidrotermal (Worden et al. 1990). As exsoluções albíticas são muito raras ou mesmo inexistentes, podendo no entanto conter pequenos prismas de albite, que aparentam ser inclusões da matriz. Raramente apresentam as maclas em xadrez, pelo menos quando observados ao microscópio óptico. A descrição dos estudos químicos e de difractometria efectuados é feita com pormenor no capítulo da geoquímica mineral mas saliente-se desde já, que estes Fk são microclinas bem ordenadas. Estes feldspatos, quase puros, estão em equilíbrio e são considerados como feldspatos de reequilibro em "subsolidus", com a obliteração das maclas, a uma temperatura baixa, abaixo mesmo da temperatura de transição de ortoclase-microclina (Černý & Macek, 1972).

Os cristais de **albite,** precoces na sequência de cristalização, mostram normalmente maclas polissintéticas e mesmo maclas mecânicas induzidas pela deformação (Fig. IV.10). A zona central da maioria dos grandes cristais deste mineral está decorada com pequenas "gotículas" de quartzo. As plagioclases, que coexistem com o Fk, são quase albite pura (An_{0-3} por análise de microssonda electrónica) (ver quadro IV.2).

O **quartzo** primário é normalmente anédrico e apresenta frequentemente extinção ondulante. Quando a amostra é de uma zona deformada, a textura apresenta um aspecto de mosaico com bastantes pontos triplos. Nas zonas mais deformadas, o tamanho do grão diminui e é acompanhado muitas vezes de recristalização. Em alguns filões, salienta-se a existência de quartzo secundário idiomórfico, a crescer em espaços vazios.

As **moscovites** (fengites) podem-se dividir essencialmente em primárias e secundárias. As primeiras apresentam-se em grãos hipidiomórficos bem desenvolvidos (centimétricos) mas algo raros, parecendo estar em equilíbrio com ambos os feldspatos primários. Apenas nas fácies aplíticas parece estar homogeneamente dispersa. Por vezes apresenta deformação, como ilustra bem a figura IV.11. Contudo a maioria das micas brancas são secundárias e ocorrem como microcristais anédricos, a partir dos feldspatos (principalmente nas suas clivagens) e ainda mais frequentemente em fracturas ou a crescer à custa dos aluminossilicatos de lítio (Fig. IV.12).

ESTAMPA I

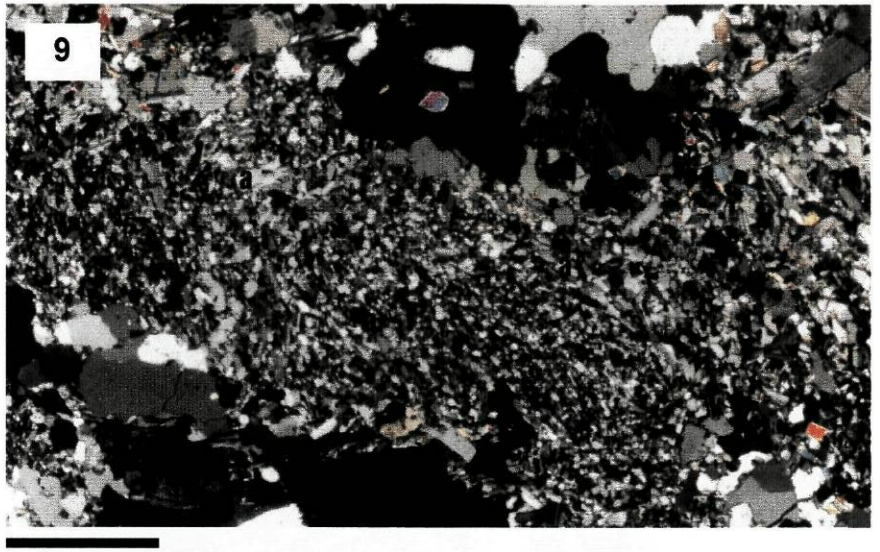
(Barra do desenho com 1 mm)

Fig. IV.**9** – Fácies aplítica intimamente misturada com a fácies pegmatítica à escala do microscópio óptico (nicóis cruzados).

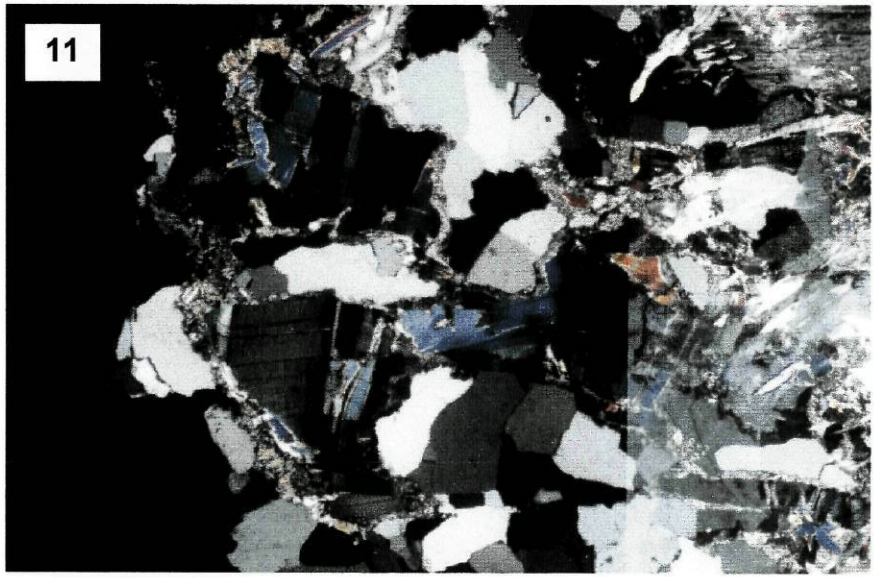
Fig. IV.**10** – Cristal de albite com formação de maclas mecânicas causadas pela deformação (nicóis cruzados).

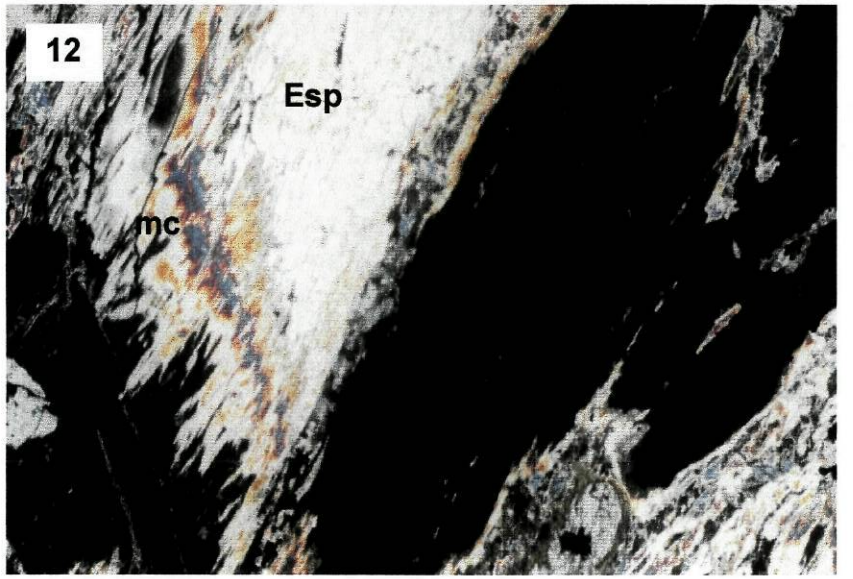
Fig. IV.**11** – Moscovites com evidências de deformação (nicóis cruzados).

Fig. IV.**12** – Mica branca (mc) a substituir espodumena (esp) no filão de Adagói (nicóis cruzados).


9


10


11


12
Esp
mc

A **espodumena** ocorre essencialmente de duas maneiras:

1) em cristais subédricos a euédricos com faces predominantemente (100) e subordinadamente (110). Tem a particularidade de não conter qualquer tipo de inclusão mineral, sugerindo que precipitou cedo na sequência da cristalização. É muito comum a macla simples (100) (Fig. IV.13).
2) em cristais poicilíticos de menor dimensão e forma irregular (Fig. IV.14), com pequenas gotículas de quartzo como inclusões minerais.

Qualquer uma delas apresenta uma clivagem prismática muito marcada para além de um aspecto por vezes túrbido que é devido à grande abundância de inclusões fluidas de média dimensão.

O segundo aluminossilicato de lítio mais abundante (apesar de que em muitíssima menor quantidade que a espodumena) é a **petalite** (ver quadro IV.2). Dada a sua pequena dimensão, só pode ser identificada ao microscópio óptico. Aparece apenas nos filões do sector oriental e de duas maneiras características: a preencher fracturas ou formando auréolas à volta de cristais da espodumena, mas nunca a substituí-la (Fig. IV.15); sob a formas de agulhas e juntamente com quartzo idiomórfico, a preencher espaços vazios criados pela mistura de prismas euédricos de espodumena (Fig. IV.16). Uma relação textural como a descrita permite concluir que quando se deu a cristalização de uma grande parte do quartzo, o meio ainda estava saturado em aluminossilicato de lítio, e exige condições P, T compatíveis com o campo de estabilidade da petalite, ocorrendo a seguir à espodumena na sequência de cristalização. Distingue-se do feldspato potássico pela ausência de uma boa clivagem perpendicular às faces de (001) e pela ausência de texturas pertíticas (London & Burt, 1982).

O aluminossilicato de lítio mais raro é a **eucryptite** (ver quadro IV.2), e tal como a petalite só aparece no sector oriental. É de dimensões muito reduzidas, e aparece principalmente na fronteira dos grãos de petalite, sob a forma de um agregado acastanhado de microcristais.

Deve-se ainda referir que foi feito um estudo de catodoluminescência, em que a espodumena e a petalite reflectem respectivamente cores amarelo dourado brilhante e azul marinho escuro, enquanto o quartzo permanece obscuro e a eucryptite não apresenta qualquer emissão visível de catodoluminescência (Gaal, 1976-77; Görz et al. 1970).

ESTAMPA II

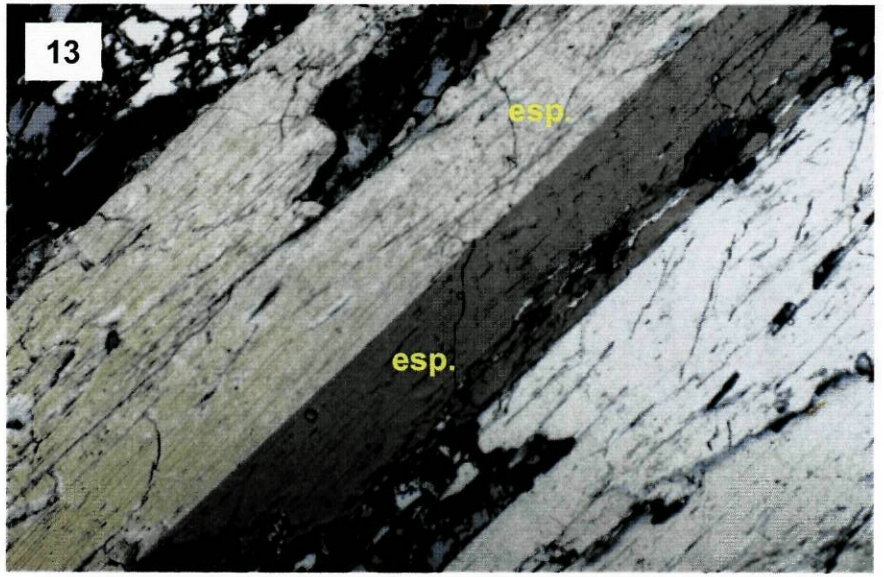
(Barra do desenho com 1 mm)

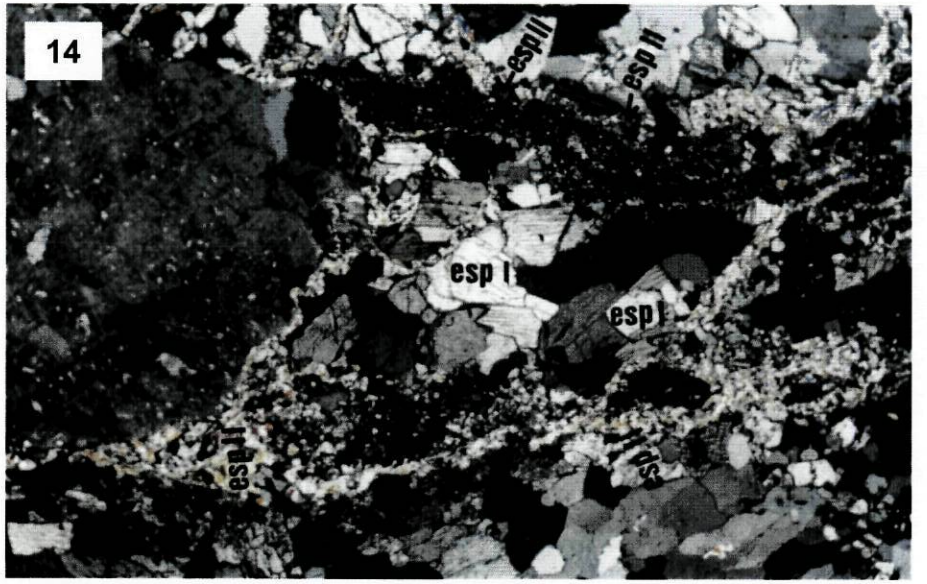
Fig. IV.**13** – Cristal de espodumena (esp.) em que é visível a macla simples comum (100) (nicóis cruzados).

Fig. IV.**14** – Microcristais de espodumena secundária (esp. II) que se formaram a partir de cristais de espodumena primária (esp. I) por acção de um cisalhamento local (nicóis cruzados).

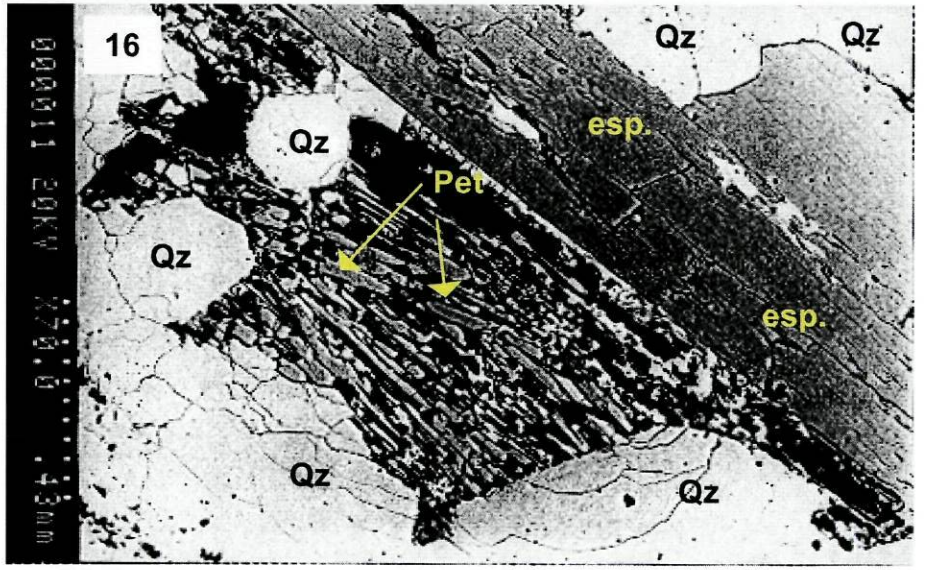
Fig. IV.**15** – Auréola de petalite a rodear cristais de espodumena (nicóis paralelos).

Fig. IV.**16** – Agulhas de petalite (pet.) juntamente com quartzo (Qz) a preencher os espaços vazios criados por prismas de espodumena (imagem de microscopia electrónica).


13
esp.
esp.


14
esp II
esp I
esp I
esp I
esp I


15


16
Qz
Qz
Qz
Qz
Qz
Qz
esp.
esp.
Pet

A **montebrasite** é o mineral acessório mais abundante. É um fosfato de Li e aparece de forma esporádica e intersticial mas tendencialmente em pequenos agregados. Apresenta normalmente maclas polissintéticas que se tornam pouco nítidas com a sua alteração típica (Fig. IV.17). Na microssonda electrónica, como se descreve no capítulo da geoquímica, constata-se que é, em todos os casos, quase destituído de flúor, sublinhando assim a baixa actividade deste elemento no magma pegmatítico, tal como sugeria a predominância de aluminossilicatos de Li face aos fosfatos de Li.

A **triphylite** é o único outro fosfato que pode ser considerado primário, sendo por vezes substituído pela fosfoferrite. Quensel (1937) e Mason (1941) definiram uma sequência na base da qual a lixiviação do Li da triphylite geraria fosfatos da série triphylite-sicklerite e posteriormente, heterosite-purpurite. Sendo assim, é possível propor para a triphylite uma cristalização directa como uma fase primária, uma vez que já foi obtida experimentalmente de um "melt" aluminossilicatado hidratado (Shigley & Brown, 1986). O valor médio encontrado apresenta-se no quadro IV.2.

Estão também presentes numerosos fosfatos secundários, que foram identificados à microssonda e que se descrevem quimicamente com pormenor no capítulo da geoquímica. O mais importante é a **apatite**, que aparece a substituir ou corroer feldspatos, mais frequentemente a albite do que a microclina (Fig. IV.18). Este último aspecto foi também observado por Fuertes-Fuente (1996). Pode também ocorrer, como já foi referido anteriormente, nas fracturas da espodumena, normalmente associada a minerais de argila do grupo montmorilonite. A composição química obtida na microssonda permite classificá-la como **fluor-apatite**, devido ao seu teor em flúor (ver capítulo da geoquímica). O modo de ocorrência da apatite leva a considerá-la não primária, possivelmente de origem hidrotermal tardia nomeadamente porque, como referimos anteriormente, os pegmatitos com espodumena resultam de magmas pobres em flúor.

Mas há outros fosfatos que parecem substituir minerais precoces (feldspatos, montebrasites, etc.) tal como a **dufrenite**, que tem uma cor amarelo-avermelhada e aparece normalmente a corroer a albite (Fig. IV.19).

ESTAMPA III

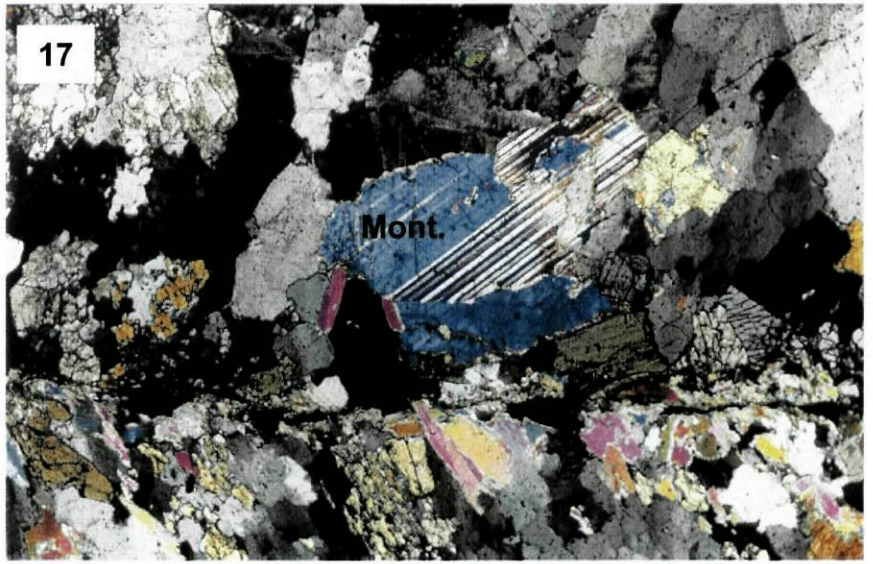
(Barra do desenho com 1 mm)

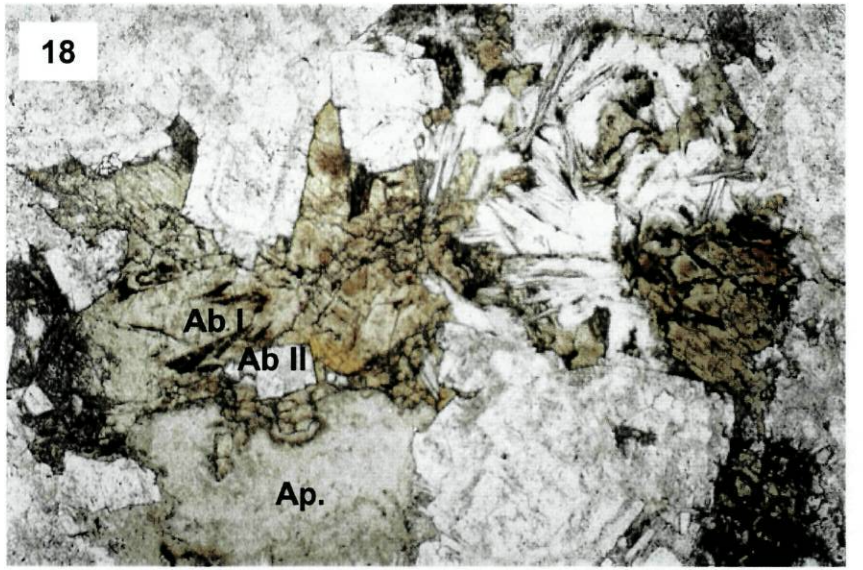
Fig. IV.**17** – Cristal de montebrasite (mont.) em que são visíveis as maclas polissintéticas típicas (nicóis cruzados).

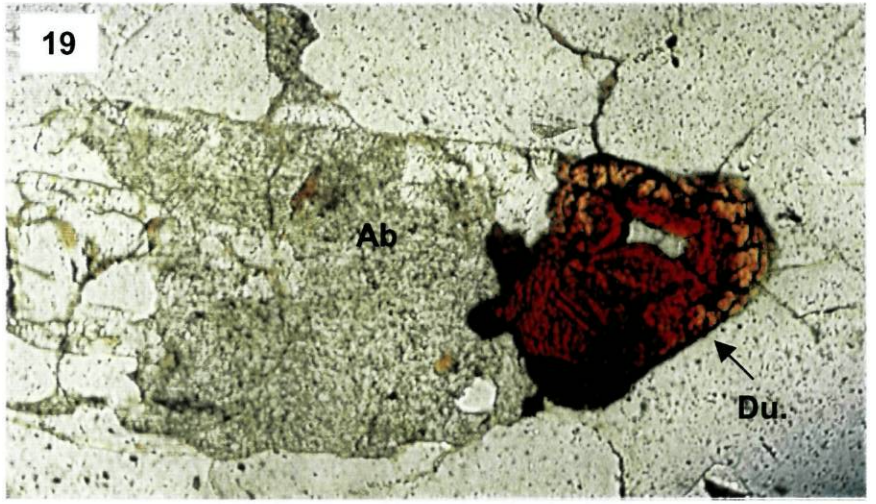
Fig. IV.**18** – Flúor-apatite (Ap.) a substituir albite primária (Ab.) (nicóis paralelos).

Fig. IV.**19** – Dufrenite (Du.) (a cor mais escura é devida à maior presença de ferro) a substituir cristal de albite (Ab.). (nicóis paralelos).

Fig. IV.**20** – Microfracturas milimétricas preenchidas por fosfoferrite, que em nicóis cruzados apresenta forte birrefringência.


17
Mont.


18
Ab I
Ab II
Ap.


19
Ab
Du.


20

A **fosfoferrite** tem uma cor azul acinzentada, aparecendo normalmente a preencher fracturas milimétricas nos filões (Fig. IV.20), para além de algumas vezes corroer a triphylite. Apresenta uma forte birrefringência nos azuis e castanhos.

A **fairfieldite** é dos fosfatos secundários o mais raro nestes aplitopegmatitos. Apresenta uma cor branca com leve tom amarelado, e não apresenta pleocroismo. Todos estes fosfatos secundários, descritos anteriormente, são minerais tardios com moléculas de água nas suas estruturas.

A **turmalina** aparece muito raramente, e só foi encontrada na fácies aplítica do filão de Alijó. Ocorre em pequenos cristais de tamanho milimétrico (4 mm de comprimento por 2 mm de largura), e tem uma distribuição homogénea no aplito. Apresenta uma cor de azul claro a azul escuro num zonamento facilmente visível na secção basal (Fig. IV.21). Na análise à microssonda revelou ser uma turmalina do tipo "schorl".

Segundo Trumbull (1995), se não ocorrer a cristalização de turmalina num magma pegmatítico com algum boro, a permanência deste no fundido silicatado pode promover uma extensa fraccionação química, devido ao aumento que provoca na solubilidade da água e na depressão da temperatura do "solidus". Assim, a libertação de B para a rocha encaixante, onde como se sabe se deu uma cristalização intensa de turmalina, pode de algum modo, segundo Ramos (1998), travar o estádio final de diferenciação do magma pegmatítico, explicando-se desta maneira a ausência de minerais de Cs.

Os **minerais de argila** são, apesar de tudo, abundantes e muito disseminados nos filões. Todos eles se apresentam em microcristais que preenchem espaços intergranulares ou cavidades de dissolução nos minerais mais precoces. Classificadas à microssonda electrónica, foram diferenciados essencialmente dois grupos: grupo da **ilite** e grupo da **montmorilonite**. O grupo da ilite apresenta-se em microcristais que formam por vezes agregados concêntricos de aspecto pseudoesferolítico quando observadas ao microscópio óptico (Fig. IV.22). Por vezes também aparecem a substituir completamente a espodumena em cristais incolores (Fig. IV.23). Os microcristais do grupo da montmorilonite são normalmente de cor esverdeada, e têm a particularidade de normalmente aparecerem associadas a apatite nas fracturas da espodumena (Fig. IV.24).

ESTAMPA IV

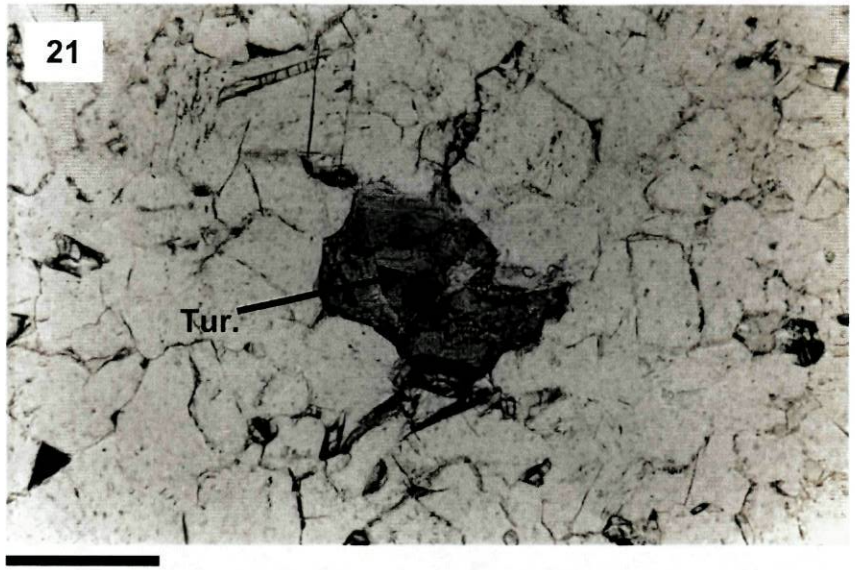
(Barra do desenho com 1 mm)

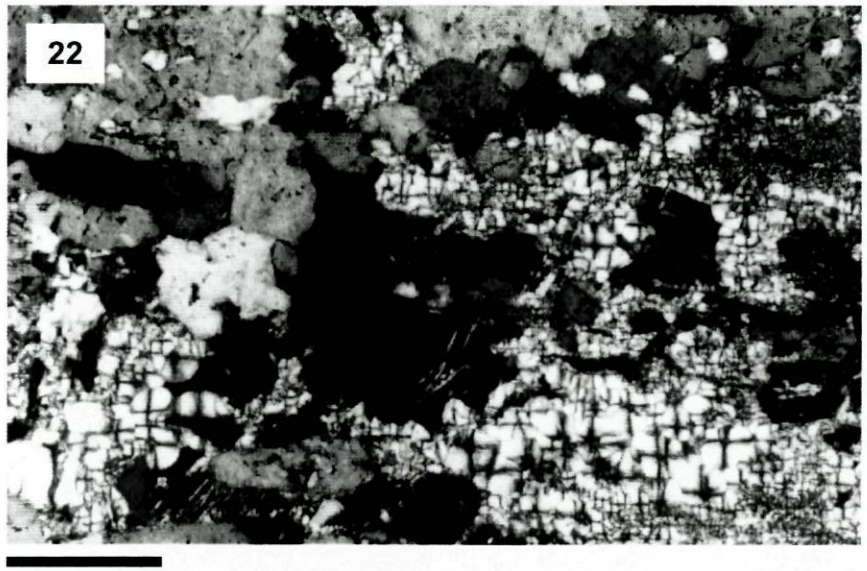
Fig. IV.**21** – Cristal de turmalina (tur.) com zonação que à microssonda electrónica demonstrou ser um "schorlite" (nicóis paralelos).

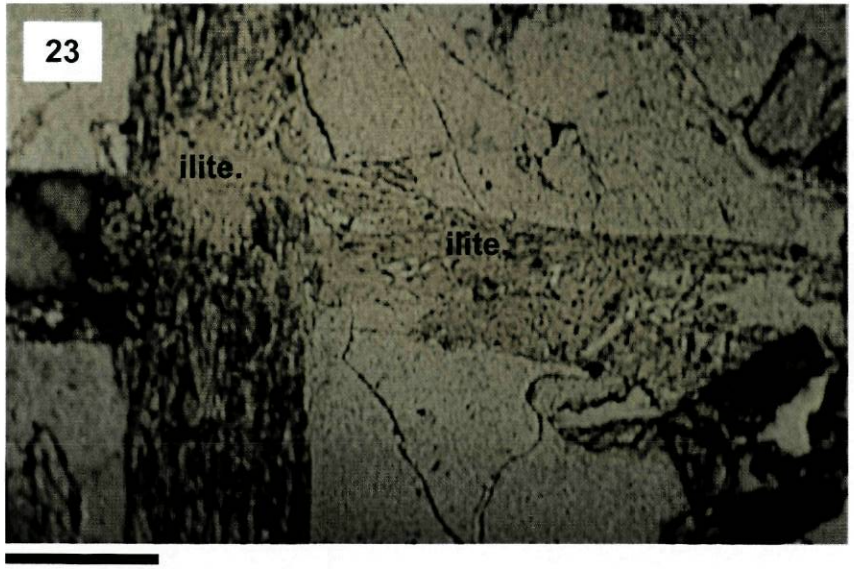
Fig. IV.**22** – Microcristais de ilite, a preencher espaços vazios, evidenciando um aspecto pseudo-esferolítico característico (nicóis cruzados).

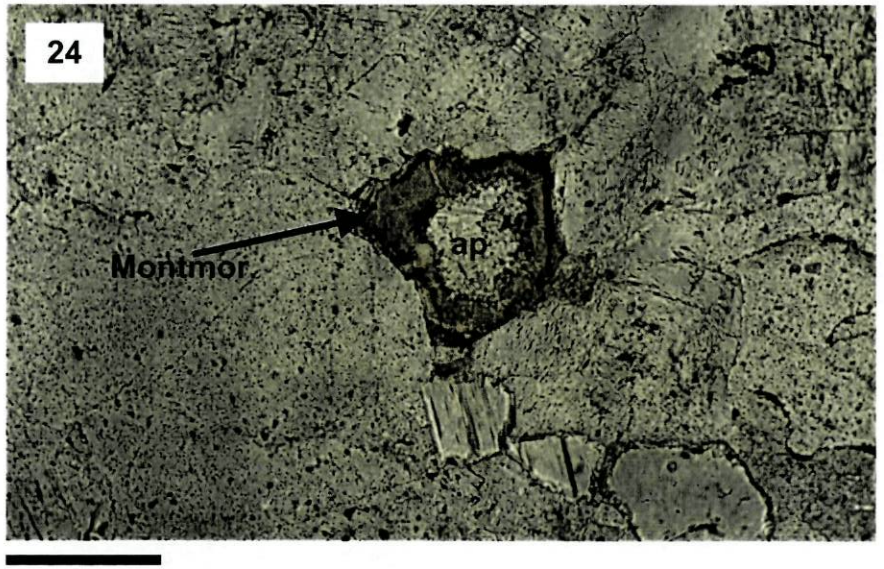
Fig. IV.**23** – Cristal de espodumena totalmente substituído por minerais de argila (ilite) (nicóis paralelos).

Fig. IV.**24** – Montmorilonite (montmor.) numa associação típica com a apatite (ap.) a preencher fracturas (nicóis paralelos).


21
Tur.


22


23
ilite.
ilite.


24
Montmor.
ap

A **clorite** aparece de forma muito rara a ocupar espaços vazios. Foi classificada à microssonda electrónica como fazendo parte do grupo da brungivite.

A **cookeíte** é um mineral do grupo da clorite com Li (London & Burt, 1982). Pode ser considerada uma hidromica, e apresenta um aspecto tardio, preenchendo cavidades de dissolução ou espaços intergranulares dos minerais mais precoces. Aparece em microcristais incolores, e a sua identificação só pode ser determinada à microssonda electrónica, porque têm um aspecto micáceo, que facilmente se confunde com uma moscovite (Fig. IV.25). Já Fersman (1931) referia este mineral como sendo típico de processos pós-magmáticos e pneumatolíticos, resultando da hidrólise de silicatos anteriores, em especial de feldspatos potássicos. O valor médio encontrado apresenta-se no quadro IV.2.

Por fim resta referir que os filões em geral apresentam em afloramento uma coloração acastanhada que é devida a películas de óxidos hidratados de ferro e manganês, que ao microscópio têm uma cor castanho escuro a negro, cobrindo minerais diversos e preenchendo fracturas do filão. Formam-se por alteração de fosfatos, óxidos de ferro, titânio e manganês, durante a fase de alteração supergénica (Ramos 1998).

IV.3 - A alteração hidrotermal

As substituições minerais mais marcantes e mais importantes que abrangem todos estes filões (com sequências desenvolvidas de corrosão selectiva até à completa substituição), são: a da espodumena por albite (± moscovite) e a da petalite por feldspato ou por eucryptite. O maior produto de destabilização da espodumena é a albite. Encontra-se normalmente numa albite límpida, com relíquias de espodumena no seu interior, em continuidade cristalográfica com esta (Fig. IV.26). A albite, por sua vez, encontra-se muitas vezes rodeada por intercrescimentos microgranulares de eucryptite + feldspato potássico secundário + moscovite (Fig. IV.27). A albite pode ainda aparecer acumulada em associação com o feldspato potássico secundário, num hábito ramificado característico. Parte desta albite é subsequentemente alterada para uma mica branca encordoada e orientada cristalograficamente, cuja associação com a albite remanescente é designada por cymatolite (Fig. IV.27, e 28).

ESTAMPA V

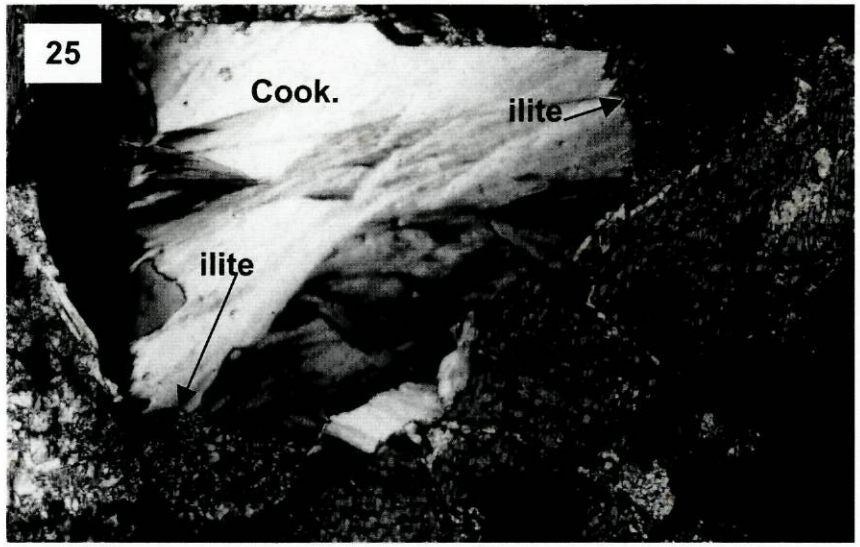
(Barra do desenho com 1 mm)

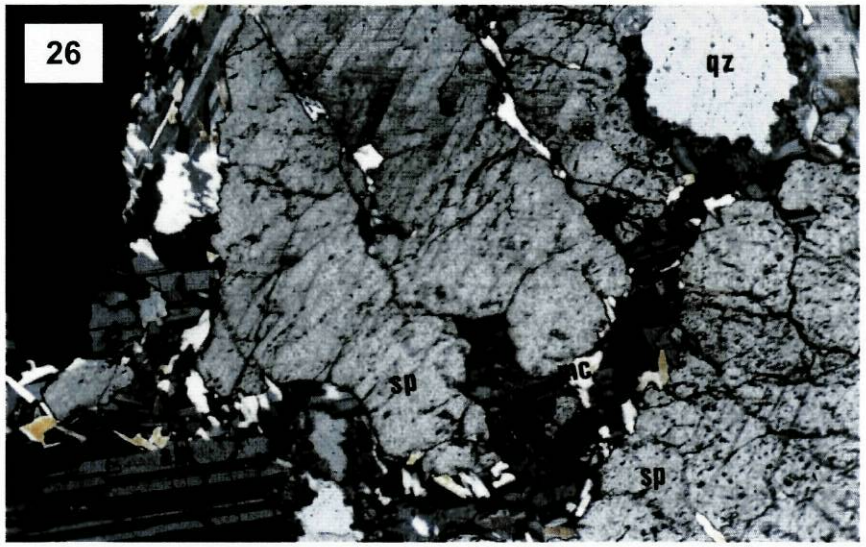
Fig. IV.**25** – Cristal de cookeíte (cook.) a ser substituído nas extremidades por ilite (nicóis cruzados).

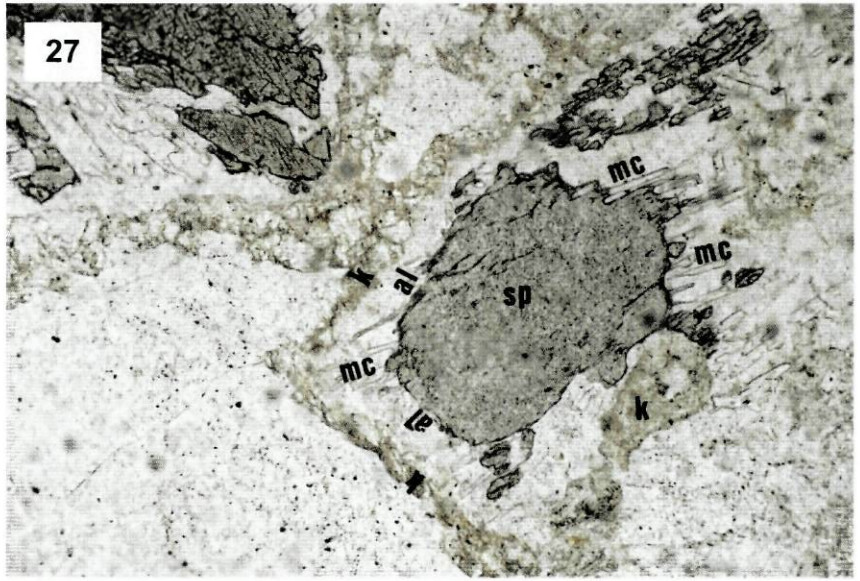
Fig. IV.**26** – Auréola de albite secundária (al) que substituiu a espodumena (sp) (nicóis cruzados).

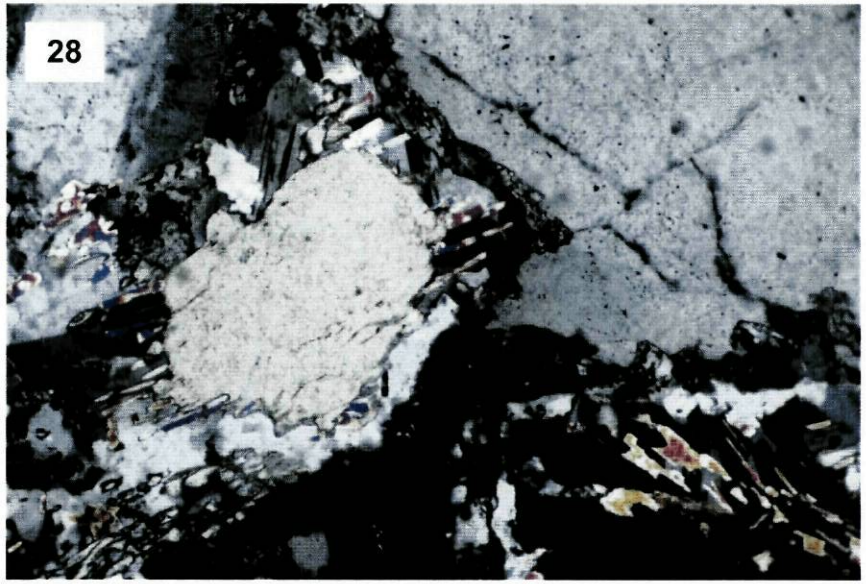
Fig. IV.**27** – Secção basal de espodumena com uma auréola de substituição de albite (al) e moscovite (mc) = cymatolite. Auréola exterior de Fk (k) que parece corresponder à substituição de uma antiga auréola de petalite (nicóis paralelos).

Fig. IV.**28** – A mesma imagem de Fig. IV.28 mas em nicóis cruzados.


25
Cook.
ilite
ilite


26
qz
sp
mc
sp


27
mc
mc
sp
mc
k
k


28

Em alguns casos a espodumena é ocupada por pequenas placas de moscovite em forma radiada. No filão de Adagói, foram encontrados antigos prismas de espodumena formando cavidades decimétricas de espaços vazios, onde este mineral foi substituído por uma mica pseudomórfica, com um aspecto de cera cor verde pálida. Este material é muito semelhante ao que foi descrito como "rotten spodumene" por Graham (1975). As placas de mica podem ocorrer a crescer opticamente paralelas às orientações (100) e (110) da espodumena original. Nas análises efectuadas constatou-se que o Li foi quase completamente lixiviado durante a substituição: enquanto na espodumena fresca o teor em Li_2O é de 7,23%, na mica branca pseudomórfica secundária é de apenas 0,13% (Charoy et al., 2000).

O feldspato potássico secundário é ubíquo, quer em vénulas (sozinho ou em conjunto com a albite), ou crescendo às expensas da petalite. Têm sempre um aspecto túrbido, sem exsoluções albíticas e com ausência de maclas em xadrez.

A eucryptite como já descrevemos aparece muitas vezes nas fracturas da petalite. É muito difícil de distinguir do feldspato potássico ao microscópio óptico, porque têm ambos um aspecto túrbido, parecem mais ou menos contemporâneos e geralmente têm a mesma localização como uma auréola contínua em volta de, ou nas fracturas da petalite (mais raramente na espodumena). Assim, a melhor maneira de ser identificada é pela sua florescência de cor creme rosada quando observada com um microscópio equipado com radiação ultravioleta de ondas curtas (Mrose 1953, Hurlbut 1962) (Fig. IV.29). Também se encontra eucryptite intimamente misturada a uma escala submicrométrica com quartzo microgranular, com a razão Si/Al claramente superior a 1,1 (Charoy et al., 2000). Dada a diminuta dimensão deste mineral, não foi possível colher amostras para exames de drifractometria de Raios X.

Uma sequência de alteração bastante similar a esta (eucryptite + albite $\pm$ Fk, albite + moscovite) tinha sido já descrita para muitos pegmatitos litiníferos (London & Burt 1982a). Esta associação de alteração em "subsolidus", corresponde à troca de iões de Li^+ por Na^+ (espodumena + Na^+ = eucryptite + albite + Li^+), seguida por metassomatismo de K^+ (Fk) e H^+ (crescimento de mica). Assim, as condições de "subsolidus" foram o suficientemente alcalinas para estabilizar a eucryptite + albite ou eucryptite + Fk e da mesma maneira relativamente ácidas para formar mica secundária (Montaya & Hemley 1975).

ESTAMPA VI

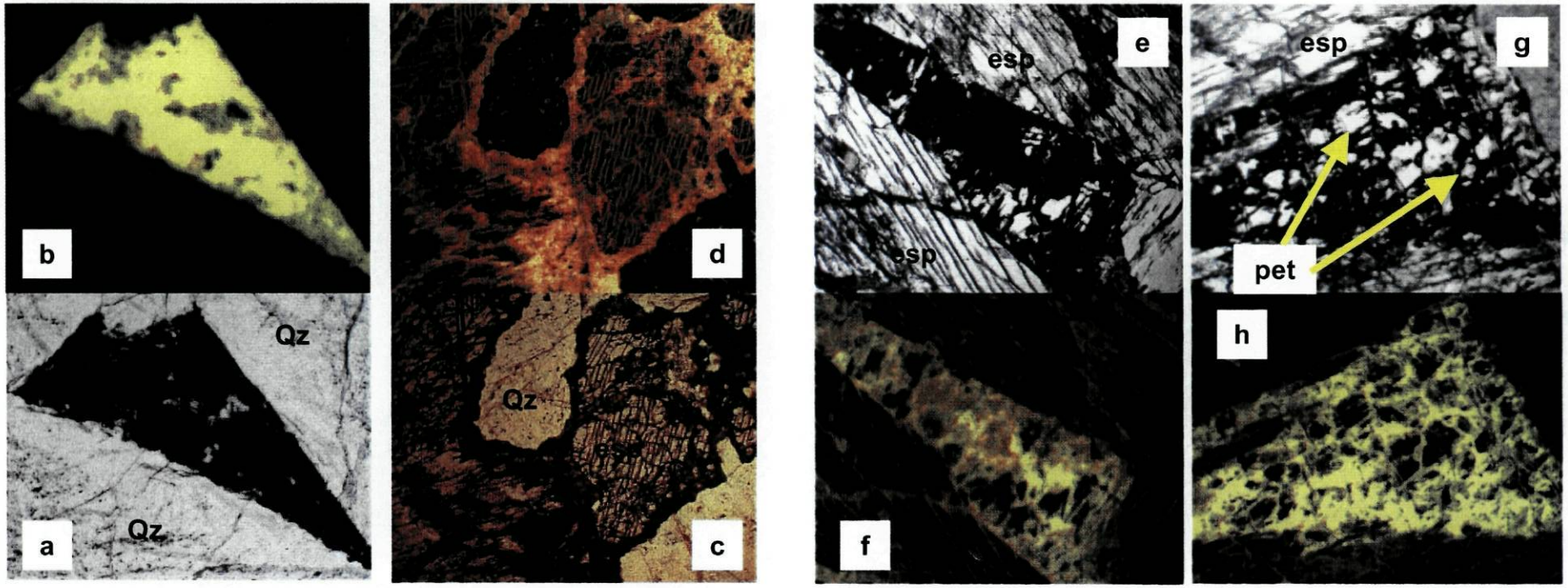
(Barra do desenho com 1 mm)

Fig. IV.**29** – Florescência da eucryptite (cores amareladas) quando observada ao microscópio equipado com ultravioleta (UV).

a – Espaço vazio no quartzo preenchido quase na totalidade por eucryptite. b – imagem com UV;

c – Auréola de petalite (pet) em volta da espodumena (esp) e quartzo (Qz). d – imagem com luz UV, em que se verifica a presença de eucryptite nas fracturas da petalite, enquanto o resto dos minerais não faz florescência.

e , g – Espaço vazio criado por prismas de espodumena (esp) ocupado por petalite (pet) com eucryptite nas fracturas; f,h – imagens UV com a forte florescência da eucryptite contrastando com a obscuridade da espodumena e petalite.


b
Qz
Qz
a
d
Qz
c
esp
e
esp
f
esp
g
pet
h

Durante os episódios de alteração, o Li foi removido da paragénese pegmatítica primária, e parcialmente aprisionado na eucryptite ou lixiviado para fora do sistema pegmatítico, ou seja para as rochas encaixantes. A sílica também sofreu o mesmo processo, e a constatação do aumento de Li_2O e de SiO_2 nos micaxistos envolventes imediatos dos filões parece confirmar esta ideia (ver capítulo da geoquímica).

O quartzo é fortemente dominante na associação mineral final, com cristais euédricos ou em agregados com junções suturadas e extinção ondulada.

Esta grande alteração que afecta fortemente algumas amostras faz com que às vezes sejam só visíveis algumas relíquias de espodumena imersas numa mistura microgranular complexa de minerais secundários. Nestes dominam fosfatos complexos de várias composições, mas que não podem ser determinados facilmente já que a sua composição muda de ponto para ponto.

Na matriz aplítica são normalmente encontrados pequenos espaços abertos. Devem ser o resultado de alguma dissolução de albite por uma fase fluida livre. Estes fluidos devem precipitar principalmente quartzo mas também Fk e eucryptite que revestem orifícios.

No preenchimento de pequenas cavidades e associada com o quartzo pode aparecer blenda castanha avermelhada, com poucas inclusões de galena.

A sequência de cristalização da figura IV.30 representa a sucessão paragenética mais completa, mesmo que uma fase ou outra possa diferir em volume de uma amostra para outra, dentro de um dado corpo aplitopegmatítico. A sequência interpretativa de cristalização foi estabelecida de uma maneira independente para os filões do sector oriental e ocidental, por causa da ausência de petalite e eucryptite no último destes sectores. A posição da montebrasite, cookeíte e clorite na sequência, não é representada pela dificuldade da interpretação que causa a sua raridade nos filões..

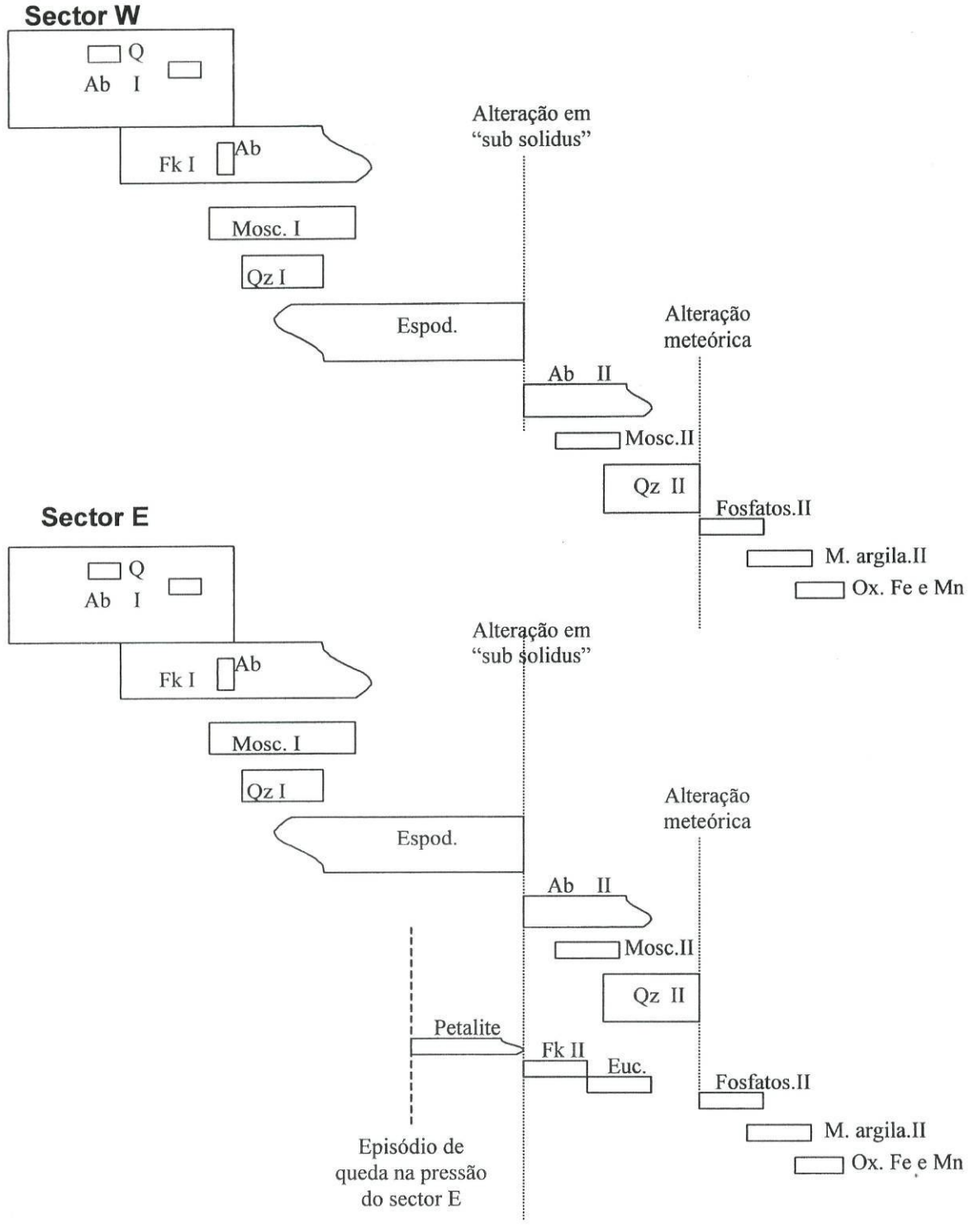


Figura IV.30 - Sequência interpretativa de cristalização. A altura de cristalização do crescimento da eucryptite não pode ser localizado no tempo com certeza, mas parece mais ou menos contemporâneo com o Fk túrbido e secundário. A montebrasite é demasiada rarefeita para ser posta na sequência mas supostamente é magmática tardia.

Quadro IV.2 – Composições químicas parciais e completas médias obtidas na microssonda electrónica e fórmulas empíricas das fases minerais primárias e secundárias principais (Ferro total sob a forma de FeO_t e Li determinado por microssonda iónica. Alguns dados retirados de Charoy et al., 1992).

% peso	Fk	Ab I	Esp	Pet	Mosc	Monteb	Fk II	Ab II	Euc	Cook	Triphy
Si_2O	66,38	68,80	65,09	78,91	46,28	--	65,27	68,19	55,10	38,22	--
Al_2O_3	17,61	19,40	27,20	16,75	37,19	35,07	18	20,27	26,43	43,41	--
FeO_t	0,05	--	0,23	0,05	0,47	--	0,07	--	1,14	2,63	29,10
MnO	0,10	--	0,01	0,03	--	--	--	--	2,7	0,04	15,57
MgO	0,03	--	--	--	0,01	--	0,02	0,03	--	--	0,16
CaO	0,01	0,03	--	--	0,06	--	--	0,06	--	--	--
Na_2O	0,12	12,20	0,01	0,01	0,63	0,01	0,08	11,40	--	--	--
K_2O	15,35	0,13	--	--	10,72	--	16,37	0,11	--	0,01	--
P_2O_5	--	0,21	0,06	0,05	0,09	51,75	--	0,19	5,31	0,01	45,38
Li_2O	Nd	Nd	7,65	4,49	Nd	8,87	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd
F	--	--	--	--	--	0,40	--	--	--	--	--
O=F						0,17					
Soma	99,65	100,77	100,25	100,29	95,45	95,93	99,81	100,25	90,68	84,32	90,21
	32 O	32 O	24 O	20 O	22 O	5 O,OH,F	32 O	32 O			
Si	12,22	12,59	8,06	8,03	6,13	--	11,95	11,87			
Al	3,81	4,18	3,86	2,01	5,79	1,02	3,88	4,15			
P	--	0,03	0,01	--	0,01	1,08	--	0,03			
Mg	0,01	--	--	--	--	--	--	0,01			
Fe	--	--	0,02	0,01	0,05	--	0,01	--			
Ca	--	0,01	--	--	0,01	--	--	0,01			
Na	0,04	4,33	--	--	0,16	--	0,02	4,04			
K	3,6	0,02	--	--	1,81	--	3,82	0,02			
Li	--	--	3,80	1,83	--	0,94	--	--			
F	--	--	--	--	--	0,03	--	--			
OH	--	--	--	--	--	0,54	--	--			

IV.4 - Discussão

Segundo Heier & Billings (1970), se o lítio está presente num sistema em cristalização, este não se comporta como um elemento alcalino puro. Isso resulta do facto de ele não ser incorporado na estrutura dos minerais félsicos comuns constituintes das rochas, aumentando assim a sua concentração no magma com a continuidade da cristalização, até chegar a um nível suficientemente alto para provocar o aparecimento de uma fase litinífera. É portanto um elemento que se

comporta como incompatível. O material inicial teria, grosso modo, uma composição granítica. O grau de arrefecimento do magma rege a cinética da nucleação e crescimento dos cristais das paragéneses magmáticas (London, 1992). A não homogeneidade composicional e termal dentro do magma cristalizante é geralmente assumida em corpos pegmatíticos gigantes zonados (Jahns 1982, Webber et al. 1999).

No caso em estudo a ocorrência de cavidades delineadas por prismas de cristais euédricos de espodumena sugere a existência de uma fase fluída exsolvida. Tal facto foi demonstrado experimentalmente por London et al. (1989), e tal fase só deve estar activa no último estádio de consolidação pegmatítica. Em Adagói porém, os prismas de espodumena estão quase todos revestidos por uma cobertura contínua de petalite policristalina, em contacto com o quartzo (Fig. IV.15). O campo de estabilidade da petalite, que é mais silicioso, pode ter sido alcançado devido à queda repentina na pressão confinante, levando à exsolução da fase fluída. É de esperar então um aumento no valor de μSiO_2 neste fluido (Stewart 1978). Tanto os componentes constituintes do feldspato como do quartzo devem ter sido distribuídos por este fluido, constituindo, juntamente com as agulhas de petalite (já descritas anteriormente) o preenchimento de espaços vazios nas amostras do filão de Veral (Fig. IV.16). As relações mútuas entre a espodumena e a petalite (Fig. IV.15) sugerem que a petalite precipitou a partir de uma fina película ao longo do interface espodumena-petalite rico em sílica (Charoy et al., 2000). O fluido actuou assim como uma fonte de componentes na cristalização da petalite, ou seja, o fluido estaria ainda saturado no que diz respeito a esta fase, evitando assim a dissolução da espodumena preexistente. Stewart (1978) sugeria que a petalite pode ser dissolvida até 0,64 % em peso, num vapor de água a 575ºC, sendo uma consequência normal da evolução de um sistema fechado em "subsolidus" num pegmatito. É necessária adição de sílica no fluido para que se torne a saturar a rocha no que diz respeito à petalite. O quartzo secundário precipita no preenchimento de pequenas cavidades ou de grandes espaços em agregados intersticiais. Outra hipótese para o aparecimento da petalite seria o de que esta fase ocorreria na sequência da recristalização associada a corredores de cisalhamento tardios (tardi-D_3). Assim, enquanto no sector ocidental essa deformação originaria a segunda geração de espodumena (Charoy et al. 1992), no sector oriental, dar-se-ia a formação de

petalite, uma vez que nesta zona já se estaria nas condições de estabilidade deste aluminossilicato de Li. As razões para que o sector oriental esteja na altura desta segunda geração de aluminossilicatos de Li, no campo de estabilidade da petalite (London 1984), são desenvolvidas no capítulo final do modelo metalogénico.

Burnham & Nekvasil (1986) sugeriram um modelo de convecção vigoroso entre o magma e o fluido para explicar a segregação de alguns elementos litófilos particulares num sistema pegmatítico, mas nos exemplos do nosso estudo seria pouco provável, por causa da geometria pouco propícia dos filões do campo aplitopegmatítico do Barroso-Alvão. O pequeno tamanho da maioria dos filões aplitopegmatíticos em causa, condiciona uma velocidade rápida de arrefecimento, baixando em direcção às isotérmicas metamórficas. Por outro lado, qualquer gradiente termal dentro do magma do corpo pegmatítico, provoca o enriquecimento de Na nas partes mais quentes e de K nas mais frias do sistema, implicando um zonamento como sugerem os resultados experimentais de Orville (1963), as conclusões de Jahns & Burnham (1969) e numerosas ocorrências pegmatíticas por todo o mundo (Webber et al. 1999). No entanto as nossas observações de campo, permitem concluir que tal não se observa nos filões em estudo, uma vez que a matriz aplítica (maioritariamente albítica) engloba os fenocristais (principalmente feldspatos potássicos) da paragénese do pegmatito.

IV.5 - O desequilíbrio da cristalização e recristalização

IV.5.1 - O desequilíbrio do estádio magmático

Um magma pegmatítico, qualquer que seja o seu estado, atinge geralmente a saturação em aluminossilicato de Li em condições de pressão e temperatura compatíveis com as do campo de estabilidade da espodumena. Esta condição é alcançada tardiamente, no decurso da cristalização principal, após a precipitação das fases feldspáticas. A petalite sucede então à espodumena, mas como aparentemente não se verifica em caso algum a sua corrosão, é porque a espodumena se mantêm metaestável. A substituição isoquímica de petalite por espodumena + 2 quartzo (referida frequentemente como "squi"), e que é frequentemente observada em muitos pegmatitos litiníferos (Hensen 1967, Černý &

Ferguson 1972, Rossovskiy & Matrosov 1974, Gomes & Nunes 1990, Fuertes-Fuente, 1996) não se verifica nos filões estudados.

As análises químicas de amostras globais reais dos três filões, objecto deste estudo, e que foram obtidas a partir de amostras compostas de sondagens de cada filão (ver capítulo da geoquímica de rocha total), dão valores em média de 1,3 % em peso de Li_2O para Alijó, 0,7 % em peso de Li_2O para Veral e de 0,8 % em peso de Li_2O para Adagói, apesar da forte alteração que este último apresenta. Existem no entanto amostras que evidenciam grande enriquecimento pontuais como 2.15 % em peso (Lima et al. 1997). Estes valores são comparáveis às composições globais obtidas em amostras em canal de três partes pegmatíticas de alguns destes filões com espodumena no sector ocidental do campo aplitopegmatítico do BA (ver amostras CHN na tabela 1; Charoy et al. 1992). Os conteúdos em Li_2O, variam desde 1,35 até 2,76 % em peso. Valores tão altos não podem ser representativos de um magma pegmatítico inicial. Stewart (1978) demonstrou, a partir de composições globais reais de pegmatitos e por experimentação, que o conteúdo em Li_2O de muitos pegmatitos litiníferos, representativo do magma residual de baixa temperatura, anda à volta de 1,5 % em peso. As partes aplíticas, como já se descreveu, estão intimamente misturadas e geneticamente relacionadas com as fácies pegmatíticas, tendo valores drasticamente baixos em Li_2O (0,10 % em peso em média). Assim torna-se óbvio que o Li no magma inicial foi selectivamente fraccionado para a fácies pegmatítica, rica em K, em contraste com a fácies aplítica, que por sua vez é rica em Na.

Como já referimos, o Li está ausente nos pegmatitos intragraníticos do granito de duas micas de Cabeceiras de Basto (tabela 1; Charoy et al. 1992).

IV.5.2 - Desequilíbrio no estádio hidrotermal

A substituição metassomática hidrotermal de minerais preexistentes implica uma saturação em fluido. O desenvolvimento esporádico de alteração à escala de um dado pegmatito, e à escala da lâmina delgada, significa que esta é indicadora de mudanças na química dos fluidos hidrotermais. A coexistência de cristais de espodumena fortemente transformados juntamente com outros sem qualquer tipo de alteração, à escala da lâmina delgada, pode ser explicada tanto por barreiras

cinéticas, como pela não homogeneidade do fluido de percolação ou ainda pela cicatrização de fracturas e canais devido ao maior volume que a associação de minerais de alteração apresenta (London & Burt, 1982a).

O primeiro estádio de alteração metassomática em "subsolidus" é normalmente alcalino (London & Burt, 1982b, Burt & London, 1982), seguido por um estádio fracamente ácido e potássico (alteração sericítica). Assumindo um sistema fechado, o total de Li no sistema fluido-mineral deve ser constante. Assim, cada vez mais Li deveria entrar em solução, devido à dissolução de minerais de Li e da sua substituição por albite e Fk (Wood & Williams-Jones 1993). No fluido ambas as razões Na/Li e K/Li decrescem à medida que vai descendo a temperatura. A substituição de espodumena (e eucryptite) por feldspatos consome sílica enquanto que quando se trata da petalite, se dá a libertação de sílica. Portanto, as substituições não serão contemporâneas mas sim, talvez, complementares:

$Spd + Na^+/K^+ + Qtz \rightarrow Ab/Kf + Li^+$

$Pet + Na^+/K^+ \rightarrow Ab/Kf + Qtz + Li^+$

$Ecr + Na^+/K^+ + 2Qtz \rightarrow Ab/Kf + Li^+$

As fases minerais espodumena, eucryptite e quartzo não podem ser estáveis quando todas juntas, como é evidenciado pelo diagrama P-T $\mu Na\text{-}Li_{-1}\text{-}\mu SiO_2$ de Burt & London (1982). O facto da espodumena passar a albite ou a eucryptite + albite é principalmente dependente da actividade em sílica dentro e à volta dos cristais de espodumena. Também a formação de mica pseudomórfica na espodumena, é incrementada pelo abaixamento da actividade em sílica, de acordo com a equação:

$3Spd + K^+ + 2H+ \rightarrow Ms + 3Qtz + 3Li+$

No entanto, a substituição completa de espodumena por mica branca é indicativa de que a espodumena, quando está em alteração, não diminui o potencial de catiões no fluido, pelo menos àquela escala.

Gordiyenko et al. (1988) especulam sobre as condições químicas do equilíbrio Spd-Ms-Ab-Kf (400°C, 100 MPa), presente em agregados das partes mais

diferenciadas dos pegmatitos de elementos raros. De acordo com estes autores, a espodumena pode crescer, de forma hidrotermal, a partir do Fk e quase sempre associada com a albite. A espodumena e moscovite seriam assim mais ou menos exclusivas, isto é, a presença de uma exclui a presença da outra. Estes autores usam as seguintes variáveis para calcular os campos de estabilidade dos minerais: $\log[K^+]$, $\log[Na^+]$, $\log[Li^+]$ e pH. Estes autores contudo aparentemente desconheciam o relevante trabalho de London (1984) acerca da estabilidade de aluminossilicatos de Li (segundo este a petalite seria mais estável e tomaria o lugar da espodumena, nas condições físicas por eles apresentados). A actividade em Li, mais do que a alcalinidade do meio é que seria de importância primordial na competição espodumena-moscovite: moscovite dominante no caso de a reacção ser ácida e espodumena no caso de ser alcalina (pH>6). Estes resultados estão em total contradição com os dados analíticos dos lixiviados das inclusões fluidas no quartzo colhidas em agregados quartzo-espoduménicos, que dão: Li muito baixo com a razão Na/Li $\approx$ 8 a 17, ao passo que a razão é encontrada perto do valor da unidade para condições experimentais comparáveis em equilíbrio (Sebastian & Lagache, 1991; Lagache & Sebastian, 1991).

As fronteiras do equilíbrio para as reacções de troca entre as soluções alcalinas, feldspatos e aluminossilicatos de Li foram calculadas por Wood & Williams-Jones (1993) para valores de temperatura entre os 100 e 700°C a diferentes pressões. Assumindo o equilíbrio entre eucryptite, quartzo, albite e Fk, as razões de actividade de Na/Li podem ser estimadas: K/Li=0.01 e Na/Li= 0.18, para 200°C e 100 MPa. Com estas condições, a solução (supostamente ideal) com 2 molal de álcalis total em equilíbrio com a associação de minerais formadores é previsto que tenha grosso modo a seguinte distribuição de concentração: 1,68 molal de Li, 0,30 molal de Na, e 0,02 molal de K. Estes valores estão longe dos resultados encontrados nos trabalhos experimentais de Lagache & Sebastian (1991). Esta constatação confirma o desequilíbrio profundo no sistema: Li a entrar na solução à custa da dupla espodumena-petalite, enquanto que o Na e K são extraídos da solução para o aparecimento de novos feldspatos. Os fluidos durante o processo metassomático, nunca estão em equilíbrio com o seu ambiente (London, 1990) e o seu conteúdo em Li vai aumentar drasticamente com o decréscimo da temperatura (Wood & Williams-Jones, 1993).

IV.5.3 - As condições de Pressão e Temperatura

A petalite e espodumena são antagónicas em termos de P e T pois o aparecimento de uma no lugar da outra, não é função da composição do meio, mas depende principalmente das condições externas de P-T, com a petalite a corresponder a condições de alta temperatura e baixa pressão em pegmatitos litiníferos (Stewart, 1978). As relações de estabilidade entre os aluminossilicatos de Li, para composições globais saturadas em quartzo, são mostradas no diagrama P-T proposto por London (1984) com as fases silicatadas de Li, com a porção de temperatura moderada a baixa do sistema, directamente aplicável à petrogénese de pegmatitos ricos em Li (Fig. IV.31). O baixo declive da linha representativa da reacção univariante Pet→Spd significa que as relações petalite-espodumena são mais dependentes da pressão do que da temperatura. A espodumena só é estável a pressão acima de 170 Mpa (a associação invariante Qtz + Pet + Spd + Ecr) o que impede o seu aparecimento, em contextos pouco profundos de baixa pressão.

A temperaturas magmáticas, de 500°C a 700°C, os pegmatitos onde a espodumena é o primeiro aluminossilicato de Li estão condicionados a pressões que durante a cristalização variam entre os 300 MPa e os 400 MPa (London, 1990). A petalite sob condições de equilíbrio é estável entre os 550°C-680°C a cerca de 400 MPa. Abaixo das temperaturas mínimas atrás referidas, a petalite passará a um fino intercrescimento de Spd + Qtz ("squi"). Por outro lado, o campo de estabilidade da Ecr + Qtz é limitada a baixa pressão e baixa temperatura, abaixo dos cerca de 320°C e 160Mpa (London, 1984) e muita da substituição de eucryptite depois da petalite (ou espodumena) deve ocorrer durante o "uplift" a 100-200°C (Chakoumakos & Lumpkin, 1990).

Assim, a evolução mineralógica desenvolvida nos corpos aplitopegmatíticos em estudo, implica que a cristalização primária, e subsequente alteração retrógrada, atravessa um largo intervalo de P-T, com a alteração retrógrada, operando à medida que vão baixando as condições de P-T (Fig. IV.31).

Como se sabe, as IF providenciam um meio de avaliação das condições mínimas de P-T e da composição do fluido presente aquando da cristalização dos pegmatitos ao gravarem a história dos fluidos magmáticos tardios. Os resultados obtidos encontram-se descritos no capítulo do estudo das IF.

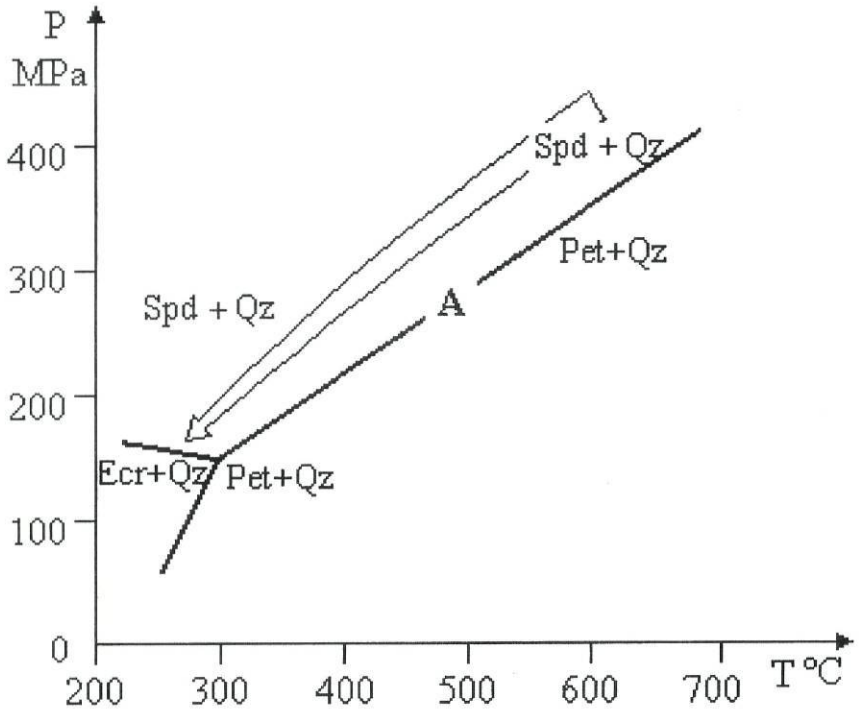


Fig. IV.31 a) – O caminho P-T inferido para a cristalização magmático-hidrotermal do filão de Alijó, e consequentemente do sector W. (Spd-espodumena; Pet-petalite; Ecr-eucryptite; Qz-quartzo); A - O campo de estabilidade das fases dos aluminossilicatos de Li (London, 1984);

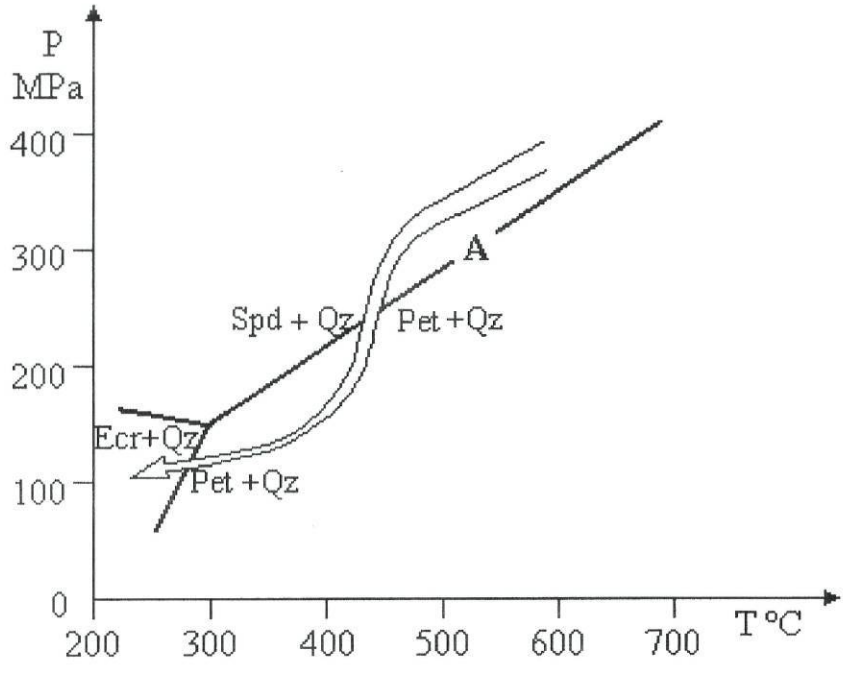


Fig. IV.31 b) - O caminho P-T inferido para a cristalização magmático-hidrotermal dos filões de Veral e Adagói, e consequentemente do sector E. (Spd-espodumena; Pet-petalite; Ecr-eucryptite; Qz-quartzo); A - O campo de estabilidade das fases dos aluminossilicatos de Li (London, 1984);

Durante o pico de metamorfismo, as condições de temperatura e pressão das rochas encaixantes nesta zona foram segundo Guedes et al. (1997) cerca de: 500ºC e entre 300-350 MPa, o que corresponde de 11 a 13 Km de profundidade. Isto providencia um limite superior para a pressão de instalação e cristalização dos líquidos pegmatíticos. As micas podem ser estáveis em condições abaixo das da saturação em H_2O no magma e a sua ocorrência não impede nenhuma saturação em água através da exsolução de um fluido aquoso. Consequentemente, a parte principal do aplitopegmatito cristaliza em condições de subsaturação em água, como foi demonstrado por London et al. (1989). Tal como foi discutido, a saturação em fluido é alcançada quando a maior parte do corpo pegmatítico já cristalizou. Assim pode-se, seguramente, inferir que a maior parte do fluido aquoso exsolvido permanece no sistema. A alteração induzida no pegmatito não prevalece à volta dos corpos estudados e não existem aparentemente evidências minerais de alteração metassomática da rocha encaixante. De qualquer maneira, existe uma interacção química significativa entre as rochas encaixantes envolventes e os fluidos derivados dos pegmatitos, pois o conteúdo em Li (até 1000 ppm em Li, Lima et al. 1997) é de 3 a 5 vezes o valor base encontrado nos metassedimentos. A fina eucryptite intergranular, que só foi possível identificar pela sua florescência numa investigação realizada num microscópio equipado com ultravioleta, será a responsável por este halo exomórfico.

Tendo em conta todos este factos, foi definida uma evolução P-T de cristalização, desde as condições magmáticas até às de "subsolidus", para os corpos aplitopegmatíticos estudados (Fig. IV.31).

IV.6 - Conclusões

Os filões aplitopegmatíticos de composição granítica são numerosos na parte Ibérica da orogenia Hercínica, contudo só uma diminuta percentagem deles são ricos em Li (são exemplo os casos descritos no início da tese) apresentando espodumena e/ou petalite como fases litiníferas primárias. No caso do campo aplitopegmatítico de Barroso-Alvão, a paragénese magmática nas fácies pegmatíticas é assumida como sendo albite + Fk + quartzo (menor) + moscovite (acessória) + espodumena (com uma distribuição altamente heterogénea), em contraste com a matriz aplítica, onde a

albite é fortemente dominante e a espodumena muito rara. A petalite segue-se à espodumena, através de uma repentina e curta queda na pressão confinante relativamente à temperatura. As razões para essa queda serão discutidas mais adiante neste trabalho.

A fracturação Hercínica associada ao "uplift" da cadeia, terá gerado uma fase fluida separada. Parece assim que a petalite precipitou directamente desse fluido, que também pode ter aproveitado cisalhamentos Hercínicos tardios, como foi descrito no início deste capítulo. Refira-se que Fuertes-Fuente & Martin-Izard (1998) dão a mesma explicação para a queda brusca na pressão, verificada no campo de Lalin-Forcarei (Galiza), aproximadamente 150km a norte da região estudada.

As cavidades miarolíticas encontradas (ex. Veral) constituem uma evidência de saturação em fluidos, anterior à completa cristalização do magma gerador dos pegmatitos. Assim a história hidrotermal do corpo pegmatítico começa com a substituição geral, mas variável, dos aluminossilicatos de Li, marginalmente ou ao longo de fracturas, principalmente por albite, moscovite e/ou Fk e por eucryptite tardia selectivamente da petalite, juntamente com fosfatos secundários. Durante esta alteração hidrotermal, o Li é progressivamente lixiviado para fora do sistema e disperso nos metassedimentos envolventes. O caminho P-T sugerido para a evolução de parte dos filões estudados, mostra que estes aplitopegmatitos ricos em Li são atípicos com a maioria das descrições da literatura. Aqui, a espodumena permanece metaestável em relação à petalite, contrariamente ao que é geralmente descrito, nomeadamente para outro exemplo português da região de Serra de Arga (Gomes, 1994).

Capitulo V- Estudo das Inclusões fluidas

Estudos microtermométricos:
Processos de criometria e aquecimento.
Determinação da composição da fase volátil e global.
Condições PVTX para cada tipo de fluidos.
Classificação dos diferentes tipos de IF na espodumena e quartzo dos filões.
Comparação dos resultados microtermométricos do sector W e E.
Resultados microtermometria realizados em IF de filões estéreis.
Resultados dos estudos efectuados na microssonda Raman.
Os minerais filhos nas IF estudadas.
Evolução da composição global dos fluídos.
Evolução das condições P-T de aprisionamento dos fluidos.
Discussão e conclusões do estudo das IF.

V – ESTUDO DAS INCLUSÕES FLUIDAS

V.1 - Estudos microtermométricos

O estudo microtermométrico das inclusões fluidas (IF), foi realizado em lâminas espessas. Estas lâminas têm de 100μm a 500μm de espessura e são polidas dos dois lados. Nesta zona, tinham sido já anteriormente efectuados no passado estudos de IF noutros filões com espodumena, designados na altura por filões de Covas de Barroso. Os trabalhos publicados foram os de Dória et al. (1989) e Charoy et al. (1992).

V.1.1 - As platinas utilizadas

Na criometria foi utilizada uma platina Chaixmeca (Poty et al., 1976) enquanto no aquecimento, foram usadas platinas PS 600 e PS 1500 da Linkam (Shepherd, 1981). Nas observações ao microscópio, foram utilizadas as objectivas de grande distância focal Leitz UMK 32X e a Olympus ULWDMS PAN 80X.
A platina Chaixmeca foi calibrada para temperaturas inferiores a 30°C com IF naturais e também com as IF artificiais da SynFlinc, obtendo-se os valores que constam no seguinte quadro:

Quadro V.1 - Temperaturas de calibragem da platina Chaixmeca (N=padrão natural e A=padrão artificial SynFlinc).

OBJECTIVA	TEMP. DE CALIBRAÇÃO	TEMP. OBTIDA
40X	-56,6N	-56,5
40X	-56,6A	-56,4
40X	-0,4N	-0,6
80X	-56,6N	-56,8
80X	-21,2A	-21,3
80X	-0,4N	-0,6

Na calibragem da platina PS 600 da Linkam para temperaturas entre os 30°C e os 500°C (limite máximo que pode ser obtido com esta platina), foram utilizadas IF artificiais da SynFlinc, para além de substâncias padrão de temperatura de fusão conhecida, obtendo-se os seguintes valores:

Quadro V.2 - Temperaturas de calibragem da platina PS600 da Linkam (M=padrão Merck SK, A=padrão artificial SynFlinc e N=nitrato de sódio).

OBJECTIVA	TEMP. DE CALIBRAÇÃO	TEMP. OBTIDA
40X	70M	68
40X	135M	138
40X	247M	256
40X	306,8N	318
40X	374,1A	382

Os valores obtidos com a platina PS 1500 da Linkam não necessitam de ser corrigidos, uma vez que os valores encontrados são aproximadamente os indicados pelos padrões. No entanto, dadas as condições de iluminação serem de momento piores que a PS 600, a platina PS 1500 só foi utilizada para as medidas de fusão dos sólidos, a partir dos 500ºC até aos 800ºC, embora se possa ir até aos 1500ºC se necessário.

V.1.2 - Modo de expressão da salinidade

A salinidade dos fluidos é expressa em percentagem em peso de equivalentes de NaCl, o que não significa que o Na^+ seja o único catião presente. Esta é calculada para o sistema H_2O-NaCl, aplicando a equação de Bodnar (1993) a partir da temperatura de fusão do gelo final (TfG) no caso das IF não apresentarem fases voláteis relevantes (não formarem clatratos). No entanto no caso estudado as fases aquosas manifestaram ser constituídas por soluções salinas complexas por vezes com fases sólidas. Apesar disso Goldstein & Reynolds (1994) consideram como aceitável a utilização do sistema aproximado H_2O-NaCl para avaliar a TfG, sendo a salinidade expressa em equivalentes de NaCl que reflectem a concentração de sais dissolvidos como se a solução fosse pura em NaCl + H_2O. Isto é assim, porque tal como se observa na figura V.1, o erro cometido no caso da solução ser mais rica em $MgCl_2$ ou KCl não ultrapassa respectivamente 6 e 4 wt %, sendo desprezável no caso de ser maioritariamente constituído por $CaCl_2$ e NaCl. Por outro lado a presença de carbonatos causa apenas uma depressão de algumas décimas de grau centígrados no valor do eutético, e aumenta ligeiramente a TfG relativamente a um sistema livre de carbonatos (Crawford, 1981). Deve referir-se que segundo London et al. (1989) os aniões mais importantes presentes num sistema pegmatítico são os de B, F e P, mas o autor também refere que o estado do

conhecimento ainda não permite efectuar experimentação com essa complexidade. Para além disso, num sistema pegmatítico haverá também o Li, que segundo Lagache & Sebastian (1991) num sistema de pegmatitos graníticos ricos em Li, estará presente grosso modo na mesma quantidade que o Na, tanto no fluido como no "melt". Este comportamento é semelhante, quer seja a espodumena ou a petalite os aluminossilicatos de Li dominantes no sistema. A sua presença no entanto só se poderia confirmar numa microssonda iónica ou equipada com um sistema de ablação laser.

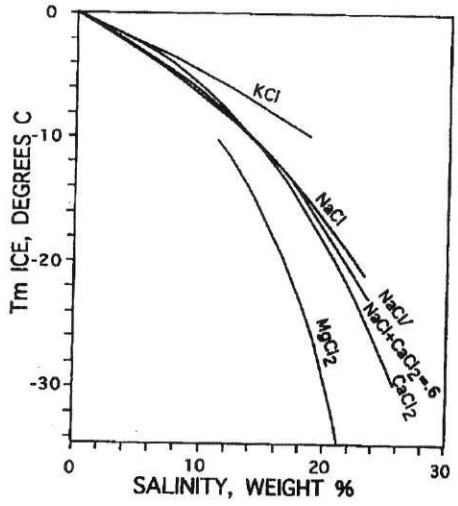


Fig. V.1 – Gráfico relacionando a temperatura de fusão do gelo final (TfG) com a percentagem de vários sais em solução. (Modificado de Crawford (1981) com dados de Oakes et al. (1990))

V.1.3 - Densidade dos fluidos

No que se refere ao cálculo da densidade verdadeira destes fluidos, este não é possível, já que requer além da temperatura de homogeneização, que se conheça com precisão a natureza e principalmente a concentração dos sais presentes. Como já vimos, isso não é possível recorrendo apenas à microtermometria. O que se pode fazer é uma aproximação, assumindo o sistema presente como sendo H_2O-NaCl. Com os dados da temperatura de fusão do gelo e de homogeneização total, pode-se calcular essa densidade aproximada utilizando o programa de computador Macflincor (versão 0.92, Brown & Hagemann, 1995). Para obter os parâmetros de P-T para IF com outros iões em solução além dos Na^+, utilizou-se o referido programa mas para o sistema H_2O-NaCl-(KCl) que usa a equação de estado de Zhang & Frantz (1987). Refira-se que a uma homogeneização global em líquido corresponde uma densidade superior do que a encontrada para uma homogeneização global em vapor.

V.1.4 - Processos de criometria e aquecimento

Neste estudo, durante o processo de criometria, de uma forma geral arrefeceu-se dos 25ºC aos –120ºC, registando-se a primeira mudança nas inclusões, aquando da formação de duas fases na fase volátil. Esta dá-se entre os 25ºC e os 10ºC e de uma forma repentina. A segunda mudança observada é o enrugamento da fronteira entre a fase aquosa e a fase volátil. Esta acontece entre os –30ºC e os –40ºC, e é interpretada como sendo devida à formação dos clatratos (hidratos de gás) e gelo. Posteriormente, entre os –40ºC e os –50ºC, observa-se a solidificação da fase aquosa, que deforma visivelmente o contorno da fase volátil. A última mudança regista-se entre os –100ºC e os –110ºC e corresponde à solidificação da fase volátil. Esta verifica-se pela cristalização repentina de vários cristais, que passado alguns segundos, já com a platina a aquecer lentamente, se juntam num só cristal arredondado. Seguidamente, à medida que lentamente se dá o aquecimento, observa-se a fusão da fase volátil.

As IF que não contêm CO_2 mas que têm CH_4, numa primeira fase foram arrefecidas até aos –180ºC, mas como em nenhum caso se verificou a solidificação de metano ou mesmo a formação de uma fase líquida na fase volátil, arrefeceram-se o resto das IF só até aos –120ºC. O comportamento é diferente dos anteriores no aspecto em que a única mudança efectivamente verificada no arrefecimento é a que acontece à volta dos –50ºC (solidificação total da fase aquosa) e que provoca a deformação da fase volátil ou mesmo o desaparecimento desta, quando a densidade desta fase é muito baixa (caso de algumas IF secundárias dos filões estudados).

Durante o aquecimento, os fenómenos e mudanças de fase medidos foram os seguintes: temperatura de fusão total do CO_2 sólido ($TfCO_2$); temperatura do eutético (temperatura da 1ª fusão do gelo, Te); temperatura de fusão total do gelo (TfG); temperatura de fusão total dos quelatos ou clatratos (TfC); temperatura de homogeneização do CO_2 ($ThCO_2$) em fase líquida (L), vapor (V) ou crítica (C); temperatura de homogeneização total (Th) em fase líquida (L), vapor (V) ou crítica (C) ou de decrepitação (Td) caso ela ocorra; e por último a de fusão dos sólidos (TfS) se eventualmente estiverem presentes e a sua fusão seja visível. Na determinação da TfG e TfC foi utilizado o mecanismo repetitivo de aquecimento lento, seguido de arrefecimento perto dos valores de fusão, de modo a obter-se uma situação de equilíbrio na fusão.

A relação entre o volume da fase aquosa, e o volume total da inclusão (Flw) foi estimado à temperatura ambiente seguindo as fundamentações de Roedder (1984).

Segue-se em tabela os símbolos e as unidades de medida assim como as abreviaturas utilizadas no texto e quadros:

Abreviatura	**Descrição do que representa (unidade)**
$TfCO_2$	Temperatura de fusão do CO_2(°C)
$ThCO_2$	Temperatura de homogeneização do CO_2(°C)
Te	Temperatura de início de fusão do gelo ou temperatura do eutético(°C)
TfG	Temperatura de fusão do gelo(°C)
TfC	Temperatura de fusão dos clatratos(°C)
Td	Temperatura de decrepitação (°C)
TfS	Temperatura de fusão dos sólidos(°C)
Th	Temperatura de homogeneização total (°C)
D	Diâmetro maior da I.F. (μm)
Flw	Fracção da fase aquosa na I.F.

V.1.5 - Determinação da composição da fase volátil e global

Nas inclusões com fase volátil relevante, podem estimar-se quais os compostos presentes (CO_2, CH_4 e N_2) a partir da fusão total da fase sólida dos componentes não aquosos. Isto é assinalado tanto pela $TfCO_2$ abaixo dos -56,6°C (esta $TfCO_2$ indica um sistema de CO_2 puro à pressão ambiente, logo quando a temperatura é inferior a esta é indicativo da presença de outros gases) como aquando do aquecimento após o arrefecimento, com a formação de clatratos, quando a TfC se dá acima dos 10°C, o que testemunha a presença de CH_4 para além do CO_2.

Os clatratos resultam de uma estrutura metaestavel, formada por moléculas de água, com vários tipos de cavidades. Esta estrutura estabiliza-se pela presença de moléculas de gás que ocupam parte dessas cavidades (Sloan, 1990). As moléculas de gás podem ser CO_2, CH_4, C_2H_6, C_3H_8,C_4H_{10} e N_2. Os clatratos apresentam assim uma estrutura similar ao gelo, cristalizando no sistema cúbico, com duas formas cristalográficas possíveis: a estrutura I e II. A primeira é a que

apresentam preferencialmente os hidratos de CH_4 e CO_2 enquanto que a segunda é típica de clatratos de N_2.

A nucleação deste tipo de hidratos de gás, que consome água e gases na sua formação, dificulta a interpretação das medidas microtermométricas, uma vez que por um lado, a fase rica em voláteis se mostra menos densa (alguma parte dos gases estão nos clatratos) e por outro, a fase aquosa mostra-se mais salina, já que o sal não faz parte da estrutura do hidrato de gás ao contrário da água. Por isso nas IF com a presença de clatratos, ao contrário das aquosas, não se pode obter a salinidade directamente através da temperatura de fusão do gelo (Potter & Brown, 1977, Bodnar, 1993) e, também não é possível calcular directamente o volume molar da fase rica em voláteis a partir das transições de fase líquido-vapor (Kerkhof, 1990; Thiery et al., 1994). Nessas inclusões, a salinidade (expressa na percentagem em peso de equivalente de NaCl), as fracções molares das fases líquidas e gasosas do CO_2, CH_4, N_2 e H_2S, assim como as composições químicas globais e respectivos volumes molares, foram obtidos da combinação dos dados de composição da fase volátil obtidos por análise à microssonda Raman (levadas a cabo com um espectrómetro Raman DILOR no UMR-G2R em Nancy, França) com os dados da microtermometria, utilizando um programa de computador realizado por Dubessy neste laboratório.

V.1.6 - Condições PVTX para cada tipo de fluidos

Os parâmetros de P-T destas inclusões aquocarbónicas são difíceis de calcular, dado os problemas que causam a presença de vários sólidos e a complexidade salina da fase aquosa destas IF. Primeiro, como se verá mais adiante neste capítulo, foram calculadas as isócoras com base na equação de Bowers & Helgeson (1983), considerando o sistema H2O-CO2-CH4 sem sais. Dadas as discrepâncias encontradas, que mais adiante se explicam, foram também calculadas isócoras para o sistema H_2O-CO_2-CH_4-N_2-H_2S-NaCl, utilizando o programa de computador Gaswet (Bakker, 1997). Os resultados como veremos adiante não diferem muito.

V.1.7 - Classificação dos diferentes tipos de IF

Na classificação dos diferentes tipos de IF, classifica-se o tipo de fluido nela contido usando-se a nomenclatura descrita em Boiron et al. (1992), que se baseia em dados microtermométricos e nos resultados das análises Raman. Assim, assinala-se com uma letra maiúscula inicial o tipo de homogeneização total da inclusão: (V) em fase vapor, (L) em líquida ou (C) em crítica. Um fluido aquoso representa-se pela letra w minúscula, apresentando-se sozinha quando se trata de um fluido só aquoso (ex. Lw, Vw ou Cw), onde não se detecta a presença de espécies voláteis quer por formação de clatratos quer na microscopia Raman. A presença das espécies CHONS são representadas pelas respectivas letras minúsculas dos compostos mais abundantes. Assim, utiliza-se a letra c quando a principal espécie volátil é o dióxido de carbono (CO_2), e a letra m quando o metano (CH_4) é o mais abundante. Quando a fase aquosa está ausente utiliza-se a letra sozinha do gás dominante na fase volátil (ex. Lc ou Vm ou Cc, etc). Se a fase aquosa é acessória, então utiliza-se no fim a letra minúscula w entre parêntesis (ex. Lc-(w) ou Vm-(w), etc.). Quando ambas as fases estão presentes (o que é o mais habitual), e nos casos em que se registam a $TfCO_2$ para além da TfC, aparece primeiro a letra minúscula referente ao gás dominante e posteriormente a minúscula w da fase aquosa (ex. Vc-w, Lm-w, etc). Utiliza-se a letra minúscula w da fase líquida seguida pela letra minúscula do gás dominante na fase volátil (ex. Lw-c ou Vw-m, etc), somente no caso dos compostos gasosos serem detectados apenas pela formação de clatratos. Se a presença de CO_2 e outros gases é detectada apenas por espectroscopia Raman, utiliza-se a letra minúscula dentro de parêntesis (ex. Vw-(c) Lw-(m) ou Cw-(c), etc). Resta ainda referir que a presença de sólidos é assinalada por uma letra s minúscula, sendo neste caso sempre utilizada no fim da sequência (ex. Lc-w-s, Vc-w-s, etc.), dada a extrema variação do seu tipo, quantidade e tamanho, mesmo dentro do mesmo tipo de fluido.

V.2 – Dados e identificação das IF nos diferentes filões estudados

Nos filões estudados em pormenor durante este estudo, as inclusões foram classificadas em diferentes tipologias, com base nas características observadas ao microscópio, tais como a sua forma, o número de fases presentes à temperatura ambiente, e a relação volumétrica entre essas fases. Para além disso, foi também considerado o comportamento microtermométrico, ou seja, as temperaturas em que

se registam as mudanças de fase e as composições obtidas após o estudo na microssonda Raman. Foram encontrados os seguintes fluidos no quartzo: tipo I (IF tipo Lc-w-s e Vc-w-s), tipo II (Lc) e o tipo III (Lw-s). Na espodumena encontram-se os seguintes tipos: tipo I (Lc-w-s e Vc-w-s) o II (Vw-(m)-s e Lw-(m)-s), e o III (Lw-s).

V.2.1 - O sector ocidental (W) do campo aplitopegmatítico

Tal como está referido em capítulos anteriores, este sector tem a particularidade de ter a espodumena como o único aluminossilicato de lítio presente. Para além da leitura da bibliografia existente sobre os filões de Covas do Barroso e referida anteriormente, foi realizado um novo tratamento dos dados e efectuadas novas leituras em lâminas de amostras daqueles estudos. O filão de Alijó também fica localizado neste sector e foi igualmente estudado.

V.2.1.1 - Resultados microtermométricos nos filões de Covas do Barroso

É dada em seguida uma descrição das IF observadas na espodumena e quartzo destes filões. Na espodumena as IF mais abundantes são as de forma tubular (forma cristal negativo da espodumena) em que a orientação do seu maior eixo é paralelo à clivagem prismática do mineral. Dentro destas, existem aquelas em que a fase volátil é maioritariamente CO_2, com CH_4 e N_2, em menor quantidade e outras, mais raras, onde só existe CH_4 ou este composto misturado com N_2 em menor quantidade. Apresentam quase sempre sólidos no seu interior, e habitualmente de vários tipos, que dadas as características que apresentam (relativa constância nas relações sólido-líquido), são considerados "daugther minerals" (minerais filhos). Da sua análise em MEB foi possível concluir que se tratam de minerais com Si, Al, P, Mn e Ca (Charoy 1998, comunicação pessoal), o que leva a pensar que sejam constituídos por fosfatos e aluminossilicatos (Charoy et al., 1992). Aparecem também, aleatoriamente, outras IF de forma mais irregular, mas sempre com algumas arestas controladas pela direcção prismática da espodumena. Estas IF são aquocarbónicas e raramente apresentam sólidos.

As IF citadas até ao momento encontram-se intimamente e espacialmente associadas. Segundo os critérios de Roedder (1984) são consideradas primárias, no caso geral, e designadas pseudo-secundárias quando estas IF de pequena

dimensão se apresentam em pequenos alinhamentos, que no entanto não ultrapassam os contactos dos cristais. No quartzo, as IF também são abundantes e segundo os critérios de Roedder (1984) tal como na espodumena, encontram-se aleatoriamente IF primárias e outras em alinhamentos que não ultrapassam os limites dos cristais, que se designam por pseudo-secundárias. Geralmente exibem uma forma irregular, salvo raras excepções em que terão um carácter subédrico em cristal negativo.

Seguidamente, apresentam-se as características fundamentais da totalidade dos dados conhecidos para os filões de Covas do Barroso e que resultam da recolha dos dados de Dória et al. (1989) e de novas medidas efectuadas para este estudo. As abundantes IF primárias e pseudo-secundárias que ocorrem na espodumena da parte pegmatítica destes filões, representam fluidos aquocarbónicos. À temperatura ambiente, entre os 20 e os 25°C, estas IF são bifásicas, com a fase gasosa a ocupar entre 10% e 50% do volume total (Vg/Vt) salvo algumas excepções em que pode chegar aos 70% (Fig. V.2a). Só após o arrefecimento aparece uma terceira fase. Apresentam uma $TfCO_2$ que varia entre –60,3°C e –58°C (Fig. V.2b) enquanto que TfG se dá entre os –13,8°C e os –2,8°C (Fig. V.2c). Quanto à TfC, esta varia entre -4,3°C e 5,3°C (Fig. V.2d)enquanto a homogeneização do CO_2 se dá entre os 8°C e os 22,2°C em vapor, e entre os 18,4°C e os 20,8°C em líquido (Fig. 2e). O intervalo para a homogeneização global dá-se entre 292°C e 348°C em fase líquida e entre os 315°C e 380°C em fase vapor (Fig. V.2f).

As características das IF do quartzo são diferentes das anteriormente descritas. A fase gasosa ocupa entre 20% e 70% do volume total (Vg/Vt) à temperatura ambiente (Fig. V.3a). Os fluidos são essencialmente aquocarbónicos ou só carbónicos. As IF exibem $TfCO_2$ entre os –59,5°C e –57,5°C (Fig. V.3b) enquanto que a TfG se dá entre os –8,6°C e os –6,8°C (Fig. V.3c). Quanto à TfC esta varia entre 4,7°C e 8,5°C (Fig. V.3d) enquanto a homogeneização do CO_2 se dá entre os 9,5°C e os 21,7°C em vapor, entre os 17,3°C e os 21°C (Fig. V.3e) em líquido e raramente em fase crítica. Quanto há homogeneização total, ela varia entre os 323°C e os 385°C em líquido e os 371°C e os 404°C em vapor (Fig. V.3f).

Nas IF com fase volátil dominante foram feitas poucas medições, variando a $TfCO_2$ entre os –59,7°C e os –59,3°C enquanto a $ThCO_2$ se dá à volta dos 16,4°C quer em líquido quer em vapor. Nestes filões não foram estudadas as inclusões secundárias.

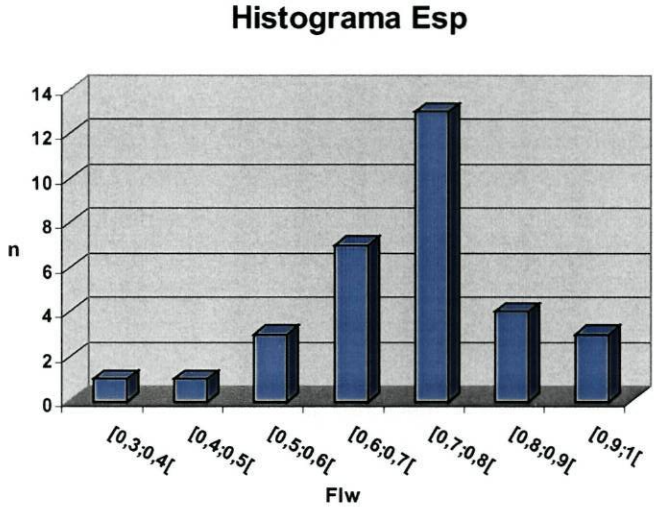


Fig. V.2a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de fracção de fase aquosa sobre o volume total da IF.

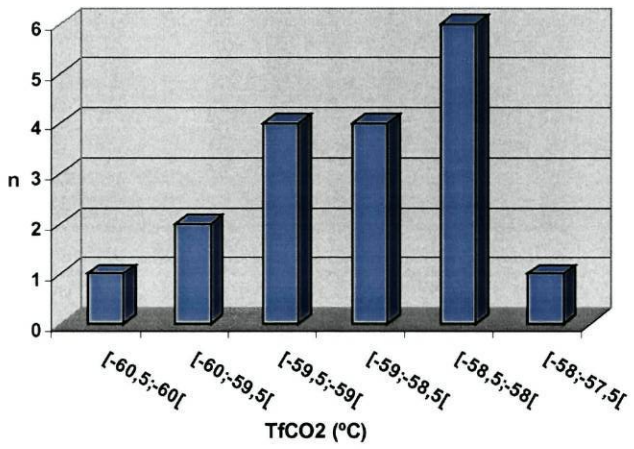


Fig. V.2b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do CO_2.

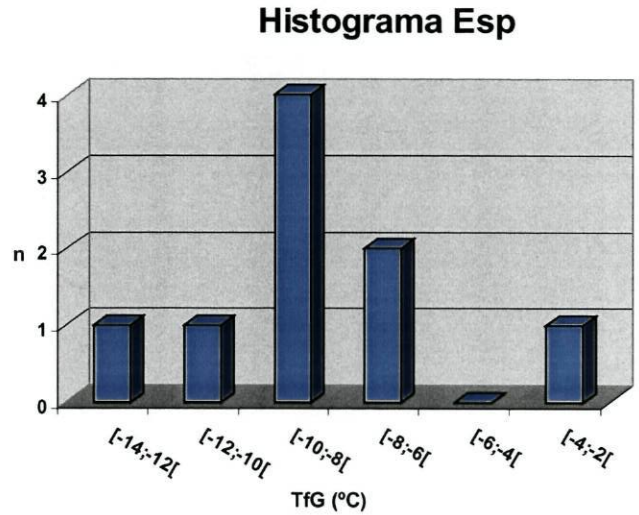


Fig. V.2c – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do gelo.

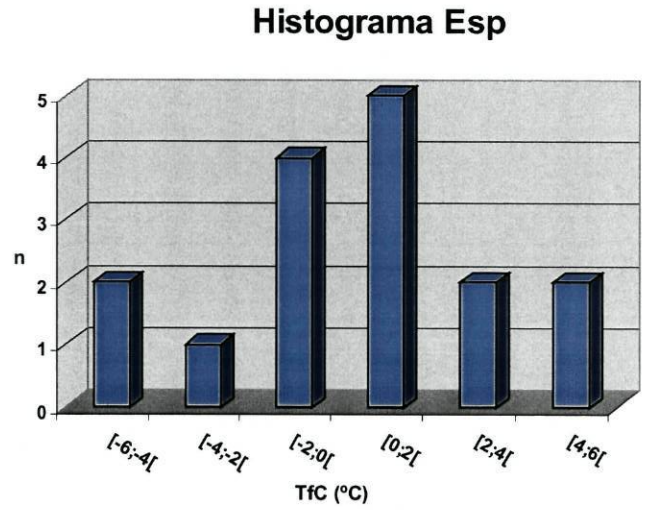


Fig. V.2d – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão dos clatratos.

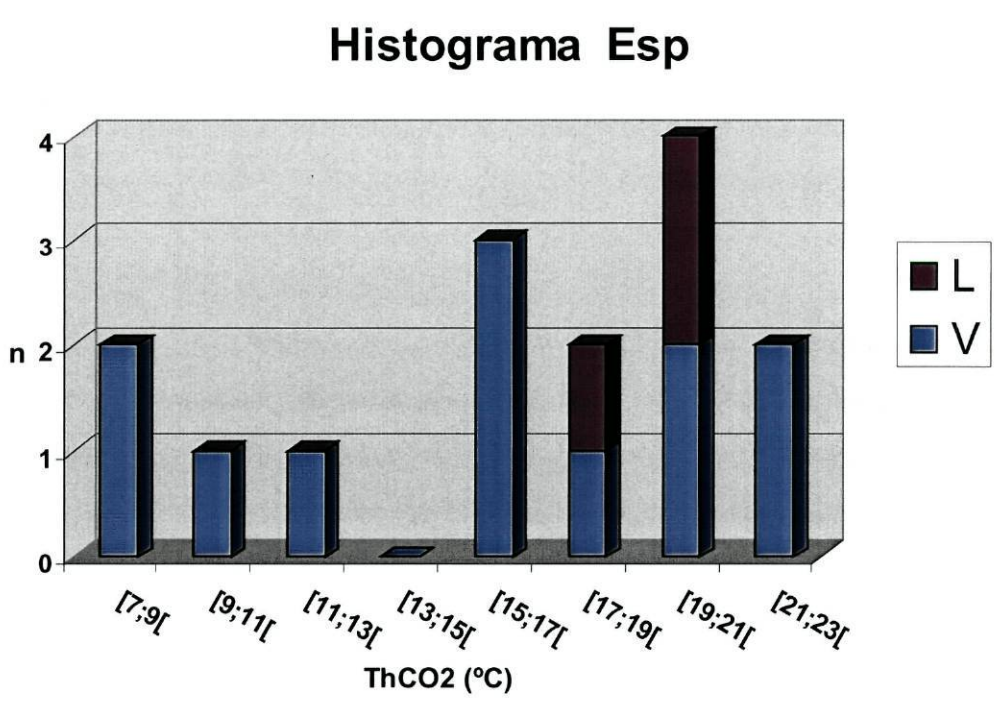


Fig. V.2e – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de homogeneização do CO_2.

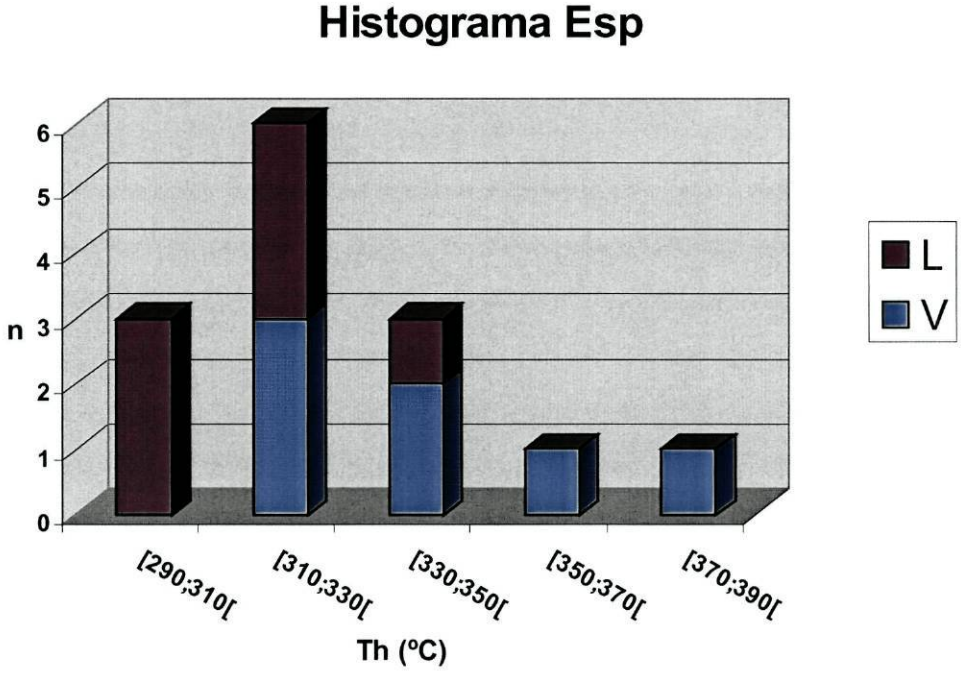


Fig. V.2f – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

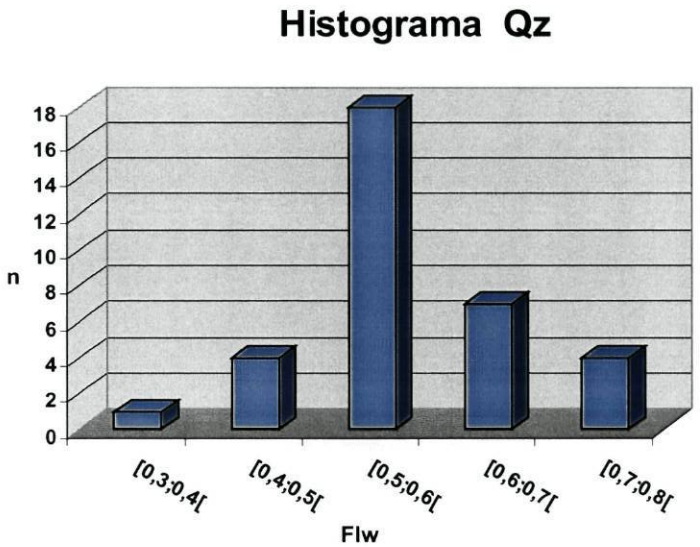


Fig. V.3a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de fracção de fase aquosa sobre o volume total da IF.

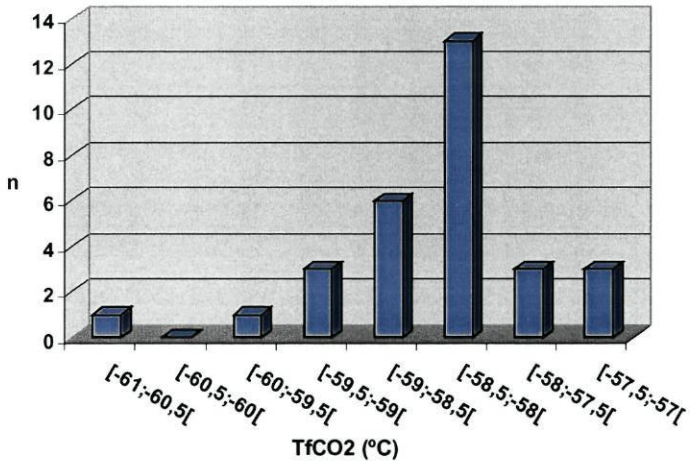


Fig. V.3b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do CO_2.

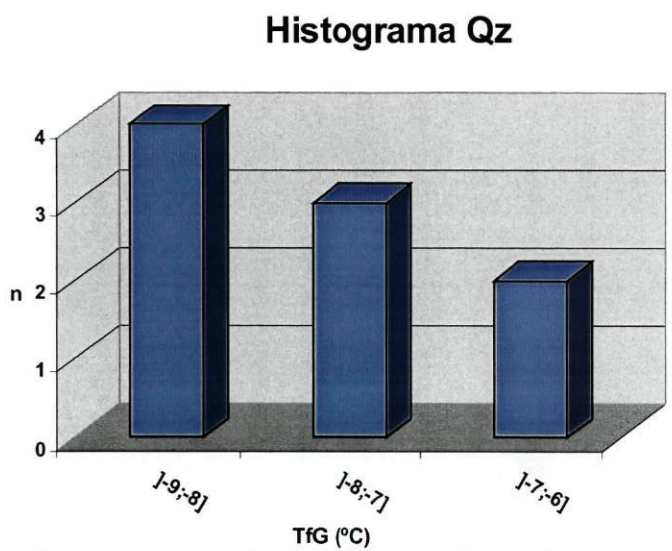


Fig. V.3c – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do gelo.

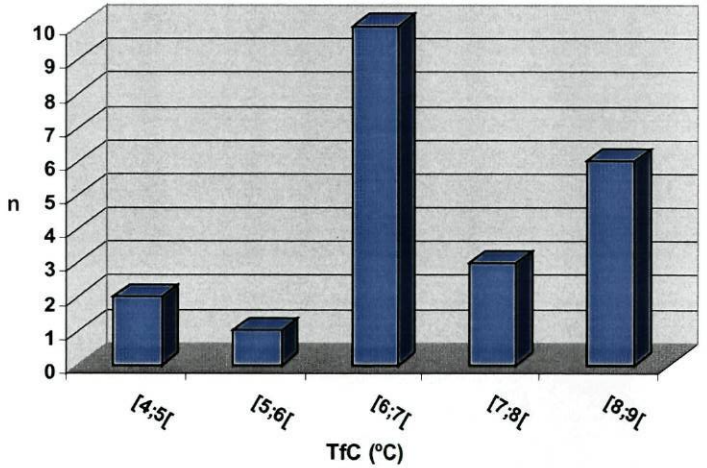


Fig. V.3d – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão dos clatratos.

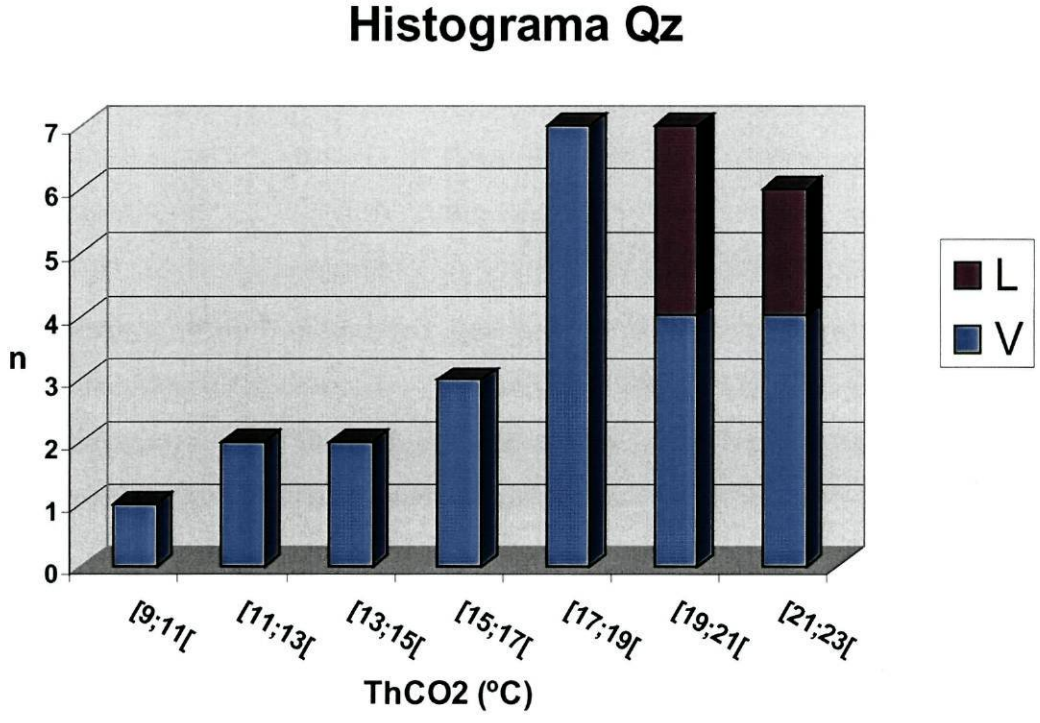


Fig. V.3e – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de homogeneização do CO_2.

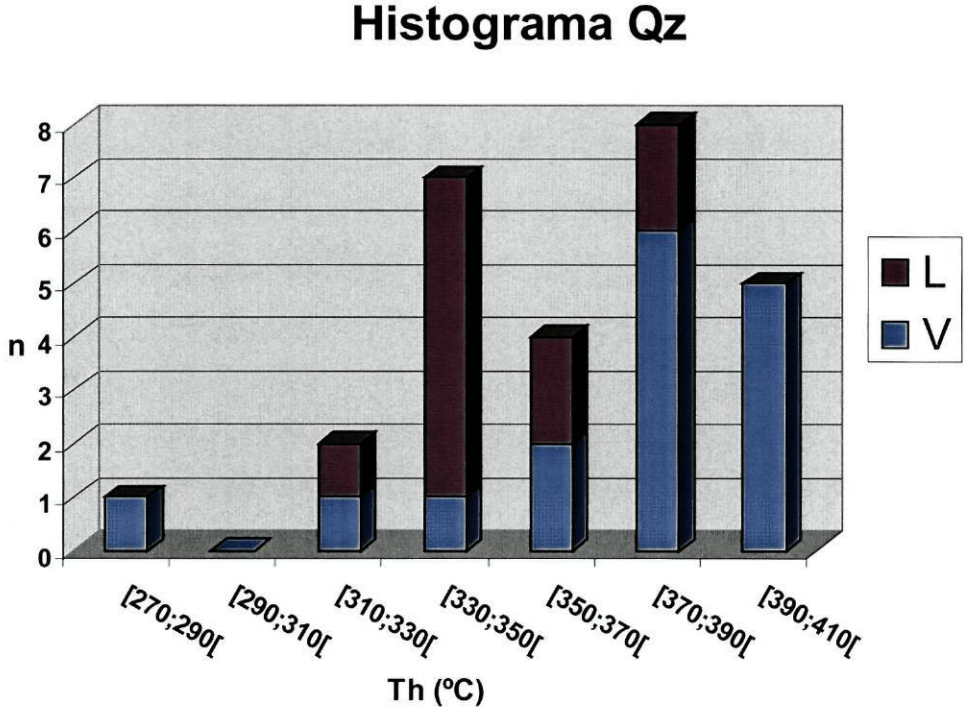


Fig. V.3f – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

V.2.1.2 - Resultados microtermométricos no filão de Alijó

As amostras escolhidas para o actual estudo foram recolhidas dos testemunhos de sondagens efectuadas no filão de Alijó. Este filão é daqueles que foram estudados em mais pormenor, o que fica mais próximo dos atrás referidos filões de Covas de Barroso. Como foi já descrito em capítulos anteriores, neste filão, tal como nos de Covas de Barroso, o único aluminossilicato de Li detectado foi a espodumena. O estudo foi então efectuado na espodumena, que se considera magmática, e no quartzo que a acompanha e que neste caso se considera contemporâneo mas principalmente posterior à espodumena. Não se consideram, neste estudo, o quartzo de filonetes por serem muito mais tardios na sua génese.

V.2.1.2.1 - Tipos de fluidos no quartzo e seus resultados microtermométricos

Tipo I – fluidos aquocarbónicos com CO_2 dominante (Lc-w-s, Vc-w-s)

O quartzo apresenta muitas IF de variados tipos, o que lhe confere muitas vezes um aspecto túrbido. A morfologia das IF é muitas vezes poliédrica, lembrando o cristal negativo do quartzo, embora haja casos em que possuem formas bastante irregulares. As IF deste tipo de fluido são abundantes, têm uma dimensão entre os 15 e os 30μm e apresentam-se aleatoriamente, isoladas umas das outras. Refira-se também a observação de algumas IF de menor dimensão (10μm), mas do mesmo tipo de fluido, que aparecem em alinhamentos de pequena amplitude que não ultrapassam os limites dos cristais. Perante as características apresentadas e seguindo os critérios de Roedder (1984), no primeiro caso serão IF primárias, e no segundo pseudo-secundárias. Tanto num caso como noutro, muitas das IF apresentam sólidos, normalmente não mais de dois cristais em cada, um de cada tipo (Estampa V.1a). Quando presentes, o tipo de cristal mais abundante é a nahcolite ($NaHCO_3$) que exibe um hábito de tendência prismática.

À temperatura ambiente, entre os 20 e os 25°C, estas IF são bifásicas, com a fase gasosa a ocupar entre 30% e 60% do volume total (Vg/Vt) salvo algumas excepções em que pode chegar aos 80% ou apenas aos 20%. Só após o arrefecimento aparece uma terceira fase.Nestas IF a fusão do CO_2 dá-se entre os –62°C e os –58,5°C, mas com a maior percentagem a cair no intervalo [–60°C ;

–59ºC] (ver histograma da Fig. V.4a). Por estas características é possível afirmar que a fase volátil é constituída por CO_2 mas também por outros gases, nomeadamente CH_4, N_2, H_2S ou C_2H_6 (Swanenberg, 1979). Como veremos mais adiante neste capítulo, alguns destes compostos foram confirmados à microssonda Raman.

Em algumas destas IF, foi possível registar a temperatura da primeira fusão do gelo, designada também por temperatura do eutético (Te). Essa primeira fusão dá-se normalmente entre os –55ºC e os –50ºC e manifesta-se pela criação de uma textura tipo "casca de laranja" no qual se regista a temperatura a partir da qual se distingue um ou mais cristais isolados.

No que se refere às temperaturas de fusão do gelo, elas foram difíceis de medir. Os poucos valores medidos variam entre –8,3ºC e –5ºC. A temperatura de fusão dos clatratos, pelo contrário, foi sempre facilmente medida, utilizando-se a técnica repetitiva de aquecimento lento seguido de arrefecimento. Neste processo, após a leitura da primeira fusão (Te) aquece-se lentamente a IF até parecer que os clatratos formados já fundiram, provocando de novo o arrefecimento repentino em alguns graus centígrados. Se se verificar que a fase não aquosa sofreu um enrugamento, que corresponde há nucleação de novos clatratos, é porque a fusão dos clataratos ainda não se tinha efectuado na totalidade. Deixa-se aumentar a temperatura mais 0,2ºC do que o valor anterior, e repete-se o arrefecimento. Verificou-se que quanto mais perto da TfC se fizesse o arrefecimento, melhor se formava o cristal (sistema cúbico) do clatrato. Este processo repete-se até que no arrefecimento não se verifique o enrugamento da fase volátil. Por fim, para obter a TfC subtrai-se ao último valor obtido 0,1ºC. Os valores de TfC encontrados neste caso situam-se entre os 6,7ºC e os 10,2ºC, com raras excepções fora destes limites. No histograma da figura V.4b podem-se ver os valores mais encontrados nestas medições.

Por fim registaram-se a temperatura de homogeneização do CO_2, tendo-se obtido valores entre os 14,1ºC e os 21,7ºC quando em vapor e entre os 11,4ºC e os 19ºC quando em líquido com raras excepções fora destes limites (ver histograma da Fig. V.4c).

Depois de algumas das esquírolas terem sido sujeitas a estudos de espectrometria Raman, procedeu-se em algumas amostras, à homogeneização global das IF. Os resultados que se expressam no histograma da figura V.4d,

revelam uma grande variação, maior para os valores da homogeneização em vapor (entre os 280°C e os 400°C) que para a homogeneização em líquido (entre os 300°C e os 380°C). Há portanto no quartzo, dentro deste tipo de fluido, essencialmente dois tipos de IF: Lc-w-s e Vc-w-s.

Durante o referido aquecimento, podem formar-se ou dissolver-se alguns sólidos (Fig. V.5), que quando não desaparecem foi possível verificar na microssonda Raman tratarem-se em alguns casos de carbonatos complexos de Ca, Fe. A primeira observação está de acordo com Crawford (1981) em que se afirma que sulfatos e carbonatos de Na e Ca se tornam mais insolúveis com o aumento da temperatura. Assim o aparecimento destas fases sólidas carbonatadas podem indicar a presença de iões carbonatados e bicarbonatados em solução. Deve-se também ter em conta que a solubilidade das espécies carbonatadas decresce na presença de outros electrólitos dissolvidos (Takenouchi & Kennedy, 1965; Malinin and Kurovskaya, 1975). Por outro lado quando a fusão de nahcolite ($NaHCO_3$) substitui a fusão do gelo como o ponto de fusão mais alto do sistema (exemplo do presente caso) é possível afirmar segundo Crawford (1981) que a 14 wt.% ou acima deste valor em sais totais dissolvidos, os iões carbonato ou bicarbonato constituem mais de 1/5 das espécies totais dissolvidas.

Quanto aos gases, a mesma autora afirma que se o CO_2 está presente em quantidades significativas em fluidos de pH normal a baixo, este aparecerá como uma fase separada. Para além disso, sabe-se que a solubilidade do CO_2 na H_2O é cerca de 2,1 mol% a 25°C (Greenwood and Barnes, 1966) mas o aumento nas espécies cloretadas dissolvidas faz decrescer a solubilidade do CO_2 na fase aquosa. De qualquer forma se o CO_2 está presente, formar-se-ão clatratos acima da temperatura de fusão do gelo mas certamente abaixo dos 15°C, como são exemplo os casos estudados.

Quanto à salinidade destes fluidos, as temperaturas do eutético tão baixas assinalam a presença, provavelmente de catiões bivalentes (Ca^{2+} , Mg^{2+}) com outros catiões como o Na^+, K^+. Trata-se de uma solução salina complexa onde outros iões, tal como o Li^+ é natural que estejam presentes pelas razões referidas no início do capítulo. A salinidade aproximada calculada como se estivesse perante o sistema H_2O-NaCl-CO_2 segundo Collins (1979) seria entre 0% e 6% equivalente em peso de NaCl. Como já referimos este valor é só aproximado, já que existem outros gases além do CO_2 e outros sais além do NaCl.

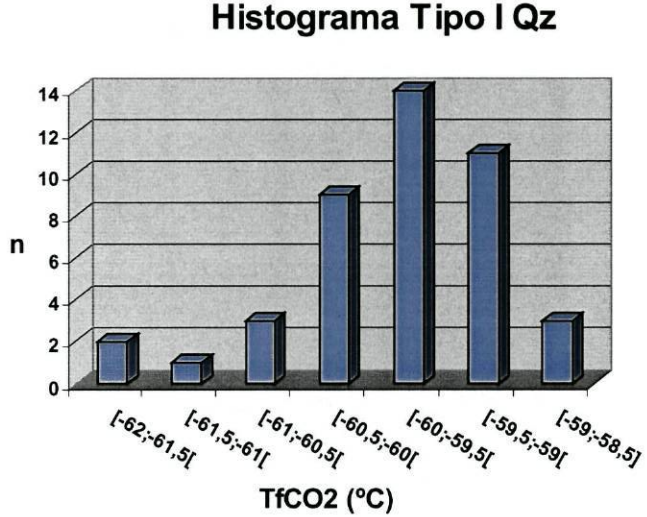


Fig. V.4a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do CO_2.

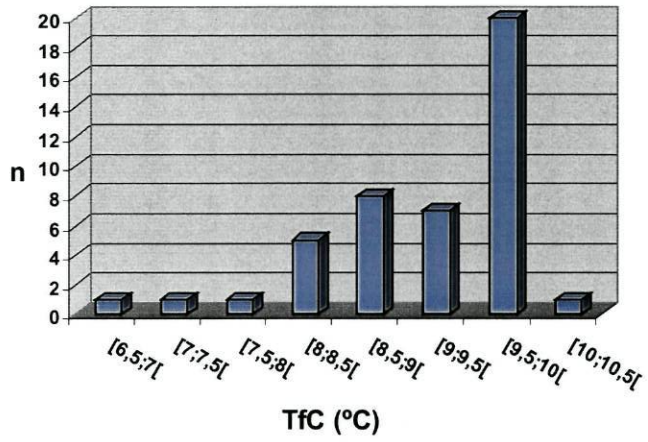


Fig. V.4b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão dos clatratos.

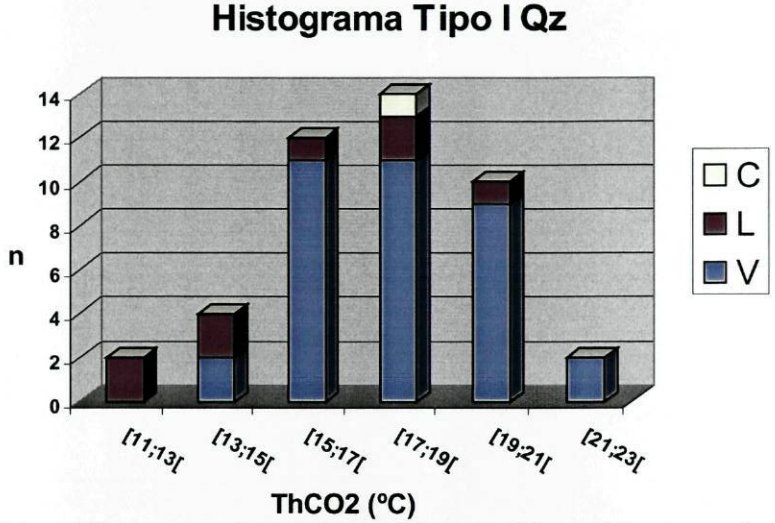


Fig. V.4c – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de homogeneização do CO_2.

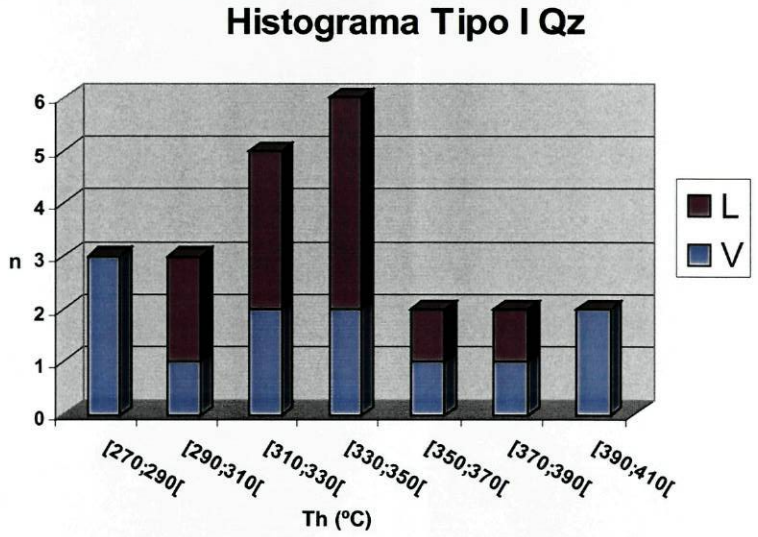


Fig. V.4d – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

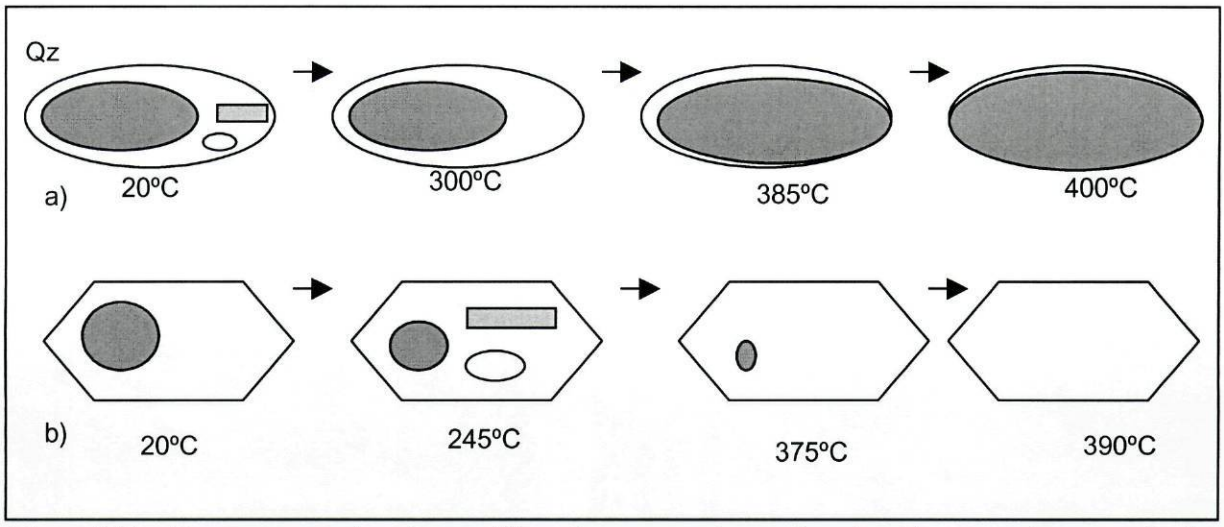


Figura V.5 – Esquema mostrando os diferentes comportamentos das IF no quartzo em relação ao aquecimento, com desaparecimento (caso a) ou a formação e seu desaparecimento antes da homogeneização total (caso b).

Tipo II – fluidos carbónicos com CO_2 dominante (Lc)

As IF deste tipo de fluido são constituídas apenas por fase volátil e são bastante raras nas amostras. Aparecem de forma isolada, em média com 20μm de dimensão, e em forma poliédrica de cristal negativo, embora haja excepções, mais irregulares (Estampa V.1b). Normalmente a relação volumétrica (Vg/Vl) varia entre 70% e 50%. São monofásicas à temperatura ambiente e segundo os critérios de Roedder (1984) consideram-se primárias.

Da criometria, é possível obter apenas os seguintes dados: a $TfCO_2$ varia entre os –61ºC e os –60ºC enquanto que a $ThCO_2$ que se dá sempre na fase líquida oscila entre os 12ºC e os 17ºC. Neste fluido só existem portanto IF do tipo Lc.

Tipo III - fluidos aquosos (Lw-s)

Este tipo fluido aparece em IF de planos de fractura cicatrizados e com múltiplas orientações. Estes alinhamentos são geralmente rectilíneos e raramente curvos, com algumas ramificações que podem atravessar vários cristais ou grãos de quartzo. São por essa razão, segundo os critérios de Roedder (1984), IF tipicamente secundárias (Estampa V.1c). A sua morfologia é geralmente poliédrica prismática com terminação muitas vezes triangular, podendo ser também algumas vezes bastante irregular. O seu tamanho, mesmo dentro do mesmo plano, apesar de ser sempre de pequena dimensão, pode variar muito (entre os 1μm e os 10μm). Podem,

em alguns raros casos, apresentar sólidos. No entanto, tanto os dados da microtermometria como as relações volumétricas são bastante semelhantes para todos os casos. As IF são à temperatura ambiente bifásicas, e o volume da fase gasosa representa entre 5% a 10% do volume total da inclusão.

Durante os estudos de criometria destas IF, a primeira mudança que se observa no arrefecimento, só se registra por volta dos –40°C e corresponde à formação de clatratos verificando-se posteriormente a solidificação da fase aquosa. Estas IF, apresentam a particularidade de na maior parte das ocasiões a congelação provocar o desaparecimento total da fase gasosa, o que parece indicar a baixa densidade desta, sugerindo fenómenos de metaestabilidade.

Durante o lento aquecimento é difícil registar a temperatura da primeira fusão, mas ela varia entre os –52°C e os –45°C. Os valores encontrados para o TfG variam entre –7°C e os –1,7°C (ver histograma, Fig. V.6a).

No aquecimento levado a cabo para registar os valores das temperaturas de homogeneização global foram encontrados valores compreendidos entre os 180°C e os 240°C mas sempre na fase líquida (Fig. V.6b), o que nos leva a classificar este tipo de IF em Lw-s.

As temperaturas de eutético deste fluido estão próximas do sistema ternário H_2O-NaCl-$CaCl_2$ embora não esteja posta de parte a possibilidade da presença de $MgCl_2$, $FeCl_2$ ou $FeCl_3$ e mesmo de outros iões como o Na^+, K^+ e Li^+ em solução, que não se podem determinar só com a microtermometria (Crawford, 1981). A salinidade estimada destes fluidos, assumindo a razão NaCl/(NaCl + $CaCl_2$) como sendo igual a 0,593 e utilizando os ábacos de Goldstein & Reynolds (1994) para o sistema H_2O-NaCl-$CaCl_2$, está compreendida entre 3,13 e 10,88% eq. wt. NaCl. Para efeitos de cálculo de salinidade pode-se desprezar o efeito do metano nestes sistemas aquosos, já que segundo Goldstein & Reynolds (1994) numa IF com 1 mole % de CH_4 em sistemas naturais com salinidade de 20 wt. % NaCl, o efeito de formação de clatratos seria o mesmo que aumentar a salinidade do fluido em cerca de 1 wt. %.

Utilizando os dados da salinidade e das temperaturas de homogeneização global no programa de computador Flincor, escolhendo a equação de Brown & Hagemann (1995), para o sistema aproximado, H_2O-NaCl estimou-se a densidade das inclusões como variando entre (0.89 e 0.95 g/cm^3).

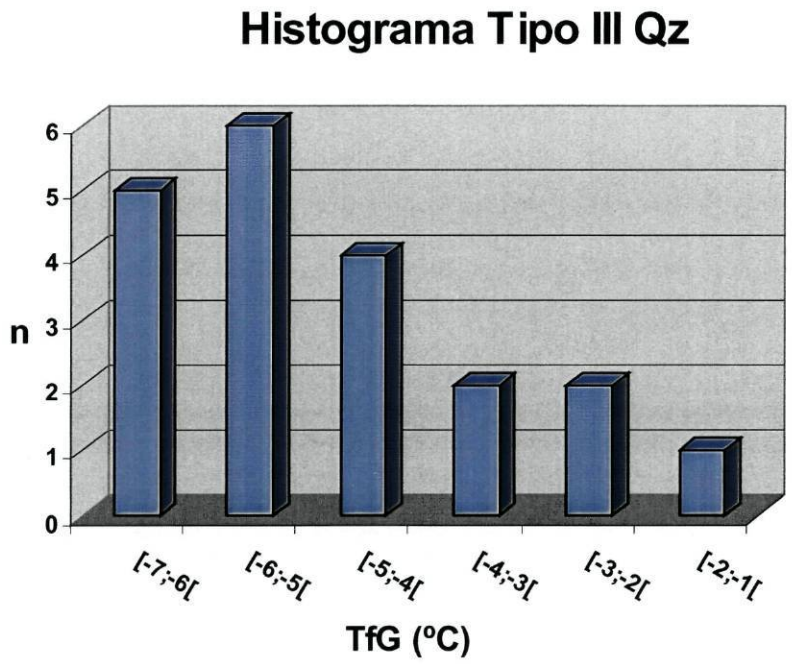


Fig. V.6a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do gelo.

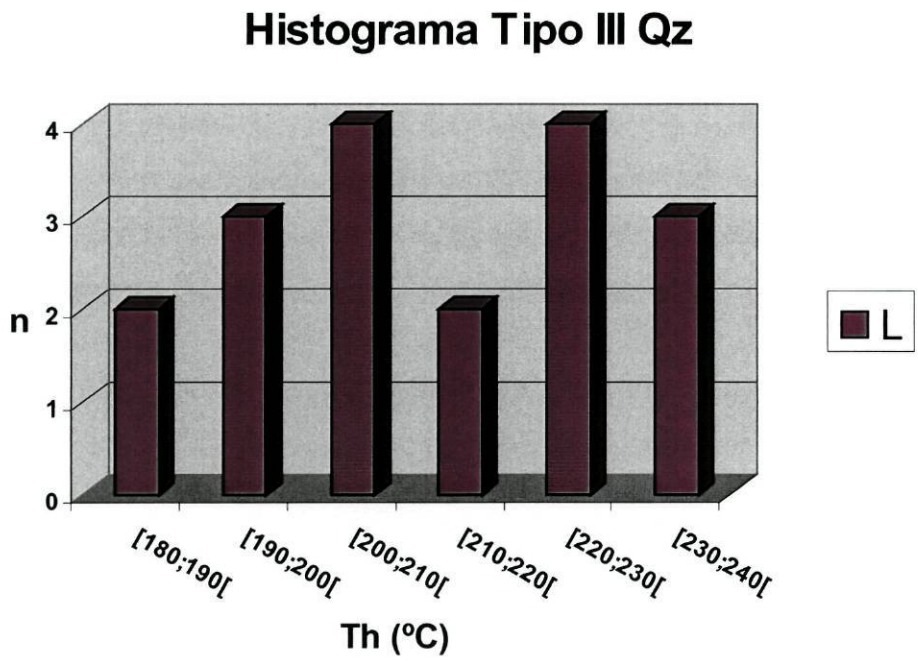


Fig. V.6b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

V.2.1.2.2 - Tipos de fluidos na espodumena e seus resultados microtermométricos

Tipo I – fluidos aquocarbónicos com CO_2 dominante (Lc-w-s e Vc-w-s)

Na espodumena, as IF deste tipo de fluido têm uma dimensão entre os 10 e os 50μm e apresentam-se aleatoriamente isoladas umas das outras. Na sua grande maioria apresentam numerosos sólidos, e por vezes de diferentes minerais. Por causa da relativa constância na proporção de cristais relativamente ao volume das IF e do seu aparente equilíbrio, são considerados minerais filhos e não como fases sólidas inclusas aprisionadas (London, 1986).

A morfologia da IF típica é a de cristal negativo, com o maior eixo sempre paralelo à face prismática do cristal de espodumena que o contém, ou seja, o eixo c (Estampa V.1d). Salvaguarda-se o caso em que a secção da esquírola tenha sido feita na perpendicular ao eixo c, pois nessa situação a forma observada é tipicamente oval. No entanto podem-se encontrar outras formas mais irregulares mas sempre arredondadas. Perante as características apresentadas e seguindo os critérios de Roedder (1984), são classificadas como sendo inclusões primárias.

À temperatura ambiente, estas IF podem-se considerar bifásicas (salvo alguns casos em que a fase não aquosa está ainda não homogeneizada), com a fase volátil a ocupar entre 30% e 70% do volume total (Vg/Vt) com raras excepções fora destes limites.

Durante o processo de criometria, a fusão do CO_2 verifica-se da mesma forma que para a do tipo I do quartzo e que está descrita no início deste capítulo. Essa fusão dá-se entre os –60,6ºC e os –57,6ºC (ver histograma da Fig. V.7a). Em algumas destas IF, foi possível registar a temperatura do eutético, que se manifesta da mesma forma que a descrita para as do tipo I no quartzo, dando-se normalmente à volta dos –50ºC.

No que se refere às TfG, foi sempre de difícil observação, obtendo-se poucos valores que oscilam entre os –6ºC e os –4ºC. Na temperatura de fusão dos clatratos, utilizou-se a técnica repetitiva de aquecimento lento seguido de arrefecimento. Foi possível obter alguns dados entre –4,3ºC e 5,3ºC (ver histograma, Fig. V.7b).

No final do estudo de criometria de cada IF, foi feito o registo da temperatura de homogeneização do CO_2, tendo-se obtido valores entre os 17ºC e os 19,1ºC

quando em líquido (situação rara) e os 11,2ºC e os 24,7ºC quando em vapor (ver histograma da Fig. V.7c).

Depois de algumas das esquírolas terem sido sujeitas a estudos de espectroscopia Raman, procedeu-se em algumas amostras, à homogeneização global das IF. Os resultados que se projectam no histograma da figura V.7d, revelam uma grande variação para a homogeneização em líquido (entre os 300ºC e os 380ºC) e menor para a homogeneização em vapor (entre os 320ºC e os 360ºC). A espodumena apresenta, dentro deste tipo de fluido, essencialmente dois tipos de fluido: Lc-w-s e Vc-w-s.

Durante o aquecimento foi observável em algumas IF (mais frequentemente que nas IF do quartzo), o crescimento de sólidos à medida que a temperatura aumentava. Por vezes deu-se até a formação de dois sólidos diferentes no hábito (um mais acicular e outro mais arredondado) que se pensa serem carbonatos. A explicação para o seu aparecimento é a mesma dada para o caso das IF tipo I do quartzo.

A fase aquosa deste tipo de IF, dados os valores do eutético encontrados, será uma solução salina complexa análoga à descrita para o fluido das IF tipo I do quartzo. Quanto à salinidade e utilizando os mesmos critérios descritos para as IF tipo I do quartzo e para o sistema H_2O-NaCl-CO_2, esta é estimada aproximadamente entre 9 e os 20% eq. wt. NaCl.

Tipo II – fluidos aquosos com algum CH_4 na fase volátil (Lw-(m)-s e Vw-(m)-s)

As características destas IF, assemelham-se e apresentam-se intimamente associadas ao tipo anteriormente referido, mas estão presentes em menor quantidade. A principal diferença é que a fase volátil não contém CO_2, mas sim apenas CH_4 ou com pouco N_2. À temperatura ambiente estas IF consideram-se bifásicas com a fase volátil a ocupar entre 50% e 70% do volume total (Vg/Vt) salvo raras excepções fora destes limites. Tal como o caso anterior apresentam minerais filhos, neste caso normalmente de maior dimensão e de um só tipo de mineral (Estampa V.2a) e, que à microssonda Raman dão espectros de carbonatos complexos.

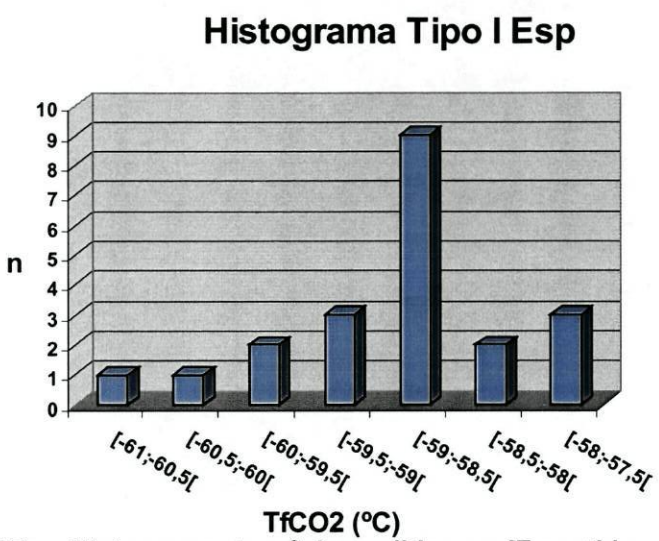


Fig. V.7a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do CO_2.

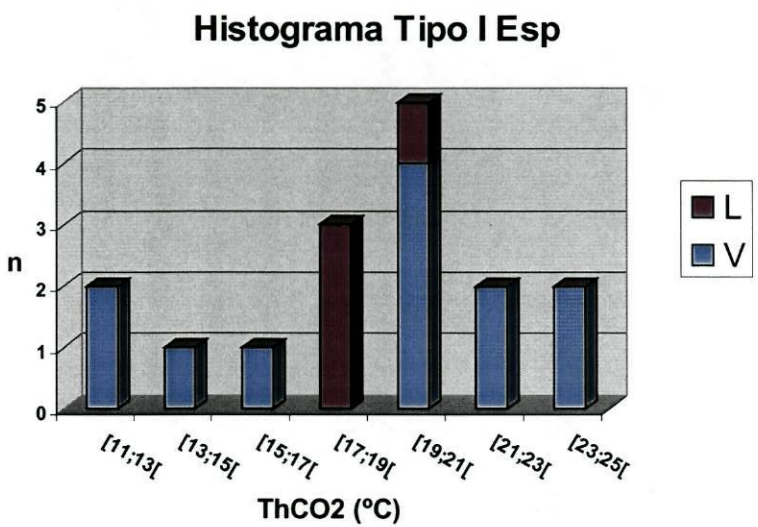


Fig. V.7c – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de homogeneização do CO_2.

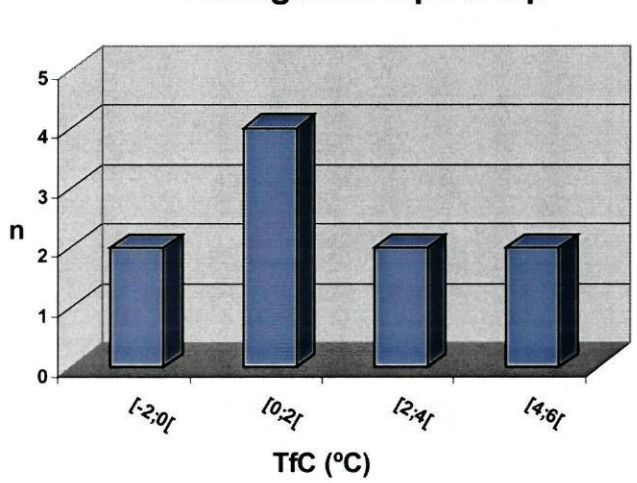


Fig. V.7b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão dos clatratos.

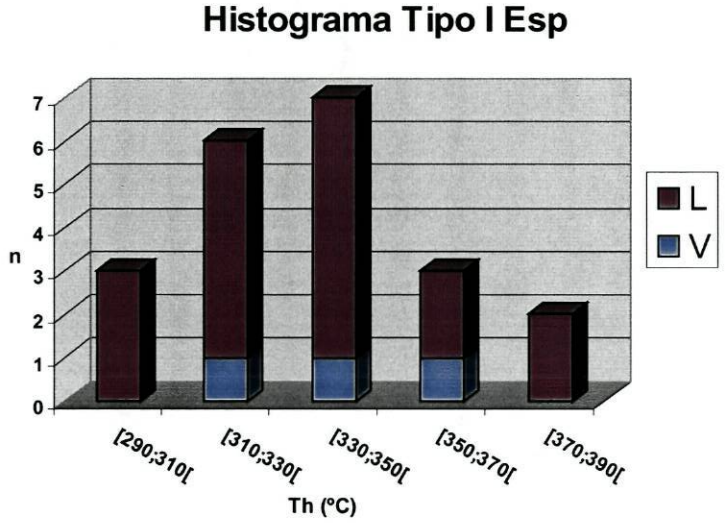


Fig. V.7d – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

No decurso da criometria, durante o arrefecimento a única mudança verifica-se somente entre os –40°C e os –50°C, na qual se observa a formação de clatratos verificando-se posteriormente a solidificação da fase aquosa, que deforma visivelmente a fase volátil. Durante o aquecimento foi possível registar por vezes a temperatura do eutético (Te), dando-se normalmente à volta dos –50°C. A TfG dá-se dentro do mesmo intervalo referido para o tipo I, com muito poucos valores medidos. Portanto a parte aquosa apresenta as mesmas características que as do caso anteriormente referido. Não se observou nenhuma fusão do metano nem sequer a formação de metano líquido dentro da fase volátil. A TfG registou valores sempre à volta dos –10°C, mas só foram possíveis um número limitado de medições. A TfC nunca se conseguiu observar, o que deve ter a ver com a baixa densidade da fase volátil. Apenas se sabe que a fase volátil tem algum metano e por vezes azoto, dados os resultados à microssonda Raman. Nas poucas IF que se conseguiram homogeneizar globalmente, registraram-se Th no intervalo [290°C; 380°C] quase sempre na fase líquida apesar de algumas raras excepções na fase vapor. As IF deste tipo de fluido classificam-se portanto em Lw-(m)-s e Vw-(m)-s.

Tipo III – fluidos aquosos (Lw-s)

Este tipo fluido aparece em IF que formam alinhamentos em geral ligeiramente curvos, e atravessam os vários cristais ou grãos de espodumena. São por essa razão, segundo os critérios de Roedder (1984) tipicamente IF secundárias. A sua morfologia é geralmente poliédrica, prismática com terminação muitas vezes em cristal negativo. O seu tamanho, mesmo dentro do mesmo plano, apesar de ser sempre de pequena dimensão, pode variar muito (entre os 1μm e os 10μm). Podem em alguns casos raros apresentar sólidos. No entanto, tanto os dados da microtermometria como as relações volumétricas são bastante semelhantes para todos os casos.As IF, são à temperatura ambiente bifásicas, e o volume da fase não aquosa representa entre 10% a 30% do volume total da inclusão.

Durante os estudos de criometria destas IF, a primeira mudança que se observa no arrefecimento, só se faz sentir por volta dos –50°C e corresponde à

solidificação da fase aquosa. Ao contrário das inclusões secundárias do quartzo, a fase gasosa aqui não desaparece completamente em nenhum caso. Durante o lento aquecimento é difícil registar a temperatura da primeira fusão, mas ela varia à volta dos –50°C. Os valores encontrados para a TfG variam entre –12°C e os –4,7°C (ver histograma da Fig. V.8a).

No aquecimento, os valores das temperaturas de homogeneização global encontrados estão compreendidos entre os 185°C e os 240°C mas sempre na fase líquida (Fig. V.8b). Por essa razão classifica-se esta IF do tipo Lw-s. Estas temperaturas de eutético assemelham-se às obtidas para as IF tipo III do quartzo e por isso a fase aquosa será uma solução salina complexa com as características referidas anteriormente .

Utilizando os mesmos critérios invocados para as IF tipo III do quartzo e para o sistema H_2O-NaCl-$CaCl_2$, a salinidade estimada aproximada está compreendida entre 16 e os 8% eq. wt. NaCl.

Utilizando os dados da salinidade e das temperaturas de homogeneização global no programa de computador Flincor, escolhendo a equação de Brown & Lamb (1989) para o sitema H_2O-NaCl, estimou-se a densidade aproximada das inclusões como variando entre 0.9 e 0.99 g/cm^3.

V.2.1.2.3 - Comparação entre os dados encontrados para Alijó e os filões de Covas de Barroso

Os tipos de inclusões fluidas primárias e pseudosecundárias e os dados microtermométricos são idênticos nos filões comparados, levando a pensar que os fluídos primários aquando da cristalização dos minerais estudados eram os mesmos. Caracterizam-se por conterem fluidos aquocarbónicos a carbónicos com bastantes minerais filhos de vários tipos.

No que se refere às IF secundárias, elas apenas foram estudadas no presente trabalho, mas o carácter mais salino, é referente, provavelmente, tal como em London (1986), ao registo de um episódio "subsolidus" tardio que afectou os filões aplitopegmatíticos em geral. Fuertes-Fuente (1996), refere da mesma maneira o aparecimento de um fluido aquoso salino tardio, gerado na cristalização de unidades albíticas de substituição, quando o boro e fósforo são consumidos na formação de turmalina e montebrasite secundária.

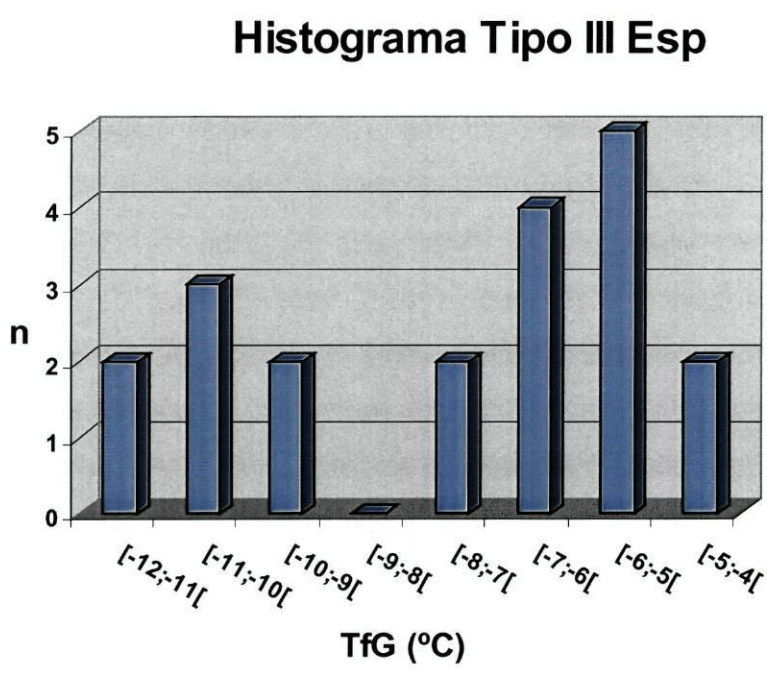


Fig. V.8a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do gelo.

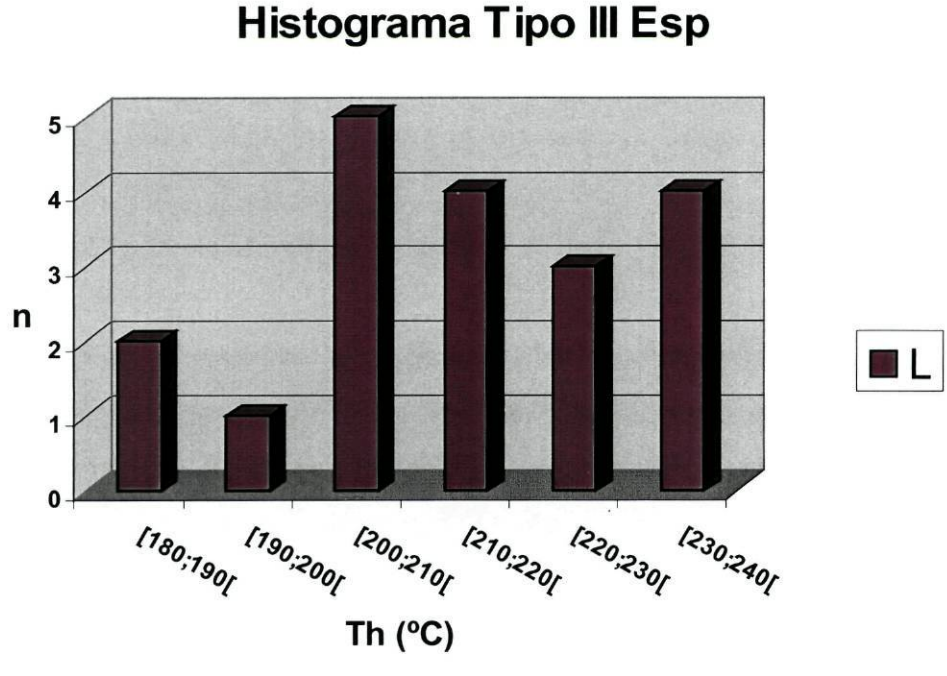


Fig. V.8b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

V.2.2 - O sector oriental (E) do campo aplitopegmatítico

Tal como está descrito em capítulos anteriores, esta zona foi definida com base no facto da sua paragénese conter para além da espodumena outros aluminossilicatos de lítio, como é o caso da petalite e eucryptite. As amostras escolhidas para este estudo, foram recolhidas dos testemunhos de sondagens efectuadas no filão de Veral e Adagói. O estudo foi efectuado na espodumena, que se considera magmática, e no quartzo que neste caso se considera contemporâneo da petalite. Infelizmente não foi possível fazer estudos quer na petalite quer na eucryptite, já que as IF nestes minerais além de serem raras, quando existem são de pequena dimensão (5μm). Uma vez que entre estes dois filões do mesmo sector E foram encontradas algumas diferenças ao nível da composição dos fluidos, iremos fazer uma descrição pormenorizada para cada filão.

V.2.2.1 - Resultados microtermométricos no filão de Veral

As observações efectuadas com o microscópio petrográfico nas amostras permitiram identificar o mesmo tipo de inclusões que tinham sido encontrados para Alijó, tanto na espodumena como no quartzo. Refira-se que o quartzo estudado neste filão foi aquele que está mais associado à espodumena, uma vez que as esquírolas não conseguiram representar com sucesso, o quartzo idiomórfico que acompanha as agulhas de petalite, descritas no capítulo anterior para este filão. Foi também evitado o uso de quartzo que estivesse associado a filonetes de quartzo, uma vez que este se considera bem mais tardio relativamente à instalação dos pegmatitos.

No final deste capítulo far-se-á uma reconstrução aproximada das condições de temperatura e pressão, assim como da evolução da composição dos fluidos.

V.2.2.1.1 - Tipos de fluidos no quartzo e seus resultados microtermométricos

Tipo I – fluidos aquocarbónicos com CO_2 dominante (Lc-w-s, Vc-w-s)

Tal como se referiu anteriormente, o quartzo apresenta muitas IF de variados tipos, o que lhe confere muitas vezes um aspecto túrbido. As IF deste tipo de fluido

são abundantes, têm uma dimensão entre os 15 e os 35μm e apresentam essencialmente as mesmas características que as referidas para o filão de Alijó. Muitas delas apresentam sólidos, normalmente apenas um cristal em cada, tendo sido identificado como nahcolite ($NaHCO_3$), tal como no tipo I de Alijó. À temperatura ambiente, estas IF tal como as do referido filão, podem considerar-se bifásicas, com a fase volátil a ocupar entre 30% e 55% do volume total (Vg/Vt).

Durante a criometria, a primeira fusão que se observa é a do CO_2, pelo mesmo processo descrito para o tipo I no quartzo de Alijó. Essa fusão dá-se entre os –60,7°C e os –58,8°C, mas com a maior percentagem a cair no intervalo [–60°C ; –59°C] (ver histograma da Fig. V.9a).

Em algumas destas IF foi possível registar a temperatura do eutético (Te). Essa primeira fusão dá-se normalmente entre os –55°C e os –50°C e manifesta-se pelas características já referidas para o tipo I no quartzo de Alijó. No que se refere às temperaturas de fusão do gelo, elas foram difíceis de medir, encontrando-se poucos valores que rondam os –5°C.

A temperatura de fusão dos clatratos, pelo contrário, foi sempre facilmente medida. Utilizou-se a técnica repetitiva de aquecimento lento seguido de arrefecimento que se descreveu com pormenor no tipo I do quartzo de Alijó. Os valores encontrados situam-se entre os 6,6°C e os 9,7°C, com raras excepções fora destes limites. No histograma da figura V.9b podem-se ver os valores mais encontrados nas medições.

No final do estudo de criometria de cada IF, foi feito o registo da temperatura de homogeneização do CO_2, tendo-se obtido valores entre os 16°C e os 21,3°C quando em vapor, entre os 20,5°C e os 21°C quando em líquido, e entre os 18°C e os 21,4°C quando em fase crítica (ver histograma da Fig. V.9c).

Em algumas das amostras, procedeu-se à homogeneização global das IF. Os resultados que se projectam no histograma da figura V.9d, revelam uma grande variação, mais forte para a homogeneização em vapor (entre os 290°C e os 390°C) do que quando se dá a homogeneização em líquido (entre os 345°C e os 385°C).
As IF são portanto do tipo Lc-w-s e Vc-w-s. Durante o referido aquecimento, tal como no tipo I do quartzo de Alijó, podem-se formar alguns sólidos, que à microssonda Raman, alguns manifestaram ser carbonatos complexos de Ca, Fe.

Tal como no tipo I do quartzo de Alijó, as temperaturas de eutético tão baixas assinalam uma solução salina complexa com características semelhantes às

descritas para o referido tipo. No sistema aproximado H_2O-NaCl-CO_2 referido para o tipo I no quartzo desse filão, chega-se a uma estimativa para a salinidade entre de 0.5 e 6% wt eq. NaCl.

Tipo II – fluidos carbónicos com CO_2 dominante (Lc)

Este tipo de fluido é constituído apenas por fase volátil e tal como em Alijó é muito raro nas amostras. Aparecem de forma isolada, em média com 20μm de dimensão. Normalmente a relação volumétrica (Vg/Vl) varia entre 70% e 50%. São monofásicas à temperatura ambiente e segundo os critérios de Roedder (1984) consideram-se primárias.

Da criometria, é possível obter apenas os seguintes dados: a $TfCO_2$ varia entre os –61°C e os –60°C enquanto que a $ThCO_2$ que se dá sempre na fase líquida, varia entre os 12°C e os 17°C. Assim estas IF são classificadas como sendo do tipo Lc.

Tipo III – fluidos aquosos (Lw-s)

Estas IF apresentam essencialmente as mesmas características das inclusões secundárias do quartzo de Alijó. Na temperatura ambiente são bifásicas, e o volume da fase gasosa representa entre 5% a 20% do volume total da inclusão.
Durante a criometria, é difícil registar a temperatura da primeira fusão, mas ela parece variar entre os –55°C e os –50°C. Os valores encontrados para o TfG variam entre –18,6°C e os –3°C (ver histograma da Fig. V.10a).

No aquecimento os valores das temperaturas de homogeneização global encontrados, estão compreendidos entre os 175°C e os 230°C mas sempre na fase líquida (Fig. V.10b). A classificação para este tipo de IF é Lw-s.

A salinidade baseando-se nas suposições referidas para as IF do fluido tipo III de Alijó, varia aproximadamente entre 5.3% e 20.5% eq. NaCl. Utilizando os dados da salinidade e das temperaturas de homogeneização global no programa de computador Flincor, escolhendo a equação de Brown & Lamb (1989), para o sistema aproximado de H_2O-NaCl estimou-se a densidade das inclusões como variando entre 0.95 e 1.02 g/cm^3.

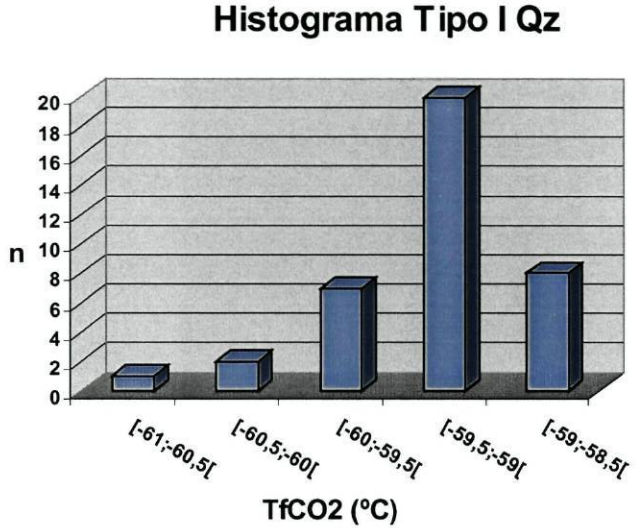


Fig. V.9a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do CO_2.

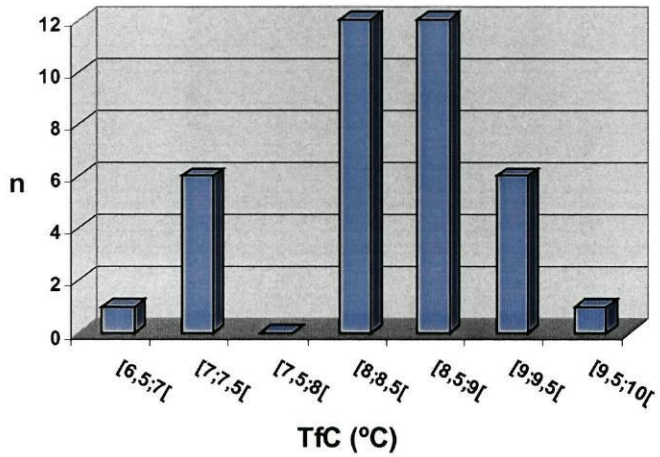


Fig. V.9b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão dos clatratos.

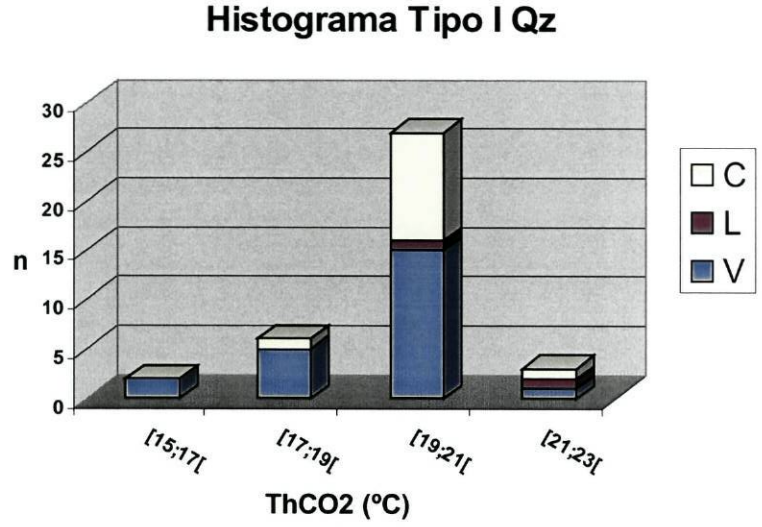


Fig. V.9c – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de homogeneização CO_2 .

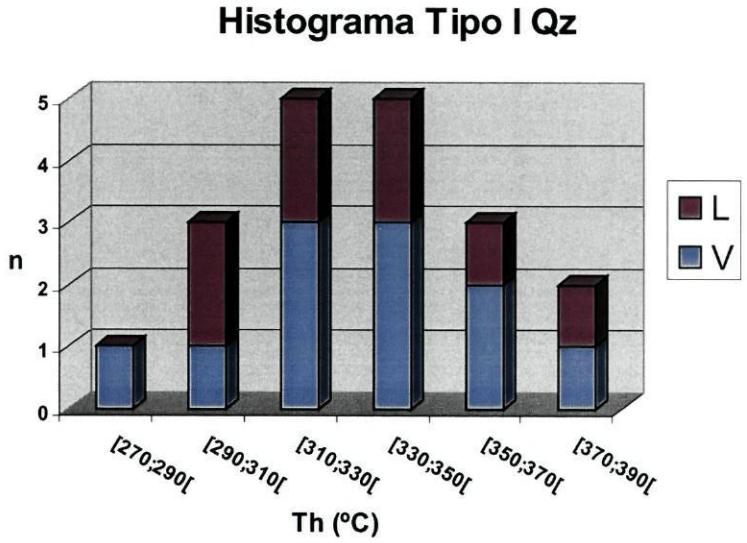


Fig. V.9d – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura homogeneização global.

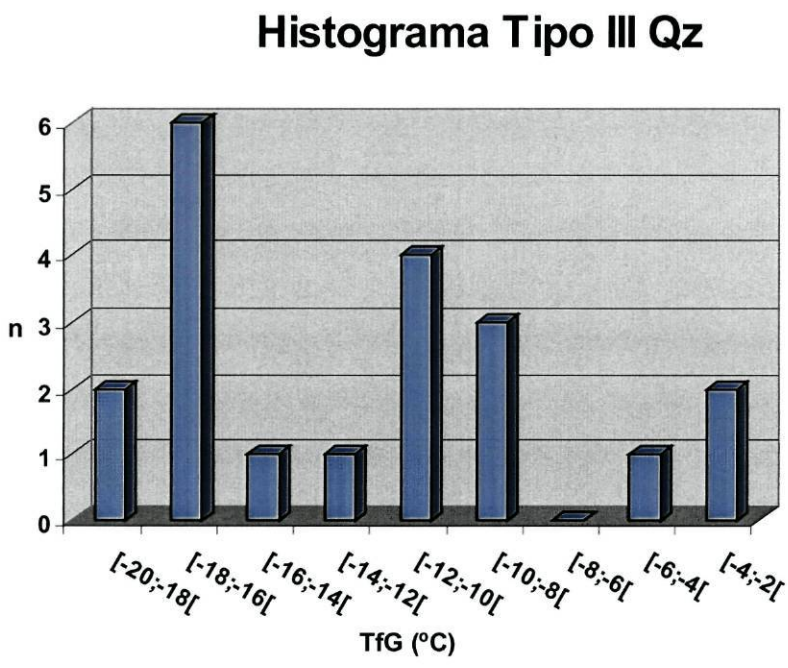


Fig. V.10a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do gelo.

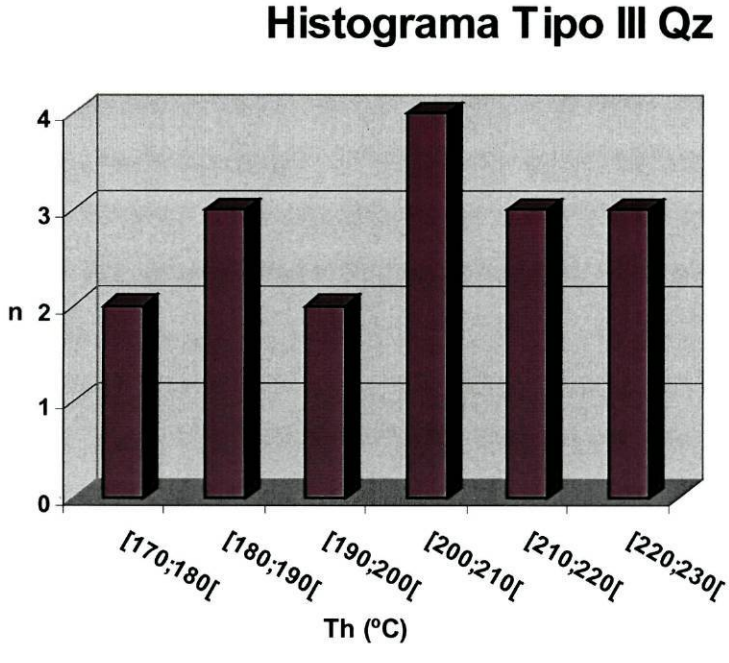


Fig. V.10b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

V.2.2.1.1 - Tipos de fluidos na espodumena e seus resultados microtermométricos

Tipo I – fluidos aquocarbónicos com CO_2 dominante (Lc-w-s e Vc-w-s)

As características para estas IF primárias são as já referidas para a espodumena de Alijó. Considerando a temperatura ambiente entre os 20 e os 25ºC, estas IF são bifásicas (salvo alguns casos em que a fase não aquosa não está homogeneizada), com a fase volátil a ocupar entre 35% e 50% do volume total (Vg/Vt). Durante a criometria, a fusão do CO_2 dá-se entre os –60ºC e os –59ºC (ver histograma da Fig. V.11a). A temperatura do eutético (Te) quando observada foi registada em torno dos –50ºC. No que se refere às temperaturas de fusão do gelo, foi sempre de difícil medição obtendo-se poucos valores que variam entre os –5,3ºC e os –0,8ºC. Na temperatura de fusão dos clatratos utilizou-se a técnica repetitiva de aquecimento lento seguido de arrefecimento. Foi possível obter alguns dados entre –0,7ºC e 3,6ºC (ver histograma da Fig. V.11b). No final do estudo de criometria de cada IF, foi feito o registo da temperatura de homogeneização do CO_2, tendo-se obtido valores entre os 7,2ºC e os 19,6ºC sempre em vapor (Fig. V.11c). Depois de algumas das esquírolas terem sido sujeitas a estudos de espectroscopia Raman, procedeu-se em algumas das amostras à homogeneização global das IF. Os resultados que se projectam no histograma da figura V.11d, revelam uma grande variação, tanto para a homogeneização em vapor (entre os 315ºC e os 380ºC) como para a homogeneização em líquido (entre os 300ºC e os 340ºC).

As temperaturas do eutético encontradas permitem afirmar que a fase aquosa é uma solução salina complexa com características semelhantes às encontradas para as IF tipo I do quartzo de Alijó. Utilizando os mesmos critérios referidos para essas IF e para o sistema H_2O-NaCl-CO_2, a salinidade estimada aproximada está compreendida entre 1,3 e os 8% eq. wt. NaCl. São IF do tipo Lc-w-s e Vc-w-s.

Tipo II – fluidos aquosos com algum CH_4 na fase volátil

As características destas IF, assemelham-se e apresentam-se intimamente associadas ao tipo anteriormente referido. Apresentam essencialmente as mesmas características das IF deste tipo em Alijó, e tal como lá, estão presentes em pouca

quantidade. À temperatura ambiente estas IF são bifásicas, com a fase volátil a ocupar entre 50% e 60% do volume total (Vg/Vt) salvo raras excepções fora destes limites. Nas poucas IF que se conseguiram homogeneizar globalmente, registaram-se Th no intervalo [280°C; 390°C] quase sempre na fase líquida apesar de algumas raras excepções na fase vapor. Classificam-se portanto estas IF em Lw-(m)-s e Vw-(m)-s. Tal como o caso anterior apresentam minerais filhos, neste caso de um só mineral, identificado como um carbonato complexo à microssonda Raman. Durante a criometria não se regista a temperatura de congelamento do CO_2 nem do CH_4, apesar da presença deste último se ter sido confirmada na análise da fase volátil à microssonda Raman. Isto é devido à sua pequena representabilidade na composição global do fluido. Seguidamente, à medida que lentamente se dá o aquecimento da platina, foi possível registar por vezes a temperatura do eutético (Te). Essa primeira fusão dá-se normalmente em torno dos –50°C. A fusão total do gelo dá-se dentro do mesmo intervalo referido para o tipo I. Portanto a parte aquosa apresenta as mesmas características que as do caso anterior.

Tipo III – fluidos aquosos (Lw-s)

As suas características são muito semelhantes às descritas para as IF do tipo III na espodumena de Alijó. O volume da fase gasosa representa entre 10% a 25% do volume total da inclusão. Durante os estudos de criometria a primeira mudança que se observa no arrefecimento, só se dá por volta dos –50°C e corresponde à solidificação da fase aquosa. Durante o lento aquecimento é difícil registar a temperatura da primeira fusão, mas ela varia em torno dos –50°C. Os valores encontrados para o TfG variam entre –14,4°C e os –11,4°C (Fig. V.12a).

No aquecimento, os valores das temperaturas de homogeneização global encontrados estão compreendidos entre os 180°C e os 230°C mas sempre na fase líquida (Fig. V.12b). Pelas razões referidas estas IF classificam-se do tipo Lw-s. A fase aquosa é uma solução salina complexa com características semelhantes aos do tipo III da espodumena de Alijó. Utilizando os mesmos critérios referidos para essas IF, a salinidade estimada está compreendida aproximadamente entre 17,6 e os 15% eq. wt. NaCl. Utilizando os dados da salinidade e das temperaturas de homogeneização global, e relacionando com os ábacos de Potter & Brown (1977), estimou-se a densidade das inclusões variando entre 0.82 e 1.01 g/cm^3.

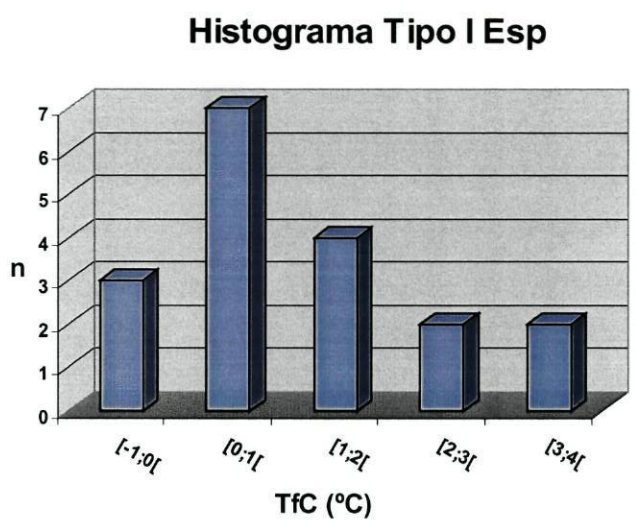


Fig. V.11a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do CO_2.

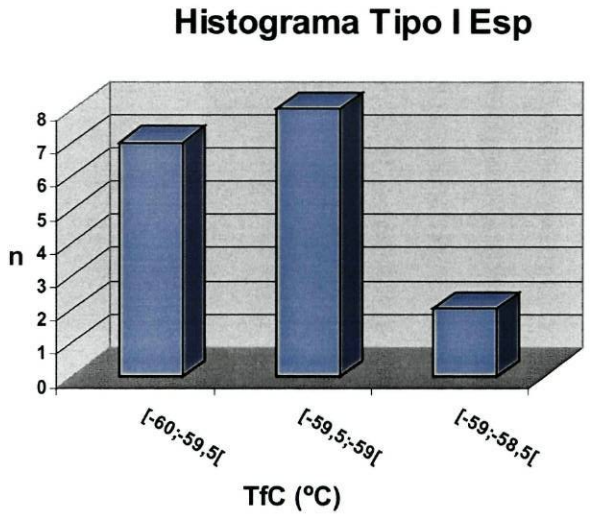


Fig. V.11b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão dos clatratos.

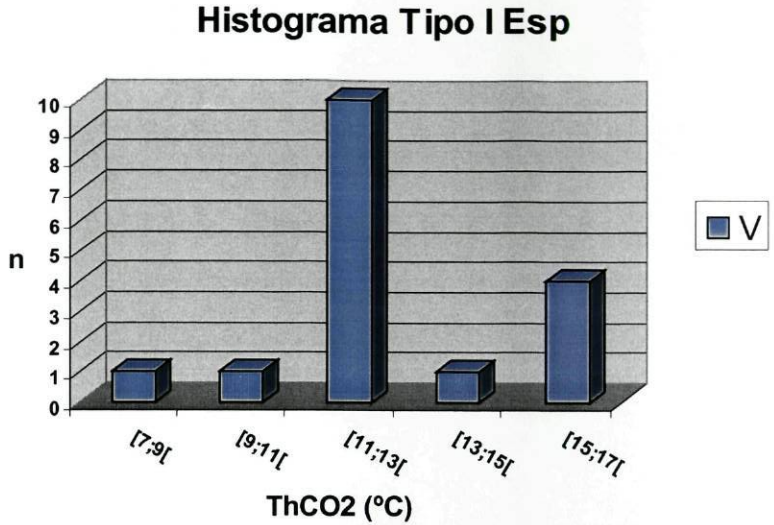


Fig. V.11c – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de homogeneização CO_2 .

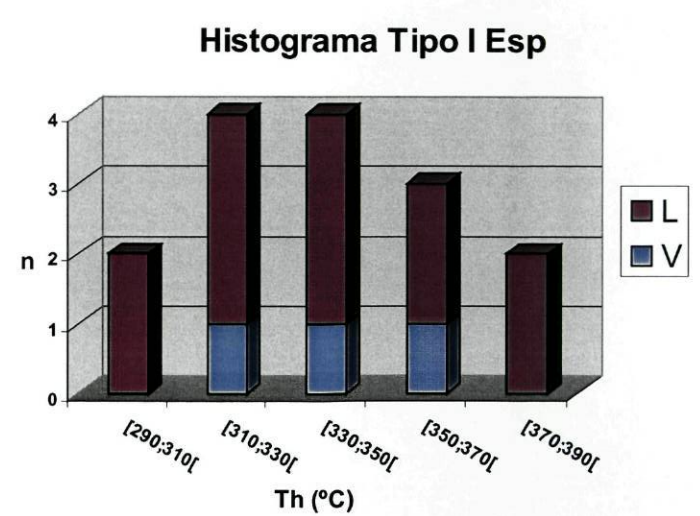


Fig. V.11d – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura homogeneização global.

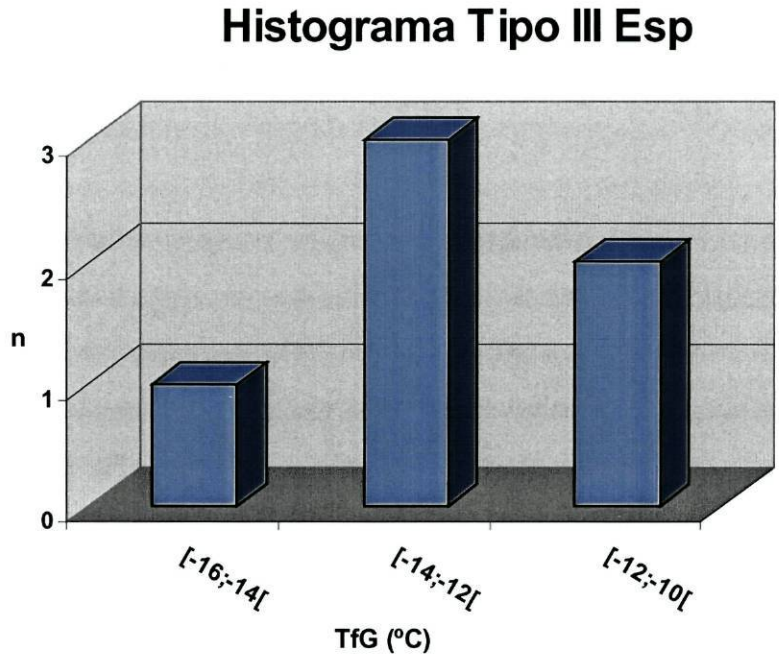


Fig. V.12a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do gelo.

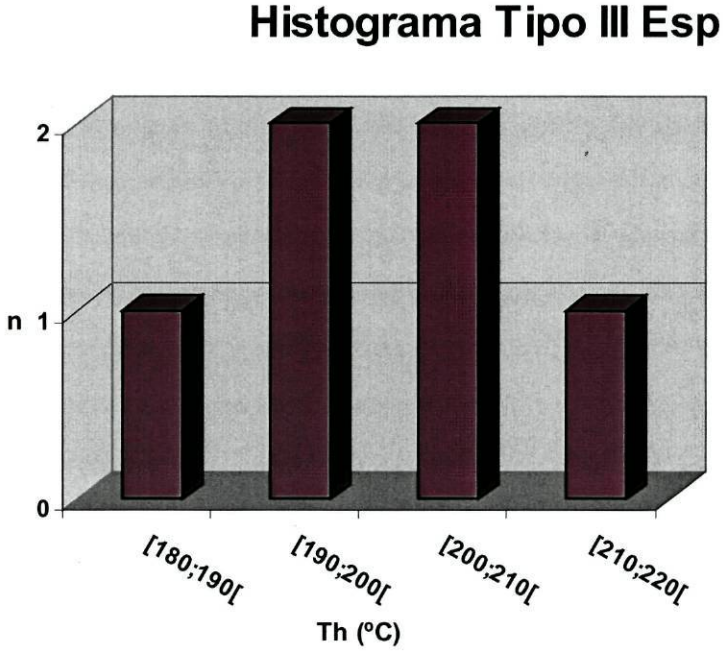


Fig. V.12b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

V.2.2.1 - Resultados microtermométricos no filão de Adagói

Na espodumena as IF parecem ser mais raras no filão de Adagói do que nos outros filões. De qualquer maneira, as características são semelhantes às anteriormente referidas, com a excepção de raramente apresentarem sólidos no seu interior (ver quadro V.3).

O quartzo estudado que se considera posterior à espodumena e petalite está associado às orlas de petalite que envolvem os cristais de espodumena, descritas no capítulo anterior. As IF neste quartzo tem essencialmente as mesmas características dos outros filões e tal como nestes, foram classificadas nas diferentes tipologias já descritas.

No final deste capítulo far-se-á uma reconstrução aproximada das condições de temperatura e pressão, assim como da evolução da composição dos fluídos.

V.2.2.1.1 - Tipos de fluidos no quartzo e seus resultados microtermométricos

Tipo I – fluidos aquocarbónicos com CO_2 dominante (Lc-w-s e Vc-w-s)

Como se referiu anteriormente, o quartzo apresenta bastantes IF de variados tipos, o que lhe confere muitas vezes um aspecto túrbido. As IF deste grupo são abundantes, têm uma dimensão entre os 10 e os 20μm e apresentam-se aleatoriamente, isoladas umas das outras. As IF raramente apresentam sólidos. A morfologia da IF é na maior parte das vezes irregular com algumas formas arredondadas. À temperatura ambiente, estas IF são bifásicas, com a fase volátil a ocupar entre 60% e 80% do volume total (Vg/Vt).

Durante o processo de criometria actuou-se da mesma forma que nos outros casos e com os resultados idênticos aos obtidos para as IF do tipo I do quartzo de Alijó. A fusão da fase volátil dá-se entre os –61,3°C e os –59,6°C, mas com a maior percentagem a cair no intervalo [–61°C ; –60°C] (ver histograma da Fig. V.13a). Em algumas destas IF, foi possível registar a temperatura do eutético (Te). Essa primeira fusão dá-se normalmente em torno dos –50°C.

No que se refere às temperaturas de fusão do gelo, elas foram difíceis de medir, encontrando-se alguns valores à volta de –4°C.

A temperatura de fusão dos clatratos, pelo contrário, foi sempre facilmente medida. As IF tipo I no quartzo de Alijó apresentam valores entre os 6,2°C e os 10,5°C, com raras excepções fora destes limites. No histograma da figura V.13b podem ver-se os valores mais encontrados nas medições.

No final do estudo de criometria de cada IF, foi feito o registo da temperatura de homogeneização do CO_2, tendo-se obtido valores entre os 6,2°C e os 15,2°C quando em vapor, entre os 9,7°C e os 16,7°C quando em líquido (ver histograma da Fig. V.13c).

Depois de algumas das esquírolas terem sido sujeitas a estudos de espectrometria Raman, procedeu-se em algumas amostras, à homogeneização global das IF. Os resultados que se projectam no histograma da figura V.13d, revelam uma grande variação para a homogeneização em líquido que é entre os 275°C e os 355°C, tal como na homogeneização em vapor, entre os 330°C e os 400°C para além de uma temperatura de decrepitação aos 395°C (ver Fig. V.13d). Este tipo de fluido tem portanto IF tipo Lc-w-s e Vc-w-s. A salinidade encontrada com base nos critérios referidos para as IF do tipo I do quartzo de Alijó, varia aproximadamente entre 0 e 7,5% de eq. NaCl.

Tipo II – fluidos carbónicos com CO_2 dominante (Lc)

Este tipo fluido aparece em IF constituídas apenas por fase volátil e é também muito raro nestas amostras, tal como nos filões anteriormente referidos.

Da criometria, é possível obter apenas os seguintes dados: a $TfCO_2$ varia entre os –61°C e os –60°C enquanto que a $ThCO_2$ que se dá sempre em líquido, varia entre os 15°C e os 17°C. A classificação deste tipo de IF é Lc tal como nos outros filões.

Tipo III – fluidos aquosos (Lw-s)

Este tipo de fluido é constituído por IF que aparecem em planos de fractura cicatrizados e com múltiplas orientações. As suas características são essencialmente as descritas para as do tipo III no quartzo de Veral e Alijó. As IF, são à temperatura ambiente bifásicas, e o volume da fase gasosa representa entre 5% a 10% do volume total da inclusão.

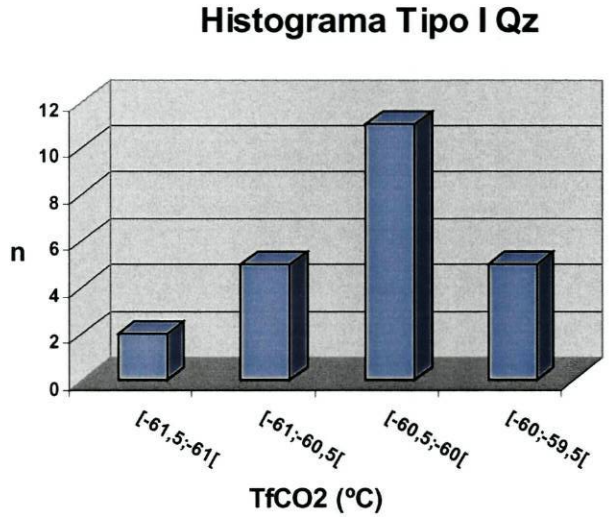


Fig. V.13a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do CO_2.

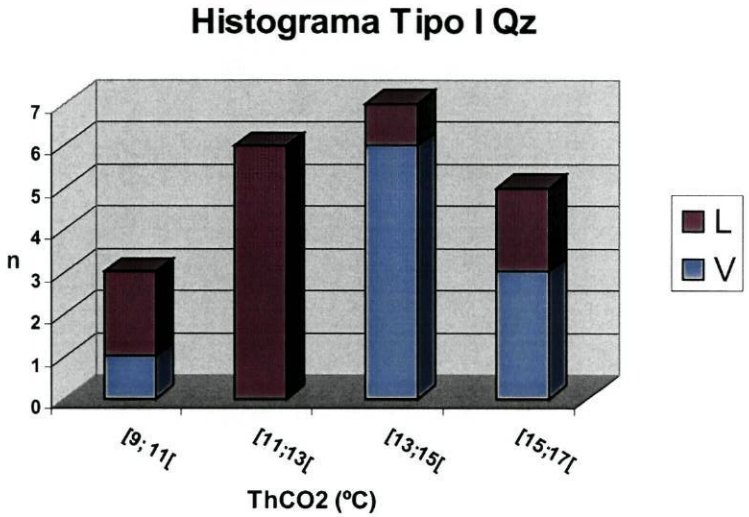


Fig. V.13c – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de homogeneização CO_2 .

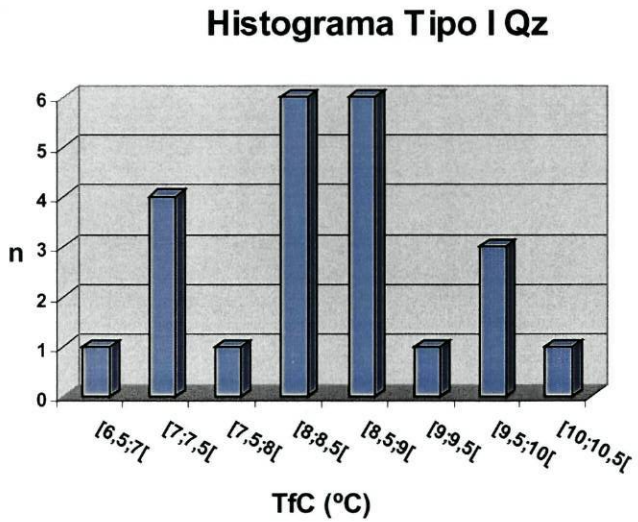


Fig. V.13b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão dos clatratos.

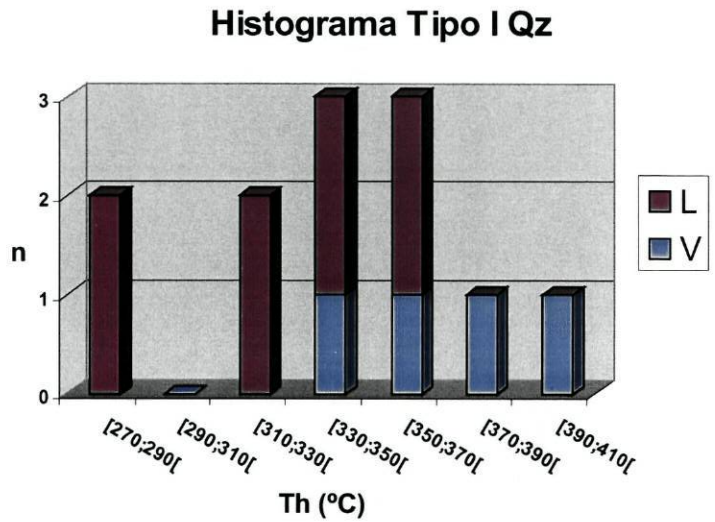


Fig. V.13d – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura homogeneização global.

Durante o lento aquecimento é difícil registar a temperatura do eutético, mas ela varia em torno dos –50°C. Os valores encontrados para o TfG variam entre –12,4°C e os –0,6°C (histograma V.14a).

No aquecimento, os valores das temperaturas de homogeneização global encontrados estão compreendidos entre os 185°C e os 240°C mas sempre na fase líquida (Fig. V.14b). Daí as IF serem classificadas como sendo do tipo Lw-s.

As características da fase aquosa são idênticas às descritas para o tipo III do quartzo de Alijó e a salinidade estimada está compreendida aproximadamente entre 16,1 e 1,1% eq. wt. NaCl. Utilizando os dados da salinidade e das temperaturas de homogeneização global no programa de computador Flincor, escolhendo a equação de Brown & Lamb (1989), estimou-se a densidade das inclusões como variando entre 0.82 e 1.01 g/cm^3.

V.2.2.1.2 - Tipos de fluidos na espodumena e seus resultados microtermométricos

Tipo I – fluidos aquocarbónicos com CO_2 dominante (Lc-w-s e Vc-w-s)

As IF deste fluido têm essencialmente as mesmas características das descritas anteriormente para as do tipo I dos outros filões. A grande diferença é que apresenta um menor número de minerais filhos. Estas IF à temperatura ambiente, são bifásicas (salvo raras excepções em que a fase não aquosa não está ainda homogeneizada), com a fase não aquosa a ocupar entre 25% e 50% (Fig. V.15a).

Durante o processo de criometria, a $TfCO_2$ dá-se entre os –60°C e os –56,6°C (ver histograma da Fig. V.15b). Em algumas destas IF foi possível registar a temperatura do eutético (Te). Essa primeira fusão dá-se normalmente entre os –50°C e os –45°C. No que se refere às temperaturas de fusão do gelo elas oscilam entre os –6,8°C e os –2°C. No histograma da figura V.15c podem ver-se os valores mais encontrados nas medições. A temperatura de fusão dos clatratos, pelo contrário, foi sempre de difícil medição. Mesmo utilizando a técnica repetitiva de aquecimento lento seguido de arrefecimento, não foi possível obter dados. Nestas IF a fronteira entre as duas fases dentro da fase volátil é muito difícil de observar, e por essa razão não é possível registar as temperaturas de homogeneização do CO_2.

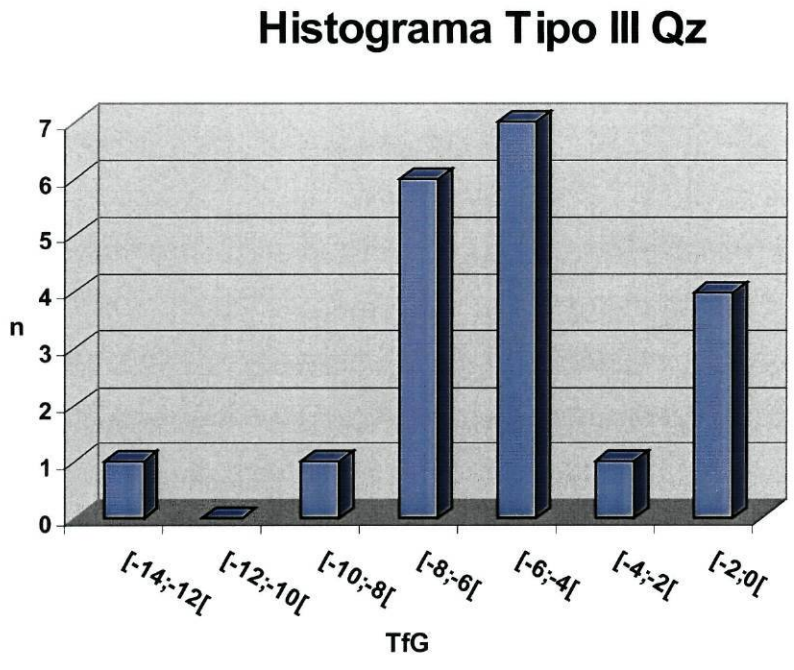


Fig. V.14a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do gelo.

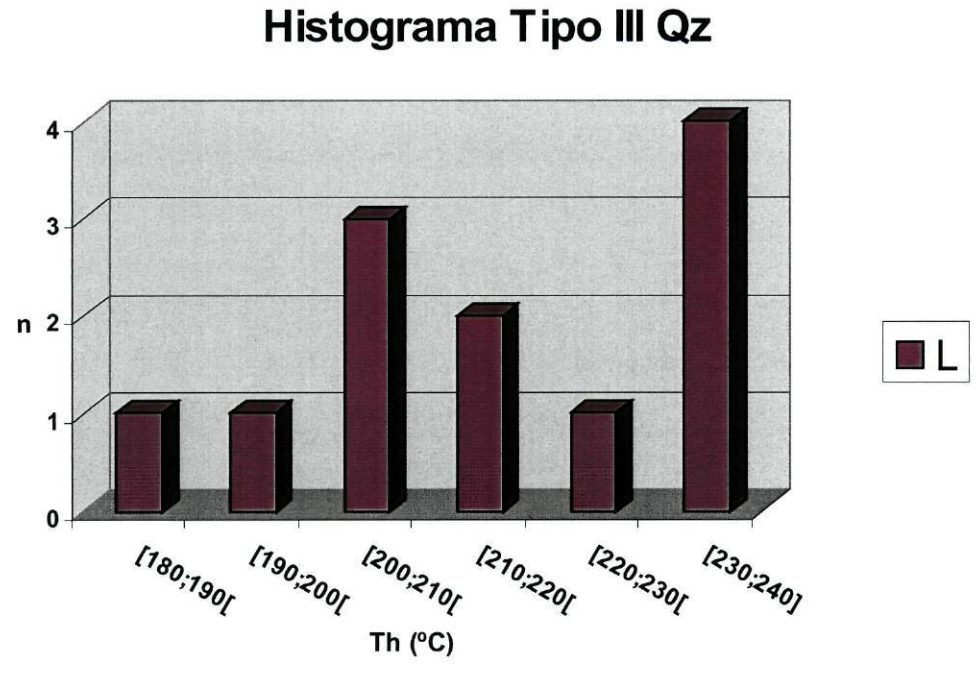


Fig. V.14b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

Os resultados que se projectam no histograma da figura V.15d, revelam que a Th tem uma grande variação, tanto para a homogeneização em vapor (entre os 320ºC e os 380ºC) como para a homogeneização em líquido (entre os 290ºC e os 360ºC). As IF podem-se então classificar como sendo do tipo Lc-w-s e Vc-w-s, tal como nos outros filões.

As Te demonstram mais uma vez que a fase aquosa deste tipo de IF, é uma solução salina complexa com as mesmas características dos outros filões.

Tipo II – fluidos aquosos com algum CH_4 (Lw-(m)-s e Vw-(m)-s)

As características destas IF assemelham-se e apresentam-se intimamente associadas ao tipo anteriormente referido, mas são ainda mais raras ao ponto de não ter sido possível efectuar medidas, nada fazendo pensar, no entanto, que elas apresentem características diferentes das do mesmo tipo de Alijó e Veral.

Tipo III – fluidos aquosos (Lw-s)

Tanto os dados da microtermometria como as relações volumétricas das IF deste tipo de fluido, são bastante semelhantes para todos os tipos III na espodumena dos outros filões. As IF, são à temperatura ambiente bifásicas, e o volume da fase volátil representa entre 10% a 25% do volume total da inclusão.

Ao contrário das inclusões secundárias do quartzo, a fase gasosa aqui não desaparece completamente em nenhum caso o que pode indicar que esta fase volátil é mais densa.

Durante a criometria foi difícil registar a Te, mas os valores encontrados variam entre os –55ºC e os –50ºC. Os valores encontrados para o TfG variam entre –12,5ºC e os –5ºC (Fig. V.16a). Utilizando os mesmos critérios referidos para as IF tipo III da espodumena de Alijó e para o sistema H_2O-NaCl, a salinidade estimada está compreendida aproximadamente entre 16 e os 8% eq. wt. NaCl. No aquecimento, os valores das temperaturas de homogeneização global encontrados, estão compreendidos entre os 175ºC e os 220ºC mas sempre na fase líquida (histograma Fig. V.16b). Assim as IF podem-se classificar como sendo do tipo Lw-s.

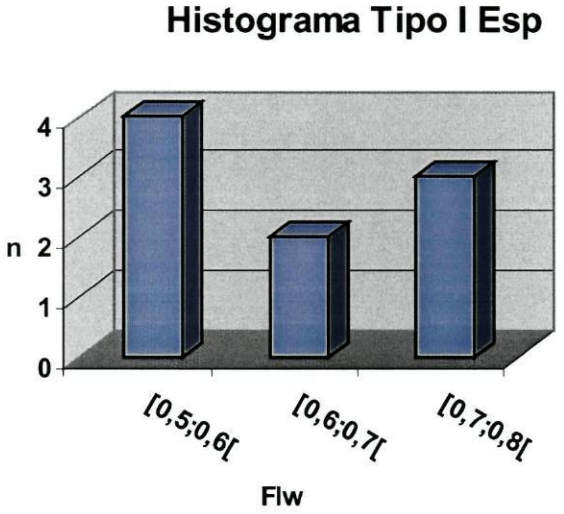


Fig. V.15a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe Flw.

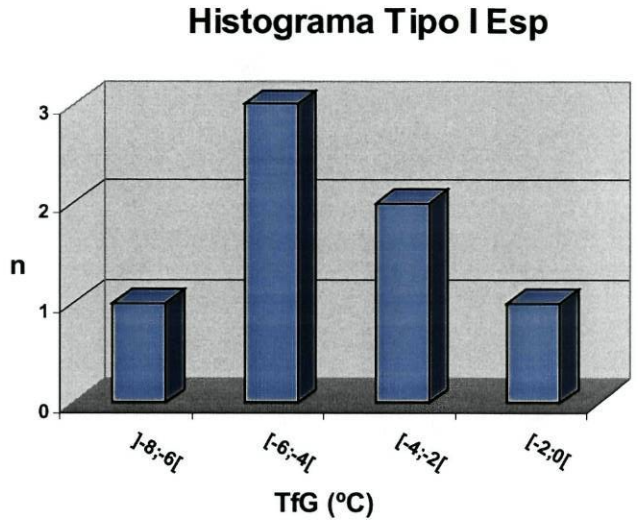


Fig. V.15c – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do gelo .

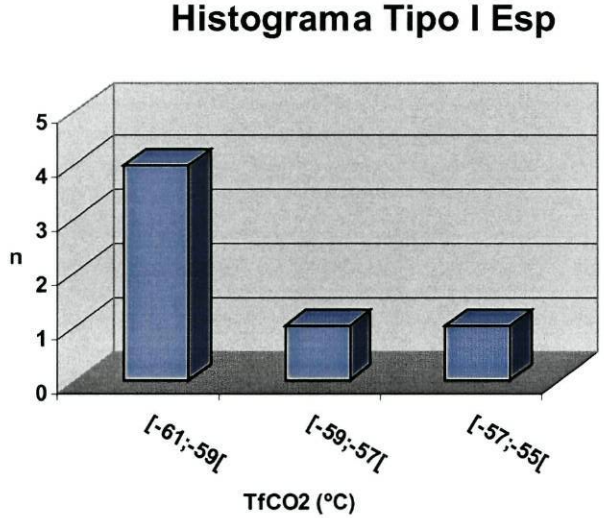


Fig. V.15b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do CO_2 .

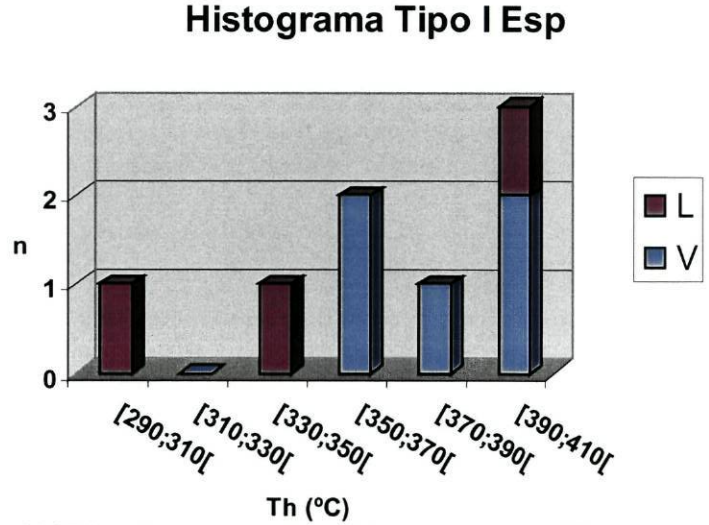


Fig. V.15d – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura homogeneização global.

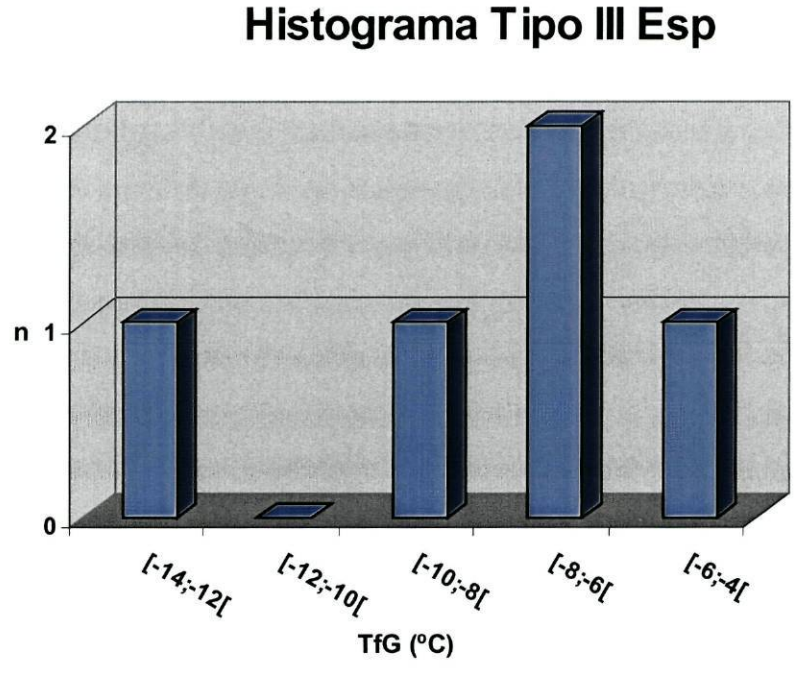


Fig. V.16a – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de temperatura de fusão do gelo.

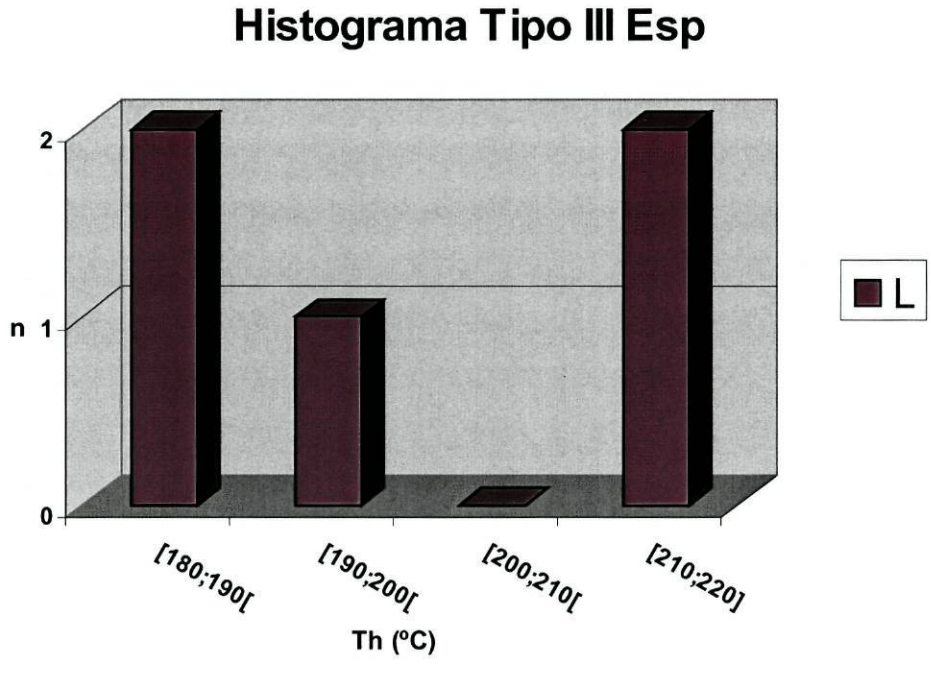


Fig. V.16b – Histograma do n.º de medidas em IF contido em cada classe de homogeneização global.

Utilizando os dados da salinidade e das temperaturas de homogeneização global no programa de computador Flincor, escolhendo a equação de Brown & Lamb (1989), estimou-se a densidade das inclusões como variando entre (0.87 e 1.01 g/cm^3).

V.2.2.2 - Comparação entre os dados encontrados para Veral e Adagói

Os tipos de inclusões fluidas primárias e pseudosecundárias e os dados microtermométricos são idênticos nos filões comparados, levando a pensar que estiveram sob a acção do mesmo tipo de fluídos primários aquando da cristalização dos minerais estudados. No entanto, as IF dos fluidos aquocarbónicos de Adagói apresentam uma fase volátil mais desenvolvida (quadro V.4). Outra discrepância é encontrada nos valores da termometria, nomeadamente na homogeneização do CO_2 e global, que é bastante superior em Adagói, como se pode comprovar pelo quadro V.4. No que se refere às IF aquosas secundárias, elas apenas diferem mais no facto da salinidade em Veral ser superior, não se reflectindo muito na densidade.

V.2.2.3 - Comparação entre os dados encontrados no sector E e sector W

Verifica-se que existe nos diferentes filões mineralizados representativos de todo o campo aplitopegmatítico o mesmo tipo de IF para os dois minerais estudados (espodumena e quartzo, ver quadro V.4). As diferenças fundamentais observam-se na abundância de IF, que parece diminuir do sector ocidental para o oriental (Quadro V.3a). Essa diminuição é ainda mais nítida na abundância de sólidos no interior das IF, que são quase inexistentes em Adagói (Quadro V.3b). Esta raridade no número de IF e de sólidos poderá estar relacionada com a recristalização provocada pela instalação do maciço pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar (posterior à instalação dos filões), que seria máxima em Adagói (mais perto do maciço) e menor em Veral (mais afastado).

V.2.2.4 - Resultados de microtermometria realizados em IF de filões estéreis

Foram recolhidas duas amostras em filões considerados estéreis em lítio e sem aparentarem conter outro tipo de mineralização. Uma, (Ch-1) foi recolhida num filão de aplitopegmatito perto de Adagói (100 m para N), com uma textura muito

semelhante à deste filão, mas sem espodumena visível. A outra (Est-1), longe deste filão (1 km para W) mas também num aplitopegmatito sem vestígios de espodumena. Ambos os quartzos observados nestes filões estéreis apresentam bastantes IF. Nos breves estudos efectuados nestas amostras, pôde-se constatar a presença de fluidos aquocarbónicos, com características semelhantes às encontradas para os filões mineralizados, e fluidos aquosos secundários. Estes corresponderiam respectivamente aos fluidos tipo I e tipo III, dos filões mineralizados. Não se observaram, até ao estado actual dos estudos, a presença de fluidos carbónicos correspondentes aos fluidos tipo II, mas pensamos que tal como Whitworth & Rankin (1989) para os pegmatitos de Leinster (SE da Irlanda), também aqui não é possível identificar um tipo de IF associado apenas aos pegmatitos mineralizados.

Quadro V.3a - Tabela comparativa de cada tipo de fluido relativamente à abundância das IF. (+++ muito abundante; ++ abundante; + presente; -- rara; 0 não observado)

Alijó	Quartzo	Espodumena
Tipo I	+ +	+ + +
Tipo II	--	+ +
Tipo III	+ +	+ +

Veral	Quartzo	Espodumena
Tipo I	+ +	+ +
Tipo II	--	+ +
Tipo III	+ +	+ +

Adagói	Quartzo	Espodumena
Tipo I	+ +	+
Tipo II	--	+
Tipo III	+	+

Quadro V.3b – Tabela comparativa da presença de sólidos quanto à sua abundância em cada tipo de fluido. (+++ muito abundante; ++ abundante; + presente; -- rara; 0 não observado)

Alijó	Quartzo	Espodumena
Tipo I	+ +	+ +
Tipo II	0	+ + +
Tipo III	--	--

Veral	Quartzo	Espodumena
Tipo I	+ +	+ +
Tipo II	0	+ +
Tipo III	--	--

Adagói	Quartzo	Espodumena
Tipo I	+	--
Tipo II	0	--
Tipo III	--	--

Quadro V.4 – Valores extremos encontrados para cada tipo de fluidos assim como os resultados encontrados anteriormente na bibliografia e parte deles não publicados sobre a mesma área em estudo. (Doria et al., (1989) e Charoy et al. (1992)).

Mineral Esp/Qz	Filão/ Trabalho	Tipo	TfCO2 °C	Te °C	TfC °C	ThCO2 °C	TfG °C	Th °C	Flw	Salinidade % eq. NaCl	Densidade g/cm^3
Qz	Doria et al. (1989)	L V	-61.2/-57.6 -59.7/-59.3		5/8	14.2/18.3VL 16.4L	-9/-7				0.68
Esp.	Doria et al. (1989)	L	-58.2/-57.8			16.2/20.3V		290L			
Qz	Charoy et al. (1992)		-61/-57.5		4.3/8.5	12/21.7V 17.3/21L	-8.6/-6.8	320-365VL 371/404V			
Esp.	Charoy et al. (1992)		-60.3/-58		-4.3/+3.7	8/22.2V	-8.6/-6.8	300/360L			
Qz	ALJ	I II III	-62/-58.5 -61/-60	-55/-50 -52/-45	6.7/10.2	14.1/21.7V 11.4/19L 12/17L	-8.3/-5 -7/-1.7	280/400V 300/380L 180/240L	0.7/0.4 0.9/0.95	0/6 3.1/10.9	0.89/0.95
Esp.	ALJ	I II III	-60.6/-57.6	-50 -50 -50	-4.3/5.3	17/19.1L 11.2/24.7V	-6/-4 -12/-4.7	300/380L 320/360V 185/240L	0.7/0.3 0.5/0.3 0.7/0.9	8/16	0.9/0.99
Qz	VR	I II III	-60/-58.8 -61/-60	-55/-50 -55/-50	6.5/9.7	16/21.3V 20.5/21L 18/21.4C 12/17L	-5 -18.6/-3	290/390V 345/395L 175/230L	0.7/0.45 0.5/0.3 0.8/0.95	0.5/6 5.3/20.5	0.95/1.02
Esp.	VR	I II III	-60/-59	-50 -50	-0.7/3.6	7.2/19.6V	-5.3/-0.8 -14.4/-11.4 sol 17.6-15%	315/380V 300/340L 180/230L	0.65/0.50 0.50/0.40 0.9/0.75	12/16 15/17.6	0.82/1.01
Qz	ADG	I II III	-61.3/59.6 -61/-60	-50 -50	6.2/10.5	6.2/15.2V 9.7/16.7L 12/17L	-4 -12.4/-0.6	275/355L 330/400V 185/240L	0.4/0.2 0.95/0.90	0/7 1.1/16.1	0.82/1.01
Esp.	ADG	I II III	-60/-56.6	-50/-45 -55/-50			-6.8/-2 -12.5/-5	320/380V 290/360L 175/220L	 0.9/0.75	 8/16	0.87/1.01

V.2.3 - Resultados dos estudos efectuados na microssonda Raman

Dória et al. (1989) já haviam apresentado valores preliminares para as IF primárias no quartzo (equivalentes às de tipo I do presente estudo) dos filões de Covas de Barroso. Esses fluidos em termos de composição global aproximada eram constituídos por 80 mole % de H_2O, 16 mole % de CO_2, 2 mole % de CH_4, 1 mole % de N_2 e a densidade rondava os 0,68 g/cm^3. Não se detectou na altura H_2S nem se conseguiram medidas na espodumena por causa da florescência. Em Charoy et al. (1992) refere-se também que nas IF do quartzo ocorrem aluminossilicatos e fosfatos sob a forma de minerais filhos, tendo sido detectados pelo sistema SEM-EDS. A maioria destes dissolvem completamente por volta dos 475°C. No caso estudado os únicos minerais filhos encontrados foram a nahcolite e os carbonatos complexos. Seguidamente apresentam-se os dados encontrados neste estudo.

V.2.3.1 – Resultados das amostras do filão de Alijó

Foram seleccionadas neste filão, 7 IF para serem analisadas na microssonda Raman com o objectivo de determinar a composição da fase volátil. Todas estas IF estão localizadas no quartzo, sendo do fluido tipo I (IF tipo Vc-w-s e Lc-w-s). Tentou-se efectuar análises em IF na espodumena mas não foi possível obter medidas devido à forte florescência que este mineral apresentava como resultado da incidência do laser.

Com base na microtermometria e nas medidas efectuadas com a microssonda Raman, apresentam-se no quadro V.5a os valores calculados para o volume molar e composição da fase volátil assim como a densidade e composição global de cada inclusão fluida.

No que diz respeito à fase volátil, esta é principalmente constituída por CO_2, com valores entre 83,2 mole % e 86,9 mole %. O metano foi detectado em todas as análises variando os seus valores entre os 10,3% e os 15,2%. Quanto ao azoto ele varia de 1,1% a 6%. O H_2S nem sempre é detectado, variando quando presente entre 0,05% e os 0,2%. A fase volátil das IF do fluido tipo I apresenta uma forte variação no que respeita à sua densidade, variando de 0,22 a 0,67 g/cm^3. A razão estará no facto de umas vezes a fase volátil homogeneizar em líquido (fase carbónica líquida com tendência a uma densidade superior) e outras em vapor (fase

carbónica vapor com tendência a uma densidade inferior). Têm contudo uma composição global dominada por água, sendo a percentagem deste composto superior a 77% molar podendo ir até aos 86,9%. A densidade do fluido varia entre 0,5 e 0,86 g/cm^3. A razão para esta variação estará no facto do fluido estar representado por IF tipo Lc-w-s (situação com tendência a uma densidade superior) e outras do tipo Vc-w-s (com tendência a uma densidade inferior).

V.2.3.2 - Resultados das amostras do filão de Veral

Neste filão foi seleccionado um conjunto de 21 IF para serem analisadas na microssonda Raman com vista à determinação da composição do fluido. Destas, 13 são IF do fluido tipo I (IF tipo Vc-w-s e Lc-w-s) que estão localizadas no quartzo. As outras medidas foram efectuadas em 8 IF da espodumena de Veral e sem o anteriormente referido problema da forte florescência. As razões da ausência da florescência nestas amostras de Veral, não foram ainda determinadas com certeza. Poderá estar relacionada tanto com a as condições do laser, composição da espodumena, ou orientação cristalográfica desta última relativamente à incidência do feixe. Assim, na espodumena foram efectuados 3 análises nas tipo I (IF tipo Vc-w-s e Lc-w-s), 2 nas do fluido II (IF tipo Vw-(m)-s e Lw-(m)-s) e 3 nas de tipo III (Lw-s).

Com base na microtermometria e nas medidas efectuadas com a microssonda Raman, apresentam-se no quadro V.5b os valores calculados para o volume molar e composição da fase volátil assim como a densidade e composição global. No quartzo, as IF do tipo I no que diz respeito à fase volátil, são constituídas principalmente por CO_2, com valores entre 69,3 mole % e 94,2 mole %. O metano foi detectado em todas as análises variando fortemente os seus valores entre os 1% e os 18,4%. Quanto ao azoto, ele varia de 3,6% a 6,8%. O H_2S nem sempre é detectado, variando os seus valores entre 0,06% e os 0,2%. Esta fase volátil apresenta uma forte variação no que respeita à sua densidade, indo de 0,18 a 0,62 g/cm^3. Têm também uma composição global dominada por água, sendo a percentagem deste composto variável entre os 70,5% molar até aos 92,4%. A densidade do fluido varia entre os 0,55 e os 0,89 g/cm^3. As variações nas densidades encontradas dentro do mesmo tipo de fluido são as mesmas indicadas para o caso de Alijó.

Nas IF do fluido tipo I da espodumena, a fase volátil é constituída principalmente por CO_2 num intervalo que varia entre os 71,7% e os 79,6%. A variação encontrada para o metano que está sempre presente é entre os 17,2% e os 20,4%, enquanto que o azoto não é sempre detectado encontrando-se dois valores, 7,1% e 10,1%. A densidade da fase volátil encontrada para estas IF revela ser baixa, variando os seus valores entre 0,14 e 0,24 g/cm^3. A composição global deste fluido também é dominada pela água, tendo os seus valores uma variação entre 81,4% e 88,2%. A densidade varia entre 0,56 e 0,62 g/cm^3.

No que respeita ao tipo II da espodumena, tal como o tipo anteriormente referido, a composição global é dominada pela água, sendo superior sempre a 93,9%. Quanto à fase volátil, ela tem a particularidade de não conter CO_2, o que as distingue de todos os tipos anteriores. O metano é dominante, por vezes até o único gás presente, variando entre 41,4% e 100%. O azoto pode ou não estar presente, variando entre os 25,9% e os 58,6%. Refira-se que em nenhuma das inclusões analisadas na espodumena se detectou H_2S. Quanto à densidade, a fase volátil apresenta valores muito baixos, desde 0,06 g/cm^3 o que explica que a presença de voláteis na microtermometria seja de difícil detecção.

Foram ainda efectuadas três análises da fase volátil no fluido tipo III, em IF da espodumena que revelaram serem constituídas por vestígios de metano e azoto, com a ausência de dióxido de carbono e de ácido sulfídrico.

V.2.3.3 - Resultados das amostras do filão de Adagói

Foram seleccionadas neste filão, 4 IF para serem analisadas na microssonda Raman para determinação da composição da fase volátil. Todas estas IF (tipo Lc-w-s e Vc-w-s) são do fluido tipo I e estão localizadas no quartzo. Tentou-se efectuar análises em IF na espodumena mas tal como em Alijó não foi possível obter medidas devido à forte florescência gerada neste mineral aquando da incidência do laser da Raman.

Com base na microtermometria e nas medidas efectuadas com a microssonda Raman apresenta-se no quadro V.5c os valores calculados para o volume molar e composição da fase volátil assim como a densidade e composição global.

No que diz respeito à fase volátil, esta é principalmente constituída por CO_2, com valores entre 73,2% e 79,4%. O metano foi detectado em todas as análises variando os seus valores entre os 14,8% e os 20,6%. Quanto ao azoto, varia fortemente de 2,5% a 10,7%. O H_2S nem sempre é detectado, variando os seus valores entre 0,07% e os 0,1%. Esta fase volátil apresenta uma variação no que respeita à sua densidade que vai de 0,17 a 0,38 g/cm^3 nos valores encontrados.
Este fluido tem uma composição global em que a percentagem molar de H_2O varia fortemente, desde 55,9 a 85,6%, sendo a sua densidade à volta de 0,51 g/cm^3.

V.2.3.4 - Os minerais filhos nas IF estudadas

Como já referimos, no quartzo e ainda mais na espodumena, observam-se sólidos que são considerados minerais filhos. No quartzo, quando existem podem estar presentes dois tipos. Um que aparece num hábito mais prismático (estampa V.1a), quando examinado à microssonda Raman revelou o espectro (Fig. V.17) da nahcolite ($NaHCO_3$). Já Crawford et al. (1979) referem-se a este mineral como apresentando uma forma em agulha característica, mas Rankin (1975) refere que a nahcolite pode aparecer com formas mais arredondadas.

O outro tipo de cristal, menos abundante, só é bem visível em nicóis cruzados, demonstrando uma forte birrefringência e apresentando formas mais arredondadas (estampa V.1a). Na microssonda Raman demonstra um espectro (Fig. V.18) de um carbonato complexo de Fe, Ca e outros catiões segundo Dubessy (1998, comunicação pessoal).

Quando as IF que os continham foram sujeitos a aquecimento, tiveram um comportamento em que os sólidos começaram a dissolver-se apenas após a homogeneização global, chegando em alguns casos a acontecer apenas depois dos 450° C. No caso da espodumena, o número de sólidos diferentes pode ser bastante maior, apesar de na microssonda todos terem sido identificados como carbonatos complexos. Nestas IF registraram-se valores ainda mais altos para a dissolução dos sólidos. Uma vez que a dissolução por vezes é muito lenta procedeu-se a um aquecimento que manteve a mesma temperatura durante 24 horas. Num exemplo foram observados 7 sólidos em outras tantas IF da mesma espodumena de Alijó. A homogeneização global deu-se em todas elas antes dos 400°C, razão pela qual se manteve esta temperatura durante 24 horas para verificar se ocorria alguma

dissolução. Dado que após esse tempo não se verificou nenhum início de fusão, aumentou-se lentamente a temperatura, até que aos 485°C se observou a primeira dissolução nas IF ALJ3 e ALJ5. Manteve-se essa temperatura durante 24 horas, ao fim das quais a dissolução destes estava longe de ser total. Só aos 600°C é que essa fusão viria a ser completa. Depois foi o ALJ4, que começou aos 550°C e se concluiu em poucos minutos nesta temperatura. Aos 650°C foi a vez da ALJ7 que fundiu completamente aos 670°C, após alguns minutos. Aos 675°C começou a fusão dos mais resistentes, ALJ1 e 2, e este último fundiu completamente aos 685°C. O último a dissolver-se terá sido o ALJ1 que fundiu completamente aos 740°C (Fig. V.19), ao fim de alguns segundos. Deve-se salientar que alguns dos sólidos vieram a reaparecer durante o arrefecimento.

Outra situação já descrita anteriormente foi a verificada em IF quer no quartzo quer na espodumena nas quais se observaram a formação de sólidos durante o aquecimento. Refere-se a seguir o caso de IF no quartzo de Veral em que tanto se assistiu à dissolução prematura de sólidos como ao aparecimento de novos sólidos. Alguns dos sólidos dissolveram-se logo aos 70°C, formando-se novos sólidos aos 305°C antes da homogeneização que se deu em vapor nos 335°C. Também se observou casos de IF sem sólidos que durante o seu aquecimento nuclearam sólidos a partir dos 240°C, homogeneizando entre os 340°C e os 365°C sempre na fase vapor. Na espodumena o comportamento não é muito diferente. Também em Veral, foram observadas IF que não tinham sólidos e que durante o aquecimento os adquiriram, normalmente a partir dos 250°C, registrando-se situações em que se formaram dois tipos: um de hábito prismático e outro mais arredondado. Estas IF homogeneizaram em líquido perto dos 380°C (Fig. V.19). As análises destes sólidos formados no aquecimento, não foram possíveis de efectuar, uma vez que muitos desaparecem após o arrefecimento. Mas pensa-se que serão carbonatos complexos, tal como o sólido que se formou com a incidência do laser, durante a análise Ramam.

Foram ainda feitas algumas leituras da solução destas IF com sólidos. Estas mostram espectros como por exemplo o da figura V.20, nos quais se observam os picos típicos de uma solução bicarbonatada e carbonatada (Olivier & Davis, 1973). A abundância de picos parece mostrar que a molaridade do ião carbonato é alta, e os comprimentos de onda destes parecem encaixar nos do sal $KHCO_3$. No entanto estes autores referem que a substituição do K por Li, Na, Rb ou mesmo Cs, tem

pouco efeito no espectro Raman. O mesmo acontece com a molaridade do ião bicarbonato, cuja variação também não causa grandes diferenças no espectro. A compreensão total da composição da solução salina complexa que está presente nas IF, necessitaria de um estudo mais aprofundado, com recurso sistemático à análise das soluções por cromatografia de iões ou mesmo ablação laser, para além da identificação dos sólidos à microssonda Raman. No estado actual do conhecimento, o que se pode afirmar acerca das observações descritas atrás é que estão de acordo com as observações de Crawford (1981), Takenouchi & Kennedy, (1965), Malinin & Kurovskaya, (1975) já referidos durante este capítulo.

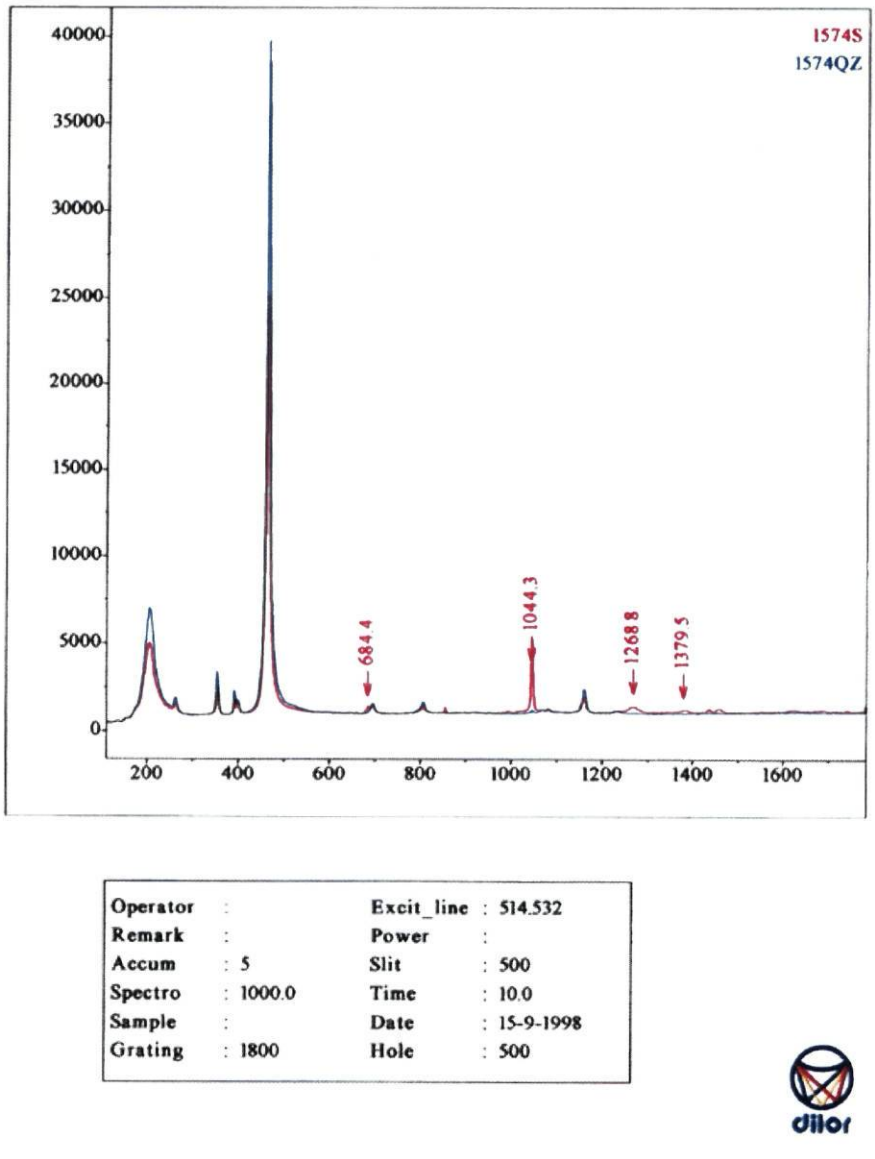
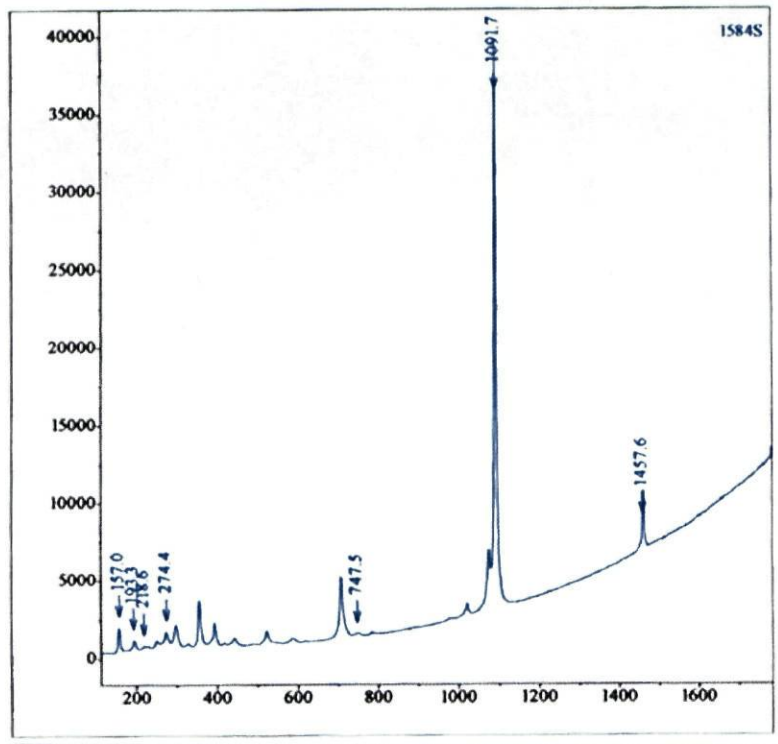
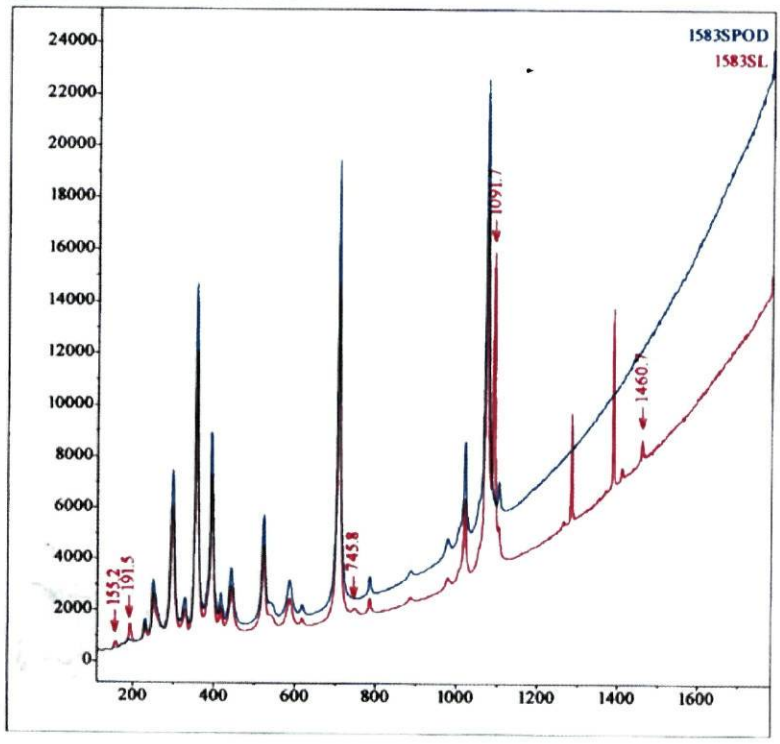


Figura V.17 – Espectro Raman do sólido nahcolite (vermelho) comparado com o espectro do quartzo (azul).





Operator	:	Excit_line	: 514.532
Remark	:	Power	:
Accum	: 5	Slit	: 500
Spectro	: 1000.0	Time	: 10.0
Sample	:	Date	: 15-9-1998
Grating	: 1800	Hole	: 300

Figura V.18 – Espectro Raman de carbonato (sl), primeiro isolado (s) e depois comparado com espodumena (spod.).

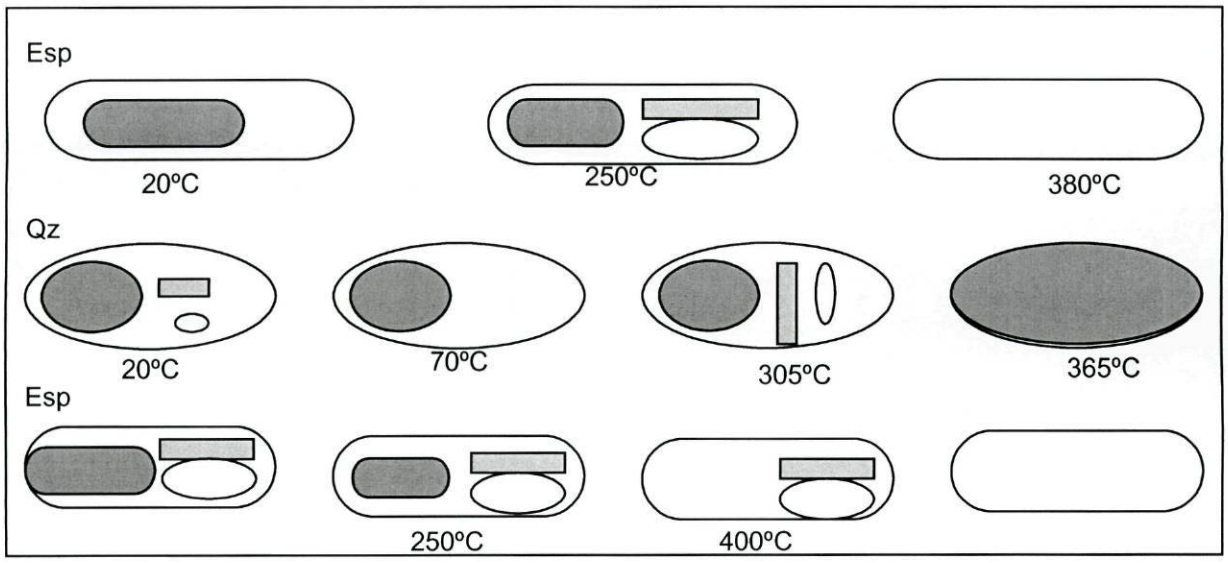
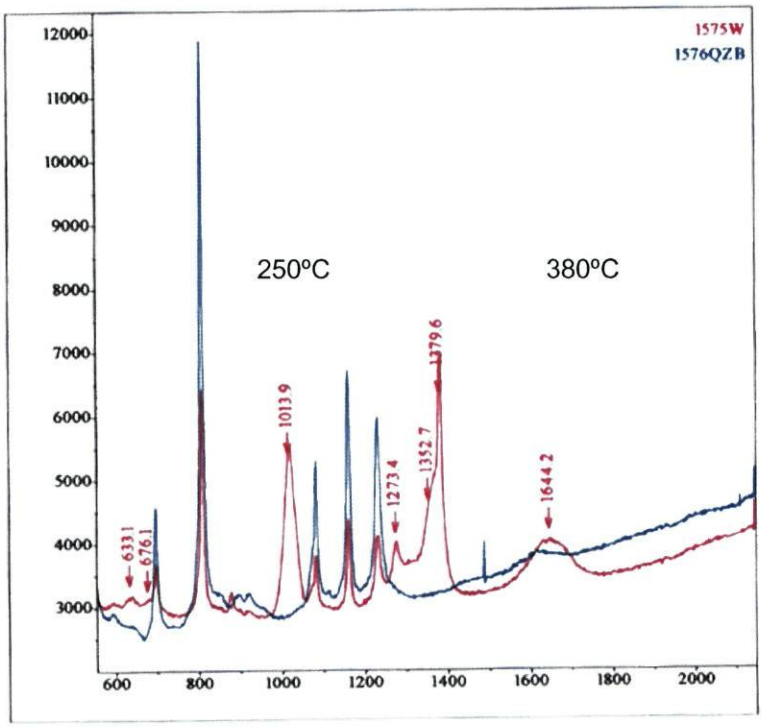


Figura V.19 – Esquema representando os diferentes comportamentos das IF, face ao aquecimento tanto no quartzo como na espodumena.



Operator	:	Excit_line	: 514.532
Remark	:	Power	:
Accum	: 5	Slit	: 500
Spectro	: 1400.0	Time	: 30.0
Sample	:	Date	: 15-9-1998
Grating	: 1800	Hole	: 300

Figura V.20 – Espectro Raman da solução (vermelho) comparado com o espectro do quartzo (azul).

Quadro V.5b – Resultados das análises efectuadas em algumas IF do filão de Veral. Para além dos resultados da microtermometria, aparecem as proporções molares dos gases presentes tal como a sua densidade. Estes valores foram obtidos com a microssonda Raman directamente sobre a fase volátil homogeneizada. Da conjugação dos resultados anteriormente referidos são também apresentados as composições e densidades globais das IF analisadas. (I, II ou III – tipo de IF; q – quartzo; e – espodumena).

		Microtermometria						Análise Raman					Composição global					
Tipo	n.º	Flw	$TfCO_2$	$ThCO_2$	TfC	TfG	Th	Y CO_2	Y CH_4	Y N_2	Y H_2S	d	X H_2O	XCO_2	XCH_4	XN_2	XNaCl	d
I q	VR-26-3-1-7	0,7	-59	21,4C	8,6	--	355L	87	8,7	4,2	0,06	0,62	83	13,6	1,2	0,6	1,6	0,89
	VR-26-3-1-3	0,5	-59,6	19V	8,2	--	335V	75,3	18,4	6,1	0,15	0,29	83,2	11,3	2,3	0,8	2,4	0,63
	VR-26-3-1-6	0,5	-59	20,5L	9	--	340V	84,5	9,7	5,7	0,13	0,3	81	14,6	1,4	0,9	2,1	0,7
	VR-26-3-2-3	0,5	-59,4	19,6V	9	--	365V	81,9	13	4,9	0,17	0,31	83,7	12,7	1,7	0,6	1,3	0,66
	VR-26-3-2-1	0,7	-60,7	16,4V	8,6	--	305V	69,3	13,7	6,8	0,2	0,18	92,4	5,3	0,6	0,2	1,5	0,76
	VR2-6-3-2A-26	0,6	-60.1	20.3C	9.1		305V	94.2	1	4.8	--	0.36	87.2	11.6	0.1	0.4	0.7	0.75
	VR2-6-3-2A-28	0,55	-58.9	21.3V	8.9		350V	87.5	8.9	3.6	--	0.29	87	11.1	0.9	0.3	0.7	0.69
	VR2-6-3-2A-30	0,5	-58.8	20.3V	9.1		298V	85.6	9	5.4	--	0.31	84.7	13.1	1.1	0.7	0.4	0.66
	VR2-3-2B-42	0,5	-59.5	20.4C	6.6		355V	87.7	8	4.3	--	0.37	81	15.2	1.2	0.6	2	0.7
	VR2-3-2B-44	0,3	-58.9	18.8C	9.7		315V	86.1	9.3	4.6	--	0.35	70.5	25.6	2.6	1.25	0.05	0.55
	VR2-6-3-1-B-8	0,5	-59.1	20C	8.8		345V	86.7	8.9	4.4	--	0.35	83	14.5	1.2	0.6	0.7	0.68
	VR2-6-3-1-B-9	0,6	-59.1	21L	8.9		345L	89	7.7	3.3	--	0.68	79.8	17.6	1.4	0.6	0.6	0.88
	VR2-6-3-1-B-1	0,7	-59.1	20.8V	9.7		350V	85.7	8.6	5.7	--	0.27	91.7	6.9	0.4	0.3	0.7	0.79
I e	VR-26-3-1-1	0,5	-59,1	11,7V	-0,5	-0,8	340V	79,6	20,4	0	0	0,23	81,4	10	2,1	0	6,5	0,56
	VR-26-3-1-5	0,5	-60	16,9V	1,6	-1,5	355V	75,7	17,2	7,1	0	0,24	82,3	10	1,9	0,8	5	0,58
	VR-26-3-1-7	0,6	-59,5	10,5L	0,5	--	340L	71,7	18,2	10,1	0	0,14	88,2	5,6	0,9	0,5	4,8	0,62
II e	VR-26-3-1-6	0,5	--	--	--	-4,9	375L	0	74,1	25,9	0	0,06	93,9	0	2,8	1	2,3	0,6
	VR-26-3-1-13	0,6	--	--	--	-2,5	340V	0	100	0	0							
III e	VR-99-3-1-1	0,9	--	--	--	-3	220L	0	41,4	58,6	0							
	VR-99-3-1-2	0,95	--	--	--	-4,3	185L	0	42,6	57,4	0							
	VR-99-1-1-1	0,9	--	--	--	-1,8	205L	0	100	0	0							

Quadro V.5a – Resultados das análises efectuadas em algumas IF do filão de Alijó. Para além dos resultados da microtermometria, aparecem as proporções molares dos gases presentes tal como a sua densidade. Estes valores foram obtidos com a microssonda Raman directamente sobre a fase volátil homogeneizada. Da conjugação dos resultados anteriormente referidos, são também apresentados as composições e densidades globais das IF analisadas. (I – tipo de IF; q – quartzo).

		Microtermometria						Análise Raman					Composição global					
Tipo	n.º	Flw	$TfCO_2$	$ThCO_2$	TfC	TfG	Th	Y CO_2	Y CH_4	Y N_2	Y H_2S	d	X H_2O	XCO_2	XCH_4	XN_2	XNaCl	d
I q	ALJ-20-4-2-3	0,55	-59,6	14V	9,7	--	340L	83,2	15,2	1,6	0,05	0,3	85,8	11	1,6	0,15	1,45	0,7
	ALJ-16-5-2-1	0,5	-58,9	21,3V	8,9	--	335V	83,5	10,3	6	0,2	0,37	82,2	14,2	1,5	0,9	1,2	0,69
	ALJ-20-4-2-1	0,5	-60	19,3V	8,2	--	345L	85,6	12,4	2	--	0,22	86,9	10,5	1,2	0,2	1,2	0,62
	ALJ-20-4-3-2	0,6	-61,1	14,7L	9,5	--	360L	85,2	13,5	1,3	--	0,67	80,2	16,9	2,4	0,2	0,3	0,87
	ALJ-20-4-4-3	0,45	-58,5	19,7V	9,7	--	338V	86,8	12,1	1,1	--	0,22	86,2	12,1	1,4	0,1	0,2	0,57
	ALJ-20-4-5-5	0,2	-59,3	20,2C	8,2	--	330V	86,9	11,7	1,4	--	0,37	56,9	36,9	4,8	0,6	0,8	0,5
	ALJ-20-4-6-4	0,55	-62	11,4L	9,4	--	325L	83,3	14,5	2,2	--	0,67	77	19,3	3	0,4	0,3	0,86

Quadro V.5c – Resultados das análises efectuadas em algumas IF do filão de Adagói. Para além dos resultados da microtermometria, aparecem as proporções molares dos gases presentes tal como a sua densidade Estes valores foram obtidos com a microssonda Raman directamente sobre a fase volátil homogeneizada. Da conjugação dos resultados anteriormente referidos são também apresentados as composições e densidades globais das IF analisadas. (I – tipo de IF; q – quartzo).

		Microtermometria						Análise Raman					Composição global					
Tipo	n.º	Flw	$TfCO_2$	$ThCO_2$	TfC	TfG	Th	Y CO_2	Y CH_4	Y N_2	Y H_2S	d	X H_2O	XCO_2	XCH_4	XN_2	XNaCl	d
I q	ADG2-3-10-4	0,2	-60,1	12,2L	9,5	--	360V	79,4	15	5,5	0,1	0,38	55,9	34,7	6,2	2,3	0,9	0,51
	ADG2-3-10-5	0,4	-59,9	14V	9,7	--	330L	76,8	20,6	2,5	0,07	0,17	85,6	10,6	2,2	0,3	1,2	0,51
	ADG2-12-8	0,5	-61	13,2V	8,5	--	353L	74,5	14,8	10,7	--	0,2	87,9	8,2	1,2	0,8	1,9	0,6
	ADG2-12-9	0,2	-60	9,7L	8,6	--	400V	73,2	14,8	12	--	0,4	53,4	33,8	6,6	5,3	0,9	0,52

V.3.1 - Condições gerais das ocorrências

V.3.1.1 - Características dos fluídos

A partir dos resultados encontrados na análise da fase volátil dos fluidos aquocarbónicos (quadro V.5), é possível concluir no caso do quartzo, que as IF do tipo I são dominadas por H_2O (diagrama a) da figura V.21). Na mistura gasosa onde o CO_2 domina, estão também presentes CH_4 (mais abundante) e N_2 (menos abundante) em proporções menores (diagrama b) da figura V.21). A maior parte das vezes aparece também H_2S, embora em quantidades quase desprezíveis. As IF do tipo II, apesar de só termos dados qualitativos efectuados na microssonda Raman do Departamento de Geologia da Universidade do Porto, parecem diferir principalmente no facto de terem H_2O em muito pouca quantidade. De resto, são tal como o caso anterior, constituídos essencialmente por CO_2, com uma mistura de CH_4 (mais abundante) e N_2 (menos abundante), podendo aparecer H_2S em quantidades mínimas.

Quanto às IF na espodumena, tanto as do fluido tipo I como as do tipo II são constituídas maioritariamente por H_2O (diagrama a) da figura V.21). No tipo I, a fase volátil é constituída essencialmente por CO_2 e mistura de CH_4 (mais abundante) e N_2 (menos abundante ou mesmo ausente) e sem a presença de H_2S. No tipo II assinala-se a inexistência de CO_2, sendo constituída exclusivamente por CH_4, ou por vezes formando uma mistura com N_2, não havendo também registro de H_2S (diagrama b) da figura V.21).

Tal como foi já referido anteriormente, Crawford (1981) afirma que quando o CO_2 está presente em quantidades significativas em fluidos de pH normal a baixo, este aparecerá como uma fase separada. É o que acontece nos fluidos tipo I da espodumena e quartzo estudados. É então possível afirmar que a fase aquosa das IF dos dois minerais estudados terá um pH normal a baixo. Segundo a mesma autora, se o CO_2 está presente, formar-se-ão clatratos acima da temperatura de fusão do gelo mas abaixo dos 15°C como se comprovou nas amostras estudadas para o quartzo. Mas na espodumena verificam-se alguns casos em que a TfC é muito próxima da TfG ou mesmo inferior, levando a pensar que na espodumena, a molaridade em Cl^- será inferior à presente no quartzo.

As IF do fluido tipo III são secundárias, quer no quartzo quer na espodumena e parecem ser simplesmente aquosas, apesar de à microssonda Raman terem ligeiros resíduos de gases, nomeadamente metano e azoto.

V.3.1.2 – Evolução da composição global dos fluidos

Numa fase inicial terão sido aprisionados na espodumena os fluidos aquocarbónicos tipo I. Tal como se verifica no diagrama ternário b) da figura V.21, o CO_2 é o gás dominante na fase volátil das IF que aprisionaram este fluido. No quartzo associado o mesmo fluido tipo I foi aprisionado também em IF primárias. Este tipo de fluidos (Vc-w-s e Lc-w-s) são justificados de uma maneira melhor, segundo Cathelineau et al. (1994), se os considerarmos como de origem metamórfica. Estes fluidos ricos em CO_2 não podem ter resultado da evolução de um magma granítico diferenciado, devido à baixa solubilidade do CO_2 neste tipo de magmas (Shilobreeva & Kadik, 1987). O pouco CO_2 que existe em alguns casos de fluidos de origem magmática, não seria suficiente para ser detectado nas medições microtermométricas. Por outro lado Channer & Spooner (1994) defendem uma origem magmáticas para os fluidos H_2O-CO_2 presentes no quartzo do pegmatito de Tanco (Manitoba, Canadá). Como se referirá mais tarde, os voláteis presentes nestes fluidos parecem ter origem nas rochas metassedimentares onde se intruíram os aplitopegmatitos, havendo portanto uma mistura de fluidos.

Para a geração dos fluidos tipo II do quartzo, terá então ocorrido uma perda de água no fluido tão drástica que este fluido está representado por IF que quase não contêm água. Um aspecto curioso e difícil de explicar é que aparentemente este fluido carbónico não foi aprisionado na espodumena, talvez por estar já totalmente cristalizada nesta fase. Neste mineral aparece sim, naquilo que se considera uma fase tardia da sua cristalização, um fluido tipo II, com IF onde não está presente o dióxido de carbono. Este tipo de fluido não aparece por sua vez no quartzo. Estas duas evidências parecem ser uma prova de que o quartzo e a espodumena não cristalizaram simultaneamente. Este facto tinha sido já evidenciado por Channer & Spooner (1994).

A ausência de CO_2 vai se manter no fluido tipo III, quer no quartzo quer na espodumena, que é um fluido dominantemente aquoso onde apenas existem vestígios de metano.

Do ponto de vista as salinidade, a fase aquosa de todas as IF de cada tipo de fluido parece ter características bastante semelhantes/constantes. No entanto é de salientar que os fluidos aprisionados na espodumena têm um número de equivalentes em NaCl superior, testemunhada pelas TfC mais baixas que no quartzo. Para além disso e como já se referiu, os fluidos secundários são mais salinos que os primários, devido às razões referidas anteriormente.

V.3.1.3 - Evolução das condições P-T de aprisionamento dos fluidos

As condições de pressão e temperatura sob as quais teve lugar a circulação dos fluidos foi reconstruída tendo em conta a composição global, o volume molar e a densidade das IF estudadas. Deve-se salientar que características, tais como a grande variação do valor de Flw para o mesmo tipo de IF, a Th em V e L dentro do mesmo intervalo, poderiam sugerir uma situação de imiscibilidade (Quadro V.4). Mas o facto da fusão dos sólidos se darem frequentemente acima da Th faz com que essa hipótese seja posta de lado (Ramboz et al., 1982). Tal como estes autores referem, é mais natural sugerir uma mistura de fluidos de diferente composição que é uma situação comum e igualmente interessante nos ambientes geológicos.

O quadro V.6, que se apresenta a seguir, permite a construção de uma isócora para cada IF estudada no quartzo de cada filão, com base na equação de Bowers & Helgeson (1983), considerando o sistema H_2O-CO_2-CH_4 sem sais, ou seja, considerando desprezável o NaCl e os outros sais que deverão estar presentes ($CaCl_2$-$MgCl_2$-KCl-LiCl-etc), para além dos carbonatos já referidos.

Quadro V. 6 – Valores da pressão calculados para as IF do quartzo, tendo em conta a equação de Bowers & Helgeson (1983) e desprezando os sais eventualmente presentes. Valores da pressão em bar.

T °C	vr-2631-7	Vr2631-3	vr2632-1	Adg2123101-4	adg22123101-5	alj1204201-3	alj1204201-4
300	2861.4	594.9	935.4	705.5	244.8	849.9	1395.9
350	3254.3	836.4	1367.8	830.4	443.1	1132.6	1743.1
400	3834.9	1148.7	1873.1	993	677.5	1506.3	2206.4
450	4479	1482.2	2402	1166.3	920.8	1908.5	2707.4
500	5155.4	1825	2942.6	1343.9	1167	2324.3	3226.9
550	5849.3	2171.9	3489.4	1523.3	1413.4	2746.8	3755.8
600	6552.5	2520.2	4039.4	1702.9	1658.9	3172.3	4289.3

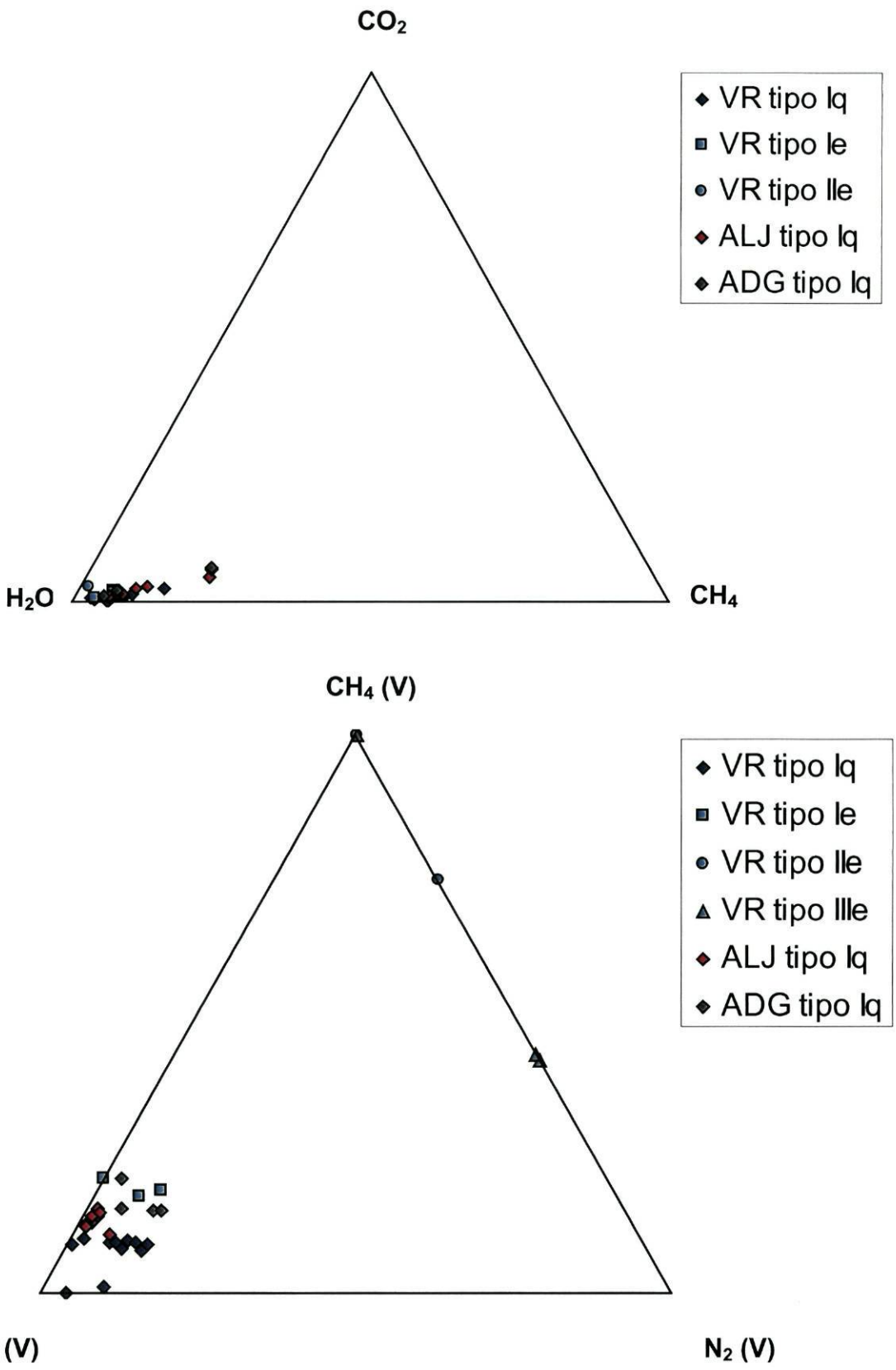


Figura V. 21 – Diagramas ternários a) composição global H_2O-CO_2-CH_4 das IF estudadas à microssonda Raman; b) composição da fase volátil CO_2-CH_4-N_2 das IF estudadas à microssonda Raman.

Apenas as IF do filão de Adagói é que apresentam isócoras que ao caírem todas no campo de estabilidade da petalite, parecem estar de acordo com as observações da petrografia, uma vez que se considera que o quartzo que contém essas IF é contemporâneo da petalite (capítulo da petrografia). No que respeita a Alijó e Veral, algum quartzo será contemporâneo da espodumena e outra geração (muito mais abundante) terá cristalizado no campo de estabilidade da petalite, como se verifica nas isócoras da figura V.22. No entanto não foi possível ao microscópio diferenciar essas duas possíveis gerações de quartzo, verificando-se antes que estas IF estão intimamente misturadas.

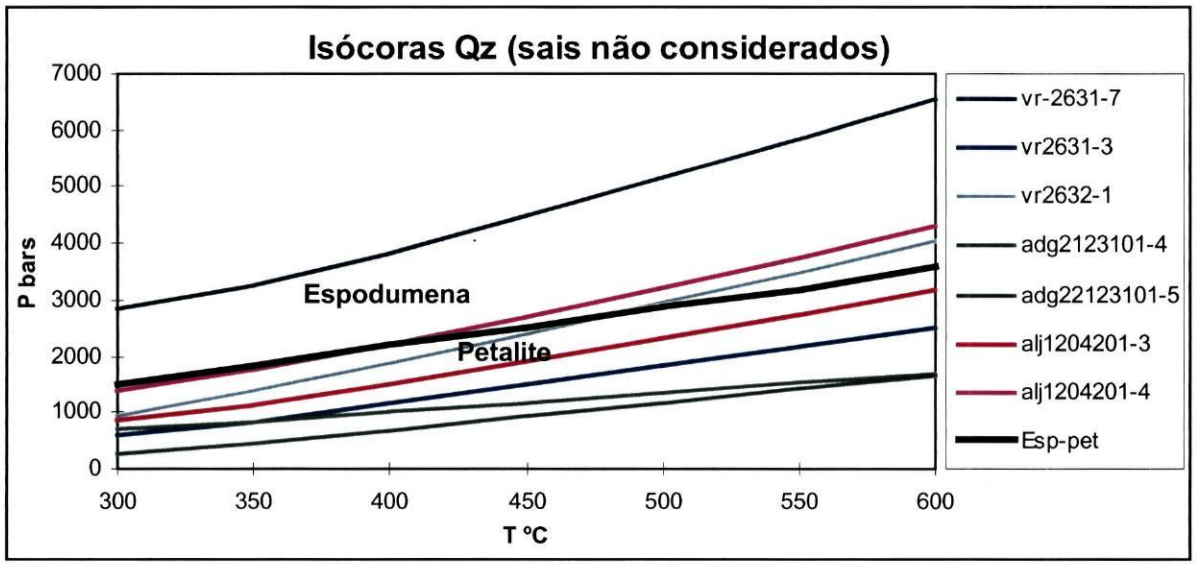


Figura V.22 – Diagrama P-T no qual estão representadas algumas isócoras das IF do quartzo, mas calculadas sem ter em consideração os sais presentes. A linha a negro representa a separação dos campos de estabilidade da espodumena e petalite definidos por London (1984).

No caso das IF na espodumena, existe um desfasamento ainda mais evidente, como se pode observar pela figura 23, uma vez que IF do tipo I (primárias) são representadas por isócoras que caiem não no campo de estabilidade da espodumena mas sim da petalite. A razão para esta contradição de as isócoras correspondentes a IF na espodumena caírem no campo de estabilidade da petalite poderia ser devida ao facto de se estar a trabalhar com um sistema H_2O-CO_2-CH_4 que está longe do sistema real que é muito mais complexo. O sistema do quartzo apesar de mais simples poderá estar também demasiado simplificado, contribuindo para a imprecisão das isócoras.

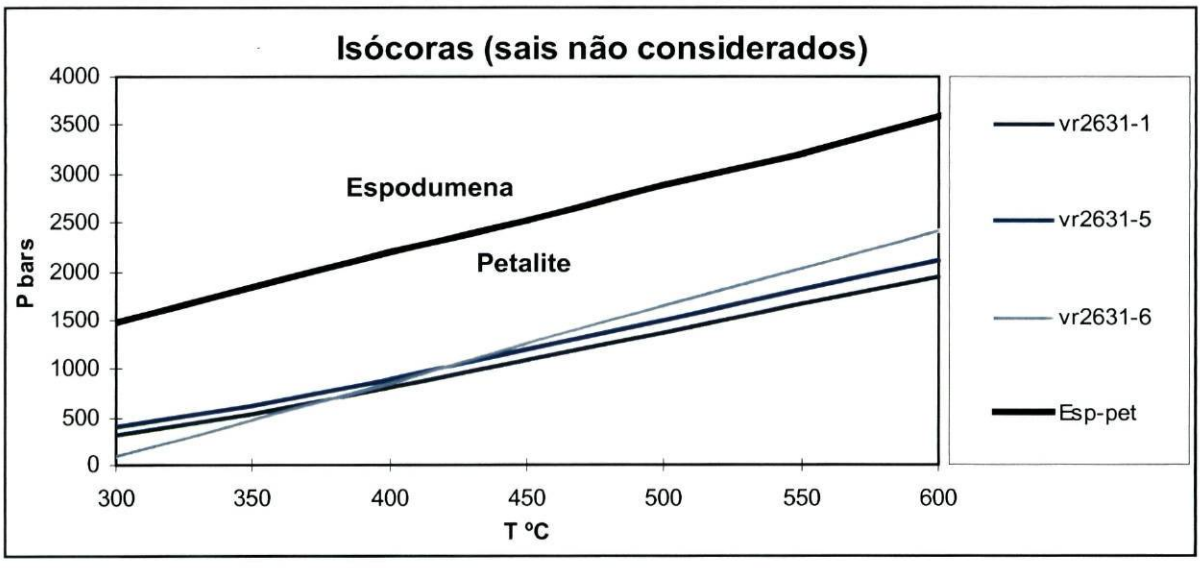


Figura V.23 – Diagrama P-T no qual estão representadas algumas isócoras das IF da espodumena, mas calculadas sem ter em consideração os sais presentes. A linha a negro representa a separação dos campos de estabilidade da espodumena e petalite definidos por London (1984).

Mas quando calculamos as isócoras tendo em conta uma maior aproximação aos sais presentes, a verdade é que as isócoras não mudam para aquilo que se consideraria uma localização mais correcta, antes pelo contrário podem até acentuar o desfasamento referido anteriormente para a espodumena. Na figura 24 apresentam-se as isócoras calculadas pelo programa de computador Gaswet de Bakker (1997) no sistema H_2O-CO_2-CH_4-N_2-H_2S-NaCl-$CaCl_2$, assumindo que a quantidade de cada sal é proporcional, ou seja, 50% para cada tipo.

Se para as IF do quartzo poderemos sempre considerar a sua formação como tendo ocorrido numa fase posterior à formação da espodumena, como tinha sido já sugerido anteriormente na petrografia, o mesmo não se pode argumentar no que se refere às IF tipo I e II que ocorrem na própria espodumena. Estas IF têm todas as características de serem primárias. Refira-se que também para Tanco, London (1985) encontrou IF no quartzo que não estavam de acordo com as condições esperadas, considerando que nesse caso, apesar de apresentarem características primárias, essas IF seriam na verdade secundárias. No caso estudado, pelo menos para a espodumena não se afigura possível essa solução.

Deve-se referir que não foram detectados fenómenos de "leakage" significativos que permitissem duvidar dos resultados.

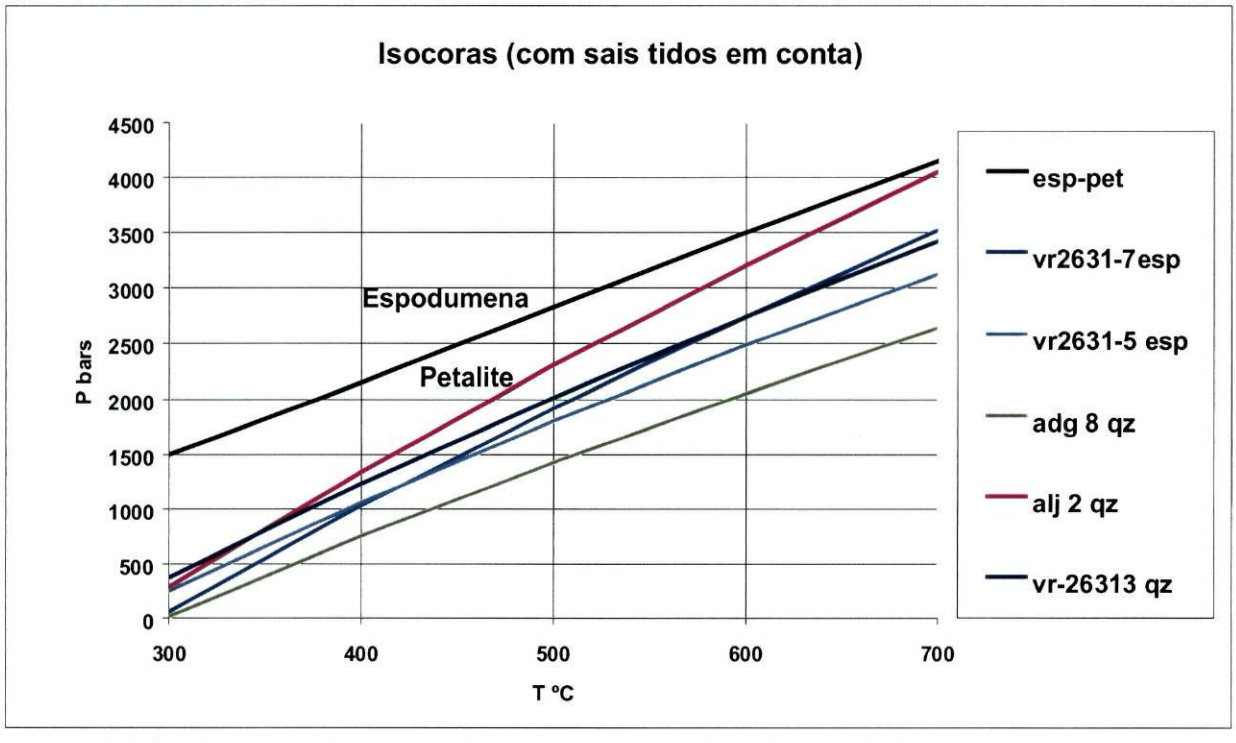


Figura V.24 – Diagrama P-T no qual estão representadas algumas isócoras das IF do quartzo, mas calculadas tendo em consideração os sais presentes. A linha a negro representa a separação dos campos de estabilidade da espodumena e petalite definidos por London (1984).

No que diz respeito às IF secundárias com fluidos aquosos (IF tipo III), elas evidenciam isócoras que caem maioritariamente no campo de estabilidade da eucryptite, aceitando-se por isso que tenham sido aprisionadas numa fase tardia, aquando da precipitação deste mineral (Fig. V.25).

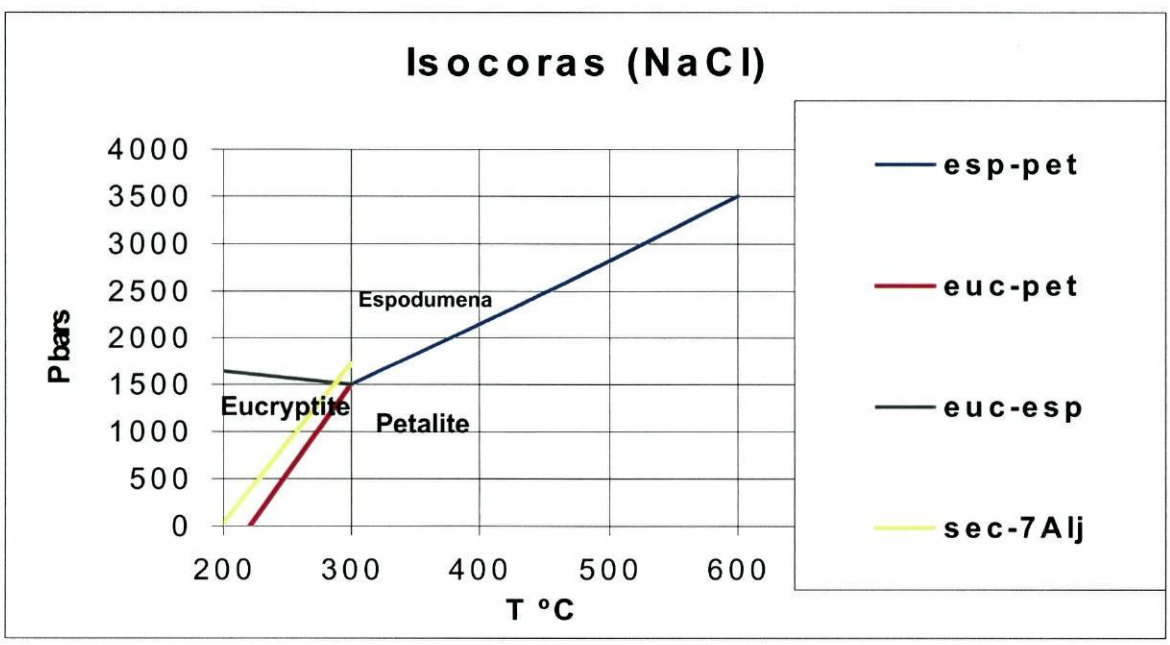


Figura V.25 – Diagrama P-T no qual está representada uma isócora representativadas IF secundárias do quartzo, calculadas tendo em consideração os sais presentes. As outras linhas representam a separação dos campos de estabilidade da espodumena, petalite e eucryptite definidos por London (1984).

V.3.2 - Discussão e conclusões do estudo das IF

Têm sido feitos alguns estudos de IF em pegmatitos litiníferos de todo o mundo, mas estes geralmente apresentam algumas incongruências entre os tipos de IF dos aluminossilicatos de lítio e os resultados encontrados para as IF dos minerais que os acompanham (Channer & Spooner, 1994). É o que acontece no presente caso, já que os fluidos aprisionados na espodumena têm características diferentes dos que foram aprisionados no quartzo.

No entanto, todas as IF encontradas contêm uma fase aquosa que pelo seu eutético semelhante (à volta dos –50°C), e análises feitas parecem indicar que é constituída por uma solução salina complexa com inúmeros sais. Da conjugação dos vários resultados é possível afirmar que a fase aquosa é constituída em geral por cloretos, fluoretos e brometos de vários catiões que poderão ser Na, K, Li, Fe, Ca, Mg. Mas também haverá sulfatos e principalmente carbonatos dos mesmos catiões. A determinação mais precisa da quantidade de cada um destes elementos necessitaria forçosamente de um estudo mais aprofundado, utilizando outros meios que não foram utilizados neste estudo, nomeadamente o recurso a análises cromatográficas de iões e análises de IF com sistema de ablação laser.

A origem para um fluido rico nestes componentes anteriormente referidos parece estar em fluidos de origem metamórfica. Alexandra Guedes (comunicação pessoal, 2000) refere que encontra IF secundárias nos metassedimentos da área estudada (no qual estão presentes rochas calcossilicatadas e ampelitosas) com o mesmo tipo de sais presentes. Crawford et al. (1979) refere que os fluidos presentes nas rochas calcossilicatadas são muito ricos em sais, principalmente em $CaCl_2$. De referir também que a única análise de iões feitos numa amostra de espodumena da área estudada, revela um enriquecimento em Br^- relativamente à água do mar (Br/Cl=0,0071). Esta situação seria similar aos fluidos metamórficos encontrados geralmente em Portugal (David Banks, 2000 comunicação pessoal).

No que diz respeito à origem dos diferentes tipos de fases voláteis presentes nas IF a explicação é mais complexa. Sabe-se que segundo Channer & Spooner (1994) sistemas magmáticos como o pegmatito de Tanco, que resulta da diferenciação de um granodiorito biotítico, podem gerar fluidos de natureza H_2O-CO_2. Mas os fluidos presentes no nosso caso apresentam em alguns casos quantidades de CH_4 significativas. Mais uma vez a explicação para a origem desse

componente poderá estar nos metassedimentos envolventes dos filões. Crawford et al. (1979) refere que rochas ampelitosas contêm IF ricas em CO_2 e CO_2-CH_4. A mistura de fluidos de origem magmática e metamórfica justificariam a presença de metano mas ficaria por explicar a inexistência de CO_2 em algumas IF primárias na espodumena.

V.3.2.1 - Comparação dos resultados barométricos com a petrologia dos pegmatitos

A discrepância em alguns casos do regime de P-T entre a prevista pela localização das isócoras e a predita pela associação de aluminossilicatos de lítio presentes, principalmente as das IF na espodumena, podem ser interpretadas de várias maneiras:

1- uma indicação na incerteza do posicionamento das isócoras extrapoladas, uma vez que se tratam de sistemas complexos com muitos sólidos e sais dissolvidos;
2- os fluidos aprisionados não são primários mas sim secundários, e assim representam condições P-T posteriores à formação da espodumena primária;
3- os fluidos aprisionados são mesmo primários, mas ocorreram mudanças no volume específico da IF posteriormente ao seu aprisionamento.

Como já foi discutido anteriormente, existe uma inexactidão no facto de se extrapolar e tratar os dados como um sistema H_2O-CO_2-CH_4 quando se trata de um sistema possivelmente H_2O-CO_2-CH_4-N_2-H_2S-NaCl-LiCl-KCl-$CaCl_2$-$MgCl_2$ (ignorando os carbonatos e sulfatos e muito provavelmente brometos) em que não se conhece a composição da fase aquosa quanto aos sais presentes. Mas como se viu na figura V.24, quando se calcula as isócoras pelo programa de computador mais recente e que entra com alguns dos sais e gases que estão presentes e que não tinham sido levados em conta anteriormente, os valores pouco diferem, o que suporta a hipótese de as isócoras estarem aproximadamente correctas. Outra das razões que podem ser invocadas para a inexactidão do posicionamento das isócoras poderá ter a ver com o facto de as IF terem muitos sólidos, o que dificulta a estimativa do Flw. No entanto, algumas IF na espodumena não apresentam sólidos e os resultados não são mais favoráveis.

As IF do tipo I e II, tanto na espodumena como no quartzo, têm todas as características de serem primárias uma vez que aparecem de forma isolada ou pseudo-secundárias em pequenos alinhamentos que não ultrapassam os limites dos cristais. Na espodumena, estas IF aparecem em todas as situações observadas, com o seu maior alinhamento (eixo c) paralelo à clivagem que é facilmente visível, evidenciando o seu carácter primário. Lembre-se que é justamente neste mineral que a discrepância é mais notória.

A possibilidade de mudanças no volume específico após o aprisionamento inicial não deve ser tido em conta, devido à falta de evidências texturais de que as IF sofreram "leakage" como já relatamos. No entanto, o caso relatado a seguir não deixa de ser semelhante, e as explicações dadas poderão ser extrapoladas para o caso estudado da espodumena. Em Crawford et al. (1979), sugere-se que o "uplift" de terrenos metamórficos que incluam amostras com discrepâncias semelhantes às estudadas, provavelmente foi porque seguiram um caminho P-T que cruzou linhas de volume específico constante (isócoras) para o fluido. Quando as rochas são elevadas de uma maneira tal que não existe praticamente arrefecimento durante o "uplift" inicial, o volume do fluido vai aumentar, e, se o limite de deformação do quartzo onde estão as IF é excedido, o fluido derramará. Isto fará com que o volume específico do fluido remanescente acabe por aumentar. O mesmo se poderá supor para a espodumena apesar de não se conhecer trabalho experimental.

À temperatura ambiente, um diferencial de cerca de 850 bars entre a pressão exercida pelo fluido e a pressão confinante nos grãos de quartzo parece ser suficiente para que uma IF aquosa de 12 μm de tamanho tenha uma ruptura, causando um derrame (Naumov et al., 1966). O quartzo (e possivelmente a espodumena) deve ser menos forte a temperaturas e pressões superiores, principalmente na presença de um fluido aquoso (Griggs & Blacic, 1965; Griggs, 1967). O derrame pode então ser considerado como uma possibilidade, se o "uplift" causa um cruzamento das isócoras com um caminho similar ao de 1 na figura V.26. Esta explicação também ajudaria a compreender a observação de algumas IF seguirem ao longo de fracturas cicatrizadas nos grãos de quartzo (IF pseudo-secundárias). Apesar de por vezes não ser visível a ruptura das IF, a baixa densidade sugere derramamento (Crawford, 1979). O derrame das IF primárias pode, além disso, estar relacionado com a deformação a actuar nos grãos durante o "uplift" (Kerrich, 1976; Wilkins & Barkas, 1978). O derrame ou a redistribuição dos

fluidos no quartzo (e principalmente na espodumena) pode ter sido acompanhada por uma recristalização parcial ou substancial do grão portador. Mesmo uma ligeira recristalização pode obliterar fracturas e características de decripitação visíveis. Mudanças no volume molar de IF por "leakage" não é um fenómeno ubíquo como se pode verificar por aqueles casos onde as isócoras para os fluidos extrapolam as condições metamórficas previstas (Crawford, 1979). O mesmo se passará nas IF no quartzo, uma vez que há algumas isócoras que estão de acordo com a petrologia.

Em trabalhos experimentais realizados a baixas pressões e temperaturas (max. 4 kb, 400°C) por Roedder & Skinner (1968), sugere-se que as IF não sofrem "leakage". No entanto essas experiências não tiveram em conta a deformação que deveria estar a ocorrer num sistema natural e as propriedades do quartzo nas condições de temperatura e pressão deste estudo. Outros caminhos de "uplift" (curvas 2 e 3 da Fig. V.26) cruzaria as isócoras numa direcção que não resultaria num excesso de pressão nas IF aprisionadas. Nestes casos e na ausência de deformação, as IF não sofreriam "leakage" durante o "uplift".

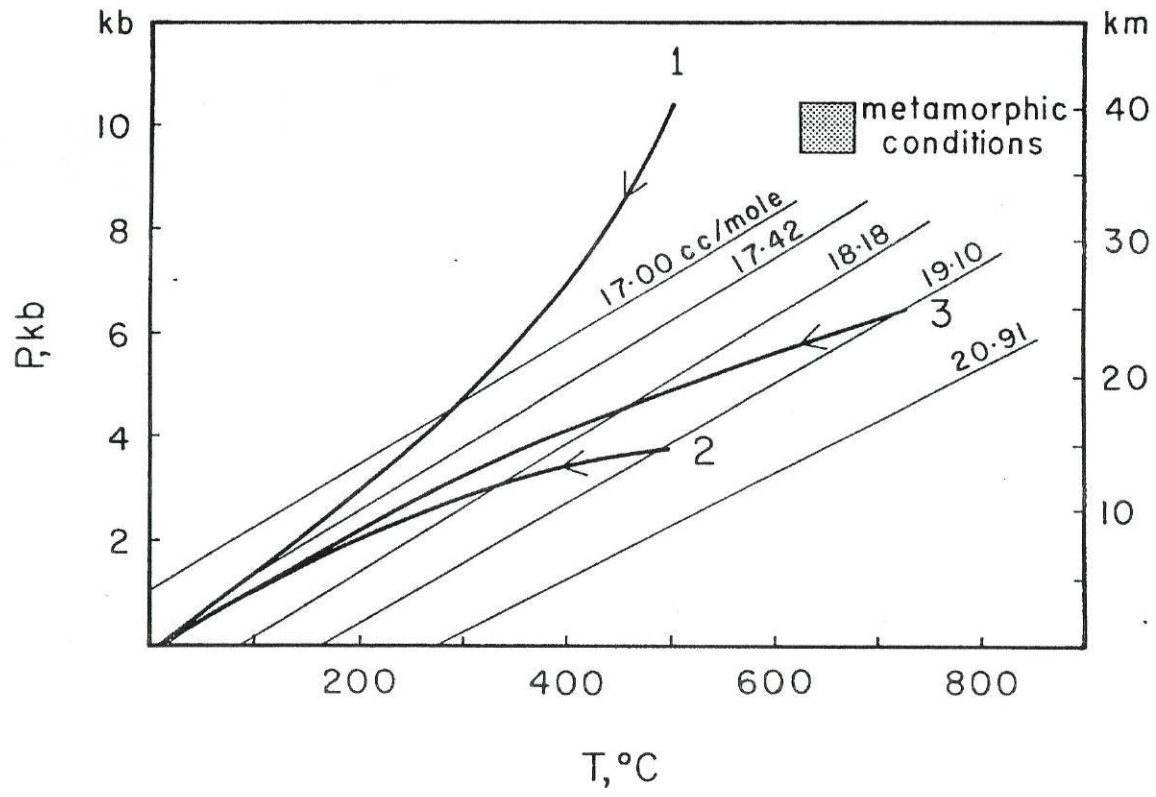


Figura V.26 – Trajectos de "up lift" calculados para os Alpes (Clark & Jager, 1969, cuvas 1,2) e para o sul dos Apalaches (Dallmeyer, 1978, curva 3). Razões de "up lift": curva 1=0,74 mm/ano; curva 2=0,47 mm/ano; curva 3=0,1 mm/ano. As isócoras são de fluidos de 25 wt. NaCl. (retirado de Crawford et al., 1979).

Apesar de não ser conhecido nenhum trabalho experimental com a espodumena, é natural que este mineral possa sofrer um processo semelhante ao descrito aqui para o quartzo. O modelo que resulta da petrografia, e apresentado em Lima et al. (1998), avança para um situação em que o caminho P-T sofre um abaixamento repentino da pressão relativamente à temperatura de forma a cruzar as isócoras, sofrendo as IF da espodumena um processo análogo ao descrito em Crawford (1979) para as IF do quartzo. A ser assim, o estudo das IF vem acrescentar um outro argumento à evidência resultante da petrologia de que a região estudada esteve sujeita a um forte "up lift", que causou a cristalização em alguns filões, primeiro de espodumena seguida de petalite. No entanto deve-se salientar sempre as limitações nas interpretações das IF, quando estas como acontece no caso estudado, são ricas em vários cristais de minerais filhos e em sais dissolvidos.

Capitulo VI – Geoquímica Mineral e de Rocha total

Geoquímica mineral.
Estudos em microssonda electrónica:
Micas brancas, feldspatos e fases minerais fosfatadas.
Química clássica dos feldspatos.
Características estruturais dos feldspatos.
Conclusões.
Estudo geoquímico da rocha total dos filões e dos hipotéticos granitos parentais
Relação dos granitos parentais com os filões estudados

VI – GEOQUÍMICA MINERAL E DE ROCHA TOTAL

VI.1 – Introdução

Este capítulo tem como objectivo principal caracterizar geoquimicamente tanto os três aplitopegmatitos estudados, como os granitos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto, que são considerados como os possíveis granitos parentais do campo aplitopegmatítico da região Barroso-Alvão, se optarmos pelo modelo de diferenciação magmática (ver capítulo do Modelo Genético).

A caracterização geoquímica foi levada a cabo a partir de resultados de análises químicas de rocha total e em algumas fases minerais. Para tal utilizaram-se, no que diz respeito ao material aplitopegmatítico, resultados de análises efectuadas no Laboratório do IGM de S. Mamede Infesta (Porto) e no Laboratório do CRPG (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques) de Nancy (França). Relativamente aos granitos, todos os dados são retirados de Almeida (1994).

VI.2 - Geoquímica mineral

O quimismo dos minerais nas rochas aplitopegmatíticas depende essencialmente da natureza química do meio e das condições termodinâmicas de cristalização do magma que lhes deu origem, bem como de eventuais processos que decorreram após essa cristalização. Portanto, o estudo químico dos minerais em termos da variação da composição como consequência do comportamento dos elementos, juntamente com a aplicação de dados experimentais, permite estimar as condições físico-químicas de cristalização das rochas que eles mesmo constituem. De entre esses minerais, os que melhor parecem reflectir na sua composição as condições físico-químicas do meio em que cristalizam são as micas e os feldspatos, entre outros. Para a análise química desses minerais (excepto os feldspatos) foi apenas possível utilizar o método de microssonda electrónica. Esta técnica foi também importante na identificação de minerais que dada a sua pequena dimensão e modo de ocorrência, não foi possível separar para análise de raios X, como o exemplo da petalite, coockeite e dos minerais de argila. Serviram também para a caracterização da zonação observada em alguns fosfatos.

VI.2.1 - Estudos em microssonda electrónica

Este tipo de estudos foram efectuados em dois laboratórios diferentes: uma série de medidas na Universidade Henri Poincaré, Nancy (França), com uma microssonda CAMECA CAMEBAX SX-50 e posteriormente outra série de medidas complementares no Laboratório do IGM de S. Mamede Infesta (Porto), numa microssonda CAMEBAX.

As condições de trabalho para analisar os minerais silicatados foram em Nancy as seguintes: feixe com 15Kv de voltagem e 10 nA de amperagem. Os elementos analisados foram, Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ti, Ca, Na, K, P e F. Na microssonda do IGM do Porto, os elementos analisados foram os mesmos mais o Cr. As condições variaram apenas na intensidade da corrente que foi aqui de 20 nA. Os padrões utilizados foram os seguintes: - wollastonite para os elementos Si e Ca; - albite para o Na; - ortoclase para o K; - $MnTiO_3$ para o Mn e Ti; Fe_2O_3 para o Fe; - MgO para o Mg; Al_2O_3 para o Al; apatite para o P. Na microssonda do IGM do Porto, são utilizadas as riscas $K\alpha$ para todos os elementos com os seguintes cristais analisadores (Ramos, 1998): TAP (ftalato ácido de tálio) para o Si, Al, Mg, F e Na; PET (pentaeritritol) para os elementos K, Ti, Ca e P e o cristal LiF (fluoreto de lítio) para o Fe e Mn. Os tempos de contagem utilizados foram 20 segundos no pico de cada elemento e 10 segundos no fundo de um lado e de outro do pico.

Deve-se salientar que verificamos que os dados encontrados com as duas microssondas apresentam uma reprodutibilidade satisfatória. A análise pontual em microssonda electrónica foi efectuada com base nas observações com microscopia de luz transmitida e por vezes orientada pelas imagens de contraste de número atómico e de mapas de distribuição de elementos, obtidos em microscópio electrónico de varrimento na Universidade de Nancy.

VI.2.2 - Micas brancas

Todas as amostras dos aplitopegmatitos estudadas durante a petrografia continham micas brancas em quantidade variável, por vezes pouca mas sempre presente. Hawthorne & Černý (1982) atribuem a estas micas brancas a maior responsabilidade pelo carácter peraluminoso das composições globais dos pegmatitos. Mesmo no encaixante, apesar de dominarem as biotites e clorites,

também estão presentes micas brancas em grande quantidade. Neste caso, discutiremos apenas os resultados para as moscovites dos filões em estudo.

VI.2.2.1- Abordagem sobra a cristaloquímica das moscovites

A moscovite é uma mica dioctaédrica muito comum, principalmente em meios geológicos como os que são objecto de estudo neste trabalho. A origem da moscovite nas rochas magmáticas têm sido abordada por vários autores, nomeadamente Miller et al., (1981), Charoy (1986), Monier (1987), Sevigny et al., (1989). A discussão reside no facto de considerar se a moscovite fará parte da paragénese magmática ou se será total ou parcialmente um mineral secundário. Do ponto de vista geoquímico, os termos extremos da série moscovítica são segundo Monier (1985) os seguintes:

-moscovite s.s. $K(Al_2\square)(Si_3,Al)O_{10}(OH,F)_2$
-celadonite $K(Al,M^{2+},\square)Si_4O_{10}$ $(OH,F)_2$ que são os termos intermédios designados como fengites, com $M^{2+} = Mg + Fe_t + Mn$ (sendo Fe_t considerado como Fe^{2+})
-paragonite com K⇒Na;

A fase paragonítica é geralmente discreta, salvo em certos contextos metamórficos de alta pressão (Guidotti, 1978).

A substituição celadonítica é de longe a substituição mais importante e a grande maioria das micas brancas são fengites s.l.. Esta substituição fengítica (ou Al-Tschermak) pode ser definida por:

$Al^{VI} + Al^{IV} \rightarrow Si^{IV} + (M^{2+})^{VI}$ X (valor da substituição com $0 \leq X \leq 1$)
com conservação do carácter dioctaédrico mas modificando o conteúdo tetraédrico. Os estudos experimentais mostram que os valores de substituição X, aumentam com a P_{H2O} e com a diminuição da temperatura (Miller et al., 1981).

A substituição biotítica, por outro lado, traduz-se pela perda do carácter dioctaédrico e a conservação do conteúdo tetraédrico:
$(2/3\ Al^{VI} + 1/3\square)^{VI} \rightarrow (M^{2+})^{VI}$ Y (valor de substituição com $0 \leq Y \leq 3$)

Estas duas substituições X e Y estão geralmente associadas nas micas brancas naturais com a fórmula geral descrita por (Monier & Robert, 1986a) como:

$$K(Al_{2-x-2y/3}\, M^{2+}_{x+y}\, \square_{1-y/3})^{VI}\, (Si_{3+x}Al_{1-x})^{IV}\, O_{10}(OH,F)_2$$

No domínio interfoliar pode igualmente ser afectada por uma substituição ilítica, que pode conduzir à pirofilite:

$$K^{XII} + Al^{IV} \rightarrow \square^{XII} + Si^{IV}$$

Pode-se então concluir que as moscovites são soluções sólidas complexas que não se conseguem descrever por uma definição cristaloquímica simples.

VI.2.2.2 - As micas brancas nos aplitopegmatitos estudados

Para este estudo foram utilizadas análises efectuadas em cada um dos três filões estudados, nas duas gerações definidas com base em critérios petrográficos. Essa divisão fez-se de uma forma global em moscovites primárias e moscovites secundárias. Dentro deste último grupo incluem-se as que apresentam os seguintes aspectos texturais: grãos subédricos a substituirem a plagioclase e o feldspato potássico ou de uma forma ampla a substituir a espodumena (capítulo da Petrografia). Consideram-se primárias todas as restantes, uma vez que se apresentam em associação estrita com outros minerais magmáticos, nomeadamente o quartzo e o Fk.

As variações geoquímicas não são muito importantes, e globalmente pode-se dizer que estas micas são pouco ferríferas e fracamente magnesianas, titaníferas e fluoretadas. No entanto no que diz respeito ao flúor, os valores são tomados como indicativos, uma vez que se pensa que este elemento pode volatilizar-se em parte e aleatoriamente, com a incidência do feixe da microssonda. No quadro VI.1 e VI.2 apresentam-se, respectivamente, os dados da composição química em elementos maiores e as respectivas fórmulas estruturais calculadas com base em 22 oxigénios (Deer et al., 1992) para as micas brancas primárias e secundárias.

Quadro VI.1a – Composição química obtida à microssonda electrónica (elementos maiores) e respectiva fórmula estrutural de análises efectuadas nas micas brancas primárias de Alijó. (Ferro total soba a forma de Fe_2O_3. % celadon.=100(Si-6)/2; % paragon.=100Na/(Na+K);

% peso	ALJ-1-15-5/1-1	ALJ-1-15-5/1-3	ALJ-1-15-5/2-1	ALJ-1-15-5/2-5	ALJ-3-22-5/4-4	ALJ-3-22-5/4-5	ALJ-2-22-7/1-2	ALJ-2-22-7/1-4	ALJ-2-7-4-2	ALJ-2-7-4-6	ALJ-2-7-4-11	ALJ-2-7-4-12	ALJ-2-7-4-13	Média
SiO_2	46,61	46,28	46,75	47,42	45,35	45,46	44,75	44,15	46,51	46,39	46,63	47,55	47,42	46,25
TiO_2	0,00	0,05	0,22	0,22	0,00	0,02	0,07	0,04	0,00	0,06	0,00	0,02	0,02	0,06
Al_2O_3	36,25	37,19	37,93	37,63	36,46	37,19	36,22	35,81	37,42	38,41	38,27	38,56	38,51	37,37
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,05	0,03	0,00	0,01
Fe_2O_3t	1,81	1,53	0,67	0,95	1,04	0,90	1,33	1,24	1,05	1,05	0,73	0,32	0,47	1,01
MnO	0,08	0,00	0,13	0,01	0,08	0,11	0,09	0,00	0,00	0,08	0,07	0,04	0,21	0,07
MgO	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,05	0,00	0,06	0,00	0,04	0,03	0,03	0,02
CaO	0,04	0,06	0,00	0,02	0,01	0,05	0,00	0,00	0,02	0,04	0,02	0,02	0,06	0,03
Na_2O	0,52	0,63	0,19	0,21	0,55	0,50	0,47	0,53	0,27	0,44	0,27	0,31	0,24	0,39
K_2O	10,13	10,72	10,58	10,36	9,64	10,00	10,31	10,41	10,60	10,07	10,58	10,48	10,45	10,33
P_2O_5	0,00	0,09	0,02	0,01	0,00	0,00	0,10	0,04	0,01	0,00	0,00	0,07	0,06	0,03
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,65	0,00	0,00	0,70	0,11
Total	95,45	96,57	96,52	96,84	93,14	94,24	93,39	92,23	96,03	97,30	96,66	97,43	98,17	95,69
n.º de iões com base em 22 equivalentes de oxigénio														
Si	6,18	6,09	6,10	6,16	6,13	6,08	6,08	6,07	6,12	6,05	6,08	6,13	6,12	6,11
Al^{IV}	1,82	1,91	1,90	1,84	1,87	1,92	1,92	1,93	1,88	1,95	1,92	1,87	1,88	1,89
P	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Z	8,00	8,01	8,00	8,00	8,00	8,00	8,01	8,00	8,00	8,00	8,00	8,01	8,01	8,00
Al^{VI}	3,85	3,85	3,94	3,92	3,94	3,94	3,87	3,88	3,92	3,95	3,96	3,98	3,97	3,92
Ti	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe	0,20	0,17	0,07	0,10	0,12	0,10	0,15	0,14	0,12	0,11	0,08	0,03	0,05	0,11
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Y	4,06	4,03	4,05	4,05	4,06	4,06	4,05	4,03	4,05	4,09	4,06	4,03	4,05	4,05
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,13	0,16	0,05	0,05	0,14	0,13	0,12	0,14	0,07	0,11	0,07	0,08	0,06	0,10
K	1,71	1,80	1,76	1,72	1,66	1,71	1,79	1,83	1,78	1,67	1,76	1,72	1,72	1,74
X	1,85	1,97	1,81	1,77	1,81	1,84	1,91	1,97	1,85	1,79	1,83	1,80	1,79	1,85
% celadon.	10,17	8,44	4,48	5,29	6,21	5,51	8,39	7,06	6,21	5,95	4,63	2,20	3,87	6,03
% paragon.	7,26	8,17	2,71	2,96	7,94	7,04	6,49	7,12	3,73	6,23	3,73	4,30	3,37	5,50

Quadro VI.1b – Composição química obtida à microssonda electrónica (elementos maiores) e respectiva fórmula estrutural de análises efectuadas nas micas brancas primárias de Veral. (Ferro total soba a forma de Fe_2O_3. % celadon.=100(Si-6)/2; % paragon.=100Na/(Na+K);

% peso	Veral4-15-3/2-2	Veral4-15-3/2-6	Veral4-15-3/1-1	VR-2-5-2-1a	VR-2-5-2-2a	VR-2-5-2-3a	VR-2-6-3-1b	VR-2-6-3-2b	VR-2-6-3-3b	VR-2-6-3-10b	VR-2-6-3-11b	VR-2-6-3-12b	Média
SiO_2	46,52	46,95	46,66	46,80	46,47	45,88	47,06	47,44	44,99	45,68	46,57	46,37	46,45
TiO_2	0,00	0,04	0,07	0,03	0,02	0,05	0,04	0,07	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03
Al_2O_3	36,99	37,35	37,42	37,93	37,98	38,08	35,54	37,85	36,09	37,54	37,62	37,94	37,36
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,03	0,10	0,00	0,02	0,00	0,02
Fe_2O_3t	1,01	1,22	1,09	1,21	1,14	1,19	1,45	0,91	0,71	0,40	0,72	0,49	0,96
MnO	0,17	0,00	0,00	0,07	0,03	0,09	0,00	0,01	0,04	0,00	0,02	0,00	0,04
MgO	0,06	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,02
CaO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,17	0,00	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03
Na_2O	0,60	0,65	0,75	0,48	0,58	0,52	0,33	0,23	0,40	0,47	0,41	0,29	0,48
K_2O	10,16	9,76	9,56	10,31	10,25	10,43	9,62	10,07	9,34	9,24	9,87	10,09	9,89
P_2O_5	0,08	0,00	0,00	0,04	0,06	0,03	0,13	0,11	0,03	0,00	0,14	0,01	0,05
F	0,08	0,11	0,09	0,64	0,51	0,83	0,51	0,01	0,05	0,28	0,09	0,00	0,27
Total	95,70	96,08	95,71	97,51	97,08	97,10	94,97	96,74	91,81	93,63	95,59	95,21	95,59
n.º de iões com base em 22 equivalentes de oxigénio													
Si	6,14	6,15	6,13	6,10	6,07	6,03	6,27	6,16	6,15	6,11	6,12	6,11	6,13
Al^{IV}	1,86	1,85	1,87	1,90	1,93	1,97	1,73	1,84	1,85	1,89	1,88	1,89	1,87
P	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
Z	8,01	8,00	8,00	8,00	8,01	8,00	8,01	8,01	8,00	8,00	8,02	8,00	8,01
Al^{VI}	3,89	3,92	3,93	3,92	3,93	3,93	3,85	3,95	3,96	4,03	3,96	4,00	3,94
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,11	0,13	0,12	0,13	0,12	0,13	0,16	0,10	0,08	0,04	0,08	0,05	0,11
Mn	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Y	4,04	4,06	4,07	4,07	4,06	4,07	4,03	4,06	4,06	4,08	4,05	4,06	4,06
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na	0,15	0,17	0,19	0,12	0,15	0,13	0,09	0,06	0,11	0,12	0,10	0,07	0,12
K	1,71	1,63	1,60	1,71	1,71	1,75	1,63	1,67	1,63	1,58	1,66	1,70	1,66
X	1,87	1,80	1,79	1,83	1,86	1,88	1,74	1,73	1,74	1,70	1,77	1,77	1,79
% celadon.	6,98	6,55	6,40	6,77	6,23	6,81	8,39	4,96	4,47	2,16	4,27	2,63	5,54
% paragon.	8,26	9,20	10,62	6,61	7,92	7,04	4,96	3,35	6,11	7,18	5,94	4,19	6,81

Quadro VI.1c – Composição química obtida à microssonda electrónica (elementos maiores) e respectiva fórmula estrutural de análises efectuadas nas micas brancas primárias de Adagói. (Ferro total soba a forma de Fe_2O_3. % celadon.=100(Si-6)/2; % paragon.=100Na/(Na+K);

% peso	ADG2-20-4/3-3	ADG3-26-1/1-1	ADG3-26-1/4-1	ADG3-26-1/4-3	ADG3-26-1/3-1	média
SiO_2	45,50	46,78	46,90	45,87	46,21	46,25
TiO_2	0,01	0,26	0,24	0,12	0,22	0,17
Al_2O_3	37,90	37,41	37,62	36,96	37,61	37,50
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe_2O_3t	1,34	0,84	1,11	1,12	1,00	1,08
MnO	0,00	0,00	0,03	0,09	0,00	0,03
MgO	0,16	0,13	0,13	0,12	0,16	0,14
CaO	0,02	0,03	0,00	0,03	0,00	0,02
Na_2O	0,19	0,68	0,68	0,48	0,69	0,55
K_2O	9,74	10,32	9,99	10,58	9,89	10,10
P_2O_5	0,00	0,00	0,06	0,00	0,05	0,02
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	94,87	96,45	96,76	95,37	95,84	95,86
n.º de iões com base em 22 equivalentes de oxigénio						
Si	6,04	6,12	6,11	6,09	6,07	6,08
Al^{IV}	1,96	1,88	1,89	1,91	1,93	1,92
P	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Z	8,00	8,00	8,01	8,00	8,01	8,00
Al^{VI}	3,96	3,88	3,88	3,87	3,90	3,90
Ti	0,00	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,15	0,09	0,12	0,12	0,11	0,12
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
Y	4,15	4,02	4,06	4,04	4,07	4,07
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,17	0,17	0,12	0,18	0,14
K	1,65	1,72	1,66	1,79	1,66	1,70
X	1,70	1,90	1,83	1,92	1,84	1,84
% celadon.	8.41	5.87	7.33	7.80	6.88	7.27
% paragon.	2,91	9,14	9,35	6,50	9,62	7,57

Quadro VI.2 – Composição química obtida à microssonda electrónica (elementos maiores) e respectiva fórmula estrutural de análises efectuadas nas micas brancas secundárias dos filões estudados. (Ferro total soba a forma de Fe_2O_3. % celadon.=100(Si-6)/2; % paragon.=100Na/(Na+K);

% peso	ALJ-3-22-5/3-3	ALJ-2-7-4-3	ALJ-2-7-4-17	ALJ-2-7-4-18	média	VR-2-5-2-4a	VR-2-5-2-5a	VR-2-5-2-6a	VR-2-5-2-7a	Média	ADG2-20-4/1-3
SiO_2	46,35	46,43	47,17	46,15	46,53	45,23	45,12	45,80	45,66	45,45	45,74
TiO_2	0,09	0,10	0,00	0,08	0,07	0,04	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00
Al_2O_3	36,60	37,58	38,71	38,14	37,76	37,70	37,63	37,27	38,50	37,78	39,77
Cr_2O_3	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04	0,02	0,00
Fe_2O_3t	1,06	1,22	0,52	1,33	1,03	0,91	1,39	0,97	1,07	1,09	0,43
MnO	0,00	0,20	0,05	0,05	0,08	0,00	0,00	0,05	0,09	0,04	0,00
MgO	0,00	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,05	0,00	0,02	0,06
CaO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,09	0,06	0,00	0,04	0,04
Na_2O	0,22	0,53	0,23	0,39	0,34	0,55	0,48	0,42	0,50	0,49	0,74
K_2O	10,55	9,91	10,54	10,14	10,28	9,95	10,12	10,28	10,24	10,15	10,01
P_2O_5	0,00	0,00	0,05	0,01	0,02	0,00	0,09	0,06	0,03	0,05	0,19
F	0,00	0,55	0,05	0,00	0,07	0,32	0,55	0,09	0,32	0,32	0,00
Total	94,86	96,02	97,32	96,30	96,13	94,41	94,93	94,98	96,16	95,44	96,99
n.º de iões com base em 22 equivalentes de oxigénio											
Si	6,17	6,10	6,09	6,05	6,10	6,04	6,01	6,09	6,00	6,03	5,93
Al^{IV}	1,83	1,90	1,91	1,95	1,90	1,96	1,99	1,91	2,00	1,97	2,07
P	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02
Z	8,00	8,00	8,01	8,00	8,00	8,00	8,01	8,01	8,00	8,01	8,02
Al^{VI}	3,91	3,91	3,99	3,94	3,94	3,97	3,93	3,93	3,96	3,94	4,02
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,12	0,13	0,06	0,15	0,11	0,10	0,15	0,11	0,12	0,12	0,05
Mn	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Y	4,03	4,09	4,05	4,10	4,07	4,08	4,08	4,05	4,09	4,08	4,08
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Na	0,06	0,13	0,06	0,10	0,09	0,14	0,12	0,11	0,13	0,13	0,19
K	1,79	1,66	1,74	1,70	1,72	1,69	1,72	1,74	1,72	1,72	1,66
X	1,85	1,79	1,80	1,79	1,81	1,84	1,86	1,86	1,84	1,85	1,85
% celadon.	5,83	7,81	3,19	7,32	6,05	5,19	7,53	6,02	6,12	6,21	2,81
% paragon.	3,02	7,52	3,21	5,52	4,80	7,75	6,72	5,85	6,91	6,81	10,10

Projectaram-se os resultados das análises efectuadas em diagramas triangulares de Miller et al., (1981) que têm em conta as proporções atómicas de Ti-Mg-Na, tendo-se obtido as figuras VI.1 a,b para as duas gerações de micas brancas encontradas. A distribuição não parece estar de acordo com a que estes autores definiram para distinguir micas de origem primária das de origem secundária. As moscovites primárias, ao contrário do definido por aqueles autores, encontram-se relativamente mais enriquecidas em Mg do que as secundárias. Estas diferenças poderão estar relacionadas com as limitações no estabelecimento dos critérios texturais. Assim, deve contribuir o facto de aqueles autores terem considerado como micas secundárias essencialmente as que resultam da moscovitização dos feldspatos e também os subsequentes reequilíbrios químicos tardi-magmáticos da moscovite primária. Contudo no presente caso as micas brancas analisadas são principalmente as que resultaram da passagem de espodumena a uma mica branca.

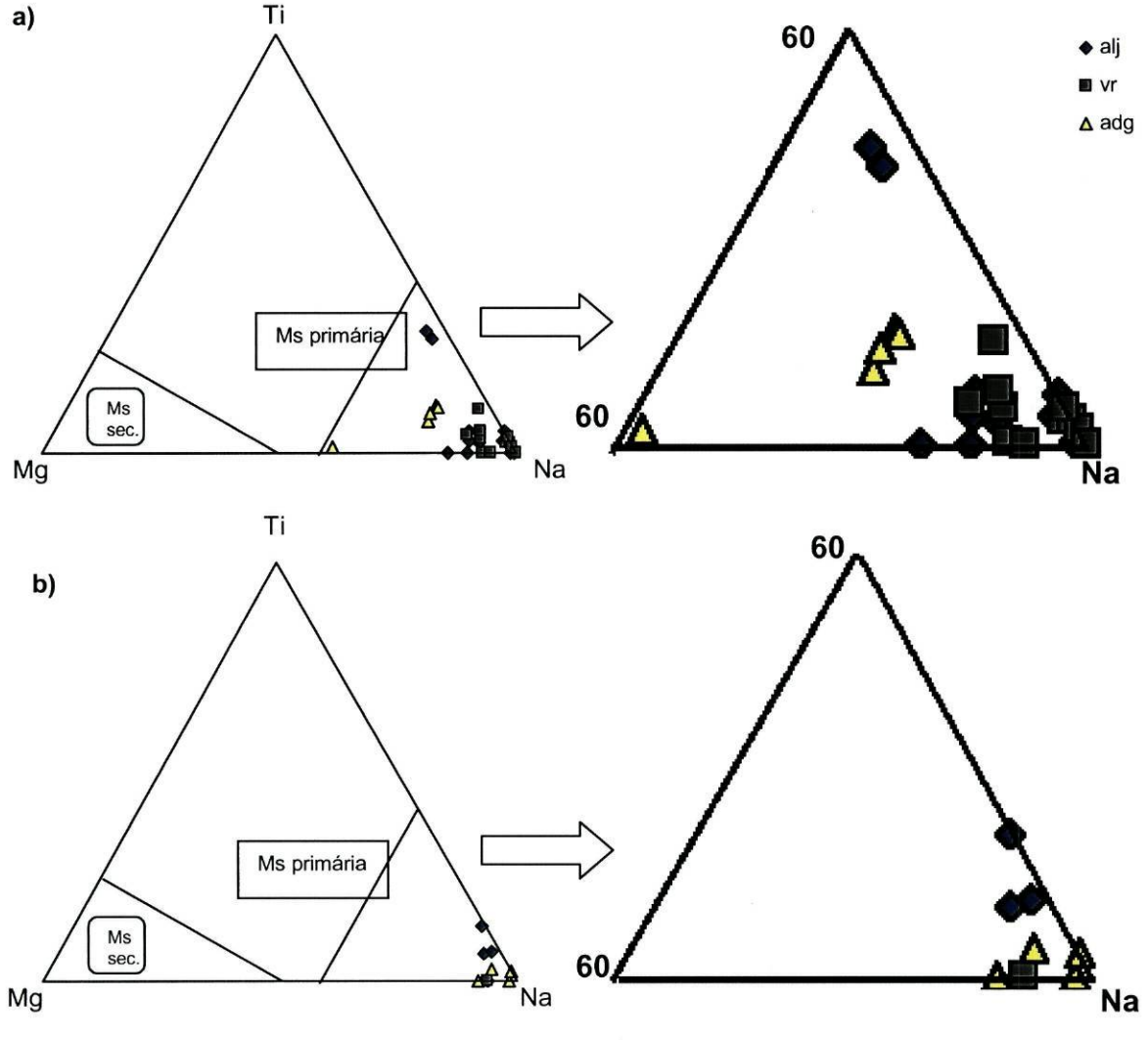


Figura VI.1 – Distribuição das micas brancas primárias (a) e secundárias (b) no diagrama Ti-Mg-Na de Miller et al., (1981). (alj-alijó; vr-veral; adg-adagói)

Projectaram-se também os resultados no diagrama TiO_2-Fe_2O_3-MgO de Monier et al., (1984) (Fig. VI.2). As moscovites primárias, projectam-se perto ou dentro do domínio das moscovites tardi a pós-magmáticas e perto do domínio das magmáticas. As moscovites secundárias por sua vez, projectam-se perto ou dentro do domínio das moscovites tardi a pós-magmáticas. Torna-se assim evidente, que os critérios de definição das duas gerações de micas não são fiáveis e/ou o regime em "sub-solidus" que imperou após a instalação do magma pegmatítico, teve uma acção que mascarou o seu posicionamento nos diagramas. Também Martins & Pinto (1999) referem exemplos de moscovites graníticas de origem hidrotermal que se projectam nos domínios das moscovites primárias dos dois tipos de diagramas.

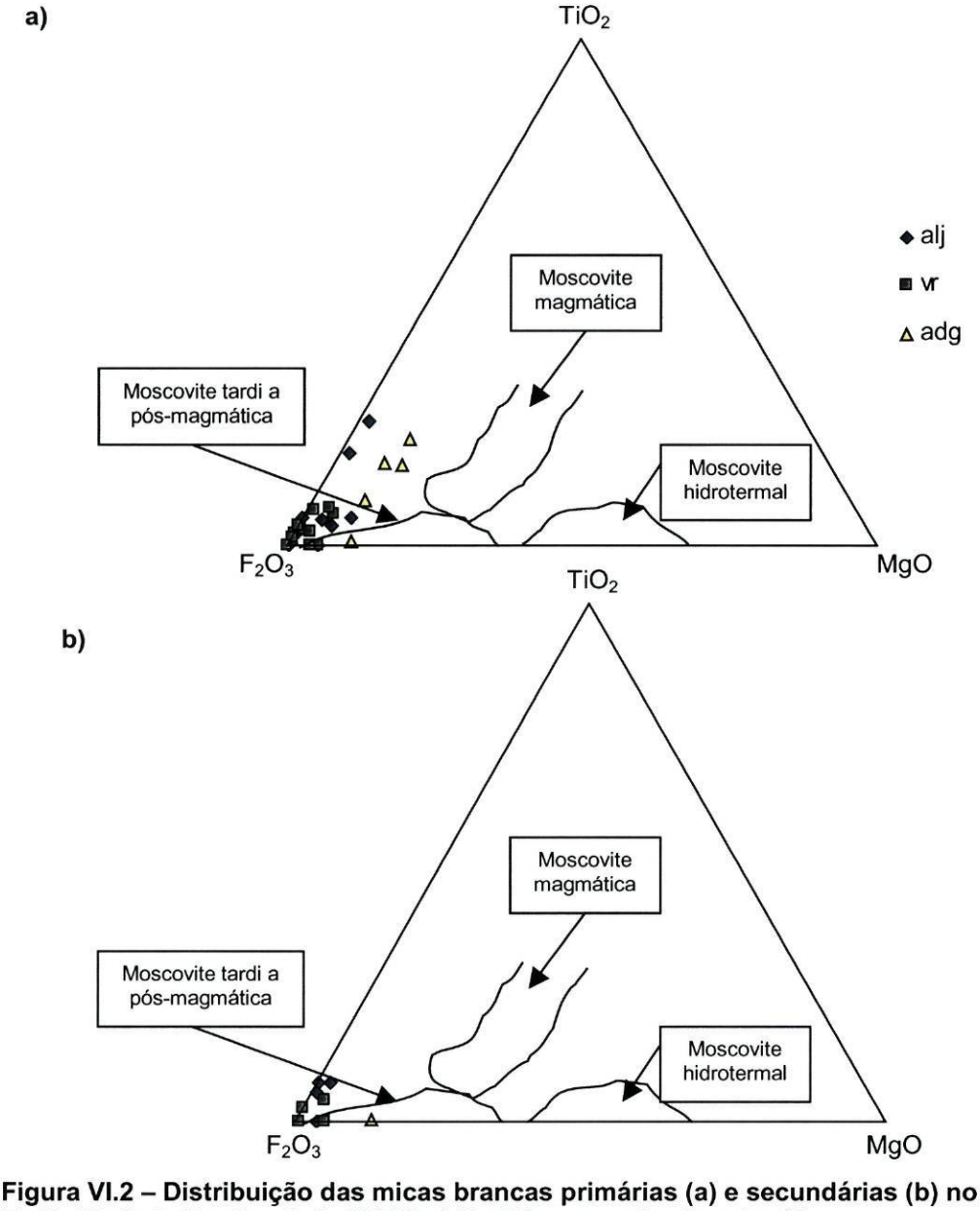


Figura VI.2 – Distribuição das micas brancas primárias (a) e secundárias (b) no diagrama TiO_2-Fe_2O_3-MgO de Monier et al., (1984). (alj-alijó; vr-veral; adg-adagói)

Nos gráficos das figuras VI.3 e 4 apresentam-se a variação dos valores de alguns elementos, como o Al, Fe, Mn, Mg e Ti, para cada filão estudado.

Como se pode depreender da análise das figuras, não parece haver qualquer diferença em função de cada filão. Só no que diz respeito aos valores de Mg verifica-se que os valores são relativamente mais altos nas micas do filão de Adagói, principalmente para as primárias (Fig. VI.4). Esta característica de Adagói faz-se sentir também ao nível das análises de rocha total, referidos mais à frente neste capítulo. No entanto, deve-se referir que os conteúdos em Mg das micas de todos os filões são bastantes baixas para moscovites.

Como se pode ver pelos quadro VI.1 e 2, os teores em P, variam em Alijó entre 0,003 e 0,10, em Adagói entre 0,003 e 0,194 e em Veral entre 0,003 e 0,14. Em termos de flúor, estas micas apresentam resultados baixos, pois os únicos valores mais relevantes encontrados ocorrem em Veral, onde variam entre 0,08 % e 0,10 %. O valor mais elevado neste filão poderá estar no entanto relacionado com a possível influência de filões estaníferos, que ocorrem perto.

Tendo em conta os valores extremos, a fórmula estrutural das micas brancas pode ser representada do seguinte modo:

para Alijó

$(K_{1,66\text{-}1,83},Na_{0,05\text{-}0,16})\ Al_{3,85\text{-}3,99}\ (Mg, Fe, Mn)_{0,04\text{-}0,21}Ti_{0,00\text{-}0,02}\ (Si_{6,05\text{-}6,18}Al_{1,82\text{-}1,95})O_{20}\ (OH)_4$

para Veral

$(K_{1,58\text{-}1,75},Na_{0,06\text{-}0,19})\ Al_{3,86\text{-}4,03}\ (Mg, Fe, Mn)_{0,04\text{-}0,17}Ti_{0,00\text{-}0,01}\ (Si_{6,03\text{-}6,27}Al_{1,73\text{-}1,97})O_{20}\ (OH)_4$

para Adagói

$(K_{1,65\text{-}1,79},Na_{0,05\text{-}0,18})\ Al_{3,88\text{-}3,96}\ (Mg, Fe, Mn)_{0,12\text{-}0,18}Ti_{0,00\text{-}0,03}\ (Si_{6,04\text{-}6,12}Al_{1,88\text{-}1,96})O_{20}\ (OH)_4$

Comparando as fórmulas estruturais das micas brancas dos diferentes filões estudados com a fórmula estrutural que Miller et al. (1981) encontram-se para uma moscovite primária típica:

$(K_{1,82},Na_{0,14})\ (Al_{3,30},\ Mg_{0,20}\ ,\ Fe_{0,50}\ ,\ Ti_{\ 0,06})(Si_{6,20}Al_{1,80})\ O_{20}\ (OH_{3,86},\ F_{0,14})$

Pode-se concluir que os valores encontrados neste estudo estão perto de uma moscovite teórica ideal, mas mais enriquecidas em Al (tetaédrico e octaédrico) e empobrecidas em Fe, Mn, Mg e Ti (menos fengíticas).

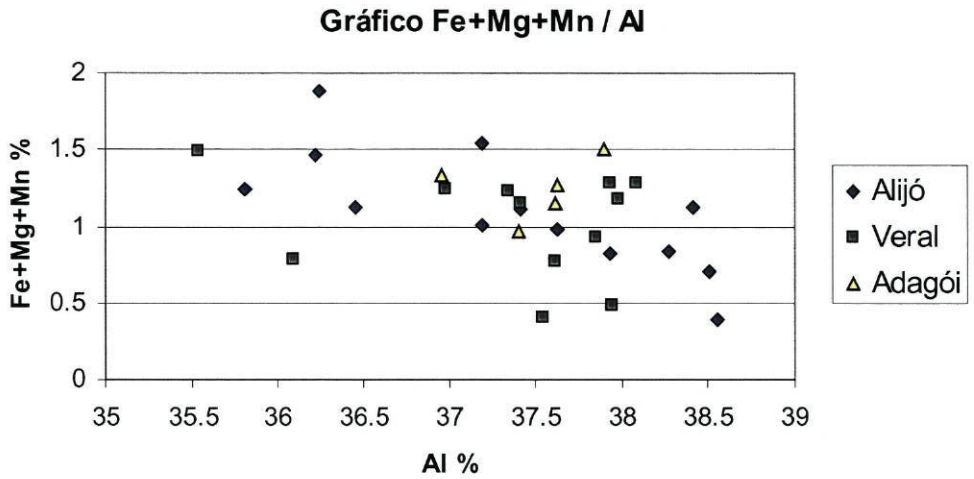


Fig. VI.3a – Diagrama relacionando Fe+Mg+Mn com o Al, das moscovites primárias dos filões estudados.

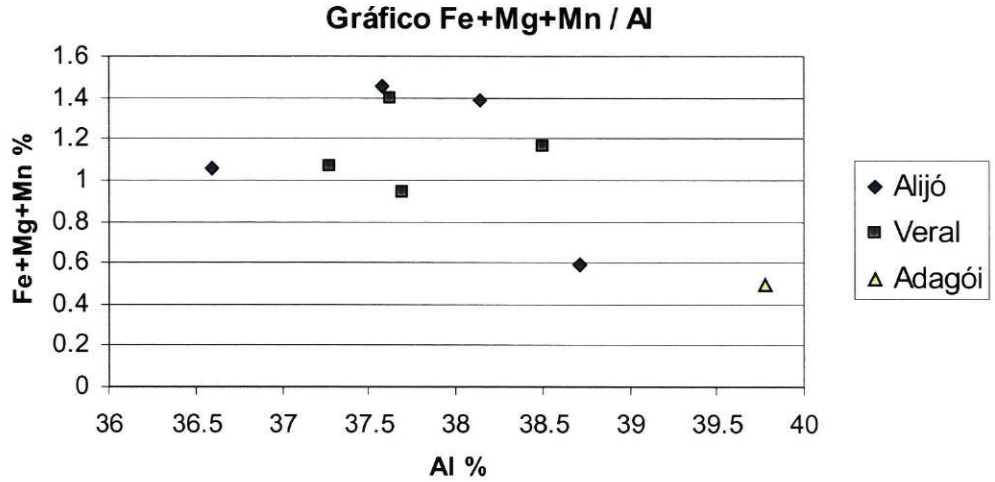


Fig. VI.3b – Diagrama relacionando Fe+Mg+Mn com o Al, das moscovites secundárias dos filões estudados.

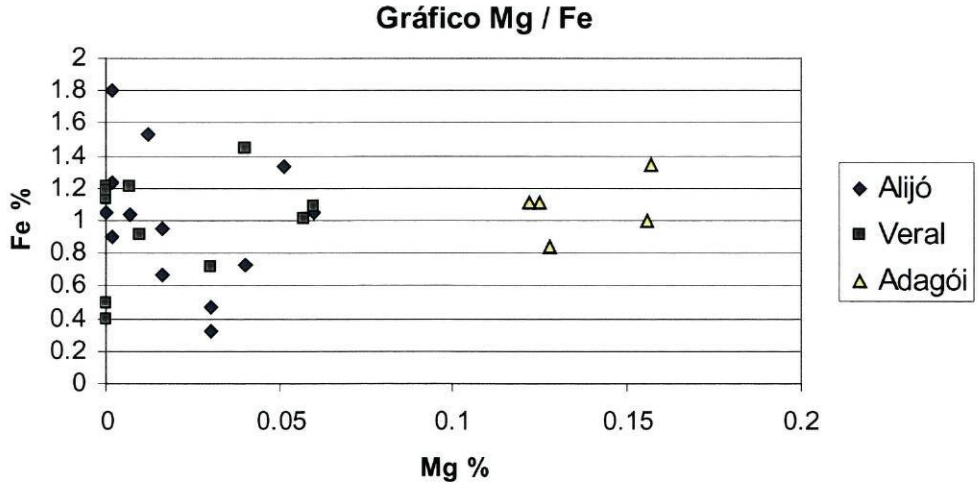


Fig. VI.4a – Diagrama relacionando Fe com o Mg, das moscovites primárias dos filões estudados.

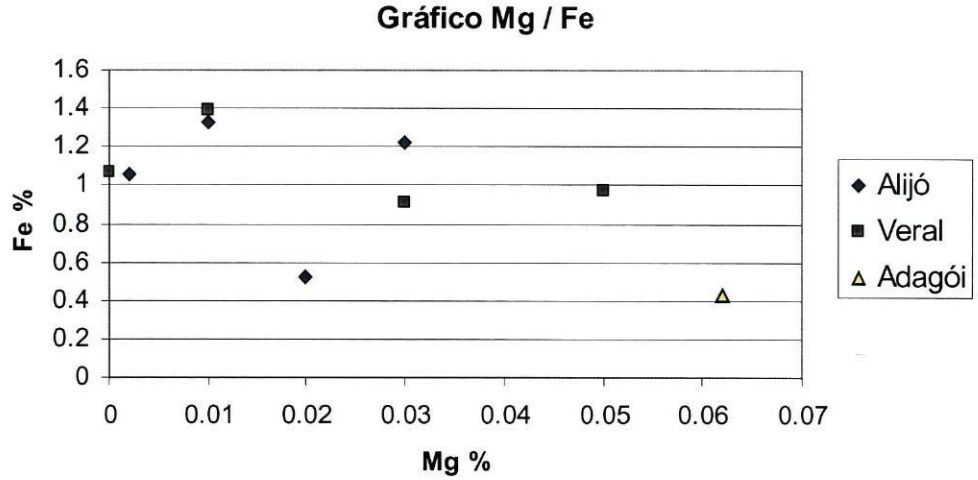


Fig. VI.4b – Diagrama relacionando Fe com o Mg, das moscovites secundárias dos filões estudados.

VI.2.2.2.1 - Substituição fengítica

Esta substituição pode manifestar-se das seguintes maneiras:

- nas percentagens de celadonite obtidas pelo excesso de Si na posição tetraédrica: Si (x) = Si-6 (para os 22 oxigénios da fórmula estrutural).
- sendo visível no diagrama de relação entre Si + M^{2+} e Al total (Al^{IV} + Al^{VI}) em que as correlações negativas observadas estão perfeitamente definidas (Fig VI.5). No entanto os declives das rectas são diferentes para cada filão estudado: -0,86 para Alijó, -0,83 para Veral e –0,2 para Adagói. Verifica-se portanto totalmente a estequeometria, com a excepção de Adagói, que apresenta um carácter fengítico menos marcado (declive mais suave).

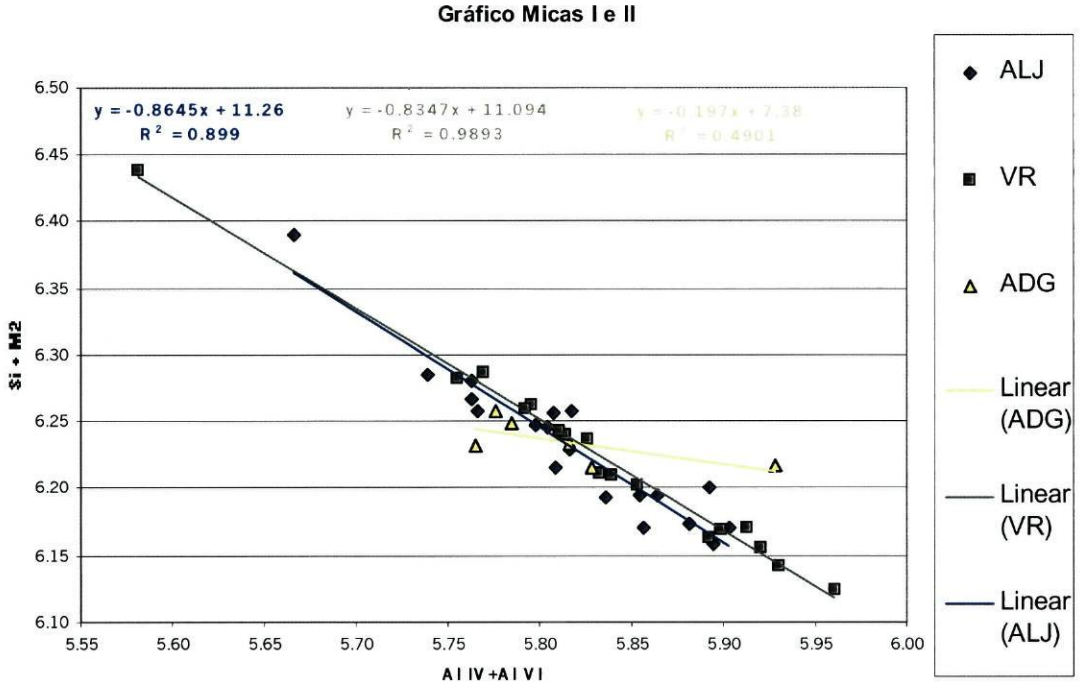


Figura VI.5 – Substituição fengítica das micas brancas dos três filões estudados.

Pode-se ainda com o diagrama da Fig. VI.6, avaliar a representação do Fe na substituição fengítica. Existe uma relação linear para cada um dos filões estudados, mas com declives diferentes: de –0,53 para o filão de Alijó, de –0,26 para o filão de Veral e de +0,24 para o filão de Adagói, evidenciando neste último, a participação de outro elemento além do Fe de maneira significativa na substituição fengítica que, dado o já referido para este filão pode ser o Mg.

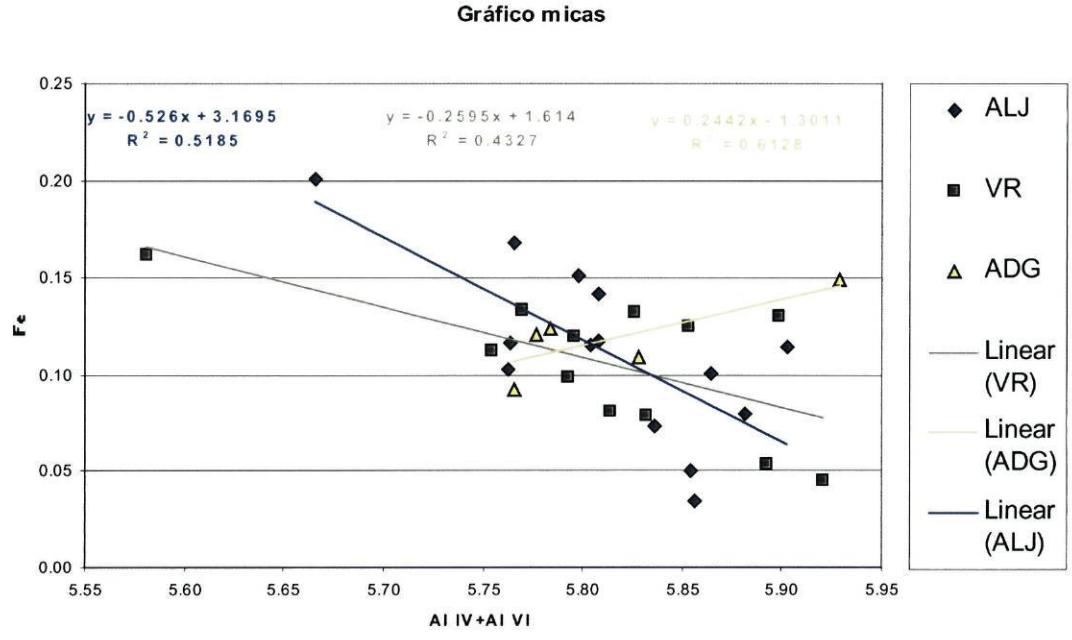


Figura VI.6 – Correlação entre o Al total e o Fe nas micas brancas dos três filões estudados.

VI.2.2.2.2 - Contribuição das moléculas celadonítica e paragonítica

O grau de substituição fengítica e paragonítica pode ser observado no diagrama da figura VI.7, que relaciona a % mol. de paragonite com a % mol. de celadonite. Verifica-se que a contribuição da molécula celadonítica não varia muito nas micas primárias e secundárias dos três filões.

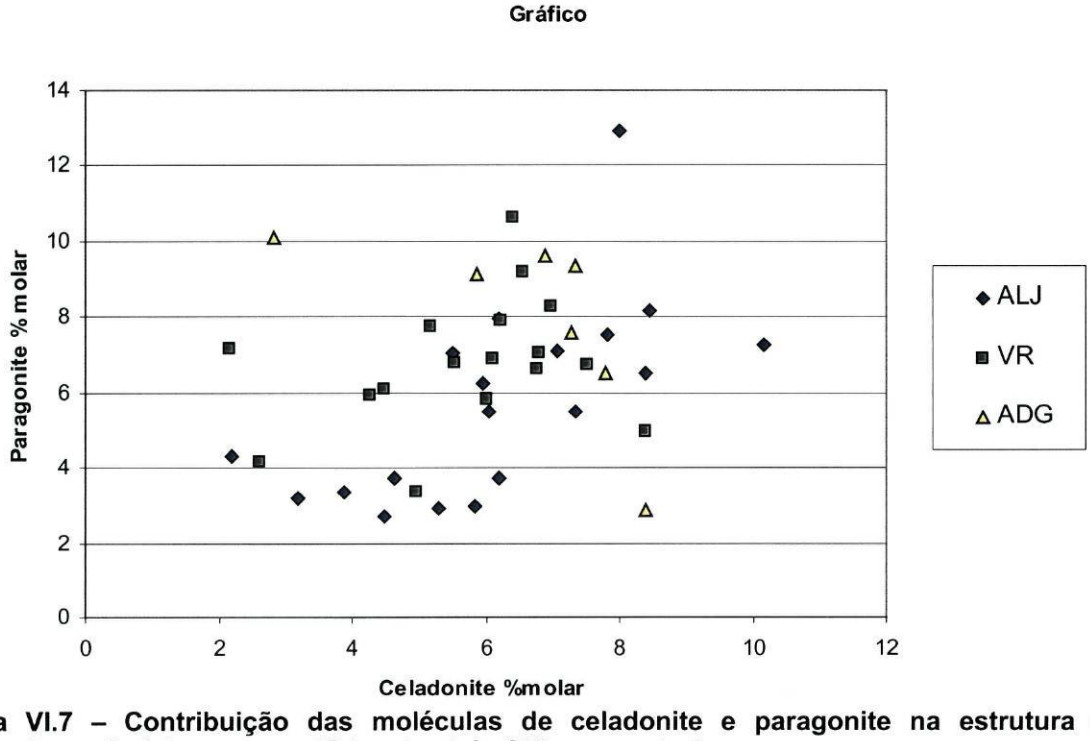


Figura VI.7 – Contribuição das moléculas de celadonite e paragonite na estrutura das moscovites primárias e secundárias dos três filões em estudo.

VI.2.2.2.3 - Comparação entre moscovites primárias e secundárias

No quadro VI.3, apresentam-se as composições químicas e respectivas fórmulas estruturais representativas de micas brancas primárias e secundárias dos 3 filões estudados. Como se pode verificar pelo quadro, as micas secundárias apresentam uma maior % mol. paragonítica e celadonítica do que as secundárias, com a excepção do filão de Adagói.

Quadro VI.3 - Composição química obtida à microssonda electrónica (elementos maiores) e respectiva fórmula estrutural de análises efectuadas nas micas brancas primárias e secundárias seleccionadas dos filões estudados. (Ferro total soba a forma de Fe_2O_3. % celadon.=100(Si-6)/2; % paragon.=100Na/(Na+K);

	Micas I	Micas II	Micas I	Micas II	Micas I	Micas II
Amostras	ALJ-1-15-5/2-1	ALJ-3-22-5/3-3	VR-2-6-3-11b	VR-2-5-2-4a	ADG3-26-1/4-3	ADG2-20-4/1-3
SiO_2	46,75	46,35	46,57	45,23	45,87	45,74
TiO_2	0,22	0,09	0,06	0,04	0,12	0,00
Al_2O_3	37,93	36,60	37,62	37,70	36,96	39,77
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Fe_2O_3t	0,67	1,06	0,72	0,91	1,12	0,43
MnO	0,13	0,00	0,02	0,00	0,09	0,00
MgO	0,02	0,00	0,03	0,03	0,12	0,06
CaO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,04
Na_2O	0,19	0,22	0,41	0,55	0,48	0,74
K_2O	10,58	10,55	9,87	9,95	10,58	10,01
P_2O_5	0,02	0,00	0,14	0,00	0,00	0,19
F	0,00	0,00	0,09	0,32	0,00	0,00
Total	96,52	94,86	95,50	94,41	95,37	96,99
n.º de iões com base em 22 equivalentes de oxigénio						
Si	6,10	6,17	6,12	6,04	6,09	5,93
Al^{IV}	1,90	1,83	1,88	1,96	1,91	2,07
P	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02
Z	8,00	8,00	8,02	8,00	8,00	8,02
Al^{VI}	3,94	3,91	3,96	3,97	3,87	4,02
Ti	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,07	0,12	0,08	0,10	0,12	0,05
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01
Y	4,05	4,03	4,05	4,08	4,04	4,08
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Na	0,05	0,06	0,10	0,14	0,12	0,19
K	1,76	1,79	1,66	1,69	1,79	1,66
X	1,81	1,85	1,77	1,84	1,92	1,85
% celadon.	4,48	5,83	4,27	5,19	7,80	2,81
% paragon.	2,71	3,02	5,94	7,75	6,50	10,10

VI.2.3 - Feldspatos

O feldspato potássico (Fk) e a albite (Ab) (minoritária) estão presentes, sob a forma de megacristais automórficos (até 20 cm) nas partes de grão grosseiro ou seja nas fácies pegmatíticas dos corpos aplitopegmatíticos estudados.

Pelo contrário nas fácies aplíticas, a albite é o único feldspato presente ou é largamente dominante, o mesmo acontecendo ao nível da matriz pegmatítica.

Em lâmina delgada, o feldspato potássico tem um aspecto turvo, devido à abundância de inclusões fluidas (Folk, 1955). As maclas em xadrez (associações de maclas polissintéticas de albite e periclina) raramente se encontram presentes, pelo menos ao nível da simples observação ao microscópio óptico.

As exsoluções albíticas são excepções, dado que a rocha está desprovida de alterações hidrotermais posteriores: alteração feldspática hidrotermal com Fk e/ou Ab secundários desenvolvidos na dependência de fases magmáticas precoces.

A amostragem dos megacristais de Fk foi efectuada essencialmente nos testemunhos das sondagens. Os feldspatos do afloramento apresentam quase sistematicamente um aspecto alterado, sublinhado pela acentuação das clivagens e perda do seu brilho, provavelmente devida à lixiviação meteórica dos elementos alcalinos.

Foram recolhidos das sondagens 14 cristais e ainda 3 cristais em afloramentos particularmente frescos e bem conservados, que tinham sido já estudados anteriormente por Charoy et al., (1992).

Após testes de coloração com cobaltonitrito de Na ($NaCo(NO_2)_2$), duas amostras revelaram ser albite, o que veio a confirmar-se pelo método de análise química. Seguidamente foi feita uma limpeza das oxidações de Fe e Mn de cada amostra e à lupa binocular foi feita a fragmentação de cada amostra em duas fracções cuidadosamente seleccionadas: uma para análise parcial dos alcalinos por absorção atómica (Na, K e Rb) e uma outra para difractometria. Para além disso foi feita uma série de medidas à microssonda electrónica (com critérios petrográficos e de microscópio electrónico) em lâminas efectuadas em amostras recolhidas dos testemunhos das sondagens que foram efectuadas nos filões já anteriormente referidos.

VI.2.3.1 - Química dos feldspatos

VI.2.3.1.1 - Química clássica dos feldspatos

Os teores em K_2O e Na_2O (quadro VI.4) são tipicamente não correlacionáveis variando largamente o K_2O de 9,51 a 15,86% e o Na_2O de 8,00 a 9,91% (respectivamente para os pólos teóricos puros). Estes dados, apesar de obtidos para as fases feldspáticas globais, são comparáveis aos obtidos pontualmente na microssonda electrónica (quadro VI.4): K_2O = 15,35 e Na_2O = 0,12% para o Fk; K_2O = 0,13 e Na_2O = 12,20% para a albite.

Quadro VI.4 – Tipos de estrutura e análise química das amostras efectuadas para cada filão.(Δ=triclinicidade, e amostras em negrito são de Charoy et al., (1992)).

Nº	Sondagem / filão	metragem	K2O	Na2O	Rb	K/Rb	Δ	Cor
1	ALJ-3	72,23	13,40	1,34	2880	38,61	86	branco porcelana
2	ALJ-1	33,25	12,25	2,62	2080	48,89	87	ligeiramente rosado
3	ALJ-3	81,8	14,46	0,87	3278	36,61	87	ligeiramente rosado
4	ALJ-2	41,65	12,46	2,15	1725	59,94	88	rosado
5	ALJ-2	62,3	10,80	3,04	1480	56,55	86	cor-de-rosa
6	ALJ-1	35,6	9,51	4,61	1250	63,12	88	cor-de-rosa
7	ALJ-3	87,7	15,86	0,26	4900	26,88	86	ligeiramente rosado
8	ADG-2	26,1	14,03	0,75	1820	64,01	84	cor-de-rosa
9	ADG-2	27,6	2,10	8	110			albite rosa
10	ADG-2	30,3	12,63	2,36	1665	63,06	57	branco porcelana
11	ADG-2	41,1	0,63	9,91	80			albite branca
12	ADG-2	25,1	13,60	1,48	1685	67,00	81	ligeiramente rosado
13	VR-4	9,6	13,69	1,45	3000	37,87	89	branco
14	VR-4	10,4	12,93	2,2	2075	51,71	90	cor-de-rosa
15	59-AL-22	superfície	15,13	0,6	4650	27,01	90	cor-de-rosa
16	**CHN-5**	**superfície**	**13,51**	**1,48**	**3070**	**36,55**	**88**	**branco rosa**
17	**CHN-37**	**superfície**	**14,19**	**1,38**	**2720**	**43,31**	**90**	**rosa**

As grandes variações registadas ao nível de Na_2O, em conjunto com a ausência de exsoluções albíticas, indicam a presença de inclusões de cristais de albite da matriz no seio do feldspato potássico.

O conteúdo em alguns elementos traço (Rb, Cs, Li etc.) dos feldspatos potássicos podem ser úteis para solucionarem alguns aspectos da evolução interna dos pegmatitos. Contudo, segundo Shearer et al. (1985), a interpretação dos resultados pode ser bastante complexa.

Projectaram-se na figura VI.7, os resultados das análises de K_2O e Rb para todos os Fk do quadro VI.4. Deve-se salientar que as amostras do estudo de Charoy

et al., (1992) foram recolhidas no sector W do campo aplitopegmatítico, ao qual também pertence o filão de Alijó, sendo os restantes (Veral e Adagói) do sector E. Verifica-se uma correlação positiva grosseira, não estritamente linear entre K e Rb, que já fora mencionada por Černý & Macek (1974). Os dois elementos estão sempre associados nos pegmatitos, onde constituem uma solução sólida no feldspato potássico, o mesmo podendo acontecer igualmente na moscovite (Lagache, 1992). Esta correlação pode ser provavelmente prolongada artificialmente em direcção aos baixos teores em Rb, para o ponto 1000 ppm de Rb e 12% K_2O (ver Fig. VI.7). Os valores anómalos, assinalados na figura com setas, são os que apresentam maior conteúdo em Na_2O. Os teores de Rb_2O, se bem que linearmente correlacionados, são pouco dependentes do teor em K_2O dos feldspatos (Fig. VI.7). Foi a essa mesma constatação a que chegaram outros autores (Shearer et al., 1985).

Os teores em Rb são bastante conhecidos por variarem extremamente nos feldspatos de um mesmo corpo pegmatítico (Lopes Nunes, 1973). É o que se verifica de forma evidente para o filão de Alijó.

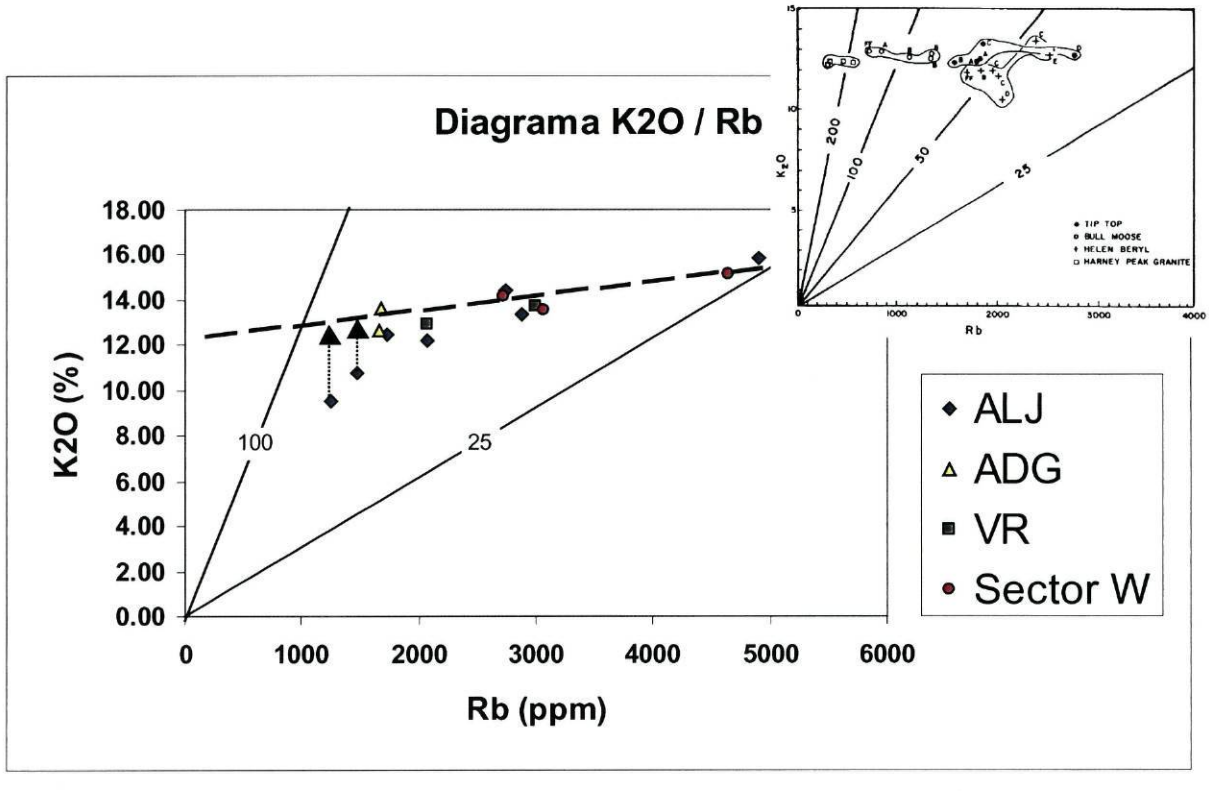


Figura VI.8 – Relação do Rb "versus" K_2O de Fk de diferentes zonas do campo aplitopegmatítico estudado e, no canto superior direito, gráfico equivalente retirado de Shearer et al., (1985), com os vários dados de cada tipo de filão do campo pegmatítico de Black Hills (South Dakota) .

Segundo Shmakin (1979) a razão K/Rb é estatisticamente de 56 a 64 nos pegmatitos sem espodumena, enquanto que não chega a 37 para os pegmatitos mineralizados (Shmakin, 1979). No caso estudado, os resultados encontrados para os Fk dos filões mineralizados não estão de acordo com essas observações, como se verifica pelo quadro VI.4.

Projectaram-se os conteúdos de Rb em relação à razão K/Rb, obtendo-se a figura VI.8, onde se constata a existência de uma correlação bem marcada.

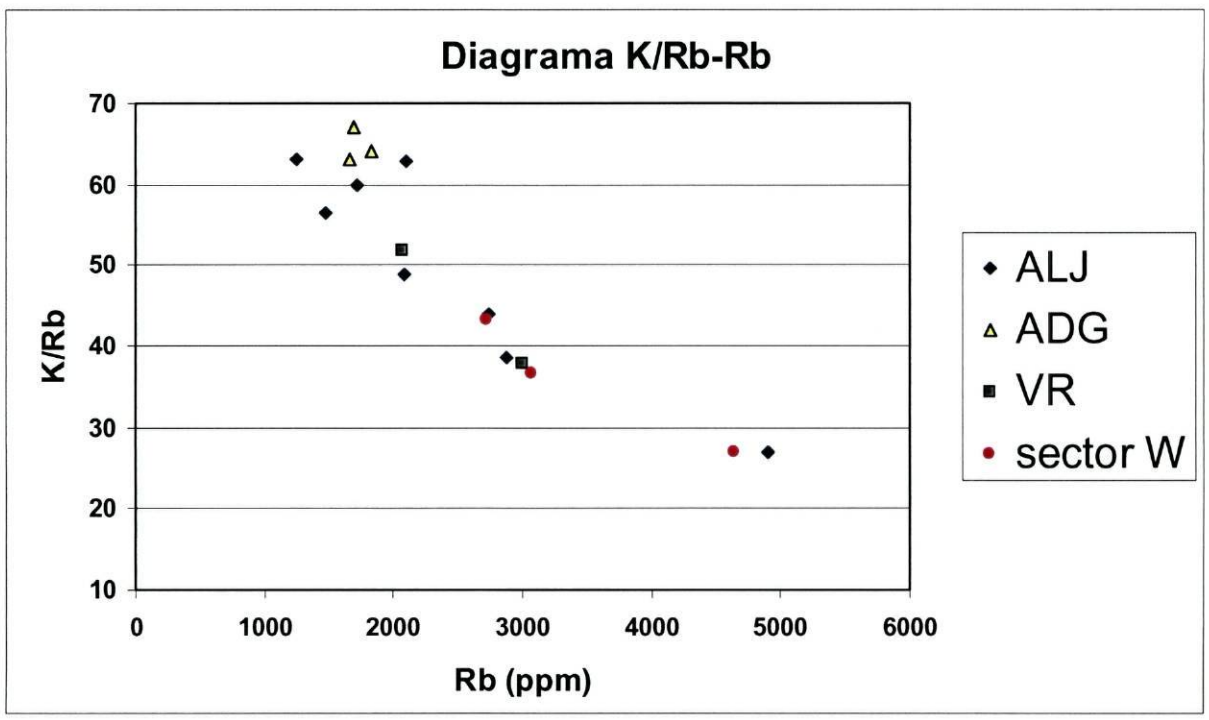


Figura VI.9 – Relação da composição em Rb relativamente à razão K/Rb em feldspatos de diferentes zonas do campo aplitopegmatítico estudado (Černý et al. (1985).

Os teores relativamente mais altos em Rb e as razões menores em K/Rb das amostras dos filões do sector W levam a sugerir que estes filões se encontram mais evoluídos que os do sector E.

Os teores de Rb na albite são muito fracos, com valores à volta dos 100 ppm.

VI.2.3.1.2 - Química obtida na microssonda electrónica para os feldspatos potássicos

No quadro VI.5 encontram-se os valores obtidos na microssonda electrónica de amostras seleccionadas dos filões estudados. As fórmulas estruturais estão calculadas com base em 8 átomos de oxigénio.

Verificou-se que a composição química do feldspato potássico é muito semelhante em todos os filões estudados embora se possa apontar um valor mais elevado de K para o filão de Adagói, que consequentemente se traduz num aumento ligeiríssimo do valor médio da % Or para este filão (de 97,4% em Alijó para 98,4% em Adagói). No diagrama triangular Or-Ab-An, está patente a referida semelhança nas composições químicas, evidenciando também a ausência de Ca pela abundância de pontos na linha Or-Ab, com valores de Or entre 94,970 e 99,243% (figura VI.9).

Quadro VI.5 – Composições à microssonda electrónica e fórmulas estruturais de feldspatos potássicos pertencentes aos filões estudados .

geração	Fk I	FkII	FkII	FkII	FkII	FkII	FkII	Fk I	Fk II	Fk II	FkII	Fk II	Fk c/ maclaX
N°am.	ALJ-3-22-5/1-	ALJ-2-19-6/1-	ALJ-3-4-1/1-3	ALJ-2-7-4	ALJ-2-7-4	ALJ-2-7-4	ALJ-2-7-4	ADG3-26-1/2-	ADG-1-5	ADG-1-6	ADG3-26-1/2-	ADG-1-4	ADG3-26-1/3-
N°Anal.	64	84	105	4	5	8	14	23b	31	32	21b	30	20b
SiO_2	63,662	65,934	66,380	66,140	65,080	65,480	66,160	63,659	65,270	66,596	64,193	65,550	64,240
TiO_2	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,020	0,040	0,002	0,002	0,003	0,002	0,020	0,034
Al_2O_3	18,338	18,532	18,286	19,080	18,610	18,530	18,790	18,375	17,997	17,110	18,879	17,435	18,052
FeO_t	0,002	0,041	0,002	0,130	0,040	0,000	0,010	0,002	0,067	0,072	0,025	0,002	0,058
MnO	0,035	0,030	0,002	0,000	0,000	0,040	0,000	0,002	0,002	0,073	0,002	0,002	0,002
MgO	0,002	0,002	0,002	0,000	0,030	0,010	0,000	0,002	0,019	0,002	0,002	0,002	0,012
CaO	0,077	0,002	0,002	0,000	0,000	0,020	0,000	0,002	0,002	0,027	0,063	0,002	0,002
Na_2O	0,322	0,226	0,197	0,260	0,320	0,230	0,290	0,280	0,081	0,082	0,258	0,133	0,558
K_2O	15,889	16,434	13,660	15,800	15,710	15,750	15,670	16,154	16,368	15,433	16,219	15,934	16,044
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,050	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
P_2O_5	0,003	0,057	0,008	0,190	0,110	0,010	0,060	0,072	0,101	0,003	0,075	0,041	0,103
Total	98,332	101,260	98,541	101,600	99,950	100,120	101,020	98,550	99,909	99,401	99,718	99,121	99,105
Formula estrutural (8 Oxigénios)													
Si	2,990	3,006	3,052	2,996	2,999	3,008	3,008	2,988	3,017	3,070	2,977	3,008	2,999
Al	1,015	0,996	0,991	1,019	1,011	1,003	1,007	1,016	0,981	0,930	1,032	1,007	0,993
Fe	0,000	0,002	0,000	0,005	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,001	0,000	0,002
Ca	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000
Na	0,029	0,020	0,018	0,023	0,029	0,020	0,026	0,025	0,007	0,007	0,023	0,026	0,051
K	0,952	0,956	0,801	0,913	0,923	0,923	0,909	0,967	0,965	0,908	0,959	0,909	0,955
P	0,000	0,002	0,000	0,007	0,004	0,000	0,002	0,003	0,004	0,000	0,003	0,002	0,004
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
Mn	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
Total	4,993	4,983	4,862	4,963	4,971	4,960	4,953	5,000	4,978	4,922	4,998	4,953	5,005
Z	4,006	4,002	4,043	4,015	4,009	4,012	4,015	4,004	3,998	4,000	4,009	4,015	3,992
Y	0,002	0,005	0,001	0,012	0,010	0,004	0,003	0,003	0,008	0,006	0,004	0,003	0,007
X	0,985	0,976	0,819	0,936	0,952	0,945	0,935	0,993	0,973	0,916	0,986	0,935	1,006
%An	0,393	0,010	0,012	0,000	0,000	0,104	0,000	0,010	0,010	0,146	0,318	0,000	0,010
%Ab	2,976	2,047	2,145	2,440	3,003	2,169	2,736	2,567	0,746	0,800	2,353	2,736	5,020
%Or	96,630	97,943	97,843	97,560	96,997	97,727	97,264	97,423	99,243	99,055	97,329	97,264	94,970

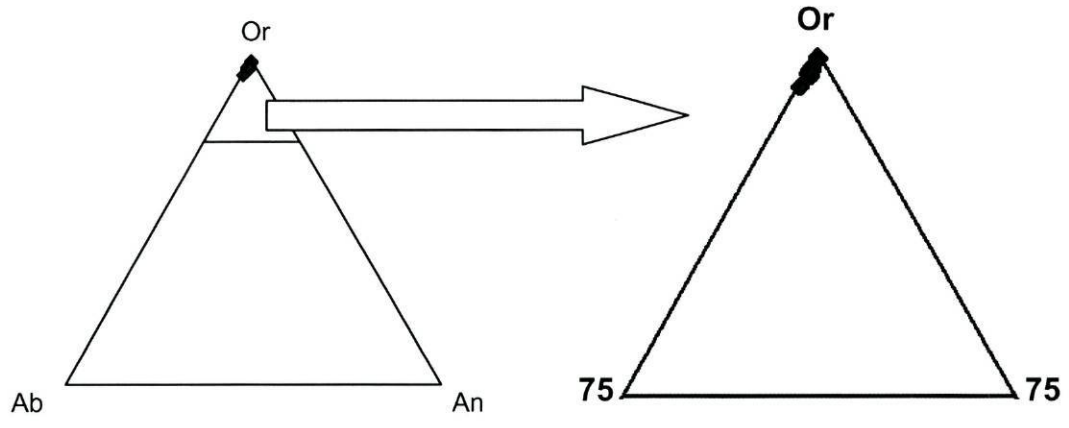


Figura VI.10 – Localização da composição do feldspato potássico nos filões em estudo no diagrama Or-Ab-An.

VI.2.3.1.3 Química obtida na microssonda electrónica para as plagioclases sódicas

As análises na microssonda electrónica das albites dos filões aplitopegmatíticos apresentam-se no quadro VI.6. Como se pode verificar pelas suas composições tratam-se de albites quase puras.

No diagrama triangular Or-Ab-An as composições das plagioclases agrupam-se ao redor do extremo da albite pura, para teores de An desde 0,01 a 1.51% e de Or entre 0,16 e 1,27% (figura VI.10). Não existe qualquer tipo de variação significativa de valores entre os três filões estudados.

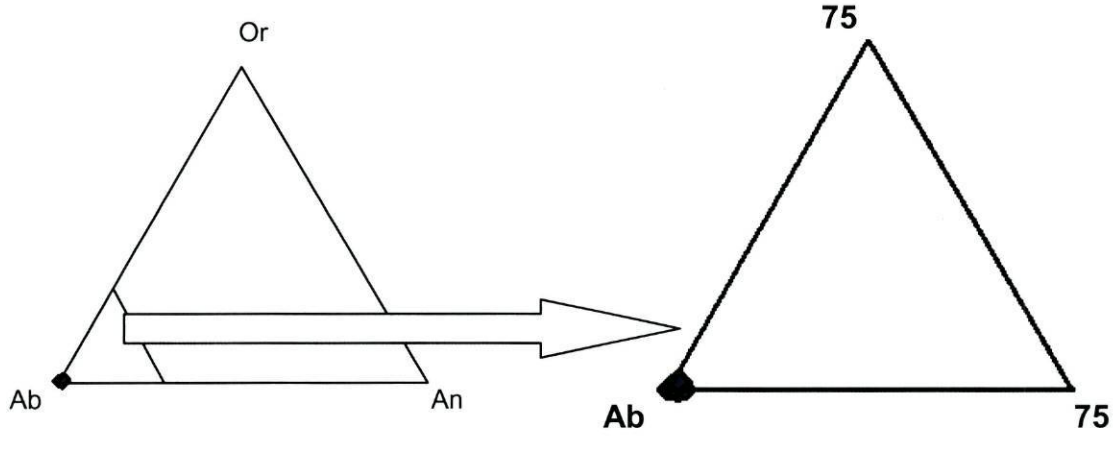


Figura VI.11 – Localização da composição da plagioclase dos filões aplitopegmatíticos em estudo no diagrama Or-Ab-An.

Quadro VI.6 – Composições à microssonda electrónica e fórmulas estruturais de plagioclases sódicas pertencentes aos filões estudados .

Amostra	ALJ-1-15-5/1-4	ALJ-1-15-5/2-2	ALJ-1-15-5/2-4	ALJ-3-22-5/3-4	ALJ-3-22-5/3-5	ALJ-3-22-5/4-3	ALJ-3-4-1/1-1	ALJ-2-22-7/1-3	Veral4-15-3/1-4	Veral4-15-3/2-5	VR-2-5-2	VR-2-5-2	ADG2-20-4/1-1	ADG2-20-4/1-7	ADG2-20-4/3-1	ADG3-26-1/1-2	ADG3-26-1/4-2
N°Anal.	19 Ab I	21 Ab I	23 Ab II	70 Ab II	71 Ab II	74 Ab I	103 Ab I	110 Ab I	34b Ab I	28b Ab I	8a Ab III	9b Ab II	1b Ab II	7b Ab II	8b Ab II	14b Ab I	16b Ab I
SiO_2	68.719	69.231	68.805	69.441	69.840	69.404	69.844	67.989	69.672	69.073	69.78	69.28	69.768	70.369	68.941	69.291	69.12
Al_2O_3	19.655	19.637	18.861	20.272	20.210	19.963	20.147	19.694	20.213	19.573	19.93	20.21	19.808	20.034	20.343	19.883	20.184
TiO_2	0.002	0.002	0.021	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.04	0	0.002	0.035	0.012	0.002	0.002
FeO	0.100	0.002	0.002	0.002	0.031	0.002	0.026	0.002	0.053	0.002	0	0.03	0.042	0.014	0.042	0.002	0.04
MnO	0.002	0.103	0.002	0.002	0.002	0.035	0.048	0.005	0.002	0.002	0	0	0.002	0.002	0.05	0.002	0.002
MgO	0.024	0.015	0.003	0.027	0.019	0.003	0.009	0.024	0.003	0.01	0	0.01	0.003	0.079	0.028	0.003	0.003
CaO	0.078	0.002	0.030	0.117	0.028	0.184	0.090	0.098	0.113	0.017	0.05	0.09	0.082	0.21	0.166	0.221	0.322
Cr_2O_3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0	0	0.02	0.1	0	0	0	0	0
P_2O_5	0.075	0.024	0.039	0.191	0.004	0.337	0.031	0.226	0.338	0.031	0.09	0.27	0.16	0.201	0.126	0.178	0.347
Na_2O	12.107	12.235	12.216	11.396	11.673	11.581	11.796	12.187	12.026	12.051	9.82	9.13	11.981	11.664	11.659	11.297	11.543
K_2O	0.095	0.073	0.137	0.107	0.058	0.057	0.086	0.134	0.065	0.1	0.1	0.18	0.068	0.203	0.061	0.027	0.083
Total	100.857	101.324	100.116	101.557	101.867	101.568	102.079	100.361	102.487	100.861	99.83	99.3	101.916	102.811	101.428	100.906	101.646
Fórmula estrutural (8 Oxigénios)																	
Si	2.984	2.990	3.008	2.984	2.990	2.987	2.988	2.972	2.977	2.994	3.024	3.016	2.993	2.992	2.971	2.995	2.975
Al	1.006	1.000	0.972	1.027	1.020	1.013	1.016	1.014	1.018	1.000	1.018	1.037	1.002	1.004	1.033	1.013	1.024
Fe	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001
Ca	0.004	0.000	0.001	0.005	0.001	0.008	0.004	0.005	0.005	0.001	0.002	0.004	0.004	0.010	0.008	0.010	0.015
Na	1.019	1.025	1.035	0.949	0.969	0.966	0.978	1.033	0.996	1.013	0.825	0.771	0.997	0.961	0.974	0.947	0.963
K	0.005	0.004	0.008	0.006	0.003	0.003	0.005	0.007	0.004	0.006	0.006	0.010	0.004	0.011	0.003	0.001	0.005
P	0.003	0.001	0.001	0.007	0.000	0.012	0.001	0.008	0.012	0.001	0.003	0.010	0.006	0.007	0.005	0.007	0.013
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.002	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.005	0.002	0.000	0.000
Mg	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Total	5.026	5.024	5.026	4.980	4.986	4.991	4.996	5.041	5.014	5.015	4.879	4.854	5.006	4.990	5.000	4.973	4.996
Z	3.989	3.990	3.980	4.011	4.010	4.000	4.004	3.986	3.995	3.994	4.042	4.054	3.995	3.996	4.005	4.008	3.999
Y	0.008	0.006	0.002	0.009	0.003	0.014	0.004	0.010	0.014	0.002	0.004	0.015	0.008	0.013	0.010	0.007	0.014
X	1.028	1.029	1.045	0.961	0.973	0.978	0.987	1.045	1.005	1.019	0.833	0.785	1.004	0.982	0.985	0.958	0.983
%Na	0.353	0.009	0.135	0.561	0.132	0.868	0.418	0.439	0.515	0.077	0.279	0.535	0.375	0.974	0.778	1.068	1.511
%Ab	99.135	99.600	99.134	98.829	99.543	98.812	99.107	98.846	99.133	99.380	99.058	98.191	99.254	97.905	98.882	98.777	98.025
%Or	0.512	0.391	0.731	0.611	0.325	0.320	0.475	0.715	0.353	0.543	0.664	1.274	0.371	1.121	0.340	0.155	0.464

VI.2.3.2 - Características estruturais dos feldspatos

Foi feito um estudo no domínio angular da investigação com 2θ=17 a 19° (radiação CoKα) com o fim de determinar o grau de triclinicidade (Δ) do feldspato a partir do espaçamento dos picos (131) e ($1\bar{3}1$). Os resultados encontrados permitem dizer que as espécies são todas triclínicas, com a separação dos 2 planos (131) e ($1\bar{3}1$).

Os dois picos correspondentes têm um afastamento variável, proporcional à obliquidade (desvio por comparação à simetria monoclínica).

As obliquidades calculadas estão presentes no quadro VI.4. Elas variam de 81 a 90, com um valor anormal de 57 (AGD-2-30-3) devido a uma má definição do pico (131), provavelmente devido a um estado estrutural variável. O valor da triclinicidade é dado pela expressão Δ = 12,5 [d(131)-d($1\bar{3}1$)] segundo Goldsmith & Laves (1954).

Foi efectuado um difractograma completo de 2 amostras (à partida as que apresentam menos inclusões de albite), de maneira a determinar os parâmetros da malha. O pico a 3,18 Å da albite está presente mas com intensidade variável. Os resultados são apresentados no quadro VI.7:

Quadro VI.7 – Os resultados completos do difractometria (parâmetros de malha) obtidas em duas amostras seleccionadas.

amostra	A	b	c	α	β	γ	t1o+t1m
59-AL-22	8.581	12.961	7.223	86.65	115.9	87.63	1.008
ALJ-2-7	8.578	12.948	7.217	86.55	115.85	87.6	0.998

Indicadas nas colunas b e c (Smith, 1974), as amostras posicionam-se de forma muito próxima do pólo correspondente à microclina máxima. Estes valores são assim comparáveis aos parâmetros correspondentes da microclina máxima: α = 89°973, γ = 87°725, b = 12,964 e c = 7,221 (Stewart & Ribbe, 1969). Apenas α aparenta ter um valor mais baixo (ver quadro VI.7).

Várias fórmulas empíricas permitem calcular o grau de ordem (Δbc) dos feldspatos triclínicos (Luth, 1974; Blasi, 1977; Peretyazhko et al., 1999). É um indicador estrutural que é proporcional à distancia entre os estados estruturais extremos: Δbc = 0,00 para sanidina elevada e Δbc: 1,00 para o máximo da microclina. As amostras estudadas dão resultados ligeiramente diferentes, mas

todos próximos de 1,00 pelo que parecem características de uma microclina máxima. Isto é confirmado quando se opõe graficamente Δbc e γ (Stewart & Ribbe 1969).

A separação bem marcada dos picos (131) e ($1\bar{3}1$) para as 2 albites analisadas mostra que eles são da mesma maneira perfeitamente ordenados, portanto de baixa temperatura.

As maclas em xadrez (características da microclina) são o resultado da inversão da simetria monoclínica (Si-Al desordenados) para a triclínica (Si-Al ordenados). O Al migra preferencialmente e progressivamente apenas nas posições T_1 [$Al_{T1} = 1$ e $Al_{T2} = 0$ depois $Al_{T1(0)} = Al_{T1(m)}$ depois $Al_{T1(0)} = 1$ e $Al_{T1(m)}=0$] da estrutura feldspática porque apenas aqui estão religados ao O_a1, o único oxigénio a ser religado a 2 grandes catiões (K, Na, Rb). Portanto são razões puramente electroestáticas que regem esta sua localização privilegiada. Esta inversão quando acontece é suposta ocorrer próximo dos 450°C (Laves, 1955). A transformação polimórfica necessita da presença de H_2O como meio no qual o feldspato primário (I) se dissolve e se reforma segundo as 4 direcções características das leis de macla da albite e da periclina em feldspato secundário (II).

O produto final da transformação é a microclina máxima ("low microcline") com a maclas em xadrez bem expressa na observação ao microscópio óptico. Uma vez que raramente se visualiza essa maclagem em xadrez nos casos estudados, a escala da maclagem será então mais fina como refere Martin (1982) para a microclina intermédia, que é tipicamente não maclada em lâmina delgada. Esta quase total ausência de maclas em xadrez à escala óptica nos feldspatos potássicos dos pegmatitos estudados, poderia igualmente sugerir um crescimento até ao estado estruturalmente ordenado (simetria triclínica adquirida de forma primária e não secundariamente), mas isso teria que ser a uma temperatura inferior a 450°C, o que parece ser altamente irrealista.

VI.2.3.3 - Conclusões

Os megacristais de Fk destes filões, se por um lado não diferem quanto à regra quase geral relativa ao seu estado estrutural, são pelo contrário muito diferentes quanto ao seu aspecto óptico: quase ausência de maclas em xadrez e de exsoluções pertíticas. De facto, a grande maioria dos exemplos de feldspatos

pegmatíticos referidos na literatura são largamente pertíticos e apresentam maclas em xadrez mais ou menos desenvolvidas (Černý, 1994). Os dois feldspatos (Fk e Ab) estão em equilíbrio e em cristalização precoce de tipo "subsolidus" (grande intercepção do "solidus" binário Ab -Or e do "solvus", com a Ab cristalizando em primeiro lugar).

O conjunto das suas composições médias (%Ab) no termómetro de Brown & Parsons (1981) deu uma temperatura irrealista inferior a 350° C, significando que estas composições, próximas das dos pólos puros não seriam primárias. Lagache (1992) deu as composições de 2 feldspatos em equilíbrio com uma solução cloretada, em função da temperatura, não intervindo a pressão (Lagache & Weisbrod, 1977): a 600°C seria $Ab_{0,82}$ $Or_{0,18}$ e $Ab_{0,42}$ $Or_{0,58}$; a 450°C seria $Ab_{0,95}$ $Or_{0,05}$ e $Ab_{0,23}$ $Or_{0,77}$. Estas composições estão longe das encontradas neste estudo de cristais de feldspato, quando analisadas na sua globalidade.

Não observamos a exsolução normal, dado que, aparentemente, a fase sódica foi consideravelmente retirada da estrutura.

As trocas metassomáticas entre os feldspatos e os fluidos hidrotermais são acompanhados da sua recristalização, retirando também todos os vestígios da estrutura antiga. Esta recristalização deve ter-se passado a uma temperatura inferior à de inversão, portanto abaixo dos 450°C. É um aspecto que já tinha sido descrito para feldspatos de certos pegmatitos (Černý & Macek, 1972).

Tal como já se referiu anteriormente, o estudo de elementos traço em minerais como a moscovite e os feldspatos pode ser uma boa ferramenta de trabalho para estabelecer relações petrogenéticas entre diferentes tipos de pegmatitos. Com base neste pressuposto, efectuaram-se os gráficos que relacionam K_2O com Rb de Černý et al. (1985) (figura VI.7) e a razão K/Rb com o Rb (Fig. VI.8), podendo-se tirar as seguintes conclusões:

- existe uma sobreposição de dados de Alijó com os de Veral e Adagói, mas é possível sugerir que, por Alijó apresentar valores mais baixos da razão K/Rb e por outro lado teores mais altos em Rb, tratar-se-á do mais evoluído, pelo menos relativamente a Adagói;
- pelas mesmas razões, o facto das amostras de 59-AL-22, CHN 5 e 37 (sector W), tal como parte de Alijó, terem valores altos de Rb e razões baixas de K/Rb leva a pensar que o sector W do campo aplitopegmatítico tem um grau de fraccionamento superior ao do sector E (Adagói).

VI.2.4 – Fases minerais fosfatadas

Os fosfatos são os principais portadores de fósforo nos pegmatitos graníticos e constituem um dos grupos mineralógicos mais complexos e com maior número de variedades de todos os minerais existentes. Tendo em conta os critérios paragenéticos de Moore (1982), os fosfatos dos pegmatitos graníticos são classificados em três grupos:

1- Minerais primários;
2- Minerais metassomáticos (incluindo as fases hidrotermais);
3- Minerais secundários (ou supergénicos);

As fases primárias são fosfatos anidros, ou quase, que cristalizam durante os diferentes estádios de consolidação do magma aplitopegmatítico. São exemplo típico destas, os termos da série ambligonite-montebrasite.
Segundo aquele autor, é difícil de estabelecer a divisão entre os produtos metassomáticos e hidrotermais e os produtos secundários. Alguns estudos indicariam a temperatura dos 200ºC como divisão. Assim, acima desta temperatura formar-se-iam os produtos metassomáticos e fases hidrotermais, enquanto que abaixo dela se formariam os produtos secundários, estes principalmente devidos a processos meteóricos. Indicam-se a seguir uma série de características típicas de cada um destes últimos grupos:

- os produtos metassomáticos e fases hidrotermais substituem uma ou várias fases primárias. São fosfatos anidros, mas podem ter radicais (OH^-), (F^-) e (O^{2-}). Resultam da reacção entre a fase primária e o líquido residual;
- os produtos secundários são fosfatos hidratados ou com moléculas de água na sua estrutura.

No presente caso foram encontradas algumas fases mineralógicas fosfatadas, embora se deva salientar que estas não constituem minerais essenciais da paragénese dos filões. A actividade em P nos "melts" primários não terá sido suficientemente grande para estabilizar fosfatos de lítio (ambligonite-montebrasite) em grande quantidade, em vez dos aluminossilicatos de lítio (London, 1987).

No quadro VI.8, indicam-se os fosfatos detectados nos filões de Alijó, Veral e Adagói.

Quadro VI.8 - Fórmula e distribuição dos fosfatos que aparecem nos filões estudados.

Fosfato	Formula estrutural	Alijó	Veral	Adagoi
Montebrasite	$LiAl(F,OH)(PO_4)$	+	+	
Triphylite	$Li\ (Fe^{2+},Mn^{2+})PO_4$		+	
Apatite	$Ca_5(OH,F)(PO_4)_3$	+	+	+
Fosfoferrite	$(Fe,Mn)_3(PO_4)_2.3H_2O$		+	
Dufrenite	$CaFe^{3+}{}_6(PO_4)_4(OH)_6.2H_2O$	+		
Fairfieldite	$Ca_2(Mn^{2+},Fe^{2+})(PO_4)_2.2H_2O$	+		

Ambligonite-Montebrasite

A fórmula geral da série ambligonite-montebrasite pode ser representada por (Li, Na) Al (F, OH)(PO_4) (Roberts et al., 1974). As variedades principais são essencialmente caracterizadas pelas seguintes propriedades químicas: ambligonite com OH<F e montebrasite com OH>F.

Apesar do termo ambligonite ser mais utilizado na literatura para se referir a qualquer mineral desta série, a maioria dos cristais analisados (tal como os do presente estudo) correspondem a montebrasite (Loh & Wise, 1976). Segundo London & Burt (1982), os fosfatos desta série fazem normalmente parte das zonas centrais, como são exemplo os núcleos dos pegmatitos litiníferos zonados ricos em quartzo.

No caso dos aplitopegmatitos da região Barroso-Alvão, aparecem como cristais anédricos a subédricos, com maclas polissintéticas características. Por vezes as maclas são duplas, exibindo um pequeno ângulo entre ambas as componentes de macla. Os resultados à microssonda eletrónica indicam em todas as análises tratar-se de montebrasite. O facto de conter muito pouco fluor é compatível com a baixa fugacidade em flúor que está intrínseca à existência de espodumena estável em vez de lepidolite, como fase mineral de lítio (London, 1987). Esta última ideia, aliada ao seu modo de ocorrência em cristais de média dimensão, leva a considerá-la um mineral primário.

Triphylite

A triphylite tem a fórmula Li (Fe^{2+},Mn^{2+})PO_4 (Roberts et al., 1974) e nestes aplitopegmatitos é transparente, sem pleocroismo, podendo ser corroída pela

fosfoferrite. Quensel (1937) e Mason (1941) definiram uma sequência na base da qual, a lixiviação do Li na triphylite primária geraria fosfatos secundários da série ferrisicklerite-sicklerite e posteriormente, heterosite-purpurite (não detectados até ao momento, apesar de ser provável a sua presença dada a forte alteração que alguns filões apresentam).

Apatite

Este mineral tem a fórmula simples $Ca_5(OH,F)(PO_4)_3$ e aparece em todos os estados de evolução dos corpos pegmatíticos, tanto nos contactos, como na zona intermédia ou mesmo na parte central. Pode ainda ser um produto hidrotermal ou secundário (Moore, 1982).

A composição química permite classificá-la como flúor-apatite, devido ao seu teor em flúor. O modo de ocorrência da apatite leva a considerá-la não primária (possivelmente de origem hidrotermal tardia) nomeadamente porque, como referimos anteriormente, os pegmatitos com espodumena resultam de magmas pobres em flúor.

Fosfoferrite

Este mineral tem a fórmula $(Fe,Mn)_3(PO_4)_2.3H_2O$ (Roberts et al., 1974).
Foi detectado até ao momento somente na sondagem Veral-4, onde aparece a preencher uma rede anastamosada de fracturas sub-milimétricas. Também aparece por vezes a corroer a ferrisicklerite. Trata-se de um mineral tardio, com moléculas de água na sua estrutura, pelo que o consideramos secundário.

Dufrenite

Este fosfato tem a fórmula $CaFe^{3+}{}_6(PO_4)_4(OH)_6.2H_2O$ (Roberts et al., 1974) e parece ser aqui bastante raro e de pequena dimensão. Aparece normalmente a corroer a albite. Trata-se de um mineral tardio, com moléculas de água na sua estrutura, pelo que o consideramos também um mineral secundário.

Fairfieldite

É o mineral mais raro nestes aplitopegmatitos e tem a fórmula $Ca_2(Mn^{2+},Fe^{2+})(PO_4)_2.2H_2O$ (Roberts et al., 1974). Pode aparecer a corroer a albite e como tem moléculas de água na sua estrutura, consideramo-lo supergénico.

Deve-se salientar que neste trabalho foram feitas apenas análises parciais em microssonda electrónica, já que devido à sua diminuta dimensão e modo de ocorrência, não foi possível colher amostras para exames de difractometria de raios X. No quadro VI.9 apresentam-se os resultados das análises à microssonda.

Quadro VI.9 - Média das análises de microssonda electrónica para cada um dos fosfatos (dentro de parêntesis o número de pontos realizados).

Oxidos	Mont-brasite (4)	Triphylite (2)	Fluor-apatite (4)	Fosfo-ferrite (4)	Dufrenite (2)	Fairfieldite (2)
SiO_2	0,042	0,016	0,305	0,037	0,144	0,485
Al_2O_3	35,153	0,003	0,051	0,003	0,003	0,064
Fe total	0,069	29,005	0,636	36,146	42,552	9,728
K_2O	0,011	0,006	0,106	0,006	0,216	0,008
MgO	0,011	0,170	0,141	0,958	0,190	0,186
MnO	0,019	15,592	0,941	11,481	0,090	9,260
CaO	0,002	0,001	52,780	0,047	4,406	28,418
Na_2O	0,015	0,004	0,313	0,048	0,219	0,108
P_2O_5	51,848	45,167	39,404	34,428	31,087	38,250
TiO_2	0,011	0,002	0,020	0,002	0,002	0,002
F	0,127	0,004	3,265	0,004	0,003	0,005
Total	87,308	89,968	97,962	83,160	78,910	86,513

VI.2.4.1 - Conclusões

Verifica-se a existência de vários minerais fosfatados nos filões estudados, mas enquanto a montebrasite (pelo seu baixo teor em flúor) e a triphylite se podem considerar minerais primários, as outras fases fosfatadas serão tardias ou secundárias.

A relativa raridade de fosfatos primários, a quase inexistência de fósforo nos feldspatos primários, além de se terem precipitado abundantemente aluminossilicatos de lítio (em vez de fosfatos primários de Li), parecem provar que o magma primário teria uma baixa actividade em fósforo.

A actividade em flúor também permaneceria baixa na fase primária, dada a existência de espodumena, e deste elemento quase não aparecer na montebrasite. Nas fases posteriores, o flúor aparece somente na fluorapatite, que teria assim competido com a lepidolite, mobilizando a seu favor o pouco flúor existente.

VI.3 - Estudo geoquímico da rocha total dos filões e dos hipotéticos granitos parentais

VI.3.1 - Introdução

Os estudos de geoquímica de rocha total referem-se tanto aos três filões estudados mais em pormenor (Alijó, Veral e Adagói), como aos possíveis granitos parentais de Cabeceiras de Basto, estudados por A. Almeida (1994). Os trabalhos de campo nos aplitopegmatitos estiveram a cargo da equipa do Departamento de Prospecção de Minérios Metálicos (DPMM) do IGM. As análises foram efectuadas no Laboratório do IGM de S. Mamede Infesta (Porto) e no Laboratório do CRPG (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques) de Nancy (França). No caso dos granitos, todos os dados são retirados de Almeida (1994).

VI.3.2 - Metodologia

Com o objectivo de estudar geoquimicamente os três aplitopegmatitos já anteriormente referidos, foi feita uma amostragem sistemática. As amostras de cada filão foram obtidas a partir da selecção do testemunho das 10 sondagens realizadas, que na sua totalidade perfuraram 475,38m. Estas foram serradas longitudinalmente, tendo 50% sido moída para análise no Laboratório do IGM do Porto e ficando os restantes 50% do testemunho arquivado na Litoteca do Soco Norte do IGM (Porto). Para a realização da amostragem dos testemunhos, foram cumpridos os seguintes critérios (Farinha & Lima, em publicação):

- O comprimento de cada uma das amostras de aplitopegmatito quase nunca excedeu 1,5 m procurando que cada amostra tivesse granulometria uniforme;
- Sempre que possível, as porções aplíticas do filão foram amostradas separadamente das fracções pegmatíticas;
- As zonas mais oxidadas, desde que homogéneas, constituíram amostras separadas;
- As zonas mais ricas em espodumena visível foram analisadas em separado;
- Sempre que foram interceptados xistos, estes foram amostrados numa possança de cerca de dois metros tanto a tecto como a muro do filão.

A amostragem feita tendo em conta os critérios referidos totalizou 340 amostras, das quais 253 em aplitopegmatitos e 87 em metassedimentos. Em algumas partes dos filões foram feitas amostragens em canal, designadas normalmente por roços, no sentido perpendicular ao alongamento dos filões.

Foi também feita uma amostragem em três trincheiras de pesquisa (176 m de extensão e 65 amostras) abertas nos filões aplitopegmatíticos de Adagói e Alijó.

No laboratório do IGM do Porto as amostras foram sujeitas aos seguintes métodos analíticos (Farinha & Lima, em publicação):

- Espectrometria de emissão com plasma-ICP para análise do Li, Be e Na_20 e K_20 de algumas amostras;
- Fluorescência de raios X na análise de Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ta, Sn, W e elementos maiores;
- Plasma DCP na análise de B, Be e Fe;
- Química clássica na análise do F.

Os resultados de todas as análises efectuadas no IGM estão publicados nos respectivos relatórios internos desta instituição. Posteriormente, foi efectuado um estudo que consistiu na análise de amostras de pó compostas, representativas de sondagens, roços e trincheiras. Uma vez que a recuperação nos filões foi considerada boa em todas as sondagens, com excepção da n.º ADG-3, o processo começou por recolher a quantidade em pó com o n.º de gramas igual ao n.º de cm de amostra de testemunho de filão. Juntou-se tudo num recipiente (como exemplifica o quadro VI.10) com o objectivo de se chegar a uma amostra que representasse o filão para cada sondagem feita. O processo utilizado para os roços e trincheiras foi análogo. Uma vez que eram necessários apenas cerca de 100g de pó para efectuar a análise, procedeu-se à recolha dessa quantidade por quartilhamento do total recolhido para cada sondagem, roço e trincheira após moagem (quadro VI.10).

Estas análises foram efectuadas no Laboratório do CRPG em Nancy, França. As amostras foram fundidas com $LiBO_2$ (excepto para o Li) e dissolvidas com HNO_3.Os métodos analíticos utilizados foram os seguintes:

- Espectrometria de emissão com plasma-ICP para análise de elementos maiores e menores;
- Plasma ICP-MS para a análise de todos os outros elementos traço;
- Química clássica na análise do F.

Quadro VI.10 – Exemplo de processo de amostragem de pó composta da sondagem n.º 1 de Veral e que foi o mesmo seguido para os outros filões.

N.º Amostra	Desde (m)	Até (m)	Amostra (m)	Pó recolhido (g)	% Rec.	Tipo de rocha (observ. macros.)
VR-1-01	0,1	0,91	0,68	68	83,95	Aplitopegmatito
VR-1-02	0,91	1,48	0,48	48	84,21	Aplito
VR-1-03	1,48	2,21	0,73	73	100,00	Pegmatito
VR-1-04	2,21	3,05	0,84	84	100,00	Pegmatito
VR-1-05	3,05	3,71	0,66	66	100,00	Pegmatito
VR-1-06	3,71	4,2	0,49	49	100,00	Pegmatito
VR-1-07	4,2	5,21	0,99	99	98,02	Aplito
			total	487		
			analisado	100		

Foram utilizadas também algumas amostras repetidas nos dois laboratórios, tendo-se obtido uma boa correlação nos resultados obtidos para todos os elementos, nomeadamente nos elementos traço, que têm sempre a mesma ordem de grandeza.

No quadro VI.11 faz-se a comparação dos valores de Nancy com os de S. Mamede Infesta para duas dadas amostras.

Quadro VI.11 – Comparação dos resultados obtidos nos laboratórios de Nancy e S. Mamede Infesta para as amostras ADG-1-15 e ALJ-3-57. (< significa abaixo do limite de detecção).

Lab.	amostra	SiO_2	Al_2O_3	Fe Total	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	P. Rubro	TOTAL
Nancy	ADG-1-15	62,4	24,22	0,48	0,01	0,01	0,29	2,05	3,49	0,01	0,17	7,03	100,14
S. M. Infesta	ADG-1-15	62,7	23,18	0,69	0,02	0,11	0,25	1,6	2,92	<0,02	0,11	7,72	99,29
Nancy	ALJ-3-57	73,7	16,43	0,52	0,05	0,04	0,44	5,28	2,12	0,03	0,35	1,2	100,17
S. M. Infesta	ALJ-3-57	73,8	16,14	0,57	0,05	<0,04	0,53	4,96	2,07	0,03	0,33	1,3	99,76

Lab.	amostra	Li %	F %	Ba ppm	Be ppm	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	W	Y	Zr
Nancy	ADG-1-15	0,016	0,046	164	195	6	367	16,7	22,8	3,15	0,52	4,11	20,4
S. M. Infesta	ADG-1-15	0,013	0,045	138	210	6	307	20	23	<10	<4	3	24
Nancy	ALJ-3-57	0,019	0,079	47,7	169	19,2	345	53	195	14,1	1,92	2,27	32,6
S. M. Infesta	ALJ-3-57	0,02	0,084	40	72	19	310	61	167	10	<4	9	31

VI.3.3 - Caracterização geoquímica dos hipotéticos granitos parentais e dos filões estudados

Segundo Černý (1991), os granitos parentais de pegmatitos de elementos raros, como os do campo aplitopegmatítico em estudo, caracterizam-se por serem

intrusões ocasionalmente sinorogénicas, mas mais frequentemente pós-orogénicas ou anorogénicas. No caso de serem sinorogénicas, devem testemunhar o fim do pico de metamorfismo regional. Em todos os casos parecem intruir ao longo de grandes falhas e sistemas de fracturas, ou então em limites litológicos activados tectonicamente (Černý, 1994b).

Como já se explicou, no presente caso, a haver granitos parentais eles terão que pertencer à família LCT (Li, Cs, Ta) tal como os aplitopegmatitos associados. Este tipo de intrusões são muitas vezes heterogéneos, e acompanhados por pegmatitos complexos. Assim, passam gradualmente desde um granito biotítico em profundidade, até um de duas micas, com fácies moscovíticas com granada e, por último, nas zonas mais elevadas formam leucogranitos pegmatíticos.

Os granitos LCT são do tipo I ou S, siliciosos, peraluminosos, com uma relação Na_2O/K_2O variável. Têm concentrações baixas em Ca, Mg, Fe, Ti, Sr, Ba e Zr, mas são bastante enriquecidos em Rb, Be, Ga, Sn e Mn. Também são importantes os conteúdos em Li, Cs, Nb e Ta.

Em termos de teores nestes elementos, os granitos férteis LCT têm tal como já se mencionou, valores baixos em Sr (445 - <1 ppm), Ba (900 – 6 ppm), Ti (4000 - <100 ppm) e Zr (77 - <1 ppm). Pelo contrário apresentam conteúdos altos em Li (1 – 3540 ppm), Rb (32 – 5775 ppm), Cs (3-51 ppm), elementos litófilos como Be (1 – 604 ppm), Ga (19 – 90 ppm), Y (3 – 102 ppm), Sn (<1 – 112 ppm), e outros como B, P, F (Černý, 1989b). Refira-se que apenas algumas amostras deram valores de Zr superiores aos limites definidos, para os granitos férteis tipo LCT (Quadro VI.12).

Segundo Černý (1994b), o fraccionamento geoquímico entre os granitos férteis e os pegmatitos de elementos raros a eles associados, reflecte-se na geoquímica da rocha total, de acordo com os mesmos padrões de variação de elementos maiores e dos elementos traço que se verificam entre granitos estéreis e férteis. Os granitos parentais caracterizam-se então por valores mais altos de CaO, FeO, Fe_2O_3 e MgO do que os aplitopegmatitos a que dão origem. Para além disso os granitos apresentam valores elevados de Al_2O_3, sendo a razão Na_2O/K_2O variável, em função do feldspato dominante. Apesar disso pode dizer-se que os aplitopegmatitos em geral têm uma composição bastante similar à do granito gerador. É o que parece acontecer no caso estudado (Quadro VI.12). Como se sabe, os pegmatitos com elementos raros caracterizam-se, no que se refere à concentração de elementos traço, por terem conteúdos mais elevados em Li, Rb,

Cs, Ta, Nb, Zn, Sn, Hf, B e P e de menores quantidades de Ba, Sr e Zr que o granito parental do qual derivam. Como se pode verificar pela observação do quadro VI.12, só não se confirma na totalidade a regra referida acima, porque alguns elementos não foram analisados nos granitos, e só no que diz respeito ao Sr e Sn (os valores são pouco variáveis para os diferentes filões), se verifica que os valores estão, respectivamente, pouco abaixo e acima dos dos granitos (Quadro VI.12).

Quadro VI.12 – Quadro comparativo da média de amostras representativas dos granitos de Cabeceiras de Basto (dados de Almeida, 1994) e dos filões estudados. Apresentam-se também os limites definidos por Černý (1989b) para os granitos férteis tipo LCT.
(G'f – granito de grão fino; G'm – granito de grão médio; G'g – granito de grão grosseiro; ALJ – filão de Alijó; VR – filão de Veral; ADG – filão de Adagói)

Amostra	média G'f	média G'm	média G'g			média ALJ	média VR	média ADG
SiO_2 (%)	71,74	72,576	72,434			73,47	74,07	72,64
Al_2O_3	14,82	14,83	14,732			16,78	16,04	17,03
Fe_2O_{3t}	1,72	1,488	1,496			0,77	0,71	0,68
MnO	0,03	0,022	0,028			0,12	0,11	0,07
MgO	0,35	0,268	0,326			0,10	0,07	0,15
CaO	0,49	0,442	0,322			0,32	0,19	0,33
Na_2O	2,86	3,128	3,042			3,87	4,28	4,63
K_2O	5,27	4,978	4,904			2,67	3,15	3,10
TiO_2	0,28	0,196	0,204			0,01	0,02	0,01
P_2O_5	0,37	0,348	0,378			0,36	0,34	0,33
P. Rubro	1,49	1,538	1,584			1,22	1,18	1,07
Total	99,41	99,52	99,45			99,68	100,14	100,02
Na_2O/K_2O	0,54	0,632	0,622			1,446	1,366	1,494
ASI	1,42	1,406	1,428			1,835	1,540	1,565
A/KCN	1,30	1,3	1,34			1,736	1,492	1,479
Li (ppm)	300,33	155,8	208,4	**Černý 89b**	**limites**	4857,22	2330,31	3710,34
Ba	253,00	194,8	152,8		900-6	7,00	6,55	56,85
Ce	90,50	32,88	23,82			1,70	0,80	0,83
Dy	2,10	1,72	1,3			0,33	0,19	0,21
Er	0,87	0,64	0,56			0,07	0,06	0,11
Eu	0,63	0,42	0,28			0,07	0,02	0,05
Gd	4,63	2,68	2,12			0,31	0,14	0,19
La	39,80	14,84	10,34			1,32	0,35	0,46
Nb	**13,00**	**14,8**	**14**			**19,63**	**17,95**	**35,22**
Nd	40,77	14	11,06			1,56	0,45	0,34
Rb	**416,67**	**383**	**435**		**32 - 5775**	**533,17**	**607,00**	**547,00**
Sm	7,93	3,32	2,74			0,41	0,14	0,15
Sn	**23,33**	**27,4**	**41**			**33,37**	**26,70**	**25,55**
Sr	**74,67**	**61,6**	**53,4**		**445 - <1**	**75,27**	**22,25**	**49,00**
W	3,00	4,2	7			0,98	1,22	0,97
Y	**10,87**	**8,78**	**6,84**		**3-102**	**1,09**	**1,20**	**1,39**
Yb	0,63	0,48	0,44			0,08	0,10	0,10
Zr	**136,67**	**72,4**	**49,8**		**77- <1**	**13,68**	**15,55**	**15,46**

Segundo Černý et al. (1985b), durante a diferenciação magmática, a tendência do Sr é de diminuir. É o caso dos filões estudados apesar dos granitos terem já um teor baixo naquele elemento. No entanto, existem certos pegmatitos ricos em Li que são anormalmente ricos em Sr (Alvarrões, Almendra, etc.). Aqueles autores afirmam que este fenómeno pode ser causado pelo facto de muito do Sr ser de origem radiogénica ^{87}Sr, nomeadamente nos pegmatitos do Précâmbrico. Não será o caso, uma vez que estes filões são do Paleozóico superior, sendo a razão talvez devida ao factos desses filões litiníferos serem de origem sodolítica (Charoy & Noronha, 1999).

Černý (1989b), apresenta as seguintes variações de valores para os granitos férteis: K/Rb de 270 a 42, K/Cs de 15400 a 1600, K/Ba de 48 a 18200, Rb/Sr de 1,6 a 185, Al/Ga de 3100 a 1180 ppm, Zr/Hf de 64 a 14 e Mg/Li de 50 a 1,7. Os resultados encontrados para o complexo de Cabeceiras de Basto nos elementos e razões acima referidos (Quadro VI.13) encontram-se dentro dos limites dos intervalos definidos apesar de alguns elementos não terem sido analisados nos granitos.

Quadro VI.13 – Razões calculadas para as fácies do complexo de Cabeceiras, com base nos critérios de Černý (1989b) com dados de Almeida (1994). (G'f – granito de grão fino; G'm – granito de grão médio; G'g – granito de grão grosseiro; Valores em ppm)

Amostra	Média G'f	Média G'm	Média G'g	Cerny 89b
K	43625	41181	40569	
Rb	417	383	435	
Ba	253	195	153	
Sr	75	62	53	
K/Rb	105	110	98	270-42
K/Ba	179	233	317	48-18200
Rb/Sr	7	7	10	1,6-185
Mg	2111	1617	1967	
Li	300	156	208	
Mg/Li	8	14	13	50-1,7

VI.3.3.1 - Relação dos granitos parentais com os filões estudados

O grau de saturação em Al_2O_3, dado quer pelo índice $ASI=(Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ quer pelo índice $A/KCN=(Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$, é geralmente utilizado com o objectivo de se comparar estes granitóides com os granitos férteis da família LCT. No diagrama da figura VI.11, estão projectados os valores dos referidos índices não só para os exemplos estudados como de outras localidades segundo Černý (1994b).

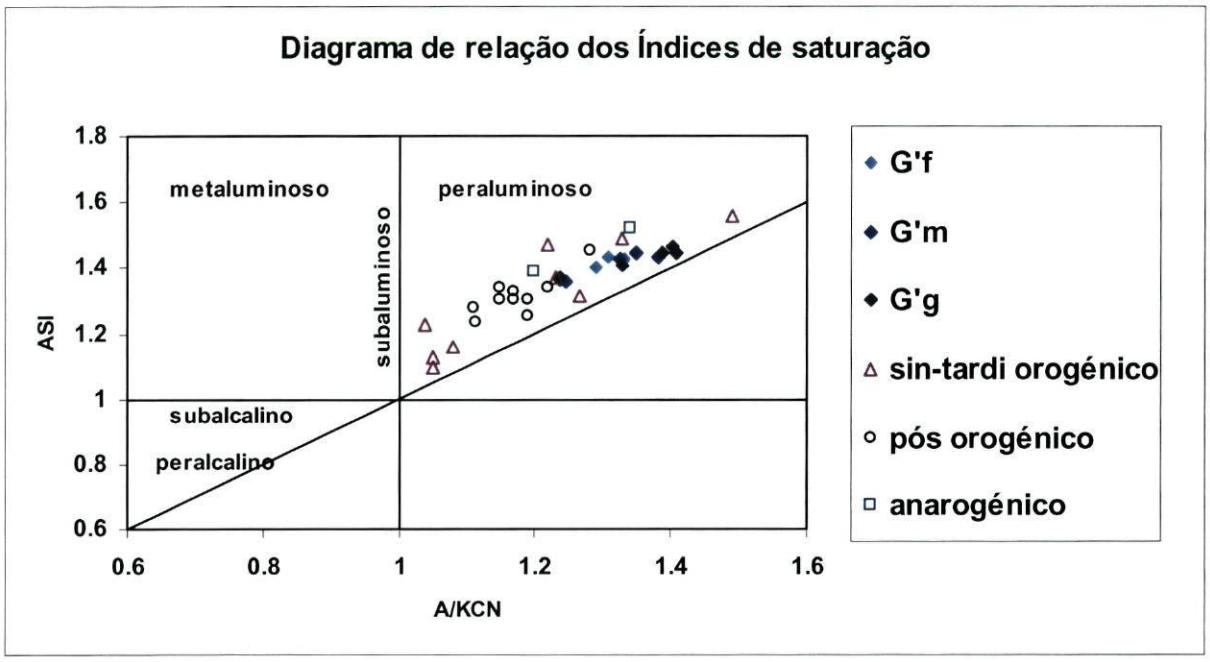


Figura VI.12 – Diagrama relacionando os dois índices de saturação em alumínio (ASI e A/CNK) enquadrando os granitos de Cabeceiras de Basto nos granitos férteis da família LCT (modificado de Černý, 1994b com dados de Almeida, 1994).

Como se pode observar pela referida figura, os granitos do complexo de Cabeceiras de Basto enquadram-se perfeitamente na série dos granitos férteis sin a tardi-orogénicos da família LCT definidos por Černý (1994b).

Para além disso, foi ainda feito o diagrama químico-mineralógico AB de Debon & Le Fort (1982), onde foram projectados os dados analíticos dos granitos bem como dos aplitopegmatitos (figura VI.12). Este diagrama associa os parâmetros A e B, sendo A=[Al-(K+Na+2Ca)] e B=(Fe+Mg+Ti) (La Roche, 1964) expressos ambos em milicatiões, sendo este último proporcional à quantidade em peso dos minerais escuros (de alto índice de cor). Este diagrama destina-se a pôr em evidência tanto o carácter alumínico como a abundância de minerais de altos índices de cor. O parâmetro A, já anteriormente utilizado por outros autores e.g. Shand (1927), Chappell & White (1974), Clarke (1981), define o carácter aluminoso ou metaluminoso, em função de ser respectivamente positivo ou negativo. O termo peraluminoso é utilizado em rochas apresentando (K+Na+2Ca)<Al, enquanto que o termo metaluminoso inclui três situações: rochas subaluminosas, metaluminosas e peralcalinas, caracterizadas respectivamente por: (K+Na+2Ca)=Al, (K+Na+2Ca)>Al>(K+Na) e (K+Na)>Al. Sendo assim o diagrama acima exprime o balanço entre minerais peraluminosos característicos, mais ou menos ricos em Al (moscovite, biotite, aluminossilicatos) e os minerais metaluminosos.

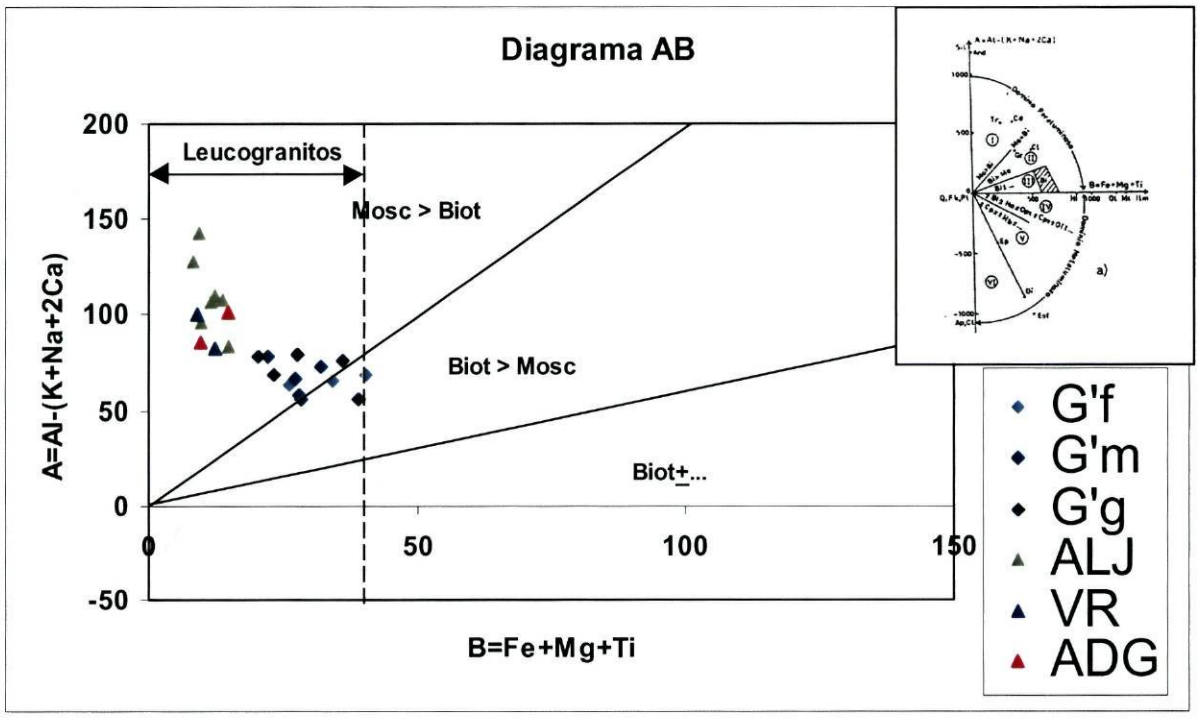


Figura VI.13 - Diagrama A-B de minerais característicos (Debon & Le Fort, 1982). Os filões projectam-se no campo dos leucogranitos e com uma maior percentagem de moscovite do que biotite. Os granitos formam um alinhamento típico da alumina. (Parâmetros expressos em milicatiões de cada elemento em 100g de rocha).

Encontra-se dividido em vários sectores por linhas traçadas a partir da origem, ponto onde se encontram os feldspatos e o quartzo, dependendo a posição da rocha da natureza e proporções dos minerais característicos. Como se pode ver pelo diagrama, as amostras frescas dos filões estudados formam associações que definem linhas mais ou menos verticais, nomeadamente Alijó, do qual se tem mais amostras frescas (foram projectadas apenas estas já que o parâmetro A é muito sensível a fenómenos de alteração). Tratam-se portanto de rochas peraluminosas, como indicam os seus índices ASI & A/CNK, sendo caracterizadas pela presença de moscovite e a ausência de biotite (Mosc > Biot, Fig. VI.12).

Os granitos de Cabeceiras de Basto caem no domínio Mosc > Biot do diagrama, definindo uma linha de pendor negativo, que de acordo com os autores do diagrama, indicia uma associação aluminosa, tal como tinha sido já afirmado por Almeida (1994) e referido atrás na descrição destes granitos. Assim, os granitóides são também peraluminosos mas menos que os aplitopegmatitos como se pôde verificar pelos índices de aluminosidade. Outra ideia que pode resultar dos referidos diagramas é que os filões estudados podem resultar da diferenciação dos granitos, sendo Alijó o mais evoluído desses filões.

A alteração meteórica dos filões está bem patente nos gráficos de SiO_2-Na_2O e Na_2O-P. Rubro (figura VI.13 e VI.14), onde se destacam as amostras realizadas em roços à superfície, ou parcelas de sondagens que intersectaram zonas alteradas como a falha de Adagói.

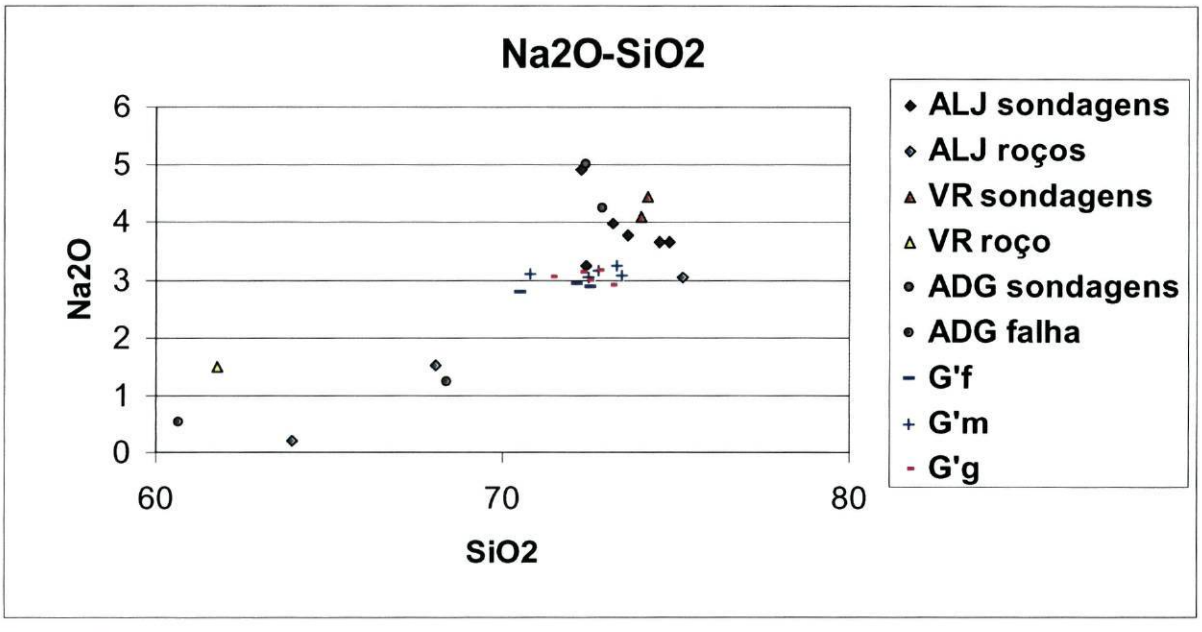


Figura VI.14 - Diagrama de SiO_2-Na_2O com projecção dos granitos de Cabeceiras de Basto e filões estudados, onde se verifica uma certa correlação positiva.

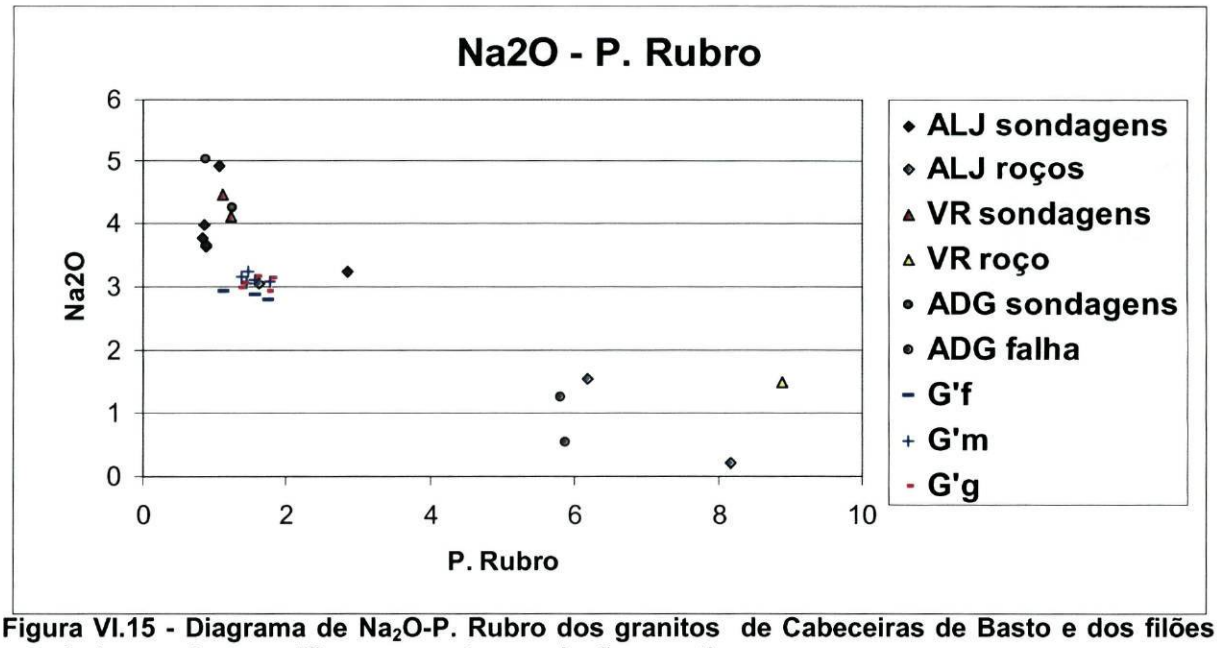


Figura VI.15 - Diagrama de Na_2O-P. Rubro dos granitos de Cabeceiras de Basto e dos filões estudados, onde se verifica uma certa correlação negativa.

Com efeito, como se pode deduzir pelos referidos diagramas, à diminuição de teores em SiO_2 corresponde uma diminuição de Na_2O, e o aumento do valor da

perda ao rubro, sugerindo que a meteorização química provoca a diminuição dos valores de SiO_2 e Na_2O. A projecção nesses mesmos diagramas das amostras de granitos que servem de base à caracterização geoquímica dos hipotéticos granitos parentais prova que estas amostras são bastante frescas, quando comparadas com as alteradas dos filões. O diagrama da figura VI.15 mostra que no entanto essa alteração química não tem o mesmo efeito no K_2O, o que é explicado pela fixação do K, nomeadamente nos minerais de argila (principalmente ilite) que se formam nas zonas de alteração, mesmo em amostras aparentemente frescas.

Deve-se salientar que esta comparação de análises, não tem em conta as eventuais variações de densidade das amostras.

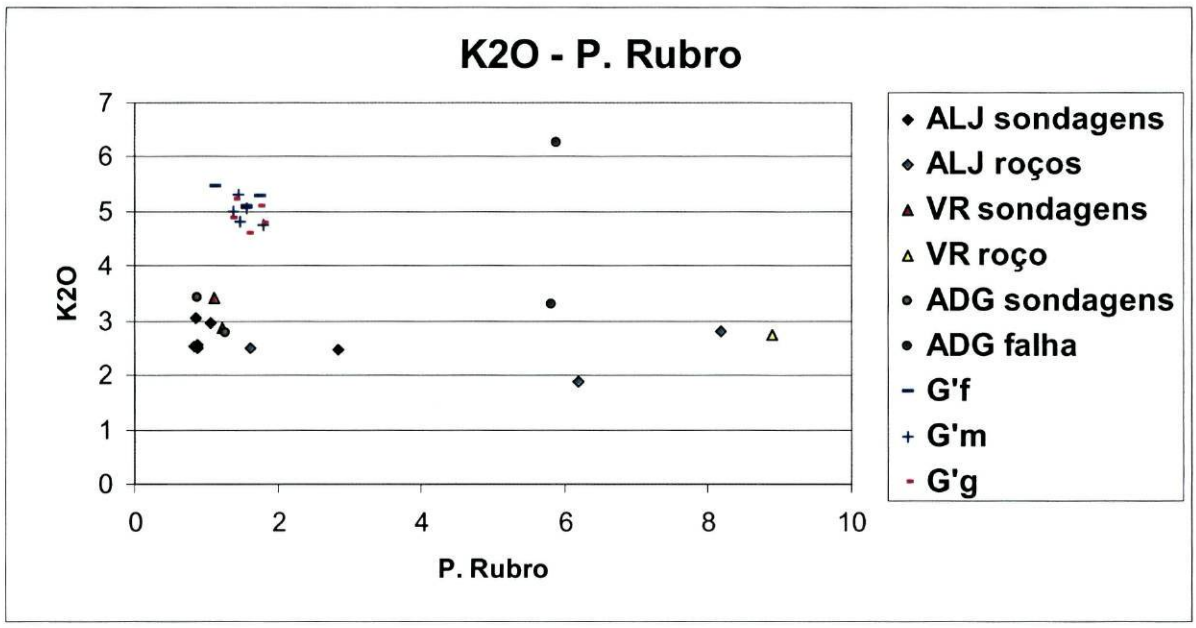


Figura VI.16 - Diagrama de K_2O-P. Rubro dos granitos de Cabeceiras de Basto e dos filões estudados, onde não se verifica nenhuma correlação franca pelas razões apontadas no texto.

Os diagramas das figuras VI.16 e VI.17 relacionando respectivamente Li_2O-P. Rubro e Si_2O-P. Rubro dos granitos de Cabeceiras de Basto e dos filões estudados, mostram mais uma vez que existe uma correlação negativa destes elementos com o aumento da perda ao rubro que é causada por uma maior alteração química, o que é indicativo que também o lítio é mobilizado aquando dos processos de alteração meteórica.

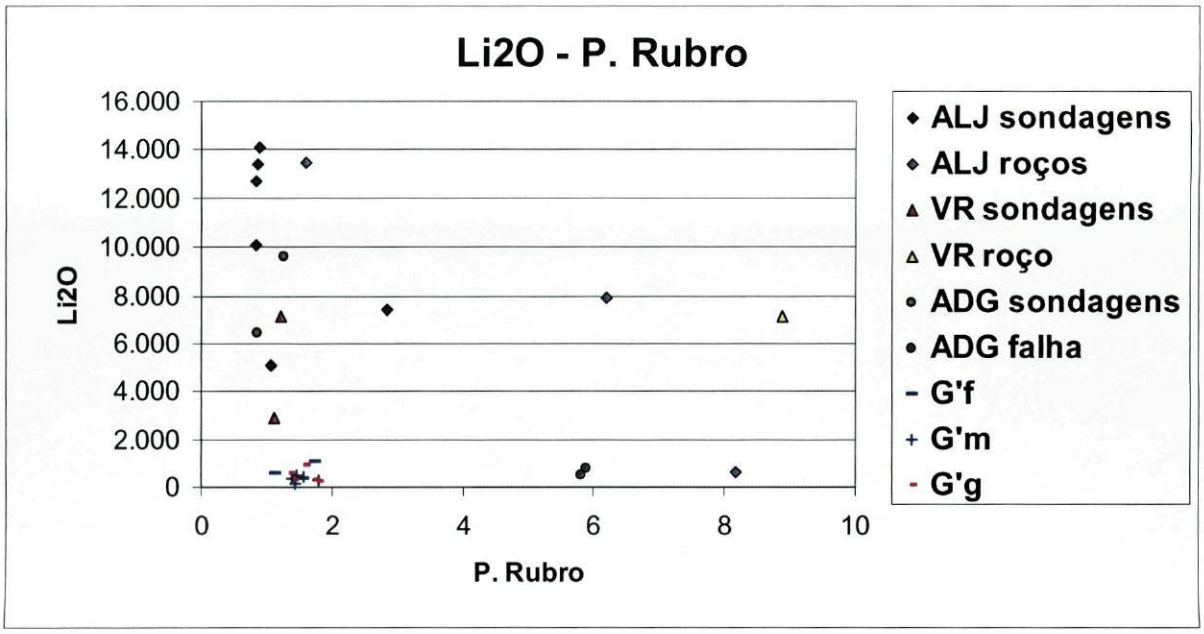


Figura VI.17 - Diagrama de SiO_2-Na_2O com projecção dos granitos de Cabeceiras de Basto e filões estudados, onde se verifica uma certa correlação negativa.

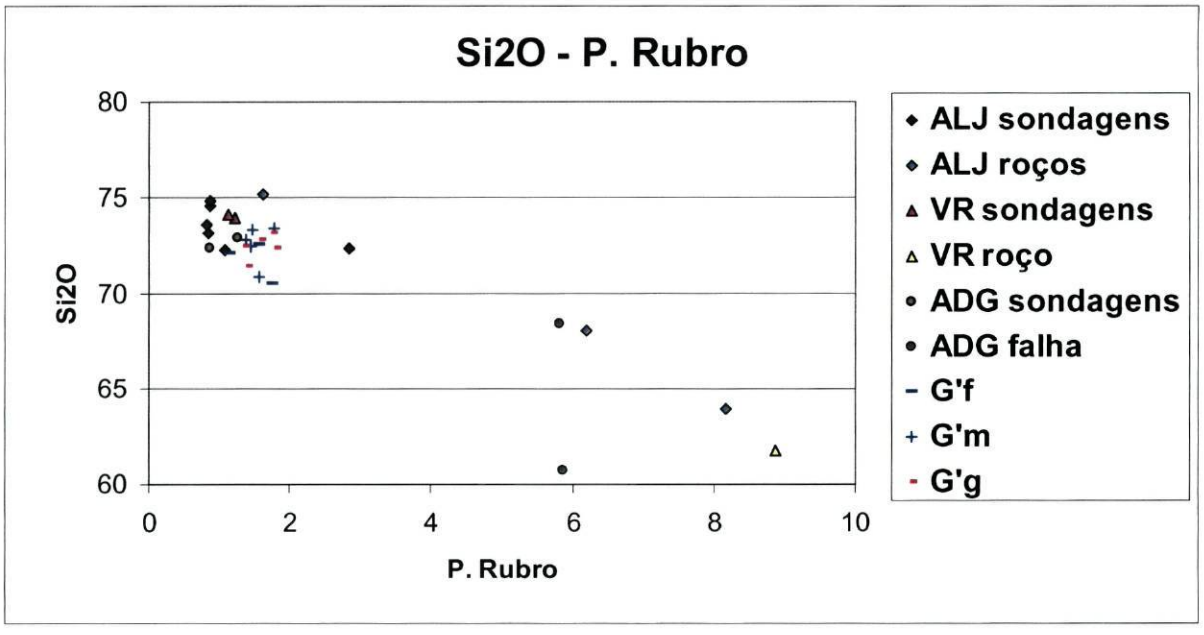


Figura VI.18 - Diagrama de SiO_2-Na_2O com projecção dos granitos de Cabeceiras de Basto e filões estudados, onde se verifica uma certa correlação negativa.

VI.3.3.2 - Elementos maiores para as amostras compostas do filão de Alijó

Neste filão foram feitas, no total, nove amostras compostas. Uma na sondagem ALJ-1, duas na ALJ-2 e três na ALJ-3, realizando-se as últimas três nos roços ALJ-R1, ALJ-R2 e ALJ-R3. Os resultados são apresentados nos quadros VI.14. Os limites de detecção correspondentes aos métodos analíticos do CRPG de Nancy, França apresentam-se no quadro do anexo 5.

Quadro VI.14 – Resultado das análises químicas de rocha total das diferentes amostras realizadas no filão de Alijó. Também se apresentam a razão Na_2O/K_2O expressando ambos a % em peso do óxido e os índices ASI (Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)) e o índice A/KCN (Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)) expressos todos os óxidos em % molar. O P. Rubro é a % em peso da parte perdida pela amostra durante a sua calcinação (fusão).

Amostra	ALJ-1	ALJ-2-A	ALJ-2-B	ALJ-3-A	ALJ-3-B	ALJ-3-C	ALJ-R1	ALJ-R2	ALJ-R3
SiO_2 (%)	72,3	73,19	74,53	72,41	73,62	74,83	63,94	68,08	75,2
Al_2O_3	16,9	16,31	16,69	17,81	16,42	16,5	20,59	20,7	16,47
Fe_2O_3t	0,79	0,66	0,82	0,71	0,79	0,84	2,42	1,39	0,62
MnO	0,1	0,13	0,15	0,04	0,14	0,16	0,03	0	0,03
MgO	0,21	0,07	0,08	0,02	0,08	0,12	1,67	0,06	0,01
CaO	0,49	0,33	0,36	0,03	0,31	0,37	0,01	0,01	0,06
Na_2O	4,91	3,97	3,65	3,24	3,78	3,66	0,2	1,53	3,04
K_2O	2,95	3,05	2,55	2,46	2,53	2,49	2,82	1,88	2,49
TiO_2	0	0	0	0,01	0	0,02	0	0,04	0,02
P_2O_5	0,41	0,4	0,4	0,21	0,37	0,39	0,12	0,16	0,21
P. Rubro	1,07	0,85	0,88	2,84	0,83	0,87	8,18	6,19	1,61
TOTAL	100	98,96	100,11	99,78	98,87	100,25	99,98	100	99,76
Na_2O/K_2O	1,66	1,30	1,43	1,32	1,49	1,47	0,07	0,81	1,22
ASI	1,50	1,66	1,90	2,23	1,83	1,89	6,07	4,54	2,14
A/KCN	1,39	1,56	1,77	2,21	1,72	1,76	6,04	4,52	2,11
F (%)	0,04	0,033	0,035	0,033	0,044	0,043	0,16	0,039	0,025
As (ppm)	5,01	1,45	3,37	8,56	6,75	182	44,9	39,2	12
Ba	12,2	2,6	5	14,3	2,2	5,7	52,2	31,2	12,9
Be	135	141	133	124	138	136	102	152	91,4
Bi	0,21	0,57	0,2	0,23	0,42	0,36	0,28	0,52	0,41
Cd	0,06	0,19	0,21	0,17	0,25	0,33	0	0,07	0,06
Co	0,91	0,6	1,01	6,64	0,95	0,8	7,66	1,36	0,25
Cr	44,1	62,3	62,2	31,9	63,3	61,8	11,6	31,1	23,7
Cs	41,2	50,1	36,5	30,9	50,1	50,9	31,9	32,7	31
Cu	7,1	3,4	4,6	4	3,8	3,1	8,4	5,2	3
Ga	17,3	17,8	17,6	20,8	18,1	17,3	26,4	21,5	16,3
Ge	4,46	4,62	4,5	4,56	4,95	4,44	3,77	3,59	4,52
Hf	0,61	1,22	0,88	1,15	1,15	0,79	1,66	1,55	0,86
In	0	0	0	0	0	0,01	0,01	0	0
Li	2370	4681	6561	3430	5891	6210	307	3680	6261
Mo	0,83	0,5	0,78	0,29	1,03	0,81	0,19	0,46	0,27
Nb	15,6	18,9	14,5	29,2	19,4	20,2	31,6	24,3	19
Ni	19,6	17,7	19,4	8,8	43,6	30	29,3	17,9	5,1
Pb	14,7	16,1	15	16,8	16,3	14,9	14,9	21,1	20,7
Rb	526	603	512	502	530	526	486	353	502
Sb	0,4	0,36	0,26	0,38	0,24	0,28	2,97	1,65	0,38
Sn	30,6	34,1	30,1	42,1	32,1	31,2	43,7	37,2	30,5
Sr	59,5	83,5	80,6	55,1	81,1	91,8	65,4	98,3	56,8
Ta	9,43	14,3	8,48	20,4	16	13,8	22,6	18	11,7
Th	0,17	0,27	0,23	0,74	0,2	0,32	0,69	4,94	0,33
U	5,13	10,7	8,76	5,71	9,29	8,32	8,07	10,1	7,64
V	0,2	0,1	0,3	1,3	0,1	0,5	0,5	6	0,3
W	0,82	1,35	0,78	1,03	0,96	0,91	1,2	2,48	0,77
Y	1,13	1,02	0,9	1,67	0,93	0,87	12,4	3,99	0,75
Zn	44,5	72,7	83,9	51,8	77,5	81,6	47,5	40,9	48,1
Zr	8,97	16,5	12,5	18,3	15,3	10,5	28,2	39,1	16,1

Todas as amostras indicam um elevado teor em SiO_2, com excepção das ALJ-R1 e ALJ-R2 que apresentam um valor mais baixo, certamente porque os afloramentos onde foram realizadas se encontram muito meteorizados quimicamente. Este processo terá levado à lixiviação de parte deste elemento (nomeadamente para o encaixante, principalmente no seu encosto). Os teores de Fe total, TiO_2, CaO e MgO são geralmente bastante baixos quando comparados com os granitos potencialmente parentais (granitos de Cabeceiras de Basto), o que está de acordo com o que foi já descrito para os pegmatitos e respectivos granitos parentais tipo LCT. Exceptuam-se os roços anteriormente referidos no caso do Fe e Mg por causa da alteração já referida ter o efeito de concentração nestes elementos. Quanto à razão Na_2O/K_2O (% em peso de óxido) ela não difere muito para as diferentes amostras deste filão, a não ser nos referidos roços, onde há a inversão da posição de domínio destes elementos alcalinos. A referida alteração química favorece a lixiviação do Na relativamente ao K, ou seja, a alteração química da albite é mais fácil do que a do feldspato potássico e para além disso o K está também na moscovite que é mais difícil de meteorizar quimicamente. Saliente-se mais uma vez que o K é fixado mais facilmente nos minerais secundários ao contrário do Na.

Portanto, o filão de Alijó tem um forte carácter sódico, pois em todas as amostras frescas os valores de Na_2O são superiores aos de K_2O, variando a sua razão entre 1,30 e 1,66 (quadro VI.14). Estes valores altos de Na explicam-se pela dominância mineralógica da albite como feldspato predominante no filão enquanto fresco, principalmente nas fácies aplíticas, onde muitas vezes é o único feldspato presente. Stewart (1978) já tinha referido que existe duas vezes mais albite do que feldspato potássico em pegmatitos litiníferos). O quadro VI.15, com dados retirados de Charoy et al. (1992) e dados deste estudo, demonstra bem essa especificidade mineralógica para a fácies aplítica e pegmatítica.

Quadro VI.15 – Composição química em termos de alcalis de vários filões do campo aplitopegmatítico estudado (ver localização no mapa geral) (ap - aplito; peg – pegmatito).

	CHN5		CHN37		CHN42		Alijó (média)		Veral (média)		Adagói (média)	
Fácies	Ap	peg	ap	peg	ap	peg	ap	Peg	ap	peg	ap	peg
Na_2O	5,13	2,45	5,3	2,31	5,83	0,56	6,52	2,8	4,76	3,64	6,12	3,48
K_2O	2,24	3,54	2,52	2,07	1,79	1,08	2,64	3,6	1,95	4,01	2,46	4,5
Na_2O/K_2O	3,69	3,00	3,91	2,19	3,81	0,82	4,58	3,20	3,36	3,83	4,29	3,99

Comparando os valores desta razão com os possíveis granitos parentais, verifica-se que no filão o valor é bastante superior, permitindo dizer que resultam de um magma granítico com um grau de fraccionamento superior aos referidos granitos, que apresentam a mesma razão variando entre 0,53 e 0,69 (quadro VI.15).

No que se refere aos índices de peraluminosidade (ASI = $Al_2O_3 - [Na_2O+K_2O]$ e A/KCN=$Al_2O_3 - [Na_2O + K_2O + CaO]$ expressos em % molar de óxidos), as amostras frescas indicam mais uma vez o carácter peraluminoso deste filão.

Os valores de A/KCN variam entre 1,39 e 2,21 enquanto que o índice ASI oscila entre 1,50 e 2,22. Esta pequena diferença entre os valores dos dois índices, salientam mais uma vez o baixo teor de CaO neste filão. Os valores dos índices neste filão são superiores aos encontrados para os granitos possivelmente parentais, em que o índice ASI varia entre 1,36 e 1,45 e o A/KCN oscila entre 1,24 e 1,41.

VI.3.3.3 - Elementos maiores para as amostras compostas do filão de Veral

Neste filão foram feitas no total três amostras compostas. Uma na sondagem VR-1, outra na VR-2, realizando-se a última no roço VR-R1. Os resultados são apresentados no quadro VI.6. Os limites de detecção correspondentes aos métodos analíticos do laboratório do CRPG de Nancy apresentam-se no quadro do anexo 5.
As amostras das sondagens (VR-1 e VR-2) indicam um elevado teor em SiO_2, enquanto o roço VR-R1 apresenta um valor mais baixo pelas mesmas razões já referidas no filão anterior.

Tal como em Alijó os teores de Fe total, TiO_2, CaO e MgO são geralmente bastante baixos quando comparados com os granitos potencialmente parentais. Quanto à razão Na_2O/K_2O (% em peso de óxido) ela não difere muito para as diferentes amostras deste filão, a não ser no roço VR-R1 já referido anteriormente, onde há a inversão da posição de domínio destes elemento alcalinos. Tal como o filão anteriormente descrito, o filão de Veral tem um forte carácter sódico. As amostras frescas apresentam valores de Na_2O superiores aos de K_2O, variando a sua razão entre 1,30 e 1,43 (quadro VI.16). Estes valores permitem deduzir as mesmas propriedades referidas para o filão anterior.

Quadro VI.16 – Resultado das análises químicas de rocha total das diferentes amostras realizadas no filão de Veral. Também se apresentam a razão Na_2O/K_2O expressando ambos a % em peso do óxido e os índices ASI ($Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$) e o índice A/KCN ($Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$) expressos todos os óxidos em % molar. O P. Rubro é a % em peso da parte perdida pela amostra durante a sua calcinação (fusão).

amostra	VR-1	VR-2	VR-R1	ppm	VR-1	VR-2	VR-R1
SiO_2 (%)	73,98	74,16	61,79	Cs	36,9	33,2	31,5
Al_2O_3	16,34	15,74	23,75	Cu	4,8	8	5,6
Fe Total	0,61	0,81	0,94	Ga	17,3	14,9	22,3
MnO	0,11	0,11	0	Ge	4,7	4,41	3,91
MgO	0,06	0,08	0,04	Hf	0,9	0,64	1,15
CaO	0,2	0,17	0	In	0	0	0
Na_2O	4,11	4,45	1,48	Li	3320	1340	3320
K_2O	2,88	3,41	2,74	Mo	0,43	0,59	0,25
TiO_2	0,01	0,02	0,02	Nb	20,9	15	32,3
P_2O_5	0,33	0,35	0,14	Ni	12,4	14,6	6
P. Rubro	1,23	1,12	8,88	Pb	9,58	12,2	18,4
TOTAL	99,86	100,42	99,78	Rb	599	615	530
ASI	1,65	1,43	4,39	Sb	0,18	0,16	0,24
A/KCN	1,59	1,39	4,39	Sn	28,8	24,6	55,7
Na_2O/K_2O	1,43	1,30	0,54	Sr	19,6	24,9	86,4
F (%)	0,051	0,046	0,051	Ta	10,8	10,9	15,6
As (ppm)	4,08	2,11	27,2	Th	0,33	0,27	3,22
Ba	7	6,1	23,9	U	12,7	9,76	8,02
Be	135	125	70,8	V	0,5	0,5	4,4
Bi	0,61	0,62	0,42	W	1,31	1,13	1,55
Cd	1,21	1,25	0,05	Y	1,36	1,03	3,5
Co	0,59	0,53	1,56	Zn	79,2	49,8	33,7
Cr	50,9	49	18,2	Zr	17,8	13,3	25,5

No que se refere aos índices de peraluminosidade (ASI e A/KCN), as amostras frescas indicam igualmente o carácter peralumínico deste filão. Os valores de A/KCN variam entre 1,39 e 1,59 enquanto que o índice ASI oscila entre 1,43 e 1,65. Tal como no filão anterior, os valores dos índices neste filão são superiores aos encontrados para os granitos possivelmente parentais, em que o índice ASI varia entre 1,36 e 1,45 e o A/KCN oscila entre 1,24 e 1,41.

VI.3.3.4 - Elementos maiores para as amostras compostas do filão de Adagói

Neste filão foram feitas no total quatro amostras compostas. Uma na sondagem ADG-1, e três na ADG-2. Os resultados são apresentados no quadro VI.7. Os limites de detecção correspondentes aos métodos analíticos do laboratório do CRPG de Nancy, França, apresentam-se no quadro do anexo 5.

Quadro VI.17 – Resultado das análises químicas de rocha total das diferentes amostras realizadas no filão de Adagói. Também se apresentam a razão Na_2O/K_2O expressando ambos a % em peso do óxido e os índices ASI ($Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$) e o índice A/KCN ($Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$) expressos todos os óxidos em % molar. O P. Rubro é a % em peso da parte perdida pela amostra durante a sua calcinação (fusão).

amostra	ADG-1	ADG-2-A	ADG-2-B	ADG-2-C	ppm	ADG-1	ADG-2-A	ADG-2-B	ADG-2-C
SiO_2 (%)	68,42	72,87	60,67	72,4	Cs	22,3	18,2	42,5	49,9
Al_2O_3	19,88	17,14	19,17	16,91	Cu	19,3	2,7	20,9	5,8
Fe Total	0,86	0,8	3,28	0,56	Ga	14,1	14,9	14	16
MnO	0,02	0,09	0,15	0,05	Ge	2,28	3,89	1,51	0,647
MgO	0,4	0,19	2,49	0,11	Hf	0,36	0,45	0,59	2,06
CaO	0,06	0,42	1,12	0,24	In	0,02	0	0,01	0
Na_2O	1,24	4,24	0,54	5,01	Li	244	4440	358	2980
K_2O	3,29	2,79	6,26	3,41	Mo	0,54	0,45	3,1	0,68
TiO_2	0,01	0,01	0,01	0,01	Nb	8,14	9,54	16,3	60,9
P_2O_5	0,1	0,38	0,54	0,27	Ni	6,5	15,5	13,6	21,9
P. Rubro	5,82	1,26	5,88	0,87	Pb	13	19,9	21,3	23,8
TOTAL	100,1	100,19	100,11	99,84	Rb	392	379	512	715
ASI	3,54	1,71	2,50	1,42	Sb	0,12	0,08	0,67	0,2
A/KCN	3,48	1,59	1,97	1,37	Sn	15,5	16,5	12	34,6
Na_2O/K_2O	0,38	1,52	0,09	1,47	Sr	33,3	54,9	67,7	43,1
F (%)	0,06	0,026	0,16	0,022	Ta	6,17	3,61	15,7	51,6
As (ppm)	3,18	2,35	43,8	4,8	Th	0,18	0,12	0,16	0,23
Ba	122	33,4	205	80,3	U	3,23	6,39	6,26	16,4
Be	129	158	135	110	V	1,8	0,2	0,1	0,5
Bi	0,56	0,58	2,63	0,71	W	0,93	1,1	0,26	0,83
Cd	0	0,03	0	0,37	Y	9,71	2,22	6	0,56
Co	7,63	1,07	16,8	0,87	Zn	13,3	28,5	25,2	115
Cr	17,2	48,5	13,5	45,9	Zr	5,89	6,11	6,99	24,8

As amostras que não demonstram alteração, indicam um elevado teor em SiO_2. As amostras ADG-1 e ADG-2-B apresentam um valor mais baixo porque representam parcelas nas sondagens que correspondem a pontos do filão intersectados pela falha que afecta este filão. Os teores de Fe total, TiO_2, CaO e MgO são geralmente bastante baixos quando comparados com os granitos potencialmente parentais, exceptuando-se a amostra ADG-2-B que apresenta valores anormais de Fe, Ca e Mg devido à alteração química, associada à falha já referida, ter um efeito de concentração nestes elementos, nomeadamente com precipitação de sulfuretos, etc. Quanto à razão Na_2O/K_2O (% em peso de óxido) ela é para as rochas frescas do filão superior a 1 e inferior no caso das parcelas alteradas. Portanto o filão de Adagói tem, tal como os outros, um forte carácter sódico pois em todas as amostras frescas os valores de Na_2O são superiores aos de K_2O, variando a sua razão entre 1,47 e 1,52 (quadro VI.17). Estes valores altos de

Na explicam-se pela dominância mineralógica da albite como feldspato predominante no filão, principalmente nas fácies aplíticas.

Comparando os valores desta razão com os possíveis granitos parentais, verifica-se que no filão são muito maiores, permitindo dizer que se trata de um magma granítico com um grau de fraccionamento superior aos referidos granitos, que apresentam a mesma razão a variar entre 0,53 e 0,69.

No que se refere aos índices de peraluminosidade (ASI e A/KCN), as amostras frescas indicam o carácter peralumínico deste filão. Os valores de A/KCN variam entre 1,37 e 1,59 enquanto que o índice ASI oscila entre 1,42 e 1,71. Os valores dos índices neste filão são superiores aos encontrados para os granitos possivelmente parentais, em que o índice ASI varia entre 1,36 e 1,45 e o A/KCN oscila entre 1,24 e 1,41.

Em termos gerais os filões estudados apresentam valores muito próximos com os valores típicos para pegmatitos litiníferos definidos por Stewart (1978).

Quadro VI.18 – Os elementos maiores de pegmatitos litiníferos (Stewart, 1978). 1 – Kings Mtn., NC, Kesler 1961; 2 – Peg Claims, ME, Sundelius 1963; 3 – Beardmore, Ontário, Milne 1962; 4 – Média de amostras frescas do filão de Alijó, onde só está presente espodumena; 5 – Bikita, Rhodesia, Gallagher 1962; 6 – Hirvikallio, Finlandia, Vesasalo 1959;

Composto % peso	Com espodumena				Com petalite	
	1	2	3	4	5	6
SiO_2 (%)	74,6	73,5	76,0	74,3	73,0	73,7
Al_2O_3	16,4	16,7	15,9	16,5	16,0	16,9
Na_2O	3,3	3,4	2,9	3,6	4,5	3,1
K_2O	2,4	2,6	3,3	2,6	2,0	2,9
Li_2O	1,5	1,4	1,6	1,3	1,5	1,8
Total	98,2	97,6	99,7	98,3	97,0	98,4

VI.3.3.5 - Elementos traço

Nos referidos quadros VI.14, VI.16 e VI.17, apresentam-se também os valores analíticos correspondentes aos elementos traço mais característicos dos pegmatitos estudados. Em termos de lítio, os valores mais altos aparecem em cortes efectuados em Alijó, chegando a mais de 6500 ppm em média. Seguidamente, o filão com teores mais significativos é o de Adagói, em que uma sondagem quase sem alteração, tem de média quase 4500 ppm. Os valores médios mais baixos encontram-se em Veral, com o valor mais alto inferior a 3500 ppm.

O flúor tem sempre valores bastante baixos, o que está de acordo com as características de pegmatitos ricos em espodumena e petalite (onde a lepidolite está ausente). Como se pode verificar pelo diagrama da figura VI.19, existe uma correlação inversa entre o F e Li. Também é visível no mesmo diagrama que o teor de F aumenta na zona de falha de Adagói, o que terá a ver com circulação de fluidos na falha.

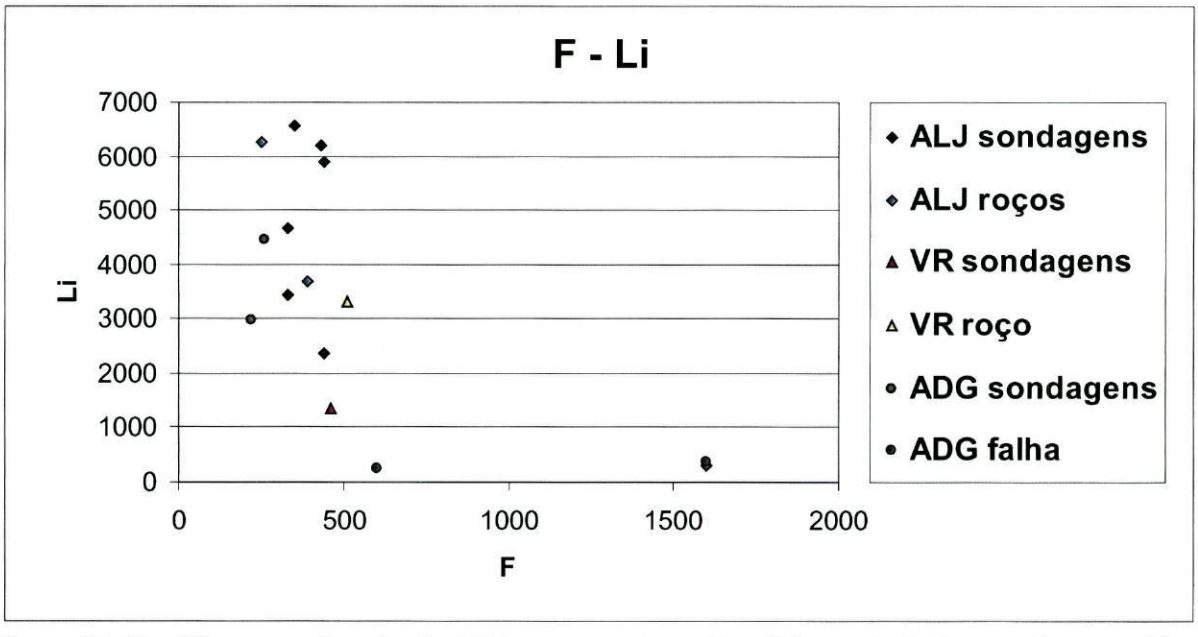


Figura VI.19 - Diagrama de relação Li-F nas amostras dos filões estudados, onde se verifica uma certa correlação negativa. As amostras alteradas destacam-se pelo seu enriquecimento em F.

No que respeita ao Be, apesar de apresentarem valores muito superiores aos encontrados nos granitos, são baixos se comparados com outros pegmatitos de elementos raros, apresentando uma composição média que raramente ultrapassa os 150 ppm. O Sn tem teores baixos em todos os filões, raramente ultrapassando os 40 ppm.

Em termos de Nb e Ta os teores são baixos, não ultrapassando respectivamente os 60 e 50 ppm. Como se pode ver pelo gráfico da figura VI.20, existe uma correlação positiva entre estes dois elementos. Por seu lado o Cs tem valores baixos em todos os filões, que nunca ultrapassam os 50 ppm neste elemento.

Em termos de bário, enquanto em Veral e Alijó os valores não ultrapassam os 25 ppm, em Adagói aparecem valores mais altos com um máximo de 205 ppm, que terão a ver certamente com a acção de circulação de fluidos na falha. Os valores de

Ba mais baixos comparativamente aos granitos de Cabeceiras de Basto testemunham um magma mais evoluído. O Rb apresenta valores semelhantes em todos os filões estudados, rondando os 500 ppm. No entanto não existe nenhuma relação com o Li como acontece nos pegmatitos litiníferos, em que há a presença de lepidolite de origem hidrotermal (ver fig. VI.21).

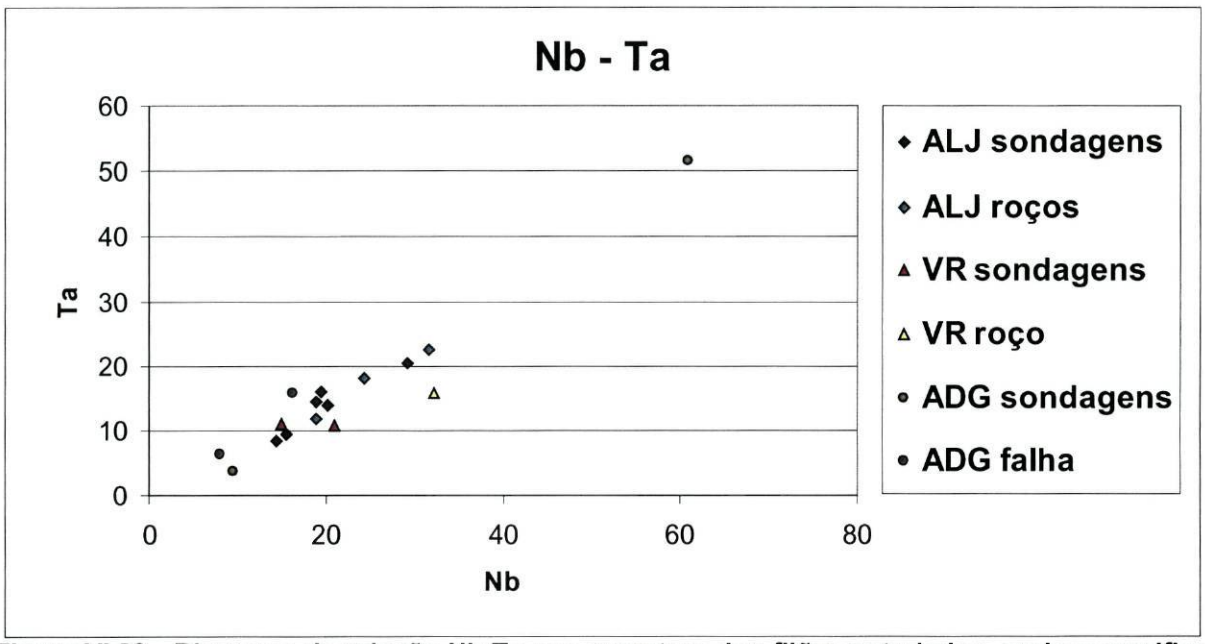


Figura VI.20 - Diagrama de relação Nb-Ta nas amostras dos filões estudados, onde se verifica uma certa correlação positiva.

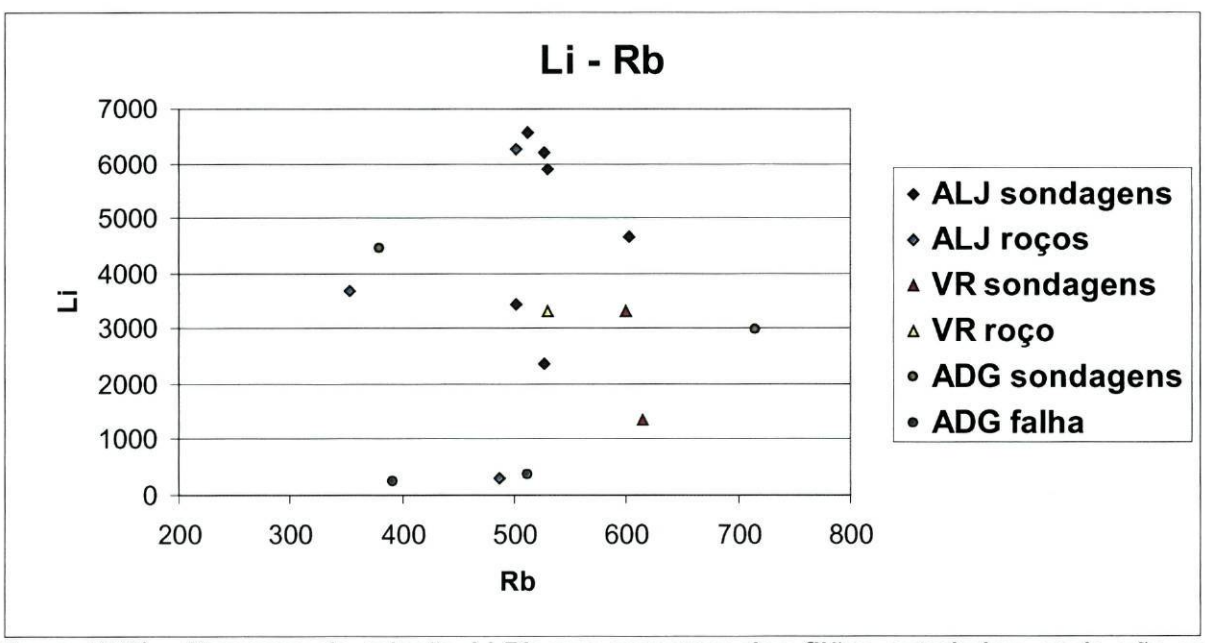


Figura VI.21 - Diagrama de relação Li-Rb nas amostras dos filões estudados, onde não se verifica qualquer tipo de correlação, ao contrário do que acontece nos filões de outros campos, onde a fase litinífera é a lepidolite.

Deve-se acentuar que para justificar a existência de Be, Nb, Ta e Sn, não foram encontrados nem berilo, nem columbo-tantalite, nem mesmo cassiterite, assumindo-se que poderão ser as moscovites as portadoras destes três últimos elementos.

Como se pode observar pelo quadro VI.19, os filões estudados classificam-se segundo Černý (1991a) como sendo do tipo complexo. As razões apresentadas indicam que os filões para este tipo são pobres em Cs e principalmente em Ga.

Quadro VI.19 - Razões calculadas para os filões estudados, com base nos critérios Černý (1991a) e comparados com dados de tipos de pegmatitos de elementos raros deste autor. (1) sub-tipos espodumena, petalite e ambligonite; (ALJ – filão de Alijó; VR – filão de Veral; ADG – filão de Adagói; Valores em ppm)

	ALJ (média)	VR (média)	ADG (média)	Complexo (1)	lepidolite	albite-esp
Li (ppm)	4857,22	2330,31	3710,34	37-8400	93-4640	5110-10310
Rb	533,17	607,00	570,08	183-9970	274-1865	1737-5490
Cs	43,28	35,05	39,17	9-9400	28-236	104-793
Be	134,50	130,00	134,00	3-605	65-440	97-180
Ga	18,15	16,10	17,13	45-97	--	-177
Sn	33,37	26,70	30,03	12-3170	63-1000	89-894
Nb	19,63	17,95	18,79	8-213	25-155	44-150
Ta	13,74	10,85	12,29	12-4620	9-346	37-108
K/Rb	41,43	42,93	44,99	40-5	24-6	80-3,4
K/Cs	510,31	743,48	654,77	360-6	186-12	360-22
Rb/Cs	12,32	17,32	14,56	8,5-1,2	13-7	24-6,5
Al/Ga	4892,41	5272,12	5262,49	1050-600	--	1300-305
Nb/Ta	1,43	1,65	1,53	1,1-0,3	2,5-0,10	2-0,4

Os conteúdos em elementos traço dos granitóides que se consideram parentais (Granitos de Cabeceiras de Basto), foram obtidos de Almeida (1994). Segundo esta autora, os elementos Ba, Rb e Sr, quer das amostras menos alteradas quer das moscovitizadas e albitizadas, distribuem-se pelo campo dos granitos muito diferenciados, dispersando-se pela área próximo desse campo no diagrama triangular de El Bouseily & El Sokkary (1975), com valores de Rb sempre superiores aos de Ba e Sr (figura VI.22). Assim, em qualquer das fácies o elemento mais abundante é o Rb, seguido do Ba e por último do Sr. Pode portanto qualquer das fácies ser considerada como geradora dos aplitopegmatitos em estudo já que têm algumas amostras a cair dentro do campo dos granitos muito diferenciados.

Segundo Almeida (1994) a gama de variação destes três elementos nas amostras menos afectadas do complexo de Cabeceiras de Basto compreendem os teores encontrados por Dias (1987) para as fácies primárias dos maciços de St.

Ovídio, Nora e Arga, na região de Ponte de Lima, sendo também comparáveis os teores em Rb e Ba nas amostras em que se verifica a moscovitização da plagioclase. Contudo, os teores em Sr das amostras moscovitizadas do complexo de Cabeceiras são sensivelmente superiores. Existe portanto uma certa semelhança nos granitos possivelmente parentais do Campo aplitopegmatítico da Serra de Arga e do campo aplitopegmatítico do Barroso-Alvão.

Na generalidade K, Rb, e Ba entram preferencialmente na estrutura da biotite, K e Ba incorporam-se no feldspato potássico, enquanto que o Ba e Sr tendem a entrar na estruturas respectivamente do feldspato potássico e da plagioclase. Num processo de fusão parcial a razão Rb/Sr aumenta na fase líquida do magma com a presença de plagioclase e diminui pela presença de biotite. As razões K/Ba e K/Rb são afectadas principalmente pelo feldspato potássico ou pela biotite (diminuindo na fase líquida), a razão Sr/Ba diminui com a plagioclase, aumentando ligeiramente com o feldspato potássico e com a biotite (Hanson, 1978).

Projectaram-se no diagrama Ba-Rb-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975) da figura VI.23, os dados das amostras sãs dos três filões estudados, tendo-se posicionado, tal como os hipotéticos granitos parentais de Cabeceiras, muito perto ou mesmo dentro dos campo dos granitos muito diferenciados.

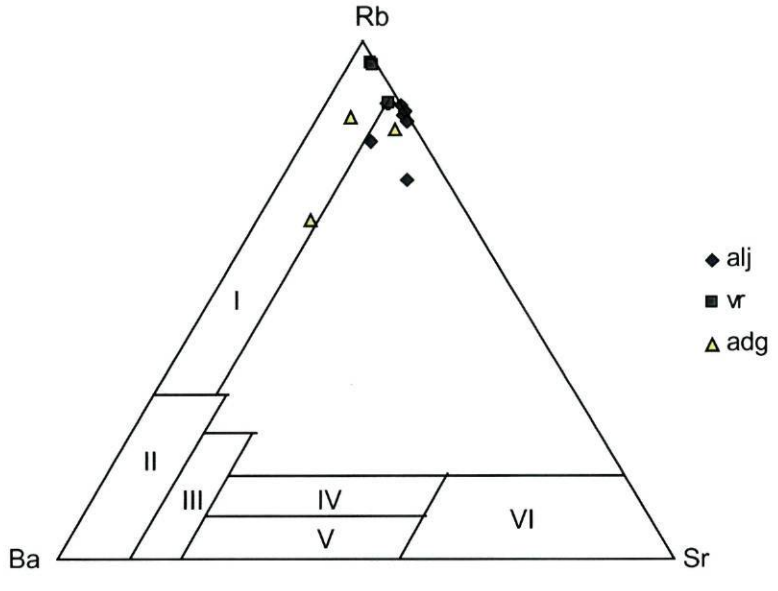


Figura VI.23 – Projecção de amostras sãs dos três filões estudados no diagrama Ba-Rb-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975).(I – granitos fortemente diferenciados; II – granitos normais; III – granitos anómalos; VI – granodioritos; V – quartzodioritos; VI – dioritos).

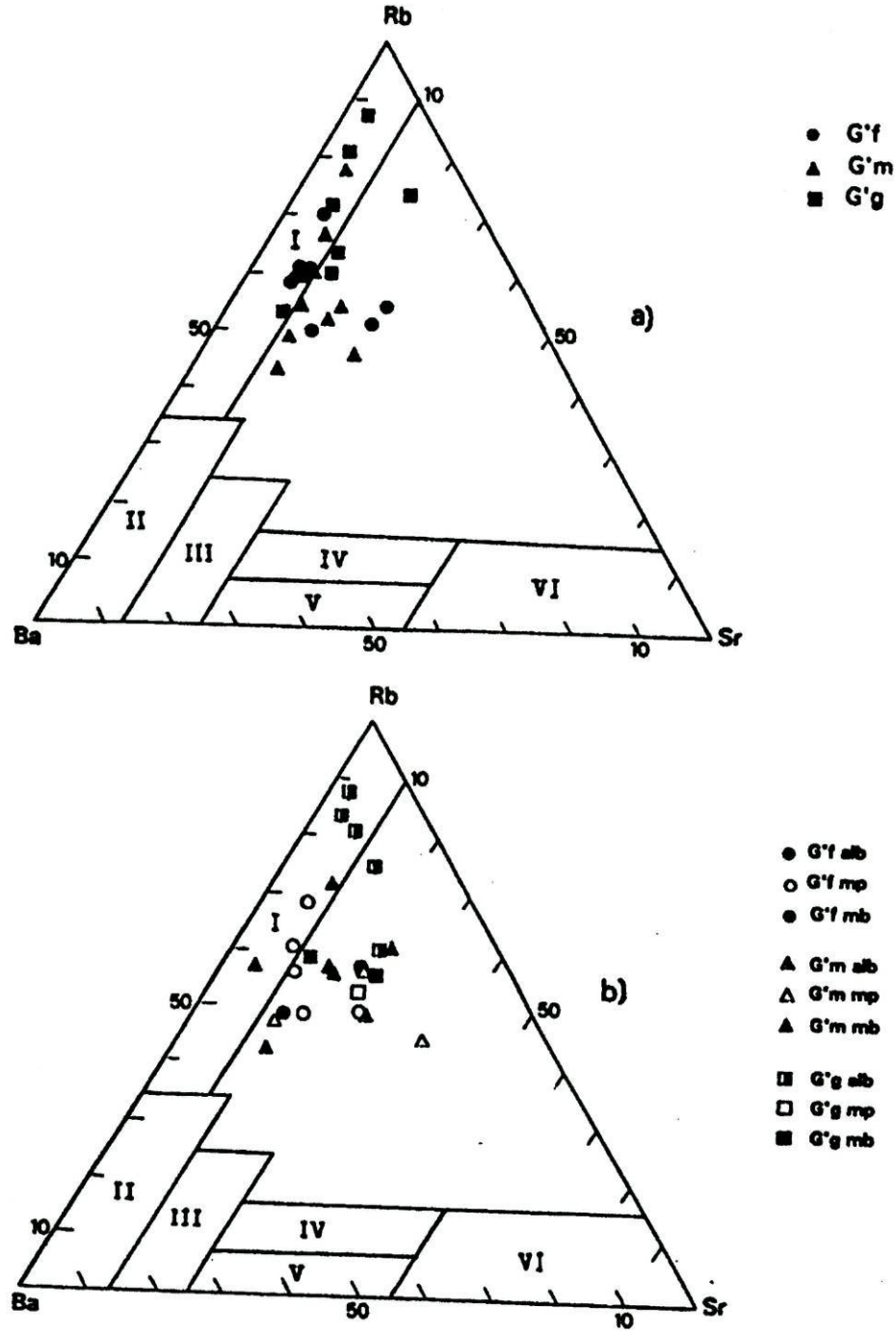


Figura VI.22 – Projecção de amostras sãs (a) e alteradas (b) do complexo granítico de Cabeceiras de Basto no diagrama Ba-Rb-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975). I – granitos fortemente diferenciados; II – granitos normais; III – granitos anómalos; VI – granodioritos; V – quartzodioritos; VI – dioritos.
G'f – granito de grão fino; G'm – granito de grão médio; G'g – granito de grão grosseiro; alb – amostras com predomínio de albitização; mp – amostras com moscovitização predominante da plagioclase; mb – amostras exibindo moscovitização da plagioclase e da biotite (retirado de Almeida, 1994).

VI.3.3.6 – Terras raras

Como se sabe, os elementos de terras raras formam na sua maior parte iões com carga 3^+ (exceptuando-se o Eu e o Ce, de cargas 2^+ e 4^+ respectivamente) constituindo um grupo da tabela periódica com propriedades físico-químicas e configuração electrónica semelhantes. O seu raio iónico diminui com o aumento do número atómico. Têm uma configuração electrónica particular que é caracterizada por duas orbitais não totalmente preenchidas (5d e 4f) e uma totalmente preenchida (6s) que conferem ao grupo uma coerência geoquímica que, associada à relativa imobilidade das terras raras face aos fenómenos de alteração, fazem com que estes elementos sejam fundamentais na interpretação geoquímica e petrogenética.

Autores como Emmermann et al., (1975), Hanson (1978) e Ortega & Ibarguchi (1990) têm estudado o comportamento geoquímico dos elementos de terras raras, tendo sido estas largamente utilizadas para testar modelos petrogenéticos de magmas graníticos e averiguar interacções entre magma, fluidos tardios e rocha granítica sólida (Alderton et al., 1980; Muecke & Clarke, 1981; Harris et al., 1986).

Almeida (1994), utilizando a abordagem elementar precedente, mostrou que os elementos menores e particularmente Nb, Zr e terras raras, elementos tidos como imóveis, permitem pelo seu comportamento diferencial, discriminar as três séries graníticas do maciço de Cabeceiras de Basto. Esta autora observou a existência de uma forte anomalia negativa em Eu, que apresenta geralmente tendência a aumentar no decurso da evolução das rochas ($(Eu/Eu^*)_N$:0,52-0,25). Verifica-se que esta anomalia negativa moderada a forte em Eu, bem como espectros mostrando um enriquecimento em terras raras leves, é típica dos granitos hercínicos ibéricos, e em particular dos granitos de duas micas: e.g. Dias (1987); Ortega & Ibarguchi (1990); Matos (1991); Neiva & Gomes (1991).

Com o objectivo de se obter alguma informação sobre a evolução das Terras Raras (TR) analisaram-se as amostras compostas de cada filão estudado (ver quadro VI.14, 16 e 17). Logo à partida se torna evidente que existe uma diminuição do conteúdo em TR (ex. a média de ALJ=6.322 ppm) em relação aos granitos referidos acima (média dos Granitos de Cabeceiras=98.483 ppm). O mesmo tinha sido já encontrado para outros filões aplitopegmatíticos do NW Peninsular relativamente aos granitos parentais (Garrido, 1992). No entanto, verifica-se um enriquecimento no $\sum TR$ quando as amostras apresentam algum vestígio de

alteração, como se comprova no quadro VI.20. No mesmo filão, as amostras em profundidade (recolhidas nos testemunhos das sondagens) têm sempre valores inferiores aos da superfície (recolhidas em roços e trincheiras). Esses valores altos estendem-se às sondagens de Adagói, devido à alteração deste filão em profundidade provocada por falhas.

Assim, relativamente às amostras dos granitos, nas amostras mais frescas dos filões (mais profundas e não afectadas por falhas) como por exemplo ALJ-3-C, além de estar bem patente a anomalia negativa em Eu, os padrões são mais horizontais devido ao baixo enriquecimento em TR leves (figura VI.24). O empobrecimento em TR, juntamente com a descida do valor (Ce/Yb) para além do acentuar das anomalias negativas do Eu parecem ser características indicativas de um processo de diferenciação dos granitos parentais de Cabeceiras de Basto para os filões estudados. Garrido (1992) apoia-se nos mesmos argumentos para vários exemplos em Espanha.

Quadro VI.20 – Soma das Terras Raras dos Granitos de Cabeceiras e dos filões estudados.

Fácies	Amostra	Soma TR	Amostra	Soma TR	Amostra	Soma TR	amostra	Soma TR
G'f	2	283.8	Sondagens		Sondagens		sondagens	
	84	203.1	ALJ-1	5.443	VR-1	2.742	ADG-1	65.418
	113	76.7	ALJ-2-A	1.748	VR-2	2.289	ADG-2-A	3.82
G'm	45	91.8	ALJ-2-B	1.391	média	2.516	ADG-2-B	29.424
	69	70.1	ALJ-3-A	26.168	Roço		ADG-2-C	1.434
	79	92.4	ALJ-3-B	1.101	VR-R1	60.698	média	25.024
	91	58.2	ALJ-3-C	2.082				
	104	42.4	**Média**	6.322167				
G'g	8	103.3	Roços					
	34	73.5	ALJ-R1	755.927				
	36	0	ALJ-R2	157.972				
	60	47.9	ALJ-R3	1.423				
	65	38.6	**Média**	305.107				
	média	98.48333						

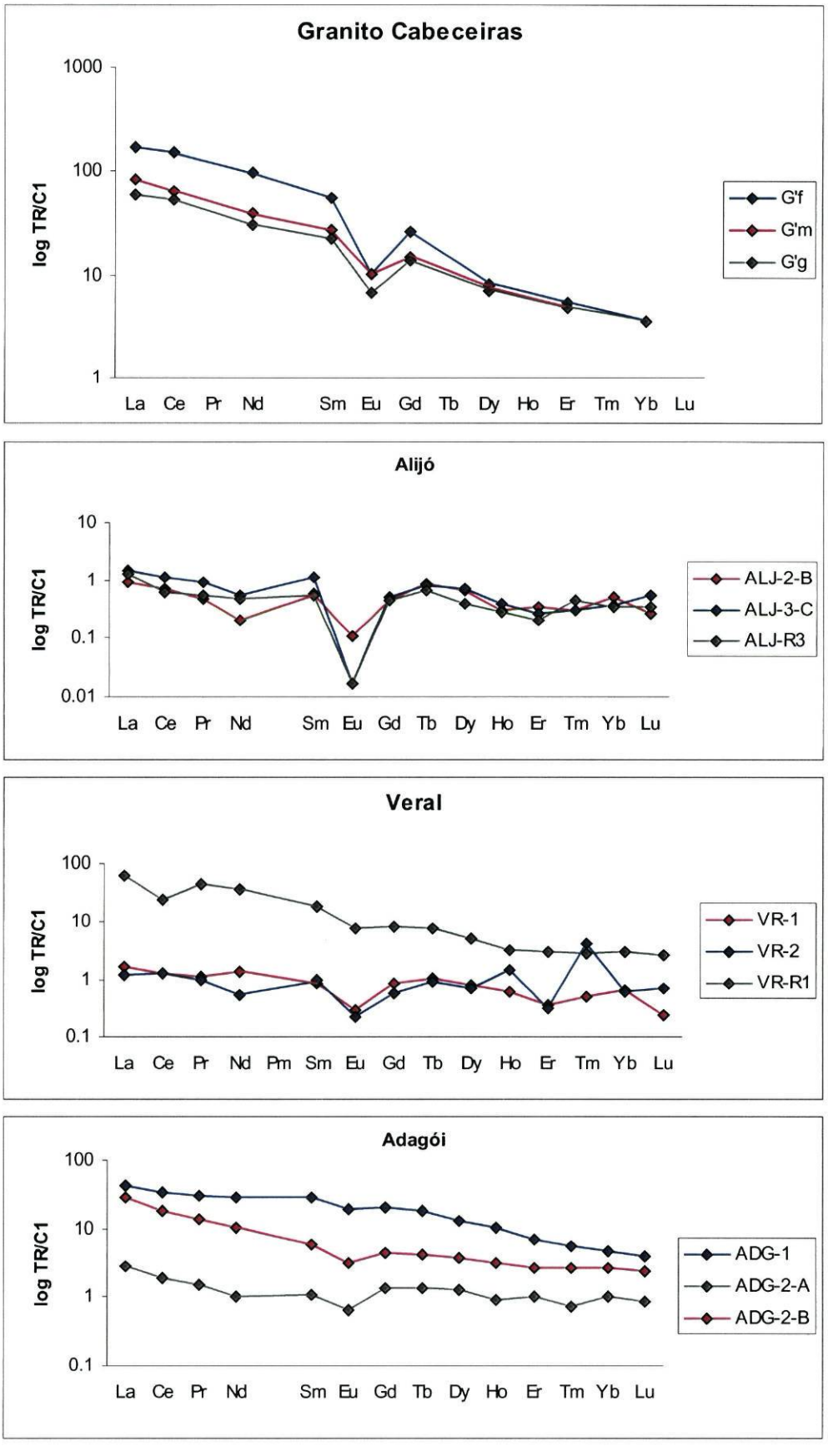


Figura VI.24 – Espectros de terras raras, normalizadas ao condrito C1 (Evensen et al. (1978), das amostras mais frecas dos granitos de Cabeceiras de Basto (dados de Almeida, 1994) e de cada um dos três filões estudados: ALJ – Alijó; VR – Veral; ADG – Adagói;

Capitulo VII – O Modelo Genético

Introdução
Os modelos clássicos: O modelo anatéctico; O modelo hidrotermal de fluidos mineralizados sobre uma matriz estéril ;O modelo de diferenciação magmática
Conclusões Gerais
O modelo hipotético do campo aplitopegmatítico Barroso-Alvão
O papel de alguns elementos na evolução pegmatítica
A instalação dos filões aplitopegmatíticos
A diferenciação do campo em sector oriental(E) e ocidental(W)
O campo aplitopegmatítico na sua globalidade
Alguns guias de prospecção

VII - O MODELO GENÉTICO

VII.1 - Introdução

Os pegmatitos têm sido objecto de diversas classificações tendo por base diferentes critérios. A mais aceite é a de Černý (1991a), que é baseada na classificação de Ginsburg et al. (1979). Esta classificação diferencia quatro classes principais: abissais, moscovíticos, de elementos raros e miarolíticos. Os três filões aplitopegmatíticos objecto maior deste estudo são desta maneira classificados como pegmatitos com elementos raros. Dentro destes classificam-se ainda como da família LCT, que é caracterizada por apresentar os seguintes elementos traço, alguns dos quais muito enriquecidos: Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Hf, Ta>Nb, B, P, F. Como se referiu no capítulo da geoquímica, os valores encontrados para os elementos traço permitem ainda classificá-los como sendo do tipo complexo.

Os modelos regionais de origem deste tipo de filões têm ao longo dos tempos sido alvo de vivas discussões acerca da proveniência dos magmas que lhes deram origem. No essencial três concepções sobressaem dessa discussão: diferentes tipos de anatexia, acção hidrotermal de fluídos mineralizantes em magmas ou corpos pegmatíticos já formados ou ainda por um processo de diferenciação magmática. Apresenta-se a seguir, uma breve descrição de cada um dos modelos assim como alguns problemas geológicos e geoquímicos que as várias teorias implicam (Černý, 1991b, 1998), de forma a poderem-se discutir os resultados encontrados neste estudo.

VII.2 - Os modelos clássicos

VII.2.1 - O modelo anatéctico

As propostas anatecticas no sentido estrito variam em detalhe, mas todas elas exprimem a mesma ideia. A maioria delas apelam para a fusão parcial de metassedimentos ricos em Li, que presumivelmente faria aparecer um magma rico em Li a temperaturas mais baixas que as mínimas para um sistema haplogranítico. Isto explicaria a posição típica dos pegmatitos litiníferos em graus mais baixos do

gradiente metamórfico regional, relativamente aos pobres em Li ou mesmo estéreis e granitos associados. Os pegmatitos são considerados produtos de fusão parcial de baixa percentagem a baixas temperaturas, onde os granitos associados são interpretados como produtos de mais alta percentagem de fusão, presumivelmente gerados mais tardiamente no mesmo evento anatéctico progressivo (Norton 1973, Zasedatelev, 1974, 1977; Stewart, 1978; Shmakin, 1983; Matheis, 1985).

Stewart (1978) refere que os pegmatitos litiníferos e os granitos espacialmente associados (Li<100ppm) estão ligados no espaço e no tempo, na medida que terão recebido o Li provavelmente da mesma fonte. A fusão parcial de metassedimentos ricos em Li deve gerar um magma rico em Li, a temperaturas cerca de 75ºC (ou mais) abaixo daquela que gera magmas graníticos do sistema Or-Ab-Qz-H_2O. A continuação do aquecimento provocaria a formação de maiores quantidades de magma granítico, diluindo assim o conteúdo em lítio. O facto de os pegmatitos litiníferos, serem, dos vários pegmatitos aqueles que estão mais afastados dos granitos associados está de acordo segundo Stewart com uma origem anatéctica.

Os problemas que o modelo anatéctico levanta são os seguintes segundo Černý (1998):

1) as litologias que podem servir como protólitos extraordinariamente ricos em elementos raros (tais como evaporitos) são raros em terrenos metamórficos de alto grau, e além disso não cobrem o espectro total de elementos representados em diferentes tipos de pegmatitos. Para além disso muitos deles (ex. evaporitos) deviam ser propensos à desvolatilização, para além da dispersão normal logo no início do metamorfismo prógrado.
2) tendo em consideração o referido atrás, tem que ser invocada a fusão parcial de metassedimentos (metagrauvaques, metapelitos e rochas similares) como um processo metamórfico potencialmente gerador de magmas pegmatíticos. Assim, teria que ser sugerida a fusão de extremamente baixa percentagem para gerar magmas anatéticos com conteúdos em elementos raros remotamente similares aos dos pegmatitos complexos. Mas deve-se ter em conta que coeficientes de partição que funcionam normalmente a >20% de fusão teriam que ser extrapolados para 2 a 1% de fusão. Isto é altamente questionável, uma vez que os processos tendem a ser mais complexos e os coeficientes de partição algo diferentes daqueles que foram estabelecidos para magmas geoquimicamente

primitivos, candidatos normalmente à fraccionação do granito (Hanson, 1978 vs. Mahood & Hildreth,1983 vs. Icenhower & London, 1995). A extrapolação referida acima é também algo questionável por causa da distribuição de elementos raros em minerais metamórficos e a sua susceptibilidade vs. a inércia relativamente à fusão parcial.

3) em rochas metamórficas, os elementos raros litófilos, tais como Li, Ta, Nb, Ti, Sc e Sn, são encontrados nos silicatos máficos e minerais oxidados acessórios, ou pelo menos na biotite e horneblenda (senão mesmo nas piroxenas e minerais oxidados refractários) que teriam de ser decompostos; nesse estádio, a fusão parcial devia ser enriquecida em Ca e as concentrações de elementos raros seriam, mesmo assim, muito abaixo dos valores típicos encontrados em pegmatitos;
4) as concentrações de elementos raros encontrados em pegmatitos complexos requerem uma remoção destes elementos de volumes substanciais de rochas originárias tais como metapelitos.
5) a segregação de magmas de baixa percentagem de fusão (<3%) de volumes enormes de protólitos para espaços restritos ocupados por pegmatitos complexos seria do ponto de vista mecânico uma situação muito difícil de explicar, e muito provavelmente mesmo impossível.
6) a segregação de magma parcial teria provavelmente de se proceder dentro e a partir de um volume originário em forma alongada. Numa qualquer configuração espacial dos gradientes P-T regionais, as condições favoráveis para uma percentagem de fusão extremamente baixa seriam a de uma camada relativamente fina da sequência metamórfica parental. Esta geometria deveria aumentar de uma forma nítida as distâncias através das quais porções consideráveis de magma teriam que migrar. No exemplo de Tanco, que tem cerca de 300m de espessura, um bloco de origem do material teria que medir de cerca de 10X10X0,3 Km a 12X13X0,3 Km, e algumas porções do magma pegmatítico teriam que se infiltrar através de distâncias de mais de 5 a 6 km, para alcançar um local de segregação centralizado.
7) A pureza ubíqua de corpos pegmatíticos fraccionados contrasta com a possível história de infiltração do magma pegmatítico através das rochas metamórficas intergranulares. Seria de esperar que alguns grãos de minerais de restites, e de diversas litologias englobadas durante o transporte do magma, aparecessem nos

pegmatitos, mas isso nunca se observou. Os xenolitos encontrados nos pegmatitos graníticos são invariavelmente grosseiros, e correlacionados com as rochas encaixantes de contacto directo, ou com as da proximidade imediata dos corpos pegmatíticos (ex. Solodov 1971, Breaks-Janes 1991, Černý-Nemec 1995, Černý et al. 1996).

8) O fluxo passivo deste tipo de magmas descendente ao longo de um gradiente de pressão até um espaço aberto, para ser preenchido por um magma pegmatítico, não pode ser conciliável com o modo de instalação forçado, que é normalmente observado.
9) Nas situações em que a segregação é praticável, o magma ao passar através das litologias metamórficas contrastantes deveria reagir com este, perdendo no processo a maior parte do seu conteúdo em elementos raros.
10) as localidades observadas com o detalhe necessário mostram discrepâncias entre os isótopos radiogénicos dos pegmatitos e das rochas encaixantes, mesmo as correspondentes em profundidade.
11) por último, mesmo ignorando todos problemas que as hipóteses puramente anactéticas levantam, se estas estivessem a operar a qualquer escala na crusta, seria razoável esperar que as rochas correspondentes a estádios diferentes de uma evolução fossem facilmente encontradas. Tendo em conta a abundância de campos pegmatíticos de elementos raros, a frequência de formas migmatíticas de material pegmatítico moderadamente a fortemente fraccionado teria que ser comparável à abundância de migmatitos relativos às das intrusões graníticas plutónicas. É significativo por isso que não exista relato de uma única observação de uma segregação abortada em qualquer tipo de terreno metamórfico, incluindo as zonas de maior potencialidade, como seriam dentro ou abaixo do nível das populações de pegmatitos de elementos raros.

VII.2.2 - O modelo hidrotermal de fluídos mineralizados sobre uma matriz estéril

Este modelo considera a circulação de fluídos quentes ("heat engine"), e deriva da teoria da génese hidrotermal de minérios de sulfuretos. Assim o modelo considera que os pegmatitos quartzo-feldspáticos são de origem magmática, mas a mineralização dos elementos raros é posterior e resultante da acção de soluções

aquosas, que se encontram em circulação devido ao efeito termal dos granitos associados. Os elementos raros são lixiviados da rocha encaixante metamórfica, sendo de seguida depositados em pegmatitos já solidificados quando o efeito termal baixa (Gaupp et al., 1984), ou misturados com os magmas pegmatíticos (Norton, 1981). Os problemas que o modelo hidrotermal levanta são os seguintes segundo Černý (1998):

1) A hipótese levantada por Gaupp et al. (1984) ignora a fraccionação sistemática e essencialmente simultânea de todos os elementos raros que efectivamente se verifica quer nos minerais que seriam de origem magmática (Fk, micas etc) quer nos minerais acessórios supostamente introduzidos (espodumena, petalite, etc). Isto sugere a impossibilidade da intervenção simultânea dos dois processos.
2) Na segunda concepção (Norton, 1981), o enriquecimento do magma pegmatítico (disposto em redor da sua origem granítica parental) pelo elemento lítio proveniente de fluídos metamórficos requer um fluxo de fluído, ou uma migração de Li, dos metassedimentos para a intrusão granítica. Teria que ser então uma migração em direcção ao calor da intrusão granítica e ascendente no gradiente metamórfico (do mais baixo para o mais alto). Este tipo de fluxo é pouco provável naquela direcção, assim como a potencial migração do Li. Mesmo imaginando o caso improvável do fluído estar quase estacionário, em que a migração do Li seguiria um gradiente de concentração que baixa em direcção ao granito, este teria que vencer o gradiente de temperatura que desce desde o granito (o mesmo acontecendo relativamente aos vários magmas pegmatíticos) o que é pouco provável. De qualquer maneira, o fluxo de fluído é de esperar que aconteça ao longo dos flancos e de forma ascendente, desde o "apex" do granito pegmatítico e não em direcção à intrusão.
3) Na hipótese defendida por Norton, não é dada uma explicação para a proveniência de outros elementos raros que mineralizam os pegmatitos após a cristalização de espodumena ou ambligonite.
4) Nas duas hipóteses referidas acima, a ausência de reacção do conteúdo do fluído segregado com outras litologias quartzofeldspáticas para além das dos pegmatitos mineralizados (ex. granitos estéreis que contêm pegmatitos mineralizados nos sistemas NYF) não é explicada.

5) Não é especificada a natureza dos fluídos hidrotermais, que supostamente lixiviam elementos raros litófilos, e que serão opostos àqueles que são conhecidos por mobilizar apenas metais básicos e preciosos.

VII.2.3 - O modelo de diferenciação magmática

Em contraste com as hipóteses anatécticas e hidrotermais anteriormente revistas, o conceito da geração de pegmatitos de elementos raros por diferenciação magmática de intrusões graníticas, é segundo Černý, bem suportada por muitos argumentos físicos de campo, critérios geoquímicos e de petrologia experimental. Seguidamente faz-se a enumeração dos argumentos de apoio à diferenciação magmática:

1) Os filões de pegmatitos de elementos raros são localmente, mesmo que não muito frequentemente, ligados fisicamente ao interior dos plutões graníticos. O exemplo do pegmatito subvertical de Aksu-Pushtiru (Beus 1948) ilustra esta linha de evidência de uma forma persuasiva (Fig. VII.1).
2) Algumas bolsadas de pegmatitos de elementos raros estão intruídos no granito parental e são muitas vezes impossíveis de distinguir dos filões pegmatíticos intruídos fora do mesmo granito, no interior do envolvente metamórfico. A textura interna, zonação paragenética, características de minerais individuais, e assinatura geoquímica são muito idênticas para as duas situações. São conhecidos e documentados vários casos como por exemplo, Haapala (1966), Blockley (1980), e Černý et al. (1981).
3) A continuidade geoquímica da evolução é documentada com grande detalhe em numerosos casos de sequências de granito para pegmatito (ex. Černý et al. 1981, Černý 1991d, 1993, Nemec 1984, Trumbull 1990, 1995, Bea et al. 1994, Mulja et al. 1995a,b, Morteani et al. 1995, Breaks & Moore 1992). A multiplicidade de litologias originárias, estilos de fusão e caminhos de fraccionamento envolvidos na origem de granitos aparentemente homogéneos e populações pegmatíticas são enfatizadas por Shearer et al. (1992), Roda et al. (1995), Guillot & Le Fort (1995), Mulja et al. (1995a,b) e Anderson et al. (1998).
4) A fraccionação evidenciada pela linha evolutiva granito-pegmatito encaixa bem com aquela que é observada nas sequências riolíticas (ex. Hildreth 1979,

Pichavant et al. 1987, Christiansen et al. 1986, Congdon-Nash 1991). Não há dúvida sobre a natureza magmática da evolução por diferenciação nestes casos intrusivos e extrusivos. A diferenciação magmática começa a ser o modelo preferido também para a evolução interna zonada de leucogranitos e seus rebentos sub-vulcânicos ricos em Li, Be, Ta e F (Raimbault et al. 1991, 1995, Yin et al. 1995, Breiter 1994).

5) As composições globais de pegmatitos de elementos raros correspondem ao estabelecido no trabalho experimental. Todos os subtipos paragenéticos dos pegmatitos complexos são facilmente explicados por relativamente pequenas mudanças nas condições P-T (London 1984) ou nos potenciais químicos de diversos radicais nos seus magmas parentais (London 1982), como foi revisto por Černý (1991a). O único tipo de pegmatito de elementos raros ao qual falta evidências experimentais da sua derivação magmática é o tipo albite que é bastante raro (ex. Černý 1989a, 1991a).
6) As temperaturas de consolidação dos magmas pegmatíticos decrescem com a fraccionação progressiva. Um aumento na fraccionação do magma realça o valor dos conteúdos em Li, Rb, Cs, F, B, P e água, contribuindo todos para baixar a temperatura de "solidus" e "liquidus" (London et al. 1989, London 1992). Isto suporta a verificação de que porções de magma progressivamente fraccionado pode ser gerado por diferenciação prolongada a partir de um magma que pode ter sido relativamente primitivo.

VII.2.3.1 - Processos envolvendo a derivação magmática de magmas pegmatíticos de elementos raros e a sua instalação

A mobilização de magmas graníticos férteis e a intrusão de granitos geradores de pegmatitos são discutidos profundamente por Černý & Meintzer (1988), Shearer et al. (1992) e Mulja et al. (1995b). Descrevem-se agora os mecanismos de fraccionação, acumulação do magma pegmatítico residual, e o tipo de intrusão e distribuição dos pegmatitos de elementos raros à volta dos seus granitos parentais. Estes aspectos requerem também explicações satisfatórias para limar as arestas dos argumentos que suportam a teoria da diferenciação magmática.

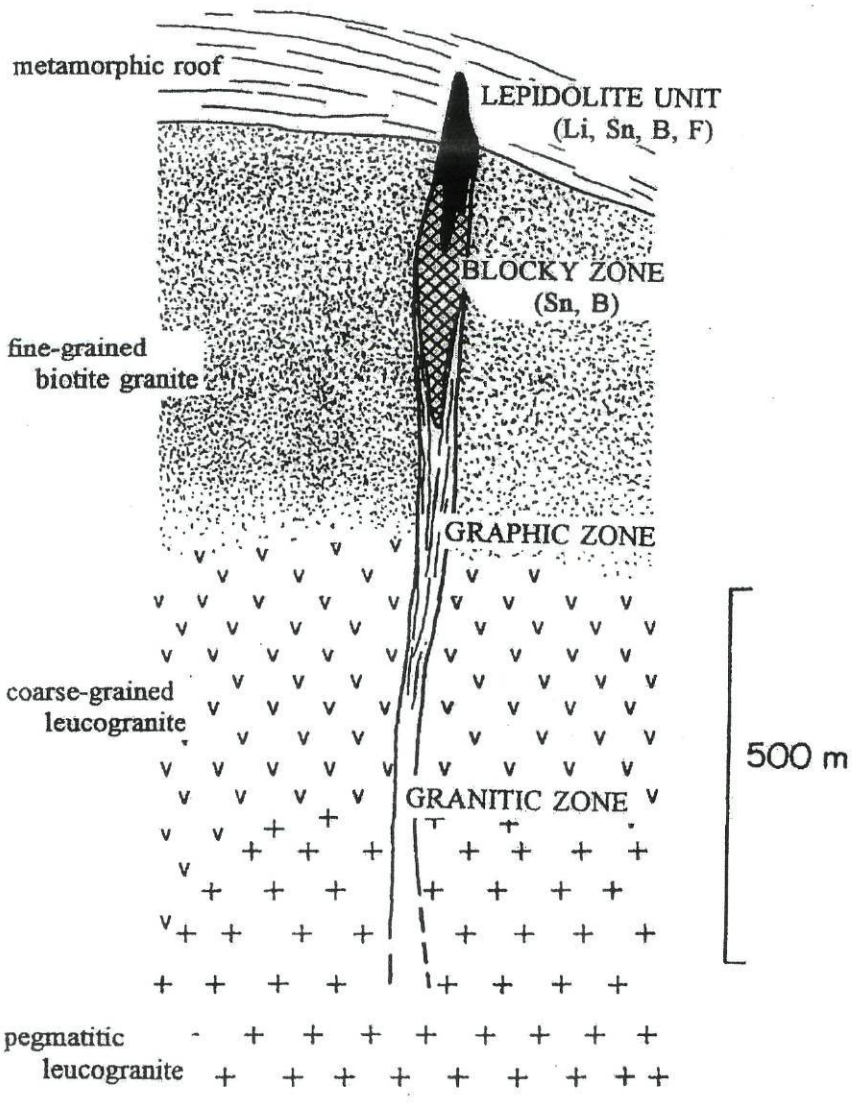


Fig. VII.1 - Ilustração esquemática de um pegmatito com elementos raros com uma zonação vertical, gerada por diferenciação de uma zona interna de um leucogranito. O filão penetra ainda numa camada superior de granitos primitivos metamorfizados (retirado de Černý 1998).

VII.2.3.2 - Evolução geoquímica dos magmas graníticos férteis

Foram já reconhecidos um número de mecanismos de fraccionação que operam nos magmas em geral, e nos magmas siliciosos em particular, todos eles contribuindo para a assinatura específica dos granitos tipo LCT (Li, Cs, Ta) mais as suas séries pegmatíticas (Černý, 1993). Estes são resumidamente enumerados a seguir:

1) As regras clássicas de selecção cristaloquímica de elementos compatíveis e incompatíveis são aplicáveis aos magmas graníticos férteis. A partição "cristal-melt" é sem dúvida um dos factores mais poderosos (Michael 1983, Mahood-

Hildreth 1984) o que relega os dificilmente posicionáveis tais como o Li, Cs, Nb e Ta para os magmas residuais, e que conduz à evolução dos indicadores geoquímicos tais como K/Rb, K/Cs, Ba/Rb e Mg/Li.

2) A extracção de alguns elementos raros pela cristalização perto do "liquidus" de alguns minerais acessórios tais como o zircão, monazite, e ilmenite, contribui fortemente para formar o carácter pobre em Zr, Ti e TR dos últimos diferenciados pegmatíticos.
3) Os investigadores Russos têm considerado extensivamente a complexação de metais raros, como tendo a possibilidade de desempenhar um papel importante na preservação de alguns elementos raros para magmas tardios, de relativamente baixa temperatura, nos quais os complexos começam a ficar termalmente instáveis, ou mesmo a desmantelarem-se por causa da queda na pressão. A principal literatura refere que os complexos mascaram elementos raros tais como, Be, Nb, Ta e Ti, através da ortocristalização magmática. Esta controla a altura de libertação do catião, incrementando a incorporação nas fases sólidas. Aparecem novos dados para as possibilidades de complexação por ex. em Manning & Pichavant (1988), Keppler (1993), London (1995) e London et al. (1996).
4) O transporte em meio fluído (Shaw 1968) tem vindo a ser descrito como um factor importante (ex. Linnen 1998). No entanto, muitos catiões hidratados podem seguir a migração e acumulação de componentes voláteis e homogéneos, fortemente hidratados, e mesmo em magmas insaturados, sendo particularmente importante para os elementos não complexantes.
5) Efectivamente, pode-se promover o transporte por difusão-convecção termogravitacional (ex. Shaw et al. 1976, Hildreth 1979, 1981, Nash & Crecraft 1981, Christiansen 1983). Tem sido expressas alguma dúvidas na viabilidade deste processo em magmas siliciosos relativamente viscosos (Lesher et al. 1982). No entanto, as intrusões de granitos férteis são normalmente suficientemente volumosas e de instalação alongada para facilitar, pelo menos uma convecção limitada do magma. Este deve começar a aumentar a sua fluidez com o aumento gradual dos conteúdos em B, F, P e H_2O e com a despolimerização. Pode então acontecer um enriquecimento no tecto da câmara magmática fértil em Li, Rb, Cs, Tl, Be, Mn, Sc, Y, TR pesadas, Sn, U, Th, Mo, Nb, Ta e W (Hildreth 1981).

Os aspectos quantitativos dos factores individuais do aumento da fraccionação nas câmaras magmáticas férteis, e a sua acção continuada nos magmas pegmatíticos residuais, não são conhecidos até ao momento.

VII.2.3.3 - Acumulação e intrusão de magmas pegmatíticos

Os processos de acumulação e os mecanismos de intrusão de magmas pegmatíticos são os seguintes segundo Černý (1998):

1) A acumulação de magmas pegmatíticos residuais dentro das intrusões plutónicas de granitos férteis faz-se essencialmente de duas maneiras. Se há uma pressão filtrante, o transporte fluído e/ou a convecção/difusão termogravitacioanal são os principais mecanismos gerando e separando o magma residual. Este é acumulado nas partes mais elevadas das cúpulas dos granitos parentais e ao longo dos seus flancos superiores (Fig. VII.2a). Se é dominante a fraccionação cristal-magma, promovida pelo efeito refrigerante das rochas metamórficas encaixantes, e é minimizada a convecção do magma dentro do plutão parental, o melt residual concentra-se em níveis mais baixos, nas partes centrais interiores das intrusões férteis que solidificam nos seus contactos e mesmo no seu interior (Fig. VII.2b).
2) No primeiro caso descrito anteriormente, o corpo principal do plutão solidifica ao mesmo tempo que o magma pegmatítico rico em elementos raros sofre diferenciação no "apex" pegmatítico em regime "low solidus". No segundo caso, o interior do plutão mantém-se fundido e móvel depois da consolidação das partes mais exteriores e primitivas composicionalmente. Em ambos os casos, a pressão interna dos magmas residuais e os distúrbios tectónicos nas rochas envolventes podem fazer com que se abra uma vez, ou repetidamente, o reservatório do magma residual, produzindo auréolas de pegmatitos, geradas por uma única injecção ou por pulsos repetidos de magma pegmatítico. O grau de fraccionação global do grupo pegmatítico vai depender apenas da geoquímica inicial do magma granítico de dimensão plutónica, mas principalmente no grau da sua evolução na altura do pulso do magma. As observações de campo confirmam que no caso de uma abertura repetida do reservatório, as injecções mais tardias são as mais fraccionadas (McLaughlin, 1940, Solodov, 1971, Kuzmenko et al., 1976, Černý et al., 1981, Goad & Černý 1981).

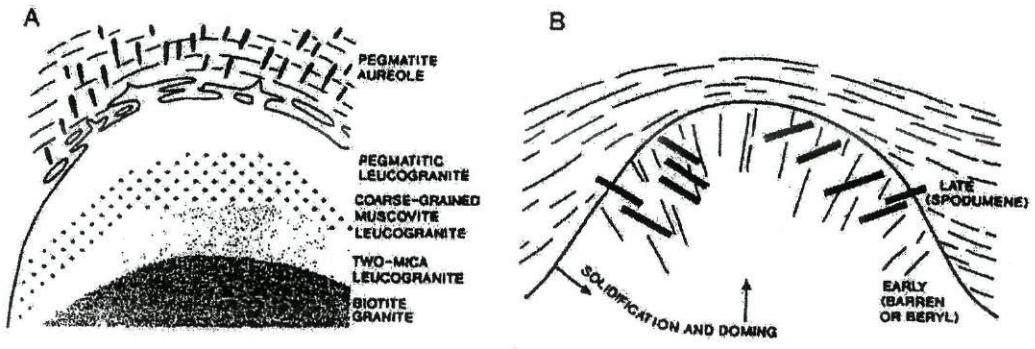


Fig. VII.2 - Ilustração esquemática de dois estilos de consolidação de granitos, acumulação de magmas residuais, e instalação de pegmatitos de elementos raros. A – granitos férteis com uma auréola de pegmatitos exteriores; B – Pegmatitos interiores mas marginais num granito parental fraccionado (retirado de Černý, 1998).

3) São conhecidas referências de instalações pegmatíticas passivas não obstante, serem também desde cedo reconhecidas intrusões forçadas (Chadwick, 1958). A instalação pegmatítica está sujeita aos mesmos controles de qualquer intrusão magmática de pequena escala: pressão do magma, estado reológico da rocha encaixante, pressão litostática, esforços desviantes, e o poder das anisotropias nas rochas encaixantes. Brisbin (1986) analisou a instalação de corpos magmáticos em que a literatura não providencia evidências de preenchimento passivo de aberturas preexistentes ou de infiltração intergranular de magmas pegmatíticos de elementos raros em locais de baixa pressão. A pressão interna do magma conduz à sua injecção, particularmente quando esta está ligada com o plutão parental, e beneficia da flutuação do fluído altamente hidratado, promovendo a ascensão do magma quando isolado da sua origem (ex. Brisbin 1986, Rubin 1995, Baker 1996). Este último factor deve desempenhar um papel significativo porque na maioria dos pegmatitos de elementos raros instalados em rochas metamórficas há a ausência de diques alimentadores.
4) Os grupos pegmatíticos que rodeiam os granitos parentais são muitas vezes zonados, com os pegmatitos progressivamente mais diferenciados localizados a distâncias crescentes desde a fonte plutónica (Hutchinson, 1955, Beus, 1960, Kretz, 1968, Rossovskyi et al., 1976, Temnikov, 1971, Solodov, 1971, Varlamoff 1972, Černý & Brisbin, 1982, Yang et al. 1976, Trumbull, 1990, Zagorskyi & Peretyazhko, 1992). A sequência exterior dos tipos e sub-tipos de pegmatitos mostram concentrações crescentes de Li, Rb, Cs, B, P e F (Fig. VII.3). Esta distribuição coincide com o gradiente regional termal e mais ainda com o

decréscimo do grau metamórfico. A razão principal para esta zonação regional é a diferença nas estabilidades termais de entre as composições individuais dos magmas pegmatíticos (Černý, 1992b). Quanto mais fraccionado (ricos em Li, F, B e P), hidratado, menos viscoso e denso for o magma pegmatítico, mais baixa é a temperatura do "liquidus" e mais longe é capaz de migrar para uma zona de baixo gradiente de pressão e térmico (Manning & Pichavant, 1988, London 1992, London et al., 1989, Dingwell et al. 1992 por evidências experimentais do magma pegmatítico). Pelo contrário, porções de magma pegmatítico pouco evoluídos não vão para muito longe dos plutões parentais, uma vez que as suas características são exactamente as opostas das anteriormente referidas.

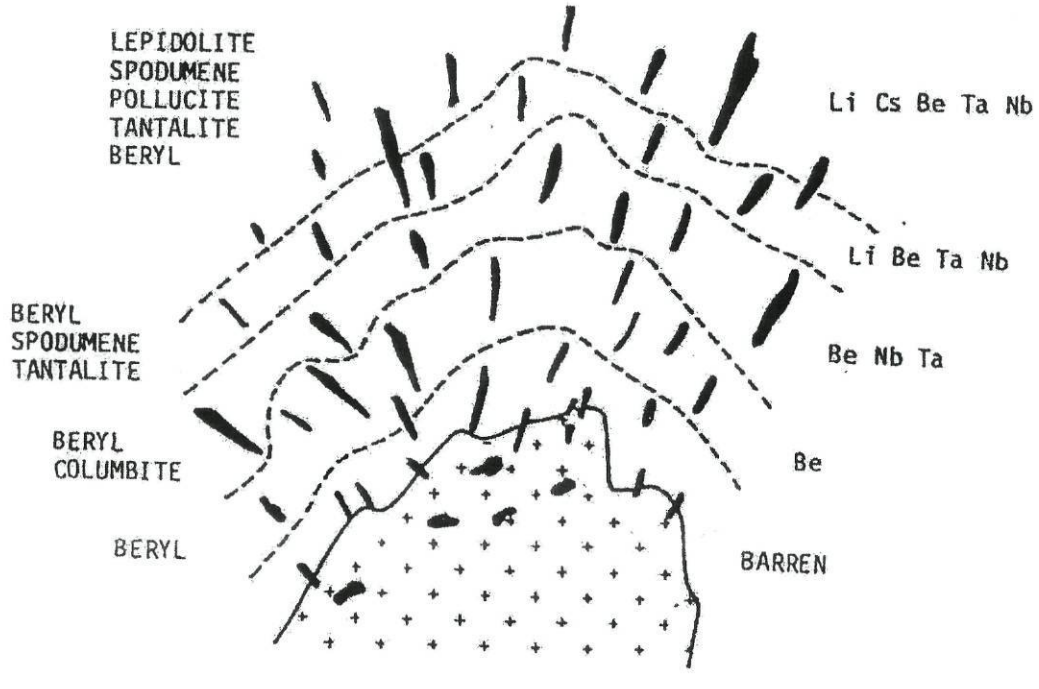


Fig. VII.3 - Representação esquemática de uma zonação regional de um grupo de pegmatitos à volta de um granito parental: fraccionação, enriquecimento de componentes voláteis, complexidade na zonação interna e extensão dos processos em "subsolidus", que aumentam todos de dentro para fora do granito parental. (retirado de Černý 1998)

Stewart (1978) é um dos autores que mais refuta o modelo de diferenciação magmática. A cristalização fraccionada, segundo este autor, é um modelo atractivo. Contudo, os granitos geralmente associados espacialmente aos pegmatitos litiníferos contêm menos de 100 ppm em lítio. Como existem alguns pegmatitos com cerca de 7000 ppm em Li, o factor de concentração teria de ser de 70X, do granito parental até ao pegmatito. Existem para este autor problemas mecânicos extremos na explicação para a extracção de uma pequena quantidade de líquido residual rico em Li da câmara magmática do granito.

VII.3 – Conclusões Gerais

VII.3.1 – O modelo hipotético do campo aplitopegmatítico Barroso-Alvão

Os três filões deste estudo, estão integrados num campo aplitopegmatítico onde existem essencialmente três tipos de filões a intruir os metassedimentos: filões aplitopegmatíticos estéreis, aplitopegmatitos com ténue mineralização em Sn-Nb-Ta (essencialmente na fácies aplítica) e os referidos aplitopegmatitos com lítio.

Dos modelos apresentados, o que parece menos adequado face aos resultados deste estudo é o modelo hidrotermal de Gaupp et al. (1984). O primeiro grande argumento é o aspecto magmático da espodumena (descrito no capítulo da petrografia) que contraria o modelo defendido por estes autores, no qual os minerais litiníferos seriam introduzidos posteriormente à cristalização dos minerais magmáticos (Fk, micas, etc.). Para além disso verifica-se que as micas e feldspatos primários apresentam fraccionacção em elementos raros (ver capítulo da geoquímica dos minerais), testemunhando que tanto estes como os minerais litiníferos tiveram origem sensivelmente na mesma altura e no mesmo processo.

O modelo de Norton (1981), apesar de todos os problema referidos anteriormente, tem nos estudos de IF efectuados no presente trabalho um apoio pelo menos aparente: a presença de alguns componentes tais como CO_2 e CH_4, para além dos carbonatos sólidos descritos no capítulo das IF, serão provenientes de fluídos que sofreram interacção com a rocha encaixante, nomeadamente os xistos negros e as calcossilicatadas. Estes fluídos que se encontram no interior de IF nitidamente primárias da espodumena parecem, assim, só poder ser explicados com a influência de fluídos com origem nos metassedimentos envolventes. Deste modo, a hipótese de Norton (1981) não pode ser desde já posta de lado. Pelo contrário, as conclusões principais que se tiram do estudo das IF é que a melhor maneira para explicar os resultados encontrados, será a de ter havido uma mistura de diferentes tipos de fluídos (ver capítulo IF), possivelmente do magma pegmatítico com os dos metassedimentos. No entanto esta mistura de fluídos não implica que o Li tenha origem nos metassedimentos, podendo este elemento já estar incluído no magma pegmatítico pelo processo de diferenciação magmática de um granito parental.

Contudo não podemos ignorar o problema levantado por Černý (1998) que afecta ambos os modelos referidos anteriormente, ou seja, a ausência de reacção

do fluído hipotético responsável pela mineralização em Li dos filões estudados com outros filões aplitopegmatíticos próximos que no entanto se apresentam estéreis. Efectivamente, na zona do filão de Adagói, observam-se filões aplitopegmatíticos com aparentemente o mesmo tipo de instalação que o de Adagói, mas que são completamente estéreis, apesar de se localizarem a poucas centenas de metros do referido filão mineralizado em espodumena.

No modelo anatéctico, o primeiro problema põe-se no facto de não ser conhecida, até ao momento, a existência de qualquer tipo de litologia que pudesse funcionar como protólito especial directo. Mesmo que ele fosse identificado (ex. evaporito) seria difícil de explicar os problemas que foram referidos anteriormente da autoria de Černý (1998).

A fusão parcial de determinadas rochas quartzo-feldspáticas pode ser um modelo válido para o caso estudado, mas para além dos problemas teóricos colocados por Černý (1991a, 1998) para a fusão parcial, verifica-se a existência de vários argumentos de campo contrários à anatexia, que se descrevem a seguir.

Nos vários filões observados no campo, tanto nos mineralizados como nos estéreis, nunca foram observados xenólitos nem rochas correspondentes a estádios diferentes de evolução tal como se encontram migmatitos relativos às intrusões graníticas plutónicas. Na verdade os únicos encraves que se observam no interior dos filões aplitopegmatíticos estudados são como já foi referido de dimensão métrica, e facilmente correlacionados com os metassedimentos envolventes (tanto litologicamente como estruturalmente).

Outro problema é o tipo de instalação que os filões estudados apresentam. Para o modelo de segregação de um magma parcial admite-se que a instalação se dá de uma forma passiva. No entanto nos filões estudados, a instalação foi feita de uma forma forçada, tal como foi descrito no capítulo da geologia estrutural. Para além da forte perturbação que se verifica nos metassedimentos envolventes, só uma instalação forçada faria aproveitar as zonas de fraqueza (xistosidade de plano axial D_3) que se estariam a formar na 3ª fase de deformação Hercínica.

Se quisermos abordar este campo com o modelo de diferenciação magmática, devemos considerar os granitos de duas micas nomeadamente os idênticos ao complexo de Cabeceiras de Basto como os mais prováveis granitos parentais da maior parte desses filões, nomeadamente dos litiníferos. Apesar de não ser possível definir um zonamento relativamente aos filões estéreis e de Sn-Nb-Ta,

verifica-se que os filões litiníferos se localizam num alinhamento grosso modo NW-SE (Lima et al., 1997), que é sub-paralelo ao contacto do complexo granítico com os metassedimentos (ver mapa do Anexo 1). Esta proposta de modelo de diferenciação magmática a partir do complexo de Cabeceiras é apoiada não só pelo argumento espacial (tanto relativamente ao granito como às fácies de metamorfismo), mas também, por dados geoquímicos referidos no capítulo da geoquímica. No entanto, os poucos dados analíticos que se conhecem dos outros granitos de duas micas aflorantes na região (Barroso e Boticas, mapa do Anexo 1) não põem de parte a sua participação na formação do campo aplitopegmatítico do Barroso-Alvão. Apesar de não terem sido feitas análises aos conteúdos em Li, dados de Holtz (1987) para os granitos de duas micas de Barroso e Boticas permitem classificá-los no diagrama de El Bouseily & El Sokkary (1975) como sendo do tipo granitos fortemente diferenciados, tal como os de Cabeceiras. No próprio diagrama ASI-A/CNK de Černý (1991b) os granitos de duas micas de Barroso e Boticas enquadram-se nos granitos férteis sin a tardi orogénicos da família LCT. Os padrões de TR também são muito idênticos aos encontrados para os granitos de Cabeceiras. Contudo, o seu posicionamento espacial é muito pouco favorável à geração dos filões litiníferos em estudo, se atendermos ao modelo de Černý (1989b) no qual os pegmatitos estéreis são os mais próximos e os litiníferos (mais diferenciados) são os que se encontram mais afastados, e em paralelismo com o plutonito gerador. O facto do zonamento descrito por Černý (1989) estar longe de ser perfeito, com pegmatitos estéreis, mineralizados em Sn-Nb-Ta e em Li completamente misturados, faz com que se sugira a possibilidade de existência de diferentes granitos parentais, cada um gerando o seu campo aplitopegmatítico. Pelas razões indicadas acima, pelo menos os litiníferos seriam resultantes do complexo de Cabeceiras. Este poderia ainda ser o responsável pelo aparecimento de espodumena e ambligonite-montebrasite em aplitos (minas de Sn de Seixoso) da região de Amarante (Maijer, 1965), sensivelmente à mesma distância do contacto sul do Maciço de Cabeceiras de Basto.

No campo aplitopegmatítico estudado não foi encontrado qualquer tipo de ligação física dos filões (pelo menos os litiníferos) ao maciço de Cabeceiras de Basto ou mesmo a qualquer outro dos granitos aflorantes na área. Assim, tal como é referido por Černý, os pegmatitos de elementos raros do caso estudado está como a

maioria dos casos conhecidos desprovido de diques alimentadores. A razão poderá ser a indicada por este autor, em que a pressão interna do magma conduz à sua injecção beneficiando da flutuação do fluído altamente hidratado, que por sua vez promove a ascensão do magma quando este está isolado da sua origem.

Os pegmatitos intragraníticos dos granitos da região Barroso-Alvão não apresentam qualquer tipo de mineralização em lítio nas análises efectuadas em Charoy et al. (1992).

A compreensão do campo aplitopegmatítico na sua generalidade, dada a sua complexidade, só será melhorada quando se estudarem na globalidade todas as mineralizações presentes nos aplitopegmatitos, bem como todos os granitos aflorantes na região, não podendo ser desde já posta de lado (apesar de pouco provável) uma possível contribuição dos metassedimentos envolventes.

VII.3.2 - O papel de alguns elementos na evolução pegmatítica

O papel do Flúor, Fósforo e Boro como se sabe são importantes na cristalização dos aplitopegmatitos. Pelo teor baixo em F nos minerais primários, principalmente na montebrasite primária, é possível afirmar que a sua actividade permaneceu baixa na fase primária de cristalização, o que é reforçado pela cristalização de espodumena, que como se sabe é incompatível com altas actividades neste elemento. Nas fases posteriores, o flúor aparece apenas na fluorapatite, que teria assim competido com a lepidolite, mobilizando a seu favor o pouco flúor existente.

No que diz respeito ao P, a relativa raridade de fosfatos primários, a quase inexistência de P nos feldspatos primários, além de se terem precipitado abundantemente aluminossilicatos de lítio (em vez de fosfatos primários de Li), parece provar segundo London & Burt (1982) que o magma primário teria uma baixa actividade em P.

Por fim o Boro é consumido essencialmente durante a formação de turmalina metassomática nos metassedimentos do encaixante. Por vezes essa turmalinização é acompanhada por uma banda de "greisen" que segundo London (1986) é devida à formação de um fluído aquoso ácido, aquando da formação da turmalina, o que não acontece nos casos estudados

Reflectindo sobre o que se sabe acerca do efeito que os atrás referidos elementos provocam na evolução interna dos aplitopegmatitos, diga-se que segundo Pichavant (1987), o boro diminui (tal como o Li) a temperatura de solidificação de um magma haplogranítico saturado em água e ao mesmo tempo aumenta a solubilidade de água no fundido silicatado. Este último processo facilitaria a migração de magmas para longe do granito parental, gerando os aplitopegmatitos mais evoluídos. Segundo Huffman et al. (1986) o P têm um efeito análogo, ou seja, aumenta a solubilidade da água em magmas silicatados. Sabe-se que os elementos B e P, tendem a formar complexos com Na e magmas graníticos hidratados, reduzindo assim a formação de albite e aumentando como consequência, as actividades de feldspato potássico, moscovite e quartzo (Ryerson & Hess, 1980; Pichavant, 1983; Manning et al, 1984; London 1984). O facto da fácies aplítica ser bastante abundante, com a albite fortemente presente, parece estar de acordo com os baixos valores de B e P que se encontram nos filões estudados.

VII.3.3 - A instalação dos filões aplitopegmatíticos

Os filões do campo aplitopegmatítico do Barroso-Alvão intruíram na sua maioria subconcordantemente com a estrutura, ao longo dos planos de foliação S_n (S_2). Isto não quer dizer que não se verifiquem casos menos frequentes em que os filões apareçam oblíquos a esta foliação. Essa situação resulta do facto, tal como se ilustra no esquema da figura VII.4, de alguns filões ou parte deles se instalarem em estruturas S_{n+1} (S_3) que são as zonas de plano axial das dobras geradas por D_{n+1} (D_3) e que não são mais do que zonas de fraqueza. No caso de terem aproveitado as estruturas S_2, têm tendência a serem sub-horizontais, enquanto que quando aproveitaram planos axiais de dobras S_3, têm tendência a serem verticalizadas de direcção média N120º (S_3) (capítulo de geologia estrutural).

A deformação que afectou os aplitopegmatitos parece ter sido considerável, como está evidenciado pelas observações do capítulo da petrografia e geologia estrutural. Por estas razões, a intrusão dos filões terá sido tardi a sin-D_3.

VII.3.4 - A diferenciação do campo em sector oriental (E) e ocidental (W)

Tal como já foi descrito anteriormente, existe um comportamento diferente entre os filões do sector E e os do sector W do campo aplitopegmatítico do BA. Os mais ocidentais (designados por corpos CHN em Charoy et al. 1992, juntamente com o filão de Alijó) não contêm petalite, enquanto alguns dos agora estudados (mais orientais, Veral e Adagói) apresentam uma evolução mais complexa, caracterizada pela presença de petalite e eucryptite. Ou seja, restringindo-nos aos três filões estudados em mais pormenor, Alijó pertence ao sector W, e Veral e Adagói ao sector E.

No caso de Alijó, o caminho inferido para a evolução P-T é muito simples, mostrando que as condições P-T estiveram sempre no campo de estabilidade da espodumena durante todo o tempo de cristalização do filão (Fig. VII.5). O facto de em Veral e Adagoi haver a presença dos três aluminossilicatos de Li (espodumena, petalite e eucryptite) faz com que se trate de uma situação rara. O que é mais geral na bibliografia, é a petalite ser descrita como o primeiro aluminossilicato de Li a cristalizar, sendo logo transformada em consequência do arrefecimento, de acordo com a seguinte conversão estequeométrica: petalite = espodumena + 2 quartzo (squi). Mas não é isso que se verifica nos dois casos referidos. A paragénese magmática assume-se como sendo a seguinte: albite + feldspato potássico + quartzo (menor) + moscovite (acessória) + espodumena (com uma distribuição irregular). A petrografia mostra claramente que a petalite aparece depois da espodumena, o que é interpretado como sendo resultado de uma rápida e curta queda relativa da pressão confinante relativamente à temperatura (Figura VII.5). Como consequência, gera-se uma fase fluida hidratada da qual resulta a precipitação de petalite (Charoy et al. submetido). Põe-se ainda a hipótese no capítulo da petrografia da petalite ser o resultado da acção de cisalhamentos locais, que no caso de Alijó e restante sector W (Charoy et al., 1992), gerou a espodumena secundária, por se estar nas condições de estabilidade da espodumena. Essa queda relativa na pressão poderá ter várias explicações, a saber: passagem de uma pressão litostática a uma pressão hidrostática no sector E, a subida das isógradas geotérmicas nesse sector, ou ainda, a acção de um "up lift".

A hipótese de passagem da pressão de litostática a hidrostática, pode-se colocar, pelo facto de após a instalação dos filões aplitopegmatíticos sin-D3, se terem gerado, associados à falha principal Régua-Verin, várias fracturas profundas (ver mapa Anexo 1).

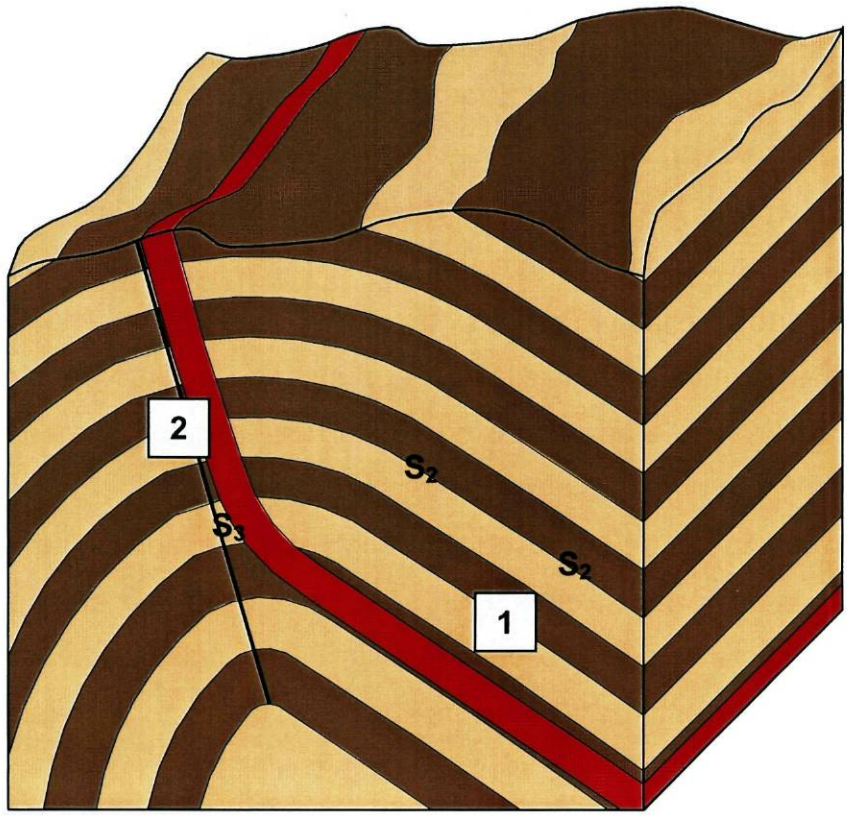


Figura VII.4 – Esquema mostrando que os filões aplitopegmatíticos (a vermelho) podem estar subparalelos a S_2 (situação 1) ou oblíquos a S_2 e subparalelos a S (situação 2) .

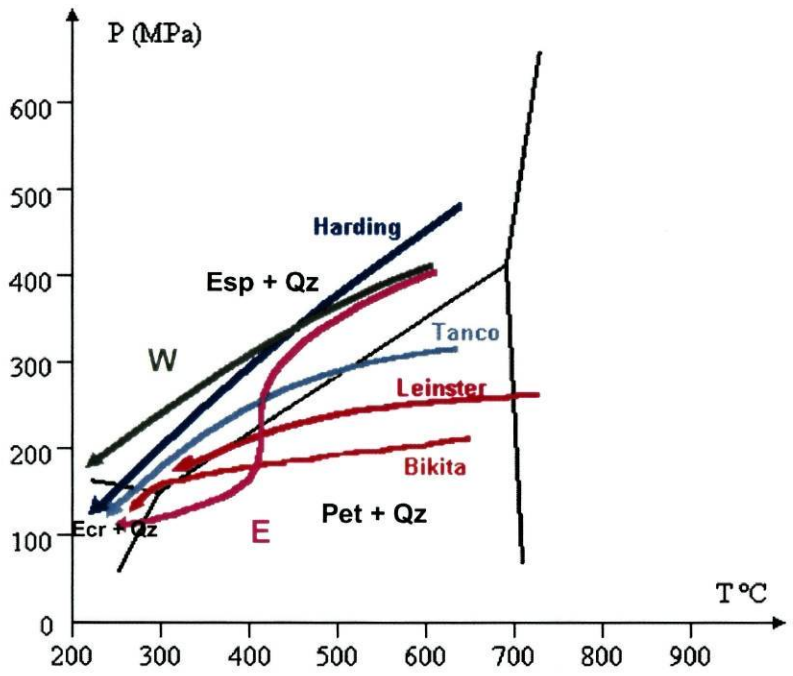


Fig. VII.5 - O caminho P-T inferido para a cristalização magmático-hidrotermal dos sectores E e W, comparados com pegmatitos estudados em todo o mundo. (Esp-espodumena; Pet-petalite; Ecr-eucryptite; Qz-quartzo); A - O campo de estabilidade das fases dos aluminossilicatos de Li (London, 1984);

Esta hipótese foi também colocada em Fuertes-Fuente & Martin-Izard (1998) para explicar dados das IF, no campo de Forcarei-Lalin, cerca de 100 Km a N-NW do campo estudado. De facto, no sector E formou-se uma intensa rede de falhas, umas vezes paralelas, outras vezes conjugadas com a referida falha principal. Mas esta intensa fracturação pode também explicar outra hipótese. Essa intensa fracturação da crosta terrestre causou certamente uma subida das isógradas geotérmicas no sector E. Esta subida nas isógradas fez com que este sector mantivesse temperaturas altas, tornando a cristalização dos aplitopegmatitos o suficientemente lenta para que se passasse do campo de estabilidade da espodumena para o da petalite, e da eucryptite numa fase final. O abaixamento repentino da pressão seria portanto relativo ou aparente, porque o que acontecia realmente era o manter de uma isógrada no mesmo nível, apesar de se estar a assistir à erosão natural do sector E, ao mesmo ritmo que o sector W. Esta última reflexão leva-nos à última hipótese colocada. O levantamento diferencial positivo do sector E, relativamente ao sector W, devido a um "up lift", teria efectivamente o efeito de causar uma queda na pressão no referido sector.

Face ao estado actual dos conhecimentos sobre a zona em estudo, parece-nos que a hipótese mais provável é a de que a região associada à rede de fracturação da falha Régua-Verin, coincidente mais ou menos com o sector E do campo aplitopegmatítico seria uma zona onde as isotérmicas estariam mais altas na crusta terrestre, levando a um arrefecimento mais lento dos filões neste sector. Este sistema de falhas terá permitido também a ascensão do magma granítico biotítico da intrusão do Maciço de Vila Pouca de Aguiar, com o consequente reflexo nas ocorrências pegmatíticas vizinhas, que no entanto não terá tido efeito no caso da parte mais ocidental do campo (Alijó e filões CHN).

VII.3.5 - O campo aplitopegmatítico na sua globalidade

A dispersão aparente dos pegmatitos litiníferos do distrito do BA (Anexo 1) parece não providenciar nenhumas evidências de campo que permitem relacioná-los geneticamente com um dado maciço de granitos de duas micas. No entanto, após uma análise mais aprofundada pode distinguir-se um corredor constituído pelos filões aplitopegmatíticos com espodumena. A cartografia geológica de faixas pegmatíticas efectuadas por todo o mundo tem estatisticamente provado a

existência de uma zonação composicional, onde os pegmatitos de elementos raros com Li são os que afloram mais longe dos supostos granitos parentais (Černý 1991b, 1992, Norton & Redden 1990, Fuertes-Fuente & Martin-Izard 1998) (ver fig. VII.3). No campo estudado, até ao momento a faixa aplitopegmatítica litinífera (com espodumena) tem de 1 a 2,5 Km de largura, e cerca de 15 Km de extensão entre as localidades de Dornelas e Adagói. (ver mapa do Anexo 1). Se considerarmos o filão litinífero CHN26 (com lepidolite) não estudado neste trabalho, mas situado no mesmo alinhamento (ver anexo 1) a extensão é de 20 Km. Esse alinhamento apresenta uma orientação aproximadamente NW-SE a W-E, que não está muito longe da direcção N120° descrita como a resultante da fase D_3 da orogenia Hercínica. Ora como se verifica pelo mesmo mapa, essa direcção é aproximadamente a do contacto do complexo de granitos de duas micas de Cabeceiras de Basto com os metassedimentos envolventes e a distância relativamente ao alinhamento já foi referida como habitual para casos idênticos. Por outro lado como já vimos anteriormente existe uma especialização metalogénica deste maciço no que diz respeito a várias mineralizações espacialmente associadas, nomeadamente as de Li. Existem, no entanto, algumas lacunas relativamente ao modelo habitualmente proposto, nomeadamente a aparente ausência de mineralizações de certos tipos que constituam uma zonação completa (Černý, 1988) e o posicionamento de filões estéreis, nomeadamente mais perto e mais longe do que a zona litinífera anteriormente referida, relativamente ao eventual granito parental, neste caso o de Cabeceiras de Basto.

Os numerosos pegmatitos diferenciados encontrados dentro dos granitos de duas micas aflorantes na zona do BA (incluindo os de Cabeceiras de Basto) não têm Li como é habitualmente referido para a maioria dos exemplos de populações de pegmatitos por todo o mundo.

Tal como se verifica na figura VII.5, o campo aplitopegmatítico do Barroso-Alvão tem um comportamento ao nível da cristalização das associações minerais de lítio que é diferente dos outros campos aplitopegmatíticos estudados em todo o mundo. Os vários exemplos do Noroeste Peninsular descritos no início deste trabalho, também se distinguem do campo estudado principalmente pelo facto de no sector E, primeiramente se formar a espodumena e só depois se dar a cristalização de petalite e eucryptite, justamente ao contrário do que acontece no campo de Arga-Minho. Neste campo situado cerca de 100 Km a ocidente do campo estudado, a

petalite aparece como a fase inicial, dando-se posteriormente o subsequente "squi" (Gomes & Nunes, 1990). Isto parece significar que houve uma evolução diferente no regime de pressão.

Distingue-se de Fregeneda e Lalin-Forcarei, principalmente pelo facto destes terem maiores actividades em fósforo. Também se distingue dos campos de Seixo Amarelo-Gonçalo, Fregeneda e Tres Arroyos pelo facto dos filões estudados neste trabalho não terem lepidolite, ou seja, existiu uma baixa actividade em flúor na fase magmática como já foi referido.

VII.3.6 – Alguns guias de prospecção

É possível nesta fase do conhecimento definir alguns guias para a prospecção de filões aplitopegmatíticos com espodumena na região do Barroso-Alvão. A nível geral do campo aplitopegmatítico constata-se que existe maior quantidade de filões nos metassedimentos da sub-unidade de Rancho e Alto da Cheira do que da Unidade de Fragas Negras. A razão parece estar no facto destes últimos serem menos siliciosos, constituindo piores armadilhas para o aprisionamento dos magmas pegmatíticos eventualmente emanados pelo granito gerador.

No que diz respeito aos filões mineralizados em Li, estes parecem estar todos contidos num corredor com cerca de 1 a 3 Km de largura e 20 km de extensão se contarmos com o filão CHN26 que é lepidolítico. Todos os filões aplitopegmatíticos enquadrados nesta faixa são potencialmente litiníferos. Dada a distribuição da mineralização ser extremamente heterogénea ao longo de um mesmo filão, por vezes em cristais de pequeníssima dimensão, torna a identificação da espodumena na parte aflorante por vezes extremamente difícil. A solução da análise química de amostras para o lítio pode não ser eficaz já que mesmo nos filões mineralizados estudados em pormenor existem amostras com valores extremamente baixos (abaixo dos 200 ppm). A recolha de amostras para a realização de lâminas delgadas, onde a espodumena mesmo em quantidades diminutas é facilmente identificada pode resolver o problema.

Deve-se salientar que os pegmatitos litiníferos são certamente mais numerosos do que os que já são conhecidos até ao momento, nos terrenos Hercínicos de Portugal.

Bibliografia

Bibliografia

Almeida A. (1994). Geoquímica, petrogénese e potencialidades metalogénicas dos granitos peraluminosos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto. (Tese) Porto, 305 pp.

Almeida A. (1998). Especialização metalogénica dos granitos peraluminosos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto. *Actas do V Congresso Nacional de Geologia (Resumos Alargados), Comunicações Inst. Geol, Min,* **84 (1)**, B-79-B-82.

Amarante M. M., Botelho de Sousa A., Machado Leite, M.(1998). Processing a spodumene ore to obtain lithium concentrates for the glass and ceramics industries. *Laboratório do Instituto Geoloógico e Mineiro, Portugal,*. 205- 210.

Amarante M. M., Botelho de Sousa A., Machado Leite, M. (1999). Processing a spodumene ore to obtain lithium concentrates for addition to glass and ceramics bodies. Laboratório do Instituto Geoloógico e Mineiro, Portugal. In: *Minerals Engineering,* **vol. 12, No. 4**, . 433-436.

Anderson S.D., Cerny P., Halden N.M., Chapman R., Uher P. (1998). The YITT-B pegmatite swarn at Bernic Lake, southeastern Manitoba - a geochemical and paragenetic anomaly. - *Can. mineral.* **36,** in press.

Arribas A. (1979). Les gisements de tungstén de la zone de Morille (Province de Salamanca, Espagne). *Chron. Resh. Min.,***450,** 27-34.

Assunção C. F. T. (1954). Notas de Mineralogia e Petrologia. III Ocorrência de espodumena em Gelfa (Âncora). *Bol. Mus. Lab. Mineral. Geol. Fac. Ciênc., Lisboa.* 7ª Série, **22,** 29-32.

Baker D. R. (1996). The importance of melt viscosities in the segregastion and transport of damp (<4 wt.%) granitc magmas.-*Geol. Assoc. Canada - Mineral. Assoc. Canada Annual Meeting Winnpeg, Progr. Abstr.* **21**. A-6.

Bakker R. J. (1997). Clathrates: computer programs to calculate fluid inclusions V-X properties using clathrate melting temperatures. *Comput.Geosci.* **23**, 1-8.

Batista J., Coke C., Dias R., Ribeiro A. (1993). Tectónica e geomorfologia da região de Pedras Salgadas-Vidago e as nascentes associadas. In: *XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Évora,* **Vol. 1,** 125-139.

Bea F., Pereira M. D., Corretgé L.G. (1994): Differentiation of strongly peraluminous, perphosphorous granites. The Pedrobernado pluton, central Spain. - *Geochim. Cosmochim. Acta* **58,** 2609 - 2628.

Beus A. A.(1948). Vertical zoning of pegmatites on the example of the pegmatite field Aksu Pushtiru (Turkestan Range). - *Doklady Acad. Sci. Ussr* **60**, 1235-1238 (in Russian).

Beus A. A. (1960). Geochemistry of beryllium and the genetic types of beryllium deposits. - *Acd. Sci. USSR Moscow*, 329 pp., (in Moscow, 329, (in Russian); Engl. transl. Freeman & Co. 1966, 401).

Blasi A. (1977). Calculation of T-site occupancies in alkali feldspar from refined lattice constants. *Mineral. Mag.* **41**, 525-526.

Blockley J. G. (1980). The tin deposits of western Australia, with special reference to the associated granites. - Geol. Surv. West. Australia, *Mineral Res. Bull.* **12**, 184

Boiron M. C., Essarraj S., Cathelineau M., LesPinasse M., Poty B. (1992). Identification of fluid inclusions in relation to their host microstructural domains in quartz by cathodoluminescence. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 175-185.

Bodnar R. J. (1993). Revised equation for determining the freezing point depression of H_2O-NaCl solutions. *Geochim. Chosmochim. Acta*, **57**, 683-684.

Borges F.S., Noronha F., Pereira E. Ribeiro A. (1979). Ocorrência de filões apliticos deformados, com mineralização estanifera (nota prévia). *Publ. museu Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Porto* , 4ª série, **91**, 223-229.

Bowers T. S. & Helgeson H. C. (1983). Calculation of the thermodynamics and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H2O-CO2-NaCl on phase relations in geological systems: Equation of state for H2O-CO2-NaCl fluids at high pressures and temperatures, *Geochim. Cosmochim. Acta* **47**, 1247-1275.

Breaks F. W., Janes D. A. (1991). Granite-related mineralization of the Dryden area, Superior Province of northwestern Ontario. - Geol. Assoc. Canada - Mineral. Assc. Canada Annual Meeting Toronto, Field Trip Guidebook B7, 71 pp.

Breaks F. W., Moore J. M. (1992). The Ghost Lake batholith, Superior Province of northwestern Ontário: a fertile, S-type, peraluminous granite - rare-element pegmatite system. - *Can. Mineral.* **30**, 835-875.

Breiter K. (1994). Variscan rare-metal granitoids of the Bohemian massif. - In: R. Seltmann, H. Kampf, P. Moller eds., Metallogeny of Collisional Orogens, Czech Geological Survey, 91-95.

Brisbin W.C. (1986). Mechanics of pegmatite intrusion. *American Mineralogist* **71**, 644-651.

Brown W. L. & Parsons I. (1981). Towards a more practical two-feldspar geothermometrer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 369-377.

Brown P.E. & Lamb W.M. (1989). P-V-T properties of fluids in the system H2O-Co2-NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusions studies. *Geochimica & Cosmochimica Acta*, **53**, 1209-1221.

Brown P.E. & Hagemann S.G. (1995). Fluid inclusion data redution and interpretation using Macflincor on the Macintosh. *ECROFI. Bol. Soc. Esp. Min.*, **18 (1)**, 32-33.

Brun J.P., Gaspais D., Cogne J.P. (1990). The Flamanville Granite (Northwest France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. *Geol. J.*, **25**, 271-286.

Burnham C.W. & Nekvasil H. (1986). Equilibrium properties of granite pegmatite magmas. *American Mineralogist* **71**, 239-263.

Carnicero A. (1980). Estudio petrológico del metamorefismo y los granitoides entre Ciperez y Aldea del Obispo (O de la provincia de Salamanca). Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca.

Cathelineau M., Boiron M. C., Essaraj S., Dubessy J., Lespinasse M., Poty B. (1993). Fluid pressure variations in relation to multistage deformation and uplift. A fluid inclusion study of Au Qz vein. *Eur. Journ. Mineral.*, **5**, 107-121.

Cerny P. (1992a). Regional zoning of pegmatite populations and its interpretation. - *Mitt. Osterr. Mineral. Ges.* **137**, 99-107.

Cerny P. (1998). Constitution, petrology, affliliations and categories of miarolitic pegmatites. - *Soc. Italiana Sci. Nat., Special Volume, in press.*

Cerny P. & Macek J. (1974). Petrology of potassium feldspars in two lithium bearing pegmatites. In: "the feldspars", Proceed. Nato Advanced Study Institute (MacKenzie, W.S. and Zussman, J. eds), *Manchester Univ. Press*, 615-628.

Cerny P., Brisbin W. C. (1982). The Osis Lake pegmatitic granite, Winnipeg River district, Southeastern Manitoba. - In: P. Cerny ed., Granitic Pegmatites in *Science and Industry, Mineral. Assoc. Canada Short Course Handb.* **8**, 545-555.

Cerny P., Meintzer R. E., Anderson A. J. (1985). Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. - *Can. Mineral.*, **23**, 381-421.

Cerny P. (1982a). The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Southeastern Manitoba. In: Cerny P. (Ed.), *Granitic pegmatites in Science and Industry*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, **8**, 527-541.

Cerny P. (1989a). Characteristics of pegmatite deposits of tantalum. - In: P. Moller, P. Cerny, F. Saupé eds., Lanthanides, Tantalum and Niobium, *SGA Spec. Publ.* **7**, Springer-Verlag, 192-236.

Cerny P. (1989b). Exploration strategy and methods for pegmatite deposits of Tantalum. In P. Möller; P. Cerny; F. Saupé (eds.), Lanthanides, Tantalun and Niobium. *Spociety for Geology Applied to Mineral Deposits, Special Publication*, **7**, Springer-Verlag, 274-302.

Cerny P. (1991). Rare-element granitic pegmatites, Part I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*, **18**, 49-67.

Cerny P. (1991a). Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada* **18/2**, 49-67.

Cerny P. (1991b). Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environnments and petrogenesis. *Geoscience Canada* **18/2**, 68-81.

Cerny P. (1991d). Processes controlling evolution of rare-element granitic pegmatites. - In: M. Pagel, J. L. Leroy eds., Sources, Transport and Deposition of Metals, Balkema Rotterdam, 737-740.

Cerny P. (1993). Fractionation in granite+rare-element pegmatite systems. Facts and fiction. In: Fenoll Hach-Ali P., Torres-Ruiz J. and Gervilla F. (eds) *Current research in geology applied to ore deposits*, 2nd Bienn. SGA Meeting, Granada, Abstr., 23-26.

Cerny P. (1994b). Rare-element granitic pegmatites, Part II. Regional to global environments and petrogenesis. Ore Deposits Models, **2**, p. 49-62.

Cerny P., Ferguson R.B. (1972). The Tanco Pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. IV: petalite and spodumene relations. *Canadian Mineralogist* **11**, 660-678.

Cerny P. & Macek J. (1972). Petrology of potassium feldspars in two lithium-bearing pegmatites. In: The felspars (W. S. Mackenzie & J. Zussman, eds). *Proceed NATO ASI.* , Manchester Univ. Press, 615-628.

Cerny P., Meintzer R. (1988). Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare element pegmatites: Crustal enviroment, geochemistry and petrogenetic relationship. In: R.P. Taylor y D.F. Strong (Eds), Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits. *CIM Spec.*, **39**, 170-207.

Cerny P., Nemec D. (1995). Pristine vs contaminated trends in Nb, Ta-oxide minerals of the Jihlava pegmatite district, Czech Republic. - *Mineral. Petrol.* **55**, 117-129.

Cerny P., Trueman, D.L., Ziehlke, D.V., Goad, B.E., Paul B.J. (1981). The Cat Lake-Winnipeg River and the Wekusko Lake pegmatite fields, Manitoba: Manitoba

Departement of Energy and Mines, Mineral Resources Division. *Economic Geology Report*, **ER80-1**, 234 pp.

Cerny P., Meintzer R., Anderson A. J. (1985b). Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. *Can. Mineral.*, **23**, 381-421.

Cerny P., Ercit T. S., Vanstone P. J. (1996). The Tanco rare-element pegmatite deposit, southeastern Manitoba. - Geol. Assoc. Canada - Mineral. Assoc. Canada Annual Meeting Winnipeg, *Field Trip Guidebook* **A3**, 63 pp.

Chadwick R. A. (1958). Mechanism of pegmatite empacement. - *Bull. Geol. Soc. America* **69**, 803-836.

Chakoumakos B.C., Lumpkin G.R. (1990). Pressure-temperature constraints on the crystallization of the Harding Pegmatite, Taos County, New Mexico. *Canadian Mineralogist*, **28,** 287-298.

Channer D.M. DER., Spooner E.T.C. (1994). Combined gas and ion chromatographic analysis of fluid inclusions: Applications to Archean granite pegmatite and gold-quartz vein fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. **58**, Nº 3, 1101-1118.

Chappell B. W., White A. J. R. (1974). Two contrasting granite types. Pacific Geol., **8**, 173-174.

Charoy B., (1986). The genesis of the Cornubian Batholith (South-west England); The example of the Cammnellis Pluton. *J. Petrol.*, **27,** 571-604.

Charoy B. & Noronha F. (1988). A espodumena como fase litinífera de aplitopegmatitos da região de Covas de Barroso (Norte de Portugal). *Resumos da X Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular (Coimbra-Salamanca).*

Charoy B., Noronha F., Lima A. (2000 submetido). Spodumene-Petalite-Eucryptite: mutual relationships and alteration style in pegmatite-aplite dykes from Northern Portugal. *Canadian Mineralogist.*

Charoy B., Lhote F., Dusausoy Y., Noronha F. (1992). The crystal chemistry of spodumene in some granitic aplite-pegmatite of Northern Portugal: a comparative review. *Canadian Mineralogist,* **30,** 639-651.

Charoy B., Noronha F., Dória A., Moreira J., (1990). Aplitopegmatitos com espodumena da Região de Covas do Barroso (Norte de Portugal). *Resumos da XXI Reunião sobre a Geologia do Noroeste Peninsular (Laboratório Xeoloxico de Laxe).*

Charoy B. & Noronha F. (1999). Rare-element (Li-Rich) granitic and pegmatitic plutons: a primary or superimposed signature? *Revista Brasileira de Geociências.* **29** (I), 3-8.

Charoy B., Lhote F., Dusausoy Y., Noronha F. (1992). The crystal chemistry of spodumene in some granitic pegmatite-aplites of Northern Portugal. *Canadian Mineralogist* **30**, 639-651.

Christiansen E. H. (1983). The Bishop Tuff revisited: compositional zonation by double diffusive fractional crystallization (DDFC). - *Geol. Soc. America Annual Meeting Progr.* Abstr. **15**, 5, 390.

Christiansen E. H., Sheridan M. F., Burt D. M. (1986). The geology and geochemistry of Cenozoic topaz rhyolites from the Western United States. - *Geol. Soc. America Spec.* Paper **205**, 82 pp.

Clarke D.B. (1981). The mineralogy of peraluminous granites: a review. *Canad. Miner.*, **19**, 3-17.

Clarke S. P. Jr. & Jager E. (1969). Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data. *Am. Jour. Sci.,* v. **267**, 1143-1160.

Collins P. L. F. (1979). Gas-hidrates in CO_2-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, **74**, 1435-1444.

Congdon R. D., Nash W. P. (1991). Eruptive pegmatite magma: rhyolite of the Honeycomb Hills, Utah. - *Am. Mineral.* **76**, 1261-1278.

Correia V. M. S. (1997). Prospecção de Filões Aplito-pegmatíticos Mineralizados em Epodumena com recurso a Métodos Geofísicos na Região da Serra do Barroso, Trás-os-Montes Ocidental, Fac. Eng. Univ. Porto. (Tese de Mestrado). 2 vol.165 pp.

Crawford M. L. Filer J., Wood C. (1979). Saline fluid inclusion associated with retrograde metamorphism. *Bull. Mineral.*, **102**, 562-568.

Crawford M.L.(1981). Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. *Mineralogical Association of Canada*, Short Course Handbook, **6**, 75-100.

Dallmeyer R. D. (1978).40Ar/39Ar incremental-release ages of hornblende and biotite across the Georgia Inner Piedmont: their bearing on Late Paleozoic-Early Mesozoic tectonothermal history: *Am. Jour. Sci.,* v. **278**, 124-149.

Debon F. & Le Fort P. (1982). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edingburg Earth Sci.*, **73**, 135-149.

Deer W. A., Howie H. A., Zussman J.(1992). An introduction to the rock-forming minerals. *Longman Ed (2 nd ed),* 696 pp.

Dingwell D. B., Knoche R., Webb S. L. (1992). Effects of boron, fluorine and phosphorous on the viscosity and density of haplogranitic melts. - Geol. Assoc. Canada - *Mineral. Assoc. Canada Annual Meeting, Progr. Abstr.* **17**, A27.

Dória, A., Charoy, B. and Noronha, F. (1989). Fluid inclusion studies in spodumene-bearing pegmatite-aplite dykes of Covas de Barroso, Northern Portugal. *ECROFI* **X** (London), 25 (abstr.).

El-Bouseily A. M., El-Sokkary A. A. (1975). The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geol.*, **16**, 207-219.

Evensen , N. M., Hamilton, P. J., & O'Nions R. K., (1978). Rare Earth Abundances in Chondritic meteorites. Geoqchim. Cosmochim. Acta, **42**, 1199-1212.

Farinha J. & Lima A. (2000, em publicação). Estudos, notas e trabalhos. Instituto Geológico e Mineiro, Porto.

Ferreira N., Iglesias M., Noronha F., Pereira E., Ribeiro A., Ribeiro M.L. (1987). Granitoides da Zona Centro Ibérica e o seu enquadramento geodinâmico. In: Bea F. et al., (eds), *Geologia de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo* (Libro Homenage a L.C. Garcia de Figuerola) Hespérico Editorial Rueda, Madrid, 37-51.

Ferreira N. & Noronha F.(1987). Prospecção de estanho em áreas envolventes dos maciços graníticos das serras do Gêres, Barroso e Cabreira.. In: Actas e comunicações. IX Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular, Porto, 1985. *Mem. Mus. Labor. Minet. Geol. Fac. Ciênc. Porto,* **1,** 433-449.

Fersman A. E. (1931). Les pegmatites. Leur importance scientifique et pratique. Academia das Ciencias da URSS. Tradução para língua francesa por Thoreau, J. em 1951. Policopiado 675 pp..

Folk R.L. (1955). Note on the significance of "turbid" felspars. *Amer. Mineral.*, **40**, 356-357.

Fuertes-Fuente M. M. (1996). Las pegmatitas del área de Lalín-Forcarei (Galicia) y las mineralizaciones de elementos escasos asociadas" Departamento de Geologia Universidad de Oviedo, Espanha. (Tese de Doutoramento), 283 pp.

Fuertes-Fuente M., Martin-Izard A. (1998). The Forcarei sur rare-element granitic pegmatite field and associated mineralization, Galicia, Spain. *The Canadian Mineralogist,* vol. **36**, 303-325.

Gaal R.A. (1976-77). Cathodoluminescence of gem materials. *Gems and Gemology* **15**, 238-244.

Gallego Garrido M. (1992). Las mineralizaciones de litio asociadas al magmatismo ácido en Extremadura y su encuadre en la zona Centro Ibérica. *Tesis*. Universidad Complutense de Madrid. 323 pp.

Garzón G.J. & Locutura J. (1981). Datación por el método Rb-Sr de los granitos de Lumbrales-Sobradillo y Villar de Ciervo-Puerto Seguro. *Bol. Geol. Min.*, **92-1**,68-72.

Gaupp R., Moller P., Morteani G. (1984). Tantal- Pegmatite: Geologische, petrologische und geochemische Untersuchungen. - Monogr. Ser. Mineral Deposits, 23, Borntraeger Berlin - Stuttgart, 124 pp.

Ginsburg A.I., Timofoyen. I.N.; Feldman, L.G. (1979). Principles of geology of the granitic pegmatites. Nedra, Moscow.

Goad B. E., Cerny P. (1981). Peraluminous pegmatitic granites and their pegmatite aureoles in the Winnipeg River district, southeastern manitoba. - Can. Mineral. 19, 177-194.

Goldsmith J. R. & Laves F. (1954). Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. *Gechim. Cosmochim. Acta*, **6**, 100-118.

Goldstein R. H., Reynolds T. J. (1994). Systematics of Fluid Inclusion in Diagenetic Minerals. *SEPM SHORT COUSE* **31**. 199 pp.

Gomes C. L. (1994). Estudo estrutural e paragenético de um sistema pegmatide granítico - O campo aplito-pegmatítico de Arga. Minho (Portugal). Tese de doutoramento não publicada, Univ. Minho, 695p.

Gomes C. L. & Nunes J. E. L. (1990). As paragéneses correspondantes à mineralização litinífera do campo aplito-pegmatítico de Arga-Minho (Norte de Portugal). *Memorias e Noticias* ,**109**, 131-166.

Gordiyenko,V. V., Zhukova I. A., Ponomareva N. I. (1988). The physical conditions of quartz-spodumene and quartz-muscovite aggregates in rare-metal granite pegmatites. International *Geology Review,* **30**, 53-61.

Görz H., Bhalla R. J. R. S. B., White E. W. (1970). Detailed cathodoluminescence characterization of common silicates. In: Weber, J.N. and White, E. (eds) *Space science applications of solid state luminescence* phenomena, 62-70. MRL pub. 70-101. State College, Pa.: Penn. State University.

Graham J. (1975). Some notes on α-Spodumene, $LiAlSi_2O_8$. *American Mineralogist* **60**, 919-923.

Griggs D. T., Blacic J. D. (1965). Quartz: anomalous weakness of synthetic crystals: *Science,* v. **147**, 292-295.

Griggs D. T. (1967).Hydrolytic weakening of quartz and other silicates: *Royal Astron. Soc. Geophys. Jour.*, v. **14**, 19-31.

Guedes A., Doria A., Noronha F., Boiron M. C. (1997). Fluid inclusion stadies in Paleozoic C-rich metasedimentary rocks from Northern Portugal. In: XIV ECROFI Conference (M. C. Boiron & J. Pironon, eds), 138-139.

Guidotti C. V. (1978). Compositional variation of moscovite in medium to high grade metaplites of northwester Maine. *Amer. Mineralog.*, **63**, 878-884.

Guillot S., Le Fort P. (1995). Geochemical constraints on the bimodal origin of High Himalaya leucogranites. - *Lithos* **35**, 221-234.

Haapala I. (1966). On the granitic pegmatites in the Peraseinajoki - Alavus area, South Pohjanmaa, Finland. - *Bull. Comm. Géol. Finland* **224**, 98 pp.

Hanson G. N. (1978). The application of trace elements to the petrogénesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**, 26-43.

Hawthorne F. C. & Cerny P. (1982). The mica group. *Miner. Assoc. Canada Short Course Handbook* n°**8**, 63-98.

Heier K.S., Billings G. K. (1970). Lithium. In: Wedephohl K.H. (ed) *Handbook of geochemistry* **II**. Springer-Verlag, Berlin.

Hensen B. J. (1967). Mineralogy and petrography of some tin, lithium and beryllium-albite pegmatites near Doade, Galicia, Spain. *Leidse Geol. Med.* **39**, 249-259.

Hildreth W. (1979). The Bishop Tuff: evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. - *Geol. Soc. America Spec. Paper* **180**, 43-75.

Hildreth W. (1981). Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. - *Jour. Geophys. Res.* **86, B11**, 10153-10192.

Holtz F.(1987). Étude structurale, métamorphique et géochimique des granitoides hercyniens et de leur encaissant dans la région de Montalegre (Trás-os-Montes, Nord Portugal). 223 pp. Nancy. (Tese de Douturamento).

Huffman M., Navrostsky A., Pintchoriski F.S. (1986). Thermochemistry and structure of low pressure chemicably vapor deposited and bulk SiO2-P2O5 and SiO2-GeO2 glasses. *Jour. Electochem. Soc.*, **133,** 431-439.

Hurlbut C.S., Jr. (1962). Data on eucryptite from Bikita, Southern Rhodesia. *American Mineralogist* **47**, 557.

Hutchinson R. W. (1955). Regional zonation of pegmatites near Ross Lake, District of Mackenzie, Northwest Territories. *Geol. Survey Canada Bull.* **34,** 50 pp.

Hutton D.H.W. (1997). Syntectonic granites and the principle of effective stress: a general solution to the space problem?. In: Bouchez J.L., Hutton D.H.W.; Stephens W. E. (Eds.), Granite: Segregation of Melt to Emplacement Fabrics, *Kluwer Academic Publishers*, Netherlands, 189-197.

Icenhower J. P., London D. (1995). An experimental study of element partitioning between biotite, muscovite, and co-existing peraluminous granitic melt at 200 Mpa (H2O). - *Am. Mineral.* **80**, 1229-1251.

Jahns R.H. (1982). Internal evolution of granitic pegmatites. In: Cerny P. (ed) *Granitic pegmatites in Science and Industry*. Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook **8**, 293-328.

Jahns R.H., Burnham C.W. (1957). Preliminary results from experimental melting and crystallisation of Harding, New Mexico, pegmatite (abstract): *geol. Soc. Amer., bull.,* **Volume 68,**1751-1752.

Jahns R.H., Burnham C.W. (1969). Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology* **64**, 843-864.

Julivert M.; Fontbote J.M.; Ribeiro A., Conde L.E. (1974). Mapa tectónico de la Península Ibérica Y Baleares E1: 1.000.000. Memoria explicativa. *Publicación I. G. M. E.* p. 1 - 101

Keppler H. (1994). Partitioning of phosphorus between melt and fluid in the system haplogranite-H2O-P2O5. *Chem. Geol.*. **117**, 345-353.

Kerrich R. (1976). Some effects of tectonic recrystallization on fluid inclusions in quartz veins: *Contr. Mineralogy Petrology*, **v. 59**, 195-202.

Kerkhof A. M. Van den (1990). Isochoric phase diagrams in the systems CO2-CH4 and CO2-N2: aplication to fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 621-629.

Knorring V.D., Romani J.R. (1981). On the mineralogy of the O Casteliño spodumene pegmatite near Lalín, Galicia, Spain. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **2**, 259-262.

Kretz R. (1968). Study of pegmatite bodies and enclosing rocks, Yellowknife-Beaulieu region, Distict of MacKenzie. - *Geol. Survey Canada Bull.* **159**, 109 pp.

Kuzmenko M. V. et al. (1976). Fields of rare-element granitc pegmatites. *Nauka Moscow,* 332 pp. (en ruso).

La Roche H. (1964). Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritique. Applications aux Vosges cristallines. Sci.Terre, **9**, 293-337.

Lagache M. (1992). Apport de la minéralogie expérimentale à la connaissance des équilibres entre fluides et mineraux des pegmatites granitiques à éléments rares alcalins. *Can. Mineral.*, **30**, 541-547.

Lagache, M. & Weisbrod, A. (1977). The system: two alkali feldspars-KCl-NaCl-H2O at moderate to high temperatures and low pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **62**, 77-101.

Lagache M. & Sebastian A. (1991). Experimental study of Li-rich granitic pegmatites. II. Spodumene+albite+quartz equilibrium. *American Mineralogist* **76**, 611-616.

Lagarde J.L., Brun J.P., Gapais D. (1990). Formation des plutons granitique par injection et expansion latérale dans leur site de mise en place: une alternative au diapirisme en domaine épizonal. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **310 (II)**, 1109-1114.

Lagarde J.L., Dallain C., Merle O., Ledru P. (1993). Champs de déformation associés à l'expansion horizontale de magmas granitiques. Exemple des granites hercyniens du Valey, Massif Central. *C.R. Acad. Sc., Paris*, **316 (II)**, 653-659.

Laves F. (1955). The lattice and twinning of microcline and other potash feldspars. *Journal of Geology* **58**, 548-571.

Lesher C. E., Walker D., Candela P., Hays J. F. (1982). Soret fractionation of natural melts of intermediate to silicic composition. - *Geol. Soc. America Ann. Meeting*, Progr. Abstr. **14**, 545 pp.

Lima A., Charoy B., Noronha F., Farinha J. (1998). Espodumena-Petalite-Eucryptite em filões aplitopegmatíticos da região Barroso-Alvão. *Actas do V Congresso Nacional de Geologia (Lisboa).pp.* B-71-B74

Lima A., Charoy B., Noronha F., Farinha J. (1999a). Fases minerais fosfatadas dos aplitopegmatitos litiníferos da região Barroso-Alvão. *II Congresso Ibérico de Geoquímica, Inst. Sup. Téc.*, Lisboa. p. 263-268.

Lima A., Noronha F., Charoy B., (1999b). Fluid Inclusion Studies in Li-bearing pegmatite-aplite veins from Barroso-Alvão Area (Northern of Portugal).ECROFI, *Terra Nostra,* vol **99/6**, 190-192

Lima A., Farinha J., Pires M., Viegas L., Charoy B., Noronha, F., Martins L. (1997) Prospecção de jazidas de lítio na região de Barroso-Alvão. *Actas X Semana de*

Geoquimica / IV Congresso de Geoquimica dos Paises de Lingua Portuguesa, Braga, Resumos, 199-202.

Linnen R. L. (1998). The solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in granitic melt with Li and Li+F: constraints for mineralization in rare-metal granites and pegmatites. - *Econ. Geol., in press*.

Loh S. E. & Wise W.S. (1976). Synthesis and fluorine-hydroxyl exchange in the amblygonite series. *Can. Mineral.* **14**, 357-363.

London D. & Burt D. M. (1982). Lithium minerals in pegmatites. Em: P. Cerny (ed) *Granitic Pegmatites in Science and Industry. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook,* **8**, .99-133.

London D. (1987).Internal differentiation of rare-element pegmatites: Effects of boron, phosphorus and fluorine. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **51**,. 403-420.

London D. (1992) The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *Can. Mineral.*, **30**, 499-540.

London D, Morgan G.B. VI, Hervig R.L. (1989). Vapor-undersaturated experiments with Macusanite glass+H_2O at 200 MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **102,** 1-17.

London D. (1982). Stability of spodumene in acidic and saline fluorine-rich environments. - Carnegie Inst., *Geophys. Lab. Ann. Rept.* **81**, 331-334.

London D. (1984). Experimental phase equilibria in the system $LiAlSiO_4$-SiO_2-H_2O: a petrogenetic grid for lithium-rich pegmatites. *American Mineralogist* **69**, 995-1004.

London D. (1985). Origin and significance of inclusions in quartz: a cautionary example from the Tanco pegmatite, Manitoba. *Econ. Geol.* **80**, 1988-1995.

London D. (1986). Magmatic-hydrotermal transition in the Tanco rare-elements pegmatite: evidence from fluid inclusions and phase-equilibrium experiments. *American Mineralogist*, **71**, . 376-395.

London D. (1990). Internal differentiation of rare-element pegmatites; a synthesis of recent research. *Geological Society of America, Special Paper* **246**, 35-50.

London D. (1995). Geochemical features of peraluminous granites, pegmatites and rhyolites as sources of lithophile metal deposits. - In: J. F. H. Thompson ed., Magmas, Fluids and Ore Deposits, mineral. *Assoc. Canada Short Course Handb.* **23**, 175-202.

London D. (1998). Phosphorus-rich peraluminous granites. *Acta Universitatis Carolinae – Geologica,* **42 (1)**, 64-68.

London D. & Burt, D.M. (1982a). Alteration of spodumene, montebrasite and lithiophilite in pegmatites of the White Picacho District, Arizona. *American Mineralogist* **67**, 97-113.

London D. & Burt, D.M. (1982b). Lithium-aluminosilicate occurrences in pegmatites, and the lithium-aluminosilicate phase diagram. *American Mineralogist* **67**, 483-493.

London D., Morgan G. B. VI., Wolf M. B. (1996). Boron in granitic rocks and theier contact aureoles. - In: E. S. Grew, L. M. Anovitz eds., Boron - Mineralogy, Petrology and Geochemistry, *Mineral. Assoc. America Reviews in Mineral.* **33**, 299-330.

Lopes Nunes J. E. (1973). Contribution à l´étude mineralogique et géochimique des pegmatites du Mozambique. *Sci. Terre*, **26**, 1-261.

López-Plaza, M. & Carnicero, A. (1988). El plutonismo hercínico de la penillanura salmantino-zamorana (Centro-Oeste de España). Visión de conjunto en el cotexto geológico regional. En: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola, 53-67.

Luth W.C. (1974). Analysis of experimental data on alkali feldspar unit cell parameters and solvi. In: "the feldspars", Proceed. NATO Advanced Study Institute (MacKenzie, W.S. and Zussman, J. eds), *Manchester Univ. Press*, 249-296.

Mahood G., Hildreth W. (1983). Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. - *Geochim. Cosmochim. Acta* **47**, 11-30.

McLaughlin T. G. (1940). Pegmatite dikes of the Bridger Mountains, Wyoming. - *Am. Mineral.* **25**, 46-68.

Maijer C. (1965). Geological investigations in the Amarante Region (Northern Portugal) With special reference to the mineralogy of the cassiterite-bearing albite pegmatites. Grafisch Centrum Deltro, Rotterdam. (Tese de Doutoramento), 153 pp.

Malinin S.D. & Kurovskaya N.A. (1975). Solubility of CO2 in chloride solutions at elevated temperatures and CO2 pressures: *Geochem. Internat.*, **v. 12**, 199-201.

Manning D. A. C. & Henderson P. (1984). The behaviour of tungsten in granitic melt-vapour systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* **86**, 286-293.

Manning D. A. C., Martin J. S., Pichavant M., Henderson C. M. B. (1984). The effect of F, B and Li on melt structures in the granite system: Diferent mechanims? In:

Progress in Experimental Petrology (ed. C.M.B. Henderson), pp. 36-41. *NERC Publ. Ser.* **d 25.**

Manning D. A. C., Pichavant M. (1988). Volatiles and their bearing on the behaviour of metals in granitic systems. - In: R. P. Taylor, D. F. Strong eds., Granite-Related Mineral Deposits, *Can. Inst. Minning Spec.* **Vol. 39**, 13-24.

Martin R. F. (1982). Quartz and the feldspars. *MAC Short Course HanbooK* **8**, 41-62.

Martins H. C. B. (1989). Contribuição para o conhecimento dos granitóides biotíticos da Região de Vila Pouca de Aguiar. Univ. Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real. (Trabalho apresentado para as Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica), 94 pp.

Martins H. C. B (1998). Geoquímica e petrogénese de granitóides biotíticos tarditectónicos e pós-tectónicos. Implicações metalogénicas. .Univ. Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real. *(Tese de doutoramento)* 288 pp.

Martins H. C. B & Noronha F. (1991). Petrologia e geoquímica dos granitóides biotíticos pós-tectónicos da Região de Vila Pouca de Aguiar. *Geociências, Ver. Univ. Aveiro,* **6**, 1/2, 1-15.

Martins H. C. B., Noronha F., Leterrier J.(1997). Evolução geoquímica dos granitóides biotíticos tardi-tectónicos e pós-tectónicos do quadrângulo Vieira do Minho-Moreira de Rei-Vila Pouca de Aguiar-Boticas. Estudo comparativo. In: *Actas da X Semana de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa.* Universidade do Minho, Braga.87-90.

Martins H. C. B. & Sant'Ovaia H. M. (1998). Zonalidade e processo de instalação dos granitóides biotíticos do maciço de Vila Pouca de Aguiar. Abordagem Multidisciplinar. Actas do V Congresso Nacional de Geologia. *Comunicações do Instituto Geológico Mimeiro, Lisboa,* **84** (1), B-34-B-34.

Martins M. E. R. & Pinto M. S. (1999). Discriminação textural e geoquímica de moscovites em granitos da Zona Centro-Ibérica. *Actas II Congresso Ibérico de Geoquímica / XI Semana de Geoquímica, Lisboa,* 345-348.

Martinez E. (1974). Estudio de la zona metamórfica-granitica de los arribes del Duero (Província de Salamanca Y Zamora). *Tese de Doutoramento.* Universidade de Salamanca, 286 pp.

Mason B., (1941). Minerals of the Varustrak pegmatite. XXIII. Some iron-manganese phosphate minerals and their alteration products, with special reference to material from Varustrak. *Geol. Fore. Forhandl.,* ***63***, 117-175.

Matheis M. (1985). Geological setting of pegmatoid rare-metal mineralization. - *Fortschr. Mineral.* **63**, Beih. 1, 150.

Michael P. J. (1983). Chemical differentiation of the Bishop tuff and other high-silica magmas through crystallization processes. - *Geology* **11**, 31-34.

Miller C. F., Stoddard E. F., Bradfish L. J., Dollase W. (1981). Composition of plutonic moscovite: genetic implications. *Canad. Miner.* **19**, 25-34.

Monier J. (1987). Cristallochimie des micas des leucogranites. Nouvelles données expérimentales et applications petrólogiques. 347 pp. Nancy. (Géologie et Géochimie de l'Uranium, Mémoire nº 14). (Tese de doutoramento).

Monier J., Mergoil-Daniel J., Labernardiere H. (1984). Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Millevaches (Massif Central Français). *Bull. Minér.*, **107**, 55-68.

Montoya J. W., Hemley J. J. (1975). Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions. *Econ. Geol.* **70**, 577-582.

Moore P.B. (1982). Pegmatite minerals of P(V) and B(III). Em : *Cerny, P. (Ed.), Granitic Pegmatites in Science and Industry. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, **8**, p. 267-291.*

Morteani G., Preinfalk C., Spiegel W., Bonalumi A. (1995). The Achala granitic complex and the pegmatites of the Sierras Pampeanas (northwest Argentina): a study of differentiation. - *Econ. Geol.* **90**, 636-647.

Mrose M.E. (1953). The eucrytite problem (abstr.) *American Mineralogist*, **38**, 414-422.

Mulja T., Williams-Jones A. E., Wood S. A., Boily M. (1995a). The rare-element-enriched monzonite - pegmatite - quartz vein systems in the Preissac-Lacorne batholith, Québec. I. Geology and mineralogy. - *Can. Mineral.* **33**, 793-815.

Mulja T., Williams-Jones A. E., Wood S. A., Boily M. (1995b). The rare-element-enriched monzonite - pegmatite - quartz vein systems in the Preissac-Lacorne batholith, Québec. II.Geochemistry and petrogenesis. - *Can. Mineral.* **33**, 817-834.

Nash W. P., Crecraft M. R. (1981). Evolution of silicic magmas in the upper crust: an experimental analog. - *Transact. Am. Geophys. Union* **62**, No. 45, 1075.

Naumov V.B., Balitskii U.S., Khetchikov L.N. (1966). Correlation of the temperatures of formation, homogenization and decrepitation of gas- fluid inclusions. Akad. Nauk. SSSR Doklady, **v. 171**, 146-148.

Nemec D. (1984). Petrochemistry of main components in lithium pegmatites of the Jihlava massif. - *Chem. Erde* **43**, 295-306.

Noronha F. (1976). Niveaux à sheelite dans la zone tungstifère de Borralha. Leur importance metallogenétique. *Publ. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Porto,* 4ª sér. , **86,** 9 pp.

Noronha F. (1982). Rochas graníticas do triângulo Gerês-Barroso-Cabreira. Suas relações com mineralizações em Sn e W-Mo. *Publ. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Porto,* 4ª sér. , **93,** 39 pp.

Noronha F. (1983). Estudo metalogénico da área tungstífera da Borralha. 413 pp. Universidade do Porto. Porto. (Tese de doutoramento).

Noronha F. & Lima J. (1993). Carta Geológica à escala 1:50000 de Portugal. Folha 6C-Cabeceiras de Basto. *Serviços Geológicos de Portugal,* Lisboa.

Noronha F. & Lima J. (em publicação). Carta Geológica à escala 1:50000 de Portugal. Folha 6B-Chaves. *Serviços Geológicos de Portugal,* Lisboa.

Noronha F., Ribeiro M. L., Lima J. (1983). Carta Geológica à escala 1:50000 de Portugal. Folha 6A-Montalegre. *Serviços Geológicos de Portugal,* Lisboa.

Noronha F., Ribeiro M. A., Martins H. C., Lima J. (1993). Carta Geológica à escala 1:50000 de Portugal. Folha 6D-Vila Pouca de Aguiar. *Instituto Geológico e Mineiro,* Lisboa.

Noronha F. & Charoy B. (1991). Pegmatitos graníticos com elementos raros da região de Barroso (Norte de Portugal) *Resumos do I Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa. U. S. Paulo*, **1**, 276-279.

Noronha F. & Ribeiro M. L. (1983). *Notícia explicativa da Folha 6A, Montalegre. Serviços Geológicos de Portugal.*

Noronha F., Ramos J. M. F., Rebelo J. A., Ribeiro A., Ribeiro M. L. (1979). Essai de correlation des phases de deformation hercynienne dans le Nord-Ouest Péninsulaire. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **21**, 2/3, 227-237.

Noronha F., Ribeiro M.L., Lima J. (1981). Carta geologica de Portugal na escala 1:50 000.. *Serv. Geol. Portugal.*

Norton J.J. (1973). Lithium, cesium and rubidium - the rare alkali metals. In: D. A. Brosbst, W. P. Pratt, United States Mineral Resources, U. S. Geol. Survey Prof. Paper **820**, 365-378.

Norton J.J. (1981). Origin of Lithium-rich pegmatitic magmas, southern Black Hills, South Dakota. - Geol. Soc. America, Rocky Mt. sect., 34th Ann Meeting Rapid City, Abstr. Progr. 221.

Oliver B. G. & Davis A. R. (1973). Vibrational spectroscopic studies of aqueous alkali metal bicarbonate and carbonate solutions. *Water Quality Research Division, Department of the Environment, Ottawa, Canada.*698-702 pp.

Orville P. E. (1963). Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *American Journal of Science* **261**, 201-237.

Pereira E., Ribeiro A., Meireles C. (1993). Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações de Sn-W, Au e U na Zona Centro-Ibérica, em Portugal. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe,* **18,** 89-119.

Peretyahko I.S., Zagorskyi V. E., Prokof´ev V. Yu., Gantimurova T.P. (1999) Miarolitic pegmatites of the Kukurt Group of gemstone deposites, Central Pamirs: the evolution of physical conditions in the Amazonitovaya vain. *Geochemistry International*, **37**, 108-127.

Pichavant M. (1983). Melt-fluid interaction deduced from studies of silicate B2O3-H2O systems at 1Kb. *Bull. Minéral.,* **106,** 201-211.

Pichavant M. (1987). Effects of B and H_2O on líquidus phase relations in the haplogranite system at 1Kb. *Amer. Mineral.,* **72**, 1056-1070.

Pichavant M., Herrera J. V., Boulmier S., Briqueu L., Joron J. - L. Juteau M., Marin L., Michard A., Sheppard S. M. F., Treuil M., Vernet M. (1987). The Macusani glasses, SE Peru: evidence of chemical fractionation in peraluminous magmas.-In: B. O. Mysen ed., Magmatic Processes: Physicochemical Principles, *Geochem. Soc. Spec. Publ.* **1**, 359-373.

Potter R.W. & Brown D.L. (1977). The volumetric properties of aqueous sodium choride solution from 0°C to 500°C at pressures up to 2000 bars based on a regression of available data in the literature. *U.S. Geol. Surv. Bull.*,**1421-C**, P. C1-C36.

Poty B., Leroy J., Jachinowicz L. (1976). Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope, l'installation de microthermométric Chaixmeca" *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, **99**, 182-186.

Quensel P. (1937). Minerals of the Varustrak pegmatite. I: the lithium - manganese phosphates. *Geol. Fore. Forhandl.,* **59**, 77-96.

Raimbault L., Charoy B., Cuney M., Pollard P. J. (1991). Comparative geochemistry of Ta-bearing granites. In: M. Pagel, J. Leroy eds., Sources, Transport and deposition of Metals, Balkema Rotterdam, 793-796.

Raimbault L., Cuney M., Azencott C., Duthou J. L., Joron J. L. (1995). Geochemical evidence for multistage magmatic genesis of Ta-Sn-Li mineralization in the granite at Beauvoir, French Massif Central.-*Econ. Geol.* **90**, 548-576.

Ramboz C., Pichavant M. , Weisbrod A. (1982). Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chem. Geol.***37,** 29-48.

Ramos J. M. F.(1998). Mineralizações de metais raros de Seixo Amarelo - Gonçalo (Guarda). Contribuição para o seu conhecimento. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa.(*tese de Doutoramento).* **Parte I e II.** 659 pp.

Rankin A. H. (1975). Fluid inclusion studies in apatite from carbonatites of the Wasaki area of Western Kenya. *Lithos,* **8,** 123-136.

Ribeiro A. (1974). Contribution à l´étude tectonique de Trás-os-Montes oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal,* **24,** 168p.

Ribeiro M. A. M. (1998). Estudo litogeoquímico das formações metassedimentares encaixantes de mineralizações em Trás-os-Montes Ocidental. Implicações metalogénicas. Fac. Ciên. Univ. Porto. *(Tese de doutoramento).* 231 pp.

Ribeiro A., Antunes M. T., Ferreira M. P., Rocha R. B., Soares A. F., Zbyszewski G., Almeida F. M., Carvalho D., Monteiro J. H. (1979). Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal.*

Ribeiro M. A., Noronha F., Cuney M. (1993). Lithogeochemical study of the metasedimentary units of Vila Pouca de Aguiar area (western Trás-os-Montes, Northern Portugal). In: F. Noronha et al., Eds, IX Semana de Geoquímica e II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portugues, Porto. *Mem. Mus. Labor. Miner. Geo. Fac. Ciênc. Univ. Porto,* **3,** 299-303.

Ribeiro M. A., Noronha F., Cuney M. (1995). Unidades litoestratigráficas e estruturais na região de Vila Pouca de Aguiar – Sua validação como unidades litogeoquímicas. In: F. Sodré Borges & M. M. Marques, Coords, IV Congresso Nacional de Geologia, Porto, 1995, Resumos Alargados. *Mem. Mus. Labor. Miner. Geo. Fac. Ciênc. Univ. Porto,* **4,** 361-366.

Ribeiro M. A., Pereira E., Dias R. (1990). Structure in the Ibérian Peninsula. In: R. D. Dallmeyer & E. Martínez Garcia, Eds, *Pre-Mesozoic Geology of Ibéria,* Springer-Verlag, Berlin, 220-236.

Roberts W.L., Rapp G.R., Weber J. (1974). *Encyclopedia of minerals, New York, Van Nostrand Reinhold.*

Roda Robles E. R. (1993). - Distribucion, caracteristicas y petrogenesis de las pegmatitas de la Fregeneda (Salamanca). Tese de doutoramento. Faculdade de ciências, Departamento de mineralogia y Petrologia Universidad del Pais Vasco.

Roda E., Pesqueira A., Velasco F. (1995). Micas of the muscovite-lepidulite series from the Fregeneda pegmatites (Salamanca, Spain).- *Mineral Petrol.*, 145-157.

Roda E.R., Fontan F., Pesquera A., Keller P. (1998). The Fe-Mn phosphate associations from the Pinilla de Fermoselle pegmatite, Zamora, Spain: occurrence of Kryzhanovskite and natrodufrénite. *Eur. J. Mineral.* **10**, 155-167.

Roda Querol J. (1986).Nuevos datos sobre la fase de deformación sárdica. Geometría de los pliegues pre-hercínicos del Rio Salor (Cáceres)." *Geogaceta,* **1**, 13-15.

Roedder E., Skinner B.J. (1968). Experimental evidence that fluid inclusions do not leak: *Econ. Geology*, v. **63,** 715-730.

Roedder E. (1984). Fluid Inclusions. *Mineral.Soc.Ame.*,Ver.Mineral,12

Román-Berdiel T. (1995). Mécanismes díntrusion des granites supracrustaux: modèles analogiques et exemples naturels. Thèse de doctorat, *Mem. Géosciences, Rennes*, **62**, 258p.

Rossovskiy L.N. & Matrosov I.I. (1974). Pseudomorphs of quartz and spodumene after petalite and their importance to the pegmatite-forming process. *Doklady Akad. Nauk. SSSR* **216**, 164-166.

Rossovskiy L. N., Chmyrev V.M., Salakh A. S. (1976). Vertical range and zoning of spodumene pegmatite deposits in Afghanistan. *-Dokllady Acad. Sci. USSR* **227**, 85-87 (AGI transl.).

Rubin A. M. (1995). Propagation of magma-filled cracks.- *Ann. Reviews Earth Planet. Sci.* **23**, 287-336.

Ryerson F. J. & Hess P. C. (1980). The role of P2O5 in silicate melts. *Geoch. Cosm. Acta*, **44**, 611-624.

Sanderson D.; Roberts S.; Gumiel P., McGowan J. (1991). Structural setting of La Codesera area. En: P. Gumiel, C. Antón-Pacheco & R. Campos (eds.), publicaciones especiales del Boletín Geológico y Minero. *Development of new multi-disciplinary techniques for mineral exploration in several areas of the Western Iberian Península.*

Sebastian A. & Lagache M. (1991). Experimental study of lithium-rich granitic pegmatites: Part I. Petalite+albite+quartz equilibrium. *American Mineralogist* **76**, 205-210.

Sevigny J. H., Parrish R. R., Ghent E. D. (1989). Petrogénesis of peraluminous granites, Monashee Mountains, Southeastern Canadian Cordillera. *J. Petrol.*, **30** 557-581.

Shand S. J. (1927). Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits. 360 pp. Murby.London.

Shaw D. R. (1968). A review of K-Rb fractionation trends of covariance analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**, 573-601.

Shaw H. R. , Smith R. L., Hildreth W. (1976). Thermogravitational mechanism for chemical variations in zoned magma chambers. *Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr.*, **8**,1102.

Shearer C.K., Papike J.J., Laul J.C. (1985). Chemetry of potassium feldspars from three zoned pegmatites, Black Hills, South Dakota: Implications concerning pegmatite evolution. *Geoch. Cosmoch. Acta,* **49**, 663-673.

Shearer C.K., Papike J. J., Jolliffe B. L. (1992). Petrogenetic links among granites and pegmatites in the Harney Peak rare-element grante-pegmatite system, Black Hills, South Dakota, - *Can. Mineral.* **30**, 785-809.

Shepherd T. J. (1981). Temperature programmable heating-freesing stage for microthermometric analysis of fluid inclusions. *Econ. Geol.* **76**, 1244-1247.

Shigley J. E. & Brown G. E. (1986). Lithiophilite formation in granitic pegmatites: A reconnaissance experimental study of phosphate crystallization from hydrous aluminossilicate melts. *Am. Mineral.*, **71**, 356-366.

Shilobreeva S. N. & Kadik A. A. (1987). Carbon and its volatile compounds in silicate melts and crystals: Experimental data. *Proc. Firt Indo-Soviet Workshop on Exp. Mineral. Petrol. New Delih*. 39-41.

Shmakin B. M. (1979). Composition and structural state of K-feldspars from some U.S. pegmatites. *Amer. Mineral.*, **64**, 49-56.

Shmakin B. M. (1983). Geochemistry and origin of granitic pegmatites. *Geochemistry International*, **20**, p. 1-8.

Sloan (1990). Clathrate hydrates of natural gases Chemical Industries, *Marcel Dekker*, **39**, 641pp.

Smith J. V. (1974). Feldspar minerals. 1. Crystal structure and physical properties. 2. Chemical and textural properties. *Springer-Verlag,* New YorK.

Solodov N. A. (1971). Scientific principles of perspective evaluation of Rare-Element pegmatites. Nauka, Moscow.(citado por Cerny e Simpson, 1977).

Stewart D. B. (1978). Petrgenesis of lithium-rich pegmatites. *Am. Mineral.*, **63**, 970-980.

Stewart D. B. & Ribbe P. H. (1969) Structural explanation for variations in cell parameters of alkali feldspar with Al/Si ordering. *Amer. J. Science*, **267-A,** 444-462.

Stewart D.B. (1978). Petrogenesis of lithium-rich pegmatites. *American Mineralogist* **63**, 970-980.

Swanenberg H. (1979). Phase equilibria in carbonic system and their application to freezing studies of fluid inclusions. *Contib. Mineral. Petro.* **68**, 303-306.

Takenouchi & Kennedy (1965). The solubility of carbon dioxide in NaCl solutions of high temperatures and pressures. *Amer.J. Sci.,* **263,** 445-454.

Temnikov Yu. I. (1971). Horizontal and vertical zoning in Transbaikal pegmatite fields. - *Doklady Acad. Sci.USSR* **196**, 54-56 (Am. Geophys. Inst. transl.).

Thiery R., Vidal J., Dubessy J. (1994). Phase equilibria modelling applied to fluid inclusions: liquid-vapor equilibria and calculation of the molar volume in the CO2-CH4-N2 system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, p. 1073-1082.

Tischendorf G.(1974). Metallization associated with acid magmatism. Geological Survey of Czeschoslovakia. Praga. Symposium MAWAM **Vol. 1,** 206-209.

Trumbull R. B. (1990). The age, petrology and geochemistry of the Archean Sinceni pluton and associated pegmatites in Swaziland: a study of magmatic evolution.- Unpubl. Ph. D. thesis, Techn. Univ. Munitch,147 pp.

Trumbull R. B. (1995). Tin mineralization in the Archian Sinceni rare-element pegmatite field, Kaapvaal Craton, Swaziland.-*Econ. Geol.* **90,** 648-657.

Varlamoff N. (1972). Martériaux pour l'établissement des types et de la zonéographie des pegmatites granitiques métaux rares de Madagaster.

Velho J., Gomes C., Romariz C. (1998). Minerais industriais: Geologia, Propriedades, Tratamentos, Aplicações, Especificações, Produções e Mercados.

Webber K. L., Simmons W. B., Falster A. U., Foord E. E. (1999). Cooling rates and crystalization dynamics of shallow level pegmatite-aplite dykes, San Diego County, California. *Am. Mineral.* **84**, 708-717.

Whitworth M.P. & Rankin A.H. (1989). Evolution of fluid phases associated with lithium pegmatites from SE Ireland. *Mineralogical Magazine* **53**, 271-284.

Wilkins R. W. T.& Backas J.P. (1978). Fluid inclusions in quartz veins associated with the Octoraro phyllite in southeastern Pennsylvania: M.A. thesis, Bryn mawr College, 70 pp.

Wood S.A. & Williams-Jones A.E. (1993). Theoretical studies of the alteration of spodumene, petalite, eucryptite and pollucite in granitic pegmatites: exchange reactions with alkali feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **114**, 255-263.

Worden R.H., Walker D.L., Parsons I., Brown W.L. (1990). Development of porosity, diffusion channels and deuteric coarsening in perthitic alkali feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **140**, 507-515.

Zagorsky V.E. & Peretyazhko I. S. (1992). Gem-bearing pegmatites of central Transbaikalia. -*Nauka Novosibirsk*, 223 pp. (in Russian).

Zasedatelev A. M. (1974). Possible accumulation of lithium in host rocks of lithium pegmatite veins during old sedimentation processes. - *Doklady Acad. Sci. USSR, Earth Sci. Section* **218**, 196-198 (in Russian).

Zasedatelev A. M. (1977). Quantitative model of metamorphic generation of rare-metal pegmatite with lithium mineralization. - *Doklady Acad. Sci. USSR, Earth Sci. Section* **236**, 219-221 (in Russian).

Zhang Y.G. & FrantzJ.D. (1987). Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl2-H20 using synthetic fluid inclusions. *Chem. Geol.*,**64**, 335-350.

Anexos

INSTITUTO GEOLÓGICO E MINEIRO

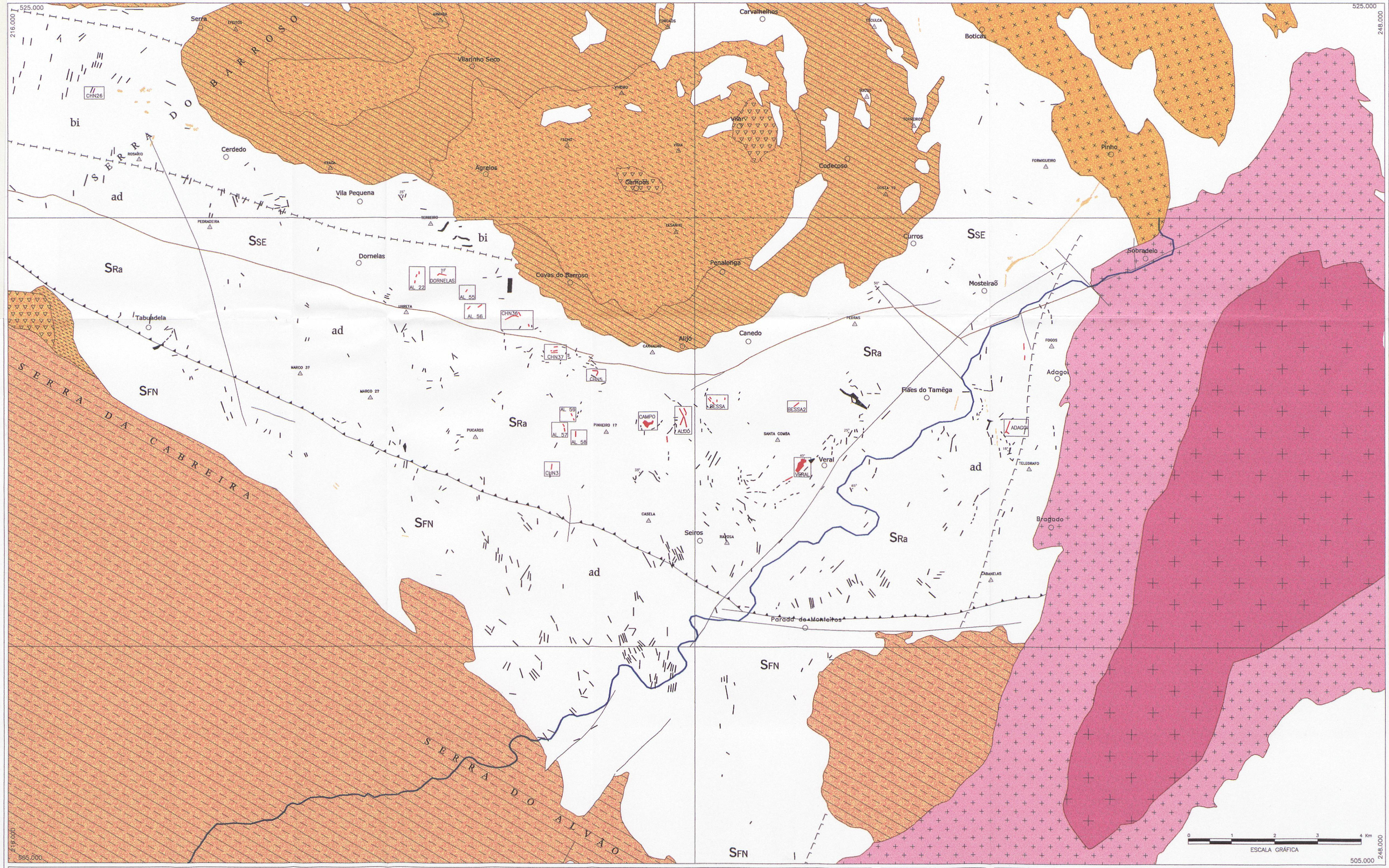
DEPARTAMENTO DE PROSPECÇÃO DE MINÉRIOS METÁLICOS

PROJECTO 2.1.5. - PROSPECÇÃO DE JAZIDAS LITINÍFERAS E DE METAIS ASSOCIADOS ENTRE AS SERRAS DE BARROSO E ALVÃO - RIBEIRA DE PENA

FACULDADE DE CIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE DO PORTO

CENTRO DE GEOLOGIA DA UNIVERSIDADE DO PORTO / E.N.S.G.-C.R.P.G. NANCY

PEGMATITOS GRANÍTICOS COM ELEMENTOS RAROS DO NORTE DE PORTUGAL : CARACTERIZAÇÃO PARA UMA POTENCIAL UTILIZAÇÃO COMO MATÉRIA PRIMA CERÂMICA



METASSEDIMENTOS DO SILÚRICO	GRANITO SINTECTÓNICO DE DUAS MICAS (BARROSO)	SFN	UNIDADE DAS FRAGAS NEGRAS	CARREAMENTO	FALHA	FILÕES APLITO-PEGMATÍTICOS	
GRANITO PÓS-TECTÓNICO VPA	GRANITO BIOTÍTICO SINTECTÓNICO (BARROSO)	SRa	SUB-UNIDADE DE RANCHO	CONTACTO GEOLÓGICO		FILÕES APLITO-PEGMATÍTICOS COM ESPODUMENA	
GRANITO PÓS-TECTÓNICO PS	GRANITO SINTECTÓNICO DE DUAS MICAS (BOTICAS)	SSE	UNIDADE DE SANTA MARIA DE EMERES	METAMORFISMO REGIONAL		FILÕES DE QUARTZO	
GRANITÓIDES BIOTÍTICOS SINTECTÓNICOS	GRANITO DE DUAS MICAS SINTECTÓNICO (CABECEIRAS)	bi / ad	ZONA DE BIOTITE / ZONA DE ANDALUZITE	METAMORFISMO DE CONTACTO		FILÃO COM LEPIDOLITE	

ESQUEMA DE DISTRIBUIÇÃO NAS CARTAS 1:50000 E 1:25000

6-A			6-B
	45	46	
	59	60	
6-C	73	74	6-D

LOCALIZAÇÃO

CARTA DE OCORRÊNCIAS APLITO-PEGMATÍTICAS ESPODUMÉNICAS

Fundo geológico compilado a partir de Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000 (Folha 6A, 6B, 6C e 6D)

ADAPTADO DE:	ADAPTADO POR:	DESENHADO POR:
J. FARINHA	A. LIMA	H. PIRES

ESCALA	1 : 50.000
DATA	JUL 2000
	ANEXO 1

INSTITUTO GEOLÓGICO E MINEIRO

DEPARTAMENTO DE PROSPECÇÃO DE MINÉRIOS METÁLICOS

PROGRAMA 2.1. - PROSPECÇÃO E INVENTARIAÇÃO DE MINÉRIOS METÁLICOS

PROJECTO 2.1.6. - PROSPECÇÃO DE JAZIDAS LITINÍFERAS E DE METAIS ASSOCIADOS ENTRE AS SERRAS DO BARROSO E ALVÃO
(ALTO TÂMEGA)

FILÃO DE ALIJÓ - CARTOGRAFIA GEOLÓGICA DE PORMENOR

Sondagens de reconhecimento

(ALIJÓ - RIBEIRA DE PENA)

- METASSEDIMENTOS DO SILÚRICO (Micaxistos Quartzosos)
- FILÕES APLITOPEGMATÍTICOS
- FILÕES DE QUARTZO
- CONTACTO GEOLÓGICO
- XISTOSIDADE PRINCIPAL
- DIACLASES: VERTICAL E INCLINADA
- ACAMAMENTO DOS FILÕES APLITOPEGMATÍTICOS
- DIRECÇÃO E MERGULHO DE PEQUENAS DOBRAS
- RANHURA EM CANAL
  ALJ-R1 -01 - Amostra nº 1 da ranhura ALJ-R
- LINHA DE ÁGUA
- ESCARPA
- CAMINHO FLORESTAL
- Nº DA ESTACA DE MADEIRA E COTA
- SONDAGENS REALIZADAS
- SECÇÃO GEOLÓGICA
- PROJECÇÃO HORIZONTAL DA SONDAGEM ALJ-1
- ESTAÇÃO GEOLÓGICA

Escala: 0 10 20m

Cartas 1:25.000 (S.C.E.)	Cartas 1:50.000 (S.G.C.)
Nº 59 DORNELAS (BOTICAS)	Nº 6/C CABECEIRAS DE BASTO
	Data: Junho 2000

59 1:25.000

58 | 59 | 72 | 73 — 6 — 1:50.000

O Autor	Desenhado por:	Modificado por:	Anexo nº
João A. Farinha	M. Rocha	Alexandre Lima	2

INSTITUTO GEOLÓGICO E MINEIRO

DEPARTAMENTO DE PROSPECÇÃO DE MINÉRIOS METÁLICOS

PROGRAMA 2.1. - PROSPECÇÃO E INVENTARIAÇÃO DE MINÉRIOS METÁLICOS

PROJECTO 2.1.6. - PROSPECÇÃO DE JAZIDAS LITINÍFERAS E DE METAIS ASSOCIADOS ENTRE AS SERRAS DO BARROSO E ALVÃO
(ALTO TÂMEGA)

FILÃO DO VERAL - CARTOGRAFIA GEOLÓGICA DE PORMENOR

Sondagens de reconhecimento

(VERAL - BOTICAS)

- METASSEDIMENTOS DO SILÚRICO (Micaxistos Quartzosos)
- FILÕES APLITOPEGMATÍTICOS
- FILÕES DE QUARTZO
- CONTACTO GEOLÓGICO
- 58 XISTOSIDADE PRINCIPAL
- ø70 DIACLASES: VERTICAL E INCLINADA
- 23 ACAMAMENTO DOS FILÕES APLITOPEGMATÍTICOS
- 21 DIRECÇÃO E MERGULHO DE PEQUENAS DOBRAS
- VR-R1 RANHURA EM CANAL COM 4 AMOSTRAS VR-R-01 a VR-R -04
- LINHA DE AGUA
- ESCARPA
- CAMINHO FLORESTAL
- 16 / 602,0 Nº DA ESTACA DE MADEIRA E COTA
- VR-1-2-3-4 SONDAGENS REALIZADAS (PROJECÇÃO HORIZONTAL)
- Perfil da Fig. III.2 SECÇÃO GEOLÓGICA
- 14 ESTAÇÃO GEOLÓGICA

Cartas 1:25.000 (S.C.E.)	Cartas 1:50.000 (S.G.C.)
Nº 60 - VIDAGO	Nº 6/D - V.P. DE AGUIAR
	Data: Junho. 2000

Escala: 0 10 20m

60 1:25.000

6 | 60 | 61 | 74 | 75 1:50.000

O Responsável	Desenhado por	Modificado por	Anexo nº
João A. Farinha	M. Rocha	A. Lima	3

N

N 80° W

S 80° E

VR-3 (Vert.) 589,5

VR-2 (Vert.) 575,0

VR-1 (Vert.) 582,5

VR-4 (Vert.) 583,0

Ranhura VR-R1 (4 Amostras)

VR-R1-04

VR-R1-01

2,8m Possança

2,1m Possança

0,8m Possança

234.500

514.200

FILÃO DE ADAGOI - CARTOGRAFIA GEOLÓGICA DE PORMENOR

Sondagens de reconhecimento

(ADAGÓI - VILA POUCA DE AGUIAR)

- METASSEDIMENTOS DO SILÚRICO (Micaxistos Quartzosos)
- FILÕES APLITOPEGMATÍTICOS
- FILÃO APLITOPEGMATÍTICO (ZONA ENCOBERTA)
- FILÕES DE QUARTZO
- CONTACTO GEOLÓGICO
- 64 XISTOSIDADE PRINCIPAL
- 58 DIACLASES: VERTICAL E INCLINADA
- 48 ACAMAMENTO DOS FILÕES APLITOPEGMATÍTICOS
- 20 DIRECÇÃO E MERGULHO DE PEQUENAS DOBRAS
- LINHA DE ÁGUA
- ESCARPA
- CAMINHO FLORESTAL
- 24 / 677,5 — Nº DA ESTACA DE MADEIRA E COTA
- Perfil da Fig. III.3 — SECÇÃO GEOLÓGICA
- ADG -1 (-45º) — PROJECÇÃO HORIZONTAL DA SONDAGEM ADG-1

Cartas 1:25.000 (S.C.E.)	Cartas 1:50.000 (S.G.C.)
Nº 60 - VIDAGO	Nº 6/D - V.P. DE AGUIAR
	Data: Julho 2000

Escala: 0 — 10 — 20m

60 (1:25.000)

6 | 60 | 61 | 74 | 75 (1:50.000)

O Responsável:	Desenhado por:	Modificado por:	Anexo nº
João A. Farinha	Carlos Fernandes	A. Lima	4

N

N-70º-W

ADG -1 (-45º)

658,1

S-70º-E

ADG-2 (-45º)

627,9

W

E

515.057

N-65º-W

ADG-3 (-45º)

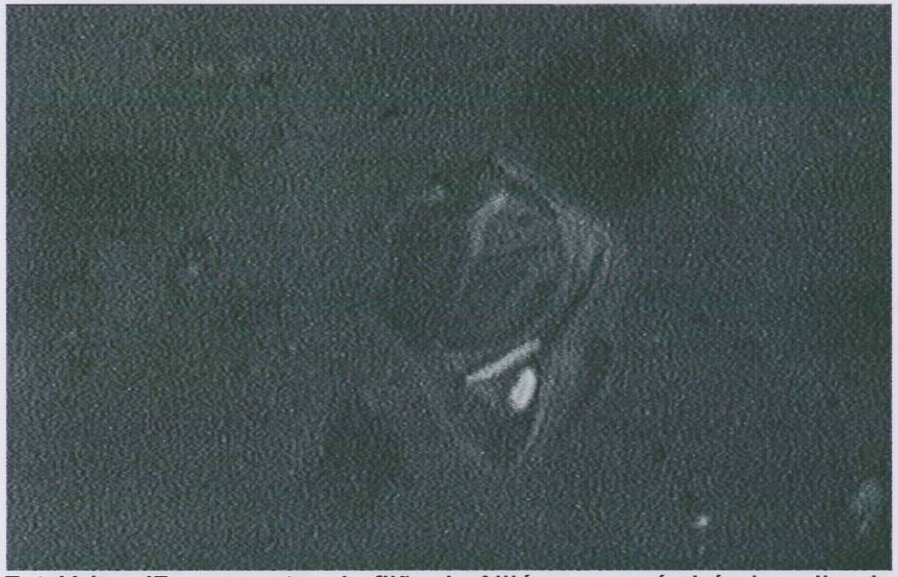
630,2

3 Km Adagói

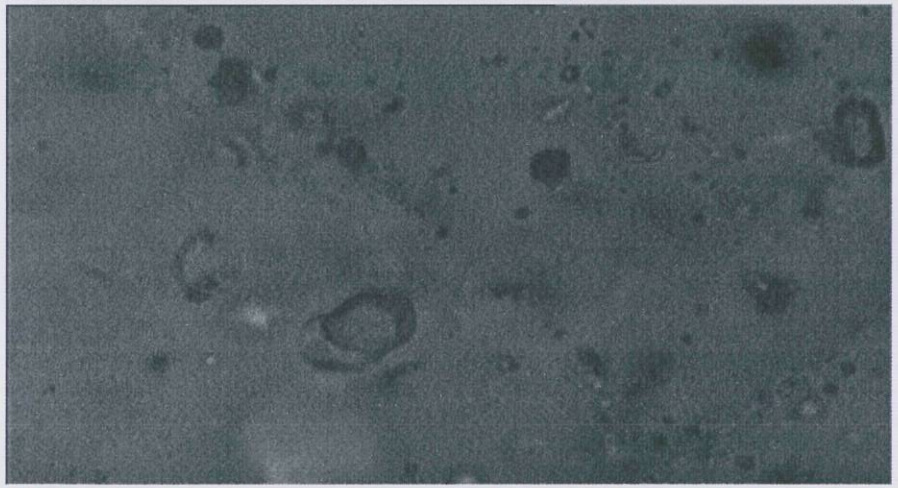
Pedras Salgadas 15Km

S-65º-E

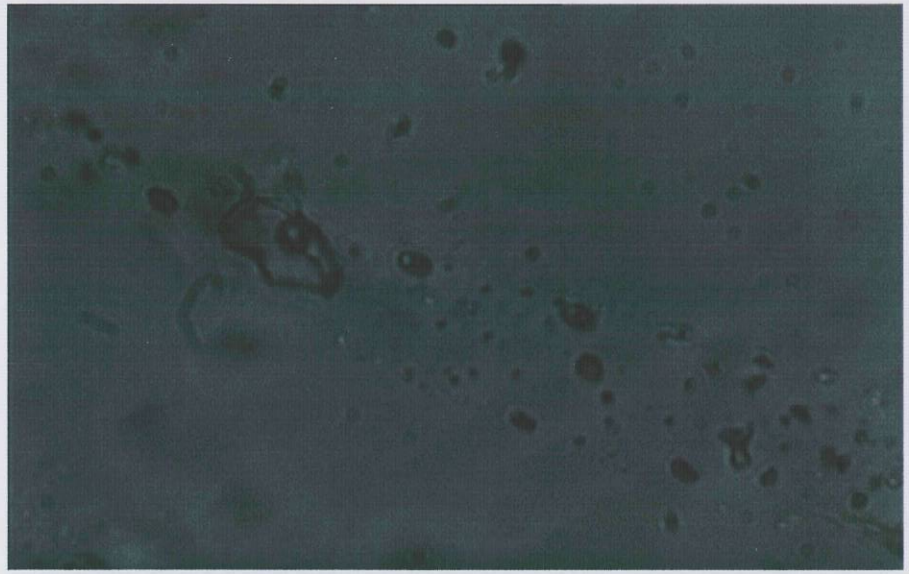
34-A 658,0



Est. V.1a – IF no quartzo do filão de Alijó, em que é visível agulha de nahcolite e carbonato arredondado birrefringente (nicóis cruzados).



Est. V.1b – IF tipo Lc, no quartzo do filão de Alijó onde é visível as duas fases do CO_2 (l e g) a cerca de 10ºC.



Est. V.1c – IF secundária (tipo Lw-s) em alinhamento de IF do qz de ALJ onde é visível ainda um pequeno sólido.

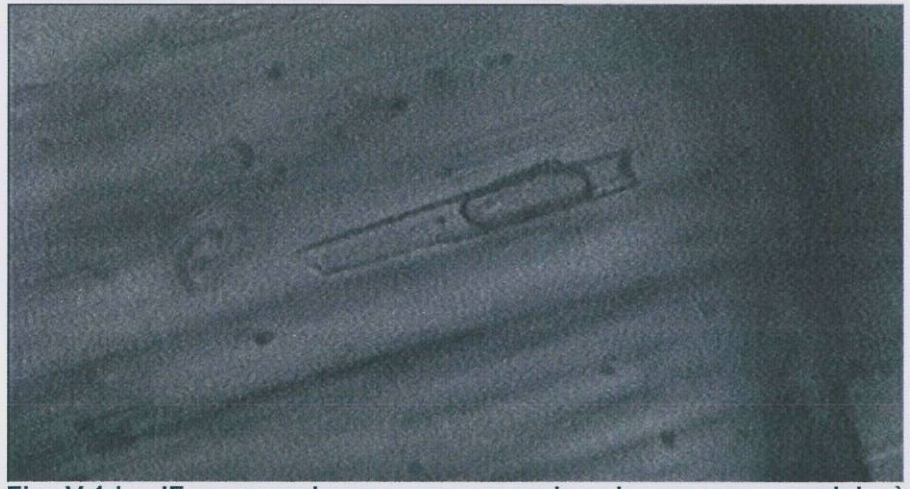
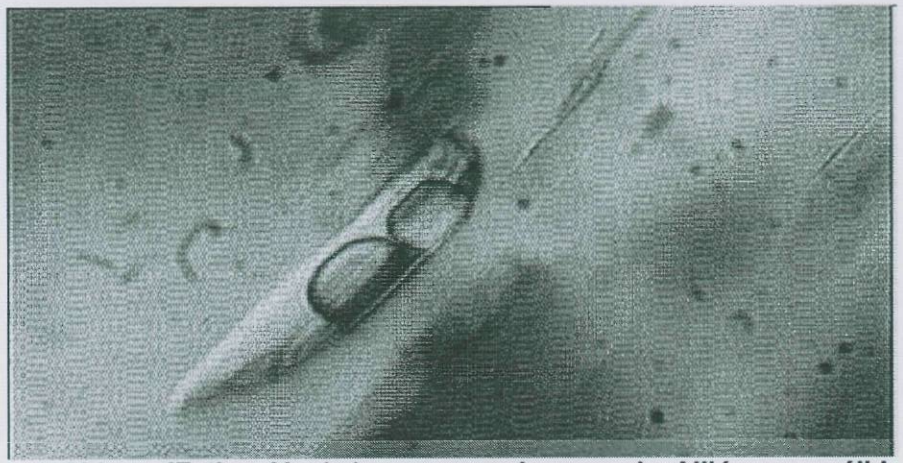


Fig. V.1d – IF na espodumena com o maior eixo sempre paralelo à clivagem prismática do cristal que o contém, ou seja, ao eixo c.



Est. V.2a – IF tipo Vw-(m)-s na espodumena de Alijó, com sólido (carbonato) de grandes dimensões.

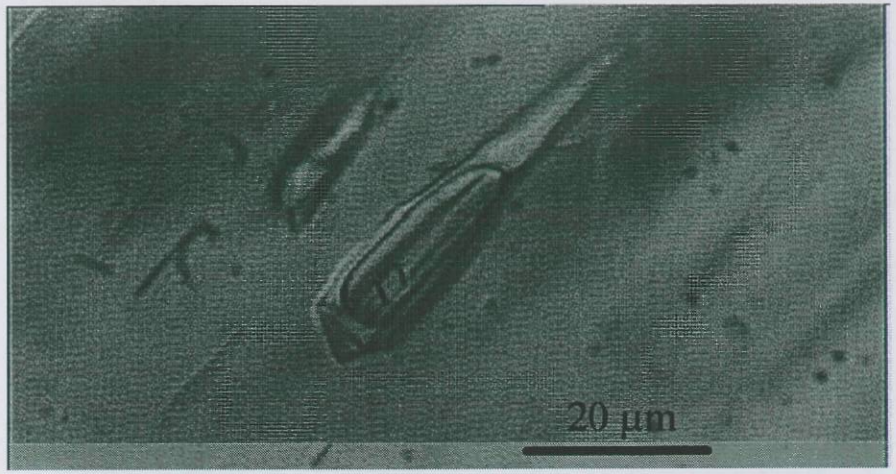
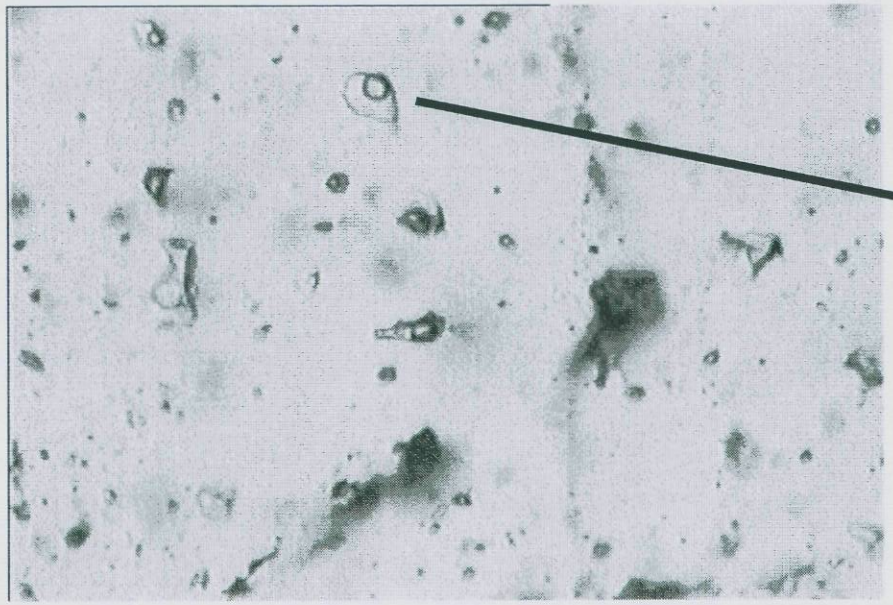
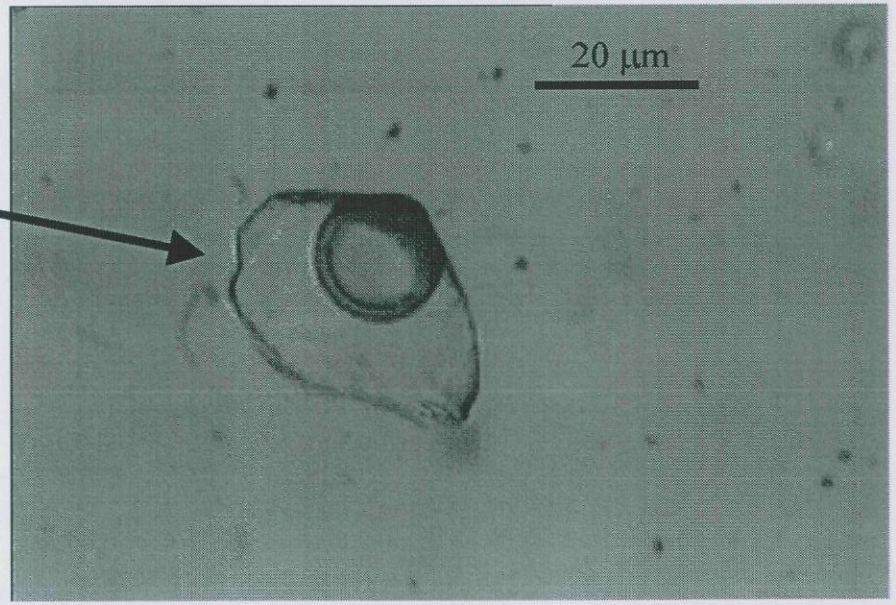


Fig. V.2b – IF onde é visível um sólido (carbonato) formado aquando da incidência do Laser (nicóis paralelos).





Anexo 6

Limites de détermination et incertitudes

(1er octobre 1998)

Dosage des éléments traces

	>100 ppm	>50 ppm	>10 ppm	>1 ppm	>0.1 ppm	Limites déterm. ppm *
As			<7%	<20%		0,23
Ba		<5%	<10%			5,00
Be		<5%	<10%	<20%		0,90
Bi			<5%	<10%		0,05
Cd			<6%	<20%		0,15
Ce			<5%	<10%	<15%	0,05
Co		<5%	<10%	<15%		0,30
Cr		<5%	<15%			5,00
Cs		<5%	<10%	<15%		0,10
Cu	<5%	<10%	<15%			5,00
Dy				<7%	<20%	0,03
Er				<5%	<10%	0,02
Eu				<5%	<12%	0,02
Ga			<5%	<10%		0,13
Gd				<6%	<15%	0,07
Hf				<5%	<10%	0,04
Ho				<5%	<10%	0,01
La			<5%	<10%	<15%	0,05
Lu				<5%	<10%	0,01
Mo			<5%	<15%		0,15
Nb				<5%		0,05
Nd			<5%	<10%	<15%	0,15

	>100 ppm	>50 ppm	>10 ppm	>1 ppm	>0.1 ppm	Limites déterm. ppm *
Ni	<5%	<10%				8.00
Pb			<10%	<20%		0.60
Pr				<5%	<15%	0.02
Rb			<8%			0.80
Sb				<5%		0.10
Sm			<5%	<10%	<15%	0.06
Sn			<5%	<10%		0.30
Sr	<5%		<10%			4.00
Ta				<5%	<10%	0.01
Tb				<5%	<10%	0.01
Th				<7%		0.05
Tm				<5%	<10%	0.01
U			<5%	<8%		0,05
V		<5%	<10%			1.50
W			<10%	<15%		0,10
Y				<5%		0.05
Yb				<5%	<10%	0.03
Zn		<5%	<10%			4.00
Zr		<5%	<10%	<15%		0.50
In				<5%	<20%	0,09
Ge			<5%	<15%	<20%	0.08

Dosage des éléments majeurs

Oxydes %	>20 %	>10 %	>5 %	>1 %	>0.5 %	>0.2 %	>0.1 %	Limites déterm. % *
SiO2	<1%			<10%				0,8
Al2O3		<1%	<3%		<10%			0,3
Fe2O3			<1%		<5%			0,1
MnO						<2%	<5%	0,03
MgO			<1%		<10%			0,4
CaO			<2%	<10%				0,5
Na2O				<2%			<10%	0,08
K2O					<2%		<10%	0,05
TiO2				<2%			<20%	0,09
P2O5				<5%		<20%		0,2

* La limite de détermination est calculée comme étant 6 fois l'écart type relatif sur 60 mesures de blancs de préparation.

NOTE:

L'incertitude sur la mesure devient importante (>15-20%) sur une plage de concentration située entre la limite de détermination et la plus faible concentration pour laquelle un pourcentage d'erreur est indiqué.

Pour certains éléments traces, cette incertitude peut être réduite de façon significative à l'aide d'une chromatographie liquide avant passage à l'ICP-MS. Ces analyses particulières doivent faire l'objet d'une entente préalable avec le Service d'Analyse.

Calculs effectués pour 8 matériaux géochimiques de référence en analyse de routine sur une période de 6 mois (n = 25 par matériaux).