

MARTIM PORTUGAL V. FERREIRA
Coordenação

A Geologia de Engenharia e os Recursos Geológicos

VOL. 2 • RECURSOS GEOLÓGICOS E FORMAÇÃO



Coimbra • Imprensa da Universidade

ANÁLISE PARAGENÉTICA E CLASSIFICAÇÃO DOS PEGMATITOS GRANÍTICOS DA CINTURA HERCÍNICA CENTRO-IBÉRICA

C. LEAL GOMES¹ e J. E. LOPES NUNES¹

PALAVRAS-CHAVE: cintura pegmatítica, pegmatito, aplito, estado paragenético, limiar químico-mineralógico, intrusão, fraccionação.

KEY WORDS: pegmatite belt, pegmatite, aplite, paragenetic stage, chemical-mineralogical threshold, intrusion, fractionation.

RESUMO

Ao nível da distribuição espacial dos pegmatitos na Província Hercínica, a Cintura Centro-Ibérica (CCI) é uma divisão geológica de 2ª ordem. A sua configuração cartográfica é imposta pela estruturação regional atribuída à 3ª fase de deformação Varisca. Os respectivos lineamentos de referência, são localmente refractados pela implantação de maciços graníticos. Estes geram anomalias térmicas capazes de afectar a evolução paragenética dos pegmatitos, influenciando as correlações entre paragénese e estrutura que estão na origem da diversidade litológica observada.

As composições mineralógicas e as estruturas internas expressas nos corpos pegmatíticos individuais estão relacionadas com a evolução residual dos diferentes sistemas graníticos em que se filiam. Verifica-se uma correspondência bastante acentuada entre as várias classes e grupos de pegmatitos e as diferentes linhagens graníticas, a qual se manifesta nos seguintes termos de caracterização: distribuição de idades, enquadramento geológico e estrutural, distribuição regional, relação com o grau de metamorfismo, zonalidade dos grupos, composição química, paragénese, dimensão, forma e estrutura interna.

¹ Departamento de Ciências da Terra – Universidade do Minho, 4710-057 Braga.

Em consequência, as sínteses de enquadramento dos pegmatitos da CCI têm capacidade tipológica e reflectem tendências petrogenéticas e metalogenéticas típicas dos diversos sistemas graníticos.

ABSTRACT: Paragenetic analysis and classification of granitic pegmatites from Central-Iberian Hercynian Belt

Considering the pegmatites distribution at the Hercynian Province, the Central-Iberian Pegmatite Belt (CIPB) is a second order regional and geologic division. The third Hercynian deformation phase and related granite intrusions determine its cartographic configuration. Reference lineaments are locally deflected by granite plutons. Occasionally, granite generates severe thermal anomalies, conditioning the stability and evolution of paragenesis at the surrounding pegmatite systems which leads to specific relations between inner organisation and lithologic diversity at each pegmatite swarm.

Mineralogy and internal structure at the individual pegmatite bodies are the result of propagation of residual granite geochemical anomalies, evolutionary trends and specialisation. The relationship between the diverse pegmatite groups and classes and the genetically linked granites has a good expression in several criteria of description such as: age distribution, geological and structural environment of pegmatite emplacement, relation to metamorphism, zoning at the pegmatite groups, chemical composition of aplite-pegmatites and shape, size and internal structure of the pegmatite bodies.

As a consequence the diverse framework synthesis for CIPB pegmatites have a typological capability, which reflects the petrogenetic and metalogenetic trends specific of the variable pegmatite generating granites.

INTRODUÇÃO

A diversidade dos pegmatitos observados na Província Hercínica é estrutural e paragenética e provém da especialização metalogenética dos granitos parentais, das tendências de fraccionação magmática dos seus termos mais evoluídos e das condições metamórficas e deformacionais dos ambientes de instalação dos respectivos diferenciados.

No NW de Portugal a maioria dos pegmatitos surge num espaço cartográfico com limites geologicamente idênticos aos da Zona Centro-Ibérica, incluindo a subzona Galiza Média – Trás-os-Montes tal como está definida em RIBEIRO *et al.* (1979) (fig.1). A disposição estrutural do Arco Ibero-Armoricano confere-lhe a configuração de uma cintura vasta, a Cintura Pegmatítica Centro-Ibérica (LEAL

GOMES, 1994) – CCI - a qual pode comportar todas as classes geológicas de pegmatitos referidas por GINSBURG *et al.* (1979):

- $\pi\tau$ – pegmatitos miarolíticos, zonados, em corpos tabulares situados em cúpulas de plutonitos mais ou menos superficiais - tipo I de GINSBURG *et al.* (1979).
- πb – pegmatitos miarolíticos, zonados, cerâmicos em bolsadas situadas em cúpulas de plutonitos - tipo I de GINSBURG *et al.* (1979).
- $\alpha\pi er$ – pegmatitos homogêneos e aplito-pegmatitos de elementos raros em grupos estruturalmente diferenciados, associados a plutonismo de profundidade intermédia - tipo II de GINSBURG *et al.* (1979).
- πm – pegmatitos profundos, micáceos, homogêneos a subzonados - tipo III de GINSBURG *et al.* (1979).
- πp – pegmatitos zonados, de elementos raros, em sectores de profundidade intermédia submetidos a deformação distensiva ou cisalhamento - tipo II de GINSBURG *et al.* (1979).
- πa – pegmatitos abissais (de máxima profundidade), situados em ambientes de migmatitização - tipo IV de GINSBURG *et al.* (1979).

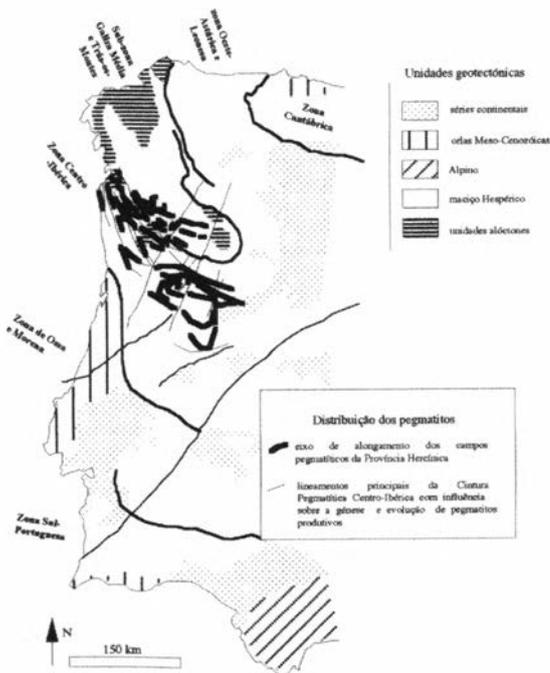


Fig. 1 – Posição dos campos pegmatíticos no sector Português da Província Pegmatítica Hercínica. Nota: zonografia paleogeográfica para o Ocidente da Península Ibérica, adaptada de JULIVERT *et al.* (1974).

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO E CONCEITO DE CCI

A unidade constituinte mais elementar de um conjunto pegmatítico é o corpo aplito-pegmatítico, cujo, conceito alarga o de corpo pegmatítico aplicado na distribuição regional de CERNY (1982). As outras subdivisões deste mesmo autor adoptam-se neste trabalho, desde a unidade englobante a Província Pegmatítica, com as adaptações inerentes ao carácter peculiar das estruturas e composições encontradas na CCI. Constitui-se desta forma o seguinte quadro de subdivisões:

- 1^a ordem – Província Hercínica – A área de aplicação do termo, abrange pelo menos a totalidade do território do NW Peninsular, e inclui todos os pegmatitos e/ou aplito-pegmatitos, de alguma forma relacionados com o metamorfismo e as instalações granitóides associáveis à Orogenia Varisca. Os plutonitos graníticos parentais constituem intrusões em terrenos Paleozóicos e são afectados por deformação atribuída àquela orogenia. O lapso de tempo proposto por CERNY (1982) para a geração pegmatítica Hercínica é de 300-250 MA e foi atribuído para os pegmatitos da cintura Apalachiana no leste dos Estados Unidos da América e também para campos pegmatíticos dispersos pela Europa e Ásia. Os pegmatitos de NW Peninsular correspondem na sua maioria a esta geração, mas os limites de idades absolutas terão que ser ajustados para uma intervalo mais amplo, que inclua a evolução de granitos Hercínicos mais antigos que 300 MA, podendo manter-se apenas o limite para os mais tardios, de 250 MA.
- 2^a ordem – Cintura Centro-Ibérica – Embora a disposição cartográfica dos pegmatitos Hercínicos ultrapasse os limites propostos por LOTZE (1945) para a Zona Centro-Ibérica da Cadeia Hercínica, uma parte importante dos seus afloramentos situa-se nessa zona. As atitudes e trajectórias do alongamento cartográfico, acompanhando a configuração do Arco Ibero-Armoricano e o alongamento dos maciços graníticos sintectónicos do N de Portugal.
- 3^a ordem – Campo aplito-pegmatítico – Idealmente, no sentido de KUSMENKO *et al.* (1976), no território atribuído ao campo devem predominar pegmatitos com uma filiação comum, num único plutonito paterno. A subdivisão campo pegmatítico adoptada para a CCI mantém este âmbito territorial mas inclui como unidades elementares, não só os pegmatitos propriamente ditos, como também os corpos com estruturas aplíticas e pegmatíticas intimamente associadas. Alarga-se o conceito ideal de filiação genética bem definida num único plutonito para o de, colocação estruturalmente condicionada por um único plutonito. Assim o âmbito territorial da designação abarca também outros tipos litológicos e estruturais que de alguma forma se relacionam com pegmatóides. Os principais são veios e filões essencialmente quartzosos de génese variada:

- fusão parcial seguida de segregação metamórfica e colheita de leucossoma em estruturas precoces – veios pegmatóides hiperaluminosos com estrutura interna heterogênea, com andaluzite cardinal na zona intermédia e quartzo no núcleo;
- precipitação em condições pneumatolíticas (acepção de Niggli) em estruturas de colapso peri-plutónicas – veios de quartzo com topázio cardinal na periferia;
- cristalização magmática hipabissal – filões, “sills” e massas de microgranitos, microtonalitos, lamprófiros e pórfiros félsicos potencialmente pegmatóides;
- massas ou corpos originados por alteração deutérica – greisenes e albitos metassomáticos, fácies de enrubescimento ocasionalmente episieníticas e “endo-skarns”.

4ª ordem – Enxame pegmatítico ou aplito-pegmatítico – É um conjunto de pegmatitos cuja implantação está relacionada com uma etapa evolutiva bem definida do plutonito gerador e/ou também relacionada com um episódio mais ou menos bem delimitado da evolução do campo de tensões regionais e locais. Assim ao nível da província deverão existir campos constituídos por um ou mais enxames aplito-pegmatíticos ou grupos pegmatíticos função da complexidade evolutiva do plutonito gerador.

5ª ordem – Corpo, aplito-pegmatito, pegmatito, pegmatóide – Porção litológica ou caixa com uma composição granítica residual ou silicatada hiperaluminosa hipoalcalina, a qual decorre da cristalização/precipitação de diferenciados compósitos (magma, fluido, cristais). Para sugerir o carácter potencialmente pegmatítico e estrutural e composicionalmente englobante, pode ser usado o termo pegmatóide, restringindo o conceito mais vasto de apo-granito, de BURNOL (1978). Os corpos aplito-pegmatitos em sentido estrito têm uma aparência homogênea segundo CAMERON *et al.* (1949), com variadas organizações internas normalmente bandadas que são interpretadas à luz de uma génese complexa, não estritamente controlada pela cristalização “in situ”, como nos modelos de JAHNS e BURNHAM (1969). Nestes casos é necessário invocar a cristalização em condições de fluxo magmático para explicar os acumulados de cristais densos precoces, as fluidalidades e as figuras de transporte (LEAL GOMES, 1994) que coexistem com estruturas tipicamente pegmatíticas nos mesmos corpos. A noção de corpo pegmatítico e a de fácies pegmatítica mantêm--se com a acepção estrutural predominante e uma conotação composicional acessória.

DISCRIMINAÇÃO DOS PEGMATITOS

Os maiores contrastes das características e propriedades dos pegmatitos manifestam-se nos modelos de controlo da instalação e evolução dos diferenciados, na tipologia e evolução químico-mineralógica, nas paragénese de fraccionação culminante, no quadro de evolução termodinâmica e no quadro das mineralizações específicas.

MODELOS DE CONTROLO DA INSTALAÇÃO E EVOLUÇÃO DOS DIFERENCIADOS

A divisão regional, campo pegmatítico, é o nível de organização mais adequado para discriminar estruturalmente os pegmatitos da CCI.

Campos de aplito-pegmatitos exo-graníticos

Em torno de putões graníticos circunscritos com fácies de duas micas e carácter sin-tectónico, verifica-se uma disposição aureolar dos aplito-pegmatitos em faixas de alongamento NW-SE, sub-paralelos ao eixo maior dos afloramentos dos granitos. Esta orientação relaciona-se com a deformação regional D3 Varisca em regime dúctil. Os sectores situados mais próximos dos granitos são referidos como proximais. Os sectores correspondentes às lacunas de afloramentos, por erosão, situam-se nos antiformes adjacentes aos plutonitos, por isso são referidos como sectores dos antiformes adjacentes. Os sectores mais afastados dos plutonitos, que correspondem à deformação regional mais intensa, são referidos como sectores distais. Os sectores de franjas distais dos campos em que podem estar presentes aplito-pegmatitos filiados em outros granitos, referem-se como sectores de interferência. Correspondem a sectores de sombra relativamente à deformação mais tardia de D3, pela presença de maciços graníticos próximos.

Sectores proximais – Observam-se duas atitudes de aplito-pegmatitos:

- Filões radiais – corpos de afloramento transversal ao contacto com o granito parental, apresentam-se “boudinados” e encurvados em D3, aparentemente deslocados sob efeito de uma transcorrência envolvente, que se teria iniciado ainda em regime dúctil;
- “Sills” – corpos de afloramento paralelo ao contacto com uma atitude primitiva subhorizontal, modificada pelos dobramentos D3, mas nos sectores proximais em que se verifica o seu enraizamento nos granitos, manifestam ainda um encurvamento original, inclinando no sentido do granito, o que está estritamente de acordo com a geometria dos “sills” proposta no modelo de implantação de PHILLIPS (1972, 1974) (fig. 2).

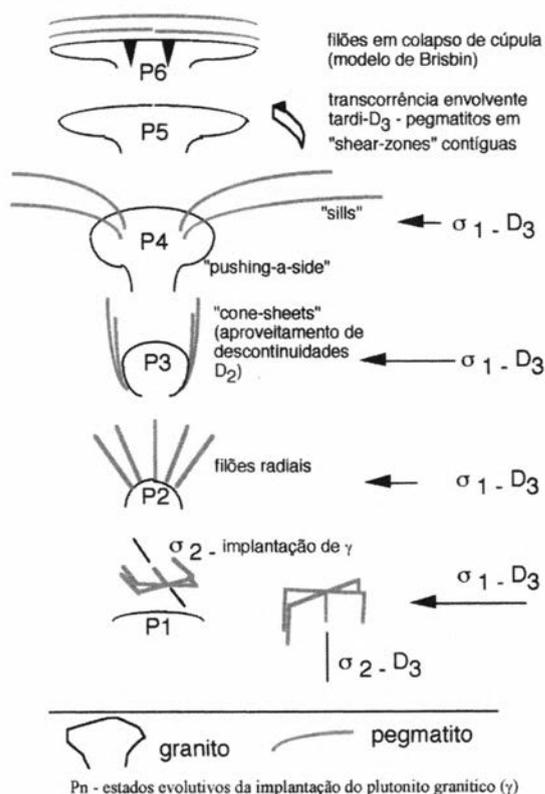


Fig. 2 – Adaptação dos modelos de implantação filoníofana de Philips (1972, 1974) e de Brisbin (1986) à tipologia morfológica dos aplito-pegmatitos exograníticos da CCI.

Sectores dos antififormes adjacentes – Correspondem ao arqueamento de formações metassedimentares encaixantes no decurso de D₃. Podem existir bancadas de referência que marquem as dobras megaescalares adjacentes aos plutonitos paternos. Os afloramentos de aplito-pegmatitos destes sectores revelam uma implantação acima destas bancadas de referência em continuidade, com volumes de expansão lateral dos plutonitos parentais, quando estes manifestam morfologia diapírica. Existem três situações possíveis:

- Corpos “sill” – raros, situam-se sempre nas proximidades da charneira dos antififormes adjacentes, observa-se por isso uma lacuna erosiva no que respeita à sua continuidade.
- “Cone-sheets” – no sector dos antififormes adjacentes podem ocorrer relíquias de estruturas “cone-sheet” que retomam descontinuidades em “duplex” de D₂. O afloramento destes corpos mostra uma trajectória paralela ao contacto do granito e a sua inclinação é centripeta.

Sectores distais – Os sectores distais apresentam a maior variedade de fácies. Incluem corpos dos seguintes tipos:

- Filões cruzados – filões precoces instalados em fracturas conjugadas; são dobrados e “boudinados” por D3.
- “Sills” – corpos das franjas do enxame de “sills”, mais afastadas do plutonito. Os corpos “sill” apresentam dobramento suave e são pouco inclinados.

Conjuntos de pegmatitos intra-graníticos

No contexto da Província Hercínica (sector do NW Ibérico) os pegmatitos graníticos miarolíticos (classificação de GINSBURG *et al.*, 1979) relacionam-se com granitos tardi a pós-tectónicos relativamente à 3ª fase de deformação hercínica (intra-vestefaliana, D3). Na maior parte dos casos trata-se de granitos essencialmente biotíticos, de grão médio a grosseiro, por vezes porfíróides. Verifica-se correlação entre as dimensões e formas dos corpos pegmatíticos e a cronologia da implantação dos granitos parentais (LEAL GOMES, 1995a).

A – Bolsadas irregulares miarolíticas ou maciças

A partir da análise geométrica de frentes de desmonte em minas de quartzo e feldspato, por integração tridimensional, apuram-se formas que podem ser referidas como massas ou bolsadas irregulares. Tanto a forma como a zonografia interna mostram padrões consistentes e características agrupáveis em função da distribuição dos pegmatitos no seio da estrutura dos plutões graníticos hospedeiros.

A evolução morfológica observada num único sistema granítico residual, Arreigada, Paços de Ferreira (fig. 3), mostra massas litológicas correspondentes aos seguintes termos de fraccionação:

- a) *granito parental* – com maior taxa de cristalização e maior viscosidade desempenha o papel de sobrecarga interna na cúpula do plutonito hospedeiro e exerce efeito de barragem à ascensão dos diferenciados pegmatíticos;
- b) *painéis de nucleação acoplada por diferenciação termogravítica* – desenvolvem-se em faixas imediatamente abaixo da sobrecarga e podem evoluir para aplito-pegmatitos internos com transição gradacional para o granito;
- c) *granito ressurgente* – enriquecido em componentes ferromagnesianos representa uma segregação por remoção de constituintes félsicos para os painéis de nucleação acoplada;
- d) *bolsadas circunscritas* – representam compósitos magma/fluido/cristais enclausurados e limitados por interfaces líquido / líquido relativamente ao granito ressurgente – podem evoluir morfológicamente e sofrer fraccionação interna potencialmente geradora de zonalidade.

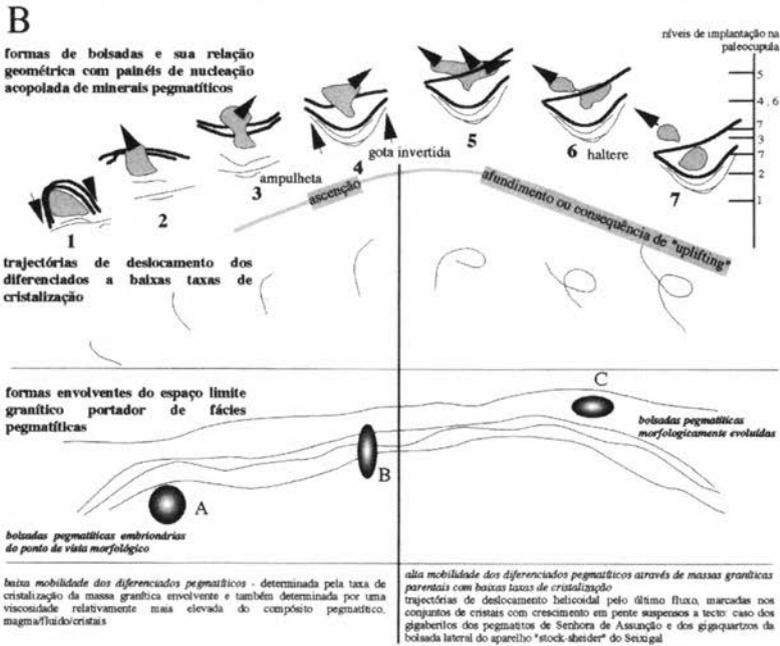
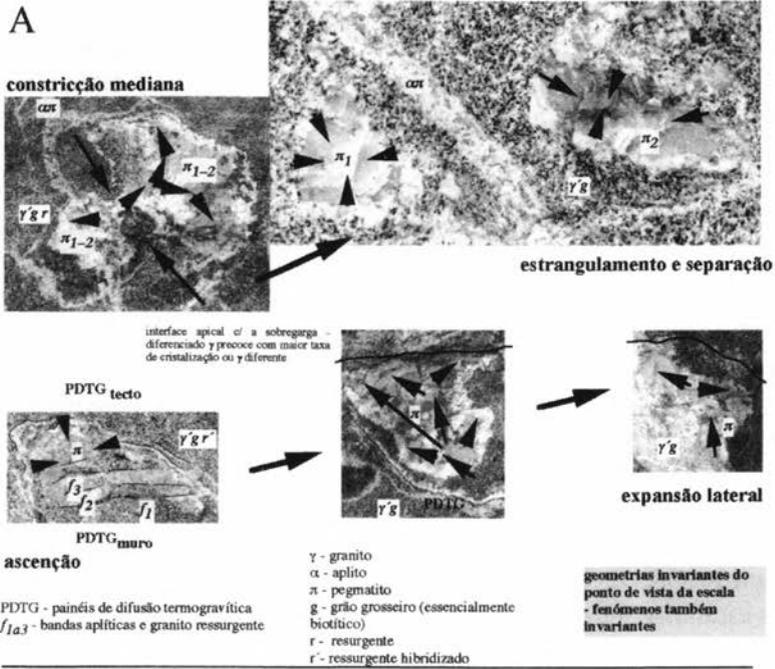


Fig. 3 - Evolução morfológica observada num único conjunto de bolsadas pegmatíticas intragraníticas atribuíveis a um único sistema granítico residual. A - imagens e respectiva análise geométrica; B - cinemática de implantação.

Argumentos petrográficos e fundamentação geoquímica (NABELEK, 1986; GOUANVIC e GAGNY, 1987) sugerem que o carácter oscilatório da venulação retrógrada e a ressurgência granítica podem ter como origem a imiscibilização e o estabelecimento de interfaces líquido/líquido, materializadas pela formação de painéis de estratificação gravítica, só possíveis em ambiente dilatacional ou a muito baixa viscosidade (baixa taxa de cristalização). O modelo exogranito/endogranito com “stocksheider” aplicado ao grande pegmatito do Seixigal em Vidago (PEREIRA *et al.*, 1998) acomoda estas possibilidades. Neste caso o compósito endogranítico disponibiliza os diferenciados que evoluem para compósitos fêlsicos e depois pegmatitos em bandas e bolsadas. A mesma sequência de fenómenos observa-se de forma mais difusa na generalidade dos grupos pegmatíticos intra-graníticos estudados e explica a existência de alguns rosários de bolsadas – Arreigada - Paços de Ferreira (LEAL GOMES, 1984), Senhora de Assunção - Sátão (TRABULO *et al.*, 1995 e LEAL GOMES *et al.*, 1997a) e Ponte da Barca.

O ritmo dimensional das unidades de estruturação litológica das cúpulas graníticas constitui o principal factor determinante do tamanho final das bolsadas. As geometrias não dependem do tamanho dos corpos – são invariantes do ponto de vista escalar. Manifestam uma tendência fractal na forma, quando aglomeradas em conjuntos no seio das irregularidades dos corpos plutónicos hospedeiros, por exemplo as frentes apicais em corredores de “mixing – mingling”, como o que se observa na simplificação transversal patente na figura 4.

As diferentes morfologias e a estrutura interna das bolsadas individuais, ocorrem segundo uma organização definida na heterogeneidade litológica das cúpulas graníticas. Para essa organização pode ser deduzida uma evolução cinemática correspondente à sucessão de etapas de implantação dos pegmatitos (fig. 3).

No modelo da figura 3 a cada estágio evolutivo, correspondem formas temporárias na sequência de implantação que persistem estabilizadas em vários grupos pegmatíticos situados no interior de manchas graníticas do Norte de Portugal. Emerge daqui uma tipologia morfológica que pode ser extrapolada e aplicada à generalidade das ocorrências intragraníticas da CCI.

A reconstituição geométrica das bolsadas, sugere uma cinemática de colocação, essencialmente dependente de fluxo a baixa viscosidade – abaixo do estado de líquido Newtoniano - em porções cupulares dos plutões graníticos, sujeitos a um enriquecimento em voláteis. Nas proximidades de zonas apicais, perante interfaces de contraste de densidade ou contraste de rigidez, podem ser enclausuradas porções de magma com enriquecimento culminante de fluidos, que tendem mais rapidamente para a sobressaturação. Nestas condições é de esperar uma ascensão dos compósitos pegmatíticos ainda a uma baixa taxa de cristalização do hospedeiro – abaixo da barreira de fluência (60% de cristalização).

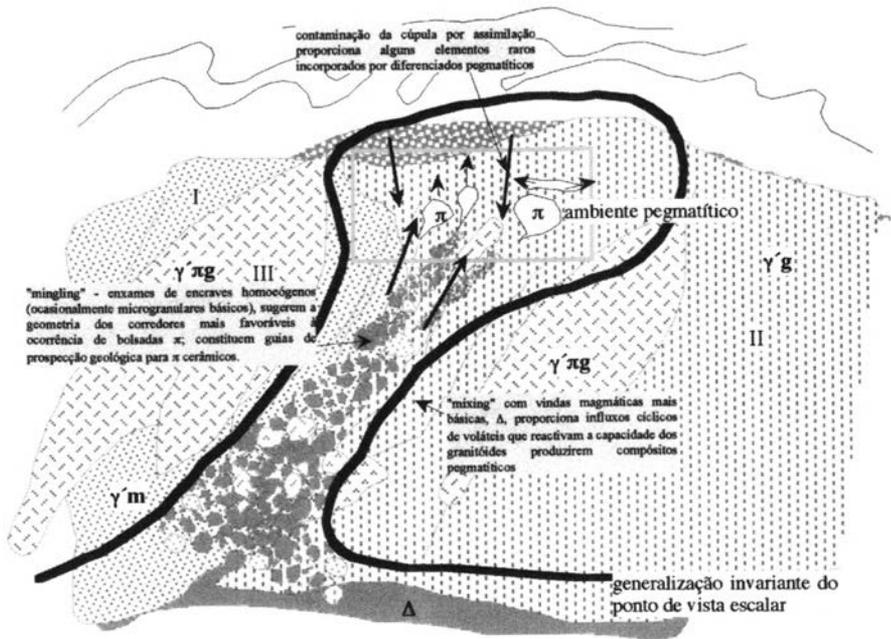


Fig. 4 – Estruturação de um corredor de “mixing-mingling”, no seio de um complexo granítico ascensional. Generalização transversal obtida para o corredor de Azias (Ponte da Barca). I – II – III ordem de implantação dos granitos (relações de intrusão observáveis em afloramento). Granitos essencialmente biotíticos de grão médio - g'm ; de grão grosseiro - g'g; porfíroides - g'pg; granodioritos e rochas mais básicas – D; pegmatitos – p.

As geometrias internas das bolsadas resultantes, reforçam a sugestão de uma mobilização do tipo diapírico (com padrão similar ao que é modelizado em BRUN, 1981, 1983), a qual é detida por uma interface rígida apical. Ocorrem então as etapas de expansão lateral próprias da evolução diapírica avançada, que podem conduzir à libertação de massas sujeitas a progressão lateral a partir de morfologias em haltere.

O modelo de mobilização diapírica, nas suas etapas iniciais, explica a predominância das formas em gota invertida – “turnip” – e as descolagens ascendentes a partir das morfologias em ampulheta. Nas etapas finais explica-se o achatamento lateral, observado nas fluidalidades, que envolvem os corpos com formas “turnip” amadurecidas.

A mobilização diapírica seria facilitada pela migração de anomalias dos gradientes de densidade e viscosidade de tal forma que as baixas densidades e viscosidades se deslocassem no sentido das frentes de progressão dos diferenciados terminais. Tal migração encontra-se marcada pelo deslocamento ascendente dos painéis de nucleação acoplada, fora dos pegmatitos, nas morfologia de tipo A 1 e também está marcada internamente na progressão lateral dos núcleos de quartzo que se observam nas morfologias B e outras mais evoluídas (fig. 3).

B – Corpos tabulares miarolíticos

Os pegmatitos amazoníticos apresentam uma localização cupular relativamente a plutonitos pós – D3 (LEAL GOMES *et al.* 1997b). A sua implantação pode ser endo-granítica ou exogranítica e está em geral relacionada com fenómenos de desmonte magmático, quer por relaxação interna, geradora de faixas de descompressão tendencialmente horizontais, quer por colapso externo, gerador de rupturas paralelas à configuração da cúpula. Como consequência, a maioria dos pegmatitos amazoníticos apresenta uma atitude sub-horizontal a pouco inclinada, com possanças de ordem decimétrica, em corpos predominantemente tabulares.

Estas formas, dimensões e atitudes estão contempladas no modelo de intrusão – consolidação pegmatítica de BRISBIN (1986), para estados reológicos frágeis (implantação a baixa profundidade) quando ocorre relaxação subvertical, sob pressão dirigida pouco intensa e sem que a presença de uma xistosidade tenha um efeito significativo sobre a configuração final do enxame pegmatítico.

TIPOLOGIA E EVOLUÇÃO QUÍMICO-MINERALÓGICA DOS APLITO-PEGMATITOS EXO-GRANÍTICOS

A discriminação e classificação de fácies homogéneas com importante componente aplítica é possível a partir da geoquímica de rocha total de fácies finas (sem evidências petrográficas de alteração) assumindo que existem derivas composicionais promovidas por alguns agentes complexantes. Trata-se de espécies químicas com voláteis e metais alcalinos e seus ligandos, favoráveis à persistência de condições de fluxo magmático a baixa viscosidade (F, B, Li e P).

Particularmente nos enxames de “sills” a tipologia mais eficaz baseia-se na variabilidade do conteúdo normativo de albite e na sua relação com a expressão mineralógica do Li. Como pressuposto, as tendências de evolução geoquímica primária são o resultado da fraccionação do feldspato potássico (extração a partir do magma). No diagrama QZ-AB-OR (químico-mineralógico, normativo) (TUTTLE e BOWEN, 1958) a consequente deriva dos diferenciados projecta-se em direcção ao polo albitico. Esta deriva é potenciada pela acção de agentes depressores do *liquidus* magmático, precisamente os complexantes com voláteis e alcalinos.

Tomando como exemplo paradigmático o enxame de “sills” do campo aplito-pegmatítico da Serra de Arga no Minho (LEAL GOMES, 1994), cujas fácies sujeitas a amostragem e composições tipomórficas constam dos quadros I e II respectivamente, foi ensaiado o tratamento multivariável a partir de um espaço químico condicionado por variáveis multi-catiónicas (LEAL GOMES e LETERRIER, 1995).

Os termos da variabilidade reduzem-se ao espaço tetraédrico, químico-mineralógico patente na figura 5.

QM = Si + (7/2)Al - (15/2)Li - 9Ca - (13/2)Na - (13/2)K => polo: quartzo, moscovite
 PL = 5Ca + 5Na => polo: plagioclase
 LI = 6Li => polo: aluminossilicatos de Li amidros
 FK = -(5/2)Al + (5/2)Li + 5Ca + (5/2)Na + (15/2)K => polo: feldspato potássico

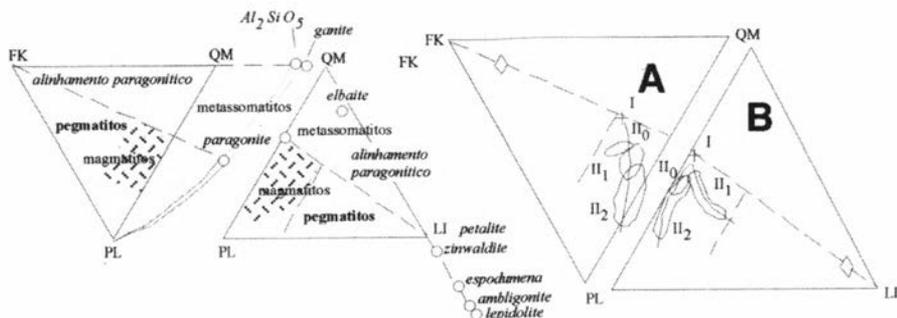


Fig. 5 – Faces FK-PL-QM e QM-PL-LI, do espaço químico tetraédrico. Projecções A e B a partir dos polos, LI e FK, respectivamente. Simbologias como nos quadros 1 e figura 8 adiante. Adaptado de LEAL GOMES e LETERRIER, 1995.

Daqui emergem duas configurações diagramáticas ternárias com capacidade tipológica:

- QM-PL-LI – permite qualificar os tipos líticos, manifestando a discriminação entre fácies albiticas e litiníferas;
- FK-PL-QM – permite localizar os termos quartzo-feldspáticos, salientando o seu eventual carácter hiperaluminoso e discriminando os termos metassomáticos dos que correspondem à diferenciação pegmatóide.

Quadro I – corpos filonianos sujeitos a amostragem no Campo Aplito – Pegmatítico da Serra de Arga (LEAL GOMES, 1994).

Tipo de corpo cronologia e estado evolutivo	Posição no enxame	Composição	Mineralização Be	Mineralização Sn, Nb-Ta	Mineralização Li, Cs
Filões radiais I +	peri-granítica	Granito de duas micas peraluminoso	---	especializado	especializado
"Sills" ap. II ₀ □	intra-granítica	Fácies aplito-pegmatítica - peraluminosa, sódica	---	especializado	especializado
"Sills" peg.- II ₁ ●	exo-granítica	Fácies aplito-pegmatítica - peraluminosa, potássica litinífera	---	cassiterite + Fe-niobite	petalite + espodumena + ambligonite
"Sills" ap.-peg.- II ₂ ○	exo-granítica	Fácies aplito-pegmatítica - peraluminosa, sodiolítica	berilo e raro crisoberilo	cassiterite + Fe-niobite + tapiolite	espodumena + ambligonite±olenite ±elbaite
Filões E-W fácies paroxismal ◇	distal	Pegmatito - hiperperaluminoso, lítico-potássico	berilo alcalino	Mn tantalite+ixiolite + microlite + cassiterite	lepidolite+elbaite+ ambligonite ± lidicoatite±polucite

Quadro II – Composição química de fácies finas seleccionadas do campo pegmatítico da Serra de Arga (LEAL GOMES 1994).

Óxidos (%Peso)	I	II ₀	II ₀	II ₁	II ₁	II ₂	II ₂	F parox.
SiO ₂	72.19	72.94	74.06	74.52	74.12	70.87	70.50	54.79
Al ₂ O ₃	15.43	14.98	14.50	16.23	16.57	16.89	17.50	27.17
Fe ₂ O ₃	1.06	0.63	0.32	0.32	0.35	0.45	0.28	1.36
MnO	0.03	0.06	0.07	0.00	0.00	0.10	0.00	0.20
MgO	0.12	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
CaO	0.41	0.26	0.24	0.11	0.16	0.17	0.32	0.00
Na ₂ O	3.40	4.44	4.98	4.62	4.82	7.98	5.37	0.51
K ₂ O	4.92	3.44	3.79	2.62	1.92	0.63	2.66	8.85
TiO ₂	0.08	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.64	0.46	0.50	0.34	0.34	1.35	1.37	0.16
P.F.	1.48	1.20	0.96	1.08	1.37	1.43	1.79	5.78
Total	99.76	98.49	99.42	99.84	99.70	99.87	99.79	98.84
Elementos								
F (%peso)	0.17	0.28	0.13	0.04	0.04	0.30	0.11	3.7
Rb (ppm)	509	628	490	400	310	75	656	6758
Ba (ppm)	177	11	18	5	< 5	5	14	20
Be (ppm)	68.4	63.4	47.5	129.6	130.5	131.1	86	19.3
Nb (ppm)	23	22	9	9	< 5	57	64	113
Sn (ppm)	63	117	37	24	24	221	978	678
Li (ppm)	169	528	220	4540	4840	1280	780	12400
Cs (ppm)	n.a.	n.a.	n.a.	16	14	195	31	1930

Neste diagrama verifica-se também uma capacidade de discriminação das tendências evolutivas primárias. Confirma-se a natureza sodio-lítica da fraccionação “sill”, com várias culminações evolutivas solicitadas pelo polo litífero e sobressai a tendência magmática peraluminosa e o carácter hiperaluminoso mas fortemente litífero da fácies paroxismal pegmatítica demarcada do campo dos metassomatitos.

A especificidade geoquímica de cada tipo litológico e os agrupamentos com afinidades paragenéticas podem também ser expressos sob a forma de espectros composicionais médios para cada grupo e/ou enxame aplito-pegmatítico (fig. 6), surgindo ainda, destas configurações, uma conotação metalogenética materializada como uma anomalia tipológica.

Considera-se como espectro normal do sistema o que corresponde ao granito radial, pois não apresenta uma sobrevalorização da tendência sódica – albítica-residual, nem reflecte a expressão mineralógica que culmina o efeito complexante e fluidificante do Li no decurso da fraccionação da ortose. Os “sills” apresentam uma anomalia sódica generalizada (de cariz ortomagmático) que se distingue da anomalia lítica, típica das fácies paroxismais (de cariz pegmatítico). Este facto (LEAL GOMES, 1994), sugere uma transição entre os estados paragenéticos clássicos de Niggli, *magmaico/pegmatítico*, caracterizados por condições variáveis de solubilidade das fases fluidas coexistentes com o magma (H₂O em solução, em imiscibilização incipiente ou extensivamente imiscibilizada).

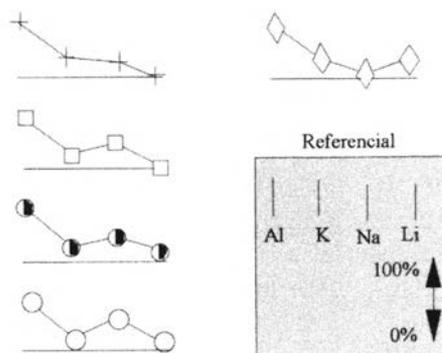


Fig. 6 - Espectros de conteúdos médios para milicitações por 100g de rocha, de Al, K, Na, Li, normalizados a 100%. A comparação de espectros é relevante dado que em conteúdos catiónicos estequiométricos: Al/K=1 em OR; Al/Na=1 em Ab; Al/Li=1 em petalite, espodumena e amblygonite. Simbologias como no quadro I.

A utilização de um diagrama representativo do sistema residual granítico, Qz-Ab-Or (fig. 7), mostra uma deriva composicional ao nível das fácies presentes em "sills" enraizados no granito, a qual é subparalela à deriva experimental de mínimos ternários desencadeada pela acção complexante do flúor (MANNING, 1981). Desta tendência de suporte (II_0) emergem as diversas tendências "sill" exo-graníticas (II_1 e II_2) que se verificam a diferentes taxas de fraccionação em II_0 . A disposição das projecções sugere que o flúor deve ser um dos elementos determinantes do alargamento da tendência de suporte. A tendência II_2 pode ser encarada como terminal, emanada de composições ricas em flúor.

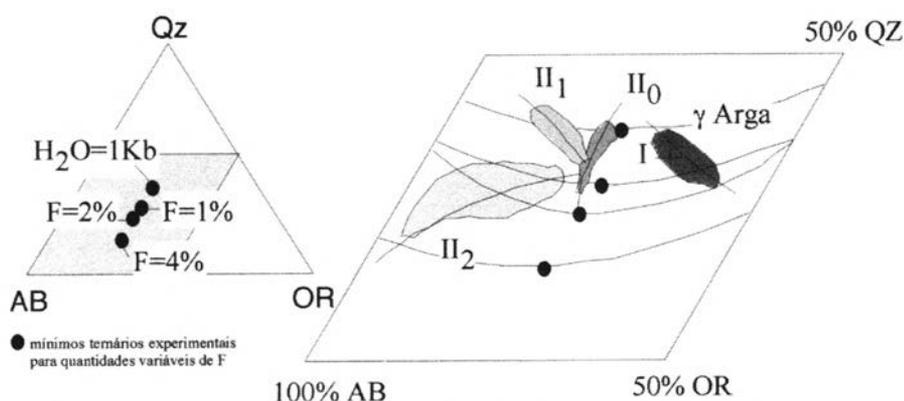


Fig. 7 - Diagrama Qz-Ab-Or com a disposição das fácies correspondentes ao sistema residual do Granito da Serra de Arga (γ Arga). Circulos negros representam os mínimos ternários de MANNING (1981). A nuvens de projecções dizem respeito a composições normativas. Simbologias como no quadro I. Adaptado de LEAL GOMES (1994).

A tendência II_1 poderia dever-se essencialmente ao Li.

Na diferenciação granítica residual de alguns sistemas pegmatíticos, em que existe um conhecimento pormenorizado das trajectórias de evolução geoquímica primária, é possível encontrar indicadores geoquímicos cujo comportamento se relaciona com estádios bem marcados da sequência paragenética. O tratamento dos dados decorre também da abordagem químico-mineralógica (LEAL GOMES e LETERRIER, 1995) (diagramas das figuras 5 e 7) e complementa e explica os aspectos essenciais dessa evolução fazendo intervir a fraccionação dos elementos complexantes e fluidificantes (fig. 8), subentendendo os respectivos coeficientes de partilha entre magma, fluido e cristais.

A tendência de correlação entre Sn e Nb (fig. 9), associada à conexão ternária F-P-Li (fig. 8) sugere a existência de limiares mineralógicos, que por sua vez podem ser relacionados com a modificação das propriedades físicas dos fundentes residuais em cada estágio da expressão metalífera e da nucleação dos minerais cardinais.

Os limiares principais são (fig. 8):

- limiar petalítico – corresponde a suspensão precoce do papel complexante do Li;
- limiar ambligonítico – corresponde à suspensão correlacionada dos efeitos complexantes do P, F e Li;
- limiar lepidolítico – traduz a dissipação tardia do efeito complexante da generalidade dos voláteis e alcalinos que ainda persistem, via enriquecimentos cíclicos, oscilatórios e complementares que sucedem à diferentes etapas fraccionação pegmatítica típica.

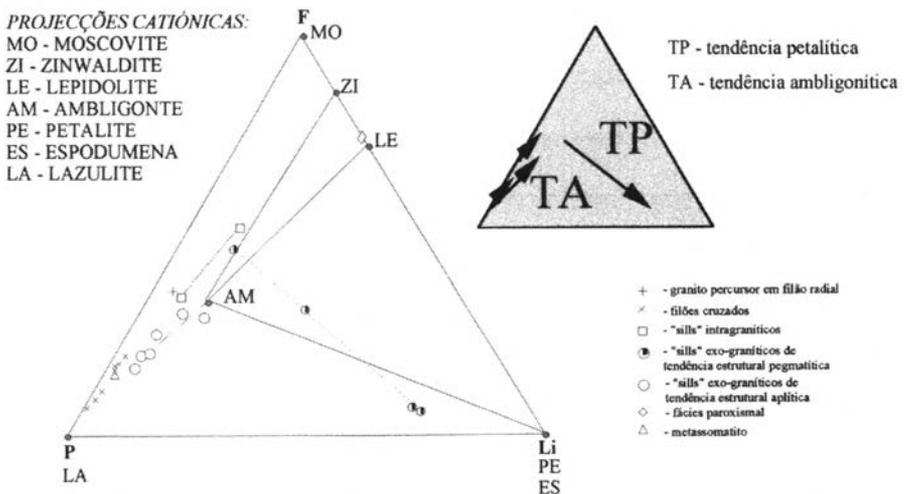
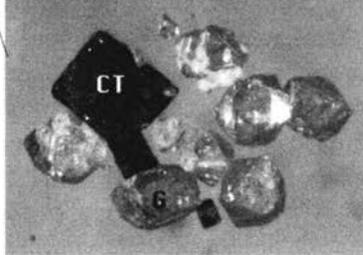
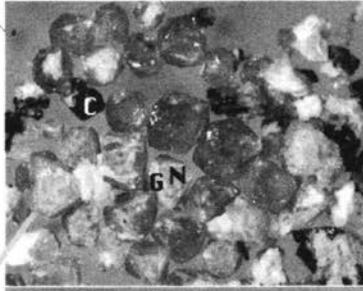
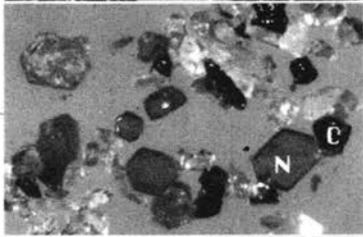
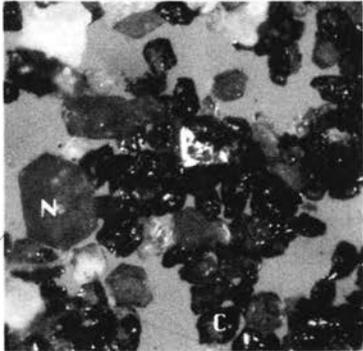
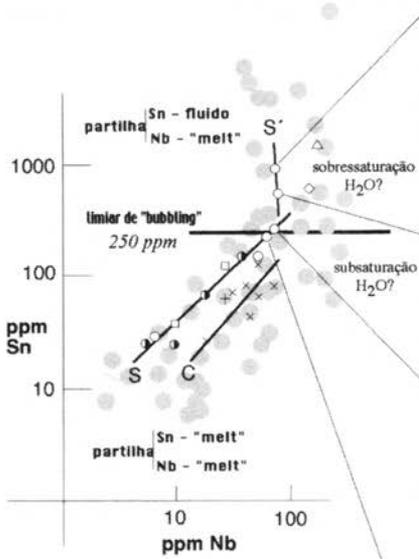


Fig. 8 – Intercondicionamento F-P-Li, próprio das paragéneses litiníferas "sill". Sua relação com as fácies não litiníferas presentes nos filões cruzados. Adaptado de LEAL GOMES, (1995b).

- símbolos para aplito-pegmatitos
 Campo da Serra de Arga
 (discriminação morfológica e quanto ao modo de implantação)
- + - granito percursor em filão radial
 - × - filões cruzados
 - - "sills" intragraníticos
 - - "sills" exo-graníticos de tendência estrutural pegmatítica
 - - "sills" exo-graníticos de tendência estrutural aplítica
 - ◇ - fácies paroxismal
 - △ - metassomatito - produto de greisenização
- - composições químicas de outros aplito-pegmatitos

extracto de minerais densos de fácies aplíticas 0.8 mm



TENDÊNCIAS DE FRACÇÃOÇÃO DO CAMPO DA SERRA DE ARGA
 S - tendência linear atribuída aos magmatitos "sill"
 S' - tendência derivada, atribuída a fácies com disseminação fina de células de estrutura pegmatítica
 C - tendência linear atribuída aos filões cruzados

imagens MEV -ES - sobrecrescimento epitáxico

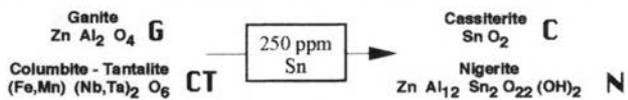
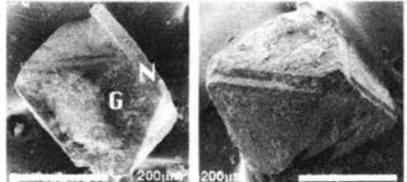


Fig. 9 - Projecção log-log das relações Sn/Nb para amostras de fácies aplíticas. Efeitos da mudança de condições de partilha de Sn e Nb no limiar de imiscibilização incipiente, a 250 ppm de Sn e correspondente mineralização.

O boro sai do sistema precocemente (pode anteceder a intrusão), e gera uma turmalinização do encaixante no domínio schorl-dravite. Em casos raros fica enclausurado em caixas pegmatíticas tardias sendo posteriormente fixado na cristalização de turmalinas oleníticas a elbaíticas – lidicoatíticas coexistentes com lepidolite, B-coockeite, quartzo e cleavelandite em unidades tardias de fácies pegmatíticas de paroxismo evolutivo.

O limiar de saturação aquosa com imiscibilização física de miríades de bolhas não coalescentes (estado de “bubbling”) (fig. 9), tem expressão geoquímica na correlação Sn/Nb aos 250 ppm de Sn. Corresponde-lhe o início da expressão paragenética específica, sobrecrecimento epitáxico de nigerite sobre ganite ou sobre crisoberilo. Assim 250 ppm de Sn, nestas fácies marca a transição entre condições de partilha, magma/fluido, com carácter físico ortomagmático (deposição de espinelas ganíticas por vezes em acumulados) e condições de partilha, magma/fluido/cristais, com carácter físico pegmatítico (deposição de nigerite com nucleação e sobrecrecimento selectivo).

TIPOLOGIA COMPOSICIONAL DOS PEGMATITOS INTRA-GRANÍTICOS

A composição mineralógica não se modifica significativamente com a variabilidade observada ao nível das formas das bolsadas. No máximo, em situações de tipo C 7 (figura 3 atrás), correspondentes à descolagem lateral de morfologias em haltere, verifica-se uma evolução paragenética muito discreta expressa por exemplo na geoquímica de algumas fases minerais essenciais. Cita-se como exemplo a composição e estado estrutural de gigafeldspatos de dois dos maiores pegmatitos conhecidos no grupo de Senhora de Assunção (Sátão – Aguiar da Beira) (LEAL GOMES *et al.* 1997a). Neste caso a julgar pelos indicadores do quadro 3 (particularmente o conteúdo de Cs e Ba e as suas relações com o K) o corpo Sul (feldspatos S) representa um estado evolutivo mais avançado da fraccionação do grupo.

Os diferentes tipos paragenéticos de pegmatitos distinguem-se mais sensivelmente ao nível das associações expressas nas unidades e paragéneses de extremo de fraccionação, as quais, invariavelmente, reflectem a culminação evolutiva determinada por especificidades composicionais herdadas dos magmas graníticos percursos.

102

A divisão maior entre grupos paragenéticos verifica-se entre corpos tabulares de pequena possança, com frequentes cavidades miarolíticas e feldspatos de cariz amazonítico e as bolsadas de grandes dimensões, ocasionalmente miarolíticas (quadros IV e V).

A composição mineralógica essencial (modal) inscreve-se no sistema residual, quartzo-albite-ortoclase. Uma avaliação expedita dos conteúdos das fases essenciais nas diferentes zonas primárias mostra uma fraccionação centrípta ao longo da zonalidade interna, no sentido do quartzo e da unidade nuclear.

Quadro III – Síntese dos parâmetros geoquímicos e estruturais caracterizadores da fase perítica do grupo pegmatítico de S^a de Assunção. Análises químicas efectuadas sobre fase separada pura à lupa. ZI - zona intermédia; ZIE - zona intermédia externa; ZIF - zona intermédia mais feldspática; NQ - núcleo de QZ; ex.e - feldspato exterior enrubescido (periferia da zona marginal, ferruginizada); ber. – berilo. N - amostras do corpo Norte; S - amostras do corpo Sul. OR - feldspato com difractograma de configuração monoclinica (Δ não é determinável); OR>MI - feldspato com difractograma em que os domínios de configuração monoclinica são preponderantes relativamente aos de configuração triclinica; loc. - localização das amostras na estrutura interna. Extraído de LEAL GOMES *et al.* (1997a).

	OR/AB	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Rb	K ₂ O/Rb	Cs	Ba	Rb/Ba	Sr	Pb	Δ	loc.
N1	4.74	0.12	13.62	431	316	<1	168	2.57	40	12	0.89	ex.e
N3	13.66	0.12	16.41	449	365	<1	122	3.68	22	<5	0.80	ZI
N6	3.07	<0.04	12.99	1360	95	44	27	50.37	<10	37	OR	ZI-NQ
N10	3.40	<0.04	13.38	1190	112	<1	73	16.30	17	10	0.83	ZI-NQ
N12	3.92	<0.04	14.40	1360	106	<1	157	8.66	29	9	0.88	ZI-NQ
N14	24.72	0.12	14.29	860	166	<1	279	3.08	31	20	0.89	ex.e
S3	49.67	0.09	18.12	1290	140	35	73	17.67	19	13	0.79	ZIE
S4	40.56	0.05	18.53	1950	95	68	310	6.29	20	15	0.84	ZIF-NQ
S5	4.34	<0.04	14.71	2460	60	186	19	129.47	<10	24	OR	ZIF+ber.
S6	3.71	<0.04	14.49	2060	70	139	23	89.57	<10	40	OR	ZIF
S8E	8.07	0.07	16.31	1900	86	123	63	30.16	16	<5	0.83	ZIF-NQ
S9	3.21	<0.04	13.92	1540	90	70	31	49.68	<10	34	OR>MI	ZIE

Na transição evolutiva dirigida às unidades tardias, a tendência composicional refracta-se dirigindo-se ao polo Ab. Em alguns casos surge ainda uma inflexão terminal no sentido do polo Or.

Tipicamente os percursos evolutivos são triangulares, cíclicos, e subparalelos aos lados do diagrama Qz-Ab-Or e totalmente distintos da deriva de mínimos ternários de MANNING (1981) (fig. 7), a qual é tendencialmente albitica, para um incremento da quantidade de flúor residual.

Quadro 4 – Características dos pegmatitos miarolíticos tabulares - T. Sublinham-se os acessórios tipomórficos.

Estrutura interna	Paragénesis de paroxismo de fraccionação	Grupos típicos	Granitos hospedeiros
(T.I) Heterogéneo - miarolítico	topázio, quartzo	Queiriga, (Sátão)	Granito biotítico porfiróide Tardi-tectónico
(T.II) Homogéneo a heterogéneo	Andaluzite Lazulite-scorzalite Triplite-zwieselite e outros fosfatos de Fe moscovite, berilo	Lourinhal (Ponte de Lima)	
(T.III) Heterogéneo - localmente miarolítico	microclima (amazonite enrubescida), quartzo fumado, clevelandite, clorite, sulfuretos, óxidos de Fe, Ti e U, argilas, calcite	Taião (Valença) Formelos-Gerês (T. Bouro)	Granito biotítico pós-tectónico de Monção e do Gerês
(T.IV) Heterogéneo - fortemente miarolítico	quartzo fumado, clevelandite, microclima, fluorite, aragonite, topázio	Gerês (T. Bouro)	

Quadro 5 – Características das bolsas por vezes miarolíticas - B. Sublinham-se os acessórios tipomórficos.

Estrutura interna	Paragénesis de paroxismo de fraccionação	Grupos típicos	Granitos hospedeiros
(B.I) Fortemente zonado localmente miarolítico	quartzo hialino, quartzo fumado, Bi nativo, cosalite, arsenopirite, carbonatos	Arreigada (Paços de Ferreira)	Granito porfíróide biotítico (séries associadas ao cisalhamento, Vigo-Régua)
(B.II) Zonado	quartzo hialino, quartzo fumado, pirite, pirrotite, arsenopirite, clorite		
(B.III) Fortemente zonado com massas de substituição volumosas	moscovite botrióide, celadonite, fluorapatite, adulária, microclima, quartzo hialino	(Marco de Canavezes)	
(B.IV) Pouco zonado	triplite-zwieselite alaudite, eosforite, fosfosiderite, pirite, quartzo, galena, molibdenite	Bustelo-Várzea Cova (Fafe) (Ponte da Barca)	
(B.V) Pouco zonado com massas de substituição volumosas	moscovite, taeniolite, lepidolite, ambligonite, elbaite berilo, columbite-tantalite microlite	Dornas (Amares) (Vieira do Minho)	
(B.VI) Fortemente zonado	apatite, turmalina, pirrotite, pirite, andaluzite, diásporo/gibbsite, ilmenite, ilmenorútilo	Paredes (Terras de Bouro)	
(B.VII) Quase homogéneo a pouco zonado "bandado"	clorite, pecheblenda, pirite, triplite	Covide (Terras de Bouro)	Granito biotítico pós-tectónico

QUADRO DE EVOLUÇÃO TERMODINÂMICA, ISOQUÍMICA A ALOQUÍMICA

Do ponto de vista termo-tectónico é possível distinguir as condições que presidem à implantação dos pegmatitos. A diversidade e evolução das paragénese primárias é afectada pela pressão e temperatura da rocha encaixante na altura da instalação.

As grelhas petrogenéticas BASH (BARTON, 1986), e LASH (LONDON, 1984) são eficazes para distinguir condições de equilíbrio e evolução ao nível de cada linhagem evolutiva.

A evolução em *subsolidus* tem expressão nas mesmas grelhas petrogenéticas (fig. 10). SISTEMA BASH

Intervêm os minerais: berilo (BER), albite (AB), ortose (FK), crisoberilo (CRIS), quartzo (QZ) e por vezes silimanite; L é um líquido – potencialmente um fundente silicatado (FRANZ e MORTEANI, 1981; 1984). As transformações neste sistema explicam a reorganização paragenética dos filões cruzados e pegmatóides hiperaluminosos precoces – segregações metamórficas em inter-fase D2-D3 e correspondentes colheitas venulares de leucossoma hiperaluminoso.

As reacções,



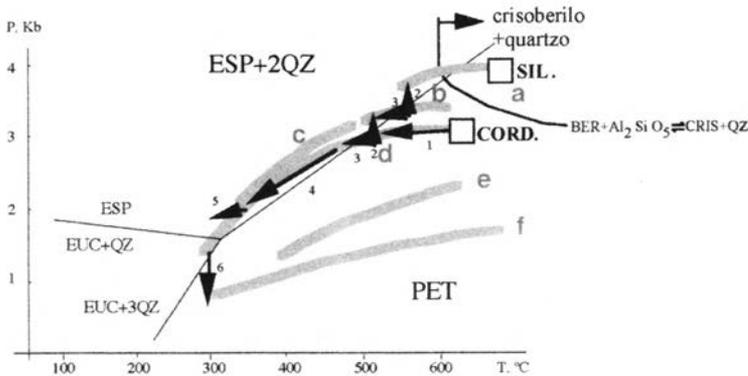
$0.75 \text{ BER} + 2 \text{ FK} \rightleftharpoons 1.25 \text{ CRIS} + 1.5 \text{ QZ} + 1.0 \text{ L} \quad (2)$, (1CRIS:1.3QZ modais, em auréolas de berilo),

explicam as coexistências:

- 1 – *crisoberilos primários em magmatitos granulares - berilos em estruturas pegmatíticas do mesmo filão, p/ reactivação ou fraccionação;*
- 2 – *crisoberilos secundários em pegmatitos típicos - berilos na mesma fácies, p/ reacção.*

A temperatura atingida no início de D3, pelo menos em alguns sectores dos campos aplito-pegmatíticos, foi suficientemente elevada não só para metamorfizar os pegmatitos até à transição berilo => crisoberilo, como também, para condicionar a cristalização de um líquido rico em BeO, formando-se crisoberilo (associação CRIS.+QZ, após reactivação intrusiva, “telescoping” homoeógeno ou fraccionação).

Esta possibilidade é compatível com a ocorrência localizada de uma silimanite prismática, precoce em D3, nos metassedimentos, veios de QZ + ANDALUZITE e pegmatitos.



- a** - fraccionamento dos pegmatóides hiperaluminosos de segregação metamórfica e pegmatitos de filões cruzados
- b** - fraccionamento dos aplito - pegmatitos do Rebentão (Queirga)
- c** - fraccionamento dos aplito - pegmatitos de Viana do Castelo
- d** - fraccionamento dos aplito - pegmatitos e pegmatitos litíferos do enxame "sil" da Serra de Arga
- e** - fraccionamento dos pegmatitos de bolsadas e massas irregulares intragraníticas - seguida de metassomatismo
- f** - fraccionamento dos pegmatitos tabulares miarolíticos - amazoníticos - seguida de metassomatismo

- 1 - fraccionamento dos "sills" petalíticos
 - 2 - transição da monovariância PET. => ESP. + 2 QZ por incremento de pressão
 - 3 - transição regressiva da monovariância PET. => ESP. + 2 QZ
 - 4 - fraccionamento de "sils" com espodumena e ou ambligonite
 - 5 - inclusões aquo-carbónicas em elbaite 1.5 - 1.3 Kb a 360 - 300 °C
 - 6 - cristalização das elbaite-ídicoatites róseas e homogéneas
 - diminuição da acidez; dissipação do efeito complexante do flúor; empobrecimento em potássio
 - transição da monovariância EUC. + 3 QZ => PET

Fig. 10 – Localização dos estados paragenéticos e diferentes tipos de aplito-pegmatitos e pegmatitos da CCI, no sistema dos aluminossilicatos de Li anidros.

SISTEMA LASH

Intervêm os minerais: petalite (PET), espodumena (ESP), eucryptite (EUC), lepidolite (LEP), ambligonite-montebrasite (AMB), quartzo (QZ), albita (AB) e moscovite (MO). Os “sills” têm como paragéneses marcadoras da evolução as que se inscrevem neste sistema. Os respectivos reequilíbrios são os mais tardios.

A transformação isoquímica PET. => ESP. + 2QZ, patente em todos os “sills” petalíticos deve ser a primeira reorganização em *subsolidus* das paragéneses líticas. Ela expressa-se claramente em termos texturais e nas proporções modais dos produtos, QZ e ESP e deve ter ocorrido às condições de referência, P=2.7Kb - T=490°C (LEAL GOMES e LOPES NUNES, 1990; LEAL GOMES 1994). Pode resultar de condições P,T favoráveis a uma regressão paragenética tardi-D3, dado que a petalite cristalizou a temperaturas anômalas (acima da blastese cordierítica - > 640°C - relacionada com a intrusão e consolidação de granitóides) mas o conteúdo modal de espodumena e quartzo aumenta ao longo de corredores de cisalhamento tardi-D3 (LEAL GOMES e LOPES NUNES, 1990). Isto sugere que o incremento da pressão potencia o colapso e decaimento da petalite primária de alta temperatura já em desequilíbrio - ver diagrama da figura 10 atrás.

As transformações posteriores são aloquímicas mas não afectam a petalite.

Existem três formas tardias e eventualmente encadeadas de reorganização em “subsolidus” das paragéneses litíferas:

- A - *metassomatismo precoce sodio-lítico* - substituição generalizada de megaFK(s) precoces (filões cruzados), por associações finamente granulares de AB+ESP. Por vezes ocorrem pseudomorfoses após FK (“sills”).
- B - *metassomatismo tardio sódico* - substituição de alguns núcleos de espodumena, isolados, por associações finamente granulares de EUC+AB. A substituição pode ser acompanhada de albitização dos FK(s) coexistentes.
- C - *metassomatismo potássico (greisenização)* - as substituições mais frequentes são as seguintes:

<i>Minerais essenciais</i>	<i>Paragéneses líticas</i>
Ab I, Ab II => MICA ± QZ	ESP=>LEP ± QZ±cockeite
FK=>MICA + QZ	AMB=>LEP.
MICA I=>MICA II + QZ	

106

As transformações A e B, correspondentes a *metassomatismo alcalino*, podem decompor-se em tendências sucessivas eventualmente encadeadas:

Tendência	Massa afectada	Desequilíbrio	Produtos
(A) ₁ reactivação “sill”	FK, filões cruzados	aumento, Na±Li	AB±ESP±QZ
(A) ₂ (subsaturação quartzosa)	núcleo de megaFK(s)	aumento, Na/Li	AB±ESP
(B) ₁ (Subsaturação quartzosa)	núcleo de megaESP(s)	2ESP+Na/Li	⇌ EUC+AB
(B) ₂ (sobresaturação quartzosa)	núcleo de megaESP(s)	EUC+2QZ+Na/Li	⇌ AB

O metassomatismo alcalino varia de essencialmente sódio-lítico e precoce (afectando associações potássicas dos "sills" e filões cruzados) até predominantemente céσιο-lítico, afectando corpos e paragéneseis mais tardias com abundantes minerais de Li (filões de paroxismo evolutivo com paragéneseis LCT - com mineralização de Li, Cs e Ta - controladas por estruturas dúcteis frágeis tardi-D3).

As transformações C, correspondentes ao *metassomatismo ácido* (*greisenização*), têm como reacção chave,



Contudo nas pseudomorfozes após espodumena surge unicamente lepidolite ou quando muito lepidolite±coockeite, provavelmente pelo facto de uma parte da sílica libertada poder ser incorporada em micas com relações Si/Al mais elevadas. Não é introduzido Li no sistema. Observa-se sim uma redistribuição do Li primário. A petalite permanece em equilíbrio neste processo e a sua substituição para filossilicatos de Li passa necessariamente por um estado intermédio de decaimento para espodumena, esta sim, efectivamente substituída pela clorite, mica e argila.

BIBLIOGRAFIA

- BARTON, M.D. (1986) – Phase equilibria and thermodynamic properties of minerals in the system BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, with petrologic applications. *American Mineral.*, 71, pp. 277-300.
- BRISBIN, P. (1986) – Mechanics of pegmatite intrusion. *American Mineral.*, v.71, pp. 644-651.
- BRUN, J.P. (1981) – Instabilités gravitaires et deformation de la croute continentale. *These, Université de Rennes I, France.*
- BRUN, J.P. (1983) – L'origine des dômes gneissiques: modèles et tests. *Bull. Soc. Géol. France* (7), t. XXV, n°2, pp. 219-228.
- BURNOL, L. (1978) – Different types of leucogranites and classification of the types of mineralization associated with acid magmatism in the north-western part of the french massif central. *Metallization Associated with Acid Magmatism*, vol. 3, pp. 179-190.
- CAMERON, E.N.; JAHNS, R.H.; MCNAIR, A.; PAGE, L.R. (1949) – Internal Structure of granitic pegmatites. *Econ. Geol. Monogr.* 2, 115p..
- CERNY, P. (1982) – Anatomy and classification of granitic pegmatites. *MACshort Course Handbook* 8, pp. 1-39.
- FRANZ, G.; MORTEANI, G. (1981) – The System BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: Hydrothermal investigation of the stability of beryl and euclase in the range from 1 to 6 Kb and 400 to 800°C. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 140, pp.273-299.
- FRANZ, G.; MORTEANI, G. (1984) – The formation of chrysoberyl in metamorphosed pegmatites *J.Petrol.* 25, pp.27-52.
- GINZBOURG, A.; TIMOFEYEV, I.; FELDMAN, L. (1979) – Principles of Geology of the Granitic Pegmatites. *Nedra, Moscow (tradução inglesa).*
- GOUANVIC, Y.; GAGNY, C. (1987) – Contribution à l'étude des litages pegmatiques: l'exemple de la pegmatite de Covide (Nord - Portugal). *Geologische Rundschau*, 76/1, pp. 125-135.
- JAHNS, R.H.; BURNHAM, C.W. (1969) – Experimental studies of pegmatite genesis: a model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Econ. Geol.*, 64, pp. 843-864.

- JULIVERT, M.; FONTBOÉ, J.M.; RIBEIRO, A.; CONDE, L.A. (1974) – Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E.: 1:1.000.000 y memoria explicativa. *Publ. IGME*, pp. 1-113.
- KUSMENKO, M.V. (ed) (1976) – Rare-element granitic pegmatite fields (geochemical specialization and distribution). *Nauka, Moscow*, 332 p. (em russo) (trad. Can.).
- LEAL GOMES, C. (1984) – Ocorrência de andaluzite em pegmatitos da região de Arreigada (Paços de Ferreira - Porto). *Memórias e Notícias. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, 98, pp. 175-194.
- LEAL GOMES, C. (1994) – Estudo estrutural e paragenético de um sistema pegmatóide granítico. - O campo aplito-pegmatítico de Arga - Minho (Portugal). *Tese de Doutoramento: Universidade do Minho - Braga*; 695p
- LEAL GOMES, C. (1995a) – Anatomia e classificação de pegmatitos cerâmicos intragraníticos do Norte de Portugal. *Memórias nº4, Publ. Museu Lab. Min. Geol., Univ. Porto*, pp. 725-729.
- LEAL GOMES, C. (1995b) – Relações de complexação/ mineralização a partir de magmas pegmatóides no sistema granítico residual de Arga-Minho - N de Portugal. *Memórias nº4, Publ. Museu Lab. Min. Geol., Univ. Porto*, pp. 731-734
- LEAL GOMES, C. (1997) – Evolução em *subsolidus* de paragêneses pegmatíticas - Sistema granítico residual da Serra de Arga (Minho-N de Portugal). *Actas da X Semana de Geoquímica - IV Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, pp. 195-198
- LEAL GOMES, C.; LETERRIER, J. (1995) – Tipologia composicional e evolução geoquímica em sistemas pegmatóides graníticos. Tendências primárias do sistema de Arga-Minho - N de Portugal. *Memórias nº4, Publ. Museu Lab. Min. Geol., Univ. Porto*, pp. 735-740
- LEAL GOMES, C.; NEVES, L. J. P. F.; LOPES NUNES, J. E.; GODINHO, M. M. (1997b) – Caracterização das amazonites pegmatíticas de granitos pós-tectónicos do Norte de Portugal. I - Modo de ocorrência, estado estrutural e geoquímica. “Comunicações” - Pires, C.C.; Gomes, M.E.P.; Coke, C. (Eds.) - *PICG 376 - xiv reunião de geologia do Oeste Peninsular*, pp. 91-96.
- LEAL GOMES, C.; NUNES J.L. (1990) – As paragêneses correspondentes à mineralização litínifera do campo aplito-pegmatítico de Arga-Minho (Norte de Portugal). *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, 109, pp. 131-166.
- LEAL GOMES, C.; TRABULO, L.C.; NUNES, J. L. (1997a) – Caracterização geoquímica da fase feldspática do grupo pegmatítico de S^a de Assunção - Aguiar da Beira - Portugal. Implicações petrogenéticas. “Comunicações” - Pires, C.C.; Gomes, M.E.P.; Coke, C. (Eds.) - *PICG 376 - xiv reunião de geologia do Oeste Peninsular*, pp. 97-102.
- LONDON, D. (1984) – Experimental phase equilibria in the system Li Al SiO₄-SiO₂-H₂O: a petrogenetic grid for the lithium - rich pegmatites. *Amer. Mineral.*, 69, pp.995-1004.
- LOTZE, F. (1945) – Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, pp. 78-92
- 108 MANNING, D.A.C. (1981) – The effect of fluorine on liquidus phase relations in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1Kb. *Contr. Mineral. Petrol.*, 76, pp. 206-215.
- NABELEK, P.I. (1986) – Trace-element modeling of the petrogenesis of granophyres and aplites in the Notch Peak granitic stock, Utah. *Amer. Mineral.*, 71, pp. 460-471.
- PEREIRA, M. F. C.; GOMES, C. L.; AIRES-BARROS (1998) – Análise estrutural e modo de instalação do pegmatito granítico de Pereira de Selão - Vidago (N de Portugal). *Comunicações I G M, T 84, Fasc. 1*, pp. B-43, B-46.
- PHILLIPS, W.J. (1972) – Hydraulic fracturing and mineralization. *Q.J.G.S., London*, 128, pp. 33-359.

- PHILLIPS, W.J. (1974) – The dynamic emplacement of cone-sheets. *Tectonophysics*, 24, pp. 69-84.
- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M.T.; FERREIRA, M.P.; ROCHA, R.B.; SOARES, A.F.; ZBYSZEWSKY, G.; ALMEIDA, F.M.; CARVALHO, D.; MONTEIRO J.H. (1979) – Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serv. Geol. Portugal, Lisboa*, 114 p.
- TRABULO, L.C.; LEAL GOMES, C.; LOPES NUNES, J. (1995) – Enquadramento geológico estrutura e paragénesis do grupo pegmatítico de Senhora de Assunção - Aguiar da Beira - centro de Portugal. *Memórias n°4, Publ. Mus. Lab. Min. Geol., Univ. Porto*, pp. 837-841.
- TUTTLE, O.F.; BOWEN, N.L. (1958) – Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . *Mem. Geol. Soc. America*, No 74.