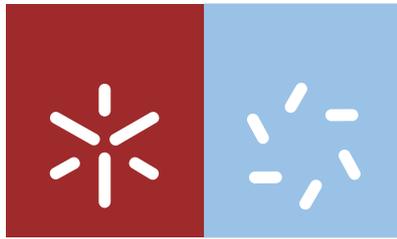


**Universidade do Minho**  
Escola de Ciências

Diana Maria Azevedo da Silva Guimarães

**Cinémática da mobilidade pegmatítica em  
enxames epi a mesocorticais – Modelos  
conceptuais aplicados à prospecção**



**Universidade do Minho**  
Escola de Ciências

Diana Maria Azevedo da Silva Guimarães

**Cinemática da mobilidade pegmatítica em  
enxames epi a mesocorticais – Modelos  
conceptuais aplicados à prospecção**

Dissertação de Mestrado  
Mestrado em Ordenamento e Valorização de Recursos Geológicos

Trabalho realizado sob a orientação do  
**Professor Doutor Carlos Leal Gomes**

Janeiro de 2012

É AUTORIZADA A REPRODUÇÃO INTEGRAL DESTA DISSERTAÇÃO APENAS PARA EFEITOS DE INVESTIGAÇÃO, MEDIANTE DECLARAÇÃO ESCRITA DO INTERESSADO, QUE A TAL SE COMPROMETE;

Universidade do Minho, \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_\_\_

Assinatura: \_\_\_\_\_





## AGRADECIMENTOS

A realização deste projecto só se tornou possível com o contributo de algumas pessoas e instituições, a quem quero deixar os meus sinceros e profundos agradecimentos.

Ao Professor Carlos Leal Gomes agradeço a sugestão do tema e a sua orientação no desenvolvimento do mesmo. Manifesto ainda a minha admiração pelo contributo científico que tem dado ao longo dos anos.

Ao departamento de Ciências da Terra da Universidade do Minho e ao seu corpo técnico deixo o meu agradecimento pelo contributo na minha formação académica.

À Patrícia Dias e à Raquel Alves agradeço a disponibilidade e bibliografia cedida.

A todos os meus amigos, em especial ao André Costa, à Joana Oliveira, ao Ricardo Fernandes, ao Rui Guimarães e à Sandra Moura, devo um agradecimento pelo incentivo e constante disponibilidade que sempre manifestaram.

Ao Tiago Mendes, que muitas vezes ficou privado da minha atenção, agradeço por toda a paciência, carinho e apoio demonstrados durante a conclusão desta dissertação.

Por fim, um especial agradecimento aos meus pais, que sempre me apoiaram e incentivaram ao longo da minha formação académica e ao longo de toda a minha vida. Obrigada por tudo!



## RESUMO

Neste estudo procura-se contribuir para o conhecimento da cinemática de implantação de grupos de pegmatitos epi-graníticos, com vista ao estabelecimento de modelos conceptuais que possam ser utilizados em apoio à prospecção geológica de minerais cerâmicos.

As áreas pegmatíticas seleccionadas para estudo, o Campo Pegmatítico de Ponte da Barca - Terras de Bouro, o Campo Pegmatítico do Alto Vouga, em especial os grupos Pegmatíticos de Senhora da Assunção e da Queiriga, e o Campo Pegmatítico do Alto dos Teares - Taião, foram escolhidas pela diversidade de formas de pegmatitos e também pela multiplicidade dos seus modos de implantação. Todos estes pegmatitos se filiam em granitos cuja estruturação e evolução se relacionam com a evolução da Zona Centro-Ibérica da Cadeia Varisca. Muitos deles foram objecto de mineração dedicada à produção de quartzo e feldspato. Por isso, aqui era possível analisar de forma detalhada a cinemática de implantação e as dimensões, estruturas internas, dispositivos meso – escalares, morfologias, mosfoscopias e morfometrias que expressam aquela cinemática.

Verificou-se que os corpos mais produtivos do ponto de vista da exploração de minerais cerâmicos, se encontram associados a corredores de mistura (*mixing/mingling*) e a zonas de cisalhamento em porções cupulares de granitos essencialmente biotíticos, porfiróides ou não, tardi a pós-tectónicos relativamente à 3ª fase de deformação Varisca (D<sub>3</sub>).

A instalação destes corpos ajusta-se, principalmente, ao modelo de intrusão do tipo *ballooning*, onde os contrastes de densidade e viscosidade entre o magma granítico e os compósitos pegmatíticos constituem os principais factores determinantes deste processo. Durante a ascensão pegmatítica surgem outras influências, como a delaminação e colapso epi-granítico e a assimilação de rochas encaixantes, que incrementam o potencial concentrador de alguns minerais com interesse económico.

No Campo Pegmatítico de Ponte da Barca - Terras de Bouro foi estudado, essencialmente, um conjunto de bolsadas situadas ao longo de um corredor de *mingling* exposto na mina de Pedra da Moura II em Vila Chã. Estes pegmatitos estão alojados na interface entre dois tipos de granitos, e a forma das suas bolsadas corresponde aos primeiros estádios da cinemática de implantação definida por Leal Gomes & Lopes Nunes (2003). Destes corpos, os que se situam a cotas mais elevadas, apresentam formas em gota invertida com assimetrias e extravasamentos que se relacionam com a sua localização apical e mais periférica no seio do plutonito granítico parental.

O Campo Pegmatítico do Alto Vouga também apresenta uma grande diversidade de dispositivos geométricos tanto nos granitos confinantes como nos pegmatitos. Alguns destes correspondem aos estádios mais evoluídos da cinemática de implantação. As bolsadas do Grupo de Senhora da Assunção, integrado neste Campo, podem considerar-se muito evoluídas do ponto de vista morfológico e composicional, pois encontram-se acopladas em haltere, com abundantes gigacristais de berilo, helicíticamente deslocados. Supõe-se aqui a existência de um corpo oculto em profundidade, do tipo *stock-sheider* que representa a propagação descendente do colapso gravítico e “open-filling”. Esta ideia é reforçada por indícios variados como sejam a repetição de corpos em ogiva com possança crescente em profundidade e a existência de estruturas de colapso progressivo descendente até estádios posteriores à consolidação.

Os corpos do tipo *sill* do Grupo da Queiriga representam uma outra situação funcional, onde o magma pegmatítico, muito rico em voláteis (baixa viscosidade), escapa horizontal e centrifugamente através das rochas encaixantes (série pelítica) e se instala em sectores proximais ou distais, relativamente ao granito parental. Isto provoca o incremento do potencial concentrador de alguns minerais raros, por fraccionação, como é o caso da petalite.

No caso do Campo Pegmatítico Alto dos Teares-Taião, a implantação pegmatítica ter-se-á dado a uma taxa de cristalização do hospedeiro mais elevada, facto este sugerido pela existência de geometrias de desprendimento ascensional em pirâmide. Por este motivo, neste campo predominam os pegmatitos tabulares peri e exo-graníticos, sendo as bolsadas irregulares menos frequentes e de muito menor dimensão.



## ABSTRACT

The main goal of this study is to contribute do the knowledge of the kinematics of emplacement of epi-granitic pegmatites trying to establish conceptual models which may be used in the geological exploration of ceramic minerals.

The studied areas - the Ponte da Barca - Terras de Bouro pegmatite field, the Alto Vouga pegmatite field, especially the Senhora da Assunção and Queiriga pegmatites groups, and the Alto dos Teares - Taião pegmatite field – were selected for the diversity of pegmatitic forms and ways of emplacement that can be observed in each case.

The northern region of Portugal, particularly the one corresponding to the Central Iberian Zone, is characterized by the existence of numerous explorations of ceramic materials in granitic pegmatites. Here it was possible to analyze in detail the kinematic emplacement of inner and perigranitic pegmatite bodies, as well as the structures and devices that represent it, in order to predict the most favorable locals to the appearance of pegmatite with potential industrial interest.

Thus, it is verified that the most productive bodies from the point of view of exploration for ceramic mineral deposits, are associated to mixture corridors (mixing/mingling) and to shear zones in cupolar portions of a granite that is essentially biotitic, porphyroid or not, tardi to post-tectonic in relation to D3 Variscan folding phase.

The installation of these pegmatites adjusts, mainly, to the ballooning intrusion model, where the density and viscosity contrasts between the granitic magma and the pegmatites composites are the main determinants of this process. During the pegmatite rise other influences appear, such as epi-granitic delamination and collapse and host-rocks assimilation, which increase the concentrating potential for minerals with economic interest.

In the Ponte da Barca-Terras de Bouro pegmatite field was studied, essentially, a set of pockets or bulbous masses located along a mingling corridor in the Pedra da Moura II claim, in Vila Chã. This is emplaced at the interface between two types of granites, and the pockets shape corresponds to the first stages of pegmatitic emplacement cinematic defined by Leal Gomes & Lopes Nunes (2003). These bodies, especially, those situated at the higher levels, present an asymmetry and carryover, related to its most peripheral and apical location within the parental plutonite.

The Alto Vouga pegmatite field also shows a wide variety of pegmatite geometric devices, some of them corresponding to the most advanced stages of the emplacement kinematic of pegmatitic masses. The Senhora da Assunção pegmatite group, integrated in this pegmatite field, represent strongly evolved bodies, morphologically and compositionally, with a dumbbell coupled configuration, with abundant giant beryl crystals helically displaced, and where it is assumed, in this work, the existence of a hidden body in the depth of the stocksneider type, which represent the development in depth of the pegmatite group. This is reinforced by several signs, such as, the repetition of arched dykes and sills with widths increasing in depth and the existence of descendent collapse structures progressively established till the pegmatite consolidation.

The sill type bodies of the Queiriga group represent another functional situation where the pegmatite magma, volatiles-rich (low viscosity), escapes horizontally and centrifugally through the host rocks (pelitic series) and emplace itself in proximal to distal sectors in relation to the parental granite. This causes the increase of concentration potential, through fractionation, of some rare minerals, such as petalite.

In the case of Alto dos Teares-Taião pegmatite field, the pegmatitic emplacement would happened at an higher crystallization rate of the host, and this fact is confirmed by the existence of upward detachment geometries in pyramid. For this reason, in this field prevail the peri and exo-granite tabular pegmatite, and the irregular pockets are less frequent and smaller.



# Índice

Índice .....	xi
Índice de tabelas.....	xx
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Mecanismos de implantação e evolução de granitóides – pegmatitos relacionados .....	7
1.2. Enquadramento geográfico e geomorfológico dos pegmatitos chave estudados .....	24
1.3. Enquadramento Geológico .....	27
2. ANÁLISE GEOMÉTRICA DE APARELHOS PEGMATÍTICOS E DISPOSITIVOS MAGMÁTICOS RELACIONADOS.....	41
2.1. Primeiras etapas de implantação (ascensão) .....	43
2.1.1. Dispositivos de partida ascensional .....	44
2.1.2. Bolha” pegmatítica ou pegmatito esférico.....	48
2.1.3. Geometria em ampulheta .....	50
2.1.4. Geometria em gota invertida ( <i>turnip</i> ) .....	51
2.2. Últimas etapas de implantação (geometrias em haltere) .....	52
3. ANÁLISE ESTRUTURAL DOS GRUPOS PEGMATÍTICOS .....	55
3.1. Campo pegmatítico de Ponte da Barca-Terras de Bouro .....	56
3.2. Campo pegmatítico do Alto Vouga.....	60
3.2.1. Grupo Pegmatítico da Senhora da Assunção .....	61
3.2.2. Grupo Aplito-pegmatítico da Queiriga .....	67
3.3. Campo Pegmatítico do Alto dos Teares-Taião.....	69
4. CONCLUSÃO.....	77
4.1. Implicações para a gestão mineira de pegmatitos .....	86

4.1.1.	Sugestão de domínios graníticos a prospectar .....	87
4.1.2.	Sugestão da continuidade de corredores produtivos .....	87
4.1.3.	Sugestão de massas ocultas .....	87
4.1.4.	Sugestão de expansão de corpos irregulares.....	91
5.	BIBLIOGRAFIA .....	93

## Índice de figuras

<b>Figura 1</b> – Mapa da distribuição de pegmatitos com potencialidade cerâmica e granitos relacionados, com localização das áreas estudadas. ....	4
<b>Figura 2</b> – Morfologia dos pegmatitos em função da profundidade e dos campos de pressões locais de acordo com Brisbin (1986), modificado por Tánago (1995). Pressão litostática – $\sigma_v$ ; pressão confinante – $\sigma_H$ ; componente horizontal: na direcção e sentido da força $\sigma_{H_{max}}$ e perpendicular à direcção e sentido da força $\sigma_{H_{min}}$ ; resistência à tensão devido à anisotropia: paralela aos planos de anisotropia $\sigma_H$ e perpendicular aos planos de anisotropia $\sigma_v$ .....	8
<b>Figura 3</b> – Adaptação dos modelos de implantação filoniana de Phillips (1972, 1974) e de Brisbin (1986) à tipologia morfológica dos aplito-pegmatitos exo-graníticos da CCI. 9	
<b>Figura 4</b> – Modelo petrológico que sustenta um incremento do potencial gerador de pegmatitos por efeito da transferência de constituintes em corredores de “mingling” da região de Ponte da Barca. I – discriminação petrográfica e composicional (óxidos e elementos tipomórficos) das fácies de “mixing/mingling”; II – quadro das transferências e trocas catiónicas sediadas nas interfaces entre os diferentes termos litológicos.....	11
<b>Figura 5</b> – 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 bióticos de grão médio – $\gamma^m$ ; de grão grosseiro m – $\gamma^g$ ; porfiróides – $\gamma^p$ ; granitóides e rochas básicas – $\Delta$ ; pegmatitos – $\pi$ .....	12
<b>Figura 6</b> – Morfoscopia dos pegmatitos para casos de <i>ballooning</i> policíclico em volumes magmáticos rarefeitos na cúpula de granitos Variscos, essencialmente bióticos tardi-tectónicos relativamente a $D_3$ . ....	14
<b>Figura 7</b> – Geometria de distribuição de densidades para o modelo. ....	18

---

<b>Figura 8</b> – Processos que podem levar à ocorrência de delaminação, na interface crusta/manto.....	19
<b>Figura 9</b> – Evolução tectono-magmática do “Batólito” das Beiras durante a orogenia varisca. À esquerda, mostram-se trajectórias P-T representativas transformações nos níveis profundos da crusta, nos diferentes estádios. A curva <i>solidus</i> marca o início da fusão parcial de pelitos em condições hidratadas..	21
<b>Figura 10</b> – Enquadramento geográfico das áreas em estudo e locais representativos. ....	24
<b>Figura 11</b> – Representação cartográfica dos granitos da região de Aguiar da Beira e Penalva do Castelo, com trajectórias das fluidalidades magmáticas, marcadas por fenocristais e encraves e por bandas de feldspatos plumosos com estrutura em pente – estão representados os granitos genética e espacialmente relacionados com pegmatitos. Localização de corpos pegmatóides que foram alvo de trabalhos mineiros .....	25
<b>Figura 12</b> – Zonas paleogeográficas e tectónicas do Maciço Hespérico (extraído da carta Tectónica da Península Ibérica). A ponteados estão assinaladas as coberturas sedimentares adjacentes ao Maciço Hespérico.....	28
<b>Figura 13</b> – Distribuição dos campos pegmatíticos no sector Português da Província Pegmatítica Hercínica.....	30
<b>Figura 14</b> – Distribuição dos granitóides variscos sin-D <sub>3</sub> e tardi-pós-D <sub>3</sub> no Centro e Norte de Portugal. ....	33
<b>Figura 15</b> – Enquadramento geológico da área em estudo do campo pegmatítico de Ponte da Barca-Terras de Bouro. Excerto da folha 1 da Carta Geológica de Portugal Continental à escala 1/200 000.....	35
<b>Figura 16</b> – Enquadramento geológico da área de estudo do grupo pegmatítico da Senhora da Assunção e do grupo aplito-pegmatítico da Queiriga. Excerto da folha 14-D de Aguiar da Beira da carta geológica de Portugal escala 1:50 000. ....	36

---

<b>Figura 17</b> – Enquadramento geológico da área em estudo do campo pegmatítico do Alto dos Teares-Taião. Excerto da folha 1 da Carta Geológica de Portugal Continental à escala 1/200 000.....	39
<b>Figura 18</b> – Evolução morfológica observada num único conjunto de bolsadas pegmatíticas intra-graníticas atribuíveis a um único sistema granítico residual. A - imagens e respectiva análise geométrica; B - cinemática de implantação.....	42
<b>Figura 19</b> – Padrões de desprendimento ascensional. A – padrão hemisférico. B - padrão piramidal. ....	44
<b>Figura 20</b> – Protuberâncias hemisféricas ascendentes a partir de pegmatito de base diferenciado num granito porfiróide essencialmente biotítico, tardi-tectónico (grupo pegmatítico Senhora de Assunção, Sátão).....	45
<b>Figura 21</b> – Localização das protuberâncias hemisféricas no corpo sul do grupo pegmatítico de Senhora da Assunção. ....	46
<b>Figura 22</b> – Dispositivo de desprendimento ascensional. Imagem obtida em Bendada, Castelo Branco.....	46
<b>Figura 23</b> – Protuberâncias piramidais ascendentes no seio de um granito porfiróide essencialmente biotítico, pós-tectónico – granito de Monção (campo pegmatítico Alto dos Teares-Taião, Valença).....	48
<b>Figura 24</b> – Esfera pegmatítica e delimitação das respectivas faixas de zonamento. Imagem obtida em Sátão, Viseu.....	49
<b>Figura 25</b> – Bolsada pegmatítica zonada com geometria em ampulheta – frente de desmonte da mina Pedra da Moura II, Ponte da Barca, obtida em 1999.....	50
<b>Figura 26</b> – Geometrias em gota invertida. A – Carvalheira, Terras de Bouro. B – Bendada, Castelo Branco.....	51
<b>Figura 27</b> – Cinemática de estruturação do grupo pegmatítico de senhora da Assunção – interpretação cinemática para a aquisição da morfologia actual.....	53
<b>Figura 28</b> – Delaminação apical nas cúpulas.....	55

- 
- Figura 29** – Ilustração de transições em desequilíbrio entre granito e pegmatito mesoescalar. Imagens obtidas em corredor de mingling, em Castelo de Aboim, Ponte da Barca.  $\gamma\pi g$  – Granito porfiróide de grão grosseiro, biotítico.  $\alpha\pi_1$  – Aplito-pegmatito segregacional;  $\alpha\pi_2$  – reaccional;  $\pi_1$  – Pegmatito injectado previamente;  $\pi_2$  – Pegmatito diferenciado *in situ*. ..... 56
- Figura 30** – Distribuição das fácies litológicas e localização das bolsadas pegmatíticas ao longo de um corredor de *mingling* na mina da Pedra da Moura II – Ponte da Barca. .... 57
- Figura 31** – Estrutura e anatomia do grupo pegmatítico da Pedra da Moura (intra-granítico), situado ao longo de um corredor de mistura magmática *mixing-mingling* – simplificação em bloco 3D..... 58
- Figura 32** – Generalização esquemática do alinhamento e geometria das bolsadas pegmatíticas no corredor de *mingling* na mina da Pedra da Moura II.  $\gamma\pi g$  – granito porfiróide de grão grosseiro biotítico.  $\gamma'g$  – granito não porfiróide de grão médio a grosseiro essencialmente biotítico..... 59
- Figura 33** – Generalização em perfil da estrutura sem indicação da superfície topográfica actual e anatomia do campo pegmatítico do Alto Vouga.  $\gamma\pi m$  – granito porfiróide de grão médio.  $\gamma\Delta$  – granodiorito porfiróide.  $\pi$  – pegmatito. A – Grupo da Queiriga; B – coluna de diferenciação da cúpula do maciço de Aguiar da Beira; C – Grupo de Senhora da Assunção. .... 60
- Figura 34** – Estrutura da coluna granítica apical de Lamas, obtida por integração de dispositivos dispersos..... 61
- Figura 35** – Estrutura e anatomia do grupo pegmatítico da Senhora da Assunção ao longo de um corredor de *mingling*..... 62
- Figura 36** – Estrutura e anatomia do grupo pegmatítico de Senhora de Assunção, figurada num bloco de diagrama, correspondente à última etapa da expansão lateral. .... 63
- Figura 37** – Imagem de *line-rock* obtida a muro do Corpo Sul do grupo pegmatítico da Senhora da Assunção..... 64

<b>Figura 38</b> – Modelos ascensionais complementares de rupturas helicoidais em dilatação pura vertical. ....	64
<b>Figura 39</b> – Disjunção dilatacional da cúpula por efeito de propagação de colapso.....	65
<b>Figura 40</b> – Exemplo do cristal de berilo gigante no corpo sul da mina da Senhora da Assunção.....	65
<b>Figura 41</b> – Cartografia de dispersão dos gigaberilos na corta de exploração do corpo sul do grupo pegmatítico de Senhora da Assunção, nas frentes de desmonte de 1995 – '95, 1997 – '97, 1999 – '99 e 2001 – '01.....	66
<b>Figura 42</b> – Corta Sul no grupo pegmatítico de S. <sup>a</sup> de Assunção, Sátão – <i>sinkhole</i> de colapso gravítico por esvaziamento – com brecha de clastos horizontalmente alongados (essencialmente quartzosos) e matriz de caulinite + haloizite + mica e relíquias de columbite-tantalite + zircão (após caulinização dos feldspatos).....	67
<b>Figura 43</b> – Estrutura e anatomia do grupo aplito-pegmatítico da Queiriga-simplificação das relações de contacto.....	68
<b>Figura 44</b> – Perfil de generalização geométrica relativo ao conceito de propagação horizontal de diferenciados a partir de volumes de expansão lateral diapírica através de enxames de aplito-pegmatitos <i>sill</i> .....	69
<b>Figura 45</b> – Bloco de diagrama da superfície da área do Alto dos Teares-Taião, baseado em imagens Google Earth, com inscrição aproximada dos afloramentos de granitóides pós-tectónicos e rochas encaixantes.....	70
<b>Figura 46</b> – Mancha granítica de Taião (granito de Monção - $\gamma\pi$ ). A – interpretação da forma do plutonito e localização dos corpos pegmatíticos filiados. B – escalonamento vertical do ajuste de modelos conceptuais de implantação de pegmatitos.....	71
<b>Figura 47</b> – Estrutura e anatomia do campo pegmatítico do Alto dos Teares-Taião, situado ao longo de corredores de cisalhamento.....	72
<b>Figura 48</b> – Perfil simulado dos plutões graníticos pós-D <sub>3</sub> e respectivos afloramentos, pertencentes ao campo pegmatítico do Alto dos Teares-Taião e sua propagação, previsível aos maciços de Monção e do Gerês.....	73
.....	74

- 
- Figura 49** – Porção produtiva em pegmatitos no maciço de Taião (P<sub>1</sub>). P<sub>1</sub>A – estrutura e anatomia dos corpos exo-graníticos com morfologia dilatacional típica; P<sub>1</sub>B – estrutura e anatomia dos corpos peri e intra-graníticos e sua localização e morfoscopia no contexto da estrutura das colunas graníticas em que se inserem..... 74
- Figura 50** – Ilustração fotográfica de uma faixa produtiva em pegmatitos. Imagem obtida em Taião, Valença. .... 75
- Figura 51** – Pegmatitos miarolíticos com amazonite. A – acolhimento pegmatítico em estruturas de pull-a-part (plano horizontal); B – pegmatito tabular sub-horizontal (plano vertical); MA – microclina amazonítica (da zona intermédia); Qz – quartzo (nuclear). Imagem obtida em Taião, Valença..... 76
- Figura 52** – Ilustração de condições diferenciadas de extravasamento de corpos pegmatíticos, função da localização na cúpula plutónica – situação geral gerada em condições de baixa viscosidade..... 78
- Figura 53** – Direcção e sentido do extravasamento, E, nos pegmatitos da Pedra da Moura II (Ponte da Barca), numa generalização esquemática em perfil S-N.  $\gamma\pi g$  – granito porfiróide de grão grosseiro, biotítico;  $\gamma'g$  – granito de grão médio a grosseiro, essencialmente biotítico..... 79
- Figura 54** – Cinemática de colocação dos corpos pegmatíticos no campo do Alto Vouga. A – primeiras etapas de ascensão. B – corpos acoplados em haltere com protuberâncias hemisféricas ascensionais (2 – *ballooning* de 2ª ordem). C – *stock-sheider* endo-granítico..... 80
- Figura 55** – Generalização das morfologias que representam estádios definidos da evolução da forma numa ascensão do tipo *ballooning*. .... 80
- Figura 56** – Distribuição da morfometria e morfoscopia dos pegmatitos numa coluna granítica padrão.  $\mu$  – Viscosidade cinemática;  $\rho$  – densidade;  $\gamma m \pi$  – granito de grão médio porfiróide;  $\gamma \pi g m$  – granito porfiróide de grão grosseiro a médio;  $\gamma g m \pi$  – granito de grão grosseiro a médio ocasionalmente porfiróide;  $\gamma g m$  - granito de grão grosseiro a médio..... 83
- Figura 57** – Simplificação da correspondência morfoscópica e morfométrica entre sucessivas plantas e o perfil EW do Pegmatito de Senhora da Paz em Ponte da Barca

---

(correspondentes a diferentes estádios de avanço de um desmonte de quartzo industrial) (segundo comunicação pessoal de C. Leal Gomes e verificação no decurso da lavra activa da mina até 1985 e, no decurso da subsequente mineração destinada à produção de agregados)..... 88

**Figura 58** – Simplificação esquemática em perfil da morfometria e morfoscopia do grupo pegmatítico de Senhora de Assunção na sequência da monitorização dos trabalhos mineiros dedicados a quartzo e feldspato (segundo comunicação pessoal de C. Leal Gomes e análise estrutural no decurso deste trabalho) – sugestão da existência de uma massa oculta com base em critérios morfológicos, morfoscópicos, morfométricos e estruturais. .... 89

**Figura 59** – Bandas pegmatíticas no talude principal do corpo sul da mina de Senhora de Assunção. Junto aos *dumpers* nota-se uma chaminé com propagação de estruturas de colapso em profundidade..... 90

**Figura 60** – Hipóteses de localização e confirmação da massa oculta de Senhora de Assunção..... 90

**Figura 61** – Modelo de orientação dos gigacristais de berilo no grupo pegmatítico de Senhora da Assunção, utilizada como índice estrutural interno aplicado à previsão do andamento e continuidade do pegmatito Sul..... 91

---

## Índice de tabelas

<b>Tabela 1</b> – Dispositivos geométricos, estádios que lhe correspondem na figura 18, anterior, e alguns locais onde foram identificados. ....	43
<b>Tabela 2</b> – Características paragenéticas dos grupos pegmatíticos estudados. Sublinham-se os minerais acessórios. D – fase de deformação e campo de tensões Varisco que controla a instalação; LCT – especialização em Li, Cs, Ta; NYF – especialização em Nb, Y, F.....	85
<b>Tabela 3</b> – Exemplos de elementos descritivos e procedimentos de análise com utilidade prospectiva na localização de massas pegmatíticas intra-graníticas e epi-graníticas com apetência para a produção de minerais industriais.....	86

## 1. INTRODUÇÃO

A presente dissertação procura efectuar uma reavaliação de vários modelos conceptuais que foram sendo propostos para explicar a colocação de conjuntos pegmatíticos, especialmente no caso dos cortejos de corpos irregulares e tabulares situados em porções peri-graníticas a intra-graníticas. Existe assim uma importante componente de síntese sobre pesquisa bibliográfica de incidência conceptual. Sobretudo no caso dos corpos intra-graníticos, ditos bolsadas, estão mal conhecidos os aspectos essenciais que podem indicar tendências da aquisição de forma e estrutura interna.

A este respeito constitui-se a porção mais analítica da dissertação, sendo invocadas interpretações cinemáticas para dispositivos graníticos formulados a partir de interfaces primordiais líquido-líquido. É feita uma selecção e descrição de dispositivos meso a megascópicos de estruturação granítica e pegmatítica, os quais podem indiciar tendências principais da aquisição da forma, volume e organização por parte de conjuntos pegmatíticos intra-graníticos.

Esta via tem sido pouco explorada no sentido de encontrar sucessões de forma, volume e estrutura que tenham coerência intrínseca ao nível da organização das cúpulas graníticas parentais e possam, por isso, ser confrontadas e comprovadas em situações reais e situações de aplicação e previsão organizacional. A eficácia e eficiência da aplicação em programas de prospecção geológica de pegmatitos cerâmicos constitui uma boa aferição da justeza dos modelos, mas a reprodutibilidade e persistência de algumas morfologias (dispositivos), num grande número de situações independentes, são encarados já como bons indícios dessa justeza.

A reavaliação dos modelos conceptuais prévios incide sobre informação estabelecida a diferentes escalas e níveis de organização:

a) Métodos – Utiliza-se o processo descritivo de Marre (1982) e as formas de interpretação aí sustentadas; recorre-se, por analogia, a alguns processos dedutivos expressos em Gagny (1978) e Gouanvic & Gagny (1983; 1987). A unidade descritiva relevante é o dispositivo (conceito de Marre, aplicado em Leal Gomes, 1994); surgem aqui as noções de morfometria e morfoscopia em contexto descritivo, de tal modo

que: a morfometria de um pegmatito é entendida como a relação entre a morfologia e a dimensão envolvente referível a três eixos ortogonais; por outro lado, a morfoscopia será a relação entre a morfologia geral e as mais pequenas irregularidades da forma ou de superfície na interface de contacto que podem ser convertidas e analisadas como dispositivos na acepção de Marre.

b) Modelos – usam-se os modelos de Brisbin para intrusões em contexto peri-granítico e ambientes sujeitos a baixas pressões confinantes; os modelos de Brun e Pons (1981) e Brun (1981; 1983) permitem perceber a evolução de instalações de granitóides e sistemas residuais por *ballooning*; os modelos de Phillips (1972; 1974) e Roberts (1970) ajudam a compreender a sequenciação de formas e atitudes de corpos pegmatíticos no decurso das instalações de conjuntos pegmatíticos e granitóides atípicos situados nas proximidades dos locais de diferenciação.

c) Objectos – são objectos próprios deste estudo, alguns conjuntos pegmatíticos variscos situados em locais diversificados do ponto de vista geológico e estrutural, no contexto da Província Varisca expressa no N de Portugal; todos estes casos já foram objecto de estudos prévios, os quais, agora, se procuram integrar com o objectivo de alcançar um modelo abrangente de instalação e sequenciação de formas e dimensões que, sendo credível e sustentável, possa ter eficácia predictiva quando se equaciona a prospecção de minerais industriais de apetência cerâmica.

Deste modo, a dissertação possui características conceptuais muito marcadas que se justificam atendendo a um percurso prévio de investigação dedicada ao inventário de dispositivos indicadores de forma e dimensão dos corpos intra-graníticos. Existe, pois, uma componente muito influente de síntese bibliográfica e avaliação de modelos cinemáticos já discutidos em várias abordagens anteriores (Brisbin, 1986; Brun, 1981, 1983; Brun & Pons, 1981; Leal Gomes, 1994; Leal Gomes & Lopes Nunes, 2003; Phillips, 1972, 1974; Roberts, 1970).

Uma constatação frequentemente referida na literatura nota que a localização, o estudo da petrogénese, e especialmente, a prospecção de jazigos e o cálculo de reservas de minerais industriais em bolsadas pegmatíticas intra-graníticas debatem-se com imprecisões de índole variada (Silva, 2002) sobretudo devido às irregularidades de forma e estrutura.

Frequentemente estas bolsadas, apresentam uma elevada potencialidade para a produção de quartzo e feldspato pela concentração e granulometria muito grosseira que os seus cristais podem apresentar. Contudo, a sua prospecção debate-se com altos níveis de incerteza pela inexistência de contrastes físicos e químicos consistentes relativamente às rochas hospedeiras, o que dificulta, sobretudo, a prospecção geofísica e geoquímica. A prospecção geológica, em especial a análise estrutural, quer dos pegmatitos quer das rochas encaixantes na sua vizinhança imediata, parecem ser o caminho mais sustentável para a identificação de novos jazigos ocultos a baixas profundidades.

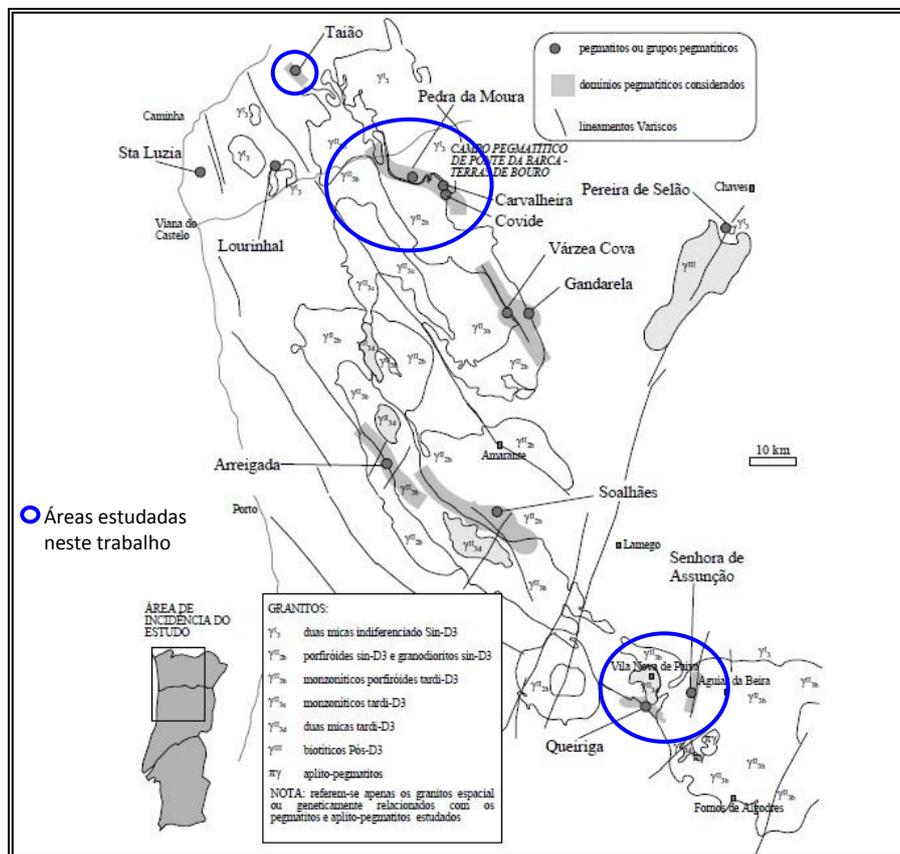
Surge assim, o conteúdo central deste estudo, o qual visa perceber a distribuição, geometria, volume, cronologia relativa e cinemática de implantação dos aparelhos pegmatíticos e dos dispositivos magmáticos relacionados, invocando a interpretação cinemática até à concepção de modelos de implantação e evolução que sejam utilizáveis na prospecção de jazigos de minerais cerâmicos.

De um modo geral, a distribuição regional de pegmatitos, obedece à zonografia paleogeográfica e tectónica do NW Ibérico, fortemente condicionada pela orogenia Varisca. Define-se, assim, a Província Pegmatítica Hercínica (Leal Gomes, 1994). A maioria dos pegmatitos assume a disposição cartográfica de uma Cintura que em grande parte obedece aos lineamentos da estruturação de pegmatóides da Zona Centro-Ibérica da Cadeia Varisca (ZCI). Na sua maioria os corpos pegmatíticos intra-graníticos são do tipo NYF (Nb, Y, F) e LCT (Li, Cs, Ta) (híbridos), com geometrias peculiares, não tabulares nem lenticulares, mas sim irregulares ou em bolsada, situando-se em porções apicais das cúpulas plutónicas batolíticas e dos *stocks* graníticos.

Analisando a disposição cartográfica de um grande número de quartzo e feldspato no N de Portugal, em corpos pegmatíticos intra-graníticos, é possível dizer que há uma ligação genética entre estes corpos e granitos essencialmente biotíticos, porfiróides ou não, tardi-tectónicos ou pós-tectónicos relativamente à 3ª fase de deformação Varisca (D<sub>3</sub>) (Silva, 2002).

Procurando abranger no estudo analítico uma maior diversidade e a variabilidade dos aspectos acima citados, foram seleccionadas três áreas de estudo principais (figura 1):

- Campo Pegmatítico de Ponte da Barca-Terras de Bouro;
- Campo do Alto Vouga (Viseu)
  - Grupo Pegmatítico de Senhora da Assunção;
  - Grupo Aplito-pegmatítico da Queiriga;
- Campo Pegmatítico de Alto dos Teares-Taião (Valença).



**Figura 1** – Mapa da distribuição de pegmatitos com potencialidade cerâmica e granitos relacionados, com localização das áreas estudadas (adaptado de Moura *et al.*, 2010).

As especificidades estruturais e paragenéticas dos diferentes grupos pegmatíticos assinaladas na figura 1 são fortemente determinadas pela especialização geoquímica, fraccionação residual e características físicas do magma gerador dos granitos hospedeiros e parentais (Leal Gomes, 1995a).

As lineações fluidais e fluidalidades planares, consideradas no sentido de Marre (1982), que estão marcadas pelos megafeldspatos potássicos nos granitos contíguos aos pegmatitos manifestam uma tendência sub-paralela aos contactos. Por sua vez, fluidalidades e contactos são sub-paralelos à atitude de alguns cisalhamentos em superfícies com contrastes de viscosidade e superfícies dúcteis-frágeis, sugerindo que a implantação dos plutonitos graníticos ainda ocorre sob o efeito do campo de tensões atribuível a episódios de  $D_3$ . Estas lineações e superfícies estabelecidas a baixa viscosidade podem ter continuidade suficiente para serem indicadores de propagação de conjuntos pegmatíticos e de compartimentos graníticos com eles relacionados.

Segundo Weinberg & Podladchikov (1994), a geometria das bolsas individualizadas está relacionada com diversos aspectos, como por exemplo, o tipo de granito parental, a cronologia de implantação mas também com o nível topográfico de colocação no seio de canais de mistura magmática (corredores de *mingling*) - expressos como enxames de encraves granulares que estão localizados nas porções amplificadas das cúpulas graníticas (Leal Gomes, 2010). Nestes corredores, equivalentes a sistemas de alimentação policíclica de magmas (condicionados por  $D_3$ ) a mistura recorrente de magmas básicos com diferenciados graníticos residuais, incrementa o potencial de geração de pegmatitos através da transferência e adição de constituintes voláteis e mineralizadores no sentido dos compósitos magma/fluido mais evoluídos (Leal Gomes, 2010). Ao longo destes corredores a gênese dos corpos pegmatíticos mais volumosos (expandidos) ocorre principalmente na cúpula dos batólitos em coerência com o que seria de esperar de uma amplificação diapírica (Weinberg & Podladchikov, 1994).

Nos contactos granito/pegmatito intra-granítico, os contrastes funcionais para a ascensão primordial de compósitos magmáticos, potencialmente pegmatíticos, dizem respeito à viscosidade, densidade e conteúdo volátil (Leal Gomes, 2010). Considerando os volumes das bolsas e a invariância escalar dos processos, o modelo *ballooning*, tendente para a evolução de formas diapíricas, é defensável nestes casos (Leal Gomes & Lopes Nunes, 2003), não se colocando o problema do espaço de acolhimento.

As interfaces magmáticas, granito-pegmatito, têm um comportamento reológico do tipo líquido/líquido o que vem a reflectir-se, após consolidação, numa transição gradual entre o granito e o pegmatito.

Como assinatura da digestão de rochas encaixantes (em especial as metacarbonatadas), o magma residual contaminado pode originar o aparecimento localizado de concentrações de minerais, que em condições normais seriam acessórios escassos – siderofilite, chamosite, fosfatos, sulfuretos de Mo, Cu, Pb e Bi, volframite e scheelite, carbonatos de Mn e Zn (tipicamente) (Leal Gomes, 2005). Estes minerais podem ocorrer nas unidades mais tardias da fraccionação interna dos pegmatitos e em estruturas miméticas ou fantasmas testemunhando, eventualmente, a morfologia original dos blocos encaixantes digeridos.

A maior diferenciação e evolução paragenética é interna (pode gerar zonalidade). A maior diversidade estrutural e paragenética verifica-se quando o compósito magmático de partida é fortemente miscigenado com magmas ou material encaixante de composição contrastante (Leal Gomes, 2006).

Sendo assim, procura-se encarar os dispositivos indicadores da ascensão dos diferenciados proto-pegmatíticos, como indícios também de amplificações das câmaras pegmatíticas no sentido da aquisição de volumes e formas compatíveis com o eventual aproveitamento económico. Indirectamente, defende-se a sua utilidade funcional para a definição de níveis de implantação das bolsadas pegmatíticas nas cúpulas graníticas.

Trata-se, portanto, de um estudo de análise estrutural detalhada no qual se considera que as bolsadas circunscritas representam compósitos magma/fluido/cristais enclausurados e limitados por interfaces líquido/líquido capazes de evoluir morfologicamente e sofrer fraccionação interna potencialmente geradora de zonalidade (Guimarães e Leal Gomes, 2010).

Serão discutidos, aqui, alguns exemplos de dispositivos e as propostas da sua interpretação cinemática, compatibilizando-a com a forma e estrutura interna dos pegmatitos com que se relacionam.

## 1.1. Mecanismos de implantação e evolução de granitóides – pegmatitos relacionados

A posição, forma, orientação, e até certo ponto o tamanho dos corpos pegmatíticos são controlados por uma complexa interacção entre as pressões de fluidos pegmatíticos, estado reológico das rochas hospedeiras, stresses litostáticos e dirigidos, anisotropias de resistência e ductilidade, e direcções dilatacionais.

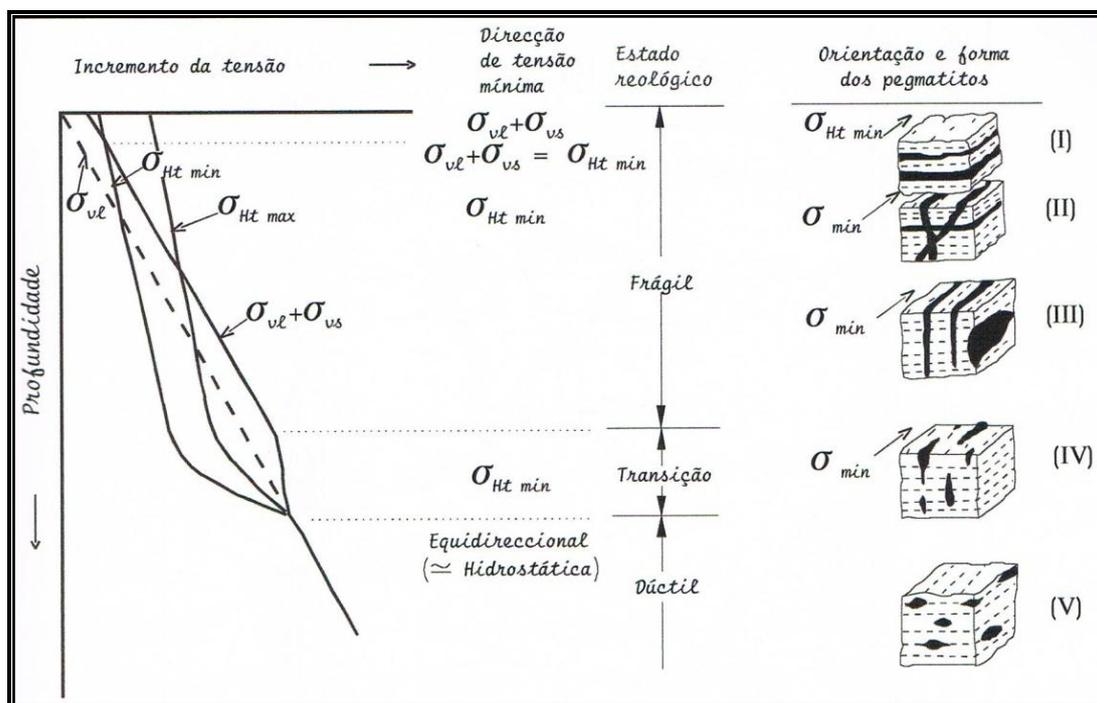
A instalação, quer de plutonitos granitóides quer de corpos pegmatíticos de forma irregular filiados, ajusta-se aos modelos de Brun (1981;1983) e Brun e Pons (1981), e aos modelos de *ballooning* em zonas de cisalhamento, invocando contrastes de densidade e viscosidade entre o magma pegmatítico, menos denso e viscoso, e o magma granítico com uma taxa mais elevada de cristalização e por isso mais denso e viscoso.

No caso do N de Portugal, o escape e propagação dos compósitos magmáticos/residuais através das rochas parentais pode originar uma sucessão de intrusões de pegmatitos com atitudes diferenciadas, em resposta à interferência entre compressão regional D<sub>3</sub> Varisca, e campos de tensões locais motivados pela implantação dos granitos (Leal Gomes & Lopes Nunes, 2003).

Todos os conjuntos pegmatíticos aqui abordados apresentam formas pegmatíticas irregulares referidas como bolsadas intra-graníticas e relacionam-se com corredores de *mixing-mingling* marcados, cartograficamente, como enxames de encraves. Alguns dos pegmatitos relacionam-se com diferenciações tabulares horizontais (peri ou exo-graníticos). O grupo aplito-pegmatítico da Queiriga corresponde parcialmente a um enxame *sill* exo-granítico, embora também tenha origem numa faixa de *mixing/mingling* epi-granítica.

Nos locais de intrusão aqui estudados, o estado reológico e, sobretudo, os seus contrastes, relacionam-se com a composição das rochas, os fluxos de calor, a pressão litostática e a pressão penetrativa a partir de espaços porosos. Todos estes parâmetros são sensíveis à profundidade (Brisbin, 1986).

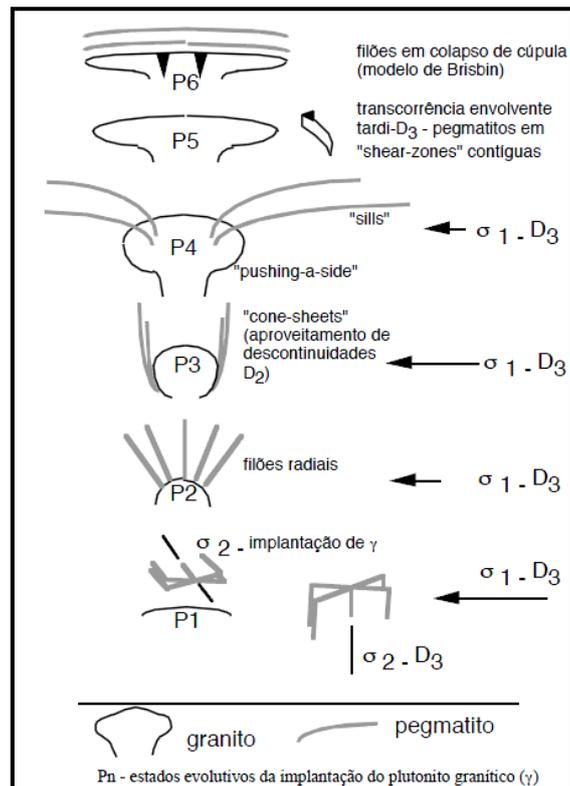
Ainda segundo Brisbin (1986), na crosta superior, onde as condições frágeis prevalecem, as condições de stress litostático e direccionado, combinam com anisotropias de força – tais como fracturas, clivagem, xistosidade, ou *bedding* – para produzir várias direcções preferenciais de resistência mínima à intrusão. Os pegmatitos que enfrentam essas condições são tabulares e têm uma orientação preferencial, normal relativamente a essas direcções (situação I da figura 2). Em níveis mais baixos da crosta, a pressão hidrostática em regime dúctil promove a intrusão dos pegmatitos de forma irregular (situação IV da figura 2).



Tipos	Instalação e Extravasamento	Direcção	Morfologia
I	Horizontal	Todas	Tabular
II	Qualquer	Normal à tensão mínima	Tabular
III	Vertical	Normal à tensão mínima	Tabular alongada a lenticular
IV	Vertical	Normal à tensão mínima	Tabular curta a lenticular
V	Horizontal	Todas	Ovoidal a esferoidal

**Figura 2** – Morfologia dos pegmatitos em função da profundidade e dos campos de pressões locais de acordo com Brisbin (1986), modificado por Tánago (1995). Pressão litostática –  $\sigma_{vl}$ ; pressão confinante –  $\sigma_{Ht}$ ; componente horizontal: na direcção e sentido da força  $\sigma_{Htmax}$  e perpendicular à direcção e sentido da força  $\sigma_{Htmin}$ ; resistência à tensão devido à anisotropia: paralela aos planos de anisotropia  $\sigma_{Hs}$  e perpendicular aos planos de anisotropia  $\sigma_{vs}$  (Silva, 2002).

Além dos modelos já descritos, é ainda possível ajustar a instalação dos corpos do tipo *sill* do grupo da Queiriga e de corpos tabulares exo-graníticos dos restantes campos e grupos pegmatíticos, às etapas P4 e P6, respectivamente, do modelo de Leal Gomes & Lopes Nunes (2003), adaptado dos modelos de Phillips (1972, 1974) e de Brisbin (1986) (figura 3).



**Figura 3** – Adaptação dos modelos de implantação filoniana de Phillips (1972, 1974) e de Brisbin (1986) à tipologia morfológica dos aplito-pegmatitos exo-graníticos da CCI (Leal Gomes & Lopes Nunes, 2003).

Os enxames exo-graníticos, instalados na etapa P6 da figura 3, estão relacionados com colapso de cúpula que por sua vez, está dependente da relaxação interna de cúpula em *stocks* de granitos tardios e pós-tectónicos, implantados já em *uplifting*.

Como foi já referido, a viscosidade dos compósitos tem grande influência na mobilização dos diferenciados pegmatíticos através dos plutões. Quanto menor a viscosidade maior a mobilidade do magma. Componentes como o B, F, Li, P e H<sub>2</sub>O, presentes normalmente em magmas residuais, fazem baixar a viscosidade do magma pegmatítico (London, 2005).

De seguida, são descritos alguns dos processos relacionados com a implantação e evolução de diferenciados graníticos para que, posteriormente, se possam compreender melhor os aspectos que levam à colocação dos corpos pegmatíticos.

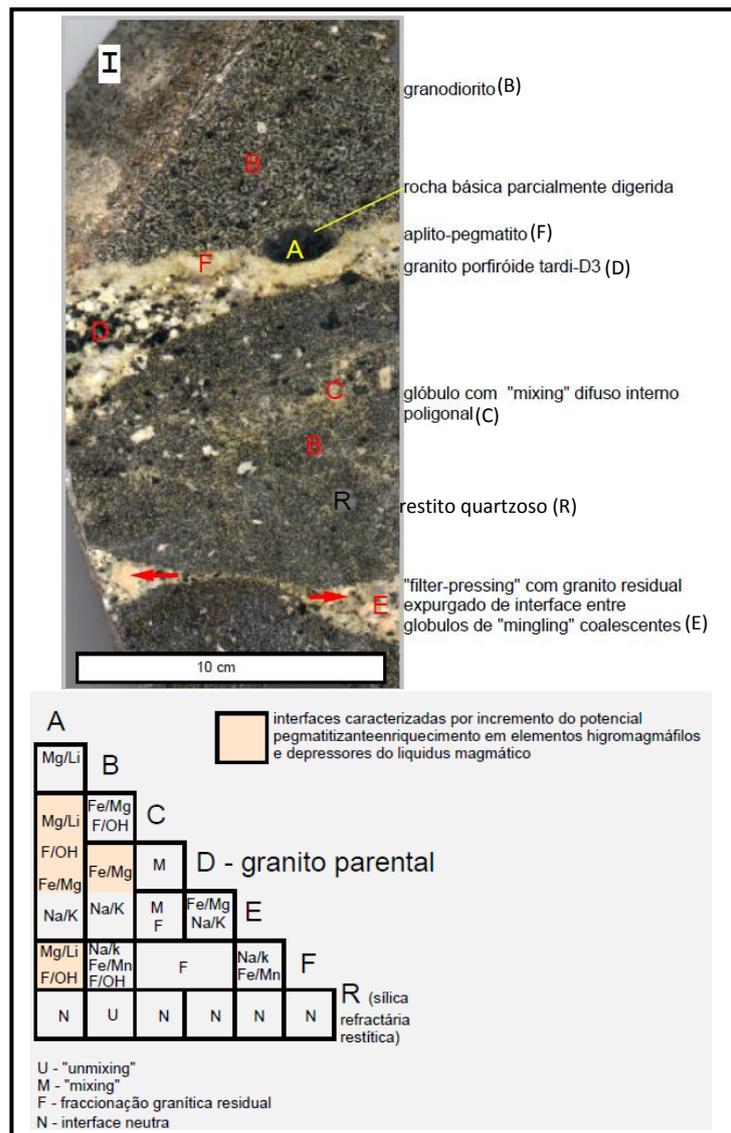
### **1.1.1. Mistura magmática – corredores de *mixing-mingling* (corredores estruturais de mistura)**

Admitindo o modelo de evolução da ZCI discutido em Ferreira *et al.* (1987), os granitos sin-tectónicos estariam relacionados com magmas de fusão crustal, favorecida, parcialmente, pelo calor remanescente emanado de diferenciados básicos em ascensão. Os magmas básicos, por sua vez e em sequência, poderiam ter-se hibridizado em percentagens variáveis com os fundentes neoformados, diferenciando-se de seguida. Nestas circunstâncias são possíveis fenómenos de *mingling*, uma vez que este processo e a hibridização total – *mixing*, constituem extremos de um espectro contínuo de possibilidades de interação entre magmas de composições diferentes (Silva, 2002). Assim, de acordo com Sparks & Marshall (1986), a completa hibridização só ocorre quando os dois magmas se comportam como um líquido antes do equilíbrio térmico; noutras condições a hibridização é incompleta e os magmas exibem claras heterogeneidades – bandado composicional e gradacional, inclusões máficas, encraves homoeógenos granulares e xenólitos de proveniência incerta.

Segundo Zorpi *et al.* (1989), os mecanismos de *mixing/mingling* podem ser responsáveis pela transposição potencial dos constituintes higromagmáfilos sequestrados no magma básico no sentido do magma mais ácido e seus líquidos residuais. Trata-se, portanto, de mecanismos promotores de enriquecimento em voláteis e potencialmente geradores de pegmatóides. Estes autores notaram que as evidências de *mingling/mixing* são, por vezes, muito ténues. Citam o caso de aglomerações de anfíbola, restíticas relativamente à digestão de encraves, que só são visíveis ao microscópio, e consideram-nas os vestígios mais subtis da existência de mistura de magma, com incremento de voláteis, por transferência na fácies mais félsica.

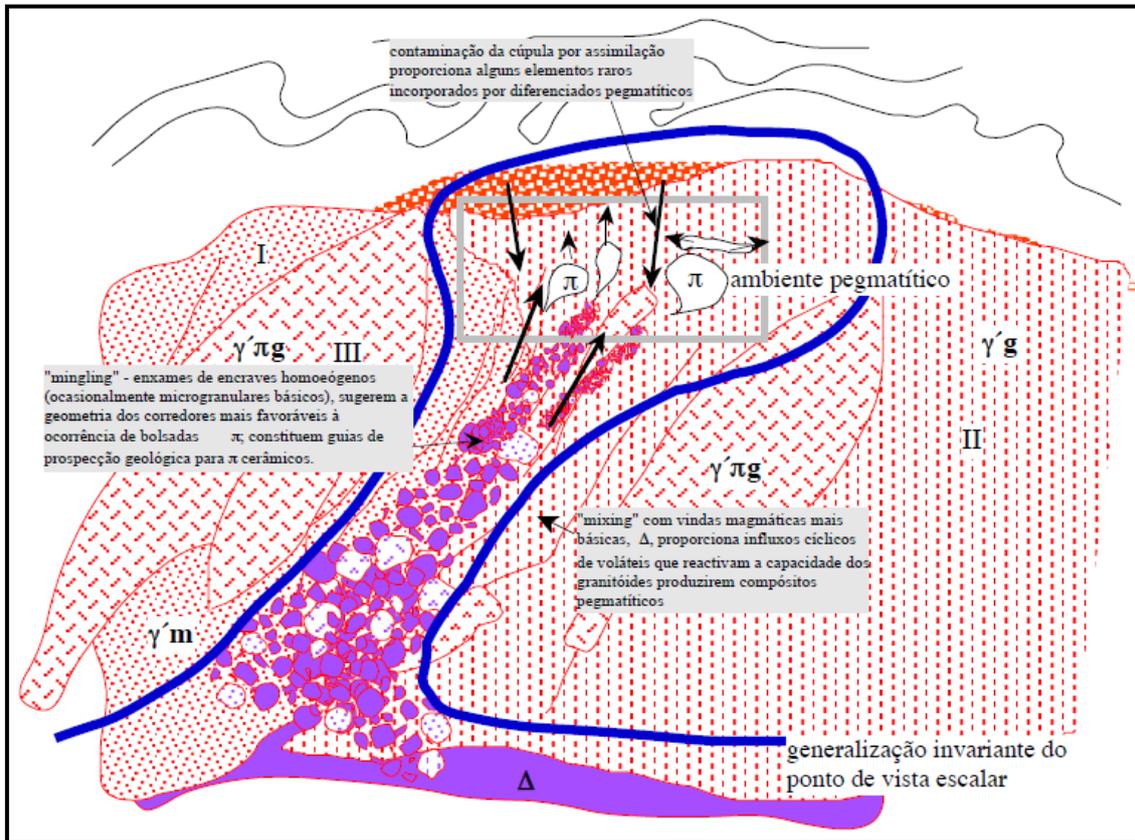
Em termos petrológicos e geoquímicos as transferências favoráveis são indicadas por fenómenos como aqueles que se ilustram na figura 4, análogos dos que

são descritos por Weinberg e Searle (1998) e Weinberg (1999) quando se referem à migração pervasiva de magmas discernível em mesoescala (Leal Gomes, 2010).



Segundo Leal Gomes & Lopes Nunes, 2003, as bolsas de pegmatitos zonados intra-graníticos estão espacialmente relacionadas com os corredores de *mingling*, expressos como enxames de encaves granulares localizados nas porções amplificadas das cúpulas graníticas hospedeiras. Em vindas magmáticas sucessivas, os magmas mais

básicos (gabróicos a dioríticos) podem ceder os seus conteúdos de elementos depressores de *liquidus* – higromagmáfilos, voláteis – aos magmas mais félsicos (graníticos a leuco-graníticos), incrementando o seu potencial gerador de pegmatitos (figura 5).



**Figura 5** – 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 bióticos de grão médio –  $\gamma'm$ ; de grão grosseiro m –  $\gamma'g$ ; porfiríodes –  $\gamma'\pi g$ ; granitoides e rochas básicas –  $\Delta$ ; pegmatitos –  $\pi$ . Extraído de Leal Gomes & Lopes Nunes, 2003.

A reconstituição geométrica e interpretações dos corredores de *mingling* sugere uma cinemática de movimentação, mistura e colocação, essencialmente dependente de fluxo a baixa viscosidade, abaixo do estado de líquido Newtoniano (Leal Gomes, 2006).

A cartografia de fluidalidades magmáticas pode mostrar trajectos de ligação entre bolsadas e ao mesmo tempo revelar corredores de percolação preferencial condicionados pela topografia das cúpulas graníticas (Leal Gomes, 2010). A

estratigrafia primitiva das cúpulas graníticas pode estar preservada diferenciando-se os seguintes horizontes no sentido de uma maior profundidade (Trabulo *et al.*, 1995):

*A. faixa periférica com estruturas bandadas com feldspatos plumosos e diferenciações pegmatíticas difusas cuja atitude acompanha a topografia do contacto apical; onde predominam os encraves sobremicáceos;*

*B. zona com encraves abundantes e dissipação das estruturas pegmatíticas difusas; além dos xenólitos sobremicáceos observam-se encraves arredondados granulares finos meso a melanocratas (homoeógenos);*

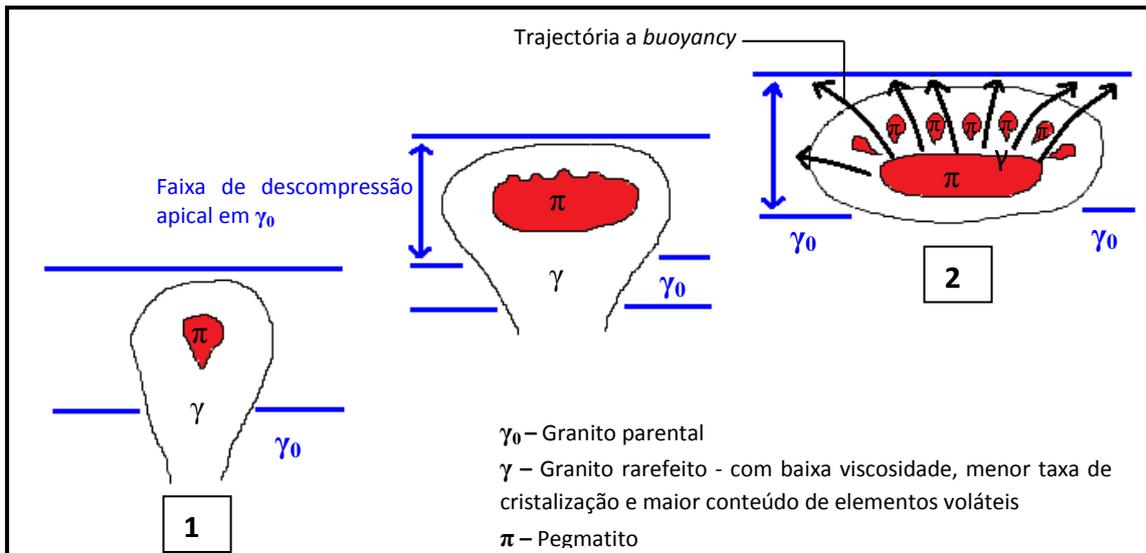
*C. domínio interno com escassez de encraves mesmo dos que são granulares, que aumentam de quantidade no sentido de corredores de maior concentração (corredores de “mingling”), onde assumem aspecto mais elipsoidal e melanocrata.*

A espessura dos horizontes é variável desde alguns metros a muitas dezenas de metros.

### **1.1.2. *Ballooning***

É de supor, neste caso, um ajustamento dos modelos de *ballooning* granítico a situações próprias de coexistência entre magmas graníticos e pegmatíticos entre si relacionados por interfaces líquido/líquido.

Os diapiros não-penetrantes, ao interromperem a sua ascensão por haverem esgotado a capacidade térmica de induzir o aumento da fluidez dos meios encaixantes, porém, ainda retendo parte da fluibilidade térmica e mecânica das porções inferiores dos plutonitos (em relação às porções superiores mais frias), impulsariam material ainda fluido das porções inferiores, para cima, num processo de auto-intrusão (situação 1 da figura 6). Esta ascensão persistente e policíclica de material quente para o núcleo dos diapiros, associada à incapacidade de deslocamento vertical dos plutonitos, produziria um *stress* de fluibilidade que induziria uma expansão radial resultando no processo conhecido por *ballooning* (situação 2 da figura 6). Ora, muitos aspectos morfoscópicos observados em frentes de desmonte de bolsadas pegmatíticas, mostram geometrias compatíveis com os passos essenciais que seriam de esperar na evolução apical de diapiros formulados nestas condições.



**Figura 6** – Morfoscopia dos pegmatitos para casos de *ballooning* policíclico em volumes magmáticos rarefeitos na cúpula de granitos Variscos, essencialmente biotíticos tardi-tectónicos relativamente a  $D_3$ .

Diapirismo e o *ballooning* representam estágios diferentes de uma mesma sequência de eventos. O diapirismo seria um processo de ascensão, enquanto o *ballooning* seria mais um processo de alojamento, pois dar-se-ia após a paragem de deslocamento vertical do plutonito (Sampaio, 2005).

No que diz respeito a este fenómeno, Ramsay (1981), que estudou o plutonito Chindamora na África, representativo dos plutonitos que sofreram o fenómeno de *ballooning*, comparou o crescimento deste plutonito com a expansão de uma esfera. Esta expansão e a consequente deformação das rochas encaixantes ocorreriam devido à pressão hidrostática do magma, sendo a quantidade de deformação em qualquer parte da esfera proporcional ao aumento da esfera. Este processo de alojamento seria caracterizado como um processo gravitacional. Ocorreria quando a bolha magmática atingisse uma altura limite na crosta. A perda de calor e o *stress* de flutuabilidade (*buoyancy*) causado pela auto-intrusão de material quente em direcção ao núcleo induziria a expansão lateral do plutonito.

Ramsay (1981), propôs ainda um modelo geométrico para o mecanismo de *ballooning* e sugeriu os seguintes critérios para identificação em campo de um plutonito alojado por *ballooning*: (1) o plutonito granítico teria forma circular ou elíptica em secção horizontal; (2) o plutonito apresentaria zonamento concêntrico de

fácies plutónicas, tendo a fácies central em geral composição mais ácida e mais tardia em relação às fácies marginais – no caso presente os diferenciados mais ácidos evoluíam para bolsadas pegmatíticas; (3) ocorrência de rupturas planares paralelas aos contactos e mais intensamente desenvolvidas nas zonas de bordadura do plutonito, onde se assemelha a uma foliação gnáissica; (4) presença de rupturas planares paralelas aos contactos com o plutonito nas rochas encaixantes; (5) crescimento sin cinemático de minerais metamórficos e fracturas de alojamento desenvolvidas durante a consolidação do magma e frequentemente preenchidas por filões pegmatíticos e/ou aplíticos. Ramsay (1981) ainda sugeriu, no seu modelo geométrico, uma forma de estimar o volume adquirido pelo plutonito através do mecanismo de *ballooning* a partir da medida do esforço gerado pelo plutonito usando xenólitos e encraves como marcadores desta deformação em condições finitas ou progressivas. Holder (1979), aplicando este modelo geométrico para o Plutonito Ardara na Irlanda, observou que, nas margens do plutonito, o encaixante estava fortemente deformado e no próprio plutonito havia uma xistosidade gnáissica planar que se tornava mais fraca até desaparecer por completo na porção central da intrusão.

Entretanto, outros autores (*e.g.*, Vernon *et al.*, 1988) notam que os encraves microdioríticos mais ou menos alongados, são frequentemente produzidos por interações (*mixing/mingling*) de diferentes tipos de magmas e teriam sido deformados ainda no estado magmático (ver a imagem da figura 5), seja durante a ascensão, seja durante o alojamento. Aliás, recomendam que estes objectos (xenólitos e encraves) apenas sejam utilizados como indicadores de deformação no estado sólido ou como marcadores de esforço tectónico após um cuidadoso exame micropetrográfico buscando evidências de deformação intracristalina e encurvamentos de clivagens e planos de macla ou individualização de subgrãos no quartzo.

Castro (1987) discorda da origem gravitacional e por pressão hidrostática para o *ballooning*. Defende uma origem exclusivamente tectónica. Os diapiros alcançariam o seu nível de posicionamento final, e a forma de funil discordante, na sequência da deformação regional, bastando um encurtamento horizontal localizado por actuação de uma zona de cisalhamento, o qual teria que ser suficientemente expandida para

alongar o reservatório magmático em forma de funil e absorver a expansão lateral das partes superiores do mesmo. Esta constatação, contudo, não se aplica no interior de corpos graníticos de grandes dimensões onde as principais interfaces e controlo da evolução de forma ocorrem a baixa viscosidade.

### **1.1.3. Degassing (Bubbling)**

O fenómeno de *degassing* em magmas silicatados expressa-se como uma libertação de bolhas de fases fluidas de composição e densidade variáveis: gasosas, aquosas e heterogéneas com variações amplas na sua concentração de componentes dissolvidos. À medida que o magma cristaliza, a fase gasosa emergente pode evoluir no sentido da formação de cavidades abertas (futuros miárolos) que vêm a ser parcialmente preenchidas com cristais de minerais tardios e hidrotermais.

A ocorrência de numerosos miárolos em rochas vulcânicas (basaltos, andesitos, riolitos) é explicada pela significativa descompressão dos respectivos magmas silicatados parentais. Os miárolos são geralmente preenchidos com fluidos magmáticos constituídos por H<sub>2</sub>O ou H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> com proporções variáveis de sais e componentes silicatados. Uma diminuição da temperatura e pressão em concentrações relativamente baixas de componentes dissolvidos nestes fluidos é, às vezes, acompanhada pela cristalização de sais e de pequenas quantidades de minerais silicatados. No decurso dos processos posteriores, os sais (halite, silvite e outros) são facilmente dissolvidos e removidos dos miárolos.

As rochas básicas e intermédias muito raramente possuem miárolos devido à baixa solubilidade dos componentes voláteis em magmas silicatados desta composição e também devido à sua baixa viscosidade, o que facilita a rápida remoção de bolhas de fluido. Magmas ácidos silicatados são mais viscosos do que os básicos e intermédios e têm temperaturas inferiores de *liquidus* e *solidus*. Estes magmas podem dissolver muita água e outros componentes voláteis e salinos, e isso é favorável à libertação e acumulação de fases fluidas de composição variada nas câmaras magmáticas durante o fenómeno de *degassing* de magmas graníticos (Peretyazhko, 2009). É por este motivo que os miárolos mineralizados ocorrem, frequentemente, em granitos e pegmatitos graníticos. Granitos miarolíticos são conhecidos na Austrália (Candela &

Blevin, 1995), Estados Unidos (Piccoli *et al.*, 1996), Finlândia (Haapala, 1997), China (Weizhou *et al.*, 2000), Japão (Ohtani *et al.*, 2001), e em Portugal, no Gerês, Monção, V. Pouca de Aguiar e Penedono. Os pegmatitos graníticos com cavidades mineralizadas são conhecidos em todo o mundo (Zagorsky *et al.*, 1999).

O volume dos miárolos pode variar desde alguns centímetros cúbicos até dezenas e mesmo centenas de metros cúbicos (Peretyazhko, 2009). Muitas cavidades miarolíticas ocorrem nos núcleos dos veios de quartzo e em pegmatitos (também quartzosos).

Ainda não existe consenso sobre as condições que levam à formação de cavidades miarolíticas mineralizadas em pegmatitos graníticos (Zagorsky *et al.*, 1999; London, 2008). Os autores Jahns & Burnham (1969), supõem que as cavidades miarolíticas podem ser formadas durante a acumulação de fases fluidas em câmaras pegmatíticas no decurso da cristalização de magmas enriquecidos em componentes voláteis.

A ebulição primária de magmas silicatados ocorre sob condições de P-T que são em grande parte controlados pela concentração de fluidos dissolvidos. A nucleação e o crescimento de bolhas de fluido podem começar quando a pressão total de componentes voláteis contidos no magma excede a pressão litostática.

A fase fluida é libertada em resposta, tanto à ascensão do magma para níveis superiores da crosta devido a uma diminuição na pressão externa (e, em menor grau, temperatura), como devido à abertura mecânica (descompressão) da câmara magmática. A descompressão é muito mais eficiente em termos de libertação dos componentes voláteis.

No decorrer da ebulição primária, a temperaturas acima do *liquidus*, o magma perde apenas parte do seu fluido. Uma outra parte é libertada após o início da cristalização durante a ebulição secundária, que, por sua vez, está relacionada com o aumento da fracção molar de componentes voláteis até níveis de saturação, em resposta à cristalização de minerais silicatados. Isto pode ocorrer em vários estádios da cristalização da maioria dos magmas silicatados hidratados. Se as bolhas de fluido livre não têm tempo suficiente para escapar da câmara magmática, convertem-se em

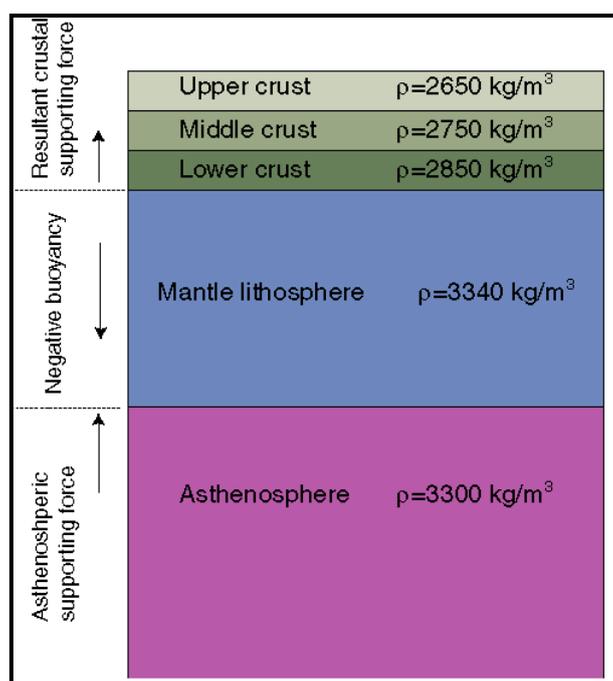
cavidades. Este fenómeno depende de vários factores: temperatura, pressão, viscosidade e densidade do magma, concentrações de componentes voláteis dissolvidos no magma, a sua taxa de cristalização, o regime de *degassing*, e o tamanho e conteúdo das bolhas de fluido de várias densidades (Peretyazhko, 2009).

#### 1.1.4. Delaminação

Em termos gerais, e de acordo com Bird (1979), a litosfera continental está em equilíbrio mecânico e gravítico instável.

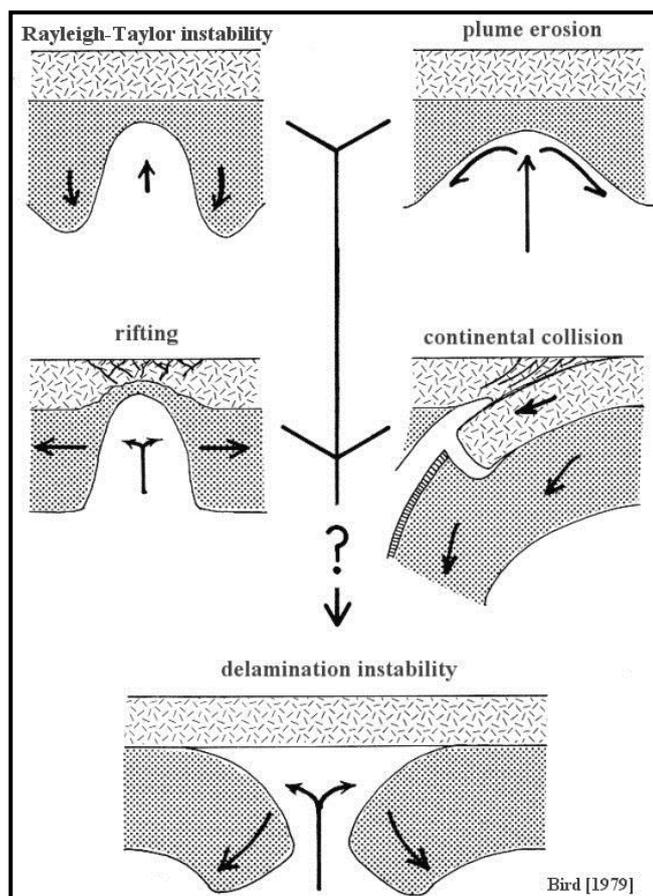
Neste contexto a delaminação desempenha um importante papel na descompressão ascensional dos magmas no sentido da compensação gravitária e também no sentido do preenchimento de volumes de acolhimento apicais relativamente às câmaras magmáticas.

De forma simplista e à escala das interfaces globais entre litosfera e astenosfera subjacente, atendendo a que a crosta é muito menos densa (Figura 7) (Gerbi, 2002), o equilíbrio gravítico e dinâmico desencadeado pela delaminação só acontece quando se verifica algum processo de ruptura do manto litosférico, permitindo à astenosfera estabelecer contacto com a crosta.



**Figura 7** – Geometria de distribuição de densidades para o modelo, extraído de Gerbi (2002).

Na figura 8, ilustram-se algumas causas da delaminação: instabilidade convectiva, rifting, erosão pela pluma mantélica ou colisão continental.



**Figura 8** – Processos que podem levar à ocorrência de delaminação, na interface crosta/manto (extraído de Bird,1979).

Em contexto colisional, os fenómenos de delaminação podem propagar-se ascensionalmente, até níveis de intrusão apical de granitóides, situados na interface com complexos metamórficos, em contextos orogénicos multifásicos.

Equilíbrios gravíticos e mecânicos do mesmo tipo podem expressar-se à escala das anfractuosidades das cúpulas graníticas, permitindo, quer por relaxação, quer por dilatação, geometrias ascensionais variadas, as quais incluem a instalação de diferenciados graníticos residuais, potencialmente pegmatíticos.

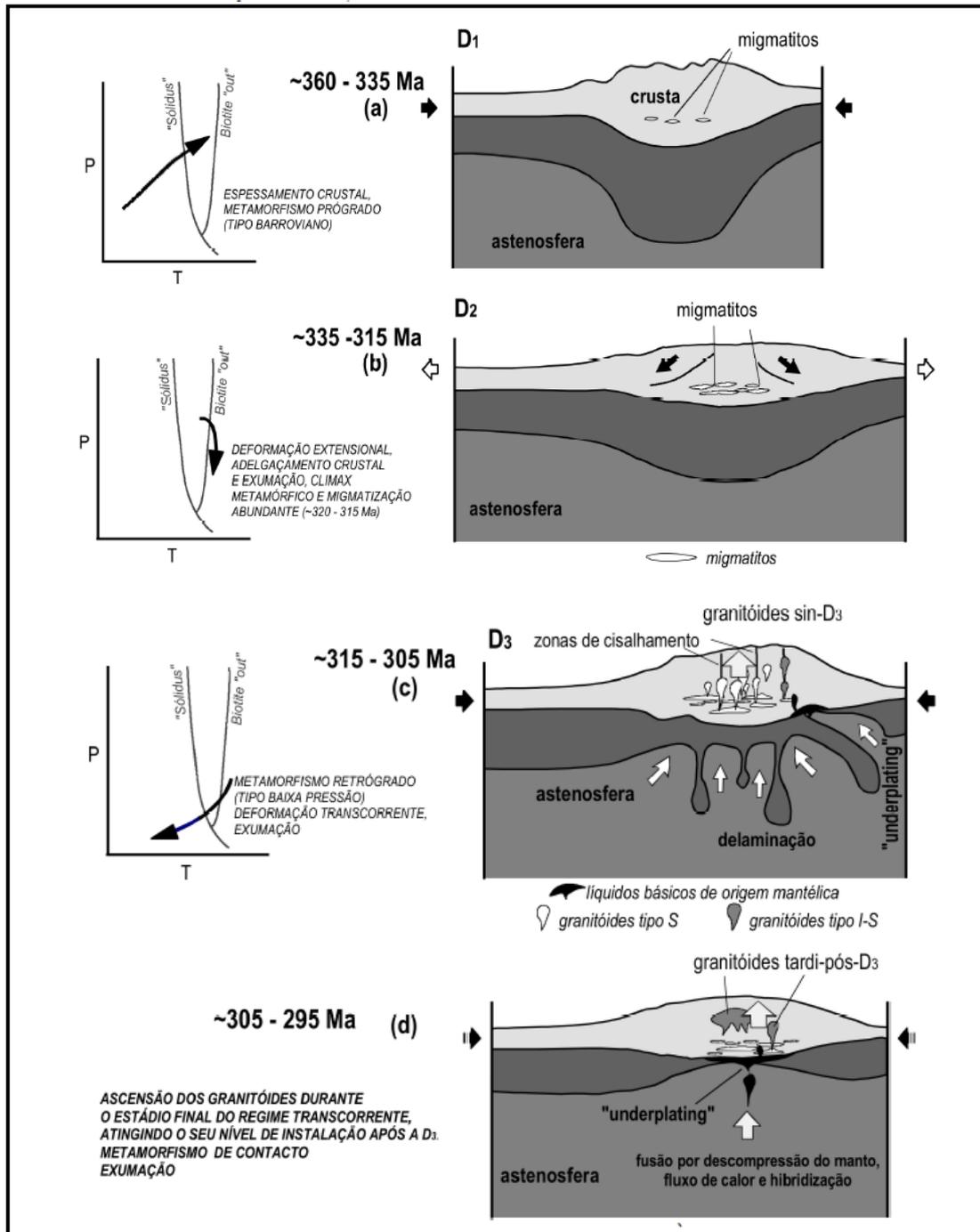
De acordo com Azevedo & Valle Aguado (2006), no decorrer da evolução tectono-magmática do sector centro-norte da Zona Centro Ibérica, e durante a primeira fase Varisca de deformação (D1), os metassedimentos pré-carbónicos são afectados por metamorfismo regional progressivo (de tipo Barroviano) em resposta ao

espessamento crustal, atingindo as condições necessárias para o início da fusão parcial (Figura 9). Numa fase extensional seguinte relacionada com a segunda deformação Varisca verifica-se adelgaçamento crustal. O regime de descompressão é, então, praticamente isotérmico, o que facilita os processos de fusão parcial, envolvendo reacções de desidratação da biotite, que produzem maiores quantidades de fluidos (Figura 9). O clímax de metamorfismo regional, acompanhado por intensa migmatização, é atingido nesta fase.

No início de D<sub>3</sub>, o volume de magmas crustais já seria suficientemente grande (ca. 15-35%) para que pudesse ocorrer a sua separação relativamente a um resíduo sólido (Arzi, 1978; Van der Molen & Paterson, 1979). Assim, durante a tectónica transcorrente D<sub>3</sub>, dá-se a ascensão, diferenciação e consolidação de abundantes quantidades de magmas graníticos, fortemente peraluminosos e isotopicamente evoluídos (tipo-S) (Figura 9).

Segundo este modelo geral, proposto por Azevedo & Valle Aguado (2006), o manto litosférico, mais denso que a astenosfera, separa-se da crosta (Figura 9). À medida que porções do manto litosférico mergulham, o material astenosférico ascende, sofre descompressão e incremento da fusão parcial, gerando-se líquidos de composição basáltica. A intrusão destes magmas máficos na interface crosta-manto (*underplating*) desempenha um papel fundamental na produção de granitóides, quer por fraccionação, quer por hibridização (e.g. Rottura *et al.*, 1991; Finger *et al.*, 1997; Sylvester, 1998). O alto fluxo calorífico que lhes está associado favorece o incremento da fusão parcial. Também favorece a ocorrência de processos de interacção química e/ou mecânica, de extensão variável, entre líquidos mantélicos e crustais nos quais se filiam os fenómenos de *mixing/mingling*, que incrementam a produtividade pegmatítica dos granitóides.

Os magmas resultantes apresentam características mineralógicas, geoquímicas e isotópicas transicionais (tipo I-S) e são responsáveis pela formação dos granodioritos e monzogranitos biotíticos, calcoalcalinos, sin-D<sub>3</sub>, com os quais se relacionam, especialmente, muitas das bolsadas pegmatíticas intra-graníticas da ZCI (Azevedo & Valle Aguado, 2006).



**Figura 9** – Evolução tectono-magmática do “Batólito” das Beiras durante a orogenia varisca. À esquerda, mostram-se trajectórias P-T representativas transformações nos níveis profundos da crusta, nos diferentes estádios. A curva *solidus* marca o início da fusão parcial de pelitos em condições hidratadas. Extraído de Azevedo e Valle Aguado (2006).

No final de D<sub>3</sub>, ocorre o levantamento isostático e exumação da crusta. A fusão por descompressão da astenosfera gera quantidades cada vez maiores de líquidos básicos que se hibridizam com os fundidos félsicos crustais, produzindo magmas metaluminosos a ligeiramente peraluminosos, de afinidade calco-alcalina.

A ascensão destes magmas terá tido lugar nos últimos estádios da deformação transcorrente e a sua instalação no nível crustal final ocorre após a  $D_3$ , dando origem a maciços compósitos de granitóides biotíticos híbridos tardi a pós-cinemáticos. Uma outra delaminação de pequena escala, no topo destas cúpulas graníticas em processo de consolidação, permitem o acolhimento de pegmatitos intra-graníticos em forma de bolsadas irregulares.

#### **1.1.5. Magmatic stoping**

A construção e evolução das câmaras magmáticas é um processo fundamental para a evolução da crosta, mas os estudos que visam compreender a implantação de plutonitos têm-se debatido com algumas dificuldades. Uma delas está relacionada com a grande dimensão física dos plutonitos que permite apenas numa observação limitada de deslocamentos verticais associados a intrusões (Schwerdtner, 1995). Outra das dificuldades reside no facto dos registos estruturais da implantação de plutonitos serem sempre incompletos. As evidências dos processos precoces podem estar obliteradas por reactivações posteriores, como é o caso do *magmatic stoping* (Pitcher, 1993).

Segundo Daly (1903a), *magmatic stoping* é um processo de colocação ou intrusão magmática que envolve o deslocamento e incorporação de porções de rocha encaixante. O material incorporado supostamente afunda e/ou é assimilado no magma em ascensão.

Esta teoria tem sido alvo de grande controvérsia e discussão. Coleman *et al.* (2004), Glazner & Bartley (2005) e Glazner *et al.* (2004) afirmaram que o *magmatic stoping* não é significativo como mecanismo de intrusão ou então é muito improvável que ocorra no caso de plutões granitóides. Deveria processar-se através da conjugação de vários diques que em estado ainda móvel arrefeceriam abaixo do *solidus*. Em antítese outros estudos de plutões, tridimensionalmente bem expostos, na América do Norte e na Cordilheira dos Andes sugerem que um extenso *magmatic stoping* pode desempenhar um papel importante durante a construção final de plutões em arcos magmáticos e cinturas orogénicas (Zák *et al.*, 2006).

A importância do *magmatic stoping* é maior na crosta superior, acima da transição frágil-dúctil, devido aos gradientes de temperatura que aí se verificam, entre o magma e as rochas hospedeiras, frágeis e propensas à fractura (Zák *et al.*, 2006).

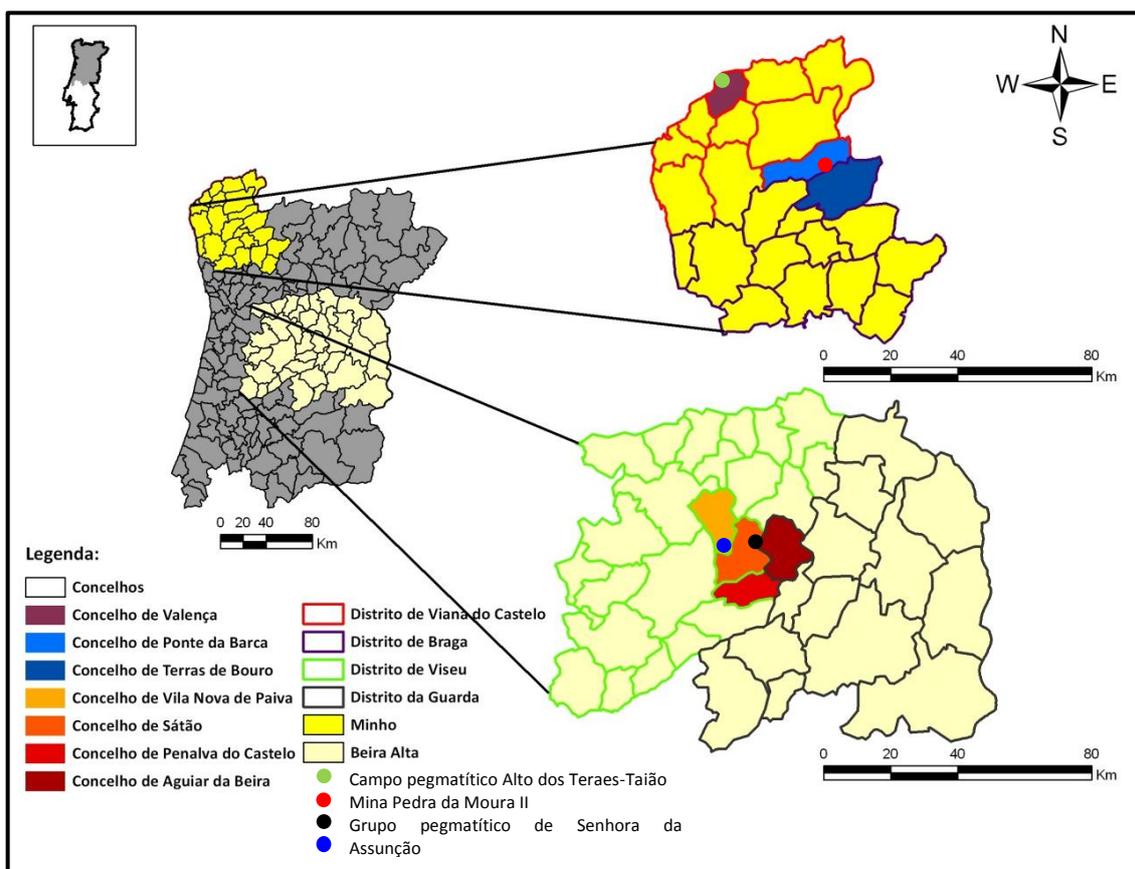
No caso da implantação dos pegmatitos o *magmatic stoping* é um processo importante sob vários pontos de vista. Pode operar verticalmente (ascensão magmática versus afundimento da rocha hospedeira desce) permitindo uma transferência ascensional de material magmático. O desmonte magmático permite explicar a remoção de grande parte da rocha hospedeira e acomoda os processos de colocação, sobretudo no caso do início da implantação de granitos hospedeiros e/ou produtivos em pegmatitos (Paterson e Fowler, 1993; Paterson e Vernon, 1995; Paterson *et al.*, 1991; Yoshinobu *et al.*, 2003a, b). Pode ser usado para testar modelos de construção de câmaras – o *stopping* extensivo exige grandes massas magmáticas e, portanto, não deve estar relacionado com plutões instalados por *dyking* (Clemens, 1998, 2005; Clemens e Mawer, 1992; Glazner *et al.*, 2004; Petford *et al.*, 1994, 2000). Ajuda a explicar a troca vertical de calor e massa no interior da crosta, em sistemas verticalmente extensivos de canalização de magma (*magma-plumbing systems*) (Paterson *et al.*, 1996). Justifica parcialmente a contaminação química dos magmas durante a sua ascensão e colocação (Barners *et al.*, 2004; Clarke *et al.*, 1998). Os correspondentes *stoped-blocks* e *roof-pendants* são úteis para interpretar a formação e evolução dos *fabrics* magmáticos, sugerindo possíveis *paleo-plumb lines*. Os seus vestígios também podem ser usados como “cronómetros” e “viscosímetros” em corpos magmáticos (Fowler e Paterson, 1997; Paterson e Miller, 1998b) e, além disso, os eventos discretos de *stopping* e os colapsos dos tectos das câmaras, no entender de Hawkins & Wiebe (2004) podem desencadear erupções vulcânicas e também é provável que tenham uma influência determinante no alojamento de pegmatitos.

As provas de *magmatic stoping* incluem a presença de *stoped-blocks*, ou seja, pedaços de rochas hospedeiras (painéis) que foram retiradas dos tectos dos plutonitos e afundaram a câmara magmática (Zák *et al.*, 2006). Ocasionalmente verifica-se, a preservação de *stoped-blocks*, uma vez que a taxa à qual os blocos afundam é muito maior do que a taxa a qual os magmas cristalizam (Pignotta *et al.*, 2001b). Por outro lado, os *stoped-blocks* podem ser rapidamente desintegrados e absorvidos no magma

granítico, a menos que sejam aprisionados em porções de cúpula magmática, rapidamente arrefecidas, como é de esperar nos episódios de delaminação localizada e de pequena escala, já referidos (Clarke *et al.*, 1998).

## 1.2. Enquadramento geográfico e geomorfológico dos pegmatitos chave estudados

As áreas correspondentes ao campo pegmatítico de Ponte da Barca-Terras de Bouro e ao campo pegmatítico de Alto dos Teares-Taião (Valença), estão incluídas na região do Minho. O campo pegmatítico do Alto Vouga (Viseu), está localizado na Beira Alta, no interior Norte de Portugal, abrangendo quatro concelhos: Aguiar da Beira, Penalva do Castelo, Sátão e Vila Nova de Paiva (figura 10). O grupo pegmatítico de Senhora da Assunção situa-se no concelho de Sátão e o grupo aplito-pegmatítico da Queiriga situa-se no concelho de Vila Nova de Paiva.

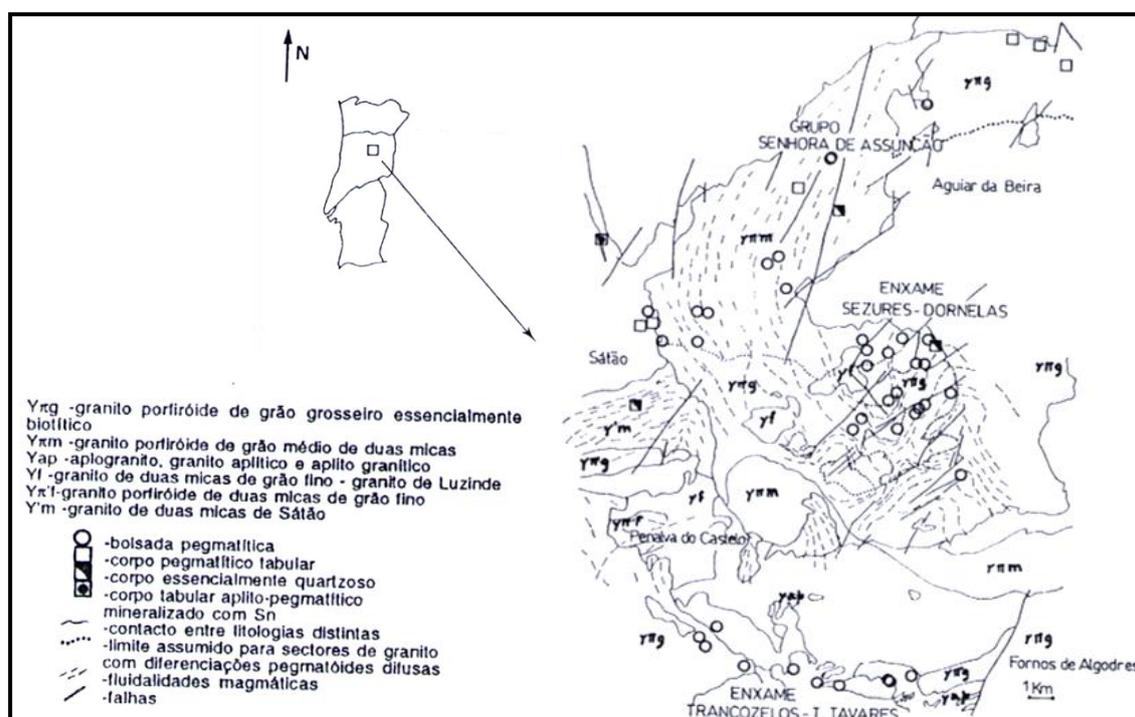


**Figura 10** – Enquadramento geográfico das áreas em estudo e locais representativos.

O campo de Ponte da Barca-Terras de Bouro tem uma extensão de cerca de 50 Km segundo a orientação NNW-SSE, dispendo-se paralelamente às Serras do Gerês, Amarela e da Cabreira, que se encontram a poucos quilómetros, e uma largura que varia entre os 13 e os 2 Km.

O campo pegmatítico de Alto dos Teares-Taião localiza-se entre a cumeada granítica do Alto dos Teares, com altitude máxima de 527 m, e a cumeada de S. Lourenço (677 m), nas freguesias de Taião e Sanfins. Tem configuração alongada (N-S) com aproximadamente 1,9 km e largura variável de 200 m (na parte sul) a 950 m na porção central.

O grupo pegmatítico de Senhora da Assunção é constituído por um par de pegmatitos acoplados e intra-graníticos. A disposição dos dois corpos segundo um eixo de orientação N25°E, é concordante com as trajectórias de fluidalidades graníticas contíguas, no sector, e é compatível com a distribuição cartográfica arqueada dos pegmatitos intra-graníticos conhecidos, a qual acompanha grosseiramente o contorno do maciço (Trabulo *et al.*, 1995) (figura 11).



**Figura 11** – Representação cartográfica dos granitos da região de Aguiar da Beira e Penalva do Castelo, com trajectórias das fluidalidades magmáticas, marcadas por fenocristais e encraves e por bandas de feldspatos plumosos com estrutura em pente – estão representados os granitos genética e espacialmente relacionados com pegmatitos. Localização de corpos pegmatóides que foram alvo de trabalhos mineiros (extraído de Trabulo *et al.*, 1995).

Está inserido num arco que se estende de Norte para Sul, desde as imediações de Aguiar da Beira, passando por Sátão e Penalva do Castelo, até Fornos de Algodres e que coincide com o bordo ocidental do Maciço granítico de Aguiar da Beira. Este grupo constitui um jazigo pegmatítico granítico, em que se explora quartzo e feldspato para fins cerâmicos.

O grupo aplito-pegmatítico da Queiriga fica situado na parte SE da zona de cisalhamento do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão (Iglésias & Ribeiro, 1981). O corpo principal deste grupo (Rebentão), tem atitude mais frequente N20°W/45°E (Puga *et al.*, 2003).

Em termos geomorfológicos o Minho é marcada pela complementaridade entre relevos elevados, que culminam planaltos descontínuos (Pereira *Coord.*, 1992).

A originalidade do relevo minhoto estará relacionada com a interação entre o clima e características litológicas. Predominam as rochas cristalinas, meteorizadas em condições climáticas húmidas, favoráveis à alteração argílica, e compartimentada por uma tectónica complexa expressa em rupturas e foliações que influenciam directa ou indirectamente a morfologia.

A Beira Alta é também uma região bastante montanhosa, limitada a Norte pelo Rio Douro e a Sul pelo rio Mondego. Constitui um planalto recortado por vales segundo acidentes tectónicos NNE/SSW, NW/SE e ENE-WSW.

### **1.2.1. Área de estudo do Campo Pegmatítico de Ponte da Barca-Terras de Bouro**

A área que cobre esta região é essencialmente montanhosa, com relevos importantes, como os do maciço do Gerês. Para ocidente estes relevos atenuam-se, progressivamente, embora subsistam colinas e cabeços entre os quais se notam algumas zonas planas, como a plataforma de Vila Verde. Os pontos de altitude mais elevada situam-se no maciço do Gerês com 1556 m e a Serra Amarela com 1361 m (Medeiros *et al.*, 1975).

### 1.2.2. Área de estudo do Campo do Alto Vouga (Viseu)

Esta área faz parte do extenso planalto da Beira, com a altitude média de 850 m e leves ondulações, como as da Serra da Lapa (953 m no v.g. do Facho), as da serra do Pereiro (951 m no v.g. de Pereiro), ou nas elevações de Sebadelhe da Serra (948 m no v.g. de Matinhos; 963 m no v.g. de Pingolinha). A serra da Nave, mais a norte, pouco mais atinge do que os 900 m de altitude. Em compensação, existem zonas mais baixas, como as de Vila Nova de Paiva, de Palhais e Decermilo. As altitudes mais baixas descem a menos de 550 m.

A região é cortada por numerosas linhas de água, pertencentes às bacias hidrográficas do Mondego, do Vouga e do Douro (Teixeira *et al.*, 1972).

O rio Vouga corre a cerca de 1 km do grupo pegmatítico de Senhora da Assunção, com orientação NNE-SSW, ao longo de um acidente tectónico de 1ª ordem.

### 1.2.3. Área de estudo do Campo Pegmatítico de Alto dos Teares-Taião (Valença)

Caracteriza-se por ser uma região algo acidentada, com o ponto culminante no v. g. do Faro (563 m) e atravessada por diversos ribeiros afluentes do Rio Minho.

Nas elevações mais expostas aos agentes erosivos, a ausência de vegetação e a erosão permitem uma boa exposição de ocorrências minerais de interesse (Lages de Lima, 2006).

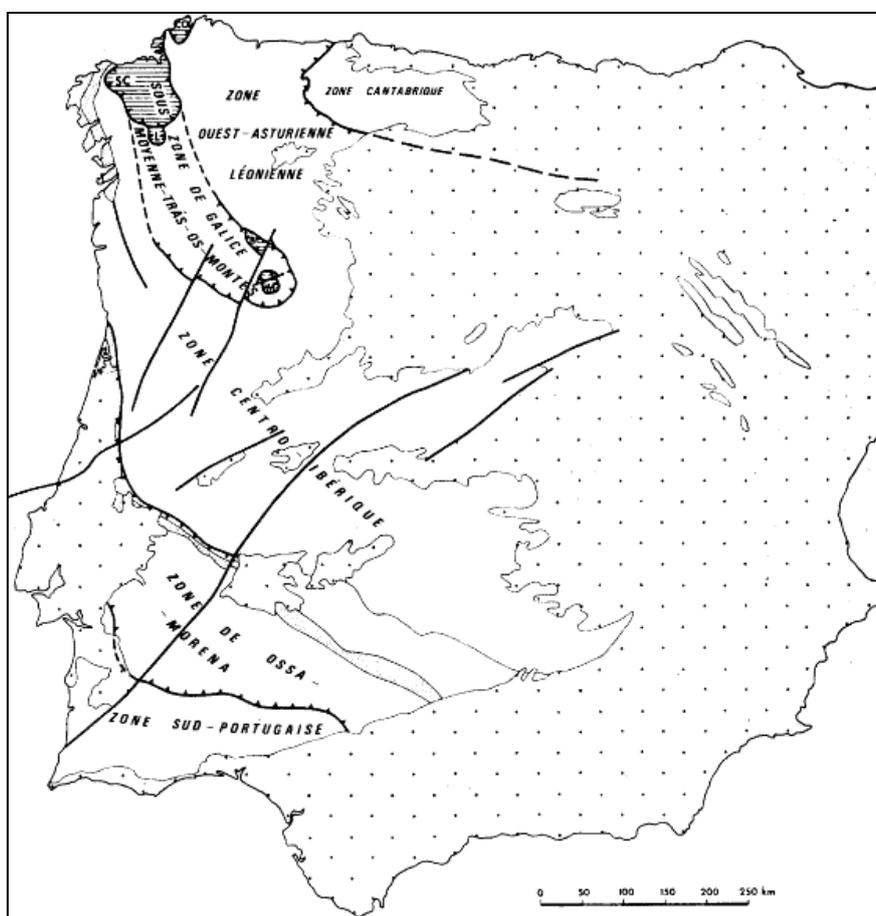
## 1.3. Enquadramento Geológico

A distribuição espacial das unidades tectono-estratigráficas do Maciço Hespérico pode ser explicada considerando a subdivisão zonal do Maciço Hespérico proposta por Lotze (1945) e mais tarde por Julivert *et al.* (1974) (Figura 12). Será aqui abordada em especial a Zona Centro Ibérica (ZCI) pois os pegmatitos intra-graníticos estão relacionados, principalmente, com sistemas graníticos residuais dependentes da evolução da ZCI.

A Província Pegmatítica Varisca abrange também sistemas graníticos residuais em terrenos metassedimentares a metavulcânicos atravessando a transição entre a ZCI

e a Zona Galiza Média-Trás-os-Montes (ZGMTM). Atendendo ao carácter cogenético generalizado dos pegmatitos relativamente a granitos enraizados na ZCI, Leal Gomes (1994) chamou ao conjunto destes pegmatitos (conjunto arqueado segundo os lineamentos da ZCI) Cintura Pegmatítica Centro Ibérica, ou simplesmente Cintura Centro Ibérica (CCI). Esta abrange, portanto, terrenos da ZCI e também da ZGMTM.

Na figura 12 estão alguns dos lineamentos dos campos pegmatíticos que compõem a CCI, sendo de realçar que a sua maior concentração se verifica na transição entre a ZCI e a ZGMTM, estando os corpos intra-graníticos mais intimamente relacionados com os granitos sin a tardi-tectónicos relativamente à 3ª fase de deformação ( $D_3$ ).



**Figura 12** – Zonas paleogeográficas e tectónicas do Maciço Hespérico (extraído da carta Tectónica da Península Ibérica). A ponteado estão assinaladas as coberturas sedimentares adjacentes ao Maciço Hespérico (extraído de Ferreira, 2000).

### 1.3.1. Estruturas

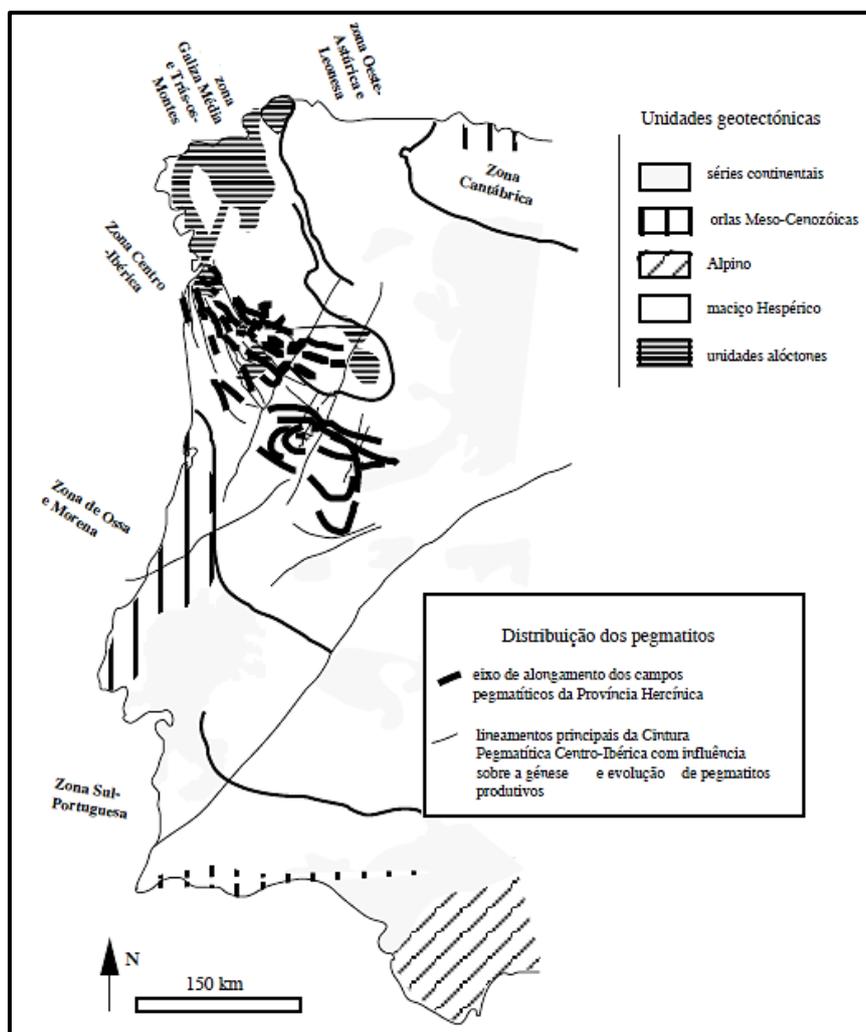
A ZCI constitui uma zona axial do segmento ibérico da Cadeia Varisca. Apresenta testemunhos de actividade plutónica particularmente expressiva após o estágio de espessamento crustal sincolisional. Nesta zona abundam rochas graníticas, por vezes associadas a rochas de composição básica a intermédia, que definem alinhamentos em estreita relação com zonas de cisalhamentos (Ferreira *et al.*, 1987a).

Leal Gomes (1994) adaptou para a organização destes corpos no território do NW Peninsular, um conjunto de subdivisões relativas à distribuição regional de pegmatitos de Černý (1982), onde o termo Província Pegmatítica, inclui todos os pegmatitos e aplito-pegmatitos que de alguma forma se relacionam com o metamorfismo e as instalações granitóides associadas à Orogenia Varisca.

Os corpos pegmatíticos estudados neste trabalho estão associados a plutonitos graníticos que constituem intrusões em terrenos Paleozóicos e que foram afectados por deformação atribuída àquela orogenia, por isso justifica-se a adopção deste modelo organizacional também para este trabalho.

Černý (1982), propôs também um intervalo temporal entre 300-250 MA para a pegmatitização Hercínica. Contudo, de acordo com Leal Gomes (1994), este intervalo de tempo não inclui a evolução de granitos hercínicos férteis com idade superior a 300 MA, pelo que teria de ser ajustado.

Em síntese e tal como já foi referido, a ocorrência dos numerosos corpos pegmatíticos e aplito-pegmatíticos correlaciona-se, geneticamente, e é subconcordantes com os maciços graníticos da Cadeia Hercínica (figura 13). No seu conjunto, granitos e campos pegmatíticos filiados têm uma disposição cartográfica que é coincidente com a configuração estrutural do Arco Ibero-Armonicano, o que lhes confere a configuração de uma cintura, a já designada Cintura Pegmatítica Centro-Ibérica – CCI (Leal Gomes, 1994).



**Figura 13** – Distribuição dos campos pegmatíticos no sector Português da Província Pegmatítica Hercínica (extraído de Leal Gomes & Lopes Nunes, 2003).

De acordo com Leal Gomes (1994), a CCI abrange todas as classes de pegmatitos referidas por Ginsburg *et al.* (1979). No que diz respeito às fácies relacionáveis com granitos e sistemas graníticos residuais sin a pós-tectónicos relativamente a  $D_3$ , discriminam-se:

- Pegmatitos tabulares a lenticulares - pegmatitos miarolíticos, zonados, em corpos tabulares situados em cúpulas de plutonitos mais ou menos superficiais - tipo I de Ginsburg *et al.* (1979).
- Pegmatitos em forma de bolsada irregular - pegmatitos miarolíticos, zonados, cerâmicos em bolsadas situadas em cúpulas de plutonitos - tipo I de Ginsburg *et al.* (1979).

- Pegmatitos lenticulares - pegmatitos homogéneos e aplito-pegmatitos de elementos raros em grupos estruturalmente diferenciados, associados a plutonismo de profundidade intermédia - tipo II de Ginsburg *et al.* (1979).
- Pegmatitos lenticulares - pegmatitos profundos, micáceos, homogéneos a subzonados - tipo III de Ginsburg *et al.* (1979).
- Pegmatitos lenticulares a irregulares- pegmatitos zonados, de elementos raros, em sectores de profundidade intermédia submetidos a deformação distensiva ou cisalhamento - tipo II de Ginsburg *et al.* (1979).
- Pegmatitos lenticulares a venulares - pegmatitos abissais (de máxima profundidade), situados em ambientes de migmatitização - tipo IV de Ginsburg *et al.* (1979).

O termo campo pegmatítico também usado neste trabalho, serve para delimitar áreas, segundo Kusmenko *et al.* (1976), onde predominam pegmatitos com uma filiação comum, num único plutonito paterno:

- Campo pegmatítico de Alto dos Teares-Taião – delimitado por Leal Gomes, 1997;
- Campo pegmatítico de Ponte da Barca-Terras de Bouro – delimitado em Silva, 2002;
- Campo pegmatítico do Alto Vouga – delimitado em Trabulo *et al.*, 1995.

Esta subdivisão inclui como unidades elementares, não só os pegmatitos propriamente ditos, mas também corpos com estruturas aplíticas e pegmatíticas intimamente associadas. Abarca também outros tipos litológicos e estruturais de génese variada que de alguma forma se relacionam com pegmatóides:

- veios de quartzo com topázio cardinal na periferia, originados por precipitação em condições pneumatólicas (acepção de Niggli) em estruturas de colapso peri-plutónicas;
- filões, *sills*, microtonalitos, lamprófiros e pórfiros félsicos potencialmente pegmatóides relacionados com cristalização magmática hipabissal;

- greisenes e albitos metassomáticos, fácies de enrubescimento ocasionalmente episieníticas e *endoskarns* originados por alteração deutérica;
- veios pegmatóides hiperaluminosos com estrutura interna heterogénea, com andaluzite na zona intermédia e quartzo no núcleo;
- massas de microgranitos porfíricos e *line-rocks* relacionadas com a cristalização magmática hipabissal;
- enxames de encraves resultantes da mistura parcial entre magmas básicos com magmas mais félsicos.

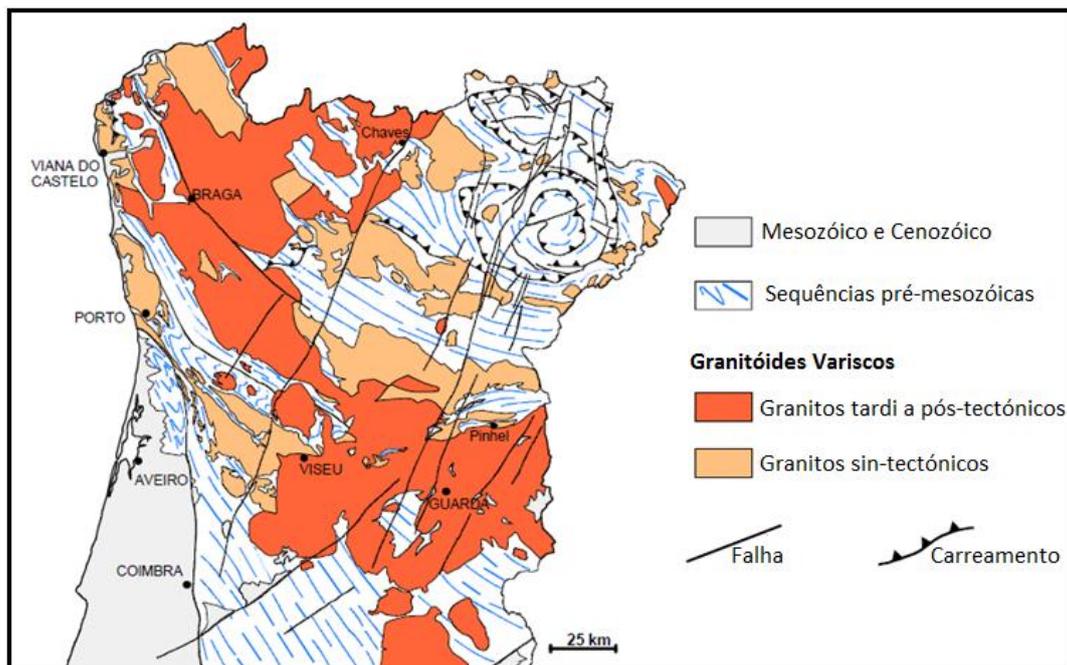
Assim, ao nível da Província Varisca da CCI existem vários campos pegmatíticos. Estes, por sua vez, são constituídos por um ou mais enxames ou grupos de pegmatitos. O modo de implantação dos enxames deverá estar relacionada com uma etapa evolutiva bem definida do plutonito gerador e/ou também relacionada com um episódio mais ou menos bem delimitado da evolução do campo de tensões regionais e locais.

O termo pegmatito refere a unidade mais elementar deste conjunto de subdivisões de Černý (1982) e diz respeito a uma 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) (Leal Gomes & Lopes Nunes, 2003). 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 homogénea 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 & Burnham (1969) (Leal Gomes & Lopes Nunes, 2003). 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 que coexistem com estruturas tipicamente pegmatíticas nos mesmos corpos (Leal Gomes, 1994). A noção de corpo pegmatítico e a de fácies pegmatítica mantêm-se com a aceção estrutural predominante e uma conotação composicional acessória (Leal Gomes & Lopes Nunes, 2003).

### 1.3.2. Litologias

A ZCI é uma zona heterogénea que compreende áreas com metamorfismo de médio a alto grau e abundantes granitóides a que se juntam áreas com metamorfismo de baixo grau (Dias, 1986). Estes granitos instalados em terrenos paleozóicos mostram-se afectados pelas diferentes fases da deformação varisca. Os granitos relacionados com as 2ª e 3ª fases de Hercínica são férteis no que respeita à geração de diferenciados pegmatóides.

Tendo como base as relações temporais com a deformação, Ferreira *et al.* (1987) subdividiram os granitóides variscos em quatro grandes grupos: ante-D<sub>3</sub>, sin-D<sub>3</sub>, tardi-D<sub>3</sub> e pós-D<sub>3</sub> (Figura 14). Nesse esquema de classificação, as escassas intrusões de granitóides com idades compreendidas entre o Proterozóico Superior e o Paleozóico Inferior são referidas como pré-variscas.



**Figura 14** – Distribuição dos granitóides variscos sin-D<sub>3</sub> e tardi-pós-D<sub>3</sub> no Centro e Norte de Portugal (extraído de Azevedo *et al.*, 2005).

O magmatismo sinorogénico Varisco é dominado pela presença de granitóides tipo S e tipo I (Ribeiro, 1984). Estas intrusões variscas correspondem, fundamentalmente, a granitos a granodioritos instalados entre 280 e 340 M.A. (Serrano Pinto & Gil Iburguchi, 1987). As litologias que se podem encontrar referentes a este período são as seguintes: leucogranitos e granitos de duas micas aos quais estão

associados, frequentemente, aplitos e pegmatitos; apogranitos, que devem a sua origem à evolução magmática que se regista durante os estágios finais a partir de alguns granitos de duas micas e leucogranitos moscovíticos (Gumiel & Arribas, 1990); granitos biotíticos (representam o grupo de rochas graníticas mais abundante no Maciço Ibérico Central); monzogranitos; granodioritos; quartzodioritos; tonalitos; rochas máficas e ultramáficas (dioritos, gabros, piroxenitos olivínicos) e andesitos (Ugidos, 1990).

No período tardi-varisco destacam-se as intrusões de granitos híbridos (Ugidos, 1990).

### **1.3.2.1. Área de estudo do Campo Pegmatítico de Ponte da Barca-Terras de Bouro**

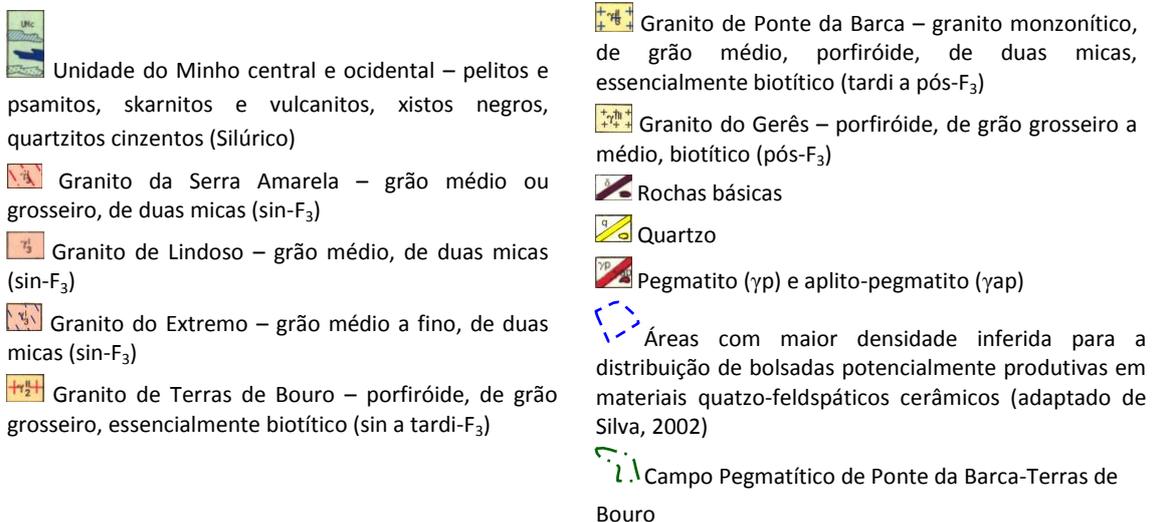
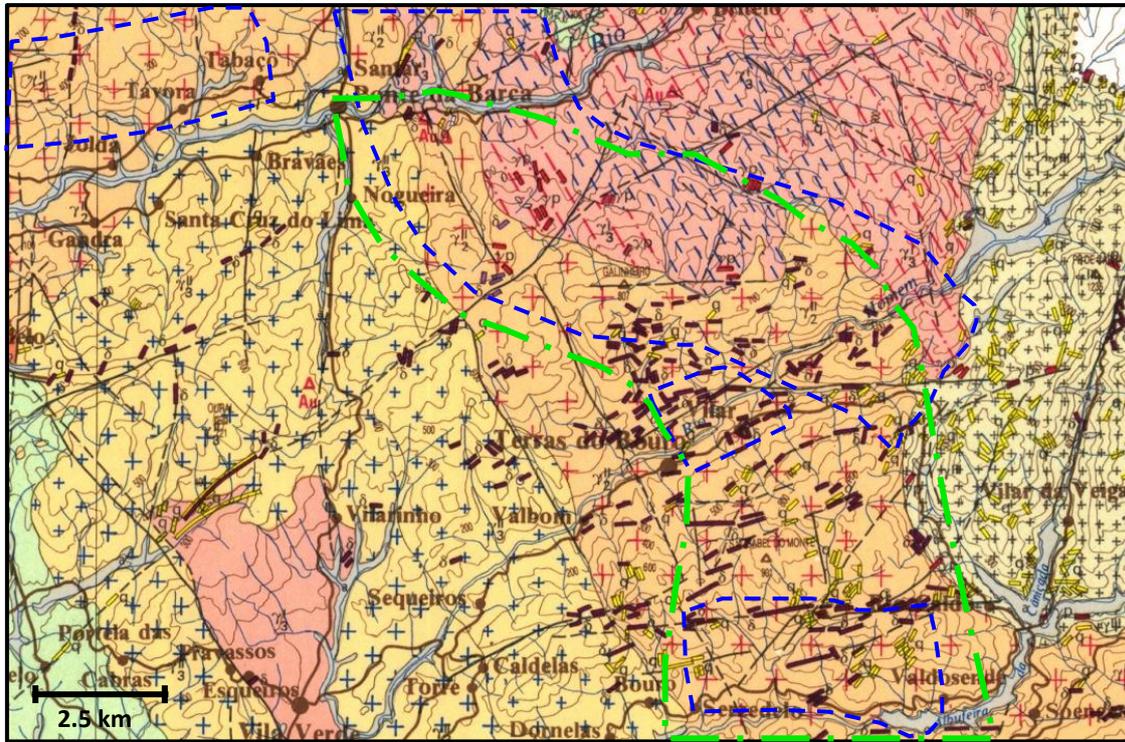
A área do campo Pegmatítico de Ponte da Barca-Terras de Bouro é ocupada, predominantemente, por rochas graníticas. Esta está representada e delimitada na figura 15.

Segundo Silva (2002), as áreas com maior densidade inferida para a distribuição de bolsadas potencialmente produtivas em materiais quatzo-feldspáticos cerâmicos estão localizadas, predominantemente, sobre a fácies pertencente ao granito de Terras de Bouro ( $\gamma''_2$ ) do período tardi-varisco (figura 15). No entanto, como se pode constatar no mapa da mesma figura, existem vários corpos pegmatíticos cartografados sobre o granito da Serra Amarela ( $\gamma'_3$ ) e o granito do Extremo ( $\gamma'_3$ ) para onde terão provavelmente extravasado a partir do granito parental de Terras de Bouro. Por este motivo, a área de interesse abrange também estas fácies graníticas.

A mesma situação não se poderá, provavelmente, verificar sobre a litologia vizinha a ocidente do granito de Terras de Bouro, o granito de Ponte da Barca ( $\gamma''_3$ ), pois trata-se de um granito pós tectónico e por este motivo ter-se-á instalado já depois da formação dos corpos pegmatíticos. O mesmo decorre com o granito do Gerês ( $\gamma'''_3$ ), pós-tectónico.

Como é possível observar na figura 15, os limites da área em estudo (área com maior densidade inferida para a distribuição de bolsadas potencialmente produtivas em materiais cerâmicos) ultrapassa um pouco os limites do Campo Pegmatítico de

Ponte da Barca-Terras de Bouro (Silva, 2002). Os filões da mesma região são numerosos, quer de rochas básicas, quer de quartzo e pegmatitos (Medeiros *et al.*, 1995).



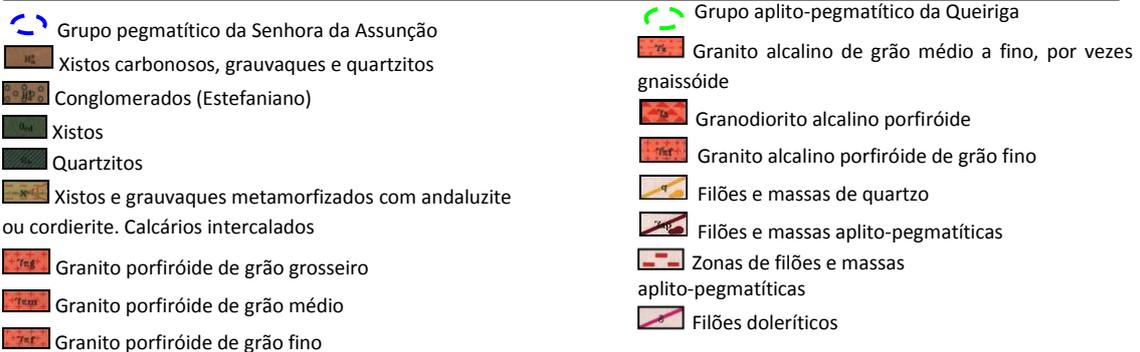
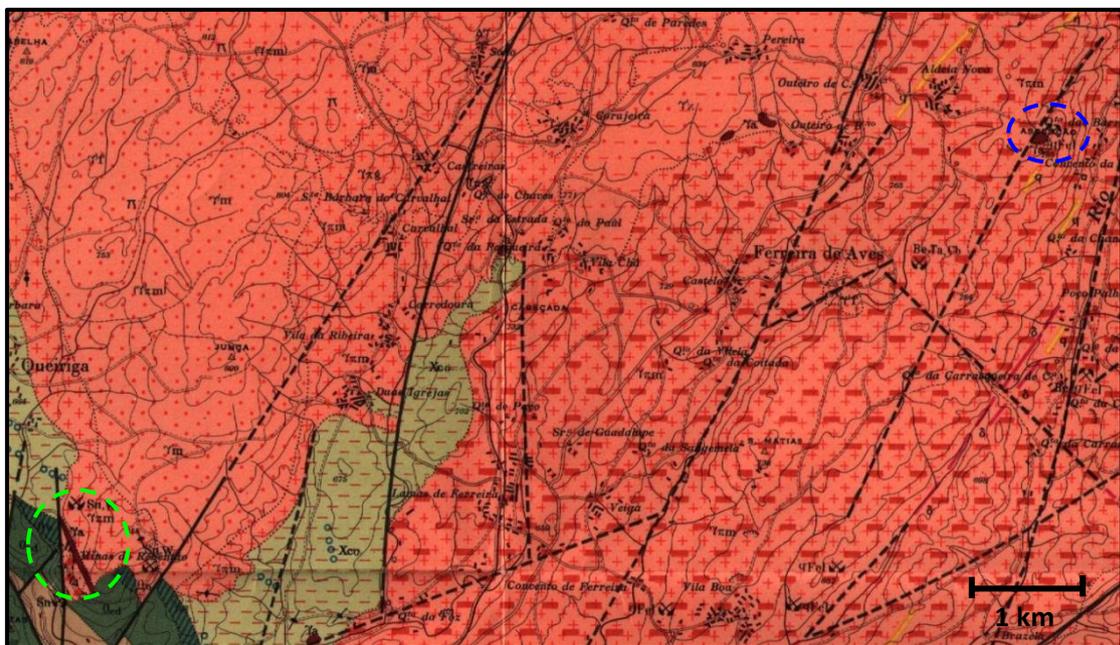
**Figura 15** – Enquadramento geológico da área em estudo do campo pegmatítico de Ponte da Barca-Terras de Bouro. Excerto da folha 1 da Carta Geológica de Portugal Continental à escala 1/200 000.

Predominam aqui os pegmatitos de forma irregular com colocação intra-granítica, acompanhando corredores de *mixing/mingling* em cúpulas de batólitos, de granitos porfiróides de grão médio a grosseiro essencialmente biotíticos, tardi-D<sub>3</sub>. Junto de alguns grupos de bolsadas existem granitos leucocratas de grão médio por

vezes com granada e cordierite, diferenciados dos termos essencialmente biotíticos, possivelmente, contaminados no contacto com as rochas encaixantes metapelíticas. Os granitos parentais são essencialmente biotíticos tardi-tectónicos relativamente a  $D_3$ .

### 1.3.2.2. Área de estudo do Campo do Alto Vouga (Viseu)

O campo pegmatítico do Alto Vouga, que inclui o grupo pegmatítico de Senhora de Assunção e o grupo aplito-pegmatítico da Queiriga, estudados neste trabalho, é abrangido pela folha 14-D de Aguiar da Beira da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000 (Teixeira *et al.*, 1972) (figura 16).



**Figura 16** – Enquadramento geológico da área de estudo do grupo pegmatítico da Senhora da Assunção e do grupo aplito-pegmatítico da Queiriga. Excerto da folha 14-D de Aguiar da Beira da carta geológica de Portugal escala 1:50 000.

Esta área é quase inteiramente ocupada por granitos sin-cinemáticos e tardi a pós-cinemáticos, que se instalaram em metassedimentos de idade pré-câmbrica/câmbrica e paleozóica, dobrados e metamorfizados durante a orogenia Varisca. Estas formações afloram essencialmente no canto SW da carta, no entanto, existem alguns retalhos de pequenas dimensões no interior de algumas intrusões graníticas.

As rochas mais antigas aflorantes nesta área pertencem ao Complexo Xisto-Grauváquico e incluem-se no Grupo Douro. Os retalhos intra-graníticos são formados por alternâncias de níveis grauvacóides, areníticos ou mesmo filíticos finos (Costa, 2006).

O grupo dos granitóides sin-D3 compreende os granitos peraluminosos de duas micas, de grão fino a médio e aspecto, por vezes, gnaissoso, que afloram no extremo NW e no centro da região (Ferreira & Sousa, 1994).

Segundo Costa (2006), embora com pequena representação à escala cartográfica, ocorre ainda uma intrusão de um granodiorito biotítico sin-D3 (granodiorito de Lagares), junto às minas com o mesmo nome, nas proximidades do sinclinal Porto-Sátão. Macroscopicamente, esta fácies é um granodiorito, de grão fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico com encraves poligénicos.

Quanto ao grupo dos granitóides tardi a pós-D3, este inclui vários complexos intrusivos que podem ser diferenciados pelo tamanho de grão (fino, médio, grosseiro), carácter porfiróide ou não porfiróide e proporções relativas de biotite e moscovite. Nas proximidades de Vila Nova de Paiva e em mais três pequenos afloramentos no centro da carta, aflora um granito de grão médio a fino, de duas micas, por vezes biotítico. Entre duas das manchas deste granito, encontra-se um granito porfiróide de duas micas e de grão médio a fino que também está representado no bordo oriental da região.

O monzogranito biotítico-moscovítico de grão médio de Pera Velha ocorre, na parte Norte da área, sob a forma de um maciço arredondado, discordante com as estruturas hercínicas regionais.

O granito de Ferreira de Aves constitui o tipo litológico dominante na área em estudo. Trata-se de um granito porfiróide de grão médio biotítico-moscovítico (Teixeira

et al., 1972), que no diagrama de Streckeisen se projecta no domínio dos monzogranitos a sienogranitos. Contém abundantes encraves microgranulares de grão fino e cor cinzenta escura. Estes encraves incluem, por vezes, cristais de feldspato e podem mostrar margens de arrefecimento rápido.

Observam-se ainda encraves micáceos e, mais raramente, metassedimentares dispersos pela rocha.

O granito de Ferreira de Aves é cortado por numerosos filões de aplito-pegmatito e de quartzo com espessura e extensão variáveis. Alguns destes filões têm sido explorados, como é o caso da exploração do pegmatito da Sr<sup>a</sup> da Assunção.

O maciço granítico é recortado por falhas e zonas de esmagamento; nalguns destes acidentes instalaram-se, sobretudo, filões quartzosos bandados. A orientação geral destes acidentes é NE-SW ou NNE-SSW, como é habitual nesta parte da Beira (Teixeira *et al.*, 1972).

O grupo pegmatítico de Senhora da Assunção, constituído por um par de pegmatitos acoplados, está inserido no bordo ocidental do Maciço de Aguiar da Beira – constituído por um granito porfiróide de duas micas mas essencialmente biotítico, tardi-tectónico, cuja granularidade pode variar de média a grosseira (granito de Ferreira de Aves).

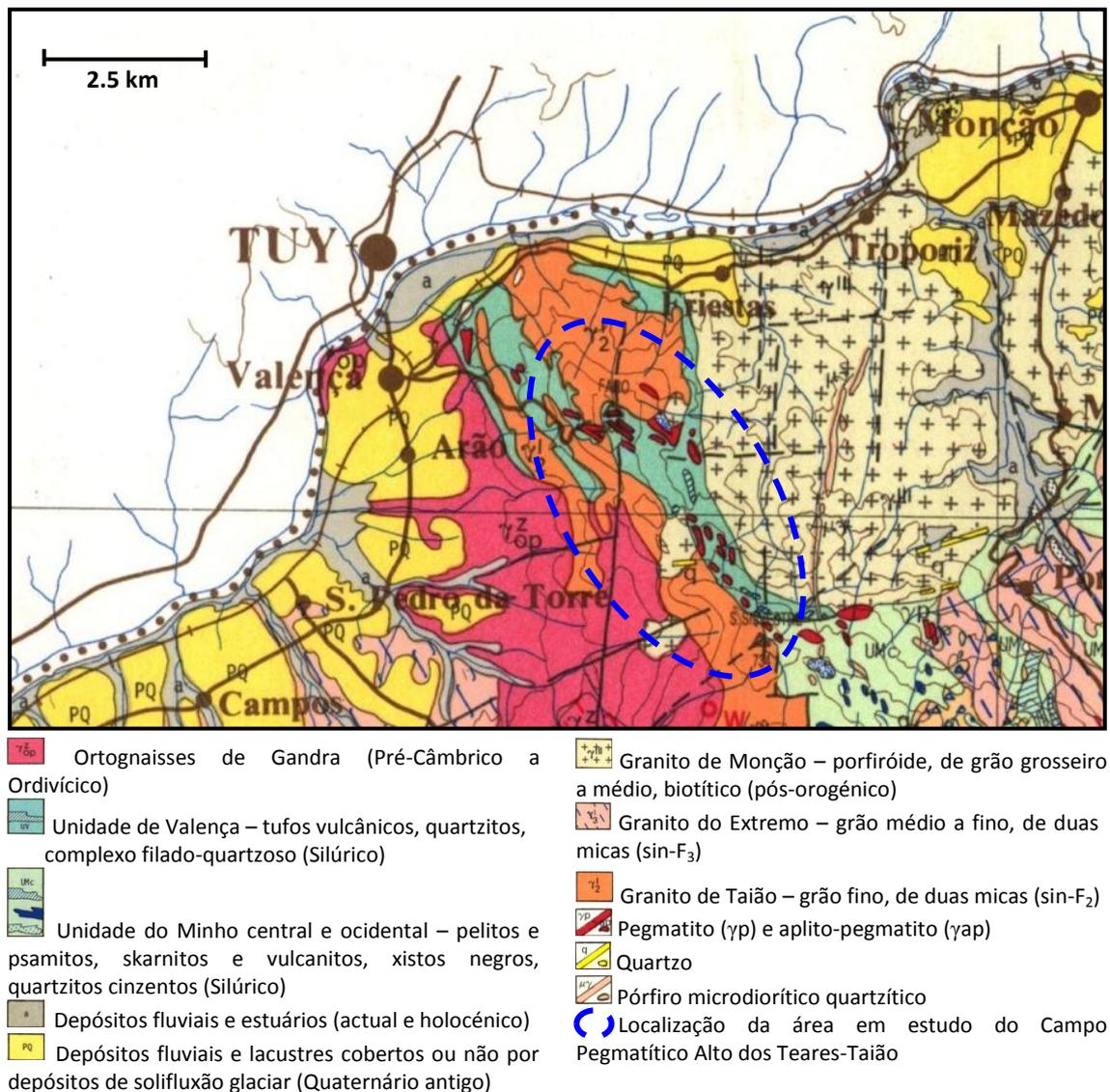
O corpo principal do grupo da Queiriga está enraizado na faixa de granito porfiróide de grão médio (granito de Ferreira de Aves) e no granodiorito de grão fino a médio, às vezes porfiróide (granodiorito de Lagares), em que o seu contacto com as rochas vizinhas metamorfiza as rochas xistentas encaixantes, sendo observáveis auréolas de metamorfismo. No entanto, a dada altura este corpo manifesta expansão exo-granítica, implantando-se em terrenos metassedimentares considerados Silúricos a Devónicos (Puga *et al.*, 2003).

Além das bolsadas irregulares de pegmatitos intra-graníticos ocorrem, neste campo, corpos que, embora enraizados nos granitos transitam para os terrenos encaixantes paleozóicos. Os granitos parentais são claramente hibridizados por mistura com rochas básicas expressos em enxames de encraves homoeógenos mesocratas, e mesmo afloramentos, de grande dimensão, de dioritos. Os litótipos predominantes são porfiróides de grão médio a grosseiro, essencialmente biotíticos, e

tal como no caso do campo pegmatítico de Ponte da Barca-Terras de Bouro, a sua instalação é tardia relativamente a  $D_3$ . Em conjugação com algumas aglomerações de encraves, e na proximidade de pegmatitos intra-graníticos, nos granitos hospedeiros observam-se fenómenos de *clustering* de fenocristais.

### 1.3.2.3. Área de estudo do Campo Pegmatítico de Alto dos Teares-Taião (Valença)

Esta área encontra-se enquadrada na da folha 1 da Carta Geológica de Portugal à escala 1/200 000 (Figura 17), onde se encontram cartografados alguns dos corpos pegmatíticos.



**Figura 17** – Enquadramento geológico da área em estudo do campo pegmatítico do Alto dos Teares-Taião. Excerto da folha 1 da Carta Geológica de Portugal Continental à escala 1/200 000.

Neste mapa, apenas é visível um dos *stocks* do granito de Taião (fácies de Monção -  $\gamma'''$ ). Existem outros pequenos afloramentos deste granito no seio dos migmatitos de Taião. É nestas manchas graníticas, similares ao maciço de Monção, ou na sua vizinhança, que ocorrem os pegmatitos estudados neste trabalho.

O granito de Monção é uma fácies de tendência porfiróide, biotítica e levemente rósea, com alguns cristais de microclina, que se destacam da massa de grão médio e grosseiro constituinte da matriz.

Na mancha das proximidades de Eiras (figura 17) – mancha de Taião (Leal Gomes et al., 1987) ou no *stock* Alto dos Teares –, pertencente ao mesmo tipo litológico do granito de Monção, o granito apresenta menos fenocristais. Esta mancha possui um contorno elíptico e está separada do maciço de Monção pelo complexo migmatítico (Unidade de Valença). Constitui um *stock* circunscrito com vários assomos, alongados segundo norte-sul (Leal Gomes et al., 1987).

Os pegmatitos estudados nesta área, são corpos miarolíticos isodiamétricos ou com formas variadas, ou corpos tabulares também miarolíticos e estão instalados no interior cupular de *stocks* de granitos pós-tectónicos de grão grosseiro, biotíticos com feldspato alcalino predominante e, também, em auréolas migmatíticas em redor desses mesmos *stocks*. Os granitos parentais, são por vezes portadores de anfíbola (hornblenda) e apresentam fenómenos de enrubescimento localizados que tendem para episienitos (carácter subalcalino). Trata-se de pegmatitos de pequena espessura que podem apresentar, em alguns casos, ocorrências de feldspatos amazoníticos (Leal Gomes et al., 1997).

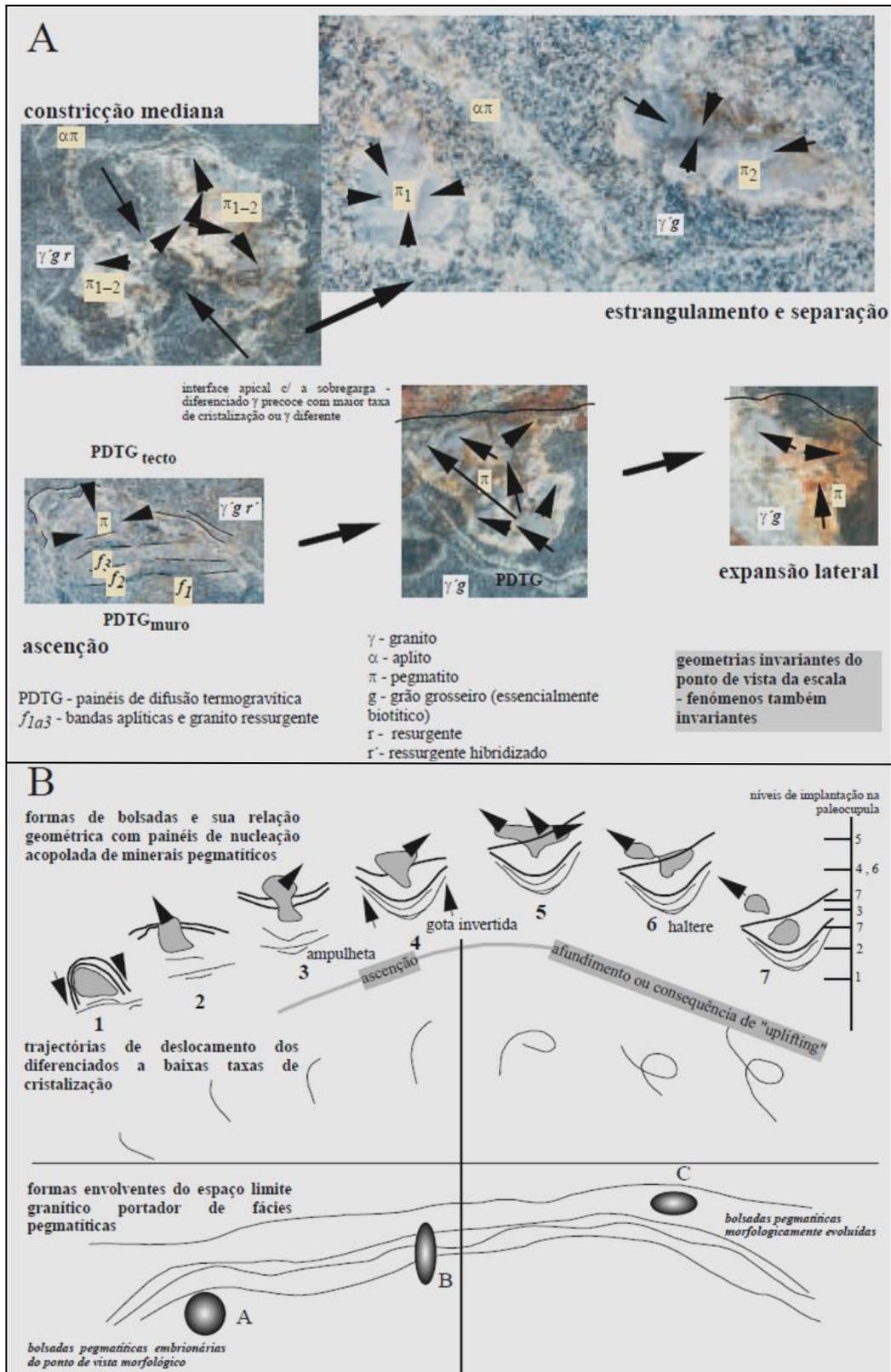
## 2. ANÁLISE GEOMÉTRICA DE APARELHOS PEGMATÍTIOS E DISPOSITIVOS MAGMÁTICOS RELACIONADOS

A cinemática de implantação de corpos pegmatíticos intra-graníticos ajusta-se a uma mobilização magmática do tipo *ballooning* e, por isso, as suas geometrias são, normalmente, bolsadas irregulares a isodiamétricas. As diferentes morfologias 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 (Figura 18).

Como já foi referido anteriormente, a distribuição de bolsadas está muitas vezes relacionada com a proximidade ou inclusão em corredores de mistura (*mixing/mingling*). No entanto, o nível topográfico de colocação destes corpos na paleocúpula é, por vezes, difícil de determinar.

De acordo com Guimarães & Leal Gomes (2010), a dedução da altura de instalação de bolsadas na câmara magmática pode estar relacionada com as suas morfologias – dispositivos geométricos. A cinemática da formação e evolução destes dispositivos depende dos contrastes de viscosidade e densidade entre o magma granítico hospedeiro e os compósitos magma+fluido+cristais, pegmatíticos.

Os dispositivos funcionais para ajuizar o local da implantação na coluna vertical de diferenciação da cúpula granítica, devem ser “repetíveis” e reprodutíveis. São, portanto, aqueles cuja cinemática de construção mais vezes se observa em contextos afins mesmo que em granitos parentais de linhagens distintas (Guimarães & Leal Gomes, 2010). Apresentam-se aqui alguns desses dispositivos e os locais onde foram identificados (quadro 1), explorando-se os indícios de ascensão magmática que eles sugerem e indirectamente a sua utilidade funcional para a definição de níveis de implantação nas cúpulas graníticas.



**Figura 18** – Evolução morfológica observada num único conjunto de bolsadas pegmatíticas intra-graníticas atribuíveis a um único sistema granítico residual. A - imagens e respectiva análise geométrica; B - cinemática de implantação (extraído de Leal Gomes e Lopes Nunes, 2003).

Dispositivos geométricos		Correspondência na figura 14-B	Localização
Dispositivos de partida	Protuberâncias hemisféricas	Estádio 1	Grupo Pegmatítico de Senhora da Assunção (Sátão – Viseu)
	Protuberâncias piramidais		Grupo pegmatítico Alto dos Teares-Taião
“Bolha” pegmatítica ou pegmatito esférico		Estádio 2	Sátão (Viseu)
Geometria em ampulheta		Estádio 3	Mina Pedra da Moura II (Ponte da Barca)
Geometria em gota invertida ( <i>turnip</i> )		Estádio 4 e 5	Carvalheira (Terras de Bouro), e vários locais em Ponte da Barca
Geometria em haltere		Estádio 6 e 7	Grupo Pegmatítico de Senhora da Assunção (Sátão – Viseu)

**Tabela 1** – Dispositivos geométricos, estádios que lhe correspondem na figura 18, anterior, e alguns locais onde foram identificados.

## 2.1. Primeiras etapas de implantação (ascensão)

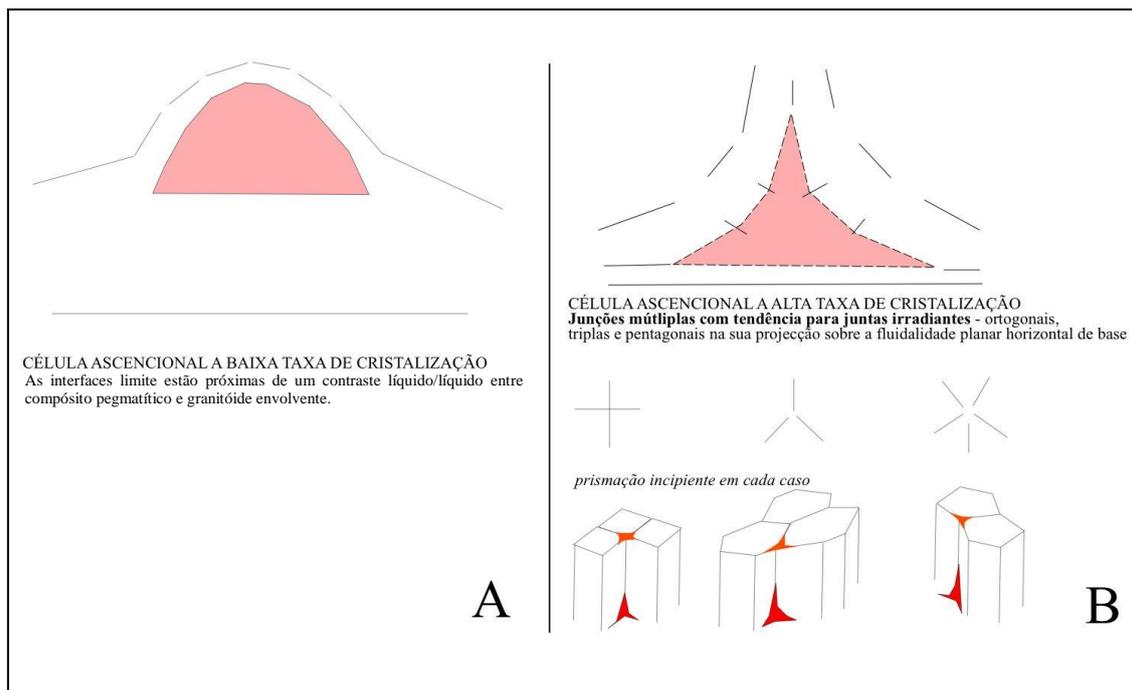
Assim, às primeiras etapas da evolução cinemática (etapas 1, 2, 3 e 4 da figura 18-B) correspondem formas de bolsadas menos evoluídas e que representam morfologias de ascensão nas cúpulas plutónicas hospedeiras. Nesta fase, a mobilidade dos diferenciados pegmatíticos é menor, não só devido à taxa de cristalização da massa granítica envolvente, e espaço dilatacional disponível, mas também devido à viscosidade relativamente mais elevada do compósito pegmatítico e sua menor diferenciação (Leal Gomes & Lopes Nunes, 2003).

Além da sobrecarga e efeito barragem efectuados pelos granitos parentais, devido à sua maior taxa de cristalização e maior viscosidade, desenvolvem-se, nas cúpulas dos plutonitos, painéis de nucleação acoplada originados por diferenciação termogravítica, que juntos podem exercer um efeito de barragem à ascensão de diferenciados pegmatíticos. As formas 4 e 5 (figura 18-B) manifestam já alguma

expansão lateral pois romperam os bandados horizontais, formulados por nucleação acoplada, e também são mais evoluídas do ponto de vista paragenético. Possivelmente, os seus diferenciados originais seriam mais ricos em fluidos que poderiam até estar imiscibilizados.

### 2.1.1. Dispositivos de partida ascensional

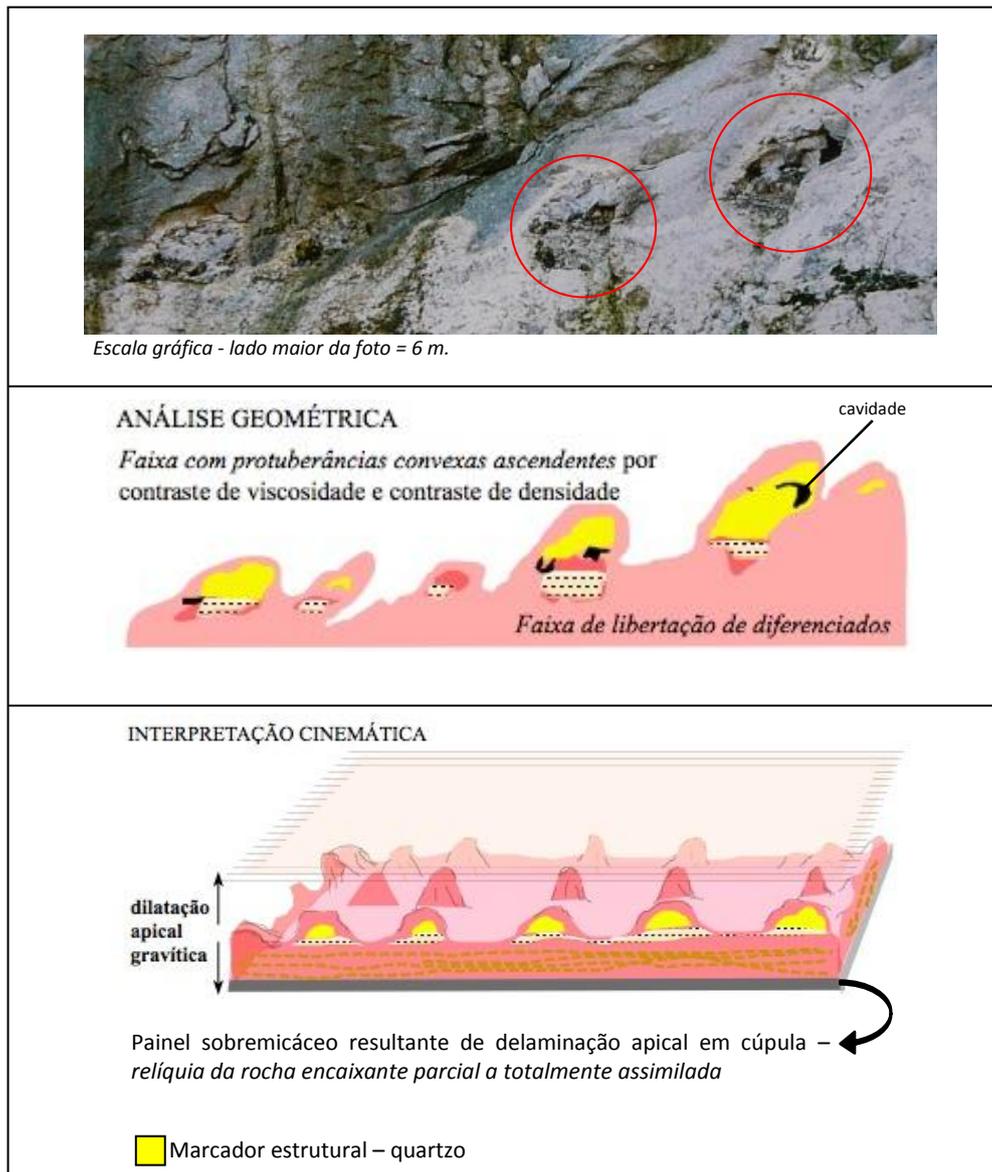
Os dispositivos de partida para ascensão pegmatítica estão ilustradas na figura 18-B (estádio 1). Constituem um padrão de desprendimento ascensional do compósito proto-pegmatítico, dependendo a sua forma – hemisférica (figura 19-A) ou piramidal (figura 19-B) –, da taxa de cristalização do granito encaixante e também parental. Geram, portanto, bolsadas pegmatíticas embrionárias do ponto de vista morfológico. Na sequência deste trabalho foram identificados dois tipos de formas.



**Figura 19** – Padrões de desprendimento ascensional. A – padrão hemisférico. B - padrão piramidal.

#### a) Protuberâncias hemisféricas

Trata-se de formas que ocorrem, normalmente, em conjuntos. Os glóbulos hemisféricos convexos e similares representam o primeiro estágio da ascensão de diferenciados pegmatíticos (figura 20).

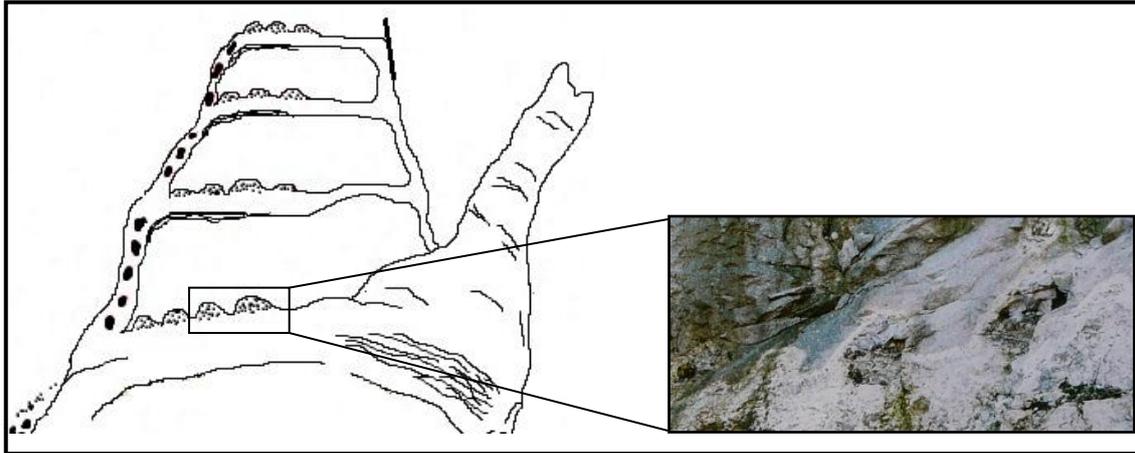


**Figura 20** – Protuberâncias hemisféricas ascendentes a partir de pegmatito de base diferenciado num granito porfiróide essencialmente biotítico, tardi-tectónico (grupo pegmatítico Senhora de Assunção, Sátão).

Estes dispositivos foram identificados no grupo pegmatítico de Senhora da Assunção (Sátão). Os que se ilustram na figura 20 estavam localizados nas bandas pegmatíticas do Corpo Sul deste grupo, sobre um painel proto-pelítico sobremicáceo horizontal, resultante de delaminação e *magmatic stoping* em zona de expansão da cúpula granítica hospedeira (figura 21).

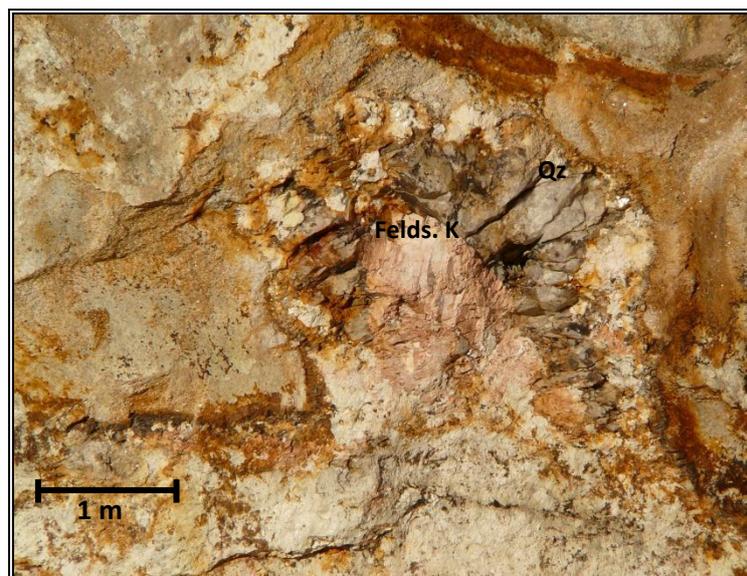
Com base na geometria globular convexa, deduziu-se que a taxa de cristalização a tecto das faixas pegmatíticas, a partir das quais emergem estas estruturas, deveria ser baixa, permitindo a ascensão do diferenciado pegmatítico sob

esta forma. No entanto, o contraste térmico envolvente seria muito marcado, fazendo com que a taxa de cristalização do encaixante aumentasse rapidamente e a viscosidade e densidade do diferenciado e do encaixante também, cessando a sua ascensão.



**Figura 21** – Localização das protuberâncias hemisféricas no corpo sul do grupo pegmatítico de Senhora da Assunção.

A indicação de que se trata de um dispositivo persistente e reprodutível encontra-se em situações como a da figura 22. Também foi identificado, por exemplo em pegmatitos bastante distantes na Bendada, em Castelo Branco.



Felds. K – feldspato potássico com textura gráfica

Qz – quartzo

**Figura 22** – Dispositivo de desprendimento ascensional. Imagem obtida em Bendada, Castelo Branco.

## b) Protuberâncias piramidais

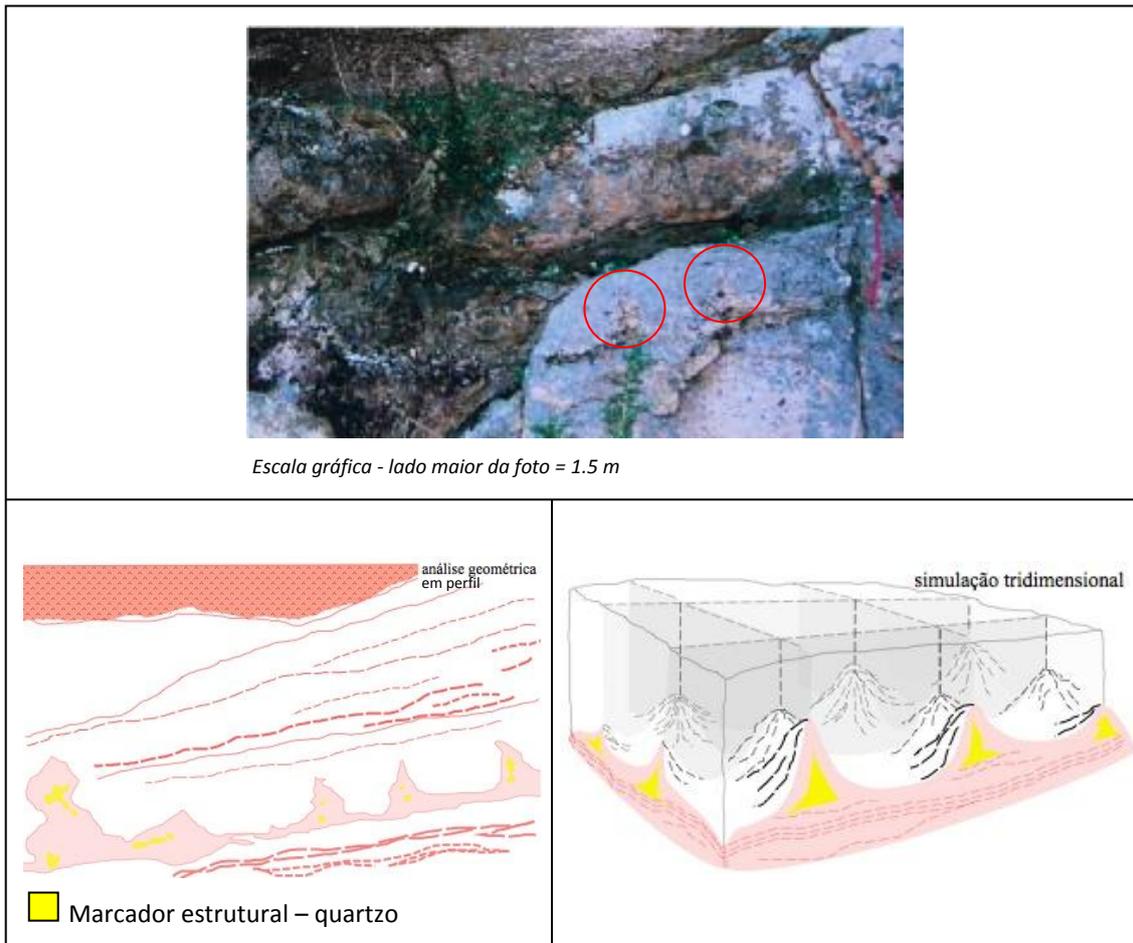
Representam um conjunto com a mesma situação funcional do padrão hemisférico, mas neste caso, face a outras propriedades físicas da matriz de acolhimento, a morfologia de cada célula é distinta – padrão piramidal.

Trata-se de conjuntos de junções triplas estabelecidas por prismação incipiente em regime dúctil-frágil, que podem ser encontradas em zonas apicais de cúpulas plutónicas. As suas formas em pirâmide estão relacionadas, entre outras razões, com o estado mais viscoso e rígido da massa granítica encaixante com taxas de cristalização mais elevadas, em contextos epizonais e próximo dos contactos apicais dos plutonitos (figura 23).

Por este motivo, acima das faixas com estas estruturas, é possível observar *dyking* localizado e irradiante de cada protuberância piramidal, passando a *sills* de colapso (Figura 23). É através daquelas fissuras que ascende o compósito proto-pegmatítico. O estado reológico no espaço de acolhimento, junto aos contactos apicais do plutonito, está próximo de uma disjunção frágil ortogonal, que posteriormente acolhe em corpos horizontais os diferenciados emanados de *feeder-dikes*.

Segundo Brisbin (1986), esta organização depende não só da composição da rocha encaixante, mas também da profundidade de intrusão. A reacção das rochas hospedeiras ao *stress* induzido pela pressão de um magma pegmatítico é diferente a diferentes profundidades. A intrusão em níveis superiores do plutonito será acompanhada por um comportamento mais frágil da rocha hospedeira. É o que acontece neste caso, com *dyking* associado à disjunção colunar suprajacente aos corpos piramidais (figura 23).

Estes dispositivos foram identificados no campo pegmatítico do Alto dos Teares-Taião, em manchas graníticas do mesmo tipo litológico que aflora no maciço Monção situado nas proximidades (granito tipo I porfiróide essencialmente biotítico pós-D<sub>3</sub>). Estão assentes sobre uma faixa aplítica horizontal resultante de delaminação, *magmatic stoping* e parcialmente estruturada em painéis de nucleação acoplada, por sua vez expressos como fluidalidades planares subhorizontais, marcadas por feldspatos e biotites.

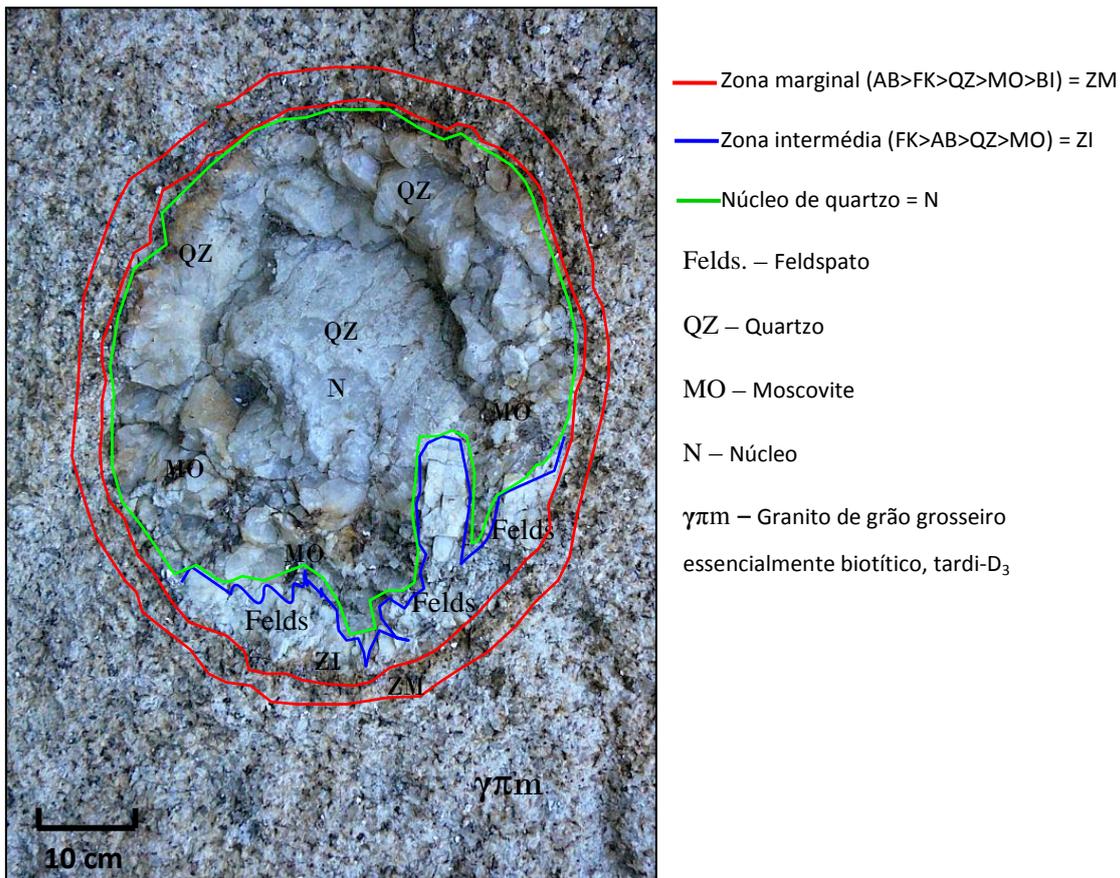


**Figura 23** – Protuberâncias piramidais ascendentes no seio de um granito porfiróide essencialmente biotítico, pós-tectónico – granito de Monção (campo pegmatítico Alto dos Teares-Taião, Valença).

### 2.1.2. Bolha” pegmatítica ou pegmatito esférico

Este tipo de dispositivo corresponde ao estágio 2 de ascensão pegmatítica da figura 18-B.

Se as condições se proporcionarem (coluna de magma granítico de baixa viscosidade), os glóbulos hemisféricos, referidos anteriormente, podem sofrer desprendimento e ascender em forma quase esférica através da porção periférica do batólito. A figura 24 representa, um pequeno pegmatito esferóide, que terá cristalizado durante a sua ascensão em resposta ao “congelamento” de um processo evolutivo ascensional, possivelmente, em resposta a um arrefecimento mais abrupto, tanto do granito hospedeiro como do pegmatito.



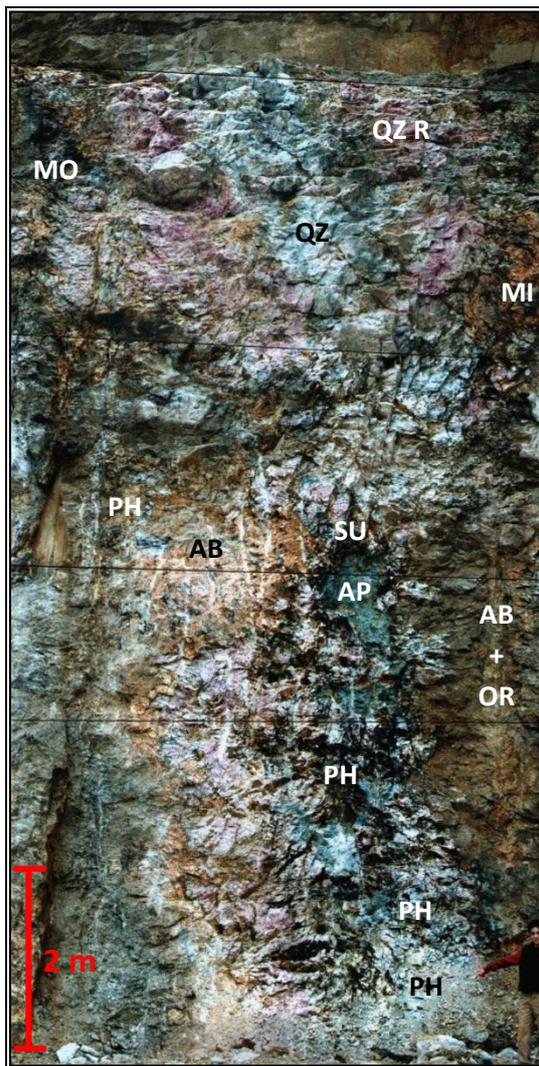
**Figura 24** – Esfera pegmatítica e delimitação das respectivas faixas de zonamento. Imagem obtida em Sátão, Viseu.

Trata-se de um pegmatito já com um pequeno grau de evolução em relação aos dispositivos de desprendimento ascensional proximais, pois apresenta zonamento ascensional – mais quartzo no sentido da ascensão –, onde é possível distinguir três zonas. A zona marginal, que diz respeito à transição granito/pegmatito, neste caso não revela a habitual transição gradual para o granito. O feldspato, em cristais bem desenvolvidos, comparativamente ao tamanho do pegmatito, ocupa maioritariamente a zona intermédia, que está localizada na base do pegmatito. O núcleo, predominantemente constituído por quartzo, ocupa uma posição apical no pegmatito.

A posição da zona intermédia, na base e do núcleo, a topo do pegmatito, é a indicação do movimento ascensional em que esta massa se encontrava quando consolidou completamente.

### 2.1.3. Geometria em ampulheta

A geometria em ampulheta corresponde ao estágio 3 da figura 18-B e ocorre quando no decorrer da ascensão, as diversas “bolhas” pegmatíticas se vão modificando morfológica e composicionalmente. Nesta etapa os glóbulos magmáticos de diferenciado potencialmente pegmatóide, por efeito de barreira à ascensão, motivada por painéis de nucleação acoplada, adquirem a forma de uma ampulheta que pode consolidar e originar um corpo com esta geometria (figura 25).



- GR – textura gráfica
- AB – albite
- MO – mica branca
- QZ R – quartzo roseo
- QZ – outras variedades de quartzo
- MI – microclina
- AB+OR – ortoclase+albite±quartzo
- AP – apatite gráfica em intercrescimento com sulfuretos, frequentemente, blenda
- PH – fosfatos (apatite escassa e triplite-zwieselite abundante)
- SU – concentração de sulfuretos

**Figura 25** – Bolsada pegmatítica zonada com geometria em ampulheta – frente de desmonte da mina Pedra da Moura II, Ponte da Barca, obtida em 1999 (extraído de Leal Gomes et al., 2009).

O pegmatito ilustrado na figura 25 é representativo desta geometria. Trata-se de um corpo zonado, com zona marginal pouco desenvolvida e uma zona intermédia constituída por feldspato potássico e alguma plagioclase albitica. O núcleo ocupa o

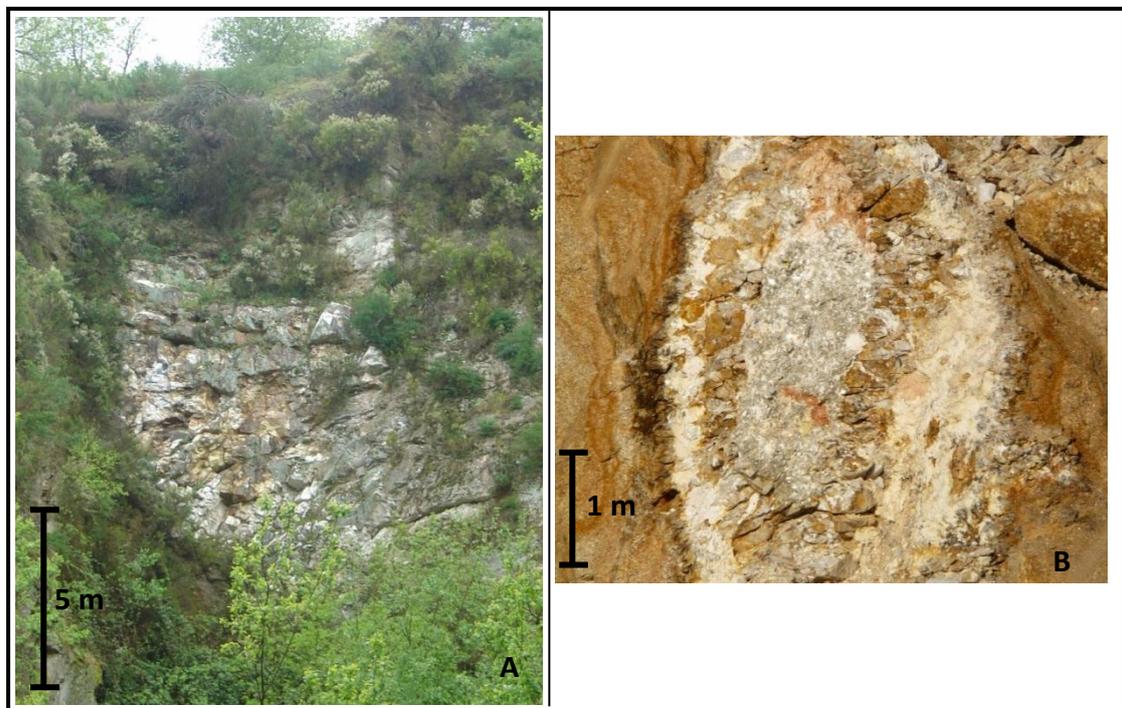
maior volume e é constituído por quartzo, em grande parte com cor rósea intensa. Possui ainda uma dilatação no polo apical e ligeiro extravasamento para Norte (Silva, 2002).

O granito parental e hospedeiro é um leucogranito, que possui na sua composição granada e cordierite, por sua vez diferenciado de uma fácies de granito essencialmente biotítico, grosseiro, contaminado por reacção com rochas metassedimentares da série pelítica.

#### 2.1.4. Geometria em gota invertida (*turnip*)

Estas geometrias são bastante evoluídas e são apenas alcançadas quando o magma pegmatítico, durante a ascensão, já ultrapassou quase por completo as barreiras à ascensão (painéis de nucleação acoplada) (estádio 4 da figura 18-B).

A geometria em gota invertida caracteriza a ascensão do tipo *ballooning*, pois nesta etapa o compósito apresenta precisamente uma geometria em gota invertida característica daquele tipo de ascensão magmática (figura 26).



**Figura 26** – Geometrias em gota invertida. A – Carvalheira, Terras de Bouro. B – Bendada, Castelo Branco.

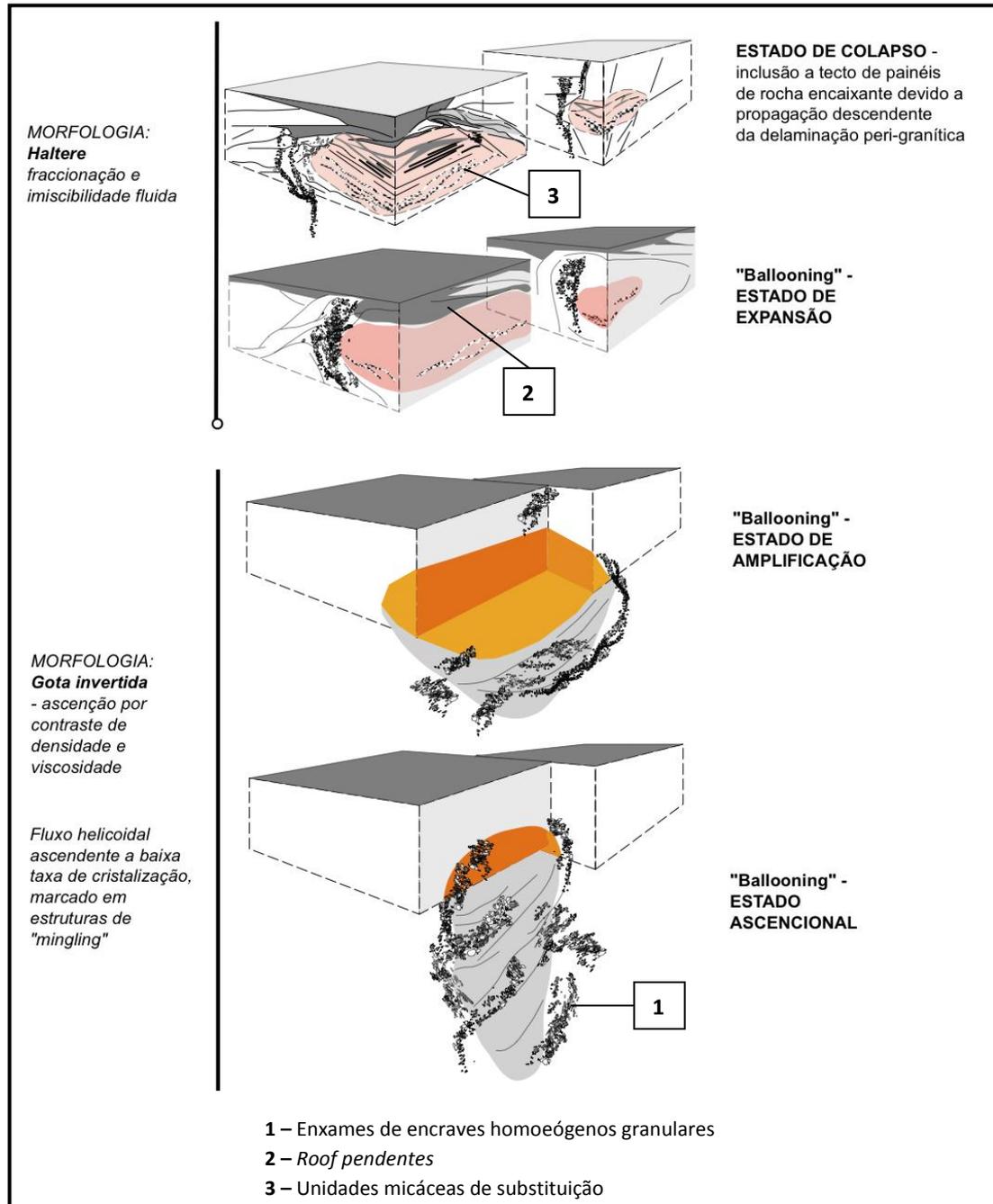
Também neste caso os dispositivos e morfoscopia dos respectivos pegmatitos se repetem em campos pegmatíticos por vezes muito afastados, como sucede no caso dos exemplos representados na figura 26.

A ocorrência de fenómenos como a delaminação peri-granítica além das baixas taxas de cristalização do hospedeiro aquando a intrusão pegmatítica, são importantes para a formação de corpos com geometrias deste tipo e dos anteriores, pois a expansão de cúpula facilita a diferenciação, por descompressão, e a intrusão dos diferenciados pegmatíticos.

## 2.2. Últimas etapas de implantação (geometrias em haltere)

Conceptualmente, nesta fase da implantação pegmatítica, o magma chegado à zona de cúpula, perante a impossibilidade de continuar a ascensão, tende a sofrer expansão lateral sobretudo no caso de compósitos pegmatíticos com abundante fase fluida (figura 27). Ao contrário do que sucede em estádios anteriores, estes corpos podem sofrer algum afundamento na coluna de granito hospedeiro. Isto pode ser consequência de *upliftling* da cúpula (estádios 5, 6 e 7 da figura 18-B). Se a expansão lateral continuar, o magma pegmatítico irá dividir-se e dar origem a corpos acoplados em haltere, como é o caso dos pegmatitos do grupo de Senhora da Assunção. Os painéis de nucleação acoplada também influenciam este processo de separação do magma. As bolsas pegmatíticas correspondentes a estes últimos estádios de implantação são, então, mais evoluídas morfologicamente, em resposta à expansão lateral, e também tendem a ser evoluídas do ponto de vista paragenético.

Para que esta fase evolutiva seja possível as massas magmáticas graníticas terão de possuir uma baixa taxa de cristalização. O que resulta numa alta mobilidade dos diferenciados pegmatíticos através da coluna granítica contígua. As trajectórias de deslocamento passam a ser, por este motivo, helicoidais (figura 18-B). Este facto é coerente com o crescimento em pente de alguns cristais suspensos a tecto (exemplo dos gigaberilos dos pegmatitos da Senhora da Assunção) (figura 40 adiante).



**Figura 27** – Cinemática de estruturação do grupo pegmatítico de senhora da Assunção – interpretação cinemática para a aquisição da morfologia actual (representada na figura 36 adiante).

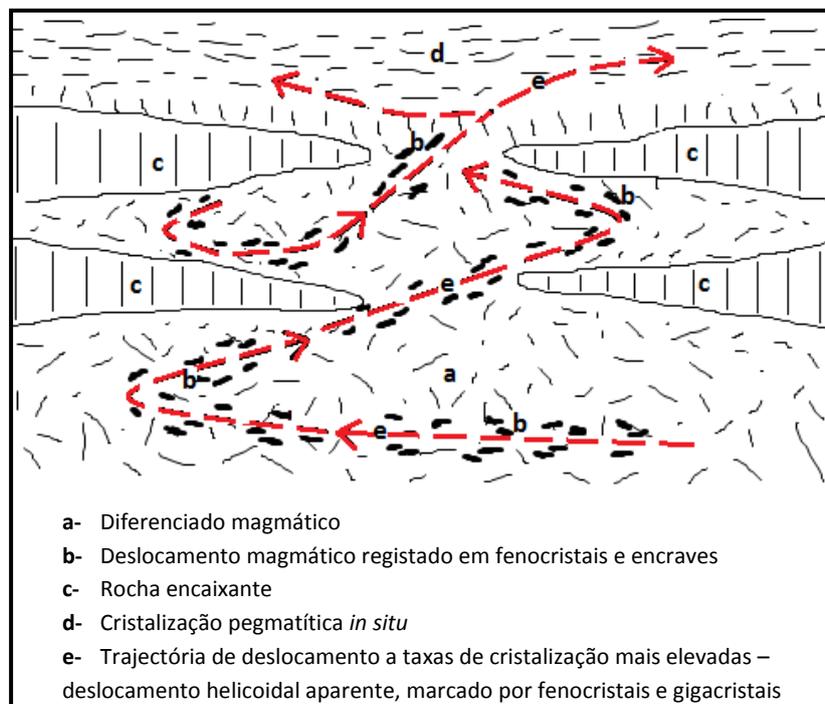


### 3. ANÁLISE ESTRUTURAL DOS GRUPOS PEGMATÍTICOS

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 porfiróides.

Em zonas de cúpula de plutonitos com esta tipologia, e perante interfaces de contraste de densidade e viscosidade, pode ocorrer o aprisionamento de fracções de magma enriquecidas em fluidos. Perante estas condições, e a uma baixa taxa de cristalização dos granitóides hospedeiros, pode ocorrer a ascensão de diferenciados pegmatíticos.

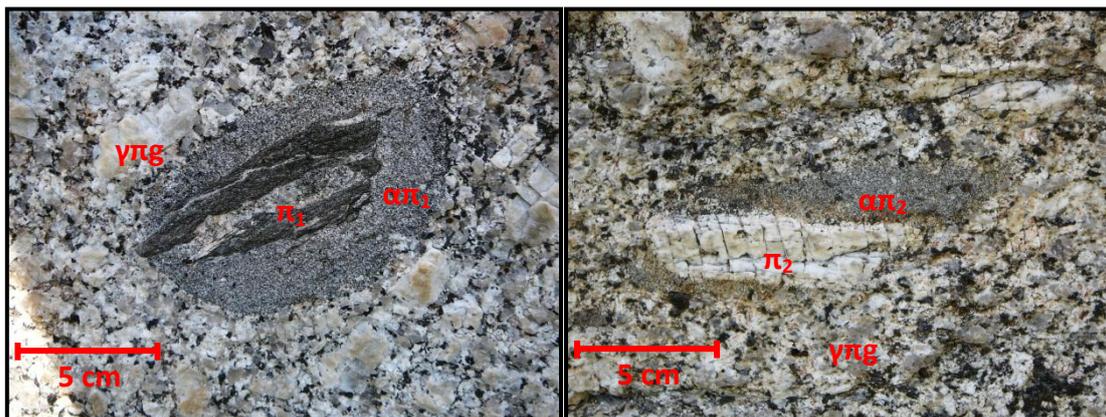
Conceptualmente os processos de delaminação peri-granítica também têm um papel importante na instalação de pegmatitos intra-graníticos pois o escape de magma através das rochas contíguas provoca uma relaxação interna na cúpula dos plutonitos, sujeitos a ascensão, eventualmente, helicoidal, possibilitando a instalação de pegmatitos com formas irregulares e tabulares (figura 28).



**Figura 28** – Delaminação apical nas cúpulas.

Por vezes, a relaxação de cúpula prossegue para um colapso, o que se reflecte na estrutura interna dos pegmatitos que se diferenciam internamente em resposta a um gradiente termo-gravítico, por vezes adquirindo polaridade de evolução paragenética.

De acordo com os critérios de Cerny (1982a), as propriedades dos diferenciados e as suas relações de contacto com a rocha encaixante fornecem evidências convincentes de que a maioria dos pegmatitos intra-graníticos e os granitos envolventes estavam num estado fluido durante a intrusão e que a cristalização ocorreu *in situ*. Na maioria dos casos, como foi já referido, pode existir uma faixa aplítica que marca a transição gradual entre o granito e o pegmatito, no entanto, em ambientes de mistura, como são os que estão expressos nos corredores de *mingling*, a fácies aplítica pode ser reaccional ou segregacional (figura 29)



**Figura 29** – Ilustração de transições em desequilíbrio entre granito e pegmatito mesoescalar. Imagens obtidas em corredor de mingling, em Castelo de Aboim, Ponte da Barca.  $\gamma\pi g$  – Granito porfiróide de grão grosseiro, biotítico.  $\alpha\pi_1$  – Aplito-pegmatito segregacional;  $\alpha\pi_2$  – Aplito-pegmatito reaccional;  $\pi_1$  – Pegmatito injectado previamente;  $\pi_2$  – Pegmatito diferenciado *in situ*.

### 3.1. Campo pegmatítico de Ponte da Barca-Terras de Bouro

Silva (2002) realizou um estudo estatístico das coordenadas de instalação de pegmatitos intra-graníticos, registando frequências de ocorrência de corpos com dimensão capaz de constituir índice cerâmico – pegmatitos com massas prováveis superiores a 26.000 ton. Na abordagem que fez ao campo pegmatítico de Ponte da Barca-Terras de Bouro notou que existe um intervalo de cotas que parece mais

produtivo situado, entre os 200 e 650 m de altitude. Quanto à distância aos contactos dos granitos hospedeiros, e contactos com outros tipos litológicos, o mesmo autor notou que se verifica quase sempre alguma proximidade.

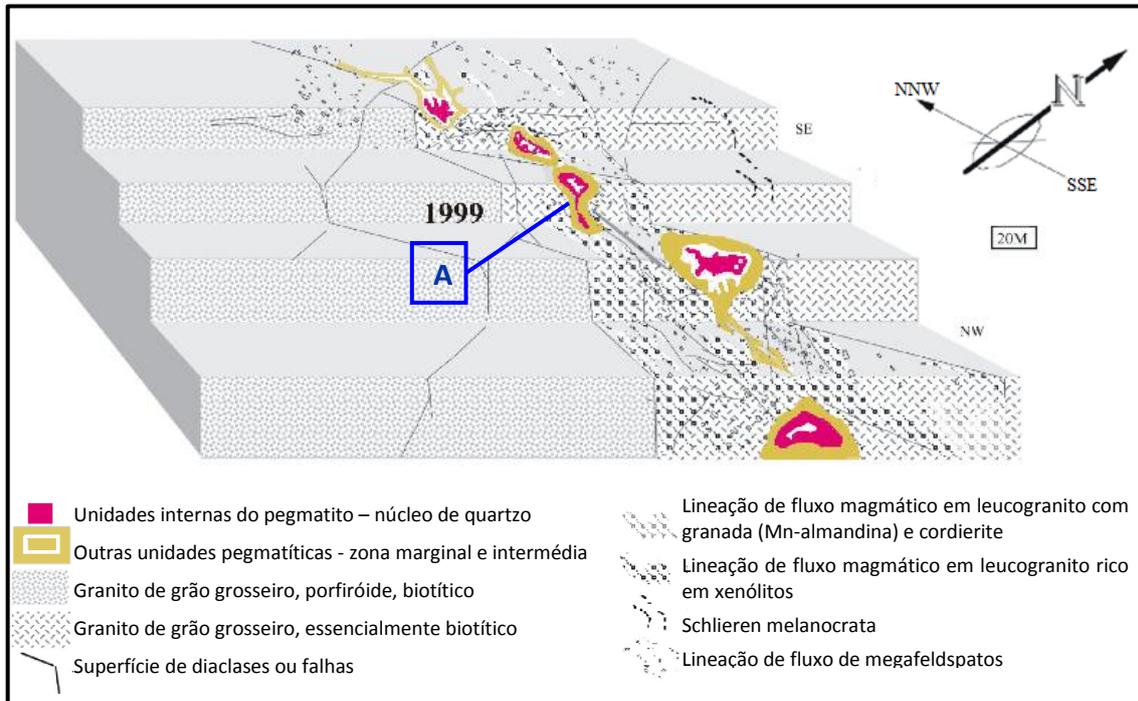
Um dos grupos pegmatíticos mais representativos deste campo situa-se na mina de Pedra da Moura II, onde é possível observar um alinhamento de bolsadas pegmatíticas num corredor de mistura magmática e contaminação marcado nas estruturas e texturas de *mingling* (figura 30). As bolsadas surgem hospedadas em fácies  $\gamma'g$  (granito de Terras de Bouro), no alto de Chã da Veiga, a cerca de 620 m de altitude. Hoje em dia, a maioria destes pegmatitos e grande parte das estruturas que os envolvem já não são observáveis devido à sua obliteração no decurso dos avanços mineiros.



- |  |  |
|--|--|
| $\gamma\pi g$ – granito porfiróide de grão grosso biotítico          | Bolsadas pegmatíticas                                  |
| $\gamma'g$ – granito de grão médio a grosso essencialmente biotítico | Metassedimentos, digeridos no contacto com os granitos |
| Leucogranito com cordierite e granada ( $\gamma\pi g$ )              | Corredor de mistura ( <i>mingling</i> )                |
|  | Rupturas tardi-variscas e posteriores                  |

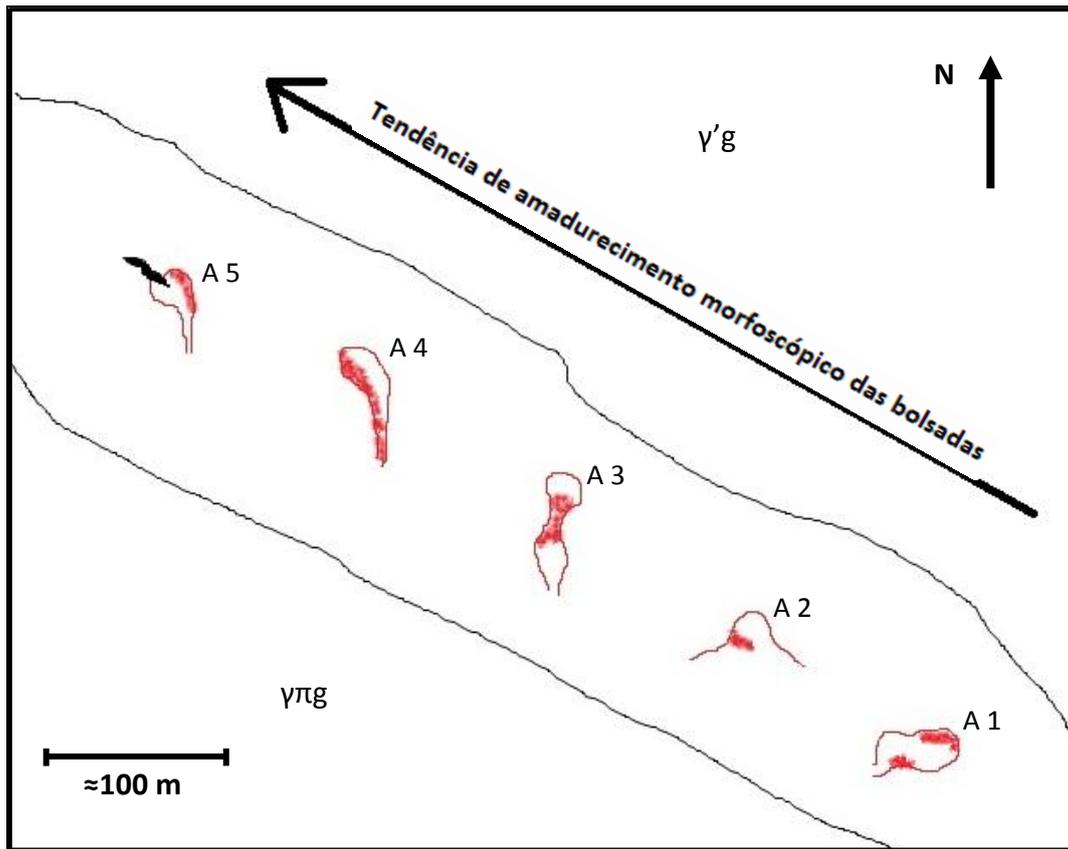
**Figura 30** – Distribuição das fácies litológicas e localização das bolsadas pegmatíticas ao longo de um corredor de *mingling* na mina da Pedra da Moura II – Ponte da Barca.

No entanto, este local ainda constitui um excelente exemplo de um enxame pegmatítico onde as morfologias das bolsadas pegmatíticas, alinhadas ao longo de um corredor de mistura, representam os primeiros estádios evolutivos na cinemática de implantação de bolsadas pegmatíticas (figura 31 e 32).



**Figura 31** – Estrutura e anatomia do grupo pegmatítico da Pedra da Moura (intra-granítico), situado ao longo de um corredor de mistura magmática *mixing-mingling* – simplificação em bloco 3D. A – referência à imagem apresentada na figura 25, anterior (adaptado de Leal Gomes *et al.*, 2009).

Leal Gomes *et al.* (2009) construíram um bloco diagrama esquemático para o corredor de *mingling* de Pedra da Moura (figura 33) onde estão patentes as heterogeneidades litológicas da cúpula que hospeda os pegmatitos. É de realçar que as bolsadas se concentram num espaço lineamentar com fortes indícios de diferenciação granitóide, até sistemas mais leucocratas. Percebe-se também que, quanto mais para S e a menor profundidade (cota mais elevada), ocorrem corpos com crescente extravasamento para N e mesmo *telescoping*, no mesmo sentido, por parte dos respectivos núcleos quartzosos (figura 32).

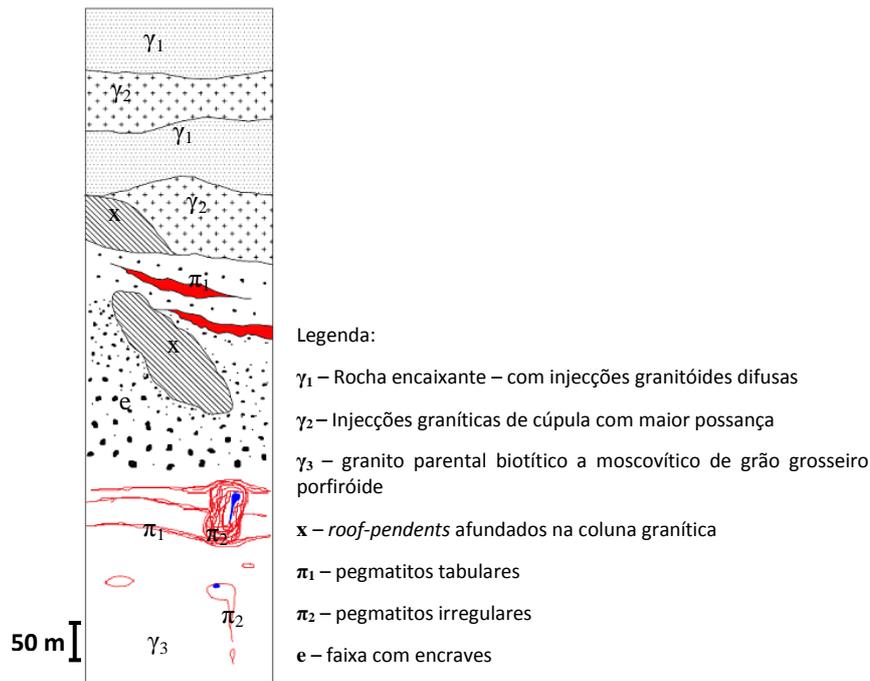


**Figura 32** – Generalização esquemática do alinhamento e geometria das bolsadas pegmatíticas no corredor de *mingling* na mina da Pedra da Moura II, correspondente à figura 31 anterior.  $\gamma\pi g$  – granito porfiróide de grão grosso biotítico.  $\gamma'g$  – granito não porfiróide de grão médio a grosso essencialmente biotítico. A1, A2, A3, A4, A5 – estádios evolutivos correspondentes à figura 18-B.

Este panorama indicia um aumento do grau de evolução morfológica dos pegmatitos (amadurecimento morfológico e morfoscópico) consoante se caminha para WNW.

Como foi já referido, as bolsadas pegmatíticas estão espacialmente localizadas num corredor de mistura magmática, onde se misturam magmas de composição mais básica, cuja ascensão é facilitada pela delaminação apical e pela própria emanção de calor. Em vindas sucessivas, estes magmas mesclam-se com magmas félsicos crustais que ocasionalmente resultam de refusão, gerando granitóides biotíticos híbridos, tardi tectónicos, com potencialidade para a formação de pegmatitos, como é o caso dos que ocorrem neste campo.





**Figura 34** – Estrutura da coluna granítica apical de Lamas, obtida por integração de dispositivos dispersos – representado na figura 33 pela letra B.

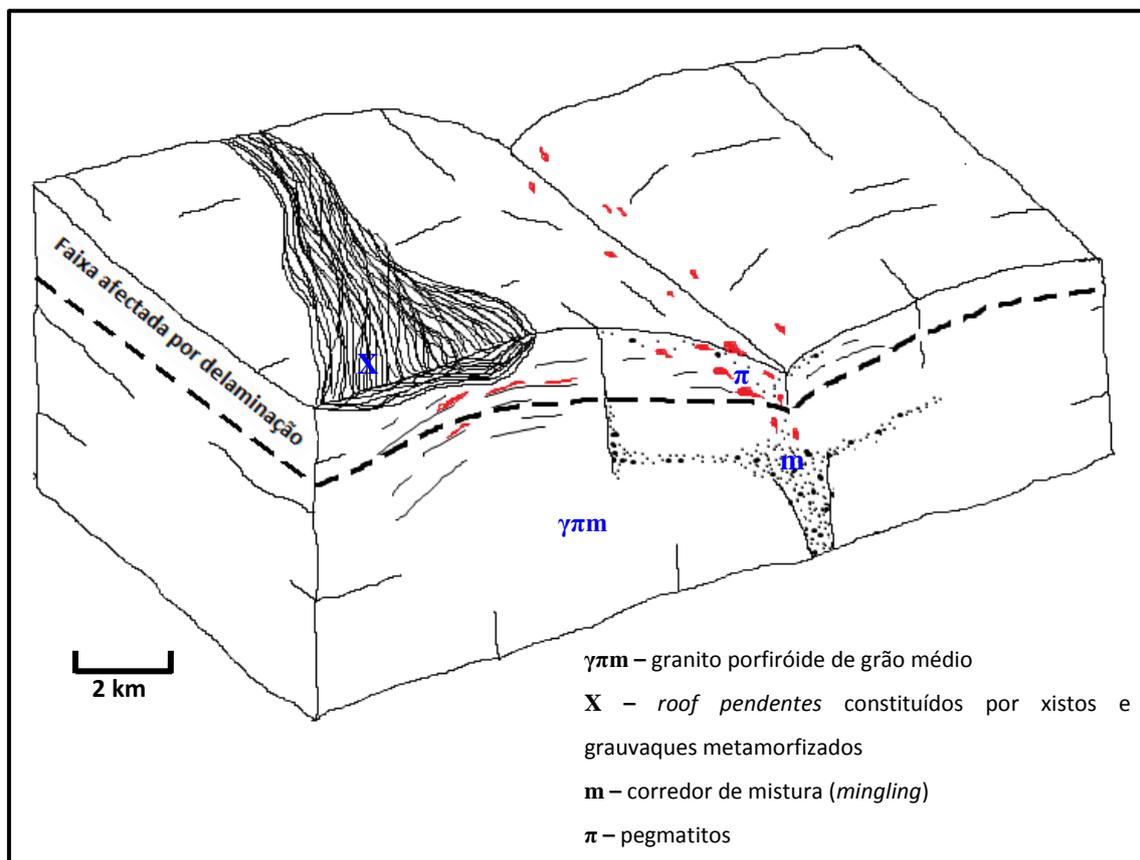
Os grupos pegmatíticos mais importantes deste campo afloram na fácies  $\gamma_{pm}$  do maciço granítico que se estende de Vila Nova de Paiva a Aguiar da Beira (Trabulo *et al.* 1995). Os pegmatitos do grupo da Senhora da Assunção têm uma localização profunda no contexto da estruturação do maciço – situam-se abaixo da zona com bandas pegmatóides e abaixo da zona com encraves. Os corpos constituintes são do tipo misto (NYF e LCT) e estão associados aos cisalhamentos NNE-SSW, que controlam o alinhamento das bolsadas pegmatíticas.

Analisando a distribuição de corpos pegmatíticos na carta geológica à escala 1:50 000, é possível dizer que também neste campo eles se encontram, geralmente, mais próximos dos contactos entre litótipos graníticos e destes com formações metapelíticas encaixantes.

### 3.2.1. Grupo Pegmatítico da Senhora da Assunção

O grupo pegmatítico de Senhora da Assunção, situado entre Aguiar da Beira e Sátão é constituído por um par de pegmatitos acoplados em haltere num volume de expansão de um corredor de mistura – *mingling*.

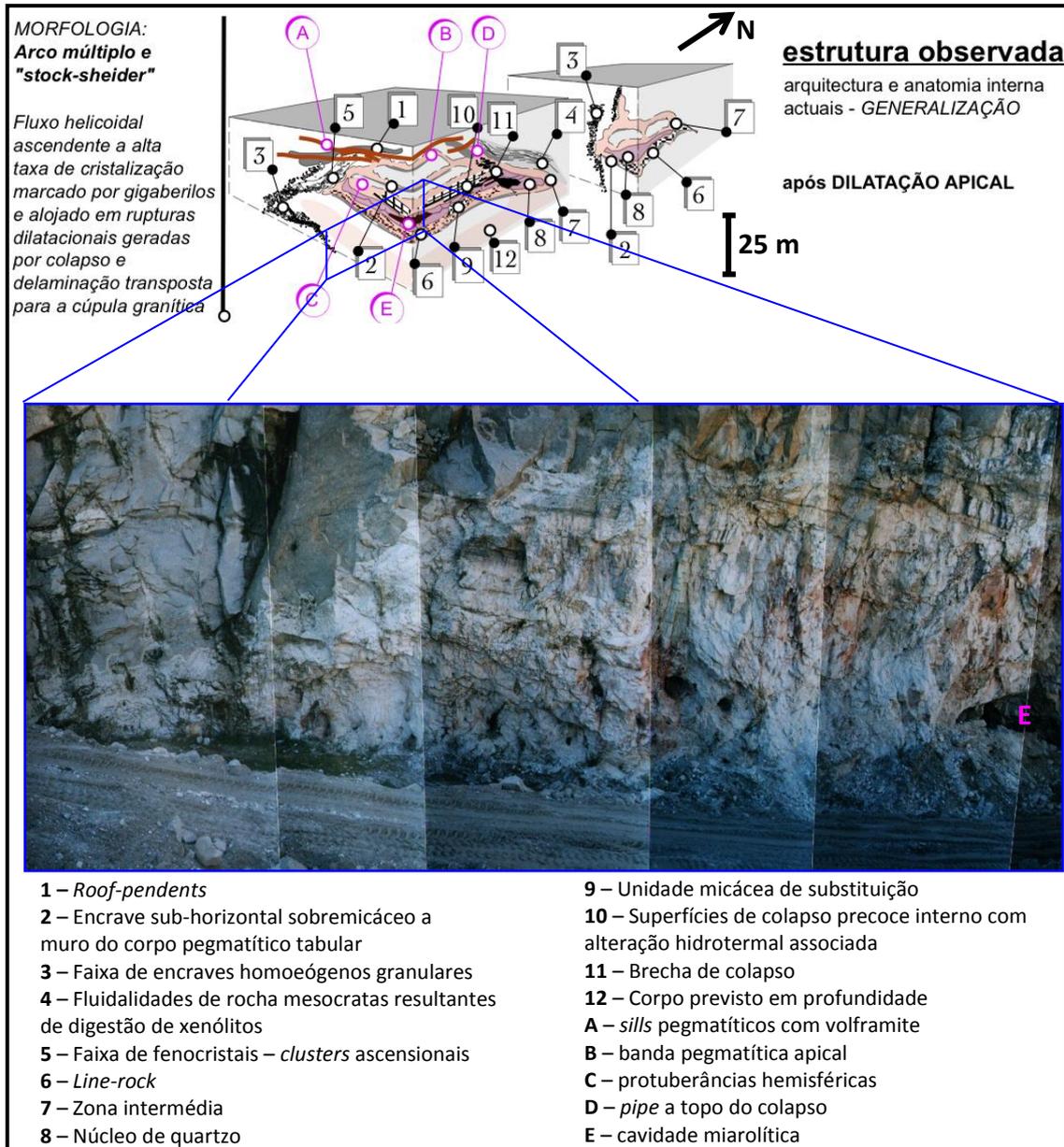
Os pegmatitos intra-graníticos com maior volume, ocorrem na faixa com encaves e imediatamente abaixo dela (figura 35) – são heterogêneos, por vezes fortemente zonados com abundantes massas quartzosas nucleares e frequentes massas de substituição mangano-ferríferas ou litiníferas fosfáticas (Trabulo *et al.*, 1995).



**Figura 35** – Estrutura e anatomia do grupo pegmatítico da Senhora da Assunção ao longo de um corredor de *mingling*. Nota: assinalado com a letra C na figura 33.

Como foi já referido antes, a geometria de bolsadas como estas é alcançada nos últimos estádios da cinemática de implantação pegmatítica, quando a dada altura o magma pegmatítico, impossibilitado de continuar a ascensão através do plutonito sob a forma de gota invertida, terá sofrido expansão lateral e originado a forma em haltere (figura 36). Posteriormente, a delaminação e o conseqüente colapso de cúpula, terão sido responsáveis pela ocorrência do fenómeno de *magmatic stopping*, que propicia a contaminação do magma pegmatítico com massas de rocha desmontadas do encaixante.

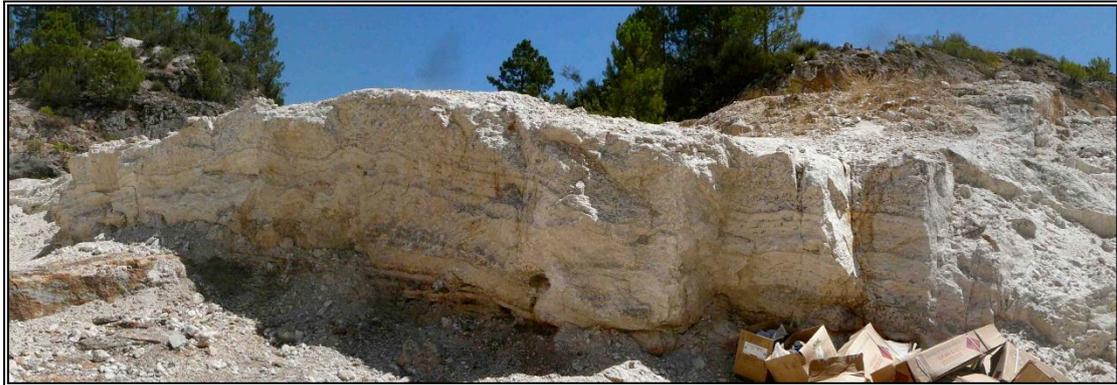
Adicionando-se ao processo de mistura magmática, a contaminação com enclaves de rocha encaixante incrementa ainda mais o potencial de mineralização dos compostos pegmatíticos.



**Figura 36** – Estrutura e anatomia do grupo pegmatítico de Senhora de Assunção, figurada num bloco de diagrama, correspondente à última etapa da expansão lateral referente à figura 27, anterior.

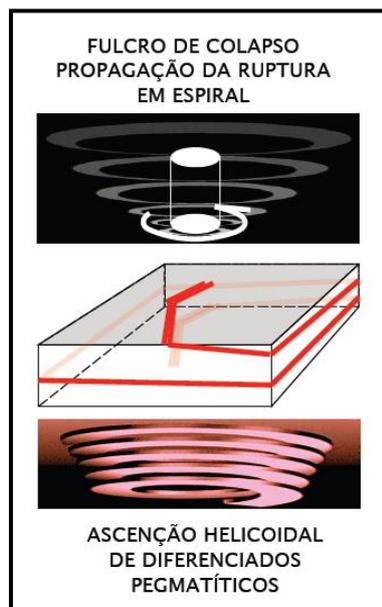
A presença de faixas de *line-rock* (fácies bandadas leucocratas a muro dos pegmatitos) é indicadora de um sobrearrefecimento, devido ao contacto com painéis de rocha encaixante afundados (que estariam a uma temperatura inferior). As *line-*

*rocks* também são mais definidas se ocorrer a ascensão de voláteis dentro do corpo e ainda pela redução da pressão por expansão de cúpula. Estas circunstâncias em conjunto podem levar a uma nucleação heterogênea por difusão termogravítica e ao desenvolvimento de uma camada de componentes excluídos, concentrados perto do contacto a muro do pegmatito. No caso da Senhora da Assunção, a *line-rock* é constituída, essencialmente, por albite > quartzo > mica branco > feldspato K (figura 37).



**Figura 37** – Imagem de *line-rock* obtida a muro do Corpo Sul do grupo pegmatítico da Senhora da Assunção.

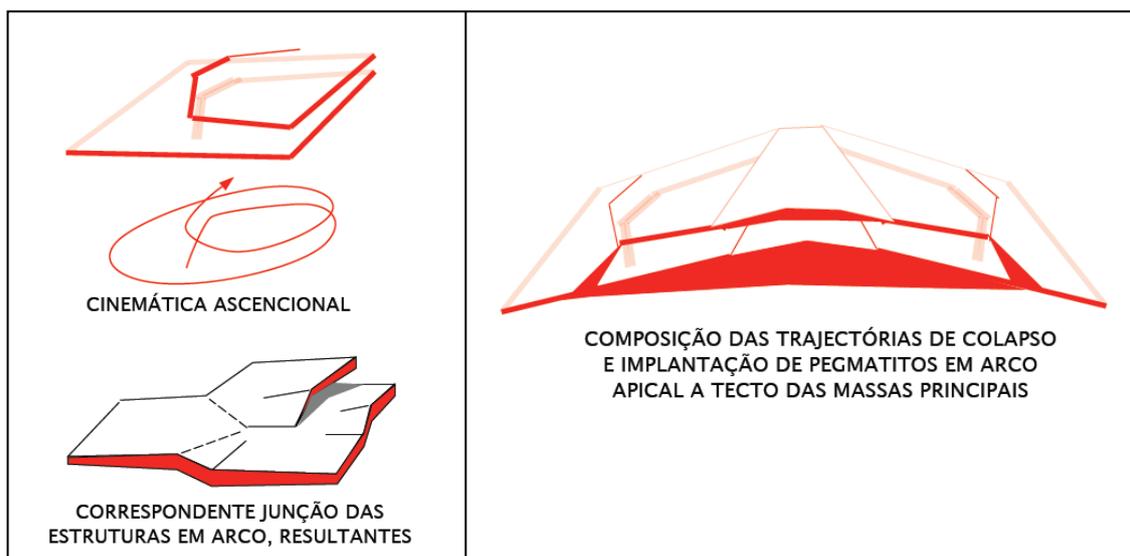
A propagação das dilatações relacionadas com delaminação ou *magmatic stoping* poderá gerar um conjunto de rupturas em espiral e, por consequência, um fluxo ascensional e helicoidal dos diferenciados pegmatíticos (figura 38).



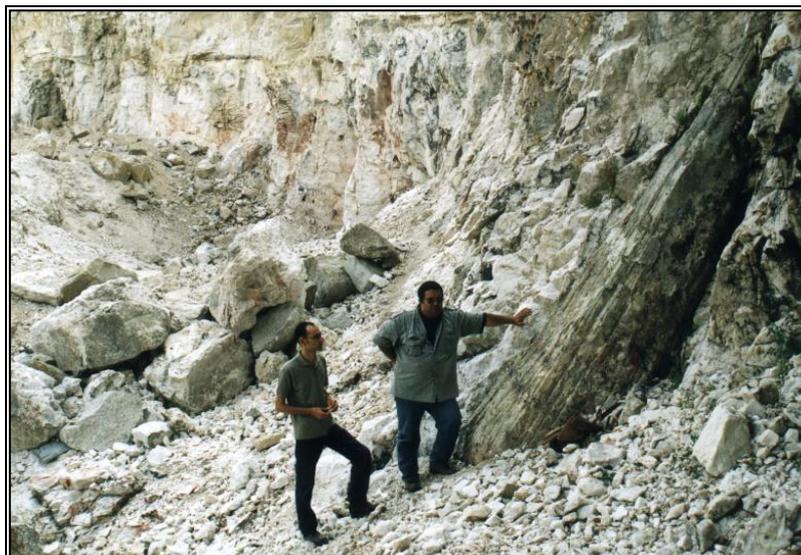
**Figura 38** – Modelos ascensionais complementares de rupturas helicoidais em dilatação pura vertical.

Este movimento ascensional e helicoidal dos diferenciados está marcado, inicialmente, nas trajectórias de encaixes homoeógenos e fenocristais. Após colapso e enchimento, a estrutura interna pegmatítica (figura 39) é ainda afectada pelo deslocamento, como se observa no caso da disposição dos gigacristais de berilo com estrutura em pente (*comb-structure*), resultantes de fraccionação e crescimento centrípeto (figura 40 e 41).

Este fluxo terá também, por sua vez, dado origem às bandas pegmatíticas em arco que se encontram no topo do Corpo Sul (figura 39).

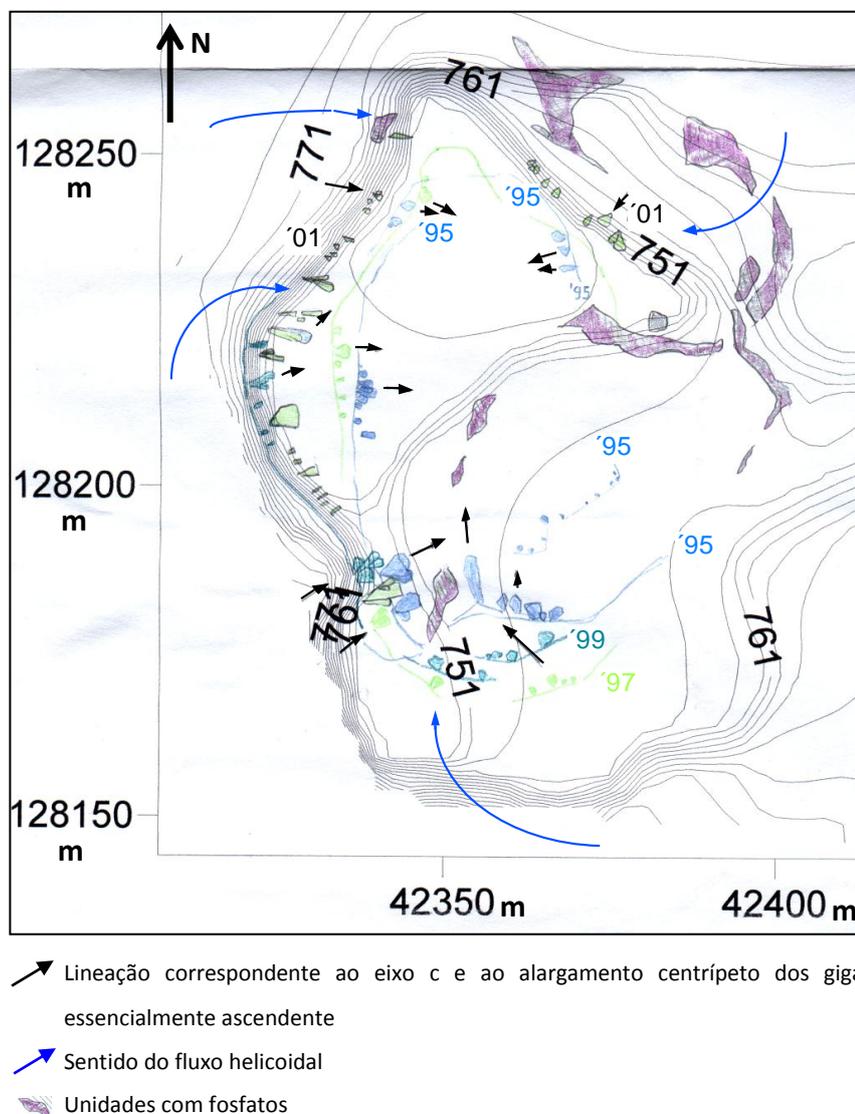


**Figura 39** – Disjunção dilatacional da cúpula por efeito de propagação de colapso.



**Figura 40** – Exemplo do cristal de berilo gigante no corpo sul da mina da Senhora da Assunção.

Uma evidência de fluxo helicoidal ascendente dos diferenciados é a disposição helicítica nos corpos pegmatíticos, dos eixos c dos cristais de gigaberilos sub-verticais (figura 41). Esta disposição é estabelecida num estado pós-colapso por inércia das trajectórias de deslocamento previamente estabelecidas. Em condições normais – só com influência da gravidade – os eixos c dos berilos teriam uma atitude sub-vertical não heliciticamente organizada, o que não acontece neste caso (figura 41). A hipótese de que poderiam ter cristalizado verticalmente e, posteriormente, terem sofrido deformação, não parece viável, pois não existem indícios de deformação intracristalina ou encurvamento dos cristais.



**Figura 41** – Cartografia de dispersão dos gigaberilos na corta de exploração do corpo sul do grupo pegmatítico de Senhora da Assunção, nas frentes de desmonte de 1995 – '95, 1997 – '97, 1999 – '99 e 2001 – '01 (monitorização de Leal Gomes, comunicação pessoal).

Na sequência da estruturação apontada na figura 41 e num estágio em que a fase magmática já estaria, provavelmente, esgotada, os contrastes de densidade e viscosidade já não seriam funcionais no que respeita à mobilidade dos diferenciados. Terá então ocorrido um colapso descendente intra-pegmatítico gerando um dispositivo – padrão em hansa de abatimento. Este fenómeno tardio poderá ter tido consequência da drenagem ascendente de diferenciados aproveitando o abatimento do tecto da câmara pegmatítica (figura 42).

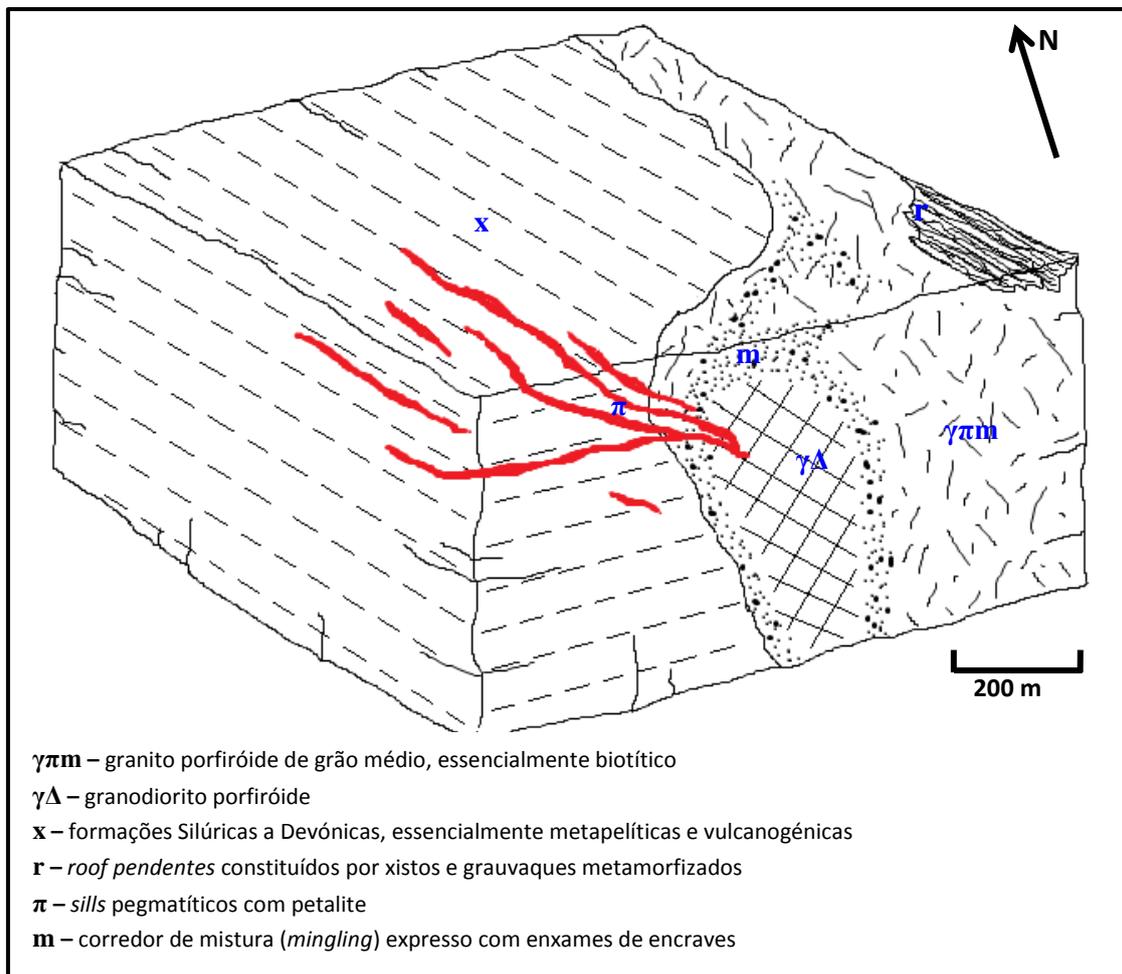


**Figura 42** – Corta Sul no grupo pegmatítico de S.ª de Assunção, Sátão – *sinkhole* de colapso gravítico por esvaziamento – com brecha de clastos horizontalmente alongados (essencialmente quartzosos) e matriz de caulinite + haloizite + mica e relíquias de columbite-tantalite + zircão (após caulinização dos feldspatos).

### 3.2.2. Grupo Aplito-pegmatítico da Queiriga

Os pegmatitos deste grupo são peri-graníticos (figura 45). Estão enraizados numa zona de mistura situada no bordo do batólito, onde se observam vestígios de *mingling* muito diversificados – encraves homoeógenos granulares melano a mesocratas e também sobremicáceos escuros. Também se observa um *plug* remanescente de diorito biotítico que evolui para granodiorito porfiróide, intrusivo em granito essencialmente biotítico com tendência porfiróide. Os pegmatitos atravessam o contacto dos granitóides com as formações metassedimentares e nestas assumem a configuração de *sills* exo-graníticos, tal como são descritos no modelo de Phillips (1972, 1974) e em Leal Gomes (1994), apresentando afloramentos sub-paralelos aos contactos dos granitos. Em localização proximal, no enraizamento, os *sills*, caracteristicamente, inclinam no sentido do interior do granitóide. Em localizações distais, no encaixante metassedimentar, tornam-se sub-horizontais.

O magma parental destes pegmatitos poderá ter sido hibridizado pela mistura entre o magma diorítico ( $\gamma\Delta$ ) e o magma granítico que gerou a fácies  $\gamma\pi m$  (figura 43).

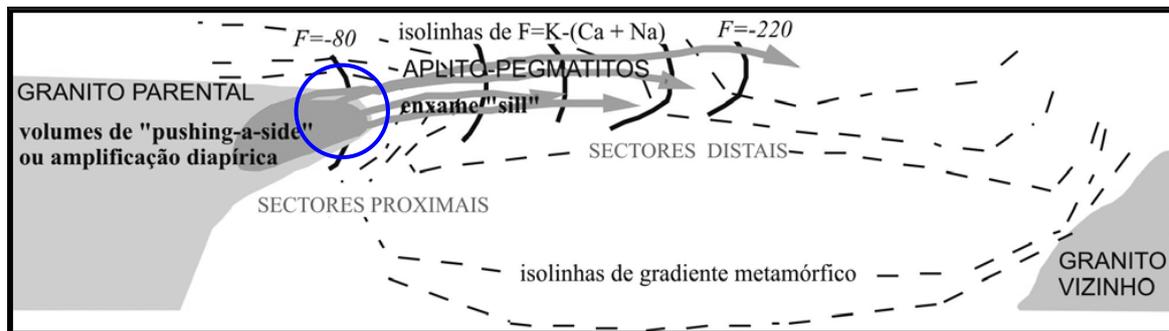


**Figura 43** – Estrutura e anatomia do grupo aplito-pegmatítico da Queiriga- simplificação das relações de contacto. Nota: local assinalado com a letra A na figura 33.

Dado o carácter LCT muito marcado destes pegmatitos, com petalite, espodumena e lepidolite (Puga *et al.*, 2003), é possível que este corredor tenha estado sujeito a mistura magmática desde a instalação de granitóides mais precoces em  $D_3$  (caso dos granitos de duas micas). O facto desta ocorrência se situar, praticamente, sobre o que pode ser uma zona de sutura do Orógeno Varisco é compatível com este facto.

A propagação de diferenciados pegmatíticos a partir de fulcros graníticos depende dos conteúdos em elementos como o B, Li, F e ainda do enriquecimento em  $H_2O$  e  $CO_2$ , que diminuem a viscosidade do magma pegmatítico, facilitando a sua

mobilidade. Segundo Leal Gomes & Lopes Nunes (2004), o enriquecimento culminante e mais eficiente destes constituintes nas câmaras plutónicas graníticas, ocorre em volumes laterais de *pushing-a-side* plutónico. A partir destes volumes, os diferenciados altamente especializados podem depois propagar-se horizontal e centrífugamente através das rochas encaixantes, instalando-se em caixas de tipo *sill* (figura 44).



○ Situação aplicável à Queiriga

**Figura 44** – Perfil de generalização geométrica relativo ao conceito de propagação horizontal de diferenciados a partir de volumes de expansão lateral diapírica através de enxames de aplito-pegmatitos *sill* (extraído de Leal Gomes, 2005).

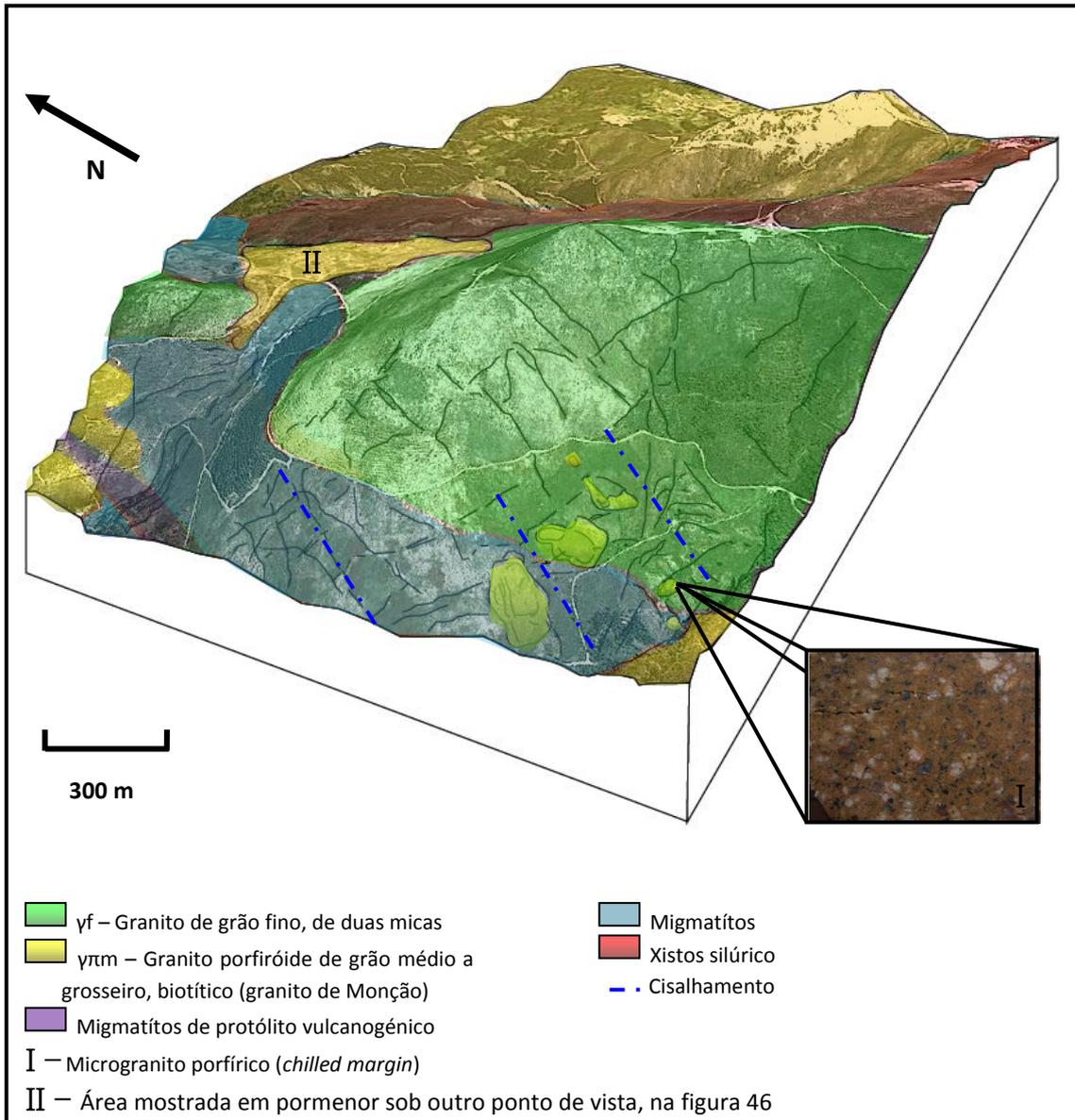
Se durante a instalação destes corpos não houver o escape de voláteis, maior é a distância percorrida pelo magma pegmatítico através do encaixante, pois a baixa viscosidade do diferenciado tende a manter-se durante mais tempo.

### 3.3. Campo Pegmatítico do Alto dos Teares-Taião

Como foi referido antes, os pegmatitos pertencentes a este campo são do tipo NYF e estão alojados no interior e periferia de manchas graníticas comagmáticas do maciço granítico de Monção (pós-tectónico, tipo I, sub-alcálico) (figura 45). As rochas encaixantes, ou são os granitos biotíticos, propriamente ditos, ou são migmatitos, gnaisses e outras rochas metamórficas.

Tratando-se de maciços pós-tectónicos, os granitos parentais também estão afectados e relacionados com os processos de delaminação e, eventualmente, *mixing-mingling*.

Os grupos pegmatíticos mais desenvolvidos deste campo relacionam-se geneticamente com alguns *stocks* e *plugs*, periféricos relativamente à mancha principal do granito de Monção.

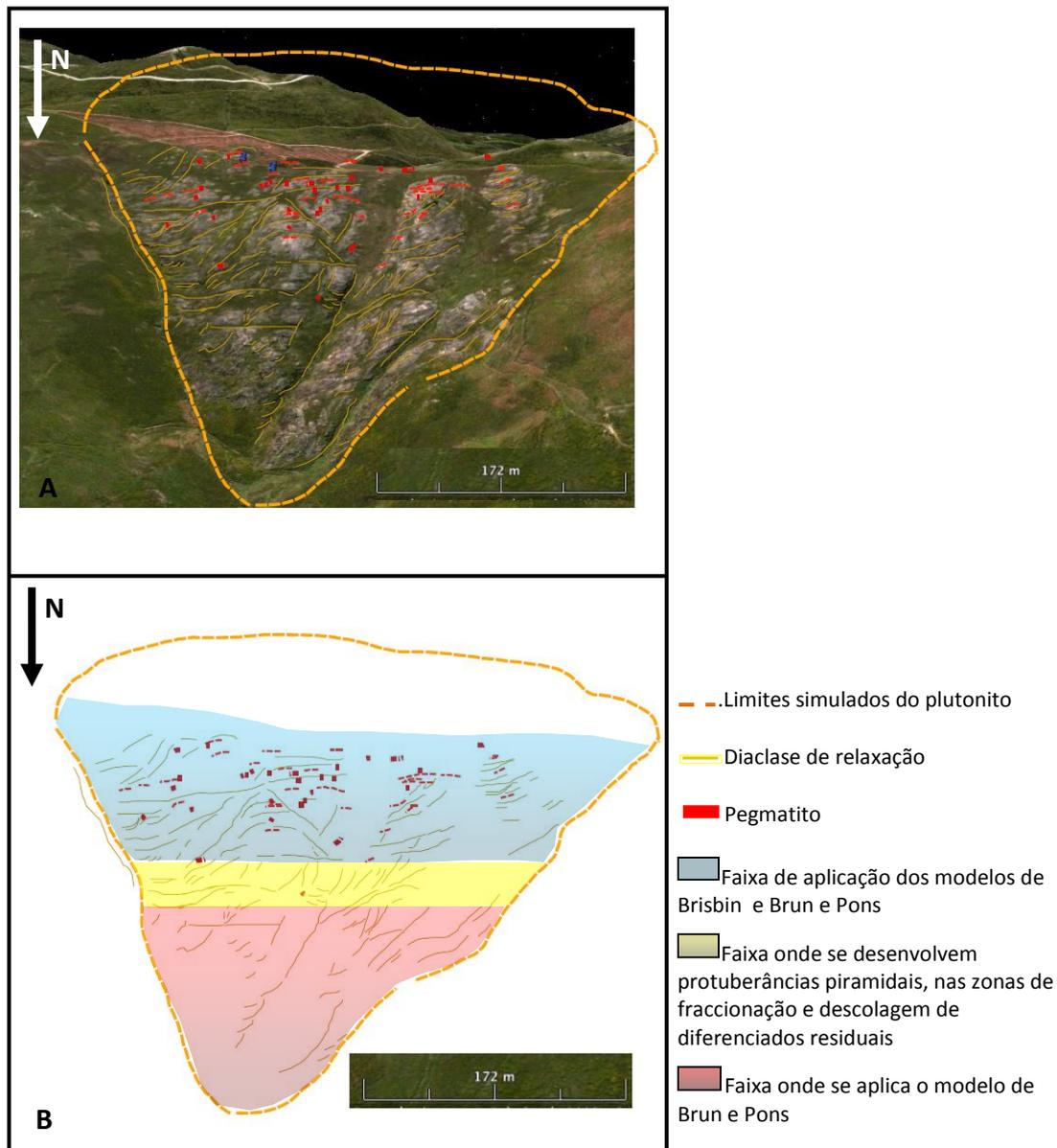


**Figura 45** – Bloco de diagrama da superfície da área do Alto dos Teares-Taião, baseado em imagens Google Earth, com inscrição aproximada dos afloramentos de granitóides pós-tectónicos e rochas encaixantes – mesmo bloco da figura 47.

A intrusão destes *stocks* terá ocorrido em regime dúctil-frágil. A sua implantação gerou algumas faixas de contacto com o encaixante, de tipo *chilled margin* (figura 45). Estas faixas estão representadas em afloramentos de pequena dimensão como aquele que é assinalado na figura 45, sendo constituído por microgranito porfírico – quartzo fenocristalino numa matriz félsica de feldspatos enrubescidos com textura muito fina. Este tipo de rocha ocorre, por vezes, em zonas marginais aquando a colocação de alguns plutonitos graníticos, devido ao rápido

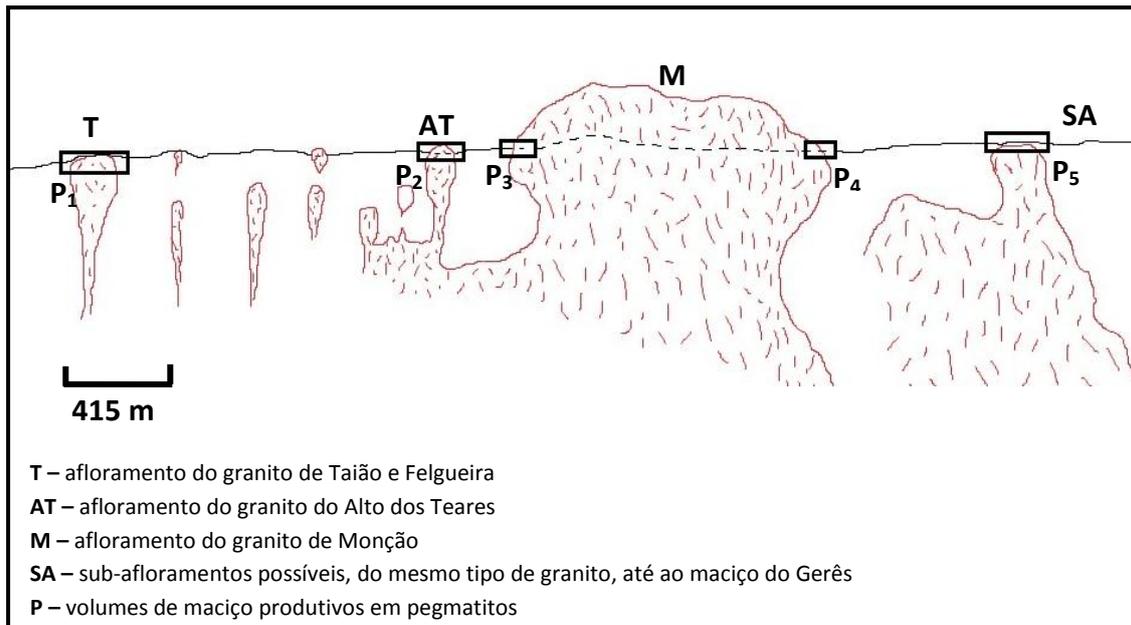
arrefecimento quando o magma quente contacta com o encaixante mais frio. A presença desta fácies é um indício, por isso, da proximidade da cúpula do plutonito.

A mancha granítica de Taião é um bom exemplo da mobilização tipo *ballooning* dos plutonitos no seio de uma rocha encaixante permissiva. A forma em gota invertida destaca-se perfeitamente entre as restantes litologias através da observação em Google Earth, apesar de a sua cúpula se encontrar já erodida (figura 46).



**Figura 46** – Mancha granítica de Taião (granito de Monção -  $\gamma\pi$ ). A – interpretação da forma do plutonito e localização dos corpos pegmatíticos filiados. B – escalonamento vertical do ajuste de modelos conceptuais de implantação de pegmatitos.

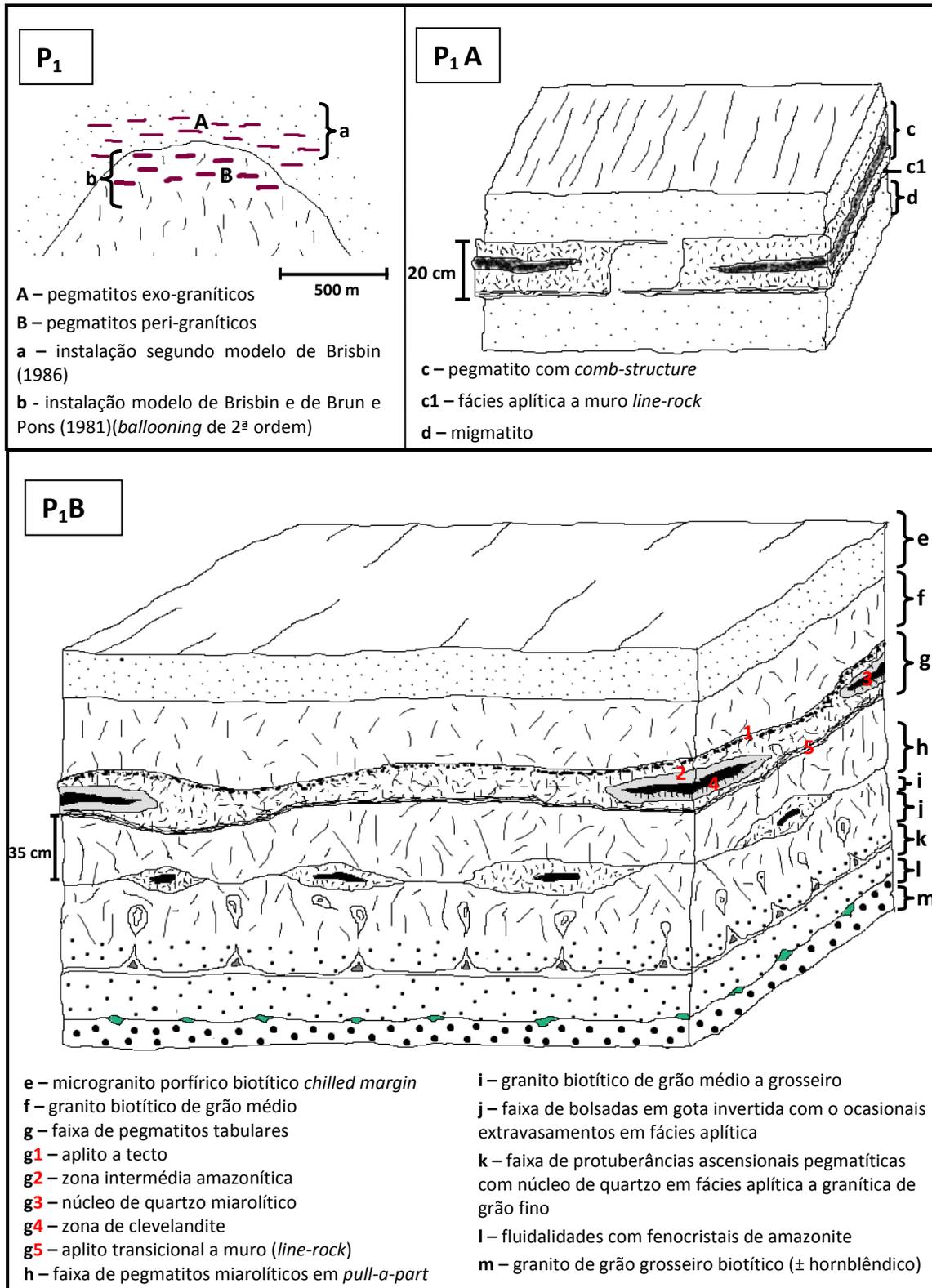




**Figura 48** – Perfil simulado dos plutões graníticos pós-D<sub>3</sub> e respectivos afloramentos, pertencentes ao campo pegmatítico do Alto dos Teares-Taião e sua propagação, previsível aos maciços de Monção e do Gerês.

O magma granítico residual gerador dos pegmatitos terá tido origem em diferenciados enriquecidos em voláteis, que terão ascendido ao longo dos volumes graníticos em consolidação, devido a contrastes de densidade e viscosidade, por processos de *ballooning*, neste caso, de segunda ordem. Este processo originou alguns corpos pegmatíticos com geometria irregular a maior profundidade (regime dúctil) e outros com geometria tabular que se instalaram em faixas de descompressão tendencialmente horizontais, resultantes da relaxação interna de cúpula. Terá também originado o colapso externo contíguo à zona de cúpula dos plutonitos, gerando rupturas paralelas à sua configuração. É nessas fissuras, que se implantam os corpos exo-graníticos de forma tabular (figura 49).

A maioria destes pegmatitos NYF, que são tipicamente amazoníticos, apresenta uma atitude subhorizontal a pouco inclinada, com possanças de ordem decimétrica, em corpos predominantemente tabulares. Ocorrências de amazonite foram também detectadas em outros locais (Gavieira-Soajo, Lindoso, Maus de Salas, Couce-Gerês), sempre em relação espacial com granitos biotíticos, pós-tectónicos relativamente a D<sub>3</sub> (Leal Gomes *et al.*, 1997).



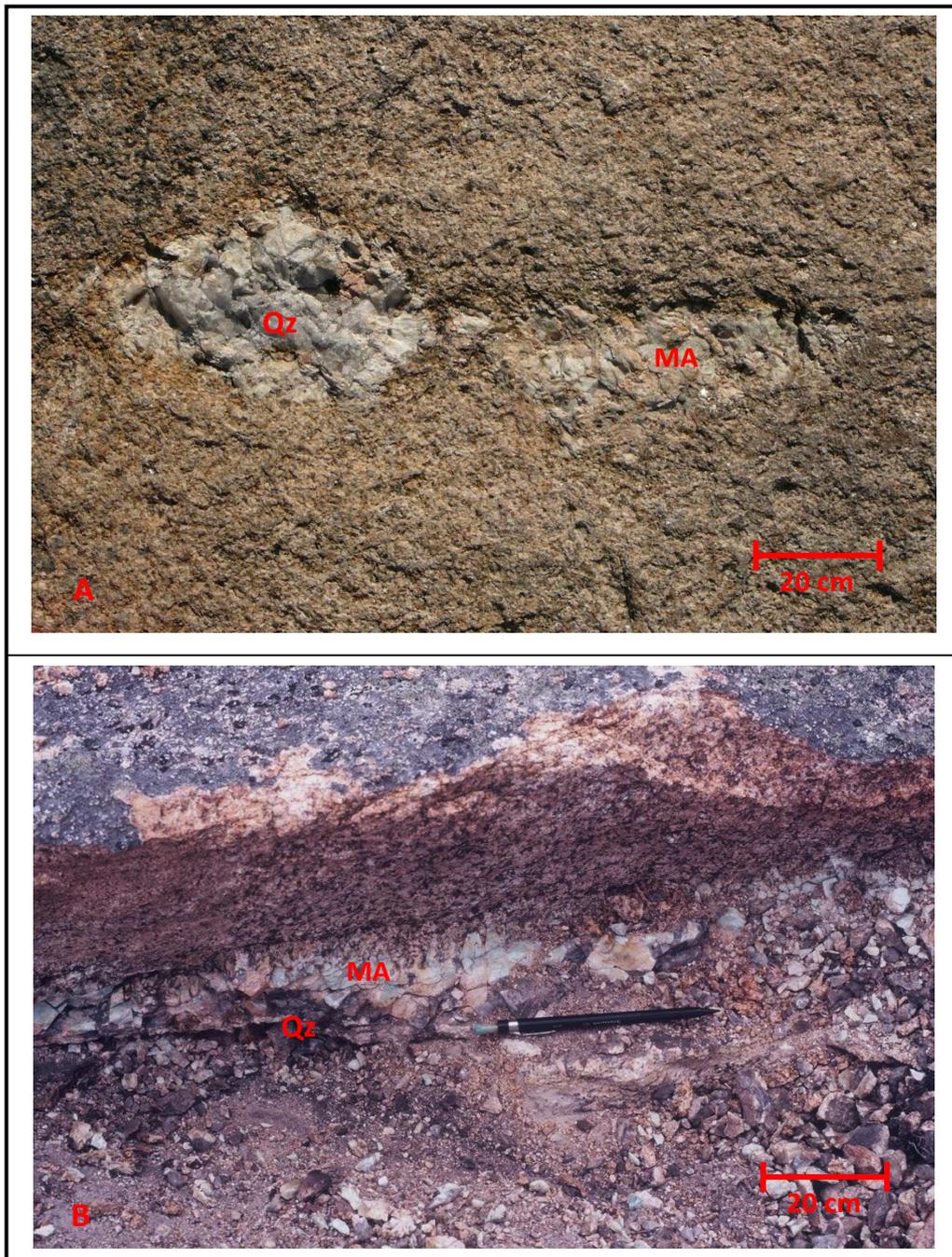
**Figura 49** – Porção produtiva em pegmatitos no maciço de Taião (P<sub>1</sub>). Este local está assinalado na figura 48. P<sub>1</sub>A – estrutura e anatomia dos corpos exo-graníticos com morfologia dilatacional típica; P<sub>1</sub>B – estrutura e anatomia dos corpos peri e intra-graníticos e sua localização e morfoscopia no contexto da estrutura das colunas graníticas em que se inserem.

As porções de maciço P<sub>3</sub>, P<sub>4</sub> e P<sub>5</sub> expressas na figura 48 correspondem a situações semelhantes a P<sub>1</sub> (figura 49), mas situadas em outros ambientes de contacto granítico.

Uma porção peri-granítica como a que está esquematizada em P<sub>1</sub>B (figura 49), assim como a faixa de pegmatitos tabulares e de pegmatitos miarolíticos em *pull-apart*, estão ilustradas nas figuras 50 e 51, respectivamente.



**Figura 50** – Ilustração fotográfica de uma faixa produtiva em pegmatitos como aquela que está representada como P<sub>1</sub>B na figura 52, atrás. Imagem obtida em Taião, Valença.



**Figura 51** – Pegmatitos miarolíticos com amazonite referentes à estrutura descrita na figura 49, atrás (P1B). A – acolhimento pegmatítico em estruturas de pull-a-part (plano horizontal); B – pegmatito tabular sub-horizontal (plano vertical); MA – microclina amazonítica (da zona intermédia); Qz – quartzo (nuclear). Imagem obtida em Taião, Valença.

## 4. CONCLUSÃO

As características dos corpos de cada campo pegmatítico estão relacionadas com o tipo de granito parental, o tipo de rocha encaixante desse mesmo granito, e com o tipo e magnitude dos fenómenos de deformação permissiva e escoamento associados à sua implantação dos granitos e à sua consolidação.

Em muitos casos a instalação de pegmatitos intra-graníticos e peri-graníticos, depende de fenómenos de mistura (*mixing/mingling*) e *ballooning*. Num estado inicial os contrastes de densidade e viscosidade e o enriquecimento em voláteis, são determinantes para a ascensão dos diferenciados.

Posteriormente, existem outros contributos para a potencialidade produtiva em pegmatitos por parte dos trajectos de evolução dos magmas graníticos. Também a deformação progressiva e a distensão contígua às câmaras magmáticas afectam a implantação, a morfometria e morfoscopia dos pegmatitos. A delaminação peri-granítica, o colapso de cúpula, o *magmatic stoping* e ainda a interacção com fluidos derivados das rochas encaixantes, por metamorfismo e contaminação, têm um efeito combinado sobre a morfologia, estrutura interna e paragénese.

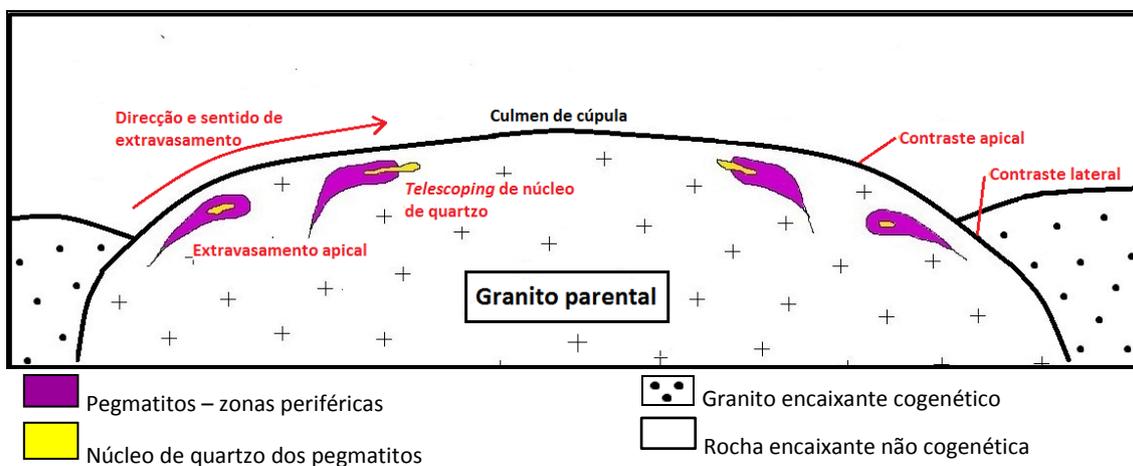
Nos casos estudados, todos estes processos podem ser designados como epi-graníticos. Estão condicionadas pelas geometrias e propriedades das interfaces entre granitos e dos granitos com as rochas encaixantes, especialmente, em estados reológicos que antecedem a consolidação dos granitos.

A mobilidade dos diferenciados pegmatíticos através dos batólitos graníticos, é facilitada pela propagação de ambientes distensivos desde a dilatação apical das cúpulas no sentido do interior das massas graníticas em consolidação. Uma delaminação peri-granítica pode desencadear estes processos de propagação distensiva e descompressão. A maior mobilidade dos compósitos pegmatíticos originais (magma+fluido+cristais) favorece a sua fraccionação interna e propicia uma maior evolução morfológica e paragenética.

Cada campo pegmatítico estudado neste trabalho expressa diferentes situações de colocação de pegmatitos graníticos.

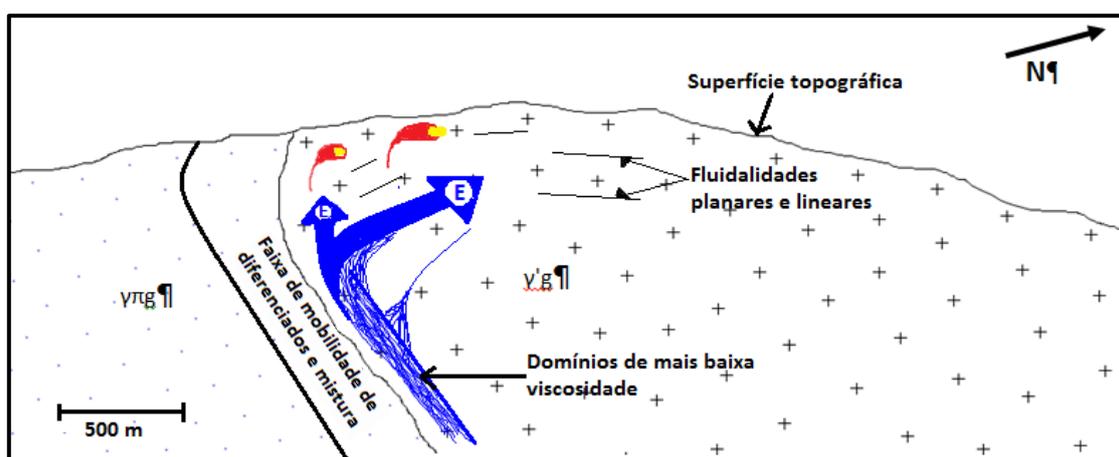
No caso do enxame que ocorre na mina da Pedra da Moura II, a estrutura do conjunto de bolsadas e a morfometria, morfologia e morfoscopia de cada uma delas, isoladamente, correspondem estádios iniciais de evolução de forma, onde predominam formas em gota invertida e ampulheta.

Este conjunto está localizado numa zona de cúpula de um granito de grão médio a grosseiro, essencialmente biotítico e próximo de um outro granito de tendência porfiróide numa faixa onde persistem vestígios variados da digestão de encraves. Na análise morfoscópica das bolsadas nota-se o extravasamento para N das que estão localizadas a cota mais elevada. Isto é típico dos corpos que estão muito próximos da periferia na zona apical dos plutonitos. O encaixante exerce um efeito de barragem à ascensão que, em consequência, pode produzir uma expansão assimétrica das massas diferenciadas no sentido das culminações topográficas das cúpulas graníticas hospedeiras. Surgem, assim, os extravasamentos nesse sentido dos termos mais tardios na consolidação e evolução paragenética, com ocasionais propagações dos núcleos de quartzo como se ilustra na figura 52.



**Figura 52** – Ilustração de condições diferenciadas de extravasamento de corpos pegmatíticos, função da localização na cúpula plutónica – situação geral gerada em condições de baixa viscosidade.

No caso particular da Pedra da Moura II, como o granito vizinho, mais consolidado, estaria a S do plutonito parental dos pegmatitos, estes apresentam um extravasamento para N (figura 53).



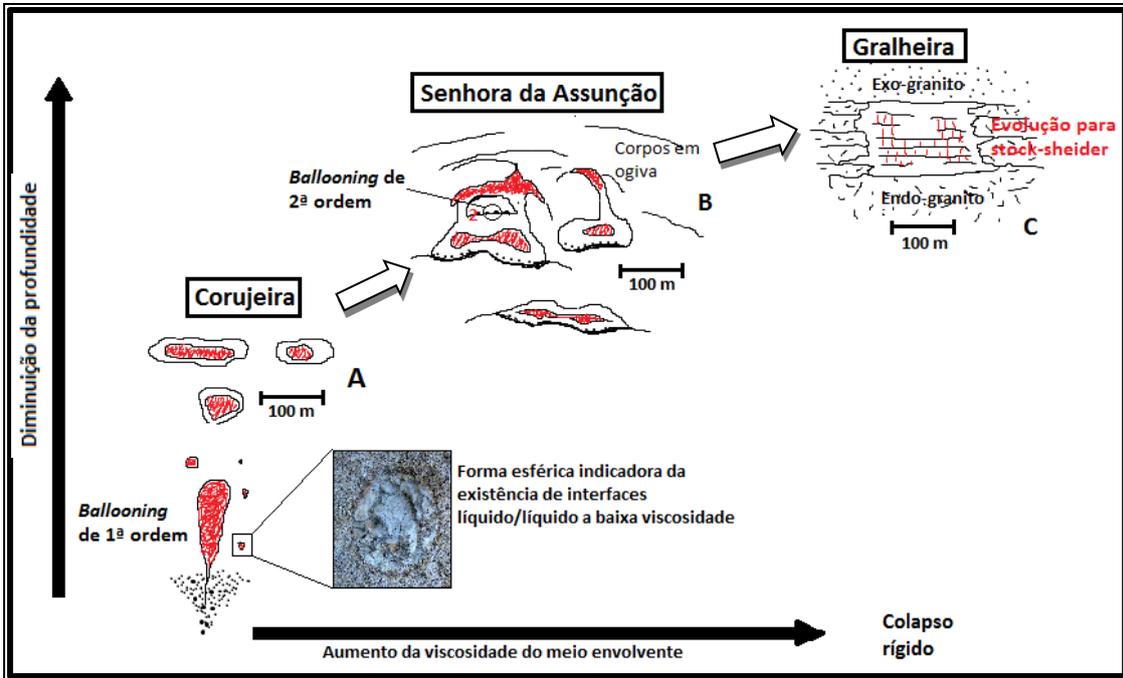
**Figura 53** – Direcção e sentido do extravasamento, E, nos pegmatitos da Pedra da Moura II (Ponte da Barca), numa generalização esquemática em perfil S-N.  $\gamma\pi g$  – granito porfiróide de grão grosseiro, biotítico;  $\gamma'g$  – granito de grão médio a grosseiro, essencialmente biotítico.

No campo pegmatítico do Alto Vouga a primeira fase de instalação é caracterizada pela ascensão de “bolhas” de diferenciados residuais obedecendo a uma mobilização do tipo *ballooning* em regime dúctil, ou a baixa viscosidade podendo algumas delas cristalizar nesta fase (figura 54-A). É o caso dos pegmatitos da Corujeira a Sul de Senhora da Assunção.

Num estado subsequente estas “bolhas” pegmatíticas poderão formar bolsadas mais evoluídas como é o caso dos corpos acoplados em haltere do grupo de Senhora da Assunção (figura 54-B). Nesta etapa, a delaminação crustal e a consequente relaxação interna da cúpula pode provocar o colapso apical. Como consequência, ocorre a drenagem ascendente de diferenciados pegmatíticos que origina na parte superior dos corpos em haltere uma sucessão de pegmatitos tabulares em arco e/ou ogiva. Nesta etapa, ainda sob influência dos contrastes de densidade e viscosidade geram-se protuberâncias de desprendimento ascensional a tecto das faixas pegmatíticas (*ballooning* de segunda ordem).

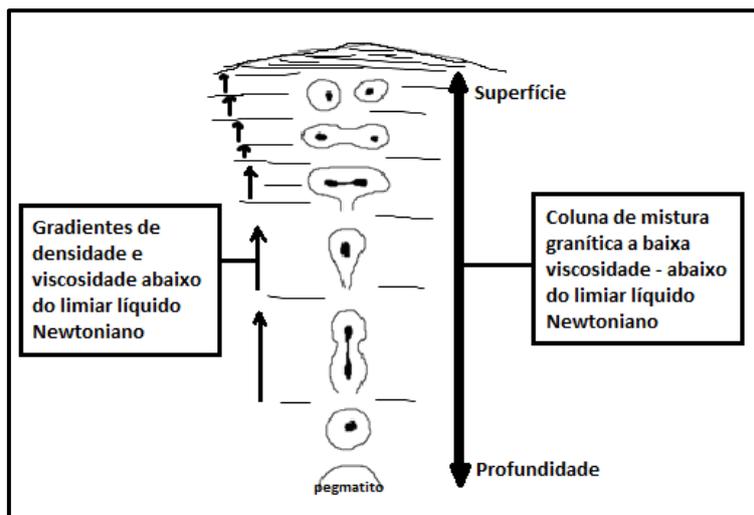
Ainda como resultado da dilatação propagada no sentido do interior da cúpula, surgem, ocasionalmente, como se observa na Gralheira a N de Senhora da Assunção, estruturas bandadas com feldspatos plumosos (figura 54-C). A um processo como este, de preenchimento sucessivo de estruturas dilatacionais em colapso localizado e multifásico, na cúpula dos plutonitos parentais, dá-se o nome de *open-filling*. Nestas condições podem surgir os corpos bandados em *stock-sheider* e os complexos exo-

granito/endo-granito com *stock-sheider*. Pereira & Leal Gomes (1998) e Pereira *et al.* (1998) descreveram o resultado culminante de uma evolução deste tipo na mina de Pereira do Selão, em Vidago.



**Figura 54** – Cinemática de colocação dos corpos pegmatíticos no campo do Alto Vouga. A – primeiras etapas de ascensão. B – corpos acoplados em haltere com protuberâncias hemisféricas ascensionais (2 – *ballooning* de 2ª ordem). C – *stock-sheider* endo-granítico.

Uma generalização da sucessão de formas observada em condições de baixa viscosidade encontra-se na figura 55 (em secção vertical).



**Figura 55** – Generalização das morfologias que representam estádios definidos da evolução da forma numa ascensão do tipo *ballooning*.

Após incremento de consolidação e colapso rígido dilatacional verificam-se condições para a formação de *stock-sheider*. Em termos de evolução cinemática, uma sucessão morfoscópica como a que está patente na Senhora da Assunção sugere que o colapso é favorável a um incremento da possança dos pegmatitos situados abaixo da cota de base das cortas actuais.

O grupo aplito-pegmatítico da Queiriga apresenta outra situação funcional, em que o magma pegmatítico é enclausurado junto a um dos limites laterais do plutonito parental e, devido à sua baixa viscosidade, por incremento de voláteis, escapa horizontal e centrifugamente através das rochas vizinhas constituídas por xistos, formando corpos do tipo *sill*. Estes diferenciados pegmatíticos podem percorrer largas distâncias até posições distais ou instalar-se nos sectores proximais dos plutonitos paternos.

O campo pegmatítico Alto dos Teares-Taião retrata uma situação diferente das anteriores. O granito parental é pós-tectónico com anfíbola, pertencente ao maciço de Monção. A implantação de pegmatitos neste campo ter-se-á dado a taxas de cristalização do hospedeiro mais elevadas. Este facto é indiciado pela presença das geometrias de desprendimento ascensional em pirâmide, que foram descritas anteriormente. Nesta situação os pegmatitos em bolsadas irregulares são menos frequentes e de menor dimensão e predominam os corpos tabulares peri e exo-graníticos.

Em coerência com os aspectos aqui documentados é necessário introduzir definitivamente os conceitos de morfometria e morfoscopia, acrescentando-os ao conceito de morfologia, quando se procura utilizar estes elementos descritivos, e os dispositivos que eles encerram, para explicar o funcionamento de cúpulas graníticas, deduzir a sua potencialidade de gerar pegmatitos, albergando-os em condições eventualmente susceptíveis de aproveitamento económico.

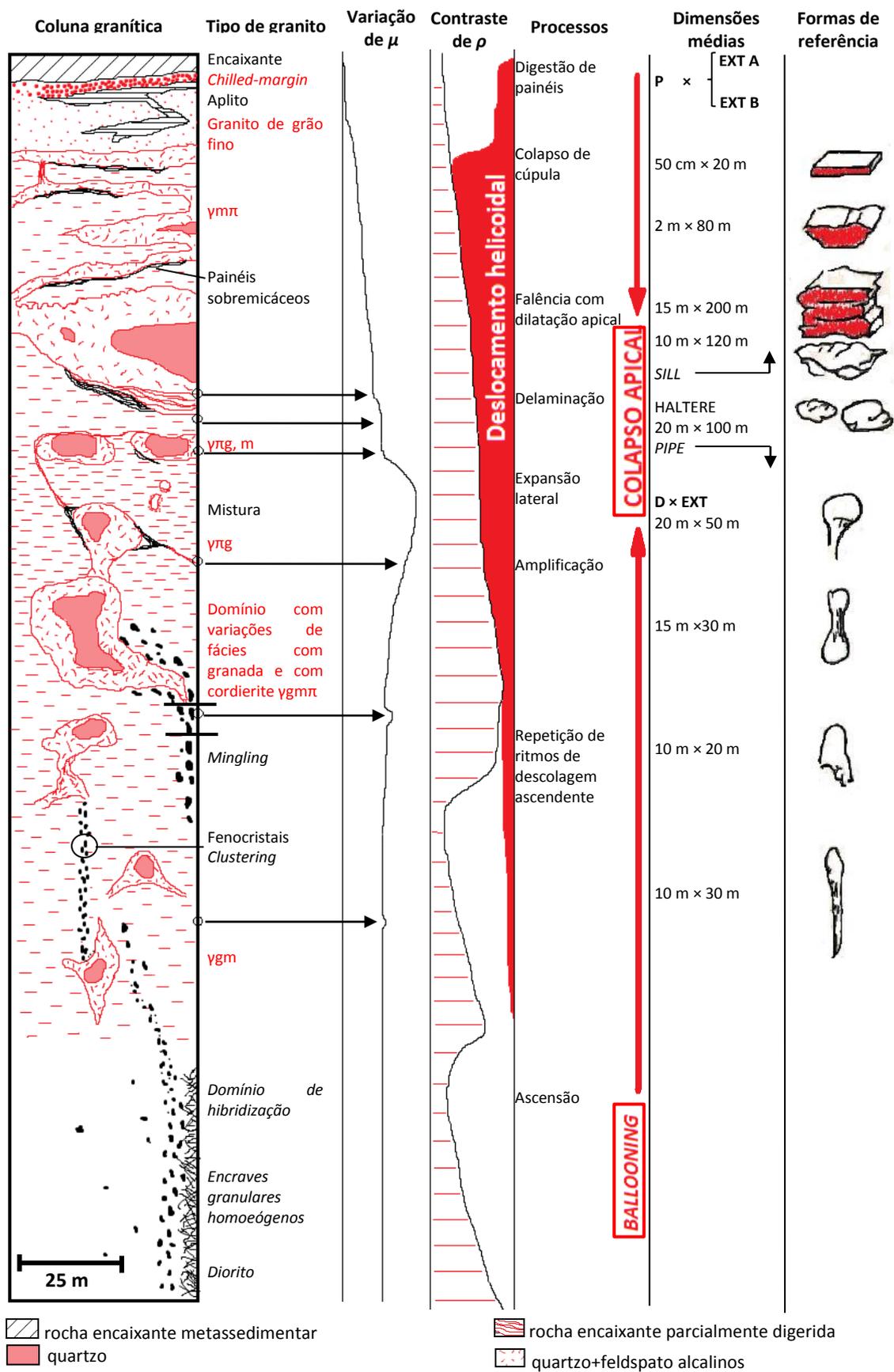
Assim, morfometria é um descritor em que se combinam forma e dimensão. Morfoscopia é um descritor que abrange a análise geométrica da diversidade dos dispositivos e irregularidades de interface externa dos pegmatitos – contactos com os granitos hospedeiros e parentais.

A variabilidade da morfometria e da morfoscopia podem ser explicadas em termos de:

1. Estado reológico do granito envolvente – incluindo taxa de cristalização, deformação imposta, viscosidade na interface com o granito parental (contraste de viscosidade e suas variações);
2. Contraste de densidade entre magma+cristais/granito e/ou magma+cristais/fluido/pegmatito;
3. Gradiente de temperatura na estrutura da cúpula granítica;
4. Gradiente de densidade na cúpula granítica;
5. Gradiente de viscosidade na cúpula granítica;
6. Realimentação de voláteis e outros elementos ou complexos fluidificantes na cúpula do granito e ao longo das colunas de pegmatitização mais favorável;
7. Propagação descendente do colapso frágil – falência da cúpula por consolidação subjacente ou esvaziamento;
8. Propagação descendente da delaminação e *magmatic stoping*;
9. Propagação ascendente das condições favoráveis ao *ballooning*;
10. Propagação descendente das condições favoráveis ao deslocamento helicoidal dos diferenciados.

Há que decidir em cada caso quais os indicadores úteis e ter em conta na avaliação do patamar de implantação no seio da coluna granítica, e portanto, a ter em conta na avaliação das estruturas compatíveis.

Na figura 56 é apresentado em síntese um padrão de distribuição morfométrico e morfoscópico dos pegmatitos internos ao longo de uma coluna granítica ideal, sugerindo termos extremos e de referência para os indicadores dimensionais, estruturais e morfológicos. Trata-se de um esquema simplificado relativo à morfometria e morfoscopia, escalonadas ao longo das várias etapas de implantação dos corpos pegmatíticos considerando o estado reológico dos granitos encaixantes, a diferentes profundidades.



**Figura 56** – Distribuição da morfometria e morfoscopia dos pegmatitos numa coluna granítica padrão.  $\mu$  – Viscosidade cinemática;  $\rho$  – densidade;  $\gamma\mu\pi$  – granito de grão médio porfiróide;  $\gamma\mu g m$  – granito porfiróide de grão grosseiro a médio;  $\gamma g m \pi$  – granito de grão grosseiro a médio ocasionalmente porfiróide;  $\gamma g m$  - granito de grão grosseiro a médio.

Sugere-se que esta organização permite prever a distribuição, a dimensão e a forma de pegmatitos ocultos a baixa profundidade em contexto intra-granítico.

Quanto à paragénese dos pegmatitos intra-graníticos, eles são predominantemente potássicos, muitas vezes com unidades estruturais internas hiperaluminosas. Assim sendo, as diferenças composicionais mais significativas observadas ao nível dos diferentes tipos, situam-se no cortejo mineral acessórios e associações mineralógicas das unidades estruturais tardias. Segundo Leal Gomes & Lopes Nunes (1991), pode dizer-se que estas variam em consonância com o tipo de granito parental e o nível de colocação nas paleocúpulas ou nas suas proximidades. São ainda afectadas pela hibridização e contaminação dos magmas residuais, por magmas mais básicos ou rochas encaixantes (tabela 2).

Por exemplo, a presença de quartzo róseo em abundância no núcleo das bolsadas pegmatíticas da mina da Pedra da Moura II (Ponte da Barca), é um indício de que se trata de corpos pouco evoluídos morfológica e composicionalmente. Já na mina de Senhora de Assunção (Sátão, Viseu), a presença de berilo em grandes concentrações na zona intermédia e a predominância de quartzo leitoso a hialino no núcleo são indicadores de maior amadurecimento morfológico, estrutural e também paragenético.

Tipo de pegmatito	Minerais tipomórficos	Grupos típicos	Granitos hospedeiros	Especialização geoquímica e metalogénica	Modo de implantação
Bolsadas heterogéneas – zonadas (intra-graníticas)	Quartzo róseo, quartzo hialino, <u>berilo</u> , <u>óxidos de Nb-Ta-Ti</u> , <u>F-apatite</u> , <u>isokite</u> , <u>triplite-zwieselite</u> , <u>trifilite-litiofilite</u> , <u>eosphorite</u> , <u>berlinite</u> , <u>oligonite</u>	Campo pegmatítico Ponte da Barca-Terras de Bouro	Granito porfíróide essencialmente biotítico tardi-D <sub>3</sub>	Mista, NYF-LCT	<i>Ballooning</i> ascendente
Bolsadas heterogéneas com colapso rígido interno – zonadas (intra-graníticas)	Quartzo, ortóclase, microclina, <u>berilo</u> , <u>óxidos de fosfatos de Li, Fe, Mn, AL, Be, sulfuretos, Nb-Ta-Ti-U</u>	Grupo pegmatítico S <sup>a</sup> da Assunção (Sátão)	Granito porfíróide essencialmente biotítico tardi-D <sub>3</sub>	Mista, NYF-LCT	Expansão lateral e colapso encaixante e interno  Delaminação apical
Aplito-pegmatitos, tabulares, heterogéneos – miarolíticos (peri-graníticos)	<u>Topázio</u> , <u>petalite</u> , lepidolite, espodumena, berilo, cassiterite, volframite, óxidos de Nb, Ta, Ti, sulfuretos, sulfossais, carbonatos e fluorite	Grupo aplito-pegmatítico da Queiriga	Granito porfíróide essencialmente biotítico em zona de mistura com diorito	LCT	Estádio de estruturação <i>sill</i> periférico após <i>ballooning</i>
Pequenas bolsadas e corpos tabulares, sub-horizontais, heterogéneos – localmente miarolíticos (intra-graníticos e peri-graníticos)	Microclina ( <u>amazonite</u> enrubescida), quartzo fumado, <u>clevelandite</u> , clorite, sulfuretos, óxidos de Fe, Ti e U, argilas, <u>calcite</u> , fluorite e zeólitos	Campo pegmatítico de Alto dos Teares-Taião (Valença)	Granito biotítico com anfíbola (porfíróide) pós-D <sub>3</sub>	NYF	Dilatação apical e colapso de cúpula

**Tabela 2** – Características paragenéticas dos grupos pegmatíticos estudados. Sublinham-se os minerais acessórios. D – fase de deformação e campo de tensões Varisco que controla a instalação; LCT – especialização em Li, Cs, Ta; NYF – especialização em Nb, Y, F.

#### 4.1. Implicações para a gestão mineira de pegmatitos

Deste trabalho decorreram varias implicações com aplicação imediata à gestão mineira, em especial, à prospecção geológica com fundamentos na análise estrutural.

São especialmente relevantes, no que diz respeito à evidência de bolsadas irregulares, a sugestão de domínios graníticos a prospectar e a indicação do andamento dos corredores produtivos e, também, a sugestão da existência de massas pegmatíticas ocultas. Atendendo a que a forma, dimensão e profundidade de instalação são os aspectos determinantes da potencialidade cerâmica dos pegmatitos (Leal Gomes, 2010), pode dizer-se que este trabalho tem aplicação na prospecção de bolsadas com quartzo e feldspato adequados para indústrias vitro-cerâmicas (tabela 3).

<i>Níveis de organização e escalas da análise geométrica</i>	<i>Relações prospectivas a extrair da análise geométrica (morfologia, morfoscopia, morfometria e estrutura interna)</i>	<i>Descritores e indicadores</i>
<b>a-Província pegmatítica</b>	para domínios graníticos a prospectar	- <i>definição de corredores de “mingling”</i>
<b>b-Macço granítico</b>	para a continuidade de corredores produtivos	- <i>expansão lateral de corredores de “mingling”</i> - <i>zonalidade estrutural das cúpulas graníticas</i>
<b>c-Grupo pegmatítico</b>	para a existência de massas ocultas	- <i>assimetrias morfoscópicas verticais</i> - <i>indicadores de incremento de colapso</i> - <i>espaços miarolíticos vazios crescentes com a profundidade</i> - <i>presença de brechas de colapso</i>
<b>d-Corpo pegmatítico</b>	para a expansão de corpos irregulares	- <i>conformação concêntrica da zonalidade interna primária</i> - <i>orientação centrípeta de <math>\xi</math> em gigacristais dimétricos e trimétricos</i>

**Tabela 3** – Exemplos de elementos descritivos e procedimentos de análise com utilidade prospectiva na localização de massas pegmatíticas intra-graníticas e epi-graníticas com apetência para a produção de minerais industriais.

#### 4.1.1. Sugestão de domínios graníticos a prospectar

A localização de massas irregulares está relacionada, primeiramente, com granitos tardi a pós-tectónicos porfiríodes ou não. Algumas destas litologias, resultam da mistura entre magmas ácidos e básicos com alto teor em voláteis adquirindo por isso um elevado potencial de parentesco com os pegmatitos com interesse económico. Na maioria dos casos estudados neste trabalho estes ocorrem nas zonas de cúpula daqueles plutonitos e nas proximidades dos contactos com as litologias vizinhas.

Estão, também, muitas vezes associados a corredores de *mingling* expressos por enxames de encraves homoeógenos. Assim sendo, a delineação destes corredores favorece a previsão do posicionamento de pegmatitos em plutonitos potencialmente produtivos. De acordo com a zonalidade das cúpulas plutónicas sugerida por Tabulo *et al.* (1995), nos maciços graníticos das Beiras muitos pegmatitos encontram-se abaixo das faixas com encraves que acompanham as cúpulas graníticas.

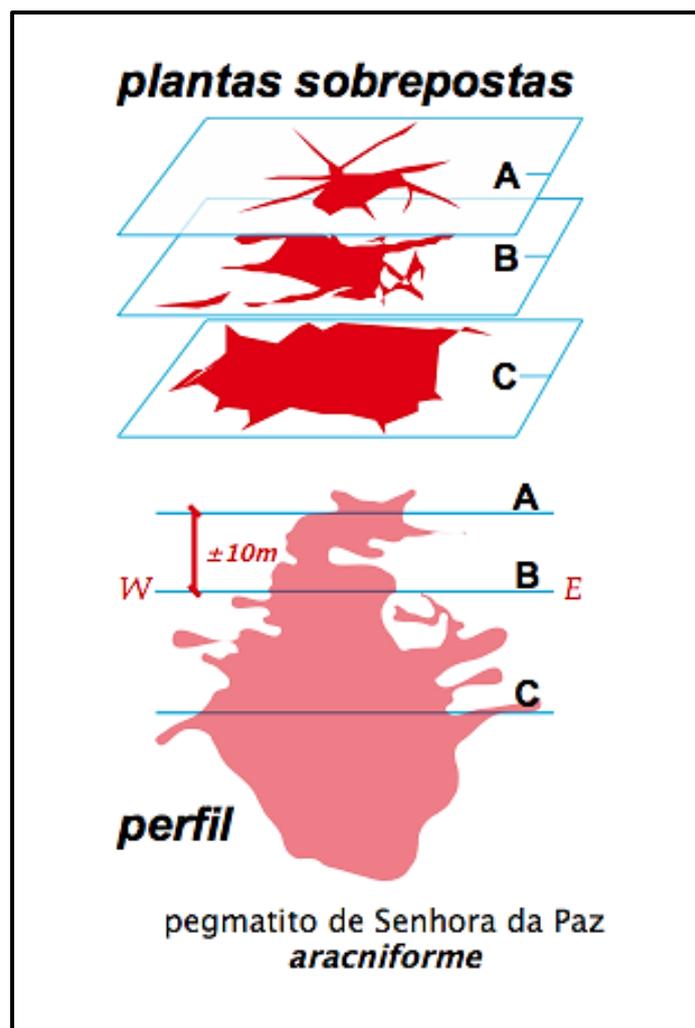
#### 4.1.2. Sugestão da continuidade de corredores produtivos

Os corredores de mistura (evidenciados por estruturas de *mingling*) são de grande importância na prospecção de pegmatitos pois constituem as zonas onde ocorreu, na altura da hibridização de magmas, a transferência de voláteis provenientes dos magmas mais básicos, os quais são promotores de diferenciação pegmatóide.

Além dos enxames de encraves homoeógenos, a presença de fluidalidades magmáticas marcadas por alguns minerais permitem estudar os sentidos de escoamento primordiais favorecendo a localização de bolsadas.

#### 4.1.3. Sugestão de massas ocultas

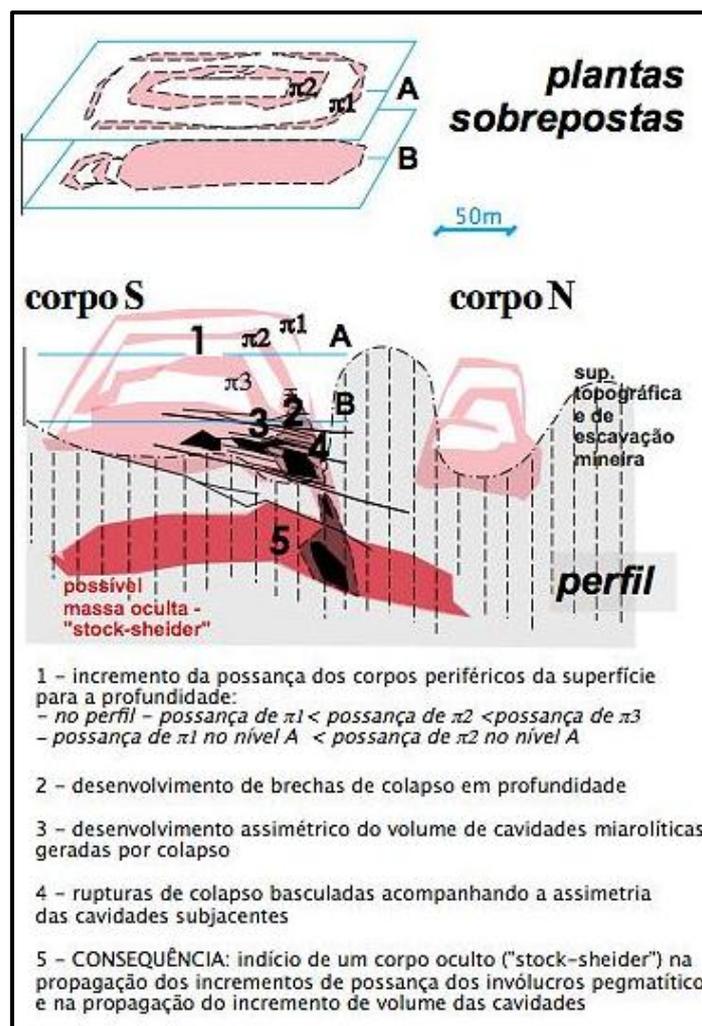
Para a previsão de massas pegmatíticas ocultas torna-se fundamental analisar de forma detalhada a geometria e estrutura dos corpos já conhecidos (figura 57). Uma das formas é realizar plantas sucessivas da porção de corpo já conhecida, de maneira a que se possa prever a morfoscopia e morfometria em profundidade.



**Figura 57** – Simplificação da correspondência morfoscóptica e morfométrica entre sucessivas plantas e o perfil EW do Pegmatito de Senhora da Paz em Ponte da Barca (correspondentes a diferentes estádios de avanço de um desmonte de quartzo industrial) (segundo comunicação pessoal de C. Leal Gomes e verificação no decurso da lavra activa da mina até 1985 e, no decurso da subsequente mineração destinada à produção de agregados).

A existência, por exemplo, de pegmatitos tabulares graníticos em zonas apicais de cúpula granítica pode indiciar a ocorrência de corpos irregulares a maiores profundidades, conforme se verificou no caso do campo pegmatítico de Alto dos Teares-Taião (embora neste caso particular o interesse não seja significativo).

No grupo pegmatítico de Senhora de Assunção, como já foi referido anteriormente (figura 36 atrás), coloca-se a possibilidade de existir um corpo abaixo do nível de base das cortas actuais (figura 58).



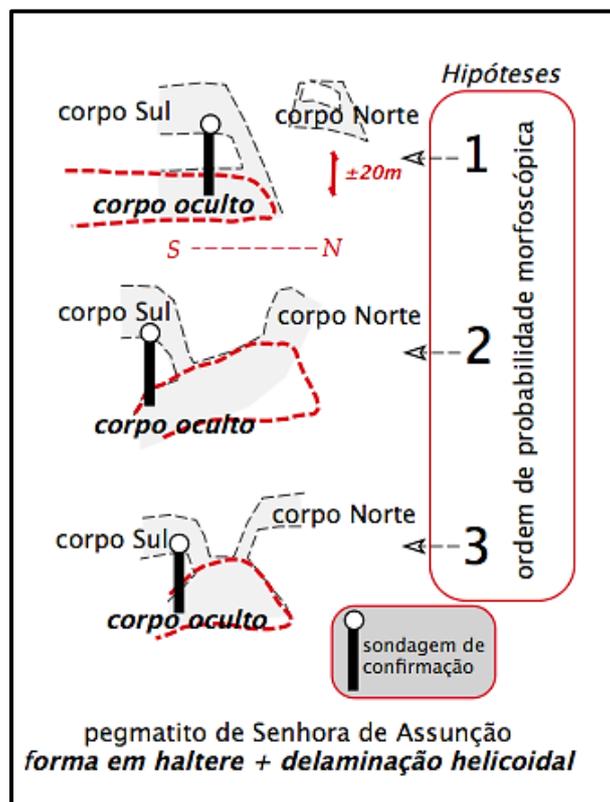
**Figura 58** – Simplificação esquemática em perfil da morfometria e morfoscopia do grupo pegmatítico de Senhora de Assunção na sequência da monitorização dos trabalhos mineiros dedicados a quartzo e feldspato (segundo comunicação pessoal de C. Leal Gomes e análise estrutural no decurso deste trabalho) – sugestão da existência de uma massa oculta com base em critérios morfológicos, morfoscópicos, morfométricos e estruturais.

Esta hipótese é suportada pela existência de bandas pegmatíticas instaladas num campo de dilatação helicoidal associado a delaminação – junto aos *dumbers* na figura 59.

A análise estrutural leva a crer que o corpo principal até agora explorado não representa mais que um dos vários patamares de implantação. Abaixo pode estar oculto um corpo do tipo *stocksneider*, de maiores dimensões. Esta possibilidade poderia ser testada por uma sondagem vertical de algumas dezenas de metros, efectuada no topo N da corta, aproximadamente, no local da figura 59, onde se encontra a pá giratória (figura 60).



**Figura 59** – Bandas pegmatíticas no talude principal do corpo sul da mina de Senhora de Assunção. Junto aos *dumpers* nota-se uma chaminé com propagação de estruturas de colapso em profundidade.



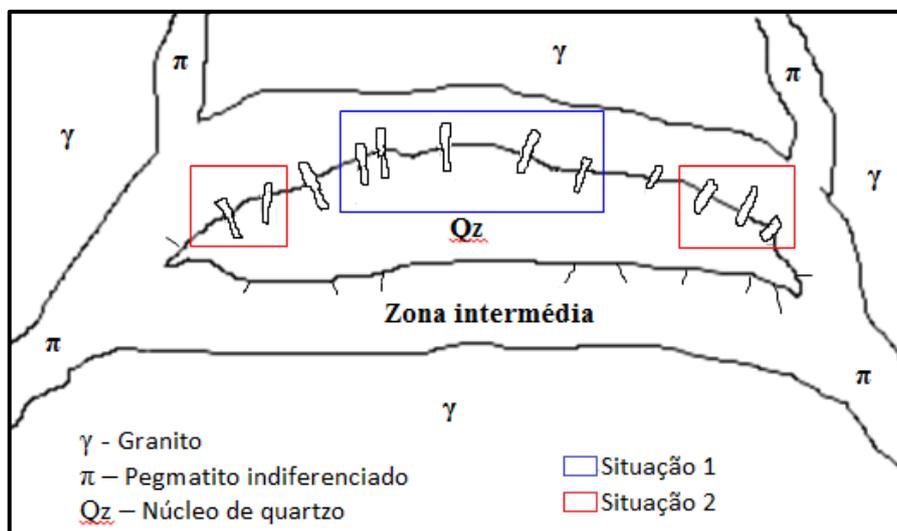
**Figura 60** – Hipóteses de localização e confirmação da massa oculta de Senhora de Assunção.

A presença de diaclases (com moscovitização condicionada) e brechas de colapso, numa chaminé marginal ao corpo sul é outro dos aspectos estruturais que apoiam a existência de uma repetição em profundidade do pegmatito principal ligada ao corpo explorado, através da propagação dessa chaminé de colapso, onde proliferam várias cavidades miarólicas, com abundantes minerais secundários, em particular, fosfatos e carbonatos de urânio hidratado.

#### 4.1.4. Sugestão de expansão de corpos irregulares

Também em situações como as que foram estudadas no grupo de senhora da Assunção existe uma forma simples de prever a expansão dos pegmatitos irregulares atendendo à orientação dos cristais, e tendo em conta a zonalidade interna.

Na parte central dos corpos a orientação primária dos gigacristais de berilo e microclina é, normalmente, vertical (situação 1 da figura 61). Com a aproximação às extremidades do pegmatito os cristais vão assumindo uma orientação mais sub-horizontal (situação 2 da figura 61).



**Figura 61** – Modelo de orientação dos gigacristais de berilo no grupo pegmatítico de Senhora da Assunção, utilizada como índice estrutural interno aplicado à previsão do andamento e continuidade do pegmatito Sul.



## 5. BIBLIOGRAFIA

- Arzi, A. (1978)** – Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, vol. 44, pp. 173-184.
- Azevedo, M., Valle Aguado, B., Nolan, J., Martins, M.; Medina, J. (2005)** – Origin and emplacement of syn-orogenic Variscan granitoids in Iberia the Beiras massif. In: (eds.) Carosi, R., Dias, R., Iacopini, D.; Rosenbaum, G., *The southern Variscan belt, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, ISSN 1441-8142, vol. 19, Paper 7.
- Azevedo, M.R.; Valle Aguado, B. (2006)** – Origem e instalação de granitóides variscos na Zona Centro-Ibérica. In: *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, C. Editores). Univ. de Évora (ISBN: 972-778-094-6), pp. 107-121.
- Bird, P. (1979)** – Continental delamination and the Colorado Plateau, *J. Geophys. Res.*, vol. 84, 7561-7571.
- Brisbin, W. C. (1986)** – Mechanics of pegmatite intrusion. *American Mineralogist*, vol. 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, nº2, pp. 219-228.
- Brun, J. P.; Pons, J. (1981)** – Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non coaxial deformation. *J. Struct. Geol.*, 3, pp. 219-229.
- 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.; Page, L. R.; McNair, A. H. (1949)** – Internal structure of granitic pegmatites. *Economic Geology, Monograph*, vol. 2, 115p.

- Candela, P. A.; Blevin, S. L. (1995)** – Do Some Miarolitic Granites Preserve Evidence of Magmatic Volatile Phase Permeability. *Econ. Geol.*, vol. 90, pp. 2310–2316.
- Castro, A. (1987)** – On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*, Stuttgart, vol. 76/1, pp. 101-124.
- Černý, P. (1982)** – Granitic Pegmatites in Science and Industry. *Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook*, vol. 8, pp. 1-39.
- Clarke, J. B.; Henry, A. S.; White, M. A. (1998)** – Exploding xenoliths and the absence of elephants graveyards in granite batholiths. *J. Struct. Geol.*, vol. 20, pp. 1325-1343.
- Clemens, J. D. (1998)** – Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *J. Geol. Soc. Lond.*, vol. 155, pp. 843-851.
- Clemens, J. D. (2005)** – Granites and granitic magmas: strange phenomena and new perspectives on some old problems. *Proc Geol Assoc*, vol. 116, pp. 9-16.
- Clemens, J. D.; Mawer, C. K. (1992)** – Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, vol. 204, pp.339-360.
- Coleman, D. S.; Gray, W.; Glazner, A. F. (2004)** – Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology*, vol. 32, pp.433-436.
- Costa, M. P. (2006)** – Geoquímica de granitóides de Pera Velha – Vila Nova de Paiva – Ferreira de Aves. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro.
- Daly, R. A. (1903a)** – The mechanics of igneous intrusion. *American Journal of Science*, vol. 15, pp. 269-298.
- Dias, R. (1986)** – Estudo de um sector do Autóctone de Trás-os-Montes Oriental a ENE de Torre de Moncorvo. *Trabalho de síntese no âmbito das Provas APCC*, Depart. De Geologia Fac Ciências Univ. Lisboa, 153 p.

- Ferreira, A. M. P. J. (2000)** – Dados geoquímicos de base de sedimentos fluviais de amostragem de baixa densidade de Portugal Continental: Estudo de factores de variação regional. Tese de Doutoramento, Universidade de Aveiro.
- Ferreira, M. D.; Silva, V.; Lima, M. F.; Leal Gomes, C. (1999)** – Anatomia de algumas ocorrências de gemas e seu enquadramento em protocolos de ordenamento territorial – Contributo para uma reflexão sobre o estatuto dos depósitos gemíferos portugueses. *Cadernos Lab. Xeol. Laxe*, vol. 24, pp. 31-44.
- Ferreira, N.; Iglesias, M.; Noronha, F.; Pereira, E.; Ribeiro, A. & Ribeiro, M.L. (1987)** - Granitóides da zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: *Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M., Rodriguez Alonso, M.D. (eds), Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico (Libro de homenaje a Garcia Figueirola)*, Editorial Rueda, Madrid, pp. 37-51.
- Ferreira, N; Sousa, M. B. (1994)** – Noticia explicativa da folha 14-B (Moimenta da Beira) da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Finger, F.; Roberts, M.; Haunschmid, B.; Schermaier, A.; Steyrer, H. (1997)** – Variscan granitoids of central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 61, pp. 67- 96.
- Fowler, T. K.; Paterson, S. R. (1997)** – Timing and nature of magmatic fabrics from structural relations around stopped blocks. *J. Struct. Geol.*, vol. 19, pp. 209-224.
- Gagny, C. (1978)** – Quelques réflexions sur la pétrologie structurale appliquée a l'étude des filons. *103<sup>e</sup> Congrès national des sociétés savantes, Nancy, Sciences, fasc. IV, pp. 9-20.*
- Gerbi, C. (2002)** – An analytical model for lithosphere delamination. [http://www.geology.um.maine.edu/geodynamics/AnalogWebsite/Projects2002/Gerbi2002/lith\\_delam.html](http://www.geology.um.maine.edu/geodynamics/AnalogWebsite/Projects2002/Gerbi2002/lith_delam.html)
- Ginsburg, A.; Timofeyev, I.; Feldman, L. (1979)** – Principles of Geology of the Granitic Pegmatites. Nedra, Moscow (tradução inglesa).

- Glazner, A. F.; Bartley, J. M. (2005)** – The case against magmatic stoping. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, pp. 37-72.
- Glazner, A. F.; Bartley, J. M.; Coleman, D. S.; Gray, W.; Taylor, R. Z. (2004)** – Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today*, vol. 14, pp. 4-11.
- Gouanvic, Y.; Gagny, C. (1983)** – Étude d'une aplo-pegmatite litée à cassitérite et wolframite, magma différencié de l'endogranite de la mine Santa Comba (Galice, Espagne). *Bull. Soc. Géol., France, (7), t. XXV, n°3*, pp. 335-348.
- 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.
- Guimarães, D; Leal Gomes, C. (2010)** – Evolução de forma e implantação de pegmatitos intra-graníticos Variscos – N de Portugal. I – dispositivos ascensionais. *Actas do VIII Congresso Nacional de Geologia*. Vol. 11.
- Gumiel, P.; Arribas, A. (1990)** – Metallogeny. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Dallmeyer, R.D. and Martinez Garcia, E. (Editors), Springer-Verlag, Berlin, pp. 212-219.
- Haapala, I. (1997)** – Magmatic and Postmagmatic Processes in Tin Mineralized Granites: Topaz Bearing Leucogranite in the Eurajoki Rapakivi Granite Stock, Finland. *J. Petrol.*, vol. 38, pp. 1654–1659.
- Hawkins, D. P., Wiebe, R. A. (2004)** – Discrete stoping events in granite plutons: a signature of eruptions from silicic magma chambers. *Geology*, vol. 32, pp. 1021-1024.
- Holder, M. P. (1979)** – An emplacement mechanism for post-tectonic granites and its implications for their geochemical features. In: *M. P. Atherton & J. Tarney (ed.) Origin of Granite Batholiths*. Shiva Publ. Ltda. U.K. pp.116-128.
- Iglésias, M. & Ribeiro, A. (1981)** – Zones de cisaillement ductile dans l' arc ibéro-armoricain. *Comun. Serv. Geol. Porto*. vol. 67(1), pp. 85-87.

- Jahns, R. H.; Burnham, C. M. (1969)** – Experimental Studies of Pegmatite Genesis. I. A Model of the Derivation and Crystallization of Granitic Pegmatites. *Econ. Geol.*, vol. 64, pp. 843–864.
- Julivert, M.; Fontboté, J.; Ribeiro, A.; Conde, L. (1974)** – Memória explicativa del Mapa Tectónico de la Peninsula Ibérica y Baleares. Inst. Geol. Min. España, Madrid
- Lages de Lima, M. F. D. (2006)** – Caracterização e estratégias de valorização sustentável de ocorrências geológicas com importância patrimonial. Tese de Mestrado. Universidade do Minho – Braga. 220p.
- Leal Gomes C., Neves I. J. P. F., Lopes Nunes j. E. E Godinho M. M. (1997)** – 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, 91-96.
- 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, vol. 98, pp. 174-194.
- Leal Gomes, C. (1994)** – Estudo estrutural e paragenético de um sistema pegmatóide granítico. O campo aplitopegmatítico de Arga – Minho (Portugal). Tese de Doutoramento. Universidade do Minho. Braga. 695p.
- Leal Gomes, C. (1995)** – Discriminação do espectro de recursos base associados à evolução granítica residual no campo filoniano de Arga – Minho – N de Portugal. *Estudos Notas e Trabalhos*, IGM, T. 37, pp. 59-86.
- 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. (2005)** – Contributo para a sistemática dos pegmatitos graníticos referentes à Cintura Varisca Centro-Ibérica – Características a considerar e quadro tipológico. *Geonovas*, vol. 19, pp. 35-45.

- Leal Gomes, C. (2006)** – Análise paragenética das transições de estado e paroxismos evolutivos observados em sistemas pegmatíticos diversificados – Uso de indicadores estruturais, mineralógicos e geoquímicos expressos na Cintura Pegmatítica Centro Ibérica. *VII Congresso Nacional de Geologia* (J. Mirão & Balbino, eds.), Estremoz, pp. 1169-1175.
- Leal Gomes, C. (2010)** – Distribuição espacial dos recursos de materiais cerâmicos pegmatíticos no noroeste de Portugal – Matriz orogénica e metalogénese relacionada. *In: Ciências Geológicas – Ensino e Investigação e sua História, 2010*, vol. II, pp. 25-35.
- Leal Gomes, C.; Azevedo, A.; Lopes Nunes, J.; Dias, P. A. (2009)** – Phosphate fractionation in pegmatites of Pedra da Moura II claim – Ponte da Barca – Portugal. *Estudos Geológicos (Special Issue of contributions to the 4th International Symposium on Granitic Pegmatites)*, vol. 19 (2), pp. 172-176.
- Leal Gomes, C.; Lopes Nunes, J. E. (1991)** – Estrutura e paragénesis de unidades pegmatíticas tardias (exemplos do Minho). *Actas do 3º Congresso Nacional de Geologia*, Coimbra (resumo).
- Leal Gomes, C.; Lopes Nunes, J. E. (2003)** – Análise paragenética e classificação dos pegmatitos graníticos da Cintura Hercínica Centro-Ibérica. *A Geologia de Engenharia e os Recursos Geológicos*, Coimbra – Imprensa da Universidade, vol. II, pp. 85-109.
- Leal Gomes, C.; Trabulo, L. C.; Nunes, J. L. (1997a)** – Caracterização geoquímica da fase feldspática do grupo pegmatítico de S<sup>a</sup> 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. (2005)** – Geochemistry of Alkali and Alkaline Earth Elements in ore-forming granites, pegmatites and rhyolites. *In: Linnen, R. L. and Sampson, I.M. Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits*, pp. 175-19.
- London, D. (2008)** – Pegmatites. *Canadian Mineralogist Special Publication*, vol. 10, 368 p

**Lotze, F. (1945)** – Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotkt. Forsch.*, 6, 78-92. Tradução para a língua espanhola de J.M. Rios, 1950 – Observaciones a respecto de la división de los Variscides de la Meseta Ibérica. *Publicaciones Etranjeras sobre Geologia de Espanha*, Instituto Lucas Mallada, vol. 5 (27), pp. 149-166.

**Machado, S.; Garcia, C.; Dias, R.; Coke, C.; Ribeiro, A. (1993)** – Finite strain analysis in a fold due to transpressive regime (Centro-Iberian Autochthon). *Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Évora, vol.1, pp. 99-111.

mapa tectónico De la península ibérica y baleares, Inst. Geol. Min. España, Madrid.

**Marre, J. (1982)** – Méthodes d'analyse structurale des granitoides. *Manuels et Méthodes*, nº3, B.R.G.M., Orléans.

**Medeiros A. C.; Teixeira C.; Lopes J. T. (1975)** – Notícia explicativa da folha 5-B (Ponte da Barca) da Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 61p.

**Moura, S.; Leal Gomes, C.; Lopes Nunes, J. E. (2010)** – As assinaturas LCT e NYF em aplito-pegmatitos Variscos de metais raros do NW de Portugal. *Actas do VIII Congresso Nacional de Geologia*, vol. 20.

**Ohtani, T.; Nakano, T.; Nakashima, Y.; Muraoka, H. (2001)** – Three-Dimension Shape Analysis of Mirolitic Cavities in the Kakkonda Granite by X-Ray Computed Tomography. *J. Struct. Geol.*, vol. 23, pp. 1441–1754.

**Paterson S. R.; Fowler, T. K.; Miller, R. B. (1996)** – Pluton emplacement in arcs: a crustal-scale exchange process. *T. Roy. Soc. Edin. Earth*, vol. 87, pp. 115-123.

**Paterson, S. R.; Fowler, T. K. (1993)** – Re-examining pluton emplacement processes. *J. Struct. Geol.*, vol. 15, pp. 191-206.

**Paterson, S. R.; Miller, R. B. (1998b)** – Stopped blocks in plutons: paleoplumb bobs, viscometers, or chronometers? *J. Struct. Geol.*, vol. 20, pp. 1261-1272.

**Paterson, S. R.; Vernon, R. H. (1995)** – Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geol. Soc. Am. Bul.*, vol. 107, pp. 1356-1380.

- Paterson, S. R.; Vernon, R. H.; Fowler, K.T. (1991)** – Aureole tectonics. *In: Kerrick DM (ed.) Contact metamorphism. Reviews in mineralogy*, vol 26. Mineralogical Society of America, Washington, pp. 673–722.
- Pereira Coord. (1992)** – Notícia explicativa da Folha 1 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.76p.
- Pereira, M. F. C.; Leal Gomes, C. A. (1998)** – Esboço de caracterização estrutural e mineralógica do pegmatito granítico do Seixigal – Pereira do Selão – Vidago. *I Simpósio de Estudantes de Geologia – “Geologia, Ambiente e Sociedade”*. Livro guia da excursão – Gomes, M. E.; Leal Gomes, C. A.; Pereira, M: F. C.. UTAD. Pp. 12-17.
- Pereira, M. F. C.; Leal Gomes, C. A.; Aires Barros (1998)** – Análise estrutural do modo de instalação do pegmatito granítico de Pereira do Selão – Vidago (N de Portugal). *Comunicações I.G.M.*, T. 84, Fasc. 1, pp. B-43,B-46.
- Pereryazhko, I. S. (2010)** – Genesis of mineralized cavities (miaroles) in granitic pegmatites and granites. *Petrology*, vol. 18, pp. 183-208.
- Petford N.; Lister, J. R.; Kerr R. C. (1994)** – The ascent of felsic magmas in dykes. *Lithos.*, vol. 32, pp. 161-168.
- Petford, N.; Cruden, A. R.; McCaffrey, K. J. W.; Vigneresse, J. L. (2000)** – Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth’s crust. *Nature*, vol. 408, pp. 669-673.
- 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.
- Piccoli, P. M.; Candela; P. A.; Jugo, P. J.; Frank, M. R. (1996)** – Contrasting Syn-Late Magmatic Intrusive Behavior of Aplite Dikes in the Tuolumne Intrusive Suite, California: Implications for Magma Rheology, in *Cordilleran Section of the Geological Society of America (a Symposium in Honor of Paul Bateman)*, vol. 28, 101p.

- Pignotta G. S.; Paterson S. R.; Pettersson D. (2001b)** – Voluminous stoping in the Mitchell peak Granodiorite, Sierra Nevada, California. In: *Geological society of America, Cordilleran section, 97th annual meeting. AAPG Pac Sect*, pp. 33-64.
- Pitcher, W. S. (1993)** – The Nature And Origin Of Granite. *Blackie Academic and Professional Press*, London, pp. 183-184.
- Puga, M. S.; Leal Gomes, C.; Vide, R. (2003)** – Modo de ocorrência e ensaios de aplicação industrial da petalite do jazigo pegmatítico da Queiriga – Sátão (Viseu). Resumos, *IV Congresso Ibérico de Geoquímica*, Coimbra, pp 196- 198.
- Ramsay, J. G. (1981)** – Emplacement mechanics of the Chindamora Batholith, Zimbabwe. In: Coward, M. P. (ed.) *Diapirism and Gravity Tectonics. Report of a Tectonic Studies Group Conference at Leeds University, 25-26/03/1980. J. Struct. Geol.*, vol. 3, 93 p.
- Ribeiro, A. (1984)** – Evolução geodinâmica da zona centro-ibérica. *Geonovas*, vol. 1 (7), 145-146.
- Roberts, J. L. (1970)** – The intrusion of magma into brittle rocks. In: *Newal and Rast, mechanism of igneous intrusion. Gallery Press, Liverpool*, pp. 287-338.
- Rottura, A.; Del Moro, A.; Pinarelli, M.; Petrini, R.; Caggianelli, A.; Bargossi, J.; Piccarreta, G. (1991)** – Relationships between intermediate and acidic rocks in orogenic granitoid suites petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) data from Capo Vaticano (southern Calabria, Italy). *Chem. Geol.*, vol. 92, pp. 153-176.
- Sampaio, M. A. F. (2005)** – Petrologia, geoquímica e evolução crustal do complexo granítico Esperança, terreno Alto Moxotó, domínio da zona transversal, Província Borborema, Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado – Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 280p.
- Schwerdtner, W. M. (1995)** – Local displacement of diapir contacts and its importance to pluton emplacement study. *Journal of Structural Geology*, vol. 17, pp. 907–910.
- Serrano Pinto, M., Gil Ibarguchi, J. (1987)** – Revisión de datos geocronológicos e isotópicos de granitoides hercínicos de la región Galaico-Castellana. *Mem. Fac. Ciec. Univ. Porto*, vol. 1, pp. 171-186.

- Silva, V. (2002)** – Qualificação dos recursos de minerais cerâmicos pegmatíticos. Contributo para a gestão dos recursos pegmatíticos do Minho. Tese de Mestrado. Universidade do Minho – Braga. 151p.
- Sparks, R. S. J.; Marshall, L. A. (1986)** – Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 29, pp. 99-124.
- Sylvester, P. (1998)** – Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos.*, vol. 45, pp. 29-44.
- Teixeira, C.; Santos, J. P.; Lopes, J. V. T.; Pilar, L.; Pereira, V. C. (1972)** – Notícia explicativa da folha 14-D (Aguiar da Beira) da Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 40p.
- Trabulo, L. C., Leal Gomes, C., Lopes Nunes, J. E. (1995)** – Enquadramento geológico, estrutura e paragénese do grupo pegmatítico de Senhora da Assunção – Aguilar da Beira – centro de Portugal. *Publ. Museu Lab. Min. Geol.*, Univ. Porto, *Memoria nº4*, pp. 837-841.
- Ugidos, J. (1990)** – Granites as a paradigm of genetic processes of granitic rocks: I-Types vs STypes. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Dallmeyer, R.D. and Martinez Garcia, E. (Editors), Springer-Verlag, Berlin, pp.189-206.
- Van der Molen, I.; Paterson, M. S. (1979)** – Experimental deformation of partially melted granite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 70, pp. 229-318.
- Vernon, R. H.; Etheridge, M. A; Wall, V. J. (1988)** – Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, vol. 22, pp. 01-11.
- Weinberg, R. F.; Podladchicov, Y. Y. (1994)** – Diapiric ascent of magmas through power law crust and mantle. *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, pp. 9543-9559.
- Weizhou, S.; Hongfei, L.; Li Huimin; Li Wuxian; Dezi, W. (2000)** – The Thermal History of the Mirolitic Granite at Xincun, Fujian Province, China. *Chin. Sci. Bull*, vol. 45, pp. 1991–1995.

- Yoshinobu, A. S., Marko, W. T.; Dumond, G.; Wolak, J.; Barnes, C.; Nordgulen, O. (2003b)** – Stoping happens! *Geological Society of America Abstracts Programs*, vol.35, pp. 35:93.
- Yoshinobu, A. S.; Fowler, J.; Kenneth, T.; Paterson S. R.; Llambias E.; Tickyj, H.; Sato A.M. (2003a)** – A view from the roof: magmatic stoping in the shallow crust, Chita pluton, Argentina. *J. Struct. Geol*, vol. 25, pp. 1037-1048.
- Zagorsky, V. Ye.; Peretyazhko, I. S.; Shmakina, B. M. (1999)** – Mirolitic Pegmatites. *Granite Pegmatites*, vol. 3. Nauka, Novosibirsk [in Russian].
- Zák, J.; Holub, F. V.; Kachlik, V. (2006)** – Magmatic stoping as an important emplacement mechanism of Variscan plutons: evidence from roof pendants in the Central Bohemian Plutonic Complex (Bohemian Massif). *International Journal of Earth Sciences*, vol. 95 (5): pp. 771-789 SEP.
- Zorpi, M. J.; Coulon, C.; Orsini, J. B.; Cocirta, C. (1989)** – Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, vol. 157, pp.315 - 329