

**Universidade do Minho**  
Escola de Ciências

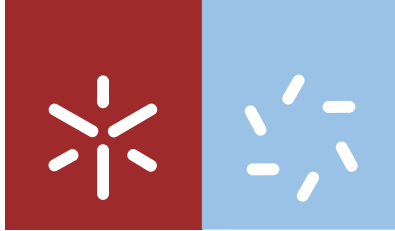
Juliana da Conceição Gomes Ferreira

**Amazonites de Valença – Norte de Portugal**

Juliana da Conceição Gomes Ferreira **Amazonites de Valença – Norte de Portugal**

UMinho | 2015

abril de 2015



**Universidade do Minho**  
Escola de Ciências

Juliana da Conceição Gomes Ferreira

## **Amazonites de Valença – Norte de Portugal**

Dissertação de Mestrado  
Mestrado em Ordenamento e Valorização de Recursos Geológicos

Trabalho efetuado sob a orientação do  
**Professor Doutor Carlos Augusto Leal Gomes**

## DECLARAÇÃO

**Nome:** Juliana da Conceição Gomes Ferreira

**Cartão de Cidadão:** 13714961

**Endereço de correio eletrónico:** jcgferreira90@gmail.com

**Título da dissertação:** Amazonites de Valença – Norte de Portugal

**Orientador:** Professor Doutor Carlos Augusto Leal Gomes

**Ano de conclusão:** 2015

**Designação do Mestrado:** Mestrado em Ordenamento e Valorização de Recursos Geológicos

**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, 30 de Abril de 2015

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

*“É nesta Terra, o Planeta Azul,  
envolto nos farrapos brancos das nuvens,  
que reside tudo o que temos:  
o ar que respiramos,  
a água que bebemos,  
o chão que pisamos e nos dá o pão.  
É só com isto que contamos para viver.  
É, pois, fundamental, conhecer melhor esta nossa casa  
que nos transporta através da imensidão do Cosmos, à velocidade  
de 30 Km por segundo.  
E a Geologia é a ciência que nos permite chegar a esse conhecimento.”*

António Galopim de Carvalho



## Agradecimentos

A vida é demasiado curta para que possamos estar sempre a contestar com aquilo que nos contraria. Devemos tirar partido de todos os momentos, sejam eles bons ou maus. Dos bons realçamos a alegria que aquele momento nos proporcionou; dos maus aprendemos a levantar-nos e a seguir em frente, pois os obstáculos são para ultrapassar.

Ao longo da nossa pequena existência, depararmo-nos com diversas pessoas que de uma forma, ou de outra, nos transmitem os seus conhecimentos e colocam-nos à prova, de forma a testar as nossas capacidades. É para essas pessoas que os meus agradecimentos se dirigem.

São inúmeras. Muitas nem têm noção do valor que transmitiram pois, ensinaram algo que para elas era tão insignificante, mas para mim foi uma lição a reter, e hoje devo muito do que sou e do que faço e como faço a elas.

Depois há aquelas que estão lá em diferentes etapas da nossa vida, mas que nos transmitiram, talvez, o maior leque de conhecimento que possuímos: os professores. Desde a professora primária, seguindo os professores do básico e secundário, até aos professores da universidade, com eles aprendi das vogais e consoantes, à biologia e geologia.

Os amigos também nos instruem. Ensinam o que é a amizade. Muitos vão entrando, outros vão saindo, outros vão ficando e, depois, há aqueles que estão sempre lá. E há o tal que conquistou e foi mais além. E com ele aprendo a partilhar e a conquistar um futuro melhor.

Por último, mas como os últimos são sempre os primeiros, há os pais. Os dois seres que me permitiram ser o que sou.

**Obrigada Pai e Mãe** pelos valores que me ensinaram, pelas quedas que me ampararam, pelos sorrisos que me proporcionaram e por tudo o que foram conquistando para que nada me faltasse.

**MUITO OBRIGADA!**



## Resumo

Na região de Valença ocorre um campo pegmatítico denominado por Campo Pegmatítico de Alto dos Teares – Taião – Felgueiras. Este formou-se durante a orogenia Varisca, no decorrer da instalação dos granitos pós-orogénicos (tardi a pós-tectónicos), subalcalinos. Os pegmatitos que constituem este campo são NYF e possuem carácter amazonítico. Apresentam uma localização cupular relativamente aos granitos parentais. A sua implantação é intra-granítica, quando estes se instalaram em faixas de descompressão horizontais resultantes da relaxação interna da cúpula, e exo-granítica, quando os pegmatitos se implantaram em ruturas paralelas à configuração da cúpula, resultado do colapso externo da mesma.

O presente estudo, por análise paragenética, cromática e mineroquímica, visa um contributo científico sobre a cromatização verde nos feldspatos potássicos amazoníticos e potenciais mecanismos que processam a amazonitização. Igualmente pretende definir uma tendência de evolução dos pegmatitos do campo pegmatítico. As amazonites caracterizam-se por apresentarem cores verdes variadas, índices de triclinicidade elevados e altos teores de Pb, Sr e Rb. Por sua vez, as microclinas róseas e cor de tijolo exibem baixos teores de Pb, Sr e Rb, resultado de processos de lixiviação, próprios deste fenómeno de enrubescimento.

O processo de amazonitização, metassomático, parece resultar da presença de centros cromóforos induzidos pelo ião  $Pb^{2+}$  que, em associação com a água de cristalização, forma os pares diméricos  $[PbO.(OH)]$ . A presença de galena em amazonite pertítica é coerente com aquele facto e indicia que a cor verde é veiculada pela presença do Pb. O fenómeno de enrubescimento, responsável pelas colorações rósea e cor de tijolo, é pós-amazonítico e está relacionado com impregnações de poalhas de hematite, designando-se, genericamente, por hematitização. Quanto à tendência de evolução dos pegmatitos, constata-se que o mais precoce é o pegmatito de Taião, seguindo-se o pegmatito de Alto dos Teares e o mais tardio é o pegmatito de Felgueiras.

**Palavras – chave:** NYF, pegmatitos miarolíticos, amazonitização, amazonites, enrubescimento, Pb, galena





### Abstract

The Alto dos Teares – Taião – Felgueiras pegmatite field is located in the region of Valença (Northern Portugal), and was formed during the Variscan orogeny, during the intrusion of sub-alkaline post-orogenic (tardi to post-tectonic) granites. These pegmatites are NYF and amazonitic. They also have a cupular location in relation to the parental granites. Their placement is inner-granitic, when settled in parallel zones of decompression that resulted from the internal dome relaxation, and outer-granitic, when pegmatites intruded parallel cracks in the dome as a result of its external collapse.

This study intends to shed light on the role of the chromophore that is responsible for the green color in potassic amazonitic feldspar and how this mechanism – amazonitization – happens. Paragenetic, chromatic, mineral and chemical analysis were used in order to achieve that objective.

It also intends to determine an evolutionary trend in the pegmatite field. The amazonite crystals present a large diversity of green colors, high triclinicity rates and high Pb, Sr and Rb content. The rose and firebrick microcline crystals bear lower Pb, Sr and Rb content, as a result of leaching, typical of the reddening phenomenon.

The amazonitization process, metasomatic, appears to result from the presence of chromophoric centers induced by the ion  $Pb^{2+}$ , which, in association with crystallization water, form the dimeric pairs  $[PbO \cdot (OH)]$ . The presence of galena in peritic amazonite is consistent with that fact and indicates that the green color is obtained by the presence of Pb. The reddening phenomenon, responsible for the rose and firebrick hues, is post-amazonitic and is related to the impregnation with lamelli of hematite, known as hematitization. As for the pegmatite evolutionary trend was distinguished the following order of consolidation: Taião pegmatite, Alto dos Teares pegmatite and Felgueiras pegmatite.

**Key-words:** NYF, Mirolitic pegmatites, amazonitization, amazonites, reddening, Pb, galena



# ÍNDICE GERAL

---

<b>Capítulo I:</b> .....	1
<b>INTRODUÇÃO</b> .....	1
I.1 – Feldspatos potássicos.....	3
I.2 – Objetivos da dissertação .....	8
I.3 - Trabalhos Prévios .....	8
I.4 – Enquadramento Geológico .....	9
I.4.1 – Maciço Ibérico .....	9
I.4.2 – Zona Centro Ibérica .....	11
I.4.3 – Organização estrutural dos pegmatitos da ZCI .....	12
I.4.4 – Localização Paleogeográfica e Tectónica dos granitos e campos pegmatíticos com feldspatos amazoníticos .....	15
I.5 - Granitos pós-tectónicos do N de Portugal.....	18
I.5.1 – Petrologia, geoquímica e mineraloquímica .....	20
I.5.2 – Modelos conceituais de implantação granito/pegmatito.....	23
I.6 - Potencial de geração de pegmatitos por parte dos magmas parentais dos granitos pós-tectónicos – favorabilidade geoquímica para a amazonitização .....	26
I.7 - Análise geométrica e cartografia dos campos de pegmatitos amazoníticos .....	27
I.8 - Amostragem de feldspatos amazoníticos .....	32
I.9 - Métodos de análise: química e difractométrica .....	34
<b>Capítulo II:</b> .....	37
<b>ESTRUTURA E PARAGÉNESE DE PEGMATITOS AMAZONÍTICOS E ROCHAS ENCAIXANTES</b> .....	37
II.1 – Corpos pegmatíticos: tipologia estrutural, mineralogia e tipos litológicos encaixantes...	39
II.2 – Paradigma estrutural – Anatomia do grupo pegmatítico de Felgueiras.....	42
II.3 – Assinaturas paragenéticas de filiação – NYF.....	44
II.4 – Quadro paragenético .....	46
II.5 - Relação entre morfologia e estrutura interna e modelos conceituais de génese e instalação de pegmatitos .....	48
II.6 - Fenómenos da amazonitização e enrubescimento .....	52
<b>Capítulo III:</b> .....	55
<b>ESTADO ESTRUTURAL E MINEROQUÍMICA DAS AMAZONITES</b> .....	55
III.1 - Diversidade cromática.....	57
III.1.1 – Amazonites.....	59

III.1.2 – Microclinas Enrubescidas.....	60
III.2 - Diversidade petrográfica – tipos pertíticos.....	62
III.3 - Configurações de difractogramas dos diferentes tipos de feldspatos potássicos e valores de triclinicidade .....	62
III.4 – Mineraloquímica.....	66
III.4.1 – Composição química pontual das Amazonites e Microclinas Enrubescidas .....	66
III.4.2 – Composição química pontual de fases feldspáticas alojadas em Migmatito e Aplito-pegmatito – estudo comparativo .....	70
III.4.3 – Diagrama ternário Ab – An - Or .....	71
III.4.4 – Distribuição dos elementos-traço (vestigiais) .....	72
III.5 – Amazonitização e Enrubescimento no Campo Pegmatítico Alto dos Teares – Taião - Felgueiras.....	77
III.6 – Minerais hospedados nos feldspatos potássicos .....	84
III.7 - Correlações mineraloquímicas entre triclinicidade e composições.....	86
III.8 - Indicadores mineraloquímicos de tendências evolutivas entre as amazonites e pegmatitos portadores.....	88
<b>Capítulo IV:</b> .....	89
<b>CONCLUSÕES</b> .....	89
IV.1 - Fertilidade amazonítica dos granitos pós-tectônicos .....	91
IV.2 – Tendências da evolução geoquímica dos pegmatitos amazoníticos deduzidas da mineraloquímica das suas amazonites.....	93
IV.3 – Classificação ornamental das amazonites .....	95
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	97

## ÍNDICE DE FIGURAS

---

<b>Figura 1:</b> Estrutura cristalina da microclina (amazonite). Retirada de <a href="http://webmineral.com/data/microcline.shtml#.vmtawgisxx7">http://webmineral.com/data/microcline.shtml#.vmtawgisxx7</a> .....	4
<b>Figura 2:</b> Diagrama ternário An-Ab-Or, com as classificações das composições intermédias entre Ab e An e Ab-Or e a nomenclatura dos feldspatos. a – Plagioclases; b – Feldspatos alcalinos. Extraída de Vlach (2002). .....	5
<b>Figura 3:</b> Série Reacional de Bowen .....	6
<b>Figura 4:</b> Unidades morfotectónicas da Península Ibérica, segundo Lautensach ( <i>in</i> Ribeiro <i>et al.</i> ,1979, <i>in</i> Mendes, 2001): 1 – Bacias cenozoicas; 2 – Cadeias meso-cenozoicas moderadamente enrugadas; 3 – Cadeias alpinas; 4 – Soco Varisco (Maciço Ibérico) .....	10
<b>Figura 5:</b> Divisão Maciço Ibérico segundo Farias <i>et al.</i> (1987). Retirada de Conceição (2012)..	11
<b>Figura 6:</b> Distribuição dos corpos pegmatíticos na Província Pegmatítica Varisca, em Portugal Continental. Retirada de Guimarães (2012).....	14
<b>Figura 7:</b> Enquadramento Geológico da área de estudo do Campo Pegmatítico de Alto dos Teares-Taião-Felgueiras. Excerto da folha 1C - Caminha à escala 1/50000 (Legenda segundo as minutas de revisão proposta em Leal Gomes, 2008).....	17
<b>Figura 8:</b> Enquadramento topográfico da área de estudo do Campo Pegmatítico de Alto dos Teares-Taião-Felgueiras. Excerto da folha 7 à escala 1/25000. ....	18
<b>Figura 9:</b> Bolsadas irregulares a isodiamétricas observadas no campo pegmatítico em estudo, sector de Felgueiras.....	28
<b>Figura 10:</b> Dispositivos morfológicos de evolução resultantes da cinemática de implantação. Adaptado de Leal Gomes & Lopes Nunes (2003). ....	29
<b>Figura 11:</b> Protuberâncias piramidais ascendentes no seio de um granito porfiroide essencialmente biotítico, pós-tectónico – Granito de Monção observadas no Campo Pegmatítico de Alto dos Teares-Taião-Felgueiras. Retirada de Guimarães (2012). ....	30
<b>Figura 12:</b> Bolha pegmatítica observada no Campo Pegmatítico, setor de Felgueiras .....	30
<b>Figura 13:</b> Cartografia do Campo Pegmatítico de Alto dos Teares – Taião – Felgueiras .....	31
<b>Figura 14:</b> Amostragem dos pegmatitos em estudo, nos três setores discriminados.....	33
<b>Figura 15:</b> Modelo de explicação da intrusão dos pegmatitos do Campo de Alto dos Teares-Taião-Felgueiras (Extraído de Guimarães, 2012). Blocos diagramas dos pegmatitos amazoníticos: estrutura e anatomia dos corpos pegmatíticos. 1 e 2 – Intra-granítico de Alto dos Teares Norte e Sul, respetivamente; 3 – Intra-granítico de Felgueiras; 4 – Exo-granítico de Taião.....	41

<b>Figura 16:</b> Representação tridimensional da anatomia estrutural do sector pegmatítico amazonítico de Felgueiras – os vários modelos de instalação granito/pegmatito têm nesta ilustração uma discriminação exemplar: <i>magmatic stopping</i> , <i>balloning</i> , <i>bubbling</i> e delaminação. Optou-se pela designação de plug ao setor analisado .....	43
<b>Figura 17:</b> Conjunto de imagens (A a I) de minerais e associações paragenéticas tipomórficas da linhagem NYF dos pegmatitos amazoníticos do Campo Pegmatítico de Alto dos Teares-Taião-Felgueiras.....	45
<b>Figura 18:</b> Espectro da monazite-Ce da figura 17C, obtido em MEV.....	46
<b>Figura 19:</b> Análise paragenética dos pegmatitos miarolíticos amazoníticos filiados em granitos biotíticos pós-tectónicos. MMI – Minerais magmáticos primários; AMT – Amazonitização; PAM – Amazonite de precipitação; R – Enrubescimento dos feldspatos potássicos; EP – Epissienitização; ZM – Zona Marginal; ZIE – Zona intermédia Externa; ZII – Zona intermédia Interna; NQZ – Núcleo de Quartzo; CM – Caverna Mirolítica; MT – Unidades Metassomáticas. Retirada de Ferreira & Leal Gomes (2014). .....	47
<b>Figura 20:</b> Imagem de <i>Google Earth</i> da mancha granítica de Alto dos Teares na qual se evidencia a forma do plutonito e a localização dos corpos pegmatíticos filiados. Retirada de Guimarães (2012).....	49
<b>Figura 21:</b> Perfil da área pegmatítica de Alto dos Teares, com dedução de cisalhamentos, fluidalidades e corpos pegmatíticos associados aos modelos de Brisbin (1986) e Brun & Pons (1981).....	50
<b>Figura 22:</b> Perfil da área pegmatítica de Taião e Felgueiras .....	51
<b>Figura 23:</b> Espaço Colorimétrico de Munsell. Retirada de <a href="http://aalquimiadacor.blogspot.pt/2011/02/o-sistema-munsell.html">http://aalquimiadacor.blogspot.pt/2011/02/o-sistema-munsell.html</a> .....	58
<b>Figura 24:</b> Projeção das cores das amazonites e microclinas enrubescidas em estudo no Espaço Colorimétrico de Munsell 2D. No centro do eixo projeta-se o N que corresponde à ausência de luminosidade (preto puro).....	59
<b>Figura 25:</b> Diversidade cromática das amazonites do Campo Pegmatítico de Alto dos Teares – Taião – Felgueiras e respetivos índices de Munsell .....	60
<b>Figura 26:</b> Diversidade cromática das microclinas enrubescidas do Campo Pegmatítico de Alto dos Teares – Taião – Felgueiras e respetivos índices de Munsell .....	61
<b>Figura 27:</b> Diversidade petrográfica pertítica observada em MOLT. ....	62
<b>Figura 28:</b> Conjunto de difractogramas e respetivos valores de triclinicidade dos feldspatos potássicos - amazonites e microclinas enrubescidas com diversas colorações .....	65

<b>Figura 29:</b> Projeção das amostras em estudo no diagrama ternário Ab-An-Or.....	72
<b>Figura 30:</b> Diagrama ternário dos feldspatos alcalinos, Polarização em Or das amostras amazonites/microclinas realçando-se a distribuição no campo das microclinas pertíticas .....	72
<b>Figura 31:</b> Diagramas da variação K/Rb para as amostras de amazonites e microclinas enrubescidas estudadas. A – K/Rb vs Rb (ppm); B – K (%) vs Rb (ppm) .....	73
<b>Figura 32:</b> Diagrama de variação K/Cs vs Cs (ppm) para as amostras de amazonites e microclinas enrubescidas estudadas.....	74
<b>Figura 33:</b> Diagrama de variação Ba (ppm) vs Rb (ppm) para as amostras de amazonites e microclinas enrubescidas estudadas.....	75
<b>Figura 34:</b> Diagrama de variação K (ppm) vs Pb (ppm) para as amostras de amazonites e microclinas enrubescidas estudadas.....	76
<b>Figura 35:</b> Diagramas da variação K/Sr e Ba/Sr para as amostras de amazonites e microclinas enrubescidas estudadas. A – K/Sr vs Sr (ppm); B – Ba (ppm) vs Sr (ppm).....	77
<b>Figura 36:</b> Conjunto de partículas de galena inclusas em amazonite pertítica, obtidas no MEV-ER. ....	79
<b>Figura 37:</b> Espectros de albite (A) e de feldspato potássico (B), obtidos em MEV.....	80
<b>Figura 38:</b> Partículas de zircão (ZR), galena (GA) e mica (MI) no migmatito. Imagem obtida no MEV-ER. ....	80
<b>Figura 39:</b> Partícula compósita de U e Th, com forma amebóide, num local hidrotermalizado de cirtolite. Obtida no MEV-ER. ....	81
<b>Figura 40:</b> Transição entre microclina enrubescida (MR) e feldspato potássico (FK), com destaque de várias inclusões hematíticas e goethíticas.....	83
<b>Figura 41:</b> Partícula de zircão hidratado (metamictização), obtida em MEV-ER.....	84
<b>Figura 42:</b> Conjunto de partículas de sulfuretos inclusas em amazonite e microclina enrubescida, obtidas no MEV. ....	86
<b>Figura 43:</b> Intervalo de teores médios e valores de triclinicidade correspondentes a cada coloração observada.....	87





## ÍNDICE DE TABELAS

---

---

<b>Tabela 1:</b> Classificação de granitos da ZCI segundo Ferreira <i>et al.</i> (1987). Retirada de Mendes (2001).....	19
<b>Tabela 2:</b> Síntese da classificação de granitos sin-orogénicos e tardi a pós-orogénicos, de acordo com a orogenia Varisca e a terceira fase de deformação, tal como estabeleceu Ferreira <i>et al.</i> (1987).....	19
<b>Tabela 3:</b> Valores extremos, média e desvio padrão da composição modal dos granitos de Vila Pouca de Aguiar (GVPA), Pedras Salgadas (GPS) e Gouvães da Serra (GGS). A composição modal foi calculada utilizando as composições químicas de rocha total e biotite. %An= dados de microsonda. Dados foram obtidos através das mesonormas de Barth (1958) e corrigidas com base da composição da biotite. Retirada de Martins (1998).....	20
<b>Tabela 4:</b> Análises químicas de elementos maiores (%) e elementos menores (ppm) de amostras selecionadas dos granitos de Vila Pouca de Aguiar (GVPA), Pedras Salgadas (GPS) e Gouvães da Serra (GGS). Pf – perda ao rubro. – não determinado. Retirada de Martins (1998) .....	21
<b>Tabela 5:</b> Abundância dos principais minerais dos granitos do maciço Peneda-Gerês, expressa em %. Retirada de Mendes (2001). .....	21
<b>Tabela 6:</b> Composição química média dos granitos do maciço de Peneda-Gerês em elementos maiores, menores (%) e vestigiais (ppm). Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total= Fe total sob a forma de Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . N=n° de amostras. Retirada de Mendes (2001). .....	22
<b>Tabela 7:</b> Classificação pegmatitos miarolíticos NYF. Adaptada de Černý (1991) .....	27
<b>Tabela 8:</b> Análise química pontual obtida em microsonda eletrónica das amostras de amazonite e microclinas enrubescidas em estudo. – não determinado. Teores expressos em %. .....	69
<b>Tabela 9:</b> Análise química pontual obtida em microsonda eletrónica do migmatito de Pitões das Júnias (Montalegre) e do aplito pegmatito amazonítico de Taião. – não determinado. Teores expressos em %.....	71
<b>Tabela 10:</b> Características mineroquímicas referentes às colorações das amazonites e microclinas enrubescidas estudadas.....	87



## Capítulo I:

### INTRODUÇÃO

---

*“Um monte de pedras deixa de ser um monte de pedras no momento em que um único homem o contempla, nascendo dentro dele a imagem de uma catedral.”*

Antoine de Saint-Exupéry



No Norte de Portugal ocorrem numerosos pegmatitos verificando-se sobre alguns atividade extrativa para quartzo e feldspato, essencialmente. Propõem-se neste trabalho que no decorrer dessas atividades pudessem ser selecionados alguns minerais por apresentarem qualidade ornamental. Uns por serem espécimes com valor museológico, outros por depois de aplicado o devido tratamento laboratorial, serem utilizados a nível gemológico. A amazonite é um desses minerais e o interesse pelo seu estudo advém da cor excecional que apresenta.

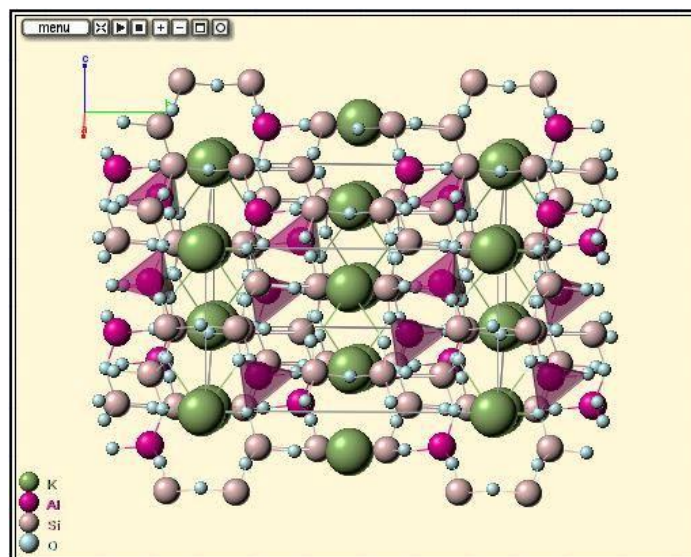
A presente dissertação pretende dar um contributo científico ao tema: quais os centros cromóforos (cristaloquímicos) responsáveis pela cor verde nos feldspatos amazoníticos e como se verifica a cromatização, segundo o fenómeno denominado de **amazonitização**, nos pegmatitos em estudo. Pretende-se, igualmente, estabelecer uma tendência de evolução dos pegmatitos, com base em amazonites e microclinas enrubescidas.

Neste capítulo introdutório, além de uma breve abordagem aos feldspatos, também se apresenta a área de estudo, a metodologia adotada e discutidos os processos de instalação dos granitos e pegmatitos.

## I.1 – Feldspatos potássicos

A **amazonite** é uma variedade do feldspato potássico, com a fórmula química  $KAlSi_3O_8$  e estrutura cristalina ilustrada na figura 1. Foi descoberta e descrita, pela primeira vez, por Johann Friedrich August Breithaupt em 1847 (Petrov *et al.*, 1993; [www.mindat.com](http://www.mindat.com)). O seu nome tão particular deve-se ao facto de ter sido encontrada próximo do rio Amazonas. Apresenta uma cor verde-azul e um hábito cristalino que lhe é muito característico, fazendo com que seja praticamente impossível confundir com outro mineral.

Os principais países produtores são EUA, Rússia, Madagáscar, Brasil e Índia, com destaque para Colorado (EUA), no qual se encontra a jazida com os espécimes mais emblemáticos – *Pikes Peak* (Área *Crystal Peak*).



**Figura 1:** Estrutura cristalina da microclina (amazonite). Retirada de <http://webmineral.com/data/microcline.shtml#.vmtawgisxx7>

Os **feldspatos** são os minerais mais abundantes da crosta terrestre e os tectossilicatos mais diversificados do ponto de vista químico. São os constituintes que se encontram em maioria nas rochas ígneas não ultramáficas, sendo, desta forma, utilizados como base da sua classificação. Também são comuns em rochas sedimentares e estão presentes na maioria das rochas metamórficas, dando indicações acerca das condições de metamorfismo. Igualmente são os principais constituintes dos pegmatitos graníticos e alcalinos “simples”.

São representados pela fórmula química geral  $MT_4O_8$ , na qual o lugar M é ocupado por metais alcalinos, normalmente K e Na, eventualmente  $Rb^{1+}$  e raramente  $NH_4$  ou metais alcalino-terrosos, como o Ca, casualmente  $Sr^{2+}$  e  $Ba^{2+}$  em quantidades traço e invulgarmente Eu e Pb; o lugar T é ocupado por Si e Al (a quantidade depende da quantidade traço de  $Fe^{3+}$ ) e ocasionalmente por Ti, P,  $B^{3+}$  e  $Ga^{3+}$ .

Relativamente à composição química, os feldspatos podem ser classificados através de soluções sólidas no sistema ternário **Ab – Or – An** ( $NaAlSi_3O_8$  –  $KAlSi_3O_8$  –  $CaAl_2Si_2O_8$ , respetivamente) (Figura 2) (Vlach, 2002).

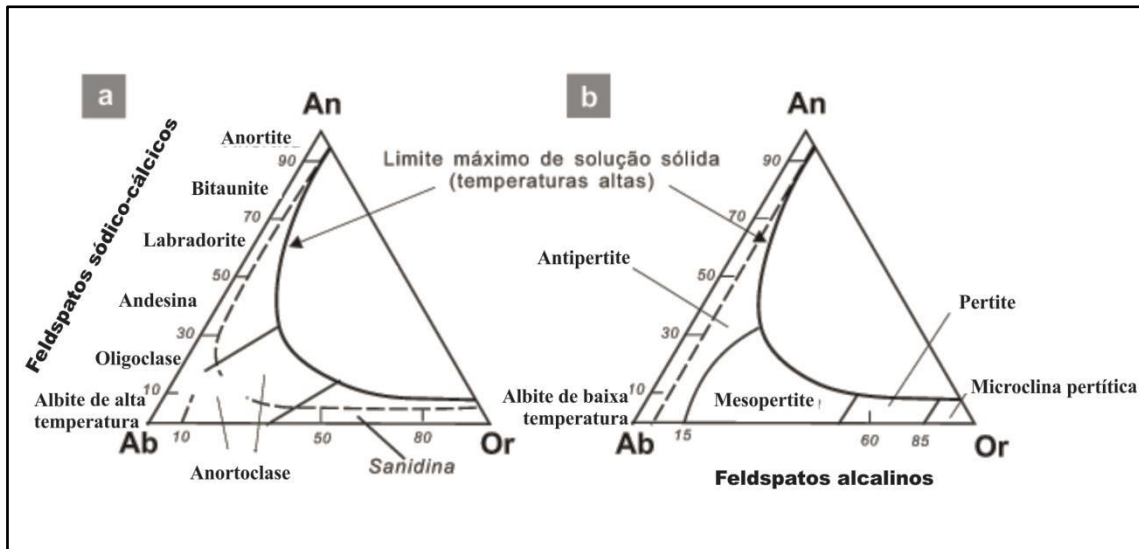


Figura 2: Diagrama ternário An-Ab-Or, com as classificações das composições intermédias entre Ab e An e Ab-Or e a nomenclatura dos feldspatos. a – Plagioclases; b – Feldspatos alcalinos. Extraída de Vlach (2002).

Como se pode observar na figura 2, os feldspatos com composições intermédias entre Ab e Or, que ocorrem através da substituição catiónica  $Na^{1+} \leftrightarrow K^{1+}$ , designam-se por **feldspatos alcalinos**. Por sua vez, os feldspatos cujas composições intermédias se situam entre Ab e An por substituição catiónica acoplada de  $Na^{1+}Si^{4+} \leftrightarrow Ca^{2+}Al^{3+}$  denominam-se por **feldspatos sódico – cálcicos ou plagioclases** (Vlach, 2002).

Quanto ao estado estrutural, que depende da temperatura de cristalização e da subsequente história térmica, os feldspatos nominam-se de **feldspatos de alta temperatura**, quando mantêm a estrutura de acordo com a sua formação de alta temperatura; **feldspatos de baixa temperatura**, sempre que ostentem uma estrutura adequada, seja a uma cristalização a baixas temperaturas, seja a um arrefecimento lento desde temperaturas elevadas; **feldspatos de temperatura intermédia**, se a estrutura exibir indícios de que a cristalização decorreu a temperaturas intermédias. A diferença entre o estado estrutural de alta e baixa temperatura deve-se à geometria da estrutura, com ou sem alteração de simetria e, ao grupo espacial e ao grau de ordenamento dos átomos de Si e Al nas diferentes posições tetraédricas (Vlach, 2002).

Pela Série Reacional de Bowen, patente na figura 3, na série contínua os primeiros feldspatos a formarem-se são os feldspatos cálcicos, a altas temperaturas. No entanto, estes vão reagindo com o magma residual e o cálcio é progressivamente substituído pelo sódio (sem alteração da estrutura interna), dando origem aos feldspatos sódicos, que se formam a mais baixas temperaturas. Com o aumento dos teores de sílica, potássio e alumínio, as condições tornam-se



ideais para a formação do feldspato potássico. As temperaturas de formação são mais baixas que as de formação dos feldspatos sódicos.

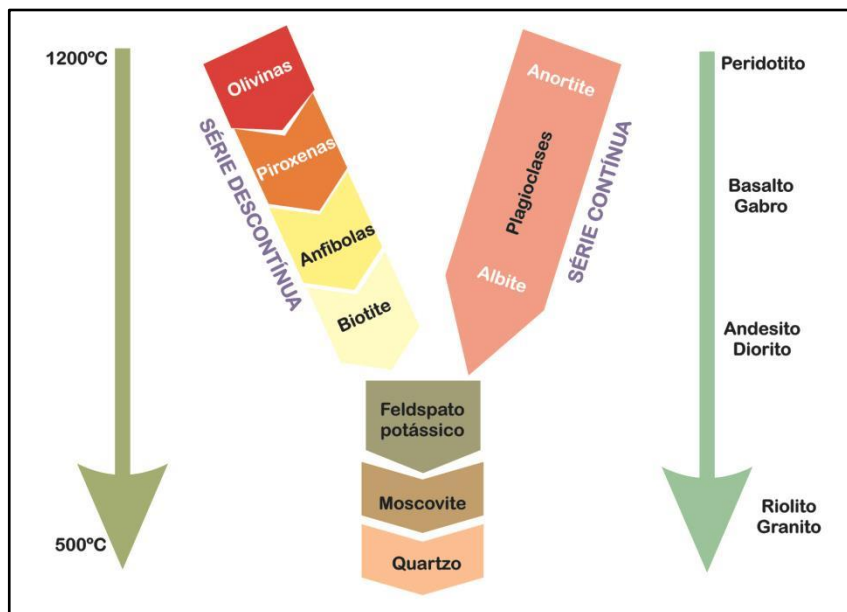


Figura 3: Série Reacional de Bowen

No que respeita ao ordenamento dos feldspatos, este pode conseguir-se diretamente a partir das distâncias interatómicas ou das ocupações das posições interatómicas determinadas por difração RX ou fluxo neutrónico. E em certas situações pode-se obter por métodos, como a ressonância magnética nuclear (RMN) ou espectroscopia de infravermelhos. Deste modo, os feldspatos podem ser classificados como: **feldspatos homogêneos desordenados de alta temperatura** e **feldspatos ordenados**, nos quais, na sua grande maioria, a separação de fases com teores de Na, K ou Ca muito diferentes acontece à escala macro, micro ou sub-microscópica (Vlach, 2002).

Relativamente à nomenclatura, a dos feldspatos de alta temperatura apoia-se na simetria dos cristais. No campo da sanidina ( $Or_{50} - Or_{80}$ ), os minerais possuem simetria monoclinica; na divisão da albite de alta temperatura (anortoclase) pertencem os feldspatos triclinicos à temperatura ambiente, no entanto podem possuir simetria monoclinica à temperatura de cristalização; no grupo da composição pura  $NaAlSi_3O_8$ , as formas de alta e baixa de temperatura têm simetria triclinica, mas a forma de alta temperatura sofre uma mudança acima dos  $980^\circ C$  para a forma monoclinica (monoalbite) (Figura 2a). No domínio da composição das plagioclases, os feldspatos possuem simetria triclinica, quer à temperatura ambiente quer à temperatura de cristalização (Figura 2a).

A nomenclatura nos feldspatos alcalinos depende indiretamente do ordenamento Al/Si e Na/K, uma vez que este faz com que haja diferenças significativas na simetria, propriedades óticas, morfologia e texturas de exsolução. Deste modo, os feldspatos cuja composição se situa no intervalo  $Or_{15}$  –  $Or_{85}$  designam-se por **criptopertites**, **pertites** ou **mesopertites** (Figura 2b). Quando a composição tem mais de 85% de K, os feldspatos denominam-se de **ortoclase pertítica** ou **microclina pertítica** (Figura 2b), sendo o termo para caracterizar feldspatos ricos em potássico, com ordenação intermédia. Apesar da microclina ser triclinica, surge na grande maioria monoclinica, dado que possuem maclas de pequena escala. Como possuem graus de ordem variáveis e uma transição gradual para a simetria monoclinica, existem dois tipos de microclinas: **microclinas de baixa temperatura** (microclinas ordenadas) e **microclinas intermédias** (microclinas de menor ordenamento cristalino) (Vlach, 2002).

Um caso particular de um feldspato alcalino de baixa temperatura é a **adulária**. Esta variedade tem um hábito e paragénese bastante característicos - faces prismáticas desenvolvidas e a paragénese típica de filões “alpinos”, respetivamente. Também o grau de ordenamento cristalino e outras diversidades estruturais variam de amostra para amostra, o que faz com que existam diferenças nas propriedades óticas, no plano dos eixos óticos, que varia desde uma posição paralela a perpendicular no eixo (010).

Nas plagioclases a nomenclatura é puramente química e pode ser definida por percentagens “moleculares” de Ab - An. No entanto, na série de alta temperatura existem terminologias para os seis intervalos de composição química, nos quais a série foi dividida: **albite (An 0-10)**, **oligoclase (An 10-30)**, **andesina (An 30-50)**, **labradorite (An 50-70)**, **bitaunite (An 70-90)** e **anortite (An 90-100)** (Figura 2a), sendo que, estas divisões foram selecionadas por métodos convencionais e não por rigor estrutural ou de grau de ordenamento. Na série de baixa temperatura a divisão é diferente, pois esta é estruturalmente complexa. Deste modo, foram definidos os seguintes termos: **albite de baixa temperatura**, **peristerite**, **albite intermédia** (intermédia entre os dois estados de baixa temperatura) e **anortite** (Vlach, 2002).

Dada a sua abundância e devido ao alto teor de alcalis e alumina, os feldspatos são aplicados em diversas indústrias: cerâmica (louças sanitárias, de cozinha e porcelanas), vidro, construção civil, na produção de vernizes, tintas, elétrodos para soldar, abrasivos leves, plásticos, espuma de látex e próteses dentárias (Luz & Coelho, 2008).

Relativamente à amazonite, dado ser uma variedade de boa coloração e de elevada pureza, esta pode ser utilizada como gema, pedra de adorno ou estatuária. Tem também boa veiculação comercial como mineral esotérico relacionado com as características de cor e efeito ótico.

## I.2 – Objetivos da dissertação

Os objetivos desta dissertação são:

- I - Caracterização composicional e difractivométrica dos diferentes termos cromáticos da fase potássica do feldspato;
- II – Estudo da correlação entre cor, estrutura e composição com vista à evidência de constituintes cromóforos ou centros cristalinos cromóforos;
- III – Dedução de uma tendência de evolução dos pegmatitos com base nas características das diferentes colorações das fases potássicas.

## I.3 - Trabalhos Prévios

Leal Gomes *et al.* (1987) são os primeiros a fazer referência ao aparecimento de amazonite na região de Valença, no Norte de Portugal. Os autores referem que ocorre nos pegmatitos associados aos granitos de Felgueiras e S. Lourenço e ao gnaisse de Taião. Esses pegmatitos são considerados pós-tectónicos em relação à 3ª fase de deformação Varisca - D<sub>3</sub>. Os mesmos autores mencionam que a amazonite possui variadas triclinicidades e que um episódio regional de enrubescimento é o fenómeno responsável pela mudança de cor das amazonites para microclinas róseas.

Posteriormente, Leal Gomes & Nunes (1991), Leal Gomes *et al.* (1997) e Leal Gomes (2010), mencionam outras ocorrências de amazonite no mesmo enquadramento. Referem ainda que, à

medida que as amazonites vão ficando enrubescidas, o conteúdo de  $\text{Na}_2\text{O}$  diminui e o conteúdo de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  aumenta.

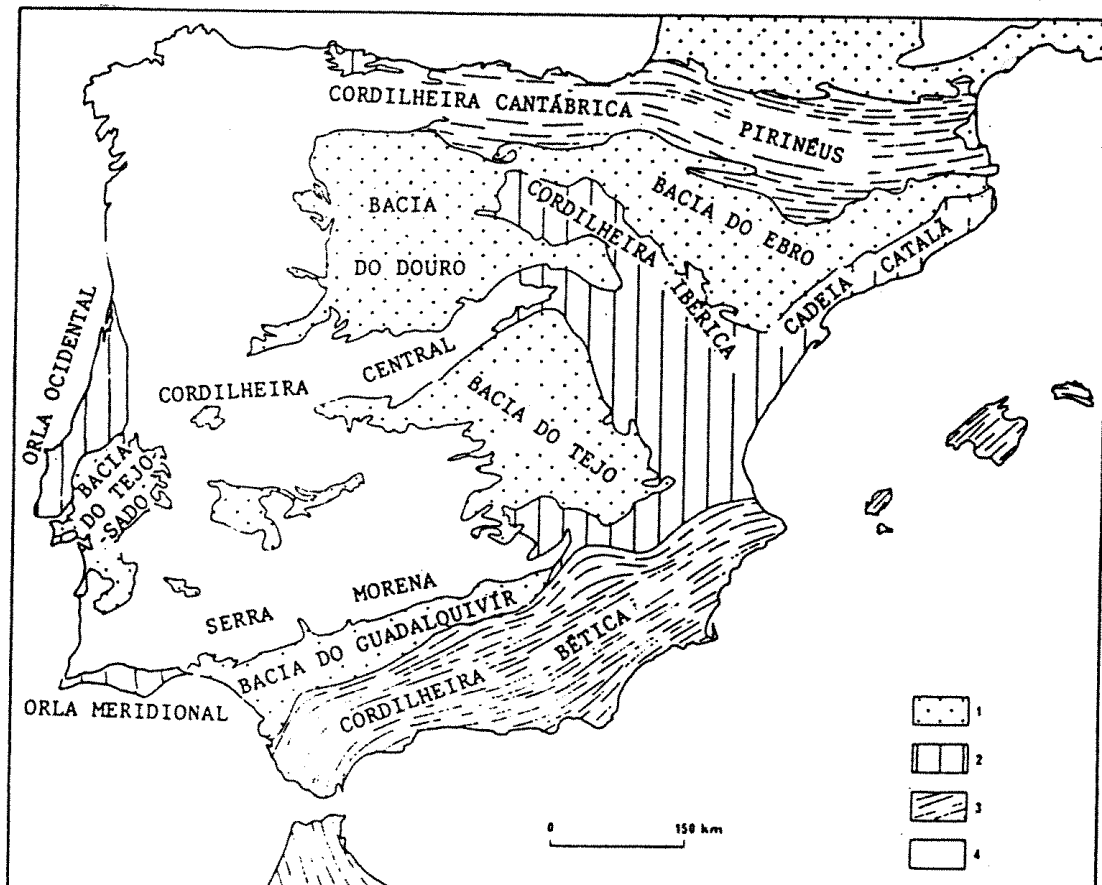
## I.4 – Enquadramento Geológico

### I.4.1 – Maciço Ibérico

O Maciço Ibérico é uma das três grandes unidades morfotectónicas. Nele, encontra-se a zona ocidental da Península Ibérica, sendo nesta que se encontra Portugal na sua área continental (Figura 4).

Corresponde ao afloramento mais ocidental da orogenia Varisca, com idades desde o Pré-Câmbrico ao Paleozoico superior, sendo coberto por formações meso-cenozoicas (Estevão, 2010). Possui uma direção predominante NW/SW no núcleo e é delimitado a sul pela orientação alpina NE/SW da Cadeia Bética e a norte pela mesma orientação do Arco – Ibero – Armoricano (Pinto, 2011).

A orogenia Varisca desenvolveu-se ao longo de 100 Ma e tem sido diferenciada em três fases: 1ª fase entre 380 e 360 Ma – Devónico Superior, 2ª fase entre 370 e 350 Ma - Devónico Superior/Carbónico Inferior e 3ª fase entre 330 e 290 Ma – Carbónico Superior/Pérmico Inferior. Durante esta orogenia, no maciço, originou-se uma densa rede de fraturas resultantes de dois episódios muito importantes: distensão, que ocorreu desde o Triássico ao Cretácico superior, associada à abertura do Atlântico e do Neotethis, e colisão, a partir do Miocénico médio, que ocorreu devido à convergência das placas africana e euroasiática (Conceição, 2012; Dias, 2011).

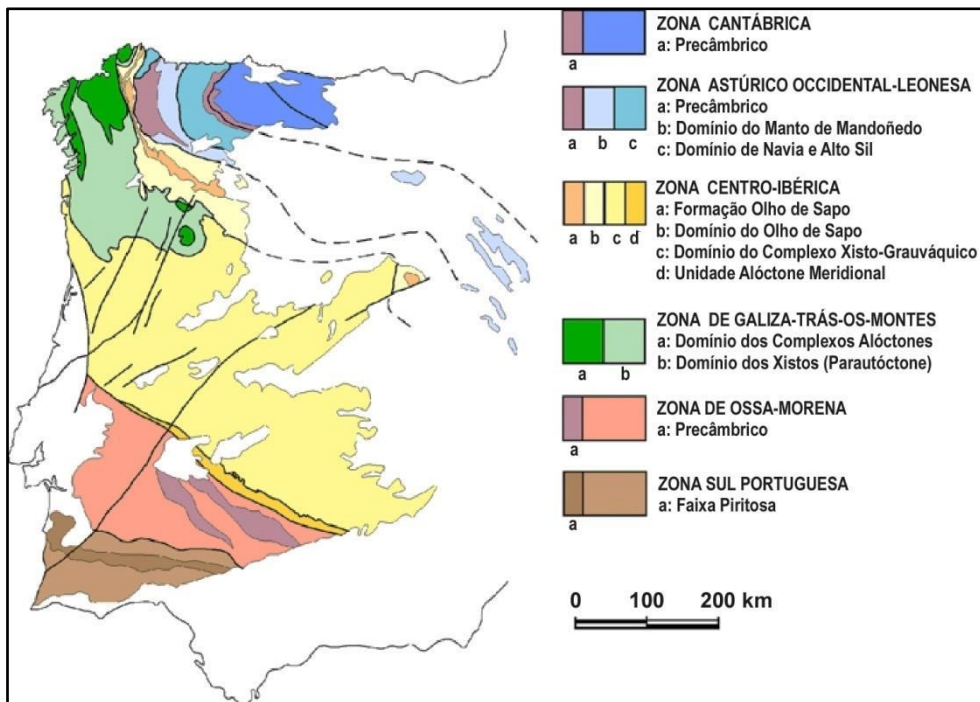


**Figura 4:** Unidades morfotectónicas da Península Ibérica, segundo Lautensach (*in* Ribeiro *et al.*, 1979, *in* Mendes, 2001): 1 – Bacias cenozoicas; 2 – Cadeias meso-cenozoicas moderadamente enrugadas; 3 – Cadeias alpinas; 4 – Soco Varisco (Máçio Ibérico)

Lotze (1945), *in* Guimarães (2012), dividiu o Máçio Ibérico em seis zonas morfotectónicas, tendo sido modificadas por Julivert *et al.* (1974) e por Farias *et al.* (1987), citados por Dias (2011). Essas zonas definem-se segundo características paleogeográficas, tectónicas, metamórficas e plutónicas distintas, sendo que, por vezes estão separadas por importantes cavalgamentos.

O Máçio Ibérico é dividido em seis zonas morfotectónicas: Zona Cantábrica (ZC), Zona Astúrico Ocidental-Leonesa (ZAOL), Zona Centro Ibérica (ZCI), Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM), Zona Ossa Morena (ZOM) e Zona Sul Portuguesa (ZSP) (Figura 5).

Os pegmatitos intra-graníticos estão, essencialmente, relacionados com sistemas graníticos residuais, dependentes da evolução da ZCI (Guimarães, 2012). Deste modo, serão apresentadas as características que dizem respeito a esta zona morfotectónica.



**Figura 5:** Divisão Maciço Ibérico segundo Farias *et al.* (1987). Retirada de Conceição (2012).

#### I.4.2 – Zona Centro Ibérica

Do ponto de vista estratigráfico, a ZCI é caracterizada pela ocorrência de uma mega sequência do tipo *flysch* (idade Pré – Câmbrica superior/Câmbrica) designada por Complexo Xisto Grauváquico (CXG). Relativamente às estruturas, estas devem-se à deformação associada à orogénia Varisca, na qual são conhecidas três fases principais de deformação dúctil –  $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_3$  – e uma fase de deformação frágil –  $D_4$ . A primeira fase de deformação dúctil ( $D_1$ ) caracteriza-se pela formação de dobras bastante extensas e xistosidade de plano axial associada ( $S_1$ ) com direção geral NW/SE. A sequência pré – carbónica existente foi afetada por esta fase de deformação e as estruturas resultantes desta ação estão bem retratadas na ZCI.

A segunda fase de deformação dúctil ( $D_2$ ) teve efeito nas sequências metamórficas de grau médio a alto e foi responsável pela formação de zonas de cisalhamento dúcteis sub-horizontais, nas quais a clivagem  $S_2$  é, habitualmente, a única visível. Também formou dobras menores

assimétricas e dobras em bainha que afetam a clivagem  $S_1$ , dando origem a uma nova clivagem,  $S_2$ , sub-horizontal.

A terceira fase de deformação dúctil ( $D_3$ ) está associada a zonas de cisalhamento dúctil sub-verticais, com movimento horizontal dextrógiro. As dobras produzidas possuem plano axial sub-vertical, ocasionalmente com clivagem de crenulação  $S_3$  que redobram as estruturas anteriores e foliação nos granitos (Conceição, 2012; Pamplona, 2001; Sant'Ovaia, 2000). As fraturas originadas têm orientação NNE-SSW, tendo-se também originado um sistema conjugado NNW-SSE.

Por último, a fase de deformação frágil ( $D_4$ ) é caracterizada pela instalação dos granitóides tardi a pós -  $D_3$  e pelo desenvolvimento de um sistema de falhas de direção NW/SW a NNE/SSW, com movimento horizontal esquerdo (Martins, 1998), sendo esta filiação de granitóides que aflora na área em estudo.

Os pegmatitos relacionados com a orogenia Varisca, aos quais pertencem os pegmatitos amazoníticos em estudo, encontram-se, intimamente, ilustrados na figura 5 por alguns lineamentos. Verifica-se que a maior parte destas lineações, localizam-se na transição entre a ZCI e a ZGTM. Porém, geneticamente estão relacionados com os granitos sin a pós-tectónicos relativamente à 3ª fase de deformação Varisca.

### **1.4.3 – Organização estrutural dos pegmatitos da ZCI**

Aquando a instalação dos granitos, ocorreu a implantação de pegmatitos, que corresponde à pegmatitização Varisca citada por Leal Gomes (1994), com idades pertencentes ao intervalo 300 e 280 Ma. Černý (1982) propôs sub-divisões para a organização estrutural dos pegmatitos. Leal Gomes (1994) e Leal Gomes & Nunes (2003) adaptaram essas sub-divisões ao conjunto de pegmatitos pertencentes à ZCI, tendo em conta as especificidades encontradas a nível estrutural e composicional. Por conseguinte, os autores discriminaram as seguintes sub-divisões, adotadas em trabalhos posteriores dedicados a estudos pegmatíticos regionais, tais como Sinergeo & UMinho (2013) :

**1ª ordem – Província Pegmatítica Varisca:** engloba todos os pegmatitos e/ou aplito – pegmatitos que estejam relacionados com o metamorfismo e com os granitos da orogenia Varisca (Figura 6).

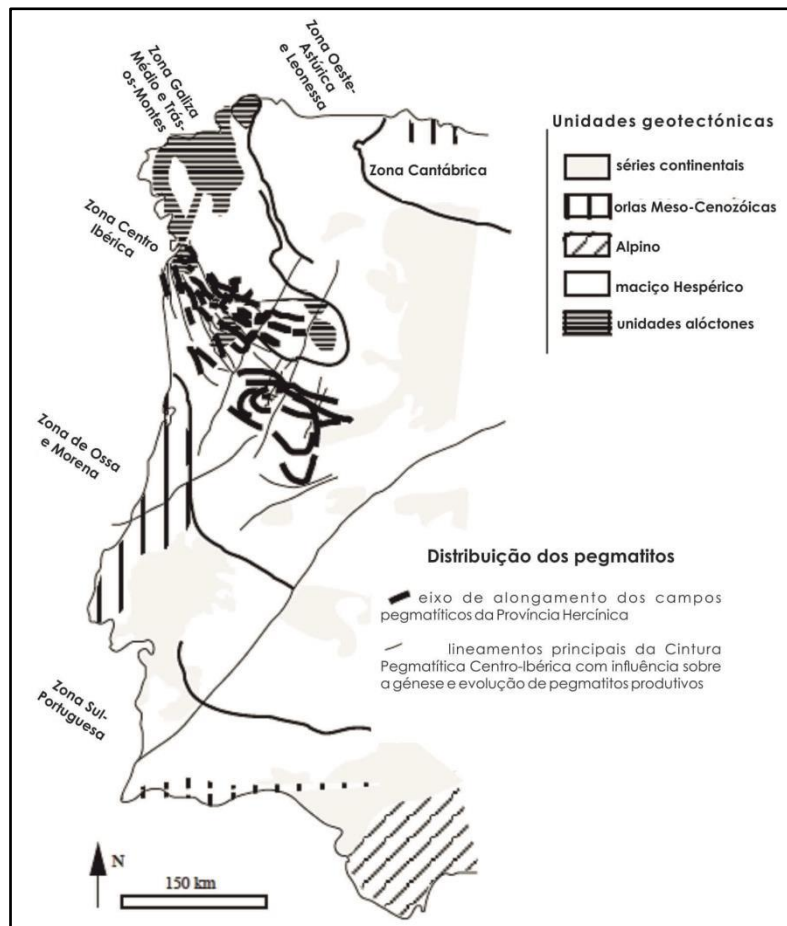
**2ª ordem – Cintura Pegmatítica Centro - Ibérica:** abrange todos os pegmatitos aflorantes na ZCI e os afloramentos situados nos terrenos parautóctones da Zona de Galiza-Trás-os Montes (ZGTM) (os pegmatitos são alóctones na ZGTM e geneticamente relacionados com granitos mais típicos da ZCI). O alongamento da cintura segue a atitude e a trajetória do alongamento do Arco - Ibero – Americano e dos Maciços graníticos sin e tardi – tectónicos.

**3ª ordem – Campo pegmatítico ou aplito – pegmatítico:** área pegmatítica onde predominam pegmatitos com uma filiação comum num único plutonito paterno. Além destas unidades elementares engloba, igualmente, outros corpos com estruturas aplíticas e pegmatíticas estreitamente associadas e estruturas com origem diversificada que se relaciona de alguma forma com pegmatóides (Leal Gomes & Nunes, 2003; Leal Gomes, 2005a). Esses corpos são: segregações metamórficas híper - aluminosas, veios de quartzo, massas ou corpos originados por alteração deutérica, filões hipabissais micrograníticos e pórfiros. Os campos podem ser intra ou exo – graníticos.

**4ª ordem – Enxame pegmatítico ou aplito – pegmatítico:** conjunto de pegmatitos nos quais a implantação está relacionada com um estágio de evolução geoquímica e morfológica do plutonito gerador e/ou com um campo de tensões regional (Leal Gomes & Nunes, 2003; Leal Gomes, 2005a). Esta sub-divisão também engloba o termo grupo pegmatítico, usado para descrever pares de pegmatitos intra – graníticos acoplados.

**5ª ordem – Corpo aplito – pegmatito, pegmatito, pegmatóide:** porção litológica com composição granítica residual ou silicatada híper - aluminosa, com minerais como o quartzo, feldspato e moscovite (Leal Gomes & Nunes, 2003; Leal Gomes, 2005a). Quanto às mineralizações possíveis correspondem à tipologia: **LCT** (Li, Cs e Ta), **NYF** (Nb, Y e F) ou **híbridas** (LCT e NYF).





**Figura 6:** Distribuição dos corpos pegmatíticos na Província Pegmatítica Varisca, em Portugal Continental. Retirada de Guimarães (2012).

Segundo Leal Gomes (1994), a Cintura Pegmatítica Centro – Ibérica engloba todas as classes de pegmatitos mencionados por Ginzbourg *et al.* (1979), *in* Leal Gomes (1994). Contudo, e tendo em conta as particularidades relativamente aos aplitos-pegmatitos da ZCI, os autores Guimarães (2012), Leal Gomes & Nunes (2003) discriminaram:

“**Pegmatitos tabulares a lenticulares ( $\pi\tau$ )** - pegmatitos miarolíticos, zonados, em corpos tabulares situados em cúpulas de plutonitos mais ou menos superficiais - tipo I de Ginzbourg *et al.* (1979).”

“**Pegmatitos em forma de bolsada irregular ( $\pi\beta$ )** - pegmatitos miarolíticos, zonados, cerâmicos em bolsadas situadas em cúpulas de plutonitos - tipo I de Ginzbourg *et al.* (1979).”

“**Pegmatitos lenticulares ( $\alpha\pi\epsilon\tau$ )** - pegmatitos homogéneos e aplito-pegmatitos de elementos raros em grupos estruturalmente diferenciados, associados a plutonismo de profundidade intermédia - tipo II de Ginzbourg *et al.* (1979).”

“**Pegmatitos lenticulares ( $\pi m$ )** - pegmatitos profundos, micáceos, homogéneos a subzonados - tipo III de Ginzbourg *et al.* (1979).”

“**Pegmatitos lenticulares a irregulares ( $\pi p$ )** - pegmatitos zonados, de elementos raros, em sectores de profundidade intermédia submetidos a deformação distensiva ou cisalhamento - tipo II de Ginzbourg *et al.* (1979).”

“**Pegmatitos lenticulares a venulares ( $\pi a$ )** - pegmatitos abissais (de máxima profundidade), situados em ambientes de migmatitização - tipo IV de Ginzbourg *et al.* (1979).”

O termo campo pegmatítico será utilizado nesta dissertação referente ao campo pegmatítico Alto dos Teares – Taião – Felgueiras. Os pegmatitos aflorantes são pegmatitos miarolíticos tabulares a lenticulares, e pegmatitos miarolíticos em forma de bolsada irregular, pertencentes ao tipo I de Ginzbourg *et al.* (1979).

#### **1.4.4 – Localização Paleogeográfica e Tectónica dos granitos e campos pegmatíticos com feldspatos amazoníticos**

A área em estudo tem representação na cartografia geológica da folha 1C de Caminha, à escala 1/50 000 (Figura 7) e na carta topográfica da folha 7, à escala 1/25000 (Figura 8), em que se inclui o campo pegmatítico de Alto dos Teares – Taião – Felgueiras.

Este campo situa-se no concelho de Valença do Minho e tem uma extensão alongada de cerca 1,9Km. A largura é variável com 200m na parte sul e 950m na parte central (Guimarães, 2012; Lima, 2006).

Segundo a revisão geológica mais recentes, proposta em Leal Gomes (2008), as rochas regionais estão representadas por um granito alcalino gnaissico (Gnaisse de Gândara), com duas micas, e parte da mancha do granito de Monção. Petrograficamente, este granito apresenta grão grosseiro a médio e quartzo abundante, tanto em cristais, como em mirmequites. O feldspato potássico ocorre sob a forma de grandes cristais de pertite e microclina-pertite, que por vezes adquire uma tonalidade rósea. A plagioclase varia, composicionalmente, de plagioclase-andesina a oligoclase-andesina e oligoclase a albite-oligoclase. As micas estão representadas pela biotite,

por vezes cloritizada. Os minerais acessórios principais são esfena, zircão, apatite e alanite (Guimarães, 2012; Lima, 2006; Ribeiro & Moreira, 1986; Teixeira & Assunção, 1961). Em menor extensão ocorre, como variação de fácies, um granito de grão médio e um granito porfiróide de grão grosseiro, todos essencialmente biotíticos.

Relativamente à tectónica, e dado que os granitos aflorantes se instalaram durante a D<sub>1</sub>, como supracitado, esta caracteriza-se, essencialmente, por desligamentos frágeis, sendo os mais importantes, de direção NNE/SSW. Aquando da ascensão dos granitos instalaram-se numerosos filões aplito-pegmatíticos (Ribeiro & Moreira, 1986; Teixeira & Assunção, 1961).

Os pegmatitos aflorantes na área em estudo, objeto de análise nesta dissertação, são miarolíticos, tabulares, com espessura decimétrica a pluridecimétrica e estrutura interna zonada, ou então, constituem corpos tabulares, igualmente miarolíticos, que se encontram instalados no interior cupular de *stocks* de granitos pós – tectónicos de grão grosseiro, biotíticos com feldspato alcalino e em terrenos migmatíticos que se encontram à volta dos mesmos *stocks* graníticos (Guimarães, 2012; Leal Gomes *et al.*, 1997).

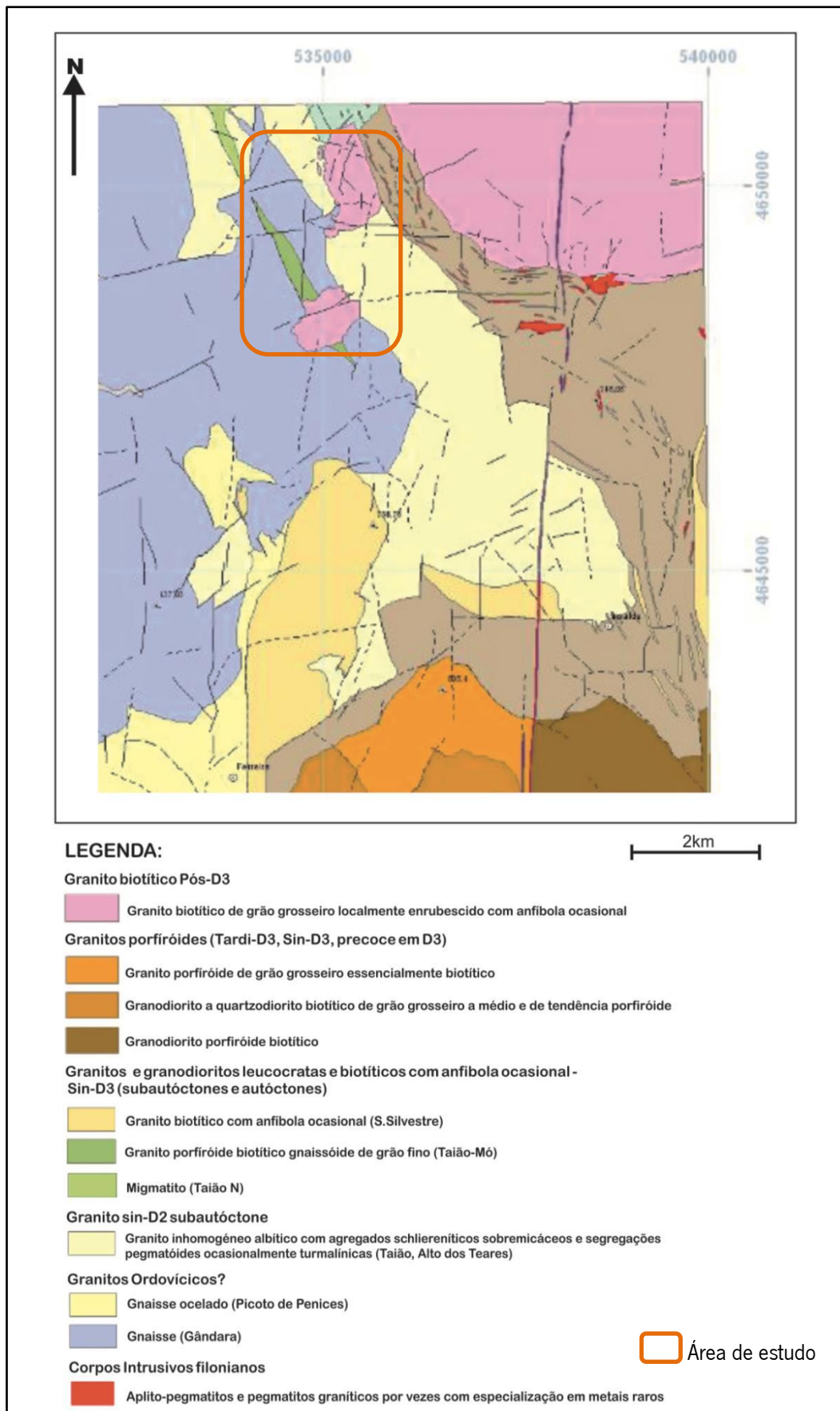
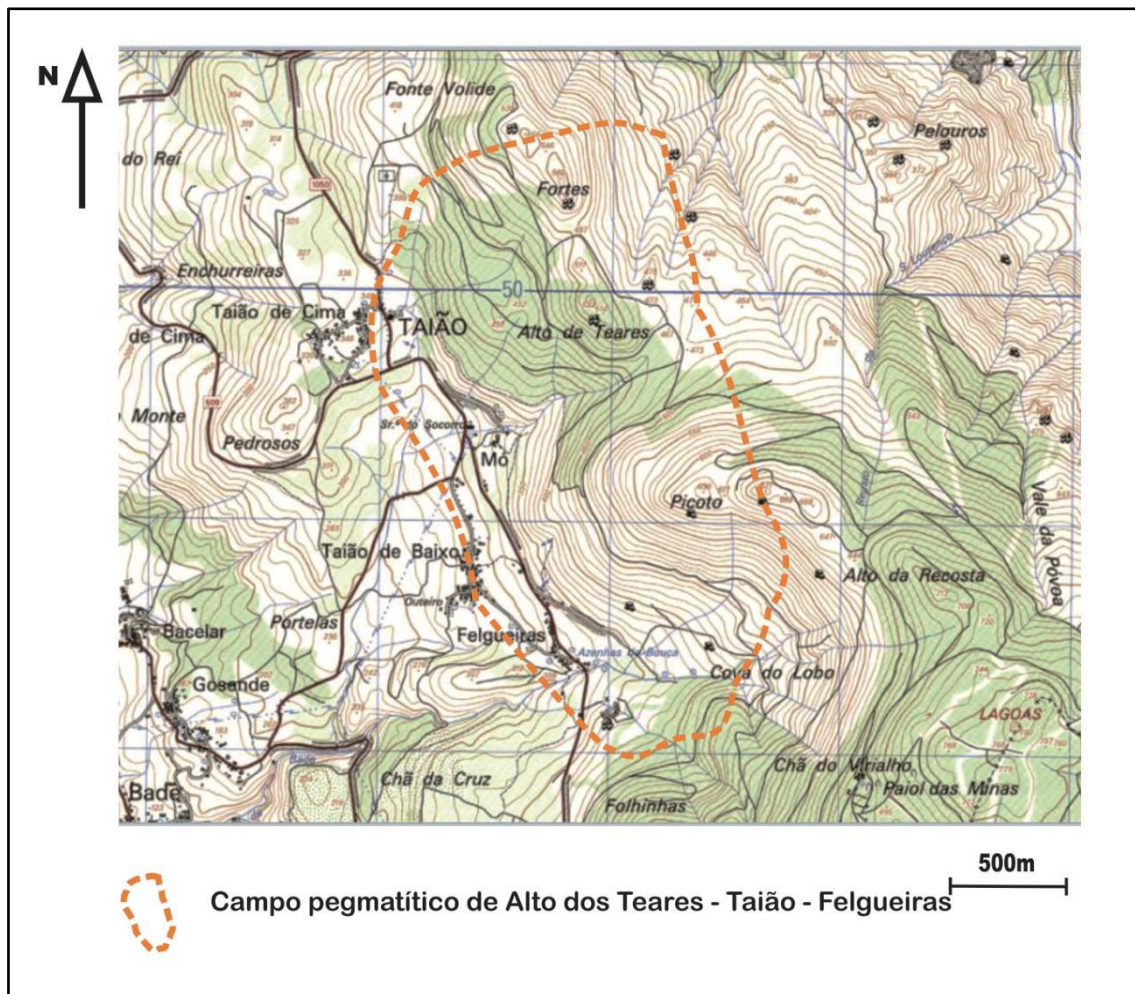


Figura 7: Enquadramento Geológico da área de estudo do Campo Pegmatítico de Alto dos Teares-Taião-Felgueiras. Excerto da folha 1C - Caminha à escala 1/50000 (Legenda segundo as minutas de revisão proposta em Leal Gomes, 2008).



**Figura 8:** Enquadramento topográfico da área de estudo do Campo Pegmatítico de Alto dos Teares-Taião-Felgueiras. Excerto da folha 7 à escala 1/25000.

## I.5 - Granitos pós-tectónicos do N de Portugal

A instalação dos granitos em Portugal ocorreu, essencialmente, na orogenia Varisca e durante a terceira fase de deformação, sendo a ZCI um excelente exemplo.

Dada a diversidade geoquímica, petrográfica e petrológica destes granitos houve a necessidade de uma divisão e posterior classificação. Após várias simplificações, uma das mais utilizadas para caracterizar os granitóides do NW de Portugal foi estabelecida por Ferreira *et al* (1987), *in* Mendes (2001) (Tabela 1). Esta classificação teve em conta a relação temporal entre a implantação e a orogenia Varisca.

<b>Pré-origénicos</b>		
<b>Sin-origénicos</b>	ante-D <sub>3</sub>	Granitos de duas micas ou biotíticos com restites
	sin-D <sub>3</sub>	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica e seus diferenciados
		Granitos de duas micas ou biotíticos com restites
<b>Tardi a pós-origénicos</b> (biotíticos com plagioclase cálcica)		

Tabela 1: Classificação de granitos da ZCI segundo Ferreira *et al.* (1987). Retirada de Mendes (2001).

Na maioria dos granitos apenas são visíveis os efeitos da terceira fase deformacional. Desta forma, os granitos sin-origénicos e tardi a pós-origénicos foram sub-divididos tendo em conta a relação entre a sua implantação e a atuação da terceira fase deformacional (Tabela 2).

<b>sin - origénicos</b>	<u>Implantação e atuação da orogenia Varisca</u>	<u>Implantação e atuação da 3ª fase deformacional</u>
		ante-tectónicos
	sin-tectónicos	sin-D <sub>3</sub>
	tardi-tectónicos	tardi-D <sub>3</sub>
	pós-tectónicos	tardi a pós-D <sub>3</sub>

Tabela 2: Síntese da classificação de granitos sin-origénicos e tardi a pós-origénicos, de acordo com a orogenia Varisca e a terceira fase de deformação, tal como estabeleceu Ferreira *et al.* (1987).

Os granitos relacionados com os pegmatitos em apreço neste estudo, nomeadamente, os granitos de Felgueiras e S. Lourenço e o gnaiss de Taião, mencionados por Leal Gomes *et al.* (1987), incluem-se na sub-divisão dos pós-tectónicos, ou seja, instalaram-se após a terceira fase de deformação (D<sub>3</sub>), desde o Estefaniano ao Pérmico (Martins, 1998; Mendes, 2001). Associado a esta instalação, encontra-se um campo de tensões, com direção de compressão máxima  $\sigma_1$ , a variar entre N/S a NW/SE. Os sistemas de falhas esquerdas NNE/SSW e o sistema conjugado dextro NNW/ SSE foram condicionados por este campo. Exemplos destes sistemas de falhas são a falha de Gerês-Loivos e a falha Penacova-Réguia-Verin. Estas falhas controlam a instalação dos maciços graníticos de Vila Pouca de Aguiar e de Peneda-Gerês (Martins, 1998; Mendes, 2001).

### I.5.1 – Petrologia, geoquímica e mineraloquímica

Os maciços de Vila Pouca de Aguiar e de Peneda-Gerês são pós-tectónicos. Deste modo, as suas características petrológicas, geoquímicas e mineraloquímicas maciços podem ser ajustadas ao granito da área em estudo, Granito de Monção.

O maciço granítico de Vila Pouca de Aguiar (GVPA) é composto, essencialmente, por três unidades graníticas: o granito de Vila Pouca de Aguiar (GVPA), o granito de Gouvães da Serra (GGS) e o granito de Pedras Salgadas (GPS) (Martins, 1998; Sant'Ovaia, 2000).

A petrografia, como se pode verificar na tabela 3, apresenta diferenças composicionais entre as fácies graníticas que compõem este maciço. Essas diferenças devem-se sobretudo aos teores de biotite e moscovite, sendo que, os teores mais elevados de biotite encontram-se no granito de Vila Pouca de Aguiar e os teores superiores de moscovite nos granitos de Pedras Salgadas e Gouvães da Serra (Martins, 1998).

%	GVPA				GPS				GGS			
	Min.	Máx.	Média	$\delta$	Min.	Máx.	Média	$\delta$	Min.	Máx.	Média	$\delta$
	n=14				n=11				n=4			
<b>Quartzo</b>	26.67	31.44	29.67	1.32	30.26	33.47	32.04	0.82	29.92	32.37	31.07	0.89
<b>Feldspato</b>	18.56	23.42	20.38	1.15	21.82	23.96	22.85	0.75	23.04	24.95	24.02	0.88
<b>Plagioclase</b>	38.23	42.23	40.34	1.04	34.68	38.6	36.79	1.05	36.78	38.89	38.01	0.78
<b>%An</b>	16.2	30.1			6.9	14.3			16	2?		
<b>Biotite</b>	6.31	10.36	8.52	1.07	4.34	6.93	5.37	0.89	3.06	6.68	5.38	1.41
<b>Horneblenda</b>	0.44	0.5							0.00	0.01		
<b>Moscovite</b>	0.12	1.19	0.65	0.32	1.65	4.67	2.68	0.98	0.93	2.26	1.71	0.57
<b>Apatite</b>	0.15	0.34	0.25	0.05	0.04	0.21	0.12	0.04	0.00	0.17	0.10	0.06
<b>Opacos</b>	0.06	0.68	0.21	0.16	0.07	0.31	0.14	0.13	0.00	0.49	0.15	0.22
<b>Fk/Pl</b>	0.47	0.60	0.51	0.03	0.58	0.66	0.62	0.02	0.60	0.66	0.62	0.02

**Tabela 3:** Valores extremos, média e desvio padrão da composição modal dos granitos de Vila Pouca de Aguiar (GVPA), Pedras Salgadas (GPS) e Gouvães da Serra (GGS). A composição modal foi calculada utilizando as composições químicas de rocha total e biotite. %An= dados de microsonda. Dados foram obtidos através das mesonormas de Barth (1958) e corrigidas com base da composição da biotite. Retirada de Martins (1998).

Na tabela 4 são apresentadas as análises químicas dos elementos maiores e dos elementos menores de amostras selecionadas dos GVPA, GPS e GGS. De destacar o carácter ligeiramente mais básico de GVPA, assim como, o que apresenta menor riqueza em alcalis, menor teor em potássio e valor mais baixo do carácter aluminoso (Martins, 1998).



	GVPA			GPS			GGS		
	74-3	46-2	74-15	60-18	61-6	60-13	88-1	74-2	61-11
SiO <sub>2</sub>	70.72	71.77	72.24	73.00	74.40	73.62	73.66	73.84	74.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.51	13.56	13.35	13.57	13.48	13.38	13.44	13.46	13.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	3.08	2.72	2.22	1.76	1.62	1.77	1.99	1.64	1.63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.83	-	0.38	-	-	-	-	0.35	-
FeO	2.02	-	1.66	-	-	-	-	1.16	-
MnO	0.06	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03
MgO	0.79	0.64	0.51	0.32	0.26	0.32	0.4	0.4	0.18
CaO	1.99	1.67	1.54	1.18	1.04	0.86	1.2	0.96	0.76
Na <sub>2</sub> O	3.68	3.47	3.54	3.52	3.45	3.45	3.55	3.74	3.63
K <sub>2</sub> O	4.41	4.30	4.47	4.52	4.47	4.67	4.61	4.8	4.71
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.34	0.31	0.19	0.15	0.17	0.21	0.14	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.11	0.14	0.07	0.07	0.07	0.08	0	0.04
P.F.	0.62	1.18	0.61	1.12	0.85	1.15	0.67	0.78	0.65
<b>Total</b>	<b>100.37</b>	<b>99.80</b>	<b>98.98</b>	<b>99.29</b>	<b>99.82</b>	<b>99.50</b>	<b>99.84</b>	<b>99.8</b>	<b>99.81</b>
Ba	330	267	362	295	277	289	238	160	99
Rb	233	263	251	237	237	254	254	302	294
Sr	69.0	86.4	113.0	70.4	65.6	70.5	61.0	13.0	29.0

**Tabela 4:** Análises químicas de elementos maiores (%) e elementos menores (ppm) de amostras selecionadas dos granitos de Vila Pouca de Aguiar (GVPA), Pedras Salgadas (GPS) e Gouvães da Serra (GGS). Pf – perda ao rubro. – não determinado. Retirada de Martins (1998)

O maciço granítico pós-tectónico de Peneda-Gerês é constituído, fundamentalmente, por granitos sub-alcálicos ferro-potássicos: o granito do Gerês, o granito do Paufito, o granito de Illa, o granito de Carris, o granito de Calvos, e o granito de Covas.

Na tabela 5, as fácies graníticas não apresentam diferenças entre si. Essas diferenças somente são observadas petrograficamente ao nível macroscópico e microscópico.

	Quartzo		Plagioclase		Feldspato K		Biotite		Moscovite	
Gerês	32.3	37.8	32.2	35.7	23.2	27.7	3.1	5.9	0.3	1.4
Paufito	29.0	35.6	32.4	37.1	22.6	26.3	4.6	7.9	0.5	5.0
Illá	30.4	34.8	29.5	35.7	23.7	26.9	3.2	5.5	3.6	7.1
Carris	31.2	31.5	34.7	36.6	22.0	27.5	4.8	5.8	0.7	3.8
Calvos	30.1	32.3	27.9	33.9	20.1	27.5	4.9	9.1	4.5	6.5
Covas	33.9	34.3	34.5	34.7	23.4	23.6	3.2	5.3	2.2	4.4

**Tabela 5:** Abundância dos principais minerais dos granitos do maciço Peneda-Gerês, expressa em %. Retirada de Mendes (2001).

Na tabela 6 apresenta-se a composição química média dos granitos do maciço de Peneda-Gerês. É de salientar o granito de Gerês, pois este é geoquimicamente diferente dos restantes, uma vez que apresenta um elevado teor em SiO<sub>2</sub> e, quando comparado aos outros granitos, apresenta teores mais elevados em Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> total e menores teores em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.



	Gerês n=18	Paufito n=11	Illa n=8	Carris n=6	Calvos n=8	Covas n=3
SiO <sub>2</sub>	74.68	72.62	73.91	73.19	72.48	75.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.80	13.98	13.75	13.85	13.41	12.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	2.10	2.12	1.68	1.88	1.92	1.29
MnO	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04
MgO	0.26	0.42	0.25	0.32	0.41	0.12
CaO	0.97	1.36	0.80	1.18	0.91	0.49
Na <sub>2</sub> O	3.49	3.45	3.41	3.53	3.36	3.82
K <sub>2</sub> O	4.56	4.62	4.78	4.57	4.87	4.35
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.22	0.13	0.18	0.27	0.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.09	0.08	0.05	0.23	0.10
P.F.	0.67	0.83	0.90	0.99	1.12	0.59
Total	99.81	99.75	99.71	99.78	99.89	99.61
Ba	171	495	310	557	312	40
Rb	290	242	266	291	289	414
Sr	42	111	68	93	68	12

**Tabela 6:** Composição química média dos granitos do maciço de Peneda-Gerês em elementos maiores, menores (%) e vestigiais (ppm). Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> total= Fe total sob a forma de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. N=n° de amostras. Retirada de Mendes (2001).

Assim, das características petrológicas destaca-se um enriquecimento em feldspato K, plagioclase e biotite. Quanto à composição química, realçam-se os elevados teores em SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

No que respeita à mineraloquímica, os maciços graníticos tardi a pós D<sub>3</sub> de Vila Pouca de Aguiar e de Peneda-Gerês evidenciam algumas particularidades. São **peraluminosos** e tal é demonstrado no diagrama químico-mineralógico A-B de Debon & Le Fort (1983; 1988), *in* Martins (1998) e Mendes (2001), no qual A=(Al-K-Na-2Ca) e é projetado no eixo das abcissas, e B=(Fe+Mg+Ti), projetado no eixo das ordenadas. São **sub-alcalinos** e esta filiação é verificada no diagrama X-Or\*-MM de La Roche *et al.* (1980), *in* Martins (1998) e Mendes (2001), no qual a variável multicatiónica X (abcissas) resulta da projeção da composição da rocha, no triângulo quartzo-ortoclase-plagioclase e a variável Or\*-MM (ordenadas) exhibe a oscilação entre minerais aluminosos e ferromagnesianos. A sub-alcalinidade também é constatada no diagrama tipológico Mg vs Al total de Nachit *et al.* (1985), *in* Martins (1998) e Mendes (2001), que tem por base na composição das biotites, e no diagrama de Pupin (1980, 1988), *in* Martins (1998) e Mendes (2001), que se baseia na tendência de evolução tipológica e os pontos médios dos índices A e T, relativamente à morfologia dos zircões. São pós-colisionais e esta classificação é fundamentada pelo diagrama Hf – Rb/30 – 3Ta de Harris *et al.* (1986), *in* Martins (1998), e pelo diagrama Rb/100 – Y/44 – Nb/16 de Thieblemont & Cabanis (1990), *in* Martins (1998).

Pelas datações de U-Pb e Rb-Sr, a idade obtida para o maciço de Vila Pouca de Aguiar é de  $299 \pm 3$  Ma e para o maciço de Peneda-Gerês situa-se no intervalo 290-296 Ma. Assim, infere-se que a idade dos granitos em estudo esteja compreendida neste intervalo.

## I.5.2 – Modelos conceituais de implantação granito/pegmatito

De uma forma geral, a implantação de granito/pegmatito tem sido objeto de estudo por parte de vários autores: Brisbin, (1986), Brun & Pons, (1981), Brun, (1981; 1983), Phillips, (1972; 1974) e Roberts, (1970).

Guimarães (2012) revê estas generalizações e modelos conceituais e aplica-os, também, ao contexto pós-tectónico, tendo em conta as relações geométricas, e cinemática e campos de tensões que atuaram e influenciaram as geometrias dos corpos, bem como as relações granito/pegmatito.

Um dos modelos conceituais, aquele que indicia a mistura magmática – **corredores de *mixing-mingling*** - tem por base as relações de mistura de magmas graníticos de fusão crustal total ou parcial que, por sua vez, estaria auxiliada, parcialmente, pelo calor emanado dos diferenciados básicos que se encontram em ascensão. Durante esta ascensão, os magmas, provavelmente, hibridizaram em percentagens variáveis com os fundentes neoformados, diferenciando-se em seguida. Deste modo, segundo Sparks & Marshall (1986), *in* Guimarães (2012), a hibridização só fica completa quando os dois magmas se comportam como um líquido antes do equilíbrio térmico. Caso contrário, a hibridização é incompleta e os magmas expõem algumas diversidades, nomeadamente, bandado composicional e gradacional, inclusões máficas, encraves homoeógenos granulares e xenólitos de proveniência incerta. De acordo com Zorpi *et al.* (1989), *in* Guimarães (2012), a transposição potencial dos constituintes higromagmáficos ocorre do magma mais básico para o magma mais ácido e pode ser um resultado de mecanismos do processo *mixing-mingling*. Isto levou Leal Gomes & Nunes (2003) a concluir que estes mecanismos promovem o enriquecimento em voláteis e potenciam a formação de pegmatóides.

O modelo de *ballooning*, proposto por Ramsay (1981), *in* Guimarães (2012), para o batólito de Chindamora em África, pressupõe que os diapiros não-penetrantes, aquando a suspensão da sua ascensão, devido ao esgotamento da capacidade térmica para aumentar a fluidez nos meios encaixantes, faziam com que o material ainda fluido das porções inferiores fosse impulsionado no sentido ascendente, num processo de auto-intrusão, dado ainda possuírem fluabilidade térmica e mecânica nestas porções. Esta mobilização contínua e policíclica de material quente (magma de composição mais ácida) para o núcleo dos diapiros, aliada ao facto dos plutonitos não se poderem mover verticalmente, daria origem ao esgotamento de fluabilidade que, por sua vez, provocaria uma expansão radial (Guimarães, 2012).

Relativamente ao modelo de *degassing (Bubbling)*, em magmas silicatados, este corresponde a uma libertação de bolhas de fases fluidas de composição e densidade variáveis. Consoante a cristalização do magma, estas bolhas podem desenvolver-se e dar origem a cavidades abertas (futuros miárolos), que mais tarde são preenchidas com cristais de minerais tardios e hidrotermais. Estes miárolos ocorrem em grande concentração nas rochas vulcânicas e a sua ocorrência é explicada pela significativa descompressão dos respetivos magmas silicatados parentais. Nas rochas básicas e intermédias a ocorrência de miárolos é diminuta, uma vez que, a baixa solubilidade dos constituintes voláteis, em magmas silicatados destas rochas, e a baixa viscosidade, permitem uma remoção fugaz das bolhas do fluido. A existência ou não de miárolos depende do facto dos magmas silicatados ácidos serem mais viscosos do que os básicos e intermédios e por terem temperaturas de *liquidus* e *solidus* mais baixas. É por esta razão que se verifica a ocorrência de miárolos com mineralização em granitos e pegmatitos graníticos (Peretyazhko, 2009, citado em Peretyazhko, 2010, *in* Guimarães, 2012). Importa referir que os pegmatitos em estudo pertencem a esta filiação.

No que respeita ao modelo de *delaminação*, este, na litosfera continental, atua na descompressão ascensional dos magmas. Tal verifica-se quer ao nível do preenchimento de volumes de acolhimento apicais face às câmaras magmáticas, quer na compensação gravítica, que só se constata quando ocorre alguma rutura no manto litosférico e a astenosfera entra em contacto com a crosta, dado que esta é muito menos densa que a litosfera e a astenosfera subjacente. Em regime colisional, como o do presente estudo, este fenómeno pode difundir-se ascensionalmente, até níveis de intrusão apical de granitóides, localizados na interface com complexos metamórficos, em contextos orogénicos multifásicos. Neste contexto, os equilíbrios gravíticos e mecânicos podem manifestar-se na proporção das sinuosidades das cúpulas

graníticas, dando origem a geometrias ascensionais diversificadas que abarcam a implantação de diferenciados graníticos residuais, potencialmente pegmatíticos. Estas geometrias ocorrem quer por regime de relaxação, quer por regime de dilatação (Bird, 1979 e Gerbi, 2002 *in* Guimarães, 2012).

Por último, o modelo concetual de *magmatic stoping* tem sido alvo de vários estudos com atribuição a diferentes definições, desde Daly (1903), *in* Guimarães (2012), estabeleceu-se o modelo *magmatic stoping* associado a um processo de colocação ou intrusão magmática no qual estão envolvidos o deslocamento e incorporação de porções da rocha encaixante, sendo que o material agregado afunda e/ou é absorvido no magma em ascensão. Mais recentemente, Zák *et al.* (2006), *in* Guimarães (2012), estão em conformidade com Daily (1903), atribuindo a formação de plutões em arcos magmáticos e cinturas orogénicas a um extenso processo de *magmatic stoping*. No entanto, segundo Coleman *et al.* (2004); Glazner & Bartley (2005) e Glazner *et al.* (2004) *in* Guimarães (2012), este processo não é viável como mecanismo de intrusão de plutonitos, devendo essa intrusão proceder-se a partir de vários diques conjugados, ainda no estado móvel, que posteriormente arrefeciam abaixo da temperatura *solidus*. Quando aplicado à instalação de pegmatitos, este modelo de implantação é importante na medida em que: **1)** pode atuar na vertical, facilitando a permuta de material magmático durante a subida (Paterson & Fowler, 1993; Paterson & Vernon, 1995; Paterson *et al.*, 1991; Yoshinobu *et al.*, 2003a, b *in* Guimarães, 2012); **2)** pode ser utilizado para averiguar os modelos de construção de câmaras (Clemens, 1998, 2005; Clemens & Mawer, 1992; Glazner *et al.*, 2004; Petford *et al.*, 1994, 2000 *in* Guimarães, 2012); **3)** permite esclarecer a troca vertical de calor e massa no interior da crosta, em sistemas verticalmente extensivos de canalização do magma (Paterson *et al.*, 1996 *in* Guimarães, 2012); **4)** ajuda a compreender a contaminação química dos magmas durante a sua ascensão e colocação (Barners *et al.*, 2004; Clarke *et al.*, 1998 *in* Guimarães, 2012); **5)** estão-lhe associados os processos de *stopped-blocks* e *roof-pendentes*, que são utilizados para compreender como os *fabrics* magmáticos se formaram e evoluíram (Fowler & Paterson, 1997; Paterson & Miller, 1998 *in* Guimarães, 2012), sendo a presença de *stopped-blocks* uma referência há existência de *magmatic stoping* (Zák *et al.*, 2006 *in* Guimarães, 2012).

## I.6 - Potencial de geração de pegmatitos por parte dos magmas parentais dos granitos pós-tectónicos – favorabilidade geoquímica para a amazonitização

A grande diversidade de pegmatitos existentes em Portugal, especialmente na ZCI, deve-se à instalação dos granitos sin e tardi a pós-tectónicos na orogenia Varisca, uma vez que, segundo Leal Gomes & Nunes (2003), são o resultado da especialização metalogenética dos granitos parentais, da fraccionação dos magmas desses mesmos granitos e das condições metamórficas e deformacionais dos ambientes de instalação dos respetivos diferenciados. Esta grande diversidade corresponde à Cintura Pegmatítica Centro-Ibérica (Guimarães, 2012; Leal Gomes & Nunes, 2003).

As peculiaridades evidenciadas pelos granitos pós-tectónicos, nomeadamente a sub-alcalinidade e a peraluminosidade, e o facto de estes serem granitos pós-colisionais, indiciam que estes resultaram da fusão parcial de materiais infracrustais ou originários do manto superior, com posterior hibridização do magma resultante (magma mantélico). A presença de encraves microgranulares de natureza tonalítica e granodiorítica, que propõem uma fonte mantélica ou basicrustal, fundamenta este pressuposto de origem mista crosta-manto. De notar que, os encraves microgranulares máficos estão, normalmente, relacionados com os granitóides sub-alcalinos, e são admitidos como o resultado de complexos mecanismos de hibridização que ocorrem entre magmas félsicos e máficos simultâneos (Martins, 1998; Mendes, 2001). Deste modo, associam-se ao modelo concetual *mixing-mingling*.

Igualmente associado a este modelo, e como já mencionado, encontra-se a troca de constituintes higromagmáfilos do magma mais básico para o magma mais ácido (Zorpi *et al.* 1989, *in* Guimarães, 2012), tornando este mais enriquecido em voláteis, e aumentando a sua eficácia para formar pegmatitos (Leal Gomes & Nunes, 2003). O magma ácido possui maior viscosidade e menor temperatura *liquidus* e *solidus* quando comparado com o magma básico. Devido a estas diferenças, aquando a ascensão, formaram-se bolhas de fases fluidas, que ao soltarem-se, desenvolveram-se, e deram origem a cavidades abertas, denominadas de **cavidades miarolíticas** (Peretyazhko, 2009, citado em Peretyazhko, 2010, *in* Guimarães, 2012). Assim, os pegmatitos gerados por magmas ácidos, geralmente, possuem estas cavidades e são

denominados por pegmatitos miarolíticos. Os pegmatitos em estudo, não são exceção, e ao longo deles são visíveis várias cavidades miarolíticas.

De acordo com Černý (1991) os pegmatitos miarolíticos pertencem à filiação NYF (tabela 7). O aparecimento de alanite e esfena, como minerais acessórios do granito parental sub-alcálico e portadores de elementos terras raras, sustentam este facto. A presença de elementos menores típicos de cada filiação propicia, parcialmente, a ocorrência de minerais que, não sendo tipomórficos dessa classificação, são mais favoráveis.

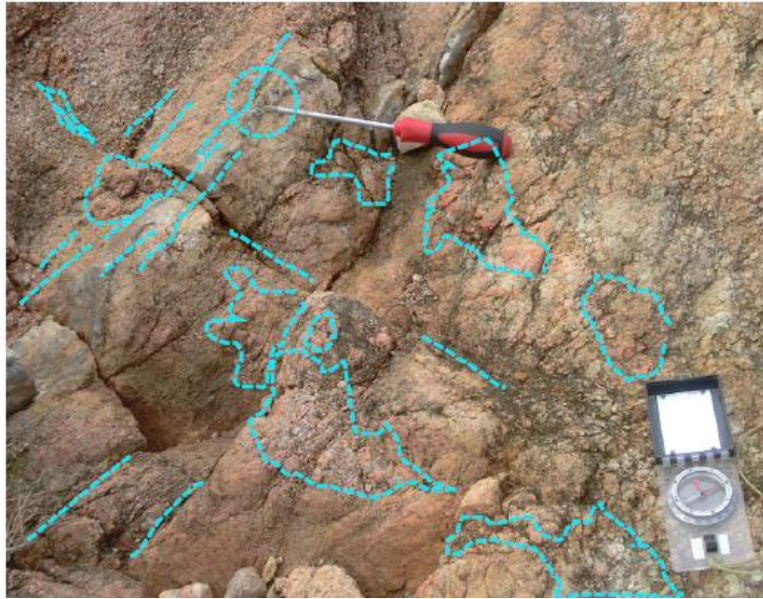
Classe	Família	Elementos menores típicos e mineralização	Ambiente Metamórfico	Relação com os granitos	Características Estruturais	Exemplos
Miarolíticos	NYF	Be, Y, REE, Ti, U, Th, Zr, Nb>Ta, F; mineralização pobre; <i>gemstock</i>	Superficial a sub-vulcânico; ~1-2kb	Intra	Bolsas/vesículas interiores e diques transversais	<i>Pikes Peak</i> (Colorado); <i>Idaho</i> (NW USA); <i>Korosten pluton</i> (Ucrânia)

Tabela 7: Classificação pegmatitos miarolíticos NYF. Adaptada de Černý (1991)

## 1.7 - Análise geométrica e cartografia dos campos de pegmatitos amazoníticos

A cinemática de implantação de corpos pegmatíticos intra-graníticos ajusta-se a uma mobilização magmática do tipo *ballooning* e as geometrias resultantes desta instalação são bolsadas irregulares a isodiamétricas (Leal Gomes e Nunes, 2003). De acordo com os mesmos autores, estas bolsadas foram determinadas com base na observação e análise geométrica de frentes de desmonte de quartzo e feldspato, sendo o tamanho final das bolsadas dependente do ritmo dimensional das unidades de estruturação litológica das cúpulas graníticas. A sua distribuição está relacionada com a proximidade ou inclusão em corredores de mistura magmática (*mixing/mingling*). Leal Gomes (1995) afirma que as bolsadas são o produto da cristalização *in situ* de diferenciados graníticos residuais com magma e fluido, mais ou menos

imiscibilizados, mas com propriedades físicas próximas das que prevalecem no granito hospedeiro. Os pegmatitos em estudo apresentam este tipo de geometria - figura 9.



**Figura 9:** Bolsadas irregulares a isodiamétricas observadas no campo pegmatítico em estudo, sector de Felgueiras

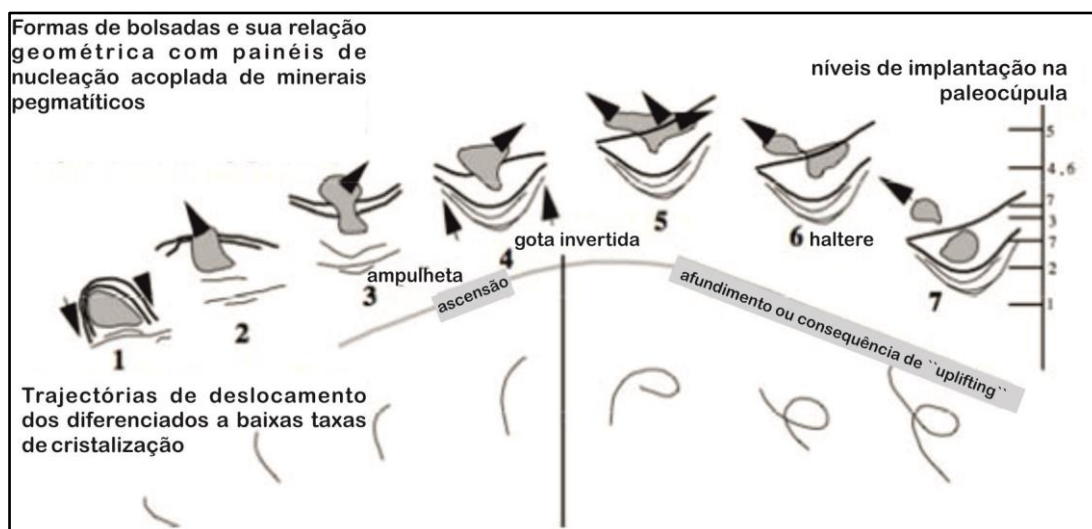
Segundo Guimarães & Leal Gomes (2010) e Guimarães (2012) é possível deduzir a altura de instalação de bolsadas na câmara magmática através da análise cinemática da formação e evolução dos dispositivos morfológicos, pois esta decorre das diferenças existentes entre a viscosidade e densidade do magma granítico hospedeiro e dos compósitos (magma + fluido + cristais) pegmatíticos. Ainda, de acordo com os mesmos autores, os dispositivos funcionais podem propor uma posição definida de implantação na coluna magmática, desde que sejam repetíveis e reproduzíveis.

Na figura 10 apresentam-se exemplos desses dispositivos e algumas interpretações acerca da ascensão magmática que eles sugerem, e indiretamente, a sua utilidade funcional para a definição de níveis de implantação nas cúpulas graníticas.

As etapas 1, 2, 3 e 4 são iniciais na evolução cinemática (ascensão) e a elas atribuem-se as formas de bolsadas menos evoluídas e que representam morfologias de ascensão nas cúpulas plutónicas hospedeiras. Nestes estádios iniciais a mobilidade dos diferenciados pegmatíticos é menor em consequência de uma maior viscosidade e taxa de cristalização da massa granítica envolvente e do espaço dilatacional disponível, que desempenham um efeito de barragem à ascensão destes diferenciados (Leal Gomes & Nunes, 2003). Deste modo, os diferenciados, na sua ascensão, ao contornarem a barreira da cúpula granítica dão origem a formas como as

apresentadas na figura 10 (números 4 e 5) que ao nível paragenético correspondem às formas mais evoluídas. Isto permite supor que os seus diferenciados originais seriam bastante ricos em fluidos que poderiam estar imiscibilizados (Guimarães, 2012).

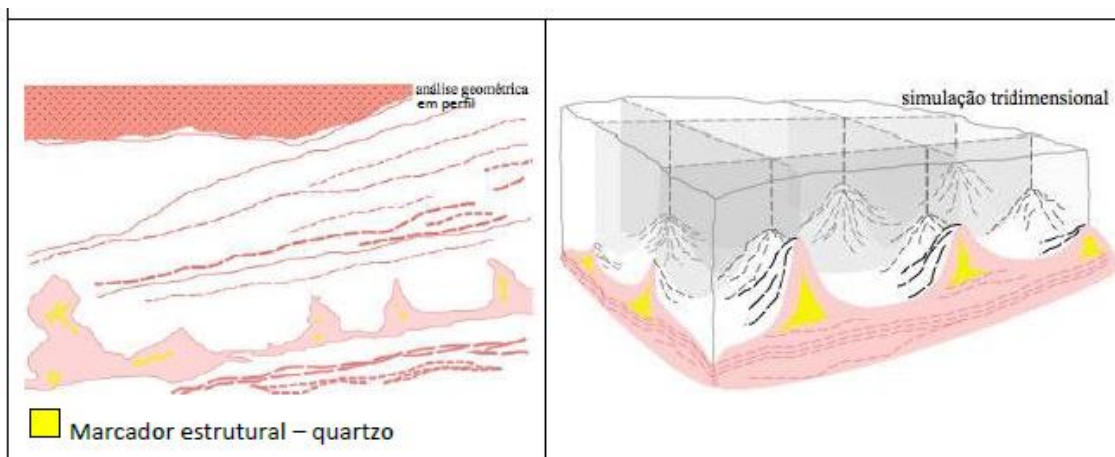
No início da ascensão pegmatítica (etapa 1 da figura 10), o fluido pegmatítico ao romper a massa granítica encaixante, gerou dispositivos de partida ascensional pegmatítica, que originaram bolsadas pegmatíticas embrionárias, do ponto de vista morfológico. A forma destes dispositivos depende da taxa de cristalização do granito encaixante e parental e, ou é hemisférica, ou piramidal (Guimarães, 2012).



**Figura 10:** Dispositivos morfológicos de evolução resultantes da cinemática de implantação. Adaptado de Leal Gomes & Lopes Nunes (2003).

Na área em estudo, mais concretamente em manchas graníticas do Gnaiss de Gândara, a forma identificada é piramidal, sendo distinguida nas protuberâncias piramidais, as quais correspondem a conjuntos de junções triplas estabelecidas por prismação incipiente, em regime dúctil-frágil. Estas protuberâncias encontram-se acima de uma faixa aplítica horizontal, consequente dos processos de delaminação e *magmatic stopping* e organizada em painéis de nucleação acoplada. Estes painéis são representados como fluidalidades planares sub-horizontais, assinaladas pelos feldspatos e biotites ilustradas em Guimarães (2012), tal com na figura 11.

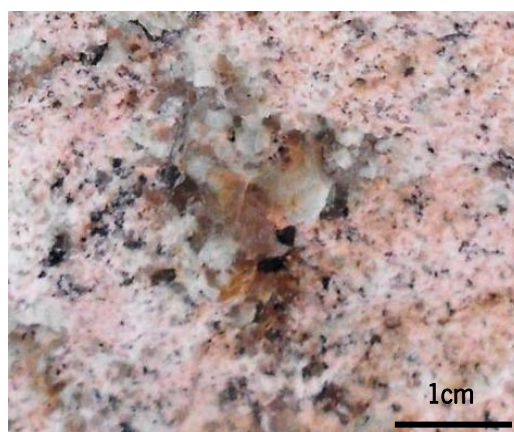




**Figura 11:** Protuberâncias piramidais ascendentes no seio de um granito porfiroide essencialmente biotítico, pós-tectónico – Granito de Monção observadas no Campo Pegmatítico de Alto dos Teares-Taião-Felgueiras. Retirada de Guimarães (2012).

À 2ª etapa de ascensão pegmatítica (Figura 10) corresponde o dispositivo bolha pegmatítica ou pegmatito esférico. Esta forma-se devido à diferença de viscosidade entre o magma granítico e o magma pegmatítico, desprendendo-se e ascendendo, em forma quase esférica, por entre a porção periférica do batólito (Guimarães, 2012).

A título de exemplo, na área em estudo, concretamente no setor de Felgueiras, observou-se o dispositivo ilustrado na figura 12 que corresponde a um pegmatito esférico com um pequeno grau de evolução. Neste a amazonite surge na parte interna da bolha e esta, como se verá no próximo capítulo, forma-se num processo tardio.



**Figura 12:** Bolha pegmatítica observada no Campo Pegmatítico, setor de Felgueiras

Na figura 13 apresenta-se uma cartografia referente à área em estudo – o Campo Pegmatítico de Alto dos Teares – Taião – Felgueiras. Destacam-se as manchas graníticas referentes ao

granito de Felgueiras e ao gnaiss de Taião, os pegmatitos hiperaluminosos nas proximidades do gnaiss de Taião e as ocorrências de pegmatitos amazoníticos, tanto na mancha granítica de Felgueiras, como na mancha granítica de Altos dos Teares-Taião.

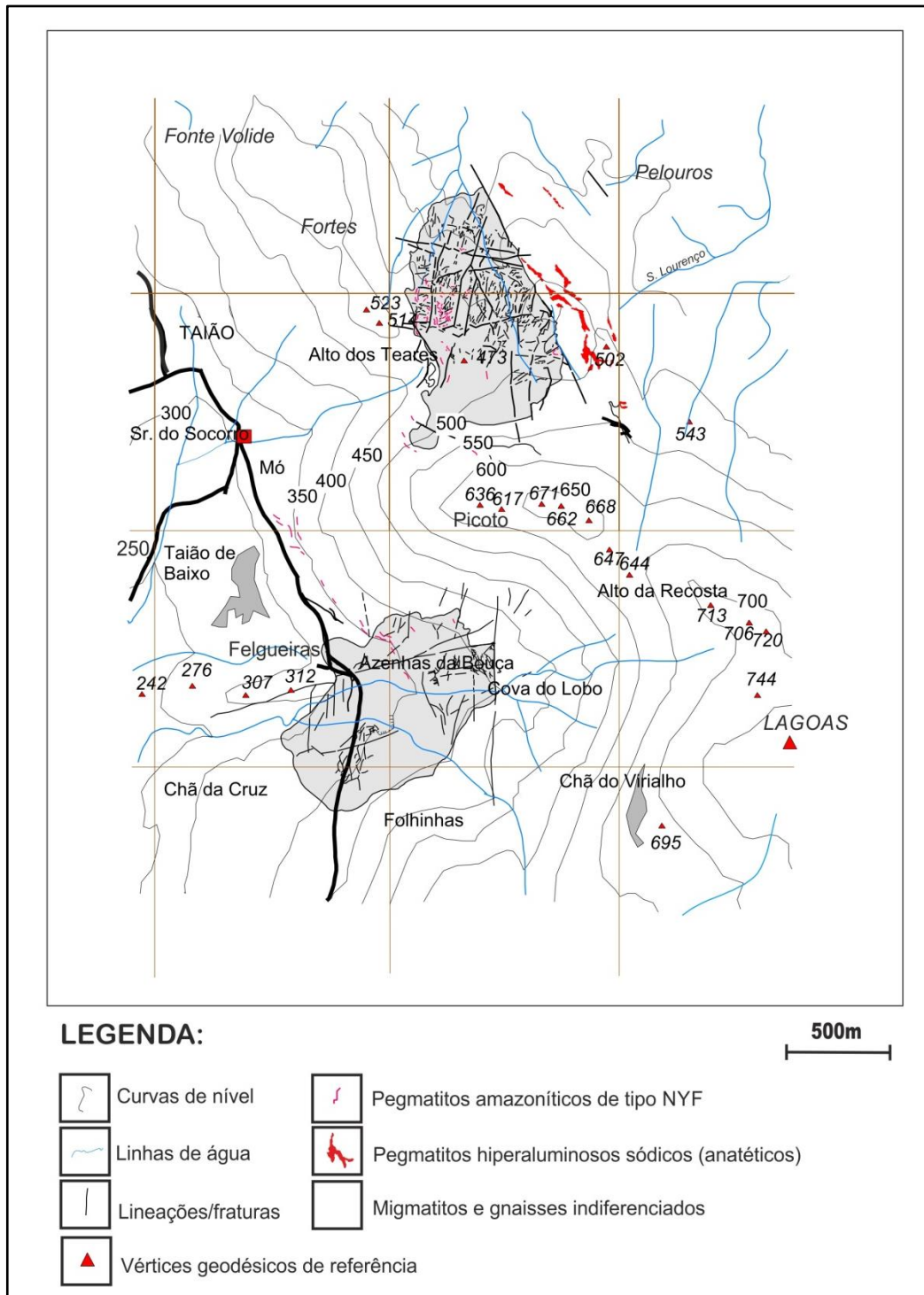


Figura 13: Cartografia do Campo Pegmatítico de Alto dos Teares – Taião – Felgueiras

## I.8 - Amostragem de feldspatos amazoníticos

A colheita dos feldspatos amazoníticos foi realizada em três conjuntos de pegmatitos: **Alto dos Teares, Taião e Felgueiras** (Figura 14), sendo este último uma descoberta recente no que diz respeito ao aparecimento de amazonite. A amostragem foi efetuada tendo em conta as variações cromáticas, estruturais e paragenéticas que se observam na fase potássica do feldspato.

O número de amostras recolhidas em cada pegmatito não foi o mesmo, tendo-se recolhido maior quantidade nos pegmatitos de **Felgueiras** (Figura 14), uma vez que, como é uma nova descoberta, não há dados existentes para uma possível comparação. Neste local surgiram, igualmente, amazonites de cor verde muito mais intensa do que tinha sido observado até então.

Nos pegmatitos de **Alto dos Teares** (Figura 14) as amostras foram recolhidas:

- 1) nos granitos biotíticos de grão grosseiro e de grão fino,
- 2) no aplito pegmatito amazonítico e enrubescido,
- 3) no pegmatito-gráfico,
- 4) nas cavidades miarolíticas e
- 5) ao longo de pequenas bolsadas.

Relativamente aos pegmatitos de **Taião** (Figura 14), as amostras foram colhidas:

- 1) no granito de duas micas, peraluminoso com silimanite (migmatito),
- 2) no filão com amazonite pertencente a um migmatito mais escuro,
- 3) no migmatito com porfiroblasto com restitos micáceos e
- 4) na zona de bordadura de arrefecimento rápido que corresponde a uma fácies aplitica do tipo *chillen margin* miarolítica.
- 5) aplito pegmatito amazonítico.

Nos pegmatitos de **Felgueiras** (Figura 14), a amostragem foi realizada ao longo de uma vala onde se demarcaram zonas chave para a colheita de feldspatos, nomeadamente:

- 1) na zona de transição gradual entre o granito biotítico, de grão grosseiro a médio e o conglomerado de vertente subalcalino, onde são visíveis filões de quartzo com microclina rósea (enrubescida),
- 2) no pegmatito miarolítico de pequenas dimensões com quartzo, amazonite e microclina rósea de direção (N142°/78°E),
- 3) na falha com várias ruturas venulares,

- 4) no contacto entre o aplito – pegmatito gráfico e o granito biotítico, de grão grosseiro a médio,
- 5) na falha de orientação N57°/90°,
- 6) no contacto gradual entre granito biotítico, de grão grosseiro a médio e o granito de duas micas, peraluminoso,
- 7) no filão sub–horizontal amazonítico,
- 8) no pegmatito miarolítico sub–horizontal,
- 9) no filão de quartzo fumado com amazonite incrustada no quartzo que preenche o núcleo,
- 10) no pegmatito diferenciado *in situ* em granito de transição com feldspato potássico não amazonítico,
- 11) no pegmatito micáceo não amazonítico com abundante silimanite em zonas distensivas de cisalhamento no migmatito, onde a diferenciação ocorre em *pinch and swell* com pertites e
- 12) no pegmatito com amazonite gráfica e biotite.

Uma amostra de migmatito foi ainda colhida no migmatito de Pitões das Júnias – Montalegre uma vez que a ocorrência é similar às do campo pegmatítico em estudo. A rocha parental desta ocorrência pertence ao Granito do Gerês, e como supracitado, têm idades de instalação concomitantes com o Granito de Monção, sendo a filiação a mesma.

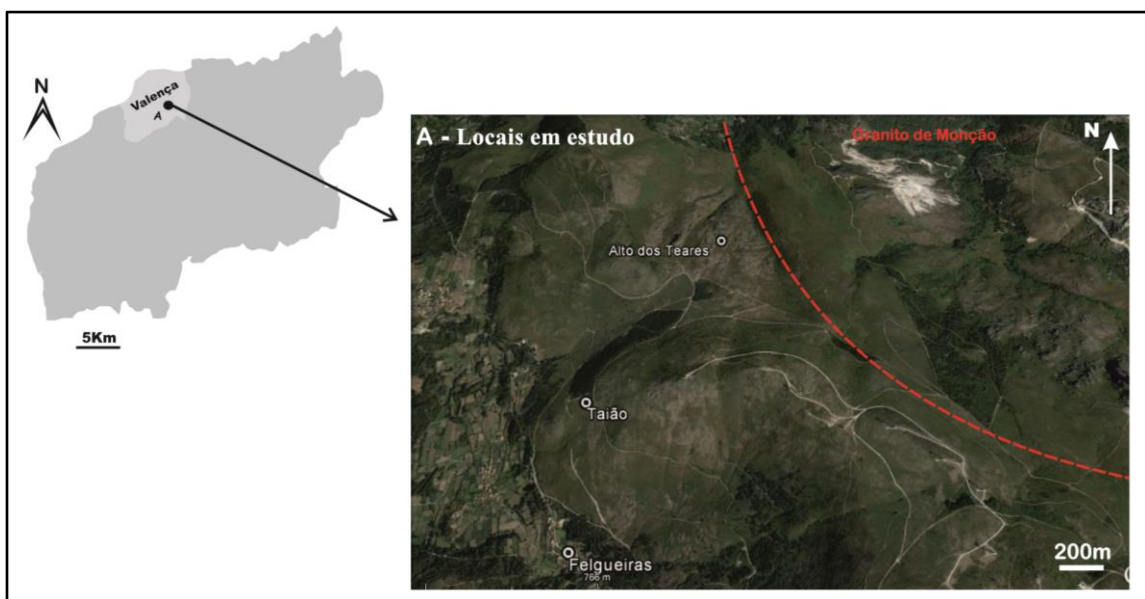


Figura 14: Amostragem dos pegmatitos em estudo, nos três setores discriminados

## I.9 - Métodos de análise: química e difractométrica

Os protocolos analíticos utilizados no estudo das amostras recolhidas enumeram-se de seguida:

- **Separação macroscópica e separação de fases minerais em Lupa Binocular** – para a separação dos minerais em amostra de mão recorreu-se à Lupa Binocular Leica Zoom 2000 Z45V, do Departamento Ciências da Terra (Uminho).
- **Difracção de Raios X (DRX)** – os difractogramas de RX permitiram a identificação de minerais desconhecidos. Para ser possível essa identificação, utilizou-se a análise sobre pós, em suporte de alumínio, no difractómetro PHILIPS-PW1710, com ampola de Cu e monocromador de grafite, sob radiação  $K\alpha$  de 40kV e 30mA, do Departamento Ciências da Terra (Uminho). O tempo de obtenção de dados variou consoante a quantidade e a natureza da amostra.
- **Microscópio Ótico de Luz Transmitida (MOLT)** – a análise em MOLT incidiu, essencialmente, no estudo da diversidade petrográfica pertítica. O equipamento utilizado foi o microscópio petrográfico Nikon Model Eclipse E400 POL, do Departamento Ciências da Terra (Uminho).
- **Microscópio Ótico de Luz Refletida (MOLR)** – a análise em MOLR permitiu uma preparação para a análise em MEV e MSE, uma vez que, primeiramente pode-se fazer uma caracterização mineralógica e, posteriormente ver se o polimento das superfícies era o adequado para análises futuras. O equipamento utilizado foi o microscópio petrográfico Nikon Model Eclipse E400 POL, do Departamento Ciências da Terra (Uminho).
- **Microscópio eletrónico de varrimento - (MEV)** – as análises em microscopia eletrónica foram realizadas com o equipamento Jeol JSM – 6010LV Scanning Electron Microscope, na sede de análise do Grupo de Investigação 3B's - Biomateriais, Biodegradáveis e Biomiméticos, em Taipas – Guimarães. As análises foram efetuadas em contraste de fase em eletrões secundários (MEV-ES) e as imagens de contraste foram obtidas em eletrões retrodifundidos (MEV-ER).

- **Microsonda eletrónica (MSE)** – as análises químicas pontuais foram realizadas com o equipamento Hyperprobe JEOL JXA-8500F no LNEG, em S. Mamede Infesta – Porto. Esta sonda está equipada com 5 espectrómetros por dispersão de comprimento de onda (WDS), 1 espectrómetro por dispersão de energia (EDS) e detetores de eletrões secundários (SE) e retrodifundidos (EBS). As superfícies polidas foram revestidas a carbono.



## Capítulo II:

# ESTRUTURA E PARAGÉNESE DE PEGMATITOS AMAZONÍTICOS E ROCHAS ENCAIXANTES

---

---

*“Um dos segredos da vida é fazer degraus com as pedras em que tropeçamos.”*

Jack Penn





Segundo Brisbin (1986), os corpos pegmatíticos são caracterizados tendo em conta o tamanho, forma, orientação e relação estrutural com a rocha hospedeira. Neste capítulo estes critérios de qualificação serão descritos, particularmente aos pegmatitos amazoníticos em estudo. Serão, também, apresentados alguns aspetos sobre os processos de amazonitização e enrubescimento.

## II.1 – Corpos pegmatíticos: tipologia estrutural, mineralogia e tipos litológicos encaixantes

Os pegmatitos do Campo Pegmatítico Alto dos Teares – Taião – Felgueiras pertencem à Província Pegmatítica Varisca.

Guimarães (2012) considerou que os pegmatitos mais desenvolvidos do campo de Alto dos Teares e de Taião estão relacionados, geneticamente, com alguns *stocks* e *plugs* periféricos em relação à mancha principal do granito de Monção, presumindo que a instalação destes dispositivos usufruiu dos planos de fraqueza do encaixante, nomeadamente, os cisalhamentos conjugados e as suas conjunções (*ballooning* de 1ª ordem). Também pressupõe que a intrusão dos *stocks* terá acontecido em regime dúctil-frágil e afirma que, aquando a sua instalação, foram produzidas algumas faixas de contacto com o encaixante, do tipo *chilled margin*. Essas faixas são representadas em pequenos afloramentos de microgranito porfírico - quartzo fenocristalino numa matriz félsica de feldspatos enrubescidos com textura muito fina, sendo que, a ocorrência deste tipo de rocha está associada a zonas marginais no decorrer da colocação de alguns plutonitos graníticos e a sua presença um prenúncio da proximidade da cúpula do plutonito. A associação deve-se ao arrefecimento rápido ocorrido, quando o magma quente entra em contacto com o encaixante mais frio.

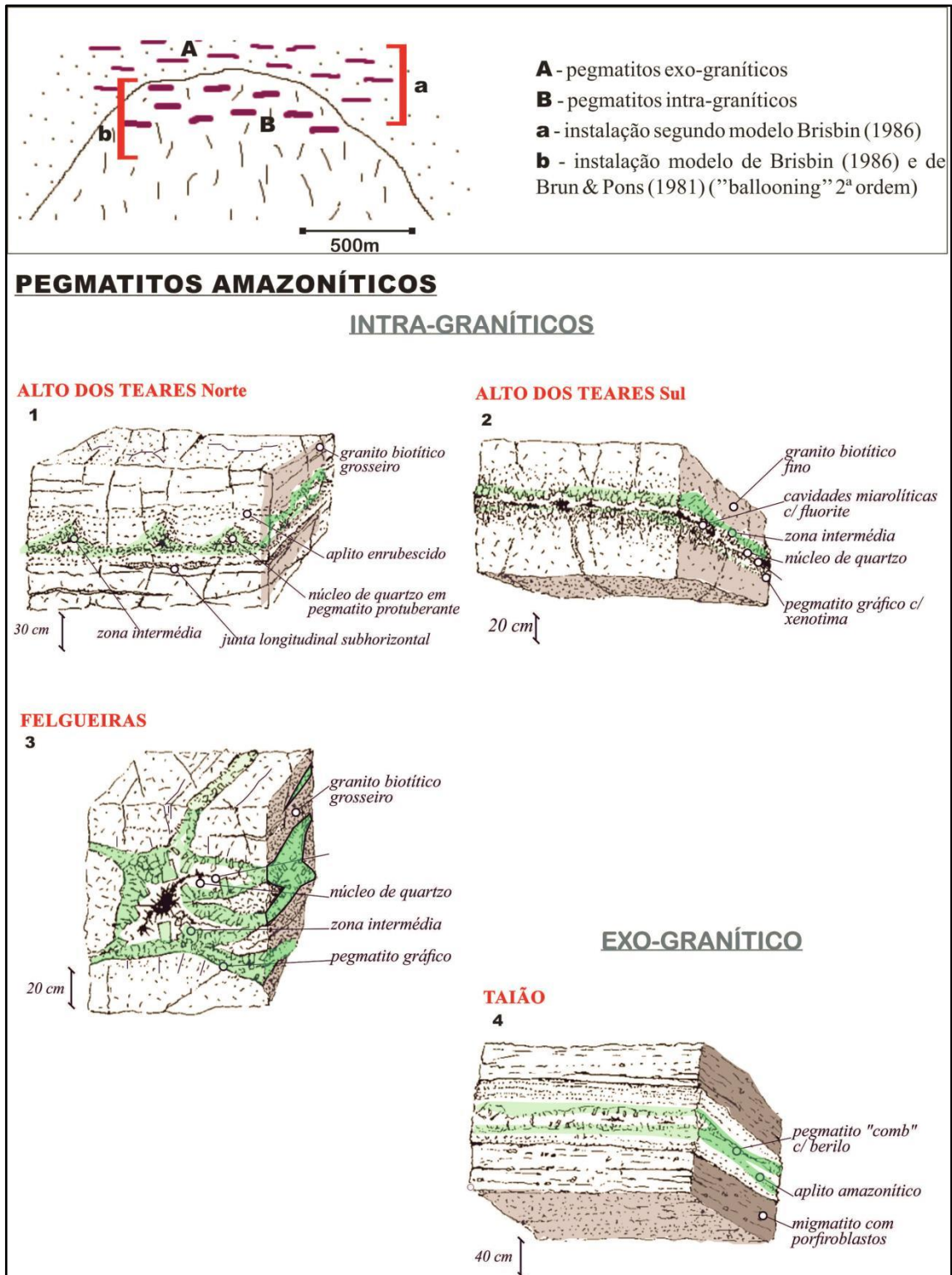
A formação dos pegmatitos ocorre após a instalação dos granitos e é explicada com base nos modelos de Brisbin (1986), para intrusões pegmatíticas epizonais, em condições *uplifting* e exumação (Figura 15). O magma granítico residual envolvido nesta formação terá tido origem em diferenciados enriquecidos em voláteis, que ascenderam através dos volumes graníticos em consolidação, por causa da diferença de densidades e viscosidades (*ballooning* de 2ª ordem) (Guimarães, 2012). Os corpos pegmatíticos originados possuem geometria irregular a maior

profundidade (regime dúctil), e outros com geometria tabular, que se instalaram em faixas de decompressão horizontais, conseqüentes da relaxação interna da cúpula (Figuras 15-2, 15-3 e 15-4). Também ocorreu o colapso externo contíguo à zona de cúpula dos plutonitos, formando fissuras paralelas à sua configuração, nas quais se implantaram os corpos exo-graníticos de forma tabular (Figura 15-1).

Segundo Leal Gomes & Nunes (2003), os pegmatitos intra – graníticos estão instalados perto da superfície, em ambientes de mesozona e epizona. São essencialmente miarolíticos (tipo I de Ginzbourg *et al.*, 1979) e estão relacionados com os granitos tardi a pós – tectónicos D<sub>3</sub>, verificando-se uma relação entre as dimensões e formas dos pegmatíticos, com a cronologia da instalação dos granitos parentais (Leal Gomes, 1995; Leal Gomes & Nunes, 2003).

Relativamente à mineralogia, apesar de uns pegmatitos serem intra-graníticos e outros exo-graníticos, ambos são miarolíticos, o que faz com que a associação de minerais seja comum. Assim sendo, os minerais são: amazonite, microclina rósea, quartzo, biotite, moscovite, turmalina *schorl*, clevelandite, zircão, monazite, xenotima, uraninite, hematite, albite, topázio, fluorite, pirite, bismutinite, galena, zinnwaldite, chamosite, columbite-tantalite, tortveitite e silimanite. As unidades tardias não estão bem delimitadas. No entanto, como processos mais tardios, estes corpos pegmatíticos apresentam fenómenos extensivos de amazonitização e enrubescimento nas unidades com microclina.

Os tipos litológicos encaixantes são os granitos biotíticos, propriamente ditos nos pegmatitos intra-graníticos e migmatitos com porfiroblastos, gnaisses e outras rochas metamórficas nos pegmatitos exo-graníticos.



**Figura 15:** Modelo de explicação da intrusão dos pegmatitos do Campo de Alto dos Teares-Taião-Felgueiras (Extraído de Guimarães, 2012). Blocos diagramas dos pegmatitos amazoníticos: estrutura e anatomia dos corpos pegmatíticos. 1 e 2 – Intra-granítico de Alto dos Teares Norte e Sul, respetivamente; 3 – Intra-granítico de Felgueiras; 4 – Exo-granítico de Taião.

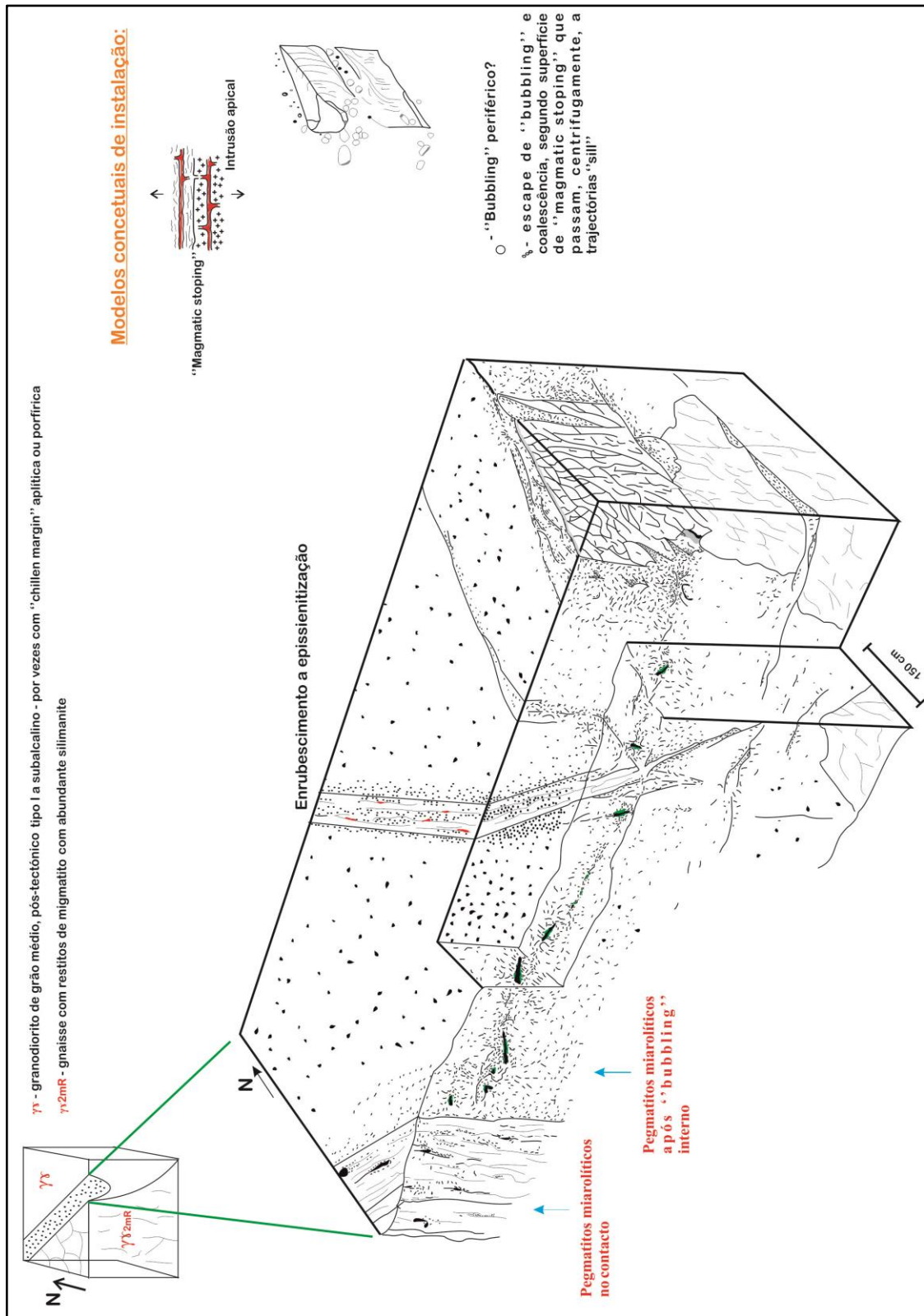
## II.2 – Paradigma estrutural – Anatomia do grupo pegmatítico de Felgueiras

Os pegmatitos amazoníticos de Felgueiras, como já mencionado, foram uma descoberta decorrente deste trabalho. Como tal, e após a apresentação de algumas características destes pegmatitos em estudo, pretendeu-se enfatizar a sua anatomia. Deste modo, foi construído o modelo tridimensional apresentado na figura 16, com base na observação de uma zona de contacto lateral S/SW (designada na figura como *plug*) no setor de Felgueiras.

Nesta representação são evidenciados alguns aspetos comuns a todos os pegmatitos do Campo Pegmatítico Alto dos Teares – Taião – Felgueiras: os fenómenos de amazonitização e enrubescimento e os modelos concetuais de instalação granito/pegmatito.

Na figura 16 verifica-se que, nos pegmatitos miarolíticos, formados após os fenómenos de *bubbling*, se destaca o processo de amazonitização, particularmente dentro das cavidades miarolíticas. O processo de enrubescimento verifica-se ao longo de pegmatitos transversais aos pegmatitos miarolíticos amazoníticos.

A implantação do granito parental - o granodiorito de grão médio, pós-tectónico de tipo I a sub-alcálico, e do gnaíse com restitos de migmatito com silimanite abundante, ocorreu segundo os modelos de *ballooning* e *magmatic stoping*. Os corpos pegmatíticos instalaram-se de acordo com os fenómenos de delaminação e *bubbling*, possivelmente periférico?, que terá ocorrido na superfície de *magmatic stoping*, conforme se ilustra na figura 16.



**Figura 16:** Representação tridimensional da anatomia estrutural do sector pegmatítico amazonítico de Felgueiras – os vários modelos de instalação granito/pegmatito têm nesta ilustração uma discriminação exemplar: *magmatic stoping*, *balloning*, *bubbling* e delaminação. Optou-se pela designação de plug ao setor analisado

### II.3 – Assinaturas paragenéticas de filiação – NYF

Os pegmatitos NYF são enriquecidos em Nb, Y e F e estão filiados em granitos sub-alcálinos, particularizando-se os pegmatitos em estudo associados ao Granito de Monção. Estão afetados em *subsolidus* por processos de amazonitização e enrubescimento das pertites, que são fenómenos característicos de ambientes de génese miarolítica, indicadores de *uplifting* ou exumação e implantação epizonal (Moura, 2010).

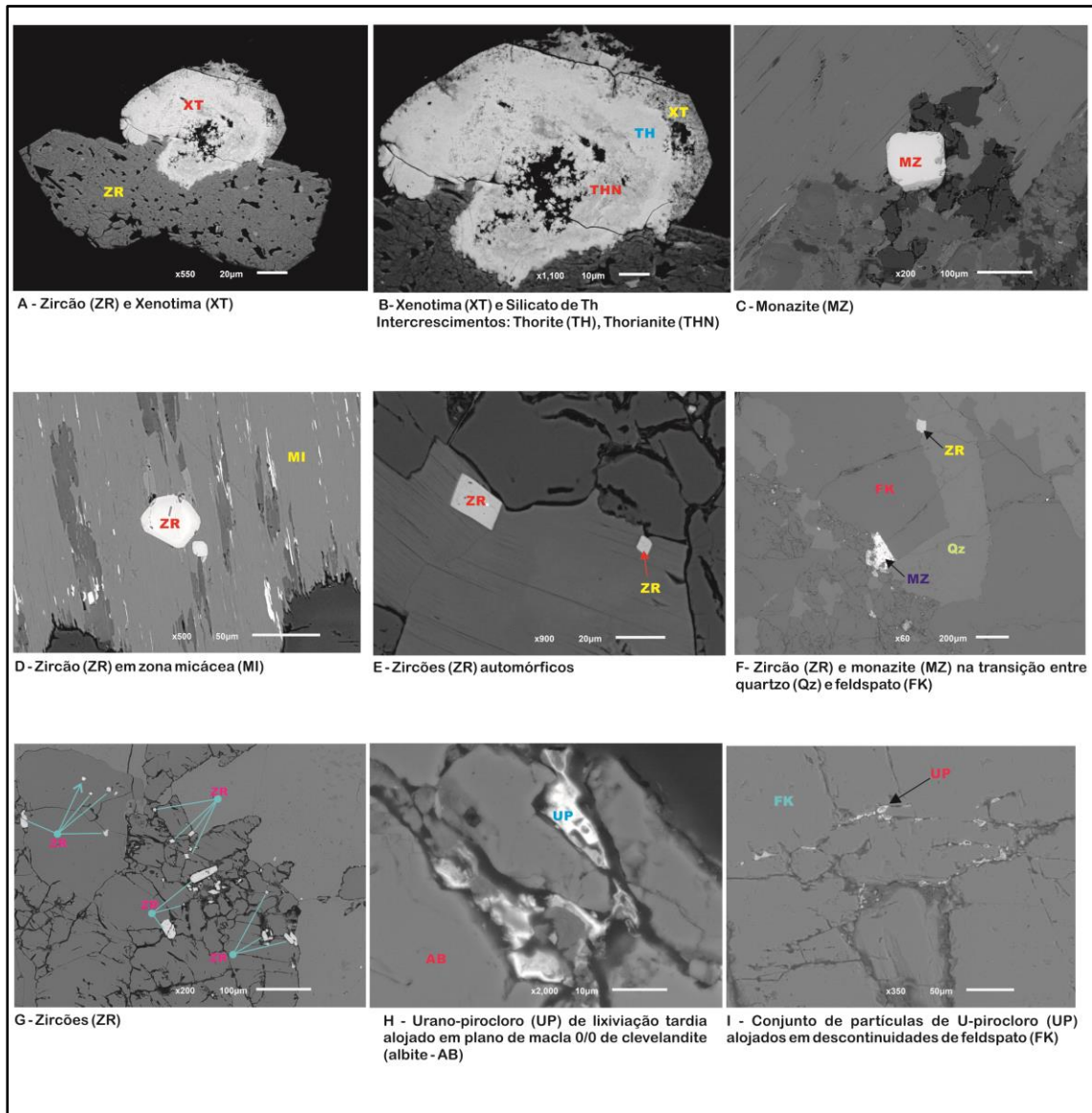
A discriminação desta assinatura baseia-se na identificação de minerais e associações paragenéticas tipomórficas (Tabela 7), nomeadamente minerais portadores dos elementos químicos, pelos quais estes pegmatitos estão enriquecidos. A figura 17 demonstra alguns desses minerais e associações paragenéticas.

A figura 17A exibe uma partícula de zircão e xenotima e a figura 17B a mesma partícula de xenotima da 17A, mas mais pormenorizada, na qual se observa intercrescimentos de thorite e thorianite (silicatos de tório). A xenotima é um fosfato de ítrio (Y) e de itérbio (Yb), com a fórmula química  $(Y, Yb)PO_4$ , ou seja, um portador de Y.

Na figura 17C apresenta-se uma partícula de monazite. A monazite é um fosfato de terras raras e, dependendo da composição química, existem quatro tipos diferentes: monazite-Ce com a fórmula química  $(Ce, La, Nd, Th, Y)PO_4$ , monazite-La, cuja composição química é  $(La, Ce, Nd)PO_4$ , monazite-Nd com a fórmula  $(Nd, La, Ce)PO_4$  e monazite-Sm com a composição  $(Sm, Gd, Ce, Th)PO_4$  (www.mindat.org). Com base no espectro obtido em MEV e visível na figura 18 determina-se que a monazite presente na figura 17C é monazite-Ce.

Nas figuras 17D a 17G são evidenciados zircões, sendo que, na figura 17F também é observável uma partícula de monazite. Na figura 17D o zircão encontra-se numa zona micácea bastante fraturada. A figura 17E apresenta partículas de zircões automórficas, a figura 17F um zircão e uma partícula de monazite na transição entre o quartzo e o feldspato potássico e a figura 17G vários zircões.

As figuras 17H e 17I apresentam fragmentos de urano-pirocloro. Estes fragmentos são de lixiviação tardia e encontram-se alojados em planos de macla na albite, no caso da figura 17H, e nas descontinuidades do feldspato, na situação da figura 17I.



**Figura 17:** Conjunto de imagens (A a I) de minerais e associações paragenéticas tipomórficas da linhagem NYF dos pegmatitos amazoníticos do Campo Pegmatítico de Alto dos Teares-Taião-Felgueiras.



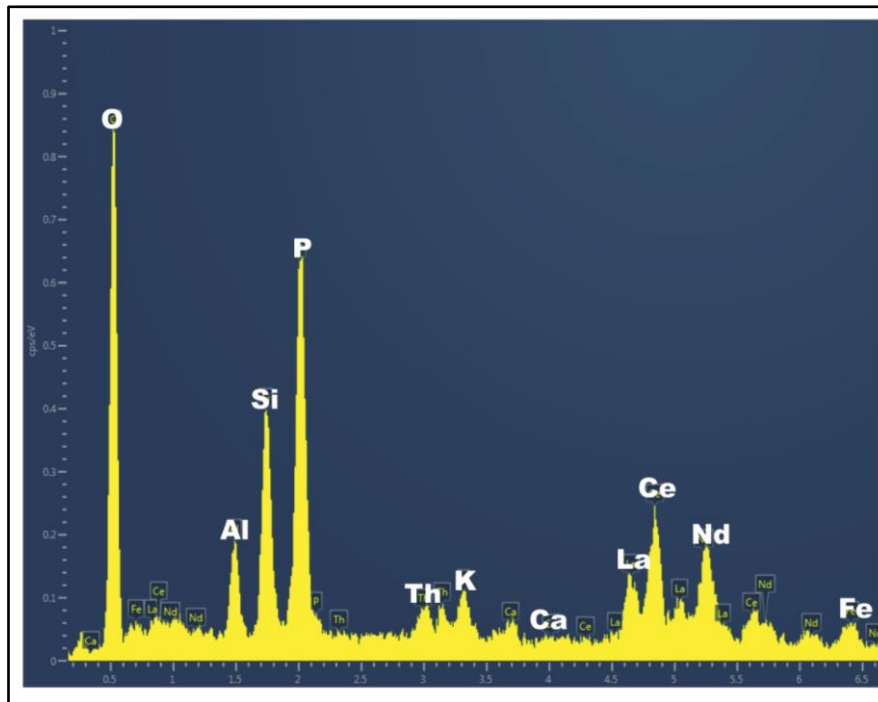


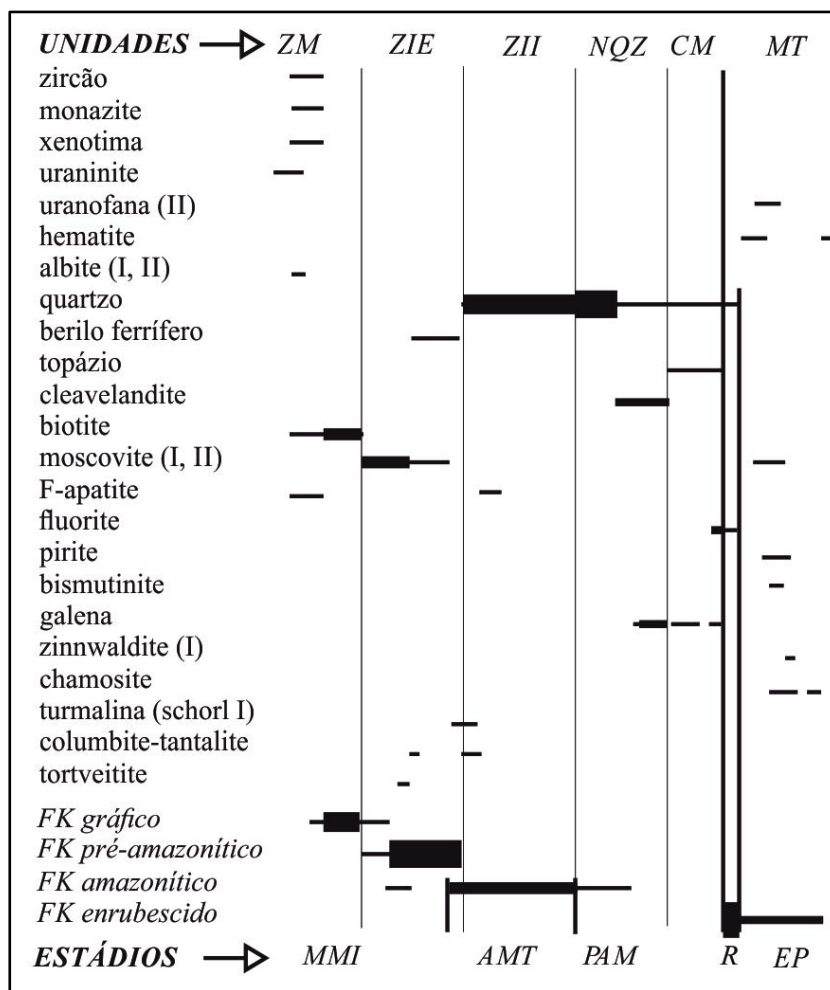
Figura 18: Espectro da monazite-Ce da figura 17C, obtido em MEV.

## II.4 – Quadro paragenético

O quadro paragenético do campo pegmatítico em estudo apresenta-se na figura 19. Para a elaboração deste quadro recorreu-se às análises petrológica e petrográfica, e os dados recolhidos alusivos aos diversos tipos de ocorrências foram sintetizados e inseridos no quadro. De salientar que os estádios principais distintos pela sucessão de minerais acessórios são diferenciados das unidades das estruturas internas conforme Ferreira & Leal Gomes (2015).

Deste modo, na zona marginal (ZM) verifica-se a ocorrência dos minerais primários: zircão, xenotima, monazite e uraninite (tipomórficos da linhagem NYF) e ainda de albite (I, II), biotite, F-apatite e feldspato potássico gráfico. Estes correspondem ao estágio Minerais Magmáticos Primários (MMI). Na zona intermédia externa (ZIE), os minerais são: berilo ferrífero, moscovite primária, columbite-tantalite e tortveitite. Ainda se verifica feldspato potássico gráfico e constata-se indícios da amazonitização com o aparecimento do feldspato pré-amazonítico e amazonítico (em menor percentagem). A amazonitização prossegue na zona intermédia interna

(ZII), nesta ocorre quartzo e ainda turmalina (schorl I), já na transição ZIE e ZII. No núcleo de quartzo (NQZ), além deste, ocorre ainda cleavelandite e amazonite de precipitação (PAM). Constata-se a presença de galena que persiste na cavidade miarolítica (CM), assim como, topázio e fluorite. Com o processo metassomático enrubescimento (R) dá-se a alteração de algum feldspato amazonítico para feldspato enrubescido – microclina rósea. Novos minerais resultantes de processos metassomáticos ocorrem como hematite, uranofana secundária, moscovite secundária, zinnwaldite primária, chamosite, pirite e bismutinite.



**Figura 19:** Análise paragenética dos pegmatitos miarolíticos amazoníticos filiados em granitos biotíticos pós-tectónicos. MMI – Minerais magmáticos primários; AMT – Amazonitização; PAM – Amazonite de precipitação; R – Enrubescimento dos feldspatos potássicos; EP – Epissienitização; ZM – Zona Marginal; ZIE – Zona intermédia Externa; ZII – Zona intermédia Interna; NQZ – Núcleo de Quartzo; CM – Cavidade Miarolítica; MT – Unidades Metassomáticas. Retirada de Ferreira & Leal Gomes (2014).

Na figura 15 atrás observa-se feldspato amazonítico primordial junto dos crescimentos gráficos da ZIE, e o desenvolvimento deste na ZII, nomeadamente nos cristais automórficos. No núcleo de quartzo, visível nas figuras 15-3 e 15-4, a amazonite é de precipitação hidrotermal.

## II.5 - Relação entre morfologia e estrutura interna e modelos concetuais de génese e instalação de pegmatitos

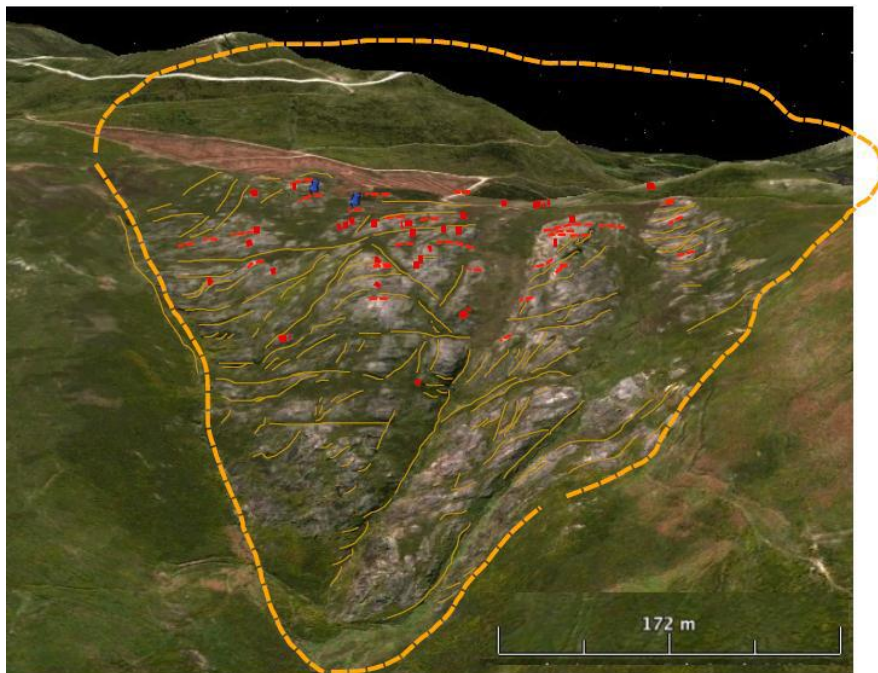
Como supracitado, os corpos pegmatíticos do campo pegmatítico Alto dos Teares – Taião – Felgueiras são miarolíticos e relacionam-se com os granitos tardi a pós-tectónicos, relativamente à 3ª fase de deformação Varisca (Granito de Monção – Gnaiss de Gandra).

Ao longo destes são visíveis cavidades miarolíticas que se formaram nos últimos estádios da consolidação dos pegmatitos. Deste modo, as cavidades evidenciam aspetos texturais e paragenéticos ocorridos durante a cristalização magmática primária e são constituídas por três fases de minerais: **1)** os minerais primários que constituem as paredes, **2)** os minerais que se depositaram posteriormente, criando um revestimento e **3)** os minerais de “baixa temperatura” que abrangem as fases anteriores ou que preenchem os espaços vazios (Černý, 2000).

Na primeira fase estão presentes minerais típicos das rochas magmáticas pegmatíticas, como feldspato potássico, plagioclase albitica, quartzo ± turmalina e moscovite. Na segunda fase, em pegmatitos geoquimicamente evoluídos, verifica-se a existência de berilo, fenacite, espessartite, elbaite, topázio, lepidolite, zinnwaldite, fluorite, fluorapatite, montebasite, hematite, Mg-columbite, Mg-tantalite e microlite. Por fim, na terceira fase ocorre B-moscovite, cookeite, roscherite, apatite carbonatada e outros fosfatos secundários, fases micáceas, minerais de argila e goethite. Os cristais de quartzo, feldspato, berilo e turmalina aparecem partidos ou corroidos (Černý, 2000). As fases minerais reconhecidas nos pegmatitos em estudo são coerentes com as descritas, confirmando tratar-se de pegmatitos geoquimicamente evoluídos.

A mancha granítica de Alto dos Teares corresponde a um modelo de mobilização do tipo *ballooning* (Guimarães, 2012). Destaca-se no seio da rocha encaixante, com a forma em gota

invertida perfeitamente distinta entre as restantes litologias. Através da observação em *Google Earth* foi possível à autora reconhecer ainda a cúpula se encontra erodida (figura 20).



**Figura 20:** Imagem de *Google Earth* da mancha granítica de Alto dos Teares na qual se evidencia a forma do plutonito e a localização dos corpos pegmatíticos filiados. Retirada de Guimarães (2012).

Na figura 21 é apresentado o perfil da área pegmatítica de Alto dos Teares mediante a interpretação pela imagem de satélite. Além das fluidalidades também se pode observar a localização vários pegmatitos. É de destacar a forma em gota invertida e com base na morfologia e análise estrutural das encaixantes, reconheceram-se domínios de aplicação dos modelos de instalação de Brisbin (1986) e Brun & Pons (1981). Deste modo, na figura 21 é possível observar que o modelo de Brun & Pons (1981) é aplicado numa zona mais interna e o modelo de Brisbin (1986) na superfície erodida.

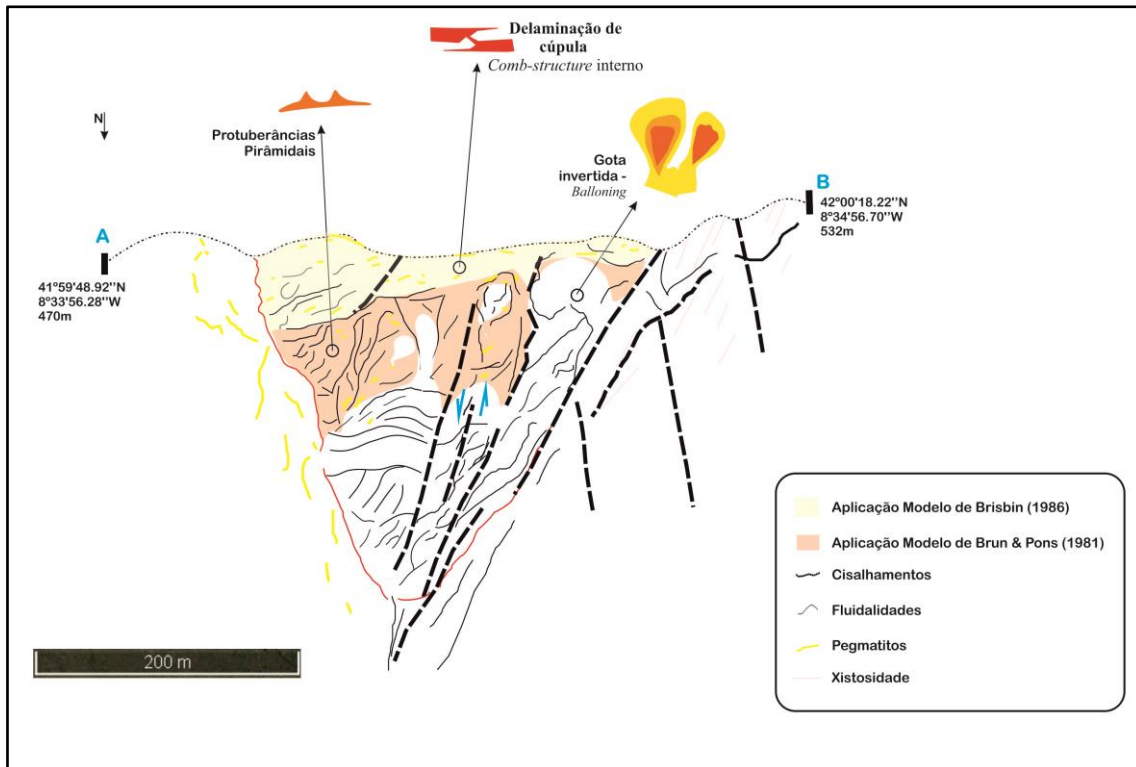
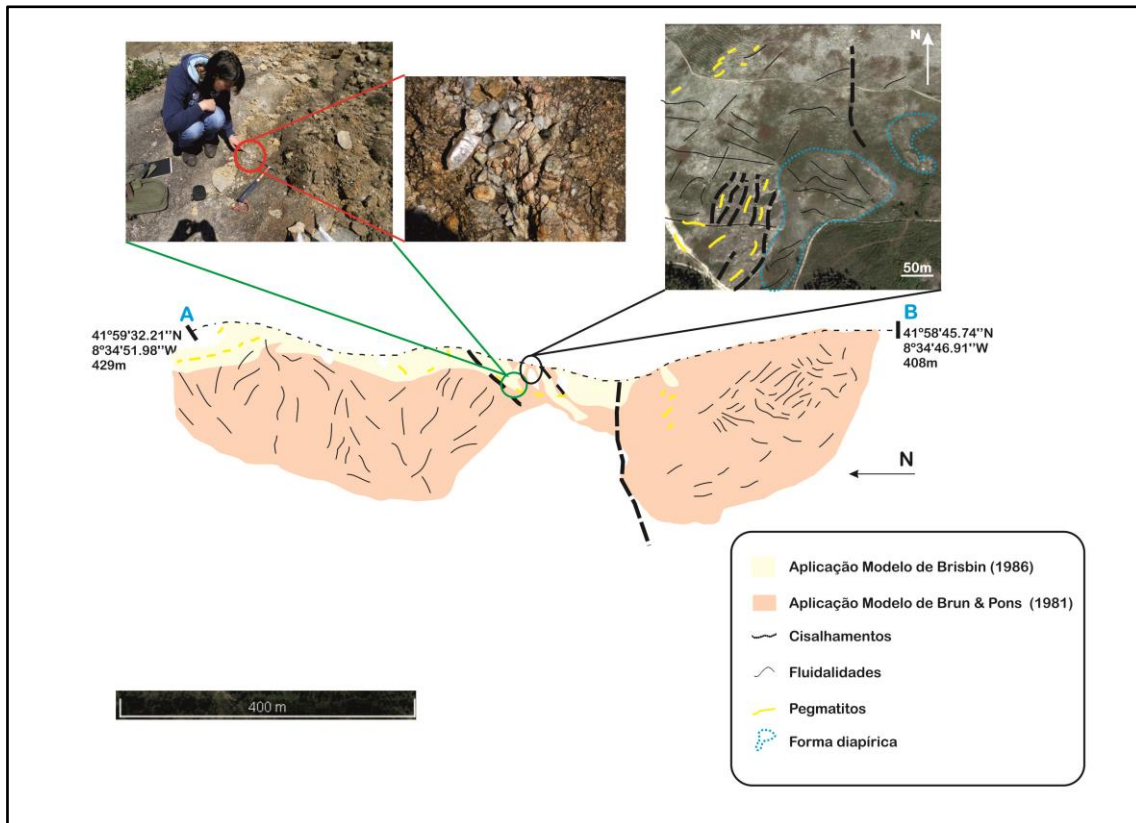


Figura 21: Perfil da área pegmatítica de Alto dos Teares, com dedução de cisalhamentos, fluidalidades e corpos pegmatíticos associados aos modelos de Brisbin (1986) e Brun & Pons (1981).

Na figura 22 apresenta-se o perfil da área pegmatítica de Felgueiras e Taião. Aqui também se reconheceram os domínios de aplicação dos modelos de instalação de Brisbin (1986) e Brun & Pons (1981). Apesar de não ser evidente o tipo de mobilização *ballooning* (não se distingue nenhuma forma em gota invertida), salienta-se na área de Felgueiras uma pequena forma diapírica, o que provavelmente poderá indicar esse tipo de mobilização (Figura 22).



A localização cupular dos pegmatitos do campo amazonítico em estudo é o resultado de processos de delaminação, pois a ascensão do magma, e a posterior evasão pelas rochas graníticas, provocou uma relaxação interna seguida de colapso externo da cúpula. Isto manifesta-se na estrutura interna dos pegmatitos, dado que estes se diferenciam internamente em consequência do gradiente termo-gravítico e, por vezes, da polaridade de evolução paragenética (Guimarães, 2012).

Aquando da relaxação interna geraram-se bandas de descompressão horizontais, nas quais se instalaram os pegmatitos intra-graníticos. Por sua vez, do colapso externo da cúpula resultaram bandas paralelas à configuração dos plutonitos e nelas se implantaram pegmatitos exo-graníticos com forma tabular (Leal Gomes, 1995).

Associado ao processo de delaminação encontra-se o fenómeno de *mixing/mingling*, com incremento em voláteis e aumento da produção pegmatítica dos granitóides. Aquando das sucessivas ascensões magmáticas, pode ocorrer a cedência de conteúdos de elementos depressores de *liquidus* por parte dos magmas mais básicos aos magmas mais félsicos (ácidos).

Uma vez cartografadas as fluidalidades magmáticas, esta cartografia revela corredores de percolação preferencial controlados pela topografia das cúpulas graníticas, obtendo-se a posição primitiva da cúpula (Guimarães, 2012).

Os vários modelos genéticos e os corpos a eles associados contemplam fenómenos de amazonitização e enrubescimento gerador das ocorrências feldspáticas estudadas que a seguir se discutem.

## II.6 - Fenómenos da amazonitização e enrubescimento

O termo **amazonitização** foi introduzido por Zavaritskii (1943), *in* Petrov *et al.* (1993), e segundo este autor a cor verde da amazonite está relacionada com uma fase avançada de processos pegmatíticos de origem epigenética (Petrov *et al.*, 1993). Vários trabalhos desenvolvidos ao longo do tempo (Arnaudov *et al.* (1967), Godovikov (1975), Kuts (1964), Oftedal (1957), citados em Petrov *et al.* (1993) e Taylor *et al.* (1960)) confirmam que a amazonitização é um processo metassomático tardio, mas não são concisos quanto ao fator químico responsável pela cor verde da amazonite. Os primeiros estudos (Breithaupt, 1847) indicam o Cu como centro cromóforo responsável, uma vez que, outros minerais com a cor verde-azulada têm cobre na sua constituição e várias análises atribuem-lhe a responsabilidade (Sijakova-Ivanova & Mircovski, 2014) (a título de exemplo: turmalina elbaite).

Posteriormente, vários autores (Ahrens, 1945, *in* Taylor *et al.*, 1960; Goldschmidt *et al.*, 1933, *in* Taylor *et al.*, 1960; Tolmachev & Filipov, 1935, *in* Taylor *et al.*, 1960; Zavaritskii, 1943, *in* Petrov *et al.*, 1993) examinaram grandes quantidades de Rb em amazonites e sugerem que este é o cromóforo responsável pela cor.

Goldschmidt (1954) *in* Taylor *et al.* (1960), detetou praticamente a mesma quantidade de Rb em amazonites e microclinas róseas e afirmou que “sozinho” não poderia ser o gerador da cor verde, mas que associado a outro elemento químico, Tl, já poderia ser a causa. Bassett (1956) e Eliseev (1949), citados em Taylor *et al.* (1960), atribuem a cor verde ao ferro férrico (Fe<sup>3+</sup>). Taylor *et al.*, (1960) sugerem que a cor verde é causada por diferenças físicas e não químicas, dado que não há diferenças significativas entre a composição da microclina e da amazonite.

Diversos estudos atribuem a cor verde à presença de Pb em grandes concentrações, admitindo a intervenção da água de cristalização no processo de cromatização (Plyusnin, 1969, *in* Petrov *et al.*, 1993; Hofmeister & Rossman, 1983; 1985; Stevenson & Martin, 1986 e Evangelista *et al.*, 2000). Segundo estes, a cor decorre da presença de  $Pb^{2+}$  em três fases, havendo a formação de centros cromóforos numa segunda fase de aquisição e a modificação destes na terceira, na qual conferem a cor às amazonites por implicações na rede cristaloquímica do tipo:  $K^+ + Si^{4+} \rightarrow Pb^{2+} + Al^{3+}$ ;  $2K^+ \rightarrow Pb^{2+}$ ;  $2K^+ + O^{2-} \rightarrow Pb^{2+} + 2(OH)^-$ .

Os centros cromóforos são formados a temperaturas que rondam os 250°C e a cor começa a desaparecer quando as amostras atingem temperaturas na ordem dos 600°C (Prates, 2008).

Plyusnin (1969), *in* Petrov *et al.* (1993), confirmou que o conteúdo de Pb aumentava com o aumento do conteúdo de OH e ainda que a amazonite de cor intensa continha até dez vezes mais H<sub>2</sub>O que a microclina branca ou amarelada.

Petrov *et al.* (1993) com base em análises de EPR (*electron paramagnetic resonance*) atribui a cor verde a centros de pares diméricos [Pb-Pb]<sup>3+</sup>. Estes pares confirmam que a substituição de  $Pb^{2+}$  é o resultado da primeira fase:  $K^+ + Si^{4+} \rightarrow Pb^{2+} + Al^{3+}$  proposto por Zhironov *et al.* (1959) e Zhironov & Stishov (1965), *in* Petrov *et al.* (1993). A estabilidade destes pares só é adquirida em feldspatos ordenados e se a carga de um dos iões  $Pb^{2+}$  for compensada por Al ou Si na posição tetraédrica adjacente. Se a segunda carga não for compensada, o par dimérico não é estável.

O processo de **enrubescimento** confere uma cor avermelhada ou (rubra) a uma determinada fase mineral podendo relacionar-se com determinados elementos de transição, como o Fe e o Mn. Estes elementos permitem atribuir a cor rubra aos minerais que se lhe encontram associados. Nos feldspatos potássicos existe um consenso que o Fe é, provavelmente, o elemento responsável pela cor rubra, associado ao mineral hematite.

Andersen (1915), *in* Hofmeister & Rossman (1983) avaliou trabalhos anteriores sobre feldspatos aventurin<sup>1</sup> e apresentou um estudo sobre as propriedades óticas e o efeito de aquecimento das *red schillers* em albites, oligoclases, labradorites e pertites da Noruega e dos Estados Unidos da América. A partir da morfologia hexagonal, das cores de absorção e da

---

<sup>1</sup> De acordo com Copley & Gay (1978), a fase aventurina corresponde a feldspatos que possuem iridescência ou *schillers* amareladas e avermelhadas em resultado das inclusões de óxidos de Fe sob a forma de hematite.



presença de ferro, conclui que as lamelas observadas nos feldspatos eram de hematite. Uma vez que não foram reconhecidas nas fases de crescimento, afasta-se a hipótese de que o enrubescimento é um processo resultante da cristalização simultânea.

Neumann & Christie (1962) estudaram os feldspatos aventurina da Noruega, tal como Andersen (1915) e concluíram que as lamelas observadas nestes eram de hematite e que estas desapareciam quando os feldspatos aventurina eram aquecidos acima dos 1200°C. Igualmente concluíram que não existia correlação entre os teores de Fe e o efeito aventurina. Kraetf & Saafeld (1967), *in* Hofmeister & Rossman (1983), também reforçam que as lamelas têm hematite na sua estrutura.

Outros autores como Boone (1969); Isshiki (1958) e Smith (1974) *in* Hofmeister & Rossman (1983) estudaram os feldspatos vermelhos e concluíram que estes contêm óxidos de ferro, principalmente hematite. Boone (1969) foi quem mais contribuiu para o estudo da formação destes feldspatos, analisando a gradação de um pórfiro cinzento com oligoclase-andesina potássica e biotite francamente alterada dentro de um pórfiro vermelho de albite hematífera com inclusões de moscovite e biotite cloritizada. Com esta análise demonstrou que os feldspatos de cor avermelhada formaram-se a partir de reações dos feldspatos ternários com uma fase de vapor com teores de Fe, resultante da decomposição e oxidação da biotite. Este fenómeno não é concordante com as observações em feldspatos aventurina, feitos por Smith (1974), que considera mais do que um mecanismo envolvido na sua formação.

Smith (1974) afirma que a cor vermelha nos feldspatos resulta da inclusão de poalhas de hematite e se estas poalhas estiverem orientadas formam o efeito de iridescência (ou *schiller*), que quando excecionalmente bem desenvolvido, o feldspato discrimina-se na variedade *sunstone* (Hofmeister & Rossman, 1983).

Copley & Gay (1978) reforçam a hipótese de que a cor vermelha nos feldspatos é o resultado de inclusões de poalhas hematíticas. Observaram várias poalhas de hematite em MEV e constataram que ao apresentarem uma natureza extremamente fina e variadas distribuições (oticamente similares a agulhas, mas de secção quadrada ou transversal laminada) faz com que a sua deteção em raio X e a sua análise química por microsonda eletrónica sejam extremamente difíceis de realizar.

## Capítulo III:

### ESTADO ESTRUTURAL E MINEROQUÍMICA DAS AMAZONITES

*“Pedras no caminho? Guardo-as todas, um dia vou construir um castelo...”*

Fernando Pessoa



Neste capítulo serão apresentadas as diversas características sobre colorações amazoníticas e enrubescimentos observados em espécimes do campo pegmatítico Alto dos Teares – Taião – Felgueiras.

### III.1 - Diversidade cromática

A diversidade cromática das amazonites e microclinas enrubescidas no campo pegmatítico Alto dos Teares – Taião já foi discutida por vários autores (Leal Gomes *et al.*, 1987; Leal Gomes & Nunes, 1991; Leal Gomes *et al.*, 1997; Leal Gomes, 2010), mas com a descoberta do pegmatito de Felgueiras, foram identificadas amazonites de cor verde muito mais intensa do que tinha sido observado até então (Ferreira & Leal Gomes, 2015). Para a caracterização desta diversidade recorreu-se ao **Sistema de Cores de Munsell**, criado pelo professor Albert Henry Munsell, no início do século XX. Ao contrário de outros sistemas que se baseiam nas propriedades físicas da luz, este sistema é caracterizado pela observação do olho humano, ou seja, pela capacidade de perceção que este tem relativamente a determinada cor. Para tal, assenta em três parâmetros: **matiz**, **luminosidade** e **saturação** (www.xrite.com).

O **matiz** corresponde à cor espectral dominante e mede-se em torno de um círculo, no qual estão cinco cores base e cinco cores secundárias. As cores base são: **Vermelho (R)**, **Amarelo (Y)**, **Verde (G)**, **Azul (B)** e **Violeta (P)**, e as cores secundárias são: **Laranja (YR)**, **Verde-amarelo (GY)**, **Azul-Verde (BG)**, **Azul-violeta (PB)** e **Vermelho-violeta (RP)**, havendo assim dez tons diferentes. A **luminosidade** mede-se no eixo vertical e varia de 0 a 10, em que 0 corresponde ao preto puro, menos luminoso, e 10 ao branco puro, mais luminoso. A **saturação** corresponde à pureza da cor e depende do matiz e da luminosidade pois, um mesmo matiz, por exemplo verde, pode ter o mesmo valor de luminosidade, mas diferente saturação, dado que um pode ser bastante forte em verde, mais saturado (mais puro), por se encontrar na extremidade externa, e o outro, por se encontrar próximo do eixo vertical, já é menos saturado (www.xrite.com). Mede-se de forma radial, desde o eixo vertical (luminosidade) até ao valor máximo de saturação desse matiz (mais pura). Esta organização de matiz, luminosidade e saturação deu origem ao **Espaço Colorimétrico de Munsell**, apresentado na figura 23.

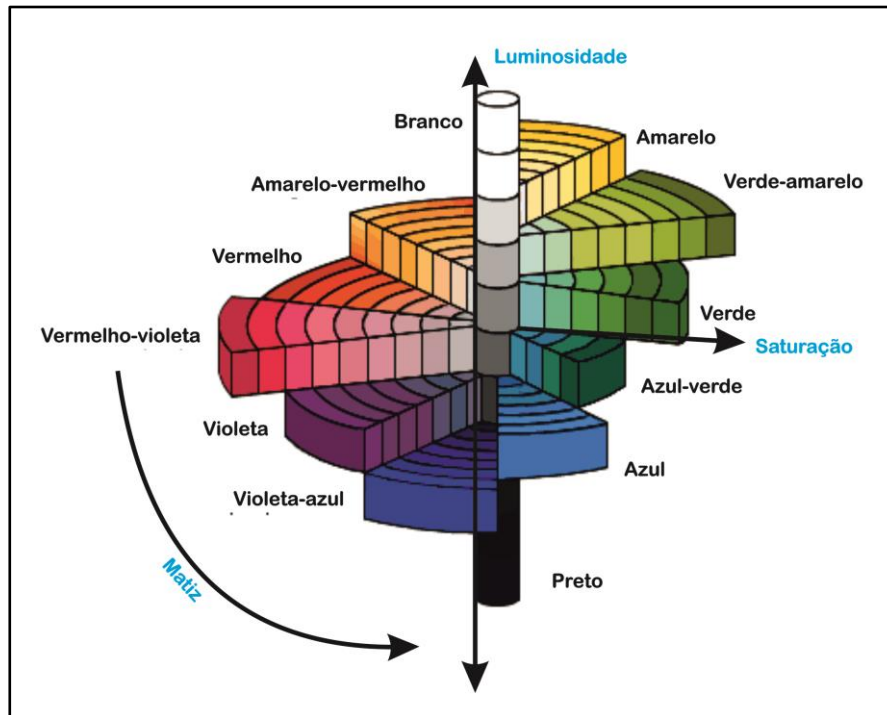


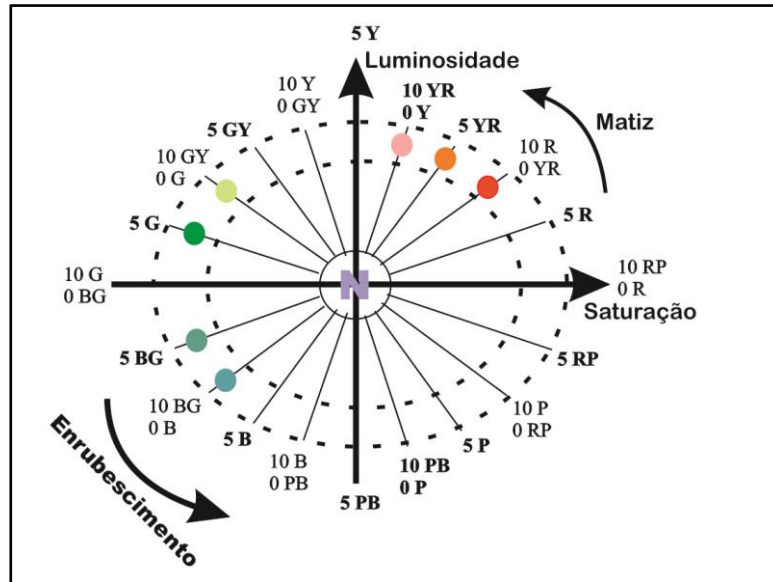
Figura 23: Espaço Colorimétrico de Munsell. Retirada de <http://aalquimiadacor.blogspot.pt/2011/02/o-sistema-munsell.html>

Todas as cores definidas no Espaço Colorimétrico de Munsell estão organizadas num Atlas de Cores (*Rock color Charts*), dividido em diferentes fichas consoante o matiz. Esta divisão deu origem às *Munsell Color Chips*, as quais são utilizadas para caracterizar uma determinada amostra, por comparação direta. Isto é, coloca-se a *Munsell Color Chip*, com o matiz referente à amostra ao lado desta e anota-se a referência que se assemelha ao espécime a identificar. A referência obtida está estandardizada e é definida por matiz luminosidade/saturação. A título de exemplo, a referência 5G 5/5 corresponde a um exemplar de matiz verde, com luminosidade intermédia (5) de saturação 5 ([www.xrite.com](http://www.xrite.com)).

As cores observadas nas amazonites e microclinas enrubescidas em estudo foram projetadas no Espaço Colorimétrico de Munsell 2D (Figura 24), o parâmetro saturação não foi tido em conta, uma vez que não era possível representá-lo em duas dimensões. O critério luminosidade é muito subjacente, pois este foi criado para amostras de cores sólidas (ou homogêneas/uniformes), e as amostras em análise, tratando-se de minerais, apresentam texturas que dificultam a atribuição da luminosidade correta. A luz natural incidente aquando da identificação também dificulta essa mesma atribuição.

As cores obtidas segundo o parâmetro matiz são 10 GY, 5G, 5BG e 10BG para as amazonites e 10YR, 5YR e 10R para as microclinas enrubescidas.

Na figura 24 também está representado o fenómeno enrubescimento, segundo a tendência provável 5BG→5R.

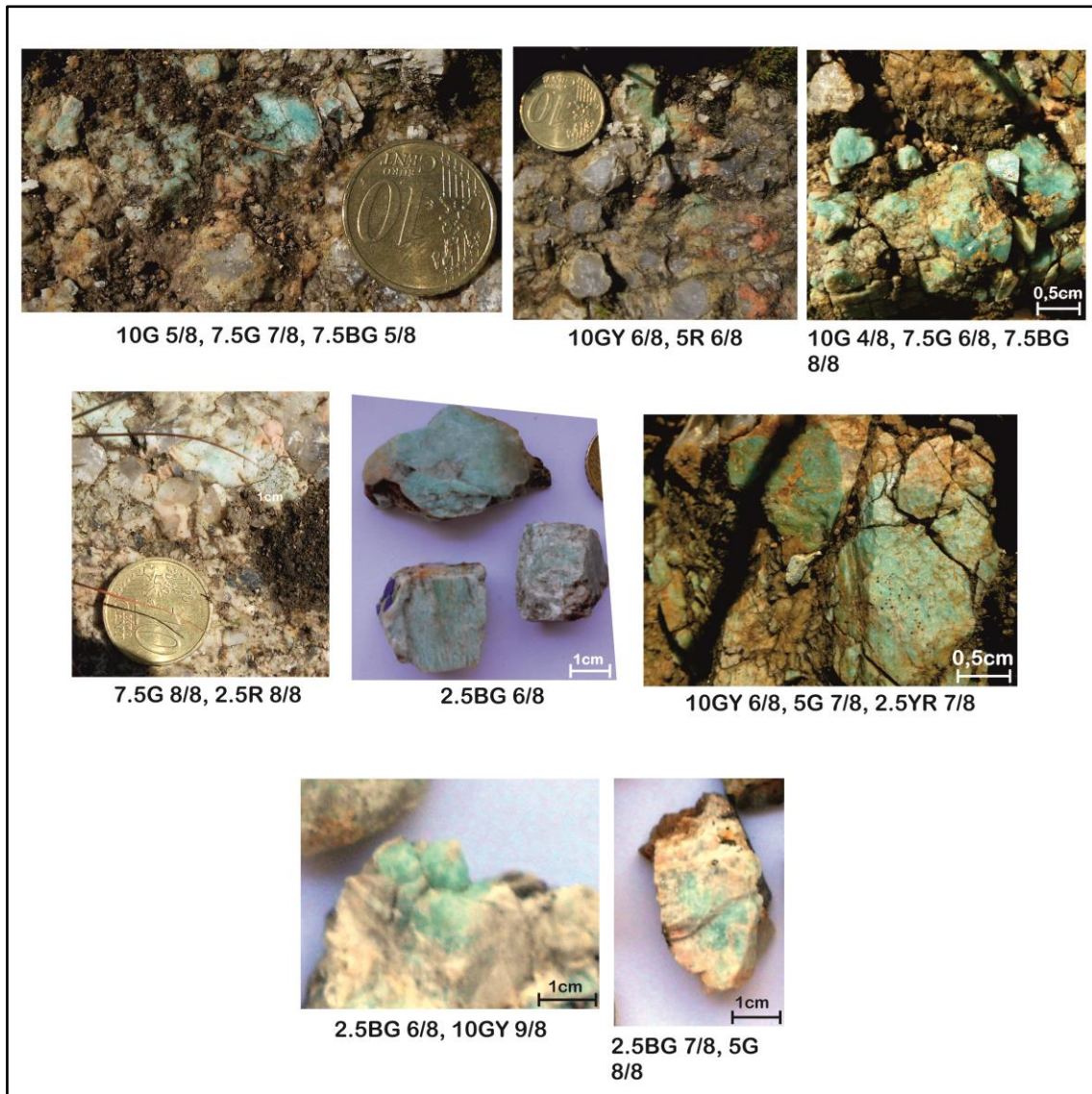


**Figura 24:** Projeção das cores das amazonites e microclinas enrubescidas em estudo no Espaço Colorimétrico de Munsell 2D. No centro do eixo projeta-se o N que corresponde à ausência de luminosidade (preto puro).

### III.1.1 – Amazonites

A diversidade cromática das amazonites, do campo amazonítico em estudo, é apresentada na figura 25. Devido à dificuldade de isolamento das amazonites, na figura 25, também se observam microclinas enrubescidas.

Com recurso das *Munsell Color Chips* foram definidas as cromatizações amazoníticas que se situam entre 5G e 10BG no parâmetro matiz, 4 a 9 na luminosidade. Foi atribuído, genericamente, o índice de 8, para saturação (Figura 25) (Ferreira & Leal Gomes, 2015). Também, na mesma figura são apresentados os Índices de Munsell das microclinas enrubescidas.



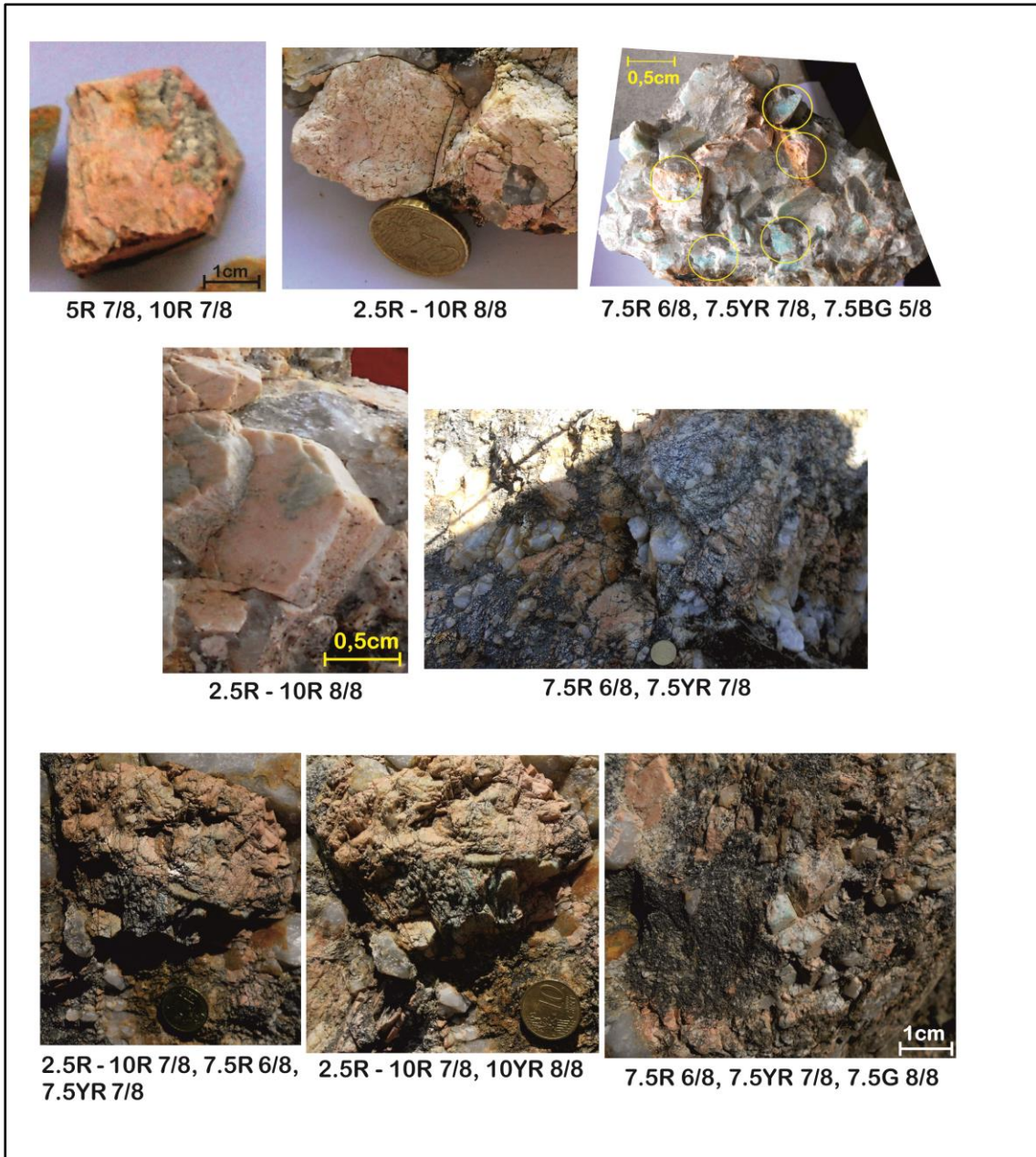
**Figura 25:** Diversidade cromática das amazonites do Campo Pegmatítico de Alto dos Teares – Taião – Felgueiras e respetivos índices de Munsell

### III.1.2 – Microclinas Enrubescidas

Quanto à diversidade cromática das microclinas, esta é exposta na figura 26. Nesta situação também se verificou a dificuldade de separar as microclinas das amazonites, pelo que surgem algumas junto com as microclinas na figura 26.



Para a identificação colorimétrica, igualmente se recorreu às *Munsell Color Chips*, e os índices obtidos para as microclinas situam-se entre 5R e 10YR no matiz. A luminosidade varia entre 5 e 8 e ao parâmetro saturação foi conferido, genericamente, o valor 8 (Ferreira & Leal Gomes, 2015).



**Figura 26:** Diversidade cromática das microclinas enrubescidas do Campo Pegmatítico de Alto dos Teares – Taião – Felgueiras e respetivos índices de Munsell



### III.2 - Diversidade petrográfica – tipos pertíticos

A figura 27 demonstra a diversidade petrográfica observada nas microclinas pertíticas obtidas no decorrer deste estudo. Salienta-se o carácter oscilatório das texturas com presença de albite concomitante ao feldspato potássico.

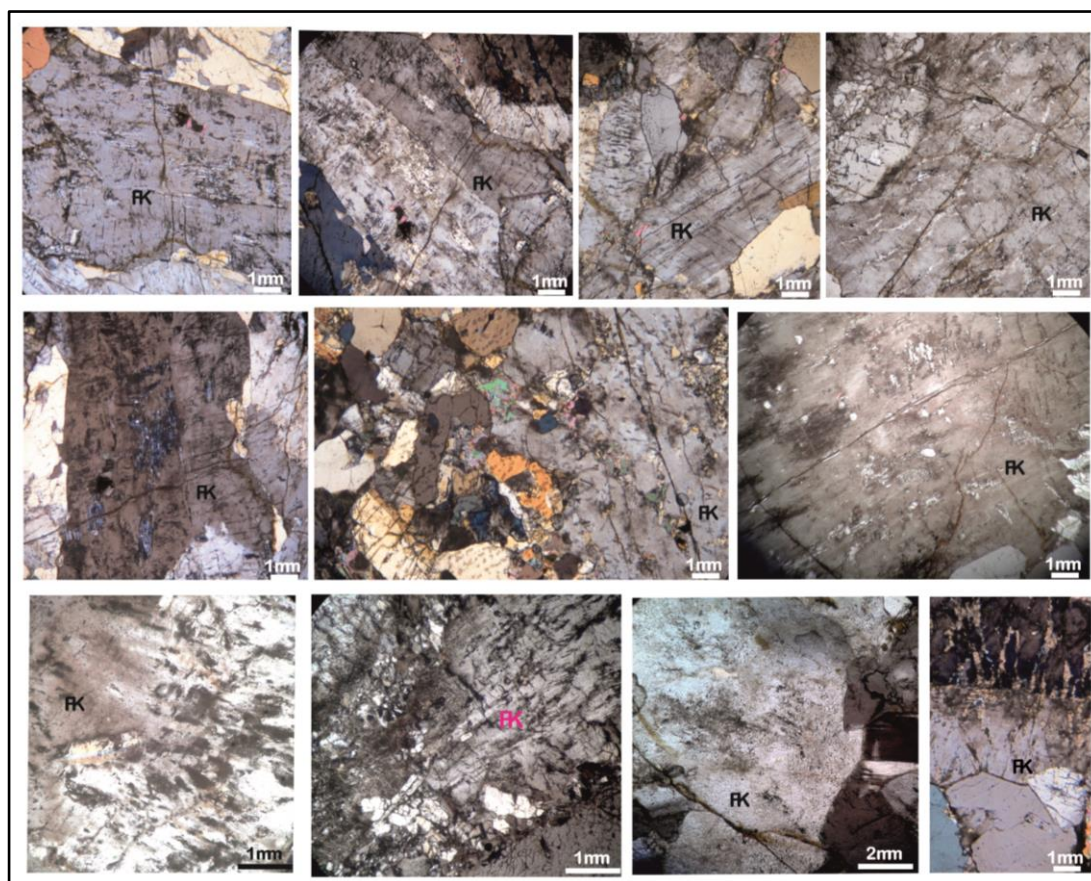


Figura 27: Diversidade petrográfica pertítica observada em MOLT.

### III.3 - Configurações de difractogramas dos diferentes tipos de feldspatos potássicos e valores de triclinicidade

A triclinicidade ( $\Delta$ ) pode ser definida como o grau de afastamento da simetria dos feldspatos potássicos relativamente à simetria monoclinica. É determinada através da diferença das

distâncias inter-reticulares dos planos (131) e (1(-3)1), de acordo com Goldschmidt & Laves (1954), *in* Garda (1990), e dos planos (130) e (1(-3)0), segundo Smith (1974), *in* Garda (1990). É expressa em Å e pode ser calculada através da fórmula  $\Delta = 12.5 \times (d_{131} - d_{1\bar{3}1})$ , de acordo com Goldschmidt & Laves (1954), e da expressão  $\Delta = 7.8 \times (d_{130} - d_{1\bar{3}0})$ , segundo Smith (1974) (Garda, 1990). No presente estudo, a fórmula utilizada foi a de Goldschmidt & Laves (1954).

Devido ao ordenamento Si/Al, os feldspatos potássicos apresentam vários polimorfos, referidos anteriormente. Os polimorfos cuja distribuição de Si/Al é parcialmente desordenada possuem simetria monoclinica (exemplo sanidina). Por sua vez, os polimorfos que detêm a disposição Si/Al completamente ordenada apresentam simetria triclinica (microclina). A triclinicidade compreende valores que variam entre 0 e 1, sendo que 0 corresponde à simetria monoclinica e 1 à simetria triclinica (Garda, 1990; Moiana, 2010).

Este método, baseado na expressão de Goldschmidt & Laves (1954), citado em Lopes Nunes (1972), é simples. Contudo, demonstra algumas dificuldades, nomeadamente na localização dos planos (131) e (1(-3)1), para  $\Delta < 0.5$ , e na sobreposição de picos (1(-3)1) da albite e da microclina quando as amostras são feldspatos pertíticos (Lopes Nunes, 1972).

No presente estudo foram medidas as triclinicidades referentes à variação cromática apresentada pelas amazonites e microclinas enrubescidas. Os difractogramas e respetivos valores de triclinicidade são apresentados na figura 28.

Na figura 28A observa-se o difractograma referente às amazonites de cor verde clara. Pela análise deste verifica-se a presença do pico da albite (destacado na figura), podendo-se considerar que a cor verde clara corresponde a amazonites pertíticas. A estrutura apresentada por este feldspato varia entre heterogénea a RD (*Randomly Disordered*) dado que as reflexões dos picos (130)/(1(-3)0) e (131)/(1(-3)1) são difusas. Isto leva a supor que haveria a existência de outros pequenos volumes de feldspato, com ordenamento de Si/Al diferentes (Christie, 1962). De acordo com Leal Gomes (1994), a estrutura RD é rara e circunscrita a feldspatos potássicos de cavidades pegmatíticas. À estrutura heterogénea corresponde o valor de triclinicidade 0.63, enquanto que à estrutura RD atribui-se o valor de 0.38, aproximadamente, sendo a estrutura heterogénea a predominante. Pelos valores de triclinicidade obtidos conclui-se que a estrutura RD possui simetria próxima da monoclinica e a estrutura heterogénea simetria intermédia.

Na figura 28B o difractograma apresentado diz respeito às amazonites de cor verde intensa. Como na situação anterior, igualmente se verificou a presença do pico correspondente à albite, sendo estas amazonites, também, consideradas pertíticas. A estrutura que se configura é homogénea e o valor de triclinicidade é 0.88. Este valor sugere que a simetria é praticamente triclinica.

O difractograma correspondente às amazonites de cor verde intermédia demonstra-se na figura 28C. A estrutura que se caracteriza é homogénea e o valor de triclinicidade obtido é 1, o que leva a concluir que estes feldspatos apresentam simetria triclinica, ou seja, são microclinas de coloração verde intermédia.

À coloração rubra atribuem-se os difractogramas apresentados nas figuras 28D (cor de tijolo) e 28E (rósea). Apesar da existência de diferenças a nível do parâmetro saturação do Espaço Colorimétrico de Munsell, a estrutura que se configura a ambos é homogénea e o valor de triclinicidade é o mesmo, sendo 0.88. Isto indica que estes feldspatos enrubescidos possuem simetria próxima da triclinicidade máxima, podendo ser considerados triclinicos.

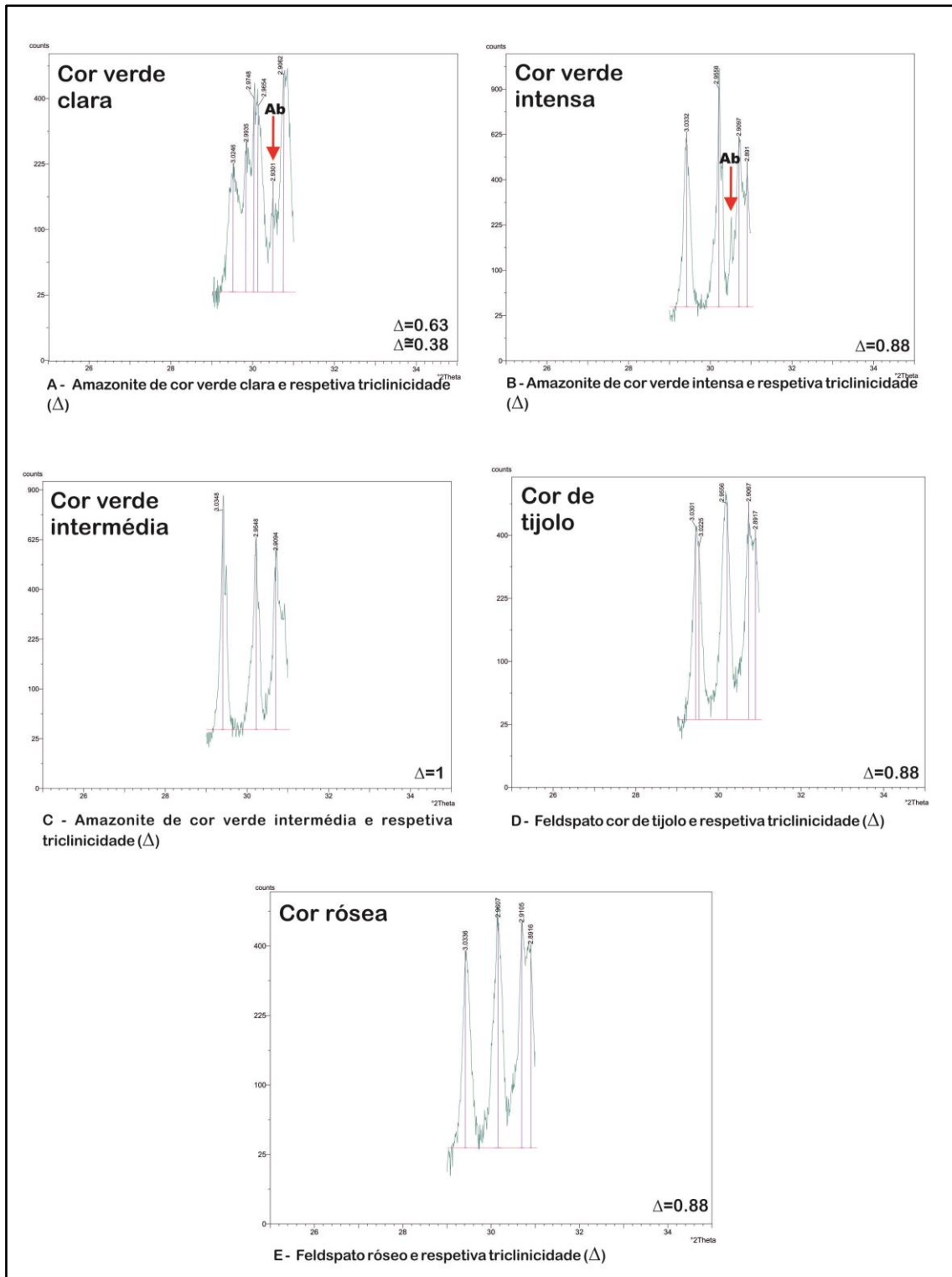


Figura 28: Conjunto de difractogramas e respetivos valores de trilinearidade dos feldspatos potássicos - amazonites e microclinas enrubescidas com diversas colorações

## III.4 – Mineroquímica

### III.4.1 – Composição química pontual das Amazonites e Microclinas Enrubescidas

A análise química pontual realizada na microsonda eletrónica referente às amazonites e microclinas enrubescidas em estudo apresenta-se na tabela 8. Não foi analisada nenhuma amostra de Taião, sendo utilizadas para o estudo análises desse portador aplito-pegmatítico (fases feldspáticas potássicas) patentes na tabela 9.

Durante a obtenção de dados na microsonda eletrónica, foram adquiridos valores com totais contabilizados acima de 100% (“fechos altos”), atendendo-se ao limite de aceitação máximo 101,5%. Deste modo, algumas análises assinaladas na tabela 8, na coluna total com \*, foram normalizadas para 100.

De uma maneira geral, no que respeita à concentração de elementos maiores não se observam grandes diferenças entre as várias colorações dos locais de Felgueiras e Alto dos Teares. Destaca-se a concentração de  $\text{Na}_2\text{O}$  com valores distintos mediante a cor observada nos diferentes locais. Assim, a cor verde intermédia das amazonites no setor Felgueiras apresenta os teores mais elevados de  $\text{Na}_2\text{O}$ , seguida do verde intenso do mesmo setor. A cor verde clara das amazonites de Alto dos Teares, apesar de composta por uma só amostra, ostenta o terceiro conjunto de valores mais elevados. O quarto conjunto corresponde à coloração rósea de Alto dos Teares, seguida dos valores pertencentes à coloração verde intenso do mesmo setor, composta por um só espécime. O sexto conjunto pertence à cor verde clara das amazonites de Felgueiras e o sétimo à coloração rósea do mesmo setor. Os teores mais baixos de  $\text{Na}_2\text{O}$  correspondem à coloração verde intermédia das amazonites de Alto dos Teares, com uma só amostra, e às microclinas cor de tijolo de Felgueiras.

A concentração de  $\text{FeO}$ , apesar de demonstrar teores muito semelhantes entre as amostras das várias colorações nos diferentes locais, apresenta um valor que se destaca por ser muito mais elevado que os restantes - 0,16% pertence a uma amostra da coloração rósea de Felgueiras.

Relativamente aos elementos menores/vestigiais, estes apresentam grandes diferenças entre as várias colorações. Importa destacar os valores relativos a  $\text{PbO}$ ,  $\text{SrO}$  e  $\text{Rb}_2\text{O}$ .

Respetivamente à concentração de PbO esperava-se que os maiores teores se encontrassem na coloração verde correspondente à fase que caracteriza as amazonites. De facto, pela análise da tabela 8 a hipótese confirmou-se, o teor mais elevado de PbO – 1022ppm (0,1022%), pertence a uma amostra da cor verde clara de Felgueiras. No entanto, quando comparado com os restantes teores de amostras com a mesma coloração, é bastante discrepante uma vez que variam entre 207 e 435ppm. O valor de PbO do espécime de cor verde clara de Alto dos Teares encontra-se neste intervalo (407ppm). Quanto aos teores de PbO da cor verde intermédia, em Felgueiras, estes situam-se no intervalo que varia entre 202 e 574ppm, sendo que o valor de PbO de Alto dos Teares, 211ppm, da mesma cor, encontra-se neste intervalo.

Relativamente aos teores que caracterizam a cor verde intensa, estes apresentam o intervalo de maior variação em Felgueiras em que o menor valor é de 222ppm em PbO e o maior é de 875ppm. O teor apresentado pela amostra de Alto dos Teares é superior ao maior valor deste intervalo de PbO, 953ppm.

Relativamente aos teores de PbO da cor rósea, estes encontram-se no intervalo 214 a 991ppm, em Felgueiras, e no intervalo 86 a 340ppm, em Alto dos Teares. Verifica-se que, o maior teor de Alto dos Teares, como aconteceu na coloração verde, situa-se no intervalo de valores das amostras de Felgueiras. Quanto aos valores pertencentes à coloração cor de tijolo, estes somente são verificados em Felgueiras, sendo o intervalo de variação de 32 a 231ppm.

Os teores de SrO podem ser agrupados em dois conjuntos: os pertencentes à coloração verde (clara, intermédia e intensa) e os pertencentes à coloração rósea e cor de tijolo. São mais elevados os valores de SrO que correspondem às amostras de coloração verde.

Relativamente aos valores mais altos de Rb<sub>2</sub>O, são os espécimes de Felgueiras que ostentam esses teores, mesmo quando comparados com os de Alto dos Teares. Nas amostras de coloração verde intermédia com os maiores valores de Rb<sub>2</sub>O, os valores estão compreendidos entre 2137 a 5521ppm. Nos espécimes verdes claro, as concentrações de Rb<sub>2</sub>O encontram-se no intervalo de 1342 a 3660ppm. Os espécimes de coloração rósea entre 665 e 2723ppm e nas amostras cor de tijolo variam desde 424 a 3362ppm de Rb<sub>2</sub>O. Em Alto dos Teares, a amostra com cor verde intenso é a que apresenta o maior teor de Rb<sub>2</sub>O deste local, 2290ppm. Contudo, trata-se somente de uma amostra e o mesmo acontece para as colorações verde claro e verde intermédio. A amostra que pertence à cor verde intermédia é a que ostenta o valor mais baixo de Rb<sub>2</sub>O deste local – 344ppm. Na coloração rósea com mais amostras em análise, o intervalo de variação situa-se entre 416 e 2219ppm de Rb<sub>2</sub>O.

Os teores de BaO e Cs<sub>2</sub>O não sugerem nenhuma relação com as diferentes colorações, são altos e baixos na cor verde, tal como nas cores rósea e cor de tijolo.

LOCAL	COR	Na <sub>2</sub> O	FeO	K <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	MnO	CaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	MgO	PbO	BaO	SrO	Rb <sub>2</sub> O	Cs <sub>2</sub> O	TOTAL
FELGUEIRAS	Verde claro	0,22	0,03	16,57	64,18	-	-	19,85	0,03	-	0,01	0,0279	0,0086	0,0550	0,1471	-	101,13
		0,21	-	17,18	62,75	-	0,01	19,61	0,01	-	0,01	0,0435	-	0,0661	0,2101	-	100,10
		0,15	0,04	16,73	63,91	0,04	-	18,85	0,02	0,01	0,01	0,0207	0,0202	0,0872	0,1342	-	100,01*
		0,46	0,02	16,61	64,21	0,03	-	19,61	-	0,04	-	0,0299	0,0220	-	0,3660	0,0562	101,44
		0,93	0,05	15,62	63,84	-	0,02	19,08	0,01	-	0,02	0,1022	-	0,0403	0,3095	-	100,02*
	Verde intermédio	0,25	0,03	17,12	62,25	0,04	-	19,36	0,08	-	0,01	0,0294	-	0,0960	0,2744	0,0281	99,56
		0,74	0,06	16,42	63,58	-	-	19,67	0,00	-	0,00	0,0225	-	0,0394	0,2137	-	100,76
		0,54	-	16,21	63,12	-	-	19,43	-	0,08	0,00	0,0202	-	0,0359	0,5521	0,0178	100,01*
		0,74	0,01	16,15	62,76	0,03	-	19,19	0,02	0,01	-	0,0574	-	-	0,3704	-	99,34
	Verde intenso	0,59	-	16,46	63,71	-	-	18,96	-	0,08	0,01	0,0875	0,0345	-	0,0759	-	100,01*
		0,55	0,01	16,81	62,38	-	-	19,05	-	0,02	-	0,0222	0,0007	-	0,3695	-	99,21
	Rósea	0,24	0,16	16,95	63,29	0,07	0,17	18,84	-	0,02	-	0,0729	-	-	0,2069	-	100,01*
		0,30	0,03	16,79	63,64	-	0,00	19,02	0,02	-	-	0,0482	0,0186	0,0135	0,0751	0,0348	100,01*
		0,16	-	17,15	62,21	-	0,02	19,35	0,03	0,01	-	0,0991	-	0,0335	0,2723	-	99,34
		0,92	0,01	16,22	63,47	0,02	-	19,47	0,02	-	-	0,0253	0,0330	0,0178	0,1986	0,0407	100,45
		0,21	0,01	17,81	61,62	-	-	19,58	0,01	-	-	-	-	0,0338	0,0665	0,0084	99,35
		0,24	-	17,12	63,62	0,01	-	19,69	0,06	-	-	-	-	0,0546	0,2292	0,0112	101,04
	Cor de tijolo	0,27	0,02	16,93	62,76	-	-	19,54	0,02	0,00	-	0,0214	-	0,0151	0,2259	-	99,80
		0,17	0,01	17,59	62,96	-	0,03	19,65	-	-	-	-	0,0374	0,0762	0,1303	0,0224	100,68
		0,28	0,00	17,32	61,93	0,03	0,02	19,42	-	-	-	-	-	0,0659	0,0424	0,0251	99,12
0,18		-	17,04	64,07	0,02	-	19,57	-	0,03	-	0,0032	-	0,0352	0,1219	0,0168	101,09	
0,14		-	16,71	63,76	-	-	18,98	-	-	0,01	0,0092	-	0,0393	0,3362	0,0268	100,02*	
	0,23	0,04	17,60	62,90	0,00	0,00	19,67	-	0,01	0,00	0,0231	-	0,0039	0,1485	-	100,64	
ALTO DOS TEARES	Verde claro	0,53	0,03	16,77	63,06	-	-	19,34	0,02	0,00	-	0,0407	-	0,0479	0,1578	-	100,01*
	Verde intermédio	0,23	0,00	16,89	63,80	-	-	19,48	-	0,04	-	0,0211	-	0,0773	0,0344	-	100,58
	Verde intenso	0,41	-	16,89	63,10	-	-	19,11	0,01	0,04	-	0,0953	0,0312	0,0452	0,2290	0,0520	100,01*
	Rósea	0,28	-	17,19	63,41	-	-	19,83	0,02	0,02	-	0,0086	-	0,0137	0,1404	0,0014	100,91
0,76		-	16,02	63,61	0,05	-	19,24	-	0,04	0,01	0,0212	-	0,0257	0,1634	0,0731	100,01*	
0,41		0,03	17,12	63,92	0,04	0,00	19,59	-	-	0,00	0,0208	-	0,0274	0,2219	0,0277	101,41	
0,26		0,02	17,25	63,35	0,00	-	19,26	-	-	0,01	0,0340	0,0133	-	0,0416	0,0248	100,27	

**Tabela 8:** Análise química pontual obtida em microsonda eletrónica das amostras de amazonite e microclinas enrubescidas em estudo. – não determinado. Teores expressos em %.



### III.4.2 – Composição química pontual de fases feldspáticas alojadas em Migmatito e Aplito-pegmatito – estudo comparativo

Além da análise química pontual realizada na microsonda eletrônica referente às amazonites e microclinas enrubescidas, foi também realizada uma análise ao feldspato verde de um migmatito recolhido em Pitões das Júnias-Montalegre e ao feldspato verde de um aplito pegmatito amazonítico de Taião. Nestes feldspatos também foram analisadas fases enrubescidas, e os dados obtidos são apresentados na tabela 9.

A análise da amazonite foi efetuada atendendo às três colorações verdes: **1)** verde muito clara, **2)** verde clara e **3)** verde mais escura; generalizadas a partir da análise colorimétrica segundo o referencial de Munsell atrás referido.

Não se verificam grandes diferenças de composição, a destacar: na fase escura conteúdos menores de  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{PbO}$ ,  $\text{BaO}$  e  $\text{SrO}$  e um ligeiro aumento dos teores de  $\text{FeO}$ ;  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2$ , e na fase muito clara teores de  $\text{PbO}$  e de  $\text{BaO}$  bastante superiores em relação às outras fases.

A análise da fase escura foi realizada perto de duas inclusões, possivelmente terá havido preferência daqueles elementos para incorporarem as inclusões. Como os espectrómetros da microsonda estavam calibrados para feldspatos optou-se por não executar análises mineroquímicas nestas inclusões.

Quanto às análises efetuadas em feldspatos do aplito pegmatito, elas incidiram sobre duas colorações: verde clara e cor de tijolo. Comparando estes resultados com os resultados das amostras da mesma coloração de Felgueiras e Alto dos Teares, conclui-se que são muito semelhantes. Verifica-se que os teores de  $\text{Rb}_2\text{O}$  apresentados pelos espécimes de Taião são ligeiramente inferiores.

LOCAL	COR	Na <sub>2</sub> O	FeO	K <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	MnO	CaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	MgO	PbO	BaO	SrO	Rb <sub>2</sub> O	Cs <sub>2</sub> O	TOTAL
Pitões das Júnias – Montalegre	Clara	1,72	-	11,68	56,82	-	-	21,45	0,23	0,08	-	0,6836	5,35	0,1322	-	-	98,14
		2,02	0,03	11,43	57,18	-	-	21,34	0,19	0,04	-	0,5963	6,32	0,1533	0,0215	-	99,32
	Muito clara	1,91	0,01	11,18	56,92	-	0,01	21,53	0,20	0,08	-	0,8505	7,64	0,1838	-	-	100,51
	Escura	1,44	0,04	13,86	60,97	-	-	20,81	0,13	0,03	-	0,4641	3,65	0,0983	-	0,0159	101,50
TAIÃO	Verde claro	0,68	0,01	16,55	62,46	-	0,04	19,30	0,02	-	-	0,0476	-	0,0234	0,0920	0,0408	99,26
		0,80	0,05	16,66	61,40	-	0,01	19,54	-	0,00	-	0,0561	-	0,0950	0,1215	0,0243	98,76
		0,84	-	16,27	63,85	-	-	19,83	-	-	-	-	-	0,0119	0,0796	-	100,88
	Enrubescida	0,27	-	17,03	63,18	0,03	-	19,58	0,02	0,09	-	0,0199	-	0,0848	0,0735	0,0479	100,43

**Tabela 9:** Análise química pontual obtida em microsonda eletrónica do migmatito de Pitões das Júnias (Montalegre) e do aplito pegmatito amazonítico de Taião. – não determinado. Teores expressos em %

### III.4.3 – Diagrama ternário Ab – An - Or

O diagrama ternário Ab – An – Or, no qual são projetadas as amostras em estudo, apresenta-se na figura 29.

Como se pode observar, praticamente todas as amostras estão projetadas no extremo composicional dos feldspatos potássicos (Or). No entanto, há um pequeno número de amostras que se distancia deste pólo, por possuírem maior teor de componente albitica, quando comparadas às restantes. Também é de destacar uma amostra que se encontra distante do extremo Or, possuindo maior teor de componente anortítica.

Como já foi mencionado, os feldspatos cuja composição pertence ao intervalo Or<sub>15</sub> – Or<sub>85</sub> designam-se por criptopertites, pertites ou mesopertites. Por sua vez, quando a composição tem mais de 85% de K, os feldspatos denominam-se de ortoclase pertítica ou microclina pertítica. Assim sendo, tomando por base a figura 2b, na qual estão discriminadas as nomenclaturas acima referidas, e projetando as amostras em estudo, conclui-se que maioritariamente os feldspatos em estudo são **microclinas pertíticas** (Figura 30). Os espécimes que se encontram distanciados do pólo Or para o pólo Ab encontram-se no campo das **pertites**. A amostra com

maior teor de Na, quando comparada no conjunto, encontra-se no limite máximo de solução sólida para temperaturas altas. Esta corresponde à amostra com o maior teor de Pb medido (1022ppm).

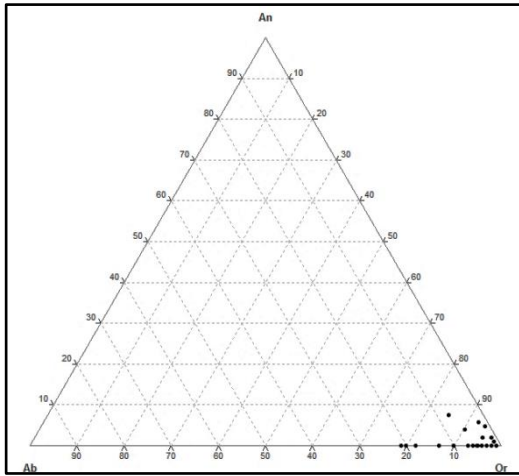


Figura 29: Projeção das amostras em estudo no diagrama ternário Ab-An-Or

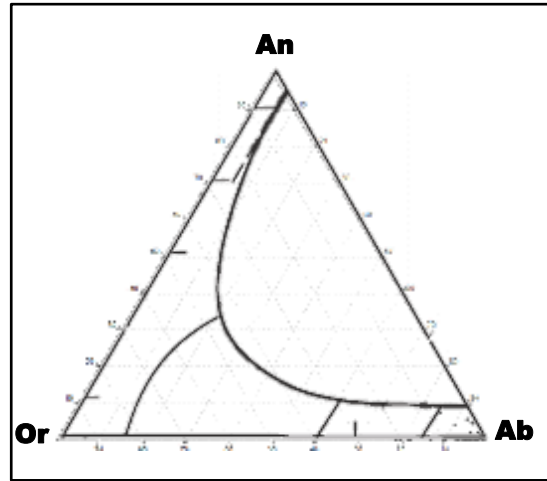


Figura 30: Diagrama ternário dos feldspatos alcalinos, Polarização em Or das amostras amazonites/microclinas realçando-se a distribuição no campo das microclinas pertíticas

#### III.4.4 – Distribuição dos elementos-traço (vestigiais)

Segundo Alfonso *et al.* (2003), alguns elementos-traço têm sido utilizados como indicadores da evolução pegmatítica, principalmente aqueles que estão envolvidos na substituição da posição M (Rb, Sr, Ba, Pb e Cs).

Černý *et al.* (1985) afirmam que a razão K/Rb é um bom indicador da evolução de um corpo pegmatítico, na medida em que, o comportamento geoquímico de ambos é muito semelhante, dado que possuem a mesma eletronegatividade e raio iónico, potencial iónico e potencial de ionização muito próximos. De acordo com Goldschmidt (1958), *in* Lopes Nunes (1972), a pequena diferença entre os raios iónicos, 1.33 Å para o K<sup>+</sup> e 1.47 Å para o Rb<sup>+</sup>, permite o enriquecimento tardio do Rb relativamente ao K. Logo, a relação K/Rb somente é modificada aquando da entrada do Rb nas frações finais da cristalização.

No presente estudo, e pela análise da figura 31A, verifica-se que a razão K/Rb vs Rb (ppm) diminui à medida que os teores de Rb aumentam. Ou seja, verifica-se um enriquecimento do Rb, principalmente, no pegmatito de Felgueiras. Na figura 31B demonstra-se, igualmente, a relação K/Rb, mas sob a forma de %/ppm. O resultado obtido é o mesmo que o da figura 31A. Isto sugere que o pegmatito de Felgueiras é mais evoluído, geoquimicamente, que os pegmatitos de Alto dos Teares e Taião.

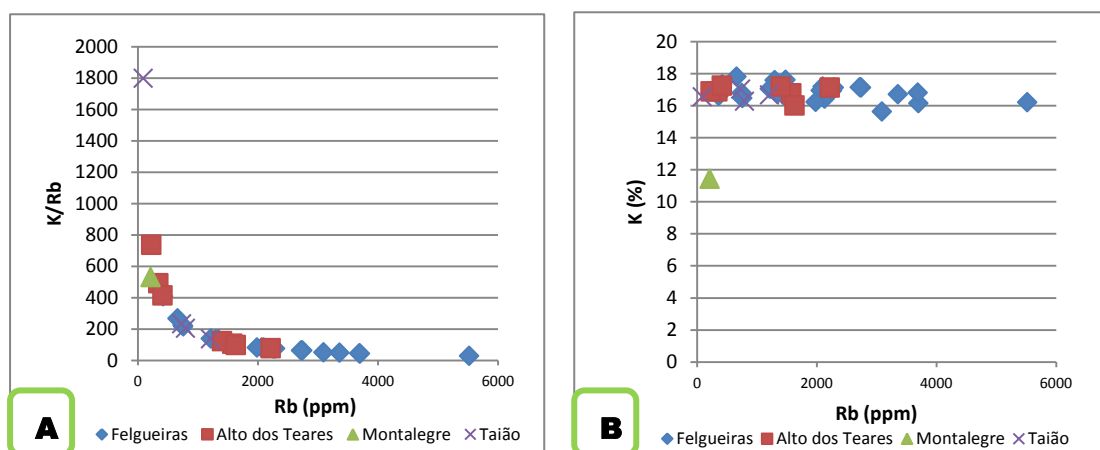
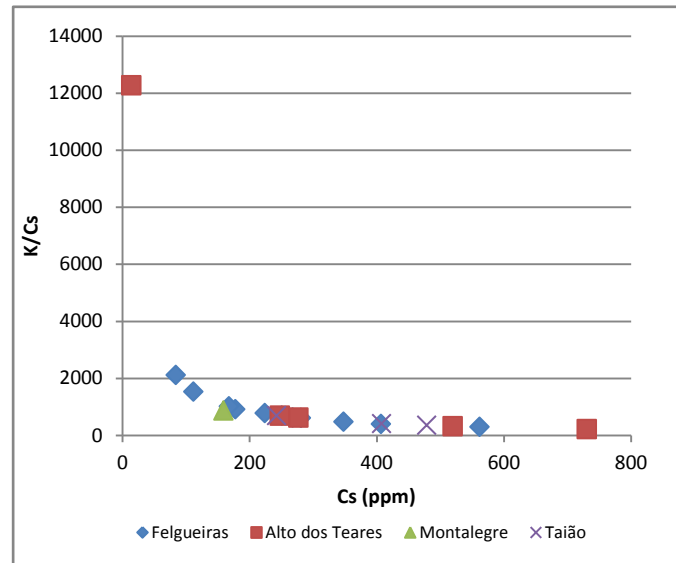


Figura 31: Diagramas da variação K/Rb para as amostras de amazonites e microclinas enrubescidas estudadas. A – K/Rb vs Rb (ppm); B – K (%) vs Rb (ppm)

Relativamente ao Cs, de todos os elementos maiores, o K é o único que o Cs é capaz de substituir (Černý *et al.*, 1985). O Cs tem menor eletronegatividade e menor potencial de ionização que o K. Por sua vez, o K tem menor raio iónico. De todos os elementos que estão envolvidos na substituição do K, o Cs é o que possui o maior raio iónico (1.67Å). Esta diferença entre os raios iónicos dificulta a substituição pelo K na estrutura do feldspato. No entanto, tende a incorporar, e consequentemente substituir o K, nos minerais deste elemento que se formam mais tardiamente, como a amazonite, a moscovite e a lepidolite (Lopes Nunes, 1972).

Na figura 32 observa-se a relação K/Cs vs Cs (ppm) nas amazonites e microclinas dos pegmatitos em estudo. Verifica-se que os teores de Cs aumentam à medida que a razão K/Cs diminui. Isto significa que houve a substituição do Cs pelo K na posição M.

Os maiores teores de Cs encontram-se em amostras pertencentes ao pegmatito de Alto dos Teares. No entanto, os maiores valores da relação K/Cs pertencem ao pegmatito de Felgueiras, com exceção da amostra do pegmatito de Alto dos Teares, que se encontra isolada do conjunto formado pelos restantes espécimes. Esta amostra possui 14ppm de Cs, o que é muito pouco quando comparadas com as restantes.



**Figura 32:** Diagrama de variação K/Cs vs Cs (ppm) para as amostras de amazonites e microclinas enrubescidas estudadas

Quanto ao Ba, este tem valores de raio iónico (1.34 Å) e eletronegatividade (0.9) muito próximos dos valores de raio iónico e eletronegatividade do K, o que faz com que facilmente se substituam. De acordo com Lopes Nunes (1972), a ligação entre K e Ba não é tão firme quanto a ligação K e Rb devido ao potencial iónico e ao potencial de ionização do Ba terem valores 1.49 e 5.21, respetivamente, bastante diferentes dos de K.

Taylor & Heier (1960), citado por Lopes Nunes (1972), afirmam que o Ba e o Rb podem ser considerados os melhores elementos para se perceber como se dá a fraccionação nas rochas ígneas, na medida em que o Ba<sup>2+</sup> tem tendência para se concentrar no primeiro feldspato potássico formado e o Rb nas frações finais da cristalização.

Na situação em estudo, e pela observação da figura 33, verifica-se que os mais altos teores de Ba encontram-se no migmatito e os mais altos teores de Rb encontram-se no pegmatito de Felgueiras. Isto está de acordo com o exposto pois as amostras do migmatito representam as fases iniciais de formação do feldspato potássico e, segundo a relação K/Rb, o pegmatito de Felgueiras é geoquimicamente mais evoluído.

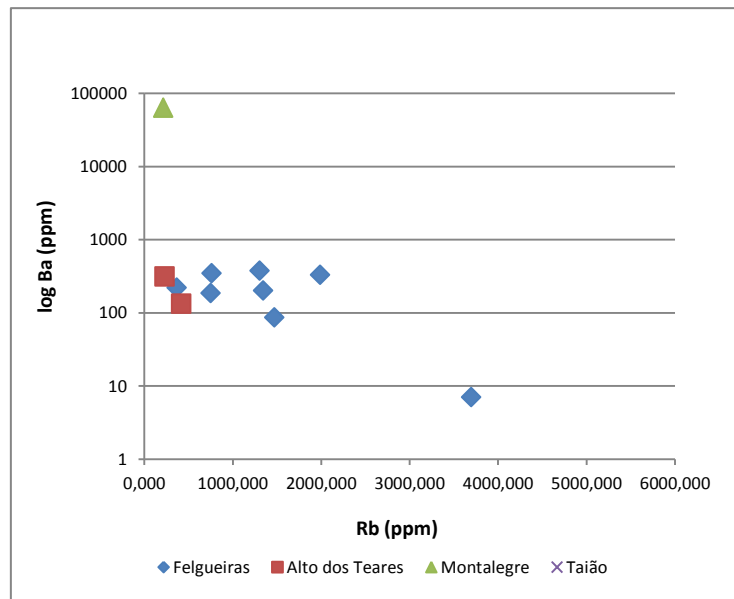


Figura 33: Diagrama de variação Ba (ppm) vs Rb (ppm) para as amostras de amazonites e microclinas enrubescidas estudadas

O Pb tem um raio iónico de 1.20 Å, potencial iónico de 1.67 (superior ao do K), potencial de ionização de 15.03 (superior ao do K), eletronegatividade de 1.6 (superior à do K) e, frequentemente, entra na estrutura do feldspato potássico (Lopes Nunes, 1972). Wedepohl (1956) e Heier & Taylor (1959a), *in* Heier (1962), e Lopes Nunes (1972), afirmam que as maiores concentrações de Pb em feldspatos potássicos encontram-se nas zonas mais fracionadas (pegmatito) e que tal se deve ao valor de eletronegatividade e ao aumento da covalência nas ligações Pb-O.

Na figura 34 demonstra-se a relação K/Pb vs Pb (ppm), relativamente às amostras em estudo. Verifica-se que à medida que a razão diminui os teores de Pb aumentam, ostentando-se os maiores teores no migmatito, não estando de acordo com o pressuposto referido - a concentração aumenta com a fraccionação. Esta discordância talvez se deva ao facto de existir galena incluída nas amazonites dos pegmatitos, assunto que irá discutido mais à frente. Como a galena necessitou de Pb para se formar, este preferencialmente ligou-se ao S, em prol da substituição do K.

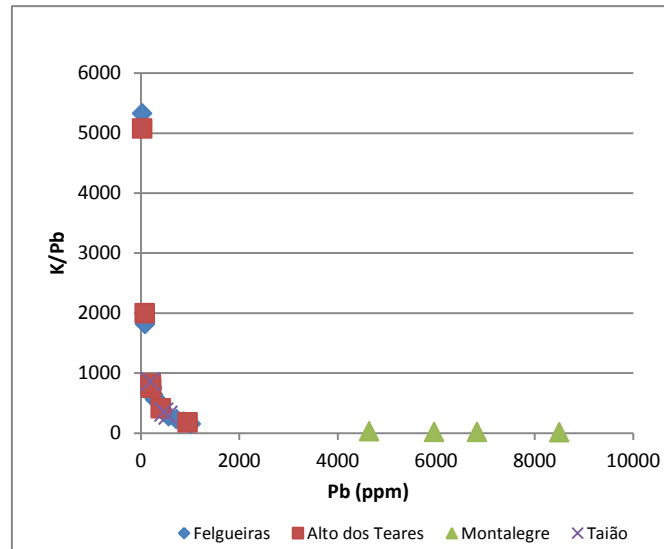


Figura 34: Diagrama de variação K (ppm) vs Pb (ppm) para as amostras de amazonites e microclinas enrubescidas estudadas

Relativamente ao Sr, Lopes Nunes (1972) afirma que este elemento e o Ca possuem uma grande afinidade. No entanto, e segundo Heier & Taylor (1959a), *in* Lopes Nunes (1972), o Sr, com raio iónico de 1.32 Å, possui uma maior ligação com o Ba do que com o Ca nos feldspatos potássicos. Em estudos posteriores, os mesmos autores, estudaram o comportamento destes três elementos nos feldspatos potássicos e concluíram que, aquando a substituição do K na estrutura do feldspato, o Ba é mais facilmente aceite que o Sr dado que a ligação Ba-O é iónica, e o tamanho do átomo de Ba é mais pequeno que o do K. Os mesmos autores ainda referem que, à medida que a cristalização fracionada avança, a concentração dos três elementos diminui e a ordem de cristalização preferencial é Ba, Sr e Ca.

Na figura 35A observa-se a relação K/Sr vs Sr (ppm), a qual diminui com o aumento dos teores de Sr. Na figura 38B demonstra-se a relação Ba vs Sr (ppm).

De acordo com Taylor *et al.* (1960), a relação Ba/Sr diminui com o aumento da fraccionação. Isto verifica-se na figura 35B pois os valores mais altos da razão Ba/Sr correspondem às amostras do migmatito, ou seja, ao início da cristalização dos feldspatos potássicos e os menores valores ao pegmatito de Felgueiras que, de acordo com K/Rb e Ba/Rb, é o pegmatito mais evoluído.

Contrariamente, na figura 35A verifica-se um aumento da razão K/Sr com o aumento da fraccionação. Os valores mais altos correspondem às amostras pertencentes ao pegmatito de Felgueiras, enquanto que, os valores mais baixos correspondem às amostras pertencentes ao

migmatito. Uma vez que o Ba substitui mais facilmente o K nos feldspatos potássicos que o Sr, justifica-se que inicialmente os teores de Sr sejam altos. Com o aumento da fraccionação, os teores de Sr vão diminuindo, pois o Ba começa a “esgotar” e o K é substituído pelo Sr. Logo, a razão K/Sr aumenta pois os teores de Sr diminuem.

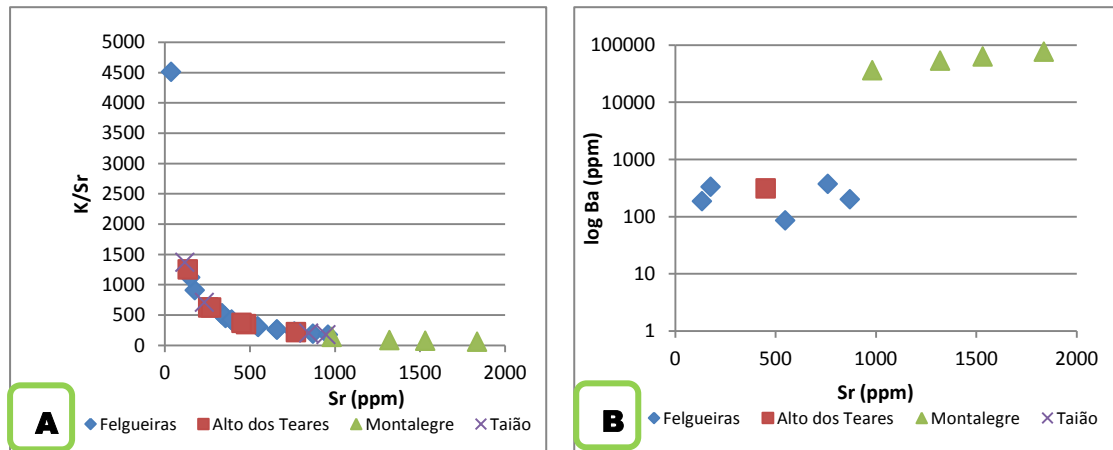


Figura 35: Diagramas da variação K/Sr e Ba/Sr para as amostras de amazonites e microclinas enrubescidas estudadas. A – K/Sr vs Sr (ppm); B – Ba (ppm) vs Sr (ppm)

### III.5 – Amazonitização e Enrubescimento no Campo Pegmatítico Alto dos Teares – Taião - Felgueiras

No sub-capítulo II.6, foram debatidos alguns dos processos de amazonitização e enrubescimento. Do exposto conclui-se que um dos mecanismos que melhor sustenta o fenómeno de amazonitização se deve à presença de pares diméricos  $[Pb-Pb]^{3+}$  e de água de cristalização. A coloração rósea e/ou rubra nos feldspatos, provavelmente, resulta de inclusões de poalhas hematíticas.

Para o campo pegmatítico em estudo, já Ferreira & Leal Gomes (2015) propuseram que o processo de amazonitização terá ocorrido devido à presença de Pb associado à água de cristalização.

Com este trabalho, sob a análise em microsonda e no varrimento das amostras em eletrões retrodifundidos (MEV-ER) reforça-se a proposta dos autores, tendo sido detetada a presença



sistemática de galena nos feldspatos potássicos alcalinos (Figura 36). Este facto vem sugerir que o Pb, possivelmente, é o centro cromóforo responsável pela coloração das amazonites em estudo.

Nas figuras 36A e 36B a galena surge entre o feldspato potássico e a albite e, com o auxílio dos espectros visíveis na figura 37, espectro A realizado dentro da albite e espectro B realizado no feldspato potássico, pode interpretar-se que o Pb substituiu o K e não o Na, como seria de esperar. Ou seja, o Pb entra na rede do feldspato potássico e não na rede da albite, substituindo naquele o K, sendo o teor do Na quase inexistente no feldspato potássico. Esta substituição explica que os feldspatos potássicos alcalinos adquirirem a cor verde, resultando nas amazonites.

Na figura 36C observa-se uma partícula de galena, numa zona menos pertítica, com a particularidade de apresentar uma auréola de exsolução. Esta auréola de exsolução poderá ser outra indicação de que o Pb substituiu o K e não o Na, uma vez que a partícula de galena encontra-se numa zona menos pertítica, ou seja, numa fase de transição entre a albite e a microclina pertítica. Na figura 36D observam-se várias partículas de galena, igualmente, em zona menos pertítica, como na figura anterior. Nesta não foi possível confirmar se estas galenas possuem auréolas de exsolução como a partícula anterior.

Na figura 36E, as pontuações de galena encontram-se em amazonite pertítica, considerada pertite de substituição (possivelmente incorporando uma albite poicilitica). Este facto está de acordo com os pressupostos referidos acerca da substituição do K por Pb dado que, uma vez mais, a galena encontra-se no feldspato potássico e não na albite.

Em Leal Gomes *et al.* (1987) sugeria-se já que a coloração amazonítica intensifica-se na passagem da microclina micropertite de bordadura para uma microclina macropertite nuclear. As amazonites apresentariam uma cor verde mais intensa no núcleo e o seu carácter pertítico também aumenta. Isto está de acordo com a hipótese da substituição do K pelo Pb.

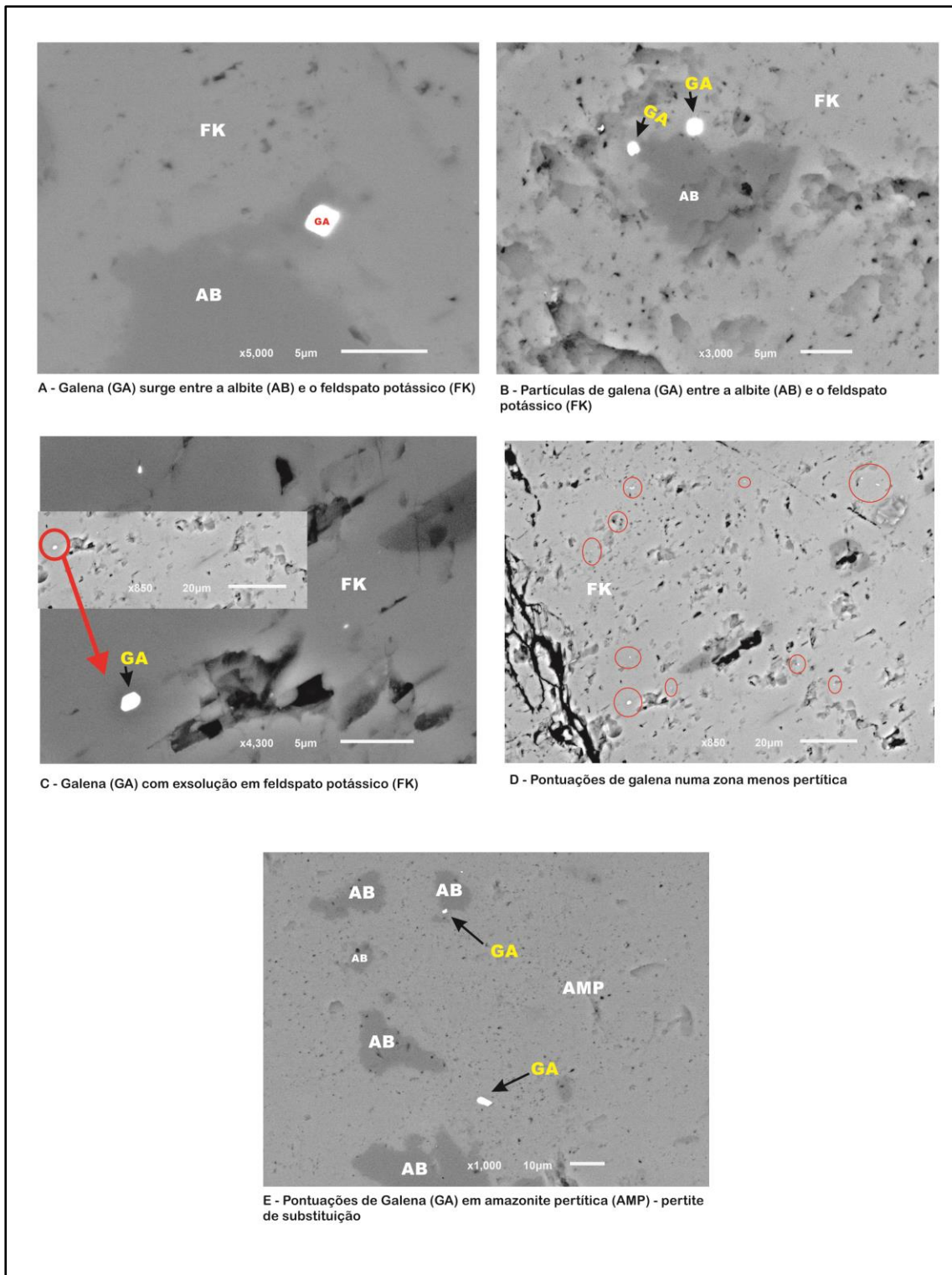


Figura 36: Conjunto de partículas de galena inclusas em amazonite pertítica, obtidas no MEV-ER.

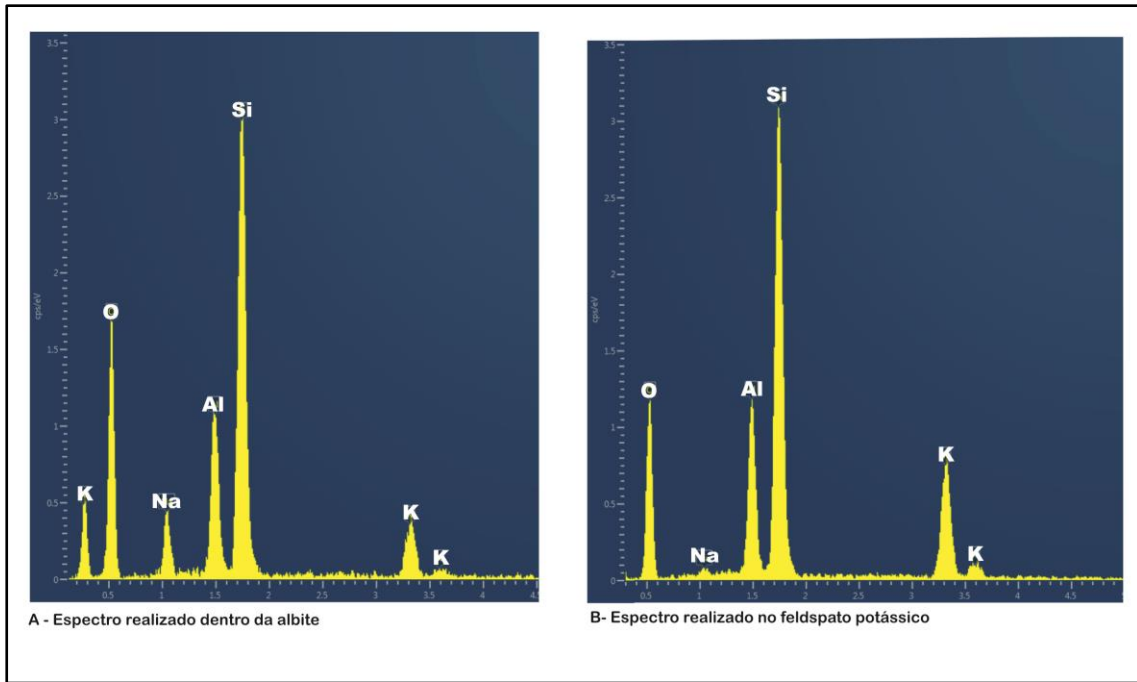


Figura 37: Espectros de albite (A) e de feldspato potássico (B), obtidos em MEV.

A galena foi observada em amazonite dos pegmatitos (Figura 36), como também em amazonite pertencente ao migmatito (Figura 38).

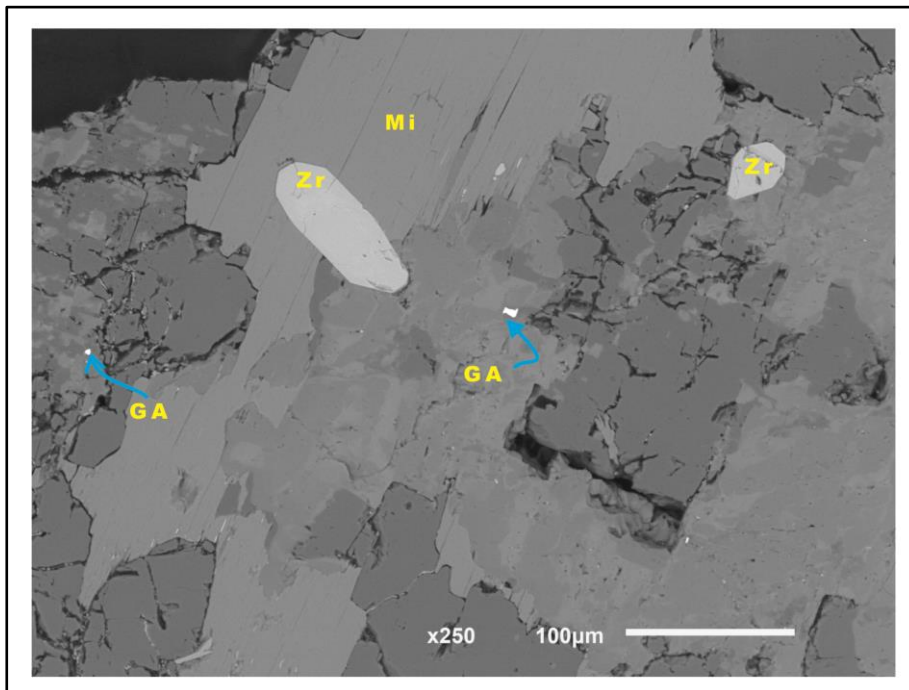


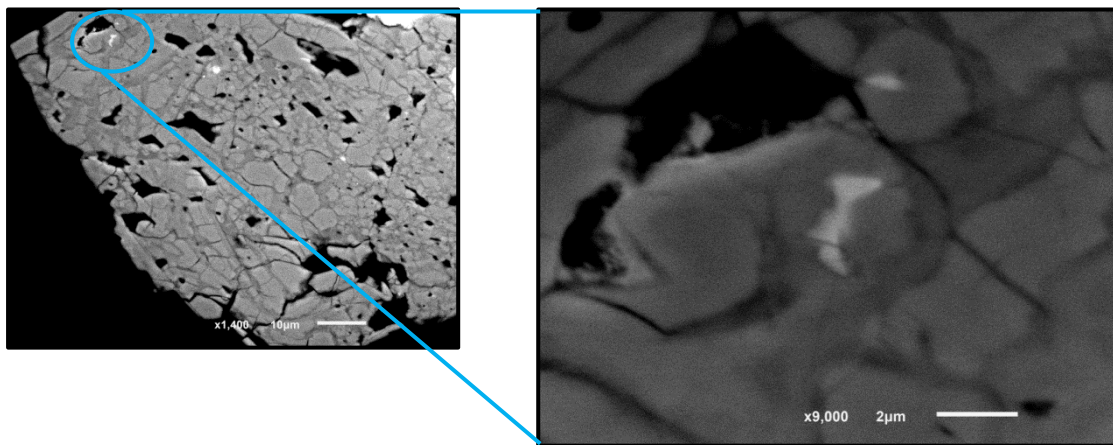
Figura 38: Partículas de zircão (ZR), galena (GA) e mica (MI) no migmatito. Imagem obtida no MEV-ER.

Da análise da composição química pontual conclui-se que as maiores concentrações de Pb encontram-se nos espécimes de cor verde, clara, intermédia ou intensa. Esta situação é mais um indício de que o Pb é, eventualmente, o cromóforo responsável pela coloração verde das amazonites.

Da análise difractiva obtiveram-se valores variados de triclinicidade para a coloração verde. Leal Gomes *et al.* (1987) sugerem que a amazonitização é um processo independente da triclinicidade, pois as amazonites apresentavam triclinicidades muito variáveis e independente dos conteúdos de elementos vestigiais, pois à exceção do Pb, não havia correlação entre ambos.

Uma suposição para a disponibilidade do Pb é que este advém do decaimento do  $^{238}\text{U}$  presente nos minerais portadores de urânio tipomórficos da tipologia NYF, como a uraninite, e em partículas de urano-pirocloro observáveis nas figuras 17H e 17I (Ferreira & Leal Gomes, 2015). A presença de quartzo fumado na paragénese pode ser um indício da obtenção do Pb pelo decaimento do urânio.

Uma outra evidência da presença de urânio e conseqüentemente da obtenção do Pb é a partícula compósita de U e Th, com forma amebóide, encontrada numa zona hidrotermalizada de cirtolite (zircão hidratado) demonstrada na figura 39. Esta associação mineral pode indicar de que forma o Pb foi obtido e influencia a cor verde aos feldspatos potássicos.



**Figura 39:** Partícula compósita de U e Th, com forma amebóide, num local hidrotermalizado de cirtolite. Obtida no MEV-ER.

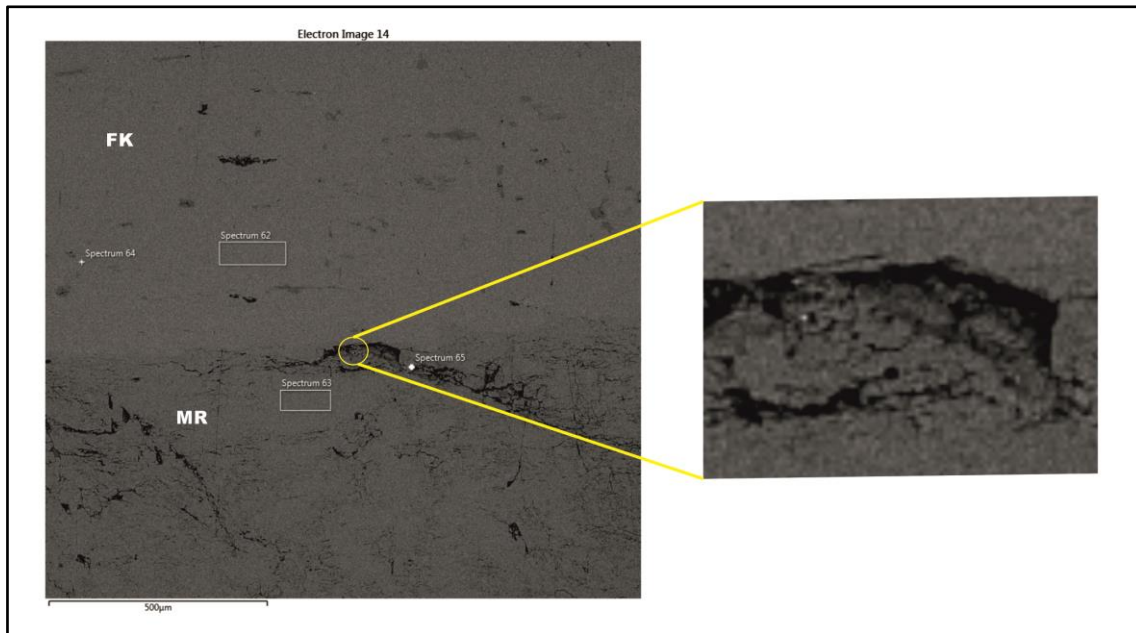
Todos os pressupostos aqui apresentados apoiam a atribuição da cor verde a centros de pares diméricos  $[\text{Pb-Pb}]^{3+}$  associados à água de cristalização, o que está de acordo com o demonstrado por Petrov *et al.* (1993).

Em relação ao processo de enrubescimento, Leal Gomes *et al.*, 1987 consideram-no metassomático e pós-amazonítico, provocando uma lixiviação de todos os elementos vestigiais, incluindo o Pb. De forma generalizada, esta lixiviação é típica destes processos metassomáticos gradativos visíveis em feldspatos (Ferreira & Leal Gomes, 2015).

Com base na composição química demonstrada nas tabelas 8 e 9, nomeadamente nos espécimes róseos e cor de tijolo, verifica-se que a lixiviação ocorreu no campo pegmatítico em estudo. De facto, constata-se que os teores dos elementos Rb e Pb diminuíram. Os teores dos elementos Cs, Sr e Ba oscilaram pois em determinadas amostras estes teores foram lixiviados e outras apresentam valores muito semelhantes aos de espécimes de cor verde.

O enrubescimento nos feldspatos dar-se-á por impregnações de poalhas de hematite, fenómeno designado por hematitização. No quadro paragenético, presente na figura 19, a hematite surge como um dos minerais metassomáticos. Neumann & Christie (1962) referem que os iões de Fe são mais facilmente aceites nas posições tetraédricas de feldspatos com alto estado estrutural, ou seja, alto ordenamento. Também mencionam que, se houver a quantidade necessária de iões de Al para essas posições, os iões de Fe são exsolvidos para as plagioclases de baixo ordenamento. Reconhecendo fenómenos de lixiviação de vários elementos nos feldspatos em estudo, pode considerar-se que os iões de Fe tenham ocupado o lugar dos iões de Al em posições tetraédricas. Leal Gomes (2010) e Leal Gomes *et al.* (1997) sugerem ainda que a cromatização rubra poderá ter resultado da lixiviação do Pb e da transferência de cargas  $[Pb - Pb]^{3+}$ ,  $Pb^{3+} + Fe \rightarrow Pb^{2+} + Fe^{3+}$ .

Na figura 40 é possível observar a transição entre a amazonite (FK) e a microclina rósea (MR), assim como, algumas inclusões, na parte enrubescida, de ghoetite e hematite. Estas inclusões são indício de que a hematite é possivelmente, responsável pela coloração rubra.

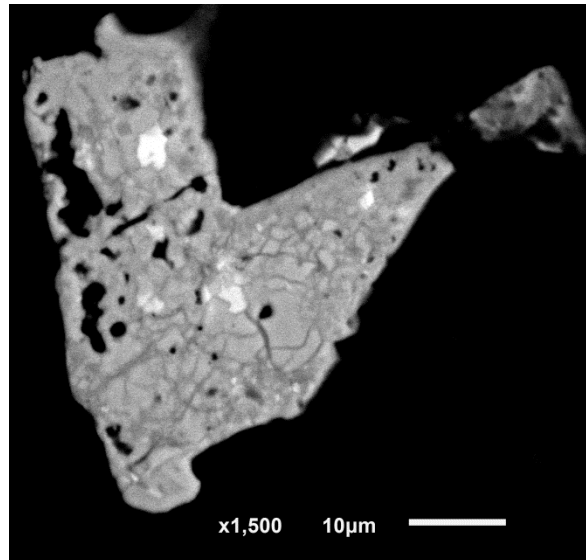


**Figura 40:** Transição entre microclina enrubescida (MR) e feldspato potássico (FK), com destaque de várias inclusões hematíticas e goethíticas. Obtida em MEV-ER.

Fernandes & Leal Gomes (2008) afirmam que, de forma constante, o aparecimento da cor rósea e cor de tijolo está associado a um episódio inicial ou intermedio, de instabilização estrutural (desordem), relacionado com metamictização de minerais acessórios com Th e U. Também mencionam que o potencial químico metamictizante é conduzido, ora pela proximidade de minerais portadores de elementos radioativos, ora por fluidos acessíveis a partir de ruturas e clivagens. Afirmam ainda que, do contexto hidrotermal resultam reações que tendem a ordenar os feldspatos potássicos, aumentando a sua triclinicidade e proporcionando a lixiviação. Estas reações também favorecem a impregnação pervasiva de hematite microscópica a sub-microscópica.

No presente estudo foi detetada, em MEV, uma partícula de zircão hidratado (metamictização) (Figura 41) numa amostra de microclina enrubescida. Esta descoberta está de acordo com o exposto por Fernandes & Leal Gomes (2008).

Relativamente à triclinicidade, da análise difractométrica verifica-se que tanto a coloração rósea como a enrubescida apresentam o mesmo valor (0.88), e este é igual ao valor da coloração verde intensa. Vários autores (Fernandes & Leal Gomes, 2008; Leal Gomes, 1994) referem que a triclinização – aumento dos valores de triclinicidade, acompanha o processo de enrubescimento. Esta configuração não se verifica nos resultados obtidos.



**Figura 41:** Partícula de zircão hidratado (metamictização), obtida em MEV-ER.

De acordo com Leal Gomes (1994), o processo de enrubescimento é representativo, localmente, de um mecanismo mais abrangente, posterior à colocação e evolução residual dos granitos pós-tectónicos. Essencialmente é visível em fraturas tardias possivelmente relacionadas com  $F'n+1$ . O autor chegou a esta constatação com base nas semelhanças petrográficas, geoquímicas e difractorométricas entre o enrubescimento dos feldspatos potássicos do campo aplito-pegmatítico d' Arga e o enrubescimento dos feldspatos de outros campos pegmatíticos do Minho, nomeadamente Gerês e Alto dos Teares-Taião. Como os feldspatos do campo pegmatítico de Felgueiras apresentam analogias com os apresentados, este campo pode ser inserido no conjunto acima referido.

### III.6 – Minerais hospedados nos feldspatos potássicos

Na figura 42 são apresentadas imagens de várias inclusões, obtidas através do MEV. Na figura 42A é possível observar um cristal automórfico de arsenopirite com inclusões de galena e de lollingite. No mesmo cristal é ainda possível observar uma zona de transição lollingite-arsenopirite. Esta imagem foi obtida numa amostra de microclina enrubescida.

Na figura 42B demonstra-se intercrescimentos de biotite e de galena, em pertite de substituição (amazonite). A figura 42C apresenta uma partícula de blenda, em pertite de substituição. Na figura 42D verifica-se uma partícula de calcopirite em amazonite. As imagens 42B, 42C e 42D foram obtidas na mesma amostra que corresponde a uma amazonite homogénea verde claro.

A figura 42E exibe uma partícula de arsenopirite em amazonite, e na figura 45F são evidenciadas partículas de blenda e arsenopirite, em zona enrubescida, e partículas de galena em local amazonítico.

Do conjunto de inclusões apresentadas conclui-se que, na sua grande maioria são sulfuretos e estes tanto surgem em zona enrubescida (Figuras 42A e 42F), como em amazonite (Figuras 42B, 42C, 42D, 42E e 42F). Tal situação verifica-se devido à permanência dos sulfuretos no processo de enrubescimento, apesar das condições oxidantes que acompanham o enrubescimento.

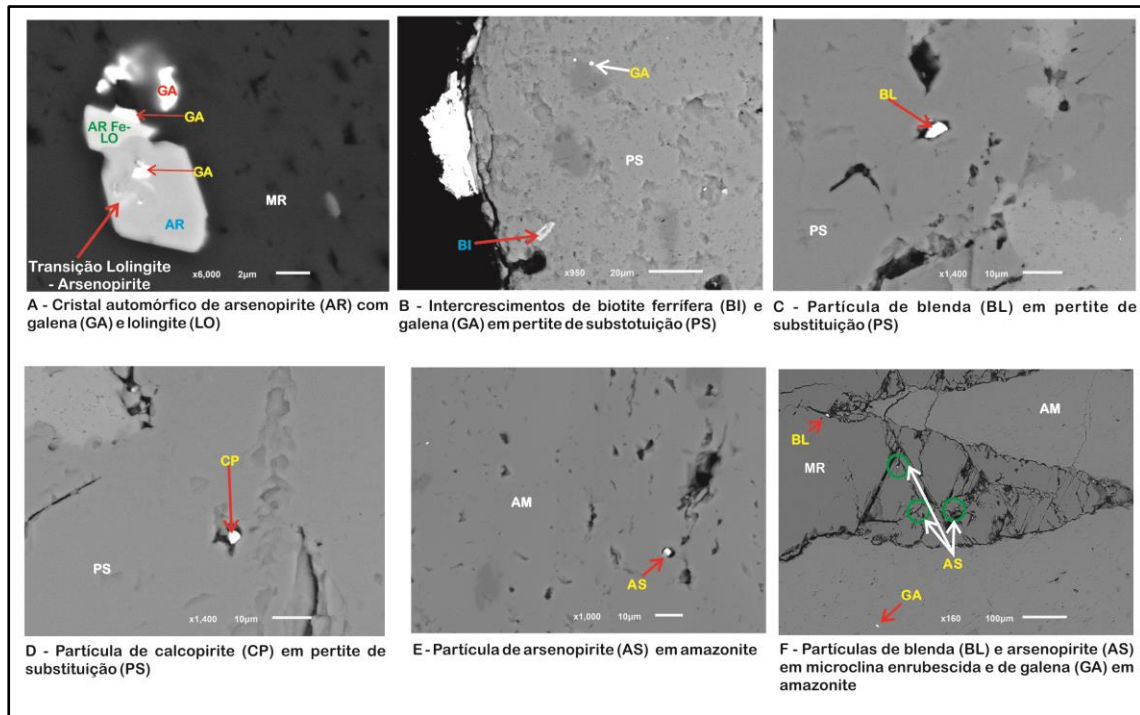
Além da substituição do K pelo Pb na estrutura cristalina dos feldspatos potássicos precoces (discutida anteriormente), resultado da reação  $K^+ + Si^{4+} \rightarrow Pb^{2+} + Al^{3+}$ , o processo de amazonitização parece, ainda, promover um eventual fenómeno de reorganização da estrutura interna destes minerais. O papel do Pb no desencadeamento da amazonitização parece ser corroborado pela evidência de exsoluções de diversos sulfuretos, com especial destaque para a galena (Figura 36C).

A estabilidade termodinâmica e química da amazonitização parece operar-se em estado hidrotermal de alta temperatura. Deste modo, na fase inicial da amazonitização, o Pb seria mais compatível na estrutura dos feldspatos, substituindo o K na estrutura cristalina. A transição para um estado redutor na fase final da amazonitização, promove a lixiviação do Pb e, eventualmente, e em parte, a sua associação com o  $S^2$ , resultando a deposição da galena.

A presença de sulfuretos sugere, também, que um fenómeno difuso de sulfidização acompanhou a amazonitização e, em muitos casos, ficou preservado, no decurso da oxidação, que é típica do enrubescimento. O aparecimento de calcopirite explica o aparecimento de sulfuretos secundários de cobre que, normalmente, acompanham os processos de oxidação.

Quanto ao enrubescimento em estágio evolutivo final, terá ocorrido em ambiente oxidante, possivelmente relacionado com fluidos, em que a atividade do  $Fe^{3+}$  é superior à do  $Fe^{2+}$ , compatível com a deposição de poalhas hematíticas, que explicam os tons ferruginosos destes cristais.





**Figura 42:** Conjunto de partículas de sulfuretos inclusas em amazonite e microclina enrubescida, obtidas no MEV.

### III.7 - Correlações mineroquímicas entre triclinicidade e composições

Da análise difractométrica para obtenção do respetivo valor de triclinicidade, destaca-se que existem dois difractogramas que verificam a presença do pico da albite (Tabela 10). Estes difractogramas, como já mencionado, correspondem às amazonites de cor verde intensa e às amazonites de cor verde clara.

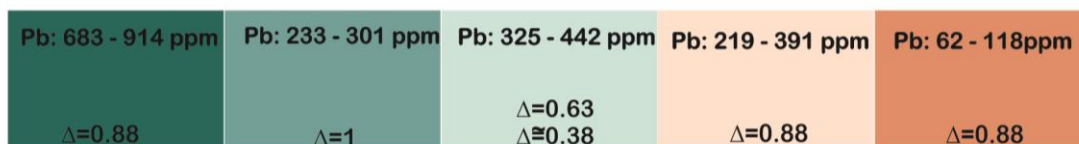
Pelo estudo das composições químicas pontuais das amazonites conclui-se que o intervalo de teores mais elevados de Pb se constata nestas colorações (Figura 43). Pode assim considerar-se que as concentrações mais altas de Pb verificam-se nas amazonites pertíticas. Por sua vez, os menores valores encontram-se nas colorações rósea e cor de tijolo.

Não se averiguaram diferenças consideráveis entre os valores de triclinicidade das amazonites e das microclinas enrubescidas (Tabela 10). Muito embora se esperava que estas últimas apresentassem maiores valores de  $\Delta$  acompanhando menores teores de Pb. Sobre este, Leal Gomes (1994) verificou que a triclinização está associada à diminuição dos teores de Pb. Que neste estudo se verificou, nomeadamente, no decréscimo dos teores de Pb (Figura 43).

Nos difractogramas, nos quais o pico da Ab está presente, e estes correspondem às colorações verde intensa e verde clara. Nos difractogramas das colorações rósea e cor de tijolo o pico não está presente (Tabela 10). De acordo com Leal Gomes (1994), com o processo de enrubescimento, ao nível da estrutura cristalina, as configurações estruturais tendem a ser homogéneas, e nos mesmos intervalos onde antes o pico da albite era visível, as reflexões atenuam-se ou dissipam-se com a homogeneização.

Cor	Pb (ppm) Min. - Máx.	$\Delta$	Ab (DRX) $\text{\AA}$	Homogeneidade cromática	Homogeneidade Composicional	Homogeneidade Estrutural
Verde Intenso (10G 4/8)	222 - 953	0.88	2.93	Sim	Pertite	Homogénea
Verde Intermédio (2.5BG 6/8)	202 - 574	1	-	Não	Criptopertite a homogénea	Homogénea
Verde Claro (10GY 6/8)	207 - 1022	0.63; $\cong$ 0.38	2.93	Não	Pertite	Heterogénea e RD
Rósea (7.5YR 7/8)	86 - 991	0.88	-	Não		Homogénea
Cor de tijolo (5R 7/8)	32 - 231	0.88	-	Sim		Homogénea

**Tabela 10:** Características mineroquímicas referentes às colorações das amazonites e microclinas enrubescidas estudadas



**Figura 43:** Intervalo de teores médios e valores de triclinicidade correspondentes a cada coloração observada

### III.8 - Indicadores mineroquímicos de tendências evolutivas entre as amazonites e pegmatitos portadores

A amazonitização terá ocorrido em estados hidrotermais de alta temperatura, comprovados pela presença de sulfuretos. Os feldspatos formados nesta fase de evolução possuem índices de triclinicidade elevados, pois verifica-se um rearranjo da estrutura interna para estruturas mais ordenadas e, conseqüentemente, mais estáveis, com relações Si/Al altas.

No conjunto das amazonites estudadas destacam-se que as que possuem maiores índices de triclinicidade são as de verde intenso e verde intermédio. Podendo-se admitir que este grupo se terá formado do decorrer de processos hidrotermais. As amazonites de cor verde clara apresentam valores de triclinicidade mais baixos, correspondentes a feldspatos formados em processos pegmatíticos.

O enrubescimento resulta de um processo pós-amazonítico e metassomático. A presença de sulfuretos, igualmente verificada nas amostras enrubescidas, assim como, altos valores de triclinicidade são aspetos que permitem depreender que estas microclinas também se formaram nos últimos estádios da evolução, em estados hidrotermais.

Os diagramas realizados com base nas relações entre elementos, nomeadamente, K/Rb (Figura 31), Ba/Rb (Figura 33), K/Sr (Figura 35A) e Ba/Sr (Figura 35B), sugerem que o pegmatito amazonítico de Felgueiras é geoquimicamente mais evoluído quando comparado com os pegmatitos amazoníticos de Taião e Alto dos Teares.

## **Capítulo IV:**

### **CONCLUSÕES**

---

*“Qualquer que seja o futuro, continuará a haver noites de luar, serra de Sintra e o Tejo a correr para o mar.”*

José Hermano Saraiva



## IV.1 - Fertilidade amazonítica dos granitos pós-tectónicos

No Norte de Portugal ocorre uma grande diversidade pegmatítica que se gerou e está relacionada com a orogenia Varisca, aquando da instalação dos granitos sin e tardi a pós-orogénicos. Cada corpo pegmatítico apresenta as suas peculiaridades, que estão relacionadas com o tipo de magma parental e, conseqüentemente, com o tipo de granito e com o tipo de rocha encaixante desse mesmo granito. O modo de instalação do granito e do pegmatito, nomeadamente a forma como esta instalação ocorreu e em que contexto metamórfico e deformacional contribuíram, também, para a diversificação dos corpos pegmatíticos.

Em Valença verifica-se a ocorrência de um campo pegmatítico, denominado por Campo Pegmatítico de Alto dos Teares – Taião – Felgueiras. Os corpos pegmatíticos pertencentes a este campo apresentam carácter amazonítico.

Os granitos parentais formados durante a  $D_4$ , deformação associada a um ciclo de relaxação de tensões, possuem uma sub-alcalinidade que é denunciada pela presença de encraves homoeógenos granulares máficos e xenólitos. Estes estão associados a corredores de *mingling*, que sugerem que a hibridização dos magmas de fusão crustal total ou parcial de composições diferentes foi incompleta. A troca de constituintes higromagmáticos do magma mais básico para o magma mais ácido promove o enriquecimento em voláteis no mais ácido e potencia a capacidade deste para formar pegmatitos (Leal Gomes, 2005b). Isto deve-se ao facto do magma ácido possuir alta viscosidade e temperatura mais baixa que a do magma básico, o que permite uma maior circulação de água e uma maior dissolução de componentes voláteis. Dado o carácter ácido dos magmas parentais, os pegmatitos originados são miarolíticos.

As cavidades miarolíticas, geradas nas últimas fases da formação dos pegmatitos, demonstram texturas e associações paragenéticas dos vários processos envolvidos na formação destas.

A partir da análise paragenética, a filiação NYF é aquela que caracteriza estes pegmatitos. A ocorrência de minerais tipomórficos portadores de F, como fluorite, a F-apatite e topázio, de Be, como o berilo, de Y, como a xenotima e a monazite, e de Nb, como a columbite (Figura 19), são um fundamento para esta atribuição.

Como resultado de processos de delaminação, os corpos pegmatíticos possuem uma localização cupular, em relação aos granitos que lhes são originários. A relaxação interna da cúpula deu origem a bandas de descompressão horizontais, nas quais se instalaram os

pegmatitos intra-graníticos (Figuras 15-2, 15-3 e 15-4). O posterior colapso externo gerou bandas paralelas à configuração dos plutonitos e nestas implantaram-se os pegmatitos exo-graníticos com forma tabular (Figura 15-1).

Os pegmatitos amazoníticos pertencentes à mancha granítica de Alto dos Teares são intra-graníticos. Esta área granítica, assim como a mancha granítica de Taião e Felgueiras, adequam-se a uma mobilização magmática do tipo *ballooning*, cujas geometrias resultantes são bolsadas irregulares a isodiamétricas. A análise cinemática da formação e evolução dos dispositivos de ascensão - gota invertida, permite inferir o momento de instalação destas bolsadas na câmara magmática e a aplicabilidade dos modelos de instalação de Brisbin (1986) e Brun & Pons (1981) apresentados nas figuras 21 e 22. No que respeita aos pegmatitos de Taião e de Felgueiras, os primeiros são exo-graníticos e os segundos intra-graníticos.

Nos estádios primários da ascensão verifica-se a ocorrência de mecanismos de partida ascensional, pelos quais o fluido pegmatítico sobe. Estes deram origem às bolsadas pegmatíticas primitivas. As protuberâncias piramidais (Figura 11) são, nos pegmatitos em estudo, as formas primitivas de ascensão. Devido à alta viscosidade e rigidez da rocha encaixante, encontradas pelo fluido aquando a sua ascensão, e por esta apresentar maior taxa e cristalização em zonas epizonais e próximo das zonas apicais das cúpulas plutónicas, as protuberâncias são aí encontradas.

Com o avanço da ascensão pegmatítica, na segunda etapa, as diferenças de viscosidade entre o magma granítico e o fluido pegmatítico ainda são elevadas e conseqüentemente há a formação de bolhas (Figura 12). Estas bolhas são ricas em elementos voláteis e quando cristalizam (depois da libertação e posterior ascensão) evidenciam uma evolução da zona externa para a zona interna, uma vez que, a amazonite surge na zona mais interior e é um dos minerais formados nas fases finais da diferenciação. Nos termos finais desta ascensão verifica-se a ocorrência de bolsadas mais evoluídas mineralogicamente que as iniciais.

Estas bolsadas pegmatíticas associam-se aos corredores de *mingling*, na medida em que, albergam no seu interior minerais (com qualidade ornamental), que são resultado de uma possível recarga de material magmático menos diferenciado, ou seja, ainda com grandes concentrações de voláteis e metais alcalinos raros, no fluido residual (Leal Gomes, 2005b). A amazonite é um dos exemplos de minerais com qualidade ornamental.

Deste estudo reconheceu-se que a ocorrência de urânio nos pegmatitos NYF faz com que estes sejam propensos à ocorrência de amazonite. Nos pegmatitos estudados foram

encontrados minerais portadores deste elemento, como a uraninite, urano-pirocloro (Figuras 17H e 17I), entre outros minerais portadores de U e Th. A bibliografia mais recente corrobora que o Pb pode ser o centro cromóforo responsável pela coloração verde neste mineral, nomeadamente em estudo de decaimento do  $^{238}\text{U}$ , um dos elementos disponibilizados desse decaimento é o Pb.

Pode assim concluir-se que o carácter amazonítico apresentado pelos pegmatitos NYF em estudo advém, essencialmente, do enriquecimento destes corpos em minerais portadores de U e, conseqüentemente, uma maior veiculação de U-Pb.

## IV.2 – Tendências da evolução geoquímica dos pegmatitos amazoníticos deduzidas da mineroquímica das suas amazonites

O processo de amazonitização responsável pela coloração verde parece ser o resultado da presença de centros de pares diméricos  $[\text{Pb-Pb}]^{3+}$ , em associação com a água de cristalização, o que está de acordo com o proposto por Petrov *et al.* (1993). Ou seja, a formação dos centros  $[\text{PbO}(\text{OH})]$  aparenta ser o processo final para a obtenção da cor verde pelos feldspatos potássicos.

Nas fases iniciais do processo, num ambiente propício à formação de minerais cujo oxigénio se encontra na sua estrutura cristalina, constata-se que o Pb substitui o K na rede do feldspato potássico mediante a equação  $K^+ + \text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Pb}^{2+} + \text{Al}^{3+}$ , havendo com o Pb maior compatibilidade. Deste modo, verifica-se uma reorganização da estrutura interna, acompanhada pelo aumento da triclinicidade, apresentando-se valores de 0.88 em amazonites cor verde intensa e 1 em amazonites cor verde intermédia. Nas fases finais, em ambientes favoráveis à formação de minerais com elementos químicos considerados redutores na sua estrutura (e.g., enxofre e azoto), novamente se verifica um rearranjo da estrutura cristalina do feldspato. O Pb, por ter maior compatibilidade com o enxofre, sai da rede do feldspato e liga-se a este último, dando origem a sulfuretos. Destes, destaca a galena por ser o sulfureto portador de Pb. A ocorrência desta espécie mineral nas amazonites é um fundamento para o Pb ser o cromóforo responsável pela cor verde. De facto, os maiores teores de Pb foram observados nos espécimes de cor verde, no pegmatito de Felgueiras, sendo o valor mais elevado de 1022ppm (Tabela 8).

No entanto, outros elementos químicos considerados vestigiais ou traço, também podem entrar na estrutura cristalina do feldspato, nomeadamente nas posições M e T. Os elementos



estudados sob a forma de diagramas e com base na relação com o K foram o Rb, o Cs, o Ba e o Sr.

O Rb tende a concentrar-se nas fases finais da fraccionação pegmatítica, ou seja, quanto maior a concentração, mais evoluído é o pegmatito. Os teores mais altos observam-se nas amostras de cor verde do pegmatito de Felgueiras, apresentando valores no intervalo de 1342 a 5521ppm. Deste modo, das razões K/Rb (ppm) (Figura 31A) e K/Rb (%/ppm) (Figura 31B) afere-se que o pegmatito de Felgueiras é geoquimicamente mais evoluído.

As maiores concentrações de Ba são encontradas nos feldspatos potássicos iniciais. Efetivamente, os teores mais altos de Ba verificam-se nas amostras do migmatito, consideradas espécimes de feldspatos potássicos primários, sendo o intervalo de variação de 3,65 a 7,64%. Da razão Ba/Rb deduz-se o modo de fraccionação dos pegmatitos, ou seja, a ordem de cristalização de cada.

O Sr, assim como o Ba, também é encontrado nas fases mais primitivas da diferenciação. Com efeito, os valores mais elevados de Sr foram observados nas amostras do migmatito, variando de 0.0983 a 1.838%. No entanto, em comparação com o Sr, o Ba é preferencialmente escolhido para substituir o K. Logo, a razão entre estes dois elementos (Figura 35B) é, uma vez mais, um bom indicador da evolução de um corpo pegmatítico.

A relação K/Cs é oscilatória, na medida em que, não segue uma tendência de fraccionação pois apesar de ser notório o aumento dos teores de Cs com a diminuição da razão K/Cs, as amostras pertencentes a cada domínio encontram-se misturadas (Figura 32). Não se verifica uma ordem de fraccionação. Tal pode dever-se ao facto do Cs não ser o elemento preferencial para a substituição do K, pelas razões acima expostas.

Assim, das razões K/Rb, Ba/Rb, K/Sr e Ba/Sr constata-se que as amazonites do pegmatito de Felgueiras são geoquimicamente mais evoluídas, quando comparadas com as amazonites dos pegmatitos de Taião e Alto dos Teares. Deste modo, é possível definir uma tendência de evolução dos pegmatitos estudados. Constata-se que o mais precoce, com base nas diversas características exibidas, é o **pegmatito de Taião**, seguindo-se o **pegmatito de Alto dos Teares** e, por último, o **pegmatito de Felgueiras**, que é o mais tardio.

### IV.3 – Classificação ornamental das amazonites

A ocorrência de algumas espécies minerais, devido às suas propriedades e modos de ocorrência podem ser consideradas de interesse ornamental (Leal Gomes, 2010). Em Portugal não se verifica, em exclusivo, o aproveitamento de minerais considerados gemíferos, com concessão específica. O seu aproveitamento decorre subsidiariamente da atividade extrativa de outras substâncias ou por recolha ilegal de espécimes (Leal Gomes, 2005b).

As amazonites, devido à cor invulgar e excepcional que apresentam, podem ser classificadas como **gema** ou **mineral ornamental** (e/ou **gemológico**). No entanto, em consequência dos fenómenos de enrubescimento típicos do local de ocorrência, da pequena dimensão apresentada pelos cristais e da homogeneidade cromática nem sempre ser verificada, as amazonites são consideradas de baixa qualidade ornamental. A exceção do apresentado é a ocorrência de alguns cristais decimétricos de cor verde azulada clara nos corpos em estudo.

Uma vez que a exploração das amazonites para aproveitamento económico não é viável em decurso da dimensão reduzida dos corpos (com possanças centimétricas a decimétricas) e da baixa qualidade gemológica apresentada, sugere-se a preservação dos locais de ocorrência como áreas de interesse científico e patrimonial.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahrens, L. H. (1945). The geochemical relationship between thallium and rubidium in minerals of igneous origin. *Trans. Geol. Soc. S. A.*, 48, 207-231.
- Alfonso, P., Melgarejo, J. C., Yusta, I., & Velasco, F. (2003). Geochemistry of feldspars and muscovite in granitic pegmatite from the cap de Creus field, Catalonia, Spain. *The Canadian Mineralogist*, 41, 130-116.
- Andersen, O. (1915). On Aventurine Feldspar. *Am. J. Sci. 4th ser.*, 40, 351-399.
- Arnaudov, V., Pavlova, M., & Petrusenko, S. (1967). On the lead content in certain amazonites. *Bulgarian Geological Institute (Geochemistry, Mineralogy and Petrology) Bulgarian Academy of Sciences*, 16, 41-44.
- Barnes, S., Hill, R., & Evans, N. (2004). Komatiites and Nickel Sulfide Ores of the Black Swan area, Yilgarn Craton, Western Australia. 3. Komatiite geochemistry, and implications for ore forming processes. *Mineralium Deposita*, 39, 729-751.
- Barth, T. F. (1958). Principles of classification and norm calculations of metamorphic rocks. *J. Geol.*, 67,2, 135-152.
- Basset, H. (1956). The colouring agent in amazon-stone (amazonite). *Records Geol. Surv. Tanganyika*, 3, 97-99.
- Bird, P. (1979). Continental delamination and the Colorado Plateau, J. Geophys. Res., 84, 7561-7571.
- Boone, G. M. (1969). Origin of clouded red feldspars: petrologic contrast in a granitic porphyry intrusion. *Am. J. Sci.*, 267, 633-668.
- Breithaupt, A. (1847). Vollständiges Buch der Mineralogie. *Band III, Spezieller Theil*, 492.
- Brisbin, W. C. (1986). Mechanics of pegmatite intrusion. *American Mineralogist*, 71, 644-651.
- Brun, J. P. (1981). *Instabilités gravitaires et deformation de la croute continentale*. These, Université de Rennes I, France.

- Brun, J. P. (1983). L'origine des dômes gneissiques: modèles et tests. *Bull. Soc. Géol. France* (7), t. XXV, n°2, 219-228.
- Brun, J. P., & Pons, J. (1981). Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non coaxial deformation. *J. Struct. Geol.*, 3, 219-229.
- Černý, P. (1982). Anatomy and classification of granitic pegmatites. *MACshort Course Handbook* 8, 405-461.
- Černý, P. (1991). Rare-element granite pegmatites: Part I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Part II. Regional to global environments and petrogenesis. *Geosci. Can.*, 18, 49-81.
- Černý, P. (2000). Constitution, petrology, affiliation and categories of miarolitic pegmatites. *Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano*, XXX, 5-12.
- Černý, P., Meintzer, R. E., & Anderson, A. J. (1985). Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. *The Canadian Mineralogist*, 23, 381-421.
- Christie, O. H. (1962). Observations on natural feldspars: randomly disordered structures and a preliminary suggestion to a plagioclase thermometer. *Mineralogisk Geologisk Museum*, 383-388.
- Clarke, J. B., Henry, A. S., & White, M. A. (1998). Exploding xenoliths and the absence of elephants graveyards in granite batholiths. *J. Struct. Geol.*, 20, 1325-1343.
- Clemens, J. D. (1998). Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *J. Geol. Soc. Lond.*, 155, 843-851.
- Clemens, J. D. (2005). Granites and granitic magmas: strange phenomena and new perspectives on some old problems. *Proc Geol Assoc*, 116, 9-16.
- Clemens, J. D., & Mawer, C. K. (1992). Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204, 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*, *32*, 433–436.
- Conceição, L. S. (2012). *Estudo da fracturação e caracterização tecnológica do granito de Campia*. Tese de Mestrado, Universidade de Aveiro, Departamento de Geociências.
- Copley, P., & Gay, P. (1978). A scanning electron microscope investigation of some Norwegian aventurine feldspars. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, *58*, 93-95.
- Daly, R. A. (1903). The mechanics of igneous intrusion. *American Journal of Science*, *15*, 269-298.
- Debon, F., & Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edin. earth Sci.*, *73*, 135-149.
- Debon, F., & Le Forte, P. (1988). A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bull. Minéral.*, *111*, 493-510.
- Dias, P. S. (2011). *Análise estrutural e paragenética de produtos litológicos e mineralizações de segregação metamórfica - Estudo de veios hiperaluminosos e protólitos poligénicos Silúricos da região da Serra de Arga (Minho)*. Tese de Doutoramento, Universidade do Minho, Ciências da Terra, Braga.
- Eliseev, E. N. (1949). Okraska amazonite (The colour of amazonite). *Soc. Russe Minér. Mém.*, *78*, 26-39.
- Estevão, C. M. (2010). *O Património Geológico em Áreas Protegidas no Maciço Ibérico: Inventariação de Geossítios baseada em pesquisa bibliográfica*. Tese de Mestrado, Universidade do Minho, Departamento Ciências da Terra, Braga.
- Evangelista, H. J., Mendes, J. C., & Lima, A. L. (2000). Amazonitização em granito resultante da intrusão de pegmatitos. *Revista Brasileira de Geociências*, *30*, 693-698.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, L., Marquínez, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., & Pablo Maciá, J. G. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memórias do Museu e Laboratório*

- Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*, 1: 411-431.
- Fernandes, J. M., & Leal Gomes, C. (2008).** Alterações hidrotermais como factores de diversificação de litótipos graníticos róseos com interesse ornamental – estudo petrográfico de alguns casos e aplicações. (A. P. Geólogos, Ed.) *Geonovas*, 21, 17-29.
- Ferreira, J., & Leal Gomes, C. (2014).** Paragénese e Mineroquímica de Amazonites de Valença - Norte de Portugal. *Comunicações Geológicas*, 101: 1 - *Mineralogia, Petrologia e Geoquímica*.
- Ferreira, N., Iglesias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A., & Ribeiro, M. L. (1987).** Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico.
- Fowler, T. K., & Paterson, S. R. (1997).** Timing and nature of magmatic fabrics from structural relations around stoped blocks. *J. Struct. Geol.*, 19, 209-224.
- Garda, G. M. (1990).** *A alteração hidrotermal no contexto da evolução geológica do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP*. Tese de Mestrado, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- Ginzbourg, A., Timofeyev, I., & Feldman, L. (1979).** Principles of geology of the granitic pegmatites.
- Glazner, A. F., & Bartley, J. M. (2005).** The case against magmatic stoping. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 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*, 14, 4-11.
- Godovikov, A. A. (1975).** Mineralogy. 519.
- Goldschmidt, V. M. (1954).** Geochemistry. *Oxford University Press*, 730.
- Goldschmidt, V. M., Peters, C., Berman, H., & Hauptmann, H. (1933).** Zur Geochemie der Alkalimetalle. *Kachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math. Phys. Kl.*, 3, 141-166.

- Goldsmith, J. R., & Laves, F. (1954). The microcline-sanidine stability relations. *Geochim. Cosmochim. Acta, G.B., 5*, 1-19.
- Goldsmith, V. M. (1958). Geochemistry. *Clarendon Press*, 730.
- Guimarães, D. (2012). *Cinemática da mobilidade pegmatítica em enxames epi a mesocorticais – Modelos conceptuais aplicados à prospecção*. Tese de Mestrado, Universidade do Minho, Ciências da Terra, Braga.
- Harris, N. B., Pearce, J. A., & Tindle, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M. P. & Ries, A. C. (eds), *Collision Tectonics, The Geol. Soc. Special Publ., 19: 67-81*.
- Heier, K. S. (1962). Trace elements in feldspars - A review. *Norsk Geol. T., 42 (Feldspar vol.)*, 415-454.
- Heier, K. S., & Taylor, S. R. (1959a). The distribution of Li, Na, K, Rb, Cs, Pb and Tl in Southern Norwegian Precambrian alkali feldspars. *Geochim. Cosmochim. Acta, G. B., 15*, 284-304.
- Heier, K. S., & Taylor, S. R. (1959b). Distribution of Ca, Sr and Ba in Southern Norwegian Precambrian alkali feldspars. *Geochim. Cosmochim. Acta, G. B., 17*, 286-304.
- Hofmeister, A. M., & Rossman, G. (1983). Color in Feldspars. In P. H. Ribbe (Ed.), *Feldspar Mineralogy* (Vol. 2, p. 362). Reviews in Mineralogy: Mineralogical Society of America.
- Hofmeister, A. M., & Rossman, G. R. (1985). A spectroscopic study of irradiation coloring of amazonite: structurally hydrous, Pb-bearing feldspar. *American Mineralogist, 70*, 794-804.
- Isshiki, N. (1958). Red coloration of aorthite from Hachijo-jima. *J. Geol. Soc., 64*, 644-646.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A., & Conde, L. (1974). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1000000. *Memoria Explicativa*, 113.
- Kuts, V. P. (1964). The origin of color in amazonites. In: *Ukrainian Academy of Sciences, Ed., Chemical composition and internal structure of minerals, 197-201. Naukova Dumka, Kiev (em Russo)*.



- La Roche, H., Stussi, J. M., & Chauris, L. (1980). Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélations géochimiques appuyées sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sci. de la Terre*, 24, 1.; 5-121.
- Leal Gomes, C. (1994). *Estudo estrutural e paragenético de um sistema pegmatóide granítico - o campo aplito-pegmatítico de Arga Minho - Portugal*. Tese de Doutoramento, Universidade do Minho, Ciências da Terra, Braga.
- Leal Gomes, C. (2005a). Contributo para a Sistemática dos Pegmatitos graníticos referentes à Cintura Varisca Centro - Ibérica: Características a considerar e Quadro Tipológico. (A. P. Geólogos, Ed.) *Geonovas n.º 19*, 35 - 45.
- Leal Gomes, C. (2005b). Recursos base de gemas do NW de Portugal - Tema e Sumário da Lição de síntese para Provas de Agregação, incluída na disciplina Depósitos Minerais I (Licenciatura em Geologia - Ramo Recursos e Planeamento). 65.
- Leal Gomes, C. (2008). Minutas de revisão da folha 1C - Caminha, da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000. *Submetido para publicação pelo Laboratório Nacional de Energia e Geologia*.
- Leal Gomes, C. (2010). A Qualificação Gemológica de algumas variedades de minerais pegmatíticos e hidrotermais em Portugal. In *Ciências Geológicas - Ensino e Investigação e sua História* (Vol. I, pp. 55-57).
- Leal Gomes, C., & Lopes Nunes, J. E. (2003). Análise paragenética e classificação dos pegmatitos graníticos da Cintura Hercínica Centro-Ibérica. In *A Geologia de Engenharia e os Recursos Geológicos* (Vol. II, pp. 85-109). Coimbra: Imprensa da Universidade.
- Leal Gomes, C., & Nunes, J. L. (1991). Estrutura e paragéneses de unidades pegmatíticas tardias (Exemplos do Minho). *Resumo do III Congresso Nacional de Geologia*.
- Leal Gomes, C., Neves, L. J., Lopes Nunes, J. 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. *Actas da XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, 6.

- Leal Gomes, C., Nunes, J. L., & Salgado, J. (1987). Amazonites em pegmatitos do granito de Felgueira (Valença, N Portugal). *Resumo, Actas da VII Semana de Geoquímica/I Reunião Ibérica de Geoquímica*, 2.
- Lima, M. F. (2006). *Caracterização e estratégias de valorização sustentável de ocorrências geológicas com importância patrimonial*. Tese de Doutoramento, Universidade do Minho, Ciências da Terra, Braga.
- Lopes Nunes, J. E. (1972). *Contribution à l'étude minéralogique et géochimique des pegmatites du Mozambique*. Thèse de docteur, L'Université de Nancy, Sciences de la Terre.
- Lotze, F. (1945). Zur gliederung der Variszichen der iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6, 78-92.
- Luz, A. B., & Coelho, J. M. (2008). Feldspatos. In A. B. Luz, & F. A. Lins (Edits.), *Rochas & Minerais Industriais: Usos e Especificações* (2ª ed., pp. 467 - 486). Rio de Janeiro.
- Martins, H. C. (1998). *Geoquímica e petrogénese de granitos biotíticos tarditectónicos e pós-tectónicos. Implicações metalogénicas*. Tese de Doutoramento, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real.
- Mendes, A. C. (2001). *Geocronologia e petrogénese do Maciço Granítico pós-tectónico de Peneda-Gerês (ZCI, Norte de Portugal e Galiza)*. Tese de Doutoramento, Universidade do Minho, Departamento de Ciências da Terra, Braga.
- Moiana, M. (2010). *Certeza Geológica da Ocorrência e Viabilidade Económica para o Aproveitamento dos Berilos "True Blue" de Licungo, Zambézia, Moçambique*. Tese de Mestrado, Universidade do Minho, Ciências da Terra, Braga.
- Moura, S., Leal Gomes, C., & Lopes Nunes, J. (2010). *As assinaturas LCT e NYF em aplito-pegmatitos Variscos de metais raros do NW de Portugal*. Obtido em 2013, de <http://e-terra.geopor.pt>
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J. M., & Carron, J. P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie, magmatique des granitoides. *C. R. Acad. Sci.*, 301, 813-818.
- Oftedal, I. (1957). Heating experiments on amazonite. *Mineralogical Magazine*, 31, 417-419.

- Pamplona, J. (2001). *Tectónica do antiforma de Viana do Castelo-Caminha (ZCI): regime de deformação e instalação de granitóides*. Tese de Doutoramento, Universidade do Minho, Departamento Ciências da Terra, Braga.
- Paterson, R. S., Fowler, T. K., & Miller, R. B. (1996). Pluton emplacement in arcs: a crustal-scale exchange process. *T. Roy. Soc. Edin. Earth*, 87, 115-123.
- Paterson, S. R., & Fowler, T. K. (1993). Re-examining pluton emplacement processes. *J. Struct. Geol.*, 15, 191-206.
- Paterson, S. R., & Miller, R. B. (1998). Stopped blocks in plutons: paleoplumb bobs, viscometers, or chronometers? *J. Struct. Geol.*, 20, 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.*, 107, 1356-1380.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H., & Fowler, K. (1991). Aureole tectonics. In: Kerrick DM (ed.) *Contact metamorphism. Reviews in mineralogy, vol 26. Mineralogical Society of America, Washington, pp. 673–722*.
- Pereryazhko, I. S. (2010). Genesis of mineralized cavities (miaroles) in granitic pegmatites and granites. *Petrology*, 18, 183-208.
- Peretyazhko, I. S. (2009). Inclusions of Magmatic Fluids: P-V-T-X Properties of Aqueous Salt Solutions of Various Types and Petrological Implications. *Petrologiya*, 17(2), 187–201.
- Petford, N., Cruden, A. R., McCaffrey, K. J., & Vigneresse, J. L. (2000). Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408, 669–673.
- Petford, N., Lister, J. R., & Kerr, C. (1994). The ascent of felsic magmas in dykes. *Lithos*, 32, 161–168.
- Petrov, I., Mineeva, R. M., Bershov, L. V., & Agel, A. (1993). EPR of [Pb-Pb]<sup>3+</sup> mixed valence pairs in amazonite-type microcline. *American Mineralogist*, 78, 500-510.
- Phillips, W. J. (1972). Hydraulic fracturing and mineralization. *Q.J.G.S.*, 128, 33-359.
- Phillips, W. J. (1974). The dynamic emplacement of cone-sheets. *Tectonophysics*, 24, 69-84.

- Pinto, A. M. (2011). *Caracterização e Valorização do Património Geológico da Penha (Guimarães, Norte de Portugal)*. Tese de Mestrado, Universidade do Minho, Departamento Ciências da Terra, Braga.
- Plyusnin, G. S. (1969). On the coloration of amazonite. *Zapiski Vsesoyuznogo Mineralogicheskogo Obshchestva*, 98, 3-17.
- Prates, S. P. (2008). *Significado metalogenético da mineralogia dos albititos da jazida cachoeira (Província Uranífera de Lagoa Real)*. Tese de Mestrado, Centro de desenvolvimento da tecnologia nuclear, Belo Horizonte.
- Pupin, J. P. (1980). Zircon and granite petrology. *Contr. Mineral. Petrol.*, 110, 463-472.
- Pupin, J. P. (1988). Granites as indicators in paleogeodynamics. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 43,2, 237-262.
- 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.
- Ribeiro, M. L., & Moreira, A. (1986). Carta geológica de Portugal (1/50000). Notícia explicativa da folha 1-B (Monção). *Serviços geológicos de Portugal*.
- 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.
- Sant'Ovaia, H. M. (2000). *O maciço granítico pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar: estudo petro-estrutural e mecanismo de instalação*. Tese de Doutoramento, Universidade do Porto e Universidade Paul Sebatier (Toulouse III).
- Sant'Ovaia, H. M. (2000). *O maciço granítico pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar: estudo petro-estrutural e mecanismo de instalação*.
- Sijakova-Ivanova, T., & Mircovski, V. (2014). *Mineralogical characteristic of amazonite from Čanište- Republic of Macedonia*. Obtido em 2015, de <http://eprints.ugd.edu.mk/12195/>

- Sinergeo, L., & Minho, U. d. (Outubro 2013). *PROSPEG – Projecto de prospecção, análise distanciada e detecção remota de pegmatitos*. Vila Verde: Sinergeo - Soluções Aplicadas em Geologia, Hidrogeologia e Ambiente, Lda.
- Smith, J. V. (1974). Feldspar Minerals. II. Chemical and Textural Properties. *Springer-Verlag*, 690.
- Sparks, R. S., & Marshall, L. A. (1986). Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, 99-124.
- Stevenson, R. K., & Martin, R. F. (1986). Implications of the presence of amazonite in the Broken Hill and Geco metamorphosed sulfide deposits. *Canadian Mineralogist*, 24, 729-745.
- Taylor, S. R., & Heier, K. S. (1960). The petrological significance of trace element variation in alkali feldspars. *Intern. Geol. Congr., Report 21st session, Norden*, 14, 47-61.
- Taylor, S. R., Heier, K. S., & Sverdrup, T. L. (1960). Contributions to the mineralogy of Norway. N°5 Trace element variations in three generations of feldspars from the Landsverk I pegmatite, Evje, southern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 40, 133-156.
- Teixeira, C., & Assunção, C. (1961). Carta geológica de Portugal (1/50000). Notícia explicativa da folha 1-C (Caminha). *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Thieblemont, D., & Cabanis, B. (1990). Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bull. Soc. Géol.*, 8, 23-35.
- Tolmachev, Y. M., & Filipov, A. N. (1935). *Compt. Rend. Acad. Sei. U.R.S.S.*, 5, 323.
- Vlach, S. R. (2002). A classe dos tectossilicatos: guia geral da teoria e exercício. *Revista Instituto Geociências USP*, 8-26. Obtido em 2015
- Wedepohl, K. H. (1956). Untersuchungen zur Geochemie des Bleis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 10, 69.
- Yoshinobu, A. S., Dumond, G., Wolak, J., Barnes, C., & Nordgulen, O. (2003b). Stopping happens! *Geological Society of America Abstracts Programs*, 35, 35-93.

- Yoshinobu, A. S., Fowler, J., Kenneth, T., R., P. S., E., L., Tickyj, H., & A.M., S. (2003a). A view from the roof: magmatic stoping in the shallow crust, Chita pluton, Argentina. *J. Struct. Geol.*, 25, 1037-1048.
- 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*, 95 (5), 771-789 SEP.
- Zavaritskii, A. N. (1943). On amazonite. *Zapiski Vsesoyuznogo Mineralogicheskogo Obshchestva*, 52, 29-38.
- Zhirov, K. K., & Stishov, S. M. (1965). Geochemistry of amazonitization. *Geokhimiya*, 1, 32-42.
- Zhirov, K. K., Stishov, S. M., & Ryzhikov, B. D. (1959). On the origin of the amazonite color. *Geokhimiya*, 8, 48-56.
- Zorpi, M. J., Coulon, C., Orsini, J. B., & Cocirta, C. (1989). Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, 157, 315-329.

#### URL'S

- ineti.pt.* (s.d.). Obtido em 29 de Janeiro de 2015, de <http://rop.ineti.pt/rop/images/intro/it2.html>
- Mindat.org.* (Outubro de 2000). Obtido em 31 de Março de 2015, de <http://www.mindat.org/min-29313.html>
- Porto: Porto Editora, 2003-2015.* (Abril de 2015). Obtido em 1 de Abril de 2015, de <http://www.infopedia.pt/dicionarios/lingua-portuguesa/enrubescimento>
- Rite, X. (2007). *X-Rite*. Obtido em 2015, de [https://xritephoto.com/documents/literature/en/L10-315\\_Defining\\_Color\\_Munsell\\_en.pdf](https://xritephoto.com/documents/literature/en/L10-315_Defining_Color_Munsell_en.pdf)