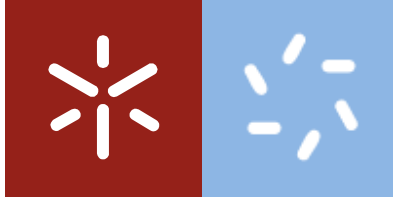


**Universidade do Minho**  
Escola de Ciências

Marcelino Moiana

**Contributo para o Conhecimento da Metalogénese do Campo Pegmatítico do Licungo, Zambézia, Moçambique.**



**Universidade do Minho**

Escola de Ciências

Marcelino Moiana

**Contributo para o Conhecimento da  
Metalogénese do Campo Pegmatítico  
do Licungo, Zambézia, Moçambique.**

Dissertação de Doutoramento em Ciências  
Especialidade em Geologia

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

## DECLARAÇÃO DE INTEGRIDADE

Declaro ter atuado com integridade na elaboração da presente tese. Confirmo que em todo o trabalho conducente à sua elaboração não recorri à prática de plágio ou a qualquer forma de falsificação de resultados.

Mais declaro que tomei conhecimento integral do Código de Conduta Ética da Universidade do Minho

Universidade do Minho, 08 de Julho de 2016

Marcelino Moiana

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

## **DEDICATÓRIA**

Dedico este trabalho a personalidades que já partiram deste mundo, mas que de formas diferentes, pelo seu apoio material e moral, contribuíram significativamente para a minha formação académica, que culminou com o desenvolvimento deste trabalho, em particular:

Frederico Moiana, meu pai;

Marcelino Moiana, meu tio-chará;

Luis Costa Júnior, na altura, Director do Museu Nacional de Geologia.

***“IN MEMORIAM”***

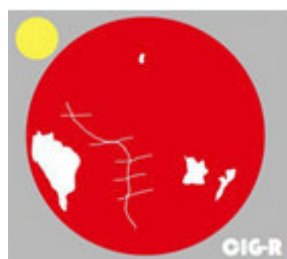




O presente trabalho recebeu apoio financeiro da Fundação Calouste Gulbenkian, através dos seguintes programas:

Valorização dos Recursos Humanos dos PALOP e de Timor Leste, processo nº127146;

Estímulo à Investigação aos Alunos do Doutoramento, processo nº137101.



O decurso dos trabalhos teve acolhimento no Centro de Investigação Geológica, Ordenamento e Valorização de Recursos (CIG-R) da Escola de Ciências da Universidade do Minho, apoiado por financiamentos de Fundos Europeus (FEDER) e da Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT).

## **AGRADECIMENTOS**

O trabalho agora apresentado só foi possível graças ao apoio inestimável de algumas instituições e individualidades, para as quais manifesto o meu agradecimento:

À Fundação Calouste Gulbenkian pelo financiamento realizado em duas ocasiões, através de uma bolsa de estudos para a frequência do doutoramento e outra, de curta duração, para a realização de investigação científica complementar.

Ao Museu Nacional de Geologia pelo apoio financeiro e pela licença que me concedeu para a frequência, primeiro de mestrado, e depois do doutoramento.

Ao Ministério dos Recursos Minerais de Moçambique pelo apoio financeiro para a conclusão do Programa.

Ao Centro de Investigação Geológica, Valorização e Ordenamento de Recursos (CIG-R), sediado no Departamento de Ciências da Terra da Universidade do Minho, pelo acolhimento e criação de condições para a realização de grande parte do trabalho de investigação.

Ao Eng<sup>o</sup> Alberto Gouveia dos Santos, que mais uma vez, prestou um grande apoio logístico, facilitando o alojamento, a circulação e o acesso às áreas mineiras no Licungo (Mocuba).

Ao LNEG pelas facilidades analíticas concedidas, em particular ao Professor Machado Leite. Um agradecimento especial e pessoal é devido à Eng<sup>a</sup> Fernanda Guimarães, funcionária da mesma instituição, pela paciência e empenho na realização das análises

em microsonda electrónica. A datação em monazites foi uma das suas contribuições fundamentais para esta tese. Fora do trabalho analítico, a Eng.<sup>a</sup> foi incedível para a transposição de algumas barreiras burocráticas que os estudantes estrangeiros enfrentam na hora de encontrar alojamento em Braga.

Ao Professor Lopes Nunes pelo apoio no tratamento de dados de feldspatos e pela disponibilização de bibliografia sobre os pegmatitos de Moçambique. Os seus trabalhos são pioneiros e de referência no estudo dos pegmatitos de Moçambique.

Aos técnicos do DCT, particularmente ao Sr. António Azevedo do Laboratório de Raios X e Sr. Saul Senda das Preparações Mineralógicas pela cooperação e disponibilidade.

Aos sacerdotes Rogério Mulumba e Amâncio Matsinhe pelo seu apoio espiritual.

À Patrícia, Raquel e Célia pelo seu apoio e amizade.

À minha família pelo amor, companheirismo e amizade que serviram de balança necessária para ajudar a suplantar este desafio; em particular, à minha companheira (Lígia), aos meus filhos (Rofina e Chúrdio), à minha mãe (Rofina) e aos meus irmãos (Leonor, Lúcia, Santos, Daniel, Adónio e Celeste).

A todos os que directa ou indirectamente contribuíram para a realização deste trabalho vai o meu enorme **KANIMAMBO** (obrigado).

## RESUMO

Na margem oriental do Rio Licungo, no Distrito de Mocuba, Província da Zambézia, ocorrem pegmatitos da classe de elementos raros, da família NYF e, raramente, da família LCT (Černý, 1991), cuja distribuição encontra-se estruturalmente condicionada. As estruturas regionais precoces, NNE-SSW e NNW-SSE acolhem pegmatitos lenticulares a tabulares de grandes dimensões, no N e as estruturas tardias, WNW-ESE, são hospedeiras de corpos lenticulares de pequenas dimensões, no S. Em ambos os casos, os corpos pegmatíticos apresentam estrutura interna zonada, marcada por bordadura com textura gráfica quartzo-feldspática, por vezes com mica e magnetite, zona intermédia constituída por blocos de pertite, inclusos em quartzo e zona nuclear essencialmente quartzosa. Entre as mineralizações acessórias predominam os berilos azuis que podem assumir qualidade gemológica (como águas marinhas). Columbite-tantalite, monazite, ixiolite, granada e thorite ocorrem particularmente na zona intermédia e nas frentes de transição entre a zona intermédia e o núcleo. As texturas de agregados e a mineraloquímica destas fases essenciais e acessórias foram estudadas com recurso ao microscópio electrónico e à microsonda electrónica. Constatou-se, desse estudo, que os pegmatitos são essencialmente potássicos e apresentam mineralizações com concentrações consideráveis de Nb>Ta, Ti, TR, Th, U, Y, Zr e Fe>Mn. Conceptualmente, consideram-se resultantes da fraccionação residual de granitos de tipo A, ou, localmente, do tipo I, metaluminosos a subaluminosos. Salienta-se que, localmente, alguns pegmatitos têm na sua vizinhança níveis de rochas calcossilicatadas com sheelite, diópsido, epídoto e grossulária, os quais são atribuídos a metassomatismo de contacto dos diferenciados pegmatíticos sobre níveis de rochas metacarbonatadas intercalados em alguns paragneisses encaixantes. Em grande parte, a rocha encaixante do campo pegmatítico é constituída por anfíbolitos maciços e rochas do complexo migmatítico, incluindo fácies granitóides autóctones, leucossomas venulares, gnaisses regionais e rochas de composição intermédia, por vezes com estrutura schlierenítica. Da análise química de rocha total, por XRF e ICP-MS, constatou-se que nos protólitos das fácies migmatíticas félsicas que poderiam relacionar-se com os pegmatitos, se define o carácter geoquímico metaluminoso a peraluminoso e calcoalcalino, que se identifica com granitos de tipo I, formados em ambiente de arco vulcânico. Os leucossomas venulares, porém, individualizam-se, mostrando elevado grau de alcalinidade, sugerindo a tipologia A e assinaturas de ambiente intraplaca. A tendência mais alcalina registada em leucossomas pode ter sido alcançada por mistura e terá afectado não só os leucogranitos, mas também os próprios pegmatitos. A assinatura alcalina adquirida é transferida para os pegmatitos e encontra-se materializada por mineralizações tardias de fergusonite, F-apatite e Ca-U-microlite alojadas em unidades precoces com Nb-tantalatos primitivos e granadas. Apesar desta aproximação geoquímica, as datações por monazite sugerem um grande lapso temporal a separar a intrusão pegmatítica ( $468 \pm 4$  Ma, no presente trabalho) dos protólitos das rochas encaixantes (1148 - 1114 Ma, Bingen *et al.*, 2007). Entretanto, no pegmatito Vieira, observam-se sinais de envolvimento directo de leucossoma na formação do pegmatito – coalescência de vénulas de leucossoma. A outra linhagem evolutiva possível implica a cristalização fraccionada de magmas graníticos parentais com assinatura alcalina típica, eventualmente da sequência de Murrupula. Alguns pegmatitos, em especial os que apresentam amazonite, sugerem esta relação genética.

Os pegmatitos de elementos raros mais volumosos evoluíram *in situ* por fraccionação centrípeta adquirindo uma zonalidade mais complexa e um maior enriquecimento em elementos incompatíveis. Este comportamento os diferencia dos pegmatitos estéreis.

## ABSTRACT

*In the eastern margin of Licungo River, Mocuba District, Zambezia Province, there are rare element class pegmatites of the NYF family (Černý, 1991) and also, but rare, LCT family. These pegmatites are formed along early regional structures, trending NNE-SSW and NNW-SSE, hosting major lenses and tabular bodies, in the northern side of the area. In the south, the late WNW-ESE structural lineaments accommodate small lenses of pegmatites. In both cases, these pegmatites show zoned internal structure, where quartz-feldspar graphic texture, sometimes associated with mica and magnetite, occur in marginal zones; perthite sometimes associated with quartz occur in intermediate zone and quartz occur in the core zone. Blue beryl that attain gem quality constitute the main accessory phase. Also, columbite-tantalite, monazite, ixiolite, garnet and thorite occur, particularly in intermediate and intermediate - core zone transition. These essential and accessory phases were submitted to chemical analysis and textural observations through electronic microscope and electronic microprobe. It was observed that the pegmatites are potassic and the assemblage of accessory phases show high contents of Nb>Ta, Ti, REE, Th, U, Y, Zr and Fe>Mn, which is in agreement to the result of residual melt fractionation of A-type granites, generated in anorogenic setting, or, locally, I-type granites, with metaluminous to subaluminous geochemical character. There are also mineralizations of scheelite, diopside, epidote and grossular, resulting from contact metassomatism, where the emplacement of pegmatites took place in paragneisses with meta-carbonate layers. The majority of pegmatites are hosted in massive amphibolites and migmatite complex, represented by autoctone granitoids, leucosome veins, regional gneisses and schlierenitic intermediate rocks. From bulk-rock geochemistry (XRF and ICP-MS analysis), protolithic felsic rocks, supposed to be parental of Licungo Pegmatite Field (LPF), were classified as I-type granites, metaluminous to peraluminous and calc-alkaline, attributed to volcanic arc setting. Vein leucosomes, instead, show high alkalinity, A-type tipology and a geochemical signature of within-plate setting. This high alkalinity observed in leucosomes could result from mixing affecting not only the leucosomes, but also, the pegmatites. The transferred metallogenic specialization to pegmatites is represented by the crystallization of the late minerals, fergusonite, F-apatite and Ca-U-microlite intergrown with Nb-tantalates and garnets. Nevertheless, EPMA monazite dating suggests a large time span between the pegmatite intrusion ( $468 \pm 4$  Ma, this work) and the early consolidation of host-protoliths of granitic composition, inside de migmatite complex (1148 - 1114 Ma; Bingen et al., 2007). However, the Vieira pegmatite shows signs of direct genetic link between the leucosome generation and this pegmatite (leucosome veins coalescence). Another possibility for LPF differentiation is the fractional crystallization of granitic melt with typical alkaline character, represented, eventually, by Murrupula granite suite. Some pegmatites, especially where amazonite occur, suggest this (Murrupula-LPF) genetic link.*

*Rare elements pegmatites, occurring as voluminous bodies, are more distinctively inner-zoned as a result of "in situ" and inward fractional crystallization, culminating with the strongest enrichment in incompatible elements. This behavior marks de core difference between these rare earth pegmatites and the barren pegmaties.*

# INDICE GERAL

---

<b>CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1. ANTECEDENTES E CONTEXTUALIZAÇÃO .....	1
1.2. PLANO E ESTRUTURA DA TESE.....	3
1.3. MEGAESTRUTURAS REGIONAIS: PALEOGEOGRAFIA E CINEMÁTICA....	6
1.3.1. Cinturão Orogénico Moçambicano .....	6
1.3.1.1. Paleogeografia do Moçambicano.....	6
1.3.1.2. Contexto Evolutivo .....	8
1.3.2. Ciclo Orogénico Pan-Africano .....	8
1.3.2.1. Fase de Desagregação do Rodínia .....	9
1.3.2.2. Fase de Reagrupamento Tectónico e Formação do Gondwana.....	9
1.3.2.3. Pós-Gondwana/ Karoo+Rift Africano.....	12
1.3.3. Relação entre o Cinturão Moçambicano e o Escudo Arábia-Núbia.....	12
1.3.3.1. Relação Geográfica .....	12
1.3.3.2. Relação Tectonoestratigráfica.....	13
1.3.3.3. Enquadramento do Cinturão do Lúrio.....	14
1.4. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO DO SISTEMA LICUNGO.....	15
1.4.1. Complexo de Nampula.....	18
1.4.2. Complexo de Mugeba.....	20
1.5. ÁREA DE ESTUDO .....	20
1.6. METODOLOGIA DE ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO.....	22
1.6.1. Cartografia e Análise Estrutural.....	22
1.6.2. Amostragem.....	22
1.6.2.1. Amostragem em rochas encaixantes.....	22
1.6.2.2. Amostragem de Sedimentos.....	24
1.6.2.3. Amostragem em Pegmatito.....	25
1.6.3. Preparação de Amostras .....	27
1.6.4. Técnicas Analíticas.....	27
1.6.4.1. Lupa Binocular.....	28

1.6.4.2. Diffractometria de Raios X.....	28
1.6.4.3. Microscopia Óptica de Luz Transmitida e Reflectida.....	28
1.6.4.4. Microscopia Electrónica de Varrimento.....	29
1.6.4.5. Microsonda Electrónica .....	29
1.6.4.6. Fluorescência de Raios X e Espectrometria de Massa (ICP-MS).....	31
1.6.5. Conversão e Projecção dos dados.....	31
1.6.6. Datação em Monazites por Análise Pontual.....	32
1.6.6.1. Princípio do Método.....	32
1.6.6.2. Vantagens e Desvantagens Metodológicas.....	34
1.6.6.3. Tratamento Estatístico e Correção dos Erros.....	36
1.7. Sistemática e Classificação dos Pegmatitos Graníticos.....	37
1.7.1. Conceito do Pegmatito - génese e composição.....	37
1.7.2. De Granito a Pegmatito: Estrutura Interna e Mineralogia.....	39
1.7.3. Diversidade Tipológica de Sistemas Granito-Pegmatito.....	40
1.7.4. Classificação dos Pegmatitos Individuais.....	41
<b>CAPÍTULO 2 – ANÁLISE ESTRUTURAL.....</b>	<b>47</b>
2.1. ENQUADRAMENTO DO CPL NA PROVÍNCIA PEGMATÍTICA ZAMBEZIANA.....	47
2.2. COMPARTIMENTAÇÃO DO CAMPO PEGMATÍTICO.....	47
2.3. RELAÇÃO ENTRE A MORFOLOGIA DOS PEGMATITOS E AS PRINCIPAIS ESTRUTURAS HOSPEDEIRAS.....	51
<b>CAPÍTULO 3 – PARAGÉNESE.....</b>	<b>53</b>
3.1. ESPECIALIZAÇÃO GEOQUÍMICA E MINERALIZAÇÃO DE METAIS RAROS.....	53
3.1.1. Berílio .....	53
3.1.2. Rubídio, Césio e Lítio.....	55
3.1.3. Titânio – Nióbio – Tântalo.....	57
3.1.4. Urânio - Tório – Zircónio-Háfnio.....	58
3.1.5. Elementos de Terras Raras.....	59
3.1.6. Ouro, Prata e Chumbo.....	60
3.1.7. Bismuto, Cobre e Molibdénio.....	61
3.2. ANATOMIA INTERNA DOS PEGMATITOS DO LICUNGO.....	61



3.2.1. Unidades da Estrutura Interna.....	62
3.2.1.1. Zona de Contacto e de Bordadura.....	62
3.2.1.2. Zona Marginal.....	63
3.2.1.3. Zona intermédia.....	63
3.2.1.4. Zona Nuclear.....	64
3.2.1.5. Unidades Tardias .....	64
3.2.2. Associações Paragenéticas nos Corpos Pegmatíticos Paradigmáticos.....	64
3.2.2.1. Ígaro.....	64
3.2.2.2. Vila Maior.....	65
3.2.2.3. Grupo de Melatube.....	67
3.2.2.4. Vieira e Azul Mais.....	69
3.2.2.5. Careca e Scheelite.....	70
3.2.2. Associações Paragenéticas nos Corpos pegmatíticos à Volta do CPL.....	73
3.2.2.1. Mathebe.....	73
3.2.2.2. Pompisco e Munhamade.....	74
<b>CAPÍTULO 4 – MINERALOGIA E MINEROQUÍMICA.....</b>	<b>75</b>
4.1. FASES ESSENCIAIS.....	75
4.1.1. Berilo.....	75
4.1.1.1. Dimensão, Morfologia e Cor.....	75
4.1.1.2. Composição.....	79
4.1.1.3. Cromatização dos Berilos.....	79
4.1.1.4. Estágios evolutivos dos pegmatitos.....	87
4.1.1.5. Cenários de Evolução Mineraloquímica .....	88
4.1.1.5.1. Vila Maior.....	88
4.1.1.5.2. Ígaro.....	90
4.1.1.5.3. Melatube.....	90
4.1.2. Feldspato.....	91
4.1.2.1. Morfologia dos Cristais e Texturas dos Agregados.....	91
4.1.2.2. Triclinicidade .....	93
4.1.2.3. Composição.....	94

4.1.2.3.1. Microclina.....	96
4.1.2.3.2. Albite.....	100
4.1.2.4. Tendências Geoquímicas e Correlações entre os Elementos Principais.....	100
4.1.2.5. Partilha de Metais raros entre as fases sódica e potássica das pertites.....	104
4.1.2.6. Diferenciação Genética das Sequências Evolutivas com Base nos Feldspatos.....	106
4.1.3. Mica.....	107
4.1.3.1. Morfologia de Cristais e Texturas de Agregados.....	108
4.1.3.2. Composição.....	109
4.1.3.3. Substituições Iônicas nas principais posições Estruturais das Micas .....	113
4.1.3.4. Estágios Evolutivos.....	118
4.1.4. Granada.....	119
4.1.4.1. Morfologia e Textura.....	120
4.1.4.2. Composição.....	120
4.1.4.3. Substituições Isomórficas .....	121
4.1.4.4. Zonamento Composicional Concêntrico – O Caso de Vila Maior.....	125
4.1.5. Minerais de Nb e Ta e Outros Associados.....	131
4.1.5.1. Diversidade Mineralógica e Expressão Paragenética de Nb e Ta.....	132
4.1.5.1.1. Zonamentos Intracristalinos.....	132
4.1.5.1.2. Minerais de Preenchimento de Fracturas e Cavidades.....	134
4.1.5.1.3. Inclusões.....	136
4.1.5.1.4. Exsoluções.....	137
4.1.5.2. Composição .....	138
4.1.5.2.1. Fases de Nb e Ta.....	138
4.1.5.2.2. Fases Associadas.....	140
4.1.5.3. Substituições Iônicas.....	141
4.1.5.3. Fraccionamento e Estágio Evolutivo de Compósitos Magma-Fluido Geradores de Fases com Nb e Ta.....	142

4.2. MINERALOGIA E MINEROQUÍMICA DE OUTROS MINERAIS ACESSÓRIOS.....	144
4.2.1. Thorite.....	144
4.2.1.1. Morfologia e Cor.....	144
4.2.1.2. Composição.....	146
4.2.1.3. Isomorfismo e Equilíbrio.....	148
4.2.2. Monazite.....	150
4.2.2.1. Morfologia .....	151
4.2.2.2. Composição.....	151
4.2.2.3. Isomorfismo e Equilíbrio.....	154
4.2.3. Minerais de Bismuto.....	160
4.2.3.1. Morfologia.....	160
4.2.3.2. Composição.....	161
4.2.4. Outros minerais acessórios.....	163
<b>CAPÍTULO 5 PETROLOGIA DAS ROCHAS ENXIACANTES.....</b>	<b>165</b>
5.1. FORMAÇÕES MIGMATÍTICAS.....	165
5.1.1. Aspectos Estruturais.....	165
5.1.1.1. Fácies Intermédia.....	165
5.1.1.2. Fácies Granitóides.....	166
5.1.1.3. Fácies Leucocratas.....	168
5.1.1.4. Fácies Gnáissicas.....	169
5.1.2. Elementos da Petrografia e Composições Modais.....	170
5.1.3. Dados Analíticos de Rocha Total .....	176
5.1.4. Afinidade Geoquímica e Enquadramento Geotectónico.....	180
5.1.5. Principais Tendências de Diferenciação.....	192
5.1.5.1. Fácies de Composição Intermédia.....	196
5.1.5.2. Fácies Granitóide.....	198
5.1.5.3. Fácies Leucocrata.....	198
5.1.5.4. Fácies Gnáissica.....	200

5.1.6. Relações entre as Rochas Félsicas e Intermédias – Cenários de Diferenciação.....	202
5.2. ROCHAS ANFIBÓLICAS.....	207
5.2.1. Anfibolito.....	208
5.2.1.1. Petrografia.....	208
5.2.1.2. Composição Química de Rocha Total.....	210
5.2.1.3. Afinidade Geoquímica.....	210
5.2.1.4. Enquadramento Geotectónico e Tendências Evolutivas .....	214
5.2.1.5. Tendências de Diferenciação.....	218
5.2.2. Xisto Moscovítico a Anfibólico.....	221
5.2.2.1. Morfologia dos Afloramentos e Petrografia.....	221
5.2.2.2. Química de Rocha Total.....	222
5.2.2.3. Tendências Geoquímicas.....	223
5.2.3.4. Relação entre Rochas Anfibólicas.....	225
5.3. Rochas Calcossilicatadas.....	227
5.3.1. Morfologia e Petrografia.....	227
5.3.2. Composição Química de Rocha Total.....	227
<b>CAPÍTULO 6 – CRONOLOGIA E ASSINATURAS DE FILIAÇÃO.....</b>	<b>231</b>
6.1. ESPECIALIZAÇÃO METALOGÉNICA.....	231
6.2. DATAÇÃO.....	233
6.3. CRONOLOGIA DOS EVENTOS GEOLÓGICOS.....	235
<b>CAPÍTULO 7 – NATUREZA E EVOLUÇÃO DOS PEGMATITOS.....</b>	<b>241</b>
7.1. ESTADOS PARAGENÉTICOS DIFERENCIADOS NOS PEGMATITOS DE ELEMENTOS RAROS.....	243
7.2. AMBIENTE LITOLÓGICO E ESTRUTURAL DE ACOLHIMENTO DOS PEGMATITOS .....	245
7.3. RELAÇÕES GENÉTICAS ENTRE FÁCIES QUARTZO FELDSPÁTICAS.....	247
7.4. RELAÇÃO ENTRE PEGMATITOS E ROCHAS FÉLSICAS E INTERMÉDIAS ASSOCIADAS.....	248
7.5. MODELO GENÉTICO E LOCALIZAÇÃO DOS GRANITOS PARENTAIS.....	250

7.6. RELAÇÃO ENTRE O CAMPO LICUNGO E OUTROS CAMPOS PEGMATÍTICOS.....	252
7.6.1. Alguns Minerais Tipomórficos da Feição Geoquímica dos Pegmatitos.....	253
7.6.1.1. Granada.....	253
7.6.1.2. Berilo.....	255
7.7. RECURSOS BASE.....	257
<b>CAPÍTULO 8 – CONCLUSÕES.....</b>	<b>263</b>
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	265
ANEXOS.....	286

# ÍNDICE DE FIGURAS

---

<i>Figura 1.1. Posicionamento do Cinturão Moçambicano (COM) no contexto do Rodínia, propondo-se, também, a posição de um rift ao longo do qual ocorreu a desintegração do supercontinente.....</i>	<i>7</i>
<i>Figura 1.2. Mapa do Gondwana no fim do Neoproterozóico, podendo observar-se os cinturões orogénicos Pan-Africanos representados pela cor rósea acastanhada. Modificado de Kroner &amp; Stern (2004) após Kusky et al. (2003).....</i>	<i>10</i>
<i>Figura 1.3. Reconstrução do Gondwana Central e Oriental durante o período entre o Neoproterozóico e Câmbrico. Modificado de Miller et al. (2013).....</i>	<i>11</i>
<i>Figura 1.4. Paleogeografia dos terrenos integrantes da Orogenia da África Oriental (Fritz et al., 2009).....</i>	<i>13</i>
<i>Figura 1.5. Principais unidades geológicas do Norte de Moçambique. Modificado após Macey et al. (2013).....</i>	<i>16</i>
<i>Figura 1.6. Localização da área de estudo.....</i>	<i>20</i>
<i>Figura 1.7. Carta geológica da área do Licungo - excerto da Carta geológica de Errego, à escala 1:250.000 (Bingen et al., 2007).....</i>	<i>21</i>
<i>Figura 1.8. Perfis e estações de análise estrutural, paragenética e amostragem nas rochas encaixantes do Licungo, projectados sobre imagem de Google.Earth.....</i>	<i>23</i>
<i>Figura 1.9. Exemplos dos locais de amostragem das rochas sedimentares não consolidadas no Licungo.....</i>	<i>24</i>
<i>Figura 1.10. Localização dos pontos de amostragem e respectivas tipologias de sedimentos colhidos no Licungo, discriminados da seguinte forma: <b>quadrados</b> em temiteiras; <b>círculos</b> em solos, rochas residuais de meteorização e placers; <b>losangos</b> em margens ou leitos dos rios secos. Legenda de pegmatitos como na figura 1.8.....</i>	<i>25</i>
<i>Figura 1.11. Pontos de amostragem em pegmatitos.....</i>	<i>26</i>
<i>Figura 1.12. Zonamento regional que se observa em sistema granito-pegmatito cogenético, enriquecido em metais raros.....</i>	<i>40</i>

<i>Figura 2.1. Distribuição e tendências de especialização metalogénica dos pegmatitos de Moçambique</i> .....	48
<i>Figura 2.2. Divisão estrutural do campo pegmatítico do Licungo</i> .....	50
<i>Figura 2.3. Estrutura dos pegmatitos em Vieira, conectados com leucossomas migmatíticos</i> .....	51
<i>Figura 2.4. Morfologia e principais eventos deformacionais dos principais corpos pegmatíticos do Licungo</i> .....	52
<i>Figura 3.1. Campos de estabilidade superior de minerais de Be. Modificado de Cemic et al. (1986)</i> .....	52
<i>Figura 3.2. Relação de fases de aluminossilicatos de Li, em condições de saturação em quartzo. Modificado de London (1992)</i> .....	57
<i>Figura 3.3. Solubilidade de Ta e Nb em função da temperatura (A) e da alcalinidade (B). (London, 2008)</i> .....	57
<i>Figura 3.4. Natureza dos contactos entre pegmatitos e rochas encaixantes.</i> .....	62
<i>Figura 3.5. Domínio cataclástico no núcleo de quartzo do Pegmatito Ígaro</i> .....	65
<i>Figura 3.6. Configuração do Corpo pegmatítico de Vila Maior. Modificado de Dias &amp; Gomes (2006)</i> .....	66
<i>Figura 3.7. Morfologia dos pegmatitos de Melatube</i> .....	68
<i>Figura 3.8. Estrutura interna e associações paragenéticas no Grupo de Melatube</i> .....	69
<i>Figura 3.9. Cavidade de turmalina na qual se observam cristais de thorite, scorodite e arsenopirite</i> .....	71
<i>Figura 3.10. Paradigmas morfológicos e distribuição das mineralizações entre unidades da estrutura interna dos pegmatitos (Moiana &amp; Gomes, 2015)</i> .....	72
<i>Figura 4.1. Morfologia dos berilos de tipo I observados no CPL:</i> .....	76
<i>Figura 4.2. Berilos de tipo II de Melatube.</i> .....	77
<i>Figura 4.3. Berilos de tipo IV de Melatube</i> .....	78

<i>Figura 4.4. Espectro cromático dos berilos do Licungo.</i> .....	78
<i>Figura 4.5. Projecção das composições dos berilos do Licungo nos diagramas ternários Na-K-(Cs+Rb) e Fe-Mg-Mn.</i> .....	81
<i>Figura 4.6. Diagramas composicionais de Al versus iões divalentes</i> .....	82
<i>Figura 4.7. Diagrama composicional Si-Fe</i> .....	83
<i>Figura 4.8. Subtendências observadas na composição dos berilos do Licungo no diagrama de Si versus Al</i> .....	84
<i>Figura 4.9. Agrupamentos dos tipos de berilos no diagrama composicional BeO versus Na+K+Rb+Cs.</i> .....	85
<i>Figura 4.10. Diagramas composicionais Al versus iões alcalinos</i> .....	86
<i>Figura 4.11. Subtendências observadas na composição dos berilos do Licungo, a partir da correlação entre Si e Na</i> .....	87
<i>Figura 4.12. Estágio de fraccionamento dos corpos pegmatíticos e dos tipos de berilos, deduzido a partir da correlação entre Cs e Na/Cs.</i> .....	88
<i>Figura 4.13. Feldspato amarelo de Melatube com faces cristalinas preservadas</i> .....	91
<i>Figura 4.14. Feldspato acastanhado de Melatube com faces preservadas</i> .....	91
<i>Figura 4.15. Imagens ER dos padrões de exsolução das pertites do Licungo</i> .....	92
<i>Figura 4.16. Projecção das composições das pertites do Licungo no diagrama ternário Na-Ca-K</i> .....	95
<i>Figura 4.17. Diagrama composicional Si versus Al resultante da análise da microclina do Licungo</i> .....	98
<i>Figura 4.18. Tendências evolutivas observadas nos feldspatos do Licungo a partir da correlação entre os principais metais alcalinos e Al</i> .....	98
<i>Figura 4.19. Tendências evolutivas observadas na microclina do Licungo, a partir da correlação entre K e Na</i> .....	99
<i>Figura 4.20. Tendência geral evolutiva dos feldspatos potássicos do Licungo, observada a partir da correlação Na+K versus 1000xBa</i> .....	99



<i>Figura 4.21. Tendências evolutivas observadas nas vênulas albíticas das pertites do Licungo, a partir da correlação entre Si e Al.....</i>	<i>102</i>
<i>Figura 4.22. Diagramas de correlação entre os elementos alcalinos e Al incorporados nas vênulas albíticas das pertites.....</i>	<i>103</i>
<i>Figura 4.23. Diagrama composicional Na versus K resultante da análise da albite exsolvida.....</i>	<i>103</i>
<i>Figura 4.24. Diagrama Na+K versus 1000*Ba baseado em dados analíticos das vênulas albíticas das pertites do CPL.....</i>	<i>104</i>
<i>Figura 4.25. Fraccionação dos elementos traço Rb (A), Cs (B), Ba (C) e Sr (D) entre albite e microclina do Licungo.....</i>	<i>105</i>
<i>Figura 4.26. Fraccionação dos elementos traço - Fe (A), Pb (B), Zn (C), P (D), Ti (E) e Mn (F) - entre albite e microclina do Licungo.....</i>	<i>106</i>
<i>Figura 4.27. Grau de fraccionação de pegmatitos I e II deduzido a partir da correlação entre os quocientes Si/Al e K/Na registados nas pertites do Licungo.....</i>	<i>107</i>
<i>Figura 4.28. Morfologia das micas do corpo pegmatítico de Melatube.....</i>	<i>108</i>
<i>Figura 4.29. Mica rósea alterada no pegmatito Vila Maior.....</i>	<i>109</i>
<i>Figura 4.30. Imagem ER-MSE da pertite do Licungo com inclusões de mica.....</i>	<i>110</i>
<i>Figura 4.31. Projecção de dados composicionais das micas do Licungo no diagrama mgli versus feal (mgli=Mg-Li; feal=Fe total+Mg+Mn+Ti - <sup>IV</sup>Al) em apfu (modificado de Tischendorf et al., 2007).....</i>	<i>113</i>
<i>Figura 4.32. Diagrama composicional de Si versus Al total nas micas dos pegmatitos do Licungo. ....</i>	<i>114</i>
<i>Figura 4.33. Diagramas de correlação entre Al e os principais aniões das micas do Licungo.....</i>	<i>114</i>
<i>Figura 4.34. Diagramas de correlação entre Si e os principais aniões.....</i>	<i>115</i>
<i>Figura 4.35. Diagrama composicional Mg+Fe+Mn+Ti versus <sup>vi</sup>Al, em apfu.....</i>	<i>115</i>
<i>Figura 4.36. Diagrama composicional Si versus Fe obtido em análise de micas do Licungo. ....</i>	<i>116</i>

<i>Figura 4.37. Tendências evolutivas registadas nas micas do Licungo a partir da correlação entre K e 100*Rb.....</i>	<i>117</i>
<i>Figura 4.38. Diagrama de correlação Si versus <math>K^{+iv}Al</math>.....</i>	<i>117</i>
<i>Figura 4.39. Variações composicionais de K com os principais aniões das micas do Licungo.....</i>	<i>118</i>
<i>Figura 4.40. Dados analíticos de principais catiões de granadas do Licungo, projectados nos diagramas ternários Mn-Fe<sup>1</sup>-Ca e Al-Fe<sup>1</sup>-Ca.....</i>	<i>122</i>
<i>Figura 4.41. Diagrama composicional Fe<sup>1</sup>-Mn das granadas do Licungo. ....</i>	<i>122</i>
<i>Figura 4.42. Diagramas composicionais que expressam preferência de alguns elementos maiores e traço pelas componentes espessartite ou almandina.....</i>	<i>123</i>
<i>Figura 4.43. Projecção das composições de granadas do Licungo nas variáveis Si versus Fe/Mn.....</i>	<i>125</i>
<i>Figura 4.44. Imagens microscópicas da granada de Vila Maior concentricamente zonada.....</i>	<i>127</i>
<i>Figura 4.45. Variação da razão Mn/(Mn+Fe) ao longo de um perfil da granada concêntrica oriunda do pegmatito Vila Maior.....</i>	<i>128</i>
<i>Figura 4.46. Domínios e limites composicionais registados durante o zonamento oscilatório, ao longo de um perfil entre o núcleo e o bordo.....</i>	<i>130</i>
<i>Figura 4.47. Diagrama Al versus Y sugerindo diferentes níveis de fraccionação inter e intrapegmatítica.....</i>	<i>131</i>
<i>Figura 4.48. Imagem ER de zonamentos dos minerais de Nb e Ta observados nas amostras colhidas em Vieira.....</i>	<i>132</i>
<i>Figura 4.49. Imagem ER de zonamento oscilatório inverso em cristais de Nb e Ta oriundos de Melatube.....</i>	<i>133</i>
<i>Figura 4.50. Imagem ER do crescimento de fase de Nb e Ta de Melatube em forma de spray.....</i>	<i>134</i>
<i>Figura 4.51. Imagem ER de zonamento textural condicionado pelo sistema de fracturas em Vieira.....</i>	<i>134</i>

<i>Figura 4.52. Imagem ER de cristal de columbite-tantalite de Vieira, posicionada na fractura, com marcas de escoriações fluidas.....</i>	<i>135.</i>
<i>Figura 4.53. Columbite com microfacturas preenchidas por fergusonite e zircão.....</i>	<i>135</i>
<i>Figura 4.54. Imagem ES de cristais desenvolvidos em cavidades de columbites-tantalites de Melatube.....</i>	<i>136</i>
<i>Figura 4.55. Imagem ER de inclusões de minerais em columbite.....</i>	<i>137</i>
<i>Figura 4.56. Configuração das exsoluções de ilmenite no rútilo do Licungo.....</i>	<i>137</i>
<i>Figura 4.57. Projecção das composições de minerais de Nb e Ta no diagrama ternário Ti+Sn – Nb+Ta – Fe+Mn.....</i>	<i>141</i>
<i>Figura 4.58. Diagramas de correlação que envolvem Nb e Ta incorporados em Nb-tantalatos e fases associadas.....</i>	<i>142</i>
<i>Figura 4.59. Estágio evolutivo dos pegmatitos do Licungo observado a partir da correlação <math>100xMn/(Mn+Fe)</math> versus <math>100xTa/(Ta+Nb)</math>.....</i>	<i>144</i>
<i>Figura 4.60. Morfologia das thorites do Licungo.....</i>	<i>145</i>
<i>Figura 4.61. Difractogramas da thorite do Licungo antes do aquecimento (a) e após o aquecimento (B).....</i>	<i>147</i>
<i>Figura 4.62. Diagramas de correlação entre Th e alguns componentes principais da thorite do Licungo.....</i>	<i>149</i>
<i>Figura 4.63. Diagrama de correlação entre Si e U, incorporados na thorite do Licungo.....</i>	<i>149</i>
<i>Figura 4.64. Diagrama de correlação entre Th e U+Ca+Y incorporados na thorite do Licungo.....</i>	<i>150</i>
<i>Figura 4.65. Estado da monazite do Licungo, onde ocorre em paragénese com xenotima e minerais do sistema Nb-Ta-Ti. Na parte inferior apresentam-se imagens MEV-ER e ES de alguns domínios mineralógicos. Amostragem feita na mina de Melatube. ....</i>	<i>152</i>
<i>Figura 4.66. Diagrama ternário Ce-Y-(Ca+Th+U) resultante da análise de monazites de Melatube. ....</i>	<i>154</i>
<i>Figura 4.67. Diagramas de correlação de Ce com os elementos principais com os quais partilha posições estruturais na monazite.....</i>	<i>155</i>

<i>Figura 4.68. Diagramas de correlação entre Si e os principais componentes químicos da monazite do Licungo.....</i>	<i>157</i>
<i>Figura 4.69. Imagem ER visualizando a transição entre monazite e thorite, passando por uma fase intermédia constituída por thorianite.....</i>	<i>158</i>
<i>Figura 4.70. Imagem ER de cristal de monazite do Licungo com disposição de apatite e thorianite que sugerem controlo estrutural.....</i>	<i>159</i>
<i>Figura 4.71. Diagrama Si versus P que mostra diferentes níveis de de tendências de evolução paragenética.....</i>	<i>160</i>
<i>Figura 4.72. Bismutite de Melatube comportando algumas relíquias de bismuthinite.....</i>	<i>161</i>
<i>Figura 4.73. Variação composicional de elementos que mostram um certo padrão de distribuição ao longo da secção transversal ao zonamento concêntrico.....</i>	<i>162</i>
<i>Figura 4.74. Expressão mineroquímica dos efeitos de alteração dos minerais de Bi de Melatube, no diagrama Bi versus Cu.....</i>	<i>163</i>
<i>Figura 5.1. Afloramento da fácies intermédia do Licungo.....</i>	<i>166</i>
<i>Figura 5.2. Afloramento de fácies granitoide de grão fino em associação com rochas intermédias dobradas.....</i>	<i>167</i>
<i>Figura 5.3. Posição estrutural da fácies leucocrata nos migmatitos e gnaisses migmatíticos do Licungo.....</i>	<i>168</i>
<i>Figura 5.4. Afloramento da fácies gnáissica do Licungo.....</i>	<i>170</i>
<i>Figura 5.5. Microfotografias de feições texturais e mineralógicas comuns nos gnaisses do Licungo. Imagens em LPA-MOLT.....</i>	<i>172</i>
<i>Figura 5.6. Microfotografias da fácies leucocrata do Licungo.....</i>	<i>173</i>
<i>Figura 5.7. Microfotografia da fácies granitoide do Licungo.....</i>	<i>174</i>
<i>Figura 5.8. Proporções modais de rochas félsicas projectadas no diagrama QAP de Streckeisen (1974).....</i>	<i>176</i>
<i>Figura 5.9. Diagrama classificativo R1 – R2 de rochas encaixantes félsicas e intermédias do Licungo. Os campos foram propostos por De La Roche et al. (1980).....</i>	<i>181</i>

<i>Figura 5.10. Diagrama classificativo SiO<sub>2</sub> versus Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, projectado a partir das composições de rochas encaixantes félsicas e intermédias do Licungo. Campos propostos por Cox et al. (1979);</i> .....	182
<i>Figura 5.11. Diagramas para a dedução da série magmática das rochas encaixantes do Licungo</i> .....	182
<i>Figura 5.12. Projecção de dados composicionais das rochas encaixantes félsicas e intermédias no diagrama A/CNK e A/NK de Shand (1943)</i> .....	183
<i>Figura 5.13. Diagramas de discriminação tectónica de rochas félsicas e intermédias do Licungo, através dos índices 1000*Ga/Al versus Zr (A), Nb (B), Ce (C), Y (D), Zn (E) e índice agpáitico (F)</i> .....	184
<i>Figura 5.14. Diagrama ternário Y-Nb-Ce para observar em que subtipo de granito de tipo A se projectam as composições da fácies leucocrata. Campos delimitados por Eby (1992)</i> .....	185
<i>Figura 5.15. Discriminação tectónica de litótipos félsicos e intermédios encaixantes do CPL, através dos diagramas de Pearce et al. (1984)</i> .....	187
<i>Figura 5.16. Perfis de Terras raras nas fácies félsica e intermédia do Licungo, normalizados à composição de condritos (constantes de normalização de Boynton, 1984)</i> .....	189
<i>Figura 5.17. Perfis de elementos traço nos litótipos félsicos e intermédios do Licungo, padronizados à composição da crosta superior</i> .....	191
<i>Figura 5.18. Diagramas de Harker em relação aos óxidos de elementos maiores registados nas rochas encaixantes félsicas e intermédias do Licungo</i> .....	193
<i>Figura 5.19. Diagramas de Harker para os elementos traço contidos em rochas félsicas e intermédias do Sistema Licungo</i> .....	195
<i>Figura 5.20. Diagramas de correlação entre a razão Zr/TiO<sub>2</sub> e os óxidos dos elementos maiores e traço nas litologias intermédias do Licungo</i> .....	197
<i>Figura 5.21. Diagramas de variação de SiO<sub>2</sub> contra elementos traço analisados na fácies granitoide do Licungo</i> .....	198
<i>Figura 5.22. Diagramas de variação de MgO com alguns elementos maiores e menores para observação do estágio de diferenciação de leucogranitóides do Licungo</i> .....	199
<i>Figura 5.23. Tendências de evolutivas dos ortognaisses do Licungo</i> .....	200

<i>Figura 5.24. Tendências de correlação positivas observadas entre os minerais ferromagnesianos.....</i>	<i>201</i>
<i>Figura 5.25. Diagrama Zr/TiO<sub>2</sub> versus CaO sugestivo do sentido de fraccionamento dos litótipos félsicos e intermédios do Licungo.....</i>	<i>203</i>
<i>Figura 5.26. Diagrama de SiO<sub>2</sub> versus A/NK para a observação da relação entre alcalinidade e fraccionamento nos litótipos encaixantes félsicos e intermédios do Licungo.....</i>	<i>204</i>
<i>Figura 5.27. Identificação do percurso da alcalinidade nos litótipos félsicos e intermédios do Licungo.....</i>	<i>205</i>
<i>Figura 5.28. Diagrama Sr versus FeOt+MgO-CaO para a identificação dos processos magmáticos e de alteração pós-magmática nas rochas encaixantes do Licungo.....</i>	<i>207</i>
<i>Figura 5.29. Ilustração do modo de afloramento dos anfíbolitos maciços do Licungo, sendo vulgar a pátina acastanhada dos blocos superficiais. ....</i>	<i>208</i>
<i>Figura 5.30. Microfotografia, em LPNA, de pseudomorfose de clorite após anfíbola, observada nos anfíbolitos do Licungo.....</i>	<i>209</i>
<i>Figura 5.31. Projecção das composições de anfíbolitos do Licungo nos diagrama Nb/Y versus Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester e Floyd 1977).....</i>	<i>212</i>
<i>Figura 5.32. Diagramas para a identificação das séries de evolução magmática, projectados a partir das composições dos anfíbolitos do Licungo:.....</i>	<i>213</i>
<i>Figura 5.33. Projecção das composições dos anfíbolitos do Licungo no diagrama A/CNK versus A/NK (Shand, 1943).....</i>	<i>213</i>
<i>Figura 5.34. Perfis de terras raras dos anfíbolitos do Licungo, normalizados à composição de condritos, usando constantes de normalização de Boynton (1984).....</i>	<i>214</i>
<i>Figura 5.35. Diagrama ternário Zr/4-Y-2xNb para discriminação tectónica, baseado na composição química dos anfíbolitos do Licungo. Os campos foram propostos por Meschede (1986). ....</i>	<i>215</i>
<i>Figura 5.36. Perfis de elementos traço presentes nos anfíbolitos do Licungo, normalizados à composição N-MORB, usando constantes de normalização de Sun &amp; McDonough (1989).....</i>	<i>216</i>
<i>Figura 5.37. Correlação entre Pb e os principais óxidos em anfíbolitos do Licungo.....</i>	<i>217</i>
<i>Figura 5.38. Diagramas de correlação entre Zr/TiO<sub>2</sub> e os óxidos dos elementos maiores.....</i>	<i>219</i>

<i>Figura 5.39. Diagramas de correlação entre o índice de fraccionação, <math>Zr/TiO_2</math> e os elementos traço</i> .....	220
<i>Figura 5.40. Aspecto em afloramento do xisto moscovito-anfibólico no Licungo</i> .....	222
<i>Figura 5.41. Principais tendências evolutivas observadas em xistos</i> .....	224
<i>Figura 5.42. Perfis de terras raras em xistos moscovíticos a anfibólicos, normalizados à composição de condritos. Constantes de normalização de Boynton (1984)</i> .....	225
<i>Figura 5.43. Diagramas para o estabelecimento de relações químicas entre anfibolitos e fácies intermédias migmatíticas</i> .....	226
<i>Figura 5.45. Perfil de terras raras de uma rocha calcossilicatada do Licungo, normalizada à composição de condritos. Constantes de padronização de Boynton (1984)</i> .....	229
<i>Figura 6.1. Mapa de ocorrências e idade de implantação de pegmatitos de elementos raros localizados em África</i> .....	235
<i>Figura 6.2. Diagrama <math>U+Th</math> versus <math>La+Ce+Pr+Nd</math>, mostrando as principais populações químicas e prováveis eventos geológicos correspondentes</i> .....	237
<i>Figura 6.3. Amostra da apatite do Distrito de Namuno, Província de Cabo Delgado, colhida em ambiente de skarn.</i> .....	239
<i>Figura 6.4. Cronologia de eventos geológicos mais relevantes registados no NE de Moçambique</i> .....	239
<i>Figura. 7.1. Diagrama ternário AB-QZ-OR projectando composições normativas das fácies leucocrata, granitóide e gnáissica</i> .....	248
<i>Figura 7.2. Diagrama <math>Rb</math> versus <math>K/Rb</math> que projecta as composições globais das rochas encaixantes félsicas e intermédias e de feldspato potássico e mica, hospedados em pegmatitos</i> .....	249
<i>Figura 7.3. Diagramas de correlação entre os elementos divalentes incorporados nas granadas Pan-Africanas</i> .....	254
<i>Figura 7.4. Correlações mais significativas entre os principais elementos que potencialmente se substituem nas posições tetraédricas e octaédricas de berilos azuis de Licungo e de Namivo localizados na Província da Zambézia.</i> .....	256

*Figura 7.5. Qualificação e Quantificação dos recursos dos pegmatitos do Licungo, localizados no Domínio Estrutural Norte.....259*

*Figura 7.6. Qualificação e Quantificação dos recursos dos pegmatitos do Licungo localizados no Domínio Estrutural Sul. Modificado de Gomes (2009).....260*



## ÍNDICE DE TABELAS

---

Tabela 1.1. Principais unidades litoestratigráficas do N de Moçambique e seu conteúdo litológico.....	17
Tabela 1.2. Linhas espectrais e fundos usados para a análise dos elementos U, Pb e Th, que constituem a base da datação por monazite. ....	30
Tabela 1.3. Base de padronização para a determinação da fórmula estrutural dos minerais analisado.....	32
Tabela 1.4. Classificação dos pegmatitos (Černý, 1991).....	42
Tabela 1.5. Classificação dos pegmatitos segundo Černý & Ercit (2005).....	43
Tabela 1.6. Classificação petrogenética de pegmatitos (Simmonis, 2007 após Černý & Ercit, 2005).....	46
Tabela 4.1. Composições dos berilos colhidos nos fulcros pegmatíticos principais do Licungo em apfu. ...	80
Tabela 4.2. Valores da triclinicidade dos feldspatos do CPL. Modificado de Moiana (2010).....	94
Tabela 4.3. Dados composicionais em apfu da fase potássica da pertite.....	97
Tabela 4.4. Dados composicionais da fase sódica das pertites do Licungo em apfu.....	101
Tabela 4.5. Composições das micas do CPL, em % do peso dos óxidos e em apfu.....	112
Tabela 4.6. Valores dos principais indicadores de fraccionação das micas alojadas em pegmatitos do tipo I. ....	119
Tabela 4.7. Composições das granadas do Licungo em apfu.....	121
Tabela 4.8. Composição de fases de Ta e Na do Licungo, dadas em apfu.....	139
Tabela 4.9. Composições dos minerais associados às fases de Nb e Ta em % do peso.....	141
Tabela 4.10. Composições da thorite de Ifloma.....	148
Tabela 4.11. Composições das monazites de Melatube em apfu. ....	153
Tabela 4.12. Dados analíticos de amostras de bismutite de Melatube, em % do peso.....	162
Tabela 4.13. Composições da turmalina do CPL em % do peso.....	164
Tabela 5.1. Aspectos texturais e mineralógicos de fases observadas em MOLT. ....	171
Tabela 5.2. Composições e proporções modais de amostras mais representativas dos litótipos encaixantes.....	174

Tabela 5.3A. Dados analíticos, em % do peso, de óxidos de elementos maiores registados em fácies gnáissica, granitoide, leucossomática e intermédia, situadas nas proximidades ou no encaixante dos pegmatitos estudados.....	177
Tabela 5.3B. Conteúdos de elementos menores e traço de fácies litológicas situadas nas proximidades ou no encaixante dos pegmatitos estudados, dados em ppm.....	178
Tabela 5.3C. Conteúdos de lantanídeos em fácies litológicas situadas nas proximidades ou no encaixante dos pegmatitos estudados, dados em ppm.....	179
Tabela 5.4. Intervalos composicionais de elementos que melhor estabelecem as diferenças entre as diversas fácies migmatíticas do Licungo.....	180
Tabela 5.5. Mineralogia normativa das fácies leucocrata, gnáissica, granitóide e intermédia do Licungo, determinada a partir da mesonorma.....	186
Tabela 5.6. Composições químicas dos anfíbolitos do Licungo.....	211
Tabela 5.7. Proporções modais observadas em xistos moscovíticos a anfibólicos.....	222
Tabela 5.8A. Dados analíticos, em % do peso, de óxidos de elementos maiores registados nos xistos do Licungo, situados nas proximidades dos pegmatitos estudados. ....	223
Tabela 5.8B. Dados analíticos, em ppm, dos elementos traço registados nos xistos do Licungo, situados nas proximidades dos pegmatitos estudados. ....	223
Tabela 5.8C. Dados analíticos, em ppm, de lantanídeos registados nos xistos do Licungo, situados nas proximidades dos pegmatitos estudados. ....	223
Tabela 5.9. Composição química de uma rocha calcossilicatada do Licungo. Dados de óxidos apresentados em % do peso e elementares em ppm. ....	228
Tabela 6.1. Idades dos principais eventos geológicos relacionados com o ciclo Pan-Africano registados em Moçambique e na África Oriental. ....	236.
Tabela 7.1. Quadro resumo das mineralizações de alguns corpos pegmatíticos do Licungo (Dias & Gomes, 2006).....	261

# ÍNDICE DE ANEXOS

---

## **ANEXOS AO CAPÍTULO 1**

Anexo 1.1. Dados analíticos usados para a datação e resultados do cálculo das idades para diferentes agrupamentos composicionais. ....	287
Anexo 1.2. Diagrama $\text{ThO}_2^{***}$ versus PbO usado para a determinação dos parâmetros do ajuste da isócrona. ....	288
Anexo 1.3. Resultados do efeito dos erros associados à medição de cada parâmetro na majoração e minoração das idades. ....	289
Anexo 1.4. Resultados da determinação da diferença máxima das idades produzidas pelos erros. ....	290
Anexo 1.5. Resultados da determinação do erro médio propagado, segundo a formulação de Bevington, e da idade segundo Montel <i>et al.</i> (1996). ....	291

## **ANEXOS AO CAPÍTULO 4**

Anexo 4.1. Composição dos berilos colhidos nos principais fulcros pegmatíticos do Licungo, em % do peso. ....	292
Anexo 4.2. Difractograma representativo da estrutura dos berilos do Licungo. ....	293
Anexo 4.3. Dados composicionais da fase potássica das pertites do Licungo, em % do peso. ....	294
Anexo 4.4. Dados composicionais das vênulas albíticas das pertites, em % do peso. ....	295
Anexo 4.5. Difractograma representativo das fases que constituem as das pertites. ....	296
Anexo 4.6. Difractograma representativo de micas róseas do Licungo. ....	297
Anexo 4.7. Dados composicionais da granada do Licungo, em % do peso. ....	298

Anexo 4.8. Composições, em % do peso, dos minerais de Nb e Ta e outros associados.....	299
Anexo 4.9. Difractograma da Columbite com alguma ixolite incluída.....	300
Anexo 4.10. Difractograma de titanowodginite do CPL (local Vieira).....	301
Anexo 4.11. Difractograma da Monazite do Licungo.....	302
Anexo 4.12. Dados composicionais da monazite em % do peso.....	303
Anexo 4.13. Difractograma representativo da estrutura da bismutite do Licungo com algumas inclusões de mica e quartzo.....	304
Anexo 4.14. Espectro de F-apatite do CPL obtido através do MEV.....	305

## **ANEXOS AO CAPÍTULO 5**

Anexo 5.1. Diagrama em boxplot dos óxidos de elementos maiores na fácies gnáissica (em % do peso).....	306
Anexo 5.2. Diagrama em boxplot de elementos menores e traço em fácies gnáissica (em % do peso).....	307
Anexo 5.3. Diagramas em boxplot dos óxidos de elementos maiores na fácies leucocrata (em % do peso).....	308
Anexo 5.4. Diagrama em boxplot de elementos menores e traço em fácies leucocrata (dados em ppm).....	309
Anexo 5.5. Difractograma de epídoto, diópsido e quartzo em paragénese nas rochas calcossilicatadas. ....	310

## **ANEXOS AO CAPÍTULO 7**

Anexo 7.1. Composições globais de rochas félsicas e dados da mineroquímica de micas e feldspatos do Licungo.....	311
--	-----

Anexo 7.2. Composições da granada de Cabo Delgado, Niassa, Muiane, Naipa (Moçambique), Quénia e Madagáscar, em % do peso.....313

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

---

apfu – átomos por fórmula unitária

CAB – basaltos de arco continental

CHIME – Método químico de isócrono

CL - Cinturão do Lúrio

CN - Cinturão de Cavalgamento de Namama

COM (*MB*) – Ciclo Orogénico Moçambicano

COP – Ciclo Orogénico Pan-Africano

CPL (*LPF*) – Campo Pegmatítico de Licungo

DCT-UM – Departamento de Ciências da Terra da Universidade do Minho

DEN – Domínio Estrutural Norte

DES – Domínio Estrutural Sul

DRX – Difractometria de Raios X

EAN – escudo da Arábia-Núbia

EDS - espectrómetro de dispersão de energia/

ELR – elementos raros

E-MORB – basaltos de crista meso-oceânica enriquecida

ER – imagem de electrões retrodifundidos

ES – imagens de electrões secundários

HFSE – elementos incompatíveis de elevada carga

HP – pressão elevada

HT – temperatura elevada

ICP-MS - espectrometria de massa acoplada a plasma indutivo

IAB – basaltos de arco de ilha

IAT – toleítos de arco de ilha

LCT – pegmatitos de Li, Cs e Ta

LILE – elementos litófilos de grande raio iónico

LNEG – Laboratório Nacional de Energia e Geologia (Porto)

LP – baixa pressão

LPA – Luz polarizada analisada (nícois cruzados)

LPNA – Luz polarizada não analisada (nícois abertos)

LT – baixa temperatura

MI – pegmatitos miarolíticos

MEV – microscópio electrónico de varrimento

MOLT – microscópio óptico de luz transmitida

MOLR – microscópio óptico de luz reflectida

MSE – microsonda electrónica

NYF – pegmatitos de Nb, Y e F

P – pressão

T - temperatura

TR (*REE*) – elementos de terras raras

TRL – elementos de terras raras leves

TRM – elementos de terras raras de médio número atómico

TRP – terras raras pesadas

VAG – granitos de arco vulcânico

WDS - espectrómetro de dispersão de comprimentos de onda

WPB – basaltos do ambiente intraplaca

WPG – granitos do ambiente intraplaca

XRF – fluorescência de raios x



# CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

---

## 1.1. ANTECEDENTES E CONTEXTUALIZAÇÃO

O Campo Pegmatítico do Licungo (CPL) tem sido, ultimamente, alvo de interesse de empresas mineiras de média dimensão e de mineradores artesanais que se têm concentrado na exploração das suas potencialidades em água-marinha e minérios de Nb, Ta, Ti, W, Fe, Y, Th, Bi e terras raras (TR). Os trabalhos prospectivos desses recursos têm contribuído para a crescente exposição de corpos pegmatíticos, acompanhada por observações de campo realizadas por investigadores do Centro de Investigação Geológica da Universidade do Minho (CIG-R). Há uma estreita colaboração que tem permitido que as novas frentes de desmonte sejam caracterizadas, fotografadas, amostradas e os respectivos dados enviados para o CIG-R para subsequente trabalho laboratorial e analítico. Foi neste contexto que uma série de artigos científicos sobre o CPL foi produzida e partilhada com a comunidade científica moçambicana, portuguesa e internacional (por exemplo, Gomes *et al.*, 2008; Gomes, 2010; Moiana & Gomes, 2012a, 2012b, 2014, 2015; Moiana *et al.*, 2012, 2014; 2015). De entre os trabalhos mais estruturantes destacam-se os que discutem a análise estrutural e paragenética e aproximações para a quantificação de recursos de gemas, minerais industriais e minérios em jazidas pegmatíticas (Dias *et al.*, 2006a; Dias & Gomes 2006; Gomes, 2009).

No âmbito da dissertação do mestrado (Moiana, 2010), foi feito um trabalho de análise mineralógica, mineroquímica e paragenética em cada um dos corpos pegmatíticos paradigmáticos do Licungo, tendo-se coligido uma série de dados sobre morfologia, estrutura, paragéneses e mineralizações, com ênfase para o berilo de qualidade gemológica. Posteriormente, o trabalho foi alargado a alguns corpos pegmatíticos situados no Domínio Lugela, Província da Zambézia.

O estudo dos pegmatitos do Campo Licungo é agora retomado, apresentando-se dados mineralógicos e paragenéticos mais recentes, posteriores a Moiana (2010). A abordagem está centrada na metalogénese dos pegmatitos. Assim, as rochas encaixantes

foram, também, objecto de análise, principalmente as de composição granítica, que pela sua relação espacial com os pegmatitos foram consideradas como hipotéticas rochas parentais. De uma maneira geral, o enriquecimento em metais raros nos corpos pegmatíticos pode ser herdado da rocha parental ou pode resultar da troca de substâncias entre a intrusão granítica/pegmatítica com a rocha hospedeira antes, durante ou após a consolidação do pegmatito (Komov *et al.*, 1994). Há ainda a considerar a hibridização de magmas e incorporação e digestão de rochas enriquecidas como possíveis fontes de metais raros.

A datação através da monazite foi um recurso adicional usado para o exame da contemporaneidade entre granito e pegmatito e sugestão de tipos granitóides eventualmente parentais. Foi também útil para correlacionar o CPL com os outros campos pegmatíticos localizados na mesma unidade tectónica, alguns dos quais já tinham sido datados.

Esta aproximação metodológica procurava atingir as metas seguintes:

- i) estabelecer a relação temporal e geoquímica entre o CPL e os pegmatitos do norte da Zambézia, com destaque para o Distrito Pegmatítico de Alto Ligonha;
- ii) estabelecer a relação geoquímica entre o CPL e os pegmatitos das províncias de Cabo Delgado, Niassa e Nampula muito pouco referidos na literatura. Um trabalho mais sistemático sobre estes últimos pegmatitos iniciou-se, recentemente, ao abrigo do Programa Gulbenkian de Apoio aos Doutorandos dos Países Africanos de Língua Oficial Portuguesa e de Timor Leste.

Além das metas já referidas, foram conteúdos deste trabalho:

- A caracterização estrutural, geoquímica e paragenética das rochas encaixantes e dos pegmatitos;
- O estudo petrográfico e geoquímico das rochas encaixantes;
- A cronologia de implantação dos pegmatitos;
- As relações geoquímicas e paragenéticas entre rochas encaixantes félsicas e pegmatitos;

- O uso de índices geoquímicos para a dedução do ambiente geotectónico de evolução dos protólitos das rochas encaixantes do Licungo, correlacionando-os geneticamente com o dos pegmatitos associados.

Em suma, pretende-se a partir de dados petrológicos e geoquímicos, desenhar o quadro geotectónico e petrogenético das metalizações observadas no CPL e identificar os seus granitos parentais. Apresenta-se assim, seguidamente, o plano e estrutura da tese.

## 1.2. PLANO E ESTRUTURA DA TESE

A aproximação à metalogénese do CPL atende, em primeiro lugar, à observação da natureza e conteúdo de metais presentes nos pegmatitos e suas tendências evolutivas. Esta análise foi baseada na mineroquímica das fases principais e acessórias.

Exercício similar foi realizado com base em dados de rocha total de fácies metamórficas ou plutónicas intermédias a félsicas. A partir de parâmetros e indicadores geoquímicos, foi deduzido o ambiente tectónico da fusão de protólitos das rochas encaixantes dos pegmatitos e suas possibilidades de diferenciação, estabelecendo-se, com recurso a dados geoquímicos, paragenéticos e cronológicos, as relações de composição e de filiação entre pegmatitos e suas rochas encaixantes, algumas das quais parentais.

O conteúdo principal da monografia de síntese encontra-se organizado em oito capítulos, apresentados em seguida.

No **Capítulo 1** discute-se o enquadramento tectónico e geológico regional, o conceito de campo pegmatítico e as opções metodológicas adoptadas em diferentes fases do trabalho: análise estrutural, amostragem e preparação e realização do trabalho experimental. Por fim, debate-se a sistemática dos pegmatitos

Inicia-se o primeiro capítulo com a identificação das principais unidades tectónicas e sua evolução no tempo. Para cada megaestrutura regional identificam-se as áreas

geográficas abrangidas, a cronologia de eventos geodinâmicos e seu impacto em termos de materiais geológicos, feições estruturais e texturais resultantes. A síntese tectónica é seguida pelo enquadramento geológico da área em estudo, baseada nas notícias explicativas e cartografia geológica mais recente de Moçambique (GTK Consortium, 2006; Bingen *et al.*, 2007).

Inclui-se neste capítulo a metodologia, que se divide em subsecções referentes à cartografia e análise estrutural, amostragem, preparação de amostras e técnicas analíticas. Inclui-se, ainda, a metodologia usada para a datação, princípio do método, suas vantagens e desvantagens.

A terminar o capítulo, discute-se, sinteticamente, o estado de arte sobre a sistemática dos pegmatitos, particularmente a sua evolução e apresentam-se as grelhas classificativas mais utilizadas.

O **Capítulo 2** é destinado à análise da diversidade estrutural da área pegmatítica do Licungo. Faz-se a apresentação dos lineamentos estruturais de 1ª ordem e de ordem inferior, e a sua relação com a orientação, morfologia e dimensão dos corpos pegmatíticos. Procura-se, também, elaborar uma compartimentação dos conjuntos pegmatíticos que considera o condicionamento estrutural.

Este enquadramento é, também, efectuado no contexto de Província Pegmatítica, considerando-se a orientação e natureza da generalidade dos pegmatitos que ocorrem no norte de Moçambique.

No **Capítulo 3** faz-se a apresentação das paragénese mais comuns no CPL, seguida de descrição de associações particulares, observadas em cada um dos corpos pegmatíticos principais.

No **Capítulo 4** dá-se conta do estudo da mineroquímica das fases minerais essenciais e de algumas acessórias. Estes dados analíticos foram úteis para a identificação de tendências evolutivas de fraccionação, não só do mineral em análise, mas também dos

corpos pegmatíticos portadores, considerando que a modificação da composição global se reflecte na química mineral (Jahns, 1982; Neves, 2009). De entre os minerais acessórios analisados destacam-se os portadores de elementos de terras raras (TR) e de minerais radioactivos, usados, também, para a datação química.

No **Capítulo 5** conclui-se a análise quantitativa, estudando-se o conteúdo de elementos maiores, traço e terras raras presentes em rochas encaixantes. Índices geoquímicos apropriados foram, também, aqui usados para a classificação, identificação de processos e tendências evolutivas e dedução de ambientes geotectónicos.

A geoquímica da rocha total foi acompanhada pelo estudo petrográfico das rochas encaixantes analisadas, sobretudo nas localizações em que as paragénese, estruturas e relações texturais de interesse são descritas e ilustradas.

No **Capítulo 6** são usados dados da mineroquímica de forma aplicada ao cálculo da idade dos pegmatitos do CPL. As idades obtidas foram usadas como meio auxiliar para a discussão da relação do CPL com as rochas encaixantes previamente datadas e com os outros campos pegmatíticos do NE de Moçambique e, até, de África.

Um resumo sobre a natureza e os indícios da especialização metalogénica dos pegmatitos é, também, apresentado.

No **Capítulo 7** faz-se o resumo dos aspectos relevantes abordados em cada um dos capítulos anteriores, que são, depois, discutidos de forma integrada. Após essa discussão, relaciona-se o CPL com outros campos pegmatíticos assentes na mesma unidade litoestratigráfica, do ponto de vista paragenético, mineralógico e mineroquímico.

No fim do capítulo, identificam-se os recursos base potenciais e os que estão a ser, actualmente, alvos de exploração. A sua distribuição e estimação das proporções volumétricas (e de massa) são, também, apresentadas.

No **Capítulo 8** apresentam-se as principais conclusões resultantes.

### **1.3. MEGAESTRUTURAS REGIONAIS: PALEOGEOGRAFIA E CINEMÁTICA**

Os terrenos do NE de Moçambique encontram-se estruturados por dois principais eventos orogénicos megascalares, nomeadamente, Cinturão Orogénico Moçambicano (COM) e Ciclo Orogénico Pan-Africano (COP). Na bibliografia de língua inglesa, o COM é mais conhecido por *Mozambique Belt*.

#### **1.3.1. Cinturão Orogénico Moçambicano**

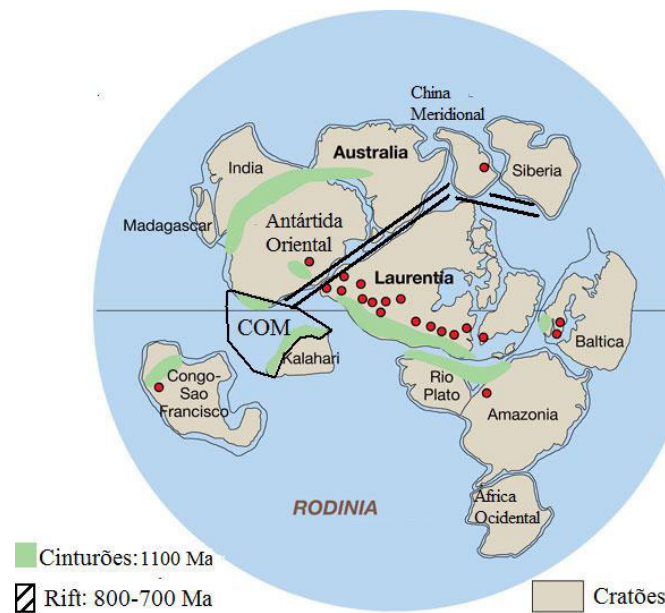
Os terrenos de Mocuba encontram-se posicionados na zona central da Orógeno Moçambicano (Afonso & Pinto, 2001). A sua provável extensão e contexto evolutivo são, a seguir, abordados.

##### **1.3.1.1. Paleogeografia do Moçambicano**

O COM corresponde a uma faixa de corredores móveis de cerca de 5000 km de extensão (Warden & Horkel, 1984), que engloba a actual faixa oriental de África (Somália a África do Sul) e se estende, provavelmente, até Antártida, Austrália (Kröner & Stern, 2004), Índia, Sri-Lanca e Madagáscar (Grantham *et al*, 2003). Para Oeste, o Orógeno Moçambicano estende-se até a bordadura do Cratão do Congo (Marques *et al.*, 1995).

Há alguma controvérsia na reconstituição paleogeográfica, cinemática e na atribuição de um intervalo temporal do COM, adensada por alegada forte remobilização de terrenos, promovida por deformações sobrepostas, na zona Oriental Africana, a sul do Quênia. Vários autores têm-no associado a um ciclo orogénico Neoproterozóico. Os autores que realizaram trabalhos pormenorizados no terreno, principalmente no âmbito do mapeamento geológico de Moçambique, encontraram, na parte Ocidental, com

deformação menos incisiva, fortes indícios de actividade termotectónica Mesoproterozóica. Por isso sugerem que o COM se tenha desenvolvido no contexto evolutivo do Ciclo Kibariano, iniciado há 1.35 Ga, estendendo-se até ao estágio final da edificação e estabilização do supercontinente Rodínia (figura 1.1), há 0.85 Ga (Hanson, 2003; Macey *et al.* 2013). A formação do Rodínia incluiu, ainda, a agregação mais ou menos contemporânea de outros fragmentos cratónicos como Congo-Kalahari, unidos através do vale do Zambeze; Antártida-Austrália-Índia (Grantham *et al.*, 2003) e Kaapval-Zimbabwe unidos pelo Cinturão Colisional do Limpopo (figura 1.1).



*Figura 1.1. Posicionamento do Cinturão Moçambicano (COM) no contexto do Rodínia, propondo-se, também, a posição de um rift ao longo do qual ocorreu a desintegração do supercontinente. Os círculos pintados simbolizam plutões graníticos de tipo A. Modificado de Meert & Torsvik (2003).*

A outra dificuldade para a reconstituição paleogeográfica-cinemática, considerada por Muhongo (1999), tem a ver com a natureza poli-orogénica do Cinturão Moçambicano, assinalada por sítios de agregação (colisão e sutura) e outros de dispersão (*rifting* e deriva) e zonas de subdução e suturais (colisionais) de diferentes idades. O mesmo autor sugeriu a existência de três eventos sequenciados de desagregação cratónica durante o Proterozóico, associados ao Oceano Moçambicano: Oceanos Paleo-, Meso- e Neoproterozóico.

### 1.3.1.2. Contexto Evolutivo

A evolução litológica do COM ocorreu em ambiente de colisão, do tipo Himalaio, entre os cratões de Kalahari e Indo-Antártico (Pinna *et al.*, 1993; Pinna, 1995; Grantham *et al.*, 2003; Bingen *et al.*, 2009), entre 1100 e 850 Ma (Pinna *et al.*, 1993; Marques *et al.*, 1995; Afonso & Pinto, 2001), desenvolvendo-se, no norte de Moçambique, mantos sin-metamórficos de carreamento referidos frequentemente como *nappes* do supergrupo do Lúrio, jazendo sobre rochas supracrustais do Supergrupo de Chiúre, também alóctone. As duas sequências ficam em posição de cavalgamento sobre os migmatitos autóctones do Supergrupo de Nampula (Pinna *et al.*, 1993; Afonso *et al.*, 1998), particularmente na parte sul da Orogenia Moçambicana (o Supergrupo de Nampula é, também, designado Complexo de Nampula por Bingen *et al.*, 2009 e Bloco de Nampula por Miller *et al.*, 2013).

O Supergrupo de Lúrio é constituído, essencialmente, por materiais rochosos da crosta inferior, de fácies granulítica, e o Chiúre por materiais da crosta superior, de fácies anfibolítica e de xistos verdes. Em termos estruturais, reportam-se, nestas unidades litoestratigráficas, dobras inclinadas com eixos curvos de orientação NNE-SSW e estiramentos WNW-ESE. Por indícios associados ao cisalhamento tangencial na base dos mantos de carreamento, sugere-se que o sentido de transporte dos materiais tenha sido de topo para E (Pinna *et al.*, 1993) a SE (Marques *et al.*, 1995).

O pico do metamorfismo progressivo foi datado em 1110 - 1080 Ma, no sul do Lúrio, (Bingen *et al.*, 2009; Macey *et al.*, 2010; Ueda *et al.*, 2012) e cerca de 900 Ma ao norte (Miller *et al.*, 2013) da Orogenia. Para ambos os casos, são reportados elementos estruturais de deformação orogénica mais tardia (Miller *et al.*, 2013).

### 1.3.2. Ciclo Orogénico Pan-Africano

O COP é representado por um cinturão Neoproterozóico, de idade semelhante à da Orogenia Cadomiana da Europa Central e Ocidental e Baicaliana da Ásia (Kroner & Stern, 2004), todas elas relacionadas com a formação do Gondwana.



O COP contempla três fases principais seguintes: i) fase de desagregação do supercontinente Rodínia, durante o Neoproterozóico, ii) colisão e acreção dos blocos pré-gondwânicos Ocidental e Oriental, durante o Paleozóico Inferior e iii) fase pós-Gondwana, posterior ao Câmbrico.

### **1.3.2.1. Fase de Desagregação do Rodínia**

A abertura de grandes oceanos entre os cratões Brasileiro/Amazonas e Africano (Oceano Adamastor), África Ocidental e Sahara-Congo (Oceano Farusiano ou Trans-Sahara) e entre África e Indo-Antártico (Oceano Moçambicano), fragmentou o supercontinente Rodínia, a partir de 850 Ma (Grantham *et al.*, 2003; Kröner & Stern, 2004). O magmatismo alcalino bimodal Neoproterozóico, associado aos riftes, que evoluíram para bacias oceânicas (Hanson, 2003), foi observado no Vale do Zambeze, NE de Moçambique, S do Malawi, Tanzânia, Quênia e em Madagáscar (Grantham *et al.*, 2003). O ambiente tectónico prevalecente durante o magmatismo é considerado extensional no Cinturão do Zambeze (Dirks *et al.*, 1998), sendo, porém, de arco na Tanzânia (Maboko, 2001) e em Madagáscar (Handke *et al.*, 1999). Deduz-se por isso que, enquanto o Cratão de Kalahari se separava de uma entidade não devidamente identificada (provavelmente Cratão do Congo), entre 800 e 700 Ma, o Cratão da Tanzânia juntava-se ao conjunto cratónico Madagáscar-Índia-Enderby. Mais para o S de Moçambique, o magmatismo granítico não foi identificado, neste período, nem foram identificadas evidências de deformação extensional, por exemplo, em Natal (África do Sul) e Antártida. A falta de evidência de extensão e magmatismo considera-se indicativo que durante a fragmentação do Rodínia os cratões de Kalahari e Antártida Oriental terão permanecido como entidade única (Grantham *et al.*, 2003).

### **1.3.2.2. Fase de Reagrupamento Tectónico e Formação do Gondwana**

Os blocos pré-gondwânicos Oriental (Madagáscar, Índia, Austrália e Antártida) e Ocidental (América do Sul e África), separados pelo Oceano Moçambicano, colidiram entre si, marcando uma das principais fases da formação do supercontinente Gondwana, suturando-o ao longo de uma zona axial designada Orogenia da África Oriental (figuras

1.2 e 1.3). O Oceano foi continuamente consumido e encerrado entre 700 e 580 Ma ao longo da interface Tanzânia-Índia/Madagáscar e entre 600 e 500 Ma ao longo da interface Kalahari-Congo/Tanzânia (Grantham *et al.*, 2003). Esse encerramento do Moçambicano foi acompanhado pelo fecho dos oceanos Adamastor, Damara e Trans-Sahara originando um sistema Pan-Africano de cinturões orogénicos (Kröner & Stern, 2004) a volta dos cratões Precâmbrios (figura 1.2).

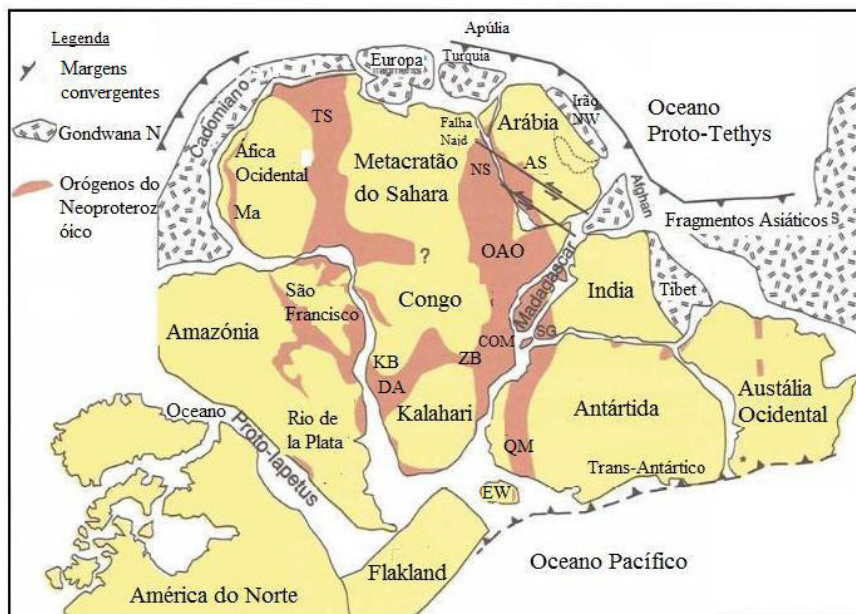


Figura 1.2. Mapa do Gondwana no fim do Neoproterozóico, podendo observar-se os cinturões orogénicos Pan-Africanos representados pela cor rósea acastanhada. Modificado de Kroner & Stern (2004) após Kusky *et al.* (2003). Legenda: AS-NS - Escudo da Arábia-Núbia; COM – Cinturão Moçambicano; DA - Darnara; EW – Montes Elsworth-Whitmore; KB – Kaoko; Ma – Mauritanídeo; QM - Queen Maud Land; TS – Cinturão Trans-Sahara; ZB – Cinturão do Zambeze.

Parece existir consenso sobre a formação do Gondwana em duas fases, tendo a primeira envolvido Gondwana Ocidental-Oriental, acima referida, e a segunda o Gondwana N-S. Registam-se, contudo, discrepâncias nas idades das colisões e nos fragmentos continentais envolvidos. A GTK Consortium (2006) considera a colisão entre os cratões de Kalahari e Congo-Tanzânia como uma segunda fase de agregação cratónica (colisão norte-sul). A transpressão sinistrógiro ao longo da interface continental entre esses

cratões foi observada entre a zona de cisalhamento de Mwembeshi e o Vale do Zambeze, no centro-oeste de Moçambique. Este megacisalhamento E-W e, localmente, N-S, é encarado como estrutura de escape tectónico, onde o conjunto Antártida Oriental-Austrália-Índia escapa da margem oriental dos cratões combinados Congo-Tanzânia. Estas estruturas transpressivas foram, também, observadas no Cinturão do Lúrio, no NE de Moçambique. A Orogenia de Kuunga aparece na continuidade desses cisalhamentos, no oriente (figura 1.3), sendo, também, conotada com a segunda fase da colisão do Gondwana (Hauzenberger *et al.*, 2007), envolvendo, mais para oriente, a colisão Antártida Oriental – Austrália e Índia.

O espessamento crustal e magmatismo pós-colisional observados no N de Moçambique, após 530 Ma, são associados à Orogenia Kuunga (Bingen *et al.*, 2009).

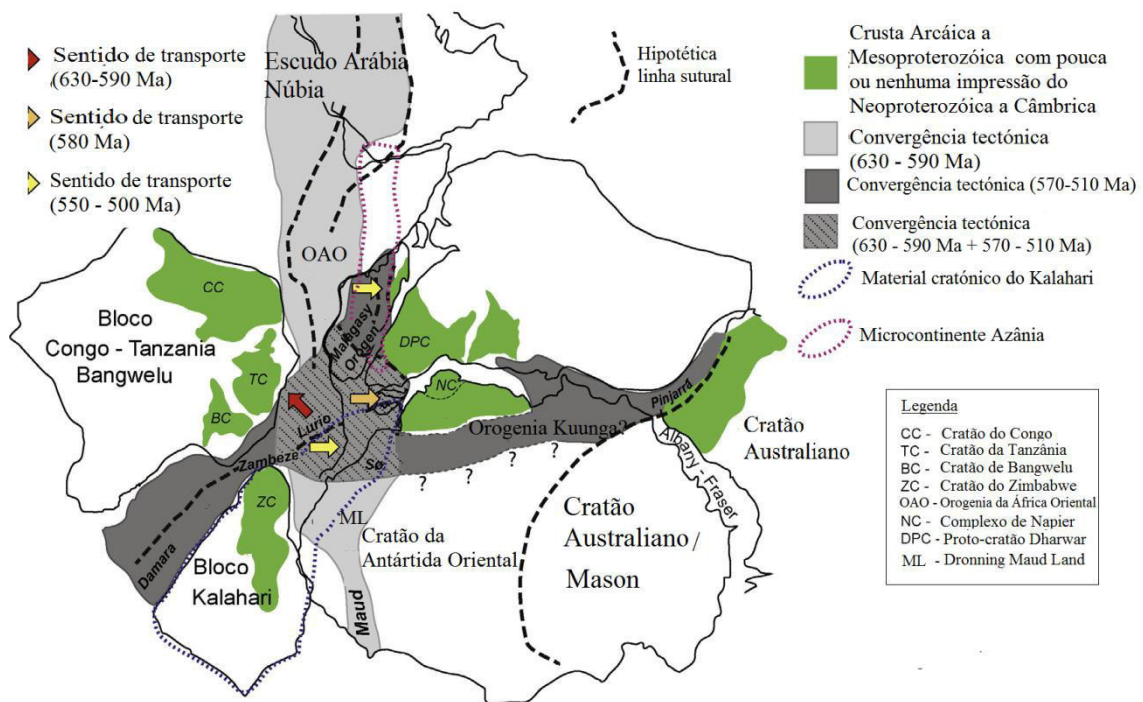


Figura 1.3. Reconstrução do Gondwana Central e Oriental durante o período entre o Neoproterozóico e Câmbrio. Modificado de Miller *et al.* (2013).

A partir da idade bimodal registada em granadas, Maboko (2001) propusera, também, a agregação do Gondwana em duas fases mais tardias:

- a primeira, datada em 610 Ma (idade do metamorfismo de fácies anfibolítica), atribuída à amalgamação e espessamento crustal de Índia, Madagascar, partes da Antártida Oriental, Kalahari, Congo e Escudo da Arábia-Núbia (agregado IMSLEK-EAN);
- a segunda, datada em 545-525 Ma, relacionada com a colisão entre os cratões Australo-Antártico Ocidental e agregado IMSLEK-EAN.

### **1.3.2.3. Pós-Gondwana/ Karoo+Rift Africano**

Após a Orogenia Pan-Africana, os terrenos Precâmbrios foram sujeitos a um arrefecimento lento, desde Ordovícico a recente (Emmel *et al.*, 2010). O arrefecimento seguiu-se ao *rifting* do Paleozóico ao Mesozóico, período no qual, para além da intrusão de granitóides, se formou uma cobertura Fanerozóica do Karoo (Pérmico a Triássico) e sequências do Sistema do Rift da África Oriental. Durante o Karoo, sedimentos siliciclásticos ficaram depositados em bacias de rift intracontinentais. A desintegração culminou com a formação da crosta oceânica entre NE de Moçambique e Antártida/Madagascar.

### **1.3.3. Relação entre o Cinturão Moçambicano e o Escudo Arábia-Núbia**

A relação entre o Cinturão Moçambicano (COM) e o Escudo da Arábia Núbia (EAN) pode ser estabelecida do ponto de vista da localização paleogeográfica, evolução tectónica e conteúdo litológico de cada uma das unidades.

#### **1.3.3.1. Relação Geográfica**

No contexto Pan-Africano tem-se feito referência ao COM e ao EAN como unidades complementares que constituem a zona axial dessa mega-estrutura, estando o EAN representado no N da Orogenia e COM no S (figuras 1.3 e 1.4). A interface entre as duas unidades encontra-se localizada na fronteira entre a Tanzânia e o Quênia (Kroner & Stern, 2004).

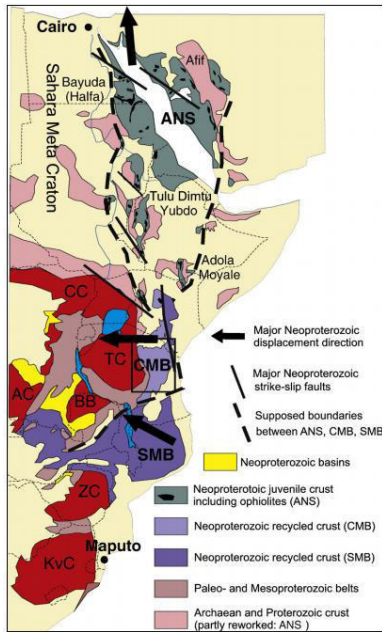


Figura 1.4. Paleogeografia dos terrenos integrantes da Orogenia da África Oriental (Fritz et al., 2009). Os fragmentos cratônicos estão representados pelas seguintes siglas: CC- Cratão do Congo, TC - Tanzania; AC - Angola-Kasai; BB - Bloco Bangwelu; ZB - Cratão do Zimbabwe; KVC - Kapvaal.

### 1.3.3.2. Relação Tectonoestratigráfica

No contexto geodinâmico, considera-se o EAN resultante da acreção de arco de ilha e continente e o COM resultante da colisão continente-continente. A acreção tectónica no N considera-se ter sido acompanhada por obdução de *nappes* de ofiolitos submetidos a condições de metamorfismo de baixo grau (Stern & Dawoud, 1991; Fritz et al., 2009), enquanto os *nappes* do COM são de fácies granulítica (Fritz et al., 2009).

As diferenças das condições de metamorfismo e deformação entre o N e o S são, atribuídas ao efeito da quantidade de massa envolvida. No S, um maior desenvolvimento de colisão continente-continente terá criado maior deformação e metamorfismo de elevado grau, ao contrário da menor deformação e baixas condições de metamorfismo provocadas por uma colisão menos severa, arco-continente, no N.

A concentração de granulitos no S e a sua ausência no EAN sustentam a interpretação de que o espessamento crustal, erosão e intensidade de deformação aumentam de N para S (Stern & Dawoud, 1991). Após o pico do metamorfismo granulítico em condições de pressão entre 10 e 12 Kbar, decorrido entre 850 Ma e 750 Ma, na Tanzânia (granulitos orientais), seguiu-se um período de arrefecimento isobárico até 585 Ma, e posterior descompressão até atingir condições de pressão de cerca de 6 kbar e de temperatura de cerca de 750°C, registadas há 550 Ma (em Cutten et al., 2002).



Um processo de acreção-subdução entre os arcos do EAN e terrenos predominantemente gnáissicos do COM, que resultaram numa amalgamação colisional trans-sutural, pode ter estabelecido uma relação basamento-cobertura (Kroner *et al.*, 2001) que justifique as diferenças das condições metamórficas entre o S e o N. Na mesma linha, Kroner & Stern (2004) atribuem a origem dos terrenos do EAN à crosta superior e do COM à crosta inferior.

A hipótese de escape tectónico é retomada para justificar a migração de EAN para N, a partir do COM, após a colisão continente-continente que consumiu o Oceano Moçambicano (em GSE, 2014).

### 1.3.3.3. Enquadramento do Cinturão do Lúrio

O Cinturão do Lúrio (CL) é uma descontinuidade tectónica e litológica que limita o N do S do COM (figura 1.4, atrás), ao longo da qual movimentos tectónicos transtensivos Mesoproterozóicos (1000 Ma) desenvolveram um oceano embrionário. Mais tarde este oceano é suturado durante o evento colisional Pan-Africano (Sacchi *et al.*, 2000).

O CL é associado a tendências estruturais WSW-ENE, a bandamentos litológicos NE-SW com inclinação para NW e a dobras isoclinais com superfície axial vertical (Afonso *et al.*, 1998; Sacchi *et al.*, 2000), impressos nos terrenos Moçambicanos.

Para além do Sistema Lúrio ser considerado orogénese formadora da crosta, durante o Kibariano, e como sutura crustal entre Neoproterozóico e Paleozóico Inferior, tem sido, também, encarado como uma zona de acomodação tectónica dentro da orogenia Moçambicana (Jacobs *et al.*, 2008).

No domínio S registou-se magmatismo granitóide não observado no N do Lúrio, sugerindo-se que o CL marque, provavelmente o limite da zona delaminada, no S, da zona com raiz orogénica presente no N (Bingen *et al.*, 2007; Jacobs *et al.*, 2008; Eberle *et al.*, 2010).

Jacobs *et al.* (2009) consideram estruturas associadas à extensão penetrativa, metamorfismo de elevada temperatura/baixa pressão, migmatização e constricção tardi-

tectónica perpendicular ao principal vector de colisão como evidências de delaminação da raiz orogénica.

Em Moçambique, o CL marca, também, alguma dissonância tectónica e litológica entre o N e o S.

No que respeita à idade dos protólitos, os gnaisses do S do Lúrio registam idades de cristalização e de metamorfismo mais antigas (1150 Ma – 1075 Ma e 1110 Ma – 1080 Ma, respectivamente). Os do N são mais recentes (1060 Ma – 945 Ma e 900 Ma). O metamorfismo Pan-Africano é um pouco mais antigo no N (Bingen *et al.*, 2009).

A S do Lúrio, após os picos de metamorfismo, seguiu-se o arrefecimento a taxas estimadas em 7-8°C/Ma (Sacchi *et al.*, 2000), permanecendo a elevada temperatura durante maior período de tempo em relação ao norte, devido às intrusões de granitóides pós-orogénicos generalizadas entre 530 e 490 Ma (Jacobs *et al.*, 2008, Emmel *et al.*, 2010). O arrefecimento após o referido episódio magmático tornou-se rápido. A N do Lúrio o arrefecimento foi progressivo, a uma taxa de 16°C/Ma (Sacchi *et al.*, 2000).

#### 1.4. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO DO SISTEMA LICUNGO

No N de Moçambique predominam unidades litológicas estruturadas durante o Mesoproterozóico a Neoproterozóico. Ortognaisses de composição félsica a intermédia são predominantes nos Complexos de Nampula, Nairoto, Meluco e Marrupa; rochas granulíticas nos complexos de Unango, M'Sawize, Xixano e Ocua e rochas metasupracrustais nos Grupos Geci e Txitonga (figura 1.5 e tabela 1.1). A única unidade Paleoproterozóica, designada Ponta Messuli, localiza-se, no NW, junto à fronteira com o Malawi, sendo associado à extensão da orogenia Usagarana-Ubendiana (Bingen *et al.*, 2007) para o oriente.

Na tabela 1.1, apresenta-se a variedade de rochas de cada um dos agrupamentos e as relações tectónicas entre eles.

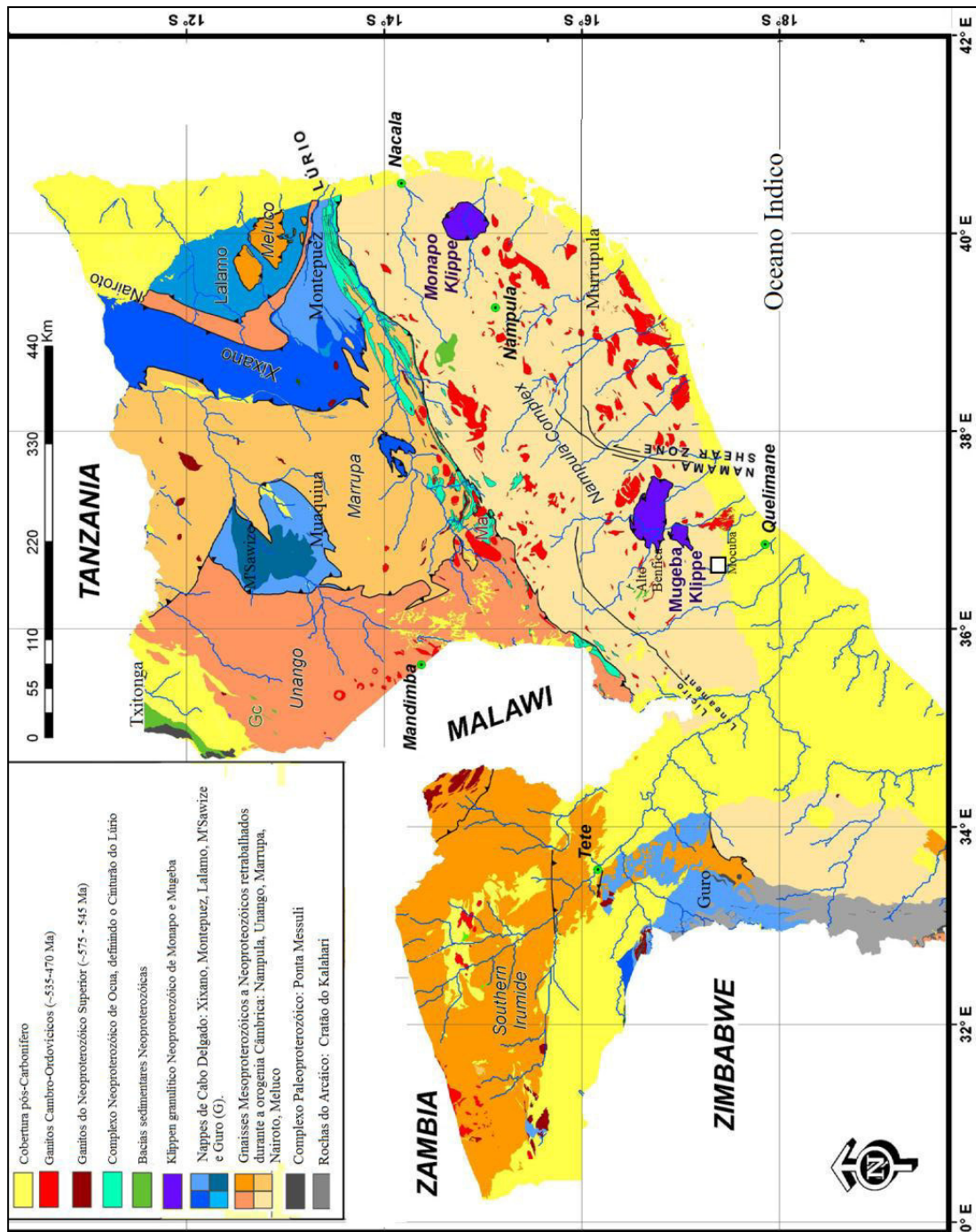


Figura 1.5. Principais unidades geológicas do Norte de Moçambique. Modificado após Macey et al. (2013).



Tabela 1.1. Principais unidades litoestratigráficas do N de Moçambique e seu conteúdo litológico. Dados compilados de GTK Consortium (2006), com excepção dos sinalizados por (\*) e (\*\*) obtidos em Melezhik *et al.*, (2006) e Miller *et al.* (2013), respectivamente.

	Complexo	Conteúdo litológico	Relações tectónicas e litoestratigráficas
N e o r o t e r o z ó i c o	Geci	Calcário; xisto micáceo; metaconglomerado; breccias carbonáticas.	Forma lentes cisalhadas, dobradas e milonitizadas; com sedimentos marinhos justapostos aos complexos de fácies granulítica (*)
	Txitonga	Metagrauvaque; metarenito; xisto quartzomícáceo; xisto clorítico; xistos verdes; metagabro; rochas metavulcânicas félsicas.	
	Ocuca	Gnaisses granulíticos félsicos a máficos; leucognaisse milonítico; paragnaisses.	Melange tectónico - núcleo do Cinturão de Lúrio; Bandas litológicas NE-SW/NW e dobras isoclinais com plano axial NE-SW
	Montepuez	Gnaisses graníticos a granodioríticos; paragnaisses (quartzitos, meta-arcose, mármore, gnaisse quartzo-feldspático e gnaisse biotítico).	Dobras isoclinais apertadas, cortadas por zonas de cisalhamento NE-SW; em forma de cunha de ortognaisses e paragnaisses fortemente deformados no SE.
	Grupo Alto Benfica	Quartzito estratificado; metaconglomerados; matacões de gnaisse leucogranítico.	Em forma de lentes isoladas; Sobrejacente ao Complexo de Nampula e aos Klippe de Monapo e Mugeba (**).
	Grupo Mecuburi	Metaconglomerado gnáissico; gnaisse biotítico; gnaisse nodular.	Contacto Mecuburi-Nampula feito por inconformidade; em cavalgamento sobre unidades de Nampula.
	Lalamo	Paragnaisse (mármore, gnaisse biotítico, xisto micáceo, metarenito, quartzito, anfíbolito, conglomerado); gnaisse granítico a granodiorítico; (litologia similar à de Montepuez)	Sobreposto por rochas sedimentares da Bacia do Rovuma; O contacto W é zona de cisalhamento com que corta várias unidades de Lalamo; Em cavalgamento sobre Meluco
	M'sawize	Granulito máfico; gnaisse migmatítico; gnaisse granodiorítico a gabróico, metatonalito e metagabro.	Sobrepoê-se ao Muaquia; assente sobre falhas e zonas de cisalhamento associados a movimentos tensionais.
	Muaquia	Gnaisse gabróico, tonalítico, granítico, anfíbolítico; bandas e lentes de paragnaisses.	Textura blastomilonítica a milonítica e deformação que aumenta para o contacto com Unango no W.
Xixano	Granulito máfico; enderbito; gnaisse anfíbolítico-diorítico; paragnaisse (gnaisses micáceos, e quartzo-feldspáticos, quartzito e mármore).	Contacto com Marrupa; zona de cisalhamento deformada pelo Lúrio no S, e fortemente dobrada no contacto E com Montepuez; o cisalhamento limita Xixano-Nairoto no E.	
M e s o p r o t e r o z ó i c o	Mugeba	Gnaisses granulíticos sobre ortognaisses miloníticos a flaser	Klippe sobrejacente ao Complexo de Nampula.
	Meluco	Gnaisse granítico a granodiorítico, composição tonalítica subordinada; Gnaisses granodioríticos a dioríticos.	O contacto com Lalamo é feito via cavalgamento, encontrando-se Meluco na parte subjacente, num movimento de tecto para o S; domos ovais dobrados no SW de Meluco.
	Nairoto	Gnaisse migmatítico granítico a granodiorítico; pequenas lentes de paragnaisses.	N de Montepuez; falha NNE-SSW; forma arqueada, envolvendo o Complexo Lalamo com o qual estabelece contactos tectónicos.
	Marrupa	Gnaisse granítico a granodiorítico; gnaisse anfíbolítico; migmatítico; leucognaisse; gnaisse quartzo-feldspático; paragnaisses.	Unidade mais extensa no N de Moçambique; estruturalmente sobre Unango e Nampula e sob M'Sawize, Muaquia e Xixano.
	Unango	Gnaisse granítico a granodiorítico; gnaisse chamoquítico; anfíbolito; gnaisse moscovítico-biotítico; gnaisse quartzo-feldspático; quartzito; gnaisse migmatítico hornblenda-micáceo	Subjacente ao Karoo na fronteira com a Tanzânia; cavalgado pelo Marrupa e subjacente ao klippen de Muaquia e M'sawize no E; Sobrejacente ao Nampula
	Nampula		
P a l p	Ponta Messuli	Paragnaisse migmatítico no N e gnaisse oclar no S; xisto talcoso; anfíbolito.	Contacto tectónico com o sobrejacente Txitonga; extensão da faixa Ubendiana-Usagarana

(\*) Melezhik *et al.*, 2006; (\*\*) Miller *et al.*, 2013; Palp - Paleoproterozóico.

Na área do Licungo encontram-se cartografados os complexos alóctone de Mugeba e autóctone de Nampula (Bingen *et al.*, 2007).

#### 1.4.1. Complexo de Nampula

O Complexo de Nampula é o maior e mais antigo segmento crustal Mesoproterozóico do N de Moçambique e importante componente da Orogenia Oriental Africana. É limitado, a N, pelo Cinturão do Lúrio (Macey *et al.*, 2010), e é representado pelos agrupamentos de Mocuba, Molócuè, Mamala e Culicui, segundo as divisões propostas por Bingen *et al.* (2007).

i) Grupo de Molócuè (1800-1000 Ma, Fritz *et al.*, 2013) - representa uma sequência de camada intermédia de rochas metapelíticas, calcossilicatadas, félsicas, gnaisses metavulcanitos máficos e ultramáficos supracrustais; esta sequência está, localmente, cortada pelo Cinturão de Cavalgamento de Namama (em Eberle *et al.*, 2010). Uma grande heterogeneidade de relações entre estas rochas mostra interlaminações frequentes que se encontram dobradas e foliadas. Os metabasitos estão representados por anfibolitos e alguns metagabros, gnaisses anfibólicos portadores de epidoto, piroxena e granada, xistos talcosos, cloríticos e antofílicos, epidotitos, piroxenitos, metadunitos (Cadoppi *et al.*, 1987) e gnaisses talco-tremolíticos. A sequência de gnaisses supracrustais migmatizados de Molócuè desenvolveu-se, supostamente, em ambiente de bacia de retro-arco (Fritz *et al.*, 2013).

ii) Suíte de Mocuba - representa uma sequência polideformada de gnaisses cinzentos de grau anfibolítico superior e migmatitos associados a tonalito-trondjemite-granodiorito e ortognaisses graníticos desenvolvidos entre 1148 e 1114 Ma (Bingen *et al.*, 2007; Macey *et al.*, 2010), num sistema de arco de ilhas juvenil Mesoproterozóico (Macey *et al.*, 2010). O evento deformacional D1, Mesoproterozóico, é localmente representado por dobras intrafoliais e leucossomas redobrados (Macey *et al.*, 2013), associados ao metamorfismo de

elevado grau e migmatizações. Gnaisses bandados foram datados em 1127 Ma e auréolas metamórficas em 1090 Ma (Macey *et al.*, 2010). Além de eventos metamórficos Mesoproterozóicos, vários autores observaram indícios de metamorfismo de idade Pan-Africana (Kröner *et al.*, 2003; Hauzenberger *et al.*, 2007; Bingen *et al.*, 2009). A sequência de Mocuba está interlaminaada com paragneisses do Grupo de Molócuè (Macey *et al.*, 2010).

iii) Gnaisses de Mamala e Rapale - a subdução e acreção crustal terão contribuído para a intrusão de Gnaisses de Rapale, entre 1095-1091 Ma (Macey *et al.*; 2010; Macey *et al.* 2013; Fritz *et al.*, 2013) e de gnaisses quartzo-feldspáticos de Mamala (1090 Ma).

Iv) Suite Culicui – é constituído por plutões graníticos volumosos e corpos tabulares intermédios a ácidos, implantados em rochas supracrustais e granitóides, entre 1087 e 1028 Ma (Bingen *et al.*, 2007; Macey *et al.*, 2010; Fritz *et al.*, 2013), na fase final da actividade Mesoproterozóica; estas rochas distinguem-se dos ortognaisses de Mocuba pela cor, composições graníticas a leucograníticas, um episódio de deformação aparentemente mais desenvolvido e um baixo grau de migmatização; o gnaisse granítico da área - tipo foi datado em  $1077\pm 26$  Ma e o episódio migmatítico em  $505\pm 10$  Ma (em GTK Consortium, 2006); os granitos foram considerados anatéticos, tardi- a pós-orogénicos do tipo A (Fritz *et al.*, 2013).

v) Grupos de Mecuburi e Alto Benfica - constituem unidades sobrejacentes de gnaisses metassedimentares depositados inconformavelmente sobre o Complexo de Nampula, no período posterior a 630 Ma; o Grupo Alto Benfica é significativamente mais jovem (<610 Ma) e é relacionado ao evento extensional pós-Rodinia e Pré-Pan-Africano.

O Complexo de Nampula foi deformado durante a intrusão de plutões granitóides sin- e pós-tectónicos Pan-Africanos (D2), entre 511 e 508 Ma (Bingen *et al.*, 2009) e durante a intrusão dos diques Câmbricos da Sequência Murrupula (Bingen *et al.*, 2007; Eberle *et al.*, 2010). Esta deformação induziu o *fabric* regional das rochas Mesoproterozóicas em condições de metamorfismo de fácies anfíbolítica (Bingen *et al.*, 2009). Os grandes volumes de plutões graníticos atribuídos a esta fase podem estar relacionados com o elevado fluxo térmico associado à provável delaminação da raiz orogénica.

#### 1.4.2. Complexo de Mugeba

O Complexo de Mugeba forma um *klippe* na parte ocidental do Cinturão de Lúrio. É constituído por uma série de gnaisses granulíticos assentes sobre ortognaisses miloníticos a *flaser* que formam a base da estrutura. Condições de metamorfismo de fácies anfíbolítica foram localmente identificadas. O pico de metamorfismo de fácies granulítica foi atingido a  $614 \pm 8$  Ma (Bingen *et al.*, 2007).

#### 1.5. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo situa-se nas margens do Rio Licungo, a oriente da Vila de Mocuba, no Distrito de Mocuba, Província da Zambézia (figura 1.6B).

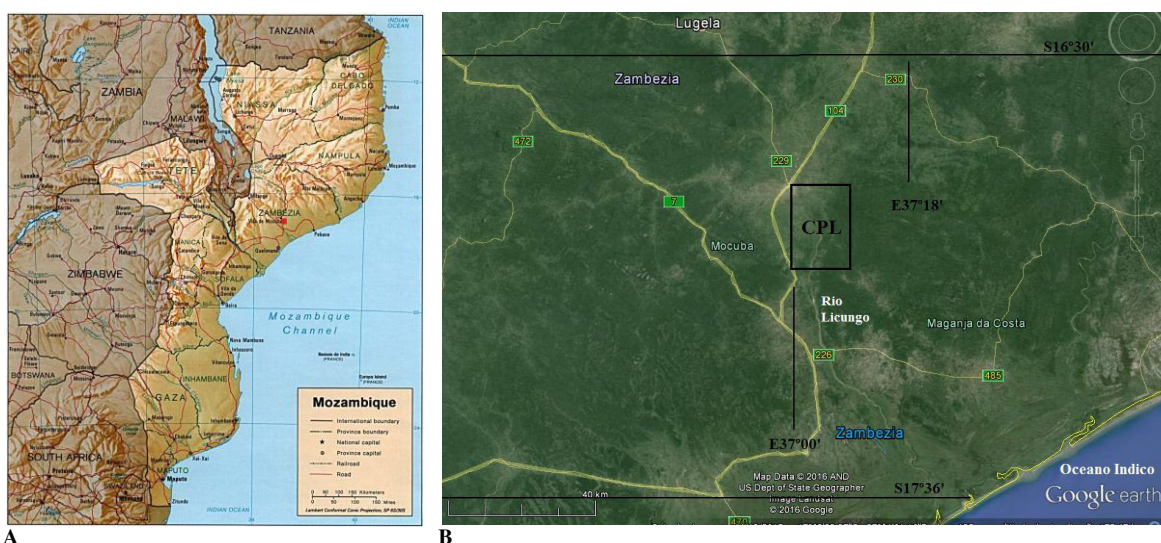


Figura 1.6. Localização da área de estudo. A – no mapa da divisão administrativa de Moçambique; B – vista a partir de imagem de Google-Earth, 2016.

O CPL é constituído por um grande número de corpos pegmatíticos aflorantes, tendo sido objecto de observação mais detalhada os corpos Ígaro, Vila Maior, Mugulama, Careca, Melatube, Muribane, Azul Mais, Vieira, Scheelite, Mathebe, Ifloma e Macuia, que foram expostos graças à actividade de pesquisa e exploração mineira. Os corpos pegmatíticos encontram-se implantados em terrenos miloníticos a blastomiloníticos, gnaisses anfibólicos e migmatitos, gnaisses quartzo-feldspáticos e rochas metasedimentares, cartografadas por Bingen *et al.* (2007, figura 1.7).

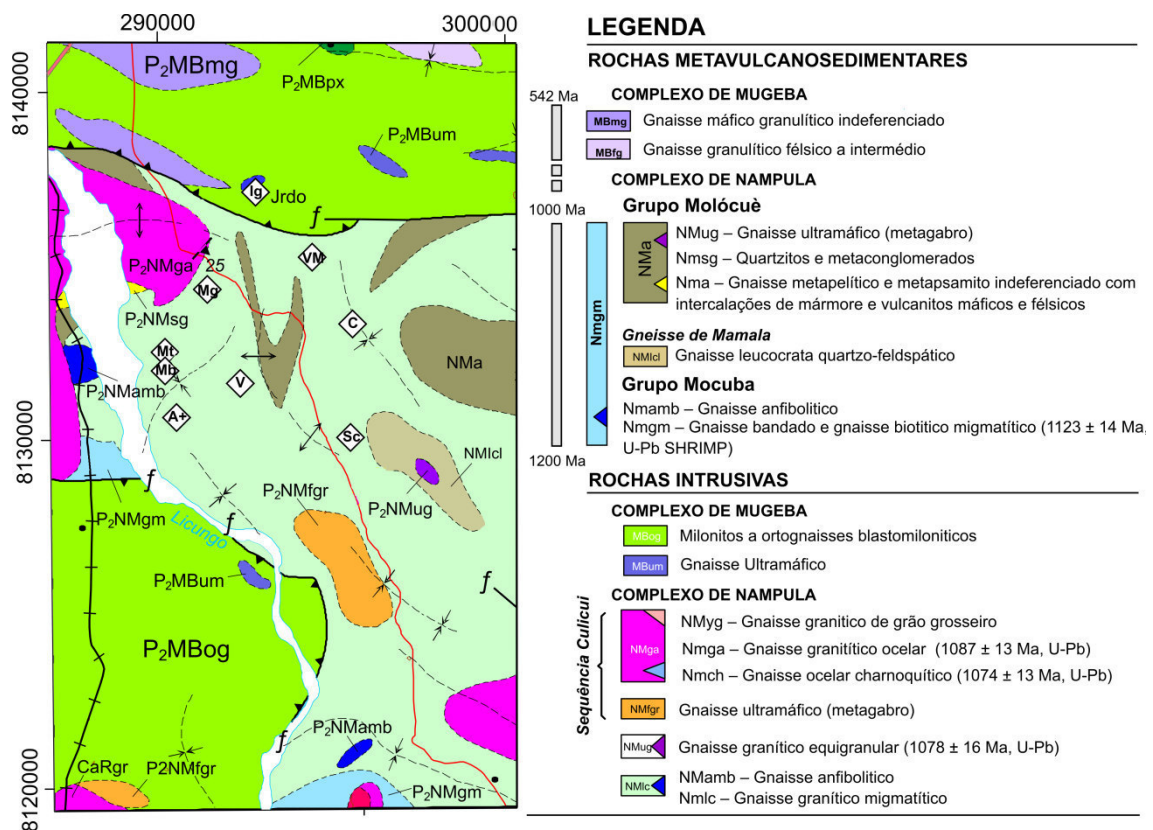


Figura 1.7. Carta geológica da área do Licungo - excerto da Carta geológica de Errego, à escala 1:250.000 (Bingen *et al.*, 2007).

Ao conjunto de pegmatitos e suas rochas encaixantes, atendidos neste trabalho, designa-se Sistema Licungo.

## 1.6. METODOLOGIA DE ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO

As opções metodológicas para a cartografia, amostragem e trabalho experimental encontram-se discriminadas abaixo.

### 1.6.1. Cartografia e Análise Estrutural

Foram usadas como suporte cartográfico, quatro cartas geológicas de base, à escala 1:250000, disponibilizadas pela Direcção Nacional de Geologia de Moçambique (DNG). Trata-se das folhas 1636 (Mocuba-Lugela), 1637 (Errego), 1736 (Quelimane) e 1737-1739 (Namacura-Maganja). Na carta de Errego está inserida quase a totalidade da área em estudo. Foram usadas as outras cartas de forma suplementar para a inclusão de alguns pontos de pesquisa fora da área cartográfica principal.

Certas modificações foram efectuadas às cartas de base para a inclusão de corpos pegmatíticos e outras unidades litológicas localizadas no terreno. Estruturas geológicas presentes nas cartas de base, a análise estrutural mais detalhada efectuada por Dias & Gomes (2006) e levantamentos de campo no âmbito deste trabalho foram integrados nas cartas geológica e estrutural do Sistema Licungo.

### 1.6.2. Amostragem

A amostragem foi efectuada nas rochas encaixantes, em diferentes unidades estruturais dos corpos pegmatíticos e em depósitos sedimentares em torno dos pegmatitos.

#### 1.6.2.1. Amostragem em rochas Encaixantes

Durante a planificação do trabalho do campo, a área de estudo foi dividida em secções e suas subsecções que representaram, respectivamente, os itinerários principais e secundários seguidos durante os levantamentos do campo (figura 1.8). O traçado das secções é tendencialmente transversal à longitude e aos contactos entre unidades litológicas encaixantes do CPL, representadas na carta geológica oficial, com enfoque para aquelas que na aceção de London (2005) podiam ter relação petrogenética com os



corpos pegmatíticos graníticos. Em cada 50 m foram efectuadas paragens de análise paragenética, estrutural e amostragem. A análise distanciada prévia em Google.earth.pro contribuiu para a identificação de manchas litológicas que poderiam ser afloramentos de pegmatitos graníticos. A identificação de índices pegmatíticos em análise distanciada foi feita com base no contraste cromático, morfológico e topográfico em relação às rochas encaixantes.

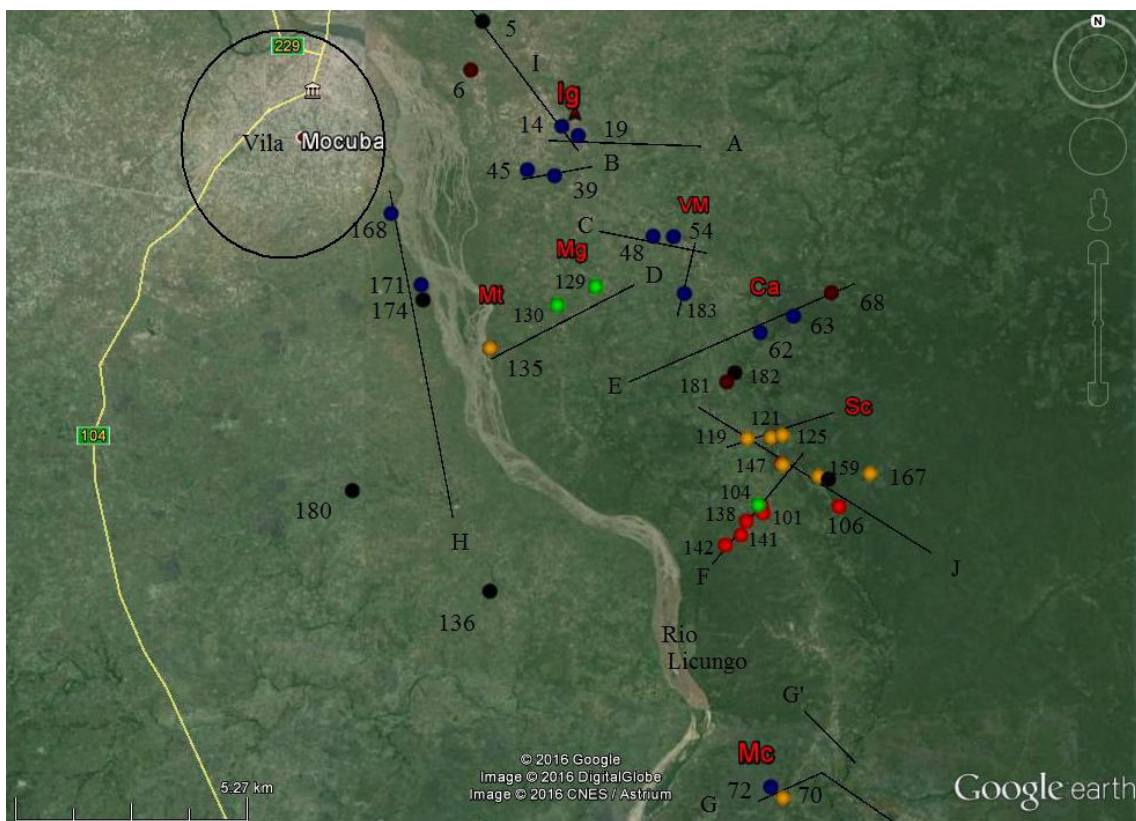


Figura 1.8. Perfis e estações de análise estrutural, paragenética e amostragem nas rochas encaixantes do Licungo, projectados sobre imagem de Google.Earth. Os pontos coloridos representam litologias distintas, a saber: azuis - gnaiesses; vermelhos – granitóides; verdes – rochas de composição intermédia; pretos – anfíbolitos e amarelos – leucogranitos. As siglas vermelhas representam os principais corpos pegmatíticos estudados: **Ig** – Ígaro; **Mg** – Mugulama; **VM** – Vila Maior; **Mt** – Melatube; **Vi** – Vieira; **Mb** – Muribane; **Ca** – Careca; **Sc** – Scheelite; **Mc** – Macuia; **If** – Ifloma.

### 1.6.2.2. Amostragem de Sedimentos

Para além da amostragem de variedades de rochas encaixantes (rochas duras), procedeu-se à colheita de sedimentos nas estações que, ao longo dos perfis, não apresentavam rochas duras em afloramento. A amostragem abrangeu resíduos de rochas encaixantes muito ou completamente meteorizadas que, pelo seu estado de alteração, não ofereciam condições para análise textural e química de rocha total.

As amostragens incidiram, também, sobre edificações de térmitas (figura 1.9A). Diferentes partes foram colhidas, desde o exterior ao interior do edifício, procedendo-se, para tal, a um rosso longitudinal. A opção por estes locais de amostragem deveu-se à particularidade de estes proporcionarem informação sobre a mineralogia em profundidade, cuja obtenção, de outra forma, seria pouco acessível e muito onerosa (Pereira, 2009).

Os leitos dos rios secos, que atravessam as áreas pegmatíticas, algumas porções alteradas dos próprios pegmatitos e *placers* (figura 1.9B) foram, também, objecto de amostragem.



Figura 1.9. Exemplos dos locais de amostragem das rochas sedimentares não consolidadas no Licungo. A – Edifício de térmitas; B – *placers* com minerais densos expostos na superfície do terreno.



O ambiente e os pontos de amostragem de sedimentos encontram-se localizados na figura 1.10. Esta amostragem destinou-se ao apuramento de extractos mineralógicos densos que permitissem identificar a diversidade de mineralizações atribuíveis a diferentes rochas do campo pegmatítico.

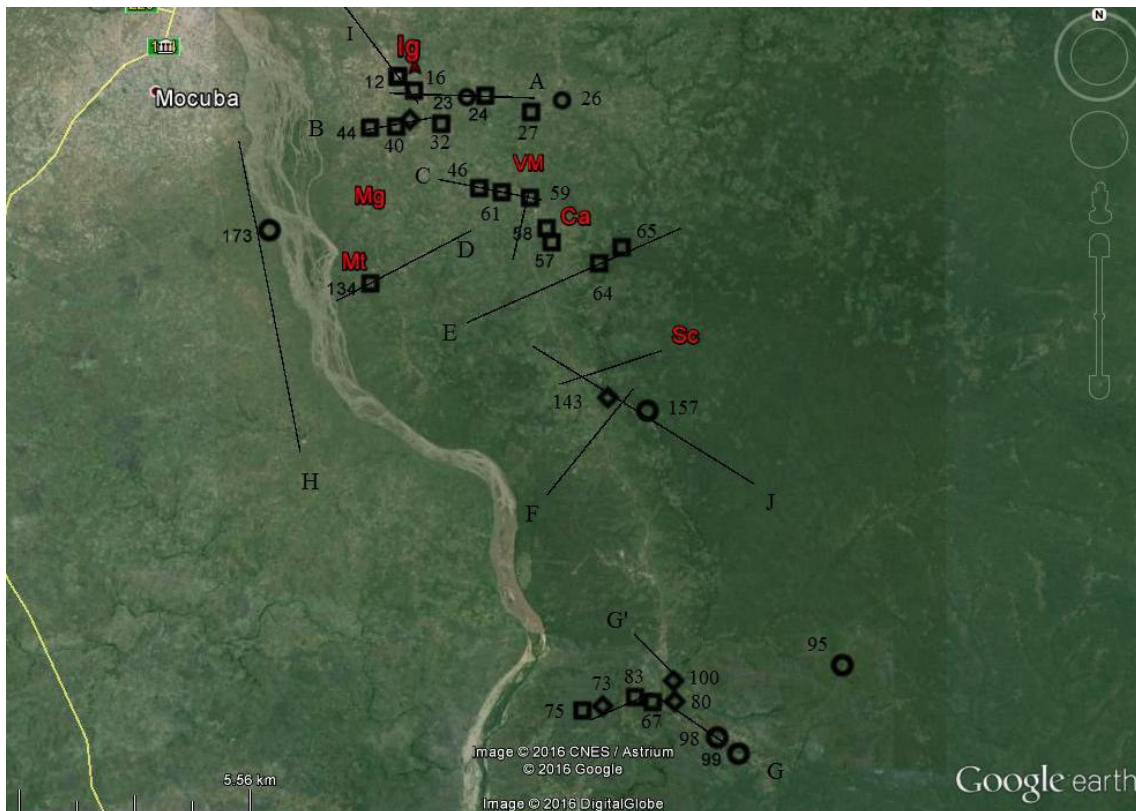


Figura 1.10. Localização dos pontos de amostragem e respectivas tipologias de sedimentos colhidos no Licungo, discriminados da seguinte forma: **quadrados** em temiteiras; **círculos** em solos, rochas residuais de meteorização e placers; **losangos** em margens ou leitos dos rios secos. Legenda de pegmatitos como na figura 1.8.

### 1.6.2.3. Amostragem em Pegmatito

A colheita de amostras de minerais foi efectuada nas principais unidades da estrutura interna dos corpos pegmatíticos. As trincheiras, cortas nas estradas, margens dos rios e afloramentos, mineiras, constituíram as principais estações de observação e amostragem.

Amostras de berilos e feldspatos foram colhidas, principalmente, nas zonas mais internas dos pegmatitos (intermédia para feldspatos e intermédia-nuclear para berilo) e são representativas de todos os corpos de Licungo considerados mais importantes do ponto de vista de aproximação estrutural e paragenética. Amostras de Nb-tantalatos, granadas, epídoto, monazite, bismutite e thorite/huttonite foram obtidas apenas nos pegmatitos em que a sua ocorrência era característica, ou, então, em afloramentos de rocha encaixante contíguos aos pegmatitos (caso de algumas granadas, epídoto e scheelite). Amostras de monazite, usadas para a datação química, foram colhidas nos pegmatitos do S do CPL.

A amostragem de feldspatos foi, também, efectuada em pequenos corpos pegmatíticos venulares, essencialmente quartzo-feldspáticos, desprovidos de mineralização acessória (figura 1.11).

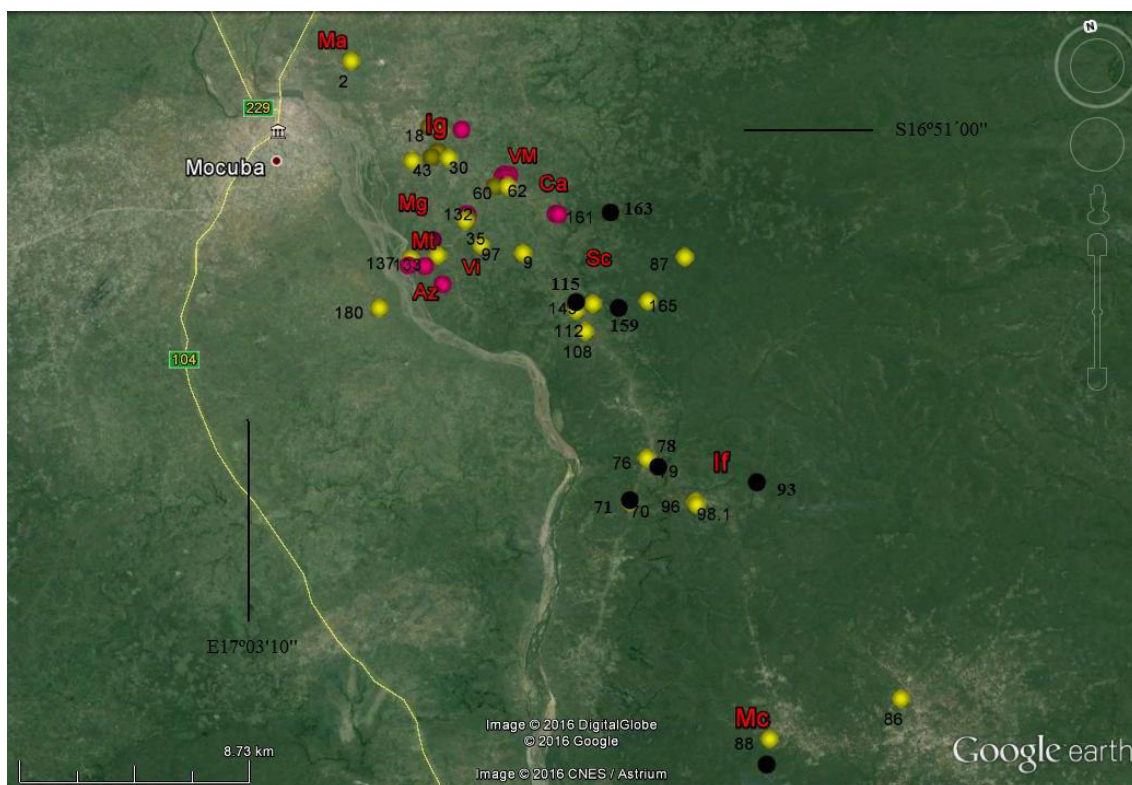


Figura 1.11. Pontos de amostragem em pegmatitos. Legenda de cores: rósea – feldspatos alojados nos corpos pegmatíticos principais; amarela – feldspatos em pegmatitos de pequenas dimensões; preta – turmalina (159 e 163), thorite (93) e epídoto (115) em corpos pequenos.

Legenda de siglas: Ig – Pegmatito Ígaro, Ma – Mathebe, Mg- Mugulama, VM – Vila Maior, Mt – Melatube, Ca – Careca, Sc – Scheelite, Vi – Vieira, Az – Azul Mais.

### 1.6.3. Preparação de Amostras

A partir das amostras mais representativas das litologias do Licungo foram produzidas lâminas delgadas. Após a observação das lâminas, procedeu-se à selecção de amostras para análises químicas. Essas amostras seleccionadas foram trituradas em cadinhos de ágata no Laboratório de Preparação de Amostras do DCT-UM, acondicionadas em frascos de polietileno e enviadas para o Laboratório Nacional de Energia e Geologia de Portugal (LNEG).

Algumas amostras foram fixadas em resina e polidas para posterior análise pontual.

As amostras de sedimentos foram submetidas à separação hidrográvica *in situ*, à bateia. Seguiu-se o processo de separação magnética dos minerais densos com recurso a pequenas barras e pinças de ímãs disponíveis no DCT-UM. Por fim, realizou-se a separação manual para posterior identificação por Difractometria de Raios X (DRX) ou por Dispersão de Energia em Microscópio Electrónico de Varrimento (MEV).

### 1.6.4. Técnicas Analíticas

As técnicas experimentais usadas para o estudo das amostras foram:

- Microscopia Óptica de Luz Transmitida e Reflectida (MOLT/MOLR),
- Difractometria de Raios X (DRX),
- Microsonda Electrónica (MSE),
- Microscopia Electrónica de Varrimento (MEV),
- Fluorescência de Raios x (XRF),
- Espectrometria de Massa Acoplada a Plasma Indutivo (ICP-MS).

#### 1.6.4.1. Lupa Binocular

A lupa binocular foi usada de forma preliminar na identificação dos materiais geológicos e na observação de associações de minerais, texturas e estruturas das rochas.

Foi particularmente útil na identificação de grãos de sedimentos, na separação manual de fases minerais e na mineralometria das fracções densas.

#### 1.6.4.2. Difractometria de Raios X

A identificação de amostras de minerais pulverizados foi feita através do Difractómetro de Raios X, modelo X'Pert PRO MPD, disponível no Laboratório de Difracção de raios X do DCT-UM. O difractómetro opera em condições de 40 kV de potencial, 50 mA de intensidade da corrente e de emissão de radiação  $\text{CuK}\alpha$ . O DRX permitiu observar a variação da estrutura cristalina dos minerais tipomórficos, fases acessórias e identificar as fases presentes na fracção densa dos concentrados de bateia. O intervalo angular de medição,  $2\theta$ , variou, de maneira geral, entre  $0^\circ$  e  $65^\circ$ . Para o caso dos feldspatos, aos quais se pretendia conhecer o seu estado estrutural, particularmente entre as posições angulares  $2\theta=29^\circ$  e  $2\theta=31^\circ$ , os difractogramas foram ampliados para melhor visualização dos picos de referência (131) e  $(1\bar{3}1)$ . As distâncias inter-reticulares dos planos de reflexão da microclina foram usadas para a determinação da triclinicidade dos feldspatos, através do método de Goldschmidt & Laves (1954).

#### 1.6.4.3. Microscopia Óptica de Luz Transmitida e Reflectida

As lâminas delgadas de amostras de rochas foram observadas no microscópio petrográfico de luz transmitida e reflectida, modelo Zeiss. A análise petrográfica para além de ter incidido sobre testemunhos de amostras submetidas a análise de rocha total foi extensiva a um conjunto de outras amostras colhidas na mesma campanha, que não seguiram para análise química. A partir de uma câmara fotográfica acoplada ao microscópio fez-se a captação de microfotografias que ilustram a diversidade paragenética, microestrutural e textural das rochas de Licungo.

Durante as observações foram também feitas estimativas de proporções volumétricas de minerais cardinais, usando padrões estabelecidos em Mackenzie & Adams (1997). Esses dados modais foram usados para a classificação das rochas (Streckeisen, 1974).

#### 1.6.4.4. Microscopia Electrónica de Varrimento

Um dos meios usados para a para a identificação de fases e para a análise semi-quantitativa foi o microscópio electrónico JEOL, modelo JSM 6010 LV (MEV), disponível no Laboratório de Microscopia Electrónica do Centro de Investigação 3D's da Universidade do Minho. As imagens foram obtidas em baixo vazio com pressão de 70 Pa e tensão de aceleração de 15 ev. O MEV em modo de dispersão de Energia (MEV-DE) usa o detector do tipo Oxford XACT.

#### 1.6.4.5. Microsonda Electrónica

A análise pontual efectou-se na microsonda electrónica JEOL, modelo JXA 8500-F, disponível no LNEG (São Mamed Infesta, Porto). A MSE está equipada com 5 espectrómetros de dispersão de comprimentos de onda (WDS) e 1 de dispersão de energia (EDS). As análises foram efectuadas a uma voltagem de aceleração de 15 kV, que origina uma melhor resolução espacial para um diâmetro do feixe de 1,5  $\mu\text{m}$  (Montel *et al.*, 1996) a 2  $\mu\text{m}$ . A intensidade da corrente de emissão foi de 10 a 30  $\mu\text{A}$ . Os tempos de contagem para os picos e para os fundos de cada elemento foram de 20 s, à excepção dos casos em que estes foram aumentados para melhorar os limites de detecção, particularmente quando a finalidade dos resultados era a datação, situação na qual foi usada uma corrente de 60 nA e tempos de contagem de 600 s para Pb, 400 s para U e 150 s para Th.

Os padrões naturais e sintéticos seguintes foram usados para a calibração: fluorite (foi usada para a calibração de F), apatite (para P e Ca), ortoclase (para K), albite (para Na), sílica (para Si), alumina (para Al), rútilo (para Ti), esfalerite (para Zn), pirite (para Fe), rodonite (para Mn), barite (para Ba), tausonite (para Sr), granada sintética (para Y) e vidros sintéticos (para Rb, Cs, Pb e U). Para as TR foram usados os padrões  $\text{LaP}_5\text{O}_{14}$

(para La), CeP<sub>5</sub>O<sub>14</sub> (para Ce), NdP<sub>5</sub>O<sub>14</sub> (para Nd), PrP<sub>5</sub>O<sub>14</sub> (para Pr), GdP<sub>5</sub>O<sub>14</sub> (para Gd) e SmP<sub>5</sub>O<sub>14</sub> (para Sm).

As heterogeneidades texturais baseadas no contraste do número atómico foram visualizadas na MSE com recurso a imagens de electrões secundários (ES) e retrodifundidos (ER). Mapas elementares de Raios X foram, também, obtidos na MSE.

Para a análise de monazites, visando evitar interferências espectrais, as linhas M foram usadas para a quantificação de Pb, U e Th, uma vez que a uma voltagem de aceleração de 15kV não se produz a excitação das linhas L do Th e U. As posições escolhidas (procedimento no LNEG) para as leituras dos fundos (*backgrounds*) de Pb, U e Th constam da tabela 1.2.

Tabela 1.2. Linhas espectrais e fundos usados para a análise dos elementos U, Pb e Th, que constituem a base da datação por monazite.

Linha espectral	Background (-) (mm)	Background (+) (mm)	Padrões usados
Pb M $\alpha$	3,70	4,72	Vidro sintético
Th M $\alpha$	3,00	3,00	ThO <sub>2</sub>
U M $\beta$	3,40	4,00	Vidro sintético

Foram reconhecidas duas principais limitações instrumentais na análise em MSE:

- i) Impossibilidade de quantificar óxidos de elementos químicos com número atómico inferior a 11, alguns dos quais importantes constituintes das estruturas atómicas dos minerais em estudo (por exemplo, BeO, Li<sub>2</sub>O e H<sub>2</sub>O em berilos e Li<sub>2</sub>O em micas);
- ii) Indiferenciação dos estados de oxidação de elementos, impossibilitando a discriminação dos conteúdos, por exemplo, de FeO dos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ce<sup>2+</sup> de Ce<sup>4+</sup> e Eu<sup>2+</sup> de Eu<sup>3+</sup>.



#### 1.6.4.6. Fluorescência de Raios X e Espectrometria de Massa (ICP-MS)

As análises dos elementos maiores em rocha total foram efectuadas em Espectrómetro de Fluorescência de Raios X, modelo PW2404-PANalytical, modo de dispersão de comprimentos de ondas, equipado com ampola de Rh (ródio), com uma potência de 4000 W.

Os elementos traço e elementos de TR foram quantificados através da técnica de espectrometria de massa acoplada a plasma indutivo (ICP-MS).

As análises de rocha total foram realizadas no LNEG.

#### 1.6.5. Conversão e Projecção dos Dados

Os conteúdos dos elementos maiores foram medidos em percentagem do peso (wt.%) dos respectivos óxidos. No caso dos minerais, os dados em % do peso foram convertidos em átomos por fórmula unitária (apfu). Os resultados em apfu encontram-se apresentados ao longo do texto, no Capítulo 4. Para a referida conversão o nº de átomos de oxigénios usado como base para a padronização e o nº total de catiões na fórmula, para cada mineral, encontram-se apresentados na tabela 1.3.

Recorrendo ao programa GCDKit 2.3, com base em R<sup>2</sup>, as concentrações dos minerais foram projectadas em diagramas binários e ternários que permitiram traçar tendências de evolução magmática e fraccionação dos elementos maiores e traço.

Os resultados analíticos de rochas foram, também, projectados em diagramas de referência para efeitos de classificação, dedução de ambientes geotectónicos e observação das tendências evolutivas.

Tabela 1.3. Base de padronização para a determinação da fórmula estrutural dos minerais analisados.

Mineral analisado	Nº de átomos de oxigénio por fórmula	Total de catiões por fórmula	Observações
Berilo	36	22	O Be foi determinado com base na relação estequiométrica 1:6 em relação ao oxigénio. (Sanders & Doff, 1990)
Feldspatos	8	5	Conversão aplicada a feldspatos alcalinos
Micas	20	13	Conversão aplicada a moscovite (Brigatti <i>et al.</i> , 2001)
Granada	12	8	
Columbite-tantalite	6	3	
Torite	4	2	
Monazite	4	2	

Estimativas das proporções volumétricas obtidas durante a observação de lâminas delgadas de rochas félsicas foram projectadas no diagrama de Streckeisen. As composições normativas foram calculadas com base na norma CIPW.

As composições de TR em rocha total foram padronizadas à composição de condritos, usando constantes de Boynton (1984), procedendo-se, depois, à sua projecção em diagramas comparativos de tendências evolutivas (*spider diagrams*).

### 1.6.6. Datação em Monazites por Análise Pontual

Na sequência das análises químicas das monazites, procedeu-se à datação U-Th-Pb total do CPL através do método químico do isócrono desenvolvido por Suzuki & Adachi (1991). Na bibliografia da língua inglesa o método é mais conhecido por CHIME.

#### 1.6.6.1. Princípio do Método

As monazites integram, na sua estrutura, quantidades significativas de U e Th. Ao longo do tempo, os isótopos instáveis destes elementos sofrem decaimento radioactivo que culmina com a formação de isótopos estáveis de Pb, cuja quantidade pode ser medida, em MSE, para efeitos de datação, ao cabo de pelo menos 100 Ma (Montel *et al.* 1996). O decaimento de isótopos de U e Th forma uma série de radionuclídeos intermédios, acompanhados pela emissão de partículas  $\alpha$  ou  $\beta$  antes de, finalmente, formar isótopos



estáveis de Pb. O processo de decaimento radioactivo envolvido e a quantidade de isótopo filho gerado em cada processo são dados pelas fórmulas 1, 2 e 3 (Maaløe, 1943; Faure, 1977).

$${}^{232}\text{Th} = 6\alpha + 4\beta + {}^{208}\text{Pb} \quad \leftrightarrow \quad {}^{208}\text{Pb} = {}^{232}\text{Th}(\exp(\lambda_{232})t - 1) \quad (1)$$

$${}^{235}\text{U} = 7\alpha + 4\beta + {}^{207}\text{Pb} \quad \leftrightarrow \quad {}^{207}\text{Pb} = {}^{235}\text{U}(\exp(\lambda_{235})t - 1) \quad (2)$$

$${}^{238}\text{U} = 8\alpha + 6\beta + {}^{206}\text{Pb} \quad \leftrightarrow \quad {}^{206}\text{Pb} = {}^{238}\text{U}(\exp(\lambda_{238})t - 1) \quad (3)$$

Cada radionuclídeo tem uma constante de desintegração  $\lambda$  definida ( $\lambda_{232} = 4.9775 \times 10^{-11}$ ;  $\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-10}$ ;  $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10}$ ), que permite determinar a quantidade de isótopo filho produzido com o tempo.

O Pb total existente na monazite, decorrido um período de tempo “t” após a cristalização, será o somatório do Pb inicial existente na altura da formação do mineral com Pb resultante do decaimento radioactivo (fórmula 4). Assume-se que a quantidade de Pb não radiogénico presente na amostra seja negligenciável e que os pressupostos de sistema fechado se observam, isto é, que as razões U/Pb, Th/Pb e U/Th não registem modificações que não sejam resultado do decaimento radiogénico (Montel *et al.*, 1996).

$$\text{Pbt} = \text{Pb}_0 + {}^{208}\text{Pb} + {}^{207}\text{Pb} + {}^{206}\text{Pb} \quad (4)$$

A fórmula 4 é a base para a aplicação do método CHIME, que origina a fórmula 5, quando se toma em consideração a relação empírica  ${}^{238}\text{U}/{}^{235}\text{U} = 137.88$ ; assume-se que  $\text{Pb}_0 = 0$  e transformam-se os átomos de Th, U e Pb em respectivos óxidos (mais detalhes sobre a dedução em Kato *et al.*, 1999 e JEOL USA, 2013).

$$\frac{\text{PbO}}{\text{WPb}} = \frac{\text{ThO}_2}{\text{Wth}} [\exp(\lambda_{232}t) - 1] + \frac{\text{UO}_2}{\text{WU}} \left\{ \frac{\exp(\lambda_{235}t) + 137.88 \exp(\lambda_{238}t)}{138.88} - 1 \right\} \quad (5)$$

Para cada ponto analítico, substituindo os teores de  $\text{UO}_2$ ,  $\text{ThO}_2$  e  $\text{PbO}$  (em % de peso) na equação 5, e as constantes de desintegração pelos respectivos valores, obteve-se uma idade aparente “t”. Usando-se cada dado de tempo aparente, determinou-se o valor de óxido de Th aparente,  $\text{ThO}_2^*$  ( $\text{ThO}_2$  medido +  $\text{ThO}_2$  equivalente) através da equação 6.

$$\text{ThO}_2^* = \text{ThO}_2 + \frac{\text{UO}_2 \cdot W_{\text{Th}}}{W_{\text{U}}\{\exp(\lambda_{232}t) - 1\}} * \left\{ \frac{\exp(\lambda_{232}t) + 137.88\exp(\lambda_{238}t)}{138.88} - 1 \right\} \quad (6)$$

Para a monazite, que é relativamente mais rica em Th, convertem-se as abundâncias de U em Th equivalente, para a simplificação dos cálculos. Nesta aproximação, Th equivalente assume-se como a quantidade de tório que gera o mesmo chumbo radiogénico que o gerado pelo urânio, no mesmo intervalo de tempo. Esta assumpção permite eliminar o U e transformar a fórmula numa equação da recta, cuja intersecção no eixo das ordenadas corresponde à quantidade do chumbo não radiogénico presente durante a formação do mineral.

$$\text{PbO}_t = m \cdot \text{ThO}_2^* + \text{PbO}_0 \quad (7)$$

Pares de dados de PbO medido e ThO<sub>2</sub>\* calculado permitem projectar uma recta. Após o ajuste pelo método de mínimos quadrados, o declive “m” foi usado para a determinação da idade a partir da fórmula (8).

$$T_s = \ln(m(W_{\text{Th}}/W_{\text{Pb}}) + 1) / \lambda_{232} \quad (8)$$

A idade obtida (Ts) representa uma média ponderada das idades aparentes. Para melhorar a correcção dos dados, os resultados obtidos pela fórmula 8 foram, novamente, integradas no cálculo até a obtenção de menor diferença possível de idades resultantes (JEOL, 2013).

### 1.6.6.2. Vantagens e Desvantagens Metodológicas

Muitas vantagens têm sido atribuídas à datação química da monazite por MSE em relação aos outros métodos (e materiais), destacando-se as seguintes:

- Rapidez com que se completa a análise;
- Custos relativamente baixos;
- Excelente resolução espacial (1 a 3 micrómetros), podendo datar-se grãos ou subgrãos de cerca de 5 micrómetros - esta boa resolução permite datar domínios

de idade discreta que poderiam ser ignorados ou mal interpretados noutras técnicas de datação que operam em relativamente maiores volumes de análise (Loehn, 2011);

- Permite fazer datação *in situ* apontada a alvos cristalinos com localização petrográfica conhecida, podendo-se, assim, datar eventos geológicos como metamorfismo, cristalização e fusão (Montel *et al.*, 1996; JEOL USA, 2013).
- A monazite é resistente ao bombardeamento por partículas alfa e, portanto, não sofre metamictização substancial, ao contrário de zircão, outro mineral usado na datação química (Loehn, 2011). As probabilidades de perda de Pb (difusão) devido aos danos na malha cristalina são diminutas (Montel *et al.*, 1996; Malz, 2014). Pb apresenta um coeficiente de difusão muito baixo em processos geológicos que ocorrem em ambiente crustal (em Vlach, 2009), podendo continuar estável (Pb radiogénico) na estrutura em condições de temperatura igual ou superior a 900 °C (Loehn, 2011), sendo o *annealing* térmico um mecanismo importante para a restauração estrutural (Malz, 2014).
- A monazite é adequada para a identificação de terrenos antigos, porque preserva idades mais antigas, mesmo quando tiverem ocorrido múltiplos eventos geológicos (Montel *et al.*, 1996);
- O método dá a possibilidade de detecção de perdas de Pb e de estimação de Pb não radiogénico acumulado (Kato *et al.* 1999);
- É um método não destrutivo, permitindo usar a amostra para outros fins. Vários grãos podem ser datados em apenas uma lâmina delgada num intervalo de tempo curto.

Dentre as desvantagens do CHIME em relação aos métodos convencionais destacam-se as seguintes:

- Precisão e sensibilidade da ordem de uma unidade de grandeza inferior aos métodos isotópicos convencionais, originando uma incerteza do método entre 20 e 50 Ma (Montel *et al.*, 1996; Braun *et al.* 1997). O tempo de contagem para Pb e o teor em U e/ou Th desempenham papel importante para o aumento ou redução da precisão;

- Baixa reproductibilidade dos resultados. Cada MSE é um aparelho único em função das suas características instrumentais e sistema de automação e, desta forma, os procedimentos analíticos são ajustados para as especificidades de cada laboratório (Hokada & Motoyoshi, 2006; Vlach, 2009) facto que dificulta a comparação das datações resultantes.
- Dificuldade de localização dos grãos da monazite em secções delgadas analisadas por microscópio óptico. Confunde-se, facilmente, monazite com zircão e xenotima (Montel *et al.*, 1996).

Para concluir, os passos seguidos para a datação, uma vez conhecidos os resultados analíticos, foram os seguintes:

- i. Introdução dos dados analíticos de  $UO_2$ ,  $ThO_2$  e  $PbO$  na fórmula 1 para a determinação das idades aparentes (idade por cada ponto analítico);
- ii. Uso das idades aparentes para o cálculo de  $ThO_2^*$
- iii. Projecção dos dados no gráfico  $ThO_2^*$  versus  $PbO$ ;
- iv. Determinação do declive da recta;
- v. Cálculo da idade, usando dados da recta, através da equação (8).
- vi. Uso da idade obtida na fórmula (6) para o recálculo de  $ThO_2^*$ , para melhorar a correcção do resultado;
- vii. Repetição do cálculo da idade a partir da fórmula (8).

### 1.6.6.3. Tratamento Estatístico e Correção dos Erros

Para a determinação dos erros associados a cada análise de U, Th e Pb e à determinação de  $Th^*$  procedeu-se à modelagem pelo método de mínimos quadrados proposto por Montel *et al.* (1996).

Para cada medição, os erros associados à análise de Th, U e Pb ( $\sigma_{Th}$ ,  $\sigma_U$  e  $\sigma_{Pb}$ , respectivamente) são determinados e os intervalos de confiança resultantes da quantificação dos efeitos conjugados dos erros na majoração ou mineração da idade média ( $Th+\sigma_{Th}$ ,  $Th-\sigma_{Th}$   $U+\sigma_U$ ,  $U-\sigma_U$  e  $Pb+\sigma_{Pb}$  e  $Pb-\sigma_{Pb}$ ) determinados através da fórmula

(10). A média ponderada da idade é dada pela fórmula (9). Os resultados destes cálculos estão apresentados em anexo 1.1.

$$a = (\sum_i^n \frac{T_i}{\sigma^2_{T_i}}) / (\sum_i^n \frac{1}{\sigma^2_{T_i}}) \quad (9)$$

$$\sigma_T = 1 / (\sqrt{\sum_i^n \frac{1}{\sigma^2_{T_i}}}) \quad (10)$$

Para a optimização da determinação das idades foi feito tratamento estatístico prévio dos dados, que permitiu identificar e remover *outliers* (anexo 1.1). O mesmo tratamento foi dado aos restantes resultados analíticos de outros materiais geológicos considerados (anexo 5.1).

## 1.7. Sistemática e Classificação dos Pegmatitos Graníticos

O grau do conhecimento sobre pegmatitos vai aumentando com o tempo, fazendo com que vários sistemas de classificação sejam apresentados, mas a seguir contestados por excluïrem aspectos novos que vão surgindo das observações do campo ou laboratoriais de corpos pegmatíticos anteriormente não estudados.

Neste subcapítulo apresenta-se uma síntese do estado do conhecimento sobre os pegmatitos e os sistemas de classificação mais referenciados.

### 1.7.1. Conceito do Pegmatito - Génese e Composição

Pegmatitos são rochas de granulometria grosseira formadas por cristalização fraccionada de magmas de composição granítica ou por anatexia de rochas de composição apropriada.

Durante o processo evolutivo, o magma silicatado em ascensão para níveis superiores da crosta fica progressivamente enriquecido em elementos incompatíveis à medida que decorre a fraccionação mineral. Os elementos litófilos de grande raio iónico (Cs, Rb, Ba, Pb<sup>2+</sup> e Sr), os pegmatófilos (Li, Be e B) e os considerados resistentes à integração por ter elevada carga iónica conjugada com pequeno raio atómico (Ta, Nb, Pb<sup>5+</sup>, Zr,

U<sup>4+</sup>, Th, Hf, Ti e TR) (Simmonis *et al.*, 2003), sendo incompatíveis, passam a ser os principais componentes da fase residual que evolui até gerar pegmatito. O corpo pegmatítico é, então, formado no interior ou na zona marginal do corpo intrusivo, geralmente, granitóide, ou migra através de diaclases ou falhas para o exterior do corpo intrusivo afim, podendo formar diferenciados mais fraccionados em rochas encaixantes díspares. Além da preponderância de elementos incompatíveis na actividade química do magma gerador do pegmatito, há a realçar a importância de componentes voláteis como B, F, Cl, CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O no controlo das condições físico-químicas da fusão e do equilíbrio dos seus produtos, contribuindo, então, para a diminuição da temperatura do *liquidus* e do *solidus* (Simmonis *et al.*, 2003) e para a ruptura de ligações com os oxigénios que fazem a ponte entre os tetraedros de sílica, gerando fusões mais despolimerizadas (Pirajano, 2009). Consequentemente, a viscosidade do sistema diminui, a solubilidade e a difusão aumentam, concorrendo para a diminuição da taxa de nucleação (Simmonis *et al.*, 2003) e supercrescimento de minerais logo que as barreiras de criação de embrião mineral forem ultrapassadas. Uma vez realizada a nucleação, a difusão passa a contribuir para o suprimento em iões necessários ao mineral em crescimento. No caso da remoção dos fluxantes, por exemplo, por cristalização (B pode ser extraído do magma e ser incorporado em turmalina) o arrefecimento torna-se rápido. Mais do que a profundidade, a presença de fluxantes tem sido considerada factor fundamental para a textura grosseira geralmente observada, tanto em pegmatitos gerados a pequenas profundidades como em pegmatitos instalados a grandes profundidades. Transcende-se, deste modo, a concepção que prevaleceu durante vários anos, que considerava a textura grosseira em pegmatitos dever-se ao arrefecimento muito lento do magma.

Modelos genéticos que consideram a génese de pegmatitos por anatexia (para além da cristalização fraccionada) são actualmente consensuais. Diferentes graus de fusão parcial de protólitos podem produzir um vasto espectro composicional entre granito e pegmatito. Elevado grau de fusão parcial (~40%) pode produzir granito biotítico, enquanto baixo grau de fusão parcial (<20%) pode gerar magmas graníticos enriquecidos em elementos alcalinos terrosos raros, Ta, Nb, Sn e Be (Shearer *et al.*, 1992). Rochas protolíticas metassedimentares com intercalações evaporíticas, ou plutões em ambientes orogénicos diferenciados, podem, a partir da fusão parcial de baixo grau, evoluir até formar fusões pegmatíticas, sendo evaporitos e metavulcanitos os principais provedores de Li e B (Simmonis *et al.*, 2003; Simmonis, 2007). Diferenças

litológicas em protólitos sedimentares podem produzir pegmatitos diferentes em termos de conteúdo químico e mineralogia de elementos traço (Shearer *et al.*, 1992).

### 1.7.2. De Granito a Pegmatito: Estrutura Interna e Mineralogia

Após a intrusão granítica, os diferenciados geradores de pegmatitos, por serem menos densos, podem ascender e constituir uma capa no tecto da intrusão parental, formando pegmatitos internos ou maginais. O fluido magmático pode, também, ser expelido do granito parental, formando corpos pegmatíticos exteriores, quando houver comunicação entre fracturas contíguas. A localização de cada corpo pegmatítico perto ou longe do corpo intrusivo origina zonamentos regionais (figura 1.12) reflectidos nas grelhas classificativas tratadas na secção seguinte.

A natureza da transição de granito para pegmatito e a morfologia do pegmatito variam com a profundidade da intrusão. A grande profundidade, onde pressões e temperaturas elevadas são favoráveis a um comportamento plástico do material, as transições granito-pegmatito são graduais e a morfologia dos pegmatitos pode ser oval. A baixa profundidade, onde o ambiente é frágil, os pegmatitos apresentam-se em forma de diques ou soleiras, geralmente controlados por fracturas ou falhas (Simmonis, *et al.*, 2003).

Os corpos pegmatíticos parecem cristalizar do exterior para o interior, registando-se, desde a rocha encaixante até ao pegmatito, variação progressiva entre textura granítica ou aplítica nas zonas externas passando por texturas gráficas, até heterogéneas-grosseiras no interior (Simmonis *et al.*, 2003). A consolidação inicia-se com a formação do invólucro exterior de textura fina hipidiomórfica granular, designado zona de bordadura, constituída essencialmente por plagioclase ou microclina, quartzo, e, por vezes, moscovite (Simmonis *et al.*, 2003). Quando presente, a zona marginal apresenta-se com minerais similares aos da bordadura, mas com textura mais grosseira. A zona intermédia é marcada por súbito aumento do tamanho dos grãos de feldspato e/ou quartzo. A zona do núcleo é constituída por quartzo, por vezes acompanhado por feldspatos, fosfatos e aluminossilicatos (London & Morgan, 2012). O aumento do tamanho dos grãos entre bordadura e o núcleo parece estar associado à cada vez maior concentração de voláteis no magma à medida que se formam quartzo, feldspatos e micas

das zonas mais externas. A mineralogia acessória presente durante as diferentes fases de formação de pegmatito é tratada detalhadamente em London & Morgan (2012) e Simmonis *et al.* (2003). Esta organização textural de minerais em zonas é mais comum em pegmatitos de elementos raros e menos comum em pegmatitos estéreis, também chamados simples (London, 2008).

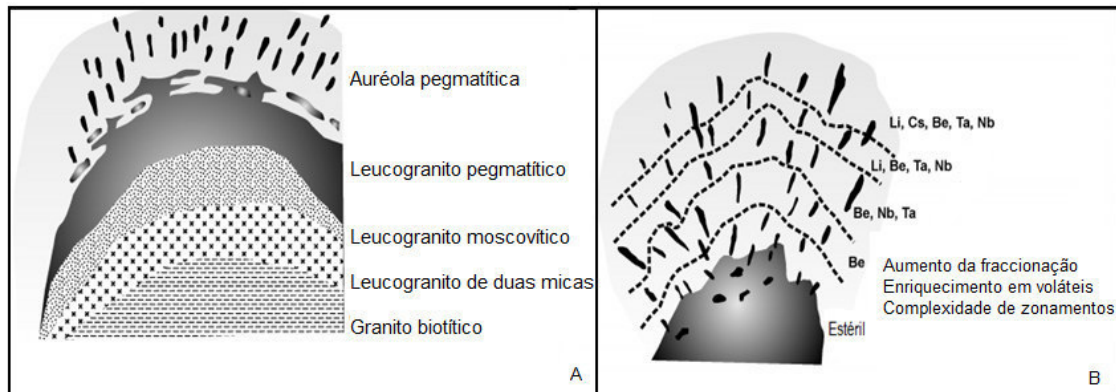


Figura 1.12. Zonamento regional que se observa em sistema granito-pegmatito cogenético, enriquecido em metais raros. A - Variação de fácies; B – zonamento de elementos incompatíveis.

### 1.7.3. Diversidade Tipológica de Sistemas Granito-Pegmatito

Mais do que os traços geoquímicos e mineralógicos, as relações de filiação entre pegmatitos e granitos espacialmente associados podem ser melhor estabelecidas por dados geocronológicos. Zagorsky & Makagon (2013) identificam 4 tipos de sistemas granito-pegmatito seguintes, baseados em dados cronológicos:

Tipo I – Considera-se que o sistema granito-pegmatítico é do tipo I quando há um considerável espaço temporal entre granitos e pegmatitos espacialmente associados. Neste caso, deve ser considerado um impulso independente de pegmatito dentro da história do magmatismo.

Tipo II – considera-se que o sistema é do tipo II quando existe relação paragenética entre granito e pegmatito, com uma intrusão sequencial (a partir de uma ou várias câmaras magmáticas) dentro de uma coluna magmática singular.



Tipo III – O sistema é do tipo III quando existe relação espacial e genética próxima de pegmatito com um ou outro plutão granítico. Zagorsky & Makagon (2013) referem-se à transição gradual observada entre granito de duas micas e pegmatito granítico como um indicador deste sistema.

Tipo IV – Representa sistemas nos quais a relação genética entre granitos e pegmatitos é directa, com formação de pegmatitos singenéticos resultantes da diferenciação magmática dentro de plutão granítico.

#### 1.7.4. Classificação dos Pegmatitos Individuais

Uma das sistemáticas dos pegmatitos graníticos mais usadas, por considerar como fundamental o enquadramento geológico, deve-se a Ginsburg *et al.* (1979). Os autores classificaram os pegmatitos em classes, segundo a profundidade da sua ocorrência e processos de formação envolvidos:

- i) Pegmatitos abissais integram corpos formados a grandes profundidades, por anatexia de outras rochas;
- ii) Pegmatitos moscovíticos são formados a grandes profundidades por anatexia ou diferenciação magmática;
- iii) Pegmatitos de elementos raros são diferenciados magmáticos de profundidade intermédia;
- iv) Pegmatitos miarolíticos foram considerados diferenciados magmáticos de baixa profundidade, sempre relacionados com *stocks* graníticos epizonais.

Reformulando a classificação iniciada por Ginsburg *et al.* (1979), Černý (1991) introduziu um sistema que até agora é o mais amplamente referenciado. Este toma em consideração, além da profundidade de formação, o grau de metamorfismo imposto às rochas encaixantes e o conteúdo mineralógico e geoquímico dos pegmatitos (tabela 1.4).

Depois do sistema de classificação de Černý (1991), várias outras classificações foram propostas, destacando-se de Ercit (2004), de Černý & Ercit (2005), de Zagorsky *et al.* (1999), de Wise (1999) e de Martin & De Vito (2005).

Tabela 1.4. Classificação dos pegmatitos (Černý, 1991).

Classe	Família	Elementos menores típicos	Grau do metamorfismo	Posição em relação ao granito
Abissal	-	U, Th, Zr, Nb, Ti, Y, TR e Mo; Baixa mineralização	Produtos migmatíticos de fusão parcial. Em fácies anfibolítica a granulítica (4-9 kb, 700-800°C)	Não reconhecível (segregação de leucossoma anatético)
Moscovite	-	Li, Be, Y, TR, Ti, U, Th, Nb>Ta; Mineralização baixa a moderada	Gerados pela fusão parcial e/ou diferenciação granítica restrita; em fácies metamórficas com almandina e anfíbola (a xistos verdes superiores), geradores de cianito; terrenos tipo barroviano (5-8 kbar, 650-580°C)	Nenhuma (corpos anatéticos) a marginal e exterior
Elementos raros	LCT	Li, Rb, Cs, Be, Ga, Nb <, > Ta, Sn, Hf, B, P, F; Mineralização baixa a abundante	Derivados de maior fraccionação de granitos férteis; em fácies metamórfica com anfíbola e cordierite (~2-4 kb; ~650-500°C)	Exterior
	NYF	Y, TR, Ti, U, Th, Zr, Nb > Ta, F; Mineralização baixa a abundante	Variável	Interior a marginal
Miarolíticos	NYF	Be, Y, REE, Ti, U, Th, Zr, Nb>Ta, F; Baixa mineralização	Produzido por fraccionação avançada de granitos férteis a baixa profundidade (1-2 kb); em parte,	Interior a marginal

Černý & Ercit (2005) introduziram um esquema de classificação que é, também, amplamente usado, que introduz duas abordagens, sendo a primeira de refinamento do modelo da localização geológica e outra petrogenética.

A classificação baseada na localização geológica constitui uma ligeira modificação das classificações de Ginsburg *et al.* (1979) e Černý (1991), introduzindo-se uma classe que associa a moscovite aos elementos raros e separa os pegmatitos miarolíticos dos de elementos raros.

Neste trabalho, consideram-se as classes definidas segundo critérios geológicos, mas dentro das classes individuais as subdivisões estão baseadas no carácter geoquímico, nas associações mineralógicas e nas características texturais que reflectem as condições P-T em que os pegmatitos se consolidaram (tabela 1.5). Ercit (2004) considera que as

famílias LCT e NYF não se restringem aos pegmatitos das classes de elementos raros e miarolíticos, podendo, também, ser encontrados em pegmatitos mais profundos (tabela 1.5).

Tabela 1.5. Classificação dos pegmatitos segundo Černý & Ercit (2005).

Classes	Sub classes	Tipos	Subtipos	Elementos menores	Família	Ambiente metamórfico	Relação com granito			
Abissal	TRL			TRL, U, Th, Ti	NYF	Fácies anfibolítica superior a granulítica de MP a HP, 4-9 kb, 700-800°C	Nenhuma (segregação de leucossoma anatóctico)			
	TRP			TRP, Y, Nb, Zr, U, Th						
	U			U, Th, Zr, TRL	NYF					
	BBe			B, Be	LCT					
Moscovite				Sem mineralização em ER		Fácies anfibolíticas Barrovianas de HP (kyanite, sillimanite), 5-8 kbar, 650-580°C	Nenhuma (corpos anatócticos) a marginal e exterior			
Moscovite-Elementos raros	TR			Be, Y, TR, U, Th, Ti, Nb, Ta	NYF	Fácies anfibolíticas MP a HP, 3-7 kbar, 650-520°C	Interior a exterior			
	Li			Li, Be, Nb	LCT					
Elementos raros (ELR)	TR	Alanite-monazite		Be, Y, TR, U, Th, Nb>Ta, F	NYF	Variável; baixa profundidade; após eventos regionais afectando rochas encaixantes	Interior a marginal (raramente exterior)			
								Euxenite		
								Gadolinite		
	Li	Berilo	Berilo-columbite		Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Hf, Nb, Ta, B, P, F.	LCT	LP, fácies anfibolíticas a rochas verdes superiores, 2-4 kbar, 650-450°C	(interior a marginal) exterior		
									Berilo-columbite-fosfato	
		Complexos	Espodumena							
			Petalite							
			Lepidolite							
			Elbaite							
		Ambligonite								
Albite-espodumena										
Albite										
Miarolítico (MI)	TR	Topázio-berilo		Y, TR, U, Ti, Th, Zr, Nb, F	NYF	VLP após eventos regionais afectando rochas encaixantes	Interior a marginal			
		Gadolinite-fergusonite			NYF					
	Li	Berilo-topázio		Li, Be, B, F, Ta>Nb	LCT	Fácies anfibolíticas de LP a de xistos verdes, 3-1.5 kbar, 500-400°C.	Marginal exterior			
		Espodumena								
		Petalite								
		Lepidolite								

VLP – pressão muito baixa; LP – pressão baixa; MP – pressão média; HP – pressão elevada

A outra abordagem é complementar à anterior (tabela 1.5) pois aplica-se especialmente aos pegmatitos da classe de elementos raros e miarolíticos (entre as subclasses elementos raros-TR e miarolíticos-TR). Esta classificação resultou do reconhecimento da associação destes pegmatitos a certos ambientes geotectónicos (Černý & Ercit, 2005; Martin & Devito, 2005).

Černý & Ercit (2005) distinguem 3 famílias de pegmatitos: NYF, LCT e NYF+LCT.

### **Pegmatitos NYF**

Estes pegmatitos apresentam concentração progressiva de Nb, Y e F (além de Be, TR, Sc, Ti, Zr, Th e U) e consideram-se fraccionados a partir de granitos de tipo A ou I, subaluminosos a metaluminosos, gerados por vários processos, envolvendo uma crosta empobrecida e/ou contribuição do manto na forma de magma basáltico (Černý & Ercit, 2005). A alcalinização deste ambiente pode ocorrer, em parte, por metassomatismo (Martin, 1999), anterior à anatexia crustal geradora de fusão metaluminosa a medianamente peralcalina (Martin, 2007).

Os granitos de tipo I estão associados ao magmatismo da zona de subdução, podendo ser gerados a partir de produtos metamórficos de rochas ígneas máficas a intermédias ou rochas sedimentares vulcanoclásticas Černý *et al.* (2012).

Černý & Ercit (2005) levantam as seguintes possibilidades de derivação dos pegmatitos de linhagem NYF:

- i. Diferenciação directa de magmas basálticos derivados do manto;
- ii. Fusão de protólitos da crosta média ou inferior, modificada por fusões anteriores, provocando a mobilização de elementos da linhagem LCT, mas conservando a linhagem NYF;
- iii. Fusão de rochas ígneas não empobrecidas em ambientes orogénicos;
- iv. Combinação dos processos ii e iii;
- v. Fusão de crosta sílica pré-enriquecida em elementos NYF por fluidos derivados do manto.

### **Pegmatitos LCT**

Estes pegmatitos registam acumulação proeminente de Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ta, Nb (Ta>Nb), incluindo voláteis B, P e F, gerados a partir da fraccionação progressiva de fusões de granitos do tipo S e, raramente, do tipo I. Os granitos parentais têm grau de peraluminosidade média a alta. São fortemente fraccionados e com textura diversificada, atingindo um grande enriquecimento em elementos raros. A natureza peraluminosa de granitos tipo S expressa-se por associações mineralógicas que incluem moscovite, granada, cordierite, silimanite ou andaluzite, turmalina e ganite (Černý *et al.*, 2012). A anatexia de protólitos crustais metassedimentares ou metavulcânicos (xistos ou gnaisses peraluminosos) não empobrecidos, portadores destas paragêneses, e pequeno grau de anatexia de rochas metaígneas basais são os processos genéticos mais considerados.

Os granitos de tipo S provêm do espessamento crustal normalmente associado à subdução e em ambientes de colisão continental (Martin, 2007).

### **Pegmatitos LCT+NYF**

São pegmatitos que mostram mistura de características geoquímicas e mineralógicas. Com muito raras exceções, os pegmatitos desta família resultam de granitos NYF puros, contaminados por pegmatitos LCT, por exemplo, por digestão de rochas supracrustais não empobrecidas. Habitualmente, aparece pequena componente LCT que se manifesta através do conteúdo de elementos traço ou minerais essenciais e acessórios em membros altamente diferenciados da população NYF.

O sistema de classificação petrogenético de Černý & Ercit (2005), modificado por Simmonis (2007), aplicado aos pegmatitos de elementos raros é apresentado na tabela 1.6.

Tabela 1.6. Classificação petrogenética de pegmatitos (Simmonis, 2007 após Černý & Ercit, 2005).

Família	Subclasse	Assinatura geoquímica	Granitos associados	Composição global do granito	Litologia fonte
LCT	ELR-Li MI-Li	Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ga, Ta>Nb, (B, P, F)	Sinorogénico a tardiorogénico; geralmente heterogéneo	Peraluminoso, tipo S, I ou mistura dos tipos S+I	Rochas supracrustais da crosta média ou superior e gnaisses basais não empobrecidos
NYF	ELR-TR MI-TR	Nb>Ta, Ti, Y, Sc, TR, Zr, U, Th, F	Sin-, tardi-, pos-anorogénico; quase homogéneo	Peraluminoso a subaluminoso e metaluminoso; tipo I e A	Granulitos da crosta inferior a média empobrecidos ou granitoides juvenis
Mistura (NYF+LCT)	LCT e NYF	Mistura	Pós-orogénico a anorogénico; heterogéneo	Subaluminoso a ligeiramente peraluminoso	Mistura de protólitos ou assimilação de rochas supracrustais por granitos NYF

ELR – elementos raros; MI – mirolíticos; TR – terras raras.

Embora seja muito usada, a classificação da generalidade dos pegmatitos de Černý & Ercit (2005) não é, ainda, um produto acabado, já que se questiona o uso num mesmo esquema de vários elementos de classificação como profundidade (pegmatitos abissais), mineralogia (pegmatitos moscovíticos), assinatura geoquímica (pegmatitos de elementos raros) e textura (pegmatitos mirolíticos).

Não obstante, outros autores como Gomes & Nunes (2003) e Gomes (2005) em províncias pegmatíticas individualizadas (NW da Península Ibérica) inclinam-se para esquemas tipológicos muito similares alcançados em estudos independentes dos de Černý & Ercit (2005).

## CAPÍTULO 2 – ANÁLISE ESTRUTURAL

---

O Campo Pegmatítico do Licungo (CPL) é constituído por uma série de pegmatitos estruturalmente relacionados, perfilados ao longo de megaestruturas regionais (Gomes, 2004; Dias & Gomes, 2006; Dias *et al.*, 2008; Moiana, 2010). A uma escala superior relaciona-se estruturalmente com os outros corpos pegmatíticos situados no NE de Moçambique.

### **2.1. ENQUADRAMENTO DO CPL NA PROVÍNCIA PEGMATÍTICA ZAMBEZIANA**

Os pegmatitos do NE de Moçambique integram a designada Província Pegmatítica Zambeziana, encontrando-se alinhados ao longo da Cintura Pegmatítica Monapo-Mocuba, que se estende entre o S da Província da Zambézia e o NE da Província de Nampula. Esta cintura apresenta uma morfologia semi-oval e contempla pegmatitos alinhados preferencialmente ao longo dos azimutes ENE-WSW e NNE-SSW, encontrando-se envolvida por terrenos do Cinturão Moçambicano. A nível regional, a organização espacial dos pegmatitos tem, também, um carácter químico e mineralógico que se reflecte no seu sempre elevado conteúdo em elementos raros.

Regista-se uma variação espacial bem marcada da especialização metalogénica, estando os pegmatitos de Li, Cs e Ta concentrados na parte central da cintura e os de Nb, Y e F mais para o NE, SW e NW (figura 2.1). O Campo Licungo localiza-se no extremo S dessa cintura.

### **2.2. COMPARTIMENTAÇÃO DO CAMPO PEGMATÍTICO**

Os pegmatitos do Licungo encontram-se instalados ao longo dos corredores de cisalhamento megaescalares de orientação NNE-SSW, NNW-SSE, WNW-ESE (figura

2.2). Os dois primeiros constituem o Domínio Estrutural Norte (DEN) e o último, o Domínio Estrutural Sul (DES).

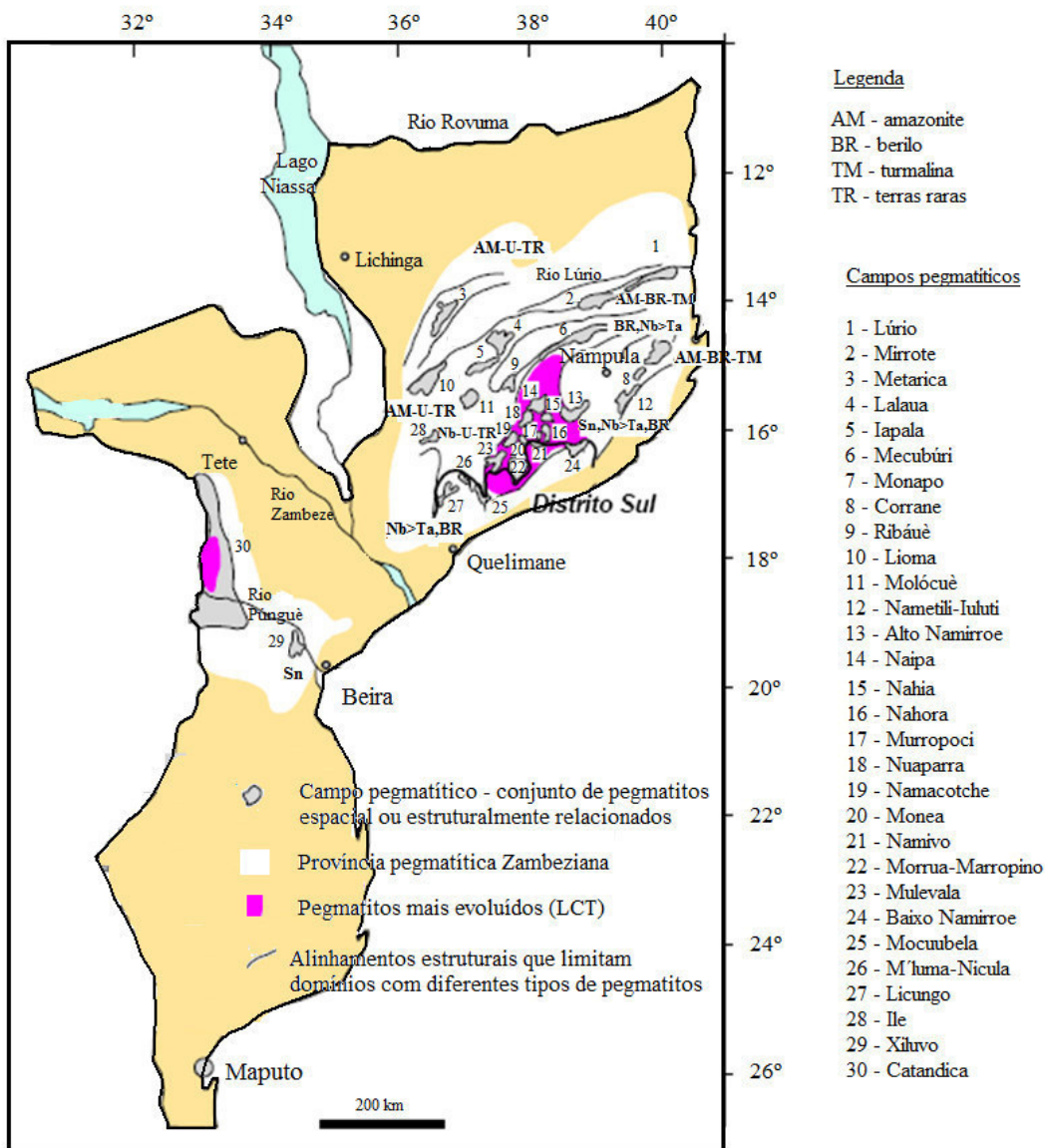


Figura 2.1. Distribuição e tendências de especialização metalogénica dos pegmatitos de Moçambique.

Ao longo dos corredores deformacionais NNE-SSW e NNW-SSE (Dn+1) foram acolhidos corpos pegmatíticos com geometria sub-horizontal ou sub-vertical nas rupturas provavelmente associadas a cavalgamentos (Dias *et al.*, 2008). O corpo Vila



Maior parece paradigmático desta relação estrutural entre os pegmatitos e os cavalgamentos.

A implantação dos pegmatitos ao longo do corredor Igaro-Mugulama-Melatube é controlada por fracturas distensivas associadas a cisalhamento dextrógiro, que evoluíram estruturalmente desde veios dilatacionais simples ( $D_{n+1}$ ) até veios *en échelon* (em Z), com estruturas de fracturação-selagem (*crack-seal*) em estrangulamentos lenticulares (*pinch-out*, em  $D_{n+2}$ ) (Gomes, 2004). Uma superfície  $S_{n+2}$  chega a definir-se nas rochas encaixantes e em algumas unidades micáceas da bordadura dos pegmatitos.

O corpo Igaro encontra-se no cruzamento dos corredores deformacionais, o que se reflecte no seu estado de deformação progressiva desde dúctil até frágil com rupturas tardias. Esta organização estrutural verifica-se na generalidade dos pegmatitos da parte setentrional do Licungo, que Dias *et al.* (2006a) designaram como Domínio Estrutural Norte.

Por seu turno, o Domínio Estrutural Sul (assim designado por Dias *et al.*, 2006a) integra corpos pegmatíticos provavelmente tardios, localizados em sítios distensivos definidos em  $D_{n+1}$ , em especial no cruzamento de corredores deformacionais, afectados, em  $D_{n+2}$ , por carreamentos de muito baixo ângulo. Estes tendem posteriormente para desligamentos sinistrógiros com *boudinage* assimétrica, em regime dúctil-frágil, ao longo da direcção WNW-ESE (Gomes, 2004; Dias *et al.*, 2008). Os corpos de Melatube, Murribane, Virgínia, Bismuto e Azul Mais encontram-se perfilados ao longo deste corredor estrutural. A modificação da trajectória do esforço compressivo em episódio  $D_{n+2}$  induziu à foliação mais penetrativa observada nas rochas encaixantes do Complexo de Nampula (Dias *et al.*, 2008).

Os pegmatitos mais possantes deste conjunto encontram-se junto da localidade de Melatube e, pela sua maior complexidade paragenética e individualidade mineraloquímica, justificam ser considerados um grupo pegmatítico que será referido como Grupo de Melatube.

O pegmatito Vieira, localizado mais a E do corredor WNW-ESE, ocorre como veio que corta a orientação das bandas migmatíticas. Em parte, pode ser considerado como

resultante da definição de um espaço distensivo adequado à colheita de leucossoma (figura 2.3).

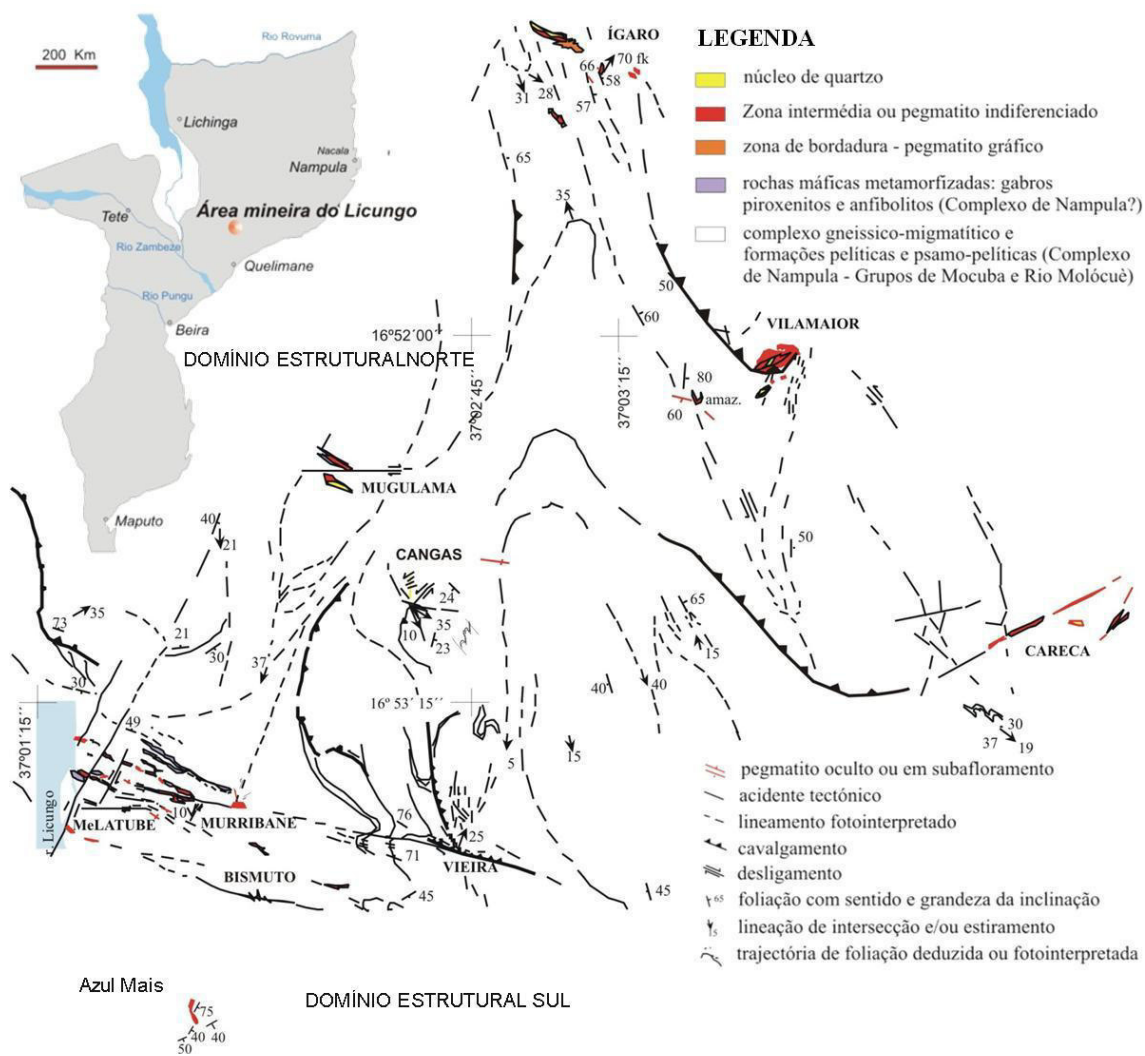


Figura 2.2. Divisão estrutural do campo pegmatítico do Licungo.

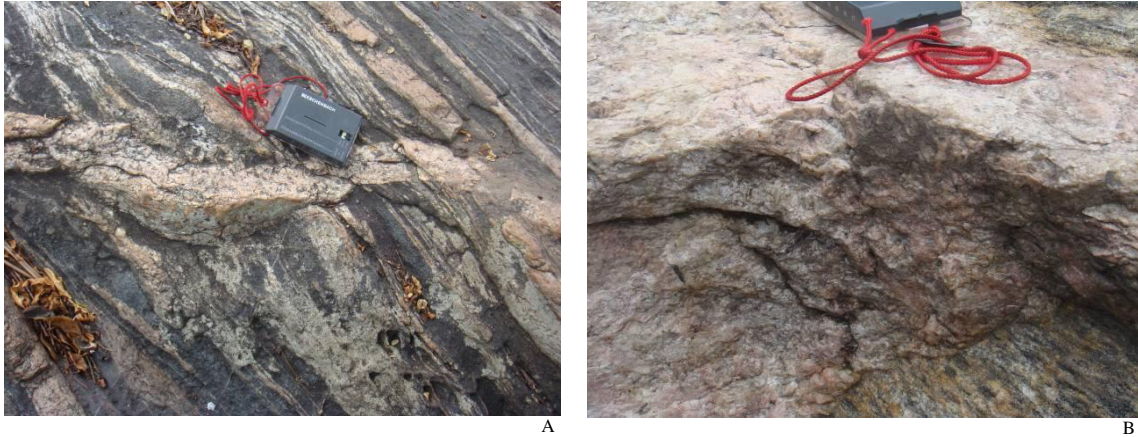


Figura 2.3. Estrutura dos pegmatitos em Vieira, conectados com leucossomas migmatíticos. A - pegmatito venular colocado numa zona de fractura de migmatito dobrado. B - zona de contacto entre gnaíse migmatítico (canto inferior direito) e pegmatito indiferenciado (em cima), este último com mineralização acessória disseminada identificada em DRX como Ti-wodginite (Moiana, 2010).

### 2.3. RELAÇÃO ENTRE A MORFOLOGIA DOS PEGMATITOS E AS PRINCIPAIS ESTRUTURAS HOSPEDEIRAS

No DEN, as estruturas de transtensão tangencial em carreamento, provavelmente precoce, revelam algumas grandes caixas de falhas que passam a volumes de acolhimento distensivo com pegmatitos tabulares a lenticulares volumosos. No DES, pequenos volumes distensivos em charneiras de dobras e volumes dilatacionais *en echelon* acolhem pequenos corpos venulares por vezes organizados em enxames com numerosos corpos individuais (figura 2.4).

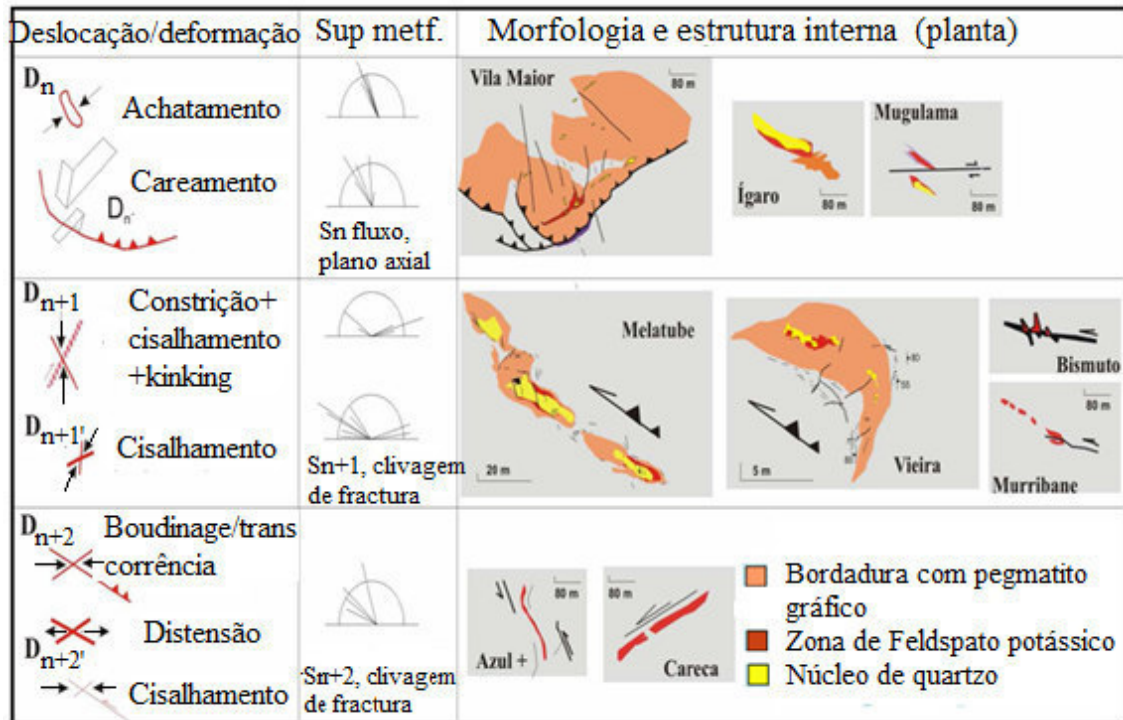


Figura 2.4. Morfologia e principais eventos deformacionais dos principais corpos pegmatíticos do Licungo.

## CAPÍTULO 3 – PARAGÉNESE

---

Precedendo o estudo mineralógico e metalogenético do CPL, neste capítulo faz-se a identificação de fases minerais essenciais e acessórias presentes nos pegmatitos do Licungo, bem como as associações paragenéticas observadas. A análise paragenética estende-se a diferentes unidades da estrutura interna dos pegmatitos.

### **3.1. ESPECIALIZAÇÃO GEOQUÍMICA E MINERALIZAÇÃO DE METAIS RAROS**

A concentração de metais raros em pegmatitos ocorre após estes sobreviverem aos diferentes mecanismos de diferenciação da fusão magmática enriquecida, ocorrendo, na fase pegmatítica, como mineralizações acessórias próprias ou incorporados em ambientes substitucionais nas fases essenciais.

A cristaloquímica dos metais (principalmente dependente do raio iónico e valência ou estado de oxidação), a composição da fase magmática/fluida, o trajecto P-T e a natureza das rochas encaixantes condicionam as paragéneses observadas nos corpos pegmatíticos. Uma breve síntese bibliográfica de condicionalismos físico-químicos que afectam a disponibilidade de metais raros cujas ocorrências foram observadas nas paragéneses do Licungo é apresentada, em seguida. Alguns desses elementos são importantes indicadores geoquímicos usados nos capítulos 4, 5 e 6 para se aferir o grau de evolução dos pegmatitos.

#### **3.1.1. Berílio**

O berílio é um elemento raro, de coordenação tetraédrica e baixa valência, tornando-se, por isso, incompatível à maioria de aluminossilicatos e fusões ricas em sílica, excepto moscovite, oligoclase cálcica e cordierite (London, 2008). A saturação em Be é

alcançada na fase residual, onde a actividade da água e dos voláteis se torna importante, precipitando-se na forma de fenacite, crisoberilo ou berilo. A experiência de fusão de termos BeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (sistema BASH, Čemic *et al.*, 1986), apresentado na figura 3.1, mostra os campos de equilíbrio termodinâmico das principais fases primárias de Be. Em condições de temperatura superior a 1000°C, o berilo funde incongruentemente formando crisoberilo, fenacite e fusão. A transformação completa do berilo em fundente verifica-se entre 1100° e 1050°C à pressão de cerca de 10 kbar e a 1000°C entre 10 e 20 kbar. Miller *et al.* (1968) estabelecem um estágio transitório de crisoberilo (decomposição de fenacite em crisoberilo) antes de se atingir o estágio de fusão completa. No percurso inverso, de especiação de Be durante a redução gradual da temperatura, London (2008) observou que o aparecimento de berilo no estágio precoce da formação do pegmatito requer que o mineral tenha sido formado a partir de um magma subarrefecido, a dezenas de graus abaixo da temperatura do *liquidus*.

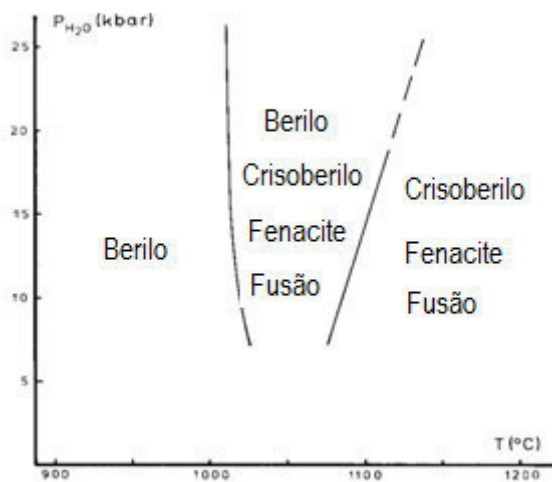


Figura 3.1. Campos de estabilidade superior de minerais de Be. Modificado de Cemic *et al.* (1986).

Em termos químicos, a formação de minerais de Be é condicionada pela concentração de alumina, sílica e de componentes fluxantes. O teor em BeO necessário para a precipitação de berilo, por exemplo, reduz-se à medida que se aproxima a saturação em quartzo e reduz-se, mais ainda, quando houver, no magma, excesso de alumina. Na presença de fluidos enriquecidos em F, B, Li e P, o berilo torna-se mais solúvel (London, 2008; Linnen *et al.*, 2012). O seu limiar de saturação em magmas graníticos é baixo, alcançado quando a concentração de Be é de cerca de 70 ppm de Be (London,



2008), a uma temperatura de 450-550°C (Simmonis *et al.*, 2003), podendo cristalizar em qualquer das unidades estruturais do pegmatito. Para casos de fusões graníticas peraluminosas, o limiar de cristalização só é atingido após cristalização fraccionada de 95-98 % da fusão. Em granitos de elementos raros, 75% da cristalização fraccionada é necessária para que o magma remanescente fique saturado em berilo (London & Evensen, 2002 em London, 2008).

O berilo é muito susceptível a alterações promovidas por fluidos pegmatíticos tardios. Dependendo da composição química e/ou pressão e temperatura, pode-se alterar para fases secundárias hospedeiras de Be como crisoberilo, fenacite (Markl & Schumacher, 1997), euclase, bertrandite e bavenite (Simmonis *et al.*, 2003). O crisoberilo é estável a cerca de 400°C, em ambiente de grande actividade de alumina. A 300°C substitui berilo em aluminossilicatos (Simmonis *et al.*, 2003). A fenacite ocorre particularmente em ambiente de dessilicificação do pegmatito, favorecido pela ocorrência de rochas encaixantes metaltramáficas. Ocorrências de berilo são comuns e generalizadas no CPL, enquanto as de fenacite, crisoberilo e gadolinite são raras.

### 3.1.2. Rubídio, Césio e Lítio

O Li, o Rb e Cs são elementos alcalinos raros incompatíveis. A sua fraca compatibilidade e marcado carácter higromagmático fazem com que sejam bastante móveis e, portanto, úteis como indicadores geoquímicos e petrogenéticos, sendo frequente o uso das razões Li/Cs e Rb/Cs, K/Rb e K/Cs. Esses elementos são fundamentais para completarem a sistemática actual dos pegmatitos, discutida no Capítulo 1.

O Rb não forma fases minerais próprias, apesar de ter abundâncias relativamente maiores na crosta. Possui grande raio iónico e pequena carga, o que o torna substituto preferencial do K em micas e feldspatos potássicos. Em minerais mais raros, como polucite, entra na estrutura em substituição de Cs.

O Cs possui um raio iónico maior do que o do K, baixo potencial de ionização e baixa electronegatividade, tornando a sua substituição do K mais limitada que a do Rb (Černý *et al.*, 1985). Extrema fraccionação de Cs para o magma e para a fase fluida, e sua complexação em F (por isso designado elemento fluorófilo em Černý *et al.*, 1985) fazem com que elevadas concentrações de Cs sejam necessárias para saturar o magma granítico em polucite, a temperaturas magmáticas (London *et al.*, 1998). Muito antes de atingir esse limiar de concentração, o Cs é disperso entre minerais e vapor de água, facto que explica a raridade de minerais próprios. Os principais repositórios de Cs são a mica, a cordierite e o feldspato, no entanto, em presença de magmas graníticos torna-se incompatível com essas fases, devido à sua alta solubilidade. A saturação em Cs só é alcançada em pegmatitos graníticos muito evoluídos, de afinidade LCT, cristalizando-se na forma de polucite, quando se atingem concentrações de cerca de 5% de Cs<sub>2</sub>O, a 680°C (London, 2005; Linnen *et al.*, 2012).

Em alguns feldspatos e, sobretudo, alguns berilos do Licungo, o Cs atinge concentrações de poucos milhares de ppm. Em micas, o seu teor é muito baixo a indetectável com os níveis de detecção adoptados neste estudo.

O Li comporta-se geoquimicamente de maneira diferente em relação aos outros elementos alcalinos raros (Rb e Cs). É admitido em quantidades ínfimas nos sítios octaédricos de minerais ferromagnesianos, principalmente biotite e moscovite, e excluído das fases félsicas. É, também, um elemento fluorófilo (Černý *et al.*, 1985; Tischendorf, 1997), registando-se casos de cristalização conjunta de Li e F, incorporados em silicatos e fosfatos. O limiar de cristalização de fases de Li só é atingido em condições de Pressão de 100–200 MPa, de temperatura de cerca de 700°C, e de saturação em água (London, 2005). Petalite formada em condições de elevada temperatura, espodumena em ambiente de elevada pressão e eucryptite em condições de baixa pressão e baixa temperatura são comuns em pegmatitos litiníferos, sendo por isso usados como referência para a dedução das condições de equilíbrio termodinâmico prevalentes durante a formação de pegmatitos (figura 3.2).



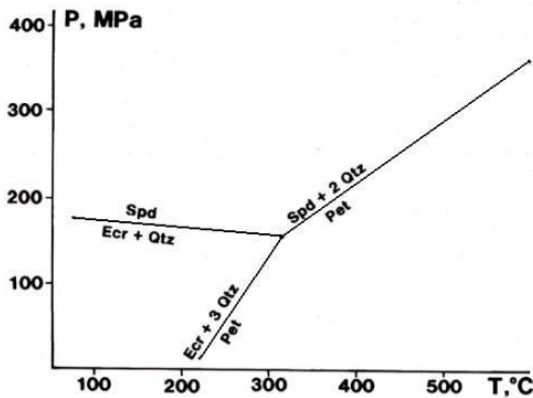


Figura 3.2. Relação de fases de aluminossilicatos de Li, em condições de saturação em quartzo. Modificado de London (1992).

### 3.1.3. Titânio – Nióbio – Tântalo

O Ta e o Nb apresentam razões entre carga e raio iónico muito elevadas, sendo, por isso, considerados incompatíveis com os principais minerais pegmatíticos, cristalizando nos estágios finais da evolução magmática na forma dos extremos composicionais tantalite ou columbite. A solubilidade destes elementos raros na fase magmática é muito elevada, e diminui rapidamente com a redução da temperatura e com o aumento da alcalinidade (figura 3.3), alcançando condições óptimas de cristalização em pegmatitos.

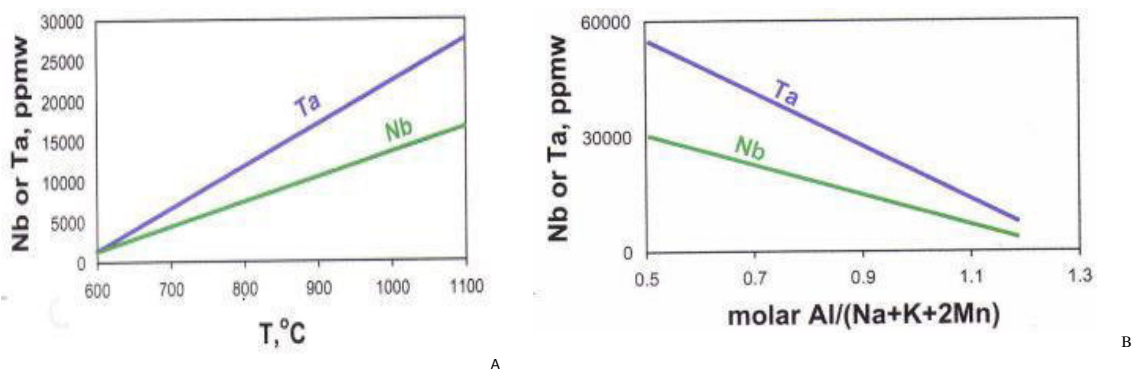


Figura 3.3. Solubilidade de Ta e Nb em função da temperatura (A) e da alcalinidade (B). (London, 2008).

Mais do que a temperatura, a solubilidade é função da composição do magma. Magmas peralcalinos estão relativamente mais enriquecidos em Nb e peraluminosos, em Ta (Chevychev *et al.*, 2010). A complexação por F mantém Ta e Nb e outros elementos raros HFSE em solução (London, 2008; Chevychev *et al.*, 2010), até atingir estágios

mais avançados de fraccionamento magmática, particularmente no caso do Ta. A presença de água, influencia a solubilidade de columbite e tantalite em magmas subaluminosos a peraluminosos. Em magmas peralcalinos o efeito da água na solubilidade de tantalite e columbite é baixo (Linnen & Keppler, 1997; Chevychev *et al.*, 2010). Além da alcalinidade, a saturação em alumina e o teor em F são importantes mecanismos de fraccionamento entre Nb e Ta.

O Ti é, também, um metal importante na composição e mineralogia dos pegmatitos do Licungo. É elemento essencial nas estruturas de ixiolite, rútilo e ilmenite e integra minerais do grupo de columbite-tantalite.

O Ta e o Nb fraccionam-se fortemente a favor de minerais de Ti. A associação metalífera Ta-Nb-Ti, no CPL, manifesta-se através de mineralizações em betafite, Nb-Ta-rútilo, Ti-wodginites, Ti-ixiolite, columbite-tantalite. Ta e Nb têm tendência de se concentrar em zonas ricas em albite ou micas líticas, associados ao berilo, fosfatos, zircão e topázio.

#### **3.1.4. Urânio - Tório – Zircónio-Háfnio**

A similaridade de raios iónicos, a configuração electrónica da camada mais externa e o tipo de ligação química entre os átomos contribuem para a semelhança do comportamento do Th, U e Zr, principalmente em condições de elevada temperatura. Elevada carga e grande raio iónico facilitam a sua complexação por cloretos, fluoretos, carbonatos, fosfatos e hidróxidos (Mernagh & Mieztis, 2008) aumentando, assim, a sua solubilidade e mobilidade no magma.

No Licungo, U e Th partilham posições nas estruturas cristalinas da thorite e da monazite. As duas fases incorporam teores significativos de U-Th-Y, registando-se casos de cristalização associada de xenotima.

Como reflexo desta metalização dependente, minúsculos cristais de brabantite e cheralite em monazite, e uraninite em thorite foram, observados, tanto em amostras de mão, como em microscópio electrónico.

O Zr e Hf encontram-se normalmente incorporados em xenotima, esfena, ilmenite, rútilo, allanite, anfíbola, clinopiroxena, granada e magnetite (Bea *et al.*, 2006). Esfena, epídoto e rútilo são mais compatíveis com Hf e xenotima, zircão, granada e allanite com Zr, uma repartição que em grande parte é responsável pela variação da razão Zr/Hf em granitos e pegmatitos. A abundância de Zr em pegmatitos aumenta com o aumento da alcalinidade (Pearce *et al.*, 1984; Whalen *et al.*, 1987; Wilson, 1989; London, 2008). Em regra, pegmatitos NYF, resultantes da fraccionação de magmas graníticos alcalinos apresentam maior conteúdo em Zr. Pegmatitos de linhagem LCT, em contrapartida, apresentam baixas concentrações de Zr. No CPL, em quantidade mais elevada, o Zr e o Hf ocorrem principalmente na forma de zircão, em paragéneses com granadas (Pegmatito Vila Maior).

O Zircão rico em Hf é, também, um componente mineralógico do material detrítico que ocorre em torno dos corpos pegmatíticos do Licungo, sempre em associação com ilmenite e hematite.

### 3.1.5. Elementos de Terras Raras

Consideramos elementos de terras raras (TR), neste trabalho, o conjunto formado por lantanídeos e elementos que pela afinidade geoquímica ocorrem, muitas vezes, a eles associados (Sc e Y). Estes elementos de TR são, também, importantes indicadores de especialização metalogénica dos pegmatitos NYF (Černý, 1991; London, 2008).

O Y comporta-se geralmente como elemento incompatível, mas é facilmente incorporado em granada e anfíbolos. Nos granitóides em geral, a presença de fases acessórias como esfena ou apatite desempenha um papel importante na abundância de Y. No CPL, sua presença foi observada em granadas e zircão, chegando a atingir concentrações superiores a 1% de  $Y_2O_3$ . Ocorre como componente essencial na xenotima e é um elemento menor na monazite.

A solubilidade da xenotima e da monazite reduz-se com o aumento da concentração de P; aumenta consideravelmente com a peralcalinidade do magma e é constante em magmas peraluminosos (Duc-Tin & Keppler, 2015).

As terras raras pesadas são hospedadas facilmente em granadas e hornblenda e as leves em esfena (Wilson, 1989). Estes minerais são os principais fraccionadores entre TRL e TRP em magmas máficos. Em magmas félsicos a saturação em minerais acessórios - monazite ou xenotima - determina a sua fraccionação.

O Eu é fortemente fraccionado pelos feldspatos, e anomalias de Eu reflectem maior ou menor envolvimento de feldspatos em processos de diferenciação magmática.

Ocorrências de monazite, xenotima, cerite, lanthanite, cheralite, brabantite, samarskyte e alanite são principais hospedeiras de terras raras no CPL. Na granada, chegam a atingir concentrações superiores a 10% de  $Ce_2O_3$  e 3% de  $La_2O_3$ , valores que se consideram anómalos por estarem muito acima dos que são considerados na literatura. Ocorrências de euxenite e aeschynite são raras.

### 3.1.6. Ouro, Prata e Chumbo

O Au, a Ag e o Pb são metais considerados incompatíveis, normalmente associados a depósitos hidrotermais e raramente a pegmatitos. As ocorrências de Au e Ag no Licungo são esporádicas e aparecem circunscritas ao pegmatito Melatube, sempre associadas a mineralizações de sulfuretos.

O Au ocorre associado a sulfuretos em magmas graníticos reduzidos, sendo a sua cristalização favorecida por elevada fugacidade de enxofre (Lobato *et al.*, 1998). No CPL, é libertado de sulfuretos, durante a oxidação e precipitação das associações bismite-bismutite, e posteriormente acolhido por bismite (Dias *et al.*, 2006b). A cristalização do Au e de sulfuretos tem sido relacionada com a diferenciação de magmas menos ácidos, de composição granodiorítica, monzonítica ou diorítica, que no seu estágio mais fraccionado podem gerar pequenos corpos pegmatíficos (magmas dessas composições registam culminação evolutiva em depósitos hidrotermais, passando ou

não por uma fase pegmatítica). O ouro corresponde à fase mineral cristalizada a partir de fluidos hidrotermais segregados do diferenciado pegmatítico.

A Ag forma-se nas mesmas condições do Au e aparece a ele associado. No Licungo foram observadas associações Ag-Pb sem envolvimento de Au. Ocorre como inclusão em bismutinite e outros sulfuretos, onde forma sulfossais.

O Pb encontra-se associado a sulfuretos de Bi e Fe e aos seus produtos de alteração. Sendo um isótopo estável das séries de decaimento de U e Th, ocorre a eles associado. Nestas paragéneses pode ocorrer como galena.

O Pb foi, também, observado como elemento principal de fases tardias fosfáticas em microcavidades de columbite.

### **3.1.7. Bismuto, Cobre e Molibdénio**

O Bi, o Cu e o Mo encontram-se preferencialmente associados a sulfuretos e aos seus produtos de alteração.

As ocorrências de bismuto são frequentes em todos os tipos de pegmatitos da Província Zambeziana (Dias *et al.*, 2006b), tanto os de feição NYF como os LCT. No CPL, minerais de Bi encontram-se intercrescidos com a mineralização Ti-Ta-Nb, destacando-se a presença de duas fases portadoras: em condições redutoras forma-se a bismutinite; em condições oxidantes forma-se a bismutite.

## **3.2. ANATOMIA INTERNA DOS PEGMATITOS DO LICUNGO**

A estrutura interna dos pegmatitos no CPL é zonada e simples, registando-se apenas ligeiras diferenças mineralógicas entre os corpos pegmatíticos, independentemente das dimensões e forma.

Algumas unidades tardias e secundárias foram observadas, principalmente nas zonas intermédias e nucleares dos pegmatitos de maiores dimensões.

### 3.2.1. Unidades da Estrutura Interna

Zonamentos em pegmatitos de elementos raros são comuns, podendo-se observar em direcção ao interior do pegmatito, as zonas de contacto (com a rocha encaixante), marginal (algumas desenvolvem uma zona mural distinta do tecto), intermédia (não se distingue claramente a zona intermédia interna da externa) e núcleo.

#### 3.2.1.1. Zona de Contacto e de Bordadura

A transição da rocha encaixante para a intrusão pegmatítica é geralmente abrupta, quando observável, dando indicações de a implantação ter ocorrido em volumes dilatacionais associadas a zonas de cisalhamento. Contactos deste tipo foram observados nos corpos pegmatíticos Melatube, Ígaro e Vieira e em pequenos pegmatitos simples (figura 3.4B e C). Em algumas rochas encaixantes de composição granítica, observam-se segregações pegmatíticas com bordadura estreita, também, de composição granítica, mas com textura fina (figura 3.4A).



Figura 3.4. Natureza dos contactos entre pegmatitos e rochas encaixantes. A - Contacto marcado por textura granular fina; B – veio pegmatítico cortando a foliação gnáissica de forma abrupta. C - contacto abrupto entre o Corpo pegmatítico e o metavulcanito do Sistema Licungo.

Simmonis *et al.* (2003) e London (2008) referem-se à transição abrupta como estando relacionada com a implantação dos pegmatitos a baixa profundidade. Em função da pressão litostática exercida pela fusão pegmatítica a baixa temperatura, o material crustal encaixante pode comportar-se de forma frágil, e nos volumes dilatacionais pode acolher corpos pegmatíticos.

#### 3.2.1.2. Zona Marginal

A zona marginal (ZM) é geralmente caracterizada por intercrescimentos gráficos entre quartzo e feldspato e raras unidades aplíticas. Essa textura gráfica é comum a quase todos os corpos pegmatíticos observados, sugerindo rápido arrefecimento do magma, após a intrusão pegmatítica. Mineralizações em magnetite e micas ocorrem em alguns pegmatitos, particularmente a moscovite.

Em corpos pegmatíticos implantados em rochas metacarbonatadas ou paragnaisses com leitos carbonáticos do Grupo de Molúcuè, observam-se produtos metassomáticos tanto no *endoskarn*, como no *exoskarn*. Paragéneses observadas no *exoskarn* expõem produtos resultantes de uma intensa actividade de W.

#### 3.2.1.3. Zona intermédia

A zona intermédia (ZI) é possante na maioria dos pegmatitos, com predominância de pertites de dimensões variáveis em função das dimensões dos corpos pegmatíticos. Algumas pertites transitam, de forma gradual, para feldspatos amazoníticos. Em muitos casos, a zona intermédia não é monominerálica, encontrando-se paragéneses de feldspatos e quartzo de grandes dimensões, com moscovite subordinada, dispersa. A biotite é rara.

A frente de transição entre a zona intermédia e o núcleo concentra mineralizações quase generalizadas de columbite-tantalite, berilo industrial e águas marinhas, alvos de lavra mineira. Ocorrem, ainda, algumas mineralizações de xenotima, ixiolite e monazite. As associações metalíferas Be, TR, U, Th, Zr, Y, Sc, Ti, Nb, Ta e Sn são típicas desta transição zonal (Moiana & Gomes, 2015).



#### **3.2.1.4. Zona Nuclear**

A zona nuclear (NQZ) é essencialmente constituída por quartzo leitoso, registando-se ocorrências de algum quartzo róseo nos pegmatitos mais a norte. Processos de sulfidização primária encontram-se relacionados com mineralizações em Bi que se concentram nos estágios mais avançados da fraccionação do pegmatito. Processos hidrotermais e supergénicos relacionam-se com a bismutitização generalizada.

#### **3.2.1.5. Unidades Tardias**

As paragéneses secundárias (UT) estão pouco desenvolvidas e expressam fenómenos de albitização, moscovitização e argilização pouco pervasivos, que afectam essencialmente as paragéneses da zona intermédia. A carbonatização e a oxidação das associações primárias que incluem Bi dão lugar a mineralizações secundárias em Bi, V, Cu e Pb. As albites tardias são de ocorrência rara localizada.

### **3.2.2. Associações Paragenéticas nos Corpos Pegmatíticos Paradigmáticos**

Algumas variações mineralógicas e texturais entre os principais pegmatitos do Licungo foram observadas. A estrutura interna e paragéneses dos principais corpos pegmatíticos paradigmáticos são apresentadas e faz-se, também, referência a rochas envolventes que terão desempenhado um papel importante na composição química e mineralógica dos pegmatitos.

#### **3.2.2.1. Ígaro**

Localiza-se no extremo N do CPL, na confluência dos corredores de cisalhamento NNE-SSW e NNW-SSE, posição provavelmente responsável por abertura de grandes volumes dilatacionais necessários para o acolhimento de pegmatitos de grandes dimensões (figura 3.5).

A zona de bordadura tem importantes mineralizações de columbite-tantalite. A petrografia em MOLT das porções granulares da bordadura revela maclas polissintéticas da albite, maclas de periclina-albite da microclina, cristais idiomórficos a



subdiomórficos de granadas e coexistência de duas micas (moscovite e biotite). Há uma tendência de orientação preferencial dos diferentes grãos de micas ao longo de alinhamentos de fluxo.

A zona mural é marcada por intercrescimento gráfico quartzo-feldspato e ocorrências de zircão, e a zona intermédia por grandes blocos de microclinas pertíticas, associadas à moscovite e gigacristais de berilo. A variedade heliodoro ocorre tipicamente associada ao quartzo fumado e microclinas róseas são produzidas por enrubescimento metassomático e episienitização (Gomes, 2004). Euxenite-policrase, monazite, cheralite, ilmenite, F-apatite e amazonite ocorrem, também, na ZI em quantidades acessórias. Os núcleos ostentam enormes blocos de quartzo leitoso com transição cromática abrupta para quartzo róseo.

As unidades secundárias encontram-se associadas aos processos de argilização, nomeadamente, a caulinização (figura 3.5). A bismutite é o principal produto de alteração de minerais de Bi primários.



*Figura 3.5. Domínio cataclástico no núcleo de quartzo do Pegmatito Ígaro. Altura da foto = 3 m.*

#### **3.2.2.2. Vila Maior**

O pegmatito Vila Maior está limitado a sul por um carreamento de muito baixo ângulo, com direção predominante WSW-ENE, o qual, provavelmente, condicionou a intrusão pegmatítica (Dias & Gomes, 2006). O contacto entre gnaisses graníticos e o pegmatito não foi observado, sendo de destacar ocorrências de granada, quartzo e textura gráfica

na zona mural que tende para um aspecto em *line-rock*. A zona intermédia é constituída por grandes blocos de feldspato, quartzo e biotite dispersa, e a mineralização acessória inclui columbite-tantalite, Ti-ixiolite, pirocloro, U-Pb-microlite e cheralite. Os núcleos são quartzosos e, em algumas transições das zonas intermédias para as nucleares, observam-se ocasionais cavidades miarolíticas parcialmente preenchidas por feldspatos automórficos, cristais de quartzo e argila de 2ª geração (Moiana, 2010). As unidades de substituição mais frequentes são faixas greisenosas, com moscovite por vezes grosseira, apresentando uma localização controlada por estruturas frágeis sobrepostas (Dias & Gomes, 2006).

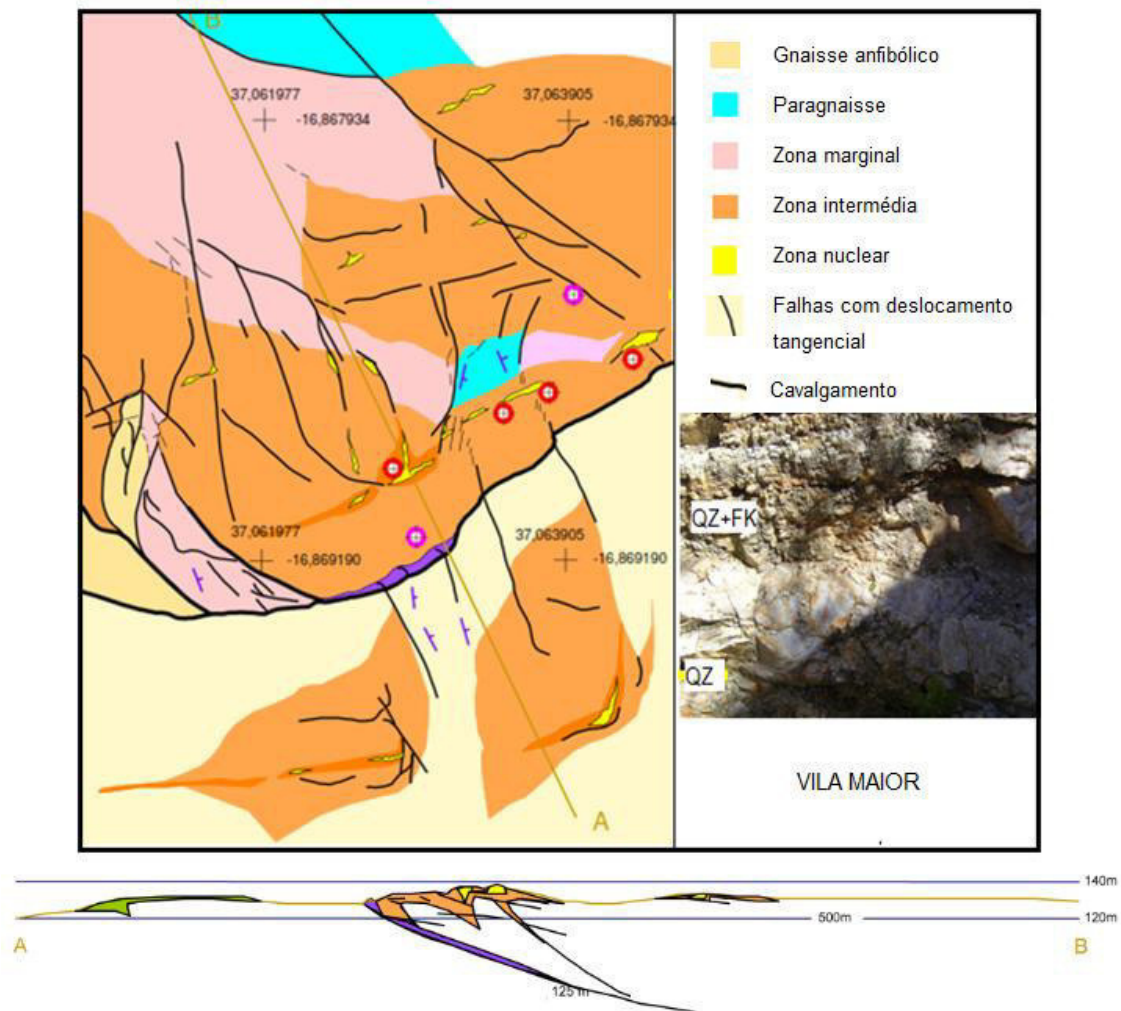


Figura 3.6. Configuração do Corpo pegmatítico de Vila Maior. Modificado de Dias & Gomes (2006).

A Oeste do corpo principal, registam-se ocorrências de corpos pegmatíticos amazoníticos sigmoidais (Moiana, 2010) que possuem núcleos de quartzo bastante regulares, relacionados com a cristalização controlada por deformação tangencial (Dias *et al.*, 2006a). Esta área de ocorrência de pegmatitos amazoníticos é localmente designada Vala de Drenagem.

Outros afloramentos pegmatíticos próximos, a cerca de 200 m para E de Vila Maior, mostram corpos satélites bastante meteorizados (argilização extensiva) que incluem paragénese mais evoluídas, constituídas por quartzo-lepidolite-feldspato potássico e, localmente, columbite e berilo amarelo (Moiana, 2010). Esta cor ocasional de berilo poderá estar relacionada com processos de metamictização derivados da ocorrência generalizada de elementos radioactivos. A detecção de ganite nodular grosseira enriquecida em molécula hercynítica, associada a leito micáceo na interface feldspato potássico – pegmatito gráfico, e a presença de lepidolite (Dias *et al.*, 2006a; Moiana, 2010) indiciam a mudança de fácies pegmatítica para uma incipiente especialização LCT.

### 3.2.2.3. Grupo de Melatube

Este grupo integra pegmatitos geograficamente próximos, localizados no sul do CPL, que apresentam dimensões, estrutura, paragénese e enquadramento estrutural análogos. Os principais são: Melatube, Virgínia, Murribane, Bismuto e Azul Mais.

O corpo Melatube, paradigmático destes pegmatitos, tem a morfologia de um rosário de *boudins* implantados ao longo da direcção WNW-ESE. A transição entre a rocha encaixante anfibolítica e o pegmatito é abrupta. Texturas fluidais saturadas em biotite encontram-se presentes na zona marginal, sugerindo trocas de constituintes iónicos entre o encaixante (enriquecido em  $Mg^{2+}$  e  $Fe^{3+}$ ) e a intrusão (enriquecida em  $K^+$ ).

A zona mural é espessa com pegmatito gráfico, biotite e granada. As zonas intermédias são pouco possantes, com ocorrências de pertite rósea, evoluindo, às vezes, para

amazonite, blocos de quartzo e “mica-livro”. Encontra-se, ainda, entre blocos de pertite, columbite-tantalite ocasionalmente envolvida por fosfatos de terras raras. A columbite ferrífera comporta inclusões de zircão, granada, rútilo e ilmenite.

Na interface entre a zona intermédia com propagação até ao interior do quartzo, a bismutinite encontra-se associada à Ag, Au e molibdenite, mostrando transição reaccional para wittichenite, covelite, galenobismutite e gladite. Nesta zona, ocorre, também, berilo industrial e de qualidade gema (figuras 3.7 e 3.8). Os núcleos são constituídos por quartzo leitoso maciço albite tardia. Do ponto de vista da mineralização acessória destaca-se a diversidade de minerais de Bi, marcada por processos de sulfidização primária, seguida de carbonatação e oxidação tardias que acomodam Au, Ag, Pb, Cu e V (figura 3.8). A plagioclase aventurinica ou “pedra de sol”, de qualificação gemológica precária (Gomes, 2004), encontra-se, também, presente em unidades de substituição.



Figura 3.7. Morfologia dos pegmatitos de Melatube. A – Capa pegmatítica intacta com textura gráfica; B – pegmatito em lavra mineira, mostrando contactos abruptos com a rocha encaixante; C – Zona intemédia com mica-livro; D - zona intermédia com cristais alongados de berilo.



Os corpos Murribane e Bismuto são de menor dimensão que Melatube e apresentam, também, a forma de *boudin* zonado. A proporção do pegmatito gráfico é superior a das outras zonas e sofreu processos de argilização e epissienitização generalizados. Feldspatos cavernosos e ocorrências de cheralite, monazite, xenotima (Gomes, 2006 em Dias *et al.*, 2008), bismuto, bismutinite, bismutite, ilmenite e ilmenorútilo foram observadas em Murribane. Alguma albite encontra-se em unidades tardias. O local Bismuto é anómalo pela magnitude e diversidade de mineralizações bismutíferas homogeneizadas composicionalmente pelo processo de bismutitização sobreposta.

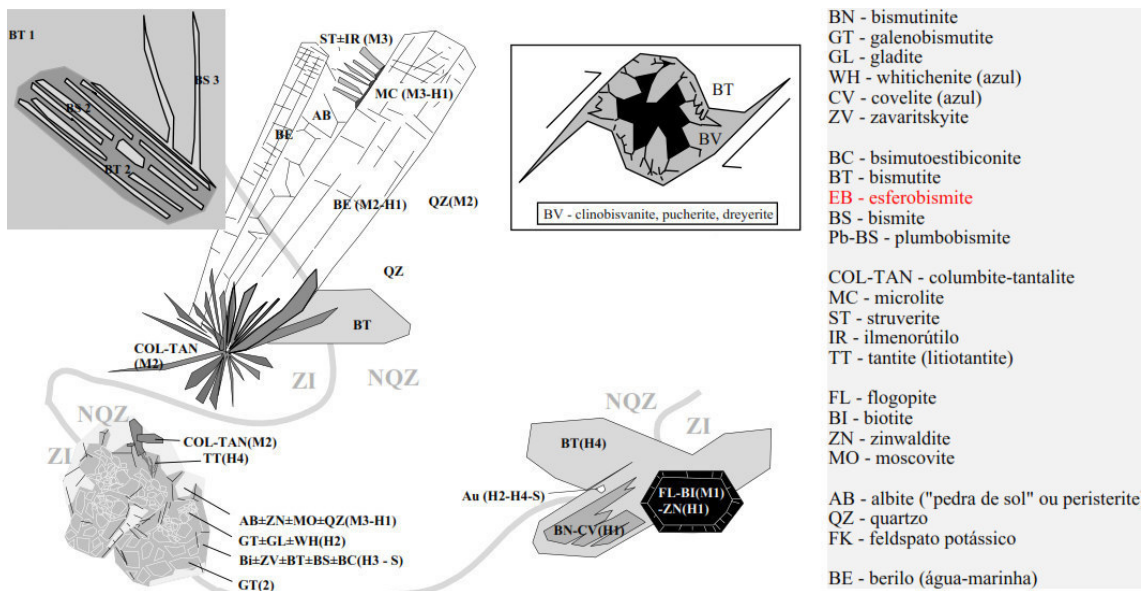


Figura 3.8. Estrutura interna e associações paragenéticas no Grupo de Melatube. NQZ – zona nuclear; ZI – zona intermédia.

### 3.2.2.4. Vieira e Azul Mais

O pegmatito Vieira encontra-se encaixado em migmatito gnáissico polideformado, que inclui dobras deitadas com flancos paralelos ao bandado migmatítico (figura 2.3). Estes migmatitos para além de incluírem pequenos veios pegmatíticos sintectónicos, são cortados por pegmatitos venulares. Ao longo dos bordos dos pegmatitos ocorrem disseminações de wodginite titanífera. Mineralizações de berilo gema encontram-se

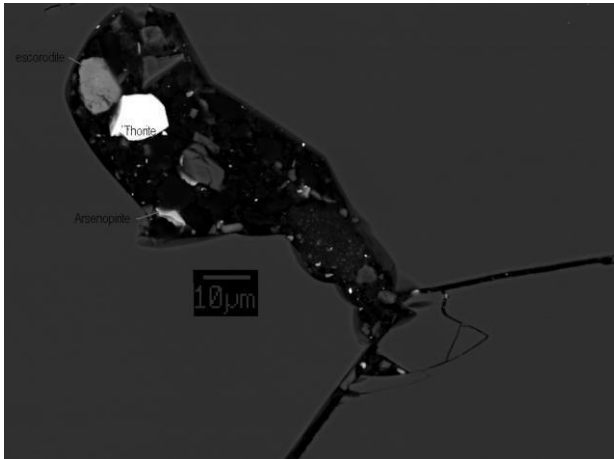
associadas a feldspatos róseos que integram, ainda, zircão, monazite, xenotima, ilmenite e rútilo.

O corpo Azul Mais foi assim designado para realçar a cor azul mais intensa das ocorrências das águas-marinhas. Mineralizações de monazite, xenotima e granada na zona intermédia, quartzo na zona nuclear e albite em unidades tardias são, também, destacáveis.

### 3.2.2.5. Careca e Scheelite

Os corpos de Careca e Scheelite encontram-se implantados ao longo de lineamentos regionais NNW-SSE e marcam o limite oriental da área de estudo. O rio que atravessa o afloramento do pegmatito Careca expõe, em talude, uma zona feldspática com altura superior a 6 m e extensão superior a 15 m. Este imenso bloco feldspático salienta um carácter alcalino bem marcado, sem que tenha havido notável individualização de uma unidade nuclear quartzosa. Estes feldspatos macropertíticos incorporam microcristais de granadas automórficas tardias, alinhadas ao longo de microfracturas.

A exposição do pegmatito de Scheelite é pequena. As heterogeneidades texturais não estão bem definidas, mas salienta-se a presença de uma zona de feldspatos associados aos berilos azuis esverdeados. A scheelite aparece como produto de metassomatismo envolvendo a intrusão pegmatítica e rochas encaixantes metacarbonatadas ou paragnaises com leitos carbonáticos, bem cartografadas na área de Vila Maior (Bingen *et al.*, 2007). Deste processo salientam-se mineralizações de epidoto, em forma de massas cristalinas, em paragénese com diópsido e grossulária no corpo pegmatítico. Do lado do encaixante (*exoskarn*), destacam-se mineralizações em scheelite. O contacto entre pegmatito e paragnaises é marcado pela ocorrência de minúsculos grãos de turmalina (OH-dravite), com cavidades microscópicas parcialmente preenchidas por arsenopirite, escorodite e thorite (figura 3.9; *estação 159, figura 1.11, atrás*).



*Figura 3.9. Cavidade de turmalina na qual se observam cristais de thorite, scorodite e arsenopirite.*

A figura 3.10 e a respectiva legenda sintetizam a diversidade anatómica e mineralógica dos principais corpos pegmatíticos do Licungo. A discussão sobre “recursos base” é retomada no Capítulo 7.

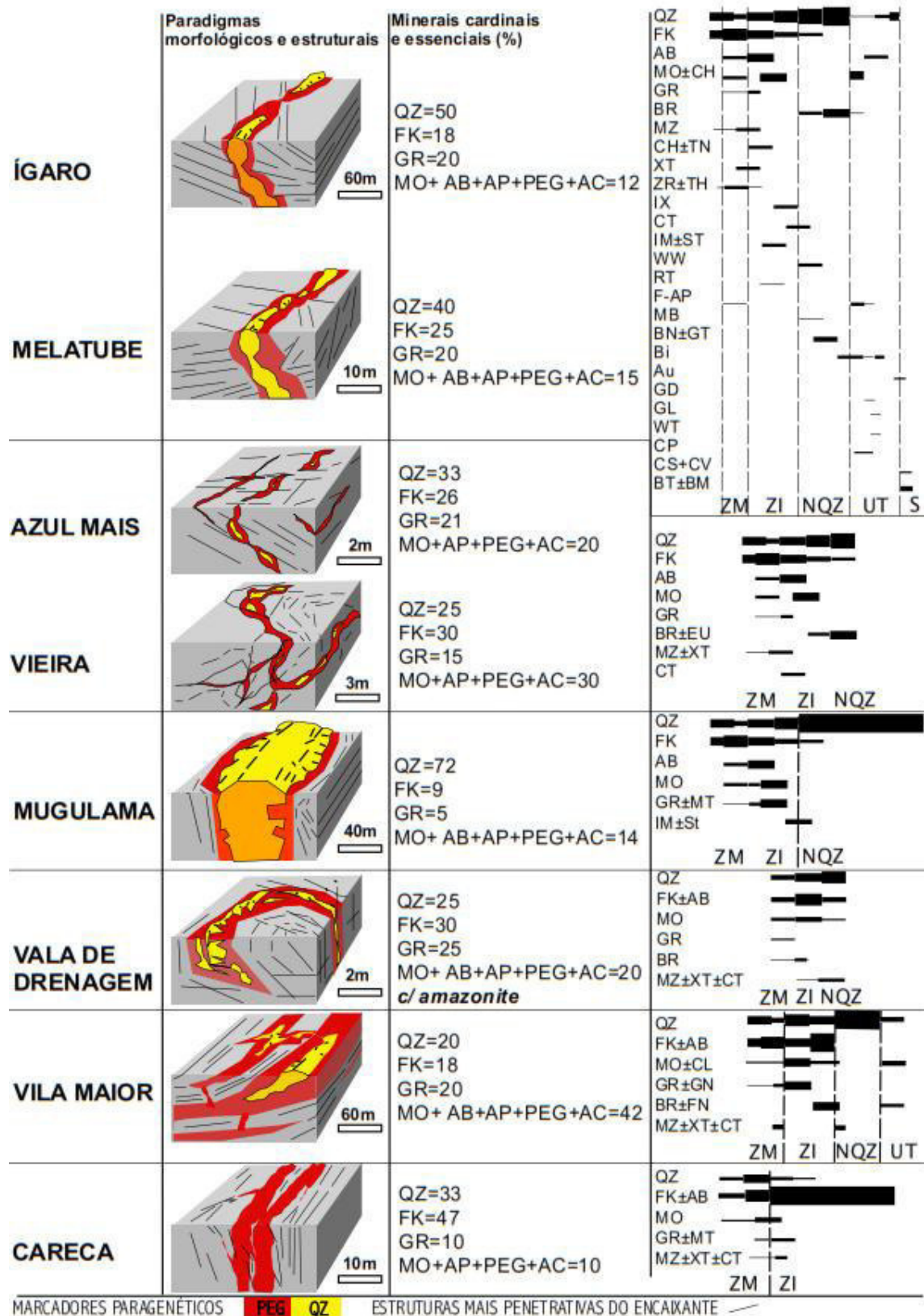


Figura 3.10. Paradigmas morfológicos e distribuição das mineralizações entre unidades da estrutura interna dos pegmatitos (Moiana & Gomes, 2015).



Legenda da figura 3.10:

*QZ – quartzo; FK – ortose ou microclina (pertíticos ou não, amazoníticos na jazida Vala de Drenagem); AB – albite sacaróide ou clevelandite; MO – mica clara, predominantemente, moscovite (zinwaldite e rara polilitionite na jazida Vila Maior); CH – clorite (chamosite ou clinocloro); GR – granada; GN – ganite; CR – crisoberilo; FN – fenacite; EU – euclase; BR – berilo azul escuro (água-marinha), dourado (heliodoro) e berilo verde azulado claro (Vila Maior); MZ – monazite; CH±TN – cheralite e/ou torianite (vigezzite associada); XT – xenotima; ZR±TH – zircão e torite (bazzite e gadolinite associada); IX – ixiolite (Ti, Sc, Sn); CT – columbite-tantalite (microlite associada); MG – magnetite; IL – ilmenite; HT – hematite; IM±ST – Nb-rútilo (ilmenorútilo) e/ou Ta-rútilo (struverite) (pirocloro associado); WW – W-wodginite; RT – rútilo; F-AP – F-apatite (topázio associado); MB – molibdenite; BN±GT – bismutinite e/ou galenobismutite; Bi – Bi nativo; Au – ouro nativo; GD – gladite; GL – galena; WT – whitichenite; CP – calcopirite; CS+CV – calcosite e covelite (zawaritskyite associada); BT±BM – bismutite e/ou bismite (e/ou bismutoestibiconite, plumbobismite, esferobismite, clinobisvanite, pucherite, dreyerite, malaquite, Cu nativo, arsenobismite e rooseveltite).*

**3.2.2. Associações Paragenéticas nos Corpos pegmatíticos à Volta do CPL**

À volta e próximo dos corpos pegmatíticos estudados de forma sistemática encontram-se pequenos corpos pegmatíticos com algumas diferenças mineralógicas e paragenéticas com os tipos paradigmáticos acima considerados.

**3.2.2.1. Mathebe**

O corpo pegmatítico de Mathebe aflora a 2 km a norte do Ígaro. Apresenta-se completamente revolvido por mineradores artesanais interessados na extracção de columbite-tantalite nas zonas mais externas do pegmatito. A zona intermédia interna é constituída por quartzo e biotite e a externa por gigapertites com altura superior a 3 m. Os feldspatos róseos mostram transição, em certos domínios, para feldspatos amazoníticos azuis pálidos. O núcleo do quartzo é muito possante, comportando cerca de 90% do volume do corpo pegmatítico. Localmente, incorpora turmalina *schorl* acicular.

### 3.2.2.2. Pompisco e Munhamade

Estes dois corpos, Pompisco e Munhamade, são parte integrante do campo pegmatítico de Lugela, a NW do Ígaro. Têm grandes dimensões e mostram uma grande variação das suas paragéneses representativas.

Na localidade de Pompisco, o pegmatito mostra um núcleo de quartzo possante, frequentemente hialino e, às vezes, róseo; uma zona intermédia com associação paragenética feldspato-K+quartzo+lepidolite e uma bordadura marcada pela textura gráfica quartzo-feldspática.

O pegmatito de Munhamade é filoniano, de orientação NW-SE, instalado em rochas encaixantes ortognaissicas. O seu zonamento é incaracterístico, mas discrimina-se uma unidade feldspática espessa (>2 m), que transita, lateralmente, para associação quartzo+ortose ± biotite. Destacam-se ocorrências de gigacristais de berilo (> 140 kg) muito fracturados nas frentes de transição entre feldspato e quartzo tendencialmente hialino, que se torna, localmente, ametista (Moiana *et al.*, 2012). O estado de fracturação e as atitudes dos sistemas de falhas são análogos aos do Ígaro.

## CAPÍTULO 4 – MINERALOGIA E MINEROQUÍMICA

---

Este capítulo destina-se a discutir dados da mineralogia e mineroquímica das fases minerais essenciais e acessórias presentes no CPL, e deduzir a partir de diferentes índices geoquímicos, tendências evolutivas dos corpos pegmatíticos individualizados e do conjunto Campo Pegmatítico do Licungo.

Parte dos dados discutidos por Moiana (2010) são retomados e integrados com os dados de campanhas de campo realizadas no âmbito da presente investigação. Estas campanhas incidiram sobre o mesmo campo pegmatítico, mas em corpos relativamente pequenos, que até então não tinham sido alvo de lavra mineira, nem corporativa, nem artesanal.

### **4.1. FASES ESSENCIAIS**

Entre as fases essenciais dos pegmatitos do Licungo incluem-se os minerais cardinais - feldspatos e micas - e os minerais tipomórficos - berilo, granadas e óxidos de Nb e Ta, incluindo Nb-tantalatos.

#### **4.1.1. Berilo**

O berilo é o principal mineral de Be com ocorrências ubíquas em todos os principais corpos pegmatíticos do Licungo.

##### **4.1.1.1. Dimensão, Morfologia e Cor**

Considerando as suas características ópticas, hábito cristalino e modo de ocorrência, quatro tipos de berilos se destacam, aqui designados tipo I, tipo II, tipo III e tipo IV:

Berilos de tipo I - cristais euédricos com hábito prismático hexagonal longo (altura >> diâmetro) e planos pinacoidais {0001} bem definidos. São semitransparentes a translúcidos e apresentam cor azul clara. No Domínio Sul, os pegmatitos de Melatube, Scheelite, Virgínia, Careca e Murribane apresentam dimensões reduzidas (até 5 cm de altura e 3 cm de diâmetro) e cores azuis muito claras (5G 8/1 a 5BG 7/2 em Munsell, 2009) (figura 4.1A). No Domínio norte, nos corpos Vila Maior e Ígaro, os berilos são ligeiramente mais fracturados, com dimensões que atingem 1 m de altura e 0,30 m de diâmetro (figura 4.1B). A componente cromática azul adensa-se ligeiramente, principalmente em direcção ao interior dos cristais de berilo (as partes mais internas têm índice de cor de Munsell de 5B 8/2).



*Figura 4.1. Morfologia dos berilos de tipo I observados no CPL: A - berilo de Vila Maior (vista parcial de berilo de um cristal de cerca de 12 cm x 4 cm); B - Gigacristal de Berilo do Ígaro.*

Berilos de tipo II - cristais euédricos a subédricos, prismáticos, de bases pinacoidais, mas com cores azuis fortes (5B 7/6 em Munsell, 2009), chegando a atingir qualidade gemológica (figura 4.2). Apresentam pequenas dimensões (< 5 cm x 3

cm) e as suas ocorrências mais típicas verificam-se em unidades quartzosas dos pegmatitos Melatube, Azul Mais e Vieira.



*Figura 4.2. Berilos de tipo II de Melatube.*

Berilos de tipo III - cristais nodulares semitransparentes a transparentes, anédricos, de dimensões milimétricas (< 1 cm de diâmetro), com cor azul mais intensa (índice de Munsell equivalente a 5B 5/6; amostras 2, 5 e 11 na figura 4.4), maior diafanidade e menos danos estruturais em relação aos outros tipos. Constituem, por vezes, porções de gigacristais de berilo azul claro nos quais se encontram inseridos. O contacto é gradual e vários nódulos de berilos de tipo III são encontrados num mesmo cristal de tipo I. Estes berilos são comuns em Ígaro e Vila Maior. No Campo Pegmatítico de Lugela, a NW do Licungo, estes berilos nodulares também ocorrem em gigacristais muito fracturados, mas os nódulos de berilo de qualidade gema subsistem perante deformações sobrepostas.

Berilos de tipo IV - cristais subédricos a euédricos, semitransparentes a translúcidos, de cor amarela acastanhada (5Y 5/6 a 10YR 7/4 em Munsell, 2009) e com pequenas dimensões (< 3 cm x 1 cm) (figura 4.3). Ocorrências deste tipo de berilo foram identificadas em Vila Maior, Azul Mais e Melatube.



*Figura 4.3. Berilos de tipo IV de Melatube.*

A figura 4.4 mostra a variação cromática dos berilos do CPL. Estes foram submetidos a análises composicionais por microsonda electrónica, apresentadas nesta secção.



*Figura 4.4. Espectro cromático dos berilos do Licungo.*

Legenda dos pegmatitos hospedeiros

- |                       |                 |
|-----------------------|-----------------|
| 1,2 –Ígaro;           | 10 – Murribane; |
| 3, 4, 5 - Vila Maior; | 11 - Lugela;    |
| 6, 7, 15 – Melatube;  | 12 – Scheelite; |
| 8 – Mugulama;         | 13 - Vieira;    |
| 9 – Virgínia;         | 14 – Azul Mais. |

#### 4.1.1.2. Composição

Os conteúdos de  $\text{SiO}_2$  variam entre 65,2% e 67,1%, sendo os mais altos registados em Melatube e os mais baixos em Virgínia e Murribane.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varia entre 16,1% e 17,9%, com conteúdos mais baixos a registarem-se em Azul Mais e os mais elevados em Scheelite e Murribane. Fe, Na e Cs apresentam-se com concentrações consideráveis, tendo sido detectados em todos os berilos do Licungo analisados, e K em quase todos. Fe atinge cerca de 1,6% de FeO; Na varia de 0,21% a 0,71% de  $\text{Na}_2\text{O}$ ; Cs de 0,02% a 0,44% de  $\text{Cs}_2\text{O}$  e K nunca ultrapassa 0,06% de  $\text{K}_2\text{O}$ . Ocorrências de Sc são muito localizadas, tendo-se detectado valores de aproximadamente 0,2 % de  $\text{Sc}_2\text{O}_3$  em berilos de Azul Mais e Vieira. Nos berilos dos restantes corpos pegmatíticos, as concentrações de Sc situaram-se abaixo dos limites de detecção.

Os dados composicionais em % do peso encontram-se apresentados em anexo 4.1. As projecções em diferentes diagramas são feitas em apfu, cujos dados estão apresentados na tabela 4.1. Em anexo 4.2 apresenta-se um difractograma representativo da estrutura dos berilos do CPL.

#### 4.1.1.3. Cromatização dos Berilos

A projecção dos constituintes principais, que partilham posições estruturais nos berilos, indica que estes são sódicos e apresentam maiores conteúdos de Fe em relação ao Mg e Mn (figura 4.5).



Tabela 4.1. Composições dos berilos colhidos nos fulcros pegmatíticos principais do Licungo, em apfu.

Amostra	Pegmatito	Tipo	Si	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cs	Rb
Ig2	Ígaro	I	12,13	3,59	0,200	0,019	0,037	0,000	0,167	0,003	0,017	0,0000
Ig2	Ígaro	I	12,11	3,63	0,163	0,007	0,037	0,004	0,183	0,010	0,018	0,0000
Ig2	Ígaro	I	12,09	3,62	0,212	0,009	0,048	0,000	0,188	0,004	0,028	0,0000
Ig2	Ígaro	I	12,10	3,63	0,186	0,005	0,043	0,000	0,201	0,015	0,021	0,0000
Ig3	Ígaro	III	12,09	3,61	0,204	0,003	0,055	0,005	0,213	0,008	0,034	0,0000
Ig3	Ígaro	III	12,08	3,61	0,226	0,012	0,058	0,005	0,217	0,009	0,035	0,0000
Ig3	Ígaro	III	12,02	3,67	0,239	0,012	0,060	0,000	0,209	0,011	0,032	0,0000
Ig3	Ígaro	III	12,07	3,65	0,174	0,004	0,060	0,003	0,205	0,014	0,034	0,0000
23VM	Vila Maior	IV	12,07	3,81	0,054	0,005	0,006	0,000	0,136	0,004	0,002	0,0000
23VM	Vila Maior	IV	12,09	3,80	0,047	0,000	0,010	0,000	0,130	0,002	0,003	0,0000
23VM	Vila Maior	IV	12,04	3,85	0,067	0,004	0,007	0,004	0,135	0,008	0,004	0,0000
23VM	Vila Maior	IV	12,13	3,73	0,041	0,000	0,008	0,003	0,142	0,002	0,003	0,0000
23VM	Vila Maior	IV	12,08	3,80	0,050	0,004	0,009	0,000	0,137	0,006	0,007	0,0000
VM3	Vila Maior	I	12,01	3,85	0,056	0,000	0,000	0,002	0,242	0,009	0,018	0,0000
VM3	Vila Maior	I	12,04	3,82	0,049	0,000	0,000	0,007	0,229	0,009	0,020	0,0052
VM3	Vila Maior	I	12,02	3,84	0,058	0,000	0,000	0,007	0,235	0,010	0,020	0,0000
VM3.1	Vila Maior	III	12,09	3,62	0,200	0,013	0,049	0,008	0,202	0,013	0,033	0,0000
VM3.1	Vila Maior	III	12,10	3,62	0,181	0,016	0,053	0,004	0,199	0,013	0,030	0,0006
VM3.1	Vila Maior	III	12,10	3,62	0,193	0,007	0,053	0,000	0,186	0,007	0,031	0,0019
Sc1.2	Scheelite	I	12,13	3,75	0,077	0,000	0,000	0,000	0,076	0,003	0,005	0,0000
Sc1.2	Scheelite	I	12,08	3,77	0,114	0,011	0,000	0,000	0,103	0,005	0,006	0,0000
Sc1.2	Scheelite	I	12,06	3,83	0,076	0,000	0,002	0,000	0,095	0,006	0,005	0,0031
Vi100	Vieira	II	12,11	3,51	0,208	0,004	0,104	0,000	0,253	0,005	0,018	0,0000
Vi100	Vieira	II	12,05	3,56	0,224	0,008	0,119	0,003	0,251	0,006	0,020	0,0014
Mb1.1	Murribane	I	12,01	3,84	0,079	0,000	0,000	0,000	0,235	0,012	0,018	0,0000
Mb1.1	Murribane	I	12,03	3,82	0,087	0,000	0,000	0,000	0,231	0,004	0,017	0,0000
Mt2.1	Melatube	IV	12,12	3,71	0,129	0,000	0,025	0,000	0,092	0,000	0,002	0,0000
Mt2.1	Melatube	IV	12,11	3,69	0,152	0,000	0,026	0,002	0,116	0,003	0,003	0,0000
Mt2.1	Melatube	IV	12,12	3,69	0,136	0,003	0,026	0,000	0,123	0,005	0,005	0,0000
13.3Mt	Melatube	I	12,11	3,72	0,127	0,001	0,008	0,000	0,110	0,010	0,002	0,0000
13.3Mt	Melatube	I	12,08	3,77	0,113	0,003	0,000	0,000	0,089	0,005	0,004	0,0007
13.3Mt	Melatube	I	12,09	3,71	0,166	0,007	0,000	0,006	0,108	0,000	0,009	0,0000
13.3Mt	Melatube	I	12,10	3,72	0,145	0,011	0,003	0,000	0,102	0,011	0,008	0,0000
Mt1	Melatube	II	12,16	3,67	0,115	0,000	0,000	0,000	0,113	0,006	0,004	0,0000
Mt1	Melatube	II	12,15	3,67	0,130	0,004	0,005	0,004	0,105	0,006	0,005	0,0000
Vg120	Virgínia	I	12,09	3,77	0,095	0,000	0,000	0,003	0,093	0,007	0,003	0,0000
Vg120	Virgínia	I	12,03	3,86	0,094	0,009	0,000	0,002	0,074	0,000	0,003	0,0015
32cMg	Mugulama	I	12,04	3,83	0,075	0,000	0,000	0,000	0,169	0,006	0,016	0,0000
32cMg	Mugulama	I	11,99	3,87	0,076	0,000	0,000	0,000	0,217	0,002	0,018	0,0008
Az1.1	Azul Mais	II	12,09	3,56	0,218	0,011	0,077	0,001	0,193	0,012	0,010	0,0000
Az1.1	Azul Mais	II	12,13	3,50	0,238	0,007	0,071	0,000	0,187	0,005	0,009	0,0035
Az1.1	Azul Mais	II	12,13	3,49	0,228	0,000	0,102	0,003	0,211	0,009	0,022	0,0003

nd – não detectado. nd – não detectado. Siglas dos pegmatitos contidas nas referências das amostras: Ig – Ígaro; VM – Vila Maior; Sc – Scheelite; Vi – Vieira; Mb – Murribane; Mt – Melatube; Vg – Virgínia; Mg – Mugulama; Az – Azul Mais.



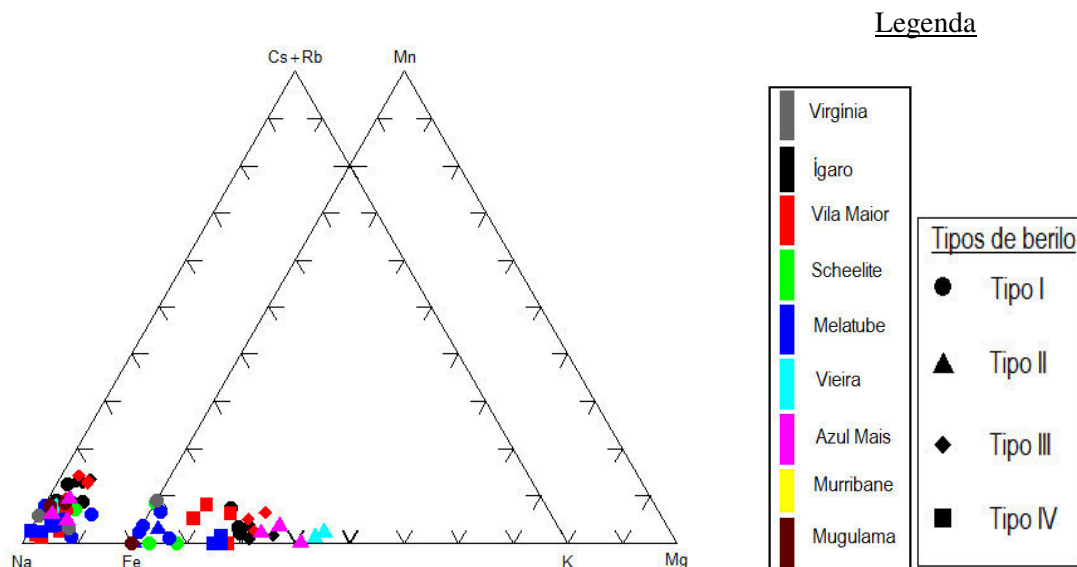


Figura 4.5. Projecção das composições dos berilos do Licungo nos diagramas ternários Na-K-(Cs+Rb) e Fe-Mg-Mn.

O Al, principal ião hospedado nas posições octaédricas, é preferencialmente substituído por iões Fe e Mg, tal como atestam as correlações negativas observadas entre estes iões divalentes e o Al (figura 4.6A, B e D). Entre Al e Mn a correlação é muito fraca (figura 4.6C). Através dos diagramas das figuras 4.6A,B e D observa-se que os diferentes corpos pegmatíticos projectam-se ao longo de uma linha de tendência geral referente ao campo pegmatítico. Tendências evolutivas secundárias, algumas das quais ortogonais, observam-se nos corpos pegmatíticos individuais.

A cor dos berilos tem sido atribuída à natureza de iões que preenchem principalmente os espaços octaédricos em substituição do Al ou à ocorrência de centros cromóforos constituídos por grupos multiatómicos que ocupam os canais estruturais (Castañeda, 2002 em Figueiredo *et al.*, 2008).

Quando a substituição de Al por  $Fe^{2+}$  é mais preponderante, a cor do berilo resultante é azul; conteúdo significativo de  $Mn^{2+}$  origina berilos róseos e de  $Fe^{3+}$  berilos amarelos (Filho *et al.*, 1973; Aurisicchio *et al.*, 1988; Polli *et al.*, 2006; Uher *et al.*, 2010). Os elevados conteúdos de Fe são consonantes com a cor azul generalizada dos pegmatitos do Licungo (Figueiredo *et al.*, 2008; Moiana, 2010).

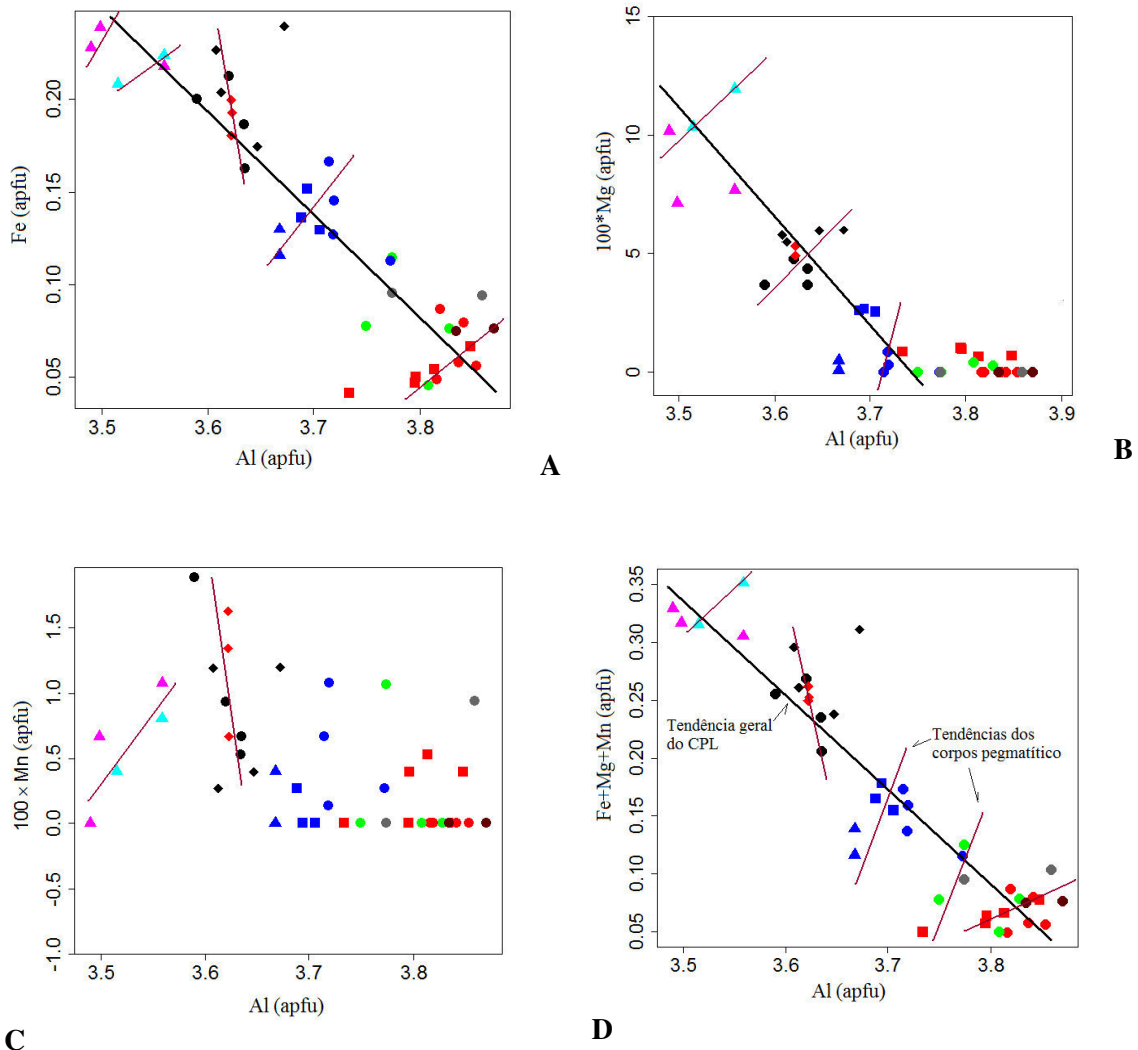


Figura 4.6. Diagramas composicionais de Al versus íões divalentes. A - Diagrama Al versus Fe; B - diagrama Al versus Mg; C - diagrama Al versus Mn; D - diagrama Al versus Fe+Mg+Mn. A legenda de cores e de símbolos encontra-se na figura 4.5.

A partir dos gráficos da figura 4.6, acima, podem-se estabelecer relações entre tendências geoquímicas e os tipos de berilos: os berilos de tipo II projectam-se em domínios com os mais altos conteúdos de Mg e Fe e os mais baixos conteúdos de Al; os de tipo III em domínios com altos conteúdos de Fe e os de tipo IV em domínios com altos conteúdos de Al e baixos conteúdos de Fe+Mn+Mg. Os berilos de tipo I mostram variações composicionais mais amplas.

Anderson (2013), usando ressonância paramagnética para analisar estruturas de berilos, observou casos em que a cor amarela era derivada de transferência de carga de iões  $\text{Fe}^{3+}$  tetraédricos. Esta tendência não se observa em Licungo, em relação aos berilos do tipo IV, considerando que a correlação entre Fe e Si é muito fraca. Verifica-se uma ténue tendência positiva geral e tendências negativas ligeiras nos berilos de Melatube, Vila Maior e Mugulama (figura 4.7).

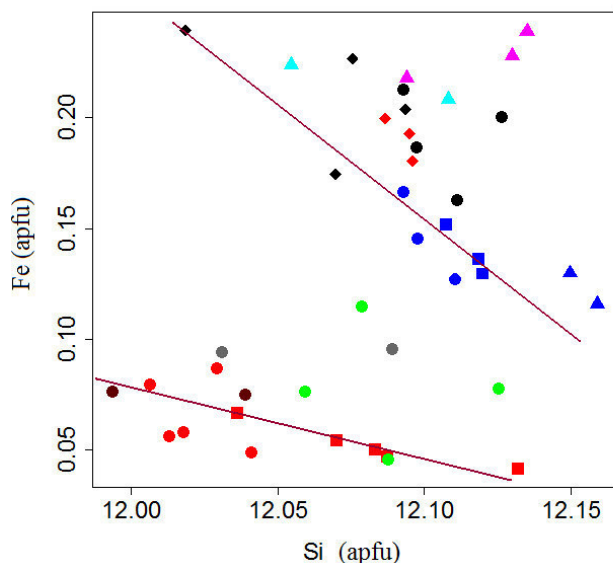


Figura 4.7. Diagrama composicional Si-Fe. Legenda como na figura 4.5.

Em posições estruturais tetraédricas de Si, o Al é referenciado como o seu potencial substituto. A correlação Si-Al para os berilos estudados é negativa, considerando uma tendência geral ao nível do campo pegmatítico. Alguns dados projectados definem tendências particulares subparalelas à tendência geral (figura 4.8):

Tendência i – congrega maior número de dados projectados e mostra correlação negativa entre o Si e os mais altos conteúdos de Al. Esta tendência observa-se nos berilos de Melatube, Scheelite, Virgínia, Mugulama e parte de Vila Maior (tipos I e IV);

Tendência ii – mostra correlação negativa entre o Si e os valores intermédios de Al (Al é quase sempre constante). Esta tendência observa-se nos berilos de Ígaro e parte de Vila Maior (tipo III);

Tendência iii – é paralela à tendência i e observa-se nos berilos de Azul Mais e Vila Maior. Esta tendência só contempla berilos de tipo II.

Ao longo da tendência i, o grau de substituição  $Al \leftrightarrow Si$  parece correlacionar-se com alguns tipos de berilo. Condições de baixas concentrações de Si e elevadas concentrações de Al, são mais favoráveis à formação de berilos de tipo I.

Relativamente aos berilos de Melatube, há uma variação dos tipos de berilo, ao longo da tendência i, na sequência: tipo I => tipo IV => tipo II (ou tipo II => tipo IV => tipo I). Estas tendências podem ser, também, observadas durante o progresso da fraccionação.

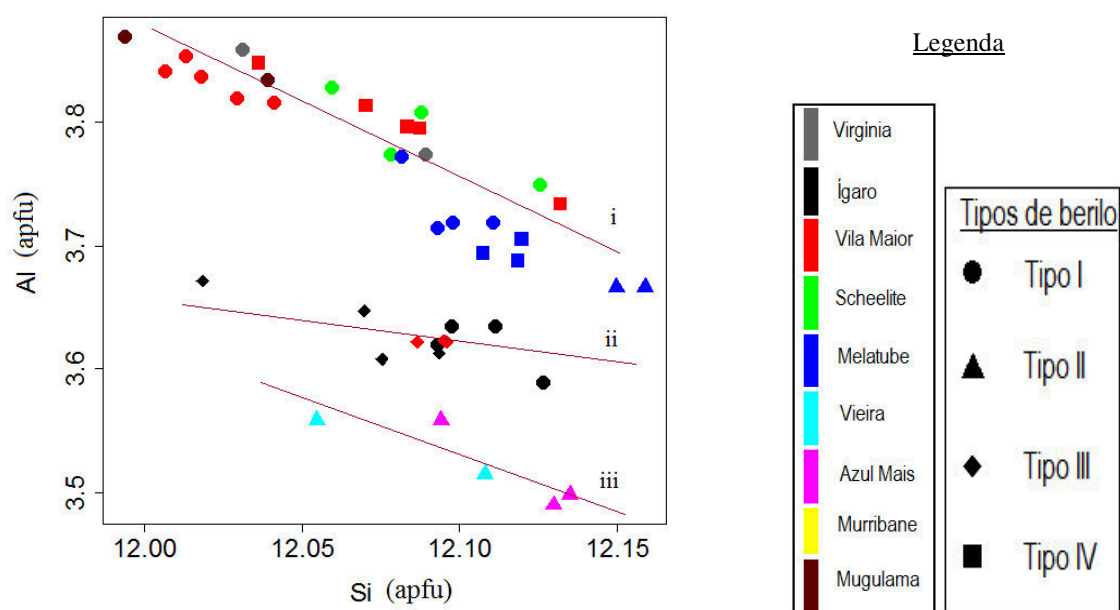


Figura 4.8. Subtendências observadas na composição dos berilos do Licungo no diagrama de Si versus Al.

Entre o Be e os iões monovalentes (Cs, Na, K, Rb e Cs+K+Rb) a correlação é fraca (figura 4.9). Sendo assim, e considerando as correlações fortes observadas nas posições octaédricas (figura 4.6A, B e D), os berilos do CPL podem ser considerados octaédricos, no sistema classificativo de Aurisicchio *et al.* (1986). Esta classificação, porém, deve ser encarada com reserva, uma vez que o Li, um importante substituto de Be, não foi medido por limitações metodológicas (não é, contudo, de esperar, num sistema marcadamente NYF, que o Li chegue a expressar-se no berilo).

No gráfico da figura 4.9, são observados dois grandes agrupamentos de dados ao longo do eixo dos iões alcalinos. Um grupo relativamente enriquecido que congrega berilos tipo II e III e outro empobrecido, que inclui berilos de tipo IV. Este agrupamento regista-se, também, na figura 4.7, podendo-se concluir que, exceptuando o caso de Melatube, há uma tendência de os berilos ferrosos serem mais alcalinos e vice-versa.

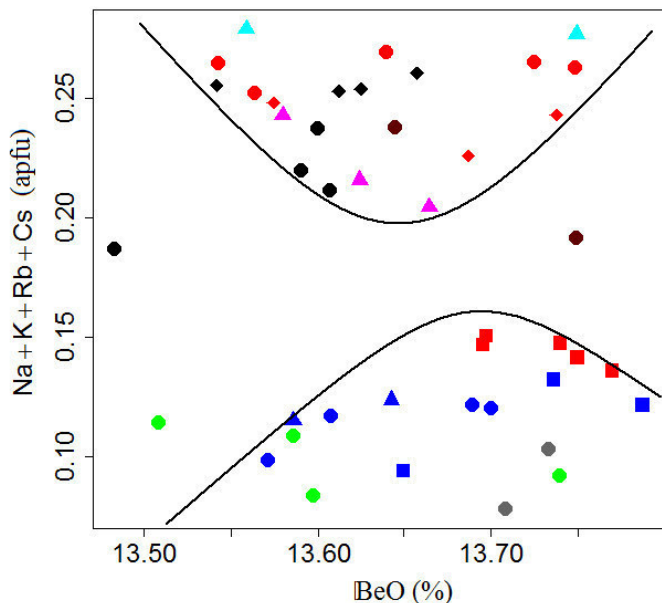


Figura 4.9. Agrupamentos dos tipos de berilos no diagrama composicional BeO versus Na+K+Rb+Cs.

As substituições nas posições octaédricas e tetraédricas, sendo realizadas entre iões heterovalentes, criam um défice de cargas positivas, compensado pela entrada de iões monovalentes na estrutura do berilo. Anéis hexagonais, que crescem paralelamente ao eixo cristalográfico “c”, contêm canais, no seu interior, que constituem repositórios preferenciais desses iões monovalentes e, também, da água. Os iões  $K^+$ ,  $Rb^+$  e  $Cs^+$ , tendo grandes raios iónicos, concentram-se exclusivamente nesses canais, mas  $Na^+$  é partilhado entre os canais e as posições tetraédricas de Be. Para se manter o equilíbrio electrostático, o aumento de Al deve ser acompanhado pelo aumento de iões alcalinos, enquanto o teor em  $Si^{4+}$  diminui. As correlações entre Al e Cs, Na, K e o somatório de iões alcalinos são fracas, mas na figura 4.10C definem-se algumas tendências composicionais de grande aumento de K, acompanhado de ligeiro aumento de Al nos berilos de Vila Maior, Ígaro e Melatube. Alguns diagramas dessa mesma figura discriminam, claramente, berilos dos tipos II, III e IV. Os de tipo I mostram, aqui também, variação composicional mais ampla.

A relação entre a cor dos berilos e os conteúdos em iões alcalinos já fora referenciada por alguns autores, incluindo Polli *et al.* (2006). Através de dados analíticos, estes autores concluíram que os metais alcalinos Na, Rb e Cs tinham correlação directa com as cores das variedades do berilo. A concentração média de Na decresce segundo a ordem, morganite, goshenite, água-marinha e heliodoro (Deer *et al.*, 1992). Um incremento de elementos alcalinos na estrutura dos berilos é acompanhado pelo aumento dos índices de refração e um ligeiro aumento da birrefringência.

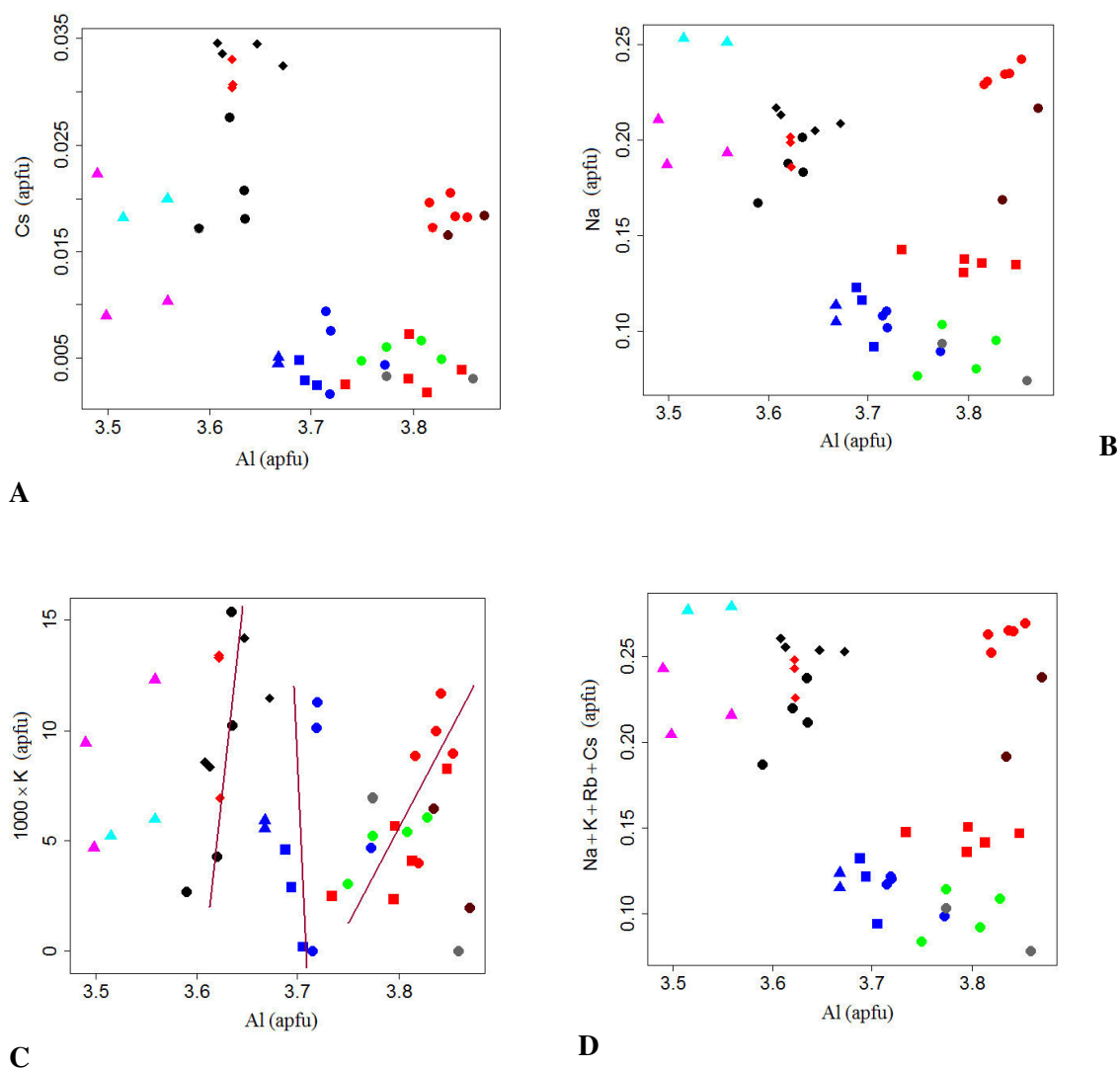
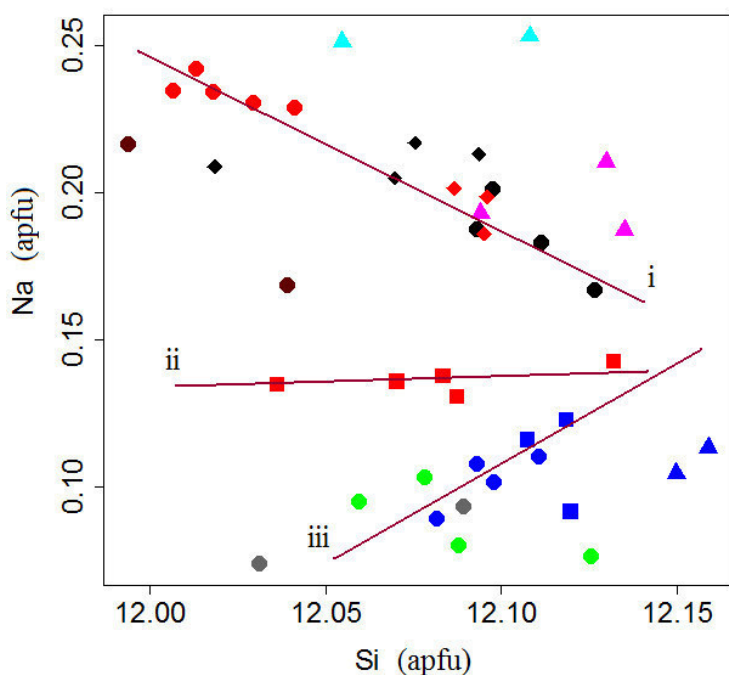


Figura 4.10. Diagramas composicionais Al versus iões alcalinos. A - Diagrama Al-Cs; B - diagrama Al-Na; C - diagrama Al-10\*K; D - diagrama Al - (Na+K+Rb+Cs). Legenda como na figura 4.8.

Correlações entre Si e iões alcalinos são, em geral, fracas. No diagrama Si *versus* Na (Si *versus* Na+Cs+K+Rb mostra comportamento similar), observam-se três tendências particulares, de menor escala, nomeadamente, positiva (tendência iii), negativa (tendência i) e de constância de Na (tendência ii) (figura 4.11). O berilo e a albite formam-se nas unidades mais internas dos pegmatitos, incorporando mais Cs e Na nos estágios mais fracionados, podendo haver competição entre essas fases na incorporação de Na e outros iões alcalinos nas suas estruturas. Os berilos formados na transição zona intermédia-núcleo são, provavelmente, marcados pela tendência ascendente, de aumento de Si acompanhado pelo aumento de Na (tendência iii, figura 4.11). Durante a formação de fases minerais sódicas, nos estágios mais avançados da fraccionação pegmatítica, a tendência composicional entre Si e Na em berilos pode-se tornar negativa (tendência i, figura 4.11), já que a constante de fraccionção do Na para albite é maior do que para o berilo.



*Figura 4.11. Subtendências observadas na composição dos berilos do Licungo, a partir da correlação entre Si e Na.*

#### 4.1.1.4. Estágios Evolutivos dos Pegmatitos

Os gráficos da figura 4.12 sugerem uma diferenciação dos estádios paragenéticos representados nos pegmatitos, segundo uma sequência Melatube < Virgínia < Scheelite < Azul Mais < Mugulama < Ígaro < Vieira. No pegmatito de Vila Maior os

componentes Cs e Na sofrem fraccionação durante todo o período de cristalização dos berilos.

Uma sequência de cristalização estabelece-se, também, para os diferentes tipos de berilos. O tipo IV é o que sofreu menor grau de fraccionação, seguido de tipo I, tipo II e tipo III. O último é o mais fraccionado.

As sequências evolutivas dos corpos pegmatíticos individuais e dos tipos de berilos sugeridos na figura 4.12 não são rígidas, registando-se algumas sobreposições de domínios composicionais.

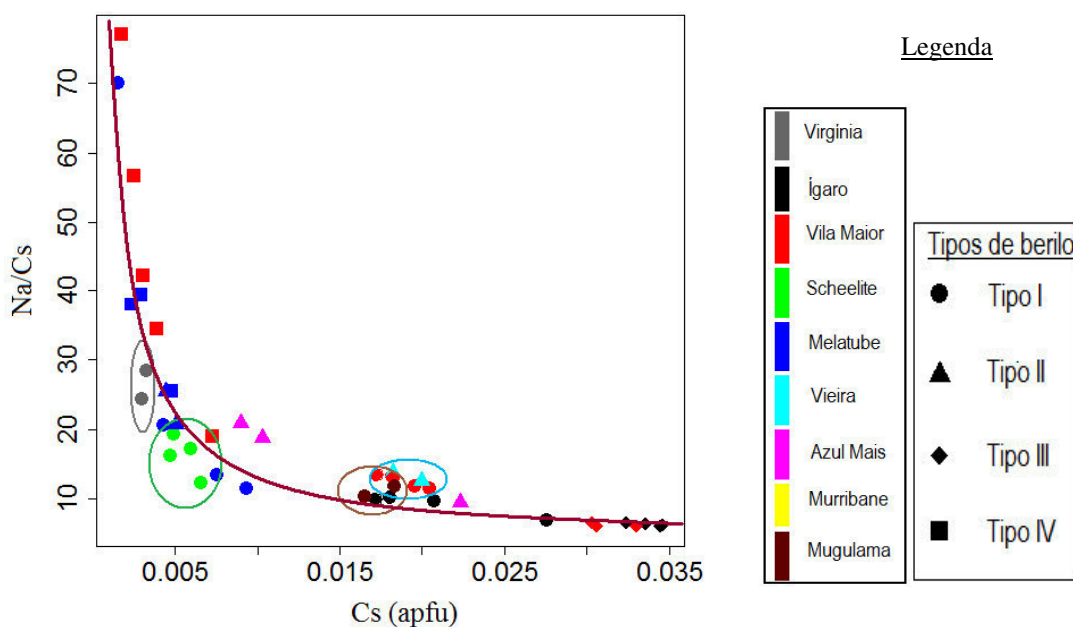


Figura 4.12. Estágio de fraccionação dos corpos pegmatíticos e dos tipos de berilos, deduzido a partir da correlação entre Cs e Na/Cs.

#### 4.1.1.5. Cenários de Evolução Mineraloquímica

As composições dos berilos projectados nos diagramas anteriores foram suficientemente discriminadas em alguns corpos pegmatíticos como Vila Maior, Ígaro e Melatube, para permitirem que se esbocem cenários sobre a evolução mineraloquímica.



#### 4.1.1.5.1. Vila Maior

Foram identificados, neste corpo, três tipos de berilos (tipos I, III e IV). A partir da sua variação composicional, são apresentados dois cenários de evolução:

##### Cenário 1

Nos estágios precoces da formação das zonas intermédias do pegmatito formou-se berilo com composição equivalente ao de tipo IV, fraccionando, ao nível do cristal, no sentido de empobrecimento em K, Fe e Al, com ligeiro enriquecimento em Na. Esta evolução é típica da fraccionação primária de magmas de composição granítica-pegmatítica. Alguma perturbação do crescimento cristalino é indiciada por uma descontinuidade composicional, com incremento substancial de teores de Fe, Mg, Na e Cs. Ocorrem, então, berilos de tipo III. A evolução a partir destas composições incluiu, redução dos teores de vários componentes, como Cs, K, Si, Mg e Fe, e aumento de Na e Al. A actividade da água, aliada à forte conexão entre as fracturas, poderá ter contribuído bastante para a lixiviação de componentes. Surgem, assim, berilos de tipo III em domínios interiores minúsculos não alterados, preservados no interior de berilos alterados de tipo I. Manier-Glavinaz *et al.* (1989) sustentaram experimentalmente que berilos naturais ricos em alcalis, quando expostos a um ambiente de elevada temperatura e de baixo pH, sofriam lixiviação dos alcalis, num processo que envolve a troca catiónica  $H^+_{\text{solução}} = (Na^+, Li^+, Cs^+)_{\text{berilo}}$ . Os minerais de argila estão entre os co-produtos de alteração de aluminossilicatos.

##### Cenário 2

Este cenário começa, igualmente, com a formação de berilos tipo IV, sujeitos à fraccionação primária, seguida de perturbação de sistema que provoca aumento de Al, Na, Cs, K e redução de Si e Mg nos berilos. Formam-se, a partir daí, as composições de tipo I. Em seguida, os berilos evoluíram no sentido de aumento de Cs, K, Fe, Mg, Si e da redução de Al e Na. Os berilos de tipo III assim formados são o culminar dessa

tendência evolutiva. A redução de Al e Na pode estar relacionada com a formação de berilo em paragênese com albite. O acolhimento de Na na albite quando comparada com berilo torna a albite o seu hospedeiro preferencial.

#### 4.1.1.5.2. Ígaro

Os berilos de tipo III podem ter-se formado por cristalização fraccionada da fusão pegmatítica. Correspondem-lhes os mais altos teores de Na, Cs, Na/Cs. Tal como no cenário de Vila Maior, a alteração oxidativa pode ter promovido a lixiviação dos metais alcalinos, formando-se os de tipo I, mais expostos à alteração, mostrando relíquias dos berilos de tipo III em sombras de pressão. O Al, o Fe e o Mg mantêm-se quase constantes nos dois tipos de berilo.

#### 4.1.1.5.3. Melatube

Os berilos de tipo IV apresentam-se, neste corpo, relativamente enriquecidos em Mg e Fe. Desta composição terão evoluído, por fraccionação primária, no sentido de forte enriquecimento em Si e ligeiro enriquecimento em Cs e Cs/Na e empobrecimento relativo em Mg, Al e Fe+Mg+Mn, resultando na formação de berilos de tipo II. Deu-se, então, o enriquecimento em Al e forte remoção de Si, enquanto Na, Cs, Mg e Fe mantinham-se quase constantes. Esta alteração resultou, provavelmente, na formação dos berilos de tipo I.

É de realçar que as cores azuis mais intensas dos berilos, com interesse para a joalheria (tipo II e III), se correlacionam com os mais altos teores de Cs, altos teores de Na e de Fe.

#### 4.1.2. Feldspato

O feldspato é um dos minerais pegmatíticos mais abundantes, a par do quartzo.

##### 4.1.2.1. Morfologia dos Cristais e Texturas dos Agregados

A cor dos feldspatos do Licungo é variável, situando-se entre branca (N9 na escala de de Munsell, 2009), rósea (5YR 8/1 em Munsell, 2009), castanha (5YR 7/2 a 10YR 6/2) e azul esverdeado (5BG 7/2). Feldspatos róseos, essencialmente microclinas e ortoclase, têm ocorrências mais generalizadas, encontrando-se em Scheelite, Careca, Murribane, Mugulama, Vila Maior e Ígaro. Feldspatos brancos são raros e restritos a Mugulama e Vila Maior e têm composição equivalente a albite, embora ocasionalmente possam ser ortoses. De igual modo, os azuis esverdeados (amazonites) circunscrevem-se a pequenos corpos satélites de Vila Maior e Ígaro. Feldspatos castanhos a castanhos amarelados encontram-se em Vieira, Careca, Azul Mais e Melatube. Estes últimos apresentam aspectos cromáticos correspondentes a microclinas.

Os feldspatos apresentam-se baços ou com brilho vítreo. Dificilmente se observam faces cristalinas típicas planas em feldspatos, mas em Melatube foram observados cristais com aspecto automórfico bem marcado (figuras 4.13 2 e 4.14), intercrescido com o quartzo.



*Figura 4.13. Feldspato amarelo de*



*Figura 4.14. Feldspato acastanhado de Melatube com faces preservadas*

*Melatube com faces cristalinas preservadas*

A partir das imagens de electrões retrodifundidos (ER) dos feldspatos do Licungo, distinguem-se três seguintes padrões de organização das vênulas albíticas:

- i) em Careca as lamelas são rectilíneas e unidireccionais (figura 4.15A);
- ii) em Azul Mais são bimodais, encontrando-se lamelas principais de maior largura e continuidade longitudinal e lamelas secundárias mais finas e descontínuas (figura 4.15B); as lamelas mais finas de albite seguem duas tendências; os bordos das lamelas principais encontram-se truncados, sugerindo perturbação do sistema, após a formação das pertites;
- iii) em Ígaro (figura 4.15C), as lamelas são descontínuas ao longo da sua longitude e cortadas por fracturas preenchidas por albite de substituição.

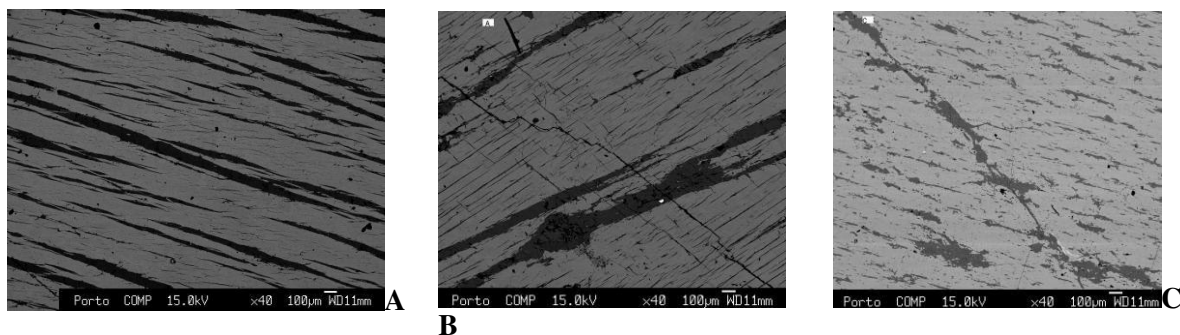


Figura 4.15. Imagens ER dos padrões de exsolução das pertites do Licungo. A - Pertites de Careca; B - pertites de Azul Mais; C - pertites do Igaro.

A morfologia das lamelas de exsolução pode ser condicionada pela composição global, história termal e deformacional e interacção dos cristais com fluidos hidrotermais. O *solvus* sem tensões, em feldspatos alcalinos, ocorre à temperatura de referência de cerca de 700°C (Deer *et al.*, 1966) e é iniciado pela formação de criptopertites constituídas por albite e feldspatos potássicos de alta temperatura (sanidina). A inversão da estrutura da sanidina em microclina ocorre em condições de temperatura inferiores a 525°C (Goldsmith & Laves, 1954; Deer *et al.*, 1966). Interlaminações mais ou menos largas

entre albite e microclina são geradas particularmente em condições de arrefecimento lento e perante a acção de fluidos (Smith, 1974; Brown & Parsons, 1984).

#### 4.1.2.2. Triclinicidade

O grau de afastamento da simetria dos feldspatos potássicos relativamente à simetria monoclinica é denominado triclinicidade ou obliquidade (Deer *et al.*, 1966).

Goldsmith & Laves (1954) sugeriram uma expressão matemática para a determinação da triclinicidade, através da diferença das distâncias inter-reticulares dos planos de reflexão (131) e  $(1\bar{3}1)$ , expressas em Å, multiplicada pela constante empírica, 12,5, segundo a expressão (11):

$$\Delta = 12,5 [d(131) - d(1\bar{3}1)] \quad (11)$$

A triclinicidade é, também, uma medida indicadora do grau de ordenamento dos feldspatos potássicos (Nunes, 1973). Uma microclina com um máximo de triclinicidade terá um valor  $\Delta=1$ , que corresponde a uma separação máxima entre os dois picos igual a 0,08 Å. Neste caso, o ordenamento dos átomos de Si e Al é máximo, na proporção 3:1 por fórmula unitária. Com o aumento da desordem estrutural, a triclinicidade diminui até atingir um valor mínimo  $\Delta=0$ , correspondente à estrutura da sanidina, que tem simetria monoclinica. Na prática, abaixo de  $\Delta=0,4$  é difícil obter resolução para discriminação dos picos (131) e  $(1\bar{3}1)$ .

Nos feldspatos alcalinos os processos de exsolução de Na e K e do ordenamento de Al e Si desenvolvem-se de uma forma independente entre si, o mesmo não se verificando para o caso das plagioclases, onde os catiões M e T (da fórmula geral  $MT_4O_8$ ) não migram de forma independente um do outro. Deve haver uma ligação Na-Si e Ca-Al que garanta a preservação do equilíbrio electrostático (Androne *et al.*, 1986).

Na tabela 4.2 estão apresentados os dados da triclinicidade dos feldspatos do Licungo. Nota-se que as triclinicidades são, em geral, elevadas (0,95-1,00 e, mais raramente, 0,87), correspondendo-lhes, também, um elevado grau de ordenamento no caso das microclinas (microclinas máximas) e com pertitização generalizada. Não foram identificadas correlações entre o valor de triclinicidade e as cores dos feldspatos.

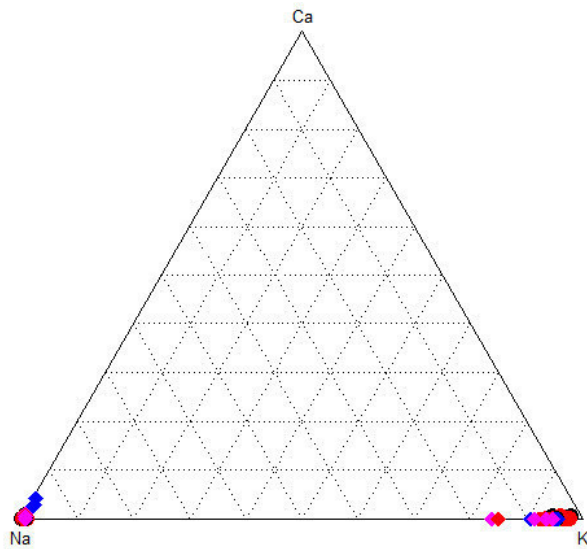
Tabela 4.2. Valores da triclinicidade dos feldspatos do CPL. Modificado de Moiana (2010).

Amostra	Local	$\Delta$	Código de cor Munsell	Designação da cor de Munsell	Zona/associações paragenéticas portadoras
IbMb	Murribane	0,97	5YR 8/1	Cinzento rosado	Indistinta - elevada meteorização
IaMb	Murribane	0,98	5YR 8/1	Cinzento rosado	Indistinta - elevada meteorização
2Mb2	Murribane	0,96	5YR 8/1	Cinzento rosado	Associação QZ-FK
132Mt	Melatube	1,00	10YR 6/2	Castanho claro amarelado	Unidade essencialmente Feldspática
16VM	Vila Maior	0,96	10YR 8/2	Cor de laranja muito clara	Indiferenciada (FK+QZ+mica)
20VM	Vila Maior	0,98	5YR 8/1	Cinzento rosado	Indiferenciada (FK+QZ+Mica)
21P1	Vila Maior	0,98	N9	Branco	Intermédia (zona feldspática)
22VM	Vila Maior	0,99	10YR 8/2	Cor de laranja muito clara	Associação QZ-FK
23bVM	Vila Maior	1,00	10YR 8/2	Cor de laranja muito clara	FK<mica>quartzo
25VM	Vila Maior	0,95	10YR 8/2	Cor de laranja muito clara	FK em contacto com o encaixante
27aA	Azul Mais	1,00	5YR 7/2	Róseo laranja acinzentado	FK
27A	Azul Mais	0,96	5YR 7/2	Róseo laranja acinzentado	FK+QZ+berilo
29A	Azul Mais	1,00	5YR 7/2	Róseo laranja acinzentado	FK+QZ
35Sc	Sheelite	0,97	5YR 8/1	Cinzento rosado	FK+QZ
38RCa	Careca	0,97	10YR 6/2	Castanho claro amarelado	Unidade feldspática
37.2PCa	Careca	0,96	10YR 6/2	Castanho claro amarelado	Unidade feldspática
09Ig	Mugulama	0,87	5YR 8/1	Cinzento rosado	FK+QZ+pegmatito gráfico
09.2 Ig	Mugulama	0,97	5YR 8/1	Cinzento rosado	FK+QZ
Ig-Be2	Ígaro	0,87	5YR 8/1	Cinzento rosado	Unidade feldspática
26bVi	Vieira	0,95	5YR 7/2	Róseo laranja acinzentado	Indiferenciada (CL+FK+QZ)

FK – feldspato potássico; QZ – quartzo; CL – columbite.

#### 4.1.2.3. Composição

O diagrama ternário, OR-AB-NA (figura 4.16), baseado na composição química das pertites, mostra soluções sólidas muito restritas entre os membros extremos dos feldspatos. A componente ortose prevalece acima de 80% na molécula alcalina e a componente albite acima de 90% de molécula albítica.



*Figura 4.16. Projecção das composições das pertites do Licungo no diagrama ternário Na-Ca-K.*

Os dados composicionais dos feldspatos parecem discriminar dois tipos, que correspondem aos agrupamentos de pegmatitos distintos do ponto de vista de dimensão e conteúdo em metais raros, particularmente berílio.

Feldspatos de tipo I – integra feldspatos colhidos em pegmatitos estéreis (pobres em metais raros), não berilíferos, de dimensões relativamente reduzidas; neste tipo, os conteúdos de Na, Rb, Cs, Sr, Si e Al em feldspatos são relativamente mais baixos e os de Ba mais altos (tabela 4.3).

Feldspatos de tipo II – integra feldspatos hospedados em pegmatitos de grandes dimensões, portadores de berilo e com estrutura interna comparativamente mais complexa; os conteúdos de Na, Rb, Cs, Sr, Si e Al nos feldspatos desses pegmatitos são relativamente altos e os de Ba mais baixos (tabela 4.3).

A discussão da composição e das tendências de variação composicional nas fases potássica e albítica das pertites é apresentada de forma discriminada. Dados analíticos em % do peso estão apresentados nos anexos 4.3 e 4.4 e os valores correspondentes a



apfu encontram-se nas tabelas 4.3 e 4.4. No anexo 4.5 apresenta-se um difractograma representativo das estruturas cristalinas das fases que constituem as pertites do Licungo.

### 4.1.2.3.1. Microclina

Os conteúdos dos principais catiões Si, Al, K e, ainda, Na, determinados como óxidos, variam entre 65,0% e 66,4% de SiO<sub>2</sub>; 17,7% e 19,2% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 14,7% e 16,0% de K<sub>2</sub>O e 0,2 e 1,8% de Na<sub>2</sub>O (anexo 4.3).

Em termos de elementos traço, as concentrações mais altas atingidas foram: 0,8% de BaO; 0,1% de MnO; 0,03% de CaO; 0,16% de SrO; 0,08% de TiO<sub>2</sub>; 0,25% de PbO; 0,14% de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 0,12% de FeO; 0,49% de Rb<sub>2</sub>O e 0,05% de Cs<sub>2</sub>O (anexo 4.3).

As composições em apfu encontram-se apresentadas na tabela 4.3. A parte numérica das referências, nessa tabela, corresponde a estações de amostragem identificadas na figura 1.11, atrás.

Na figura 4.17, discriminam-se os tipos feldspáticos I e II. É generalizada a correlação negativa Al-Si dado o Al assumir, por substituição, parte das posições tetraédricas de Si. A razão Si/Al de cerca de 3:1 mantém-se quase constante para as duas tendências, I e II, durante o processo evolutivo.



Tabela 4.3. Dados composicionais em apfu da fase potássica da pertite. A linha central limita os agrupamentos de tipo I, na parte de cima, dos de tipo II, na de baixo, referidos no texto.

Ref	Local	Si	P	Fe	Na	K	Al	Ba	Mn	Ca	Ti	Pb	Rb	Cs	Sr	Total
8MG87.1	Macuia	3,01	0,000	0,000	0,031	0,88	1,01	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	4,9
9M112	Scheelite	3,01	0,000	0,001	0,044	0,86	1,01	0,006	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	4,9
9M112	Scheelite	2,99	0,000	0,000	0,043	0,90	1,02	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	5,0
9M112	Scheelite	3,00	0,001	0,000	0,040	0,87	1,01	0,006	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	4,9
9M112	Scheelite	2,99	0,001	0,000	0,039	0,87	1,03	0,007	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	4,9
9M112	Scheelite	3,01	0,000	0,001	0,031	0,88	1,01	0,004	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	4,9
9MG108	Scheelite	3,00	0,001	0,005	0,048	0,87	1,01	0,004	0,005	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	5,0
9MG108	Scheelite	2,99	0,000	0,004	0,019	0,93	1,01	0,012	0,005	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	5,0
01M2	Muandiwa	3,00	0,000	0,002	0,036	0,88	1,02	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	4,9
03MA18	Igaro NW	2,99	0,000	0,001	0,060	0,85	1,03	0,014	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	4,9
03MA18	Igaro NW	2,99	0,000	0,000	0,054	0,87	1,02	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	5,0
03MA15	Igaro NW	3,02	0,000	0,000	0,031	0,88	1,00	0,005	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	4,9
03MA15	Igaro NW	3,01	0,001	0,002	0,021	0,88	1,01	0,006	0,000	0,000	0,001	0,000	0,006	0,000	0,000	4,9
03MA15	Igaro NW	3,01	0,000	0,001	0,027	0,89	1,01	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	4,9
4MB35	Igaro NW	3,00	0,000	0,005	0,048	0,91	1,01	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	5,0
4MB35	Igaro NW	3,01	0,001	0,000	0,031	0,87	1,02	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	4,9
5MC51	Igaro	3,02	0,001	0,003	0,031	0,88	0,99	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	4,9
5MC51	Igaro	3,01	0,001	0,000	0,038	0,88	1,01	0,001	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	4,9
4MB43	Igaro NW	3,02	0,000	0,000	0,028	0,90	1,00	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	4,9
4MB43	Igaro NW	3,02	0,001	0,000	0,032	0,87	1,00	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	4,9
5MC51	Igaro	3,01	0,000	0,000	0,036	0,88	1,00	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	4,9
5MC51	Igaro	3,01	0,001	0,001	0,034	0,89	1,00	0,001	0,006	0,006	0,000	0,000	0,009	0,001	0,000	5,0
8MG88	Macuia	3,01	0,000	0,003	0,057	0,89	1,00	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	5,0
8MG88	Macuia	3,00	0,000	0,000	0,044	0,89	1,01	0,001	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	5,0
27aA-2	Azul Mais	3,01	0,000	0,004	0,047	0,91	0,99	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,004	5,0
27aA-3	Azul Mais	3,01	0,000	0,001	0,044	0,95	0,98	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,007	0,001	0,003	5,0
132MT-1	Melatube	3,01	0,000	0,001	0,064	0,93	0,98	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,003	5,0
132MT-2	Melatube	3,02	0,001	0,004	0,048	0,92	0,98	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,002	5,0
29aA-1	Azul Mais	3,01	0,000	0,000	0,093	0,90	0,99	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,004	5,0
29aA-2	Azul Mais	3,02	0,000	0,002	0,046	0,92	0,98	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,006	0,000	0,003	5,0
25Vm-1	Vila Maior	3,02	0,000	0,000	0,077	0,90	0,98	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,001	5,0
25Vm-2	Vila Maior	3,01	0,000	0,001	0,068	0,90	0,98	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,002	5,0
26bvi-1	Vieira	3,01	0,000	0,001	0,054	0,92	0,98	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,001	5,0
26bvi-2	Vieira	3,02	0,001	0,001	0,047	0,92	0,98	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,007	0,000	0,002	5,0
31Aca-1	Careca	3,01	0,001	0,002	0,156	0,80	1,00	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,006	0,000	0,004	5,0
31Aca-2	Careca	3,00	0,003	0,001	0,058	0,91	1,00	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,005	0,000	0,004	5,0
20VM-1	Vila Maior	3,01	0,001	0,001	0,072	0,88	0,99	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,011	0,001	0,000	5,0
20VM-2	Vila Maior	3,02	0,000	0,000	0,064	0,88	0,99	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	5,0
IG_BE-1	Igaro	3,01	0,000	0,001	0,058	0,91	0,99	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,001	5,0
IG_BE-2	Igaro	3,01	0,001	0,000	0,147	0,84	0,99	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,001	0,003	5,0
27A_1	Azul Mais	3,01	0,003	0,000	0,057	0,90	0,98	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,003	5,0
27A_2	Azul Mais	3,00	0,001	0,000	0,059	0,91	1,01	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,003	5,0
16VM_1	Vila Maior	3,00	0,001	0,001	0,060	0,91	1,00	0,001	0,004	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,001	5,0
16VM_2	Vila Maior	3,01	0,000	0,000	0,054	0,90	0,99	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,001	5,0
27_2Pca_	Careca	3,00	0,003	0,002	0,081	0,87	1,00	0,001	0,004	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003	5,0
27_2Pca_	Careca	3,01	0,002	0,000	0,082	0,87	0,99	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	5,0
10_IG_1	Igaro	3,01	0,002	0,001	0,052	0,88	1,00	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	5,0
10_IG_2	Igaro	3,02	0,000	0,000	0,054	0,89	1,00	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	5,0
38Rca_1	Careca	3,00	0,006	0,001	0,062	0,88	1,00	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,003	5,0
38Rca_2	Careca	3,01	0,005	0,003	0,052	0,91	0,99	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,003	5,0

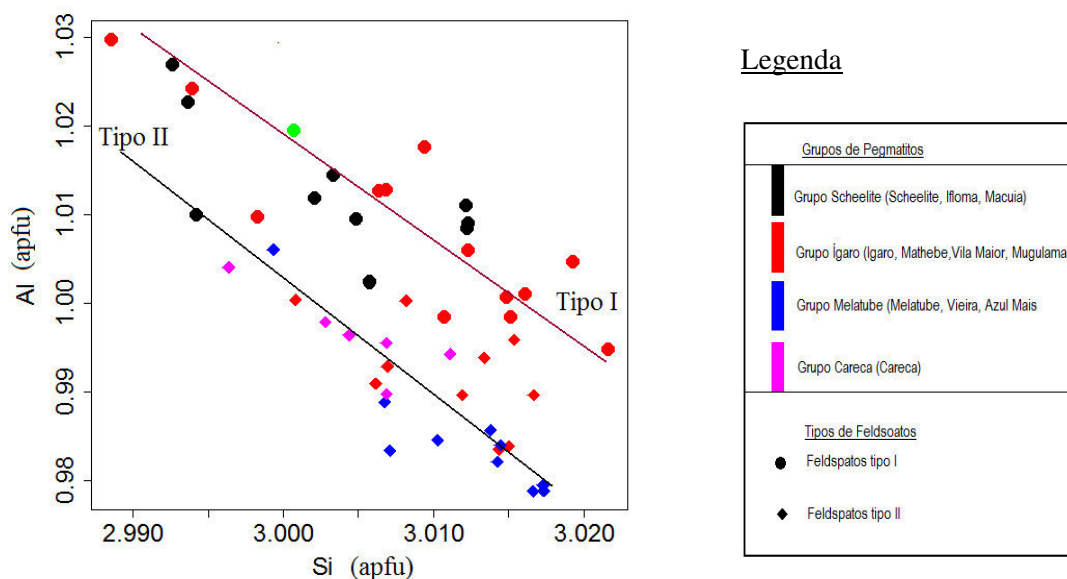


Figura 4.17. Diagrama composicional Si versus Al resultante da análise da microclina do CPL.

Na correlação entre os principais íões alcalinos e o Al (figura 4.18), as tendências evolutivas entre o tipo I e II mostram-se oblíquas entre si. São, também, divergentes, isto é, enquanto a correlação entre K e Al é negativa, entre Na e Al estabelecem-se tendências positivas. As tendências mais alcalinas e sódicas dos feldspatos de tipo II são compatíveis com o carácter mais evoluído das paragénese que lhes correspondem.

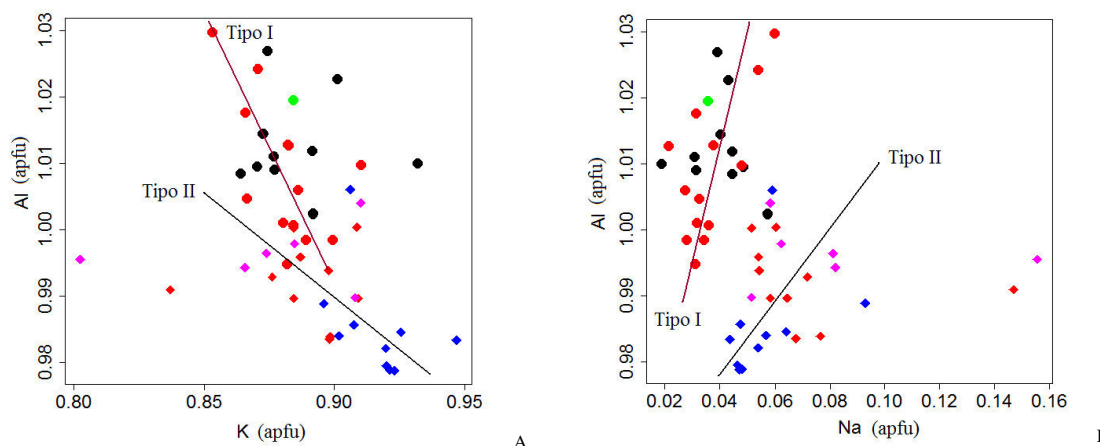


Figura 4.18. Tendências evolutivas observadas nos feldspatos do Licungo a partir da correlação entre os principais metais alcalinos e Al. A - Diagrama K versus Al; B – diagrama Na versus Al. Legenda como na figura anterior.

O gradiente das tendências é similar para os dois tipos de feldspatos na relação Na-K (figura 4.19). Os feldspatos de tipo II encontram-se mais enriquecidos em metais alcalinos - K e Na (incluindo Rb e Cs) - que os de tipo I.

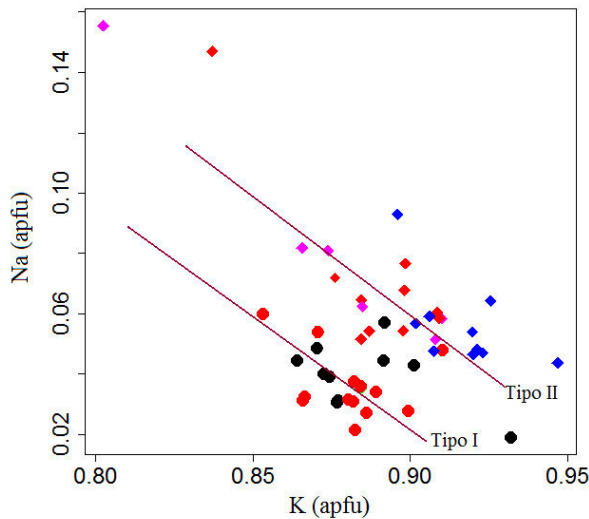


Figura 4.19. Tendências evolutivas observadas na microclina do Licungo, a partir da correlação entre K e Na. Legenda como na figura 4.17.

O Ba parece ser um grande diferenciador das composições entre os tipos I e II (figura 4.20). A sua correlação com Na e K é muito fraca, e ligeiramente negativa e forte com Na+K, particularmente dentro de cada agrupamento. Os três níveis de concentração de Ba podem corresponder à fraccionação dos feldspatos potássicos mais precoces em três etapas diferenciadas e expressas em unidades feldspáticas de fraccionação concêntrica *in situ* dos pegmatitos menos evoluídos.

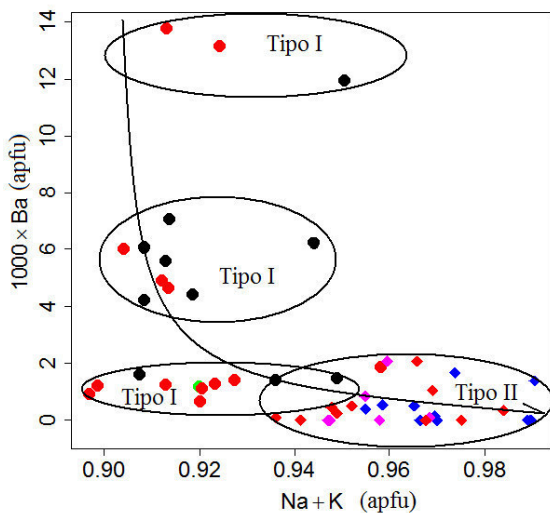


Figura 4.20. Tendência geral evolutiva dos feldspatos potássicos do CPL, observada a partir da correlação Na+K versus 1000xBa. Legenda como na figura 4.17

#### 4.1.2.3.2. Albite

Os constituintes principais de albites pertíticas situam-se nos seguintes intervalos: 66,6% a 70,2% para  $\text{SiO}_2$ ; 17,7% a 22,0% para  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 9,9% a 12,5% para  $\text{Na}_2\text{O}$ ; 0,002% a 0,17% para  $\text{K}_2\text{O}$  e <2,6% para  $\text{CaO}$  (anexo 4.4).

O Rb, o Sr e o Cs não foram detectados nos feldspatos de tipo I. Nos de tipo II os conteúdos mais altos registados foram: 0,2% de SrO; 0,035% de  $\text{Rb}_2\text{O}$  e 0,05% de  $\text{Cs}_2\text{O}$  (anexo 4.4).

As projecções, a seguir, são efectuadas em unidades de fórmula unitária apresentadas na tabela 4.4.

#### 4.1.2.4. Tendências Geoquímicas e Correlações entre os Elementos Principais

Para o caso das vênulas albíticas das pertites, entre Al e Si estabelecem-se correlações mais fortes e definem-se duas tendências composicionais subparalelas entre os tipos de feldspatos, separadas por um hiato composicional (figura 4.21). Os produtos de exsolução de tipo I são claramente mais aluminosos e mais siliciosos do que os de tipo II, tal como acontece com a microclina.

Tabela 4.4. Dados composicionais da fase sódica das pertites do Licungo em apfu.

Ref		Si	P	Fe	Na	K	Al	Ba	Mn	Ca	Zn	Ti	Pb	Rb	Cs	Sr	Total
8MG87.1	Macuia	2,98	0,005	0	0,94	0,003	1,02	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	5
8MG87.1	Macuia	2,99	0,002	0	0,94	0,007	1,01	0,001	0	0	0,001	0	0,002	0	0	0	5
8MG87.1	Macuia	2,99	0,001	0	0,92	0,006	1,02	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	4,9
8MG87.1	Macuia	2,99	0,002	0	0,93	0,003	1,02	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0	5
9M112	Scheelite W	2,99	0	0,003	0,92	0,004	1,02	0,001	0,009	0,009	0	0	0	0	0	0	5
9M112	Scheelite W	3	0	0	0,93	0,006	1,01	0,001	0,001	0,001	0	0	0	0	0	0	5
9MG108	Scheelite W	2,99	0	0	0,93	0	1,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4,9
9MG108	Scheelite W	2,99	0	0	0,92	0,006	1,02	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	4,9
01M2	Muandiwa	3	0	0	0,96	0,003	1,01	0	0	0	0	0,002	0,003	0	0	0	5
01M2	Muandiwa	3,01	0	0	0,93	0,005	1	0,001	0	0	0,002	0	0	0	0	0	5
3MA18	Igaro NW	2,97	0,002	0,001	0,92	0,005	1,05	0,001	0,005	0,005	0	0,001	0	0	0	0	5
3MA15	Igaro NW	2,98	0	0,002	0,92	0,003	1,03	0,001	0,001	0,001	0,001	0	0,001	0	0	0	4,9
3MA15	Igaro NW	2,98	0	0	0,91	0,006	1,04	0,001	0	0	0,003	0,003	0,001	0	0	0	4,9
4MB35	Igaro NW	3,01	0,001	0,001	0,96	0,009	0,99	0	0,001	0,001	0,001	0	0	0	0	0	5
4MB35	Igaro NW	3,01	0	0	0,94	0,002	1,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5
5MC51	Scheelite	3	0	0	0,94	0,004	1,01	0,001	0,001	0,001	0,001	0	0	0	0	0	5
5MC51	Igaro	2,99	0	0,002	0,95	0,007	1,02	0	0,001	0,001	0	0,001	0,001	0	0	0	5
4MB43	Igaro NW	3	0,001	0	0,93	0,005	1,02	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0	5
4MB43	Igaro NW	3,01	0	0,004	0,95	0,004	1	0,001	0,002	0,002	0,002	0	0	0	0	0	5
5MC51	Igaro	3,01	0	0	0,97	0,003	1	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	5
5MC51	Igaro	3	0	0	0,93	0,004	1,01	0,001	0,004	0,004	0	0	0	0	0	0	5
8MG88	Macuia	3,01	0	0	0,94	0,004	1	0,001	0,001	0,001	0	0	0,001	0	0	0	5
8MG88	Macuia	3	0,001	0,001	0,93	0,008	1,02	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	5
27aA-4	Azul Mais	2,98	0	0,003	1,05	0,003	0,99	0	0	0,004	0,002	0,002	0	0	0	0,004	5
27aA-5	Azul Mais	2,99	0,002	0	1,05	0,004	0,98	0,001	0	0,006	0	0	0	0,001	0	0,004	5
132MT-3	Melatube	2,98	0,002	0,003	1,06	0,004	1	0,001	0	0,006	0	0	0	0	0,001	0,003	5,1
132MT-4	Melatube	2,98	0	0	1,05	0,003	1	0	0,001	0,008	0	0	0	0	0	0,003	5
29aA-3	Azul Mais	2,98	0,001	0,003	1,06	0,005	0,99	0,001	0,002	0,005	0,001	0,001	0	0	0	0,003	5,1
29aA-4	Azul Mais	3	0	0,002	1,04	0,002	0,98	0	0	0,005	0,006	0	0	0	0	0,003	5
25Vm-3	Vila Maior	2,99	0,002	0	1,06	0,004	0,98	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0,003	5
25Vm-4	Vila Maior	2,99	0	0	1,04	0,006	0,99	0	0,002	0,002	0,001	0,001	0	0	0,001	0,003	5
26bvi-3	Vieira	2,98	0	0,004	1,07	0,004	0,99	0	0,002	0,007	0,002	0	0	0	0	0,004	5,1
26bvi-4	Vieira	2,98	0	0,001	1,04	0,003	1	0	0,001	0,015	0	0,001	0	0	0	0,002	5
31Aca-3	Careca	2,99	0	0,003	1,02	0,002	0,99	0	0,001	0,006	0	0	0	0	0	0,002	5
31Aca-4	Careca	2,99	0,001	0	1,02	0,004	1	0,002	0	0,011	0	0	0	0	0	0,003	5
31Aca-3	Careca	2,99	0	0,003	1,02	0,002	0,99	0	0,001	0,006	0	0	0	0	0	0,002	5
31Aca-4	Careca	2,99	0,001	0	1,02	0,004	1	0,002	0	0,011	0	0	0	0	0	0,003	5
20VM-3	Vila Maior	3	0	0	1,04	0,002	0,98	0	0	0,002	0,006	0,001	0	0	0	0,002	5
20VM-4	Vila Maior	3	0	0	1,04	0,004	0,98	0	0	0,001	0	0	0	0	0,001	0,003	5
IG_BE-3	Igaro	2,99	0,001	0	1,06	0,004	0,99	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0,004	5
IG_BE-4	Igaro	2,99	0,001	0,005	1,05	0,003	0,98	0,001	0,003	0,001	0	0	0	0,001	0	0,004	5
27A_3	Azul Mais	2,94	0	0,003	0,99	0,006	1,04	0	0	0,043	0,002	0	0	0,001	0	0,004	5
27A_4	Azul Mais	2,97	0	0	1	0,01	1,02	0	0	0,031	0,003	0	0	0	0	0,002	5
16VM_3	Vila Maior	2,98	0	0	1,05	0,005	1	0	0,002	0,007	0	0	0	0,001	0	0,003	5
16VM_4	Vila Maior	2,98	0	0,003	1,04	0,004	1,01	0	0	0,006	0,003	0	0	0	0	0,003	5
27_2Pca_	Careca	2,99	0,001	0	1,03	0,005	1	0,001	0	0,003	0	0	0	0	0	0,002	5
27_2Pca_	Careca	2,99	0,001	0,002	1,02	0,005	1	0,001	0,001	0,005	0,002	0	0	0	0	0,002	5
10_IG_3	Igaro	3	0,002	0,003	1	0,004	0,99	0	0,001	0,008	0,002	0	0	0	0	0,004	5
10_IG_4	Igaro	3	0,001	0	1,01	0,004	0,98	0,001	0	0,003	0	0	0	0	0	0,002	5
38Rca_3	Careca	2,98	0,002	0,001	1,04	0,007	1	0	0,001	0,002	0,005	0	0	0,001	0	0,004	5
38Rca_4	Careca	2,99	0,003	0	1,03	0,007	0,99	0,001	0	0,005	0	0	0	0	0,001	0,002	5

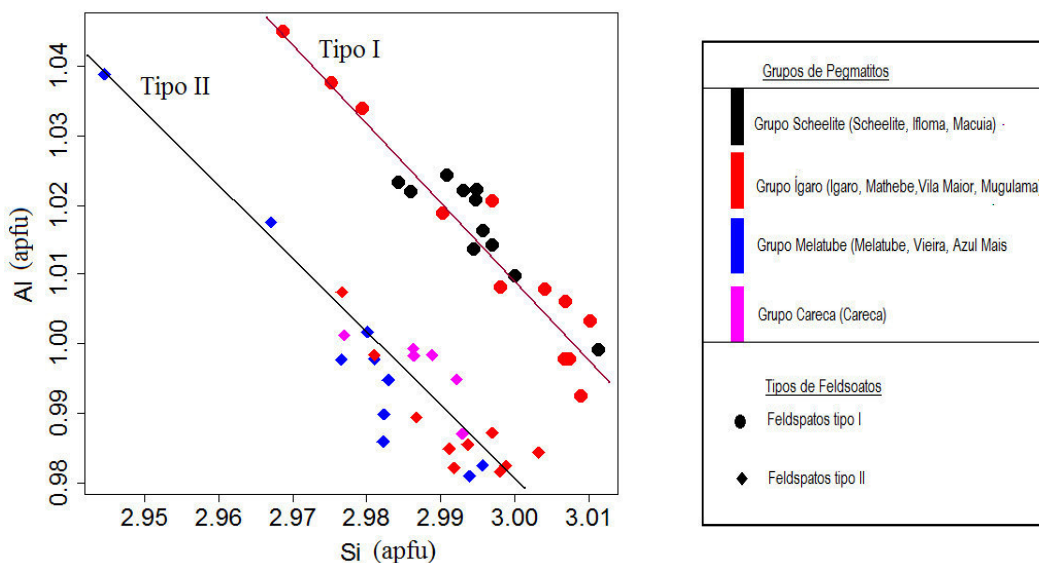


Figura 4.21. Tendências evolutivas observadas nas vênulas albíticas das pertites do Licungo, a partir da correlação entre Si e Al.

Nas vênulas dos feldspatos de tipo I não se observam correlações definidas entre K e Al, no entanto, observa-se maior enriquecimento relativo em Al na albite destas pertites (figura 4.22A). Em relação ao tipo II, definem-se duas tendências de correlação positiva entre K e Al nas vênulas albíticas, o que sugere a existência de duas populações composicionais com evolução por exsoluções independentes. Nas pertites dos pegmatitos mais evoluídos (tipo II), parece ter existido mais que um surto de exsolução, ao contrário do que se verifica na fase potássica.

Entre o Na e o Al observa-se que a correlação é negativa para o tipo I e mal definida para o tipo II (figura 4.22B).

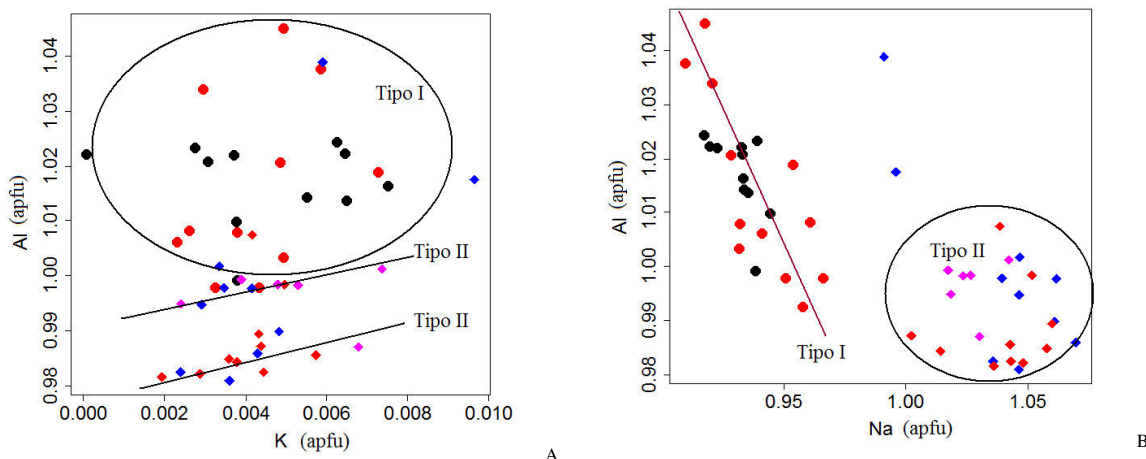


Figura 4.22. Diagramas de correlação entre os elementos alcalinos e Al incorporados nas vênulas albíticas das pertites. A - Diagrama K versus Al; B - diagrama Na versus Al. Legenda como na figura anterior.

No diagrama Na versus K discriminam-se, completamente, os feldspatos de tipo II, enriquecidos em Na, dos de tipo I relativamente mais empobrecidos (figura 4.23). Provavelmente, no feldspato alcalino primordial, os de tipo I e os seus pegmatitos hospedeiros eram, à partida, menos fraccionados que os de tipo II, alojando inicialmente menor quantidade de molécula sódica no feldspato alcalino primitivo.

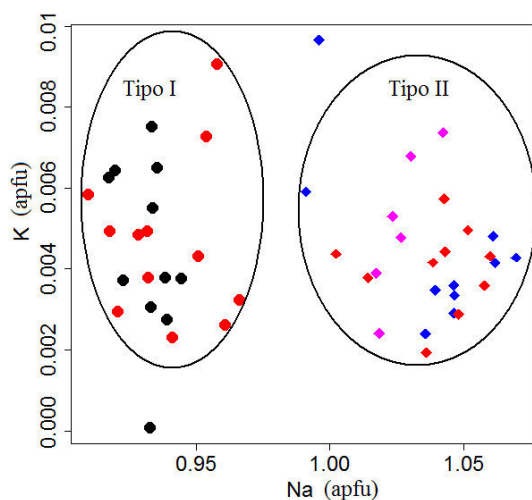


Figura 4.23. Diagrama composicional Na versus K resultante da análise da albite exsolvida. Legenda como na figura 4.21.

A discriminação das composições coerente com a que se observou entre K e Na (figura 4.23) observa-se, também, na correlação Na+K *versus* Ba, expressa na figura 4.24.

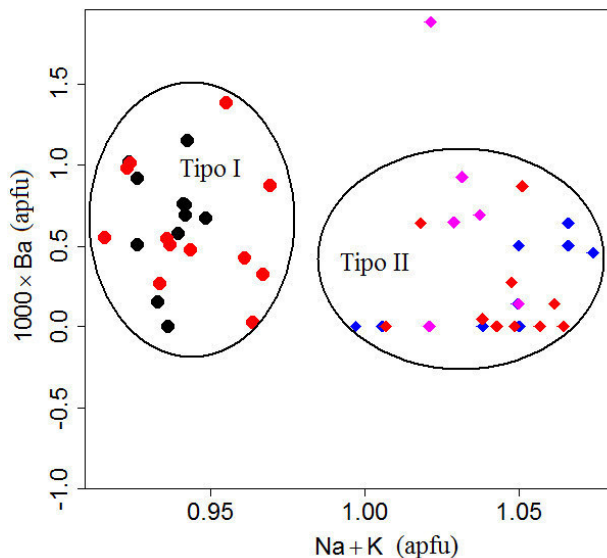


Figura 4.24. Diagrama Na+K versus 1000\*Ba baseado em dados analíticos das vênulas albíticas das pertites do CPL. Legenda como na figura 4.21.

**4.1.2.5. Partilha de Metais Raros entre as Fases Sódica e Potássica das Pertites**

Entre as vênulas albíticas e potássicas das pertites observam-se algumas tendências de partilha diferenciada dos elementos traço. O Rb e o Cs são claramente acomodados na microclina e o Sr tem preferência pela albite (figura 4.25). A preferência de Sr pela albite ou microclina não é consensual. London (1992), por exemplo, observou, experimentalmente, a preferência bem marcada de Sr e Ba por ortoclase do que por feldspatos ricos em molécula albítica e anortítica.



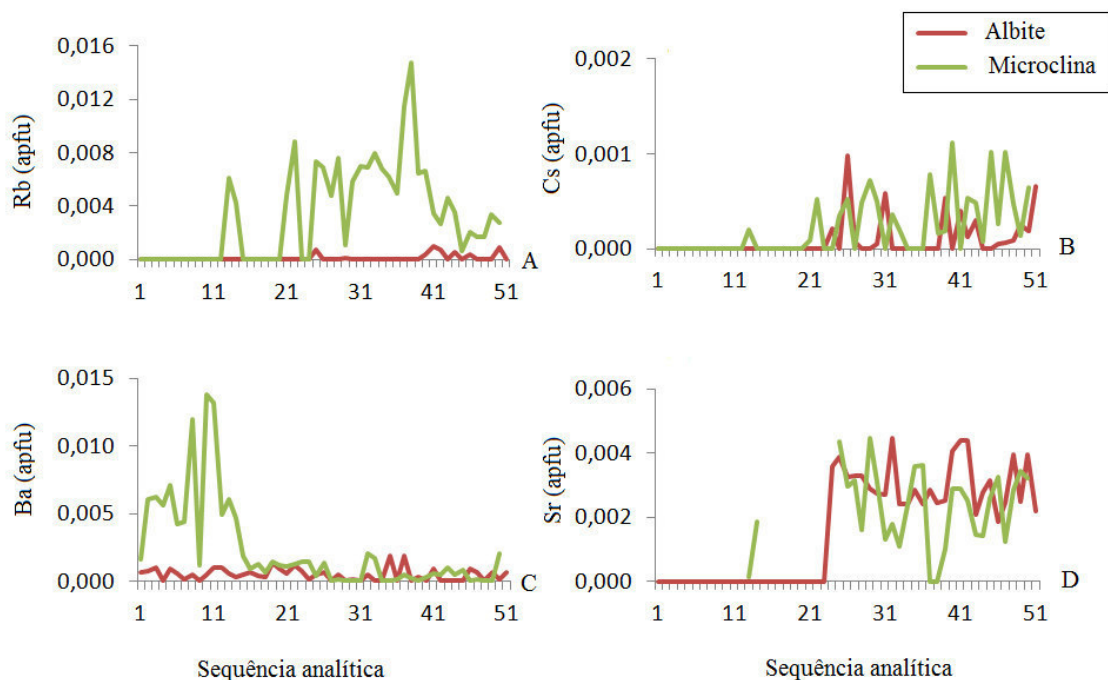


Figura 4.25. Fracção dos elementos traço Rb (A), Cs (B), Ba (C) e Sr (D) entre albite e microclina do Licungo. A numeração apresentada no eixo dos X corresponde à sequência das análises mostrada na tabela de composições. Dados elementares em apfu.

As tendências de fracção de Fe, Ti, Zn, P e Pb parecem variáveis (figura 4.26), mas tomando em conta a percentagem de amostras em que a acomodação de cada componente é maior numa ou noutra fase da pertite, deduz-se que Ti, Zn, Mn, Pb, P e Fe tenham tendência a ser hospedados em microclina. Aliás, as microclinas do Licungo encontram-se enrubescidas, incluindo as amazonites (Moiana, 2010). Maior percentagem de Fe em feldspatos potássicos ocorre em Azul Mais e Vieira e as menores em Vila Maior e Ígaro. As amazonites do Licungo têm baixos teores de Pb, em contradição com a visão consensual segundo a qual o principal responsável pela cor verde-azul é o Pb (Evangalista *et al.*, 2000; Martin *et al.*, 2008). As amazonites do Licungo mostram, também, baixos conteúdos de Rb e Cs. Valores altos destes elementos foram correlacionados com a cor verde-azul dos feldspatos provenientes dos pegmatitos de Monapo, em Moçambique (Nunes, 1979).

Conteúdos de Zn são normalmente baixos. Uma certa especialização zincífera parece estar registada nos feldspatos do pegmatito Vila Maior.

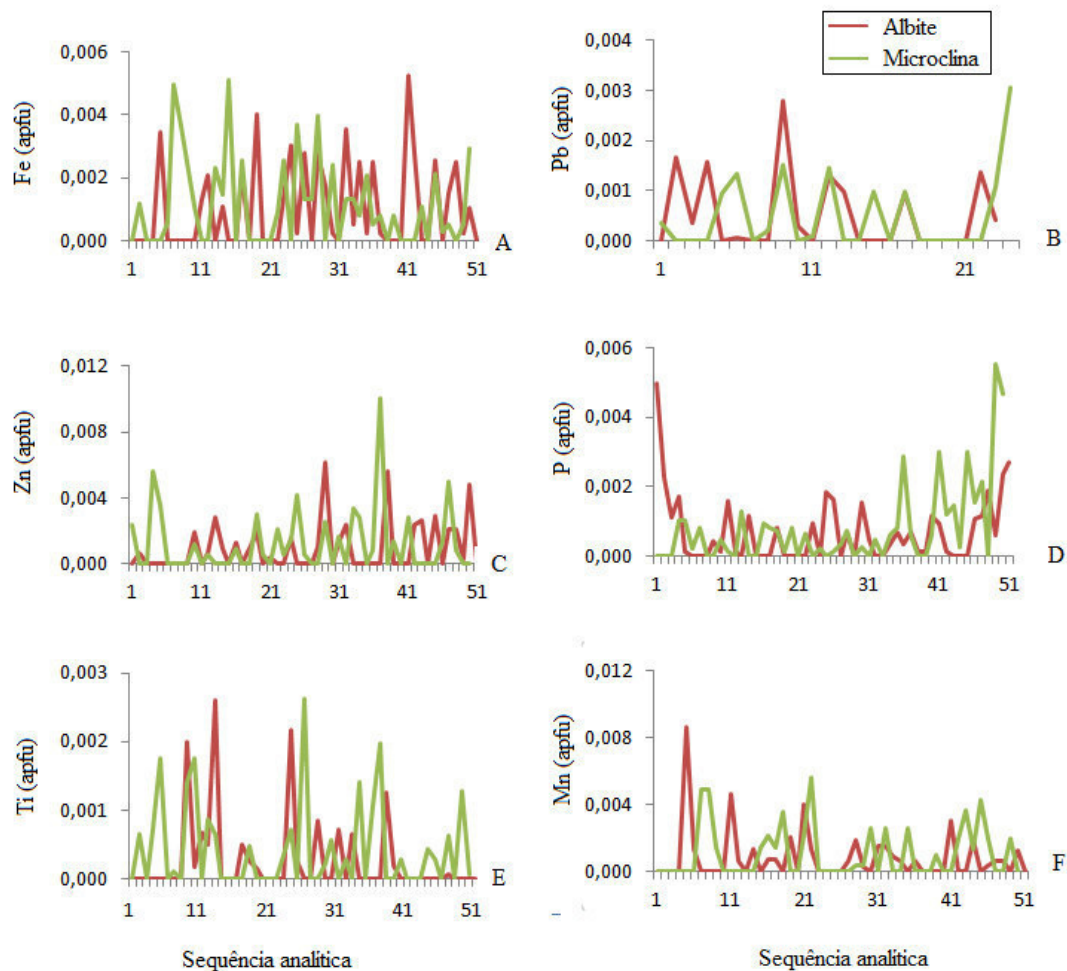


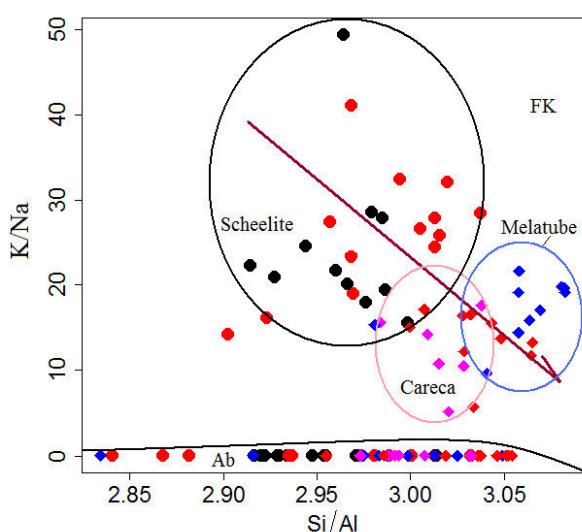
Figura 4.26. Fraccionação dos elementos traço, Fe (A), Pb (B), Zn (C), P (D), Ti (E) e Mn (F), entre albite e microclina do Licungo. A numeração apresentada no eixo dos X corresponde à sequência das análises mostrada na tabela de composições. Dados elementares em apfu.

#### 4.1.2.6. Diferenciação Genética das Sequências Evolutivas com Base nos Feldspatos

As correlações Si/Al - K/Na (figura 4.27) e Na+K versus Ba (figura 4.20, atrás) sustentam que a grande diferença entre os feldspatos de tipo I e de tipo II reside no grau de fraccionação alcançado pelos respectivos corpos pegmatíticos portadores. Essas tendências de fraccionação são observadas tanto em albite, como em microclina. Os pegmatitos com feldspatos de tipo II encontram-se mais fraccionados, resultando daí conteúdos relativamente elevados de elementos incompatíveis. Tendências geoquímicas paralelas entre os feldspatos de tipo I e II envolvendo K, Na, Al e Si (figuras 4.17, 4.19

e 4.21, atrás) sugerem que os dois grupos de pegmatitos sejam cogenéticos, mas representando etapas claramente diferenciadas da fraccionação de compósitos magmáticos/pegmatíticos, separados em caixas independentes no decurso da implantação.

Entre os pegmatitos, verificam-se sobreposições quanto a sequências de evolução. Na correlação Ba+Sr *versus* Rb+Cs em microclina (não apresentada), regista-se, também, uma tendência de aumento do grau de fraccionação no sentido Grupo Scheelite -> Grupo Melatube -> Grupo Ígaro.



*Figura 4.27. Grau de fraccionação de pegmatitos I e II deduzido a partir da correlação entre os quocientes Si/Al e K/Na registados nas pertites do Licungo. FK – feldspato potássico; Ab – albite.*

Em feldspatos de tipo II, Moiana (2010) observara que o grau de fraccionação nos pegmatitos do Licungo aumentava na sequência Careca -> Azul Mais -> Melatube -> Ígaro -> Vieira -> Vila Maior.

**4.1.3. Mica**

As micas aparecem como fases minerais ubíquas, atravessando a sequência de rochas máficas e félsicas hospedeiras dos pegmatitos do CPL, até as suas zonas nucleares.

#### 4.1.3.1. Morfologia de Cristais e Texturas de Agregados

Destacam-se três variedades cromáticas de micas, sendo supostamente correspondentes a variedades mineralógicas.

As micas castanhas a pretas são relativamente mais abundantes, com maior incidência em rochas encaixantes granitóides, metagranitóides e em anfibolitos. A sua proporção diminui significativamente nos pegmatitos, chegando a ocorrer de forma disseminada em unidades intermédias quartzo-feldspáticas, formando cristais subédricos de até 5 cm de diâmetro. Formam, ocasionalmente, “mica-livro” de pequena espessura, observada no pegmatito de Melatube (figura 4.28). Estas micas não foram analisadas, mas pela cor deduz-se que seja a biotite, um filossilicato com composição intermédia ao longo da série flogopite-annite



Figura 4.28. Morfologia das micas do corpo pegmatítico de Melatube. A - Mica-livro na unidade essencialmente quartzo-feldspática; B - mica castanha isolada.

As micas róseas (moscovites líticas) estão limitadas a algumas unidades quartzo-feldspáticas, indiciando elevado grau de fraccionação de alguns corpos pegmatíticos como Vila Maior e Mathebe. Apresentam um elevado estágio de desagregação e alteração, e, portanto, o seu tamanho limita-se a poucos centímetros de diâmetro (figura 4.29; difractograma em anexo 4.6).





Figura 4.29. Mica rósea alterada no pegmatito Vila Maior. A - Mica finamente granular em afloramento; B - micas mais grosseiras encontradas no mesmo afloramento (foto com cerca de 10 cm x 10 cm).

Micas brancas a incolores aparecem disseminadas nas zonas feldspáticas. Predominam em faixas greisenosas, atingindo dimensões mais grosseiras (Dias & Gomes, 2006), particularmente ao longo de estruturas frágeis sobrepostas.

#### 4.1.3.2. Composição

As micas apresentam clivagem basal distinta, elevado grau de desagregação e grande facilidade de esfoliação, dificultando o seu polimento. Face a essas dificuldades de polimento, as análises de micas em MSE restringiram-se a inclusões detectadas a partir das imagens de electrões retrodifundidos, em microsonda electrónica, aquando da análise de pertites (figura 4.30).

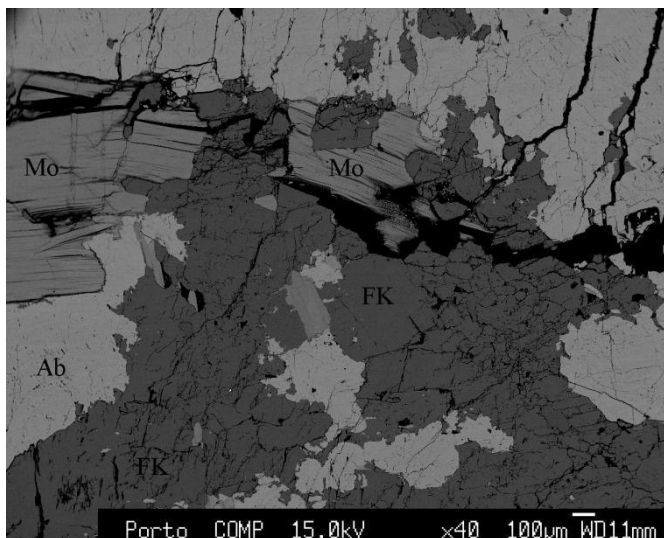


Figura 4.30. Imagem ER-MSE da perthite do Licungo com inclusões de mica. Ab – albite; FK – feldspato potássico; Mo – moscovite.

Dados analíticos das micas obtidos no âmbito deste trabalho são escassos, mas relevantes para dar ideia sobre o seu espectro composicional. Trata-se de micas dioctaédricas, atendendo ao seu elevado conteúdo de  $\text{Al}_2\text{O}_3^t$  e baixos conteúdos de  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}^t$  e  $\text{MnO}$ .  $\text{FeO}^t$  varia entre 0,3% e 5,9% de peso, e  $\text{MgO}$  apresenta-se, invariavelmente, com concentrações abaixo de 1% (tabela 4.6).

O principal catião intercamadas é o K, e por via disso é considerada, na bibliografia recente (Tischendorf *et al.*, 2007), mica comum verdadeira. O K apresenta, normalmente, concentrações da ordem dos 10% de  $\text{K}_2\text{O}$ , havendo poucas excepções em que a concentração é muito baixa.

Os conteúdos de Pb e Cr em micas são muito baixos e surgem, na maioria das vezes, abaixo dos limites de detecção. Apesar de terem sido medidos e incluídos nos totais de óxidos e de catiões, não foram apresentados na tabela de composições.

A fórmula estrutural das micas foi determinada na base de 20 átomos de oxigénio e 4 átomos de OH+F (Brigatti *et al.*, 2001). Assumindo que os espaços tetraédricos se encontram preenchidos exclusivamente por Al e Si, totalizando oito átomos, qualquer excesso corresponde ao Al que ocupa posições octaédricas (Brigatti *et al.*, 2001).

Os dados composicionais em % do peso e em apfu constam da tabela 4.6.

O  $\text{Li}_2\text{O}$  não foi determinado por limitações metodológicas. Atendendo à sua importância para a classificação e estudo petrogenético, tem sido fortemente correlacionado com alguns elementos principais das micas, como F, Mg, Si e Rb (Monier & Robert, 1986; Tindle & Webb, 1990; Tischendorf *et al.*, 1997). Com base em dados de diferentes origens, Tischendorf *et al.* (1997) chegaram à seguinte relação empírica que permite determinar o valor de  $\text{Li}_2\text{O}$  em micas dioctaédricas:

$$\text{Li}_2\text{O} = 0,3935 * F^{1,326}$$

Determinações de Li e de outros parâmetros calculados e estimados que serviram de base para classificação das micas e para a projecção de tendências evolutivas encontram-se, também, inseridos na tabela de composições (tabela 4.5).

No diagrama classificativo de Tischendorf *et al.* (2007), as micas do Licungo encontram-se projectadas à volta do extremo composicional da moscovite (figura 4.31). Mostram uma tendência de solução sólida precoce dentro da série moscovite-celadonite.

Tabela 4.5. Composições das micas do CPL, em % do peso dos óxidos e em apfu.

Ref.	87	87	2	2	35	51	51	43	43
SiO <sub>2</sub> (%)	47,82	47,73	47,17	46,94	46,75	46,69	47,17	44,67	46,37
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,11	0,27	0,02	0,28	0,05	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,71	36,26	33,15	37,34	30,56	38,70	37,24	32,90	38,71
FeO	0,68	2,14	3,48	0,84	5,73	0,29	2,60	5,85	0,01
MnO	0,04	0,08	0,41	0,18	0,50	0,18	0,00	0,00	0,15
MgO	0,02	0,54	0,00	0,00	0,07	0,00	0,19	0,32	0,00
CaO	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03	0,21	0,21	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,41	0,20	0,28	0,12	0,25	0,02	0,08	0,20
K <sub>2</sub> O	10,67	10,22	10,54	10,18	10,09	10,61	0,05	2,71	10,72
SrO	0,01	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04
BaO	0,05	0,06	0,05	0,08	0,03	0,06	0,14	0,03	0,08
Rb <sub>2</sub> O	0,01	0,11	0,29	0,22	0,37	0,17	0,00	0,05	0,25
Cs <sub>2</sub> O	0,03	0,01	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03
F	0,07	0,22	0,59	0,30	0,59	0,04	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li <sub>2</sub> O*	0,00	0,00	0,11	0,02	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O*	4,65	4,52	4,19	4,43	4,09	4,60	4,44	4,22	4,59
Subtotal	102,93	102,66	100,49	100,89	99,36	101,67	92,18	91,09	101,2
O=F,Cl	0,03	0,09	0,25	0,13	0,25	0,02	0,00	0,00	0,00
Total	102,91	102,57	100,24	100,76	99,11	101,65	92,18	91,09	101,2
Si (apfu)	6,13	6,19	6,33	6,16	6,42	6,06	6,36	6,34	6,05
Al iv	1,87	1,81	1,67	1,84	1,58	1,94	1,64	1,66	1,95
Al vi	3,97	3,74	3,58	3,93	3,37	3,99	4,29	3,85	4,01
Ti	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,07	0,23	0,39	0,09	0,66	0,03	0,29	0,69	0,00
Mn	0,00	0,01	0,05	0,02	0,06	0,02	0,00	0,00	0,02
Mg	0,00	0,10	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,07	0,00
Li*	0,00	0,00	0,06	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00
Na	0,04	0,10	0,05	0,07	0,03	0,06	0,00	0,02	0,05
K	1,74	1,69	1,80	1,70	1,77	1,76	0,01	0,49	1,79
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Rb	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH*	3,97	3,91	3,75	3,87	3,75	3,98	4,00	4,00	4,00
F	0,03	0,09	0,25	0,13	0,25	0,02	0,00	0,00	0,00

\* Valor calculado; Ref. – códigos do locais de amostragem implantados na figura 1.11.



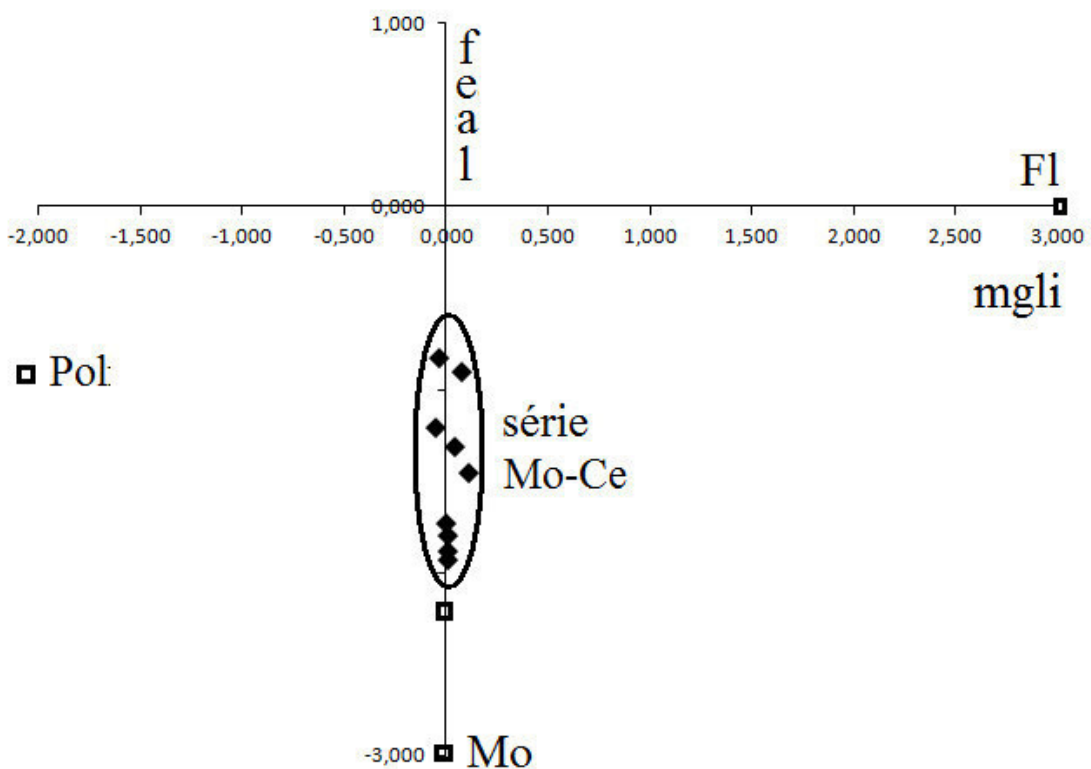


Figura 4.31. Projecção de dados composicionais das micas do Licungo no diagrama mgli versus feal (mgli=Mg-Li; feal=Fe total+Mg+Mn+Ti - <sup>IV</sup>Al) em apfu (modificado de Tischendorf et al., 2007). Os quadrados negros representam os extremos composicionais polilitonite (pol), flogopite (Fl) e moscovite (Mo). Mo-Ce representa a série composicional moscovite-celadonite.

#### 4.1.3.3. Substituições Iónicas nas Principais Posições Estruturais das Micas

Nas camadas tetraédricas, a correlação entre Al e Si é bem marcada, mostrando uma tendência de redução de Al com o aumento de Si, compatível com a substituição heterovalente  $Al^{3+} \leftrightarrow Si^{4+}$ . Sendo, o Si, um bom indicador de fraccionamento, pode estar, aqui sobreposta, a variação de Al num contexto de diferenciação magmática (figura 4.32).

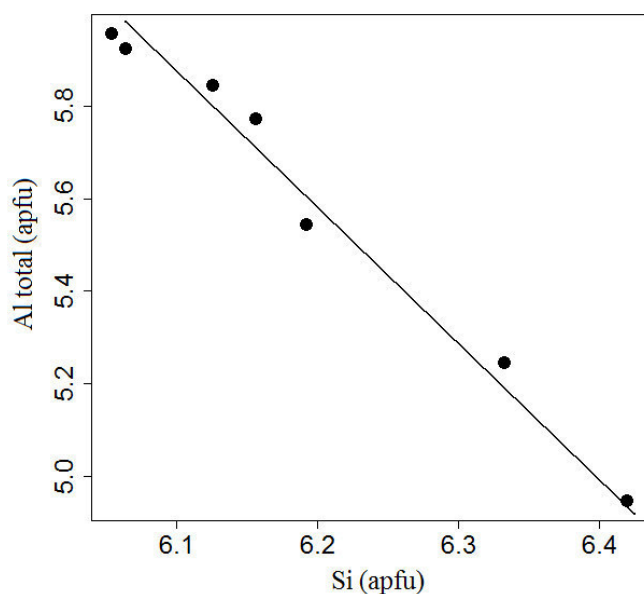


Figura 4.32. Diagrama composicional de Si versus Al<sup>t</sup> nas micas dos pegmatitos do Licungo.

A correlação geral entre o Al<sup>t</sup> e o OH é positiva (figura 4.33). OH ocupa algumas posições nos vértices dos octaedros, coordenados principalmente por Al, para o caso das moscovites (Brigatti *et al.*, 2002; Simmonis *et al.*, 2003). Entre o Al e o F a correlação é negativa.

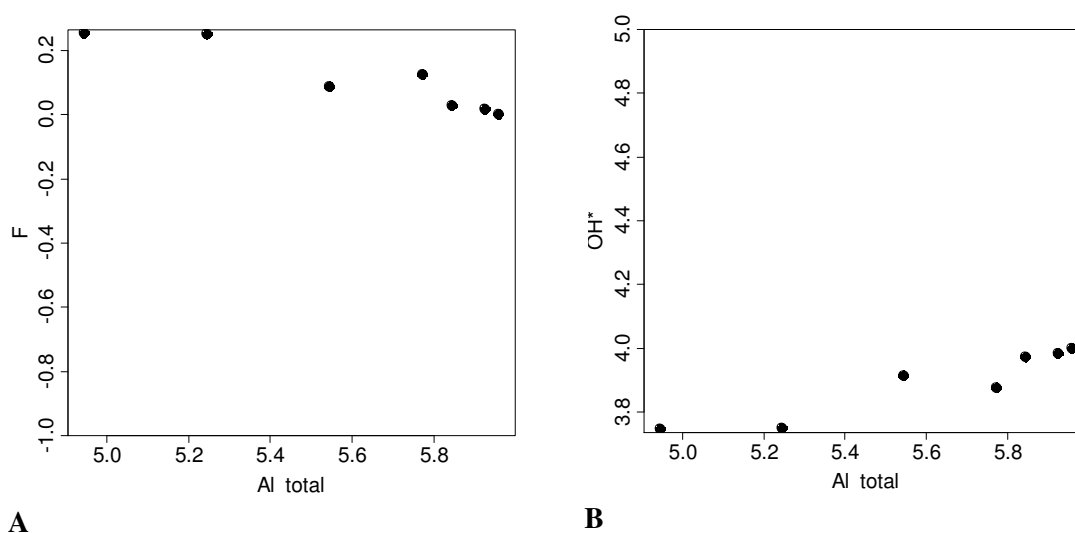


Figura 4.33. Diagramas de correlação entre Al e os principais aniões das micas do Licungo. A - diagrama Al total versus F; B - diagrama Al total versus OH.

As correlações Si-F e Si-OH são opostas às verificadas em relação ao Al (figura 4.34). A celadonização da moscovite é acompanhada por um aumento da concentração de F. O F e o OH intersubstituem-se na estrutura da moscovite.

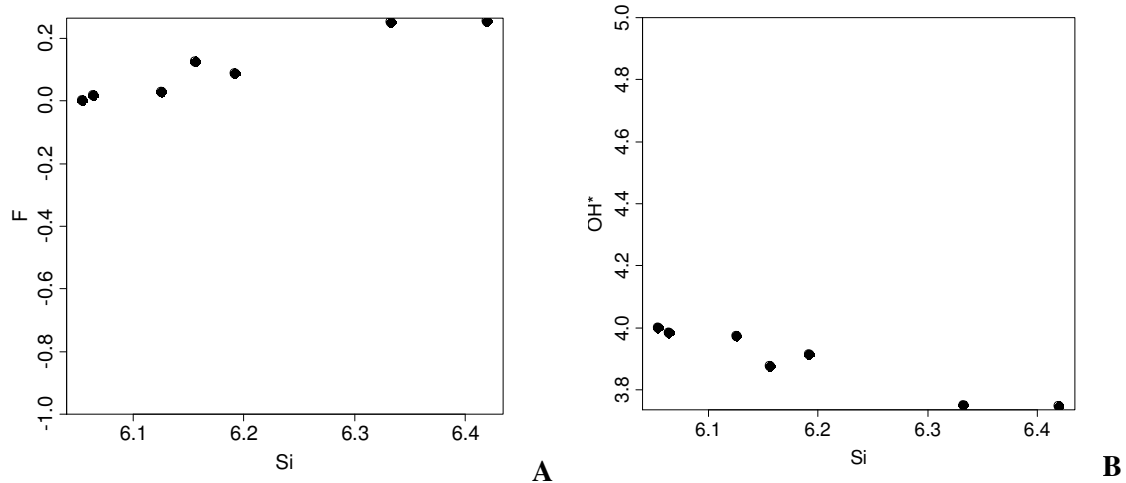


Figura 4.34. Diagramas de correlação entre Si e os principais aniões. A - diagrama Si versus F; B - diagrama Si versus OH.

Nas posições octaédricas, o Al mostra uma boa correlação negativa com os cátions Fet+Mg+Mn+Ti (figura 4.35) que potencialmente o substituem.

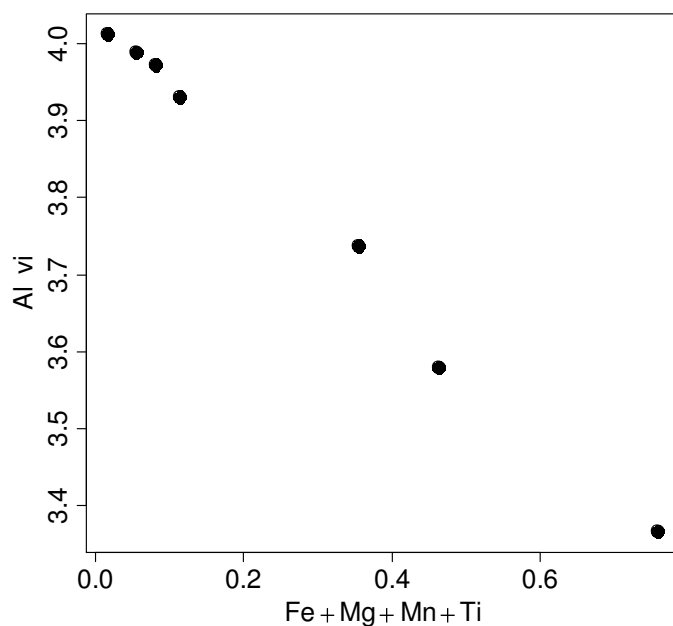
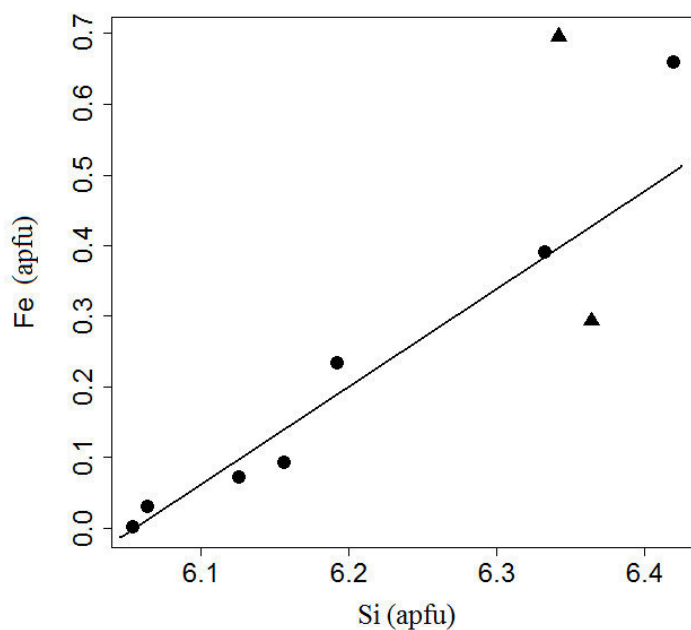


Figura 4.35. Diagrama composicional Mg+Fe+Mn+Ti versus <sup>vi</sup>Al, em apfu.

O ferro ferroso contribui significativamente para a correlação negativa observada na figura 4.35. A correlação positiva entre Si e Fe não dá indicações de eventuais substituições  $Fe^{3+} \Rightarrow Si^{4+}$ . Estes crescem mutuamente (figura 4.36).



*Figura 4.36. Diagrama composicional Si versus Fe obtido em análise de micas do Licungo.*

O K ocupa acima de 80% das posições intercamadas, compartilhando as restantes posições com Na, Rb, Cs, Ca e Sr. Entre K e esses elementos alcalinos e alcalinos terrosos surgem duas tendências de correlação positivas paralelas entre si, mais salientadas na correlação K-Rb (figura 4.37).

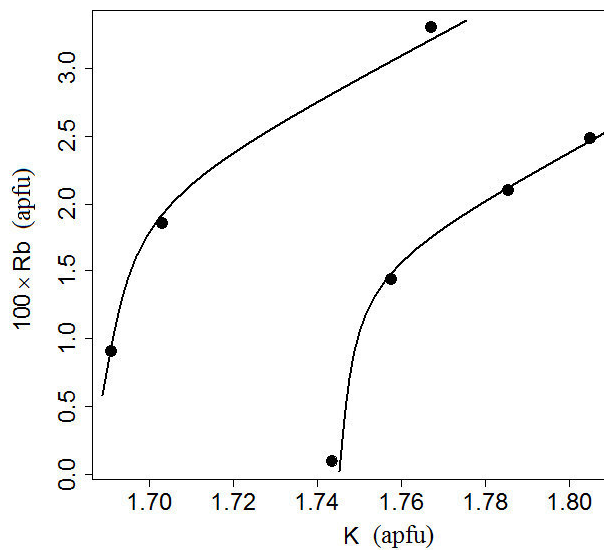


Figura 4.37. Tendências evolutivas registadas nas micas do Licungo a partir da correlação entre K e 100\*Rb.

O K surge, provavelmente, na sequência da substituição de Si por Al nas posições tetraédricas, que criam déficit de cargas positivas, compensadas pela entrada de K (e outros catiões monovalentes) nas posições intercamada. A correlação negativa entre Si e  $K+^{iv}Al$  (figura 4.38) sustenta esta possibilidade de neutralização estrutural. Mesmo neste caso, emerge uma segunda tendência decorrente do envolvimento de K (não observada na correlação Si-Al).

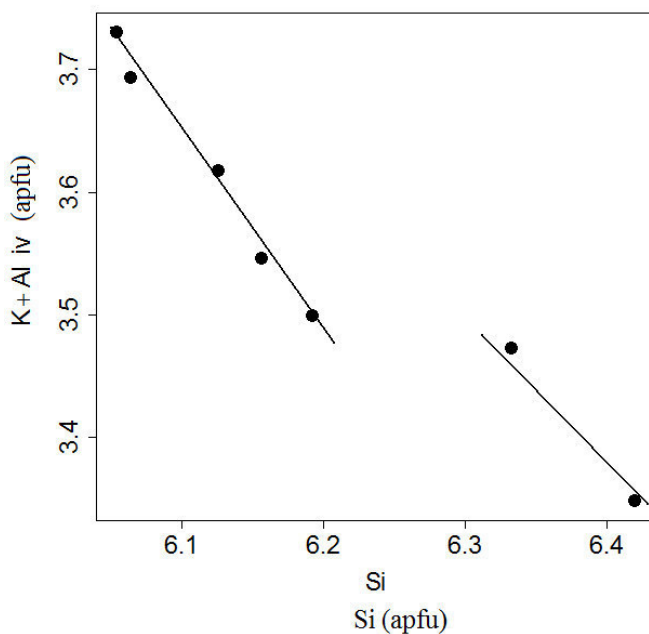


Figura 4.38. Diagrama de correlação Si versus  $K+^{iv}Al$ .

O K correlaciona-se positivamente com OH e negativamente com o F. A tendência secundária observada na figura 4.3 mostra variações de K que parecem independentes da concentração de F e do OH.

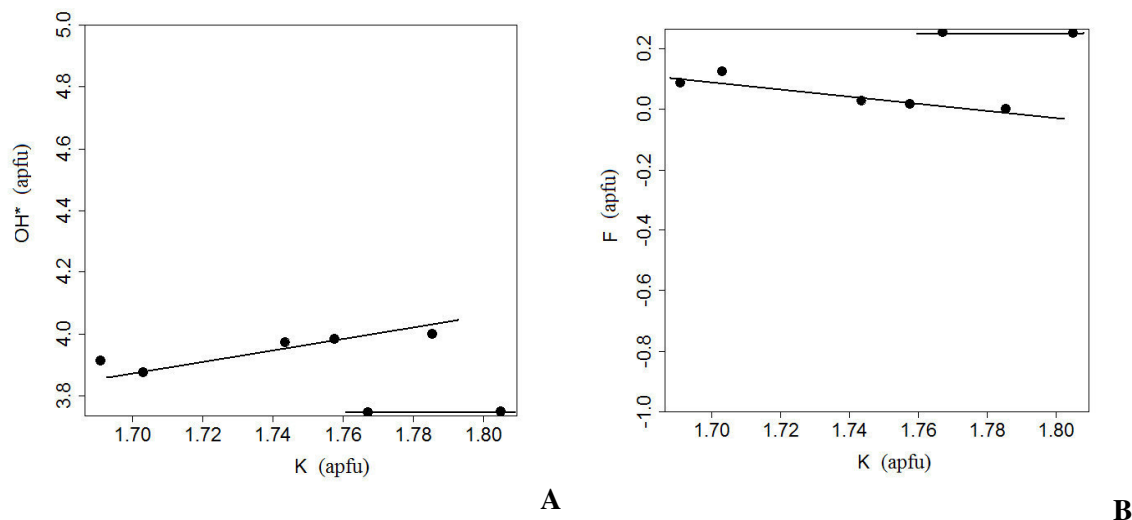


Figura 4.39. Variações composicionais de K com os principais aniões das micas do Licungo. A - Diagrama K versus F; B - diagrama K versus OH.

#### 4.1.3.4. Estágios Evolutivos

As micas têm sido consideradas bons indicadores de diferenciação porque registam variação das concentrações dos elementos incompatíveis ao longo de toda a sequência de cristalização de granitos-pegmatitos.

Em Licungo, mostram elevados valores de K/Cs, K/Rb e Rb/Cs e baixos valores de Ba/Rb, Sr/Ba e Sr/Rb. Esses baixos quocientes de Ba/Rb, Sr/Ba e Sr/Rb sugerem um elevado estágio de fraccionação entre plagioclase-feldspato potássico-moscovite. Após a cristalização da moscovite, a fraccionação não terá sido forte, tal como sugerem elevados valores de K/Rb e de Rb/Cs. É de salientar que este estágio de fraccionação é observado em pegmatitos estéreis, do tipo I, referenciados na secção anterior, que discute a mineraloquímica dos feldspatos.

Tabela 4.6. Valores dos principais indicadores de fraccionação das micas alojadas em pegmatitos tipo I.

Ref.	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs	Fe/Mn	Ba/Rb	Sr/Ba	Sr/Rb
7	1960,2	1208,9	0,6	15	3	0,4	1,2
8	186,5	3596,2	19,3	26,3	0,3	0	0
3	72,6	683,8	9,4	8,3	0,1	0	0
4	91,5	4059,8	44,4	4,7	0,2	0,7	0,1
5	53,5	Ma	ma	11,3	0,1	2	0,1
10	122,5	9067	74	1,6	0,2	0	0
25	85	1145,1	13,5	0,1	0,2	0,7	0,1

ma - quociente muito alto, com denominador não detectado nas análises.

Alguns diagramas binários, atrás apresentados, sugerem duas tendências de fraccionação geoquímica:

- (i) A tendência principal de fraccionação é assinalada por correlações negativas Si-Al, Si-OH, Al-M<sup>2+</sup> (+Ti<sup>4+</sup>) e Al-F e positivas Si-Fe, Si-F, Al-OH, K-Rb e K-OH. Este curso representa, provavelmente, uma tendência de fraccionação primária, e é favorável à solução sólida inicial na série moscovite-celadonite.
- (ii) A tendência secundária envolve variações de metais alcalinos e alcalinos terrosos, mostrando correlação positiva K-Rb, K-Cs (correlação não apresentada) e negativa Ba-Rb. Têm menor valor de OH e maior F do que a tendência principal. Esta tendência poderá estar relacionada com a alteração metassomática da moscovite. A fraccionação do pegmatito pode ter sido seguida por adição de material crustal enriquecido em mica.

#### 4.1.4. Granada

Entre os minerais acessórios tipomórficos do CPL, a granada é menos abundante que o berilo e a columbite e ocorre, preferencialmente, em paragénese com feldspatos da zona intermédia. Segundo Knorring *et al.* (1983), Simmonis *et al.* (2003) e London (2008), o carácter geral NYF dos pegmatitos é desfavorável à ocorrência de consideráveis quantidades de granadas.

### 4.1.4.1. Morfologia e Textura

As granadas do Licungo são de dimensões reduzidas (< 2cm em diâmetro de secção), apresentam-se translúcidas e com cores variadas.

Em Murribane, são vermelhas, com brilho vítreo distinto e ocorrem, principalmente, em associação com o feldspato pertítico róseo. À escala microscópica, mostram inclusões de micas, óxidos de Mn e silicatos de Y e Yb (Moiana, 2010).

Na localização Scheelite, onde o pegmatito portador ocorre entre rochas calcosilicatadas, as granadas são de cor amarela-avermelhada a vermelha, com carácter anédrico frequente.

Em Vila Maior, ocorrem em associação com feldspatos amazoníticos enrubescidos. São, em geral, euédricas, independentemente da sua dimensão.

### 4.1.4.2. Composição

Em geral, as granadas são aluminosas, essencialmente da série piralspite, com  $\text{Al}_2\text{O}_3$  variável entre 19% e 22% (anexo 4.7). Os conteúdos mais altos registam-se em Murribane e Scheelite. O Cr, que frequentemente substitui Al na estrutura da granada, aparece em quantidades vestigiais e, em muitas análises pontuais, os seus conteúdos não foram detectados.

As posições estruturais dos iões divalentes são essencialmente preenchidas por Mn e Fe, e, em menor escala, por Ca, cujas concentrações variam de 1% a 2% de CaO em Vila Maior e 0,3 - 0,6% em Murribane, Melatube e Scheelite. Os conteúdos de MnO são significativos, situados entre 18% e 28%, e os de Fe, medido como FeO, variam entre 13% e 24%. Em Vila Maior e Scheelite,  $\text{MnO} > \text{FeO}$ , e no Grupo de Melatube, os pegmatitos de Murribane e Melatube apresentam  $\text{FeO} > \text{MnO}$  (anexo 4.7) .

A amplitude da variação de Si é baixa, situando-se entre cerca de 36 e 37% de  $\text{SiO}_2$ .

Os dados analíticos em % do peso encontram-se em anexo 4.7 e em apfu, na tabela 4.7.



Tabela 4.7. Composições das granadas do Licungo em apfu.

Amostra	Pegmatito	K	Na	Fe	Si	Ca	Mg	Mn	Al	Ti	Cr	Y	Total
Ig8VM	V. Maior	0,000	0,008	0,92	2,97	0,11	0,069	1,91	1,85	0,015	0,003	0,16	8,01
Ig8VM	V. Maior	0,000	0,014	0,89	2,97	0,14	0,049	1,91	1,96	0,002	0,002	0,08	8,01
Ig8VM	V. Maior	0,001	0,012	0,89	3,01	0,13	0,050	1,88	1,93	0,002	0,001	0,08	7,99
Ig8VM	V. Maior	0,002	0,011	0,98	2,97	0,15	0,077	1,85	1,79	0,023	0,000	0,18	8,03
Ig8VM	V. Maior	0,000	0,007	0,90	3,04	0,12	0,048	1,90	1,93	0,000	0,000	0,04	7,98
Ig8VM	V. Maior	0,000	0,010	0,96	3,00	0,14	0,055	1,86	1,88	0,006	0,005	0,09	8,01
Ig8VM	V. Maior	0,000	0,005	0,96	3,00	0,12	0,052	1,86	1,94	0,000	0,003	0,06	8,00
Ig8VM	V. Maior	0,002	0,011	0,93	3,02	0,14	0,049	1,83	1,95	0,002	0,000	0,05	7,98
Ig8VM	V. Maior	0,000	0,007	0,93	3,04	0,14	0,055	1,85	1,92	0,000	0,004	0,04	7,98
Gr2Mb	Murribane	0,001	0,000	1,59	2,98	0,02	0,029	1,34	1,94	0,004	0,001	0,10	8,00
Gr2Mb	Murribane	0,000	0,002	1,54	2,98	0,02	0,024	1,32	2,00	0,003	0,003	0,09	7,97
Gr2Mb	Murribane	0,000	0,009	1,59	2,95	0,02	0,023	1,34	1,98	0,006	0,000	0,09	8,01
Gr2Mb	Murribane	0,000	0,007	1,57	2,97	0,02	0,033	1,29	1,99	0,003	0,000	0,10	7,99
12.3Mb	Murribane	0,000	0,008	1,55	2,97	0,02	0,030	1,29	1,99	0,003	0,001	0,11	7,98
12.3Mb	Murribane	0,000	0,007	1,55	2,96	0,02	0,029	1,31	2,00	0,002	0,000	0,11	7,99
grSc	Scheelite	0,000	0,009	1,35	2,98	0,05	0,011	1,49	2,00	0,004	0,000	0,08	7,98
grSc	Scheelite	0,000	0,010	1,36	2,99	0,05	0,010	1,48	1,99	0,004	0,000	0,08	7,98
grSc	Scheelite	0,000	0,011	1,35	2,98	0,05	0,012	1,47	2,01	0,003	0,000	0,08	7,97
Mt	Melatube	0,000	0,008	1,68	2,98	0,02	0,064	1,24	1,93	0,000	0,000	0,10	8,02
Mt	Melatube	0,000	0,004	1,62	2,97	0,03	0,060	1,26	1,95	0,005	0,000	0,10	8,00
Mt	Melatube	0,006	0,016	1,65	2,94	0,03	0,068	1,28	1,92	0,008	0,002	0,12	8,04

As últimas letras das referências das amostras indicam o nome pegmatito hospedeiro: VM – Vila Maior; Mb – Murribane; Sc – Scheelite; Mt – Melatube.

#### 4.1.4.3. Substituições Isomórficas

Os dados analíticos das granadas projectadas nos diagramas ternários Mn-Fe<sup>t</sup>-Ca e Al-Fe<sup>t</sup>-Cr (figura 4.40) materializam a solução sólida na série almandina-espessartite, relacionada com substituições iónicas entre Fe<sup>2+</sup> e Mn<sup>2+</sup> nas posições X da fórmula estrutural X<sub>3</sub>Y<sub>2</sub>Z<sub>3</sub>O<sub>12</sub>, também designadas posições centrais dos cubos distorcidos, por Deer *et al.* (1966). Estes mesmos locais estruturais constituem os centros cromóforos responsáveis pela cor avermelhada das granadas de Muribane (mais ricas em Fe<sup>2+</sup>) ou amarelada de Scheelite (mais ricas em Mn<sup>2+</sup>).

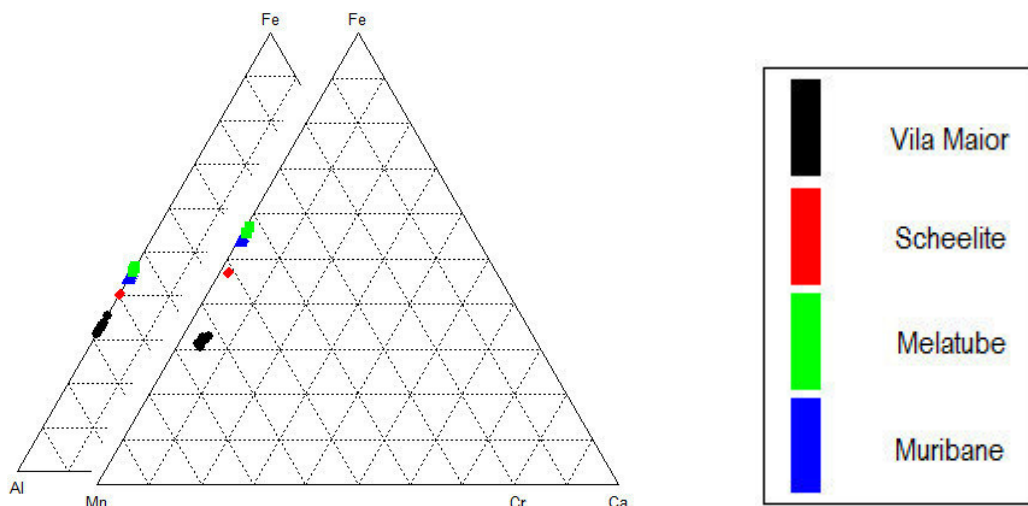


Figura 4.40. Dados analíticos de principais catiões de granadas do Licungo, projectados nos diagramas ternários Mn-Fe<sup>1</sup>-Ca e Al-Fe<sup>1</sup>-Ca.

A solução sólida acima referida está bem representada na figura 4.41, onde se observa uma boa correlação negativa entre Fe e Mn ao nível do Campo Pegmatítico.

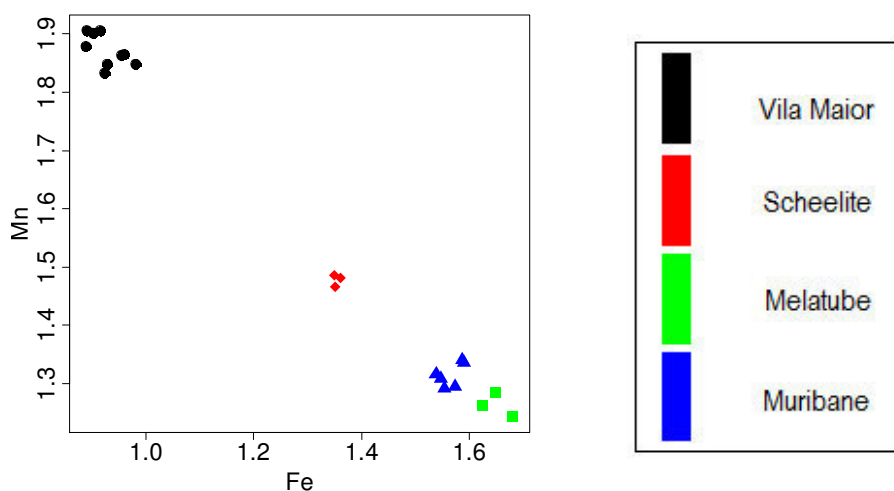


Figura 4.41. Diagrama composicional Fe<sup>1</sup>-Mn das granadas do Licungo. Os dados estão projectados em apfu.

As correlações entre Fe (ou Mn) e os componentes essenciais e acessórios são indicativas da preferência desses componentes pela almandina ou espessartite (figura 4.42). Por exemplo, as correlações positivas Fe-Mg e Fe-Y sugerem que a formação da almandina é mais favorável à incorporação de Mg e Y no cristal. Pelo contrário, correlações negativas Fe-Ca, Fe-Si e Fe-Al sugerem maior incorporação de Ca, Si e Al nas granadas enriquecidas em molécula espessartite.

Nota-se uma individualização das composições das granadas do pegmatito Vila Maior, nos gráficos das figuras 4.42B e 4.42D. Contribui para esse afastamento um ligeiro enriquecimento relativo em Ca e menor razão Fe/Mn que a dos outros corpos pegmatíticos do CPL.

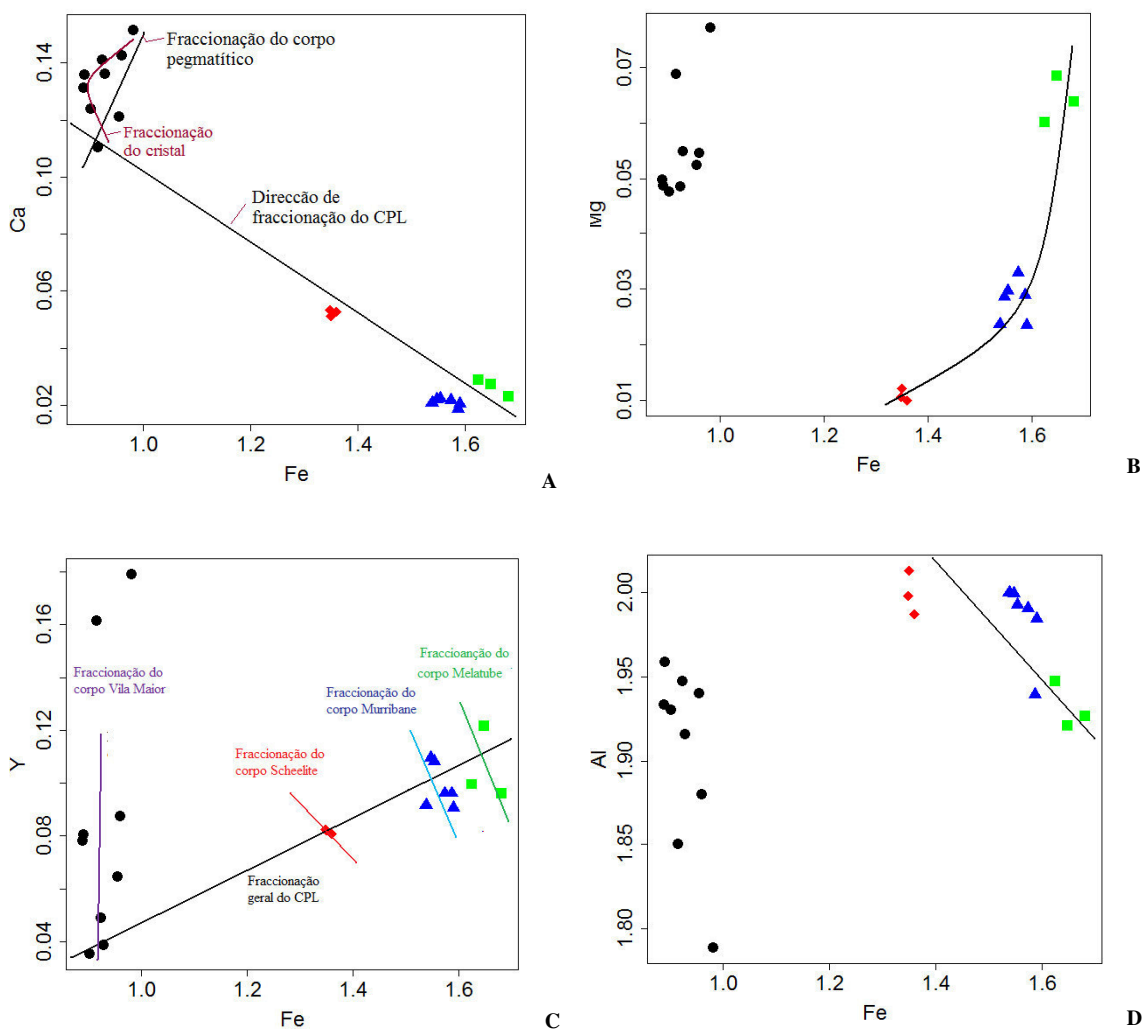


Figura 4.42. Diagramas composicionais que expressam preferência de alguns elementos maiores e traço pelas componentes espessartite ou almandina. A - Diagrama Fe - Ca; B -

*diagrama Fe - Mg; C - diagrama Fe - Y; D - diagrama Fe - Al. Dados em apfu e legenda como na figura 4.41.*

Considerando em conjunto os diferentes parâmetros geoquímicos, percebe-se que as granadas analisadas formam populações (*clustering*) com domínios composicionais que se individualizam, consoante o corpo pegmatítico em que foram acolhidas (figura 4.43). Esta organização composicional das granadas indica que os diferentes pegmatitos se ajustam a uma tendência fraccional de conjunto, estabelecida pelo menos para alguns dos pegmatitos do CPL que podem ser cogenéticos, havendo, no entanto, feições distintas para as granadas de cada pegmatito.

A julgar pela composição das granadas, e usando a razão Fe/Mn como indicadora, conclui-se que os pegmatitos tiveram diferentes níveis de fraccionação a partir da fusão primária parental, cuja sequência é Melatube<Murribane<Shheelite<Vila Maior (figura 4.43). A variação de Fe/Mn em cada corpo pegmatítico é muito limitada.

O estado de maior evolução do pegmatito de Vila Maior é corroborado pela presença de mica litinífera. Baldwin & Knorring (1983) referem-se à presença habitual da variedade espessartite, nas zonas mais internas de pegmatitos litiníferos. Esta associação é provavelmente indicativa da culminação evolutiva dos pegmatitos NYF. A partir deste estágio paragenético, os pegmatitos podem evoluir, por fraccionação, gerando fases minerais com assinatura LCT incipiente.

A possibilidade de existir uma feição geoquímica mista, LCT+NYF, resultante da extrema fraccionação de pegmatitos da família NYF, tem sido considerada, ultimamente (London, 2008; Černý & Ercit, 2005).

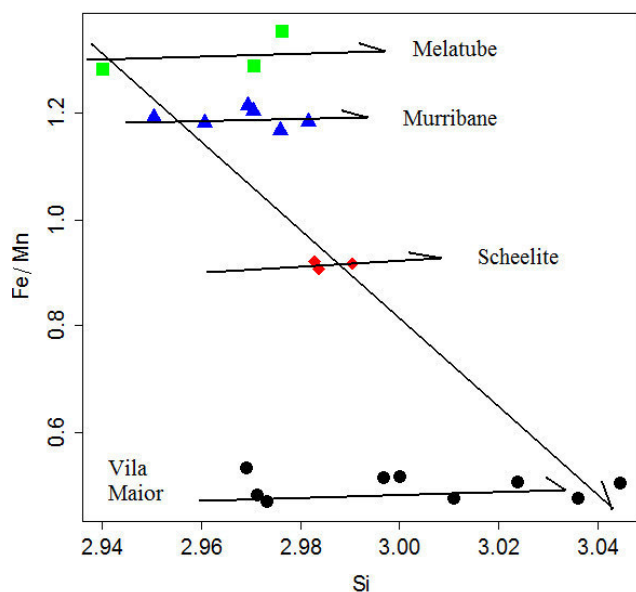


Figura 4.43. Projecção das composições de granadas do Licungo nas variáveis Si versus Fe/Mn. Dados em apfu e legenda com na figura 4.39

Existe, ainda, uma outra escala de organização das composições químicas, estabelecida ao nível do crescimento cristalino (figura 4.42A, por exemplo), a qual pode, provavelmente, ser extrapolada como tendência zonal, ou mesmo tendência típica de um corpo individual.

Granadas com zonamento concêntrico, localizadas em Vila Maior, são um bom exemplo da fraccionação que ocorre ao nível dos cristais.

#### 4.1.4.4. Zonamento Composicional Concêntrico – O Caso de Vila Maior

As texturas das granadas finamente granulares de Vila Maior exibem zonamentos concêntricos no seu interior, quando observadas em imagens de electrões retrodifundidos em microscopia electrónica de varrimento (figura 4.44), que correspondem a zonamentos composicionais dos constituintes, particularmente, Ca, Y e Ti. As distribuições destes elementos, convertidas em mapas de raios x e correlacionadas com imagens de electrões retrodifundidos estão patentes na figura 4.44B, C e D.

Três zonas distintas podem ser observadas, designadas I, II e III na figura 4.44.

### Zona I (zona nuclear)

A parte nuclear é constituída por um compósito de granada enriquecida em molécula espessartite, albite, zircão e rútilo. O rútilo incorpora conteúdos consideráveis dos elementos raros Nb, Ta, Y, Th e U; o Y ocorre no zircão e o Ca na albite. Este conteúdo metalífero que atinge níveis de concentração capazes de gerar fases próprias é típico de magmas muito fraccionados (fusões pegmatíticas), de tendência alcalina.

As margens dos minerais são rendilhadas indiciando algum desequilíbrio químico do sistema, nesta fase do crescimento da granada.

### Zona II (Orla nuclear)

A orla nuclear constitui uma banda composicional na qual a granada se encontra relativamente enriquecida pela componente grossulária, Ti e Y. Esta zona parece ter resultado da concentração de material dissolvido na zona nuclear, sujeita a uma difusão lenta. A dissolução da albite, por exemplo, pode ter sido a fonte de elevada concentração de Ca na zona II. O Ca está entre os componentes essenciais da granada com as mais baixas taxas de difusão, segundo Schumacher *et al.* (1999).

Há uma forte possibilidade de a fusão granítica primordial ter sofrido contaminação por rochas cálcicas. Esta possibilidade é também, apoiada pelas paragénese observadas em Nb-tantalatos e variações dos conteúdos de Ca na monazite (secções 4.5 e 4.6). Nesta hipótese de contaminação, a granada preexistente passaria por um estágio de corrosão antes de, finalmente, se reequilibrar e retomar o crescimento.

A própria granada primitiva poderá ter sido herdada da rocha encaixante ou da fusão pegmatítica inicial.

### Zona III (Entre a orla nuclear e o bordo)

Entre a orla nuclear e o bordo da granada, o zonamento concêntrico é evidente sendo caracterizado por forte diminuição das concentrações de Ca e Ti e redução gradual de Y (figura 4.44B, C e D). No bordo parece registrar-se um novo enriquecimento em Ca.

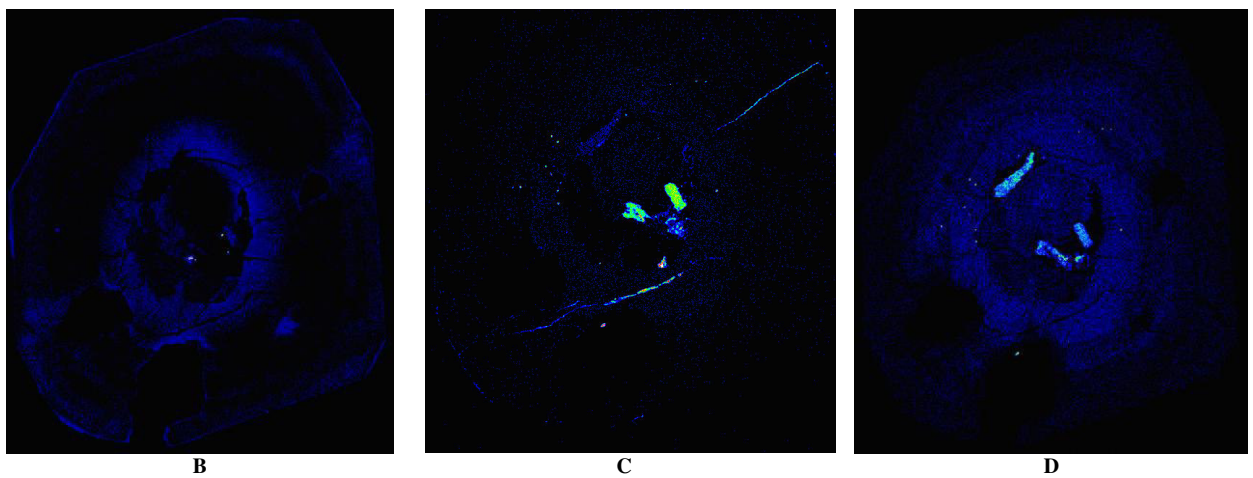
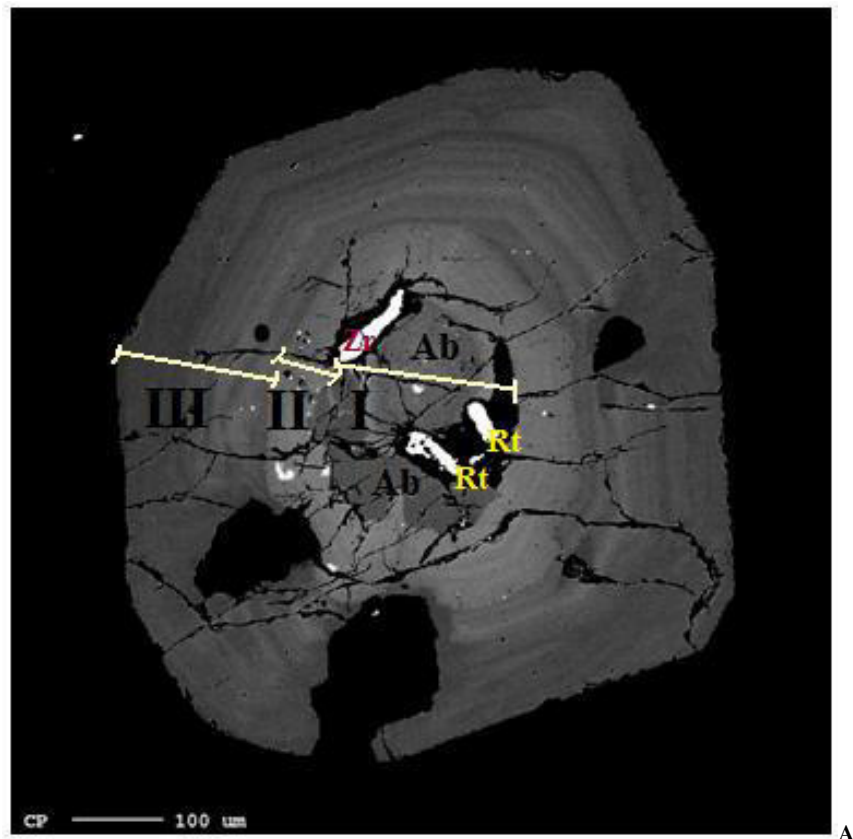


Figura 4.44. Imagens microscópicas da granada de Vila Maior concentricamente zonada. A- Imagem ER do zonamento resultante ou total; B – Mapa de raios X mostrando zonamento de  $\text{Ca}^{2+}$ ; C - Mapa de raios X mostrando zonamento de  $\text{Ti}^{4+}$  e D - Mapa de raios X mostrando zonamento o de  $\text{Y}^{3+}$  (Moiana, 2010). Ab – albite; Rt – rútilo; Zr – zircão.

Em termos composicionais, entre a orla nuclear e o bordo observa-se uma tendência crescente das razões  $\text{Mn}/(\text{Fe}+\text{Mn})$  e  $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Y})$  (figura 4.45). Este trajecto,



caracterizado pelo aumento progressivo da componente espessartite à custa da almandina em direcção ao bordo do cristal é típico de um zonamento normal resultante de um crescimento fraccionado. O aumento da razão Mn/Fe com o progresso da fraccionação pode ser controlado por minerais contemporâneos com constante de distribuição (Kd) muito mais elevado para o Fe do que para o Mn, como é o caso da biotite (London, 2008).

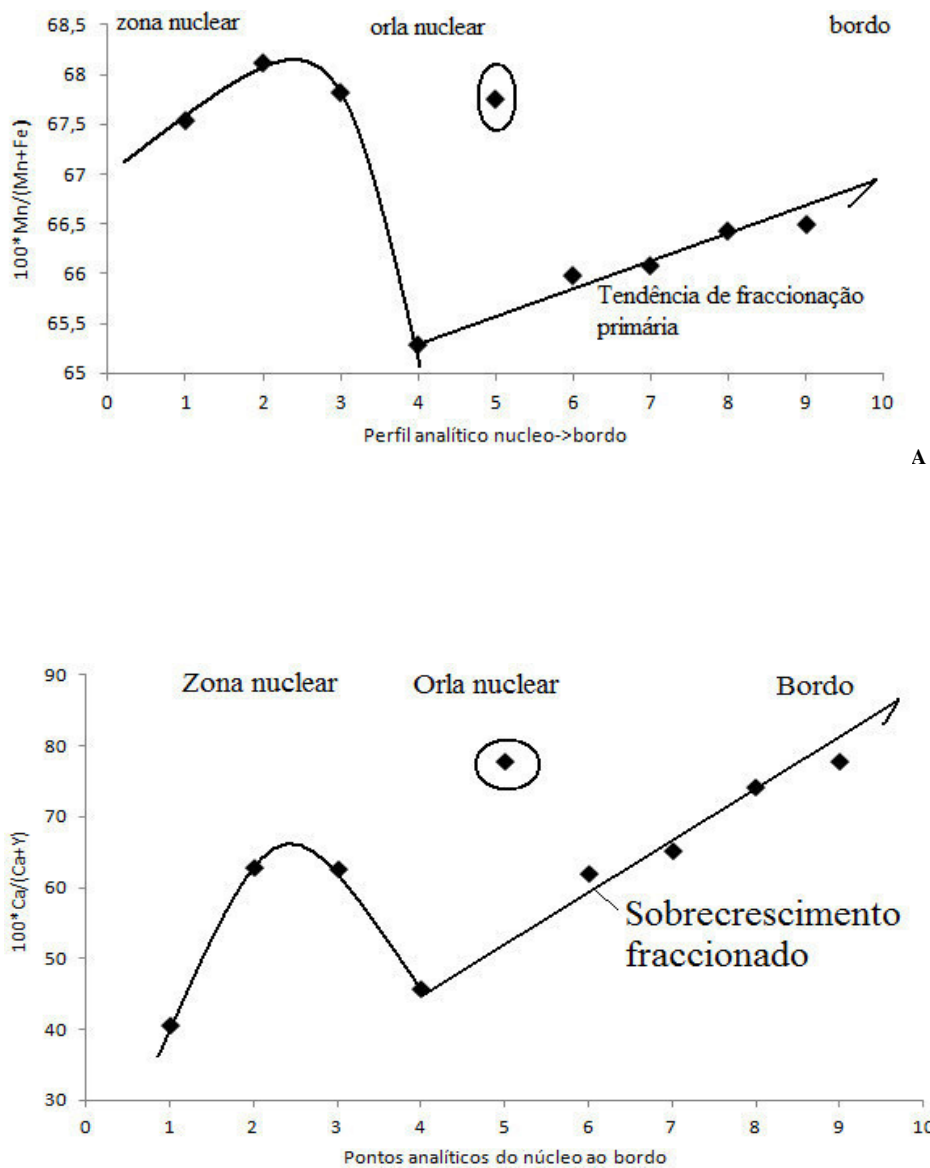


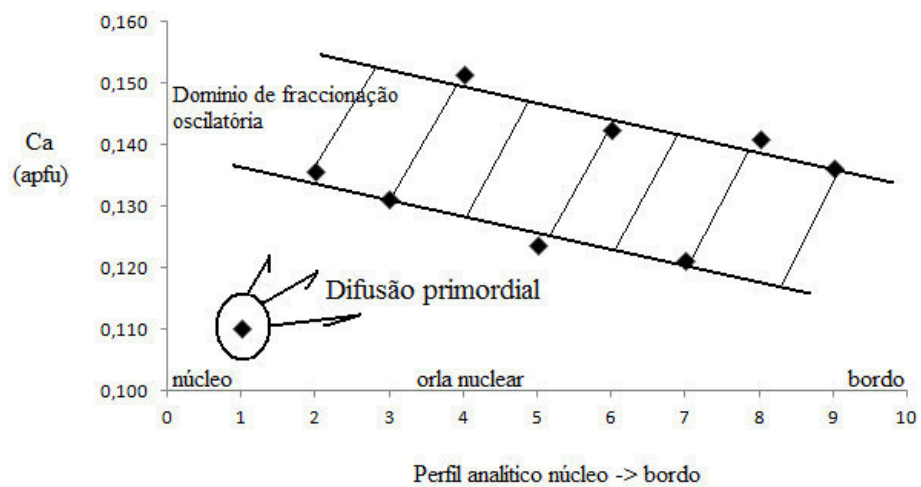
Figura 4.45. Variação da razão Mn/(Mn+Fe) ao longo de um perfil da granada concêntrica oriunda do pegmatito Vila Maior. A – variação de Mn/(Mn+Fe) entre o núcleo e o bordo; B - variação de 100\*Ca/(Ca+Y) entre o núcleo e o bordo.



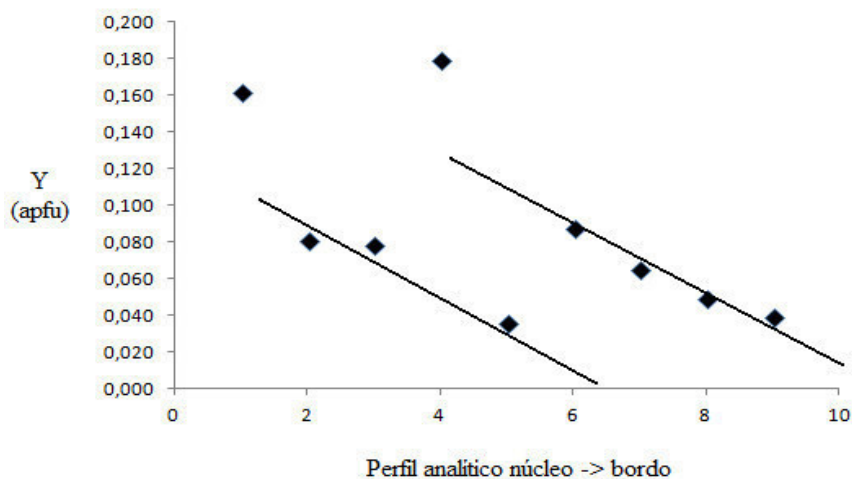
O zonamento concêntrico e oscilatório decorre dentro de determinados domínios composicionais de Ca e Y cada vez mais baixos, desde a orla nuclear até ao bordo do cristal (figura 4.46). Verifica-se para as concentrações de Mn e Si (não apresentadas) um comportamento similar, em termos de tendência oscilatória e padrão do domínio composicional. O domínio é mais amplo para o Al, principalmente na zona mais interna da granada (figura 4.46C).

A tendência de fraccionação primária não se observa nas zonas I e II. As projecções composicionais são algo erráticas, não se correlacionando de forma linear para os diferentes componentes da granada (pontos 1-4, figura 4.44A).

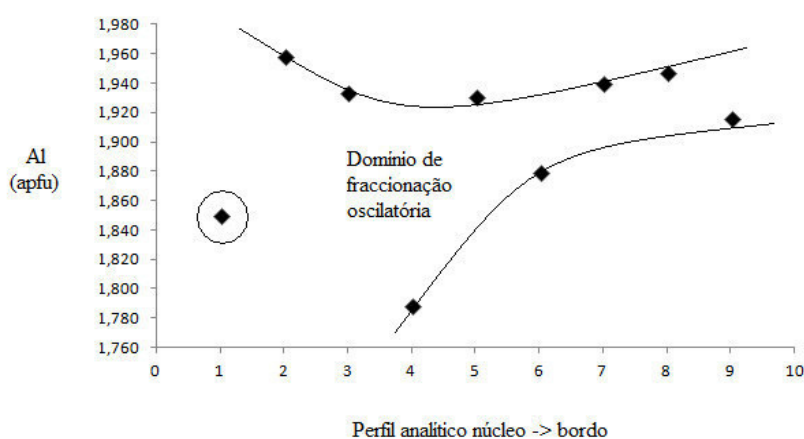
Em suma, duas gerações de granada são consideradas: i) uma precoce com rútilo, albite e zircão incorporados, sujeita à dissolução parcial ii) e uma segunda nucleada sobre a granada precoce, desenvolvida em contexto de fraccionação.



A



B



C

Figura 4.46. Domínios e limites composicionais registados durante o zonamento oscilatório, ao longo de um perfil entre o núcleo e o bordo. A - Tendência oscilante dos conteúdos de Ca; B - variação de Y; C - variação de Al.

Retomando a questão do grau de fraccionaço dos pegmatitos, a granada de Vila Maior ajuda a definir os três níveis de fraccionaço (figura 4.47) seguintes:

- i) Tendência geral do campo pegmatítico;
- ii) Tendência zonal ou do corpo pegmatítico;
- iii) Tendência de fraccionaço oscilatória intracristalina ou da unidade zonal intermédia do pegmatito onde a granada foi acolhida.

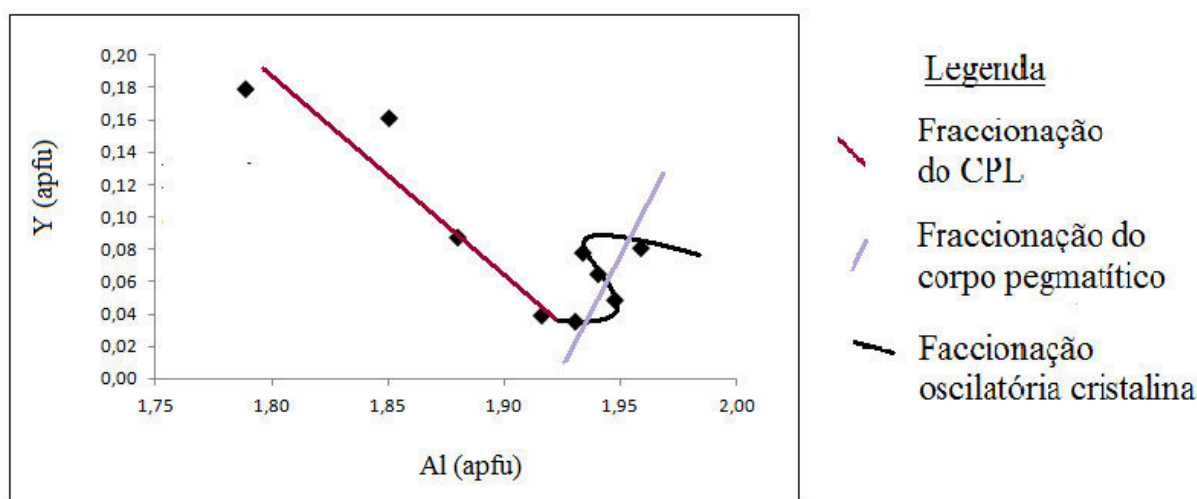


Figura 4.47. Diagrama Al versus Y sugerindo diferentes níveis de fraccionaço inter e intrapegmatítica.

#### 4.1.5. Minerais de Nb e Ta e Outros Associados

Minerais de Ta e Nb são facilmente identificados pela sua cor preta e elevada densidade. Ocorrem como minerais anédricos, raramente subédricos, e opacos, sendo localizados em diferentes unidades estruturais do pegmatito, principalmente nas zonas intermédias e em unidades tardias. Apresentam mineralogia diversa e grande variação paragenética.

#### 4.1.5.1. Diversidade Mineralógica e Expressão Paragenética de Nb e Ta

A Columbite-tantalite é a fase de Nb e Ta mais predominante, aparecendo associada a microlite, ixiolite, fergusonite, rútilo, ilmenite e zircão. A diversidade mineralógica e paragenética, que expressam mecanismos de substituição, exsolução, coprecipitação (Černý *et al.*, 1998) e cristalização secundária foram observadas em imagens de electrões retrodifundidos e secundários em MEV e MSE.

##### 4.1.5.1.1. Zonamentos Intracristalinos

Os zonamentos texturais são generalizados e apresentam-se em dois níveis: i) os zonamentos principais são mais largos e aparecem com maior frequência; estes envolvem intercalações de bandas mais grosseiras de columbite-tantalite ora enriquecida em molécula columbítica ora tantalítica; ii) os zonamentos secundários são menos expressivos e envolvem intercalações de bandas finas com variações significativas de Ta, marcando, frequentemente, a transição para microlite.

A figura 4.48 apresenta exemplos de zonamento primário sectorial (figura 4.48A) e zonamentos a retalho, mas sem nenhum padrão de organização das zonas (figura 4.48B).

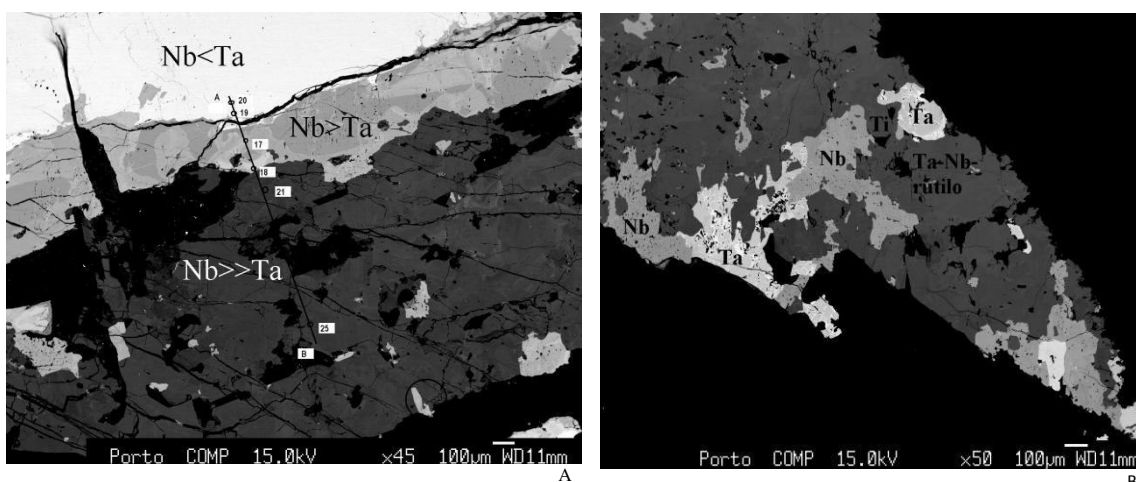
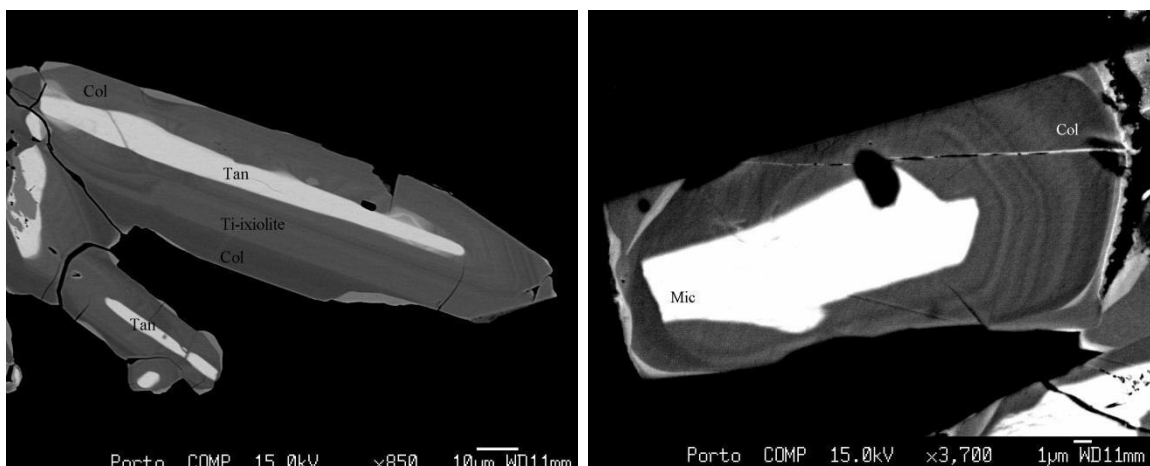


Figura 4.48. Imagem ER de zonamentos dos minerais de Nb e Ta observados nas amostras colhidas em Vieira. A – Zonamentos principais marcando a transição columbite -columbite-tantalite – microlite; B – zonamentos a retalho entre columbite – tantalite - Ta-Nb-rútilo.

Padrões bem regulares de zonamento foram observados nas amostras de Melatube, caracterizados por bandas texturais subparalelas entre si e em certos casos concêntricas (figura 4.49). Na figura 4.49A, a sequência de minerais do bordo para o centro do cristal é a seguinte: columbite => Ti-ixiolite => tantalite. Na figura 4.49B, a parte central é constituída por microlite. Esta organização mineralógica constituída por fases tardias no centro e precoces nos bordos constitui um zonamento inverso à sequência comumente observada durante a cristalização dos pegmatitos. Zonamento similar, envolvendo Ti-ixiolite, com enriquecimento em Ti e Nb na bordadura e Ta no núcleo foi observado na Província Pegmatítica de Borborema, NE de Brasil (Beurlen *et al.*, 2005).



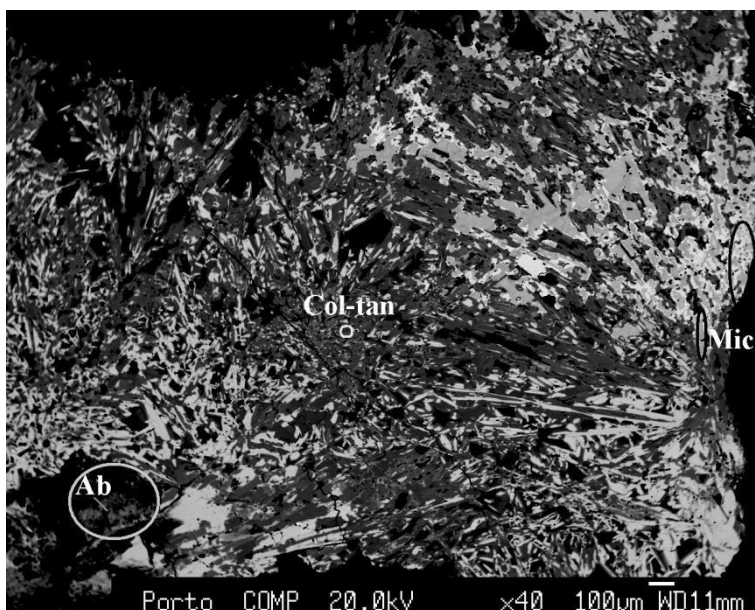
A

B

Figura 4.49. Imagem ER de zonamento oscilatório inverso em cristais de Nb e Ta oriundos de Melatube. A – Zonamento entre columbite e tantalite com fase intermédia constituída por Ti-ixiolite; B- zonamento com bandas relativamente mais finas estabelecida entre columbite e microlite.

A imagem da figura 4.50 é, também, exemplo de zonamento inverso originando um efeito *spray*, provavelmente consequência da existência de várias frentes de substituição, numa fase tardia da cristalização, que também gera albite.



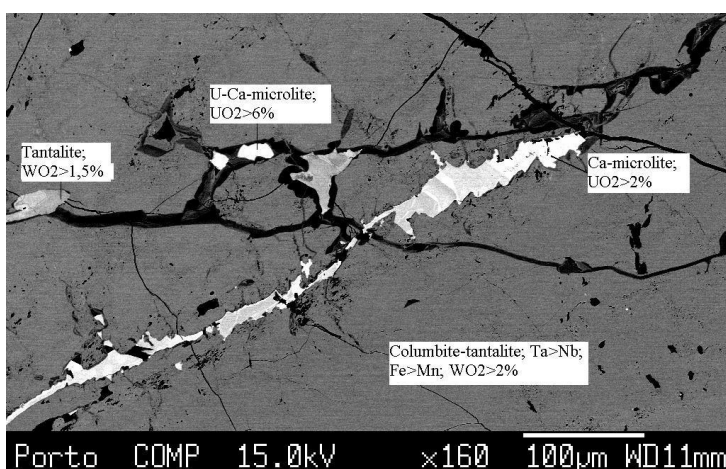


*Figura 4.50. Imagem ER do crescimento de fase de Nb e Ta de Melatube em forma de spray. Ab – albite; Col-columbite; Tan - tantalite; Mic - microlite*

#### 4.1.5.1.2. Minerais de Preenchimento de Fracturas e Cavidades

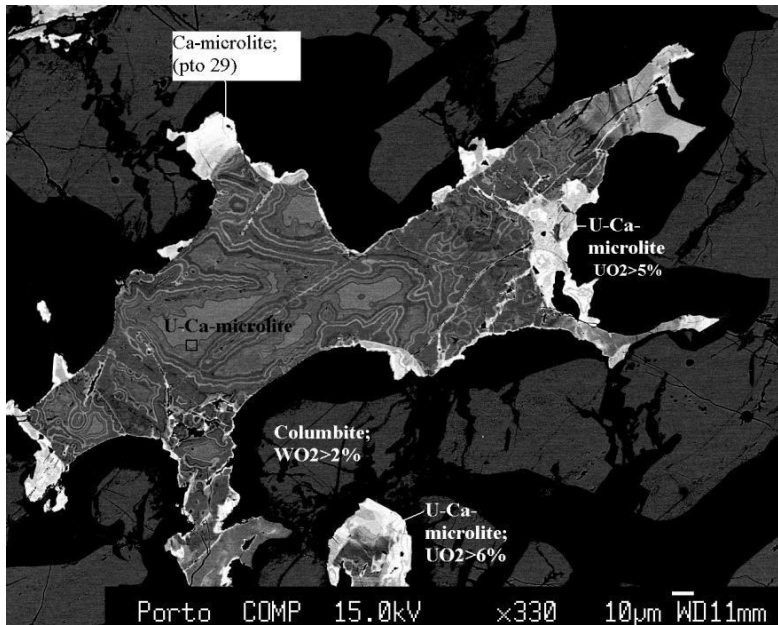
A ocorrência de alguns minerais encontra-se condicionada a microfracturas de Nb-tantalatos preenchidas por fases tardiamente cristalizadas, enriquecidas em metais raros de grande carga (HFSE), com destaque para Zr, U, W, Y, Pb, para além de Ta, Nb e Ti.

As fracturas em pegmatitos NYF facilitam a veiculação de fluidos ricos em F, que se manifestam pela prevalência de microlites secundárias (figura 4.51) e F-apatite. Ao nível de afloramento são, também, visíveis, evidências de múltiplos eventos de deformação dúctil e frágil do pegmatito Vieira.



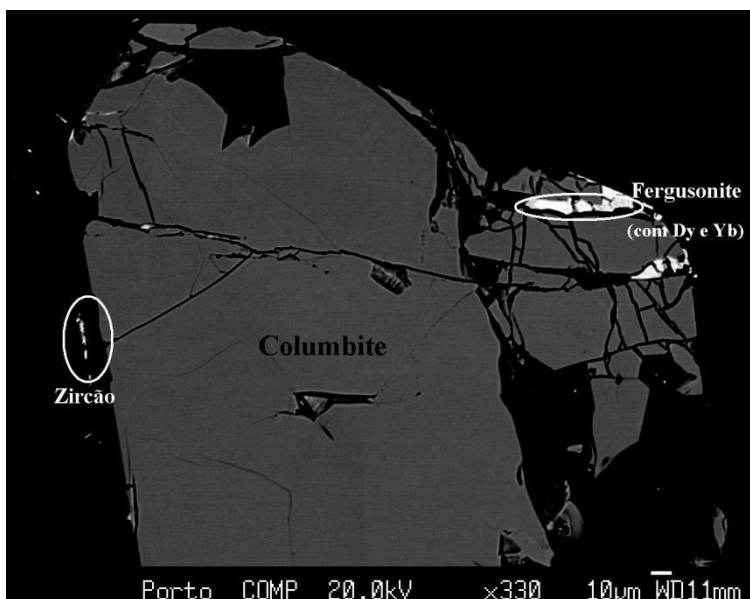
*Figura 4.51. Imagem ER de zonamento textural condicionado pelo sistema de fracturas em Vieira.*

Na figura 4.52, observa-se um cristal de columbite-tantalite posicionado numa fractura, em ambiente favorável para a dissolução parcial e difusão de massa (escoriações fluidas) para os bordos do grão, onde cristalizam fases enriquecidas em Ta e F.



*Figura 4.52. Imagem ER de cristal de columbite-tantalite de Vieira, posicionado na fractura, com marcas de escoriações fluidas.*

Para além da microlite, há, também, casos de cristalização de fergusonite e zircão ao longo de microfracturas presentes em columbite (figura 4.53).



*Figura 4.53. Columbite com microfracturas preenchidas por fergusonite e zircão.*

Algumas cavidades observadas em columbite funcionam como espaços de nucleação, de fases empobrecidas em Ta e Nb. Nelas, havendo espaço suficiente para o crescimento, geram-se cristais tetragonais automórficos de Ti-ixiolite, envolvidas por películas superficiais de columbite-tantalite. O Y e P foram, também, parcialmente imobilizados na forma de eflorescências de xenotima na superfície da ixiolite (figura 4.54A) e como agregados de Pb-apatite (Hata *et al.*, 1980) (figura 54B). Este tipo de cavidades tem sido relacionado a inclusões de fluidos durante a cristalização da fase hospedeira, ou à corrosão após a cristalização (Tindle *et al.*, 1998).

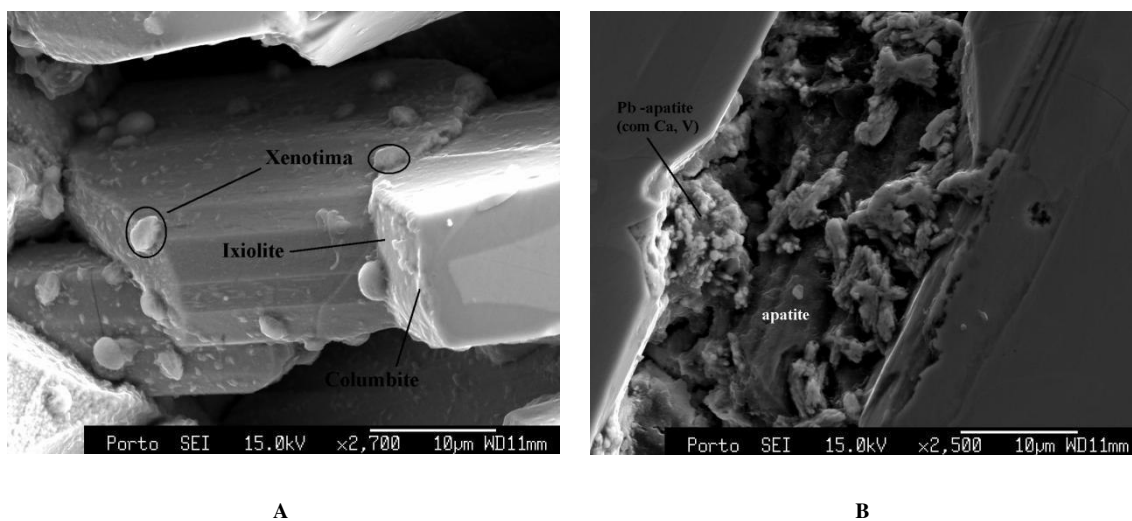


Figura 4.54. Imagem ES de cristais desenvolvidos em cavidades de columbites-tantalites de Melatube. A- Desenvolvimento de cristais tetragonais de Ti-ixiolite e eflorescências de xenotima; B – agregados de Pb-apatite (rico em Ca e com algum V).

A cristalização de minerais de Ti é acompanhada de enriquecimento em U e por vezes Yb. Em análises pontuais, foram detectadas, nas cavidades, composições equivalentes a uranomicrolite, U-betafite e Ti-U-ixiolite.

#### 4.1.5.1.3. Inclusões

As inclusões de fergusonite são automórficas e incorporam quantidades significativas de Ta, Nb, Yb e Dy. A granada (figura 4.55A e tabela 4.10), a uranomicrolite (figura 4.55B) e a thorite estão, também, entre as fases que aparecem inclusas em columbite.



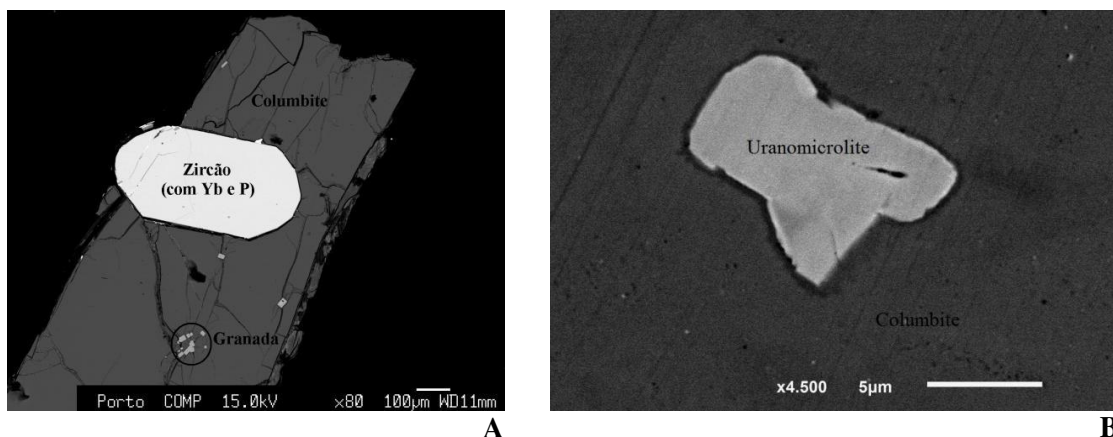


Figura 4.55. Imagem ER de inclusões de minerais em columbite. A – inclusões de fergusonite e granada; B – inclusões de uranomicrolite.

#### 4.1.5.1.4. Exsoluções

Em amostras de columbite-tantalite foram observados casos de exsoluções envolvendo fases de Ti. O rútilo, a fase de Ti mais predominante, é hospedeira de duas famílias de ilmenite lamelar, com orientação que sugere um controlo estrutural (figura 4.56). Cada uma delas corresponde, provavelmente, a uma determinada geração de exsolução. Em condições de elevada temperatura, o rútilo pode conter, na sua estrutura, quantidades substantivas de Fe, Nb e Ta. Esta solução sólida torna-se instável a baixa temperatura (Černý *et al.*, 1999), podendo exsolver ilmenite e minerais do grupo da columbite, particularmente quando  $Fe^{2+} > Fe^{3+}$ . O rútilo fica, assim, empobrecido em Fe, Mn, Nb e Ta, e a composição global passa a reconstituir-se pela adicção das partes, nomeadamente, rútilo + ferrocolumbite + ilmenite.

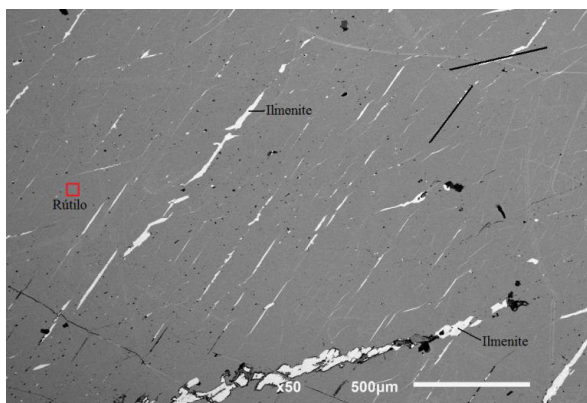


Figura 4.56. Configuração das exsoluções de ilmenite no rútilo do Licungo.

#### 4.1.5.2. Composição

As composições dos minerais de Nb e Ta e os associados a estes encontram-se, a seguir, apresentadas de forma discriminada.

##### 4.1.5.2.1. Fases de Nb e Ta

Os minerais de Nb e Ta, aqui tratados, enquadram-se na fórmula geral  $A_{2-m}B_2X_{6-w}Y_{1-n}$ .

O Nb é o metal mais comum com concentrações que atingem 57,35% de  $Nb_2O_5$ . Concentrações mais baixas, à volta de 1,4% de  $Nb_2O_5$ , registam-se em inclusões observadas na columbite. O Ta, que partilha posições estruturais B com o Nb, atinge 71,3% de  $Ta_2O_5$ , quando a fase inclusa ou associada é microlite e baixa para 1,5% em alguns fosfatos de TR e Y. No grupo das columbites, o  $Nb_2O_5$  varia entre 18,6% e 56,4% e o  $Ta_2O_5$  entre 12,6% e 60,4%. Conjuntamente, estes óxidos perfazem 70-80% de todo o peso da amostra e os respectivos átomos ocupam entre 88 e 95% das posições estruturais B. O Ti e o Sn apresentam concentrações mais baixas. O  $TiO_2$  varia entre cerca de 2 e 5% no grupo columbite-tantalite e microlite e Sn tem concentrações sempre inferiores a 0,21% de  $SnO_2$  (anexo 4.8).

As posições estruturais A são maioritariamente ocupadas por Fe, Mn, Ca, Na e, por vezes, U. As columbites são ferrosas, com conteúdo de FeO entre 9,1 e 13,3%, e partilha os sítios estruturais com Mn, que tem concentração de 5,1 e 7,5% de MnO (o difractograma encontra-se em anexo 4.9). As microlites são predominantemente cálcicas, incorporando até 14% de CaO e 4% de  $Na_2O$  (anexo 4.8). Nesta fase, Mn e Fe são muito baixos e o Fe por vezes inferior ao limite de detecção. Microlites de U encontram-se estruturalmente condicionadas.

Entre os elementos vestigiais nas fases Nb-Ta destacam-se: U (<4,8% de  $UO_2$ ), Sc (<0,7%  $Sc_2O_3$ ) e Zr (<0,5% de  $ZrO_2$ ) (anexo 4.8).

As posições Y são ocupadas por F, com concentrações até cerca de 3,5% de F (anexo 4.8), atingidas durante a cristalização da microlite.

Os dados composicionais em apfu encontram-se apresentados na tabela 4.8.

Tabela 4.8. Composição de fases de Ta e Na do Licungo, dadas em apfu.

Amostra	Pto	Sc	Ta	Nb	Bi	W	Ca	Y	Fe	Ti	Zr	Mn	Pb	Sn	U	Na	Si	F	Total
20Vi200	15	0,01	1,60	0,24	0,00	0,01	0,56	0,00	0,05	0,22	0,00	0,05	0,00	0,01	0,11	0,00	0,00	0,15	2,87
20Vi200	16	0,03	0,25	1,54	0,00	0,04	0,00	0,01	0,60	0,19	0,01	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,01
20Vi200	17	0,03	0,25	1,55	0,00	0,04	0,00	0,01	0,62	0,19	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,02
20Vi200	18	0,02	0,62	1,23	0,00	0,02	0,00	0,00	0,61	0,14	0,00	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	3,01
20Vi200	19	0,01	0,85	1,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,60	0,12	0,01	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,03
20Vi200	20	0,01	0,84	1,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,60	0,12	0,01	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	3,03
20Vi200	21	0,00	0,23	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,42	2,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,08
20Vi200	22	0,02	0,38	1,39	0,00	0,03	0,00	0,00	0,69	0,23	0,01	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,04
20Vi200	23	0,03	0,46	1,32	0,00	0,02	0,00	0,00	0,64	0,20	0,01	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,05
20Vi200	24	0,01	0,44	1,37	0,00	0,03	0,00	0,00	0,61	0,18	0,01	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,02
20Vi200	25	0,00	0,27	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,43	2,07	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,08
20Vi200	26	0,02	0,45	1,38	0,00	0,03	0,00	0,00	0,58	0,16	0,00	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,02
20Vi200	28	0,01	0,86	0,49	0,00	0,01	1,00	0,00	0,01	0,46	0,00	0,01	0,00	0,00	0,19	0,53	0,00	0,49	3,57
20Vi200	29	0,02	1,55	0,19	0,00	0,00	1,00	0,00	0,01	0,11	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,60	0,00	0,83	3,53
20Vi200	30	0,02	1,53	0,23	0,00	0,01	0,71	0,00	0,05	0,20	0,00	0,05	0,00	0,00	0,11	0,21	0,00	0,31	3,13
20Vi200	31	0,02	1,42	0,23	0,00	0,01	0,92	0,00	0,08	0,20	0,00	0,04	0,01	0,00	0,11	0,28	0,00	0,41	3,33
20Vi200	32	0,02	1,45	0,18	0,00	0,02	1,11	0,00	0,02	0,17	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,70	0,00	0,87	3,68
20Vi200	33	0,01	0,81	0,56	0,00	0,02	1,18	0,00	0,01	0,40	0,00	0,02	0,01	0,00	0,17	0,29	0,00	0,55	3,47
20Vi200	34	0,01	1,35	0,24	0,00	0,01	0,92	0,00	0,01	0,23	0,00	0,00	0,01	0,00	0,12	0,65	0,00	0,73	3,56
20Vi200	36	0,01	0,90	0,53	0,00	0,01	0,87	0,00	0,00	0,45	0,00	0,00	0,01	0,00	0,19	0,45	0,00	0,38	3,42
20Mt202	1	0,02	0,21	1,69	0,00	0,02	0,00	0,01	0,67	0,10	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,00
20Mt202	2	0,02	0,19	1,71	0,00	0,02	0,00	0,00	0,68	0,09	0,00	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,99
17Mt184	1	0,01	1,04	0,75	0,00	0,04	0,00	0,00	0,59	0,13	0,01	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	3,01
17Mt184	2	0,04	0,42	1,36	0,00	0,03	0,00	0,01	0,61	0,18	0,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	3,03
17Mt184	3	0,04	0,43	1,37	0,00	0,03	0,01	0,01	0,58	0,18	0,00	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	3,00
17Mt184	4	0,01	0,90	0,69	0,00	0,01	0,28	0,02	0,08	0,25	0,01	0,03	0,00	0,00	0,12	0,00	0,37	0,00	2,80
17Mt184	5	0,04	0,44	1,35	0,00	0,03	0,00	0,01	0,59	0,19	0,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	3,02
17Mt184	6	0,02	1,12	0,64	0,00	0,02	0,00	0,00	0,61	0,19	0,00	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	3,02
17Mt184	7	0,02	1,16	0,63	0,00	0,03	0,00	0,00	0,61	0,13	0,01	0,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	3,03
17Mt184	8	0,04	0,34	1,45	0,00	0,04	0,00	0,01	0,58	0,17	0,00	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	3,02
17Mt184	9	0,01	1,17	0,63	0,00	0,02	0,00	0,00	0,57	0,15	0,01	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	3,01
17Mt184	10	0,04	0,35	1,45	0,00	0,03	0,01	0,01	0,60	0,18	0,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	3,03
17Mt184	11	0,01	1,16	0,68	0,00	0,03	0,00	0,00	0,65	0,15	0,01	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	3,01
17Mt184	12	0,02	1,17	0,69	0,00	0,02	0,00	0,00	0,58	0,13	0,00	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	3,01
17Mt184	13	0,02	1,21	0,65	0,00	0,02	0,00	0,00	0,60	0,15	0,01	0,34	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	3,01
17Mt184	14	0,02	1,13	0,71	0,00	0,02	0,00	0,00	0,59	0,14	0,01	0,41	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	3,03
17Mt184	15	0,03	0,36	1,46	0,00	0,04	0,00	0,01	0,57	0,16	0,00	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,01
17Mt184	16	0,02	0,42	1,47	0,00	0,02	0,00	0,00	0,58	0,14	0,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,99
17Mt184	17	0,03	0,39	1,51	0,00	0,02	0,00	0,01	0,55	0,10	0,00	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,00
17Mt184	18	0,01	1,04	0,49	0,00	0,00	1,10	0,00	0,01	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,61	0,00	0,73	3,63
17Mt184	19	0,01	1,04	0,48	0,00	0,02	1,04	0,00	0,01	0,31	0,00	0,00	0,01	0,00	0,08	0,53	0,00	0,65	3,54
17Mt184	20	0,01	1,16	0,65	0,00	0,02	0,00	0,00	0,66	0,16	0,01	0,37	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	3,06
17Mt184	21	0,03	0,40	1,40	0,00	0,04	0,00	0,01	0,61	0,18	0,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,03
17Mt184	22	0,04	0,31	1,52	0,00	0,04	0,00	0,01	0,61	0,17	0,00	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,99
17Mt184	23	0,02	1,18	0,68	0,00	0,00	0,00	0,00	0,62	0,15	0,00	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	3,03
17Mt184	27	0,00	1,18	0,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,63	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	2,82
17Mt184	28	0,00	0,31	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44	2,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,08
17Mt184	29	0,03	0,46	1,37	0,00	0,02	0,00	0,01	0,59	0,19	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,00
17Mt184	30	0,01	1,23	0,36	0,00	0,00	1,09	0,00	0,00	0,24	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,63	0,00	0,72	3,63
17Mt184	31	0,01	1,05	0,52	0,00	0,02	1,12	0,00	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,64	0,00	0,78	3,65
17Mt184	32	0,02	1,47	0,22	0,00	0,01	1,03	0,00	0,01	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,76	0,00	0,77	3,67

#### 4.1.5.2.2. Fases Associadas

Fazem parte deste grupo as fases associadas que têm fórmula diferente de  $A_{2-m}B_{6-w}Y_{1-n}$ . Inclui-se o zircão, o rútilo, a ilmenite, a fergusonite e granada, atrás mencionados. Esta associação encontra-se reflectida na partilha de constituintes.

O rútilo, que ocorre em associação com os minerais de Ta e Nb, apresenta concentrações consideráveis destes elementos (difractograma em anexo 4.10). As composições determinadas com recurso à MSE são equivalentes a Nb-rútilo – Ta-rútilo (ilmenorútilo – struverite, termos que, entretanto, caíram em desuso). Nos casos em que as amostras de rútilo são analisadas sem que ocorram em associação com minerais de Nb e Ta, estes se tornam vestigiais e as concentrações de  $TiO_2$  aproximam-se dos 100% do peso (tabela 4.9).

As granadas inclusas na columbite apresentam concentrações mais elevadas de Fe (> 23% de FeO) do que as que não se encontram associadas a essa fase de Nb-Ta (> 13%), ao nível do CPL. Os outros elementos maiores (Mn, Al e Si) apresentam os mesmos níveis de concentração.

A fergusonite é a principal hospedeira de TRP (3,4 a 3,7% de  $Yb_2O_3$ ) e W (3,9 a 5,2% de  $WO_3$ ). O tungsténio aparece, também, associado às fases de Nb (até 2,4% de  $WO_3$ ), mas em muito baixas concentrações nas de Ta (tabela 4.9).

O zircão foi observado na columbite (é raro encontrar amostras de mão) e, neste caso, hospeda 4,7 a 5,6% de  $HfO_2$  e, até, cerca de 11% de  $Y_2O_3$  (tabela 4.9).

Tabela 4.9. Composições dos minerais associados às fases de Nb e Ta em % do peso.

Amostra	WO <sub>3</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	ZrO <sub>2</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	UO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	HfO <sub>2</sub>	MgO	Total	Estado paragenético
17Mt184	0,18	11,51	nd	0,20	0,03	nd	10,36	53,75	nd	22,37	nd	na	nd	na	na	98,5	Rútilo em columbite e tantalite
17Mt187	na	nd	na	0,04	0,04	na	0,14	101,76	na	0,05	na	0,00	nd	na	nd	102,1	rútilo com inclusões de ilmenite
17Mt187	na	0,07	na	0,03	0,02	na	0,23	100,72	na	0,12	na	0,02	nd	na	nd	101,2	rútilo com inclusões de ilmenite
17Mt187	na	nd	na	0,65	0,01	na	46,69	51,69	na	nd	na	nd	0,05	na	nd	99,1	Ilmenite em inclusão no rútilo
9MG93	5,19	38,82	na	0,10	0,28	32,95	0,25	0,80	nd	10,1	nd	na	na	na	na	88,8	Fergusonite em columbite
20Mt202	3,92	47,16	3,7	0,65	0,06	26,92	1,37	0,27	nd	5,15	0,02	nd	nd	nd	nd	89,5	Fergusonite em columbite
20Mt202	4,15	47,42	3,37	0,47	0,08	36,30	1,27	0,20	nd	5,23	0,20	nd	nd	nd	nd	99,1	Fergusonite em columbite
20Mt202	nd	nd	nd	0,10	0,53	10,73	2,38	nd	42,44	nd	0,44	nd	23,51	5,11	nd	86,8	Zircão em columbite
20Mt202	nd	nd	nd	0,04	0,01	0,32	0,12	nd	60,09	nd	0,41	nd	31,23	5,56	nd	97,9	Zircão em columbite
20Mt202	nd	nd	nd	0,81	1,07	11,23	2,25	nd	43,28	nd	0,57	nd	23,9	4,74	nd	89,8	Zircão em columbite
20Mt202	nd	nd	nd	17,64	0,26	0,72	24,15	nd	nd	nd	nd	19,66	35,79	nd	0,51	98,8	Granada incluída em columbite
20Mt202	nd	nd	nd	17,87	0,32	0,75	23,30	0,09	nd	nd	nd	19,82	35,63	nd	0,48	98,3	Granada incluída em columbite
20Mt202	nd	nd	nd	18,51	0,31	0,93	24,04	0,12	nd	nd	nd	19,9	35,9	nd	0,56	100,4	Granada incluída em columbite

na – não analisado; nd – não detectado.

### 4.1.5.3. Substituições Iónicas

No diagrama de referência Ti+Sn – Nb+Ta – Fe+Mn, a maioria das composições é projectada em columbite-tantalite e microlite (figura 4.57). As restantes, provenientes de fases associadas aos minerais de Nb e Ta projectam-se em ixiolite e rútilo.

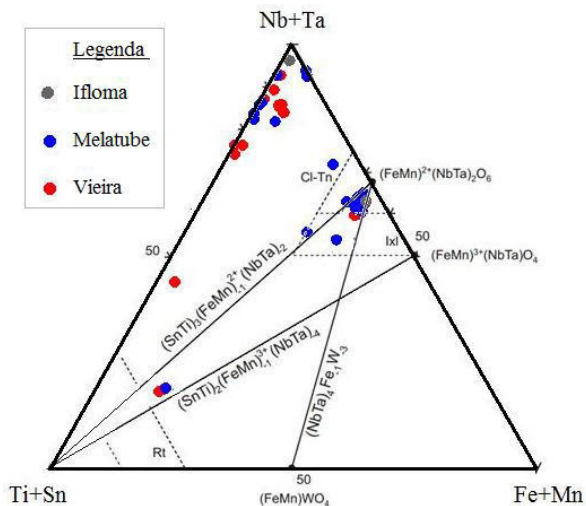


Figura 4.57. Projecção das composições de minerais de Nb e Ta no diagrama ternário Ti+Sn – Nb+Ta – Fe+Mn. Rt – rútilo; Cl-Tn – columbite-tantalite; Ixl – ixiolite. Composições em apfu.

No diagrama da figura 4.57 e 4.58A, observa-se uma grande descontinuidade das composições enriquecidas em Ti das empobrecidas. A ligeira tendência de continuidade coloca a possibilidade de Ti-ixiolite e Nb-Ta-rútilo terem resultado de substituições heterovalentes de Ti ao Nb e/ou Ta.

A correlação negativa forte entre Nb e Ta sugere, também, uma forte possibilidade de substituição  $Nb \rightleftharpoons Ta$ . Na sequência de cristalização, a columbite pode evoluir por substituição progressiva de Nb por Ta. Esta evolução terá seguido duas tendências subparalelas entre si, que não discriminam os pegmatitos individuais (figura 4.58B).

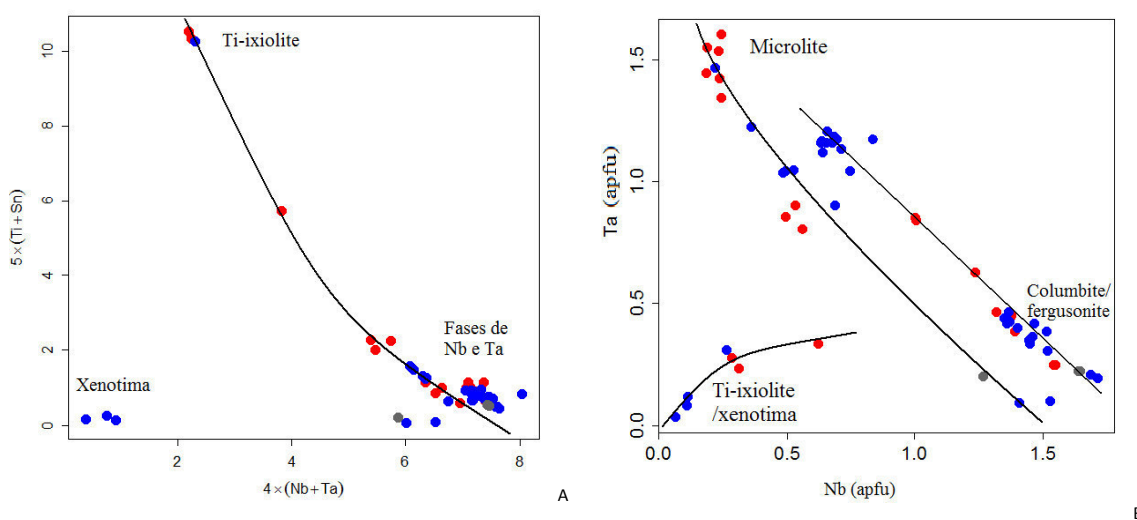


Figura 4.58. Diagramas de correlação que envolvem Nb e Ta incorporados em Nb-tantalatos e fases associadas. A – Diagrama  $4 \times (Nb + Ta)$  versus  $5 \times (Ti + Sn)$ ; B – diagrama Nb versus Ta. Dados em apfu e legenda como na figura anterior.

#### 4.1.5.4. Fraccionamento e Estágio Evolutivo de Compósitos Magma-Fluido Geradores de Fases com Nb e Ta

A projecção de dados analíticos no quadrilátero da figura 4.59 sugere evolução por fraccionamento, a partir das composições primitivas de ferrocolumbite, seguindo duas tendências evolutivas principais:

Tendência I - apresenta menor intervalo de variação dos quocientes  $Mn/(Mn+Fe)$  e  $Ta/(Ta+Nb)$ . Maior gradiente de  $Ta/(Ta+Nb)$  sugere que a fraccionação  $Nb \Rightarrow Ta$  é dominante e  $Fe \Rightarrow Mn$  limitada, contribuindo para que a trajectória evolutiva se realize no sentido ferrocolumbite-ferrotantalite-microlite, também designado sequência de ferro (*Fe-suite*) por Tindle *et al.* (1998). Esta tendência de ligeiro enriquecimento em Mn e forte enriquecimento em Ta é considerada típica da fraccionação de sistemas com baixo conteúdo de Li, Cs, Ta e F (Tindle *et al.*, 1998). A fraccionação das composições enriquecidas em Fe para composições de Mn é, geralmente, acentuada pela actividade de F. Quando se atinge a saturação em F, a razão  $Ta/(Ta+Nb)$  passa a ser constante e a evolução passa a realizar-se à custa da cristalização ou estabilização de fases com uma razão  $Mn/(Mn+Fe)$  cada vez mais reduzida.

Tendência II – apresenta, relativamente, maior intervalo de variação de  $Mn/(Mn+Fe)$  e  $Ta/(Ta+Nb)$ . A evolução realiza-se fundamentalmente à custa da fraccionação  $Ta \Rightarrow Nb$ , mas a contribuição de  $Fe \Rightarrow Mn$  é relativamente maior do que na tendência I, contribuindo para uma trajectória evolutiva mais ampla, no sentido ferrocolumbite  $\Rightarrow$  manganocolumbite  $\Rightarrow$  manganotantalite  $\Rightarrow$  microlite. A fase terminal desta trajectória é, também, marcada pela constância do quociente  $Ta/(Ta+Nb)$ .

A composição final atingida nos dois percursos corresponde a microlites cálcicas. Estas duas tendências são produzidas em pegmatitos com um grau de fraccionação médio a alto do subtipo berilo-columbite a berilo-columbite-fosfato (Černý, 1992), embora estejam empobrecidos em Li (a hipótese da ocorrência de subtipo berilo-columbite e berilo-columbite-fosfato empobrecido em Li não está prevista no sistema classificativo de Černý & Ercit, 1985). O pegmatito Ifloma, projectado no extremo inferior da confluência das duas tendências é o menos evoluído. Melatube e Vieira têm dados que se sobrepõem em ambos os trajectos. As composições das fases de Nb e Ta sugerem que o mais elevado grau de fraccionação regista-se no pegmatito Vieira

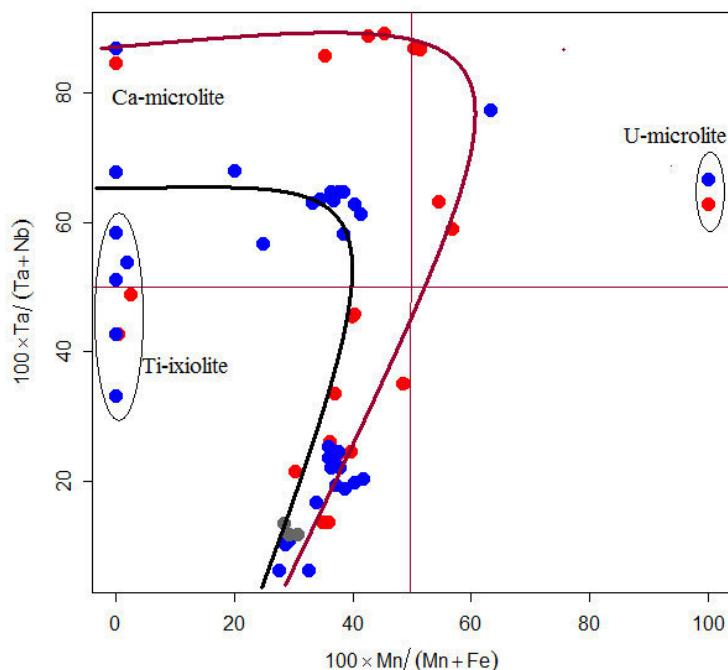


Figura 4.59. Estágio evolutivo dos pegmatitos do Licungo observado a partir da correlação  $100 \times \text{Mn}/(\text{Mn} + \text{Fe})$  versus  $100 \times \text{Ta}/(\text{Ta} + \text{Nb})$ . Legenda dos pegmatitos hospedeiros como na figura 4.57.

## 4.2. MINERALOGIA E MINEROQUÍMICA DE OUTROS MINERAIS ACESSÓRIOS

As fases minerais acessórias aqui consideradas são: thorite, monazite e bismutite.

### 4.2.1. Thorite

A thorite  $(\text{Th}, \text{U})\text{SiO}_4$  é uma fase mineral rara no CPL, com ocorrências até aqui identificadas apenas na parte sul, onde são extraídos conjuntamente com os minerais do grupo da columbite.

#### 4.2.1.1. Morfologia e Cor

Ocorre nas zonas pegmatíticas com grandes blocos de feldspato intercalados com blocos, também, de grandes dimensões, de quartzo. Apresentam-se como cristais



anédricos, de brilho resinoso, opacos, de cor castanha intensa (5G 2/1 a 5GY 2/1 no quadro de cores de Munsell), com dimensões até 1 cm de secção irregular (figura 4.60).

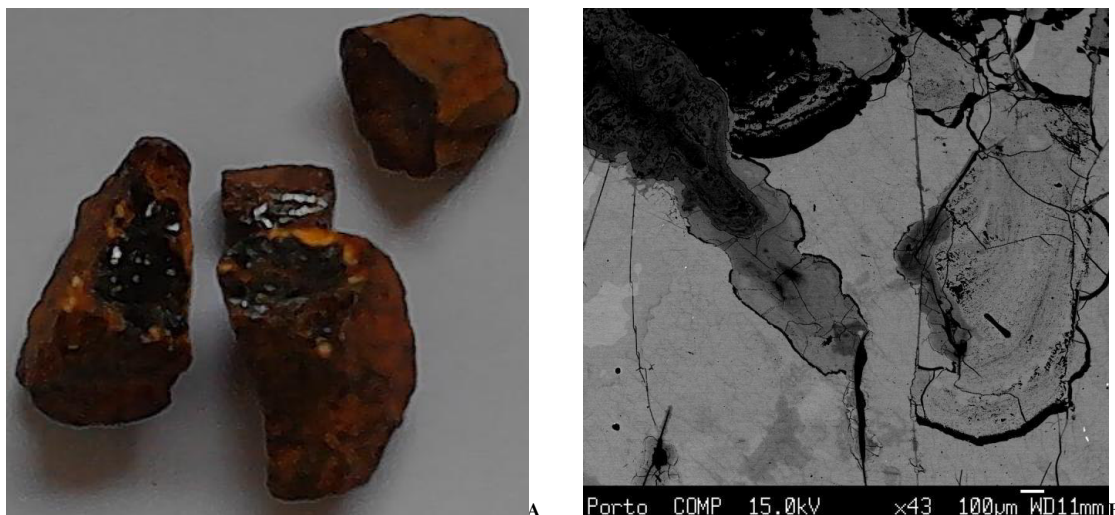


Figura 4.60. Morfologia das thorites do Licungo. A - Amostras de mão, em foto de 6 cm x 6 cm; B - Imagem ER da thorite.

A identificação do mineral só foi feita com recurso a dados da MSE, já que em DRX os difractogramas revelaram tratar-se de uma fase amorfa, provavelmente metamórfica. O estado metamórfico da thorite é derivado do efeito radioactivo de U (Foord *et al.*, 1985) e Th (Keller, 1984). Apesar de ser dimorfo da huttonite, a diferença entre as duas fases estabelece-se a nível estrutural, onde a huttonite apresenta anisotropia óptica e estrutura invariavelmente cristalina (Lumpkin & Chakoumakos, 1988) enquanto a thorite é quase sempre amorfa (Pabst, 1952).

A thorite é referenciada como um mineral pirogénico. O termo pirogénico foi criado por Scherer, em 1840 (Pabst, 1952), para denominar minerais que se tornam incandescentes quando submetidos ao aquecimento. A incandescência é, geralmente, acompanhada por libertação da água (Pabst, 1952) contida em microfracturas, processo que pode originar a alteração da cor do mineral. Em várias experiências, observou-se que minerais pirogénicos, após submissão ao calor, readquiriam estrutura cristalina (Pabst, 1952; Keller, 1984), em alguns casos, mantendo essa estrutura após o

aquecimento. Keller (1984), por exemplo, observou, em DRX, que samarskite nucleava fases minerais intermédias após o aquecimento.

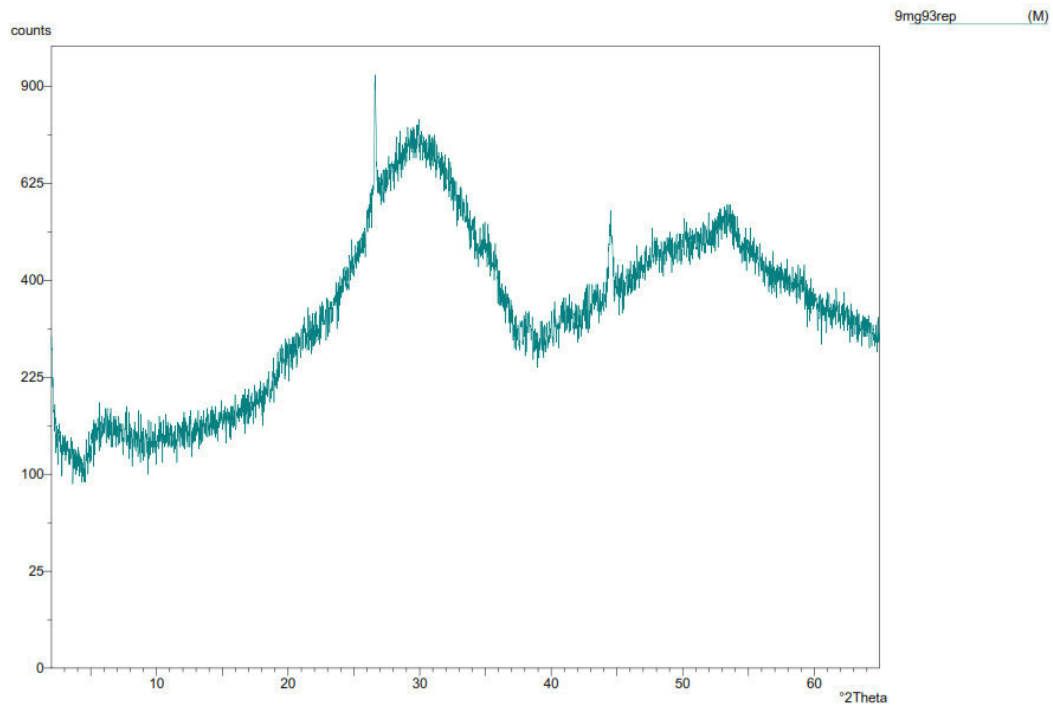
Para verificar o estado pirogénico da thorite do Licungo, as amostras deste mineral foram aquecidas em chama aberta, durante 5 minutos, processo interrompido quando o cristal atingiu o estado luminescente vermelho. Deixou-se arrefecer durante meia hora e a amostra foi, posteriormente, moída em almofariz de ágata. Em seguida, as alíquotas pulverizadas da thorite foram submetidas à difractometria de raios x, no intervalo angular  $2\theta$  situado entre 0 e  $65^\circ$ . As amostras foram, também, pesadas em balança electrónica antes e depois do aquecimento, para aferir eventuais mudanças de massa e densidade, consideradas por Pabst (1952). Esta alteração seria indicativa da quantidade de água alojada nas microfracturas associadas à metamictização.

O difractograma resultante mostra um maior ordenamento estrutural em relação à estrutura menos ordenada observada antes do aquecimento (figura 4.61). A sua cor e massa não registaram alterações consideráveis.

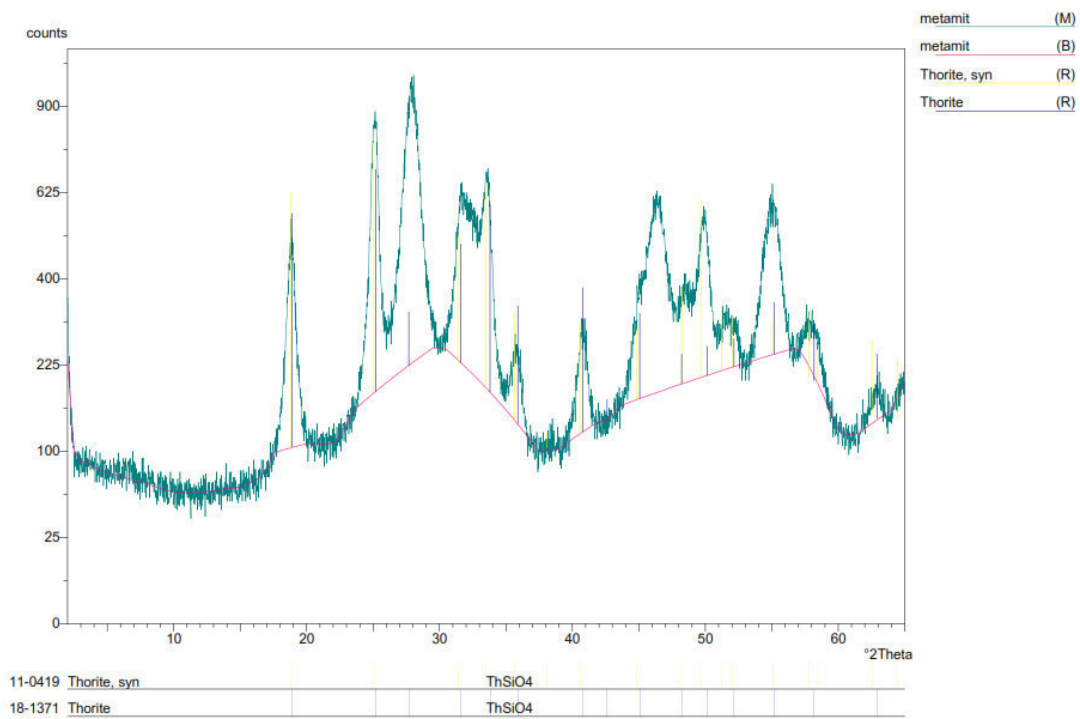
#### **4.2.1.2. Composição**

A thorite (da figura 4.60) apresenta conteúdos de Si à volta de 16%  $\text{SiO}_2$ , de Th entre 50 e 55% de  $\text{ThO}_2$  e de U entre 19 e 21% de  $\text{UO}_2$ . Excepcionalmente, observam-se duas medições com concentrações de Si e U mais baixos e Th mais alto que podem reflectir variações composicionais reais ou dever-se a erros de medição. Os valores de U encontram-se entre os mais altos observados em thorite (Foord *et al.*, 1985). Estes valores altos de U podem formar uma variedade específica designada uranothorite.

Os conteúdos de Pb e Y são consideráveis, à volta de 2% para PbO e 0,7 a 0,9% para  $\text{Y}_2\text{O}_3$ . A soma de óxidos é de 90 a 91% do peso, sugerindo incorporação de elevados teores de água, típicos de uma thorite metamictica (Foord *et al.*, 1985). A água apresenta-se, normalmente, sob forma molecular e como iões hidroxilo (Lumpkin & Chakoumakos, 1988). A forma da água não foi distinguida, neste trabalho.



A



B

Figura 4.61. Diffractogramas da thorite do Licungo antes do aquecimento (A) e após o aquecimento (B).

Conteúdos de Sn, Mn, Bi e Sc foram considerados na expressão espectral de análise, mas situaram-se, sempre, abaixo dos limites de detecção quantitativa.

Os dados composicionais em % do peso e em apfu encontram-se apresentados na tabela 4.10.

Tabela 4.10. Composições da thorite de Ifloma. Dados dos óxidos em % do peso e elementares em apfu

Ref.	9M95	9M95	9M95	9M95	9M95	9M95
SiO <sub>2</sub>	16,40	16,39	16,54	16,52	11,47	11,91
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	nd	nd	0,02	nd	nd
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	nd	nd	nd	nd	0,07	0,10
WO <sub>3</sub>	nd	nd	nd	0,07	nd	nd
CaO	0,13	nd	0,22	0,11	nd	nd
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,72	0,85	0,86	0,71	0,70	0,70
FeO	0,14	0,10	0,00	0,06	0,06	0,06
TiO <sub>2</sub>	0,03	nd	nd	0,01	nd	nd
ZrO <sub>2</sub>	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,00
MnO	nd	nd	nd	nd	0,07	0,07
PbO	2,07	2,47	2,43	2,33	0,16	0,16
ThO <sub>2</sub>	50,75	51,59	49,75	50,87	55,97	57,08
UO <sub>2</sub>	19,40	21,04	21,01	20,31	10,17	9,59
Total	90,06	92,49	90,81	91,06	78,66	79,67
Si	0,96	0,96	0,97	0,97	0,83	0,84
Ta	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
W	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Y	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08
Fe	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,03	0,04	0,04	0,04	0,00	0,00
Th	0,67	0,69	0,67	0,68	0,92	0,92
U	0,25	0,27	0,27	0,27	0,16	0,15
Total	2,03	2,04	2,05	2,04	2,02	2,02

nd – não detectado

#### 4.2.1.3. Isomorfismo e Equilíbrio

A uranothorite forma-se como resultado da substituição progressiva de Th por U. Esta possibilidade é constatada a partir da correlação negativa Th-U e Th-Si (figura 4.62).

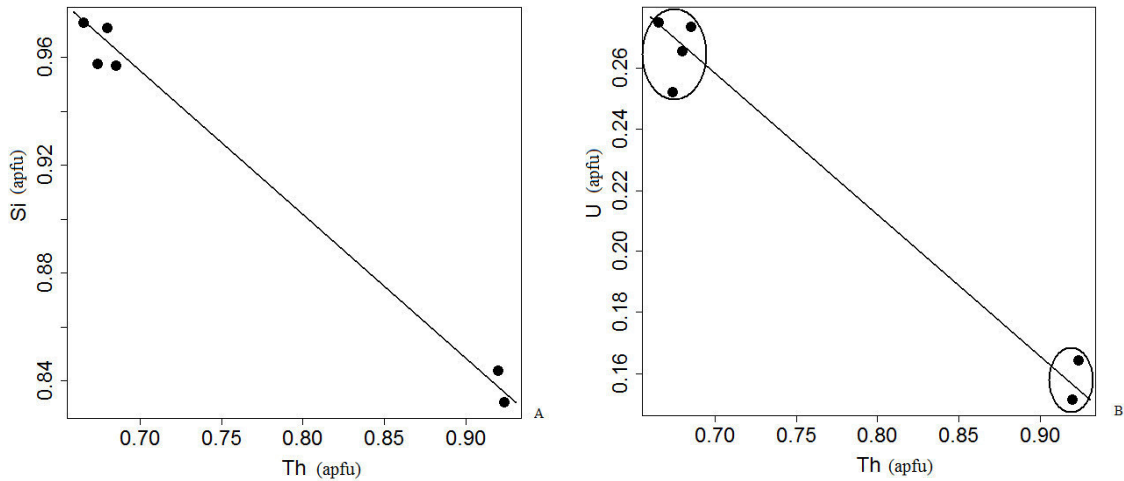


Figura 4.62. Diagramas de correlação entre Th e alguns componentes principais da thorite do Licungo. A - Diagrama Th versus Si; B – diagrama Th versus U.

A correlação positiva entre U e Si, apesar de envolver átomos que ocupam posições estruturais diferentes, é também indicativa da evolução no sentido de formação da uranothorite (figura 4.63).

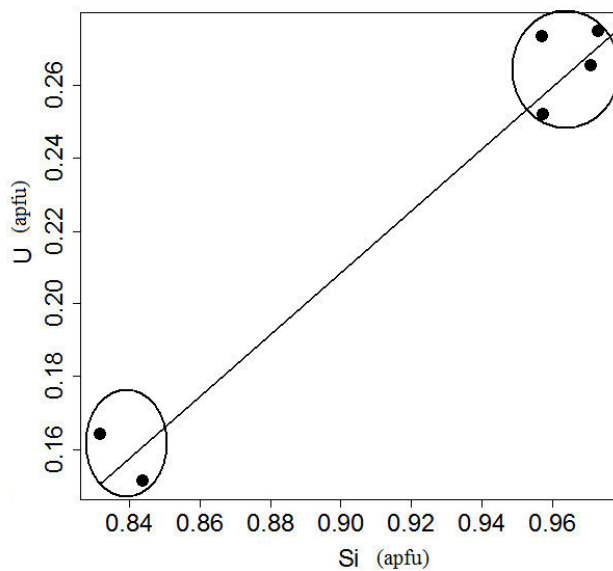


Figura 4.63. Diagrama de correlação entre Si e U, incorporados na thorite do Licungo

Os gráficos das figuras 4.62 e 4.63 são afectados pela existência de hiatos nas tendências ou, mais concretamente, entre os agrupamentos das projecções. Um dos extremos composicionais apresenta baixos conteúdos de U e Si e altos de Th. Este

extremo composicional representa, provavelmente, relíquias da thorite não sujeitas à evolução no sentido da uranothorite. Notam-se, também, elevados conteúdos de água nestas composições. A thorogummite forma-se em inclusão na thorite, provavelmente associada à hidratação da thorite. A metamictização pode ser facilitadora desse processo.

Algumas correlações definem duas linhas de tendência de variação composicional, salientadas nos diagramas de Th *versus* U+Ca+Y (figura 4.64), estando uma a correlacionar as populações e outra dentro de cada população de dados.

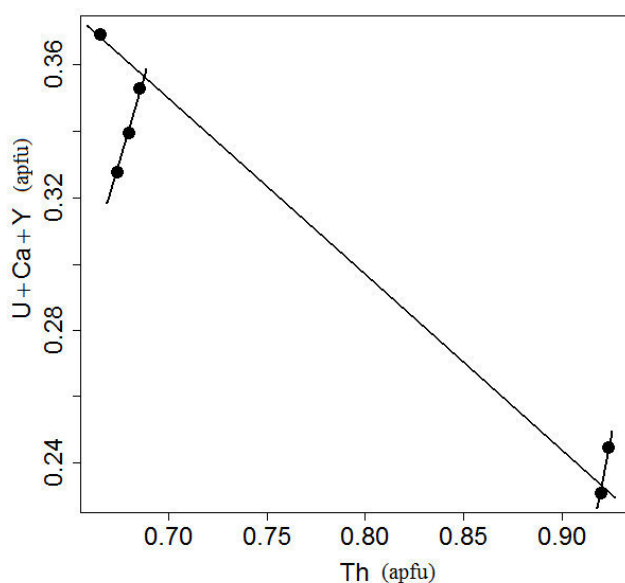


Figura 4.64. Diagrama de correlação entre Th e U+Ca+Y incorporados na thorite do Licungo.

#### 4.2.2. Monazite

A monazite ocorre como mineral acessório em gnaisses granitóides e em pegmatitos graníticos localizados no sul do CPL. É dos mais importantes hospedeiros de TRL incorporando na sua estrutura cristalina monoclinica, para além dos elementos principais (TRL e P), os outros constituintes menores, tais como: Ca, Y, U, Th e Pb. Admite solução sólida parcial que inclui Y (e, muito provavelmente, TRP), que evolui até ao extremo composicional representado pela xenotima, com estrutura cristalográfica tetragonal. Esta relação paragenética próxima é sugerida pelas associações, que além de monazite-xenotima, incluem diversos minerais de Ta-Nb-Ti, observados, em particular, na zona intermédia do pegmatito Melatube (figura 4.65).

Tal como se referiu, entre a monazite e a xenotima a solução sólida não é completa. Registam-se zonas de imiscibilidade dependentes das condições de temperatura e pressão (Clavier *et al.*, 2011; Ali, 2012). Elevada pressão (conjugada com elevados teores de Th) contribui positivamente para elevada solubilidade de Y em monazite (Ali, 2012).

#### **4.2.2.1. Morfologia**

As monazites, aqui estudadas, ocorrem como fases minerais subédricas a anédricas, acastanhadas, com algumas manchas mesoscópicas correspondentes a inclusões de thorite (figura 4.65).

#### **4.2.2.2. Composição**

Nas monazites analisadas (figura 4.65) o Ce é o elemento de TR prevalecente (difractograma de Ce-monazite em anexo 4.11) com concentrações que variam entre 18% e 32% de Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, seguido por Nd (11-16% de Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), Sm (2-16% de Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), La (3-8% de La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), Pr (2-4% de Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) e Gd (1-9% de Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (anexo 4.12).

Alguns elementos de TR mostram distribuição bimodal das suas concentrações, com destaque para Sm (com população a 2-3% e outra a 15-16% de Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, sem nenhum valor intermédio entre estes dois conjuntos), Gd (0.0-1.0% e 9.1-9.8% de Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) e La (3.5-4% e 7-8% de La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Y ocorre em conteúdos elevados que variam entre 3.5-8% de Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, mostrando, também, distribuição bimodal das suas concentrações (anexo 4.12). Os conteúdos de TRP encontram-se abaixo do limite de detecção nas monazites de Melatube.

No conjunto radiogénico U-Th-Pb verifica-se preponderância de Th sobre os outros, atingindo 16% de ThO<sub>2</sub>. Os conteúdos de Th mais baixos estão por volta de 5% de ThO<sub>2</sub> e os de U e Pb <1% (anexo 4.12).



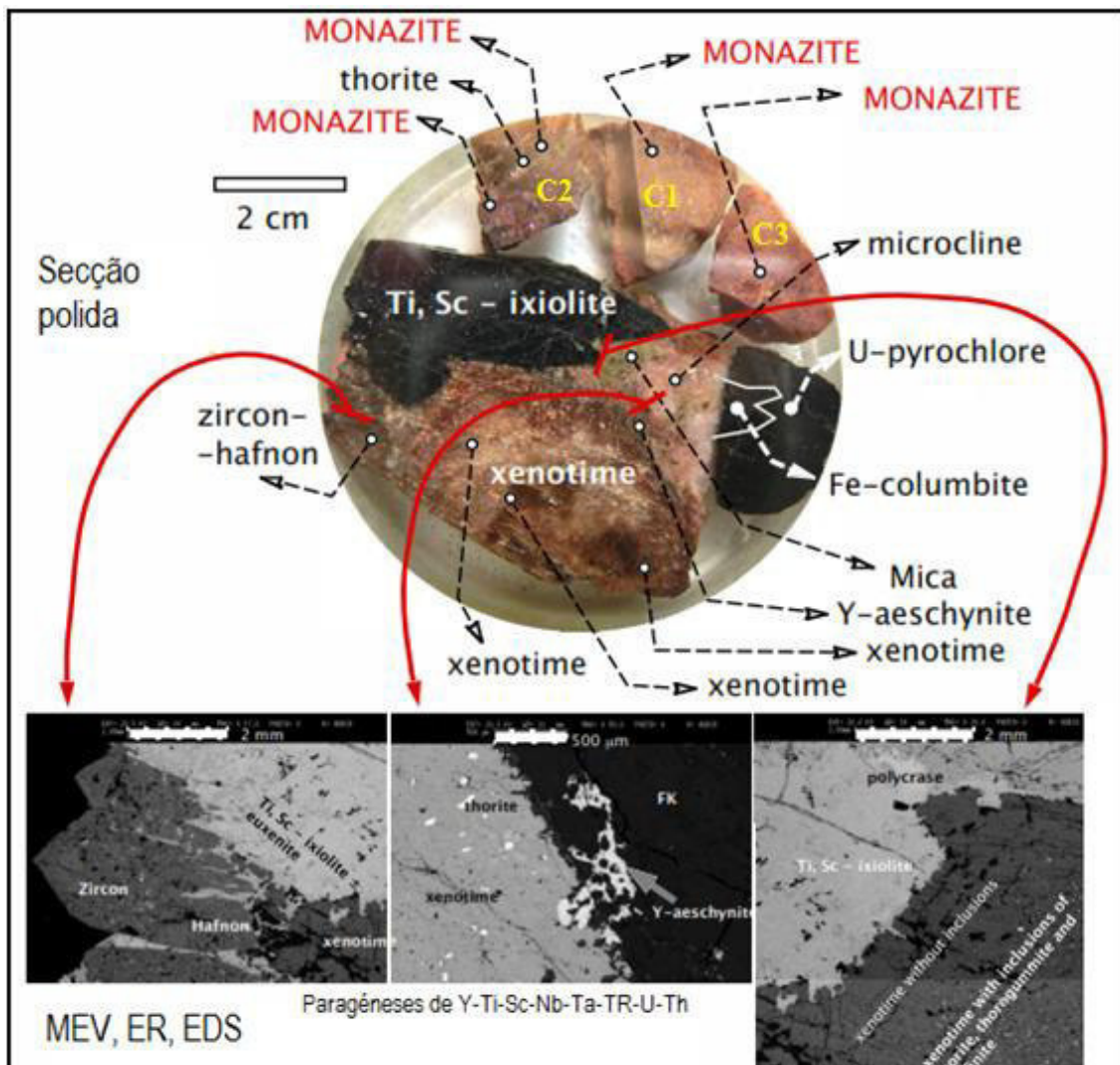


Figura 4.65. Estado da monazite do Licungo, onde ocorre em paragênese com xenotima e minerais do sistema Nb-Ta-Ti. Na parte inferior apresentam-se imagens MEV-ER e ES de alguns domínios mineralógicos. Amostragem feita na mina de Melatube. C1, C2 e C3 são as monazites analisadas neste trabalho.

As posições estruturais tetraédricas são maioritariamente ocupadas por P, apresentando concentrações que variam entre 23% e 30% de  $P_2O_5$ . O P partilha posições com o Si, atingindo 4,8 % de  $SiO_2$  (anexo 4.12).

As projecções nos diagramas que se seguem estão feitas com base em unidades de apfu, cujos dados se apresentam na tabela 4.11.



Tabela 4.11. Composições das monazites de Melatube em apfu.

Ref.	Si	Nd	Pr	P	Y	La	Sm	Gd	Ce	Pb	U	Th	Ca	Total
C1	0,054	0,223	0,058	0,924	0,119	0,098	0,048	0,020	0,419	0,001	0,001	0,050	0,000	2,02
C1	0,056	0,222	0,053	0,932	0,117	0,096	0,048	0,020	0,416	0,001	0,001	0,049	0,000	2,01
C1	0,056	0,226	0,056	0,919	0,118	0,098	0,051	0,021	0,418	0,001	0,001	0,053	0,000	2,02
C1	0,069	0,214	0,056	0,916	0,080	0,110	0,046	0,022	0,444	0,002	0,001	0,052	0,005	2,02
C1	0,060	0,212	0,056	0,925	0,074	0,115	0,044	0,015	0,458	0,001	0,001	0,048	0,005	2,02
C1	0,057	0,221	0,057	0,930	0,099	0,100	0,050	0,018	0,425	0,001	0,001	0,049	0,004	2,01
C1	0,057	0,216	0,050	0,940	0,104	0,092	0,047	0,022	0,421	0,001	0,001	0,049	0,005	2,01
C1	0,059	0,213	0,056	0,930	0,076	0,109	0,046	0,018	0,454	0,001	0,001	0,045	0,006	2,01
C1	0,065	0,220	0,060	0,913	0,082	0,103	0,046	0,018	0,460	0,001	0,001	0,048	0,005	2,02
C1	0,057	0,221	0,057	0,917	0,081	0,113	0,047	0,015	0,462	0,001	0,001	0,045	0,004	2,02
C1	0,057	0,222	0,054	0,928	0,091	0,117	0,044	0,017	0,432	0,001	0,001	0,047	0,005	2,02
C1	0,060	0,223	0,052	0,923	0,090	0,114	0,044	0,018	0,439	0,001	0,001	0,048	0,005	2,02
C1	0,062	0,222	0,054	0,916	0,095	0,114	0,045	0,016	0,439	0,001	0,001	0,049	0,004	2,02
C1	0,061	0,211	0,053	0,957	0,076	0,100	0,042	0,013	0,429	0,001	0,001	0,046	0,005	1,99
C1	0,063	0,211	0,052	0,939	0,077	0,110	0,043	0,018	0,436	0,001	0,001	0,048	0,004	2,01
C1	0,069	0,214	0,051	0,927	0,088	0,110	0,044	0,020	0,433	0,001	0,001	0,049	0,005	2,01
C1	0,059	0,221	0,055	0,932	0,119	0,102	0,048	0,017	0,400	0,001	0,001	0,051	0,005	2,01
C1	0,061	0,218	0,053	0,935	0,121	0,096	0,048	0,018	0,399	0,001	0,001	0,051	0,005	2,01
C1	0,057	0,217	0,051	0,938	0,121	0,098	0,048	0,020	0,398	0,001	0,001	0,051	0,005	2,01
C1	0,055	0,212	0,052	0,949	0,085	0,110	0,043	0,015	0,433	0,001	0,001	0,043	0,004	2,00
C1	0,057	0,211	0,050	0,947	0,085	0,107	0,042	0,016	0,435	0,001	0,003	0,043	0,005	2,00
C1	0,059	0,211	0,054	0,941	0,081	0,119	0,044	0,016	0,428	0,001	0,001	0,046	0,005	2,01
C2	0,195	0,193	0,050	0,811	0,048	0,109	0,033	0,013	0,402	0,004	0,004	0,149	0,002	2,01
C2	0,200	0,199	0,049	0,789	0,048	0,104	0,032	0,012	0,419	0,004	0,004	0,160	0,002	2,02
C2	0,197	0,196	0,049	0,778	0,048	0,107	0,034	0,013	0,414	0,004	nd	0,158	0,003	2,02
C2	0,196	0,187	0,050	0,819	0,046	0,100	0,031	0,011	0,405	0,004	0,004	0,151	0,002	2,01
C2	0,180	0,193	0,056	0,814	0,043	0,115	0,032	0,011	0,423	0,004	0,004	0,141	0,003	2,02
C2	0,142	0,204	0,055	0,845	0,045	0,118	0,033	0,011	0,443	0,003	nd	0,110	0,004	2,02
C2	0,159	0,203	0,051	0,843	0,042	0,108	0,032	0,010	0,441	0,003	0,003	0,117	0,002	2,01
C2	0,104	0,209	0,058	0,885	0,047	0,121	0,034	0,013	0,461	0,002	0,002	0,077	0,002	2,02
C2	0,101	0,205	0,054	0,893	0,043	0,123	0,033	0,012	0,465	0,002	0,002	0,076	0,002	2,01
C2	0,127	0,206	0,048	0,877	0,046	0,120	0,032	0,012	0,431	0,003	0,003	0,101	0,001	2,01
C2	0,131	0,210	0,045	0,870	0,049	0,117	0,031	0,011	0,434	0,003	0,003	0,104	0,002	2,01
C2	0,130	0,207	0,048	0,873	0,048	0,118	0,031	0,011	0,430	0,003	0,003	0,103	0,003	2,01
C2	0,116	0,214	0,052	0,891	0,044	0,114	0,033	0,012	0,432	0,002	0,002	0,090	0,002	2,00
C2	0,113	0,211	0,048	0,896	0,053	0,115	0,032	0,009	0,431	0,002	0,002	0,089	0,002	2,00
C2	0,111	0,214	0,049	0,894	0,050	0,122	0,034	0,011	0,429	0,002	0,002	0,085	0,003	2,01
C2	0,139	0,206	0,047	0,865	0,048	0,119	0,031	0,011	0,431	0,003	0,003	0,105	0,002	2,01
C2	0,135	0,208	0,053	0,861	0,050	0,118	0,032	0,013	0,432	0,003	0,003	0,104	0,003	2,01
C2	0,129	0,209	0,055	0,867	0,050	0,119	0,033	0,010	0,433	0,003	0,002	0,099	0,003	2,01
C2	0,126	0,212	0,051	0,861	0,052	0,123	0,032	0,010	0,445	0,002	0,002	0,099	0,002	2,02
C3	0,055	0,166	0,039	0,962	0,020	0,054	0,219	0,122	0,271	0,002	0,003	0,062	0,019	1,99
C3	0,055	0,167	0,043	0,954	0,023	0,052	0,221	0,129	0,267	0,002	0,003	0,064	0,018	2,00
C3	0,057	0,164	0,041	0,950	0,024	0,057	0,216	0,130	0,271	0,002	0,003	0,065	0,018	2,00
C3	0,054	0,164	0,036	0,963	0,022	0,054	0,221	0,126	0,266	0,002	0,003	0,063	0,018	1,99
C3	0,053	0,165	0,036	0,963	0,025	0,052	0,220	0,125	0,269	0,002	0,003	0,061	0,017	1,99
C3	0,055	0,172	0,041	0,951	0,023	0,056	0,221	0,123	0,270	0,002	0,003	0,063	0,018	2,00
C3	0,055	0,167	0,032	0,958	0,024	0,056	0,219	0,124	0,275	0,002	0,003	0,062	0,017	1,99
C3	0,055	0,168	0,037	0,954	0,025	0,054	0,220	0,127	0,273	0,002	0,003	0,062	0,017	2,00
C3	0,054	0,167	0,041	0,954	0,023	0,060	0,222	0,124	0,270	0,002	0,003	0,062	0,016	2,00

4.2.2.3. Isomorfismo e Equilíbrio

O diagrama ternário que envolve catiões que ocupam posições estruturais A (da fórmula geral  $ABO_4$ ) e cujo enriquecimento pode culminar com a formação de fases próprias, mostra que as monazites se projectam segundo duas tendências geoquímicas principais a partir do extremo do Ce: uma em direcção ao pólo xenotima e outra em direcção às composições de brabantite, thorite e apatite (figura 4.66).

O exemplo de uma associação mineralógica que congrega monazite, xenotima e thorite está ilustrado na figura 4.65.

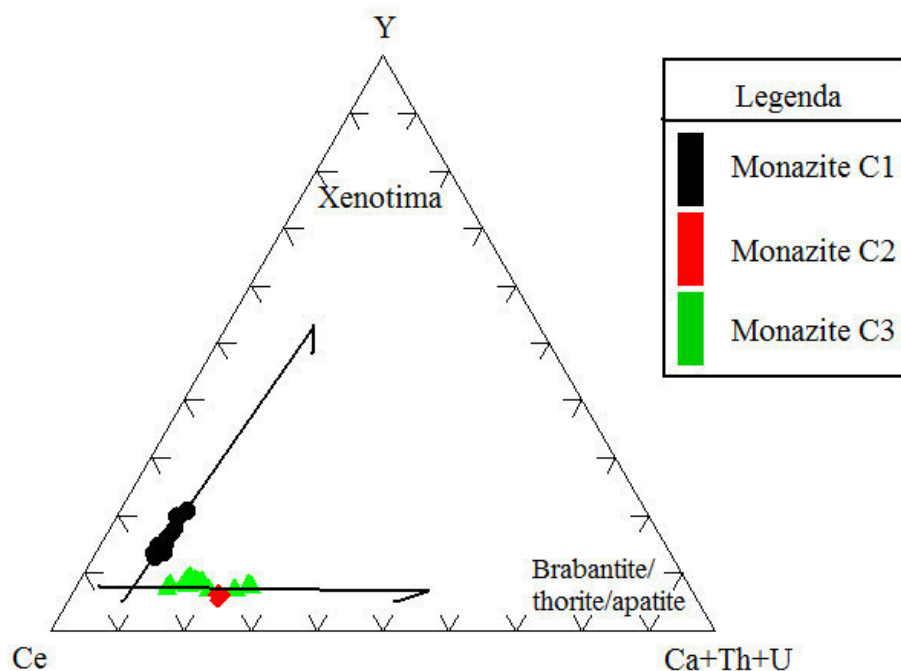


Figura 4.66. Diagrama ternário Ce-Y-(Ca+Th+U) resultante da análise de monazites de Melatube.

A partir dos diagramas de variação de Ce com os principais elementos com os quais partilha posições estruturais na monazite, discriminam-se até três populações composicionais: C1, C2 e C3 (figura 4.67).

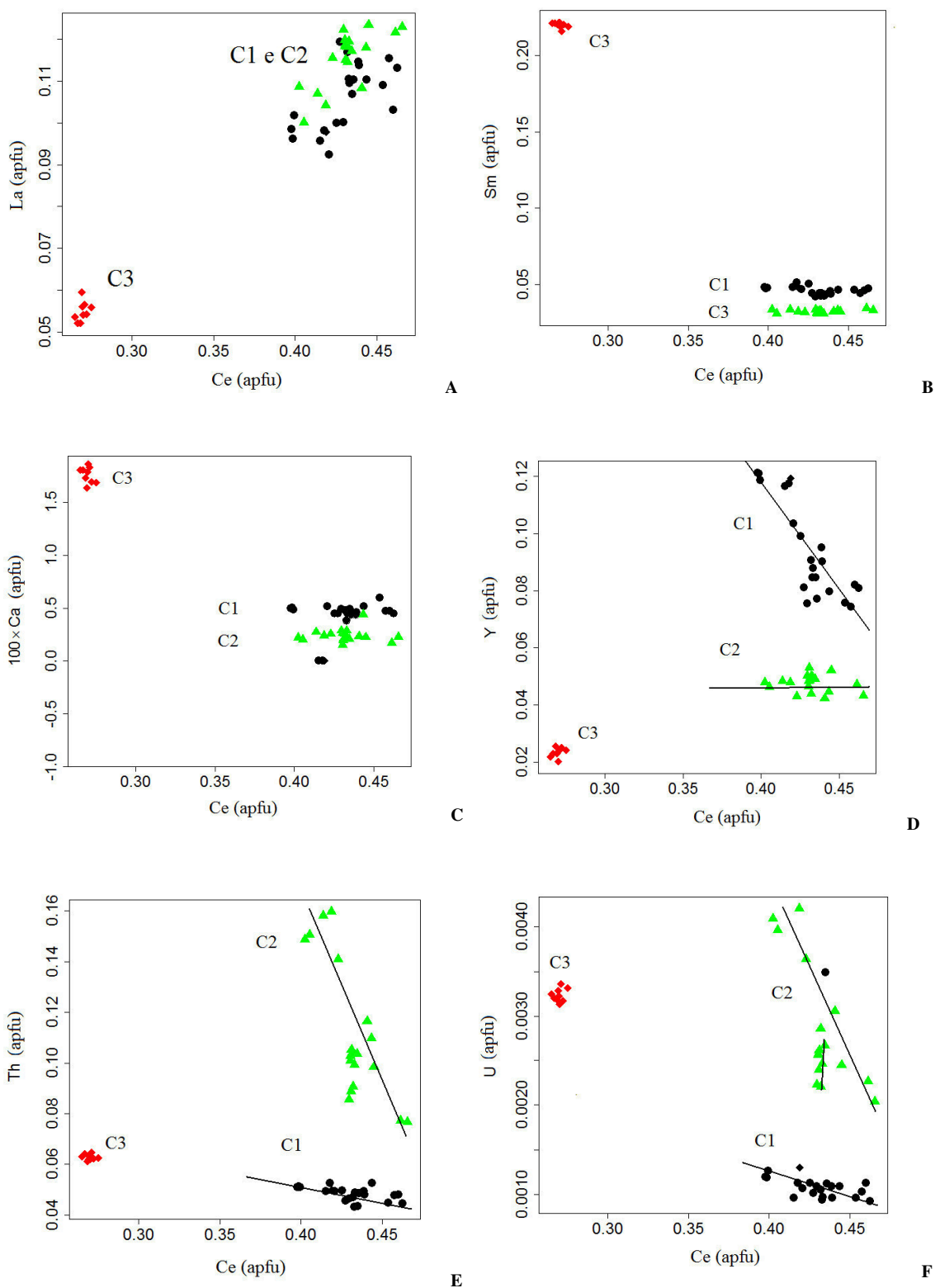


Figura 4.67. Diagramas de correlação de Ce com os elementos principais com os quais partilha posições estruturais na monazite. A – Diagrama Ce versus La; B - diagrama Ce versus Sm; C - diagrama Ce versus 10\*Ca; D - diagrama Ce versus Y; E - diagrama Ce versus Th; F - diagrama Ce versus U.

Variações de Si, mesmo com os elementos com os quais não partilha posições estruturais, podem ser indicativas da variação mineralógica e da tendência de evolução paragenética do CPL (figuras 4.68 e 4.71). Para este caso, discriminam-se, também, populações.

A população C1 mostra empobrecimento relativo em Th, Pb e U, tendo conteúdos relativamente mais elevados de Ce, Nd, Pr e Y (figuras 4.67 e 4.68; tabela 4.13). O urânio comporta-se como Th e Nd e Pr como La (as correlações não estão apresentadas). Dentro desta população, observa-se alguma correlação negativa Ce-Y (figura 4.67D), Ce-Th (figura 4.67E), Si-P (figura 4.71) e positiva Ce-La (figura 4.67A), que indica possibilidades de substituição mútua  $TRL \Leftrightarrow Y$ . A substituição de Ce por Y pode gerar monazites enriquecidas em Y e culminar com a formação da xenotima, se as condições termodinâmicas e de suprimento de material prevalecerem ou não variarem significativamente. O sentido inverso ( $Y \Rightarrow TRL$ ) da substituição é, também, possível, isto é, a cristalização da monazite pode decorrer em ambiente de incremento progressivo das TRL e empobrecimento em Y na monazite. A formação da monazite primária enquanto se dissolvem minerais portadores de TRL, ou em ambiente de contaminação por TRL, pode gerar essas ligeiras tendências observadas neste agrupamento populacional.

A população C2 mostra enriquecimento relativo em Th (figura 4.68E), Pb (figura 4.68F) e Si (figura 4.71) e empobrecimento em Ca (figura 4.68C), P (figura 4.71), Sm (figura 4.68B) e Gd (similar ao Sm). Registam-se, ainda, elevadas concentrações de TRL (figura 4.67A), à semelhança da população C1. Esta é a população com melhor alinhamento da tendência evolutiva, mostrando correlações positivas de Si-Th (figura 4.68E), Th-U (diagrama não apresentado) e negativas de Si-P (figura 4.71). A variação da concentração de Si não é acompanhada de variação de Ca, Sm e Y, que permanecem constantes (figura 4.68). Estas variações correspondem à tendência II da figura 4.66, atrás, podendo, a monazite, evoluir até à formação da thorite. Domínios da thorite enriquecida em U e em TRL são formados na monazite de Melatube, e amostras individualizadas de U-thorite metamictica foram observadas em paragénese com os minerais do grupo columbite-tantalite no pegmatito Ifloma, a S de Melatube. A mineralogia e a mineraloquímica deste mineral foram discutidas na secção anterior.

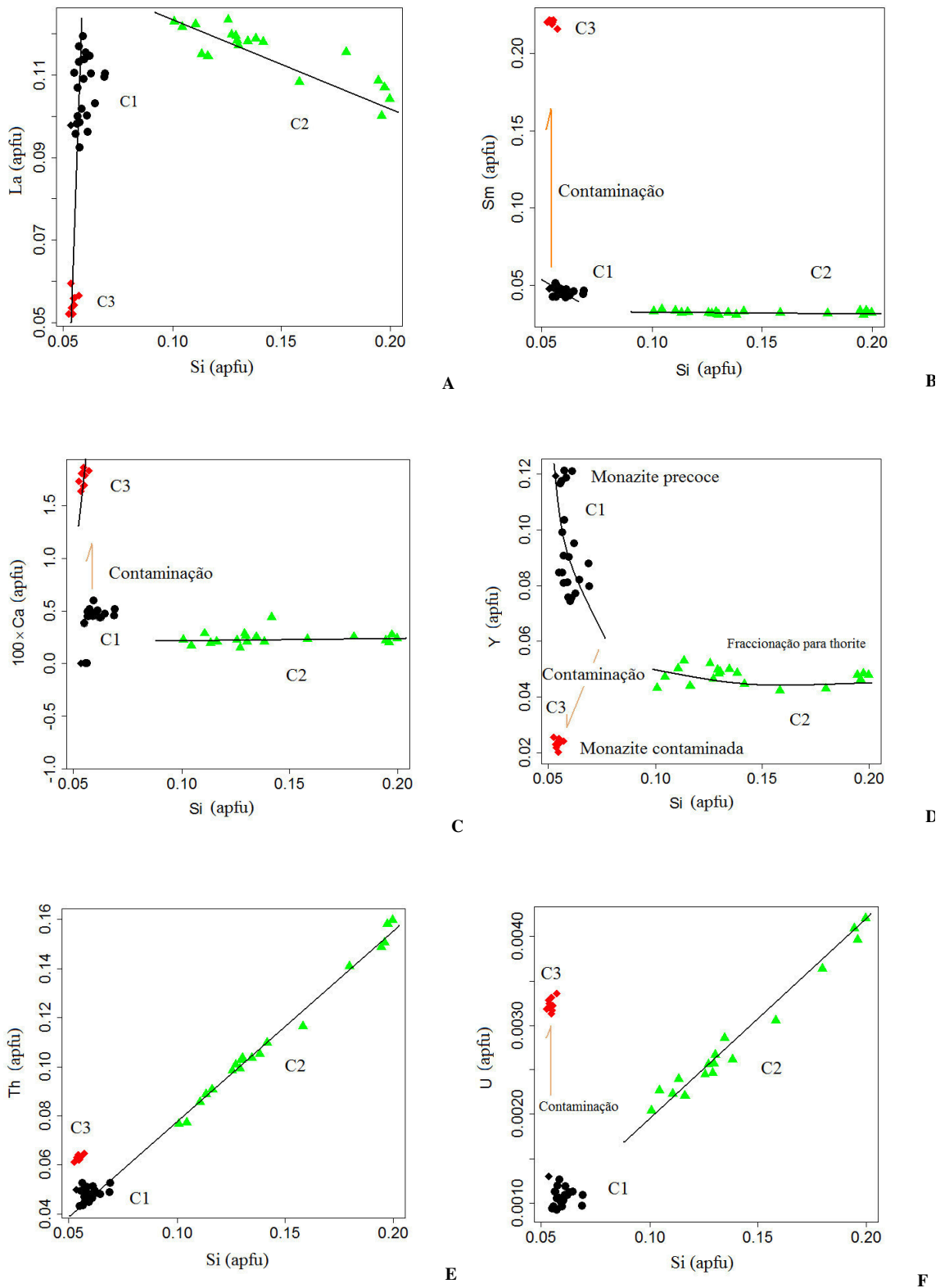
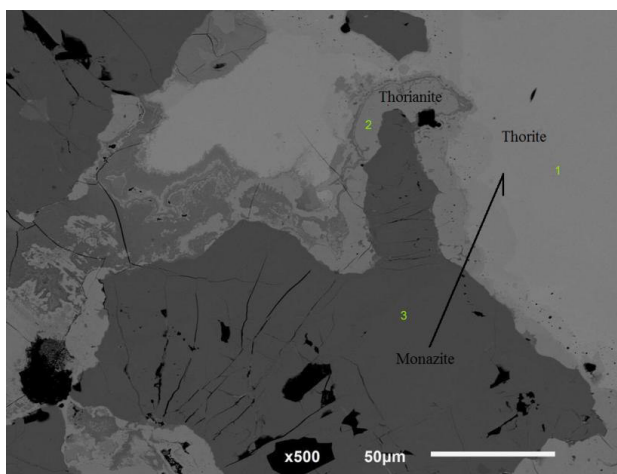


Figura 4.68. Diagramas de correlação entre Si e os principais componentes químicos da monazite do Licungo. A – Diagrama Si versus La; B - diagrama Si versus Sm; C - diagrama Si versus 10\*Ca; D – diagrama Si versus Y; E - diagrama Si versus Th; F - Diagrama Si versus U.

O diagrama Ce *versus* La mostra que as TRL não discriminam a população C1 da C2 e Ce *versus* Sm (e Gd não apresentado) fazem uma fraca distinção das duas populações. Observa-se uma certa proximidade composicional, principalmente de TRL, Si e P e alinhamento das tendências geoquímicas entre C1 e C2, registando-se, contudo, algum hiato composicional. A população C2 pode ser um produto do metassomatismo da monazite primária C1, envolvendo substituições iónicas heterovalentes do tipo TR + P  $\Leftrightarrow$  Th + Si. A correlação negativa forte entre os membros desta equação (tendência equivalente à apresentada na figura 4.71) e as paragénese observadas na figura 4.69 sustentam essa possibilidade evolutiva entre C1  $\Rightarrow$  C2.



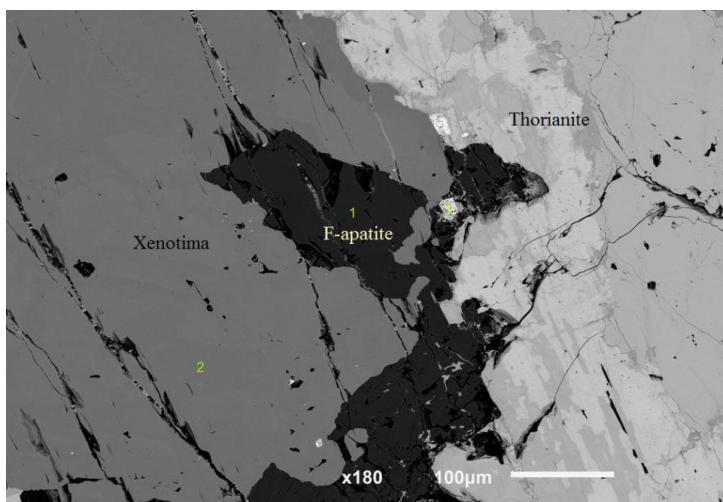
*Figura 4.69. Imagem ER visualizando a transição entre monazite e thorite, passando por uma fase intermédia constituída por thorianite.*

A população C3 mostra conteúdos mais altos de Ca, U, Sm, Gd e baixos de Y e TRL (figura 4.67, 4.68, tabela 4.12).

A população C3 encontra-se, também, relacionada com a população C1 através de um ligeiro alinhamento das tendências (Figuras 4.67A e E; 4.68A e D; 4,71), embora o hiato composicional seja relativamente maior. De C1 para C3 os conteúdos de sílica são quase constantes (ténue redução).

Considerando a monazite C1 como primária precoce, terá havido um grande incremento de Ca, Gd, Sm e U e redução das concentrações de La, Ce e Y de C1 para C3. Esta relação entre as duas populações pode ser alcançada via contaminação por material

enriquecido em Ca e empobrecido em Si e P. Uma das grandes possibilidades da origem do material, já considerada, é externa, subsequente à fracturação do pegmatito. Os fluidos poderão ter promovido a dissolução da monazite/xenotima seguida de recristalização de parte dos seus componentes, com contribuição de Ca de fonte externa (figura 4.70).



*Figura 4.70. Imagem ER de cristal de monazite do Licungo com disposição de apatite e thorianite que sugerem controlo estrutural.*

O U tem maior afinidade ao Ca, do que Th e Pb, e, provavelmente por isso, aumenta ligeiramente, acompanhando concentrações mais elevadas de Ca. O Sm e o Gd seguem, também, a tendência de fraccionamento de Ca em todas as populações. Mais do que Ca, os carbonatos são considerados eficientes na fraccionamento entre U e Th (a razão U/Th diminui de cerca de 51 para cerca de 19, de C1 para C3). O U, na forma oxidada, forma um complexo com o ião carbonato (Watt, 1995) que o mantém em solução.

A troca de constituintes entre uma intrusão granítica-pegmatítica e rochas carbonatadas encaixantes pode produzir depósitos do tipo skarn enriquecidos em minerais cálcicos como diópsido e epídoto. Este cenário foi observado no pegmatito Scheelite, no âmbito do presente trabalho.

O diagrama da figura 4.71 mostra dois níveis de variação de Si-P. A tendência geral pode representar a evolução paragenética ao nível do CPL (ou dos próprios corpos pegmatíticos ou) e as variações em cada população podem ser indicativas dos trajectos de substituição  $Si \leftrightarrow P$  em diferentes unidades estruturais dos corpos pegmatíticos



individuais. As composições dos berilos e das granadas salientam melhor esta hierarquia de evolução mineraloquímica e paragenética.

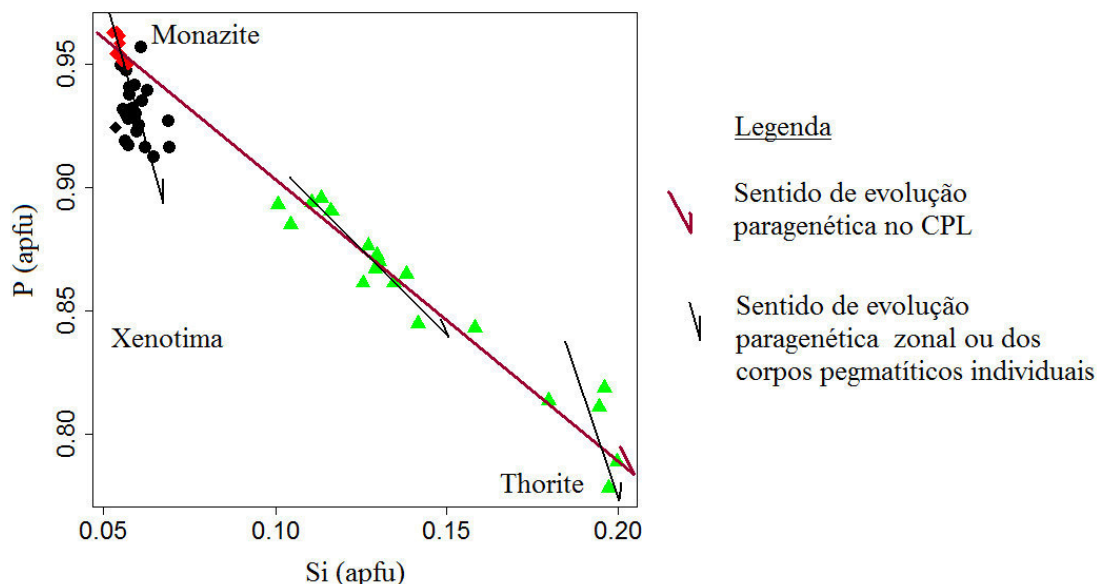


Figura 4.71. Diagrama Si versus P que mostra diferentes níveis de de tendências de evolução paragenética.

### 4.2.3. Minerais de Bismuto

Os minerais de bismuto ocorrem na parte sul do CPL, na localidade tipo designada como Bismuto, e, também, em Melatube e em Vieira. A sua ocorrência estende-se aos campos pegmatíticos situados mais a norte da Zambézia (Dias *et al* 2006b; Sahama & Lehtinen, 1968).

#### 4.2.3.1. Morfologia

A bismutite é a principal fase portadora de Bi no Licungo. Apresenta-se como mineral mais ou menos friável, anédrico, denso, de coloração verde (5G 8/1 e 5G 7/2 na escala de Munsell, 2009) com algumas manchas róseas (10Y 8/2 em Munsell, 2009), principalmente na periferia das amostras nodulares. Encontra-se intimamente associada ao quartzo e pequenas quantidades de bismuthinite, identificável pela sua cor cinzenta



(5GY 4/1 em Munsell, 2009) e brilho metálico preservado (figura 4.72A). A bismutite é descrita como mineral de alteração de sulfuretos primários, formado durante a interação com fluidos enriquecidos em CO<sub>2</sub> (Sahama & Lehtinen, 1968).

Em imagem microscópica ER, notam-se características texturais peculiares da bismutite, formando, localmente, zonamentos concêntricos à volta de cristais de bismuthinite (figura 4.72B). Por vezes, formam-se nódulos à volta dos quais surgem agregados fibrosos (figura 7.72C).

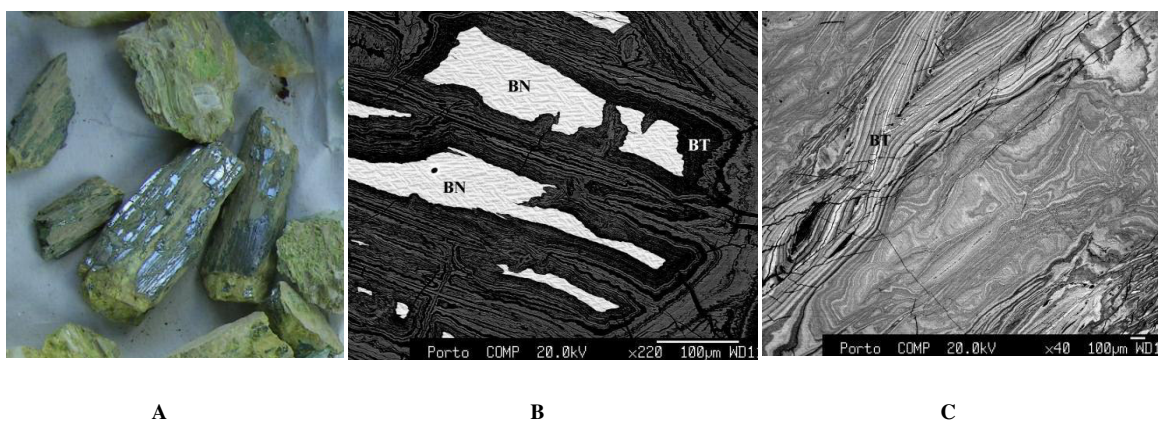


Figura 4.72. Bismutite de Melatube comportando algumas relíquias de bismuthinite. A - Amostra de mão com manchas cinzentas de bismuthinite; B - Imagem ER-MSE da textura concêntrica da bismutite com núcleo ocupado pela bismuthinite; C - Imagem ER-MSE da textura da bismutite zonada e cordiforme. BN – bismuthinite; BT – bismutite.

#### 4.2.3.2. Composição

Os dados analíticos das fases de bismuto estão apresentados na tabela 4.12, em percentagens elementares, e o difractograma típico da bismutite no anexo 4.13.

A bismutite é um mineral com elevados conteúdos de substâncias voláteis não medidas nas condições analíticas aqui adoptadas, nomeadamente, CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O. O somatório dos óxidos presentes nas análises situado entre 78% e 86%, onde o teor em enxofre é muito baixo, deve-se provavelmente a não medição desses componentes. Os pontos onde os conteúdos de S são mais altos (14% a 16%) representam análises da bismuthinite primária que ainda persiste.

Tabela 4.12. Dados analíticos de amostras de bismutite de Melatube, em % do peso.

Ptos.	Ag	Fe	S	Sb	Cu	Bi	Zn	As	Pb	Total
1	0,010	0,000	0,050	0,135	0,037	70,110	0,004	2,330	7,180	79,86
2	0,000	0,033	0,142	0,621	0,028	71,600	0,066	4,280	9,550	86,32
3	0,000	0,020	0,000	0,377	0,015	69,320	0,061	3,280	7,070	80,14
4	0,024	0,055	0,000	0,160	0,091	72,170	0,050	2,350	5,160	80,6
5	0,000	0,034	0,000	0,232	0,120	74,010	0,037	2,740	5,980	83,15
6	0,054	0,014	14,180	0,626	2,940	72,570	0,093	3,720	7,000	101,20
7	0,000	0,017	16,030	0,462	1,970	70,060	0,079	2,040	6,160	96,82
8	0,000	0,000	0,104	0,558	0,114	67,790	0,070	2,280	7,370	78,29
9	0,000	1,230	0,006	0,427	0,237	67,460	0,065	2,020	6,900	78,34

Um perfil ao longo de um cristal de bismutite com zonamento concêntrico mostra a distribuição elementar apresentada na figura 4.73. O padrão de Bi é arqueado, com valores mais altos a serem registados em domínios menos alterados e o de Zn é marcado por linhas paralelas que definem uma variação oscilatória.

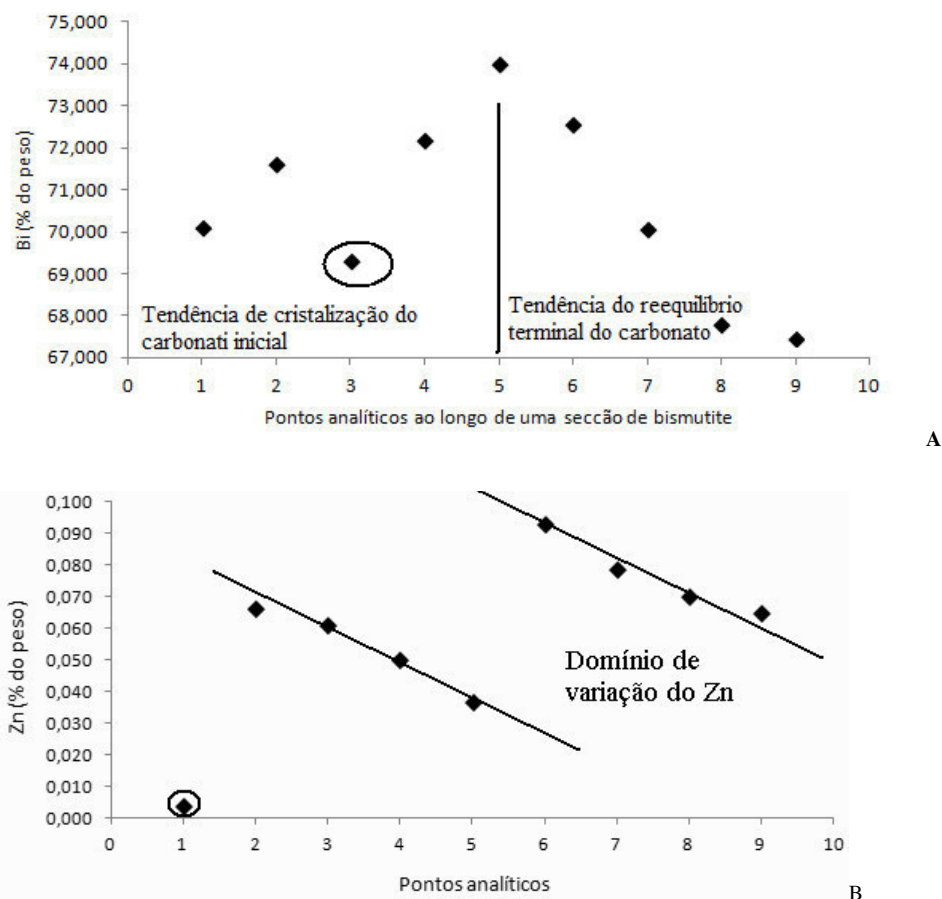


Figura 4.73. Variação composicional de elementos que mostram um certo padrão de distribuição ao longo da secção transversal ao zonamento concêntrico. A – Variação ondulada de Bi; B – Aspecto do zonamento oscilatório do Zn

Na correlação entre Bi e Cu observam-se duas tendências evolutivas, uma marcada por redução significativa de Cu e de S relacionada com bismutitização, e outra de ligeira variação de Cu e baixos conteúdos de S, que assinala a diferenciação bismutítica (figura 4.74) que caracteriza a zonalidade do carbonato/óxido.

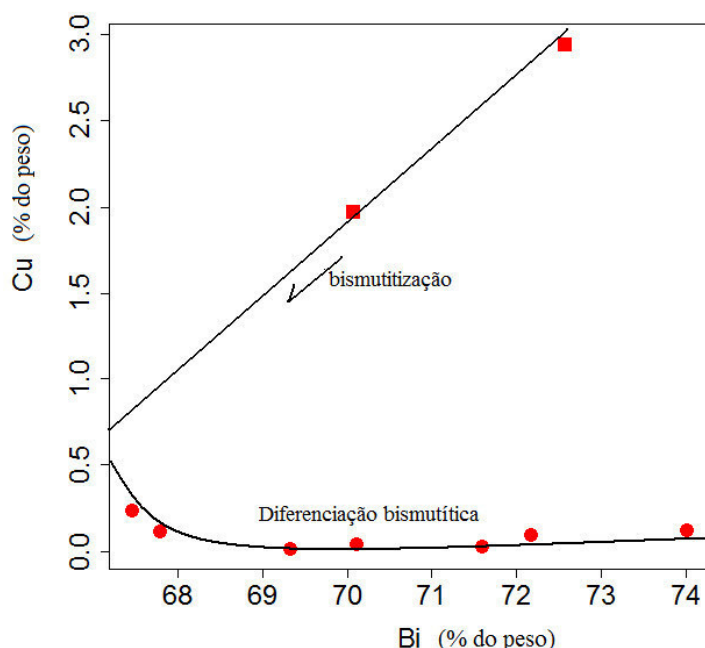


Figura 4.74. Expressão mineraloquímica dos efeitos de alteração dos minerais de Bi de Melatube, no diagrama Bi versus Cu.

Outras fases de bismuto como bismite, pucherite, clinobisvanite, gladite e whitichenite foram observadas na análise microscópica de bismutinite e bismutite oriundas dos pegmatitos do grupo de Melatube.

#### 4.2.4 Outros Minerais Acessórios

Algumas fases foram quantificadas, mas os dados são só indicativos devido a exiguidade das amostras. Poucos pontos foram analisados, na ordem de 2 a 3, de tal forma que as tendências geoquímicas não podem ser identificadas. Salienta-se, a ocorrência de turmalina em alguns pegmatitos estéreis, empobrecida em F (OH-dravite, tabela 4.13) e apatite enriquecida (espectro de F-apatite em anexo 4.14).

Tabela 4.13. Composições da turmalina do CPL em % do peso.

Amostra		Na <sub>2</sub> O	FeO	K <sub>2</sub> O	CaO	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	F	Total
14MJ159	Dravite	2,08	5,22	0,02	1,04	35,85	0,07	31,45	8,20	nd	83,97
14MJ159	Dravite	2,14	5,13	0,01	1,09	35,75	0,20	31,52	8,06	nd	83,92

nd – não detectado.

## CAPÍTULO 5 – PETROLOGIA DAS ROCHAS ENCAIXANTES

---

No Sistema Licungo foram observados os seguintes agrupamentos de rochas encaixantes do campo pegmatítico: rochas félsicas (composição granítica), intermédias, anfíbolitos, xistos e rochas calcossilicatadas. Para cada grupo composicional faz-se a descrição petrográfica e apresenta-se a análise química de rocha total.

### **5.1. FORMAÇÕES MIGMATÍTICAS**

As rochas félsicas e intermédias do Licungo, encaixantes do CPL, encontram-se estruturalmente associadas, constituindo unidades litológicas de escala regional, os migmatitos. Os afloramentos destas unidades indiciam a exumação de níveis crustais inferiores, sujeitos a anatexia e segregação da fusão. As seguintes fácies estão incluídas nestas formações: gnáissica, granitóide, leucocrata (félsicas) e intermédia.

#### **5.1.1. Aspectos Estruturais**

Nos terrenos migmatíticos estabelece-se uma estreita relação espacial e estrutural entre as diferentes fácies.

##### **5.1.1.1. Fácies Intermédia**

As rochas de composição intermédia apresentam cor cinzenta média a escura (N4-N3, na escala de Munsell, 2009), granularidade fina, aflorando como pequenos maciços (figura 5.1) ou em associação com a fácies granitóide (figura 5.2). Em ambos os casos, são cortadas por veios finos de feldspato ou de material leucogranítico. A fácies intermédia representa o resíduo e os veios representam o leucossoma. Estes últimos

assumem, por vezes, morfologia lenticular de orientação NW-SE, paralela aos planos axiais da fácies intermédia dobrada.

Um afloramento maior em forma de *stock* ocupa uma área de cerca 400 m<sup>2</sup> (figura 5.1B; local 129 na figura 1.8), integrando pequenas manchas litológicas mais escuras, de cor N4 (Munsell, 2009), que reflectem o aumento das proporções de anfíbola e clorite. São aqui observadas dobras com plano axial N-S a NE-SW, atravessadas por filonetes de feldspatos. Além das dobras, ocorrem falhas com pequenos rejeitos sinistrógiros, ao longo da direcção E-W, que afectam os veios feldspáticos e fácies migmatíticas.



### 5.1.1.2. Fácies Granitóides

Esta fácies é formada por corpos rochosos de granularidade fina a média e composição granítica, geralmente associados à fácies gnáissica e, raramente, à intermédia. Têm textura isotrópica e não apresentam sinais de deformação aparente, quando observados no terreno e em amostras de mão. Os seus afloramentos não têm expressão cartográfica,



por serem de pequena dimensão, quando considerados isoladamente, em relação ao conjunto de outras formações do complexo.

A maior área exposta encontra-se a S do pegmatito Scheelite, ocupando cerca de 3700 m<sup>2</sup>. O afloramento é realçado pelo curso do rio, localmente designado Mutukuzi (local 104, figura 1.8). Ai foram observadas duas famílias de veios quartzosos muito estreitos: uma ao longo do limbo de uma dobra deitada, de plano axial NE-SW, marcada por leitos *schliereníticos* escuros e outra que corta o sistema com atitude NE-SW, subvertical.

Um segundo afloramento, mais ou menos circular, de cerca de 30 m de diâmetro, localiza-se nas proximidades do corpo pegmatítico de Melatube (local 142, figura 1.8). É, afectado por dobramentos com plano axial N-S e por uma família de falhas NW-SE (figura 5.2).



*Figura 5.2. Afloramento de fácies granitoide de grão fino em associação com rochas intermédias dobradas.*

### 5.1.1.3. Fácies Leucocratas

As fácies leucocratas apresentam-se com cor laranja (10YR 8/2 em Munsell, 2009) e textura muito fina, ocorrendo, na maioria das vezes, em associação com outras fácies, particularmente gnáissicas.

Distinguem-se três tipos estruturais de fácies leucocrata no Licungo:

- i) fácies leucocrata de preenchimento de fracturas em ortognaisses (e raramente em granitóides), formando corpos venulares alongados de poucos centímetros de largura (figura 5.3A);
- ii) fácies leucocrata em forma de veios estreitos (centimétricos) redobrados, sendo possível identificar a tendência N-S a NW-SE dos planos de foliação e sentido E-W do *stress* compressivo (figura 5.3B), compatíveis com a fase deformacional D2, atribuída à colisão tectónica Pan-Africana; Macey *et al.* (2013) também observou leucossomas redobrados atribuídos à sequência de Mocuba, estruturados na fase D1 (Mesoproterozóico);
- iii) fácies leucocrata formando pequenos maciços rochosos isolados, sem que se identifiquem relações estruturais, nem associações espaciais com outras fácies (gnáissica, granitoide ou intermédia).



A



B

Figura 5.3. Posição estrutural da fácies leucocrata nos migmatitos e gnaisses migmatíticos do Licungo. A – veios leucocratas de textura granular, equivalentes a leucogranitos, encaixados em gnaisses; B –veios de segregação leucossomática dobrados.



Para os casos i) e ii) parece estar-se perante migmatitos com segregação de leucossomas de composição granítica. No entanto, não se observou a diversidade de indícios de palingénese, identificados por Sawyer (2001). As transições de fácies leucocrata-gnáissica são abruptas, limitadas a deformações (falhas e dobras). Neste caso, é de se considerar a mobilização da fusão para uma distância considerável da fonte.

Para o caso iii), pode tratar-se de diatexito ou leucossoma alóctone mobilizado para espaços hospedeiros volumosos de colecta da fusão, associados à orogénese.

#### **5.1.1.4. Fácies Gnáissicas**

A fácies gnáissica ocupa mais de 80% das áreas de afloramento no Licungo (figura 5.4). Em alguma bibliografia, estas rochas designam-se gnaisses regionais, graças à sua prevalência que abarca toda a África oriental (Bingen *et al.*, 2007). A sua granularidade é fina a média e é comum observarem-se bandados composicionais a diferentes escalas, caracterizados por leitos melanocratas de biotite e anfíbola intercalados com leucocratas de feldspato potássico, plagioclase e quartzo. Em contexto migmatítico, o termo “paleossoma” (acepção de Sawyer, 1951) é mais apropriado para a designação desta fácies.

Ocorrem raras segregações de pegmatitos estéreis (figura 5.4C) em associação mais ou menos gradativa com os gnaisses, sem que se observe tal associação directa com migmatitos ou gnaisses migmatíticos.



*Figura 5.4. Afloramento da fácies gnáissica do Licungo. A – Vista panorâmica de planalto com substrato gnáissico; B – aspecto da foliação marcada por alinhamento de cristais de biotite; C – pegmatitos de segregação. Fotografias B e C à mesma escala.*

### 5.1.2. Elementos da Petrografia e Composições Modais

Em análise textural e mineralógica por meio do microscópio óptico de luz transmitida (MOLT), foi possível adicionar aspectos da relação e diferenciação dos litótipos do sistema Licungo, àqueles que tinham sido observados no campo (tabela 5.1). Salienta-se a alteração generalizada da plagioclase (também descrita em Que & Allen, 1996) a partir dos seus planos de macla para os bordos dos grãos, sendo substituído por moscovite. Situação similar é observada em relação à biotite, substituída por clorite, principalmente na fácies mais escura.

Tabela 5.1. Aspectos texturais e mineralógicos de fases observadas em MOLT.

Fácies	Aspectos texturais	Minerais primários	Processos de alteração/Minerais secundários	Indícios de deformação
Gnaisse	Hipidiomórfico a alotrimórfico inequigranular, por vezes porfiróide a porfiroblástico; Textura intergranular.	Quartzo, plagioclase, microclina, biotite, anfíbola, granada.	Sericitização da plagioclase cálcica (ao longo dos planos de macla) e microclina; invólucro de anfíbolos cercada por óxidos/hidróxidos de Fe; contém quartzo, clorite e albite (rara).	Alongamento e orientação preferenciais dos grãos de quartzo; Intercalação de quartzo alongado com matriz constituída por microclina, quartzo, biotite e rara anfíbola. Extinções ondulantes de quartzo; microfalhas.
Leucocrata	Hipidiomórfico a alotrimórfico inequigranular; Textura fluidal comum; raramente porfiróide com matriz por vezes idiomórfica.	Quartzo, microclina, plagioclase, biotite, rara anfíbola, minerais opacos e esfena.	Sericitização da biotite e da plagioclase; relativamente mais enriquecida em moscovite e quartzo.	Alongamento e orientação preferenciais de grãos grosseiros de quartzo, microclina, moscovite e biotite em matriz de quartzo, plagioclase e moscovite; matriz por vezes amorfa; extinções ondulantes de quartzo.
Granitóide	Hipidiomórfica a alotrimórfica; inequigranular a equigranular. Textura mirmequítica;	Quartzo, microclina, plagioclase, hornoblenda, granada, turmalina, zircão.	Ténue sericitização da plagioclase e microclina; cloritização da biotite; minerais opacos; Moscovite de preenchimento de fracturas.	Algum alongamento e orientação preferenciais de grãos de quartzo, biotite e clorite.
Intermédia	Idiomórfica a hipidiomórfica inequigranular; por vezes porfiróide com cristais automórficos de quartzo e micas.	Quartzo; biotite, anfíbola.	Clorite; moscovite.	Alongamento e orientação preferenciais dos grãos de quartzo e micas.

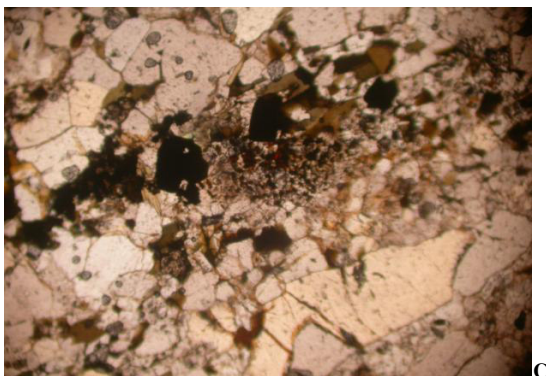
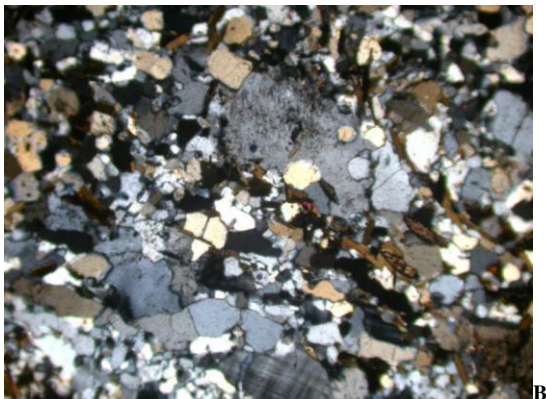
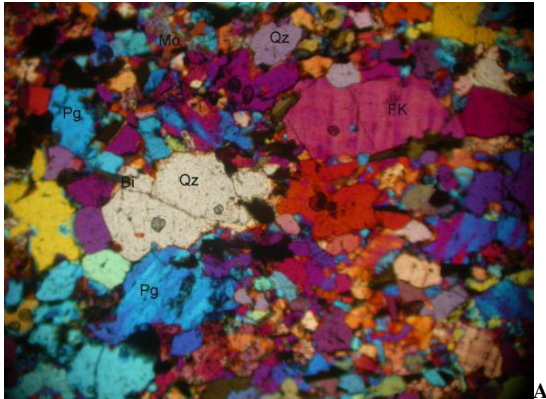
Na figura 5.5, apresentam-se microfotografias com feições texturais mais comuns em fácies gnáissica, realçando-se bandados gnáissicos a migmatíticos e segregações leucossomáticas mobilizadas através da permeabilidade intergranular.





Figura 5.5. Microfotografias de feições texturais e mineralógicas comuns nos gnaisses do Licungo. Imagens em LPA-MOLT. A – Gnaisse equigranular bandado, com bandas essencialmente biotíticas; B – gnaisse com plagioclase em desequilíbrio (inscrito em polígono branco) e albite com maclas simples (em polígono vermelho); C - gnaisse com plagioclase em alteração, observando-se margens coroníticas; a moscovite e algum quartzo secundários observam-se por entre planos de macla; D - gnaisse com moscovite e quartzo desenvolvidos a partir do preenchimento de fracturas; a moscovite e microclina apresentam extinção ondulante; E – gnaisse com margens estáveis e orientação preferencial generalizada dos grãos; F – gnaisses com alongamento e orientação preferenciais dos grãos de hornblenda, quartzo e biotite. O comprimento de cada fotografia é de cerca de 3 mm.

Em microfotografias da fácies leucocrata (figura 5.6) destacam-se margens dos grãos rendilhadas, distribuição bimodal dos tamanhos dos grãos e subgranulações deformacional e reaccional.



*Figura 5.6. Microfotografias das fácies leucocratas do Licungo. A – Textura alotriomófica inequigranular em LPA; B – textura inequigranular com anfíbola, mostrando cristais subdiomórficos de quartzo em crescimento; C - Textura alotriomófica a hipidiomórfica inequigranular com estiramento dos grãos de quartzo de maiores dimensões. A biotite em alteração tende a ocupar espaços intergranulares. Legenda: Qz – quartzo; pg – plagioclase; bi – biotite; FK – feldspato potássico; mo – moscovite; anf – anfíbola. Comprimentos das fotografias de cerca de 3 mm.*

A fácies granitóide é menos instável, mas mostra alguns desequilíbrios das margens dos grãos (figura 5.7) e ocorrência da sericitização.



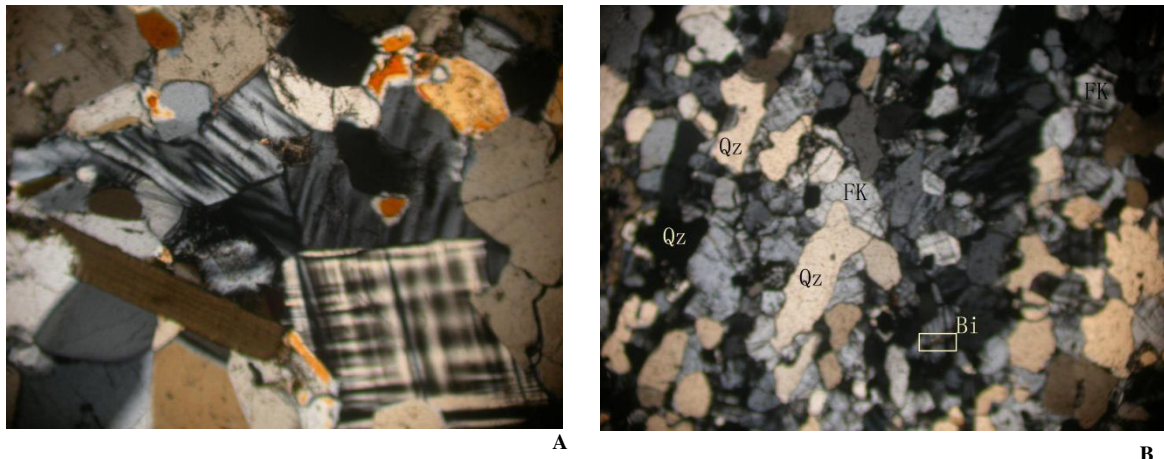


Figura 5.7. Microfotografia da fácies granitoide do Licungo: A - com cristais alongados de biotite, microclina grãos de plagioclase relativamente estáveis; B - Cristais com margens estáveis e alguma orientação preferencial. Imagem MOLT-LPA. Comprimento da foto = 3 mm.

A partir da estimativa das proporções modais em cada litótipo, apresentadas na tabela 5.2, observa-se que os leucossomas se destacam de outras fácies pelas elevadas percentagens de quartzo e as rochas intermédias pela ausência ou proporções muito baixas de microclina e plagioclase, tendo, em contrapartida, elevadas proporções de anfíbola e clorite. A designação ideal para esta composição mineralógica e *fabric* seria gnaisses cloríticos a anfíbolo-cloríticos.

Tabela 5.2. Composições e proporções modais de amostras mais representativas dos litótipos encaixantes.

Fácies	Ponto	Qz	FK	Pg	Mo	Bi	Cl	Anf	Opacos
Gnaisse	14	25	58	14	2		1		
	171	54	43						3
	45	26	36	34	2	1			1
Leucossoma	121	78	1	3		18			1
	167	74	20		5				
Granitóide	62	28	24	41	2	5			
	101	33	18	45	1	2	1		
Intermédia	129	58				20	21	1	
	130	37			5	17	32	9	

Pt – local de amostragem (figura 1.8); Qz – quartzo; FK – microclina; Pg – plagioclase; Mo – moscovite; Anf – anfíbola.

As composições mineralógicas modais das rochas encaixantes foram projectadas no diagrama QAPF de Streckeisen (1974), para rochas saturadas em sílica, excluindo a fácies intermédia, desprovida de alguns minerais cardinais tais como: plagioclase e feldspatos alcalinos.

A distribuição dos dados no diagrama QAPF abarca vários domínios: sienogranito, monzogranito, granodiorito, tonalito, quartzo-granito e quartzolito. Estes organizam-se em duas tendências principais que confluem no campo de tonalitos (figura 5.8):

Na tendência I encontram-se projectadas as fácies leucocrata, granitóide e parte significativa da gnáissica. Esta tendência é marcada por grande variação das proporções de quartzo, formando a série tonalito-granodiorito-quartzogranitóide-quartzolito. Há uma sub-tendência verificada em leucossomas mais enriquecidos em quartzo, que deriva para composições mais ricas em feldspatos alcalinos e pobres em plagioclase.

Na tendência II encontram-se projecções de fácies gnáissica e granitóide, caracterizadas por menor amplitude de variação de quartzo e maior amplitude de variação dos feldspatos do que o trajecto I, constituindo a série tonalito – granodiorito – monzogranito – sienogranito.



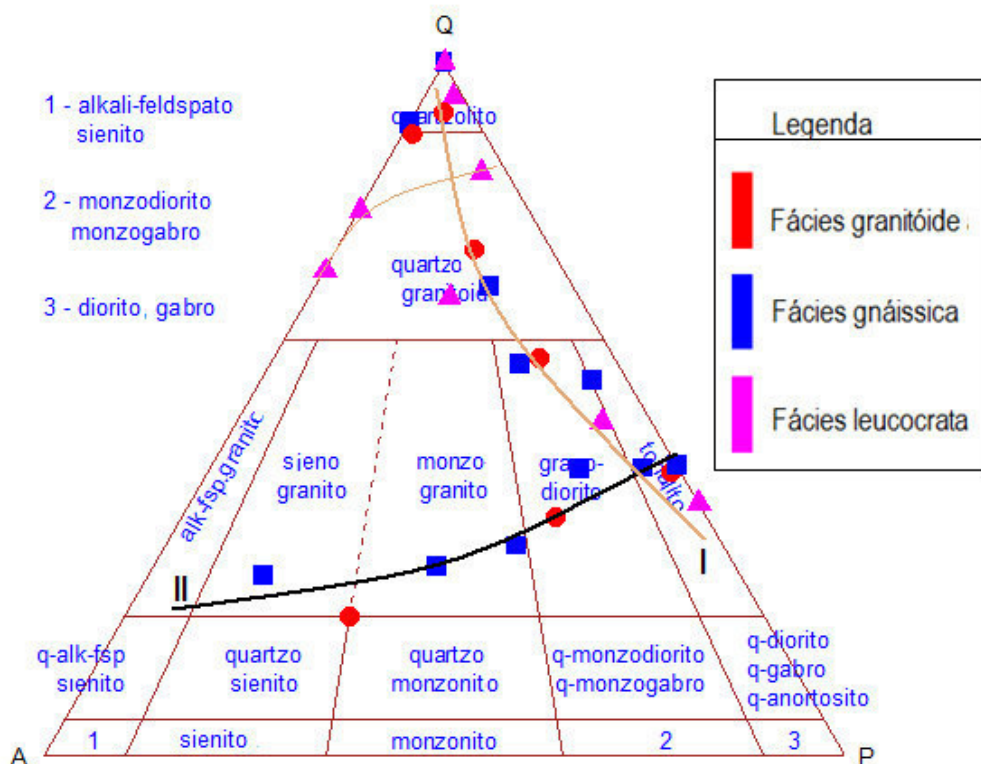


Figura 5.8. Proporções modais de rochas félsicas projectadas no diagrama QAP de Streckeisen (1974). I e II correspondem a tendências criadas pelo ajuste dos dados projectados.

### 5.1.3. Dados Analíticos de Rocha Total

As composições químicas em litologias migmatíticas encontram-se apresentadas nas tabelas 5.3A-C. Na tabela 5.3A apresentam-se os conteúdos de elementos maiores; na 5.3B os de elementos menores e traço e na 5.3C os de TR.

Regista-se, em alguns casos, grande variação, incluindo *outliers*, sendo a sua distribuição melhor observada nos diagramas em *boxplots* (anexos 5.1 – 5.4). Esses valores anómalos registam-se, principalmente, em gnaisses cataclásticos (posição 137, figura 1.8, atrás).

Tabela 5.3A. Dados analíticos, em % do peso, de óxidos de elementos maiores registados em fácies gnáissica, granitoide, leucossomática e intermédia, situadas nas proximidades ou no encaixante dos pegmatitos estudados. As linhas mais carregadas marcam a separação entre fácies, nessa ordem apresentada. As amostras contêm dados numérico que correspondem aos pontos de amostragem na figura 1.8.

Amostra	Peg. referência	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
3MA14	Igaro	73,66	0,09	13,55	0,66	0,02	0,19	0,74	3,07	7,42	0,05
3MG19	Igaro	72,88	0,22	13,79	2,15	0,07	0,23	0,56	4,65	4,76	0,05
5MB34	Igaro SW	68,71	0,4	14,79	4,4	0,07	1,44	4,42	4,51	0,59	0,15
4MB39	Igaro SW	68,48	0,47	14,41	3,57	0,07	1,61	2,66	3,62	4,27	0,15
4MB45	Igaro W	72,66	0,14	14,47	1,08	0,03	0,16	1,23	3,68	5,3	0,06
5MC48	Vila Maior	77,46	0,06	12,67	0,79	nd	0,03	0,64	4,47	2,9	nd
5MC54	Vila Maior	74,01	0,18	13,26	2,06	0,04	0,25	0,81	3,79	4,95	0,06
7ME62	Careca	69,76	0,25	15,08	2,17	0,03	0,52	1,52	4,25	5,11	0,07
7ME63	Careca	70,98	0,21	14,89	1,8	0,03	0,45	1,5	4,32	4,73	0,05
10ML121.1	Scheelite	74,35	0,65	11,85	3,45	0,05	0,85	1,23	3,12	3,63	0,08
15MH168	Vila Mocuba	74,46	0,32	11,81	3,47	0,03	nd	0,37	2,65	6,26	nd
15MH171	Melatube	75,33	0,21	11,7	2,88	0,02	0,01	0,14	1,26	7,26	0,03
16ME183	Vila Maior	76,51	0,25	13,14	1,39	nd	0,22	0,53	5,05	1,67	0,05
12MD137	Melatube	64,82	0,01	21,57	1,62	0,04	<0,01	0,11	5,09	4,34	0,05
9MG101	Sheelite S	71,56	0,19	15,43	1,19	0,02	0,36	1,78	4,28	4,4	0,06
9MG102	Sheelite S	68,91	0,52	15,54	3,24	0,06	0,94	2,75	4,7	2,36	0,15
8MG106	Sheelite S	70,81	0,39	15,75	2,15	0,04	0,58	2,7	4,97	1,88	0,11
8MG110	Sheelite S	70,25	0,35	16,08	1,98	0,05	0,53	2,08	4,46	3,34	0,12
13MF138	Sheelite S	67,46	0,5	16,67	2,9	0,05	0,89	2,93	5,01	2,69	0,2
13MF141	Sheelite S	70,55	0,31	15,65	1,94	0,05	0,56	2,34	5,37	2,41	0,1
13MF142	Scheelite S	69,58	0,39	16,06	2,28	0,05	0,63	2,62	5,09	2,33	0,12
14MJ146	Scheelite	75,95	0,04	13,37	0,65	nd	nd	1,29	3,09	5,18	nd
10ML119	Sheelite	70,89	0,37	12,69	4,3	0,09	0,7	1,88	2,02	6,13	0,06
10ML121	Scheelite	75,93	0,28	13,03	1,63	0,02	0,22	1,31	5,3	1,26	0,05
10ML125	Scheelite	70,09	0,38	15,11	2,52	0,04	0,56	1,44	3,1	6,03	0,12
12MD135	Melatube	76,92	0,17	12,56	1,04	0,03	0,11	1,08	3,8	3,91	Nd
14MJ147	Scheelite	72,44	0,29	13,79	2,12	0,02	0,23	1,36	2,94	5,98	0,05
14MJ156	Sheelite E	76,9	0,23	11,12	2,69	0,03	nd	0,39	2,48	5,8	nd
14MJ167	Scheelite W	76,54	0,09	12,27	1,47		nd	0,13	3,93	4,85	nd
16ME181	Vila Maior S	74,03	nd	15,29	0,39	0,01	nd	0,45	4,73	4,08	nd
8MD129	Mugulama	60,6	0,92	16,27	5,64	0,09	3,23	5,4	4,35	2,08	0,26
12MD129.1	Mugulama	59,84	0,95	17	5,66	0,09	3,11	5,27	4,77	1,97	0,27
12MD130	Mugulama	48,32	1,47	14,86	11,89	0,21	7,47	9,35	3,55	1,57	0,19
8MG104	Scheelite S	55,89	1,67	15,37	10,19	0,18	3,3	5,95	3,45	2,88	0,3

nd - não detectado;

Tabela 5.3B. Conteúdos de elementos menores e traço de fácies litológicas situadas nas proximidades ou no encaixante dos pegmatitos estudados, dados em ppm. Os pegmatitos encaixantes ou próximos aos pontos de amostragem encontram-se indicados na tabela 5.3A.

Amostra	Hf	Th	U	Li	Rb	Ba	Sr	Zr	Nb	Ni	Zn	Cr	Pb	Ga	Y	V	Sn	F	H2O+
3MA14	n.d.	17,1	3,25	21	203	1069	338	74	5	7	12	21	49	13	6	7	nd	269	0,31
3MG19	4,03	9,12	3,02	13	109	1010	70	316	8	8	37	23	17	17	36	7	7	218	nd
5MB34	2,89	13	3,96	7,4	10	171	523	94	29	22	37	48	48	19	14	90	7	305	nd
4MB39	1,6	19,5	4,61	65	165	786	408	107	16	28	80	58	40	17	15	61	8	554	0,51
4MB45	1,69	23,2	8,84	40	259	569	162	100	16	7	23	12	35	20	9	12	6	370	0,34
5MC48	n.d.	0,57	0,24	3,2	24	432	286	59	nd	9	7	17	6	16	3	6	6	nd	0,4
5MC54	1,59	14,4	2,59	65	195	383	112	141	8	8	43	17	20	19	39	10	8	576	0,31
7ME62	2,95	4,1	0,74	24	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	297	0,39
7ME63	1,91	5,34	0,61	20	82	636	250	100	5	14	30	31	26	19	13	16	nd	213	0,35
8MG72	n.d.	3,42	0,98	4,7	7	89	237	48	nd	8	6	11	11	17	20	5	nd	nd	nd
10ML121.1	2,38	28,9	3,61	20	83	555	216	140	9	22	81	42	31	14	29	43	7	693	0,32
15MH168	8,29	12,3	1,74	nd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	109	0,37
15MH171	12,2	2,77	1,57	nd	63	221	51	989	10	9	70	12	11	24	42	5	8	nd	0,85
16ME183	2,1	10,5	1,21	nd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	163	0,61
12MD137	n.d.	0,06	0,25	33	626	95	39	nd	3	8	92	12	272	57	5	12	6	1448	0,43
9MG101	n.d.	1,73	0,47	7,4	53	1184	554	60	nd	7	27	14	14	16	5	10	6	162	nd
9MG102	2,34	4,77	1,51	20	51	569	463	144	8	12	68	31	15	19	16	33	7	531	0,34
8MG106	1,22	3,83	1,06	17	40	368	554	128	4	10	37	19	17	18	12	19	6	212	0,34
8MG110	1,91	3,33	1,09	18	58	552	500	123	4	7	44	13	13	17	9	18	nd	305	0,32
13MF138	2,02	4,98	1,02	24	53	683	671	167	3	7	62	15	9	19	9	28	nd	588	nd
13MF141	1,31	3,71	0,69	15	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	376	nd
13MF142	n.d.	3,46	0,77	nd	50	405	500	126	4	8	53	17	13	19	14	21	nd	297	0,43
14MJ146	1,59	2,43	0,54	nd	50	1932	519	135	nd	11	6	17	16	13	8	6	6	132	0,32
10ML119	6,82	8,61	1,56	11	88	713	341	357	23	11	101	20	32	22	77	26	nd	544	0,4
10ML121	7,66	11,4	1,54	5,1	30	128	192	433	15	8	39	14	32	23	63	5	6	116	0,37
10ML125	4,78	23	2,89	21	167	1277	270	236	15	16	34	26	22	21	38	19	9	580	nd
12MD135	n.d.	0,64	nd	4,3	25	785	206	56	nd	10	12	14	14	14	4	5	nd	nd	0,31
14MJ147	3,94	10,7	1,38	6	57	1916	375	356	5	10	16	19	14	14	33	10	nd	nd	nd
14MJ156	11,6	6,65	0,98	nd	54	152	23	683	22	10	78	19	16	27	90	5	9	nd	0,43
14MJ167	11,5	12	2,94	nd	179	107	42	316	25	9	71	16	18	31	95	5	8	136	0,33
16ME181	n.d.	1,77	1,2	nd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	nd	0,42
8MD129	5,37	0,98	0,39	13	47	754	672	211	4	55	73	83	6	19	21	100	nd	657	0,41
12MD129.1	5,44	0,48	0,3	14	45	669	723	208	4	53	71	83	7	20	22	97	6	796	0,48
12MD130	1,05	0,25	n.d.	13	34	436	515	77	nd	91	150	136	7	18	26	219	nd	928	0,43
8MG104	6	4,65	1,8	31	78	401	572	206	5	10	175	21	10	21	41	157	nd	1065	0,36

na = não analisada; nd = não detectada.

Tabela 5.3C. Conteúdos de lantanídeos, em ppm, presentes em rochas félsicas e intermédias do Licungo. Conteúdos de elementos de terras raras em fácies litológicas situadas nas proximidades ou no encaixante dos pegmatitos estudados, dados em ppm. Os pegmatitos encaixantes ou próximos aos pontos de amostragem encontram-se indicados na tabela 5.3A.

Amostra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TRL	TRP
3MA14	20,3	37	3,26	10,3	1,49	0,58	1,15	0,13	0,94	0,18	0,53	0,09	0,57	0,05	74,08	2,49
3MG19	40,3	81,7	10,3	41	8,56	1,44	7,54	1,12	7,06	1,46	4,19	0,62	4,27	0,58	190,84	19,3
5MB34	33	61,2	7,27	26,4	4,43	1,08	3,24	0,41	2,47	0,48	1,34	0,15	1,4	0,2	136,62	6,45
4MB39	41,8	76	8,43	30,1	4,95	1,04	3,52	0,46	2,67	0,49	1,43	0,16	1,41	0,2	165,84	6,82
4MB45	34	63,7	6,81	22,9	4,16	0,59	3	0,4	2,21	0,36	1,01	0,08	0,9	0,11	135,16	5,07
5MC48	1,35	2,23	0,24	0,81	0,21	0,23	0,1	nd	0,22	nd	0,18	nd	0,34	0,05	5,17	0,79
5MC54	24,4	38	6,03	23,7	5,52	0,49	5,85	0,95	6,44	1,4	4,07	0,59	3,89	0,55	103,99	17,89
7ME62	23,4	47,2	5,88	22,2	4,71	0,85	3,99	0,6	3,68	0,66	1,71	0,17	1,31	0,16	108,23	8,29
7ME63	27,3	56,1	6,69	24,5	4,66	0,81	3,69	0,57	3,11	0,6	1,36	0,19	1,03	0,15	123,75	7,01
8MG72	4,84	10,2	1,43	5,81	1,51	0,38	1,74	0,38	2,87	0,8	2,6	0,43	2,91	0,46	25,91	10,45
10ML121.1	77	150	17,4	62,9	10,9	1,31	7,88	1,15	6,37	1,27	3,29	0,44	2,76	0,38	327,39	15,66
15MH168	121	238	31,5	123	25,6	2,24	24,1	3,96	25,9	5,46	15,9	2,34	15,1	2,06	565,44	70,72
15MH171	3,41	181	2,02	9,28	3,19	0,42	4,58	1,12	8,59	2	5,57	0,76	4,64	0,7	203,9	23,38
16ME183	24,3	40,4	6,32	23,4	4,84	0,93	4,34	0,82	5,67	1,32	4,1	0,65	4,31	0,65	104,53	17,52
12MD137	1,5	2,21	0,55	2,58	0,61	0,14	0,45	0,12	0,4	0,1	0,19	nd	0,2	0,05	8,04	1,06
9MG101	8,96	15,6	1,94	7,48	1,43	0,53	1,14	0,19	0,95	0,23	0,52	0,08	0,49	0,08	37,08	2,54
9MG102	22,4	44,7	5,56	21,6	4,38	1,26	3,53	0,55	3,16	0,67	1,75	0,26	1,66	0,25	103,43	8,3
8MG106	17,5	35,4	4,26	16,4	3,43	1,06	2,79	0,43	2,33	0,49	1,2	0,18	1,13	0,17	80,84	5,93
8MG110	15,5	33,2	3,66	13,7	2,62	0,88	2,07	0,33	1,72	0,36	0,87	0,14	0,89	0,14	71,63	4,45
13MF138	25,5	47,5	5,47	21,1	3,2	1,09	2,25	0,34	1,57	0,33	0,86	0,13	0,86	0,16	106,11	4,25
13MF141	23	32,4	4,69	17,7	3,04	0,83	2,3	0,35	1,7	0,36	0,9	0,14	0,85	0,15	83,96	4,45
13MF142	16,3	32	4,17	17,8	4,1	1,01	3,46	0,54	2,95	0,58	1,47	0,22	1,27	0,2	78,84	7,23
14MJ146	8,32	14,2	1,75	7,18	1,51	0,62	1,37	0,27	1,46	0,35	0,97	0,16	0,99	0,16	34,95	4,36
10ML119	66,7	142	18,1	72,5	17	1,18	16,1	2,58	16,6	3,49	9,89	1,45	8,99	1,29	333,58	44,29
10ML121	93,8	208	25,9	101	22,7	1	19,5	2,87	16,2	2,95	7,19	0,93	5,32	0,74	471,9	36,2
10ML125	13,6	75	3,97	15,2	4,01	0,96	4,45	0,99	7,45	1,71	5,2	0,81	5,09	0,71	117,19	21,96
12MD135	7,92	12,3	1,36	5,47	1,03	0,82	0,81	0,18	0,81	0,2	0,5	0,09	0,55	0,1	29,71	2,43
14MJ147	84,6	193	23	87,3	15,5	1,79	10,8	1,41	7,98	1,49	3,9	0,55	3,35	0,43	415,99	19,11
14MJ156	75,8	204	24,7	99,5	22,7	1,61	20,2	3,18	19,8	3,92	10,5	1,4	8,37	1,08	448,51	48,25
14MJ167	15,8	124	4,59	15,6	4,91	0,09	6,74	1,79	15,9	3,87	12,6	1,95	12,4	1,63	171,73	50,14
16ME181	3,54	6,67	0,98	4,45	1,32	0,35	2,12	0,51	3,3	0,7	2	0,33	2,15	0,34	19,43	9,33
8MD129	21	47,2	6,32	26,6	5,58	1,66	4,7	0,71	4,19	0,87	2,39	0,35	2,26	0,33	113,06	11,1
12MD129.1	20,5	46,9	6,48	26,7	5,48	1,57	4,47	0,62	3,96	0,78	2,29	0,3	2,29	0,34	112,1	10,58
12MD130	4,51	12,3	2,02	10,3	3,27	1,31	4,03	0,67	4,84	1,01	3	0,38	2,65	0,38	37,74	12,93
8MG104	20,5	50,2	6,73	30,1	7,81	2,22	8,34	1,36	8,7	1,82	4,91	0,72	4,48	0,66	125,9	22,65

nd = não detectada.

A partir dos dados químicos apresentados nas tabelas 5.3 foi elaborado o quadro (tabela 5.4) que permite comparar os conteúdos de alguns elementos químicos selecionados por registarem diferenças assinaláveis entre fácies litológicas.

Tabela 5.4. Intervalos composicionais de elementos que melhor estabelecem as diferenças entre as diversas fácies migmatíticas do Licungo. Dados de óxidos em % do peso e elementares em ppm. Sinal menor significa que o valor mínimo encontra-se abaixo do limite de detecção. Excluem-se *outliers*.

Natureza do óxido ou metal	Granitóides maciços	Veios leucossomáticos	Fácies intermédia (restítica)	Gnaisses maciços
SiO <sub>2</sub>	68,9 – 76,0	70,0 – 76,5	48,3 – 60,6	68,5 – 76,5
K <sub>2</sub> O	1,9 – 5,2	1,3 – 6,0	1,6-2,9	0,5 – 7,4
Na <sub>2</sub> O	3,1 – 5,4	2,0 – 4,7	3,5 – 4,8	1,6 – 5,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,4 – 16,7	11,1 – 15,3	14,9 – 17,0	11,7 – 15,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,7 – 3,2	0,4 – 4,3	5,7 – 11,9	0,3 – 3,6
MgO	0,4 – 0,9	<0,7	3,1 – 7,5	<1,9
CaO	1,3 – 2,9	0,1 – 1,9	5,3 – 9,4	0,4 – 4,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,15	<0,12	0,19 – 0,30	<0,15
Th	1,7 – 5,0	0,6 – 11,4	0,3 – 4,7	2,8 – 28,9
U	0,5 – 1,5	<3,0	<1,9	0,7 – 8,8
Rb	<58,0	<180,0	<79,0	<260,0
Ba	<1933	<1917	<755	<1070
Sr	<672,0	<376,0	<724	<524
Zr	60 - 167	<683	77 - 208	<316
Li	<24,1	<21,1	<31,1	<65,1
Ni	<12,1	<16,1	<91,1	<28,1
Co	<8,1	<5,0	<5,0	<43,1
∑TRL	35,0 – 106,1	19,4 – 448,5	37,7 – 125,9	5,2 – 564,4
∑TRP	2,5 – 8,3	2,4 – 48,3	11,1 – 22,7	0,8 – 70,7

#### 5.1.4. Afinidade Geoquímica e Enquadramento Geotectónico

No diagrama de De La Roche *et al.* (1980), as composições das rochas félsicas encaixantes projectam-se nos campos de granitos alcalinos, granitos e granodioritos (figura 5.9). A variação composicional da fácies gnáissica é relativamente mais ampla e abrange esses três campos de De La Roche. Os termos leucocrata e granitóide complementam-se nesta série, projectando-se, os primeiros, nos campos de granitos alcalinos e granitos, e os últimos nos domínios de granitos e granodioritos. Estas duas séries identificam-se com o trajecto II do diagrama QAPF, da figura 5.8. A complementaridade composicional entre fácies segregadas, com domínios circunscritos à composição gnáissica paleossomática é previsível em formações migmatíticas. A

fácies de cor intermédia apresenta composição também intermédia, projectando-se nos campos de diorito, diorito monzonítico e gabro alcalino (figura 5.9).

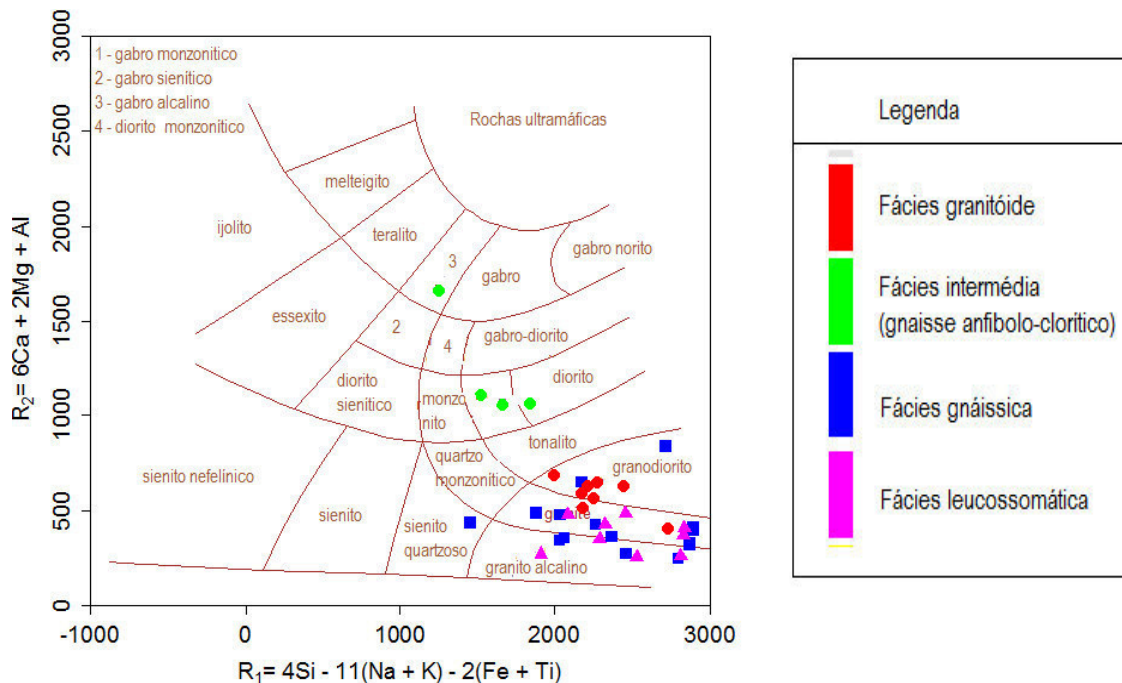


Figura 5.9. Diagrama classificativo  $R_1 - R_2$  de rochas encaixantes félsicas e intermédias do Licungo. Os campos foram propostos por De La Roche et al. (1980).

A alcalinidade é baixa, projectando-se, quase, a totalidade das composições das rochas félsicas no campo de rochas subalcalinas ácidas (figura 5.10), no diagrama TAS de Cox et al. (1979). Neste diagrama, assim como no anterior, a fácies intermédia forma uma tendência curvilínea entre o extremo de composição gabróica e diorítica.

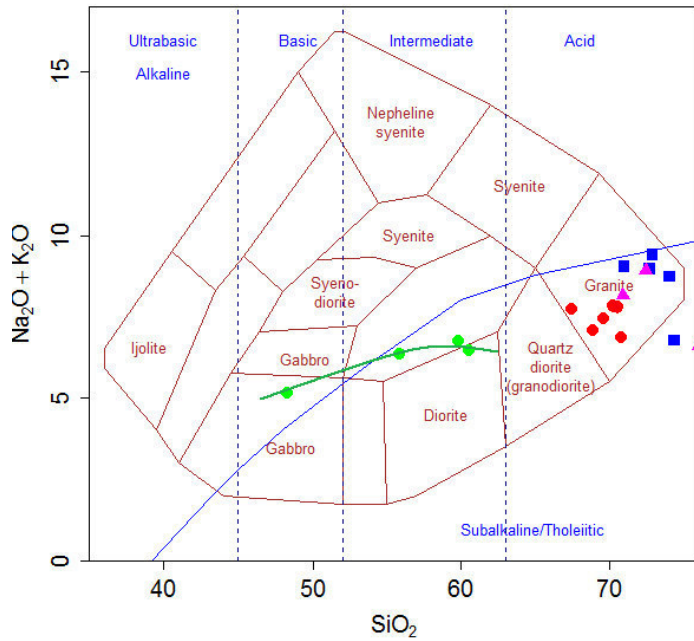


Figura 5.10. Diagrama classificativo  $SiO_2$  versus  $Na_2O+K_2O$ , projectado a partir das composições de rochas encaixantes félsicas e intermédias do Licungo. Campos propostos por Cox et al. (1979); dados de óxidos em % do peso; legenda de símbolos como na figura 5.9.

No diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), nota-se que o conjunto de fácies migmatíticas forma uma tendência linear de forte redução de  $Fe_2O_3^t$ , ligeira redução de MgO e forte aumento de iões alcalinos (figura 5.11A). Neste diagrama e no de Myashiro (1974) que, para além de  $FeO^t$  e MgO usa  $SiO_2$  como discriminante (figura 5.11B), a generalidade das composições é projectada na série calcoalcalina.

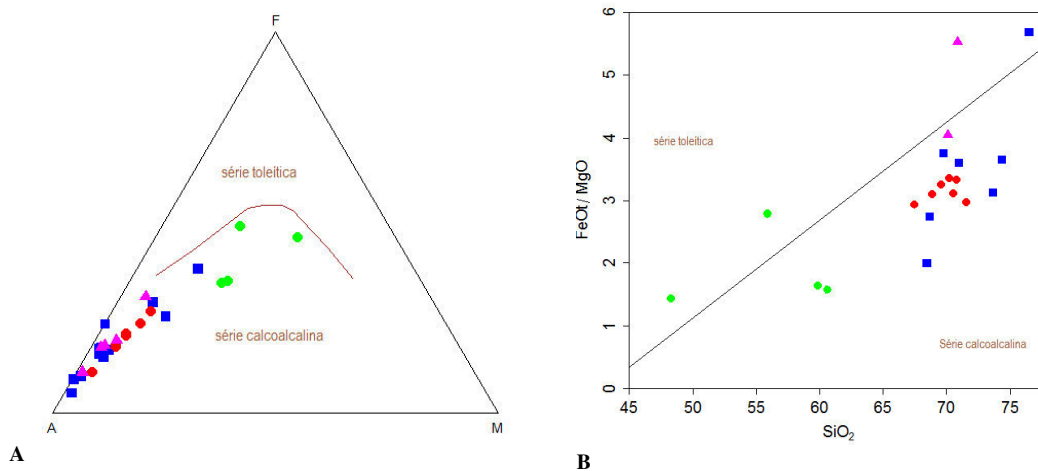


Figura 5.11. Diagramas para a dedução da série magmática das rochas encaixantes do Licungo. A – Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), onde:  $A=K_2O+Na_2O$ ,



$F=FeO+Fe_2O_3$  e  $M=MgO$ ; B - diagrama  $SiO_2$  versus  $FeO^I/MgO$ , com campos definidos por Miyashiro (1974). As composições dos óxidos são apresentadas em % do peso e a legenda de símbolos como na figura 5.9.

No diagrama de Shand (1943), os dados composicionais encontram-se projectados entre os campos metaluminoso e peraluminoso. A fácies intermédia projecta-se inteiramente no campo metaluminoso e a granitóide, tendencialmente mais enriquecida em alumina, quase, inteiramente, no campo peraluminoso (figura 5.12).

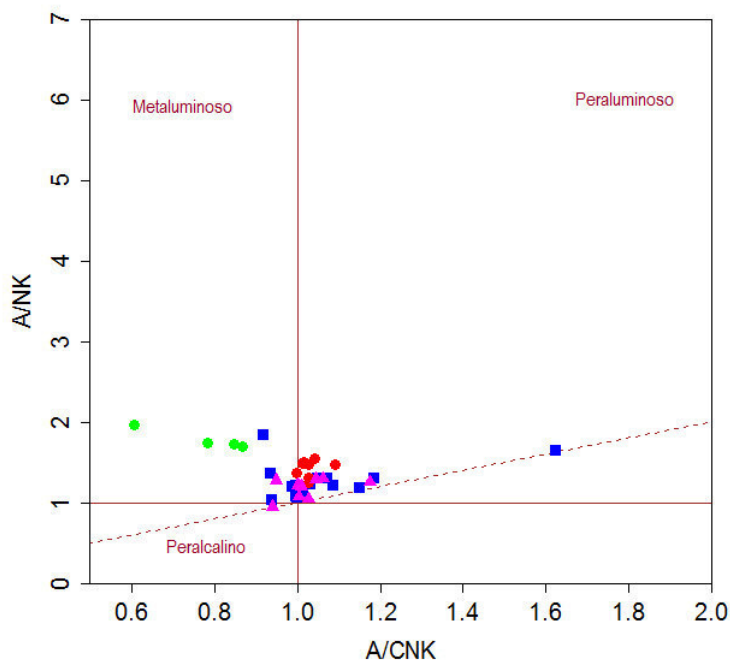


Figura 5.12. Projeção de dados composicionais das rochas encaixantes félsicas e intermédias no diagrama A/CNK e A/NK de Shand (1943). Dados apresentados em proporções molares; A/NK corresponde a  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$  e A/CNK a  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ ; legenda como na figura 5.9.

Whalen *et al.* (1987) identificaram a razão Ga/Al como forte índice diagnóstico de fusões graníticas geradas em diferentes regimes tectónicos. Projectando-se este índice contra os conteúdos de Zr, Nb, Ce, Y, Zn e índice agpaítico, verifica-se, que, as fácies granitóide, gnáissica e intermédia do Licungo identificam-se melhor com os campos I &

S. A fácies leucossomática apresenta conteúdos mais elevados desses componentes e projecta-se, tendencialmente, no campo de granitos de tipo A (figura 5.13).

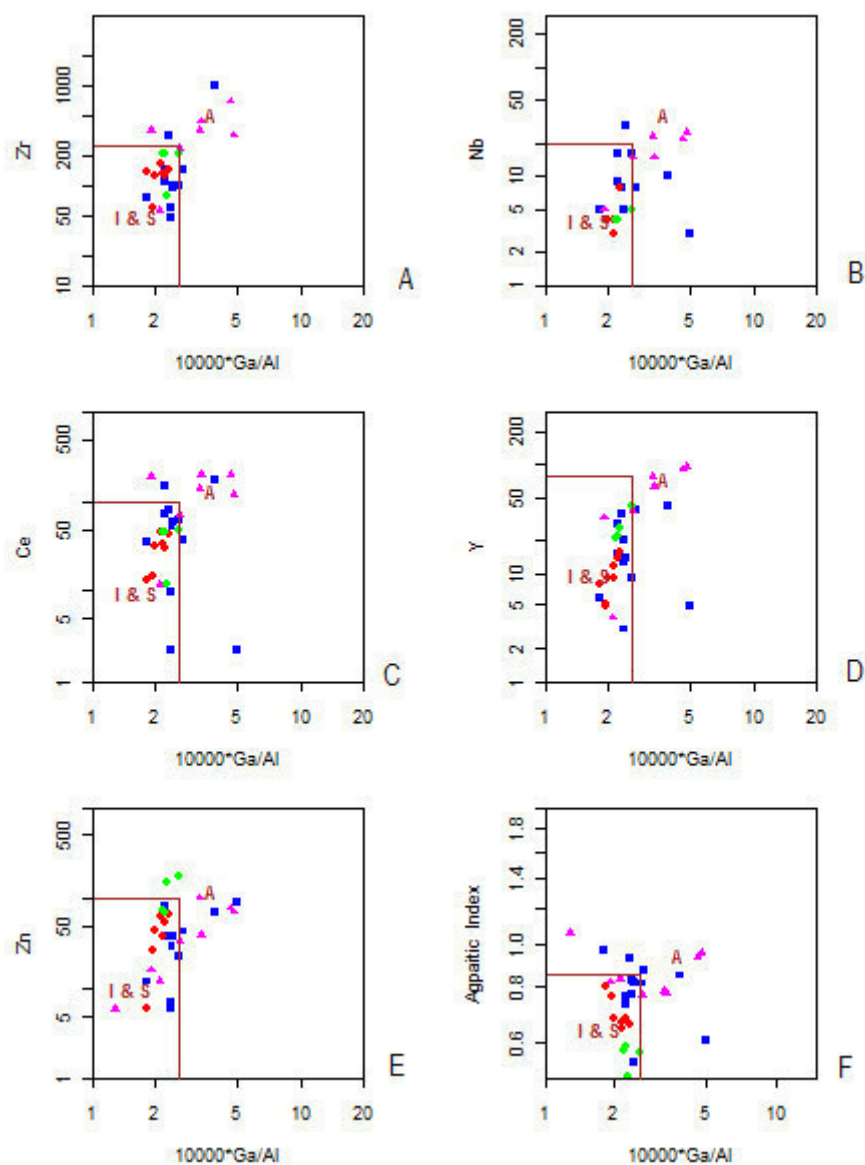


Figura 5.13. Diagramas de discriminação tectónica de rochas félsicas e intermédias do Licungo, através dos índices  $1000 \cdot Ga/Al$  versus Zr (A), Nb (B), Ce (C), Y (D), Zn (E) e índice apatítico (F). Legenda como na figura 5.9.

Os granitos do tipo A são implantados em ambientes anorogénicos intraplaca (subtipo A1) ou em estágios finais de eventos orogénicos (subtipo A2). No diagrama ternário Y-Nb-Ce, as composições da fácies leucocrata projectam-se no campo de granitos A2

(figura 5.14), sugerindo uma grande contribuição da crosta continental média (Singh & Yagam, 2012) a inferior (Eby, 1992) para a fusão.

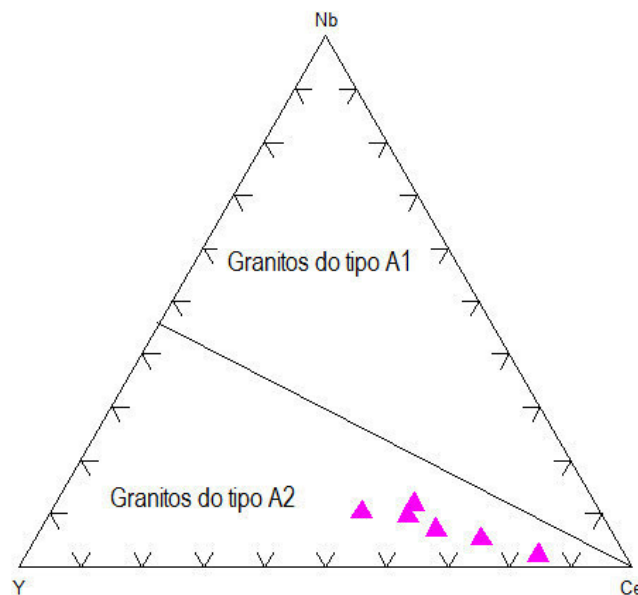


Figura 5.14. Diagrama ternário Y-Nb-Ce para observar em que subtipo de granito de tipo A se projectam as composições da fácies leucocrata. Campos delimitados por Eby (1992).

O trabalho de Whalen *et al.* (1987) não discrimina os tipos I e S que frequentemente se sobrepõem. Neste caso, o recurso à combinação de algumas características identitárias como, composição química e mineralógica, observações de campo e microscópicas, foi usada para auxiliar a distinção (Chappel & White, 1974 seguido por Kanen, 2001 e outros):

- i) Composição química: Diferentes fácies apresentam, em geral, conteúdos de  $Sr > Rb$ ,  $Na_2O > 3,2\%$ , baixa razão  $K/(Na+Ca)$ ;  $SiO_2$  muito variável consoante o índice de cor e baixo conteúdo de corundo normativo, com concentrações que variam, em geral, de 0 a 1% (tabela 5.5). O cálculo da composição normativa baseou-se na mesonorma, considerada mais apropriada para a normalização de rochas da mesozona (Barth, 1959).
- ii) Composição mineralógica: Os gnaisses e as rochas intermédias contém baixa proporção de moscovite primária do que biotite, e contém hornblenda;

- iii) Observação em afloramento: as composições das rochas encaixantes félsicas e intermédias apresentam uma grande variabilidade composicional, projectando-se ao longo dos campos de granodiorito, tonalito, monzodiorito e quartzo-granitóide.

As características acima apresentadas são típicas em granitos de tipo I.

Tabela 5.5. Mineralogia normativa das fácies leucocrata, gnáissica, granitóide e intermédia do Licungo, determinada a partir da mesonorma.

Referencia	Fácies	Or	Ab	An	Qz	Ap	Hem	Ilm	Bi	Anf	Cor	Rest	Total	DI
10ML119	Leucocrata	36,2	17,1	6,0	30,8	0,1	4,3	0,4	0,0	4,2	0,0	0,3	99,5	84,2
10ML121	Leucocrata	6,8	44,9	6,2	37,6	0,1	1,6	0,3	1,0	0,0	0,7	0,3	99,4	89,2
10ML125	Leucocrata	34,1	26,3	6,4	26,2	0,3	2,5	0,4	2,3	0,0	1,2	-0,1	99,4	86,5
12MD135	Leucocrata	22,7	32,2	5,4	37,5	0,0	1,0	0,2	0,6	0,0	0,1	0,3	99,9	92,4
14MJ147	Leucocrata	34,6	24,9	6,4	29,7	0,1	2,1	0,3	1,0	0,0	0,1	0,0	99,2	89,2
14MJ156	Leucocrata	34,1	21,0	1,9	39,4	0,0	2,7	0,2	0,2	0,0	0,1	0,4	100,1	94,5
14MJ167	Leucocrata	28,6	33,3	0,6	34,8	0,0	1,5	0,1	0,1	0,0	0,3	0,3	99,6	96,7
16ME181	Leucocrata	24,1	40,1	2,2	29,9	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	2,3	0,4	99,4	94,1
3MA14	Gnáissica	46,1	26,0	-0,8	24,6	0,1	0,7	0,1	-3,3	5,9	0,0	0,3	99,8	96,7
3MG19	Gnáissica	27,4	39,4	2,5	26,5	0,1	2,2	0,2	1,1	0,0	0,1	-0,1	99,4	93,3
5MB34	Gnáissica	3,4	38,2	15,7	29,4	0,4	4,4	0,4	0,2	7,6	0,0	-0,2	99,5	71,0
4MB39	Gnáissica	23,5	30,7	8,7	24,6	0,4	3,6	0,4	2,6	5,1	0,0	0,3	99,8	78,8
4MB45	Gnáissica	30,8	31,2	5,7	28,5	0,1	1,1	0,1	0,7	0,0	0,6	0,3	99,2	90,5
5MC48	Gnáissica	17,0	37,9	3,2	39,0	0,0	0,8	0,1	0,1	0,0	1,0	0,4	99,4	93,9
5MC54	Gnáissica	28,5	32,1	3,6	31,4	0,1	2,1	0,2	1,1	0,0	0,3	0,3	99,7	92,1
7ME62	Gnáissica	29,0	36,0	6,8	22,3	0,2	2,2	0,2	1,8	0,4	0,0	0,3	99,2	87,3
7ME63	Gnáissica	26,8	36,6	7,1	24,7	0,1	1,8	0,2	1,8	0,0	0,0	0,3	99,3	88,0
10ML121.1	Gnáissica	19,1	26,4	5,6	39,9	0,2	3,5	0,6	3,5	0,0	0,7	0,2	99,6	85,4
15MH168	Gnáissica	36,8	22,4	1,8	34,3	0,0	3,5	0,3	0,3	0,0	0,0	0,4	99,7	93,5
9MG101	Granitóide	25,0	36,3	8,4	26,2	0,1	1,2	0,2	1,4	0,0	0,5	-0,1	99,3	87,5
9MG102	Granitóide	11,4	39,8	12,7	27,1	0,4	3,2	0,5	3,7	0,0	0,6	0,2	99,5	78,3
8MG106	Granitóide	9,5	42,1	12,7	29,2	0,3	2,2	0,4	2,4	0,0	0,9	0,2	99,7	80,8
8MG110	Granitóide	18,3	37,8	9,5	27,4	0,3	2,0	0,3	2,2	0,0	1,6	0,2	99,6	83,4
13MF138	Granitóide	13,5	42,4	13,2	22,3	0,5	2,9	0,5	3,5	0,0	0,6	-0,2	99,3	78,2
13MF141	Granitóide	12,7	45,5	11,0	25,3	0,2	1,9	0,3	2,3	0,0	0,2	-0,1	99,3	83,5
13MF142	Granitóide	12,0	43,1	12,2	25,8	0,3	2,3	0,4	2,6	0,0	0,7	0,3	99,6	80,9
14MJ146	Granitóide	30,6	26,2	6,4	35,4	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	99,9	92,1
8MD129	Intermédia	12,7	36,8	12,3	12,3	0,6	5,6	0,9	-0,5	18,5	0,0	0,0	99,3	61,9
8MD129.1	Intermédia	10,8	40,4	13,8	10,6	0,6	5,7	0,9	1,3	15,2	0,0	0,1	99,4	61,8
12MD130	Intermédia	24,5	30,1	-5,3	-14,2	0,4	11,9	1,4	-22	73,0	0,0	-0,2	99,4	40,4
8MG104	Intermédia	21,1	29,2	8,3	6,6	0,7	10,2	1,6	-5,6	27,5	0,0	0,0	99,6	56,9

Ab- albite; Or – ortoclase; Na – anortite; Ap – apatite; Hem – hematite; ilm – ilmenite; Bi – biotite; Anf – anfíbola; Cor – corundo; DI – índice de diferenciação.

Ao nível dos protólitos primordiais, a formação de granitos calcoalcalinos é habitualmente atribuída a ambientes de arcos vulcânicos (Wilson, 1989; Pearce, 1996; Simmonis *et al.*, 2003). Este enquadramento geotectónico é também observado em fácies granitóide, gnáissica e intermédia, nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) (figura 5.15). No entanto, fácies leucocratas, que são, também, de afinidade calcoalcalina, metaluminosa a peraluminosa, mas com elevados valores de Nb, Y, Zr e Ce, projectam-se em ambiente tectónico intraplaca (figuras 5.15). Para ambos os diagramas (figuras 5.15A e B) regista-se uma certa evolução do grau de alcalinidade entre granitóides e leucossomas venulares, seguindo uma tendência quase linear, na figura 5.15B. A fácies intermédia apresenta alcalinidade intermédia, entre fácies granitóide e leucocrata.

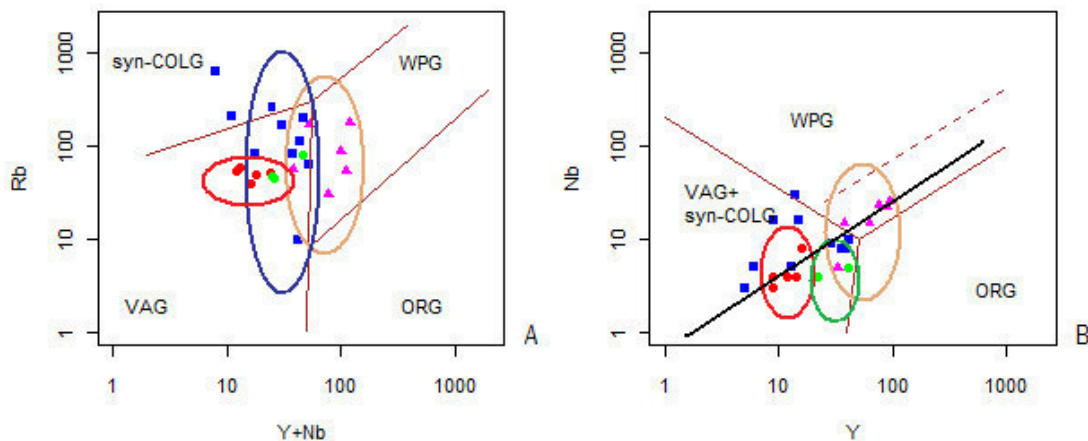


Figura 5.15. Discriminação tectónica de litótipos félsicos e intermédios encaixantes do CPL, através dos diagramas de Pearce *et al.* (1984). A - Diagrama Y+Nb versus Rb; B - Diagrama Y versus Nb. As composições são dadas em ppm e a legenda está como na figura 5.9.

Os perfis de TR nos termos félsico e intermédio (figura 5.16) apresentam dois principais padrões de organização, com respectivas variações:

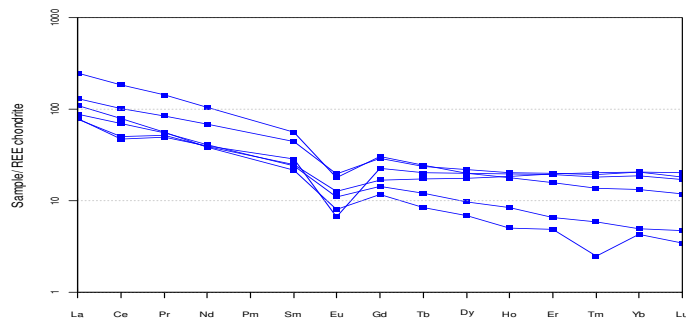
Padrão 1 – contempla perfis paralelos entre si, com relativo enriquecimento em TRL e empobrecimento em TRP, podendo-se, ainda, dividir em subpadrões i) e ii);

- i) neste subpadrão não há registo de anomalias de distribuição de TR ou, existindo, são negligenciáveis; observa-se em fácies granitóide e intermédia (figura 5.16B e D), que apresentam os mais baixos somatórios de TRL e TRP; na fácies intermédia, entretanto, alguns perfis apresentam somatórios ligeiramente superiores aos dos litótipos granitoides e leucocratas (tabela 5.3C, 5.4 e figura 5.16);
- ii) este subpadrão, caracterizado por fortes anomalias negativas de Eu e anomalias negativas ligeiras e esporádicas de Tm e Ce, observa-se, principalmente, em fácies gnáissica (figura 5.16A) e leucocrata (figura 5.16C); os somatórios de TRL são relativamente elevados (tabela 5.3C e 5.4; figura 5.16);

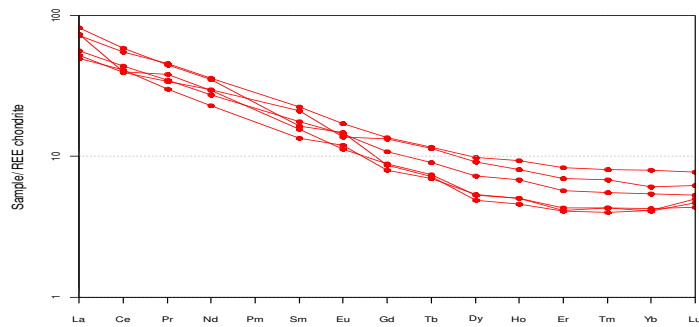
Padrão 2 – é um padrão raro, observado na fácies intermédia, constituído por perfis mais ou menos planos, ligeiramente enriquecidos em TRM e empobrecidos em TRL; os somatórios de TRL são os mais baixos (figura 5.16D) e os de TRP encontram-se ao nível dos de granitóide (tabela 5.4).

Segundo Wilson (1989) que, também, estabelece a correlação de um conjunto de parâmetros químicos com ambientes tectónicos, o padrão 1 é característico de ambientes de arco vulcânico e o 2 de cristas meso-oceânicas.

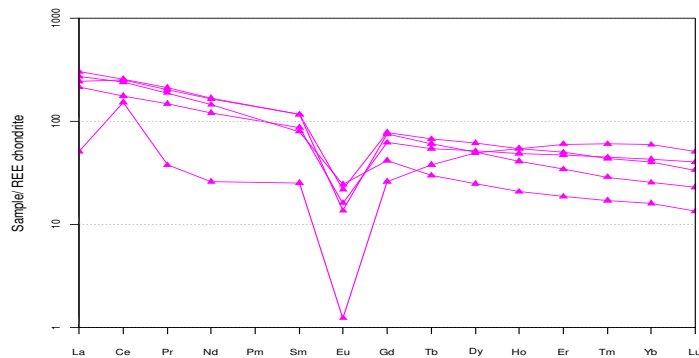
Perfis de TR paralelos, diferindo, essencialmente, na sua concentração inicial e amplitude das anomalias, sugerem alguma comunhão do local fonte da fusão. As anomalias podem reflectir maior ou menor envolvimento de certos minerais durante a fusão parcial ou durante os processos evolutivos.



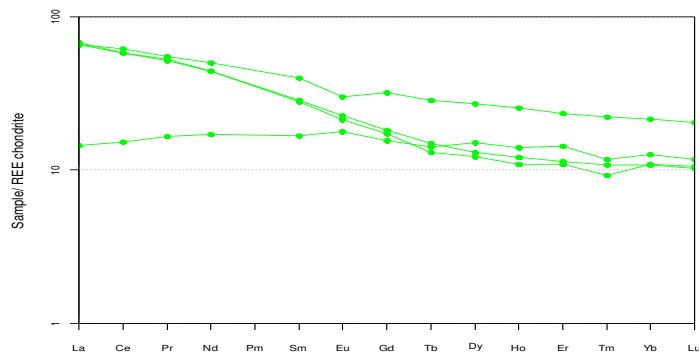
A



B



C



D

Figura 5.16. Perfis de terras raras nas fácies fêlsica e intermédia do Licungo, normalizados à composição de condritos (constantes de normalização de Boynton, 1984). A – Perfís em fácies



*gnáissica; B – perfis em fácies granitóide; C – perfis em fácies leucocrata; D – perfis em fácies intermédia.*

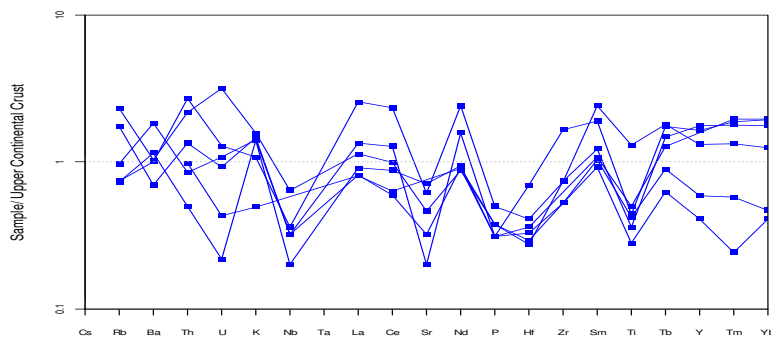
Os perfis dos elementos traço, normalizados à composição da crosta continental superior (figura 5.17), apresentam como característica comum, aos quatro litótipos, anomalias negativas de Nb bem marcadas em fácies gnáissica, granitóide e intermédia, e fracas em fácies leucossomática, tendo, esta última, valores médios de Nb equiparáveis aos registados na crosta continental.

As fácies gnáissica (figura 5.17A) e leucocrata (figura 5.17B) apresentam um padrão similar de perfis, diferindo, essencialmente, na amplitude das anomalias. Registam anomalias positivas de La, Ce, Nd e Sm e negativas de Sr, Ti e P. As anomalias de Sm e Nd são mais fortes na fácies leucocrata, registando valores médios superiores aos continentais em quase todos os perfis. Em relação ao Rb e Ba, registam-se anomalias mistas nos dois litótipos (positivas em certas amostras e negativas noutras), comportamento que se estende para o U na fácies gnáissica.

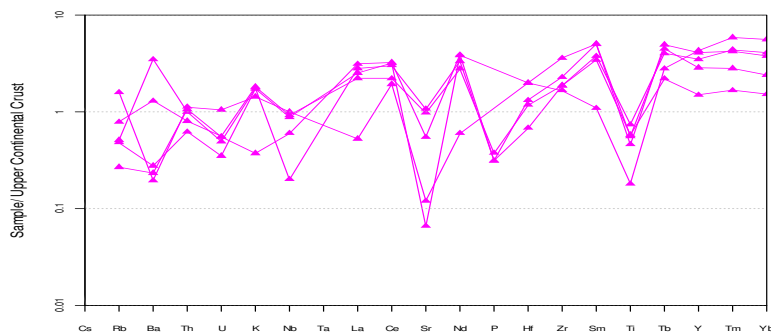
As fácies granitóide (figura 5.17C) e intermédia (figura 5.17D) distinguem-se da ortognáissica e leucocrata pelas suas anomalias positivas de Sr e negativas de Th, Rb e U.

O Nb é um elemento significativamente imóvel, estando, por isso, as suas anomalias negativas provavelmente relacionadas com fonte empobrecida. As anomalias negativas de Nb, aliadas a negativas de Ti, positivas de TRL e tendência de empobrecimento em TRP observadas em fácies leucocrata e gnáissica podem estar relacionadas com a génese do material em ambiente de arco vulcânico.

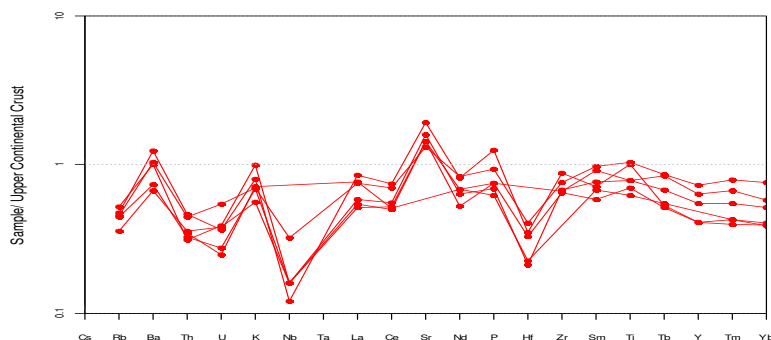
As anomalias positivas de La, Ce, Sm e K e negativas de Sr, P e Ti sugerem maior importância do material da crosta continental para a fusão.



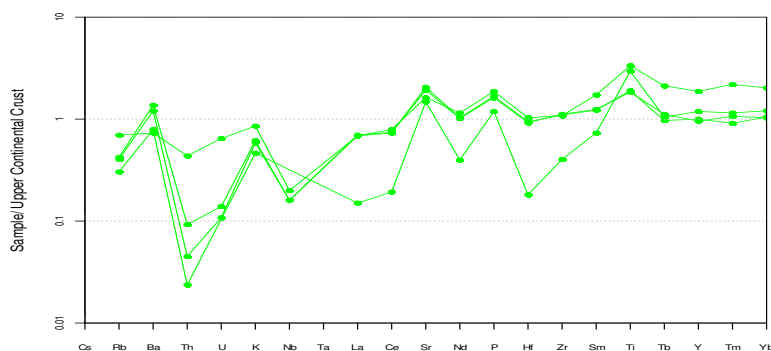
A



B



C



D

Figura 5.17. Perfis de elementos traço nos litótipos félsicos e intermédios do Licungo, padronizados à composição da crosta superior. Constantes de padronização propostas por

*Taylor & McLennan (1995). A – fácies gnáissica; B – fácies leucocrata; C – fácies granitóide; D – fácies intermédia.*

As diferenças registadas entre fácies gnáissica-leucocrata e intermédia-granitóide podem ser de âmbito local, relacionadas com a importância ou não de minerais particulares. A fraccionação das plagioclases, por exemplo, pode provocar anomalias negativas de Eu, Sr e P observadas em gnaisses e leucossomas migmatíticos. No caso das fácies gnáissica e intermédia, sem anomalias de Eu, parece não se registar o envolvimento da plagioclase. Neste caso, as anomalias positivas de Sr, Ba e P poderiam estar associadas à fraccionação de feldspatos potássicos. A fusão parcial envolvendo ou não plagioclases, feldspatos potássicos ou micas pode, também, originar os padrões observados nas figuras 5.16 e 5.17.

Os processos de alteração pós-magmáticos generalizados nas rochas de Licungo, afectando principalmente as plagioclases, podem interferir ligeiramente nas amplitudes das anomalias, mas o seu impacto sobre a forma geral dos padrões deve ser reduzido (Wilson, 1989).

### **5.1.5. Principais Tendências de Diferenciação**

Os dados composicionais projectados nos diagramas de Harker (figura 5.18) salientam tendências gerais de correlação negativa entre a sílica e  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{MnO}$ . A correlação  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  é positiva e as correlações  $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$  mostram duas tendências evolutivas: tendência I que é positiva e tendência II negativa. Estas tendências sugerem que a despeito do que seria de esperar em ambiente migmatítico e para as fácies seleccionadas na amostragem, a cristalização fraccionada terá sido o principal mecanismo de diferenciação magmática.

A tendência de aumento de  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  com o aumento de sílica (figura 5.18B e E) regista-se, apenas, na fácies intermédia.

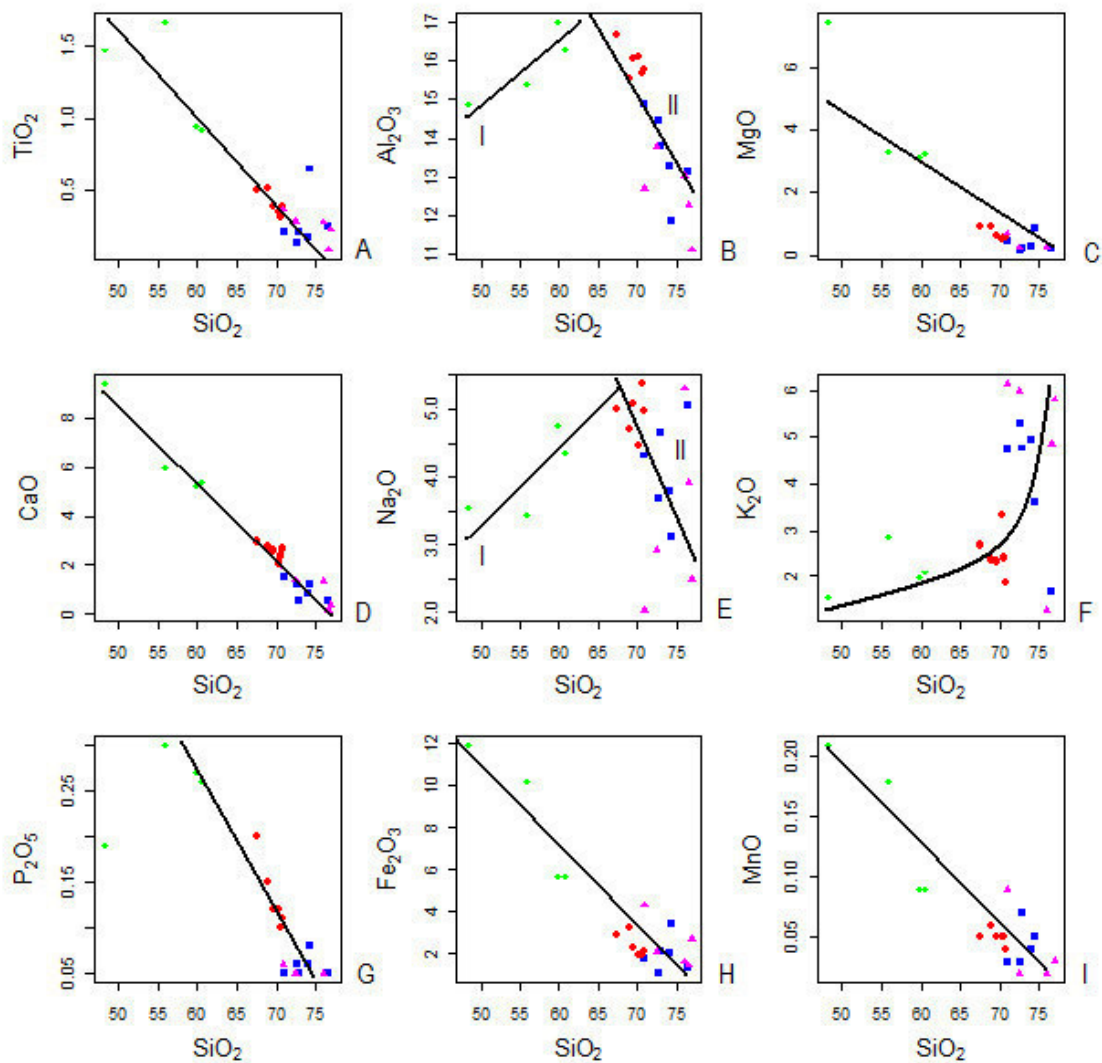


Figura 5.18. Diagramas de Harker em relação aos óxidos de elementos maiores registados nas rochas encaixantes félsicas e intermédias do Licungo. A – Diagrama de  $TiO_2$ ; B – diagrama de  $Al_2O_3$ ; C – diagrama de  $MgO$ ; D – diagrama de  $CaO$ ; E – diagrama de  $Na_2O$ ; F – diagrama de  $K_2O$ ; G – diagrama de  $P_2O_5$ ; H – diagrama de  $Fe_2O_3$ ; I – diagrama de  $MnO$ . Óxidos dados em % do peso e legenda apresentada como na figura 5.9.

As tendências I e II, indicadas na figura 5.18, observam-se, também, na maioria dos diagramas que relacionam a sílica com os elementos traço, tais como: Ce, Sm, Rb, Ba, Sr e Zr (figura 5.19). Parece haver uma tendência de transição gradual entre a fácies intermédia e granitóide. A fraccionação de granitóides (tendência II, figura 5.19) só se inicia depois de ter cessado a fraccionação da fácies intermédia. Em certos casos, essa

tendência II é coincidente com a III (figura 5.19F, H, I). As projecções de Ce, Sm, Rb, Ba e Zr contra sílica são as que melhor discriminam as três tendências evolutivas.

A tendência crescente de  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (figuras 5.18), Rb, Ba, Sr (figura 5.19) e decrescente de CaO (figura 5.18) com o decurso da fraccionação e a ausência de anomalias de Eu (figura 5.16A, B) podem ser indicativos de fraccionação magmática (cristalização fraccionada), numa primeira fase, sem o envolvimento da plagioclase, mas com o envolvimento de Ca. O Ca poderia estar incorporado noutras fases minerais não aluminosas como piroxenas e anfíbolos cálcicos, seguindo a série descontínua de cristalização de Bowen. As TRP podem ser compatíveis com essas fases ferromagnesianas. A tendência inverte-se quando a plagioclase enriquecida em componente albítica começa a ser cristalizada, durante a formação da fácies granitoide (tendência II). A outra possibilidade para as referidas tendências é a da contaminação (incorporação e digestão progressiva) por material não félsico, capaz de contribuir para a redução das concentrações de elementos de afinidade crustal (TRL, elementos litófilos de grande raio iónico – LILE - e Na). Uma vez cessada a fonte de contaminação, e após o reequilíbrio do sistema, a evolução por fraccionação pode ter sido retomada, seguindo a tendência III, observada, essencialmente, nas fácies leucocrata e gnáissica.

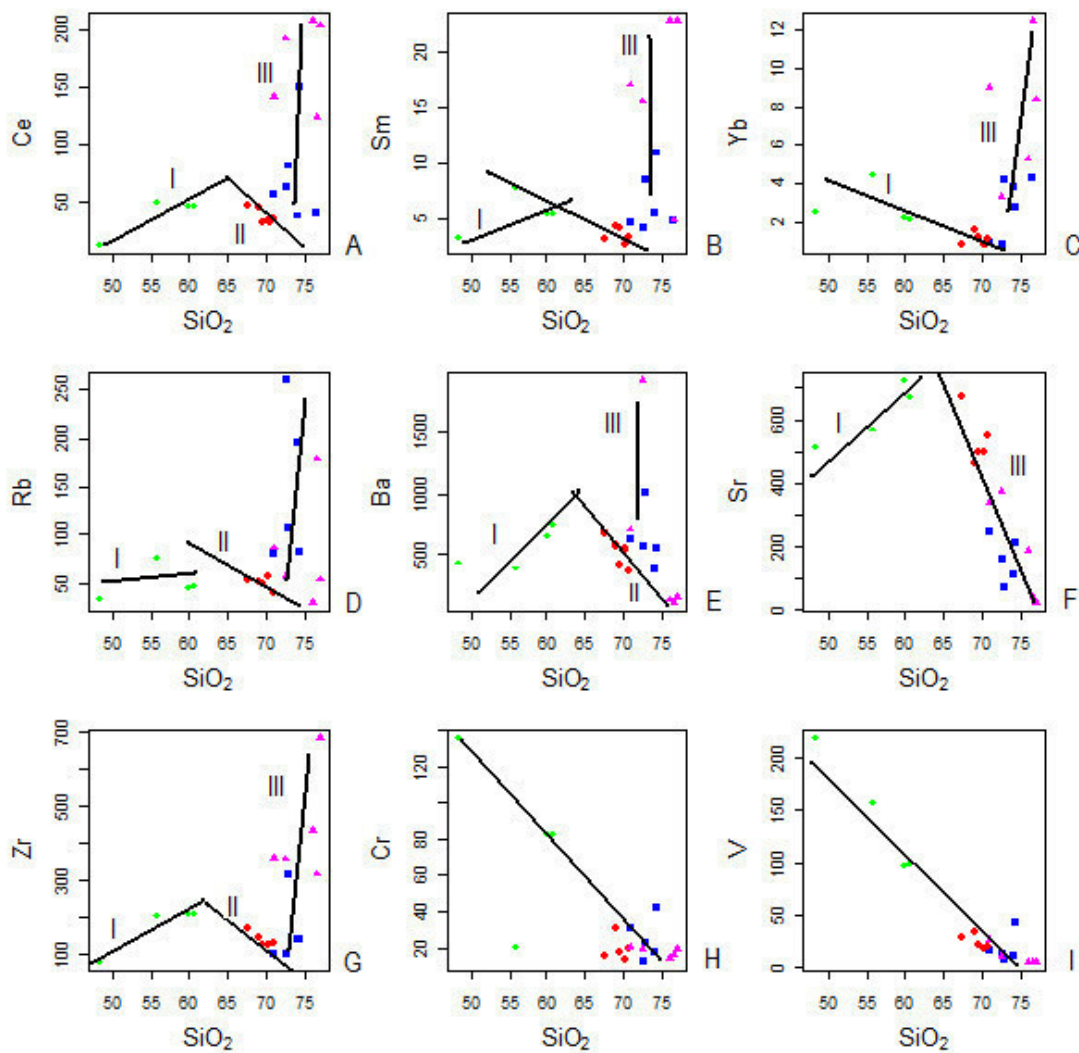


Figura 5.19. Diagramas de Harker para os elementos traço contidos em rochas félsicas e intermédias do Sistema Licungo. A – Diagrama de Ce; B – diagrama de Sm; C – diagrama de Yb; D – diagrama de Rb; E – diagrama de Ba; F – diagrama de Sr; G - diagrama de Zr; H – diagrama de Cr; I – diagrama de V. As composições de SiO<sub>2</sub> estão apresentadas em % de peso e elementos em ppm. A legenda está apresentada como na figura 5.9.

Entre os litótipos em consideração, podem-se salientar tendências evolutivas particulares, que não estão claramente definidas nas figuras 5.18 e 5.19. Através da correlação entre os diferentes índices de fraccionamento e os elementos maiores (ou respectivos óxidos) e traço, essas tendências são a seguir identificadas em cada fácies migmatítica.

#### **5.1.5.1. Fácies de Composição Intermédia**

A fácies intermédia tende a projectar-se nos domínios dos mais altos conteúdos de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  (figura 5.18) e  $\text{V}$  (figura 5.19I), dos mais baixos conteúdos de  $\text{SiO}_2$  e mais baixo conteúdo de  $\text{SiO}_2$  conjugado com baixo conteúdo de  $\text{K}_2\text{O}$  (figura 5.18F). O índice  $\text{Zr/TiO}_2$ , projectado contra alguns elementos maiores e traço (figura 5.20), sustenta a evolução desta fácies por fraccionação, atingindo um índice de diferenciação (DI) entre 56,9% e 61,9% (índice proposto por Thorton & Tuttle, citados em Cox *et al.*, 1979).

A fraccionação seguiu uma única tendência designada I nas figuras 5.18 e 5.19. O Sr (figura 5.20E) segue a tendência de  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  (figura 5.20C) e afasta-se da de  $\text{CaO}$  (figura 5.20D).



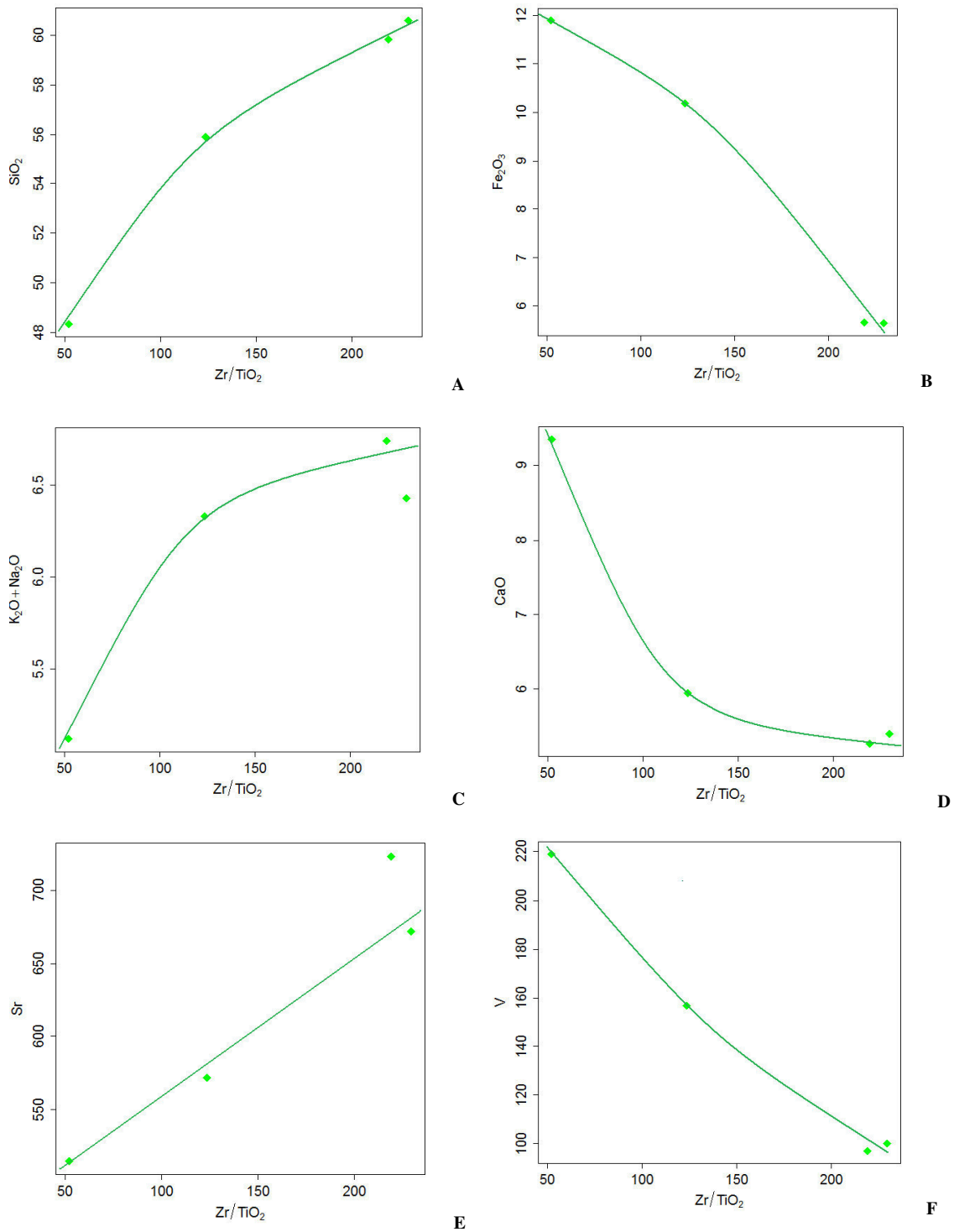


Figura 5.20. Diagramas de correlação entre a razão  $Zr/TiO_2$  e os óxidos dos elementos maiores e traço nas litologias intermédias do Licungo. A – Diagrama  $Zr/TiO_2$  versus  $SiO_2$ ; B – diagrama  $Zr/TiO_2$  versus  $Fe_2O_3$ ; C - diagrama  $Zr/TiO_2$  versus  $Na_2O+K_2O$ ; D - diagrama  $Zr/TiO_2$  versus  $CaO$ ; E - diagrama  $Zr/TiO_2$  versus  $Sr$ ; F - diagrama  $Zr/TiO_2$  versus  $V$ . Dados de óxidos em % de peso e elementares em ppm.

### 5.1.5.2. Fácies Granitóide

Na fácies granitóide destacam-se os conteúdos mais elevados de Na<sub>2</sub>O (figura 5.18E) e os mais baixos de Yb (figura 5.19C). Baixos conteúdos de Ce, Rb e altos conteúdos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Sr registam-se, também, na fácies intermédia. Em geral, apresenta menores concentrações dos elementos de afinidade mantélica e maiores concentrações dos de afinidade crustal do que a fácies intermédia.

Alguns diagramas que relacionam a sílica com U, Cr e Pb, em granitóides (figura 5.21), mostram duas tendências evolutivas paralelas a subparalelas entre si. O U apresenta tendências negativas contrárias às habitualmente registadas durante a fraccionação, tal como o Cr. O Pb apresenta tendências negativas que podem ocorrer em processos de fraccionação. Estas tendências podem sugerir, também, a contaminação do magma por material de afinidade mantélica.

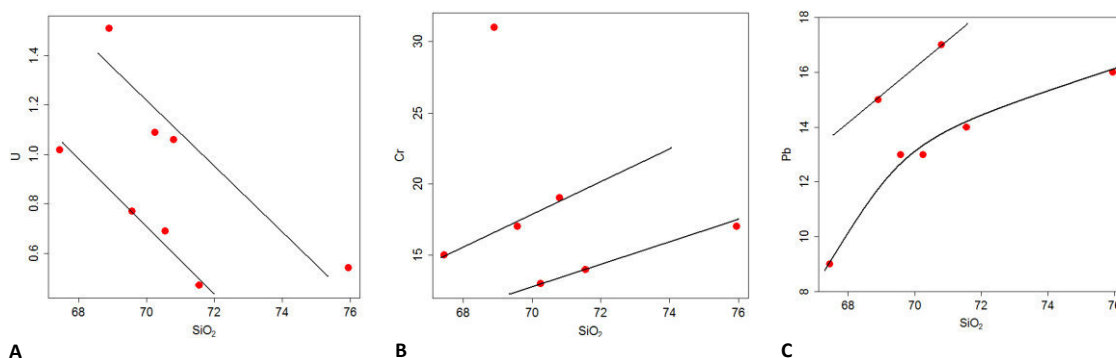


Figura 5.21. Diagramas de variação de SiO<sub>2</sub> contra elementos traço analisados na fácies granitoide do Licungo: A – diagrama SiO<sub>2</sub> versus U; B – diagrama SiO<sub>2</sub> versus Cr; C – diagrama SiO<sub>2</sub> versus Pb. Dados de SiO<sub>2</sub> em % do peso e de elementos traço em ppm.

### 5.1.5.3. Fácies Leucocrata

A fácies leucocrata projecta-se nos domínios com os mais altos conteúdos de SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O (figura 5.18), Ce, Sm e Yb (figura 5.19); mais baixos conteúdos de CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e MnO (figura 5.18); mais altos conteúdos de SiO<sub>2</sub> conjugados com baixos conteúdos de V e de Cr (figura 5.19).

Nesta fácies estabelecem-se correlações negativas entre MgO e SiO<sub>2</sub>, Ba e K e positivas entre MgO e CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e V, comuns durante a fraccionação, que deverá ter seguido duas tendências observadas na evolução de SiO<sub>2</sub>, Ba e K<sub>2</sub>O (figura 5.22).

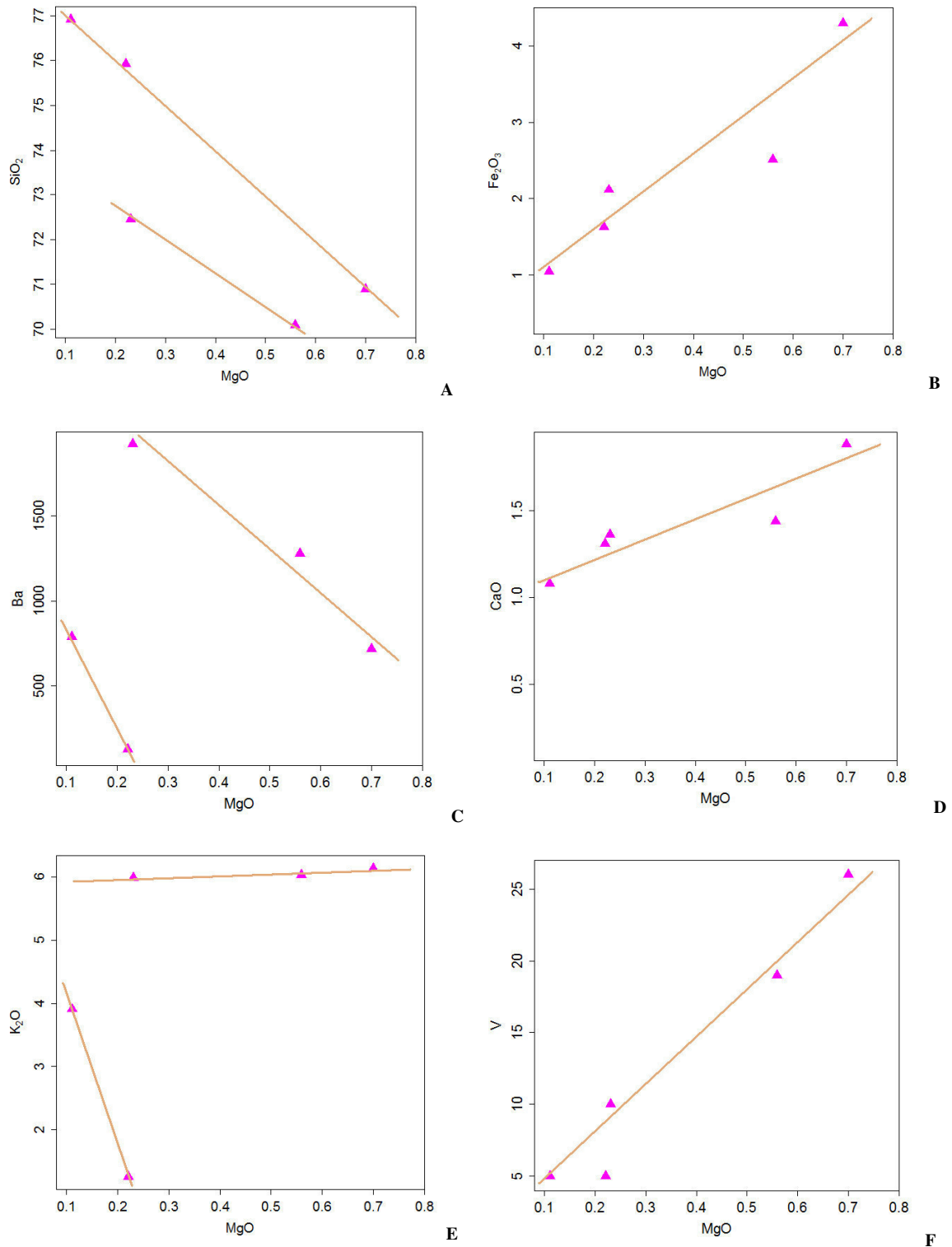


Figura 5.22. Diagramas de variação de MgO com alguns elementos maiores e menores para observação do estágio de diferenciação de leucogranitóides do Licungo. A – diagrama MgO-

SiO<sub>2</sub>; B – diagrama MgO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; C – diagrama MgO-Ba; D - diagrama MgO-CaO; E – diagrama MgO-K<sub>2</sub>O; F – diagrama MgO-V. Dados analíticos de óxidos em % do peso e elementares em ppm.

As tendências que se observam na figura 5.22 não dão nenhuma indicação de contaminação por material mantélico, pelo contrário, parece ter havido alguma adição de material crustal provavelmente nos estágios finais da evolução magmática.

#### 5.1.5.4. Fácies Gnáissica

Os gnaisses mostram composições que se sobrepõem amplamente às da fácies leucocrata. Algumas diferenças registam-se nas concentrações relativamente baixas de SiO<sub>2</sub> (figura 5.18), Ce, Sm e Yb e relativamente altas de Ba e V (figura 5.19) na fácies gnáissica.

Nesta fácies registam-se duas a três tendências evolutivas indicadas pelos diagramas de correlação de SiO<sub>2</sub> contra Y e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (figura 5.23).

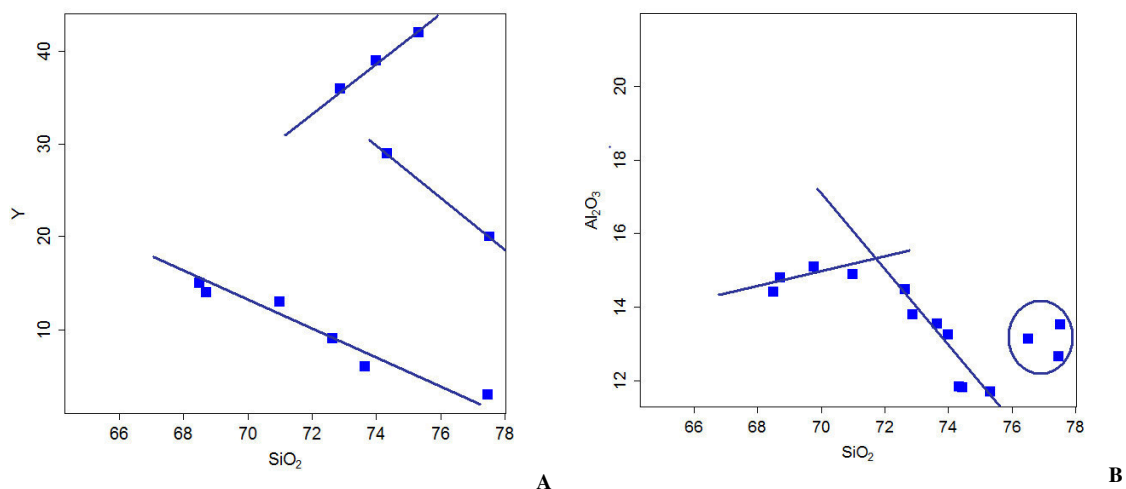


Figura 5.23. Tendências de evolutivas dos ortogneisses do Licungo. A – Diagrama SiO<sub>2</sub> versus Y; B – diagrama SiO<sub>2</sub> versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Dados de óxidos em % do peso e de Y em ppm.

As correlações MgO-Ni, MgO-Cr, Ni-Cr (figura 5.24) são positivas ao longo de todo o trajecto evolutivo, mas com maior dispersão dos dados nas concentrações mais baixas, seguida de melhor ajustamento nas concentrações mais altas. Durante a incorporação e dissolução de material ferromagnésiano, pode-se produzir este efeito, antes de a evolução prosseguir por fraccionação (transição entre as tendências II e III, nas figuras 5.18 e 5.19). A correlação positiva entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e Cr (figura 5.24D), sugere que a anatexia do material mantélico contendo espinela, seguido de fraccionação, poderia, também, produzir o mesmo efeito.

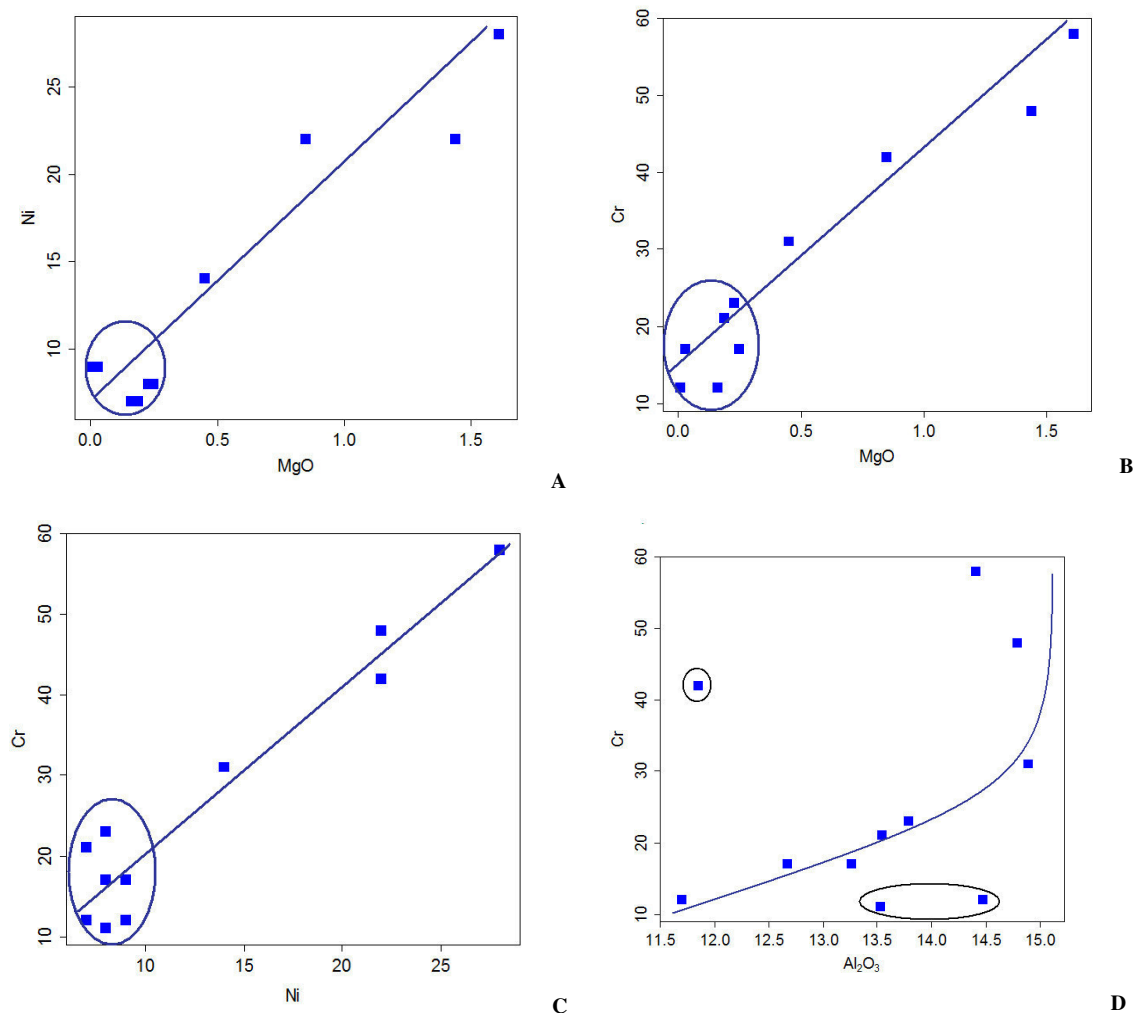


Figura 5.24. Tendências de correlação positivas observadas entre os minerais ferromagnésianos. A – Diagrama MgO versus Ni; B – diagrama MgO versus Cr, C – diagrama Ni versus Cr. Dados de óxidos em % do peso e elementares em ppm.

**5.1.6. Relações entre as Rochas Félsicas e Intermédias – Cenários de Diferenciação**

Há indícios de evolução das litologias do Licungo a partir de um reservatório comum, alguns dos quais já foram referidos. Destacam-se os seguintes:

- i) perfis dos TR paralelos nas quatro fácies analisadas;
- ii) diagramas de correlação, grosso modo, colineares;
- iii) evolução geral compatível com a cristalização fraccionada;
- iv) perfis de elementos raros com anomalias comuns (formam-se dois grupos de fácies mais afins: o grupo leucocrata-gnáissico e o grupo intermédio-granitóide);
- v) evolução seguindo duas tendências geoquímicas para a maioria dos elementos traço.

Considerando a origem dos litótipos a partir de um reservatório comum, evoluindo em seguida por fraccionação, a sequência de evolução e cristalização seria no sentido fácies intermédia < granitóide < gnáissica < leucocrata, conforme sugere a correlação entre  $Zr/TiO_2$  e CaO (figura 5.25). O DI mostra uma diferenciação nesse sentido, variando de 43,5% a 71,9% na fácies intermédia; 85,0% a 91,5% em granitóides; 79,8% a 97,0% em gnaisse e 88,0% a 92,6% em fácies leucocrata (tabela 5.5).

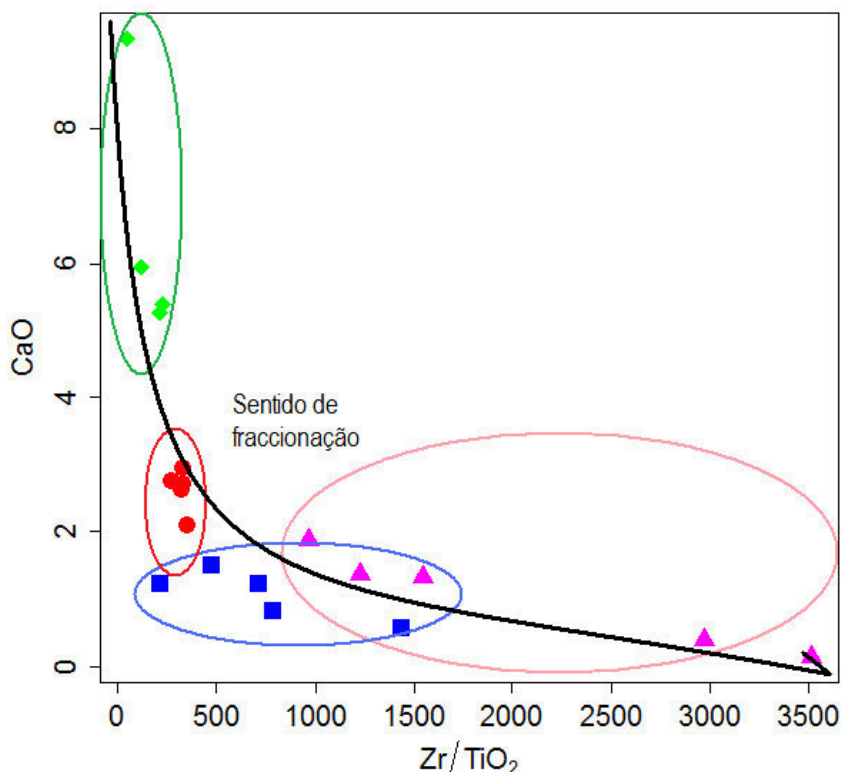


Figura 5.25. Diagrama Zr/TiO<sub>2</sub> versus CaO sugestivo do sentido de fraccionamento dos litótipos félsicos e intermédios do Licungo. Dados de óxidos em % do peso e de Zr em ppm. Legenda como na figura 5.9.

Apesar de se tratar de indicadores obtidos para uma herança protolítica, um forte aumento de elementos incompatíveis no grupo de fácies gnáissica-leucocrata pode ter ocorrido durante uma nova injeção magmática, a partir de um mesmo reservatório. Se houver um longo período de tempo a separar os impulsos magmáticos, o magma remanescente pode sofrer uma prolongada diferenciação, traduzida em empobrecimento em elementos compatíveis (Fe, Mg, Ti, Ni, V, Cr, etc.) e enriquecimento em sílica e em elementos incompatíveis (LILE, HFSE, TR).

O diagrama da figura 5.26, que projecta SiO<sub>2</sub> contra A/NK, sustenta essa evolução da alcalinidade por fraccionamento (Černý *et al.*, 2012), sem, contudo, sugerir nenhuma gradação nos diferenciados mais evoluídos.



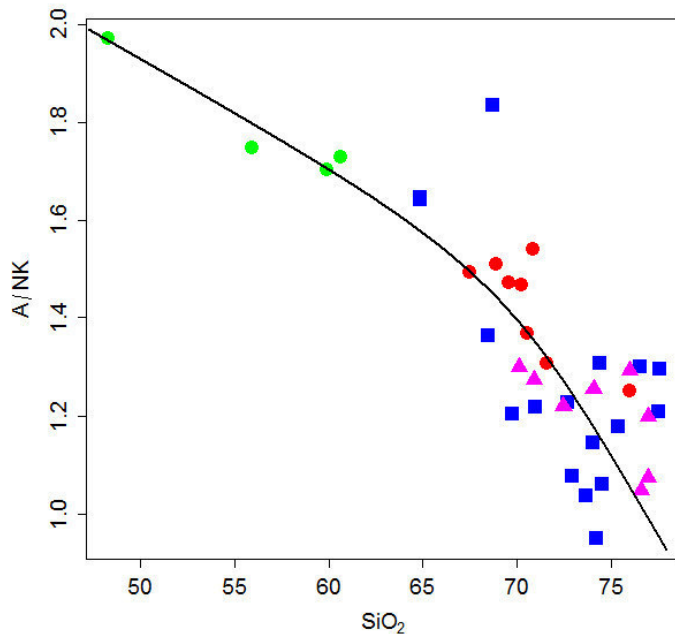


Figura 5.26. Diagrama de  $\text{SiO}_2$  versus A/NK para a observação da relação entre alcalinidade e fraccionação nos litótipos encaixantes félsicos e intermédios do Licungo. Dados de óxidos em % do peso e elementares em PPM. Legenda como na figura 5.9.

Os diagramas de  $\text{SiO}_2$  contra  $\text{Zr/TiO}_2$  e  $\text{Nb+Y}$  mostram-se mais sensíveis à variação da alcalinidade entre a fácies leucocrata e gnáissica, parecendo sugerir alguma contribuição externa para a alcalinidade, para além da alcalinização por fraccionação, indiciada pelo desvio da tendência de cristalização (figura 5.27A) e salto composicional (figura 5.27B). A tendência de distribuição bimodal dos elementos de afinidade crustal, caracterizada por aumento das suas concentrações no magma residual e a tendência quase unimodal de redução dos elementos de afinidade mantélica, observada em veios leucocratas (figura 5.22), são, também, indicadores da evolução da alcalinidade por fraccionação e por contaminação.

Há, entretanto, questões de natureza estrutural, geoquímica e geotectónica a considerar, na consolidação das hipóteses de diferenciação:

A fácies leucocrata parece estar intimamente associada à deformação, tanto frágil como dúctil. Apresenta-se tanto em forma de veios que cortam gnaisses e rochas intermédias, como em forma de dobras orientadas. O termo leucocrata é, portanto, posterior a fácies gnáissica, granitóide e intermédia e, encontra-se afectado pela tectónica compressiva.

A fácies leucocrata apresenta afinidade do tipo A, e as fácies intermédia, granitóide e gnáissica encaixantes a do tipo I, associada ao ambiente de arco vulcânico. A sua

formação ocorre, provavelmente, como consequência da continuada subdução da crosta oceânica sob a continental (a subdução do Oceano Moçambicano precedeu a fase colisional Pan-Africana), culminando com a colisão arco-continente. Segundo Macey *et al.* (2010), todo o bloco de Nampula foi remobilizado durante a orogenia Pan-Africana (Neoproterozóico-Câmbrico), criando espessamento crustal indutor do *fabric* regional observado nas rochas, em condições de metamorfismo de grau anfibolítico. Gnaisses e migmatitos Nampulianos são associados a este evento (Bingen *et al.*, 2009).

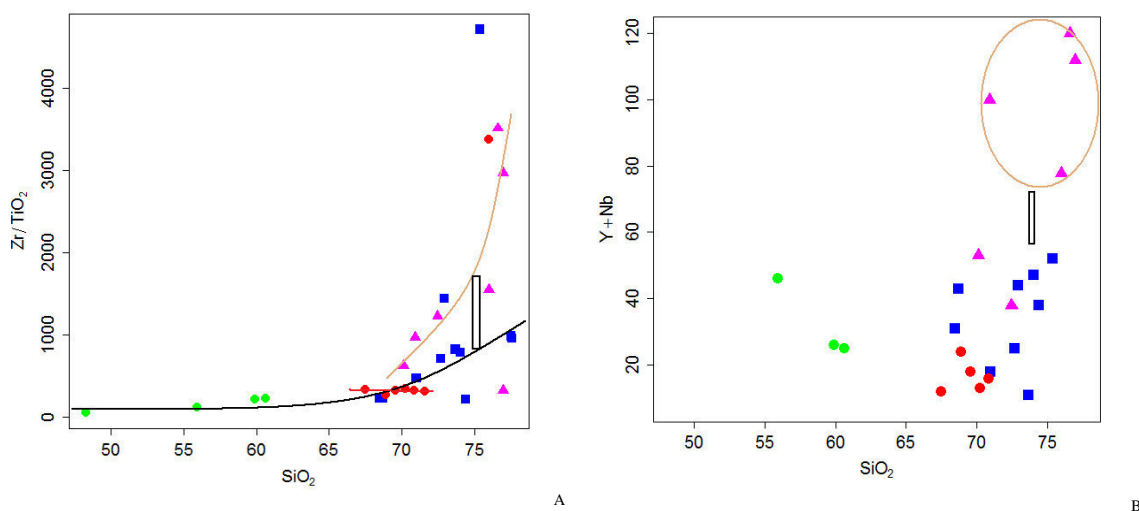


Figura 5.27. Identificação do percurso da alcalinidade nos litótipos fêlsicos e intermédios do Licungo. A – diagrama  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$ ; B – diagrama  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Y}+\text{Nb}$ . Dados de óxidos em % do peso e elementares em ppm. Legenda como na figura 5.9. O retângulos representam hiatos composicionais em A, numa fraccionação divergente e em B, numa fraccionação oscilatória de  $\text{Y}+\text{Nb}$  com dois impulsos.

Durante o período pós-colisional, a tectónica regional extensional terá provocado, por descompressão, magmatismo granítico (Ueda *et al.*, 2012) do tipo A, generalizado (Neoproterozóico – Ordovícico), representado pelos plutões graníticos de Murrupula, na Província de Nampula. É provável que este material tenha sido mobilizado para zonas de fraqueza estrutural associando-se às fácies com forte assinatura do tipo A, nos leucograníticos do Licungo.

A fácies granitóide terá sido formada por segregação de material dos gnaisses, antes da granitização, criando uma textura isotrópica que terá impedido maior troca de material

com fusões félsicas do tipo A. Esta transferência de material é, provavelmente, mais efectiva em leucogranitos e gnaisses que possuem *fabric* direccional capaz de promover a criação de espaços dilatacionais em ambientes de cisalhamento. A actividade ígnea sintectónica é considerada um mecanismo de comunicação eficiente, capaz de provocar a migração de fluidos para distâncias longas, na ordem de centenas de quilómetros (Wang *et al.*, 2000).

Estes cenários evolutivos carecem de análise estrutural, textural e analíticos adicionais, em diferentes fácies alóctones e autóctones, para a sua validação.

A outra actividade ígnea associada ao magmatismo extensional, do tipo A, verificou-se durante o colapso orogénico Mesoproterozóico (do Cinturão Moçambicano), sendo representado por volumosos plutões de granitos foliados, gnaisses oclares e ortognaisses da sequência de Culicui (Macey *et al.*, 2010).

Os processos de alteração são mais frequentes nos diferenciados mais evoluídos. Os leucogranitos sofrem, relativamente, maior grau de alteração, o qual, mineralogicamente se materializa através da evolução ao longo da tendência I, no diagrama de Streckeisen (figura 5.8, atrás).

Como foi referido, o Sr pode registar alguns indícios de alteração, quando estas envolvem a remoção de plagioclases. A correlação entre Sr e CaO (Perez-Soba & Villaseca, 2010) ou Sr e  $FeO^I + MgO + CaO$  (figura 5.28) pode identificar, hipoteticamente, a localização e trajectória dos principais processos de alteração observados no microscópio, em cada fácies.

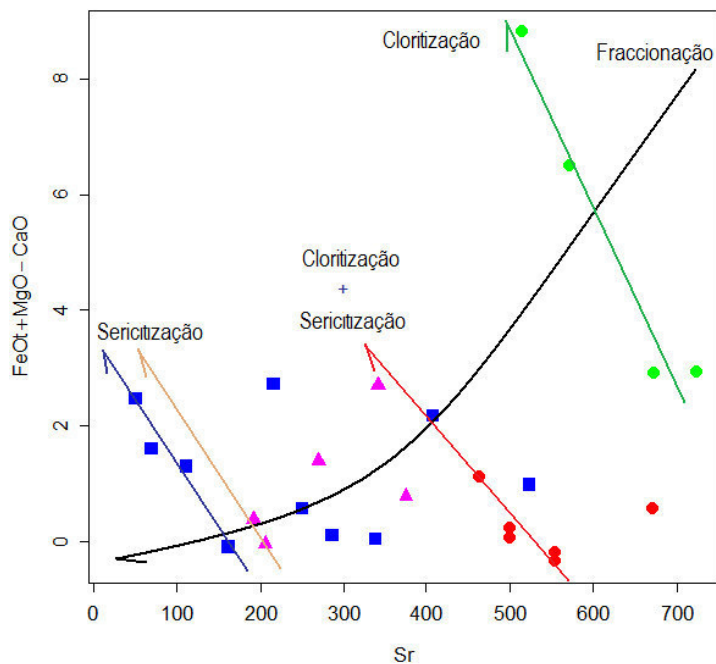


Figura 5.28. Diagrama Sr versus FeOt+MgO-CaO para a identificação dos processos magmáticos e de alteração pós-magmática nas rochas encaixantes do Licungo. Dados de óxidos em % do peso e elementares em ppm. Legenda como na figura 5.9.

## 5.2. ROCHAS ANFIBÓLICAS

Examinando a forma e dimensão dos afloramentos, a composição mineralógica e as estruturas observadas dois tipos estruturais e texturais (De Oliveira *et al.*, 2003) podem ser considerados: bandado e maciço.

Rochas anfibólicas bandadas - incluem os seguintes tipos litológicos:

1. gnaisses anfíbolo-cloríticos a cloríticos – afloramentos de forma lenticular, onde é possível estabelecer uma relação directa com os migmatitos; este tipo foi tratado como “rochas de composição intermédia”, na secção anterior;
2. xistos anfibólicos a moscovíticos – apresentam xistosidade observável em amostras de mão, aparecendo, sempre, mica branca, provavelmente moscovite;

Rochas anfibólicas maciças – estas rochas, referidas como anfibolitos, em sentido estrito, diferem dos tipos anteriores pelo aspecto maciço, ausência do *fabric* planar ou linear e gradação para migmatito.

### 5.2.1. Anfíbolito

Os anfíbolitos do Licungo apresentam granulometria fina e cor azul acinzentada a esverdeada (N5 a N4 e 5B 5/1 a 5GY 4/1 em Munsell, 2009). Ocupam grandes extensões de terreno (alguns quilómetros), aflorando no Licungo oriental como manchas irregulares localmente interrompidos por terrenos arenosos mais ou menos aplanados (figura 5.29). No Licungo ocidental, a área exposta para cada afloramento e a área total na qual vão emergindo afloramentos de anfíbolitos é vasta (algumas dezenas de quilómetros). A parte interior, entre anfíbolitos, é ocupada essencialmente por ortognaisses. Os pontos de amostragem encontram-se apresentados na figura 1.8, atrás.



*Figura 5.29. Ilustração do modo de afloramento dos anfíbolitos maciços do Licungo, sendo vulgar a pátina acastanhada dos blocos superficiais.*

#### 5.2.1.1. Petrografia

Em MOLT destacam-se dois agrupamentos de anfíbolitos: uns quartzosos (locais 136 e 174, figura 1.8) e outros empobrecidos/livres em quartzo (local 5, figura 1.8). Os anfíbolitos quartzosos (quartzo-anfíbolitos) apresentam uma percentagem modal média de 56% de anfíbola, 27% de quartzo, 6% de biotite, 3% de clorite, 2% de plagioclase e 2% de granada. Os anfíbolitos livres de quartzo apresentam elevadas proporções de clorite (42%) e anfíbola (40%) (clorite-anfíbolitos). Entre os minerais acessórios destacam-se ortopiroxena (3%), andaluzite (2%) e cordierite (2%).

É comum observarem-se, em diferentes amostras, diferenciados graus de substituições de anfíbola por clorite. Nos casos em que a cloritização é parcial, observam-se clorites

perfiladas ao longo dos domínios de clivagem característicos, sugerindo, tal como no caso das plagioclases, que a substituição das anfíbolas se terá iniciado nas superfícies de fraqueza, alastrando-se, depois, para a totalidade dos grãos, conservando-se, porém, os contornos primordiais dos grãos das anfíbolas. Um exemplo de pseudomorfose de clorite após hornoblenda pode ser observado na figura 5.30.



*Figura 5.30. Microfotografia, em LPNA, de pseudomorfose de clorite após anfíbola, observada nos anfibolitos do Licungo. Nota: Cristais de biotite são prismáticos; na parte branca encontram-se cristais de quartzo e alguma plagioclase.*

A cloritização das anfíbolas deve ter sido acompanhada por alguma lixiviação de Fe a partir de minerais máficos. Pelo mesmo motivo observam-se escorrências ferruginosas imobilizadas nas periferias de alguns grãos de anfíbola. Ao nível do afloramento, foi identificada uma área restrita com anfibolitos vermelhos resultantes da alteração dos anfibolitos acinzentados (local 160, figura 1.8, atrás).

A substituição de minerais de elevado grau (anfíbola) por minerais de baixo grau (clorite), registada tanto em anfibolitos como em gnaiss, é um forte indício de regressão metamórfica (Bucher & Frey, 1994) do grau anfibolítico para o de xistos verdes.



### 5.2.1.2. Composição Química de Rocha Total

As concentrações dos elementos maiores e traço parecem variar em função da localização geográfica. Conteúdos mais elevados de SiO<sub>2</sub> e MgO registam-se à volta dos corpos pegmatíticos Ígaro e Vila Maior, localizados no N do Licungo; os mais elevados de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Li e Rb à volta dos pegmatitos Melatube e Scheelite e CaO mais elevado à volta do Murribane. As mais baixas concentrações de SiO<sub>2</sub>, MgO, CaO e Ni registam-se nos terrenos hospedeiros de Melatube e Scheelite, no S do Licungo. As rochas encaixantes à volta das minas de Melatube e Ígaro registam conteúdos mais elevados em metais raros (tabela 5.6).

### 5.2.1.3. Afinidade Geoquímica

Os dados analíticos foram projectados em diagramas de referência, que usam preferencialmente, os elementos traço. Os precursores dos anfibolitos ficam sujeitos aos processos metassomáticos e metamórficos que podem conduzir à mobilidade dos elementos maiores Si, Na, e K, e, em menor proporção, dos elementos de grande raio iónico, Rb, Cs, Ba e Sr (em Yaliniz *et al.*, 2000). Para a determinação do grau de diferenciação e dedução do ambiente geotectónico da geração dos protólitos, as projecções foram preferencialmente baseadas em elementos considerados imóveis, particularmente, Ti, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Sc, V, Cr, Ni, Ga, Th e lantanídeos (em Yaliniz *et al.*, 2000).



Tabela 5.6. Composições químicas dos anfibolitos do Licungo. Dados de óxidos em % do peso e elementares em ppm. As amostras contêm dados numéricos representativos dos locais de amostragem da figura 1.8.

Amostra Local	12MD136 Melatube	14MJ159 Scheelite W	15MH174 Melatube	15MH180 Murribane SW	16ME182 Vila Maior S	02IM05 Ígaro NW
SiO <sub>2</sub>	45,38	45,88	45,26	47,59	49,2	49,14
TiO <sub>2</sub>	3,58	3,32	4,86	1,47	0,66	1,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,78	15,03	14,8	14,98	15,44	11,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,52	17,38	15,68	11,95	10,15	10,9
MnO	0,25	0,23	0,17	0,19	0,18	0,16
MgO	6,24	6,04	5,38	7,15	8,58	11,91
CaO	9,01	9,1	9,34	13,33	10,96	10,84
Na <sub>2</sub> O	2,95	2,45	3,15	1,81	2,83	1,71
K <sub>2</sub> O	0,73	0,06	0,47	0,24	0,29	0,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,85	0,29	0,16	0,09	0,12	0,25
La	21	1,95	6,6	4,55	4,84	26,2
Ce	54,3	6,99	16,1	13	11,3	51,4
Pr	8,4	1,29	2,43	2,03	1,73	7,52
Nd	41,5	7,97	12,3	10,7	8,42	31,6
Sm	10,7	3,89	3,38	3,34	2,16	6,86
Eu	3,57	1,68	1,37	1,13	0,81	2,32
Gd	11,4	6,29	3,75	3,96	2,4	6,08
Tb	1,73	1,07	0,65	0,77	0,43	0,9
Dy	10,9	6,72	3,96	5,21	2,49	5,04
Ho	2,2	1,35	0,83	1,19	0,55	0,97
Er	5,97	3,69	2,2	3,3	1,41	2,5
Tm	0,84	0,49	0,32	0,49	0,22	0,33
Yb	5,28	3,14	1,99	3,03	1,3	2,07
Lu	0,76	0,45	0,31	0,46	0,21	0,27
TRL	150,87	30,06	45,93	38,71	31,66	131,98
TRP	27,68	16,91	10,26	14,45	6,61	12,08
TR	178,55	46,97	56,19	53,16	38,27	144,06
Hf	5,64	2,67	1,35	1,56	nd	5,78
Th	0,49	0,08	0,26	0,31	0,52	2,51
U	0,16	nd	nd	nd	nd	0,51
Li	75	4,7	7,7	3,2	nd	12
Rb	23	3	5	nd	nd	9
Ba	393	34	210	250	98	238
Sr	309	199	373	211	283	426
Zr	217	79	87	102	43	165
Nb	8	4	3	4	nd	7
Ni	64	62	48	72	104	245
Co	45	63	66	47	37	45
Zn	163	131	100	87	117	113
Cr	162	44	21	204	352	405
Pb	9	43	12	7	10	6
Ga	22	22	20	15	14	15
Y	52	33	19	28	13	23
V	330	229	590	299	190	257
F	nd	164	175	141	307	830
H <sub>2</sub> O+	nd	nd	0,4	0,39	0,54	0,52

nd = não detectado;

No diagrama de Winchester & Floyd (1977), que usa as razões Nb/Y e Zr/TiO<sub>2</sub> como indicadores da alcalinidade e da fraccionação, as composições ficam projectadas no campo das rochas subalcalinas, de composição basáltica a basalto andesítica, mostrando uma ténue tendência de correlação positiva entre esses dois índices (figura 5.31). O diagrama TAS de Cox *et al.* (1979), não apresentado, também as projecta no domínio das rochas subalcalinas básicas.

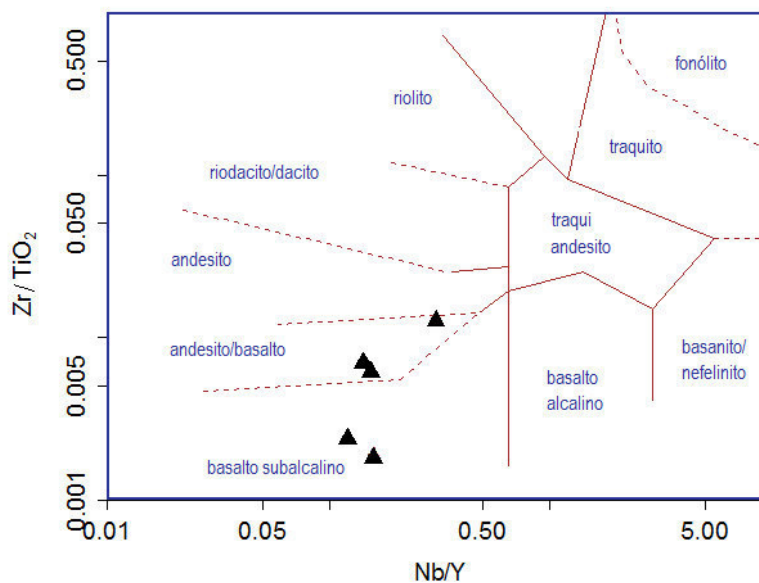


Figura 5.31. Projecção das composições de anfibólitos do Licungo nos diagrama Nb/Y versus Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester e Floyd 1977).

No diagrama AFM, os dados composicionais formam uma tendência linear paralela ao eixo Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup> – MgO (figura 5.32A) e também linear no diagrama de Myashiro (1974, não apresentado), estando todos projectados na série de rochas toleíticas. Nos diagramas que usam os elementos traço, porém, regista-se uma certa dispersão (figura 5.32B). Há tendência de projecção da maioria dos dados na série toleítica, havendo alguns que se projectam fora deste domínio (uma amostra afastada da tendência geral é projectada na série calcoalcalina e outra no limite entre as séries calcoalcalina e de transição). A transição não está contemplada no diagrama AFM.

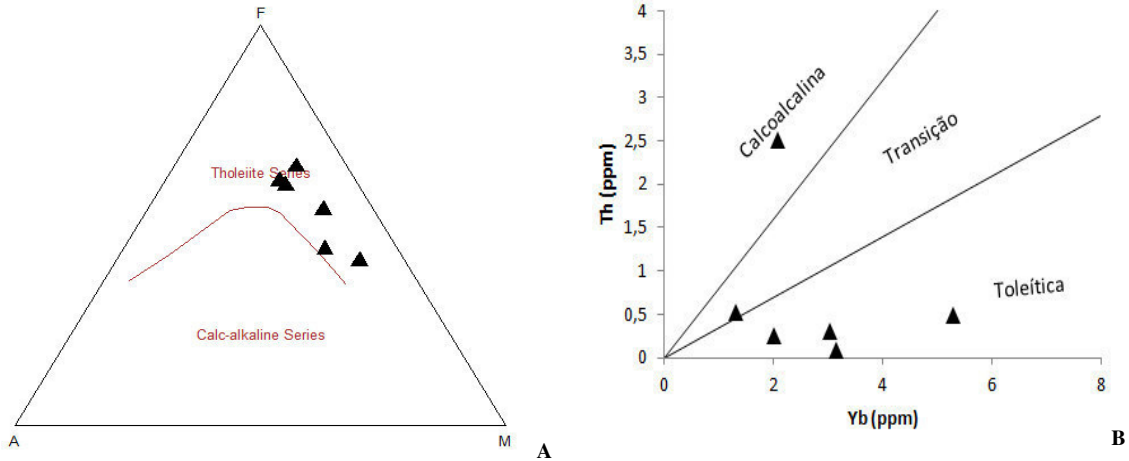


Figura 5.32. Diagramas para a identificação das séries de evolução magmática, projectados a partir das composições dos anfibolitos do Licungo: A - diagrama ternário AFM de Irvine e Baragar ( $A=K_2O+Na_2O$ ;  $F=FeO+Fe_2O_3$  e  $M=MgO$ ). B – diagrama Yb versus Th com campos definidos por Ross & Bédard (2009).

O índice de saturação em alumina é baixo, sugerindo um carácter metaluminoso forte em todos os dados composicionais projectados (figura 5.33).

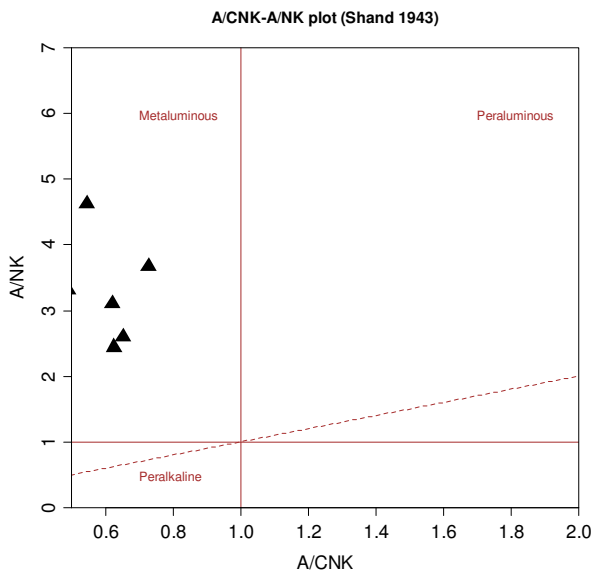


Figura 5.33. Projecção das composições dos anfibolitos do Licungo no diagrama A/CNK versus A/NK (Shand, 1943).  $A=Al_2O_3$ ;  $N=Na_2O$ ;  $K=K_2O$ ;  $C=CaO$ . Quocientes determinados a partir das proporções molares.

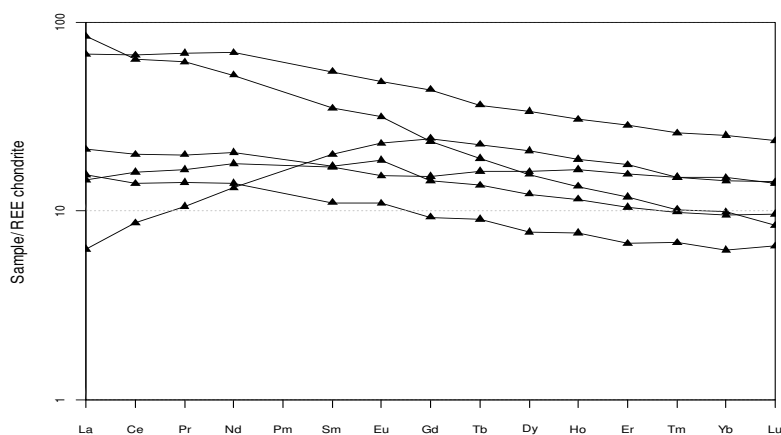
**5.2.1.4. Enquadramento Geotectónico e Tendências Evolutivas**

Os perfis de TR (figura 5.34) podem ser agrupados, tal como para o caso das fácies félsicas e intermédias migmatíticas, em dois padrões seguintes, sem anomalias elementares consideráveis:

Padrão 1 – contempla perfis com enriquecimento relativo em TRL e empobrecimento em TRP, distinguindo-se os subpadrões i) e ii) com:

- i) tendência de forte enriquecimento em TRL e empobrecimento relativo em TRP;
- ii) tendência de ligeiro enriquecimento em TRL e ligeiro empobrecimento em TRP;

Padrão 2 – contempla perfis com tendência de forte empobrecimento em TRL, ligeiro empobrecimento em TRP e enriquecimento em TRM. Este padrão raro foi, também, observado na fácies intermédia.



*Figura 5.34. Perfis de terras raras dos anfibolitos do Licungo normalizados à composição de condritos, usando constantes de normalização de Boynton (1984).*

Cada padrão de perfis de TR, identificada na figura 5.34, pode corresponder a um determinado ambiente geotectónico, compatível com os identificados no diagrama ternário de Meschede (1986), figura 5.35. O padrão 1 (subpadrões i e ii) é característico de ambientes de arcos vulcânicos (VAB) e o padrão 2 de cristas meso-oceânicas normais (N-MORB). O diagrama ternário de Wood (1980), que usa como discriminantes o Th, Zr e Nb (não apresentado), também projecta essas composições nos domínios N-MORB e VAB. Este enquadramento está, também, de acordo com a correlação entre os parâmetros químicos e ambiente tectónico estabelecida por Wilson (1989).

Entre os dois domínios geotectónicos, os dados projectados formam uma tendência linear contínua que sugere um ambiente de transição N-MORB – VAB, previamente referenciado por Moiana *et al.* (2014).

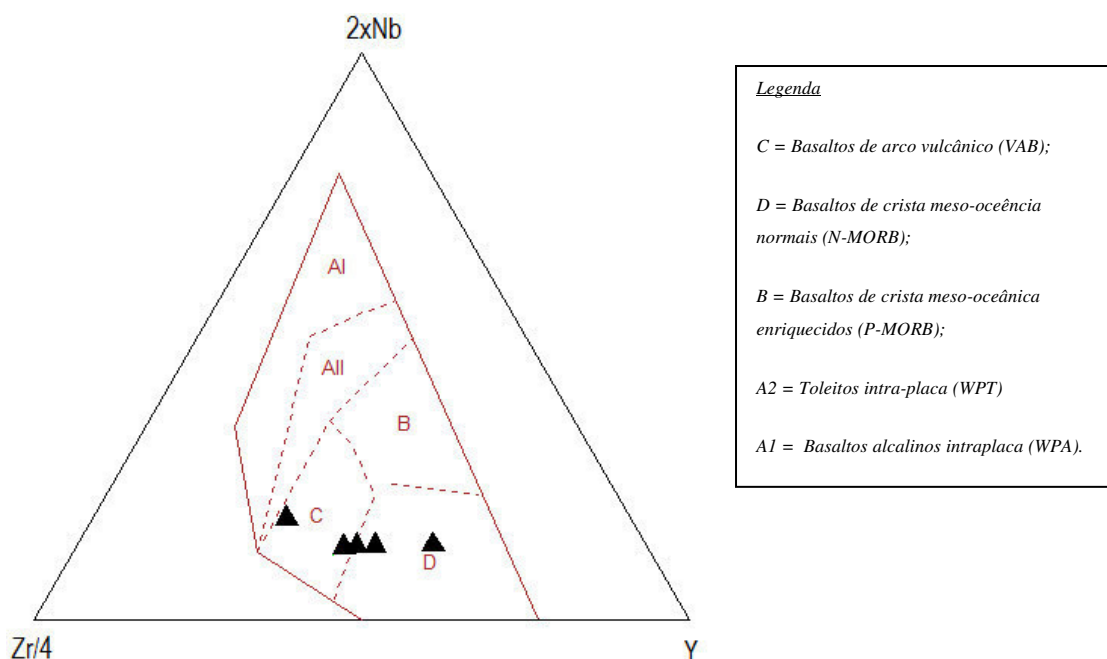


Figura 5.35. Diagrama ternário Zr/4-Y-2xNb para discriminação tectónica, baseado na composição química dos anfibolitos do Licungo. Os campos foram propostos por Meschede (1986).

Os perfis dos elementos traço, normalizados à composição N-MORB (figura 5.36), mostram uma tendência de anomalias negativas de HFSE e positivas de LILE.

Salientam-se, principalmente, anomalias positivas de K e Pb. O Pb, o Ba, o Rb e o Sr têm em comum o facto de serem compatíveis com o K, substituindo-o, frequentemente, nas estruturas de feldspatos e micas (o Sr é também compatível com as plagioclases). Contaminações por rochas graníticas fundidas em condições de baixo grau, ou intrusão de fusões pegmatíticas enriquecidas em LILE poderiam originar esses perfis. Os anfíbolitos que são encaixantes directos de pegmatitos, como por exemplo Melatube, estão mais expostos a este tipo de contaminação.

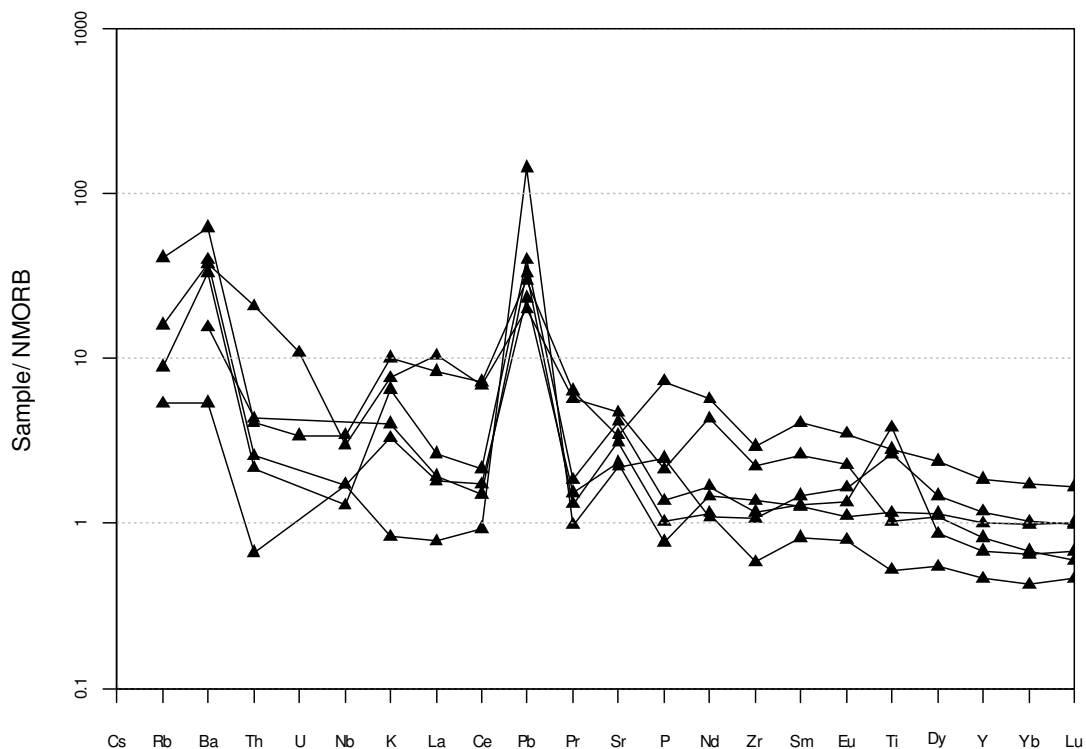


Figura 5.36. Perfis de elementos traço presentes nos anfíbolitos do Licungo, normalizados à composição N-MORB, usando constantes de normalização de Sun & McDonough (1989).

Correlacionando o Pb, que provoca anomalias positivas mais fortes, com os principais óxidos e Ni (figura 5.37), observam-se tendências positivas de Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O e A/CNK e negativas de MgO, CaO e Ni, que reforçam essa possibilidade de contaminação por magmas graníticos nos anfíbolitos de acolhimento dos pegmatitos.

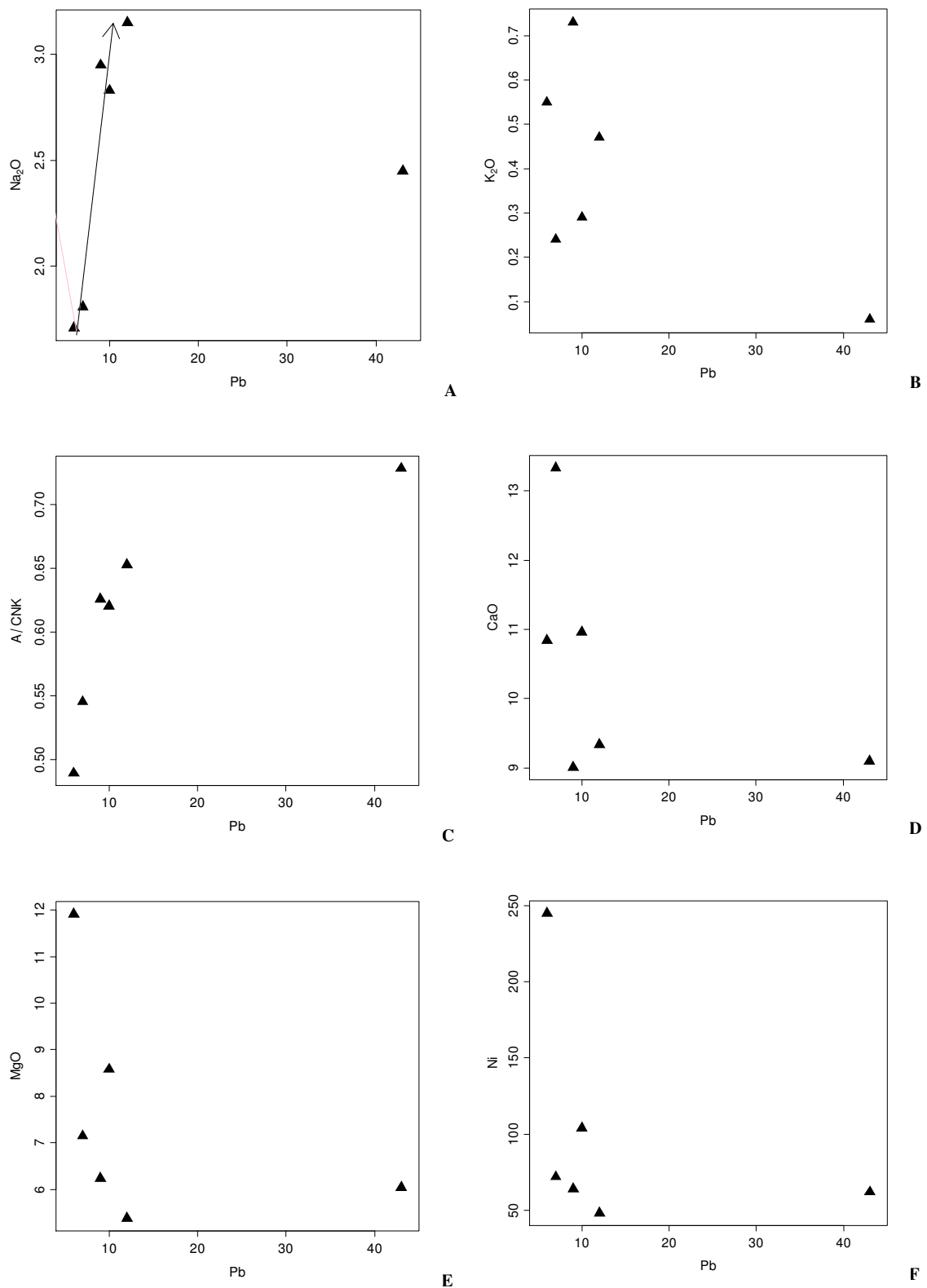


Figura 5.37. Correlação entre Pb e os principais óxidos em anfibolitos do Licungo. A – diagrama Pb versus Na<sub>2</sub>O; B – diagrama Pb versus K<sub>2</sub>O; C – diagrama Pb versus A/CNK; D – diagrama Pb versus CaO ; E – diagrama Pb versus MgO; F – diagrama Pb versus Ni. Dados de óxidos em % do peso e de Ni em ppm.



### 5.2.1.5. Tendências de Diferenciação

As correlações de  $Zr/TiO_2$  com os principais óxidos são fracas (figura 5.38), mas mostram dois níveis de organização dos dados, definidos tanto por elementos maiores como por elementos traço. Nessa figura (5.38) observam-se tendências gerais de correlação positiva de  $Zr/TiO_2$  com  $SiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $CaO$  e  $MgO$ , e negativas com  $Na_2O$  e  $Fe_2O_3$  ( $TiO_2$  comporta-se como  $Fe_2O_3$ ).

Em relação aos elementos traço, registam-se correlações positivas entre o índice  $Zr/TiO_2$  e Cr, Ni, Th, La e Ga, e negativas com V (figura 5.39).

Embora o número de projecções seja pequeno, é lícito sugerir algumas conjecturas que são fortalecidas pelos dados.

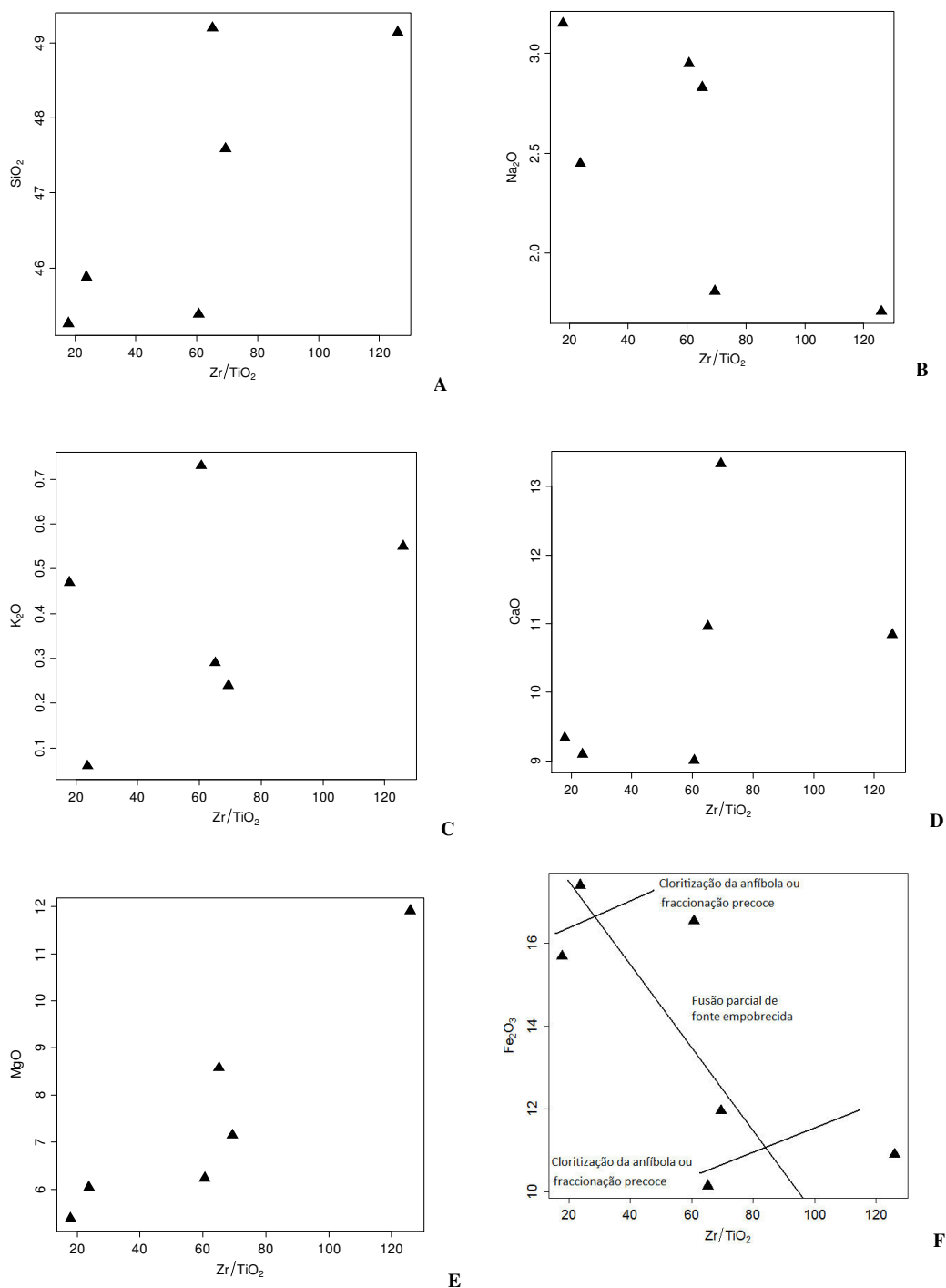


Figura 5.38. Diagramas de correlação entre  $Zr/TiO_2$  e os óxidos dos elementos maiores. A – diagrama  $Zr/TiO_2$  versus  $SiO_2$ ; B – diagrama  $Zr/TiO_2$  versus  $Na_2O$ ; C – diagrama  $Zr/TiO_2$  versus  $K_2O$ ; D – diagrama  $Zr/TiO_2$  versus  $CaO$ ; E – diagrama  $Zr/TiO_2$  versus  $MgO$ ; F – diagrama  $Zr/TiO_2$  versus  $Fe_2O_3$ . Dados de óxidos em % do peso e elementares em ppm. As Composições de óxidos estão apresentadas em % do peso e de Zr em ppm.

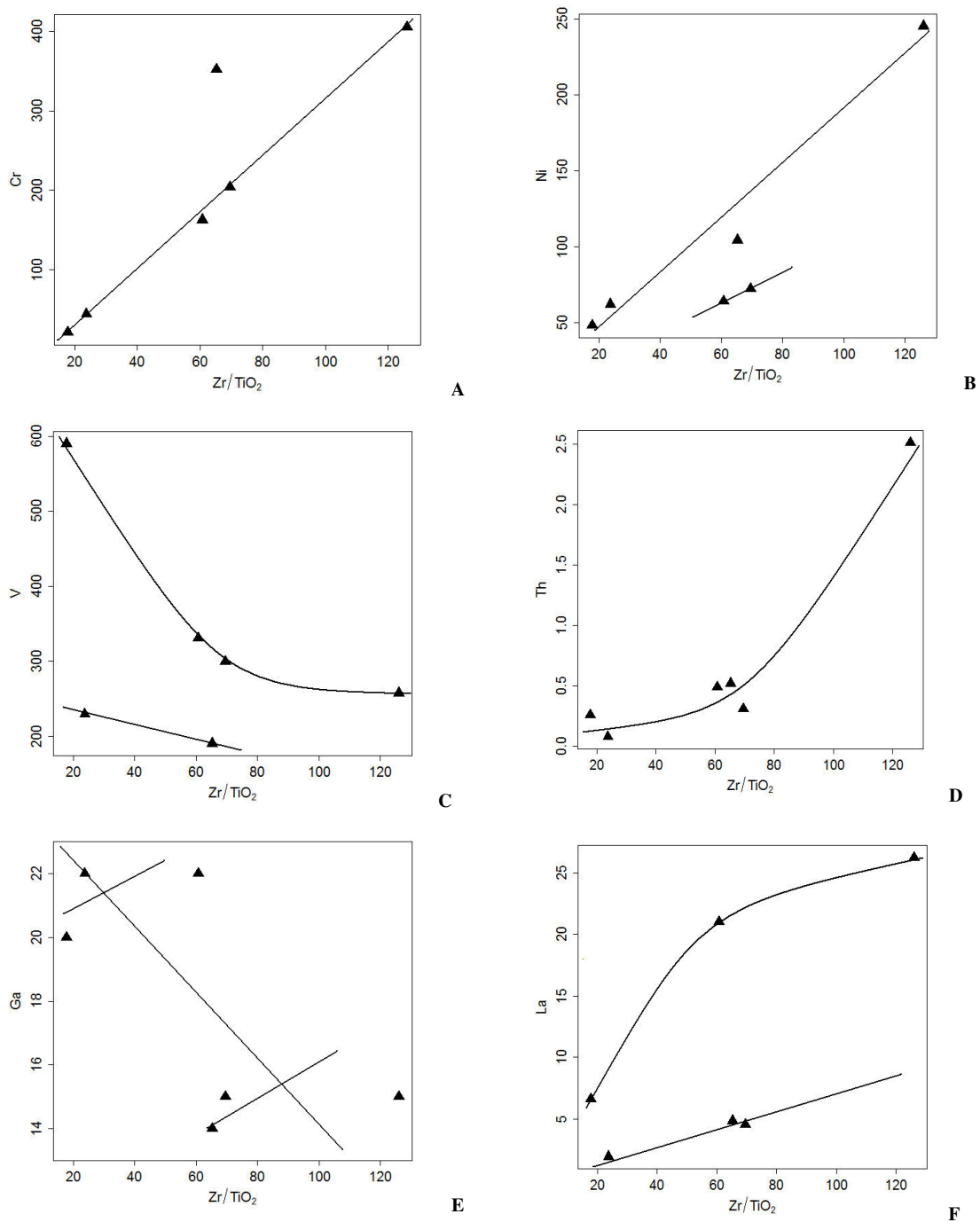


Figura 5.39. Diagramas de correlação entre o índice de fraccionção  $Zr/TiO_2$  e os elementos traço. A- diagrama  $Zr/TiO_2$  versus Cr; B - diagrama  $Zr/TiO_2$  versus Ni; C - diagrama  $Zr/TiO_2$  versus V; D – diagrama  $Zr/TiO_2$  versus Th; E - diagrama  $Zr/TiO_2$  versus Ga; F - diagrama  $Zr/TiO_2$  versus La.

Um dos padrões de organização contempla tendências lineares a curvilíneas paralelas a subparalelas entre si, registadas na correlação de  $Zr/TiO_2$  com  $Na_2O$  (figura 5.38B),

K<sub>2</sub>O (figura 5.38C), MgO (figura 5.38E), Ni (figura 5.39B), V (figura 5.39C), Th (figura 5.39D) e Cr (figura 5.39A).

O outro padrão contempla duas dispersões triangulares com tendência positiva ou negativa entre elas, observadas nas correlações de Zr/TiO<sub>2</sub> com SiO<sub>2</sub> (figura 5.38A), CaO (figura 5.38D), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (figura 5.38F) e Ga (figura 5.39E).

As tendências expressas pelos elementos traço parecem ser indicadoras das condições de formação na fonte, envolvendo fusão parcial de rochas mantélicas. A tendência crescente de MgO e CaO é contrária à de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e TiO<sub>2</sub>, podendo-se inferir que a fonte já tinha sofrido fraccionamento de Fe+Ti antes da fusão ou que terá havido contribuição de rochas calcárias ou dolomíticas.

As tendências triangulares que afectam os elementos mais móveis podem dever-se a uma série de processos de alteração tardia, sendo a cloritização generalizada sugerida pela análise petrográfica.

### 5.2.2. Xisto Moscovítico a Anfibólico

Os xistos anfibólicos por vezes confundem-se com anfibolitos, diferindo, essencialmente, tal como foi referido, pela presença de carácter foliar

#### 5.2.2.1. Morfologia dos Afloramentos e Petrografia

Afloramentos de xistos são de dimensões muito reduzidas, limitadas a localizações situadas a NW de Ígaro (local 6, figura 1.8, atrás; figura 5.40) e Ocidente de Careca. Tem composição constituída por moscovite, clorite e anfíbola. Maior percentagem da moscovite resulta da substituição da anfíbola, tal como ocorre em anfibolitos.



*Figura 5.40. Aspecto em afloramento do xisto moscovito-anfibólico no Licungo.*

As seguintes proporções de minerais foram estimadas em MOLT (tabela 5.7).

Tabela 5.7. Proporções modais observadas em xistos moscovíticos a anfibólicos.

Amostra	Petrologia	Qz	FK	Pg	Mo	Bi	Anf	Cl	Px	diversos
6	Xisto anfibólico	4	-	-	76	1	11	7		1
20	Xisto anfibólico	12	-	-	70	-	15	-		3
68	Xisto moscovítico	57	-	-	43	-	-	-		

### 5.2.2.2. Química de Rocha Total

Os xistos do Licungo apresentam vestígios de forte meteorização que pode ter alterado significativamente a composição global das suas rochas protolíticas. A análise composicional é feita a título indicativo, sem que a discussão seja pormenorizada.

Tal como acontece com os anfibolitos, os xistos anfibólicos destacam-se dos moscovíticos pelos seus baixos conteúdos de elementos de afinidade crustal e elevados conteúdos dos de afinidade mantélica (tabela 5.8).

Tabela 5.8A. Dados analíticos, em % do peso, de óxidos de elementos maiores registados nos xistos do Licungo, situados nas proximidades dos pegmatitos estudados.

Amostra	Local	Petrologia	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
3MA20	Igaro	Xisto moscovito-anfibólico	45,82	0,38	6,82	10,66	0,18	25,16	4,49	0,73	0,05	0,03
7ME68	Careca W	Xisto moscovítico	68,98	0,43	15,94	2,92	0,04	1,22	1,57	4,87	3,03	0,13
7ME68.1	Careca W	Xisto moscovítico	62,1	0,74	15,58	7,67	0,05	2,2	2,21	2,86	1,93	0,12
02IM06	Igaro NW	Xisto moscovito-anfibólico	41,65	2,33	8,5	16,85	0,25	22,01	1,85	0,47	0,12	0,07

Tabela 5.8B. Dados analíticos, em ppm, dos elementos traço registados nos xistos do Licungo, situados nas proximidades dos pegmatitos estudados.

	Hf	Th	U	Li	Rb	Ba	Sr	Zr	Nb	Ni	Co	Zn	Cr	Pb	Ga	V	Ta	Sn	Y	F
3MA20	nd	0,14	1,18	nd	nd	22	12	27	37	248	55	112	2430	8	7	88	32	Nd	24	261
7ME68	2,61	5,78	1,13	13	55	802	310	148	7	10	5	53	23	28	18	36	Nd	6	7	nd
7ME68.1	4,59	11,1	2,96	23	74	489	330	216	9	66	15	59	122	22	17	148	Nd	nd	27	412
02IM06	nd	0,06	0,08	5	nd	30	13	62	3	320	56	152	2242	7	13	219	nd	Nd	23	1673

nd – não detectado

Tabela 5.8C. Dados analíticos, em ppm, de lantanídeos registados nos xistos do Licungo, situados nas proximidades dos pegmatitos estudados.

Ref	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TRL	TRP
3MA20	9,85	5,3	3,43	14,9	3,35	0,58	3,45	0,5	3,39	0,72	2,01	0,27	1,62	0,21	40,86	8,72
7ME68	24,9	43,7	4,91	17,5	2,97	0,99	2,18	0,32	1,6	0,32	0,71	0,1	0,62	0,09	97,15	3,76
7ME68.1	42,1	80,6	9,52	35,8	7,03	1,65	6,25	0,91	5,67	1,12	3,13	0,39	2,91	0,41	182,95	14,54
02IM06	16,4	7,65	4,88	21,6	4,62	1,3	4,9	0,66	4,1	0,81	2,09	0,27	1,57	0,19	61,35	9,69

### 5.2.2.3. Tendências Geoquímicas

Apesar da escassez de dados, alguns padrões que podem ser consistentes, são sugeridos pela correlação entre SiO<sub>2</sub> e os elementos maiores e traço (figura 5.41). Entre SiO<sub>2</sub> e Ba (e entre SiO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) estabelece-se uma tendência positiva (figura 5.41A), tal como é positiva a relação entre SiO<sub>2</sub> e Y. Em relação ao Zr (tendência similar observada na relação entre sílica e La, Ce e Sr, não apresentada) observam-se duas tendências evolutivas (figura 5.41C) e ao Ni (similar ao MgO), uma correlação negativa forte.

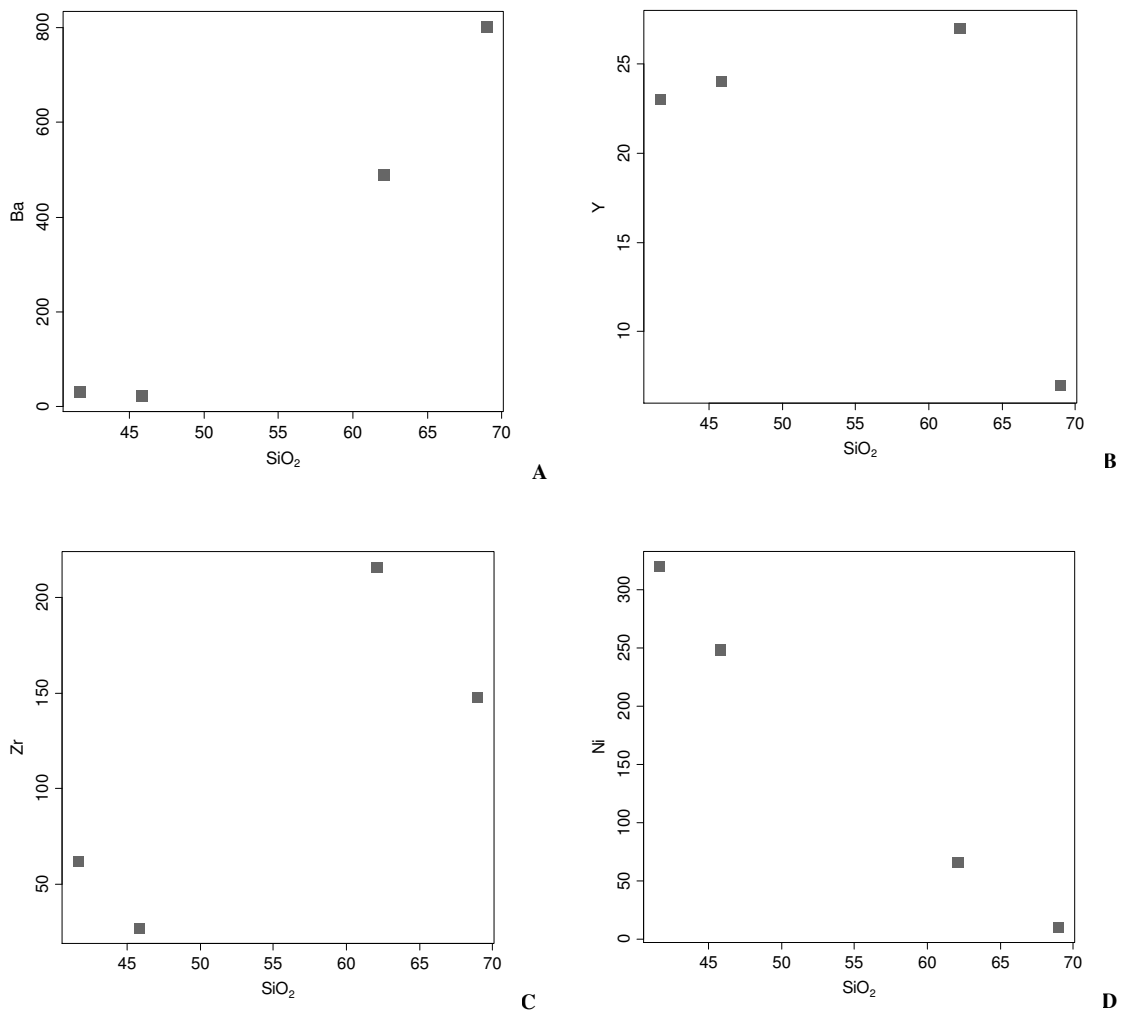
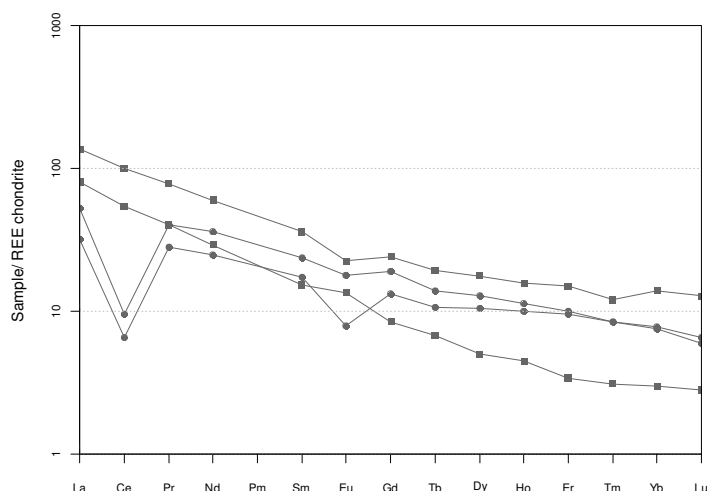


Figura 5.41. Principais tendências evolutivas observadas em xistos. A – Diagrama SiO<sub>2</sub> versus Ba; B – diagrama SiO<sub>2</sub> versus Y; C – diagrama SiO<sub>2</sub> versus Zr; D – diagrama SiO<sub>2</sub> versus Ni. Dados de SiO<sub>2</sub> em % do peso e elementares em ppm.

Os perfis de TR identificam-se com o padrão II, registando-se anomalias negativas fortes de Ce em algumas amostras e de Eu muito fracas a negligenciáveis (figura 5.42).





*Figura 5.42. Perfis de terras raras em xistos moscovíticos a anfibólicos, normalizados à composição de condritos. Constantes de normalização de Boynton (1984).*

#### 5.2.3.4. Relação entre Rochas Anfibólicas

A maioria dos elementos químicos não descreve tendências que relacionem os anfibolitos maciços e algumas rochas anfibólicas lenticulares, atrás incluídas nas fácies intermédias migmatíticas.

As anomalias positivas de K, Pb, Rb e Sr e negativas de Nb e Th, observadas nos perfis de elementos traço de anfibolitos, são, também, observadas em fácies intermédias (distinguindo-se, apenas, por pequenas anomalias positivas de U registadas na fácies intermédia).

Os diagramas da figura 5.43 sugerem a evolução da fácies intermédia por fraccionação de anfibolitos, seguindo duas tendências evolutivas paralelas a subparalelas. Entre estas, a que seguiu o curso de mais elevadas concentrações de Rb, Ba e La e baixo V pode ter decorrido após a aludida contaminação por material crustal. As figuras 5.43E e F parecem estabelecer a evolução por fraccionação das duas tendências a partir de concentrações iniciais distintas de La, estando, as de elevado valor, relacionadas com a adição de material.

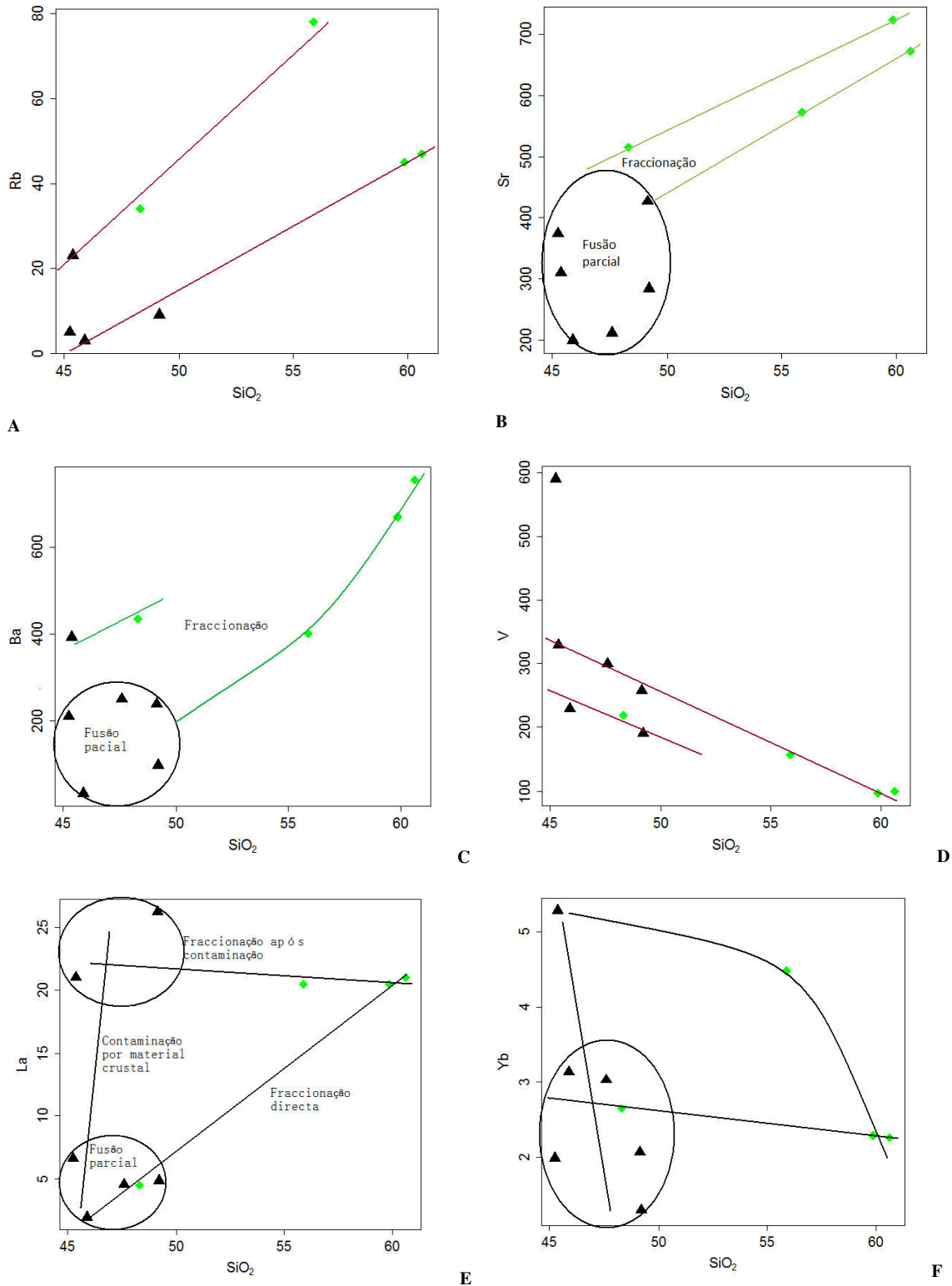


Figura 5.43. Diagramas para o estabelecimento de relações químicas entre anfibolitos e fácies intermédias migmatíticas. A – diagrama SiO<sub>2</sub> versus Rb; B - diagrama SiO<sub>2</sub> versus Sr; C - diagrama SiO<sub>2</sub> versus Ba; D - diagrama SiO<sub>2</sub> versus V; E - diagrama SiO<sub>2</sub> versus La; F - diagrama SiO<sub>2</sub> versus Yb. Dados de óxidos em % do peso e elementares em ppm. Anfibolitos maciços representados por símbolos pretos e fácies intermédia migmatítica por verdes.

### 5.3. Rochas Calcossilicatadas

As ocorrências das rochas calcossilicatadas estão muito localizadas e restritas a afloramentos de poucos metros quadrados de área

#### 5.3.1. Morfologia e Petrografia

Os litótipos calcossilicatados apresentam alguma heterogeneidade mineralógica ao nível do afloramento. Os leitos de mineralogia diferenciada estão separados por superfícies de não equilíbrio e aparentes injeções leito por leito. O domínio de cor verde (5GY 7/2 em Munsell, 2009) é constituído por uma massa cristalina de granularidade fina de epídoto (difractograma em anexo 5.5) e os leitos de tonalidade púrpura (5P 6/2) são constituídos por clinopiroxena, identificada, em DRX, como diópsido (anexo 5.5). Localmente, o epídoto associa-se ao quartzo.

Mineralizações em scheelite ocorrem disseminadas e em associação com epídoto e granada, sendo típicas de depósitos de tipo *skarn* (Burt, 1977). O W e Si são particularmente difundidos para as rochas encaixantes cálcicas a partir de fusões graníticas residuais.

A petrografia de fácies com piroxena mostra uma textura tendencialmente porfiroblástica, caracterizada pela orientação preferencial dos grãos xenomórficos de quartzo e hipidiomórficos de granada, inseridos em matrix de piroxena. A piroxena apresenta-se em desequilíbrio, e em substituição por anfíbola/moscovite/quartzo. Ferruginizações supergénicas são também observáveis, tal como em anfibolitos, envolvendo, por vezes, cristais de granada.

#### 5.3.2. Composição Química de Rocha Total

Embora se tenha, apenas, analisado uma amostra, salientam-se as concentrações de CaO muito superiores às de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO e MnO e concentrações baixas de Na<sub>2</sub>O e muito baixas de K<sub>2</sub>O. Concentrações mais elevadas de Sr do que de Ba e de Rb abaixo do limite de detecção sugerem forte presença de plagioclase nas paragénese primárias.

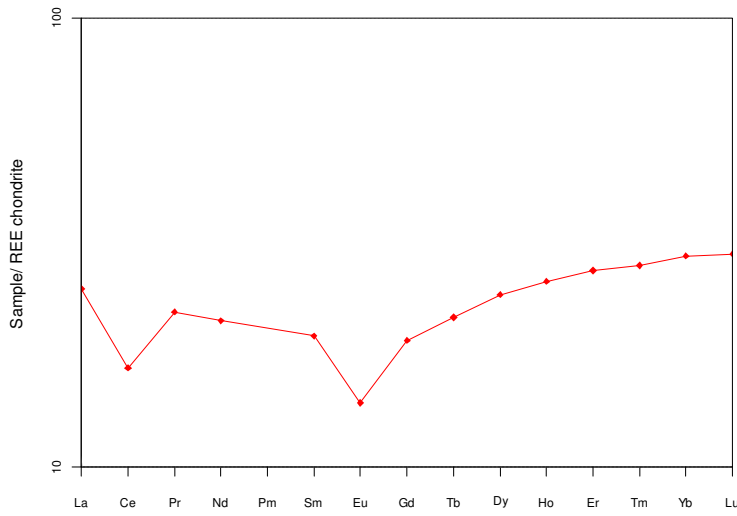
Entre os metais raros, destacam-se as elevadas concentrações de Zn e V.

Tabela 5.9. Composição química de uma rocha calcossilicatada do Licungo. Dados de óxidos apresentados em % do peso e elementares em ppm.

Ref	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
9M115	56,38	0,58	12,91	7,57	0,23	1,78	17,92	0,8	0,02	0,24
Elemento	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho
9M115	7,72	13,4	2,7	12,7	3,81	1,02	4,95	1,02	7,78	1,86
Elemento	Er	Tm	Yb	Lu	∑TRL	∑TRP	∑TR	Hf	Th	U
9M115	5,75	0,91	6,16	0,96	11,77	13,78	25,55	1,04	0,98	0,4
Elemento	Li	Rb	Ba	Sr	Zr	Nb	Ni	Co	Zn	Cr
9M115	nd	nd	89	388	73	3	36	10	144	50
Elemento	Pb	Ga	Y	V	Ta	Sn	As	F	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
9M115	8	13	45	154	nd	6	8	290	nd	0,37

nd = não detectado.

O somatório de TRP é ligeiramente superior ao de TRL, e o perfil de TR normalizado à composição de condritos forma uma variante do padrão II observado em algumas amostras de anfibolitos e gnaisses anfíbolo-cloríticos, neste caso com anomalias negativas de Ce e Eu, e tendência de enriquecimento em TRP (figura 5.45), o que seria de esperar da interação metassomática que, conceptualmente, origina as rochas escarníticas.



*Figura 5.45. Perfil de terras raras de uma rocha calcossilicatada do Licungo, normalizada à composição de condritos. Constantes de padronização de Boynton (1984).*



## CAPÍTULO 6 – CRONOLOGIA E ASSINATURAS DE FILIAÇÃO

---

Neste capítulo, os dados da mineraloquímica das fases essenciais e acessórias, da composição global das rochas encaixantes e a análise paragenética são usados para identificar a especialização metalogénica em coerência com a cronologia de instalação e consolidação dos pegmatitos do Licungo.

### 6.1. ESPECIALIZAÇÃO METALOGÉNICA

Os trabalhos prévios tanto de campo como analíticos (Gomes, 2004; Dias *et al.*, 2006; Moiana *et al.*, 2010; Moiana & Gomes, 2015) permitiram recolher uma série de indicadores de especialização metalogénica dos pegmatitos do Licungo. Os mais relevantes são os seguintes:

- ocorrências generalizadas de pegmatitos com mineralização em berilo, com quantidades significativas de metais alcalinos principais (Na) e alguns metais raros (Rb e Cs); a ocorrência de berilo é um forte indicativo de se estar perante pegmatitos da classe de elementos raros; o berílio apresenta-se, também, sob forma de fenacite, euclase e crisoberilo (Gomes, 2009), mas com ocorrências raras destas fases;
- ocorrências de minerais de TR, sendo de destacar a Ce-monazite, xenotima, lanthanite, cerite e euxenite; elevados conteúdos de TR são, também, registados na composição global das rochas encaixantes félsicas; a saturação conjunta do magma em TR e P observa-se, geralmente, em diferenciados fortemente fraccionados;
- as associações metalíferas Nb-Ta-Ti-Sc-Y-Th-U, traduzidas em mineralizações em Sc-Y-Ti-ixiolite, columbite-tantalite, Nb-rútilo, U-microlite e fergusonite, geralmente com Nb>Ta, para além da ocorrência da U-thorite, salientam a



prevalência de elementos de elevada carga (HFSE) sobre os de grande raio iónico (LILE), habitual em ambientes anorogénicos (Pearce, 1996); tem-se atribuído um papel relevante de F no aumento da solubilidade destes elementos de elevada carga, mantendo-os compatíveis com a fase magmática ou fluida até aos estágios evolutivos mais tardios (Whalen et al., 1987; Eby, 1992; Gramaccioli et al., 1999); o F (e o Cl), no magma, distorcem a rede de aluminossilicatos criando sítios para catiões de elevada carga, estabilizando-os na forma de complexos (Whalen *et al.*, 1987);

- ocorrência de F-apatite que é típica de pegmatitos com assinatura NYF;
- carácter amazonítico de algumas microclinas pertíticas sujeitas a epissienitização incipiente, que representa magmas evoluídos, de linhagem NYF (Sokolov & Martin, 2007; Martin *et al.*, 2008), enriquecidos em Pb, U, Th e metais alcalinos; este pode ser gerado durante a ocorrência de eventos extensionais (Martin *et al.*, 2008), em ambientes de divergência tectónica e os elementos raros podem resultar da fusão da crosta previamente metassomatizada por fluidos enriquecidos em HFSE e LILE (Černý, 1994);

Os pegmatitos do Licungo enquadram-se, portanto, e de uma forma geral, na classe de elementos raros, família NYF (Černý, 1991), com especialização e mesmo mineralização em Be, Y, Ti, TR, Bi, Fe>Mn e Nb≥Ta. Na grelha classificativa de Černý & Ercit (2005) poderiam ser enquadrados na subclasse de TR, subtipo alanite-monazite.

Aos pegmatitos da família NYF atribui-se, habitualmente, uma filiação em granitos subaluminosos a metaluminosos, do tipo A ou, localmente do tipo I, sendo, predominantemente, pós-tectónicos ou anorogénicos (Martin & De Vito, 2005; London, 2008).

No corpo pegmatítico Vila Maior, há registo de ocorrências de zinwaldite (Dias & Gomes, 2006) e espessartite em unidades internas e, ainda, ganite zincífera na bordadura e em inclusão nos berilos de cor azul clara (Moiana & Gomes, 2015). Esta associação mineralógica poderá representar a culminação evolutiva dos pegmatitos NYF no Campo Pegmatítico do Licungo, com uma incipiente feição LCT.

Fora do Licungo, a linhagem LCT parece desenvolver-se para W, no sentido do Campo Pegmatítico do Lugela (Gomes, 2009).

## **6.2. DATAÇÃO**

As referências de datação das rochas encaixantes do Licungo e do Complexo de Nampula são inúmeras (Kroner *et al.*, 2003; Hauzenberger *et al.*, 2007; Bingen *et al.* 2007; 2009) e vem sendo usadas para a reconstituição da história tectónica do Kibariano e do Pan-Africano. Essas datações não abrangeram (nenhuma referência foi encontrada), porém, corpos pegmatíticos localizados no sul da Província da Zambézia, como é o caso do CPL.

A idade apresentada por Moiana *et al.* (2015), a partir da monazite (método desenvolvido por Montel *et al.*, 1996), foi de  $472 \pm 12$  Ma. Após a incorporação de dados analíticos adicionais e melhor ajustamento da inclinação do isócrona, a idade da implantação dos pegmatitos do Licungo é, agora, actualizada para  $468 \pm 4$  Ma (anexos ao capítulo 1), correspondente à fase evolutiva final do Ciclo Orogénico Pan-Africano.

Assim, na tipologia de Zagorsky & Makagon (2013) os sistemas granito-pegmatito do Licungo incluir-se-iam no tipo I, ao qual corresponde um grande lapso de tempo entre a formação das rochas encaixantes, que são de idade Mesoproterozóica (1148 - 1114 Ma, Bingen *et al.*, 2007) e a implantação dos pegmatitos no Câmbrico ( $468 \pm 4$  Ma, no presente trabalho). Convém, no entanto, salientar que os valores de Bingen *et al.* (2009), dizem respeito aos protólitos e que no CPL existem evidências, a todas as escalas, de interacção entre pegmatito e encaixante, e de mobilização de leucossomas ou estados precoces de implantação de alguns pegmatitos.

De qualquer modo, no CPL, o carácter geral NYF é contemporâneo ao longo de toda a Província Zambeziana. Este facto é extensivo às feições NYF ou LCT.

As idades calculadas para alguns desses pegmatitos de tipologia I de Zagorsky & Makagon (2013) referem-se em seguida:

- os pegmatitos peraluminosos LCT de Kenticha, Bupo e Shuni Hill (Etiópia), encaixados em ultrabasitos e metassedimentos, são de idade Neoproterozóica, e

a intrusão pegmatítica foi datada em 530 Ma (Küster *et al.*, 2009; Melcher *et al.*, 2009);

- os pegmatitos LCT de Marropino, Muiane, Muatala e Morrua, integrantes do Campo Pegmatítico de Alto Ligonha (Zambézia, Moçambique), implantados em metabasitos e metassedimentos Mesoproterozóicos, foram datados em 480 - 440 Ma (Melcher *et al.*, 2009; 2015);
- Os pegmatitos LCT de Naípa, no Campo Pegmatítico de Alto Ligonha (Zambézia, Moçambique), implantados em filitos anfibólicos e cloríticos e gnaisses de idade Mesoproterozóica, são encaixantes de pegmatitos implantados há  $482 \pm 12$  Ma (Gomes *et al.*, 2009).

Em Moçambique, e ao longo da África Oriental, não foram encontradas referências de pegmatitos gerados fora do contexto Pan-Africano. Mais para o Ocidente Africano, ocorrem pegmatitos mais antigos (figura 6.1), contemporâneos com as suas rochas encaixantes (tipologia IV de Zagorsky & Makagon, 2013). Os seguintes exemplos são referenciados por Melcher *et al.* (2009):

- os Pegmatitos situados no cratão do Congo, a NW de Moçambique, encaixados em gnaisses, granitos e anfibolitos de Arcaico a Paleoproterozóico foram intruídos por pegmatitos entre 2490 Ma e 1950 Ma;
- os pegmatitos LCT de Manono, Pangi, Shabunda e Gatumba, localizados no Uganda, República Democrática do Congo, Burundi e Ruanda, respectivamente, encaixados em granitos, metabasitos e metassedimentos Mesoproterozóicos foram implantados entre 1010 Ma e 920 Ma.

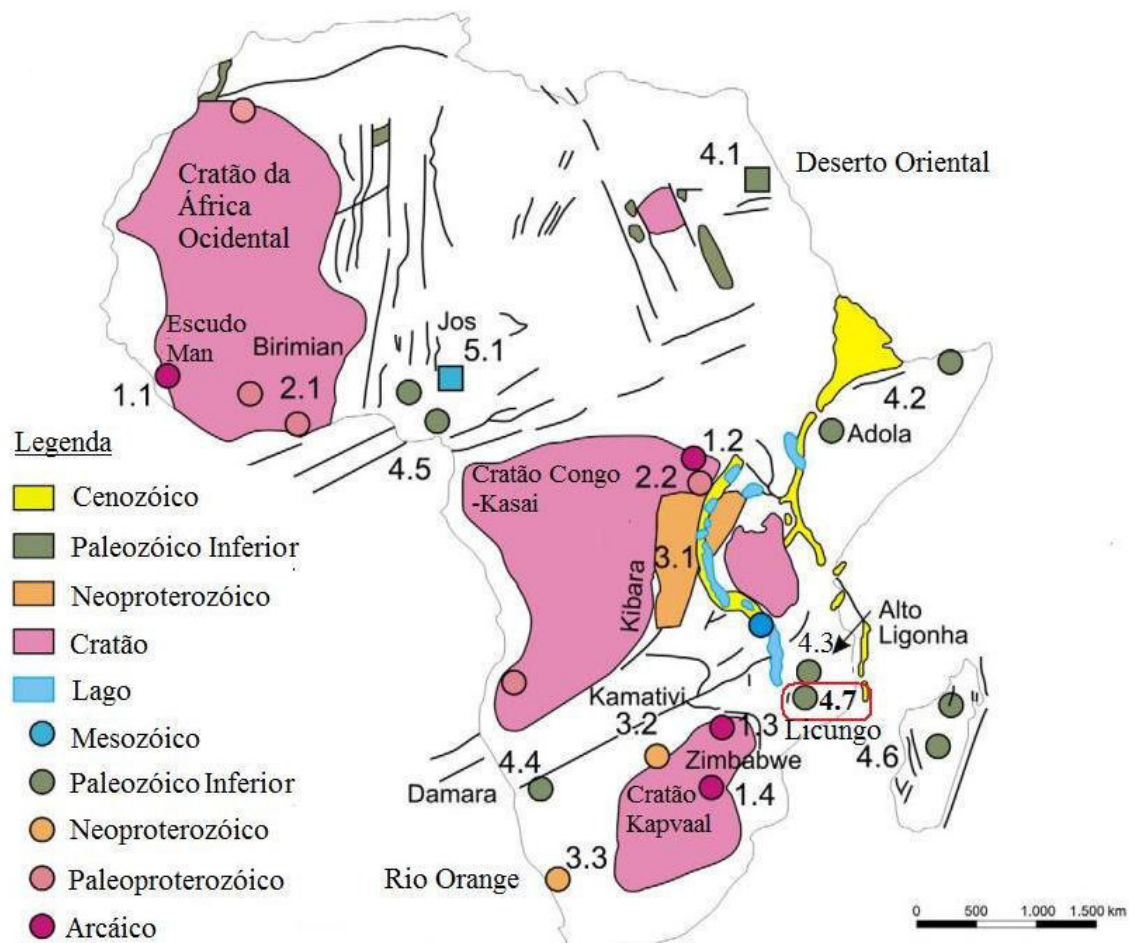


Figura 6.1. Mapa de ocorrências e idade de implantação de pegmatitos de elementos raros localizados em África. Legenda: 1.1 - Escudo Man; 1.2 - Cratão do Congo; 1.3 - Cratão do Zimbábwè; 1.4 - Cratão de Kapvaal; 2.1 - Província Birimiana; 2.2 - Kibara, NE da República Democrática do Congo; 3.1 - Orogenia Kibariana; 3.2 - Cinturão Kamativi; 3.3 - Cinturão do Rio Orange; 4.1- Deserto Oriental; 4.2 - Cinturão Adola; 4.3 - Alto Ligonha; 4.4 - Cinturão Damara; 4.5 - Granitos precoces (Nigéria); 4.6 - Madagascar, 4.7 - Licungo; 5.1 - Granitos tardios (Nigeria). Modificado de Melcher et al. (2015), após Schlüter (2006).

### 6.3. CRONOLOGIA DOS EVENTOS GEOLÓGICOS

Entre o fecho do Oceano Moçambicano e a convergência tectónica regista-se uma grande carência de datações, alegadamente devido à forte sobreposição por eventos tectónicos ulteriores (Tenczer *et al.*, 2005). A partir de algumas datações das diferentes fases da Orogenia Pan-Africana, observadas a partir de unidades tectonoestratigráficas locais e de África, fez-se a compilação das idades na tabela 6.1. Há várias referências a

duas fases de colisão, estando mais impressas as deformações da última fase colisional nos terrenos Nampulianos (Bingen *et al.*, 2009).

Tabela 6.1. Idades dos principais eventos geológicos relacionados com o ciclo Pan-Africano registados em Moçambique e na África Oriental.

Fases da orogénese	Material / método	Terrenos datados	Idade	Referências	Observações
Magmatismo juvenil		Cinturão Arábia-Núbia	800-650		Não reportado em Moçambique
Colisão – fase 1	Sm-Nd, granada	Quénia	640 Ma	Hauzenberger <i>et al.</i> , (2007)	Idade de metamorfismo 1
		Centro da Tanzânia	640-620 Ma	Tenczer <i>et al.</i> , (2005)	Estágio colisional e início de cavalgamentos profundos e cisalhamento lateral
	Zircão, Nd	Sul da Tanzânia	<630 Ma	Kroner <i>et al.</i> , (2003)	Migmatização
Colisão – fase 2		Centro da Tanzânia	580 – 530	Tenczer <i>et al.</i> , (2005)	Colisão final com propagação de cavalgamentos exumação
		NE de Moçambique	570 - 530 Ma	Bingen <i>et al.</i> , 2009	Espessamento crustal no NE de Moçambique é parte da Orogenia Kuunga
	Sm-Nd, granada	Quénia	580-550 Ma	Hauzenbeger <i>et al.</i> , (2007)	Idade de metamorfismo 2
Espessamento crustal			570 - 530 Ma	Bingen <i>et al.</i> , 2009	Orogenia Kuunga
Metamorfismo anfíbolítico		Nampula	543±23 - 493±8 Ma	Bingen <i>et al.</i> , 2009	
		Tanzânia	640 Ma	Tenczer <i>et al.</i> , (2005)	Metamorfismo granulítico
	Zircão	NE Moçambique	615 Ma	Hauzenbeger <i>et al.</i> , (2007)	
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar em mica	Kalahari e Cinturão Moçambicano	550 Ma – 530 Ma	Manhiça <i>et al.</i> (2001)	Metamorfismo a 550 Ma e reactivação térmica a 470 Ma
Migmatização	zircão	N de Moçambique/ S de Malawi	630 Ma	Kroner <i>et al.</i> , (2003)	Migmatização e fusão local
Colapso orogénico			515-460 Ma	Miller <i>et al.</i> (2013)	Inclui períodos de migmatização e metamorfismo no S do Lúrio
Magmatismo pós-colisional		Complexo de Nampula	<530 Ma	Bingen <i>et al.</i> , 2009	Colapso gravitacional da orogenia
Intrusão pós colisional		Nampula	511±12 a 508±3 Ma	Bingen <i>et al.</i> , 2009	Plutões granitóides pós-colisionais (Murrupula)
Formação dos pegmatitos do Licungo	CHIME, monazite	Licungo, Zambézia	472±12 Ma	Moiana <i>et al.</i> , (2015)	

Os dados mineraloquímicos da monazite, apresentados e discutidos no capítulo 4, estão agrupados em três populações, nomeadamente, A, B e C (figura 6.2). Estes agrupamentos podem surgir como resposta à evolução termodinâmica ou à taxa de difusão química, durante o processo evolutivo. Eventos hidrotermais contemporâneos ou posteriores à implantação dos pegmatitos podem, também, induzir à organização dos dados em populações. Considerando esta última hipótese, e conjugando-a com as datações dos eventos geológicos referenciados na bibliografia, as idades baseadas em cada população foram determinadas (anexo 1.1) e são, a seguir, apresentadas:

A população A identifica-se com as mais elevadas concentrações de TRL e P. O evento geológico provavelmente associado a este agrupamento ocorreu há 512 Ma, período no qual terá havido cristalização primária da monazite a seguir à implantação dos pegmatitos. Esta idade é contemporânea com a intrusão de granitóides pós-colisionais, aflorantes no Complexo de Nampula, datados em  $511 \pm 12$  Ma por Bingen *et al.* (2009).

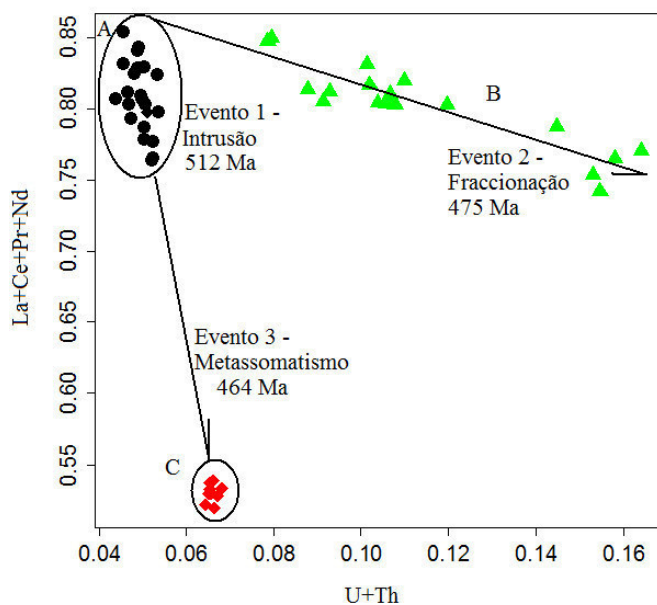


Figura 6.2. Diagrama U+Th versus La+Ce+Pr+Nd, mostrando as principais populações químicas e prováveis eventos geológicos correspondentes. As composições estão apresentadas em apfu.

A população B identifica-se com o incremento substancial das concentrações de Si e ligeiras reduções das concentrações de TR. Esta tendência aponta para a formação da thorite, observada em microfotografias das monazites do Licungo, captadas em MEV (figura 4.69, atrás). A thorite e a thorianite ocorrem nos domínios mais internos da monazite, sendo envolvidas por um invólucro aureolar metamictizado. A permeabilidade secundária promovida por esse processo é um importante mecanismo de troca de constituintes e aceleração do metassomatismo.

Ao nível de afloramento, as thorites uraníniferas foram amostradas no extremo sul da área de estudo, analisadas e discutidas no capítulo 4.

A idade de 475 Ma, calculada a partir das composições desta população, pode não corresponder, exactamente, a um evento geológico global, mas, por exemplo, à fraccionação dentro do cristal (idade da fraccionação). Durante a formação da monazite, fluidos residuais podem ficar progressivamente enriquecidos em Th e Si e ligeiramente empobrecidos em TR, evoluindo para a saturação em thorite ou thorianite.

A população C é marcada por redução significativa do conteúdo em TRL e Y, ligeira remoção da sílica e significativo aumento das concentrações de Ca, Sm e Gd. A tendência evolui no sentido da formação da apatite, observada em monazite. A apatite é fortemente condicionada à orientação das fracturas (figura 4.70, atrás). Coloca-se a possibilidade de ocorrência de um evento hidrotermal, datado em 464 Ma. Excluindo o trabalho de Manhiça *et al.* (2001) que se refere a um evento térmico não especificado, há cerca de 470 Ma, não se encontram referências bibliográficas sobre este evento.

Ao nível do afloramento, o metassomatismo cálcico encontra-se materializado no corpo pegmatítico Scheelite, tal como foi referido (capítulos 3 e 5).

Mais para o norte de Moçambique, no Distrito de Namuno, Província de Cabo Delgado, estas expressões metassomáticas em ambiente pegmatítico são mais comuns, das quais resultaram enormes massas de F-apatite muito fracturada (figura 6.3), em paragénese com diópsido e granada.



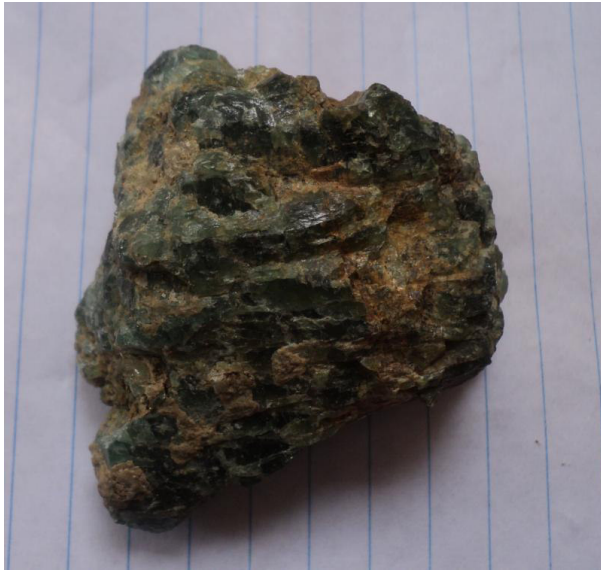


Figura 6.3. Amostra da apatite do Distrito de Namuno, Província de Cabo Delgado, colhida em ambiente de skarn.

A partir das idades apresentadas na tabela 6.1, sintetiza-se, na figura 6.4, a cronologia das principais fases orogénicas registadas no NE de Moçambique.

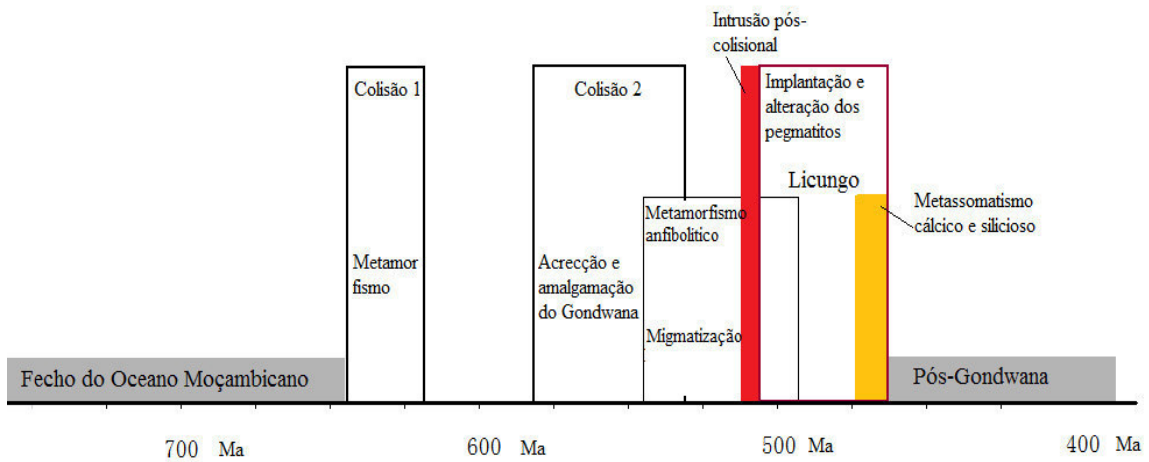


Figura 6.4. Cronologia de eventos geológicos mais relevantes registados no NE de Moçambique.



## CAPÍTULO 7 – NATUREZA E EVOLUÇÃO DOS PEGMATITOS

---

Os indícios paragenéticos e mineraloquímicos sugerem que os pegmatitos do Licungo podem ser agrupados em duas categorias denominadas “estéreis” e de “elementos raros” (London, 2008; Wise & Brown, 2010).

- i) Pegmatitos estéreis – ocorrem, principalmente, como corpos de pequenas dimensões (largura decimétrica), mais ou menos homogêneos, de granularidade média, com quartzo, feldspato e alguma mica. As micas ocorrem de forma dispersa ou concentram-se na bordadura e estão representadas por moscovite e biotite. Observam-se duas formas de ocorrência destes pegmatitos:
  - venulares – ocorrem como material de preenchimento de fracturas que cortam as rochas encaixantes félsicas e intermédias;
  - segregados – ocorrem como material de segregação em gnaisses; são homogêneos, quartzo-feldspáticos, estabelecendo uma zona de contacto gradual de textura fina, constituída por quartzo, feldspato e mica; estes pegmatitos são muito raros no Licungo, e os seus minerais constituintes não foram submetidos a análises químicas.
  
- ii) Pegmatitos de elementos raros – ocorrem como corpos zonados, com dimensões variadas, mas podendo atingir grandes dimensões. Localizam-se ao longo das estruturas cisalhantes regionais de orientação NNE-SSW, NNW-SSE e WNW-ESE;

Através da geoquímica dos feldspatos sugere-se que essas duas categorias de pegmatitos (pegmatitos estéreis venulares e de elementos raros) são cogenéticas, representando uma

mesma trajectória de cristalização fraccionada, separada em caixas independentes durante a sua implantação. Os pegmatitos mais volumosos terão sofrido fraccionação mais acentuada, culminando num relativo enriquecimento em elementos incompatíveis.

Os pegmatitos de elementos raros apresentam um carácter geral NYF, com mineralização em berilo+columbite+ixiolite±fosfato.

Os minerais de Nb e Ta sugerem dois trajectos de fraccionação, evoluindo até a formação de microlite (ocasionalmente em paragénese com albite).

Para além das composições das fases de Ta e Nb, o grau de fraccionação atingido pelas fusões pegmatíticas foi aferido com recurso a indicadores geoquímicos obtidos a partir de outras fases tipomórficas.

Os berilos são bons indicadores de fraccionação. As suas composições mostram baixas razões de K/Cs (que varia entre 0,11 e 2,12), Na/Cs (5,95-184) e Rb/Cs ( $\leq 1$ ).

Para os casos dos feldspatos e micas, o Cs parece registar valores baixos em relação aos que seriam de esperar no conjunto dos elementos alcalinos. Nos feldspatos, Ba/Sr < 0,66, K/Cs < 87 e Rb/Cs < 6,76 e nas micas, Rb/Cs < 70, Ba/Rb < 3 e Sr/Ba < 2.

Nas granadas alojadas na zona intermédia dos pegmatitos, Fe/Mn = 0,47 – 1,29 e Mg/Fe = 0,01 – 0,08.

Finalmente, nos Nb-tantalatos, Ta/(Ta+Nb) = 0,14 – 0,87.

Da combinação destes índices infere-se que o grau de fraccionação aumenta na sequência Careca < Azul Mais < Ifloma < Melatube < Igaro < Vieira < Vila Maior.

O grau de fraccionação alcançado pelos pegmatitos parece correlacionar-se bem com a morfologia e intensidade da cor dos berilos neles hospedados, relacionando-se, também, com a sua qualidade gemológica. Os berilos amarelos e euédricos a subédricos correspondem a um baixo estado de fraccionação; os azuis claros e euédricos mostram fraccionação intermédia e os azuis escuros e anédricos correlacionam-se com paragénese e composições de um estado de fraccionação mais avançado.

Os berilos mais azuis são pouco aluminosos e enriquecidos em Fe+Mg. A forte correlação negativa entre estes componentes sugere que as substituições Fe=>Al e

Mg=>Al podem ser um importante mecanismo de formação de gemas. Pelo contrário, os berilos amarelos apresentam os mais elevados conteúdos de Fe e os mais baixos de Al que correspondem a substituições mais limitadas nas posições estruturais octaédricas.

Em resumo, a qualidade gemológica dos berilos correlaciona-se com elevados conteúdos de Fe+Mg e de Cs+Na. Os berilos nodulares contêm os mais elevados conteúdos de Cs e os prismáticos os mais elevados de Na, conjugados com os mais baixos de Al.

Tal como sugerem Figueiredo *et al.* (2008), o Fe nos diferentes estados de oxidação deverá ser o maior responsável pela cromatização com maior interesse gemológico.

### **7.1. ESTADOS PARAGENÉTICOS DIFERENCIADOS NOS PEGMATITOS DE ELEMENTOS RAROS**

Recorrendo aos parâmetros químicos resultantes da análise pontual das fases tipomórficas, granada, berilo e feldspato, nota-se que os diferentes corpos pegmatíticos do Licungo sugerem tendências mineroquímicas que se expressam a diferentes níveis de organização dos dados:

Tendências gerais ao nível do campo pegmatítico – têm um carácter linear que relaciona os corpos pegmatíticos quanto à fraccionação do seu conjunto.

Tendências no interior dos corpos pegmatíticos – são tendências evolutivas particulares observadas ao nível de cada corpo pegmatítico, influenciadas pela distribuição mineralógica ao longo das unidades zonais.

Tendências de evolução cristalina – são tendências observadas ao nível de cristais que podem reflectir a variação da composição da fusão face às condições termodinâmicas e químicas que prevalecem no decurso do crescimento cristalino e face à partilha de constituintes com as fases contemporâneas e/ou maior ou menor grau de contaminação a partir da rocha encaixante. Os zonamentos oscilatórios, que correspondem a estas tendências composicionais cristalinas, são comuns nas granadas de Vila Maior e nos Nb-tantalatos de Melatube e Vila Maior.

As imagens de ER e os mapas de raios x da distribuição de elementos químicos em secções da granada, para além de expressarem os referidos zonamentos oscilatórios, permitem estabelecer relações com os diferentes estágios de cristalização dos pegmatitos do Licungo. London (2008) apoia essa utilidade da granada como indicadora do estado de evolução paragenética dos pegmatitos. Assim, as três zonas principais ilustradas na figura 4.44, atrás, estariam correlacionadas com as fases de evolução dos pegmatitos da seguinte forma:

### Estágio I

A parte nuclear da granada é constituída por um compósito de espessartite, albite, zircão e rútilo, estando este último enriquecido em Nb, Ta, Y, Th e U. Estas fases e estes elementos (HFSE) relacionam-se, normalmente, com diferenciados pegmatíticos muito evoluídos, depositando-se em condições alcalinas. Podem, portanto, corresponder a condições primitivas de instalação e cristalização dos pegmatitos de feição alcalina muito pronunciada.

Outra possibilidade é a alcalinidade ter sido adquirida a partir de uma fonte externa, através, por exemplo, da intrusão de uma fase hidrotermal posterior à instalação dos pegmatitos. Sustenta esta possibilidade, a similaridade do conteúdo do núcleo da granada com as fases de preenchimento de fracturas observadas nos Nb-tantalatos e monazite. Mas o próprio núcleo da granada pode ter sido herdado da rocha encaixante com forte carácter alcalino durante ou após a intrusão do pegmatito. Esta possibilidade de herança de núcleo é compatível com alguns aspectos deduzidos da composição das rochas encaixantes.

As margens corrosivas desta 1ª geração da granada apontam para o desequilíbrio químico com a mistura pegmatítica envolvente.

### Estágio II

Corresponde à zona de crescimento da granada com uma maior componente de molécula grossulária. Esta composição pode ser resultante da contaminação pós-instalação dos corpos pegmatíticos por fluidos exógenos ou por material oriundo das rochas encaixantes cálcicas.

A possibilidade da contaminação é corroborada pelo *clustering* de composições enriquecidas em Ca na monazite e cristalização de fases secundárias de Ca ao longo das fracturas da monazite e dos minerais de Nb e Ta. A cristalização da apatite, Pb-apatite, Ca- microlite e Ca-U-microlite encontra-se, muitas vezes, estruturalmente condicionada.

### Estágio III

Neste estágio, correspondente à bordadura da secção ilustrada, a granada mostra zonamento oscilatório normal com redução de Ca e aumento da razão Fe/Mn entre a orla nuclear e o bordo. Esta corresponde provavelmente à fase de reequilíbrio composicional da granada (e das fusões pegmatíticas) e retoma do crescimento por fraccionação, após a contaminação.

A expressão mineralógica e química observada na granada e em Nb-tantalatos sugere a possibilidade de os eventos intrusivos e de contaminação terem sido sequenciados. O facto de o domínio da granada relativamente mais enriquecido em Ca (zona II) envolver domínios enriquecidos em HFSE (zona I) é indiciador desse facto. Microlites cálcicas formadas em zonas de fracturas após a dissolução de columbite sustentam, também, essa possibilidade.

## **7.2. AMBIENTE LITOLÓGICO E ESTRUTURAL DE ACOLHIMENTO DOS PEGMATITOS**

No Licungo, as rochas de composição granítica associadas aos pegmatitos são parte integrante de migmatitos, sendo a fácies gnáissica correspondente ao paleossoma, a leucogranítica ao neossoma e a granitóide às segregações autóctones. Por outro lado, como se viu na abordagem litogeoquímica, as composições são projectadas nos campos



de granito alcalino, granito e granodiorito, na série metaluminosa a peraluminosa e calcoalcalina, com registo do aumento da alcalinidade na sequência granitóide – gnaiss - leucogranito. A tendência mais alcalina de leucogranitos é observada a partir de conteúdos relativamente altos de Zr, Nb, Ce, Y, Zn e Ga/Al em rocha total, alcançada com o progresso da fraccionação. Os leucogranitos projectam-se, assim, no campo de granitos de tipo A e contêm assinatura geoquímica do ambiente tectónico intraplaca, correspondente a magmas gerados nos estágios finais de um evento orogénico. Estas características geoquímicas sugerem uma afinidade entre a composição dos veios leucossomáticos e o conteúdo mineralógico e da mineroquímica de alguns dos pegmatitos do Licungo. Esta aproximação estende-se ao ambiente tectónico no qual se geram fusões que evoluem para pegmatitos da família NYF (Simmonis *et al.*, 2003; Martin & De Vito, 2005; London, 2008).

As fácies granitóide e intermédia identificam-se melhor com as composições graníticas do tipo I. Essa composição resulta, provavelmente, da fusão de rochas crustais em ambiente de arco vulcânico, com alguma adição de material proveniente do manto (durante a fusão ou ascensão para níveis crustais superiores), principalmente para granitóides. A evolução terá decorrido, posteriormente, por fraccionação.

As rochas anfibólicas em geral e os anfibolitos em particular, por sua vez, apresentam assinatura geoquímica toleítica e um carácter metaluminoso. A fusão dos protólitos correspondentes não obliterou por completo o contexto de transição entre a crista meso-oceânica e o arco vulcânico. Estas rochas apresentam indícios de contaminação por fusões graníticas provavelmente associadas à implantação dos pegmatitos. É o que sucede com os anfibolitos que contactam com o pegmatito de Melatube.

Os perfis de TR normalizados mostram padrões paralelos nos diferentes litótipos, caracterizados por relativo enriquecimento em TRL e empobrecimento em TRP, com anomalias negativas de Eu no caso dos leucossomas e gnaisses.

Esses perfis paralelos, diferindo, essencialmente, nos somatórios e na amplitude das anomalias, sugerem uma fonte de fusão cogenética.

Os perfis de elementos traço, que mostram anomalias negativas de Nb e Ti e positivas de TRL, sugerem que os protólitos podem ter sido gerados em ambiente de arco vulcânico, evoluindo, posteriormente, por fraccionação, atingindo médios a elevados índices de diferenciação (DI), sendo de 43,5-71,9% para fácies intermédias, 85-91,5% para a fácies granitóide, 79,8-97% para a fácies gnáissica e 88,0-92,6% para diferenciados leucocratas.

As diferenças observadas na projecção das composições das fácies leucocrata e gnáissica nos diagramas de discriminação tectónica podem estar relacionadas com uma assinatura geoquímica de um ambiente intraplaca pelo menos parcialmente aduzida por hibridização com diferenciados de tipo A ou I. Abonam a favor desta assinatura adquirida, o hiato composicional entre os valores baixos da alcalinidade observados na fácies intermédia e gnáissica e os mais altos valores registados em veios leucocratas (figura 5.26B).

### **7.3. RELAÇÕES GENÉTICAS ENTRE FÁCIES QUARTZO-FELDSPÁTICAS**

Em termos de conteúdo de TR e HFSE, a fácies leucocrata aproxima-se das fácies gnáissicas

No diagrama normativo QZ-AB-OR, também se observa a aproximação composicional entre a fácies leucocrata e gnáissica (figura 7.1). Três níveis de dispersão podem ser considerados:

- i) Maior dispersão - congrega projecções de gnaisses foliados;
- ii) Média dispersão - congrega projecções de leucossomas mobilizados;
- iii) Dispersão mínima – ajusta-se aos dados de granitóides mais isotrópicos.

O campo composicional da fácies gnáissica engloba as composições das fácies leucocratas e granitóides.

Esta sequência é compatível com a anatexia de rochas gnáissicas até a formulação de diferenciados que podem evoluir para granito ou mesmo, directamente, para pegmatitos

de anatexia. Os perfis de TR (figura 5.16, atrás) também sustentam esta possibilidade. Na mesma figura 7.1, nota-se uma convergência da nuvem de projecções gnáissicas no sentido das projecções de diferenciados leucocratas.

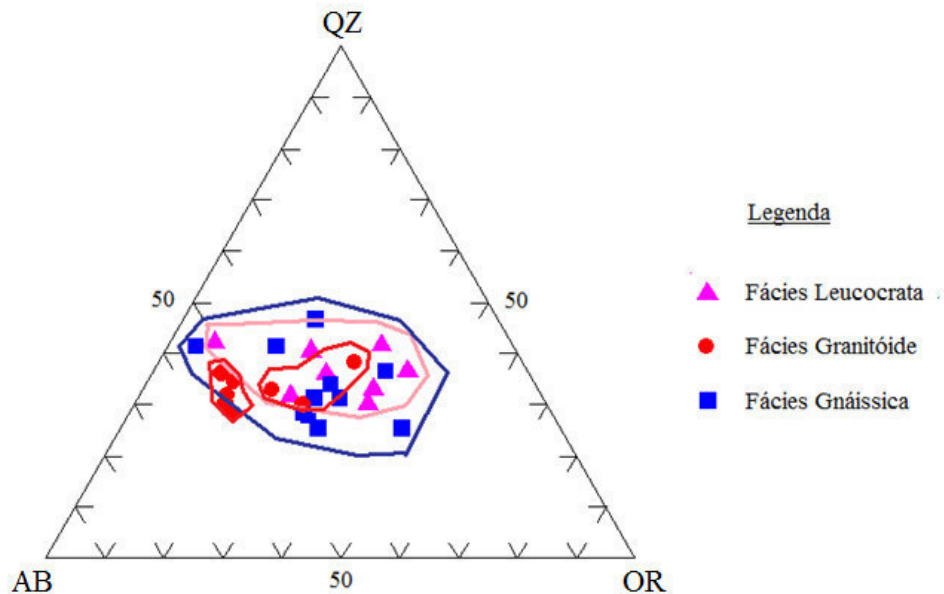


Figura. 7.1. Diagrama ternário AB-QZ-OR projectando composições normativas das fácies leucocrata, granitóide e gnáissica.

Foram observadas situações de pegmatitos pelo menos parcialmente derivados da coalescência de leucossomas migmatíticos num afloramento próximo, no pegmatito Vieira. Esta observação também favorece a possibilidade de existência localizada de uma evolução directa de alguns fundentes leucossomáticos no sentido de uma diferenciação pegmatítica zonal mais típica.

#### 7.4. RELAÇÃO ENTRE PEGMATITOS E ROCHAS FÉLSICAS E INTERMÉDIAS ASSOCIADAS

Conceptualmente, os pegmatitos são o resultado da evolução de magmas de composição granítica, ocorrendo, por isso, muitas vezes associados a rochas graníticas parentais. As relações texturais, mineralógicas e de composição global bem como a natureza de

transição granito - pegmatito têm sido observadas em vários pegmatitos e são descritas, por exemplo, por Wise & Brown (2010).

Apesar da relação espacial próxima entre granitóides e pegmatitos no Campo do Licungo, não se reconhecem aspectos típicos de transição entre granitos parentais e pegmatitos filiados. As tendências evolutivas dos elementos vestigiais indicadores de diferenciação pegmatítica observadas nos granitóides mais isotrópicos são, também, diferentes das que se observaram ao nível dos feldspatos e micas, nos pegmatitos.

Não obstante, o diagrama da figura 7.2 sugere, tal como foi discutido no capítulo 5, a possibilidade de material magmático comum ter sofrido fraccionação, diferenciando-se nos estágios mais evoluídos.

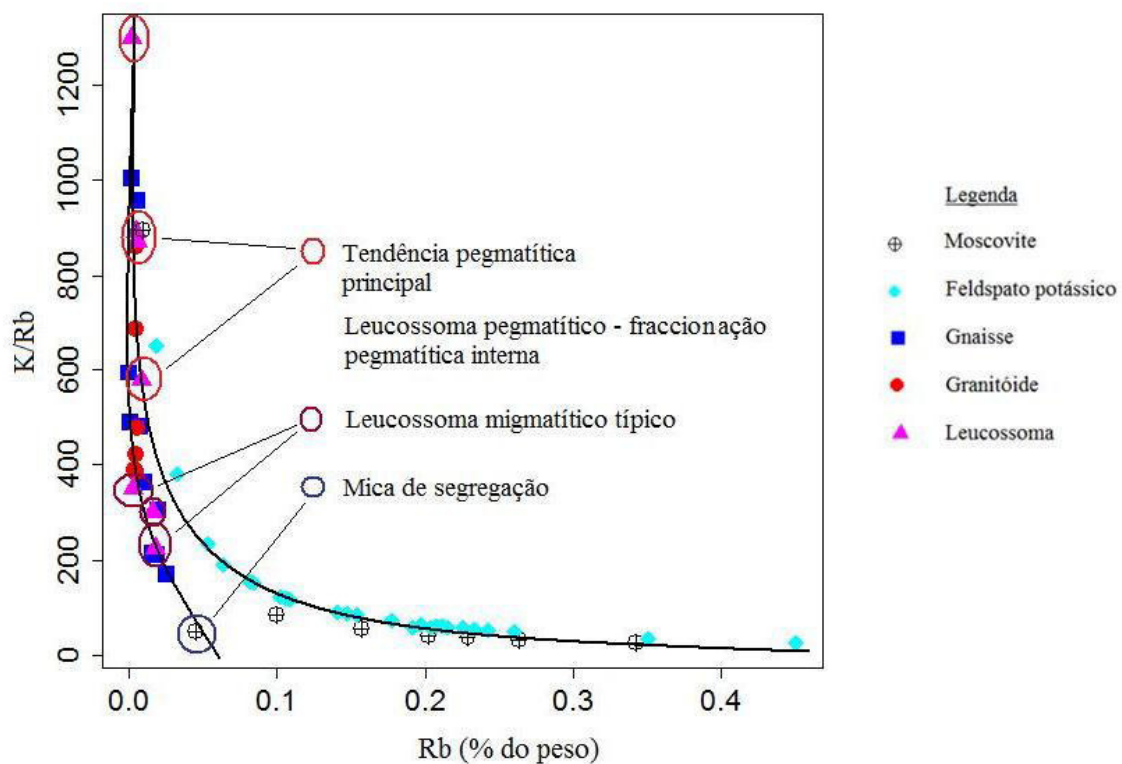


Figura 7.2. Diagrama Rb versus K/Rb que projecta as composições globais das rochas encaixantes félsicas e intermédias e de feldspato potássico e mica, hospedados em pegmatitos.

O contacto entre pegmatitos de maiores dimensões, tanto estéreis como enriquecidos em elementos raros, e as rochas encaixantes é brusco.

As diferenças de idades entre a rocha encaixante e pegmatito, já discutidas antes – encaixante Mesoproterozóico/pegmatito Câmbrico - dizem respeito aos protólitos do encaixante e não consideram a migmatização posterior que é próxima da geração dos pegmatitos (figura 6.4, atrás).

### 7.5. MODELO GENÉTICO E LOCALIZAÇÃO DOS GRANITOS PARENTAIS

Considerando os indícios evolutivos sugeridos pelos diferentes diagramas atrás discutidos, a evolução do sistema Licungo pode ter observado a seguinte sequência de eventos:

- i. Formação de rochas de composição basáltica em ambiente de crista Meso-oceânica normal – Oceano Moçambicano;
- ii. Fecho do oceano e colisão oceano-continente (ou arcos de ilha);
- iii. Formação de rochas encaixantes de composição granítica em ambiente de arco vulcânico;
- iv. Tectónica de compressão continuada que provoca a imbricação dos mantos, espessamento crustal e metamorfismo progressivo de grau anfibolítico;
- v. Migmatização e coalescência de leucossoma;
- vi. Tectónica distensiva, que para além de facilitar a coalescência de leucossoma, deve ter provocado a fusão de rochas por decompressão e plutonismo do tipo A;
- vii. Formação de pegmatitos por anatexia directa e por fraccionação de fusões graníticas;
- viii. Mobilização geral da fusão/fluidos e contaminação do sistema Licungo com assinaturas do tipo A.

Nos trabalhos de Moiana *et al.* (2010, 2015), Fritz *et al.* (2013) e Melcher *et al.* (2015) é considerada a possibilidade de os granitos de Ethabo ou da sequência Murrupula serem parentais de pelo menos alguns dos pegmatitos do Licungo.

Em termos petrográficos, os granitos de Murrupula são inequigranulares, alotriomórficos e afíricos. A sua composição modal contempla cerca de 35% de quartzo, 40% de microclina, 15% de plagioclase, 8% de biotite, 1% de zircão e <1% de granada. A moscovite é secundária resultante, principalmente, da alteação da microclina. Ocorre, também, o quartzo de preenchimento de microveios paralelos entre si, que cortam os planos das maclas polissintéticas da plagioclase.

Os granitos de Ethabo encontram-se, relativamente, mais enriquecidos em microclina (cerca de 60%) e empobrecidos em biotite (2%). Ocorre, também, plagioclase (15%), quartzo (20%) e granada (<1%). A sericitização da plagioclase é generalizada, tal como nas rochas encaixantes do Licungo. A presença de subgranulações de quartzo é o principal indício de deformação. Os granitos de Ethabo podem, eles próprios, ser parte da sequência de Murupula (Miller *et al.*, 2013)

De acordo com GTK Consortium (2006) estes granitos de Murrupula são classificados como granitos alcalinos a monzogranitos, projectando-se na fronteira entre granitos do tipo A e I/S.

Do ponto de vista tectónico projectam-se em ambiente de arco vulcânico e sin-colisional e na junção tripla VAG – Syn-COLG – WPG do diagrama de Pearce *et al.* (1984).

Aparentemente, existem duas linhagens evolutivas a ter em conta na origem dos magmas responsáveis pelo Campo Pegmatítico do Licungo.

Uma pode depender da fusão parcial até à anatexia, com geração de leucossomas que evoluem directamente para pegmatitos ou coalescem formando volumes de magmas granitóides, que por sua vez, se diferenciam dando pegmatitos graníticos na sua sequência de cristalização. Esta tendência pode ter assinatura subalcalina na componente magmática herdada dos protólitos anteriores à migmatização.

A outra linhagem evolutiva depende de um modelo mais convencional de cristalização fraccionada de magmas graníticos da sequência Murrupula com assinatura alcalina mais típica. Na estruturação do CPL não é de excluir a mixigenação de diferenciados resultantes das duas linhagens e a expressão de cada uma isoladamente, que por terem na origem protolítica, como nos magmas diferenciados, a mesma assinatura, não

originam diferenças significativas nas paragêneses dos pegmatitos do CPL, onde a feição NYF acaba por ser predominante.

## **7.6. RELAÇÃO ENTRE O CAMPO LICUNGO E OUTROS CAMPOS PEGMATÍTICOS**

Tal como já foi referido nos capítulos 2 e 6, o CPL posiciona-se no extremo sul da cintura pegmatítica Monapo-Mocuba. Pelas idades calculadas, o Campo Licungo e os pegmatitos LCT, localizados na zona central da cintura, são aproximadamente contemporâneos. Em relação aos pegmatitos situados no extremo NE e NW da cintura, de carácter NYF, não há referências a datações.

A localização estrutural e a contemporaneidade dos pegmatitos regionais podem estar relacionadas com uma sequência granítica similar com expressão regional à escala da Província Pegmatítica ou então decorrem do episódio de migmatização que, também, tem uma expressão vasta à essa mesma escala. O mais razoável será admitir que possam existir magnitudes variáveis, em diferentes contextos estruturais e metamórficos, das influências dos tipos de gênese de diferenciados proto-pegmatíticos.

Os corpos pegmatíticos propriamente ditos os do CPL são muito similares aos de Lalaua e Ribáuè, situados no extremo norte da Província pegmatítica Zambeziana. Estes, também, são zonados, apresentam amazonite, topázio e minerais de TR e Y muitos deles metamórficos, associados a Nb-tantalatos (com Nb predominante). Este conteúdo mineralógico é indicador de uma forte feição NYF. Estes pegmatitos são, também, berilíferos. Entre as características distintivas destacam-se o seu forte carácter amazonítico e elevado conteúdo em turmalina preta (*schorl*).

Na porção nuclear da Província Pegmatítica Zambeziana (figura 2.1, atrás), predominam os pegmatitos LCT (Černý, 1991), sendo mais típicos os que compõem os campos pegmatíticos de Alto Ligonha. Aqui é paradigmático o grupo pegmatítico de Naípa, intrusivo em gnaisses anfibólicos a biotíticos e filitos cloríticos Kibarianos. É um pegmatito zonado, do tipo complexo, com variação de subtipos entre lepidolite, espodumena e elbaite (Neiva & Gomes, 2011).



### 7.6.1. Alguns Minerais Tipomórficos da Feição Geoquímica dos Pegmatitos

As granadas e os berilos ocorrem em toda a cintura pegmatítica Pan-Africana, no segmento de Monapo a Mocuba. Podem, por isso, servir para distinguir os contextos geoquímicos em que se expressam os pegmatitos da Província Zambeziana, distinguindo-os, eventualmente, de outros contextos geoquímicos relativos a outros pegmatitos.

#### 7.6.1.1. Granada

As granadas dos pegmatitos apresentam correlações fortes Fe-Mn e Fe-Mg (figura 7.3). As granadas de Muiane e Naipa encontram-se mais enriquecidas em Fe e as de Suk (Quénia) e Tsarafara (Madagáscar) estão mais empobrecidas. Ocorrências detríticas de granadas provenientes de gnaisses máficos e granulito, situados nas Províncias de Niassa e Cabo Delgado, apresentam conteúdos de Mg relativamente elevados e de Mn relativamente baixos.

Confirma-se que os diagramas Fe-Mn e Fe-Mg da figura 7.3 discriminam as granadas pegmatíticas das que se alojam em rochas encaixantes, sobretudo pelo carácter basicamente constante dos conteúdos de Mg. O diagrama Fe+Mn *versus* Mg mostra que os diferentes *clusters* de projecções se alinham. No entanto, no diagrama Fe-Ca expressa-se a individualização das diferentes ocorrências, o que pode estar relacionado com as diferentes taxas de contaminação a partir do encaixante.

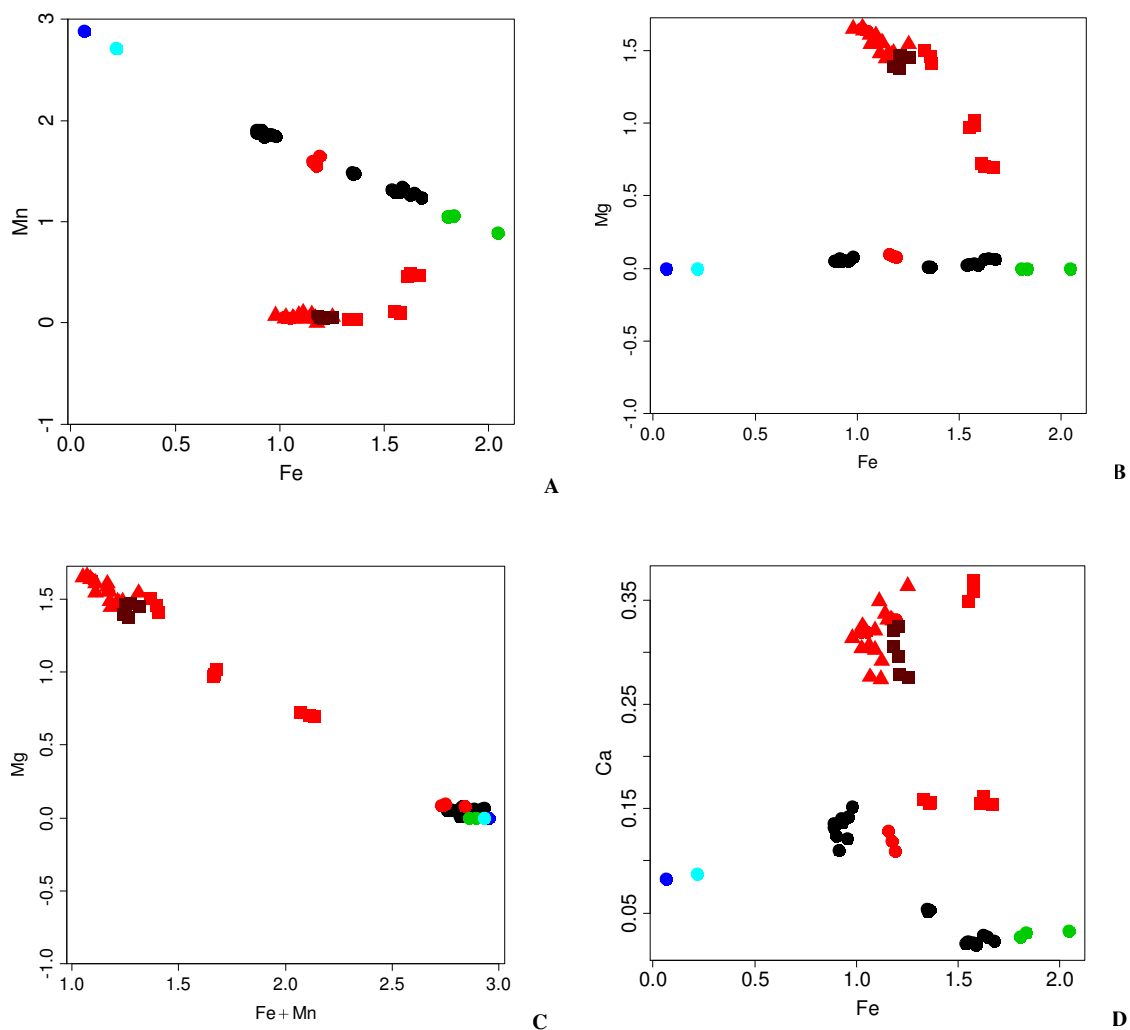
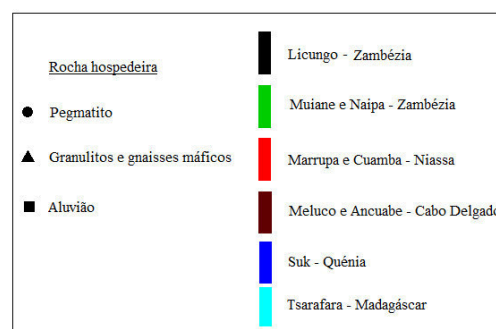


Figura 7.3. Diagramas de correlação entre os elementos divalentes incorporados nas granadas Pan-Africanas. A – diagrama Fe versus Mn; B – diagrama Fe versus Mg; C – diagrama Fe+Mn versus Mg; D – diagrama Fe versus Ca. Dados composicionais de Muiane, Naípa, Suk e Tsarafara em Baldwin & Knorring (1983).



### 7.6.1.2. Berilo

Variações composicionais de berilo, particularmente no que respeita aos conteúdos de Na, Li, Cs, Fe e Mg, podem ser indicativas da fraccionação, bem como da evolução composicional relacionada com a interacção com as rochas encaixantes (Uher *et al.*, 2010). As composições dos berilos do CPL e de Namivo projectam-se ao longo de uma única tendência de forte correlação negativa nos diagramas Al-Fe, Al-Mn (correlações não apresentadas) e Al-(Fe+Mn) (figura 7.4A). Entre Al e Mg (figura 7.4B), observam-se duas tendências paralelas entre si, tendo os berilos de Namivo sido provavelmente fraccionados a partir de concentrações de Al e Mg relativamente mais elevadas. Estas tendências e as observadas na figura 7.2 sugerem uma grande possibilidade de ligação genética, mas com diferenças nos conteúdos de Ca e Mg provavelmente resultantes da interacção entre o magma e o material local máfico a ultramáfico.

Os trabalhos do GTK Consortium (2006) são concordantes com esta possibilidade, considerando que os pegmatitos de Alto Ligonha representam fusões graníticas enriquecidas em TR que sofreram elevado grau de fraccionação e/ou assimilação de litologias regionais Mesoproterozóicas.

Os berilos de Namivo (Distrito Pegmatítico de Alto Ligonha) são mais alcalinos, particularmente mais sódicos (figura 7.4C e D).

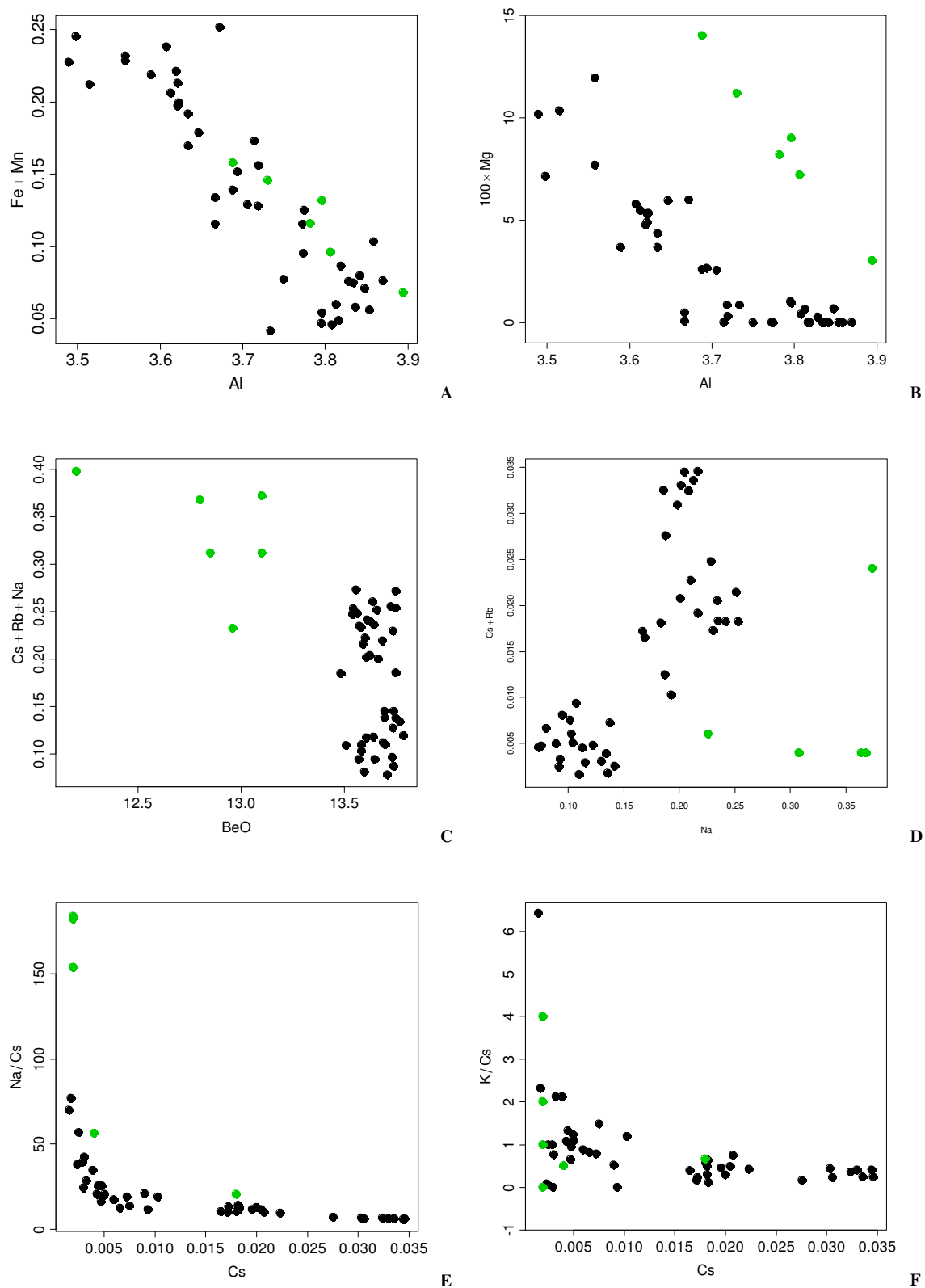


Figura 7.4. Correlações mais significativas entre os principais elementos que potencialmente se substituem nas posições tetraédricas e octaédricas de berilos azuis de Licungo (círculos pretos) e de Namivo (verdes) localizados na Província da Zambézia. A – Tendências de substituição observadas a partir da correlação Al versus Fe+Mn; B – tendências paralelas definidas na

*correlação Al versus 100\*Mg; C – domínios composicionais estabelecidos a partir da correlação Be versus Na/Cs; D – tendências divergentes observadas a partir da correlação Na versus Cs+Rb; E- tendências de fraccionação observadas na correlação Cs versus Na/Cs; F - tendências de fraccionação deduzidas a partir da correlação Cs versus K/Cs. Dados em apfu; composições dos berilos de Namivo extraídos em Neiva & Neiva (2005).*

### 7.7. RECURSOS BASE

Os recursos mais significativos do Licungo situam-se na categoria das gemas, especialmente algumas variedades de berilo, minerais ornamentais (amazonite), minerais industriais (berilo, feldspato e quartzo) e minérios (Nb-tantalatos). Magnetite e ilmenite também ocorrem em alguns pegmatitos, como é o caso do corpo Mugulama, mas dificilmente se poderá considerar que constituem recursos minerais significativos.

Berilo: A principal gema é a água-marinha.

1. Os cristais prismáticos hexagonais, com extensões segundo  $c < 15$  cm e  $a < 2$  cm ocorrem em pegmatitos zonados. Nestes pegmatitos verificam-se algumas características persistentes: núcleo de quartzo  $> 60\%$  e zona intermédia  $> 30\%$  do volume; possança de 120 a 25 cm e extensão de 10-30 m; prevalência de microclina rósea; intrusão em migmatitos anfibólicos; associação com Ti-magnetite, xenotima e fosfatos de TR. Na sua maioria, estes pegmatitos alojam-se no Domínio Estrutural Sul, delimitado na figura 2.2, atrás. A cor azul encontra-se, provavelmente, associada à mobilização de Fe a partir das rochas encaixantes para o pegmatito. Pequena espessura dos corpos pegmatíticos deve ter facilitado a troca de material com a rocha encaixante.
2. Alguns nódulos irregulares, com mais de 2 g de massa, encontram-se localizados em sombras de pressão de gigacristais hexagonais de berilo, com extensão segundo  $a=3-20$  cm e  $c=50-120$  cm. Os pegmatitos portadores têm grandes dimensões ( $> 3$  m de possança e  $> 30$  m de extensão) e localizam-se no Domínio Estrutural Norte (figura 2.2, atrás).

A variedade heliodoro é rara, de cor pálida. Os cristais são prismáticos mas apresentam fortes danos estruturais.

Quartzo: O quartzo leitoso é a variedade mais abundante. Apresenta especificações para qualquer utilização – vitrocerâmica, óptica ou metalúrgica. A sua maior expressão volumétrica é alcançada na zona nuclear dos pegmatitos situados ao longo do corredor de cisalhamento Ígaro-Mugulama. No corpo Ígaro, o quartzo nuclear inclui, por vezes, grandes massas do quartzo róseo. Estima-se que, no Corpo de Mugulama, 70% do seu volume seja ocupado por quartzo e 50% no caso do Ígaro (figura 3.10, atrás).

Feldspato: Os feldspatos são pertíticos, róseos a acastanhados e têm boa qualidade cerâmica (têm concentrações de FeO e de TiO<sub>2</sub> << 1%, nível acima do qual estes constituintes são considerados penalizantes). As zonas intermédias em que ocorrem são, em geral, possantes, principalmente ao longo do corredor estrutural Ígaro-Careca. No pegmatito Careca a fraccionação interna não chegou a gerar núcleo de quartzo, observando-se, ao longo do rio, uma falésia monominerálica com comprimento superior a 15 m e altura superior a 6 m (cerca de 47% do volume do pegmatito é ocupado por feldspato).

As ocorrências de feldspatos amazoníticos são raras e localizadas à volta do Corpo Vila Maior, sobretudo no local Vala de Drenagem. Outra ocorrência rara, com cor azul muito pálida situa-se no corpo pegmatítico de Mathebe, situado a norte do Ígaro.

Nb-Tantalatos: Ocorrem, essencialmente na zona intermédia, nos pegmatitos Ígaro e Vila Maior, estando associados a mineralizações de Ti, Y, TRs, U e Th (Dias & Gomes, 2006). Encontram-se, também, ocorrências de columbite em coluviões, na proximidade de corpos pegmatíticos.

Óxidos de Fe-Ti: Ocorrem na zona mural dos pegmatitos Ígaro e Vila Maior. Concentrações mais elevadas dos minérios de Fe e de Ti são observadas em concentrados de depósitos aluvionares, coluvionares e alguns pegmatitos das imediações de Mugulama. Destes destacam-se as concentrações elevadas de ilmenite observadas em quase todos os pontos e formas de amostragem.

Nas figuras 7.5 e 7.6 ilustram-se as proporções de minérios presentes na fracção densa dos materiais desagregados, sujeitos a concentração à bateia.

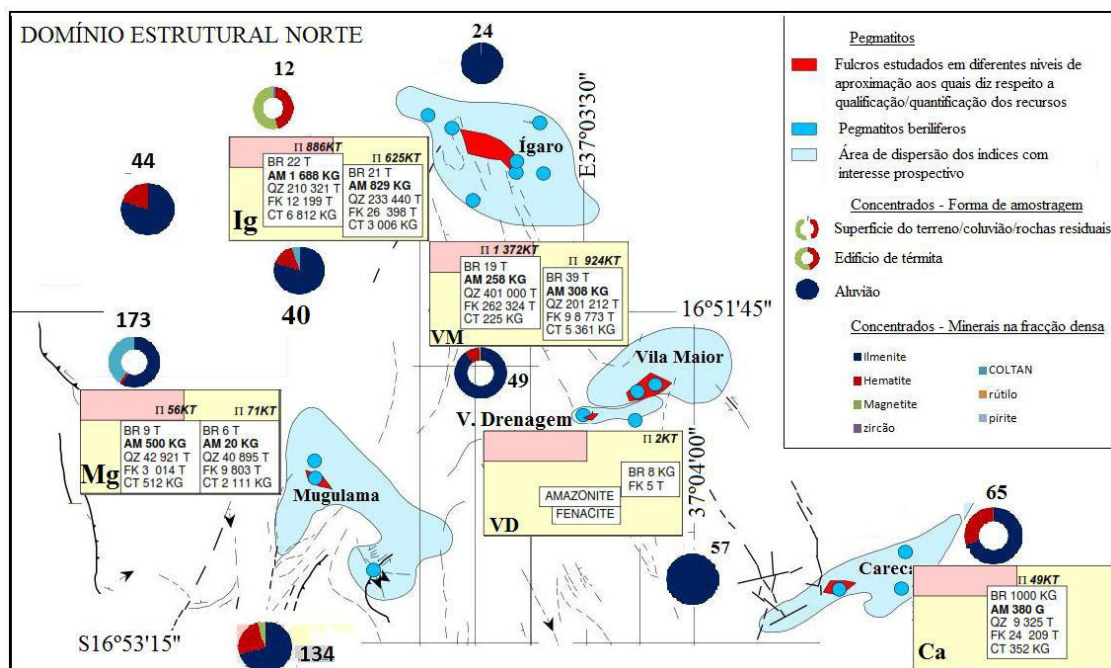


Figura 7.5. Qualificação e Quantificação dos recursos dos pegmatitos do Licungo, localizados no Domínio Estrutural Norte. Modificado de Gomes (2009).

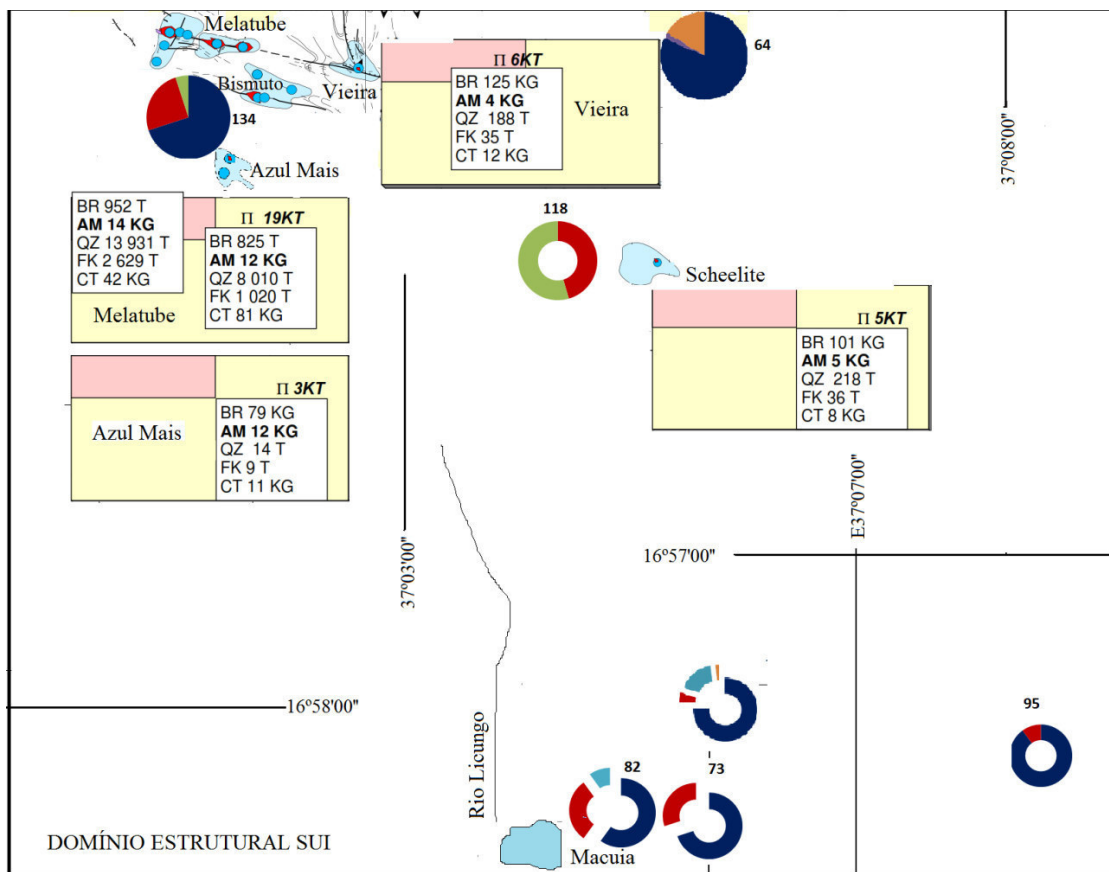


Figura 7.6. Qualificação e Quantificação dos recursos dos pegmatitos do Licungo localizados no Domínio Estrutural Sul. Modificado de Gomes (2009). Legenda como na figura 7.4.

Para além dos minerais principais e representativos de mineralizações significativas atrás apresentados, ocorre, no Licungo, uma grande diversidade de minerais acessórios discriminados na tabela 7.1.



Tabela 7.1. Quadro resumo das mineralizações de alguns corpos pegmatíticos do Licungo (Dias & Gomes, 2006).

<i>Ocorrências</i>	<i>Minerais essenciais e mineralizações típicas</i>	<i>Minerais acessórios e variedades raras de minerais essenciais</i>
Vila Maior	Quartzo > pertite > albite ; berilo industrial	Monazite, xenotima, brabantite, samarskyte, betafite, alanite., fersmite, fergusonite, aeshynite, wodginite, rynnersonite, columbite - tantalite, Ti – ixiolite, pirocloro, U, Pb - microlite, cheralite; amazonite.
Mugulama	Quartzo >> pertite > albite; berilo	Magnetite, ilmenite, rútilo, granada (Mn-almandina); quartzo óptico.
Ígaro	Quartzo > pertite >> albite; berilo industrial e gema	Columbite-tantalite, euxenite-policrase, monazite, cheralite, ilmenite e bismutite, F-apatite; amazonite.
Melatube	Quartzo > pertite >> albite; berilo azul escuro, bismutinite / molibdenite e bismutite	Água marinha, struverite, tantalite, microlite, Fe-columbite, monazite (Sm, Ce, La), xenotima, F-apatite, alanite, fenakite, bertrandite; “sunstone”.
Murribane	Quartzo < microclina << albite; magnetite	Cheralite, monazite, xenotima, ilmenite, rútilo, granada, pistacite.
Bismuto	Quartzo < pertite > albite; bismutite	Berilo, cheralite, monazite, xenotima, ilmenite, ilmenorútilo.
Vieira	Quartzo > pertite >> albite; berilo azul escuro gema	Zircão, monazite, xenotima, ilmenite, rútilo.
Azul Mais	Quartzo > pertite >> albite; berilo azul escuro gema	Zircão, monazite, xenotima.
Careca	Quartzo << pertite >> albite	Euclase.
Ifloma	Quartzo>feldspato>>albite	Columbite, thorite



## CAPÍTULO 8 – CONCLUSÕES

---

1. No campo pegmatítico do Licungo abundam pegmatitos de elementos raros, de carácter geral NYF, indiciado por mineralizações de Nb>Ta, Be, Ti, TR, Y, Th, U, Zr e Fe>Mn nas suas mineralizações acessórias. O carácter LCT é raro e incipiente.
2. As mineralizações em Ca e W estão localmente relacionadas com o acolhimento das intrusões pegmatíticas em paragnaisses com leitos carbonáticos (Bingen *et al.*, 2007). Neste caso, as ocorrências de scheelite disseminam-se particularmente no *exoskarn* e as de epídoto, granada e diópsido no *endoskarn*.
3. A mobilização do Ca é mais generalizada, observando-se, também, ao nível dos litótipos encaixantes. Nestes, a sericitização das plagioclases, provavelmente facilitada por fluidos pós-pegmatíticos, terá libertado Ca, que não tendo sido acomodado nas fases secundárias, terá sofrido migração. Enquanto as rochas encaixantes perdiam o Ca por difusão, os pegmatitos formavam paragénese enriquecidas em Ca, destacando-se F-apatite e Ca-U-microlite ao longo de microfracturas, particularmente de minerais de Nb e Ta. A monazite e a granada foram, também, sensíveis a esse evento metassomático, criando populações composicionais enriquecidas em Ca, acompanhado por U, Sm e Nd.
4. Ao nível de microfracturas em fases pegmatíticas foram, também, observadas mineralizações em Nb, Y, Zr, U e TR, que indiciam o incremento da alcalinidade por adição de material proveniente de fonte externa.
5. A implantação dos pegmatitos ocorreu em ambiente onde predominam formações migmatíticas diferenciadas em fácies granitóides, ortognáissicas, leucocratas venulares e intermédias e, ainda, em rochas anfibólicas
6. As fácies granitóide, ortognáissica e intermédia apresentam afinidade metaluminosa a peraluminosa, calcoalcalina e tipologia I. As fácies leucocratas projectam-se em domínios de tipo A com assinaturas de ambiente intraplaca adquiridas de fonte externa.
7. Há uma forte relação química entre a fácies leucocrata e os pegmatitos. Datações de pegmatitos a partir da análise pontual da monazite sugerem, porém, um

grande espaço temporal entre a implantação do pegmatito ( $468 \pm 4$  Ma) e a formação dos protólitos primitivos expressos nas rochas encaixantes (1148 - 1114 Ma, Bingen *et al.*, 2007).

8. Os pegmatitos NYF de Licungo são contemporâneos de outros campos pegmatíticos, mesmo os de carácter LCT, situados na zona central da cintura Monapo-Mocuba. Quanto aos metais alcalinos, destaca-se a maior tendência sódica dos pegmatitos de Alto Ligonha e tendência potássica no CPL.
9. Para além dos pegmatitos de elementos raros, ocorrem, no Licungo, pegmatitos venulares, de dimensões reduzidas, cogenéticos, ajustados à mesma trajectória de cristalização fraccionada. Os pegmatitos mais volumosos terão sofrido fraccionação centrípeta *in situ* contínua culminante num relativo enriquecimento em elementos incompatíveis.
10. As estruturas regionais desempenharam um papel importante no tipo e magnitude do acolhimento de diferenciados pegmatíticos.
  - i) Tamanho dos depósitos – As estruturas NNE-SSW e NNW-SSE, particularmente no norte, hospedam corpos pegmatíticos de grandes dimensões. Esses volumes são ainda maiores nos cruzamentos dos corredores de cisalhamento.
  - ii) Categorias dos pegmatitos - Os pegmatitos de elementos raros encontram-se relacionados com as estruturas megascales atrás referidas (em i) e os pegmatitos estéreis podem ser acolhidos em ambientes dilatacionais mais penetrativos e formulados em regime dúctil.
  - iii) Recursos – Maiores volumes dos recursos cerâmicos encontram-se no domínio estrutural norte. No sul são mais interessantes, do ponto de vista económico, os berilos azuis, de hábito prismático, eventualmente com qualidade gemológica. No norte, as gemas correspondem a domínios nodulares anédricos, que se encontram isolados no seio de gigacristais de berilo industrial. Para ambos os casos, a cor azul é primária, associada a elevados conteúdos de Fe e dos metais alcalinos (Cs e Na).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Afonso, R. S.; Marques, J. & Ferrara, M. (1998). A Evolução Geológica de Moçambique. Instituto de Investigação Científica de Lisboa e Direcção Nacional de Geologia, Maputo; edição do Ministério de Ciência e Tecnologia e Instituto de Investigação Científica Tropical, 95 p.
- Afonso, R. S & Pinto, A. F. (2001) – Evolução Geológica da Região de Mocuba-Macatanja (Monte Massina), Moçambique. Instituto de Investigação Científica Tropical, Portugal; Comunicações – Série de Ciências da Terra, 9, 24 p.
- Ali, M. (2012). Chemistry of Monazite-(Nd), Xenotime-(Y), Apatite, Fluorite and Zircon Hosting in Lamprophyre Dyke in Abu Rusheid area, South Eastern Desert, Egypt. *GEOLOGIJA* 55(1), 93–106.
- Andeson, J. L. (2012). Cold Pegmatites. *Elements*, 249-250.
- Anderson, L. O. (2013). The Yellow Color Centre and Trapped electrons in Beryl. *The Mineralogical Association of Canada*, 51, 15-25.
- Androne, D. A.; Dorohoi, D. O. & Pîmpu, D. (1986). Physical Methods of Identification of Feldspars from Granitic Pegmatites. *Rom. Journ. Phys.*, 53 (1-2), 279-286.
- Auricchio, C.; Fioravanti, G. e Grubessi, O (1986). Electron Microscopy and X-ray Microanalysis Evidence for the Genesis of the Red Beryl from Utah (USA). 11º Congresso Internacional de Microscopia Electrónica, 2, 1699-1700.
- Auricchio, C., Fioravanti, G., Grubessi, O. & Zanazzi, P. F. (1988). Reappraisal of the Crystal Chemistry of Beryl. *American Mineralogist*, 73, 826-837.
- Baldwin, J. R.; Knorring, O. V. (1983). Compositional Range of Mn-Garnet in Zoned Granitic Pegmatites. *Canadian Mineralogist*, 21, 683-688.
- Barth, T. F. W. (1959). Principles of Classification and Norm Calculations of Metamorphic Rocks. *The Journal of Geology*, 67 (2), 135-152.

- Bea, F.; Montero, P. & Ortega, M. (2006). A LA–ICP–MS Evaluation of Zr Reservoirs in Common Crustal Rocks: Implications for Zr and Hf Geochemistry and Zircon Forming Processes. *The Canadian Mineralogist*, 44, 693-714.
- Beurlen, H.; Soares, D. R.; Thomas, R.; Prado-Borges, L. E. & Castro, C. (2005). Mineral chemistry of tantalate species new in the Borborema Pegmatitic Province, Northeast Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 77 (1), 169-182.
- Bingen, B., Jacobs, J., Viola, G., Henderson, I. H. C., Skar, O., Boyd, R., Thomas, R. J., Solli, A., Key, R. M. & Daudi, E. X. F. (2009). Geochronology of the Precambrian Crust in the Mozambique Belt, and Implications for for Gondwana Assembly. *Precambrian Research*, 170 (30), 231-255.
- Bingen, B; Bjerkgård, T.; Boyd, R. ; Dehls, J.; Engvik, A.; Grenne, T. ; Henderson, I.; Lutro, O.; Melezhik, V.; Motuza, G.; Nordgulen, Ø.; Often, M.; Sandstad, J.S.; Smelror, M.; Solli, A. Stein, H. ; Sæther, O.M. Thorsnes, T.; Tveten, E.; Viola, G.; Bauer, W.; Dunkley, P.; Gonzalez, E.; Hollick, L. ; Jacobs, J.; Key, R. M.; Smith, R.; Thomas, R.J.; Jamal, D.; Catuane, F.; Azavedo, V; Feitio, P.; Fumo, P.; Manhica, V.; Manuel, S.; Moniz, A. ; Njange, F.; Rossi, D.; Saranga, I. de S.; Soares, H. de S.; Tembe, D.; Uachave, B. & Zandamela, E. (2007). The Geology of Niassa and Cabo Delgado Provinces, with parts of Zambezia and Nampula Provinces – Map Explanations, sheets 1039-1040, 1134-1140, 1234-1235, 1240, 1334-1340, 1435-1438, 1535-1536, 1635-1636. National Directorate of Geology (Mozambique), 759 p.
- Bingen, B.; Jacobs, J; Viola, G; Henderson, I. H. C.; Skår, Ø.; Boyd, R.; Thomas, R. J.; Solli, A.; Key, R. M. & Daudi, E. X. F. (2009). Geochronology of the Precambrian crust in the Mozambique e belt in NE Mozambique, and implications for Gondwana assembly.
- Boynnton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite studies. *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, 63-108.
- Braun, I.; Montel, J. M. & Nicollet, C. (1997). Electron Microprobe Dating of Monazites from High-Grade Gneisses and Pegmatites of Kerala Khondalite Belt, Southern India. *Chemical Geology*, 146, 65-85. ELSEVIER.

- Brigatti, M. F.; Medici, L.; Poppi, L.; Vaccaro, C. (2001). Crystal Chemistry of Trioctahedral Micas – 1M From the Alto Paranaíba Igneous Province, Southeastern Brazil. *The Canadian Mineralogist*, 33, 1333-1345.
- Bucher, K. & Frey, M. (1994). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Verlag, Berlin, 6th Edition, 318 p.
- Burt, D. M. (1977). Mineralogy and Petrology of Skarn Deposits. *RENDLCONTI Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 33 (2), 859-873.
- Cadoppi, P.; Costa, M. & Sacchi, R. (1987). A cross section of the Namama Thrust Belt (Mozambique). *Journal of African Earth Sciences*, 6 (4), 493–500, IN7–IN11, 501–504.
- Čemic, L.; Langer, K. & Franz, G. (1986). Experimental Determination of Melting Relationships of Beryl in the System BeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O Between 10 and 25 kbar. *Mineralogical Magazine*, 50, 55-61.
- Černý, P.; Meintzer, R. E. & Anderson, A. J. (1985). Extreme Fractionation Rare-Element Granitic Pegmatites: Selected Examples of Data and Mechanisms. *Canadian Mineralogist*, 23, 381-421.
- Černý, P. (1991). Rare-Element Granitic Pegmatites – Anatomy and Internal Evolution of Pegmatite Deposits, *Geoscience Canada*, 18, 49-81.
- Černý, P. (1992) Geochemical and Petrogenetic of the Mineralization in Rare Element Granitic Pegmatites in the Light of Current Research. *Appl. Geochem.*, 7, 393-416
- Černý, P. (1994). Evolution of Feldspars in Granitic Pegmatites. *Feldspars and Their Reactions*, 421, 501-540.
- Černý, P.; Ercit, T. S.; Wise, M. A. Chapman, R. & Buck, H. M. (1998). Compositional, Structural and Phase Relationships in Titanian Ixiolite and Titanian Columbite-Tantalite. *The Canadian Mineralogist*, 36, 547-561.
- Černý, P.; Chapman, R.; Simmonis, W. & Chackowsky, L. E. (1999). Niobian Rutile from the McGuire Granitic Pegmatite, Park County, Colorado: Solid Solution, Exsolution and Oxidation. *American Mineralogist*, 84, 754–763.

- Černý, P. & Ercit, T.S. (2005). Classification of Granitic Pegmatites Revisited. *Canadian Mineralogist*, 43, 2005–2026.
- Černý, P., London, D. & Novak, M. (2012). Granitic Pegmatites as Reflections of Their Source. *Elements*, 8, 288-294.
- Chappell, B.J. & White, A. J. R. (1974). Two Contrasting Granite Types. *Pac. Geol.*, 8, 173-174.
- Chevychelov, V. Y.; Borodulin, G. P. & Zraisky, G. P. (2010). Solubility of Columbite, (Mn, Fe)(Nb, Ta)<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, in Granitoid and Alkaline Melts at 650–850°C and 30–400 MPa: An Experimental Investigation. *Geochemistry International*, 48 (5), 456–464.
- Chukanov, N. V.; Scholz, .; Zubkova, N. V.; Pekov, I. V.; Belakovskiy, D. I.; Van, K. V.; Lagoeiro, L.; Graça, L. M.; Krambrock, K.; Oliveira, L. C. A.; Filho, L. A. D.; Chaves, M. L. S.; Pushcharovsy, D. Y. (2014). Correianevesite, Fe<sub>2</sub>+Mn<sub>22</sub>+(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>.3H<sub>2</sub>O, A New Reddingite Group mineral from the Cigana Mine, Conselheiro Pena, Minas Gerais, Brazil. *American Mineralogist*, 99, 811-816.
- Clavier, N.; Podor, R. & Dacheux, N. (2011). Crystal Chemistry of the Monazite Structure. *Journal of the European Ceramic Society*, 31 (6), 941–976.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, London, 450 p.
- Cutten, H. N. C., Johnson, S. P. & De Waele, B. (2002). The Mozambique Belt Eastern Africa – Tectonic Evolution of the Mozambican Ocean and Gondwana Amalgamation. *The Geological Society of America, Abstract*, 2 p.
- Deer, W. A.; Howie, R. A. & Zussman, J. (1966). *Minerais Constituintes das Rochas*. Fundação Calouste Gulbenkian, 3ª Edição, 705 p.
- Deer, W. A.; Howie, R. A. & Zussman, J. (1992). *Minerais Constituintes das Rochas*. Fundação Calouste Gulbenkian, 3ª Edição, 403-469; tradução de Macedo, C. A. R.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. (1980). A Classification of Volcanic and Plutonic Rocks Using R1R2-Diagram and Major Element Analyses – It's Relationships with Current Nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183–210.



- De Oliveira, D. P.; Wiechowski, A.; Robb, L. J. & Inverno, C. M. C. (2003). Amphibolite vs. Banded Amphibolite: A Case Study in the São Martinho-Arronches Area, Tomar Cordoba Shear Zone, NE Ossa Morena Zone, Portugal. *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe Coruña*, 28, 213-229.
- Dias, P. A. & Gomes, C. L. (2006). Reconhecimento Geológico e Cartografia do Sítio Mineiro Vila Maior (Mocuba, Moçambique) – Aplicação da Mineralometria ao Cálculo de Reservas de Concentrados de Nb-Ta – Relatório inédito para grupo de empresas SOMIPE e SOMINA, 11 p.
- Dias, P. A.; Gomes, C. L.; Marques, J & Guimarães, F. (2006a). A fraccionação de Bi-Ti-Nb-Ta em pegmatitos graníticos como indicador paragenético para a detecção de água-marinha – Aplicação ao caso de Melatube (Mocuba, Moçambique).
- Dias, P. A.; Gomes, C. L.; Guimarães, F. & Marques, J. (2006b). Estilos Contrastantes da Mineralização Bismutífera – Equilíbrio e Evolução na Província Pegmatítica da Zambézia, Moçambique. Comunicação, VII Congresso Nacional de Geologia, Universidade de Évora, 1161-1164.
- Dias, P. A.; Gomes, C. & Marques, J. (2008). Caracterização Estrutural e Paragenética do Campo Pegmatítico do Licungo (Mocuba, Moçambique) – Identificação de Recursos Base Associados. Apresentado no 5º Congresso Luso-Moçambicano de Engenharia, 6p.
- Duc-Tin, Q. & Keppler, H. (2015). Monazite and Xenotime Solubility in Granitic Melts and the Origin of the Lanthanide Tetrad Effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 169:8.
- Dirks, P. H. M. & Jelsma, H. A. (1998). Horizontal Accretion and Stabilization of the Archean Zimbabwe Craton. *Geology*, 26 (1), 11-14.
- Eberle, D. G; Daudi, E. X. F.; Muiuane, E. & Pontavida, A. M. (2010). Mapeamento Aero-geofísico de pegmatitos mineralizados na Província Pegmatítica de Alto Ligonha, no norte de Moçambique. *Rev. Bras. Geociênc.*, 40 (4).
- Eby, G. N. (1992). Chemical Subdivision of the A-type Granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. *Geology*, 20, 641–644.

- Emmel, B.; Kumar, R.; Ueda, K.; Jacobs, J.; Daszinnies, M. C.; Thomas, R. J. & Matola, R. (2010). Thermochronological History of an Orogen-Passive Margin System – An Example from NE Mozambique. *Tectonics*, paper IV, *Tectonics*, doi:10.1029/2010TC002714, in press, 197-218.
- Ercit, T. S. (2004). REE-enriched Granitic Pegmatites. *Rare Element Geochemistry and Ore Deposits*. Geological Association of Canada; Short Course Notes, 17, 257-296.
- Evangelista, H. J.; Cesar-Mendes, J. & Lima, A. L. C. (2000). Amazonitização em Granito Resultante da Intrusão de Pegmatitos. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (4), 693-698.
- Faure, G. (1977). *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons Inc, USA, 464 p.
- Figueiredo, O.; Da Silva, P. T.; Veiga, J. P.; Gomes, C. L.; De Andrade, V. (2008). The Blue Colouring of Beryls from Licungo, Mozambique: An X-Ray Absorption Spectroscopy Study at Iron K-Edge. *Mineralogical Magazine*, 72 (1), 174 – 178.
- Filho, H. A. S.; Sighinolfi, G. P. & Galli, E. (1973). Contribution to the Crystal Chemistry of Beryl. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 38, 279-290.
- Foord, E. E.; Cobban, R. R. & Brownfield, I. L. (1985). Uranian Thorite in Lithophysical Rhyolite – Topaz Mountain, Utah, USA. *Mineralogical Magazine*, 49, 729-731.
- Foord, E. E.; O'Connor, J. T.; Hughes, J. M.; Sutley, S. J.; Falster, A. U.; Soregaroli, A. E.; Lichte, F. E.; Kile, D. E. (1999). Simmonsite, Na<sub>2</sub>LiAlF<sub>6</sub>, a new mineral from the Zapot Amazonite-Topaz-Zinnwaldite Pegmatite, Hawthorne, Nevada, U.S.A. *American Mineralogist*, 84, 769-772.
- Fritz, H.; Tenczer, V.; H.; Hauzenberger, C.; Wallbrecher, C. & Muhongo, S. (2009). Hot Granulite Nappes - Tectonic Styles and Thermal Evolution of the Proterozoic Granulite Belts in East Africa. *Tectonophysics*, ELSEVIER, 477, 160–173.
- Fritz, H.; Abdelsalam, M.; Ali, K. A.; Bingen, B.; Collins, A. S.; Fowler, A. R.; Ghebreab, W.; Hauzenberger, C. A.; Johnson, P. R.; Kusky, T. M.; Macey, P.; Muhongo, S.; Stern, R. J. & Viola, G. (2013). Orogen Styles in the East African Orogen: A Review of the Neoproterozoic to Cambrian Tectonic Evolution. *Journal of African Earth Sciences*, ELSEVIER, 86, 65–106.

- Ginsburg, A. I.; Timofeyev, I. N. & Feldman, I. G. (1979). Principles of Geology of Granitic Pegmatites. Nedra, USSR, 296 p.
- Goldsmith, J. R. & Laves, F. (1954). The Microcline-Sanidine Stability Relations. Geochim. Cosmochim., 5, 1-19.
- Gomes, C. L. & Nunes, J. E. L. (2003). Análise Paragenética e Classificação dos Pegmatitos Graníticos da Cintura Hercínica Centro-Ibérica. Coimbra, Imprensa da Universidade, 2, 85-109.
- Gomes, C. L. (2004). Estrutura, Paragénes e Mineralizações Úteis dos Pegmatitos da Área de Prospecção e Pesquisa Ígaro – Campo Pegmatítico do Licungo, Mocuba, Zambézia, Moçambique. Recomendações para a Evidência dos Recursos Potenciais de Minerais Nobres e Minérios. Relatório Inédito para o Grupo de Empresas SOMIPE e SOMINA, 11 p.
- Gomes, C. L. (2005). Contributo para a Sistemática dos Pegmatitos Graníticos Referentes à Cintura Varisca CentroIbérica – Características a Considerar e Quadro Tipológico. Geonovas, 19, 35-45.
- Gomes, C. L.; Dias P.; Marques J.; & Guimarães, F. (2008). Bi – Ti – Nb – Ta Fractionation in Granitic Pegmatites as Paragenetic Guidance for Gem Beryl Detection – The Example of Melatube Aquamarine Prospect (Mocuba, Mozambique). 5º Congresso Luso-Moçambicano de Engenharia/ 2º Congresso de Engenharia de Moçambique.
- Gomes, C. L. (2009). Reavaliação dos Recursos de Materiais Cerâmicos Pegmatíticos na Área de Influência do Campo Pegmatítico do Licungo, Zambézia, Moçambique. Relatório inédito elaborado no âmbito do protocolo de cooperação entre CIG-R (Universidade do Minho, Portugal) e AGS (Prospecção e Pesquisa Mineral – Mocuba, Moçambique), 8p.
- Gomes, C. L.; Dias, P. A.; Guimarães, F. & Castro, P. (2009). Microlites and Associated Oxide Minerals from Naipa Pegmatites – Alto Ligonha – Zambézia - Mozambique. Estudos Geológicos, 19 (2), 167-171.
- Gomes, C. L.; Dias, P.; Guimarães, F. & Castro, P. (2009). Microlites and Associated Oxide Minerals from Naipa Pegmatites - Alto Ligonha – Zambézia – Mozambique. Estudos Geológicos, 19 (2), 167-171.

- Gomes, C. L. (2010b) – Apoio aos Planos de Lavra dos Pegmatitos do Licungo (fólios para AGS, Prospecção e Pesquisa mineral, relatório inédito).
- Gramaccioli, M.; Diella, V. & DeMartin, F. (1999). An Example of The Role of Complexes in the Geochemistry of Transition Elements: The Formation of Scandium Minerals. *The Canadian Mineralogist*, 37, 807-808.
- Grantham, G. H., Maboko, M. & Eglinton, B. M. (2003). A Review of the Evolution of Mozambique Belt and Implication for Amalgamation and Dispersal of Rodinia and Gondwana. *Geological Society Special Publication*, 206, 401-426. In *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breackup*. Edited by M. Yoshida, B. F. Windley e S. Dasgupta.
- GTK Consortium (2006). Notícia Explicativa da Carta Geológica de Moçambique, folhas 1735-1736-1737/1738/1739-1835-1836-1935 de Mutarara-Quelimane-Namacurra/Magnja-Pebane-Marromeu/Inhaminga-Chinde-Savane. Direcção Nacional de Geologia, Moçambique, 3, 240 p.
- Hata, M.; Marumo, F. & Iwai, S. (1980). Structure of Lead Apatite. *Acta Cryst.*, B36, 2128-2130.
- Hauzenberger, C. A.; Sommer, H.; Fritz, H.; Bauernhofer, A.; Kroner, A.; Hoinkes, G.; Wallbrecher, E.; Thoni, M. (2007). SHRIMP U–Pb Zircon and Sm–Nd Garnet Ages from the Granulite-Facies Basement of SE Kenya: Evidence for Neoproterozoic Polycyclic Assembly of the Mozambique Belt. *Journal of the Geological Society, London*, 164, 189–201.
- Handke, M. J.; Tucker, R. D. & Ashwal, L. D. (1999). Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in West-Central Madagascar. *Geology*, 27 (4), 351-354.
- Hanson, R. E. (2003). Proterozoic Geocronology and Tectonic Evolution of Southern Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 206, 427-463.
- Hocada, T. & Motoyashi, Y. (2006). Electron Microprobe Technique for U-Th-Pb and REE Chemistry of Monazite, and its Implications for Pre-, Peak- and Postmetamorphic Events of the Lützow-Holm Complex and the Napier Complex, East Antarctica. *Polar Geosci.*, 19, 118-151.

- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.
- Jacobs, J.; Bingen, B.; Thomas, R. J.; Bauer, W.; Wingate, M. T. D. & Feitio, P. (2008). Early Palaeozoic Orogenic Collapse and Voluminous Late-Tectonic Magmatism in Dronning Maud Land and Mozambique: Insights into the Partially Delaminated Orogenic Root of the East African–Antarctic Orogen? *Geological Society of London Special Publications*, 308, 69-90.
- Jacobs, J.; Thomas, R.; Ueda, K.; Kleinhanns, I.; Emmel, B.; Kumar, R.; Bingen, B. & Engvik, A. (2009). Coupled Delamination and Indentor-Escape Tectonics in the Southern Part of the c. 650-500 Ma East African/Antarctic Orogen. (2009). *Portland GSA Annual Meeting* 60 (2).
- Jacobs, J.; Ueda, K.; Thomas, R. J.; Kosler, J.; Horstwood, M. S. A.; Wartho, J.; Jordan, F.; Emmel, B. & Matola, R. (2013) Differential Neoproterozoic to Palaeozoic Postcollisional Cooling Histories Across the Lúrio Belt, Northeast Mozambique. In: 24th Colloquium of African Geology, Addis Ababa, Ethiopia; *Geological Society of Africa*, 41-41.
- Jahns, R. H. (1982). Internal Evolution of Pegmatite Bodies. *MAC Short Course Handbook*, 293 – 327.
- Kato, T.; Suzuki, K. & Adachi, M. (1999). Computer Program for the CHIME Age Calculation. *J. Earth Planet. Sci. Nagoya Univ.*, 46, 49-56.
- Keller, L. (1984). Diffraction Study of Annealing of Metamict Samarskite. *American Mineralogist*, 69, 954-960.
- Knorring, O. V. & Baldwin, J. R. (1983). Compositional Range of Mn-Garnet in Zoned Granitic Pegmatites. *Canadian Minerologist*, 21, 683-688.
- Komov, L.; Lukashev, A. N. & Koplus, A. V. (1994). *Geochemical Methods of Prospecting for Non-Metallic Minerals*. VSP BV, New and Expanded Edition, Netherland, 405 p.; traduzido de língua russa por Sverdlov, V. I.
- Kröner, A.; Collins, A. S.; Hegner, E.; Muhongo, S.; Willner, A. P. & Kehelpannala, K. V. W. (2001). Has the East African Orogen Played Any Role in the Formation and

- Breakup of the Supercontinent Rodinia and the Amalgamation of Gondwana? New Evidence from Field Relationship and Isotopic Data. *Gondwana Research*, 4 (4), 669-671.
- Kröner, A.; Muhongo, S.; Hegner, E. & Wingate, M. (2003). Single-Zircon Geochronology and Nd Isotopic Systematics of Proterozoic High-Grade Rocks from the Mozambique Belt of Southern Tanzania (Masasi Area): Implications for Gondwana Assembly. *Journal of the Geological Society*, 160 (5), 745-757.
- Kröner, A. & Stern, R. J. (2004). Pan-African Orogeny. *Encyclopedia of Geology*, 1, 1-12; Elsevier.
- Kusky, T. M.; Abdelsalam, M.; Tucker, R. D. & Stern R. J. (2003). Evolution of the East African and Related Orogens, and the Assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 123, 81–85; ELSEVIER.
- Küster, D.; Romer, R. L.; Tolessa, D.; Zerihun, D.; Bheemalingeswara, K.; Melcher, F. & Oberthür, T. (2009) – The Kenticha Rare-Element Pegmatite, Ethiopia: Internal Differentiation, U–Pb Age and Ta Mineralization. *Mineralium Deposita*, 44 (7), 723-750.
- Linnen, R. L.; Keppler, H. (1997). Columbite Solubility in Granitic Melts: Consequences for the Enrichment and Fractionation of Nb and Ta in the Earth's Crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128 (2), 213-227.
- Linnen, R. L.; Lichtervelde, M. V.; Černý, P. (2012). Granitic Pegmatites as Sources of Strategic Metals. *ELEMENTS*, 8, 275–280.
- Lobato, L. M.; Vieira, F. W. R.; Ribeiro-Rodrigues, L. C.; Perreira, L. M. M.; Menezes, M. G.; Junqueira, P. A. & Perreira, S. L. M. (1998). Styles of Hydrothermal Alteration and Gold Mineralizations with the Nova Lima Group of the Quadrilátero Ferrífero: Part I, Description of Selected Gold Deposits. *Revista Brasileira de Geociências*, 28 (3), 339-354.
- Loehn, C. W. (2011). Investigation of the Monazite Chemical Dating Technique. PhD dissertation in Geoscience submitted to Virginia University, USA, 85 p.

- London, D. (1992). The Application of Experimental Petrology to the Genesis and Crystallization of Granitic Pegmatites. *Canadian Mineralogist*, 30, 499-540.
- London, D.; Morgan, G. B. & Icenhower, J. (1998). Stability and Solubility of Pollucite in Granitic Systems at 200 MPa H<sub>2</sub>O. *Canadian Mineralogist*, 36, 497-510.
- London, D. (2005). Granitic pegmatites: An Assessment of Current Concepts and Directions for the Future. *Lithos*, 80, 281–303; ELSEVIER.
- London, D. (2008). Pegmatites. The Mineralogical Association of Canada, Quebec, 247 p.
- London, D. & Morgan, G. B. (2012). The Pegmatite Puzzle. *ELEMENTS*, 8, 263-268.
- Lumpkin, G. R. & Chakoumakos, B. C. (1988). Chemistry and Radiation Effects of Thorite-Group Minerals from the Hardung Pegmatite, Taos County, New Mexico. *American Mineralogist*, 73, 1405-1419.
- Maaløe, S. (1943). Principles of Igneous Petrology. Springer Verlag Berlin Heidelberg, 374 p.
- Maboko, M. A. H. (2001). Dating Post-Metamorphic Cooling of the Eastern Granulites in the Mozambique Belt of Northern Tanzania, Using the Garnet Sm-Nd Method. *Gondwana Research*, 4 (3), 329-336.
- Macey, P. H.; Thomas, R. J.; Grantham, G. H.; Ingram, B. A.; Jacobs, J.; Armstrong, R. A.; Roberts, M. P.; Bingen, B.; Hollick, L.; De Kock, G. S.; Viola, G.; Bauer, W.; Gonzales, E.; Bjerkgård, T.; Henderson, I. H. C.; Sandstad, J. S.; Cronwright, M. S.; Harley, S.; Solli, A.; Nordgulen, Ø.; Motuza, G.; Daudi, E. & Manhiça, V. (2010). Mesoproterozoic Geology of the Nampula Block, Northern Mozambique: Tracing Fragments of Mesoproterozoic Crust in the Heart of Gondwana. *Precambrian Research*, 182 (1-2), 124-148.
- Macey, P. H.; Miller, J. A.; Rowe, C. D.; Grantham, G. H.; Siegfried, P.; Armstrong, R. A.; Kemp, J. & Bacalhau, J. (2013). Geology of the Monapo Klippe, NE Mozambique and its Significance for Assembly of Central Gondwana. *Precambrian Research*, 233, 259-281.
- Mackenzie, W. S. & Adams, A. E. (1997). Atlas en Color de Rocas Y Minerales en Lamina Delgada. Masson, S. A., Barcelona, 215 p.

- Malisa, E. & Muhongo, S. (1990). Tectonic Setting of Gemstone Mineralization in the Proterozoic Metamorphic Terrane of the Mozambique Belt in Tanzania. *Precambrian Research*, 46 (1–2), 167–176.
- Malz, N. [2014]. Electron-Microprobe Dating of Monazite. Institute of Mineralogy, TU Bergakademie Freiberg, 11 p.
- Manhica, A. D. S. T.; Grantham, G. H.; Armstrong, R. A.; Guise, P. G. & Kruger, F. J. (2001). Polyphase Deformation and Metamorphism at the Kalahari Craton — Mozambique Belt Boundary. Geological Society, London, Special Publications, 184, 303-322.
- Manier-Glavinaz, V.; Couty, R. & Lagache, M. (1989). The Removal of Alkalis from Beryl: Structural Adjustments. *Canadian Mineralogist*, 27, 663-671.
- Markl, G. & Schumacher, J. C. (1997). Beryl Stability in Local Hydrothermal and Chemical Environments in a Mineralized Granite. *American Mineralogist*, 82, 194-202.
- Marques, J.; Pereira, E. & Dinis, C. (1995). Cisalhamento de Muepe-Montepuez (Norte de Moçambique): Significado Geodinâmico e Metalogénico no Contexto do Cinturão Moçambicano e do Orógeno Kibariano. IV Congresso Nacional de Geologia, Universidade do Porto, Memórias, 4, 569-573.
- Martin, R. (1999). Petrogenetic Considerations: A Type Granites, NYF Granitic Pegmatites and Beyond... *Canadian Mineralogist*, 37, 804-805.
- Martin, R. F. & De Vito, C. (2005). The Pattern of Enrichment in Felsic Pegmatites Ultimately Depend on Tectonic Setting. *The Canadian Mineralogist*, 43, 2027 – 2048.
- Martin, R. F. (2007). The Importance of Tectonic Setting in Understanding Granitic Pegmatites. *Granitic Pegmatites: The State of the Art. International Symposium.*, Porto, Portugal.
- Martin, R.; De Vito, C. & Pezzotta (2008). Why is Amazonitic K-feldspar an Earmark of NYF-Type Granitic Pegmatites? Clues From Hybrid Pegmatites in Madagascar. *American Mineralogist*, 93, 263–269.



- Meert, J. G. & Torsvik, T. H. (2003). The Making and Unmaking of a Supercontinent: Rodinia Revisited. *Tectonophysics*, 375, 261-288.
- Melcher, F.; Graupner, T.; Sitnikova, M.; Henjes-Kunst, F.; Gäbler, H. & Oberthür, T. (2009). African Rare-Element Pegmatite Provinces: Mineralogy and Geochemistry Of Nb-Ta minerals. *Estudios Geológicos*, 19 (2), 217-222.
- Melcher, F.; Graupner, T.; Gäbler, H. E.; Sitnikova, M.; Henjes-Kunst, F.; Oberthür, T.; Gerdes, A. & Dewaele, S. (2015). Tantalum–(niobium–tin) Mineralisation in African Pegmatites and Rare Metal Granites: Constraints from Ta–Nb Oxide Mineralogy, Geochemistry and U–Pb Geochronology. *Ore Geology Reviews*, 64, 667–719.
- Melezhik, V. A.; Kuznetsov, A. B.; Fallick, A. F.; Smith, R. A.; Gorokhov, I. M.; Jamal, D. & Catuane, F. (2006). Depositional Environments and an Apparent Age for the Geci Meta-Limestones: Constraints on the Geological History of Northern Mozambique. *Precambrian Research*, 148 (1–2), 19–31; ELSEVIER.
- Mernagh, T. P. & Mieziotis, Y. (2008). A Review of the Geochemical Processes Controlling the Distribution of Thorium in the Earth's Crust and Australia's Thorium Resources. *Geoscience Australia Record*, 2008/5, 48 p.
- Meschede, M. (1986). A Method of Discriminating Between Different Types of Mid-Ocean Ridge Basalts and Continental Tholeiites with the Nb–Zr–Y Diagram. *Chemical Geology* 56, 207–218.
- Miller, R. P.; A. R. I. C. & Mercer, R. A. (1968). The high-temperature Behaviour of Beryl Melts and Glasses. National Chemical Laboratory, Teddington, Middlesex, 250-276.
- Miller, J.A.; Fabera, C.; Rowe, C. D.; Macey, P. H. & Plessis, A. (2013). Eastward Transport of the Monapo Klippe, Mozambique, Determined from Field Kinematics and Computed Tomography and Implications for Late Tectonics in Central Gondwana. *Precambrian Research* 237, 101–115.
- Miyashiro A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274, 321–355.

- Moiana, M. (2010). Certeza Geológica de Ocorrência e Viabilidade Económica para o Aproveitamento de Berilos “True Blue” do Licungo, Zambézia, Moçambique. Tese de Mestrado, Universidade do Minho, Portugal, 120 p.
- Moiana, M.; Gomes, C. L. & Dias, P. (2010). Enquadramento Geotectónico e Filiação dos Pegmatitos do Rio Licungo – Zambézia, Moçambique. Comunicação, VIII Congresso Nacional de Geologia, Braga, 4 p.
- Moiana, M.; Gomes, C. L. & Dias, P. A. (2012). Factores de Aquisição e Manutenção da Qualidade Gemológica dos Berilos dos Pegmatitos do Licungo, Zambézia, Moçambique. Memórias e Notícias de Geociências no Espaço Lusófono, Coimbra, Portugal, 279-288 (Comunicação, I Congresso Internacional “Geociências na CPLP”, Universidade de Coimbra).
- Moiana, M. & Gomes, C. (2012a). Panorâmica Sobre a Estrutura, Mineralogia e Recursos dos Pegmatitos do Licungo em Moçambique. Memórias e Notícias de Geociências no Espaço Lusófono, Coimbra, Portugal, pp. 271-277. Comunicação, I Congresso Internacional “Geociências na CPLP”, Universidade de Coimbra.
- Moiana, M. & Gomes, C. L. (2012b). A fase Feldspática dos Pegmatitos do Licungo - Estado Estrutural e Geoquímico. Comunicação, Iº Congresso Nacional de Geologia de Moçambique.
- Moiana, M.; Gomes, C. L. & Dias, P. A. (2012). Estrutura e Paragéneses do Pegmatito de Melatube. Comunicação, 1º Congresso de Geologia de Moçambique, Maputo, 4p.
- Moiana, M.; Gomes, C. L. & Dias, P. A. (2014). Fraccionação Geoquímica nas Rochas Encaixantes do Campo Pegmatítico do Licungo, Moçambique. Comunicações Geológicas, 101, Especial I, 151-155. Comunicação no IX Congresso Nacional de Geologia/2ª Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa, Porto, Portugal.
- Moiana, M. & Gomes, C. L. (2014). Litogeoquímica no Campo Pegmatítico do Licungo, Zambézia, Moçambique. 12º Congresso dos Países de Língua Portuguesa/2º Congresso de Geologia de Moçambique, resumo.

- Moiana, M. & Gomes, C. L. (2015). Mineralogia e Paragéneses dos Pegmatitos de Licungo, Zambézia, Moçambique. Comunicação, X Congresso Ibérico de Geoquímica, Lisboa, 42-45.
- Moiana, M.; Dias, P. A.; Guimarães, F. & Gomes, C. L. (2015). Monazite Compositions in Licungo Pegmatite Field, Zambézia, Moçambique – Pegmatites Age and Evolution. 7th International Symposium on Granitic Pegmatites, Poland; PEG2015 Book of Abstracts, 56-57.
- Moiana, M. & Gomes, C. A. (2015). Mineralogia e Paragéneses dos Pegmatitos de Licungo, Zambézia, Moçambique. Comunicação, X Congresso Ibérico de Geoquímica, Lisboa, 4 p.
- Monier, G. & Robert, J. L. (1986). Evolution of the Miscibility Gap between Muscovite and Biotite solid solutions with Increasing Lithium Content: An Experimental Study in the System  $K_2O-Li_2O-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-HF$  at 600°C, 2 kbar  $PH_2O$ : Comparison with Natural Lithium Micas. *Mineralogical Magazine*, 50, 641-651.
- Montel, J. M.; Foret, S.; Veschambre, M.; Nicollete, C. & Provost, A. (1996). Electron Microprobe Dating of Monazite. *Chemical Geology*, 131, 37-53; ELSEVIER.
- Muhongo, S. (1999). Anatomy of the Mozambique Belt of Eastern and Southern Africa: Evidence from Tanzania. *Gondwana Research*, 2 (3), 369-375.
- Muhongo, S.; Stern, R. J. & Viola, G. (2013). Orogen Styles in the East African Orogen: A Review of the Neoproterozoic to Cambrian Tectonic Evolution. *Journal of African Earth Sciences*, 86, 65–106; ELSEVIER.
- Munsell (2009). *Geological Rock-Color Chart with Genuine Munsell Color Chips*. Revised.
- Miyashiro A. (1974). Volcanic Rock Series in Island Arcs and Active Continental Margins. *American Journal of Science* 274, 321–355.
- Neiva, A. M. C & Neiva, J. M. C. (2005). Beryl from the Granitic Pegmatite at Namivo, Alto Ligonha, Mozambique. *N. Jb. Miner. Abh.*, 181 (2), 173-182.
- Neiva, A. M. & Gomes, C. L. (2011). Tourmaline Group Minerals in the Li-Cs-Ta Granitic Pegmatite Group, Mozambique. Tracers for Magmatic and Post-Magmatic evolution Trends. *N. Jb. Miner. Abh.*, 189 (1), 1-20.

- Neves, J. M. C. (2009). Metallogenic Considerations Concerning the Pegmatites Provinces of Alto Ligonha (Mozambique), Eastern Brazilian (Minas Gerais) and the Borborema Pegmatite Province (Northeastern Brazil). *Estudos Geológicos*, 19 (2), 256-260.
- Nunes, J. E. L. (1973). Contribution à L'étude Minéralogique et Géochimique des Pegmatites du Mozambique. Tese apresentada para a obtenção do grau de doutoramento na Universidade de Nancy, França. 261 p.
- Nunes, J. E. L. (1979). Amazonites de Moçambique – Novos Dados sobre a sua Composição. Separata do Tomo LXIV, comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, 71-79.
- Pabst, A. (1952). The Metamict State. *Journal of the Mineralogical Society of America*, 37 (3-4), 137-157.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. & Tindle, A. G. (1984). Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Pearce, J. A. (1996). Sources and Settings of Granitic Rocks. *Episodes*, 19 (4), 120-125.
- Pereira, C. D. (2009) – Anatomia e Mineralogia das Edificações de Termitidae da Zambézia (Moçambique): Aplicação em Prospeção Tática a Pontual de Jazigos de Afinidade Pegmatítica. Tese de Mestrado, Universidade do Minho, 103 p.
- Perez-Soba, C. & Villaseca, C. (2010). Petrogenesis of Highly Fractionated I-type Peraluminous Granites: La Pedriza Pluton (Spanish Central System). *Geologica Acta*, 8 (2), 131-149.
- Pinna, P.; Jourde, G.; Calvez, J. Y.; Mroz, J. M. & Marques, J. M. (1993). The Mozambique Belt in Northern Mozambique: Neoproterozoic (1100–850 Ma) Crustal Growth and Tectogenesis, and Superimposed Pan-African (800–550 Ma) Tectonism. *Precambrian Research*, 62 (1–2), 1–59.
- Pinna, P. (1995). Short Communication on “Dual Nature of the Mozambique Belt”. *Journal of African Earth Science*, 2, (3), 477-480. Elsevier Science.
- Pirajno, F. (2009). Hydrothermal Processes of Mineral Systems. SPRINGER, Abstract, 1243-1243.

- Polli, G. O.; Oliveira, E. F.; Sabioni, A. C. S.; Ferreira A. C. M. & Roeser H. M. P. (2006). Análise da Composição Química em Variedades de Berilo, por Activação Neutrónica Instrumental (INAA). *Geochimica Brasiliensis*, 20 (2), 191-207.
- Pyle, J. M.; Spear, F. S.; Wark, D. A.; Daniel, C. G. & Storm, L. C. (2005). Contribution to Precision and Accuracy of Monazite Microprobe Ages. *American Mineralogist*, 90, 547-577.
- Que, M & Allen, A. R. (1996). Sericitization of Plagioclase in the Rosses Granite Complex, Co. Donegal, Ireland. *Mineralogical Magazine*, 60, 927-936.
- Ross, P. S. & Bédard, J. H. (2009). Magmatic Affinity of Modern and Ancient Subalkaline Volcanic Rocks Determined from Trace Element Discriminant Diagrams. *Can. J. Earth Sci*, 46, 823-839.
- Sacchi, R., Caddopi, P. & Costa, M. (2000). Pan-African Reactivation of the Lurio Segment of the Kibaran Belt system: a Reappraisal from Recent Age Determinations in Northern Mozambique. *Journal of African Earth Science, ELSEVIER*, 30 (3), 629–639.
- Sahama, G. T. & Lehtinen, M. (1968). Bismutite of the Granite Pegmatites of Zambezia, Mozambique. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 40, 145—150.
- Sanders, I. S. & Doff, D. H (1990). A Blue Sodic Beryl from Southeast Ireland. *Mineralogical Magazine*, 55 (379), 167-172.
- Sawyer, E. W. (1951). *Atlas of Migmatites. The Canadian Mineralogist Special Publication*, 9, 371 p.
- Sawyer, E. W. (2001). Melt Segregation in the Continental Crust: Distribution and Movement of Melt in Anatectic Rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 19 (3), 291-309.
- Schumacher, R.; Rotzler, K. & Maech, W. (1999). Subtle Oscillatory Zoning in Garnet from Regional Metamorphic Phyllits and Mica Schists, Western Erzgebirge, German. *The Canadian Mineralogist*, 37, 381-402.

- Shand, S. J. (1943). *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.
- Shearer, C. K.; Papike, J. J. & Jollif, B. L. (1992). Petrogenetic Links Among Ganytes and Pegmatites in the Harney Peak Rare-Element Granite-Pegmatite System in Black Hills, South Dakota. *Canadian Mineralogist*, 30, 785-809.
- Simmonis, W. B.; Pezzota, F.; Falster, A. U.; Webber, K. L. (2001). Londonite, A New Mineral Species: The Cs-Dominant Analogue of Rhodizite from the Antandrokomby Granitic Pegmatite, Madagascar. *Canadian Mineralogist*, 39, 747-755.
- Simmonis, W. S.; Webber, K. L.; Falster, A. U. & Nizamoff, J. W. (2003). *Pegmatite Mineralogy, Petrology and Petrogenesis*. Edited by Webber, K. L., Rubellite Press, New Orleans, USA, 176 p.
- Simmonis, S. (2007). *Granitic Pegmatites: The State of the Art – International Symposium*. Porto, Portugal; *Pegmatite Genesis: Recent Advances and Areas for Future Research* SKIP. Abstract.
- Singh, L. G. & Yagam, V. G. (2012). Petrological and Geochemical Constraints in the Origin and Associated Mineralization of A-Type Granite Suite of the Dhiran Area, NW India. *Geosciences*, 2 (4), 66-80.
- Smith, J. V. (1974). *Feldspar Minerals – Chemical and Textural Properties*. Assistência Editorial de Smith, B. F., vol. 2, 625 p. Springer-Verlag.
- Sokolov, M. & Martin, R. (2007). The geochemical attributes of the amazonitic microcline at the Morefield NYF-type pegmatite, Amelia district, Virginia. *Granitic Pegmatites: The State of the Art International Symposium*, Porto, Portugal.
- Stern, R. J. & Dawoud, A. S. (1991). Late Precambrian Charnokite, Enderbite and Granite from Jebel Moya, Sudan: A Link Between the Mozambique Belt and Arabia-Nubia Shield. *The Journal of Geology*, 99 (5), 651-659.
- Streckeisen, A. (1974). Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. *Geologische Rundschau* 63, 773–786.

- Streckeisen, A. & Le Maitre, R. W. (1979). A Chemical Approximation to the Modal QAPF classification of the Igneous Rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 136, 169–206.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F. (1989). Chemical and Isotopic Systematics of Ocean Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. Geological Society, London, Special Publications, 42, 313-345.
- Suzuki, K. & Adachi, M. (1991). The chemical Th-U-total Pb Isochron Ages of Zircon and Monazite from the Grey Granite of the Hida Terrane, Japan. *Earth Sci. Nagoya Univ.*, 38, 11-37.
- Taylor, S.R. & McLennan, S. M. (1995). The Geochemical Evolution of the Continental Crust. *Reviews in Geophysics*, 33, 241-265.
- Tenczer, V.; Hauzenberger, C.; Fritz, H.; Wallbrecher, E.; Muhongo, S.; Mogessie, A.; Hoinkes, G.; Loizenbauer, J. & Bauernhofer, A. (2005). The metamorphic evolution of the Mozambique Belt in Central Tanzania: New Petrological and Geochronological Data. *Geophysical Research Abstracts*, 7, 03986.
- Tindle, A. G.; Beaks, F. W. & Webb, P. C. (1998). Wodginite-Group Minerals from the Separation Rapids Rare Element Granitic Pegmatite Group, Northwestern Ontario. *The Canadian Mineralogist*, 36, 637-658.
- Tischendorf, G.; Gottesmann, B.; Forster, H. & Trumbull, L. (1997). On Li-bearing Micas: Estimating Li from Electron Microprobe Analyses and an Improved Diagram for Graphical Representation. *Mineralogical Magazine*, 61, 809-834.
- Tischendorf, G.; Forster, H. J.; Gottesmann, B. & Rueder, M. (2007). True and Brittle Micas: Composition and Solid-Solution Series. *Mineralogical Magazine*, 71 (3), 285-320.
- Uher, P.; Chudík, P.; Bačík, P.; Vaculovič, T. & Galiová, M. (2010). Beryl Composition and Evolution Trends: An Example from Granitic pegmatites of the Beryl-Columbite Subtype, Western Carpathians, Slovakia. *Journal of Geosciences*, 55, 69–80.

- Ueda, K.; Jacobs, J.; Thomas, R. J.; Kosler, J.; Jourdan, F.; Matola, R. (2012). Delamination-induced Late-Tectonic Deformation and High-Grade Metamorphism of the Proterozoic Nampula Complex, Northern Mozambique. *Precambrian Research*, 275–294.
- Vlach, S. R. F. (2009). Th-U-Pb Dating by Electron Probe Microanalysis, Part I. PhD thesis submitted in USP, Brasil, 85 p.
- Wang, T; Wang, X. & Li, W. (2000). Evaluation of Multiple Emplacement Mechanisms. *Journal of Structural Geology*, 22, 505-518.
- Warden, A. J. & Horkel, A. D. (1984). The Geological Evolution of the NE-Branch of the Mozambique Belt (Kenya, Somalia, Ethiopia). *Mitt, österr. geol. Ges.*, 77, 161-184.
- Watt, G. R. (1995). High-thorium Monazite-(Ce) Formed During Disequilibrium Melting of Metapelites under Granulite-Facies Conditions. *Mineralogical Magazine*, 59, 735-743.
- Whalen J, B., Currie K. L. & Chappell B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A. (1977). Geochemical Discrimination of Different Magma Series and their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology* 20, 325–343.
- Winter, J. (2001). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, 697 p.
- Whalen J, B., Currie K. L. & Chappell B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 466 p.
- Wise, M. (1999). Characterization and Classification of NYF Type Pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, 37, 791-863.



- Wise, M. A. & Brown, C. D. (2010). Mineral Chemistry, Petrology and Geochemistry of the Sebago Granite-Pegmatite System, Southern Maine, USA. *Journal of Geoscience*, 55, 3-26.
- Wood, D. A. (1980). The Application of a Th–Hf–Ta Diagram to Problems of Tectonomagmatic Classification and to Establishing the Nature of Crustal Contamination of Basaltic Lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters* 50, 11–30.
- Yaliniz, K. M.; Floyd, P. A. & Gocuoglu, M. C. (2000). Geochemistry of Volcanic Rocks from the Çiçekgad Ophiolite, Central Anatolia, Turkey, and Their Inferred Tectonic Setting Within the Northern Branch of the Neotethyan Ocean. In *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Areas*, Geological Society Special Publication, London, 173, 183-202. Edited by Bozkurt, E.; Winchester, J. A.; Piper, J.
- Zagorsky, V. Y.; Makagon, V. M. & Shmakin, B. M. (1999). The Systematics of Granitic Pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, 37, 802-803 of 791-863.
- Zagorsky, V. & Makagon, V. (2013). On the Problems of Granite-pegmatite Relationships: Types of Granite-Pegmatite Systems. *Contributions to the 6th International Symposium on Granitic Pegmatites*, 162-163.

## **WEBIGRAFIA**

- GSE (2014). Consultado a 10/06/2014 <http://www.gse.gov.et/index.php/geology-of-ethiopia3>.
- JEOL USA (2013). Monazite Age Dating. Pdf consultado em 10/01/2014 em [www.jeolusa.com](http://www.jeolusa.com), 11 p.
- Kanen, R. A. 2001. Distinguishing Between S and I type Granite. Disponível em 02/2016, em <http://www.geologynet.com/granitetypes.htm>.

# ANEXOS

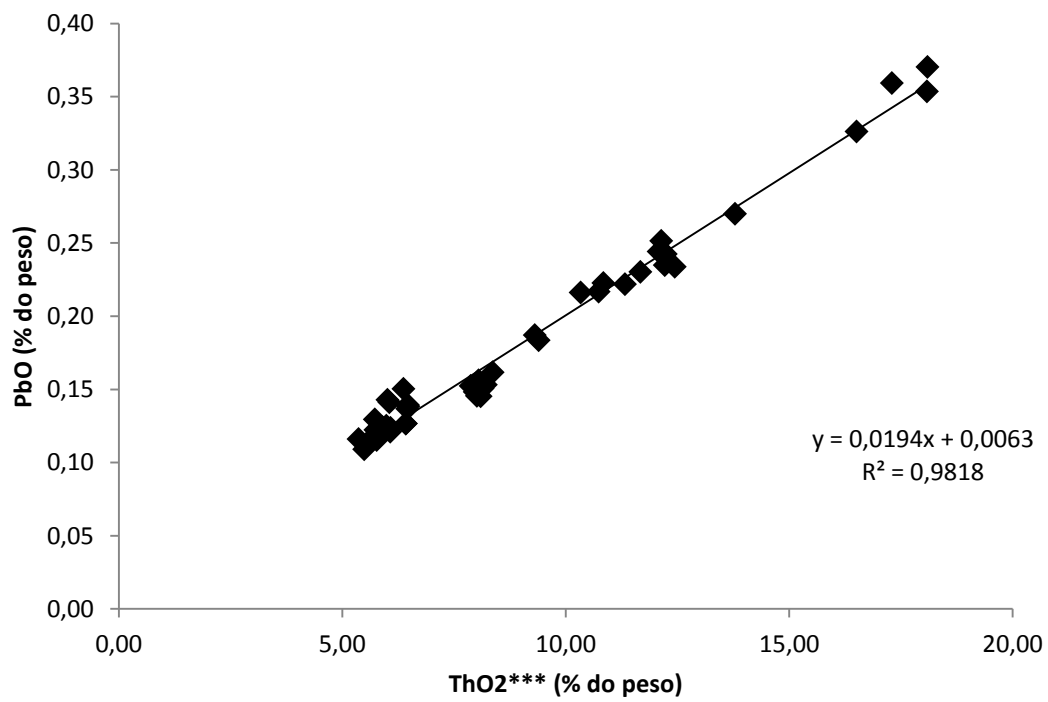
---

## ANEXOS AO CAPÍTULO 1

Anexo 1.1. Dados analíticos usados para a datação e resultados do cálculo das idades para diferentes agrupamentos composicionais.

Ref.	ThO <sub>2</sub>	PbO	UO <sub>2</sub>	Idade (Ma)	(Strg+b)	ThO <sub>2</sub> <sup>***</sup>	PbO	Idades das populações
C1-1	5,64	0,14	0,112	558,81	-2,3E-06	6,01	0,14	512750731,1
C1-2	5,99	0,127	0,132	465,30	-1,2E-04	6,42	0,13	
C1-3	5,99	0,127	0,132	465,30	-1,2E-04	6,42	0,13	
C1-4	5,95	0,151	0,127	556,64	-4,2E-04	6,37	0,15	
C1-5	5,38	0,116	0,119	471,74	-1,2E-04	5,77	0,12	
C1-6	5,64	0,121	0,132	470,28	-1,3E-04	6,07	0,12	
C1-7	5,64	0,141	0,125	549,84	-3,8E-04	6,06	0,14	
C1-8	5,08	0,109	0,125	468,63	-1,1E-04	5,49	0,11	
C1-9	5,36	0,130	0,112	532,96	-3,0E-04	5,73	0,13	
C1-10	4,94	0,116	0,129	510,33	-2,2E-04	5,37	0,12	
C1-11	5,34	0,119	0,123	489,45	-1,7E-04	5,74	0,12	
C1-12	5,38	0,1224	0,110	502,34	-2,0E-04	5,74	0,12	
C1-13	5,49	0,124	0,124	496,45	-1,9E-04	5,90	0,12	
C1-14	5,64	0,124	0,134	479,87	-1,5E-04	6,08	0,12	
C1-15	5,61	0,125	0,114	493,18	-1,8E-04	5,99	0,13	
C1-16	5,97	0,140	0,151	507,71	-1,3E-04	6,47	0,14	
C1-17	6,01	0,139	0,142	504,10	-2,4E-04	6,48	0,14	
C1-18	5,98	0,137	0,144	499,80	-2,2E-04	6,46	0,14	
C2-1	15,83	0,359	0,445	489,64	-5,3E-04	17,30	0,36	475556782,7
C2-2	16,62	0,370	0,447	481,78	9,6E-06	18,10	0,37	
C2-3	16,62	0,354	0,444	461,04	-3,2E-04	18,08	0,35	
C2-4	15,19	0,326	0,400	465,65	-1,6E-04	16,51	0,33	
C2-5	12,67	0,270	0,40	461,35	-3,1E-05	13,79	0,27	
C2-6	8,55	0,184	0,257	460,88	-1,7E-04	9,40	0,18	
C2-7	8,54	0,187	0,233	474,01	-2,2E-04	9,31	0,19	
C2-8	11,18	0,252	0,290	488,50	-3,6E-04	12,14	0,25	
C2-9	11,26	0,243	0,297	467,18	-2,5E-04	12,24	0,24	
C2-10	11,14	0,244	0,285	476,64	-2,9E-04	12,08	0,24	
C2-11	10,02	0,223	0,250	483,60	-2,2E-07	10,84	0,22	
C2-12	9,84	0,217	0,272	476,64	-5,1E-04	10,74	0,22	
C2-13	9,5	0,216	0,253	492,49	-2,5E-06	10,34	0,22	
C2-14	11,48	0,234	0,292	443,03	-3,7E-05	12,44	0,23	
C2-15	11,18	0,24	0,315	453,10	-2,3E-05	12,22	0,24	
C2-16	10,77	0,230	0,274	464,87	-9,8E-06	11,67	0,23	
C2-17	10,45	0,222	0,266	461,61	-1,2E-05	11,33	0,22	
C3-1	6,85	0,146	0,354	428,67	-5,3E-05	8,01	0,15	463919623,7
C3-2	7,03	0,153	0,360	440,04	-9,1E-05	8,21	0,15	
C3-3	7,12	0,162	0,378	455,96	-1,5E-04	8,37	0,16	
C3-4	6,94	0,151	0,366	436,69	-8,0E-05	8,14	0,15	
C3-5	6,7	0,153	0,357	456,58	-1,5E-04	7,87	0,15	
C3-6	6,84	0,153	0,358	450,08	-1,2E-04	8,02	0,15	
C3-7	6,87	0,156	0,358	457,73	-1,5E-04	8,05	0,16	
C3-8	6,8	0,148	0,354	439,27	-8,6E-05	7,97	0,15	
C3-9	6,89	0,145	0,368	423,37	-3,8E-05	8,10	0,15	

Anexo 1.2. Diagrama  $\text{ThO}_2^{***}$  versus PbO usado para a determinação dos parâmetros do ajuste da isócrona.



Anexo 1.3. Resultados do efeito dos erros associados à medição de cada parâmetro na majoração e minoração das idades.

Idade	Th+sigma	Th-sigma)	U+sigma	U-sigma	Pb+sigma	Pb-sigma
556,64	528,61	584,43	553,16	557,09	578,63	531,57
471,74	444,28	501,73	469,19	473,35	490,98	451,51
470,28	444,13	498,63	467,72	471,91	471,91	448,11
548,41	520,92	578,96	546,29	550,55	550,93	525,24
471,94	443,21	504,66	469,74	474,17	474,25	447,77
526,62	498,98	557,51	524,31	528,96	529,12	501,18
517,12	490,34	546,99	515,16	519,10	519,58	494,00
488,78	459,95	521,46	486,47	491,11	491,30	462,38
508,75	476,56	545,55	506,44	511,07	511,36	482,01
495,70	468,45	526,32	493,56	497,87	498,00	471,13
510,92	482,63	542,76	508,55	513,30	513,30	487,41
479,30	454,00	507,58	477,23	481,39	481,52	456,49
492,56	467,88	519,80	490,82	494,30	494,82	469,19
507,28	481,92	535,43	505,05	509,51	509,61	483,84
503,27	473,94	536,46	500,85	505,71	505,59	479,44
499,13	476,26	524,03	497,24	501,03	501,18	478,31
470,80	448,41	495,43	469,09	472,53	472,81	450,56
453,99	436,84	472,54	449,22	456,24	455,98	434,14
515,10	483,89	550,61	512,61	517,62	517,63	488,44
488,93	476,09	502,49	487,71	490,16	491,31	464,79
481,80	456,54	510,03	479,45	481,98	484,10	458,93
463,66	420,53	472,13	462,93	464,40	464,82	454,54
465,49	378,66	474,72	464,58	465,60	466,50	455,37
461,32	314,10	471,76	460,41	462,22	462,63	450,00
462,51	608,96	474,86	461,27	462,64	462,15	444,96
471,87	592,35	488,90	470,60	472,00	475,21	457,32
489,08	462,59	500,00	488,09	489,19	489,24	475,26
466,71	418,62	478,70	465,70	467,73	468,07	454,77
476,08	412,80	488,56	475,06	477,11	477,46	463,77
483,64	456,72	497,74	482,52	484,78	485,13	469,96
475,55	499,14	488,34	474,41	476,69	477,05	461,64
492,50	519,86	506,64	491,29	493,72	494,10	478,22
442,97	425,95	454,13	442,06	443,88	444,25	431,61
453,40	418,38	464,09	452,40	453,51	454,38	440,91
465,30	462,30	476,93	464,31	465,41	466,27	452,14
462,00	466,16	474,45	460,94	462,11	463,04	448,54
428,67	634,81	437,52	427,17	428,92	430,22	411,22
440,04	411,60	448,84	438,54	440,29	441,53	422,49
455,96	423,87	461,64	454,42	456,23	457,33	438,27
436,69	459,20	445,60	435,14	436,95	438,20	419,07
456,58	443,49	465,55	454,96	456,86	458,02	438,23
450,08	438,90	459,23	448,47	450,35	451,56	432,04
454,96	436,80	463,66	453,35	455,24	456,39	436,70

Anexo 1.4. Resultados da determinação da diferença máxima das idades produzidas pelos erros.

Diferenças de Idades						Erro Propagado	
Th+	Th-	U+	U-	Pb+	Pb-	+	-
28,03	-27,79	3,49	-0,45	-21,99	25,07	35,79979	37,42518
27,46	-29,98	2,56	-1,60	-19,24	20,23	33,62608	36,208
26,15	-28,35	2,55	-1,63	-1,63	22,17	26,32706	36,02702
27,50	-30,55	2,12	-2,14	-2,52	23,17	27,69142	38,4028
28,73	-32,72	2,21	-2,23	-2,31	24,17	28,90705	40,7394
27,64	-30,88	2,31	-2,33	-2,50	25,44	27,85072	40,07917
26,78	-29,87	1,96	-1,98	-2,46	23,13	26,96385	37,82618
28,83	-32,69	2,31	-2,33	-2,52	26,40	29,02925	42,08014
32,18	-36,80	2,31	-2,32	-2,61	26,73	32,37015	45,54517
27,26	-30,62	2,15	-2,16	-2,30	24,57	27,4384	39,31669
28,29	-31,84	2,36	-2,39	-2,39	23,51	28,48555	39,64923
25,30	-28,28	2,08	-2,09	-2,22	22,81	25,48368	36,39232
24,68	-27,24	1,74	-1,74	-2,26	23,37	24,84098	35,92924
25,36	-28,15	2,22	-2,24	-2,33	23,43	25,56038	36,69968
29,33	-33,20	2,42	-2,44	-2,33	23,83	29,52178	40,93453
22,87	-24,90	1,89	-1,91	-2,05	20,81	23,03639	32,50892
22,39	-24,64	1,71	-1,73	-2,01	20,23	22,54458	31,92588
17,15	-18,55	4,78	-2,24	-1,99	19,85	17,91364	27,2603
31,21	-35,51	2,49	-2,52	-2,53	26,66	31,40697	44,4777
12,84	-13,56	1,22	-1,23	-2,38	24,15	13,11749	27,71968
25,26	-28,23	2,36	-0,18	-2,30	22,88	25,47673	36,33633
43,13	-8,47	0,74	-0,74	-1,16	9,12	43,152	12,46796
86,82	-9,23	0,91	-0,11	-1,02	10,12	86,83379	13,69265
147,21	-10,45	0,90	-0,90	-1,31	11,32	147,2229	15,42919
-146,46	-12,36	1,24	-0,14	0,35	17,55	146,4641	21,46257
-120,48	-17,03	1,27	-0,14	-3,34	14,55	120,534	22,40089
26,49	-10,92	0,99	-0,11	-0,16	13,82	26,50648	17,61391
48,09	-11,99	1,02	-1,02	-1,36	11,94	48,11841	16,9482
63,28	-12,48	1,03	-1,03	-1,38	12,31	63,30787	17,56417
26,93	-14,09	1,13	-1,13	-1,49	13,69	26,9933	19,67721
-23,60	-12,80	1,14	-1,14	-1,50	13,91	23,67201	18,93639
-27,36	-14,14	1,21	-1,21	-1,60	14,28	27,43413	20,12943
17,02	-11,16	0,91	-0,91	-1,28	11,36	17,09685	15,95185
35,02	-10,69	1,00	-0,11	-0,98	12,49	35,04737	16,4357
2,99	-11,63	0,99	-0,11	-0,97	13,16	3,299639	17,56439
-4,16	-12,46	1,06	-0,11	-1,04	13,46	4,41868	18,33951
-206,14	-8,85	1,51	-0,25	-1,55	17,45	206,1518	19,56831
28,44	-8,80	1,50	-0,25	-1,49	17,55	28,5167	19,63454
32,09	-5,68	1,53	-0,27	-1,38	17,68	32,1553	18,57636
-22,51	-8,91	1,56	-0,26	-1,51	17,62	22,60986	19,74557
13,09	-8,97	1,62	-0,28	-1,44	18,35	13,26989	20,42664
11,18	-9,15	1,61	-0,27	-1,47	18,04	11,39541	20,234
18,16	-8,70	1,61	-0,28	-1,44	18,26	18,28649	20,22521
-13,32	-9,09	1,57	-0,26	-1,55	18,32	13,50111	20,44921
-0,01	-8,56	1,53	-0,26	-1,55	17,55	2,175071	19,52247

Anexo 1.5. Resultados da determinação do erro médio propagado, segundo a formulação de Bevington, e da idade segundo Montel *et al.* (1996).

Idade			Erro		Agei/sig <sup>2</sup>	1/sig <sup>2</sup>
	+	-	media	media (%)		
556,64	35,800	37,425	0,066	6,577	128668,656	231,151
471,74	33,626	36,208	0,074	9,402	86108,507	182,532
470,28	26,327	36,027	0,066	8,630	107001,901	227,530
548,41	27,691	38,403	0,060	8,026	151026,728	275,389
471,94	28,907	40,739	0,074	9,379	86682,725	183,672
526,62	27,851	40,079	0,064	8,450	126600,098	240,401
517,12	26,964	37,826	0,063	8,264	131771,832	254,818
488,78	29,029	42,080	0,073	9,274	92372,573	188,986
508,75	32,370	45,545	0,077	9,658	86760,234	170,537
495,70	27,438	39,317	0,067	8,733	109335,181	220,565
510,92	28,486	39,649	0,067	8,668	114912,994	224,916
479,30	25,484	36,392	0,065	8,455	115037,981	240,012
492,56	24,841	35,929	0,062	8,169	129435,598	262,782
507,28	25,560	36,700	0,061	8,137	134701,436	265,539
503,27	29,522	40,935	0,070	9,000	102710,541	204,088
499,13	23,036	32,509	0,056	7,564	161212,087	322,988
470,80	22,545	31,926	0,058	7,785	140681,076	298,815
453,99	17,914	27,260	0,050	6,975	183413,058	404,000
515,10	31,407	44,478	0,074	9,366	94934,931	184,304
488,93	13,117	27,720	0,042	6,176	280347,559	573,386
481,80	25,477	36,336	0,064	8,415	117087,246	243,019
463,66	43,152	12,468	0,060	7,998	128885,422	277,973
465,49	86,834	13,693	0,108	12,798	39923,137	85,766
461,32	147,223	15,429	0,176	19,629	14843,513	32,176
462,51	146,464	21,463	0,182	20,154	14033,653	30,343
471,87	120,534	22,401	0,151	17,146	20570,691	43,594
489,08	26,506	17,614	0,045	6,511	240391,203	491,518
466,71	48,118	16,948	0,070	8,971	96048,494	205,798
476,08	63,308	17,564	0,085	10,493	65995,020	138,621
483,64	26,993	19,677	0,048	6,825	207756,618	429,564
475,55	23,672	18,936	0,045	6,480	236947,254	498,262
492,50	27,434	20,129	0,048	6,829	211219,862	428,871
442,97	17,097	15,952	0,037	5,730	318328,479	718,622
453,40	35,047	16,436	0,057	7,677	140663,319	310,240
465,30	3,300	17,564	0,022	4,242	925677,104	1989,425
462,00	4,419	18,340	0,025	4,463	761558,012	1648,403
428,67	206,152	19,568	0,263	28,328	6184,349	14,427
440,04	28,517	19,635	0,055	7,471	147000,355	334,062
455,96	32,155	18,576	0,056	7,563	147323,245	323,108
436,69	22,610	19,746	0,048	6,850	185682,275	425,201
456,58	13,270	20,427	0,037	5,690	335315,169	734,399
450,08	11,395	20,234	0,035	5,514	364545,132	809,954
454,96	18,286	20,225	0,042	6,232	253971,290	558,232
439,27	13,501	20,449	0,039	5,864	294139,283	669,617
428,63	2,175	19,522	0,025	4,531	669082,381	1560,987
				somas	8506888,203	18158,59329
			<b>Idade</b>		<b>468,4773</b>	<b>num/denom</b>
				sig idade (%)	0,00742094	
				sig idade	<b>3,476541541</b>	

## ANEXOS AO CAPÍTULO 4

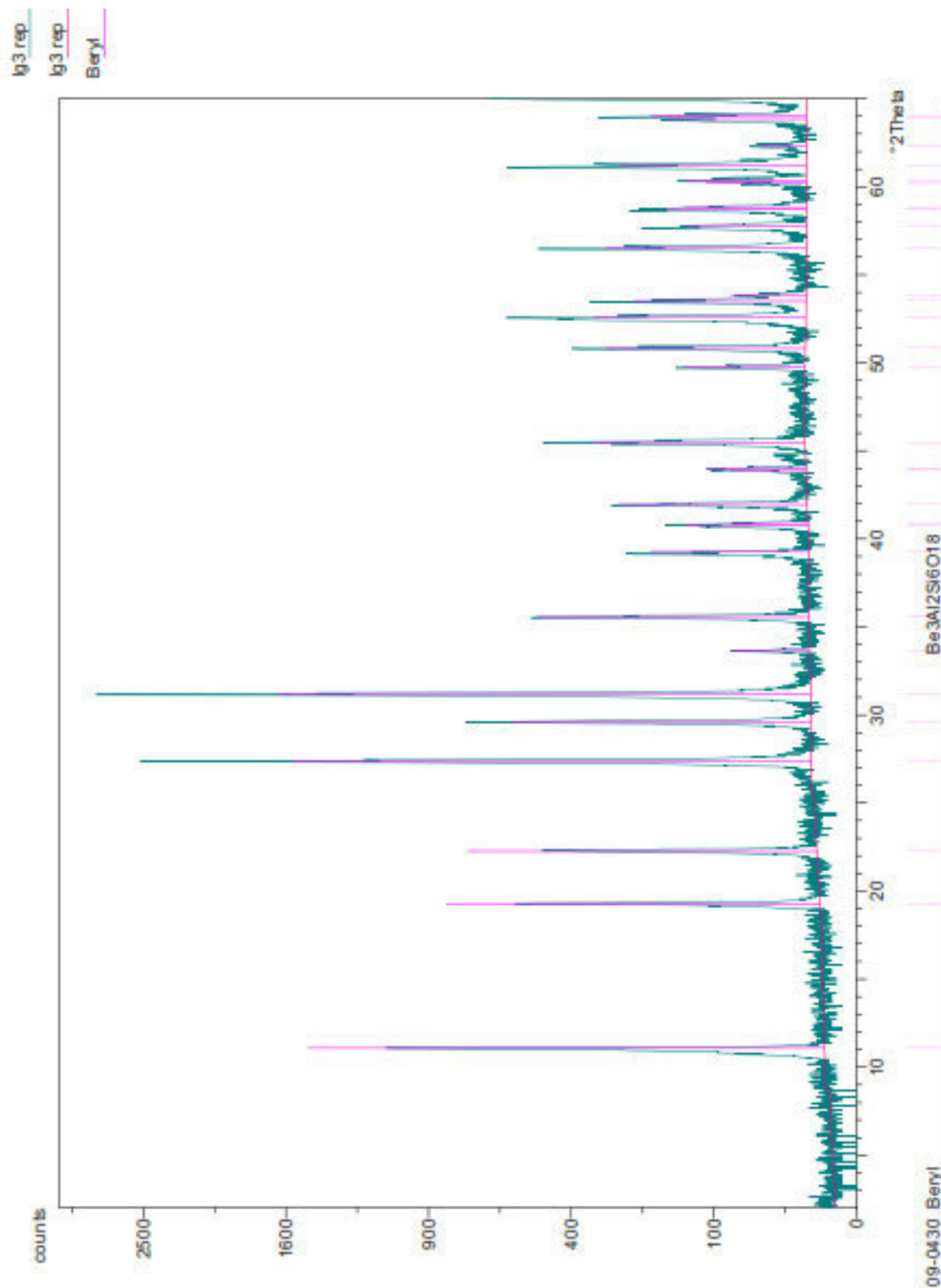
Anexo 4.1. Composição dos berilos colhidos nos principais fulcros pegmatíticos do Licungo, em % do peso.

Amst	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	BeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cs <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O
Ig2	65,46	nd	16,44	0,03	nd	0,04	1,29	13,48	0,12	0,13	nd	0,47	0,01	0,22	nd
Ig2	65,98	nd	16,8	nd	nd	0,04	1,06	13,61	0,04	0,13	0,02	0,52	0,04	0,23	nd
Ig2	65,8	nd	16,71	nd	nd	0,03	1,38	13,59	0,06	0,17	nd	0,53	0,02	0,35	nd
Ig2	65,87	nd	16,79	nd	nd	nd	1,21	13,6	0,03	0,16	nd	0,57	0,07	0,27	nd
Ig3	65,57	nd	16,62	nd	nd	nd	1,32	13,54	0,02	0,2	0,03	0,6	0,04	0,43	nd
Ig3	66,03	0,02	16,74	nd	nd	nd	1,48	13,66	0,08	0,21	0,03	0,61	0,04	0,44	nd
Ig3	65,5	nd	16,98	0,04	nd	0,04	1,56	13,61	0,08	0,22	nd	0,59	0,05	0,41	nd
Ig3	65,84	0,02	16,88	0,04	nd	0,04	1,14	13,62	0,03	0,22	0,02	0,58	0,06	0,44	nd
23VM	66,4	nd	17,8	nd	nd	0,01	0,36	13,75	0,04	0,02	nd	0,39	0,02	0,02	nd
23VM	66,29	nd	17,66	0,03	nd	nd	0,31	13,77	nd	0,04	nd	0,37	0,01	0,04	nd
23VM	65,73	nd	17,83	nd	nd	0	0,44	13,7	0,03	0,03	0,02	0,38	0,04	0,05	nd
23VM	66,78	nd	17,44	0,01	nd	0,03	0,27	13,74	nd	0,03	0,02	0,4	0,01	0,03	nd
23VM	66,4	nd	17,7	nd	nd	nd	0,33	13,7	0,03	0,04	nd	0,39	0,02	0,09	nd
VM3	65,29	nd	17,77	0,01	nd	nd	0,36	13,64	nd	nd	0,01	0,68	0,04	0,23	nd
VM3	66,23	nd	17,81	nd	nd	0,03	0,32	13,75	nd	nd	0,04	0,65	0,04	0,25	0,05
VM3	65,86	nd	17,84	0,02	nd	0,04	0,38	13,72	nd	nd	0,04	0,66	0,04	0,26	nd
VM3.1	65,8	nd	16,73	nd	nd	nd	1,3	13,57	0,09	0,18	0,04	0,57	0,06	0,42	nd
VM3.1	65,42	nd	16,62	nd	nd	nd	1,17	13,74	0,1	0,19	0,02	0,55	0,06	0,39	0,01
VM3.1	65,79	nd	16,72	nd	nd	0,04	1,25	13,69	0,04	0,19	nd	0,52	0,03	0,39	0,02
Sc1.2	66,7	nd	17,5	0,03	nd	nd	0,51	13,6	nd	nd	nd	0,22	0,01	0,06	nd
Sc1.2	66,49	nd	17,63	nd	nd	nd	0,75	13,51	0,07	nd	nd	0,29	0,02	0,08	nd
Sc1.2	66,57	0,02	17,93	nd	nd	nd	0,5	13,59	nd	0,01	nd	0,27	0,03	0,06	0,03
Sc1.2	66,48	0,03	17,77	0,03	nd	nd	0,3	13,74	nd	0,02	0,01	0,23	0,02	0,09	nd
Vi1	65,73	nd	16,19	nd	0,24	nd	1,35	13,75	0,03	0,38	nd	0,71	0,02	0,23	nd
Vi1	65,36	nd	16,37	0,05	0,21	nd	1,45	13,56	0,05	0,43	0,02	0,7	0,03	0,25	0,01
Mb1.1	65,2	nd	17,7	0	nd	0,06	0,52	13,54	nd	nd	nd	0,66	0,05	0,23	nd
Mb1.1	65,74	nd	17,71	nd	nd	nd	0,57	13,56	nd	nd	nd	0,65	0,02	0,22	nd
Mt2.1	66,72	nd	17,31	nd	nd	nd	0,85	13,65	nd	0,09	0	0,26	0	0,03	nd
Mt2.1	66,75	nd	17,28	nd	nd	0,01	1	13,79	nd	0,1	0,01	0,33	0,01	0,04	nd
Mt2.1	66,45	nd	17,16	nd	nd	nd	0,89	13,74	0,02	0,09	nd	0,35	0,02	0,06	nd
13.3Mt	66,59	nd	17,35	0,01	0,01	nd	0,83	13,69	0,01	0,03	nd	0,31	0,04	0,02	nd
13.3Mt	66,31	0,02	17,57	nd	nd	0,04	0,74	13,57	0,02	nd	nd	0,25	0,02	0,06	0,01
13.3Mt	66,57	nd	17,35	0,02	nd	nd	1,09	13,61	0,04	nd	0,03	0,31	nd	0,12	nd
13.3Mt	66,09	nd	17,24	0,03	nd	nd	0,95	13,7	0,07	0,01	nd	0,29	0,05	0,1	nd
Mt1	67,1	0,01	17,17	0	nd	0,01	0,76	13,64	nd	0	nd	0,32	0,03	0,06	nd
Mt1	66,89	nd	17,13	nd	nd	nd	0,86	13,59	0,03	0,02	0,02	0,3	0,02	0,07	nd
Vg1.2	66,26	0,04	17,55	nd	nd	nd	0,62	13,73	nd	nd	0,02	0,26	0,03	0,04	nd
Vg1.2	65,37	nd	17,79	0,02	nd	nd	0,61	13,71	0,06	nd	0,01	0,21	nd	0,04	0,01
32cMg	65,76	nd	17,77	nd	nd	nd	0,49	13,75	nd	nd	nd	0,48	0,03	0,21	nd
32cMg	65,24	0,01	17,86	0,01	nd	0,03	0,5	13,64	nd	nd	nd	0,61	0,01	0,23	0,01
Az1.1	65,97	nd	16,47	nd	0,2	0,05	1,42	13,62	0,07	0,28	0,01	0,54	0,05	0,13	nd
Az1.1	66,39	nd	16,24	0,05	0,2	0,02	1,56	13,66	0,04	0,26	nd	0,53	0,02	0,12	0,03
Az1.1	65,95	nd	16,1	nd	0,2	0,02	1,48	13,58	nd	0,37	0,01	0,59	0,04	0,29	0

nd – não detectado; As referências contém as siglas dos pegmatitos hospedeiros: Ig – Ígaro; VM – Vila Maior; Sc – Scheelite; Vi – Vieira; Mt – Melatube; Vg – Virgínia; Mg – Mugulama; Az – Azul Mais.



Anexo 4.2. Difractograma representativo da estrutura dos berilos do Licungo.



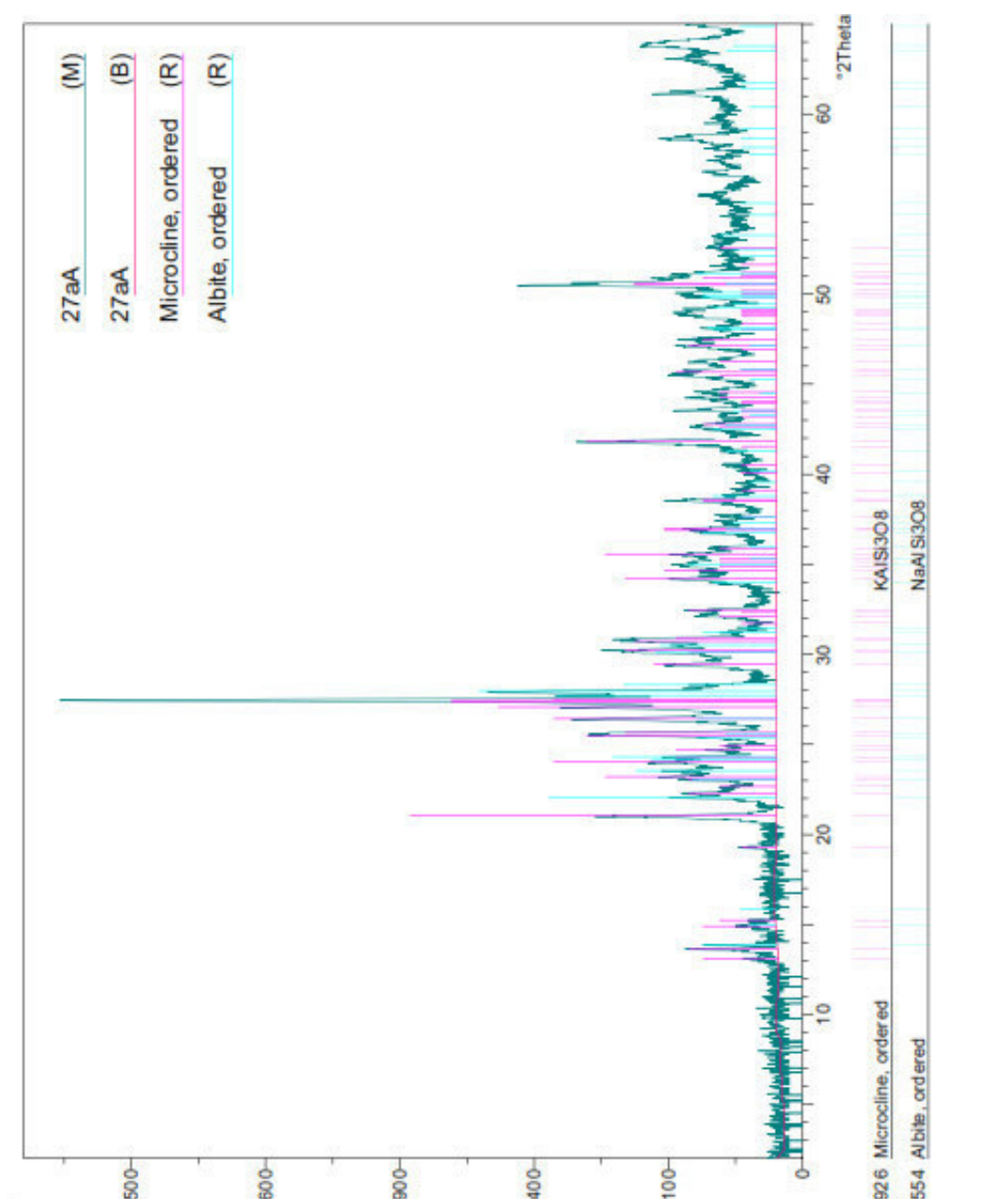
Anexo 4.3. Dados composicionais da fase potássica das pertites, em % do peso.

Amostra	SiO <sub>2</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	BaO	CaO	TiO <sub>2</sub>	PbO	Rb <sub>2</sub> O	SrO	Cs <sub>2</sub> O	Total
8MG87	65,12	0,05	0,64	14,50	19,01	0,10	nd	0,01	0,07	nd	nd	nd	99,68
8MG87	66,01	nd	0,35	15,06	18,80	0,09	nd	nd	0,03	nd	nd	nd	100,42
9M112	66,28	0,03	0,50	14,90	18,83	0,34	nd	0,02	nd	nd	0,04	nd	100,95
9M112	65,65	nd	0,49	15,49	19,03	0,35	0,01	nd	nd	nd	nd	nd	101,01
9M112	66,08	nd	0,46	15,05	18,94	0,31	0,01	0,02	nd	nd	nd	nd	101,06
9M112	65,8	nd	0,44	15,07	19,16	0,40	nd	0,05	0,08	nd	nd	nd	101,13
9MG108	66,21	0,01	0,35	15,11	18,82	0,24	0,02	nd	0,11	nd	nd	nd	100,88
9MG108	66,4	0,13	0,55	15,07	18,93	0,25	nd	0,00	nd	nd	nd	nd	101,42
9MG108	65,51	0,10	0,21	15,98	18,75	0,67	nd	nd	0,02	nd	nd	nd	101,31
1M2	66,11	0,07	0,41	15,27	19,06	0,07	nd	0,04	0,12	nd	nd	nd	101,16
1M2	65,7	0,03	0,68	14,70	19,21	0,77	0,02	0,05	nd	nd	nd	nd	101,21
3MA18	65,83	nd	0,61	15,00	19,11	0,74	nd	nd	0,01	nd	nd	nd	101,30
3MA18	66,12	nd	0,36	15,13	18,62	0,28	0,02	0,03	0,12	nd	nd	nd	100,69
3MA18	65,88	0,06	0,24	15,16	18,83	0,34	0,00	0,02	nd	0,21	0,00	0,01	100,79
3MA18	66,13	0,04	0,31	15,25	18,74	0,26	nd	nd	nd	0,15	0,07	nd	100,97
4MB35	65,09	0,13	0,54	15,49	18,60	0,10	nd	nd	nd	nd	nd	nd	100,06
4MB35	65,52	nd	0,35	14,77	18,80	0,05	nd	nd	nd	nd	nd	nd	99,57
5MC51	65,83	0,07	0,35	15,06	18,39	0,07	nd	nd	nd	nd	nd	nd	99,88
5MC51	65,04	nd	0,42	14,96	18,59	0,04	nd	0,01	nd	nd	nd	nd	99,12
4MB43	66,34	nd	0,32	15,51	18,64	0,08	nd	nd	nd	nd	nd	nd	101,05
4MB43	65,73	nd	0,36	14,78	18,56	0,07	nd	nd	nd	nd	nd	nd	99,56
5MC51	65,41	nd	0,40	15,04	18,42	0,06	0,01	nd	nd	0,16	nd	0,00	99,59
5M51	65,93	0,02	0,39	15,26	18,55	0,07	nd	nd	nd	0,30	nd	0,03	100,76
8MG88	65,66	0,07	0,64	15,27	18,58	0,08	0,03	0,01	0,09	nd	nd	nd	100,49
8MG88	65,03	nd	0,50	15,14	18,60	0,08	0,01	0,02	0,25	nd	nd	nd	99,70
27aA-1	64,71	0,04	0,47	15,77	18,04	0,00	0,00	0,01	0,02	0,29	0,00	0,00	99,51
27aA-2	65,27	0,10	0,53	15,41	18,11	0,02	0,00	0,00	0,08	0,25	0,16	0,02	100,06
27aA-3	64,45	0,03	0,48	15,91	17,88	0,08	0,00	0,07	0,06	0,23	0,11	0,03	99,35
27A_1	64,89	0,00	0,63	15,22	17,97	0,03	0,01	0,00	0,07	0,12	0,11	0,00	99,20
27A_2	64,55	0,00	0,66	15,29	18,37	0,03	0,00	0,00	0,06	0,09	0,09	0,03	99,25
29aA-1	64,55	0,00	1,03	15,08	18,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,04	0,17	0,04	99,03
29aA-2	64,38	0,06	0,51	15,39	17,73	0,00	0,00	0,02	0,03	0,19	0,11	0,02	98,52
132MT-1	65,09	0,03	0,72	15,69	18,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,12	0,00	99,88
132MT-2	65,33	0,10	0,54	15,64	17,98	0,01	0,01	0,00	0,01	0,26	0,06	0,02	99,99
16VM_1	64,74	0,03	0,67	15,37	18,31	0,06	0,00	0,00	0,00	0,15	0,05	0,02	99,54
16VM_2	65,37	0,00	0,61	15,27	18,29	0,03	0,00	0,01	0,08	0,12	0,05	0,00	99,87
20VM-1	64,83	0,02	0,80	14,81	18,16	0,02	0,00	0,06	0,03	0,38	0,00	0,04	99,46
20VM-2	64,64	0,00	0,71	14,86	17,99	0,01	0,00	0,00	0,04	0,49	0,00	0,01	98,76
25Vm-1	64,84	0,02	0,85	15,15	17,95	0,02	0,00	0,06	0,03	0,23	0,00	0,04	99,18
25Vm-2	64,85	0,00	0,75	15,15	17,95	0,01	0,00	0,00	0,04	0,23	0,00	0,01	99,29
26bvi-1	65,12	0,02	0,60	15,58	18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	0,04	0,01	99,89
26bvi-2	65,03	0,00	0,52	15,6	17,9	0,02	0,00	0,01	0,06	0,23	0,11	0,06	99,58
27.2Pca	65,04	0,06	0,91	14,83	18,3	0,05	0,01	0,01	0,00	0,02	0,10	0,05	99,55
27.2Pca	65,72	0,01	0,92	14,81	18,41	0,00	0,02	0,00	0,00	0,07	0,12	0,01	100,22
31Aca-1	65,58	0,00	1,75	13,72	18,42	0,03	0,01	0,00	0,07	0,21	0,11	0,00	99,98
31Aca-2	64,79	0,00	0,65	15,43	18,42	0,03	0,00	0,00	0,06	0,17	0,09	0,03	99,74
38Rca_1	64,84	0,01	0,69	14,98	18,28	0,00	0,00	0,04	0,00	0,11	0,13	0,01	99,28
38Rca_2	64,96	0,08	0,57	15,38	18,14	0,11	0,00	0,00	0,00	0,09	0,12	0,03	99,61
IG_BE-1	64,86	0,02	0,65	15,35	18,08	0,00	0,01	0,00	0,00	0,22	0,04	0,01	99,30
IG_BE-2	65,01	0,00	1,64	14,19	18,18	0,02	0,00	0,01	0,06	0,22	0,11	0,06	99,51
10_IG_1	65,9	0,01	0,58	15,19	18,59	0,01	0,01	0,02	0,01	0,06	0,05	0,05	100,68
10_IG_2	65,6	0,00	0,61	15,13	18,38	0,00	0,00	0,00	0,06	0,06	0,11	0,02	100,01

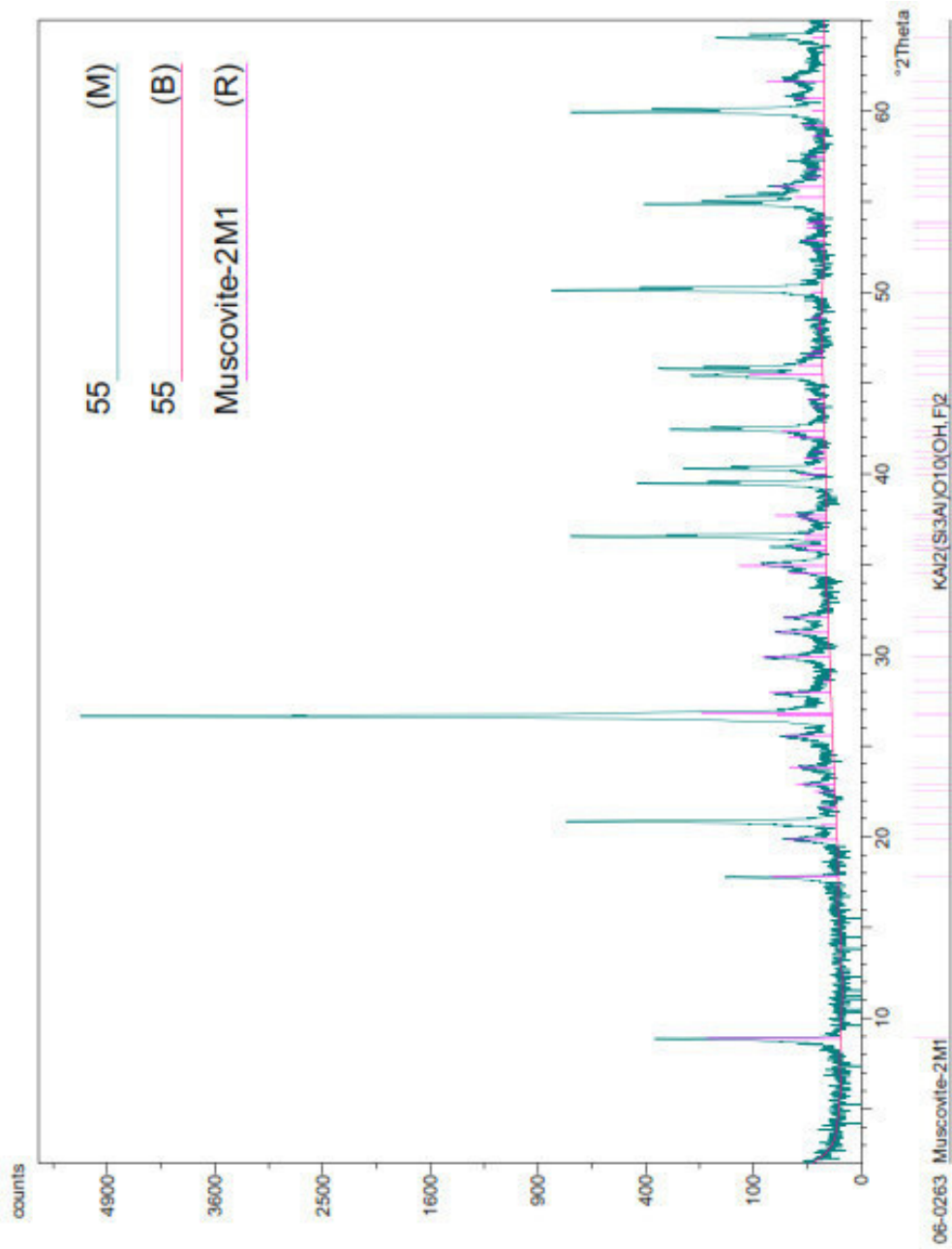
Anexo 4.4. Dados composicionais das vênulas albíticas das pertites, em % do peso.

Amostra	SiO <sub>2</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	BaO	CaO	PbO	Rb <sub>2</sub> O	SrO	Cs <sub>2</sub> O	Total
8MG87.1	69,32	nd	11,25	0,05	20,17	0	0,3	nd	nd	nd	nd	101,2
8MG87.1	69,59	nd	11,21	0,12	19,99	0	0,2	0,1	nd	nd	nd	101,4
8MG87.1	69,54	nd	11	0,11	20,21	0,1	0,3	0	nd	nd	nd	101,3
8MG87.1	69,46	nd	11,16	0,06	20,09	nd	0,1	0,1	nd	nd	nd	101,1
8MG87.1	69,28	0,1	11,04	0,07	20,12	0,1	0,4	nd	nd	nd	nd	101,2
9M112	68,77	nd	11,05	0,1	19,75	0	0,3	0	nd	nd	nd	100
9M112	66,57	0,07	9,88	0,04	21,99	0	2,6	0	nd	nd	nd	101,3
9MG108	69,2	nd	11,12	0	20,05	0	0,3	nd	nd	nd	nd	100,7
9MG108	69,64	nd	11,03	0,12	20,17	0	0,3	nd	nd	nd	nd	101,3
1M2	69,64	nd	11,51	0,05	19,87	0	0	0,2	nd	nd	nd	101,4
1M2	70,23	nd	11,21	0,09	19,86	0	0,1	0	nd	nd	nd	101,6
3MA18	68,73	0,04	10,96	0,09	20,53	0,1	0,5	nd	nd	nd	nd	101
3MA15	69,45	0,06	11,07	0,05	20,45	0,1	0,5	0,1	nd	nd	nd	101,8
3MA15	69,11	nd	10,9	0,11	20,45	0	0,6	0,1	nd	nd	nd	101,4
4MB35	69,32	0,03	11,38	0,16	19,4	0	0,1	nd	nd	nd	nd	100,5
4MB35	68,9	nd	11,12	0,04	19,56	0	0,1	nd	nd	nd	nd	99,8
5MC51	68,98	nd	11,2	0,07	19,7	0	0,2	nd	nd	nd	nd	100,2
5MC51	68,83	0,06	11,32	0,13	19,9	0	0,1	0,1	nd	nd	nd	100,5
4MB43	68,97	nd	11,02	0,09	19,93	0	0,1	nd	nd	nd	nd	100,2
4MB43	69,85	0,11	11,39	0,08	19,67	0,1	0,1	nd	nd	nd	nd	101,3
5MC51	68,88	nd	11,41	0,06	19,39	0,1	0	nd	nd	nd	nd	99,9
5MC51	69,24	nd	11,08	0,07	19,71	0	0,2	nd	nd	nd	nd	100,4
8MG88	68,87	nd	11,07	0,07	19,39	0,1	0,1	0,1	nd	nd	nd	99,7
8MG88	68,64	0,04	11,03	0,14	19,76	0	0,2	0	nd	nd	nd	99,9
27aA-4	68,4	0,08	12,38	0,05	19,36	0	0,1	0	0	0,14	0,01	100,7
27aA-5	68,9	0,01	12,41	0,06	19,14	0	0,1	0	0,03	0,15	0	100,9
27A_3	67,5	0,08	11,72	0,11	20,21	0	0,9	0,1	0,03	0,17	0,01	100,9
27A_4	68	0	11,77	0,17	19,78	0	0,7	0	0	0,08	0,02	100,6
29aA-3	68,2	0,08	12,51	0,09	19,2	0	0,1	0	0	0,13	0	100,5
29aA-4	68,1	0,01	12,15	0,04	18,96	0,1	0,1	0	0	0,11	0	99,8
132MT-3	68	0,08	12,51	0,07	19,34	0	0,1	0	0	0,13	0,05	100,4
132MT-4	68,6	0	12,43	0,06	19,57	0	0,2	0	0	0,13	0	101
16VM_3	68,2	0	12,41	0,09	19,38	0	0,2	0	0,02	0,11	0	100,4
16VM_4	68,5	0,07	12,32	0,08	19,66	0	0,1	0	0	0,13	0	100,9
20VM-3	68,6	0	12,23	0,03	19,06	0	0	0,1	0	0,1	0	100,3
20VM-4	68,8	0	12,34	0,08	19,12	0	0	0,1	0	0,1	0,03	100,6
25Vm-3	68,3	0	12,45	0,06	19,07	0	0,1	0,1	0	0,1	0	100,1
25Vm-4	68,6	0	12,33	0,1	19,17	0	0	0,1	0	0,1	0,03	100,6
26bvi-3	67,6	0	12,51	0,08	18,97	0	0,2	0	0	0,16	0	99,9
26bvi-4	67,9	0,14	12,21	0,06	19,28	0,1	0,3	0,1	0	0,17	0,02	99,9
27.2Pca	68,5	0	12,14	0,09	19,42	0,1	0,1	0	0,01	0,07	0	100,4
27.2Pca	68,8	0,04	12,16	0,1	19,51	0	0,1	0	0	0,1	0	101
31Aca-3	68,5	0,08	12,03	0,04	19,33	0	0,1	0,1	0	0,17	0,01	100,3
31Aca-4	68,4	0,01	12,02	0,07	19,42	0,1	0,2	0	0	0,11	0	100,4
38Rca_3	68,1	0,03	12,29	0,13	19,42	0	0	0	0,03	0,16	0,01	100,4
38Rca_4	68,7	0	12,19	0,12	19,21	0	0,1	0,1	0	0,09	0,04	100,6
IGBE-3	68,3	0	12,49	0,08	19,18	0	0,1	0	0,01	0,16	0	100,3
IGBE-4	68,7	0,14	12,41	0,05	19,13	0,1	0	0,1	0,04	0,17	0,02	100,9
10IG-3	69,1	0,07	11,92	0,08	19,31	0	0,2	0	0	0,16	0	101
10IG-4	69,4	0,01	12,09	0,07	19,3	0	0,1	0,1	0	0,1	0,01	101,2

Anexo 4.5. Difractograma representativo das fases que constituem as das pertites.



Anexo 4.6. Difractograma representativo de micas róseas do Licungo.



Anexo 4.7. Dados composicionais da granada do Licungo, em % do peso.

Amostra	K2O	Na2O	FeO	SiO2	CaO	MgO	MnO	Al2O3	TiO2	Cr2O3	Y2O3	Total
Ig8VM	0,00	0,05	13,49	36,59	1,27	0,57	27,71	19,33	0,25	0,02	1,24	100,5
Ig8VM	0,00	0,09	13,21	36,84	1,57	0,41	27,87	20,59	0,03	0,01	0,62	101,2
Ig8VM	0,01	0,08	13,12	37,09	1,51	0,41	27,30	20,21	0,03	0,01	0,60	100,4
Ig8VM	0,02	0,07	14,45	36,53	1,74	0,64	26,84	18,67	0,37	0,00	1,38	100,7
Ig8VM	0,00	0,04	13,38	37,57	1,43	0,40	27,76	20,27	0,00	0,00	0,27	101,1
Ig8VM	0,00	0,06	14,17	37,00	1,64	0,45	27,14	19,67	0,10	0,04	0,67	100,9
Ig8VM	0,00	0,03	14,12	37,03	1,40	0,43	27,16	20,34	0,00	0,02	0,50	101,0
Ig8VM	0,02	0,07	13,54	37,00	1,61	0,40	26,46	20,22	0,04	0,00	0,38	99,7
Ig8VM	0,00	0,04	13,82	37,83	1,58	0,46	27,09	20,20	0,00	0,03	0,30	101,4
Gr2Mb	0,01	0,00	23,79	37,40	0,22	0,24	19,86	20,64	0,07	0,00	0,75	103,0
Gr2Mb	0,00	0,01	22,96	37,16	0,24	0,20	19,41	21,19	0,04	0,02	0,72	102,0
Gr2Mb	0,00	0,06	23,60	36,62	0,24	0,20	19,57	20,90	0,10	0,00	0,70	102,0
Gr2Mb	0,00	0,04	23,40	36,94	0,25	0,28	19,02	21,01	0,04	0,00	0,75	101,7
12.3Mb	0,00	0,05	22,52	36,00	0,25	0,24	18,48	20,49	0,05	0,00	0,82	98,9
12.3Mb	0,00	0,04	22,45	35,93	0,25	0,23	18,75	20,59	0,04	0,00	0,83	99,1
grSc	0,00	0,06	19,70	36,43	0,61	0,09	21,41	20,70	0,07	0,00	0,63	99,7
grSc	0,00	0,06	19,91	36,59	0,60	0,08	21,40	20,63	0,06	0,00	0,62	100,0
grSc	0,00	0,07	19,81	36,58	0,59	0,10	21,22	20,95	0,05	0,00	0,63	100,0
Mt	0,00	0,05	24,15	35,79	0,26	0,51	17,64	19,66	0,00	0,00	0,72	98,8
Mt	0,00	0,02	23,30	35,63	0,32	0,48	17,87	19,82	0,09	0,00	0,75	98,3
Mt	0,06	0,10	24,04	35,90	0,31	0,56	18,51	19,90	0,12	0,01	0,93	100,4

Legenda dos pegmatitos hospedeiros: VM – Vila Maior; Mb – Murribane; Sc – Scheelite; Mt – Melatube.

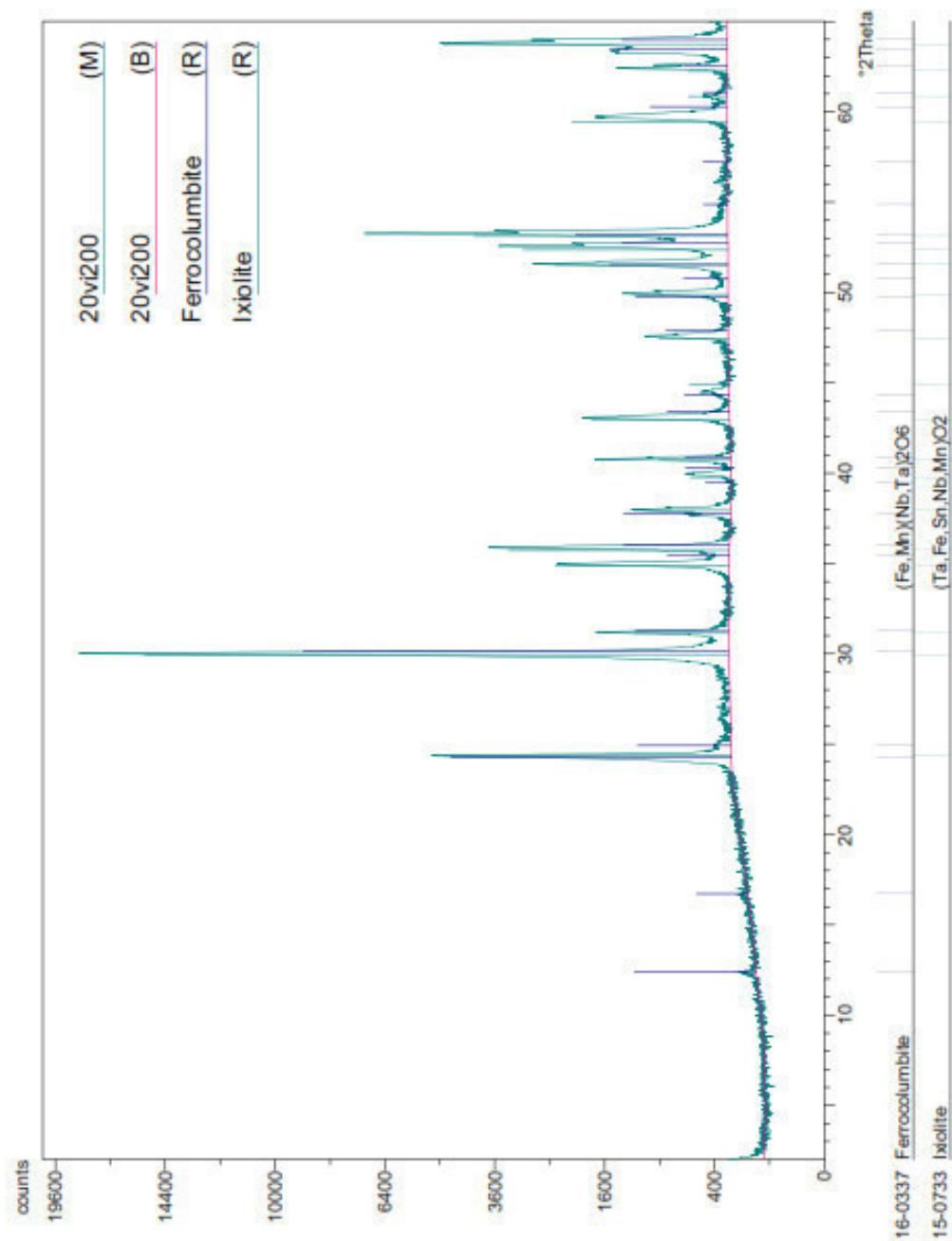
Anexo 4.8. Composições, em % do peso, dos minerais de Nb e Ta e outros associados.

Ref.	Sc2O3	Ta2O5	Nb2O5	WO3	CaO	Y2O3	FeO	TiO2	MnO	PbO	SnO2	UO2	Na2O	P2O5	F	Total
20Vi200	0,18	66,75	6,07	0,47	5,94	0,00	0,62	3,33	0,63	0,19	0,17	5,67	0	0	0,52	90,67
20Vi200	0,66	15,24	57,35	2,74	0,05	0,31	12,10	4,25	6,64	0,00	0,00	0,02	0	0	0,00	99,59
20Vi200	0,63	14,84	56,08	2,34	0,03	0,25	12,16	4,08	6,43	0,00	0,00	0,23	0	0	0,00	97,15
20Vi200	0,32	35,21	41,86	1,24	0,00	0,00	11,21	2,89	6,47	0,00	0,00	0,09	0	0	0,08	99,46
20Vi200	0,17	44,78	31,69	1,29	0,03	0,00	10,29	2,35	6,83	0,18	0,00	0,15	0	0	0,00	97,96
20Vi200	0,16	44,61	32,11	1,56	0,04	0,01	10,42	2,39	6,79	0,00	0,05	0,22	0	0	0,03	98,61
20Vi200	0,08	17,36	14,06	0,00	0,02	0,00	10,17	56,65	0,04	0,00	0,11	0,01	0	0	0,00	98,59
20Vi200	0,46	22,8	49,80	1,60	0,02	0,00	13,26	4,87	5,66	0,00	0,04	0,06	0	0	0,00	98,81
20Vi200	0,47	27,21	46,56	1,47	0,07	0,00	12,17	4,34	6,75	0,00	0,08	0,00	0	0	0,00	99,41
20Vi200	0,27	26,27	49,34	1,85	0,01	0,00	11,81	3,82	6,99	0,00	0,12	0,13	0	0	0,00	100,89
20Vi200	0,07	20,31	12,69	0,16	0,00	0,00	10,43	55,23	0,26	0,00	0,04	0,09	0	0	0,00	99,38
20Vi200	0,45	26,46	48,99	1,92	0,07	0,10	11,16	3,50	7,21	0,00	0,00	0,00	0	0	0,00	100,00
20Vi200	0,04	16,86	18,78	1,55	0,98	12,60	0,76	20,87	0,71	0,53	0,00	9,74	0	0	0,00	83,48
20Vi200	0,13	43,66	15,18	0,70	12,92	0,00	0,16	8,41	0,19	0,00	0,00	11,84	3,82	0	2,16	99,17
20Vi200	0,25	70,86	5,20	0,08	11,59	0,00	0,21	1,87	0,17	0,00	0,13	1,61	3,84	0	3,25	99,18
20Vi200	0,22	67,24	6,15	0,37	7,95	0,00	0,71	3,10	0,74	0,06	0,10	5,66	1,31	0	1,16	94,77
20Vi200	0,23	61,94	6,15	0,34	10,20	0,00	1,14	3,13	0,61	0,56	0,00	5,62	1,74	0	1,55	93,21
20Vi200	0,23	67,18	5,12	0,80	13,07	0,00	0,25	2,85	0,18	0,00	0,12	0,55	4,55	0	3,47	98,45
20Vi200	0,14	39,2	16,39	1,11	14,49	0,00	0,20	6,98	0,26	0,47	0,13	10,09	1,96	0	2,29	93,74
20Vi200	0,19	62,32	6,77	0,66	10,86	0,00	0,13	3,85	0,00	0,29	0,00	6,97	4,23	0	2,89	99,16
20Vi200	0,14	45,18	15,98	0,27	11,05	0,00	0,00	8,13	0,05	0,35	0,10	11,52	3,18	0	1,65	97,60
20Mt202	0,49	13,07	64,31	1,38	0,03	0,19	13,87	2,30	5,64	0,00	0,00	0,00	0	0	0,00	101,37
20Mt202	0,40	12,16	64,36	1,33	0,00	0,16	13,80	2,04	5,43	0,00	0,00	0,00	0	0	0,00	99,69
20Mt202	0,07	5,15	47,16	3,92	0,06	26,92	1,37	0,27	0,65	0,24	0,01	0,02	0	0	0,00	85,84
20Mt202	0,00	5,23	47,42	4,15	0,08	36,30	1,27	0,20	0,47	0,32	0,00	0,20	0	0	0,00	95,64
20Mt202	0,19	53,74	23,09	1,90	0,01	0,00	9,81	2,37	6,01	0,09	0,10	0,31	0	0	0,00	99,04
20Mt202	0,69	24,26	47,65	2,02	0,00	0,21	11,47	3,82	6,57	0,00	0,00	0,00	0	0	0,00	97,25
20Mt202	0,72	25,03	48,60	1,93	0,09	0,27	11,04	3,85	6,09	0,00	0,00	0,00	0	0	0,00	98,28
20Mt202	0,14	40,76	18,61	0,50	3,18	0,47	1,17	4,03	0,38	0,00	0,13	6,51	0	0	0,00	82,45
20Mt202	0,73	26,04	48,11	1,77	0,00	0,20	11,33	4,02	6,68	0,00	0,00	0,00	0	0	0,00	99,55
20Mt202	0,26	57,92	19,87	1,33	0,00	0,00	10,24	3,47	5,30	0,00	0,04	0,16	0	0	0,00	100,05
20Mt202	0,27	57,27	18,78	1,31	0,01	0,00	9,76	2,32	5,79	0,00	0,12	0,00	0	0	0,00	96,94
20Mt202	0,66	19,94	51,88	2,40	0,01	0,26	11,21	3,69	6,96	0,00	0,00	0,22	0	0	0,00	97,78
20Mt202	0,20	56,85	18,56	0,85	0,02	0,00	9,07	2,69	5,57	0,00	0,07	0,00	0	0	0,00	95,23
20Mt202	0,69	20,79	51,89	1,63	0,09	0,24	11,54	3,83	6,74	0,00	0,03	0,00	0	0	0,00	98,01
20Mt202	0,22	57,83	20,28	1,55	0,04	0,00	10,48	2,72	5,12	0,00	0,00	0,10	0	0	0,06	98,76
20Mt202	0,25	57,68	20,52	1,21	0,02	0,00	9,27	2,26	6,17	0,00	0,00	0,18	0	0	0,13	97,76
20Mt202	0,25	60,36	19,69	0,91	0,00	0,00	9,77	2,71	5,46	0,00	0,01	0,14	0,06	0	0,12	99,75
20Mt202	0,25	56,43	21,32	0,93	0,00	0,00	9,54	2,46	6,60	0,00	0,00	0,43	0	0	0,19	98,43
20Mt202	0,50	21,16	51,25	2,27	0,04	0,27	10,85	3,29	7,17	0,00	0,01	0,00	0	0	0,00	96,90
20Mt202	0,30	24,73	52,37	1,25	0,02	0,01	11,17	3,01	6,66	0,00	0,00	0,10	0	0	0,00	99,66
20Mt202	0,46	22,79	53,86	1,10	0,04	0,15	10,64	2,15	7,49	0,00	0,00	0,00	0	0	0,00	98,70
20Mt202	0,19	50,56	14,36	0,13	13,50	0,03	0,09	5,17	0,00	0,09	0,12	3,80	4,16	0	3,03	95,22
20Mt202	0,14	50,17	14,12	1,10	12,79	0,00	0,19	5,47	0,05	0,45	0,08	4,79	3,63	0	2,70	95,69
20Mt202	0,22	56,99	19,24	1,11	0,04	0,00	10,47	2,93	5,86	0,26	0,02	0,04	0,02	0	0,07	97,49
20Mt202	0,64	23,38	49,51	2,21	0,03	0,24	11,73	3,76	6,58	0,00	0,00	0,15	0,04	0	0,00	98,43
20Mt202	0,68	18,63	55,56	2,41	0,00	0,25	12,00	3,72	6,01	0,00	0,00	0,15	0	0	0,00	99,42
20Mt202	0,23	58,54	20,33	0,11	0,00	0,00	10,05	2,68	5,72	0,00	0,09	0,13	0	0	0,17	98,17
20Mt202	0,00	53,63	22,85	0,00	0,00	0,09	9,37	2,75	0,00	0,19	0,00	0,02	0,01	0	0,13	89,13
20Mt202	0,08	22,37	11,51	0,18	0,03	0,00	10,36	53,75	0,20	0,06	0,00	0,00	0	0	0,00	98,54
20Mt202	0,48	26,96	47,94	1,15	0,02	0,15	11,24	4,06	6,21	0,00	0,00	0,18	0	0	0,00	98,55
20Mt202	0,21	59,35	10,45	0,00	13,45	0,00	0,05	4,28	0,08	0,00	0,12	2,90	4,31	0	3,01	98,26
20Mt202	0,17	53,2	15,99	0,87	14,37	0,00	0,00	4,76	0,07	0,13	0,09	0,86	4,58	0	3,39	98,59
20Mt202	0,25	67,76	6,13	0,50	12,07	0,00	0,13	2,07	0,00	0,00	0,11	1,54	4,94	0	3,08	98,61
20Mt202	0,00	1,82	1,47	0,00	2,06	17,09	0,84	0,41	0,00	7,79	0,00	1,01	0	15,96	1,50	50,64
20Mt202	0,00	0,971	1,17	0,00	2,54	27,22	0,43	0,36	0,00	5,55	0,00	0,61	0	22,82	2,32	64,35
20Mt202	0,00	2,62	1,50	0,00	3,79	0,00	0,79	0,22	0,00	69,65	0,00	0,00	0,03	10,89	0,00	89,50

20Mt202	0,44	12,68	56,78	1,49	0,00	0,46	12,98	2,27	5,66	0,00	0,01	0	0,00	92,84
20Mt202	0,46	12,57	56,39	1,37	0,01	0,31	13,04	2,15	5,29	0,00	0,00	0	0,00	91,67
20Mt202	0,05	10,1	38,82	5,19	0,28	32,95	0,25	0,80	0,10	0,16	0,00	0	0,00	88,77

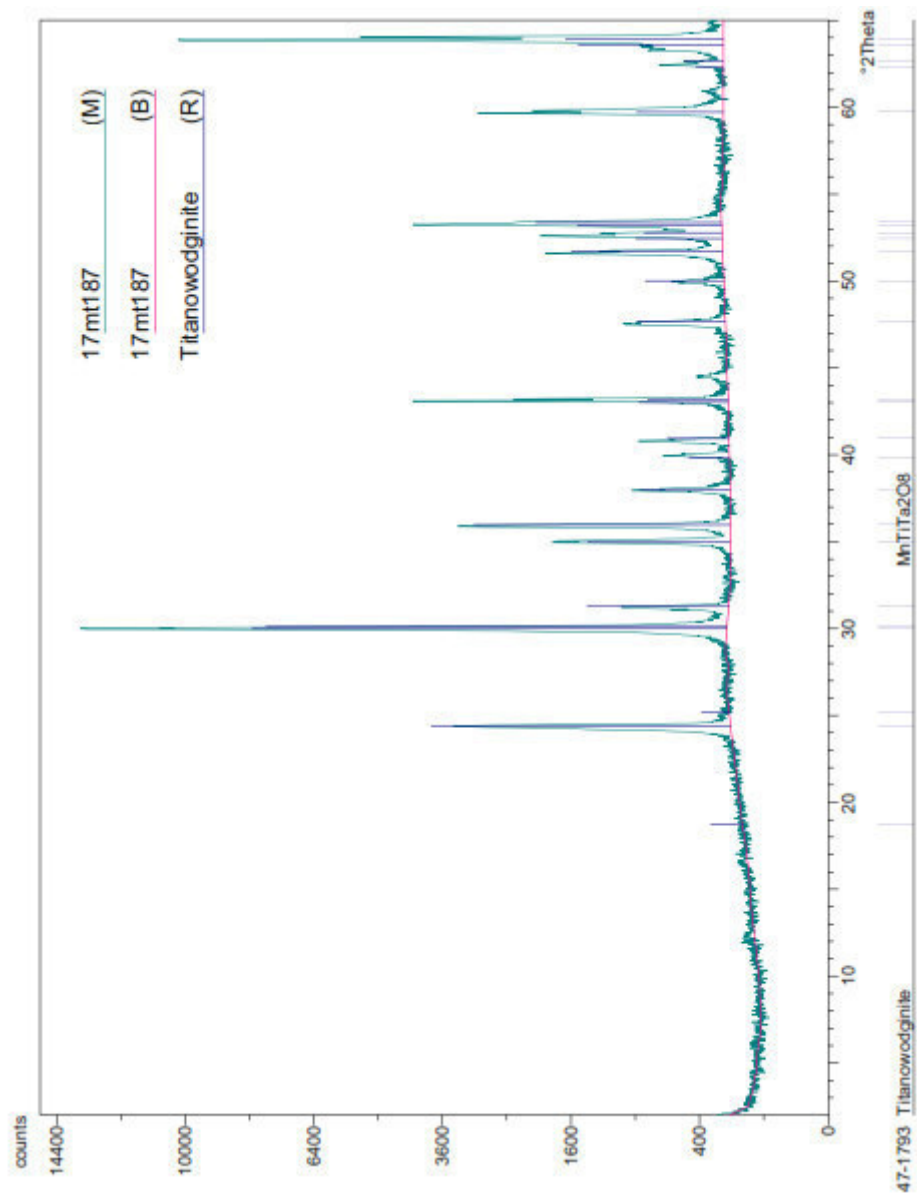
Legenda dos pegmatitos hospedeiros: Vi – Vieira; Mt – Melatube;

Anexo 4.9. Difractograma da Columbite com alguma ixolite incluída.

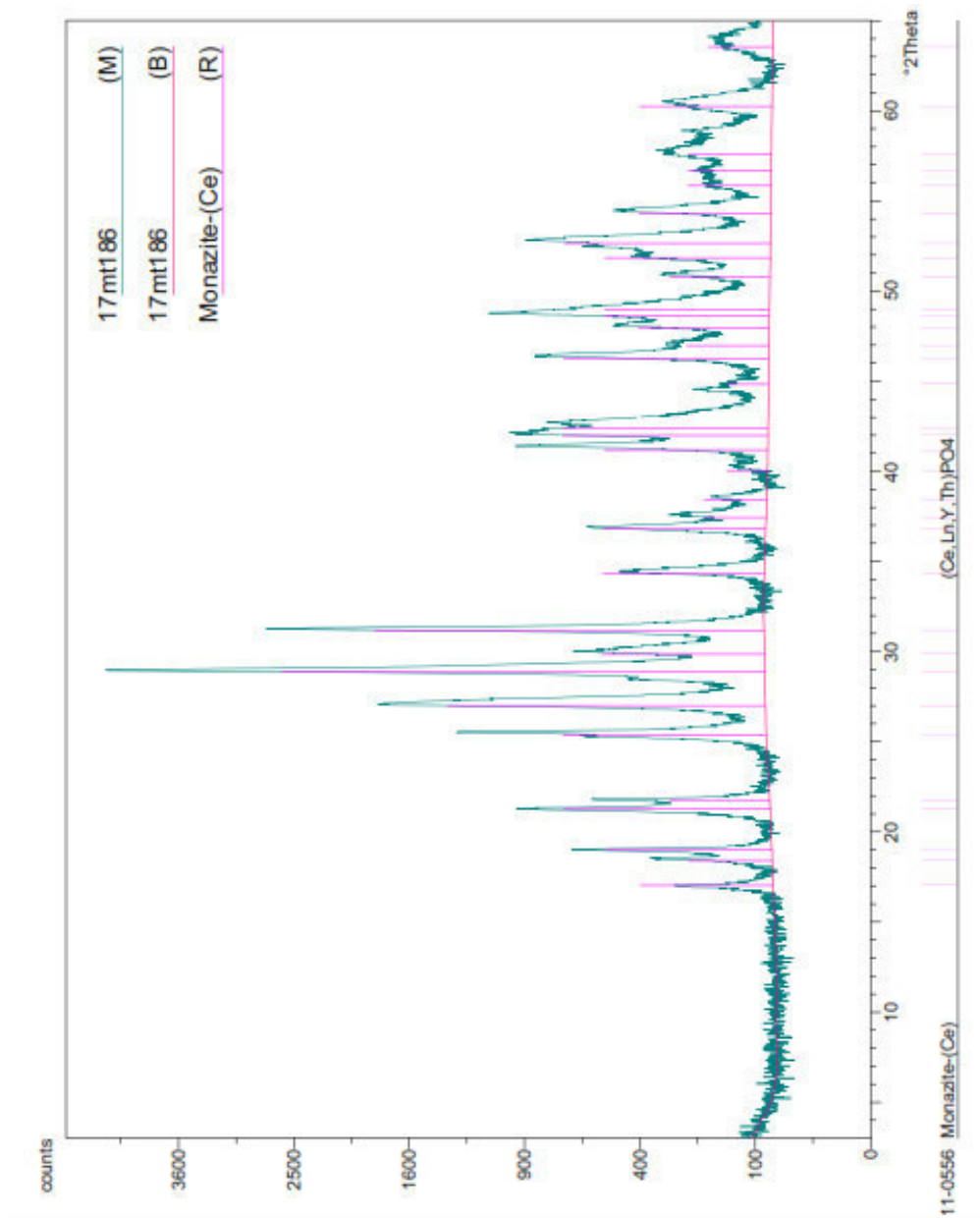




Anexo 4.10. Difractograma de titanowodginite do CPL (local Vieira)



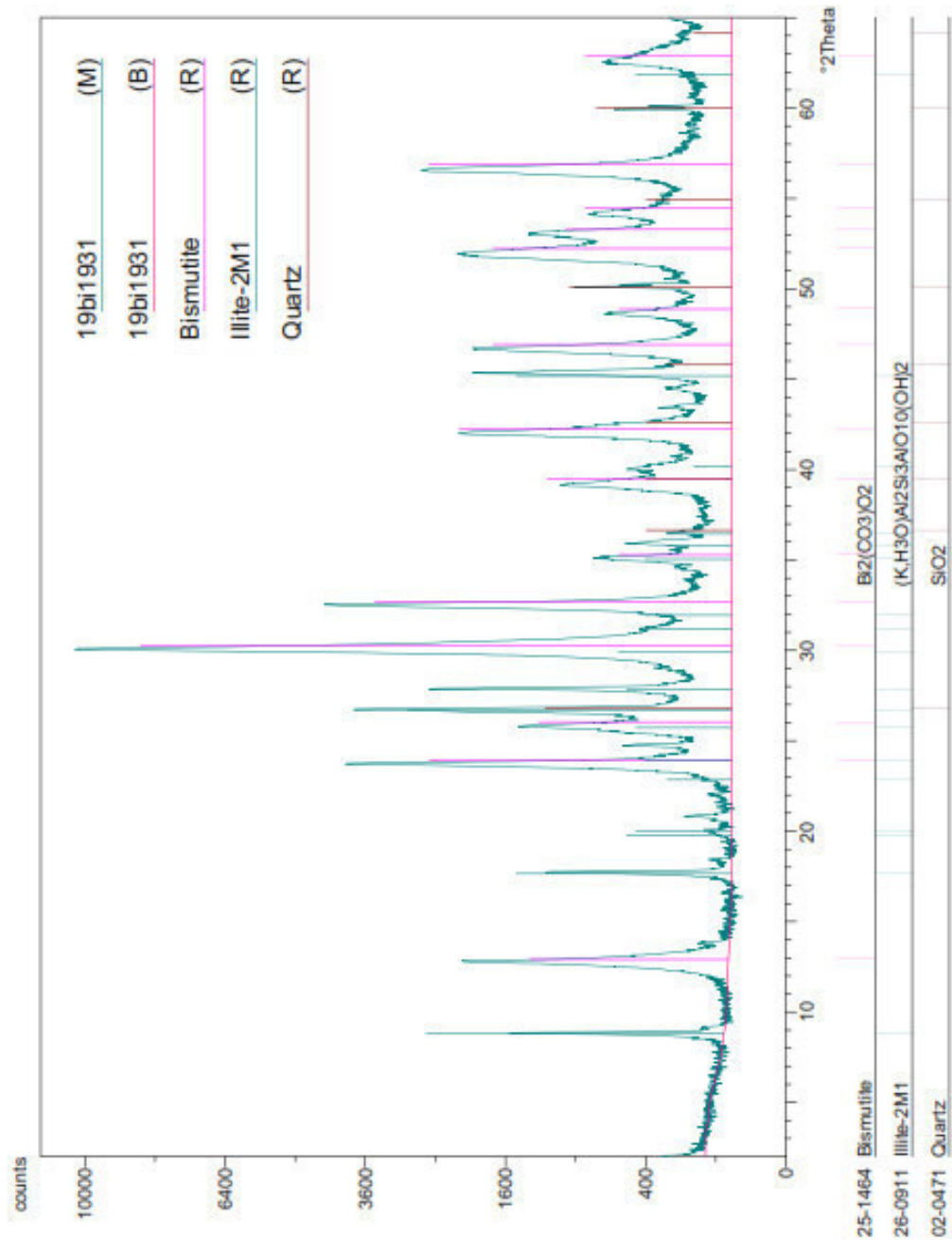
Anexo 4.11. Difractograma da Monazite do Licungo



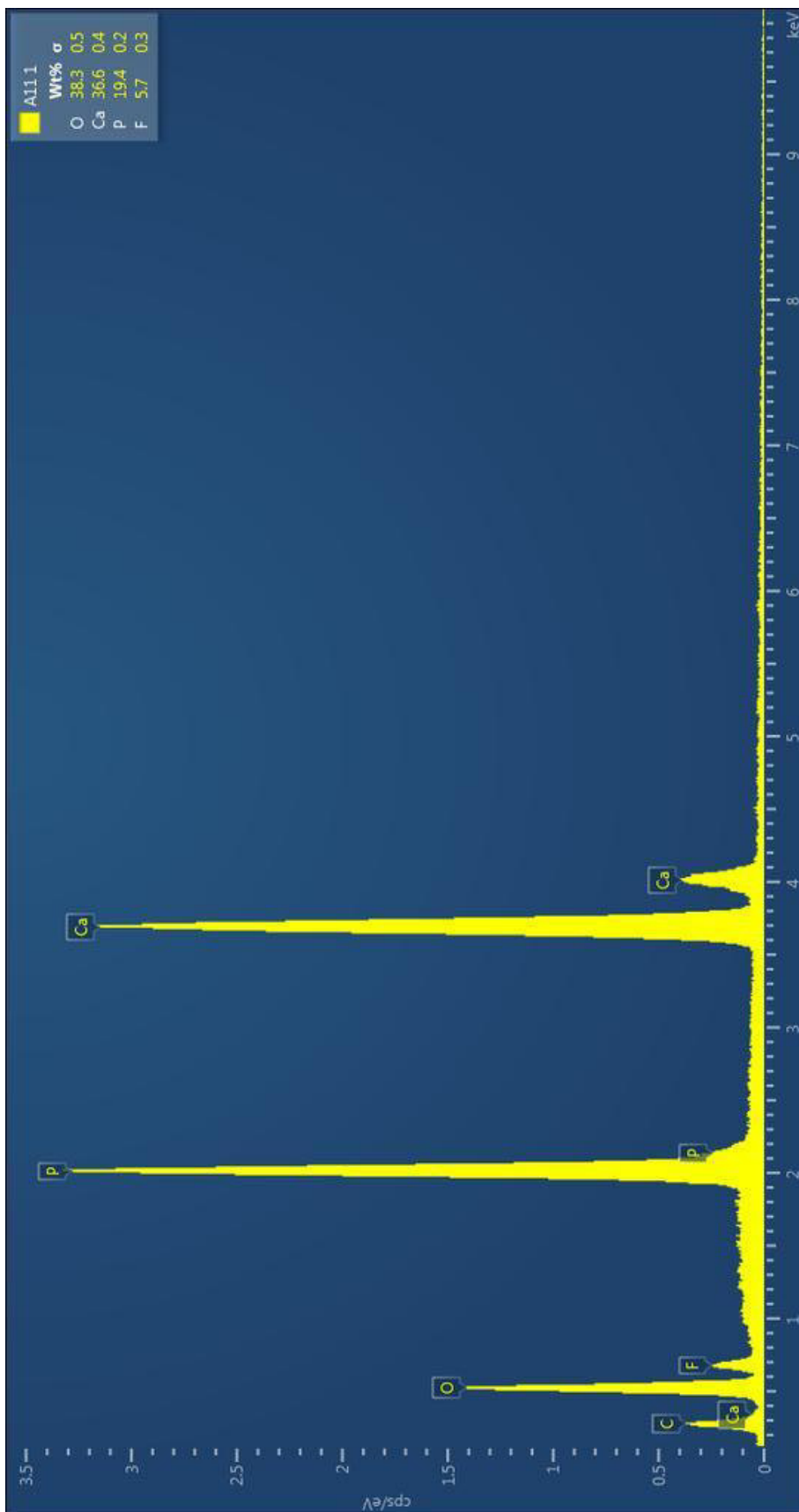
Anexo 4.12. Dados composicionais da monazite em % do peso.

Ref	SiO2	Nd2O3	Pr2O3	P2O5	Y2O3	La2O3	Sm2O3	Gd2O3	Ce2O3	PbO	UO2	ThO2	CaO	Total
C1	1,40	16,30	4,13	28,47	1,95	6,92	3,63	1,61	29,84	0,09	0,15	5,72	-	100,21
C1	1,45	16,19	3,80	28,62	1,90	6,75	3,64	1,54	29,52	0,14	0,11	5,64	-	99,31
C1	1,46	16,43	3,96	28,16	1,91	6,90	3,87	1,66	29,60	0,13	0,13	5,99	-	100,20
C1	1,78	15,45	3,99	27,96	1,29	7,73	3,47	1,69	31,32	0,15	0,13	5,95	0,13	101,04
C1	1,54	15,22	3,94	28,01	1,19	8,01	3,30	1,19	32,03	0,12	0,12	5,38	0,11	100,17
C1	1,47	16,04	4,06	28,48	1,61	7,03	3,79	1,39	30,14	0,12	0,13	5,64	0,11	100,01
C1	1,50	15,76	3,54	28,94	1,69	6,53	3,56	1,69	29,95	0,14	0,13	5,64	0,13	99,19
C1	1,53	15,38	3,99	28,35	1,23	7,63	3,48	1,42	31,98	0,11	0,11	5,08	0,14	100,43
C1	1,65	15,69	4,21	27,46	1,31	7,12	3,41	1,42	31,99	0,13	0,13	5,36	0,11	99,99
C1	1,44	15,62	3,92	27,32	1,28	7,73	3,46	1,17	31,85	0,12	0,10	4,94	0,11	99,06
C1	1,48	16,09	3,83	28,34	1,47	8,19	3,31	1,30	30,51	0,12	0,12	5,34	0,12	100,21
C1	1,52	15,95	3,62	27,79	1,44	7,86	3,24	1,38	30,59	0,12	0,11	5,38	0,11	99,11
C1	1,57	15,76	3,75	27,40	1,51	7,86	3,34	1,22	30,34	0,12	0,12	5,49	0,10	98,59
C1	1,63	15,80	3,90	30,28	1,27	7,28	3,26	1,04	31,43	0,13	0,13	5,46	0,12	101,74
C1	1,66	15,67	3,79	29,38	1,28	7,92	3,33	1,42	31,53	0,12	0,13	5,64	0,11	101,99
C1	1,80	15,65	3,64	28,65	1,44	7,77	3,37	1,57	30,96	0,13	0,11	5,61	0,11	100,81
C1	1,56	16,47	4,02	29,32	1,98	7,35	3,70	1,38	29,06	0,14	0,15	5,97	0,12	101,22
C1	1,63	16,24	3,88	29,45	2,02	6,95	3,68	1,47	29,04	0,14	0,14	6,01	0,13	100,78
C1	1,53	16,21	3,73	29,58	2,03	7,13	3,73	1,63	29,04	0,14	0,14	5,98	0,12	101,00
C1	1,48	15,87	3,79	30,03	1,42	8,02	3,31	1,19	31,67	0,11	0,11	5,06	0,10	102,15
C1	1,51	15,74	3,65	29,78	1,41	7,71	3,28	1,28	31,62	0,12	0,42	5,07	0,12	101,71
C1	1,58	15,77	3,99	29,73	1,36	8,65	3,43	1,26	31,23	0,13	0,12	5,35	0,11	102,71
C2	4,71	13,06	3,31	23,20	0,72	7,13	2,35	0,92	26,61	0,36	0,45	15,83	0,05	98,70
C2	4,73	13,19	3,18	22,07	0,71	6,69	2,23	0,85	27,09	0,37	0,45	16,62	0,05	98,22
C2	4,70	13,03	3,20	21,88	0,72	6,90	2,33	0,92	26,89	0,37	2,48	16,53	0,06	100,01
C2	4,89	13,04	3,43	24,11	0,72	6,77	2,24	0,86	27,60	0,35	0,44	16,50	0,05	101,00
C2	4,41	13,25	3,79	23,55	0,66	7,67	2,28	0,80	28,30	0,33	0,40	15,19	0,06	100,69
C2	3,52	14,17	3,74	24,77	0,69	7,94	2,38	0,79	30,06	0,25	0,86	11,99	0,10	101,26
C2	3,92	14,06	3,48	24,62	0,65	7,26	2,33	0,71	29,76	0,27	0,34	12,67	0,05	100,13
C2	2,63	14,78	4,01	26,35	0,74	8,30	2,52	0,97	31,75	0,18	0,26	8,55	0,04	101,09
C2	2,56	14,57	3,80	26,81	0,69	8,46	2,45	0,96	32,29	0,19	0,23	8,54	0,05	101,60
C2	3,20	14,49	3,33	26,06	0,73	8,17	2,32	0,94	29,59	0,25	0,29	11,18	0,04	100,59
C2	3,23	14,57	3,06	25,44	0,76	7,86	2,22	0,79	29,36	0,24	0,30	11,26	0,05	99,14
C2	3,20	14,30	3,28	25,42	0,74	7,90	2,25	0,82	28,97	0,24	0,29	11,14	0,06	98,62
C2	2,93	15,09	3,61	26,52	0,69	7,82	2,41	0,91	29,74	0,22	0,25	10,02	0,05	100,26
C2	2,86	14,92	3,34	26,71	0,84	7,87	2,37	0,65	29,70	0,22	0,27	9,84	0,05	99,63
C2	2,80	15,13	3,38	26,71	0,79	8,38	2,48	0,86	29,67	0,22	0,25	9,50	0,07	100,24
C2	3,44	14,34	3,20	25,38	0,75	8,00	2,24	0,81	29,24	0,23	0,29	11,48	0,05	99,46
C2	3,31	14,27	3,56	24,96	0,77	7,85	2,29	0,99	28,94	0,24	0,32	11,18	0,06	98,73
C2	3,19	14,46	3,74	25,28	0,77	7,99	2,36	0,78	29,17	0,23	0,27	10,77	0,07	99,08
C2	3,03	14,34	3,37	24,53	0,79	8,06	2,25	0,74	29,29	0,22	0,27	10,45	0,05	97,38
c3	1,38	11,72	2,69	28,56	0,32	3,69	15,98	9,24	18,58	0,15	0,35	6,85	0,44	99,94
c3	1,37	11,67	2,92	28,18	0,36	3,54	16,05	9,70	18,25	0,15	0,36	7,03	0,42	100,00
c3	1,43	11,52	2,83	28,10	0,38	3,84	15,69	9,84	18,56	0,16	0,38	7,12	0,43	100,28
c3	1,35	11,49	2,49	28,51	0,34	3,65	16,08	9,49	18,18	0,15	0,37	6,94	0,42	99,46
c3	1,31	11,53	2,47	28,34	0,40	3,52	15,92	9,42	18,30	0,15	0,36	6,70	0,40	98,82
c3	1,37	11,92	2,75	27,79	0,36	3,76	15,89	9,17	18,24	0,15	0,36	6,84	0,41	99,01
c3	1,37	11,68	2,19	28,34	0,38	3,80	15,90	9,34	18,83	0,16	0,37	6,87	0,39	99,63
c3	1,37	11,69	2,55	28,00	0,39	3,66	15,88	9,50	18,52	0,15	0,35	6,80	0,39	99,25
c3	1,33	11,65	2,83	28,08	0,36	4,02	16,03	9,31	18,35	0,15	0,37	6,79	0,38	99,65

Anexo 4.13. Difractograma representativo da estrutura da bismutite do Licungo com algumas inclusões de mica e quartzo.

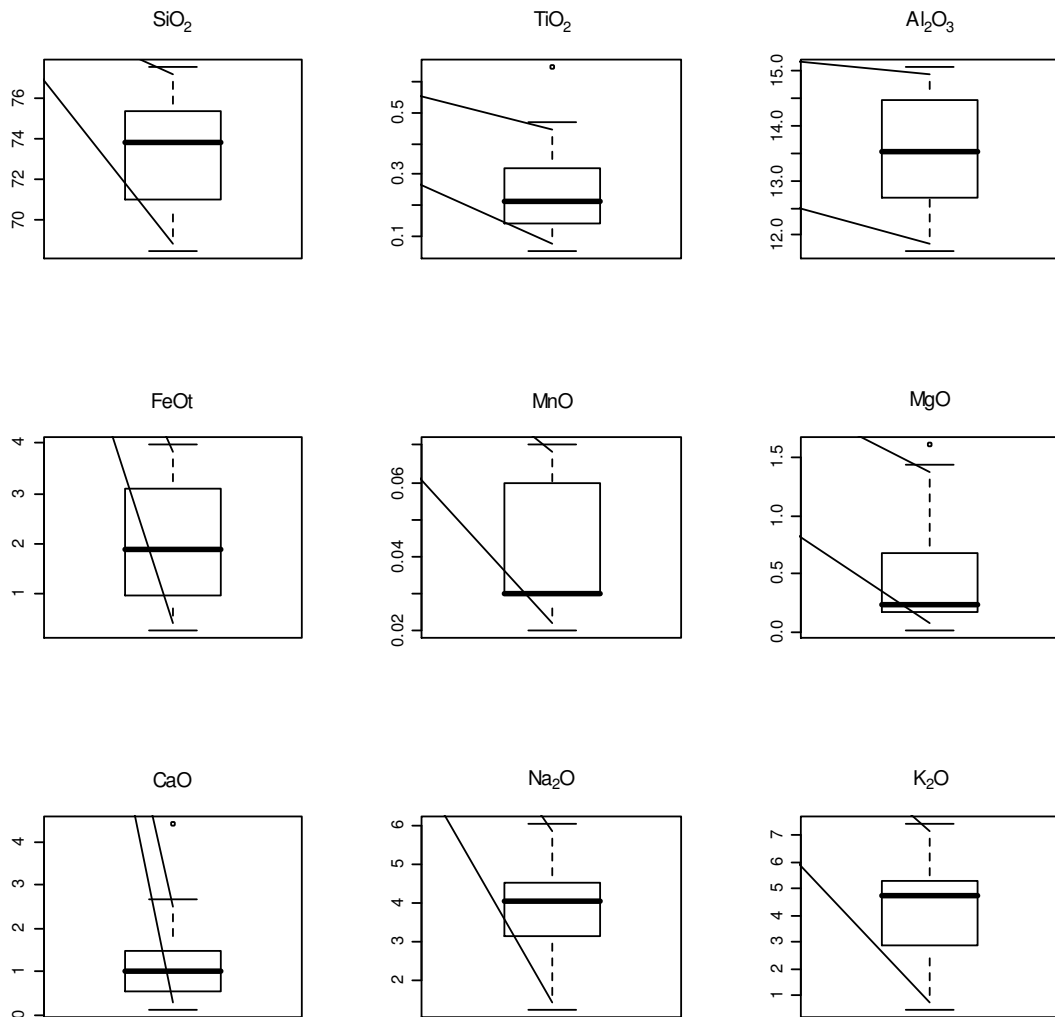


Anexo 4.14. Espectro de F-apatite do CPL obtido através do MEV.

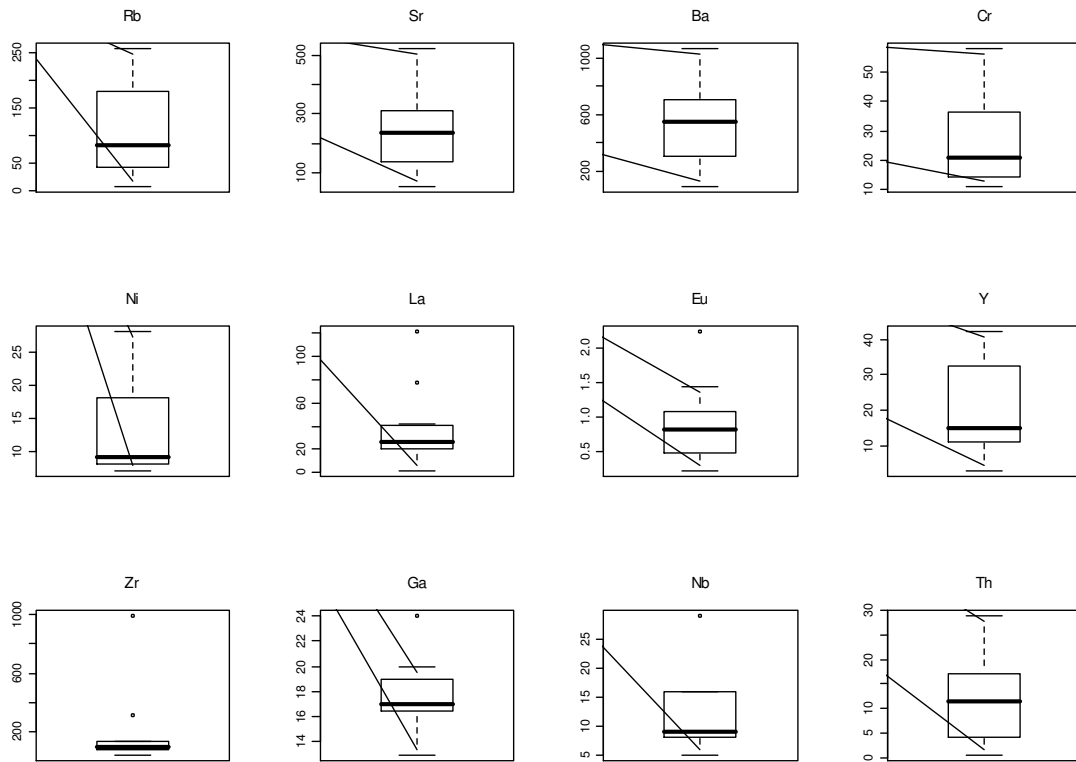


## ANEXOS AO CAPÍTULO 5

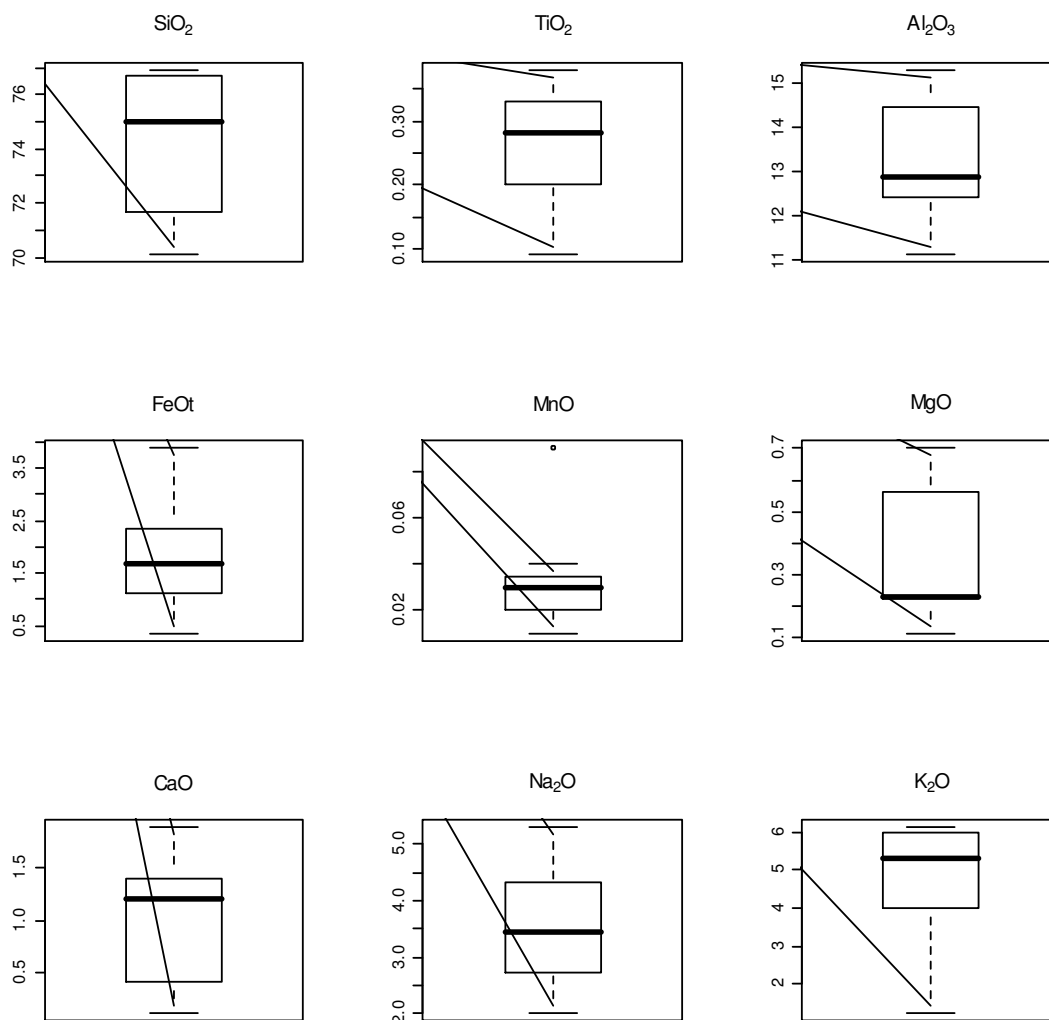
Anexo 5.1. Diagrama em boxplot dos óxidos de elementos maiores na fácies gnáissica.



Anexo 5.2. Diagrama em boxplot de elementos menores e traço em fácies gnáissica (dados em ppm)

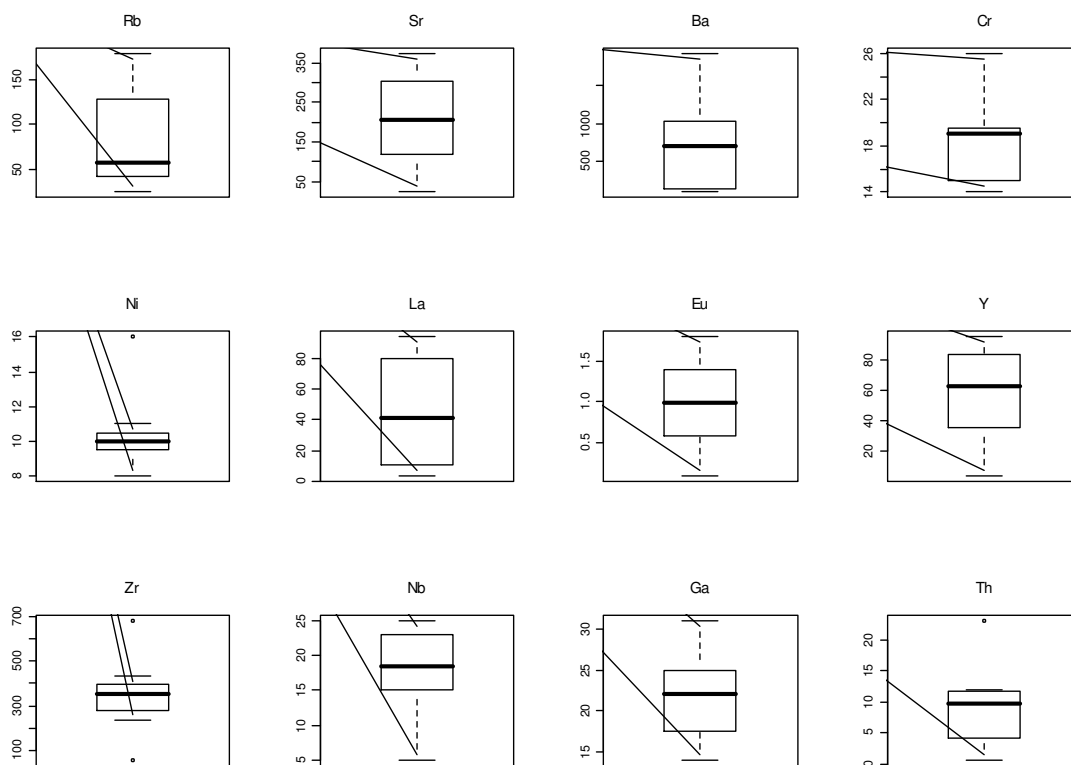


Anexo 5.3. Diagramas em boxplot dos óxidos de elementos maiores na fácies leucocrata (em % do peso).

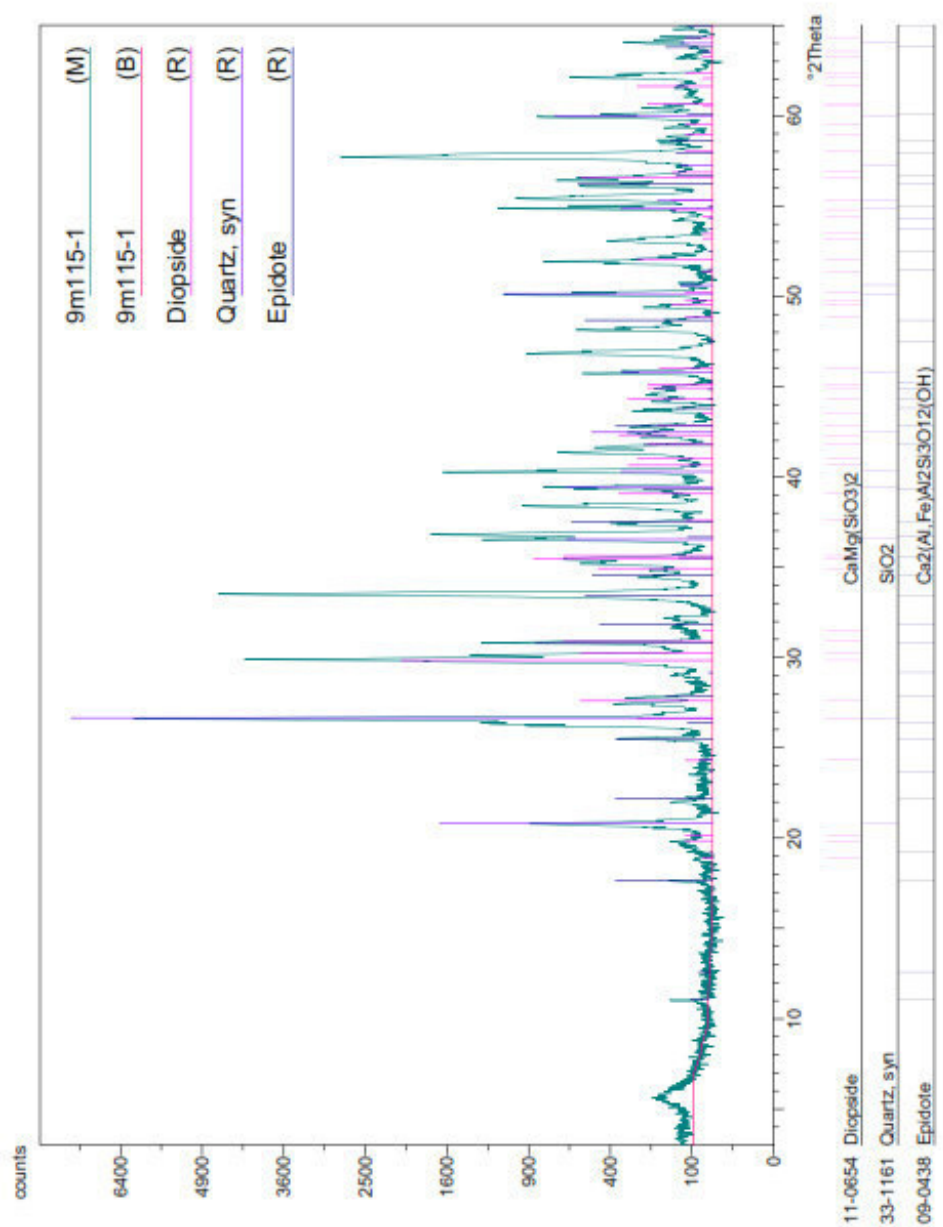




Anexo 5.4. Diagrama em boxplot de elementos menores e traço em fácies leucocrata (dados em ppm).



Anexo 5.5. Difractograma de epidoto, diópsido e quartzo nas rochas calcossilicatadas do Licungo..



## ANEXOS AO CAPÍTULO 7

Anexo 7.1. Composições globais de rochas félsicas e dados da mineraloquímica de micas e feldspatos do Licungo.

Referência da amostra	Pegmatito de referência	Petrologia	K (%)	Rb (%)	K/Rb
3MA14	Igaro	Gnaiss granítico biotítico	6,16	0,02	303,43
3MG19	Igaro	Gnaiss granítico	3,95	0,01	362,52
5MB34	Igaro SW	Gnaiss granítico	0,49	0,00	489,79
4MB39	Igaro SW	Gnaiss granítico	3,54	0,02	214,83
4MB45	Igaro W	Gnaiss granítico	4,40	0,03	169,88
5MC48	Vila Maior	Gnaiss granítico	2,41	0,00	1003,09
5MC54	Vila Maior	Gnaiss granítico	4,11	0,02	210,73
7ME62	Careca	Gnaiss granítico	4,24		
7ME63	Careca	Gnaiss granítico	3,93	0,01	478,85
8MG72	Macuia	Gnaiss granítico	0,42	0,00	592,96
10ML121.1	Scheelite	Granitóide	3,01	0,01	363,06
15MH171	Melatube	Gnaiss	6,03	0,01	956,65
9MG101	Sheelite S	Granitóide	3,65	0,01	689,18
9MG102	Sheelite S	Granitóide	1,96	0,01	384,15
8MG106	Sheelite S	Granitóide	1,56	0,00	390,17
8MG110	Sheelite S	Granitóide	2,77	0,01	478,05
13MF138	Sheelite S	Granitóide	2,23	0,01	421,34
13MF141	Sheelite S	Granitóide	2,00	nd	
13MF142	Scheelite S	Granitóide	1,93	0,01	386,85
10ML119	Sheelite	Leucogranito	5,09	0,01	578,27
10ML121	Scheelite	Leucogranito	1,05	0,00	348,66
10ML125	Scheelite	Leucogranito	5,01	0,02	299,75
12MD135	Melatube	Leucogranito	3,25	0,00	1298,35
14MJ147	Scheelite	Leucogranito	4,96	0,01	870,93
14MJ156	Sheelite E	Leucogranito	4,81	0,01	891,64
14MJ167	Scheelite W	Leucogranito	4,03	0,02	224,93
8MG87	Licungo	Moscovite	8,86	0,01	896,92
8MG87	Licungo	Moscovite	8,48	0,10	85,36
01M02	Licungo	Moscovite	8,75	0,26	33,22
01M02	Licungo	Moscovite	8,45	0,20	41,86
4MB35	Licungo	Moscovite	8,38	0,34	24,49
5MC51	Licungo	Moscovite	8,81	0,16	56,07
4MB43	Licungo	Moscovite	2,25	0,05	49,80
4MB43	Licungo	Moscovite	8,90	0,23	38,91
27aA-1	Azul +	Feldspato	13,09	0,26	50,18
27aA-2	Azul +	Feldspato	12,79	0,23	56,80
27aA-3	Azul +	Feldspato	13,21	0,21	62,50
27A_1	Azul +	Feldspato	12,63	0,11	119,32
27A_2	Azul +	Feldspato	12,69	0,08	155,27
29aA-1	Azul +	Feldspato	12,52	0,03	379,23
29aA-2	Azul +	Feldspato	12,78	0,18	72,02
132MT-1	Melatube	Feldspato	13,03	0,15	88,20
132MT-2	Melatube	Feldspato	12,98	0,23	55,51

16VM_1	Vila Maior	Feldspato	12,76	0,14	90,49
16VM_2	Vila Maior	Feldspato	12,68	0,11	116,20
20VM-1	Vila Maior	Feldspato	12,29	0,35	35,03
20VM-2	Vila Maior	Feldspato	12,34	0,45	27,41
25Vm-1	Vila Maior	Feldspato	12,58	0,21	58,55
25Vm-2	Vila Maior	Feldspato	12,58	0,21	59,64
26bvi-1	Vieira	Feldspato	12,93	0,24	53,15
26bvi-2	Vieira	Feldspato	12,95	0,21	62,36
27.2Pca	Careca	Feldspato	12,31	0,02	653,56
27.2Pca	Careca	Feldspato	12,29	0,06	190,44
31Aca-1	Careca	Feldspato	11,39	0,19	59,43
31Aca-2	Careca	Feldspato	12,81	0,15	83,23
38Rca_1	Careca	Feldspato	12,44	0,10	121,32
38Rca_2	Careca	Feldspato	12,77	0,08	150,95
IG_BE-1	Ígaro	Feldspato	12,74	0,20	64,55
IG_BE-2	Ígaro	Feldspato	11,78	0,20	57,79
10_IG_1	Ígaro	Feldspato	12,61	0,05	234,93
10_IG_2	Ígaro	Feldspato	12,56	0,05	234,00

nd – não detectado

Anexo 7.2. Composições da granada de Cabo Delgado, Niassa, Muiane, Naipa (Moçambique), Quénia e Madagáscar, em % do peso.

Amostra	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	FeO	SiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Total
N210	0,02	0,01	17,12	40,82	4,06	14,93	0,69	22,80	0,00	0,01	0,00	100,46
N210	0,00	0,03	16,78	41,06	4,09	15,20	0,94	23,03	0,00	0,03	0,00	101,26
N210	0,81	0,02	24,39	32,34	0,35	13,07	0,39	16,60	0,04	0,00	0,07	88,10
15NC161	0,00	0,00	18,76	39,60	4,08	12,84	0,94	22,37	0,01	0,00	0,05	98,65
15NC161	0,02	0,02	19,48	40,72	4,21	13,34	0,72	22,97	0,00	0,00	0,00	101,48
15NC157	0,00	0,01	18,33	40,44	4,23	13,05	0,69	22,91	0,00	0,01	0,00	99,70
15NC157	0,01	0,00	17,06	32,39	3,86	11,79	0,79	19,79	0,05	0,00	0,00	85,76
15NC157	0,00	0,00	18,96	40,31	4,19	13,38	0,76	22,99	0,05	0,00	0,00	100,67
Ni211	0,00	0,03	24,49	39,58	4,29	8,60	1,72	22,21	0,10	0,07	0,00	101,29
Ni212	0,00	0,00	24,74	39,31	4,52	8,70	1,44	22,05	0,07	0,03	0,02	100,88
Ni213	0,00	0,02	24,80	39,33	4,40	8,97	1,53	21,89	0,07	0,03	0,00	101,09
15NC161	0,00	0,00	18,47	39,54	4,14	13,36	1,34	22,96	0,02	0,03	0,00	99,86
15NC161	0,00	0,00	17,90	39,95	4,39	13,42	1,63	22,99	0,00	0,01	0,00	100,47
15NC161	0,00	0,00	18,92	40,28	4,14	13,40	0,00	22,82	0,08	0,00	0,00	99,65
15NC157-2	0,00	0,00	17,10	38,08	3,92	14,12	1,14	22,75	0,00	0,04	0,01	97,18
15NC157-2	0,00	0,00	17,80	40,66	3,85	14,52	1,18	22,98	0,00	0,01	0,00	101,07
15NC157-2	0,00	0,00	16,06	41,17	4,01	15,18	1,15	22,89	0,00	0,04	0,01	100,57
15NC157-2	0,00	0,00	17,41	40,61	3,92	14,82	0,77	23,41	0,04	0,00	0,08	101,09
15NC157-2	0,00	0,00	16,83	40,66	3,88	15,25	0,68	23,38	0,00	0,02	0,00	100,71
15NC157-2	0,00	0,00	16,86	40,44	4,15	15,04	0,88	23,24	0,08	0,04	0,00	100,87
15NC187	0,01	0,04	17,16	37,18	1,49	0,82	23,32	20,69	0,09	0,04	0,25	101,26
15NC187	0,00	0,02	17,32	37,34	1,37	0,69	22,64	20,50	0,09	0,00	0,32	100,31
15NC187	0,00	0,00	17,74	37,24	1,27	0,68	24,29	20,54	0,00	0,03	0,35	102,46
02CD18	0,00	0,00	19,51	40,60	4,10	12,50	1,00	23,02	0,01	0,08	0,02	100,84
02CD18	0,03	0,00	19,04	40,75	3,84	12,61	1,07	22,69	0,08	0,07	0,00	100,46
02CD18	0,01	0,04	19,17	40,71	4,06	12,66	0,90	22,99	0,02	0,07	0,00	100,73
15NC166	0,00	0,00	21,93	40,74	1,95	13,22	0,60	22,51	0,00	0,00	0,00	101,15
15NC166	0,00	0,02	21,57	40,59	2,01	13,66	0,61	22,74	0,06	0,00	0,01	101,27
15NC166	0,02	0,04	21,55	39,67	1,92	12,45	0,57	22,32	0,01	0,01	0,00	98,68
13NMo151	0,00	0,00	17,31	40,98	3,49	14,07	0,66	22,82	0,02	0,08	0,04	99,49
13NMo151	0,00	0,05	18,31	41,22	3,50	14,29	0,86	22,80	0,02	0,05	0,01	101,14
13NMo151	0,00	0,00	18,38	41,15	3,72	14,25	0,70	22,81	0,03	0,04	0,00	101,11
06CD73	0,00	0,00	19,74	40,71	3,53	13,42	0,95	22,85	0,03	0,04	0,00	101,27
06CD73	0,03	0,02	20,42	40,53	3,50	13,25	0,94	22,97	0,02	0,03	0,00	101,71
06CD73	0,00	0,01	19,57	40,53	3,74	13,24	0,64	22,85	0,00	0,00	0,00	100,65
15NC159	0,00	0,00	24,86	38,28	1,93	6,00	7,29	21,71	0,05	0,01	0,08	100,27
15NC159	0,02	0,04	25,68	38,60	1,85	6,04	7,06	21,82	0,04	0,00	0,08	101,25
15NC159	0,04	0,03	24,57	38,41	1,84	6,24	6,98	21,58	0,02	0,04	0,15	99,96
M29	0,00	0,00	26,70	36,85	0,35	0,00	15,24	20,77	0,04	0,00	0,00	99,95
Np30	0,00	0,00	26,16	36,69	0,31	0,00	15,06	20,85	0,05	0,00	0,00	99,12
M31	0,00	0,00	29,74	36,57	0,37	0,00	12,76	20,77	0,04	0,00	0,00	100,25
Q01	0,00	0,00	0,95	36,20	0,93	0,00	41,21	20,40	0,00	0,00	0,00	99,69
TMd05	0,00	0,00	3,18	36,33	0,99	0,00	38,97	20,63	0,08	0,00	0,00	100,18

Locais de amostragem em Moçambique: N – Niassa; NC – Cuamba, Niassa, NMo – Marrupa, Niassa; M – Muiane, Zambézia; N – Naípa, Zambézia. Internacionais: TMd – Tsarafara, Madagáscar; Q – Suk, Quénia.