



**UNIVERSIDADE
E D U A R D O
MONDLANE**

FACULDADE DE CIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

LICENCIATURA EM CARTOGRAFIA E PESQUISA GEOLÓGICA

PROJECTO CIENTÍFICO

**Expressão dos elementos de terras raras nas rochas encaixantes do
Campo Pegmatítico do Licungo-Zambézia**

Autora : Aissa Gisela Leitão



FACULDADE DE CIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

LICENCIATURA EM CARTOGRAFIA E PESQUISA GEOLÓGICA

**Expressão dos elementos de terras raras nas rochas encaixantes do
Campo Pegmatítico do Licungo-Zambézia**

Autor: Aissa Gisela Leitão

Supervisores:

¹ Doutor Marcelino Moiana

² Prof. Doutor Amadeu dos Muchangos

Maputo, Março de 2024

¹ Museu Nacional de Geologia

² Universidade Eduardo Mondlane

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à minha família pelo amor, cuidado e incentivo especialmente aos meus pais Moisés Rafael Leitão (em memória) e Rossana Alima Hassane, aos meus irmãos Elvino Leitão, Elvira Leitão e Edna Leitão.

AGRADECIMENTOS

A Deus pelo dom da vida e pelas suas infinitas misericórdias.

O meu obrigado é endereçado à toda minha família, a mãe que sempre me incentivou a estudar e a concretizar os meus sonhos, aos meus irmãos Elvino, Elvira e Edna pela força e apoio incondicional, aos meus primos pelo suporte aos meus tios em especial ao tio Elvino Alafo pelo apoio moral.

Aos supervisores deste trabalho Dr. Marcelino Moiana e Prof Dr. Amadeu Dos Muchangos por terem aceitado o desafio de desenvolver este tema como trabalho final do curso e pelo apoio científico, paciência e disponibilidade prestado na concepção, preparação e produção do trabalho.

À todos professores do Departamento de Geologia da UEM pelos conhecimentos transmitidos, em particular ao Professor Doutor, Amadeu dos Muchangos, Professor Doutor Daud Jamal, Professor Doutor Mussa Achimo (em memória), Professor Doutor Lopes Vasconcelos, Professor Doutor Sumburane, Professor Doutor Elídio Massuanganhe, Professor Doutor Orozco, dr. Eugénio Azevedo, e Mestre. Laura Mendes.

Agradecer ao corpo técnico administrativo (CTA) do Departamento de Geologia, em especial, ao Sr Guiamba, Sr Teófilo, Sr Leonel, Manuel, Sr Raimundo, à Sra Atália, Sra Paula e a Sra Elisa.

Agradecer aos colegas do Departamento de Geologia, em particular a turma de 2012, aos meus amigos e a todos que directa ou indirectamente contribuíram para a concretização deste trabalho

DECLARAÇÃO DE HONRA

Eu, Aissa Leitão, declaro por minha honra que este projecto final que, no presente momento submeto ao Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade Eduardo Mondlane, em cumprimento dos requisitos para obtenção do grau de Licenciatura em Geologia, foi por mim elaborado e resulta da minha investigação e pesquisa e nunca foi apresentado para obtenção de qualquer outro grau académico.

Maputo, Março de 2024

Assinatura

(Aissa Leitão)

RESUMO

O Campo Pegmatítico do Licungo (CPL) é constituído por um agregado de corpos pegmatíticos estruturalmente controlados, implantados em rochas xistosas, granito-gneissicas e anfibolitos na margem oriental do Rio Licungo, no Distrito de Mocuba, Província da Zambézia.

Sendo estes pegmatitos da classe dos elementos raros e família NYF registam ocorrência de elementos de terras raras, importantes recursos no actual contexto mundial do desenvolvimento tecnológico e de transição energética. É objectivo no presente trabalho, aferir a ocorrência e formas de ocorrência dos elementos de terras raras nas rochas encaixantes proximais à intrusão pegmatítica. Para além disso, consideram-se as terras raras, particularmente as leves (TRL), afins a rochas félsicas e que por via de fraccionação poderiam concentrar essas TRL nos granitóides encaixantes de Licungo.

Tendo importância geológica, os ETR foram usados para o estudo dos processos de diferenciação das rochas hospedeiras. Para tal a composição química de ETR nas rochas encaixantes foi determinada com base na espectrometria de massa acoplada a plasma indutivo (ICP-MS) e a concentração de elementos maiores (sílica) com base na fluorescência de raio X no Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG).

Para estudar as tendências geoquímicas foram contruídos diagramas binário e “spider” com o uso do Software CGDKit. Foram usadas também amostras de lâminas delgadas para a caracterização petrográfica com vista a identificar minerais acessórios que são os que concentram ETRs. Das observações das rochas félsicas, observou-se que a mineralogia das rochas é formada essencialmente por plagioclase, quartzo, microclina, biotite anfíbolos e minerais acessórios destacáveis a clorite, titanite, alanite e minerais opacos.

A titanite e esfena são, possivelmente, os principais responsáveis pelos elevados teores de ETRL nas rochas encaixantes félsicas.

Da projecção e interpretação dos diagramas com base nos dados composicionais, constata-se que as rochas encaixantes félsicas registaram dois eventos evolutivos que se manifestaram na distribuição dos ETR, nomeadamente, a cristalização fraccionada e, depois, a reabertura do sistema movida pela instalação dos pegmatitos do Licungo.

Apesar de se encontrar vários minerais hospedeiros de ETR nos pegmatitos do Licungo, a sua ocorrência nas rochas encaixantes é rara. Somente a allanite e titanite foram observados, num único corpo pegmatítico.

Deve-se atentar que embora os resultados químicos mostrem concentrações de ETR na maioria das amostras, os minerais portadores destes elementos encontram-se em percentagens reduzidas sugerindo não terem sido atingidos os patamares de cristalização destas rochas encaixantes, ao contrário do que acontece com os pegmatitos do Licungo.

Palavra-chave: Elementos de terras raras, rochas encaixantes, tendências geoquímicas, campo pegmatítico do Licungo.

INDICE

DEDICATÓRIA.....	I
AGRADECIMENTOS	II
DECLARAÇÃO DE HONRA.....	III
RESUMO.....	IV
INDICE DE FIGURAS.....	VIII
INDICE DE TABELAS.....	X
TABELA EM ANEXO.....	X
LISTA DE ABREVIATURAS.....	XI
Abreviatura de minerais	XI
CAPITULO I: INTRODUÇÃO.....	1
1.0. Contextualização.....	1
1.2. Objectivos.....	3
1.2.2. Objectivos específicos	3
1.3. Metodologia	3
1.3.1. Trabalho preparatório	3
1.3.2. Trabalho experimental.....	4
1.3.3. Tratamento de dados	4
1.3.4. Elaboração do relatório final.....	5
CAPITULO II: BASE TEÓRICA	6
2.1. Definição e aplicações Industriais de ETRs.....	6
2.2. Importância petrogenética dos ETRs	7
2.3. Ocorrência dos ETR nas rochas	8
2.4. Génese dos pegmatitos.....	9
2.5. Sistemas granito-pegmatito.....	10

2.6. Classificação dos pegmatitos	11
CAPITULO III: ENQUADRAMENTO DO CAMPO PEGMATITICO DO LICUNGO	14
3.1. Situação geográfica	14
3.2. Enquadramento geológico.....	14
3.2.1.2. Grupo de Molócuè.....	17
3.2.1.3. Suíte de Culicui	17
3.2.2. Complexo de Mugeba	18
3.3. Enquadramento estrutural e Morfologia dos pegmatitos do Licungo	19
3.3.1. Corpo pegmatítico do Ígaro.....	20
3.3.2. Corpo pegmatítico do Mugulama	21
3.3.3. Corpo pegmatítico do Melatube	22
3.3.4. Corpo pegmatíticos do Careca e Scheelite	22
3.3.5. Corpo pegmatítico do Vila Maior.....	23
CAPITULO IV : APRESENTAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS.....	26
4.1. Petrografia das rochas encaixantes.....	26
4.1.1. Gneisse granítico migmatítico.....	26
4.1.2. Gneisse ultramáfico.....	33
4.1.3. Anfibolito	34
4.2. Tendências geoquímicas definidas pelos ETR.....	36
CAPITULO V: DISCUSSÃO DE RESULTADOS	46
CAPITULO VI : CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	49
6.0. Conclusões	49
6.1. Recomendações	50
CAPITULO VII : REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	51
ANEXO.....	55

INDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização geográfica da área de estudo. Fonte:Produzido através do software Sistemas de Informação Geográfica (SIG), versão ArcMap 10.5.	14
Figura 2: Mapa a representar os blocos tectónicos do Sudeste de África, incluindo o Cinturão de Moçambique. (Adaptado de Hanson, 2003 em Cronwright, 2005).	16
Figura 3: Mapa geológico regional simplificado da área de estudo, ilustrando as diversas unidades litológicas e os pontos de amostragem (Adaptado de Moiana 2016).	19
Figura 4: Localização dos corpos pegmatíticos (Adaptado de Moiana 2010).	20
Figura 5: Modelos morfológicos e estruturais do corpo pegmático do Igaro. Kfs – feldspato potássico; Grt – granada; Ms – moscovite; Ap – fácies aplítica; Peg – fácies pegmatítica; Ab – albite; Qtz – quartzo; Ac – acessórios incluindo minérios e gemas (Gomes, 2006).	21
Figura 6: Modelos morfológicos e estruturais do corpo pegmático do Mugulama. Kfs – feldspato potássico; Grt – granada; Ms – moscovite; AP – fácies aplítica; Peg – fácies pegmatítica; Ab – albite; Qtz – quartzo; AC – acessórios incluindo minérios e gemas (Gomes, 2006).	21
Figura 7: Modelos morfológicos e estruturais do corpo pegmático de Melatube. Kfs – feldspato potássico; Grt – granada; Ms – moscovite; AP – fácies aplítica; PEG – fácies pegmatítica; Ab – albite; Qtz – quartzo; AC – acessórios incluindo minérios e gemas. (Gomes, 2006).	22
Figura 8: Modelos morfológicos e estruturais do corpo pegmático de Careca. Kfs – feldspato potássico; Grt – granada; Ms – moscovite; AP – fácies aplítica; PEG – fácies pegmatítica; Ab – albite; Qtz – quartzo; AC – acessórios incluindo minérios e gemas (Gomes, 2006).	23
Figura 9: Modelos morfológicos e estruturais do corpo pegmático de Vila Maior. Kfs – feldspato potássico; Grt – granada; Ms – moscovite; AP – fácies aplítica; PEG – fácies pegmatítica; Ab – albite; Qtz – quartzo; AC – acessórios incluindo minérios e gemas (Gomes, 2006).	24
Figura 10: Microfotografia ilustrativa de gneisse granítico, captada em MOLT, Qtz-quartzo, Kfd-feldspato potássico, Mic-Microclina, Bt-Biotite, Tit-Titanite, Aln-Alanite e Op-minerais opacos, em nicos cruzados.	27
Figura 11: Microfotografia ilustrativa de gneisse granítico, captada em MOLT, Qtz-quartzo, Kfd-feldspato potássico, Mic-Microclina, Bt-Biotite, Tit-Titanite, Aln-Alanite e Op-minerais opacos em nicos paralelos.	28

Figura 12: Domínios do gnaiss granítico com textura porfiróide, Qtz-Quartzo, Anf-Anfibola, observados em nícois cruzados.....	29
Figura 13: Domínios do gnaiss granítico com textura porfiróide, Qtz-Quartzo, Anf-Anfibola, observados em nícois paralelos.....	30
Figura 14: Traços de instabilidade química da fácies gneissica, em MOLT. A) Secção da plagioclase que denota instabilidade química. B) Processo de seritização, nícois cruzados.....	31
Figura 15: Fotografia ilustra o relevo positivo da titanite, Qtz-Quartzo, Anf-Anfibola em nícois cruzados.	33
Figura 16: Natureza dos minerais quartzo, plagioclase e biotite em gneiss ultramáfico, Qtz-Quartzo, Bt-Biotite em nícois paralelos.....	34
Figura 17: Microfotografia que ilustra a textura alotriomorfica granular em um anfibolito quartzoso, com indício de cloritização da anfíbola, Anf-Anfibola, Qtz-Quartzo, Bt-Biotite em nícois cruzados.....	35
Figura 18: Fotografia de anfibolito de Melatube, com evidências da cloritização das anfíbolas, Anf-Anfibola, Qtz-Quartzo em nícois cruzados.	36
Figura 19: Diagramas de Harker para os ETRL.	39
Figura 20: Diagramas de Harker para os ETR de referência. A. Correlações entre a sílica e La, paradigmáticas das correlações entre as TRL e sílica. B. Diagrama de Harker para Tm, que é paradigmático das correlações entre as TRP e sílica.	41
Figura 21: Diagramas de Harker para os ETRP	42
Figura 22: Diagrama de ETRs normalizadas a composição de condritos (Boyton, 1984).....	44
Figura 23: Diagrama de ETRs normalizadas à composição de condritos (Boyton, 1984).....	44

INDICE DE TABELAS

Tabela 1. Classificação simplificada de pegmatitos baseado em Černý 1991b.....	11
Tabela 2. Classificação petrogenética de pegmatitos graníticos de derivação plutônica, segundo Černý e Ercit (2005).....	13
Tabela 3. Resumo das principais mineralizações e minerais acessórios dos pegmatitos do Licungo	24
Tabela 4. Dados das análises químicas de elementos de terras raras leves e elementos de terras raras pesados	32

TABELA EM ANEXO

Anexo 1: Coordenadas (UTM) das amostras colhidas na área de estudo.....	56
--	----

LISTA DE ABREVIATURAS

COM- Cinturão Orogénico Moçambicano

CPL- Campo pegmatítico do Licungo

ETR- elementos de terras raras

ETRP- Elementos de terras raras pesados

ETRL- Elementos de terras raras leves

CGDKit- Geochemical Data toolkit

FEL -Faixa de Empurrão do Lúrio

FRX- Fluorescência de Raio X

ICP-MS- Espectrometria de massa indutivamente acoplada

MB-Mozambique Belt

Abreviatura de minerais

Aln-alanite

Anf-Anfíbola

Bt-Biotite

Chl-Clorite

Qtz-Quartzo

Mic-Microclina

Pl-Plagioclase

Ttn- Titanite

Op-Opaco

CAPITULO I: INTRODUÇÃO

1.0.Contextualização

Em Moçambique reportam-se ocorrências de pegmatitos nas Províncias de Tete, Manica, Sofala, Zambézia, Nampula, Cabo Delgado e Niassa (Moiana, 2010; Gemusse, 2014). Os pegmatitos da Zambézia são de longe os mais conhecidos por terem sido objectos de lavra mineira e de investigação alargada e por possuírem reservas minerais comprovadas, diferente das restantes províncias onde a informação sobre as ocorrências e mineralizações é muito escassa.

Nesta província (Zambézia) destacam-se os Distritos Pegmatíticos do Alto Ligonha (Naípa, Namacotche, Gilé, Marropino e Morrua), Lugela (Munhamade) e Mocuba (Licungo) pela sua complexa mineralogia e enriquecimento em metais raros (Moiana, 2010).

O Campo Pegmatítico do Licungo (CPL) é constituído por um agregado de corpos pegmatíticos estruturalmente controlados, implantados em rochas xistosas, gneisses e anfibolitos, na margem oriental do Rio Licungo, no Distrito de Mocuba, Província da Zambézia (Moiana, 2010). Trata-se de pegmatitos da classe de elementos raros, família NYF (classificação de Černý, 1991) tendencialmente enriquecidos em metais raros, incluindo lantanídeos.

As rochas encaixantes, hospedeiras destes pegmatitos, são essencialmente de composição granítica a anfibolítica, sujeitas a diferentes graus de metamorfismo de contacto a regional (Moiana, 2016). Tendo os pegmatitos mineralizações dos elementos de terras raras, é provável que antes, durante e/ou após a intrusão pegmatítica, possa ter havido, a troca destes constituintes entre o compósito pegmatítico e as respectivas rochas encaixantes. Neste caso,

- i) A fraccionação prévia à formação dos pegmatitos, das rochas encaixantes de composição granítica poderá ter conduzido ao enriquecimento em elementos de terras raras no hospedeiro;
- ii) O mesmo efeito poderia ser provocado por contaminação/metassomatismo do fluido magmático, levando á mineralização em ETR nestes materiais hospedeiros.

Estas duas possibilidades são testadas no presente trabalho.

A expressão geoquímica dos Elementos de Terras Raras (ETR) neste campo pegmatítico foi, já, alvo de estudo por Moiana (2010, 2012, 2014, 2016), tendo identificado concentrações

significativas destes elementos, chegando a formar fases próprias como lantanite, monazite, xenotima e euxenite. As manifestações de ETR estendem-se a fases em que são acessórios, mesmo assim, identificando-se elevadas concentrações destes ETR em apatite e granada. A granada, por exemplo, incorpora até 10% de Ce_2O_3 e 3% de La_2O_3 , que são níveis de concentração raros, não encontrados na literatura.

Algumas análises composicionais das rochas encaixantes foram tratadas em Moiana (2016), havendo, ainda, uma série de dados analíticos não processados, e uma série de lâminas delgadas recentes, que passam a ser alvos de tratamento no presente trabalho. Pretende-se, assim, estudar a especiação dos ETR e verificar os níveis de concentração destes elementos nas rochas encaixantes do CPL. Para além disso, o trabalho lança aproximações sobre a evolução geoquímica das rochas do CPL.

Esta abordagem é alicerçada na importância, não só geológica que os ETR representam, mas também económica. Este trabalho é o reflexo da necessidade de continuar com os estudos pois, a identificação das concentrações de ETR em materiais geológicos pode contribuir para a atracção do interesse de geocientistas, de académicos e de investidores focados na exploração destes recursos.

1.2. Objectivos

São os seguintes os objectivos do presente trabalho

1.2.1. Objectivos gerais

Descrever a especiação dos ETR nas rochas encaixantes do CPL e usar a sua composição química de forma aplicada à dedução da evolução dos compósitos magmáticos.

1.2.2. Objectivos específicos

- ❖ Determinar a composição mineralógica geral das amostras de rochas encaixantes dos pegmatitos;
- ❖ Identificar os minerais acessórios, potenciais concentradores de ETR nas rochas encaixantes;
- ❖ Elaborar diagramas de variação através dos indicadores geoquímicos da diferenciação magmática baseados em ETR, e estudar a evolução do magma.

1.3. Metodologia

O trabalho obedeceu às seguintes etapas: trabalho preparatório, trabalho experimental, tratamento dos dados e elaboração do relatório final.

1.3.1. Trabalho preparatório

O trabalho consistiu de pesquisas bibliográficas, que conduziram à extracção de informações geológicas, petrológicas e geoquímicas relevantes. A consulta baseou-se na leitura de livros, artigos científicos, monografias, dissertações de mestrado, teses de doutoramento, relatórios de geologia geral e geoquímica, pesquisa na internet, consulta de mapas e notícias explicativas das cartas geológicas na escala 1:250 000, disponíveis nas bibliotecas do Departamento de Geologia da Universidade Eduardo Mondlane e da Direcção Nacional de Geologia e Minas (DNGM).

Os mapas foram submetidos ao processamento em Sistemas de Informação Geográfica (SIG), versão ArcMap 10.5.

1.3.2. Trabalho experimental

Duas fases de trabalho experimental se destacam:

Fase I-Dados experimentais herdados

A colecta de amostras de rochas foi realizada por um dos supervisores deste trabalho, tendo sido parcialmente processadas e divulgadas (Moiana, 2012, 2014, 2016). A Figura 1 mais adiante ilustra a localização dos pontos de amostragem e a sua posição em relação aos principais corpos pegmatíticos aflorantes em Licungo.

Fase II-Dados experimentais de colheita propria

Para a caracterização petrográfica, foram preparadas lâminas delgadas das rochas encaixantes do Campo Pegmatítico do Licungo. Posteriores observações foram feitas através do microscópio óptico de luz transmitida que permitiu a identificação dos minerais essenciais e acessórios presentes, particularmente os portadores de ETR, bem como as respectivas alterações mineralógicas. Tal estudo petrográfico foi efectuado no Laboratório de Microscopia do Departamento de Geologia da UEM.

Ao todo foram realizadas descrições petrográficas de 21 amostras de rochas encaixantes, através do microscópio óptico de luz transmitida, de modelo Leica e as microfotografias foram obtidas por intermédio da câmara fotográfica acoplada ao microscópio petrográfico.

1.3.3. Tratamento de dados

As composições químicas de 21 amostras de rochas encaixantes foram projectadas em diagramas, elaborados com o recurso ao Software GCDKit (Geochemical Data toolkit) associado ao programa estatístico R 3.2.1. Gráficos e diagramas geoquímicos para a obtenção das tendências geoquímicas foram feitos, usando como indicadores as concentrações dos elementos de terras raras que são muito mais efectivos na avaliação da evolução e diferenciação das rochas por serem imóveis (Jenner, 1996).

Os dados petrográficos e a química de rocha total foram analisados, tendo oferecido subsídios para a realização de consequentes discussões e interpretações.

1.3.4. Elaboração do relatório final

Esta foi a fase de apresentação e discussão dos dados petrográficos das rochas e dos resultados das tendências geoquímicas, que suportaram a elaboração do relatório final.

CAPITULO II: BASE TEÓRICA

2.1. Definição e aplicações Industriais de ETRs

Elementos de terras raras compreendem 15 elementos químicos com número atômico que varia de 57 (lantânio) a 71 (lutécio), também referidos como lantanídeos. O ítrio com número atômico 39, e o escândio com número atômico 21, são incluídos no grupo dos ETR porque apresentam propriedades químicas e físicas similares às de lantanídeos.

Os ETR são divididos em dois grupos, tomando como base as suas propriedades físicas e químicas e o seu raio iônico, designando-se: elementos de terras raras leves (ETRL) ao lantânio (La), cério (Ce), neodímio (Nd), promécio (Pm), samário (Sm), e európio (Eu), e elementos de terras raras pesadas (ETRP) ao gadolínio (Gd), térbio (Tb), disprósio (Dy), hólmio (Ho), érbio (Er), túlio (Tm), itérbio (Yb), lutécio (Lu), ítrio (Y), e escândio (Sc).

Quanto à sua aplicação destaca-se o uso de ETR na produção de energias renováveis, na refinação de petróleo, em aplicações metalúrgicas, na fabricação de laser e na fabricação de produtos de tecnologia de ponta como: catalisadores, telas de computadores, turbinas eólicas, painéis solares, veículos híbridos, motores de aviões a jato, componentes de cápsulas espaciais e satélites, fibras ópticas, dentre outros (Santos, 2014).

Algumas aplicações são específicas. Por exemplo, os cristais-líquidos usados nos monitores dos computadores e televisores empregam Eu, e nenhum substituto é conhecido. O óxido de Ce é único como agente de polimento para vidros e lentes especiais. As propriedades físico-químicas e o estado de oxidação, em soluções aquosas, do óxido de Ce influenciam na acção de polimento (Santos, 2014).

O Y, La, Ce, Eu, Gd e Tb são usados na produção de lâmpadas fluorescentes de eficiência energética. As baterias recarregáveis de lantânio-níquel-hidreto (La-Ni-H) estão gradualmente a substituir as baterias de níquel-cádmio (Ni-Cd) nos computadores, o que reduz significativamente o consumo de energia e emissões de CO₂ (Santos, 2014).

2.2. Importância petrogenética dos ETRs

Os ETR são os mais úteis de todos os elementos traços e seus estudos têm importantes aplicações na petrologia ígnea, sedimentar e metamórfica, pois, permitem a obtenção de importantes informações sobre a origem, evolução e fontes dessas rochas.

Os ETR possuem propriedades químicas e físicas semelhantes, e estado de valência 3^+ , com exceção do Ce^{4+} e Eu^{2+} . As diferenças que existem no comportamento químico e físico dos ETR são uma consequência do pequeno, mas significativo, decréscimo no raio iônico com o aumento do número atômico (Figueiredo, 1985).

Essa importante característica dos lantanídeos é conhecida como contracção lantanídea. A principal causa da contracção é o efeito electrostático associado com o aumento da carga nuclear pelos electrões 4f. Este fenómeno é usado na geoquímica para estudar a génese de suítes de rochas e processos petrológicos (Figueiredo, 1985).

Nas rochas ígneas, os processos de fusão parcial e de cristalização fraccionada levam a um enriquecimento relativo de ETRL na fase líquida de sistemas silicáticos cristal-líquido, havendo, deste modo, um enriquecimento em ETRL nas rochas crustais, particularmente nas mais félsicas, os minerais que participam nesses processos produzem efeitos característicos nos padrões de ETR das fusões permitindo a identificação de sua actuação (Figueiredo, 1985).

As rochas sedimentares mostram pequenas variações em seus padrões de distribuição de ETR, sugerindo a sua fraca fraccionação face aos processos superficiais (Figueiredo, 1985). O conteúdo de ETR em sedimentos clásticos reflecte, portanto, a composição das áreas fonte submetidas à erosão, e a variação de seus padrões de ETR no tempo geológico (Figueiredo, 1985).

A imobilidade dos ETR em processos sedimentares também se verifica durante o metamorfismo, podendo fornecer valiosas informações a respeito dos materiais pré-metamórficos (Figueiredo, 1985). Os ETR têm sido também utilizados como monitores de modificações químicas envolvidas em depósitos hidrotermais (Figueiredo, 1985).

2.3. Ocorrência dos ETR nas rochas

A distribuição de ETR nas rochas pode ocorrer tanto nos minerais principais (também denominados minerais formadores de rocha ou minerais essenciais), quanto nos minerais acessórios, presentes nas rochas em quantidades menores que 1%. (Clark 1984) descreve o comportamento dos ETR nos diferentes tipos de rochas e em seus minerais:

Rochas ígneas: podem conter algumas centenas de ppm de lantanídeos distribuídos nos minerais principais e/ou nos minerais acessórios;

Considerando o coeficiente de distribuição entre o mineral e a matriz, nas rochas basálticas, verifica-se que, entre os minerais principais, são as anfíbolas e as clinopiroxenas cálcicas que apresentam os maiores valores; os minerais do grupo dos feldspatos apresentam, invariavelmente, uma anomalia positiva de európio. A estrutura de um feldspato é tal que o Eu^{2+} é rapidamente captado, resultando em excesso de Eu no mineral relativamente a outros ETR (Da Silva 2013).

Nas rochas graníticas os ETR estão concentrados principalmente em minerais acessórios como allanite, titanite, zircão e do grupo da apatite, os quais tendem a concentrar os ETRL. Dentre os minerais principais, os da série das plagioclases, os do grupo dos feldspatos potássicos e a biotite, nesta ordem, actuam como hospedeiros para os ETR remanescentes (Da Silva 2013).

Nas rochas sedimentares, os argilominerais, geralmente abundantes nessas rochas, apresentam teores de ETR muito mais elevados que os carbonatos e o quartzo presentes naquelas rochas podendo, portanto, concentrar todo o conteúdo dos ETR da rocha. Os filossilicatos (argilas e micas) não concentram os ETR nas rochas ígneas, mas os adquirem através da superfície de adsorção, à medida que as argilas se desenvolvem durante o processo de intemperismo (Da Silva 2013).

Nas rochas metamórficas dentre os minerais típicos das rochas metamórficas os do grupo das granadas são fortes concentradores de ETR. Estudos a cerca do comportamento de ETR em algumas rochas metamórficas mostram que os ETRP concentram-se nas granadas e os ETRL em

piroxenas. Importantes concentrações de ETR ocorrem em minerais acessórios como a monazite e apatite (Clark, 1984).

2.4. Gênese dos pegmatitos

London (2008) resume a definição de pegmatito como sendo uma rocha essencialmente ígnea, comumente de composição granítica, distinguida de outras rochas por sua granulometria extremamente grandes, porém, às vezes muito variável, com uma abundância de cristais com hábito gráfico, ou de forte crescimento direccional (London, 2008).

O estudo da gênese dos pegmatitos é extremamente complexo, havendo inúmeras teorias usadas para tentar explicá-la, existem ainda algumas incertezas quanto aos processos geradores, quer dos magmas pegmatíticos quanto dos posteriores processos internos de evolução (Queiroz, 2010).

Dentre as várias teorias que procuram explicar a gênese dos pegmatitos, as mais aceites são aquelas relacionadas a processos metassomáticos, recristalização, segregação, injeccção ou combinação entre esses processos (Queiroz, 2010).

No modelo de London (2008) os corpos menos diferenciados localizam-se mais próximo ao granito, enquanto aqueles com maior concentração de elementos raros ocorrem a uma distância maior. Essa distância está relacionada com a estabilidade termal da composição do magma, ou seja, fusões com menores temperaturas e baixas viscosidades, que resultam da maior concentração em elementos fluxantes à medida que o magma é fraccionado migram para mais longe (Černý, 1991).

Em um segundo modelo petrogenético, os pegmatitos se originam da fusão parcial directa de metassedimentos, como sequências evaporíticas ricas em elementos fluxantes (B e Li) e outros elementos incompatíveis, sem a necessidade de magmas graníticos parentais (Queiroz, 2010). Essa hipótese petrogenética poderia explicar casos em que não há um padrão de zoneamento entre pegmatitos estéreis e enriquecidos, ou relação com um granito parental (Černý, 1991).

Outros autores sugerem como gênese para pegmatitos de mineralogia mais complexa, um magma silicático rico em voláteis como F, B, Li, e CO₂ e elementos raros como Be, Cs, Nb, Ta e Sn, prevalentes até ao estágio final de cristalização de um magma granítico que arrefece singéneticamente ou epigéneticamente (Queiroz, 2010).

2.5. Sistemas granito-pegmatito

Quando se encontra um pegmatito, há uma tendência de se localizarem granitos à volta e estudar-se possíveis relações de parentesco entre eles (Moiana 2016). As relações de filiação entre pegmatitos e granitos podem identificar-se através de traços geoquímicos e mineralógicos, mas podem ser melhor estabelecidas com base em dados cronológicos. Zagorsky & Makagon (2013) identificam 4 tipos de sistemas granito-pegmatito seguintes:

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 – 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 – quando existe relação espacial e genética próxima de pegmatito com um ou outro plutão granítico. A transição gradual observada entre granito de duas micas e pegmatito granítico tem sido referenciada como um indicador deste sistema.

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

2.6. Classificação dos pegmatitos

Existem várias classificações para pegmatitos que podem estar relacionados à origem, profundidade de intrusão, grau de metamorfismo, elementos constituintes, etc. Landes (1933) foi o responsável pelo primeiro esquema de classificação que separava os pegmatitos em simples (de origem puramente ígnea) e complexos, registrando estes últimos, abundância em minerais raros atribuídos à origem hidrotermal.

Dentre todas as classificações existentes, uma das mais utilizadas é a proposta por Černý (1991 b), que divide os pegmatitos em quatro classes, nomeadamente Abissal, Moscovite, Elementos raros e Mirolíticos (Tabela 1).

Tabela 1. Classificação simplificada de pegmatitos, baseada em Černý 1991b (Moiana 2012).

Classe	Abissal	Moscovite	Elementos raros		Miarolíticos
Família	-	-	LCT	NYF	NYF
Elementos tracos Típicos	U, Th, Zr, Nb, Ti, Y, ETR, Mo (Mineralização pobre a moderada)	Li, Be, Y, ETR, Ti, U, Th, Nb>Ta, mineralização pobre a moderada, micas e minerais cerâmicos	Li, Rb, Cs, Be, Ga, Nb, Ta, Sn, Hf, B, P, F. Mineralização pobre a abundante, minerais industriais e de gemas	Y, ETR, Ti, U, Th, Zr, Nb>Ta, F, mineralização pobre a abundante, minerais de cerâmica	Be, Y, ETR, Ti, U, Th, Zr, Nb>Ta, F. Mineralização pobre, gemas
Ambiente metamórfico	Anfibolito alta até fácies Granulítica	Alta pressão, fácies Barroviano	Baixa pressão, fácies xisto-verde alta a anfibolítica	Variável	Superficial a subvulcânico

	de baixa a alta pressão	(cianite,sillimanite)	(andaluzite,sillimanite)		
Posição em relação ao granito	Nenhuma (segregações do leucossoma anatético)	Nenhuma (corpos anatéticos), marginal e exterior	Interior, marginal ou exterior	Interior a marginal	Interior a marginal
Feições Estrutural	Veios transversais obedientes a mobilização	Semi-concordante a transversais	Semi-concordantes a transversais	<i>Pods</i> interiores, corpos exteriores concordantes a transversais	<i>Pods</i> interiores e diques transversais

Dentro da Classe de Elementos Raros há uma divisão em duas famílias, nomeadamente, LCT (pegmatitos enriquecidos em Lítio, Césio e Tântalo) e NYF (enriquecidos em Nióbio, Ítrio e Fluor). Černý (1991 b) divide ainda a Classe de Elementos Raros em vários tipos e subtipos, conforme as assinaturas geoquímicas e minerais típicos.

Uma outra classificação foi proposta por Černý e Ercit (2005) e difere da anterior por agrupar os pegmatitos conforme a petrogénese de sistema de famílias. Na Tabela 2 está representada essa classificação.

Tabela 2. Classificação petrogenética de pegmatitos graníticos de derivação plutônica, segundo Černý e Ercit, 2005

Família	Sub-classe de pegmatito	Assinatura geoquímica	Composição do pegmatito	Granitos associados	Composição do granito parental	Fonte
LCT	Elementos raros com Li e Mirolíticos com Li	Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ga, Ta>Nb, (B,P,F)	Peraluminoso a sub-aluminoso	Sin-orogénicos a tardiorogénicos	Peraluminoso, tipos S, I ou mistura dos dois tipos	Supracrustais de crosta média a superior empobrecidos em elementos raros e gnaisses do embasamento
NYF	Elementos de terras raras e Mirolíticos com elementos de terras raras	Nb>Ta, Ti, Y, Sc, REE, Zr, U, Th, F	Sub-aluminoso a metaluminosos	<i>Sin, tardi, pós,</i> principalmente anorogénicos	Peraluminosos a sub-aluminosos e metaluminosos, granitos tipo I e A	Granulitos de crosta média a inferior empobrecidos em elementos raros ou granitóides juvenis
MISTA	LCT e NYF	Mista	Metaluminoso a moderadamente peraluminoso	Pós-orogénico a anorogénicos	Sub-aluminoso a ligeiramente peraluminoso	Protólitos mistos ou assimilação de rochas supracrustais por granitos do tipo NYF

CAPITULO III: ENQUADRAMENTO DO CAMPO PEGMATITICO DO LICUNGO

3.1. Situação geográfica

A área de estudo localiza-se na região nordeste do país concretamente na província da Zambézia, distrito de Mocuba, ao longo das margens do Rio Licungo (figura 1).

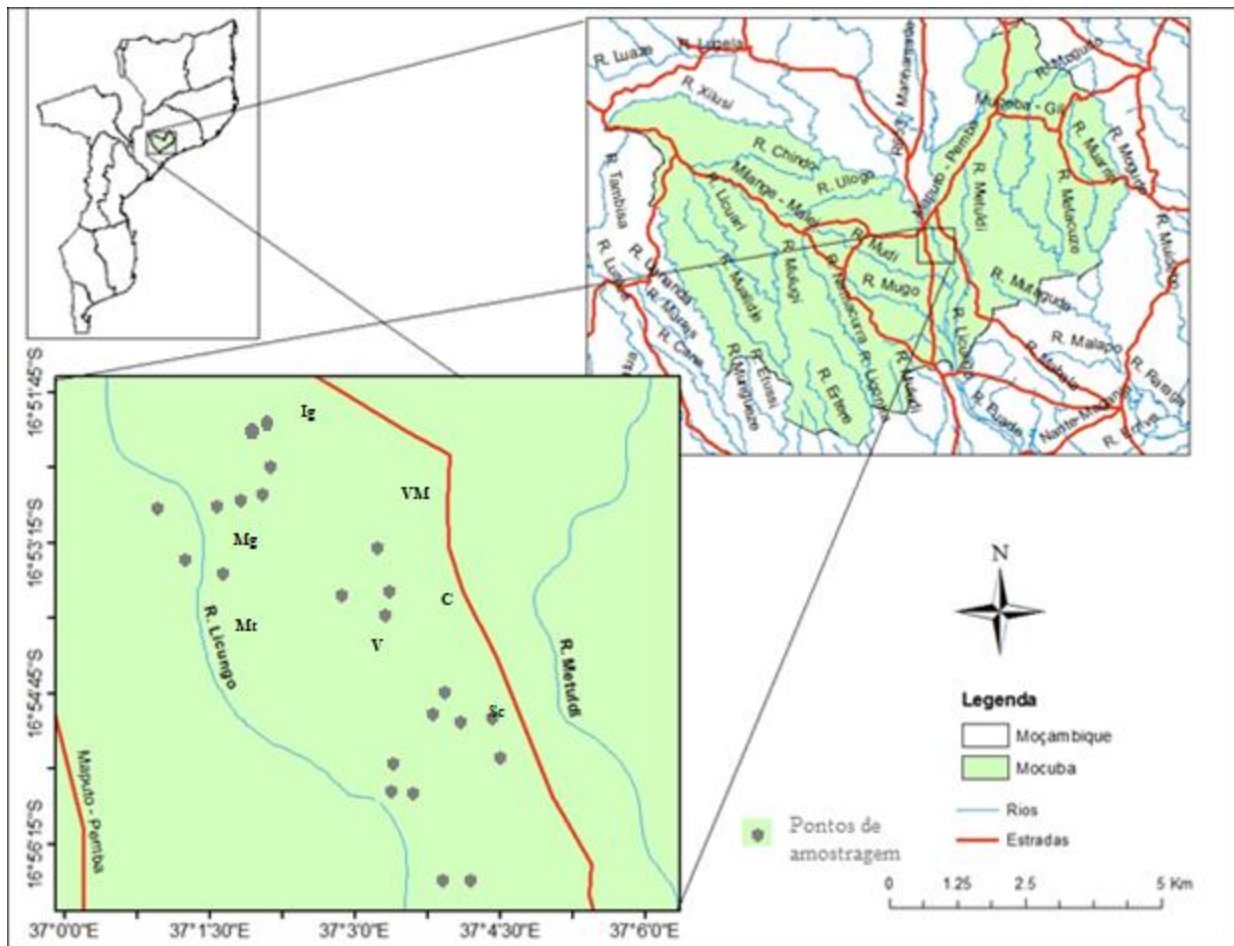


Figura 1: Mapa de localização geográfica da área de estudo. Fonte: Produzido através do software Sistemas de Informação Geográfica (SIG), versão ArcMap 10.5.

3.2. Enquadramento geológico

Em termo de enquadramento tectonoestratigráfico a área de estudo situa-se no Cinturão Orogénico Moçambicano (COM), também designado Mozambique Belt (MB) (Cronwright, 2005).

Trata-se de um cinturão com direcção aproximada N-S, exposta no flanco oriental do Cratão da Tanzânia, estendendo-se a partir do norte do Kenya, Uganda e Etiópia, para Sul até Moçambique, (Figura 2) onde ocupa o flanco oriental do Cratão do Zimbabwe (Cháuque, 2012).

Holmes, em 1951 reconheceu o COM como sendo a maior descontinuidade estrutural na margem este de África e datou a orogenia moçambicana em cerca de 1.3 Ga. Mais tarde, verificou que este cinturão fora fortemente afectado por evento termo tectónico Pan-africano (Cronwright, 2005).

O COM é considerado por muitos pesquisadores como resultado da amalgamação do Gondwana Este e Oeste (Wilson et al 1997), composto principalmente por material do Mesoproterozóico e Neoproterozóico retrabalhado durante a Orogenia Pan-africana (Cronwright 2005). Assim, a região é constituída principalmente por gneisses polideformados de alto grau metamórfico que são atravessados por numerosas estruturas de Mesoproterozóico a Neoproterozóico.

No nordeste de Moçambique, o COM compartimenta-se em diferentes agrupamentos litológicos com destaque para os complexos de Nampula, Nairoto, meluco e Marrupa.

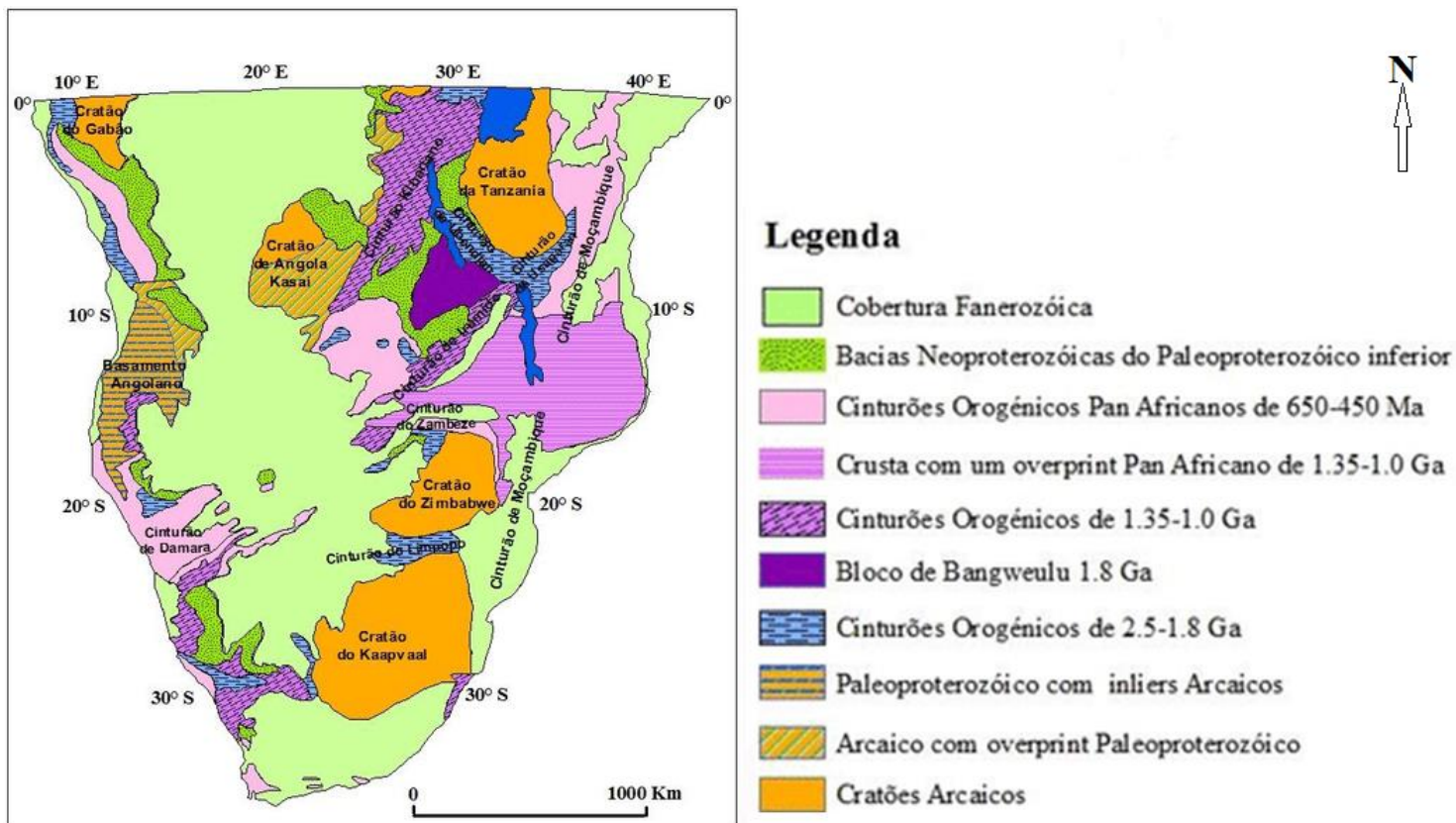


Figura 2: Mapa a representar os blocos tectónicos do Sudeste de África, incluindo o Cinturão de Moçambique. (Adaptado de Hanson, 2003 em Cronwright, 2005).

3.2.1. Complexo de Nampula

A área de estudo enquadra-se dentro do complexo Mesoproterozóico de Nampula que é uma subdivisão tectónico-estratigráfica do Cinturão Orogénico de Moçambique, que se situa a Sudeste do Cinturão Granulítico do Lúrio (Lúrio Belt) com direcção WSW – ENE (CGS, 2006). Inclui-se, na área, litologias do Complexo de Mugeba.

O complexo de Nampula compreende a Suíte de Mocuba, Grupo de Molócue, Gneisse de Rapale e Mamala e a Suíte de Culicui (GTK Consórcio, 2006).

3.2.1.1. Suíte de Mocuba

A Suíte de Mocuba é constituída por gneisses e migmatitos metavulcânicos e meta-plutónicos, heterogéneos, polideformadas e polimetamorfisados de composição tonalítica-granodiorítica-

trondjemítica (TTG), cuja composição teve lugar em ambiente de arco magmático (GTK Consórcio, 2006). Isto é confirmado por afinidades do tipo I, com composições sub alcalinas de acordo com Macey et al. 2006).

3.2.1.2. Grupo de Molócuè

O Grupo de Molócuè compreende uma grande variedade de tipos de rochas inter-acamadas e tectonicamente entre dobradas e entrefoliadas, incluindo rochas metavulcânicas félsicas e máficas, metamorfitos ultramáficos, gneisses meta-pelíticos e metapsamíticos, rochas quartzíticas e mármore e gneisses calco-silicatadas de menor importância.

Os metabasitos do Grupo de Molócuè são dominados por anfibolitos, mas incluem também metagabro, xistos com anfíbola, epídoto, piroxena e granada assim como xisto talcoso, xisto clorítico, antofilitico, epidotito, piroxenito, dunito (GTK Consórcio, 2006) e também gneisses talco-tremolíticos, fracamente magnetíticos (GTK Consórcio, 2006).

Leitos de anfibolitos encontram-se entreacamados, com gneisse quartzo feldspático (meta-riólito), com espessura de 15 – 150 cm. Isto ilustra a deposição parcialmente contemporânea de sequências extensas de rochas metavulcânicas félsicas e máficas, com a deposição de uma sucessão sedimentar há aproximadamente 1090 Ma (GTK Consórcio, 2006).

Em termos cartográficos, ocorrem **Gneisse de Rapale** (cerca 1095 Ma) – representado por Ortogneisse TTG e **Gneisse de Mamala** (cerca 1090 Ma), de fácies quartzo-feldspática (GTK Consórcio, 2006), na área de estudo (Figura 2).

3.2.1.3. Suíte de Culicui

Camadas e lentes concordantes de ortogneisses granitóides da Suíte de Culicui representam uma das unidades litológicas mais volumosas e comuns na sub-Província de Nampula. No campo, as rochas da Suíte de Culicui são distinguidas dos ortogneisses de Mocuba na base da cor,

composições graníticas a leucograníticas, um aparente episódio maior de deformação e uma natureza apenas fracamente migmatítica (GTK Consórcio, 2006).

O Consórcio GTK (2006) identificou no terreno, três unidades mapeáveis pertencentes à Suíte de Culicui: Charnoquite, gneisse ocelar e migmatito e o gneisse granítico a feldspato potássico, fortemente foliado.

Os granitos da Suíte de Culicui parecem ter-se desenvolvido como granitos anatéticos tardio pós-orogénicos do tipo A, possivelmente relacionados ao colapso da orogenia D1, há 1075 Ma (GTK Consórcio, 2006).

3.2.2. Complexo de Mugeba

O Complexo de Mugeba forma um klippe na parte ocidental do Cinturão de Lúrio (Figura 2). É constituído por uma série de gneisses granulíticos assentes sobre ortognaisses miloníticos a flaser que formam a base da estrutura (GTK Consórcio, 2006). Condições de metamorfismo de fácies anfibolítica foram localmente identificadas. O pico de metamorfismo de fácies granulítica foi atingido a 614 ± 8 Ma (Bingen et al., 2007).

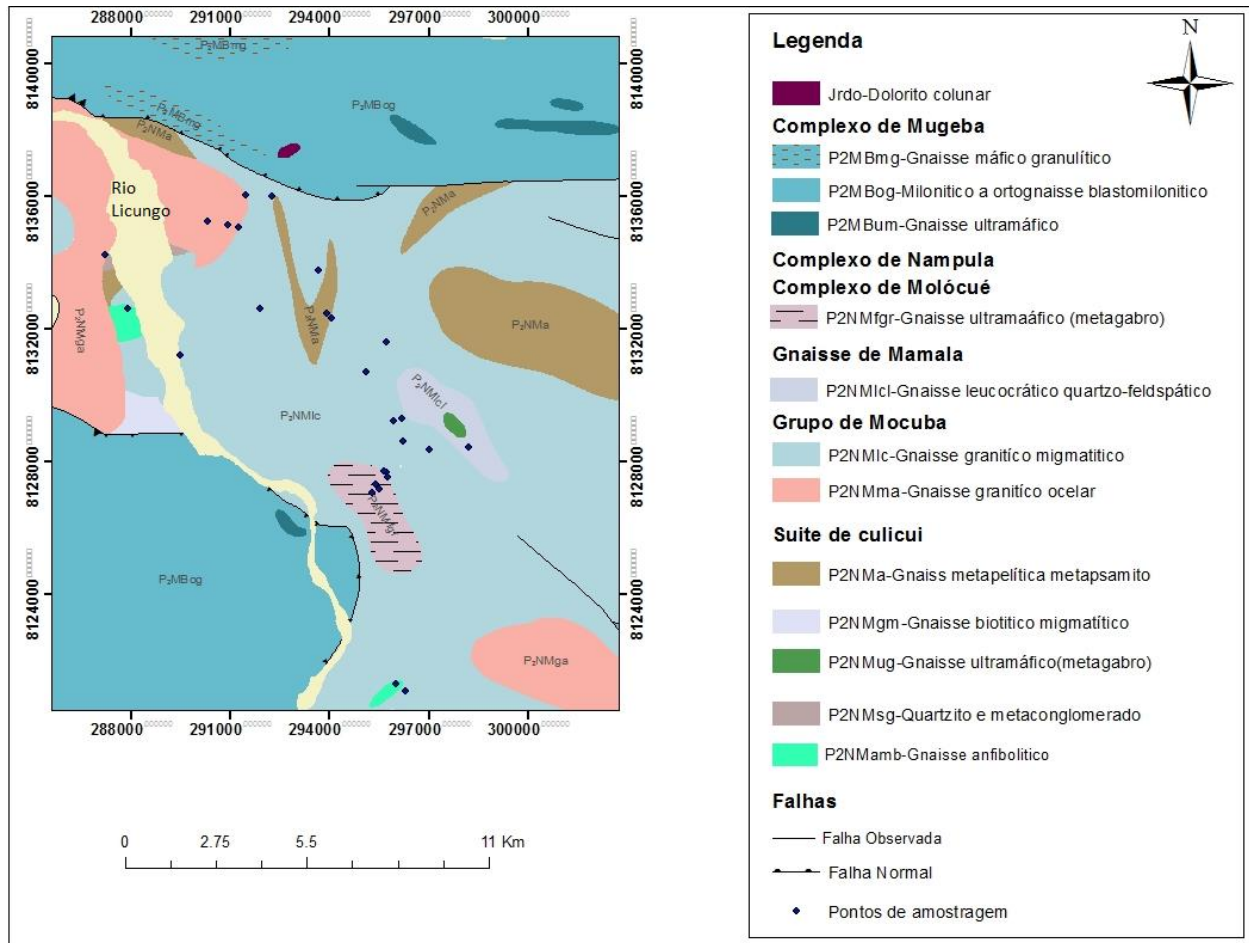


Figura 3: Mapa geológico regional simplificado da área de estudo, ilustrando as diversas unidades litológicas e os pontos de amostragem (Adaptado de Moiana 2016).

3.3. Enquadramento estrutural e Morfologia dos pegmatitos do Licungo

A instalação dos corpos pegmatíticos no Licungo está relacionada com domínios estruturais diferenciados, destacando-se o domínio Norte e o domínio Sul (Moiana, 2010).

No Domínio Norte predominam os pegmatitos de grandes dimensões, associados com a tectónica destensiva, estão identificados neste domínio três grandes corpos pegmatíticos – Vila Maior, Ígaro e Mugulama, no Domínio Sul de pequenas dimensões destacam-se os corpos pegmatíticos de Careca e Melatube (Figura 3) (Moiana, 2010).

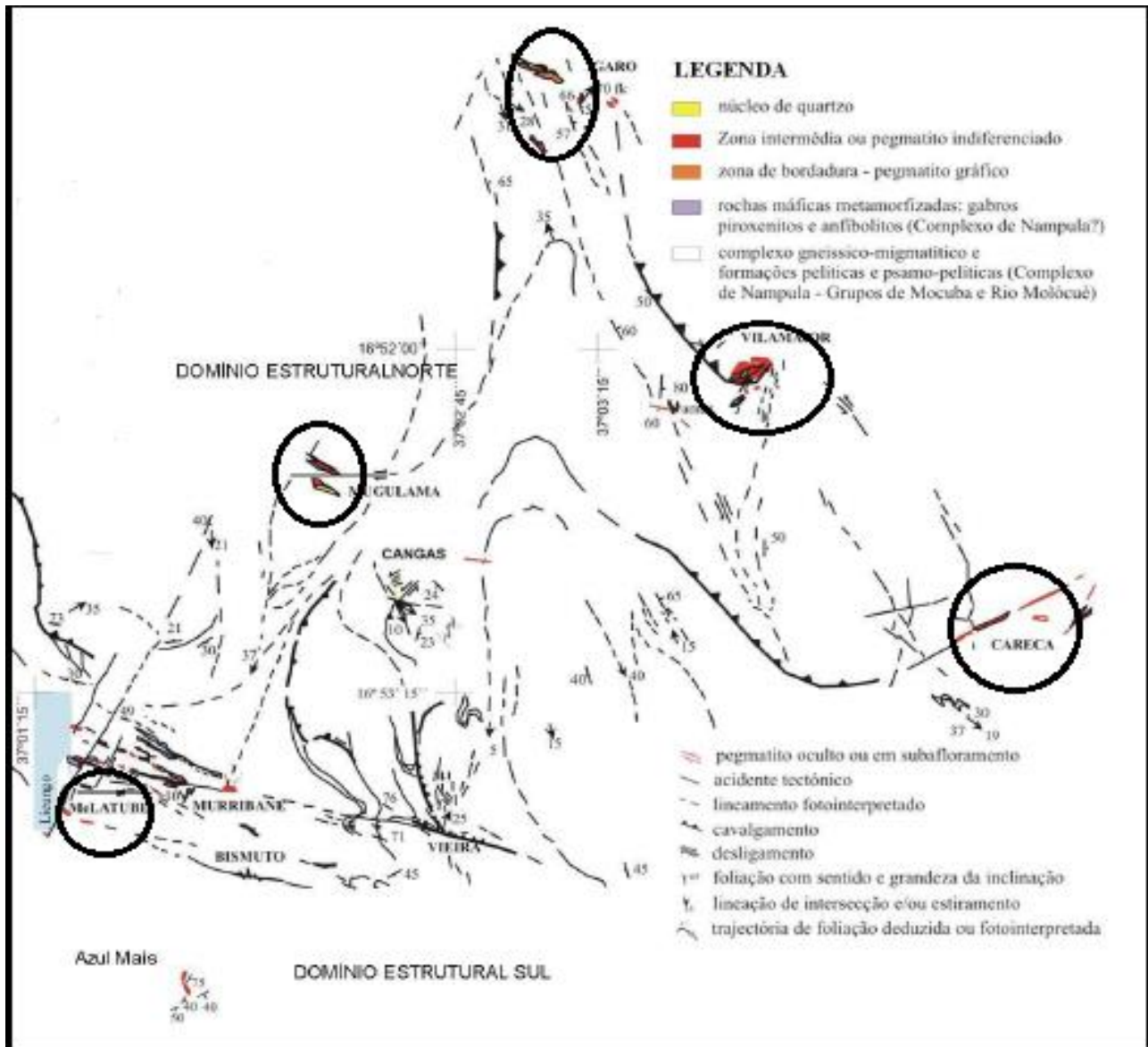


Figura 4: Localização dos corpos pegmatíticos (Adptado de Moiana 2010).

3.3.1. Corpo pegmatítico do Ígaro

O pegmatito do Ígaro localiza-se no extremo N do CP (Dias & Gomes, 2006). É um corpo lenticular, de grandes dimensões, portador de um zonamento caracterizado pela ocorrência dos minerais do grupo columbite-tantalite e intercrescimento gráfico entre quartzo e feldspatos na zona de bordadura (Figura 5). Grandes blocos de feldspatos peritéticos e quartzo constituem a zona

intermédia, o núcleo quartzoso apresenta transição cromática abrupta, de leitoso ao róseo, ocorrem, ainda, zonas de alteração mais ou menos albíticas e argílicas que podem ser consideradas unidades tardias. (Gomes, 2006).

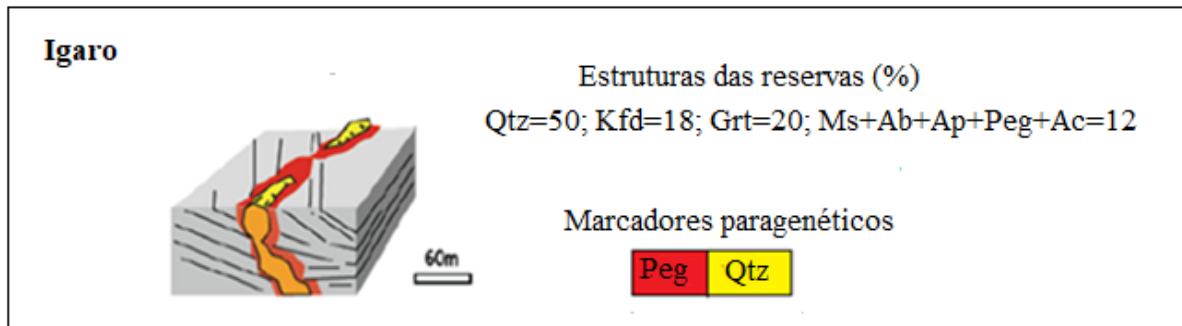


Figura 5: Modelos morfológicos e estruturais do corpo pegmático do Igaro. Kfs – feldspato potássico; Grt – granada; Ms – moscovite; Ap – fácies aplítica; Peg – fácies pegmatítica; Ab – albite; Qtz – quartzo; Ac – acessórios incluindo minérios e gemas (Gomes, 2006).

3.3.2. Corpo pegmatítico do Mugulama

O pegmatito de Mugulama é um corpo de grandes dimensões com nióbio-tantalatos que ocorrem na zona intermédia em associação com os feldspatos potássicos (Dias & Gomes, 2006). (Figura 6). Na zona de bordadura predomina o pegmatito gráfico e registam-se ocorrências locais de unidades quartzo-biotíticas, o núcleo é muito volumoso e é constituído por enormes blocos de quartzo leitoso a hialino (Dias & Gomes, 2006).

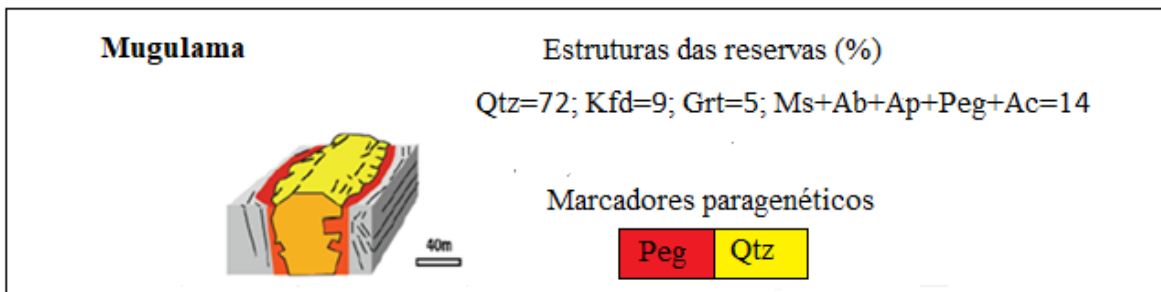


Figura 6: Modelos morfológicos e estruturais do corpo pegmático do Mugulama. Kfs – feldspato potássico; Grt – granada; Ms – moscovite; AP – fácies aplítica; Peg – fácies pegmatítica; Ab – albite; Qtz – quartzo; AC – acessórios incluindo minérios e gemas (Gomes, 2006).

3.3.3. Corpo pegmatítico do Melatube

O corpo Melatube, paradigmático destes pegmatitos, tem a morfologia de um rosário de boudins (Figura 7) implantados ao longo da direcção WNW-ESE (Dias & Gomes, 2006). 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 blocos de quartzo e “mica-livro” e pertite rósea, evoluindo, às vezes, à amazonite, 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. (Dias & Gomes, 2006). Na generalidade, a rocha encaixante é gneissico-anfibólica, por vezes anfibólica.

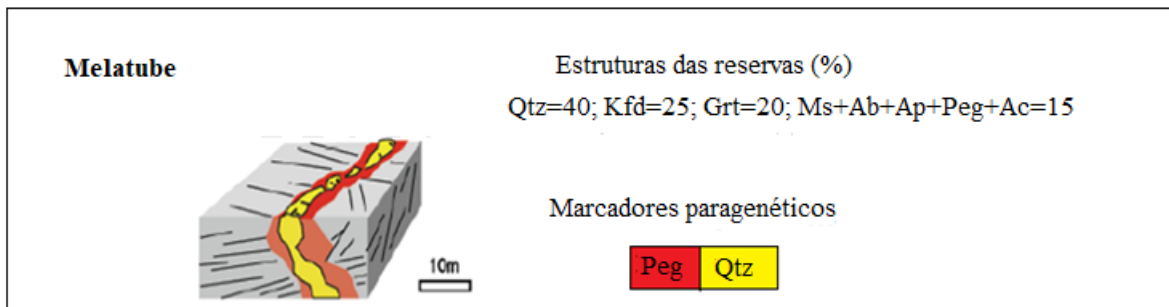


Figura 7: Modelos morfológicos e estruturais do corpo pegmático de Melatube. Kfs – feldspato potássico; Grt – granada; Ms – moscovite; AP – fácies aplítica; PEG – fácies pegmatítica; Ab – albite; Qtz – quartzo; AC – acessórios incluindo minérios e gemas. (Gomes, 2006).

3.3.4. Corpo pegmatíticos do 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 (Dias & Gomes, 2006). 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,

(Figura 8) estes feldspatos macropertíticos incorporam microcristais de granadas automórficas tardias, alinhadas ao longo de microfracturas (Moiana, 2010).

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 (Moiana, 2010). A scheelite aparece como produto de metassomatismo envolvendo a intrusão pegmatítica e rochas encaixantes metacarbonatadas ou paragnaisses com leitos carbonáticos, bem cartografadas na área de Vila Maior (Bingen *et al.*, 2007). Deste processo salientam-se mineralizações de epídoto, em forma de massas cristalinas, em paragénese com diópsido e grossulária no corpo pegmatítico (Moiana, 2010). Do lado do encaixante (exoskarn), destacam-se mineralizações em scheelite, contacto entre pegmatito e paragnaisses é marcado pela ocorrência de minúsculos grãos de turmalina (OH-dravite), com cavidades microscópicas parcialmente preenchidas por arsenopirite, escorodite e thorite (Moiana, 2010).

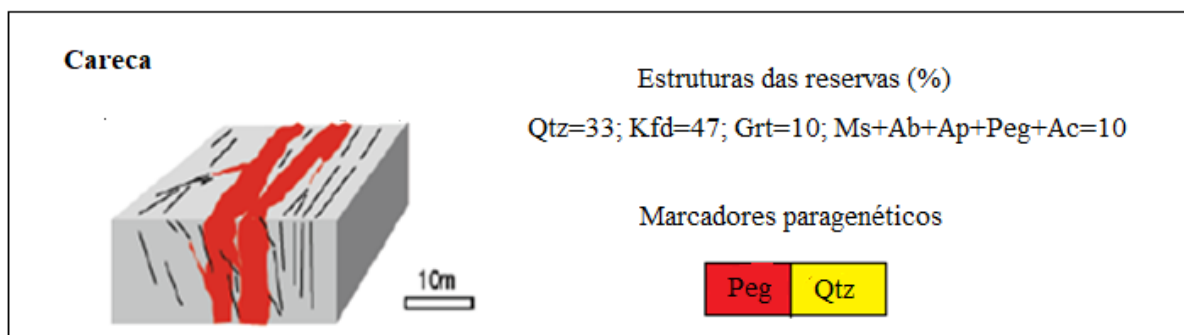


Figura 8: Modelos morfológicos e estruturais do corpo pegmático de Careca. Kfs – feldspato potássico; Grt – granada; Ms – moscovite; AP – fácies aplítica; PEG – fácies pegmatítica; Ab – albite; Qtz – quartzo; AC – acessórios incluindo minérios e gemas (Gomes, 2006).

3.3.5. Corpo pegmatítico do Vila Maior

O pegmatito Vila Maior está limitado a sul por um carreamento de muito baixo ângulo (Figura 9), com direcção 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).

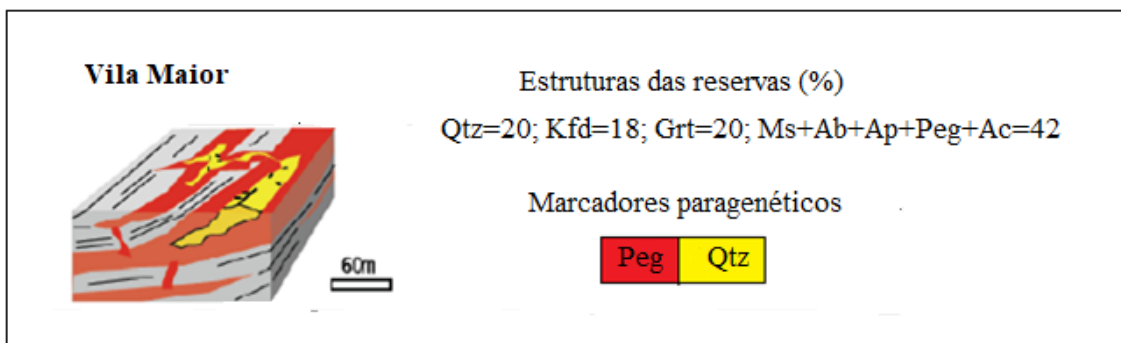


Figura 9: Modelos morfológicos e estruturais do corpo pegmático de Vila Maior. Kfs – feldspato potássico; Grt – granada; Ms – moscovite; AP – fácies aplítica; PEG – fácies pegmatítica; Ab – albite; Qtz – quartzo; AC – acessórios incluindo minérios e gemas (Gomes, 2006).

Em resumo, as seguintes ocorrências de minerais foram observadas (tabela 1), em parte como minerais acessórios macroscópicos e em alguns casos, detectados apenas ao nível microscópico.

Tabela 3. Resumo das principais mineralizações e minerais acessórios dos pegmatitos do Licungo (Moiana 2012)

Ocorrências	Minerais essenciais e mineralizações típicas	Minerais acessórios e variedades raras de minerais essenciais
Vila maior	Quartzo>>pertite>albite, berilo industrial	Monazite, xenotima, brabanite, samarskyte, betafite, alanite, fermite, fergusonte, aeshynite, wodginite, rynnersonite, columbite-tantalite, Ti-ixiolite, perocloro. U,Pb-microlite, cheralite, amazonite

Mugulama	Quartzo>>>pertite>albite, berilo	Magnetite, ilmenite, rutilo, granada (Mn-almandina) quartzo óptico
Ígaro	Quartzo>>>pertite>albite, berilo industrial e gema	Columbite- tantalite, euxinite-policrase, monazite, cheralitte, ilminite e bismuto, F-apatite, amazonite
Melatube	Quartzo>>>pertite>albite, berilo azul escuro, bismutinite, miolibdenite	Água marinha, struverite, tantalite, microlite, Fe- columbite, monazite, xenotima, F-apatite, alanite, fenakite, bertrandite, sunstone
Careca	Quartzo>>>pertite>albite	Êuclase

CAPITULO IV : APRESENTAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

4.1. Petrografia das rochas encaixantes

Neste capítulo são apresentados os resultados das observações das lâminas delgadas em microscópio óptico de luz transmitida (MOLT) para a identificação de minerais constituintes das rochas, particularmente de minerais portadores de terras raras e das alterações mineralógicas observadas nas rochas encaixantes do Campo Pegmatítico do Licungo. As discussões de carácter petrográfico são feitas imediatamente após apresentação dos resultados.

4.1.1. Gneisse granítico migmatítico

O gneisse granítico migmatítico (Figura.10) é a unidade litológica mais predominante na área de estudo. As amostras colhidas no Ígaro mostram predominância de minerais inequigranulares de microclina, plagioclase, quartzo e biotite, e com quantidades acessórias de titanite, alanite e minerais opacos.

O Quartzo é subédrico a anédrico com ausência de fracturas e inclusões. Os estiramentos, a orientação preferencial e a extinção ondulante a afectarem os grãos de quartzo (Figura.12) são os indícios que sugerem uma ténue deformação da rocha.

A biotite, com formas subédricas a anédrica e cores de pleocroísmo verde a castanha, ocorre associada a minerais opacos, titanite e alanite (Figura. 10). A titanite apresenta forma euédrica com um relevo positivo. A alanite apresenta formas anédricas com uma cor castanho-clara. A titanite e alanite incorporam, durante a sua cristalização, quantidades consideráveis de ETR quando se encontram presentes no sistema.

O processo de alteração mais comum nos gneisses analisados é a substituição de biotite (castanho) por clorite (verde), sem que haja mudança de forma do mineral precedente (Figura.12), onde a biotite foi substituída, aparece a tonalidade verde-clara da clorite, um processo chamado de cloritização. A biotite primária mantém a cor marrom preservada. Diz-se que a clorite pseudomorfisa a biotite ou que houve uma substituição sintáctica. (Winter, 2009).

A alteração da biotite ocorre, em parte, ao longo dos seus planos de clivagens proeminentes, e a clorite resultante é vista como produto de substituição nas margens da biotite, bem como ao longo de planos de clivagem.

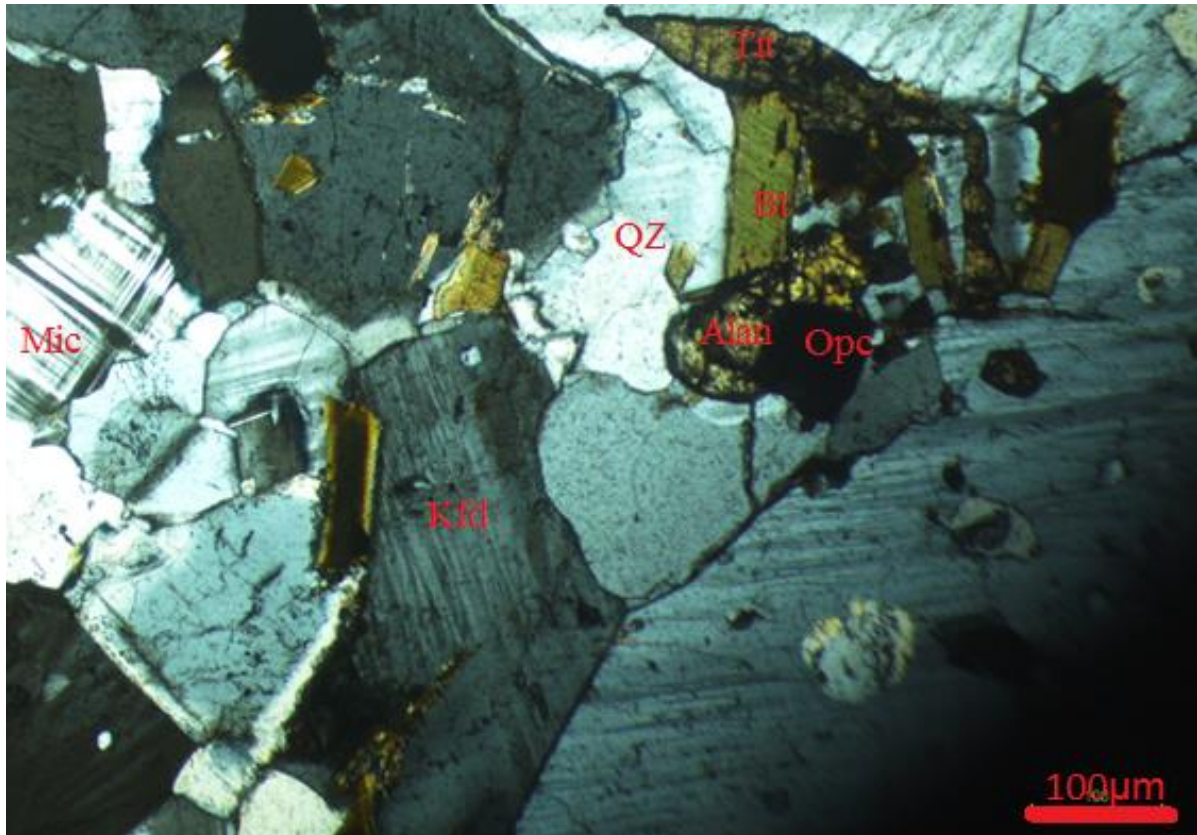


Figura 10: Microfotografia ilustrativa de gneisse granítico, captada em MOLT, Qtz-quartzo, Kfd-feldspato potássico, Mic-Microclina, Bt-Biotite, Tit-Titanite, Aln-Alanite e Op-minerais opacos, em nódulos cruzados.

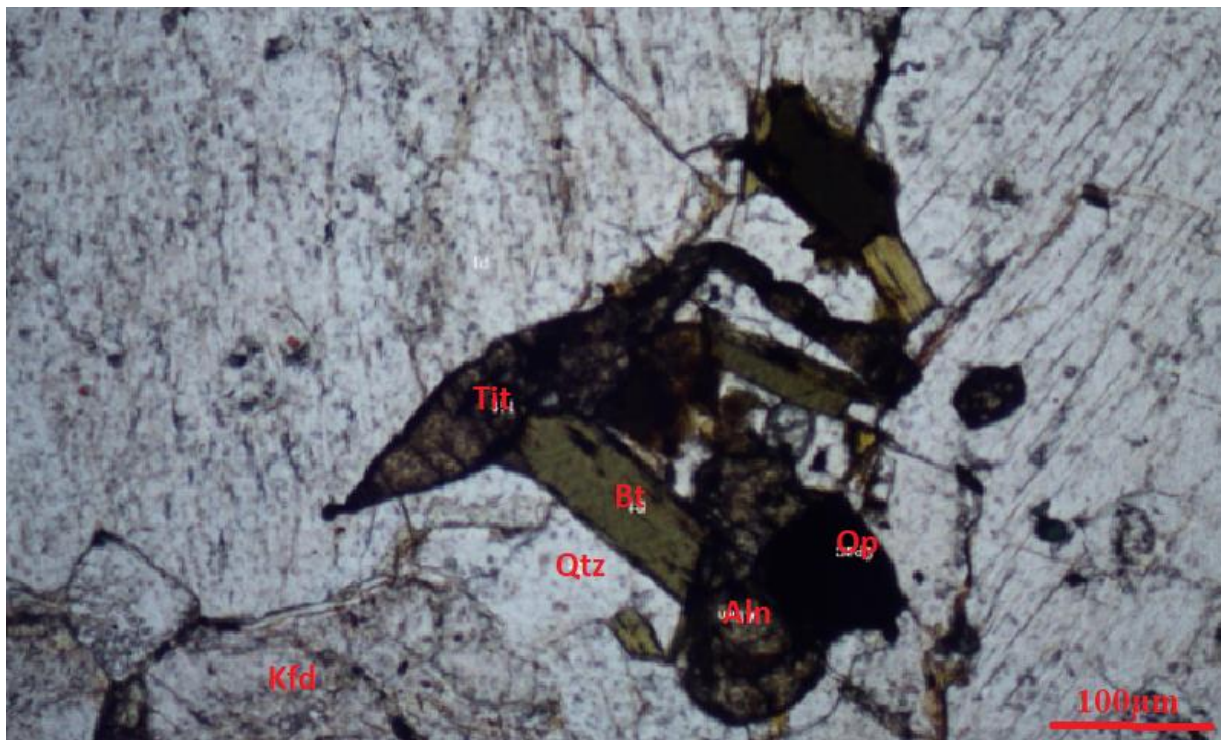


Figura 11: Microfotografia ilustrativa de gneisse granítico, captada em MOLT, Qtz-quartzo, Kfd-feldspato potássico, Mic-Microclina, Bt-Biotite, Tit-Titanite, Aln-Alanite e Op-minerais opacos em nícois paralelos.

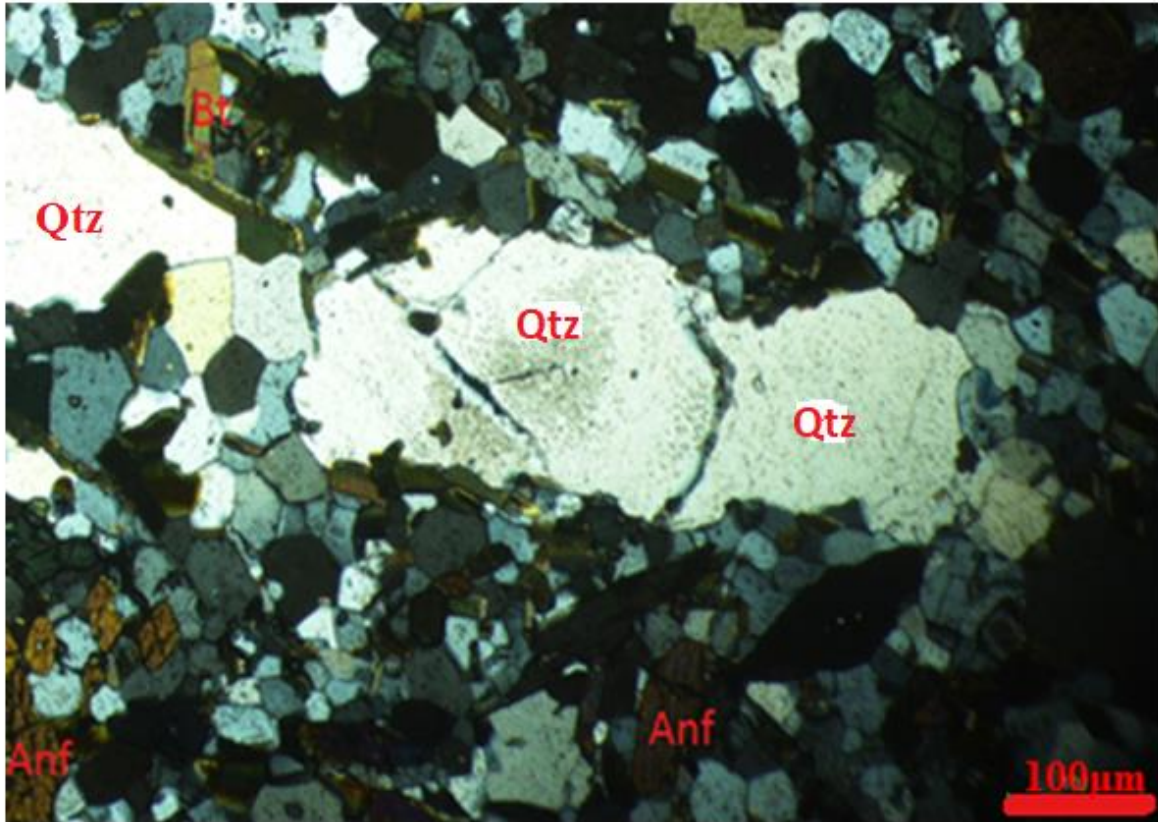


Figura 12: Domínios do gnaiss granítico com textura porfiróide, Qtz-Quartzo, Anf-Anfibola, observados em nicos cruzados.

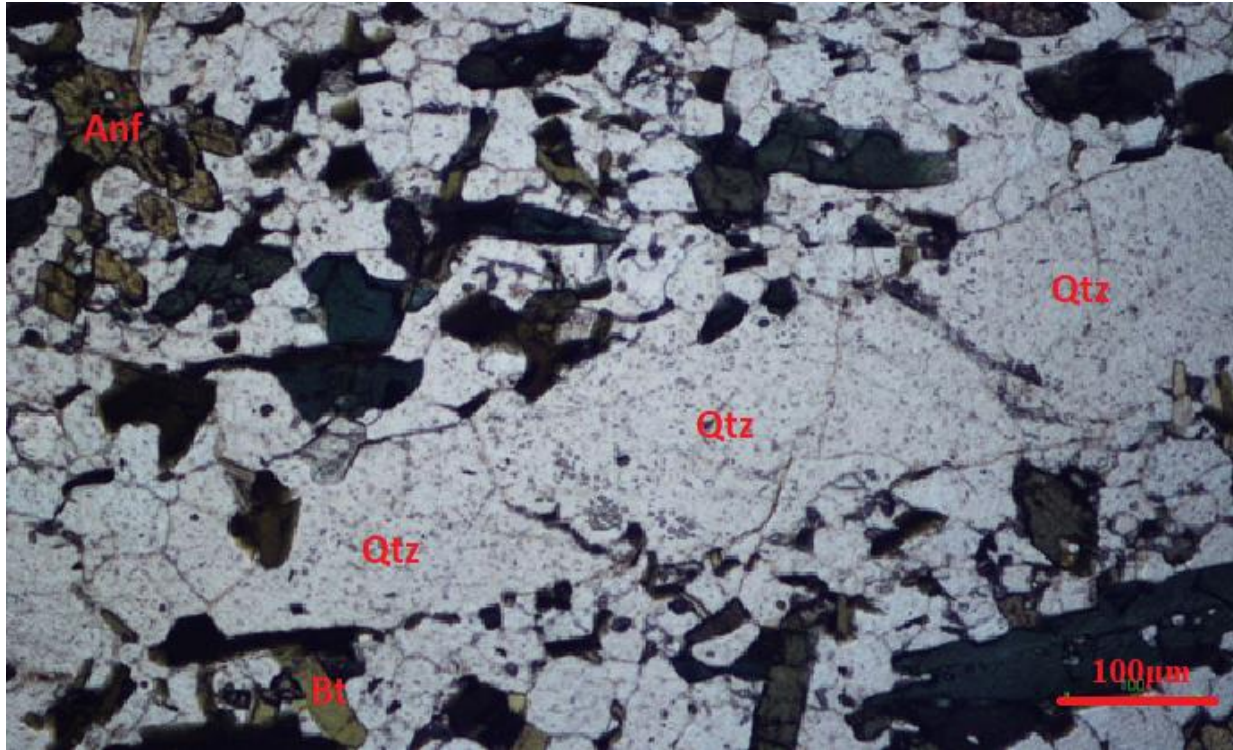


Figura 13: Domínios do gnaiss granítico com textura porfiróide, Qtz-Quartzo, Anf-Anfibola, observados em nicos paralelos.

A plagioclase é subédrica a anédrica e apresenta superfícies que denotam instabilidade química e se encontra sujeita a alterações físico-químicas (Figura. 14A) tendo, em algumas rochas as maclas polissintéticas ocultas pelo processo de seritização generalizada, (Figura.14.B). A seritização é o processo pelo qual minerais félsicos (geralmente feldspatos ou feldspatóides em rochas ígneas) são hidratados para produzir sericite. Sericite é um termo aplicado a qualquer mica branca muito refinada (Winter, 2009).

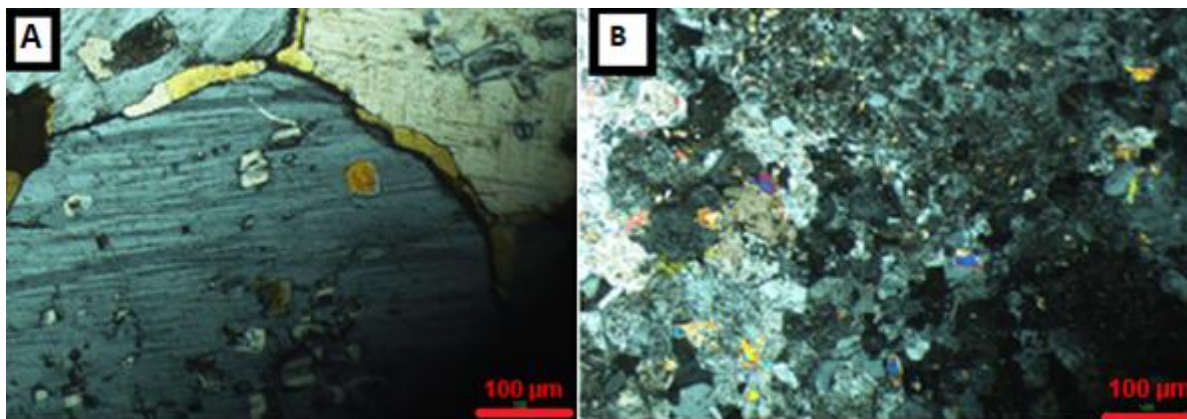


Figura 14: Traços de instabilidade química da fácies gneissica, em MOLT. A) Secção da plagioclase que denota instabilidade química. B) Processo de seritização, nícois cruzados.

Os estágios iniciais da seritização podem ser reconhecidos através da aparência empoeirada fina nas superfícies dos feldspatos. Em estágios mais avançados da alteração, os feldspatos aparecem salpicados com micas finas com cor de interferência amarelada e coágulos largos com cristais grossos e alta birrefringência³

O processo de seritização de plagioclases envolve a liberação de Ca^{2+} , para a fase fluida, podendo formar ou compor, posteriormente fases cálcicas como alanite.

Alanite ($\text{Ca}(\text{Ce}, \text{Y}, \text{Ca})\text{Al}(\text{Al}, \text{Fe})(\text{Fe}, \text{Al})(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$) são sorossilicatos relativamente comum que constitui potencial minério portador de Elementos de Terras Raras (ETRs), pois pode conter até 20% destes. Na realidade “allanite” não designa um mineral, mas é apenas uma denominação genérica para os minerais que compõe o grupo da alanite, que é integrante do supergrupo do epídoto.⁴

Com base no Elemento de Terras Raras predominante, reconhecem-se quatro minerais no grupo da alanite: alanite- (Ce), alanite- (La), alanite- (Nd) e alanite- (Y). A alanite- (Ce) é a mais comum;

³ <https://geologiasemrumo.wordpress.com/2015/06/02/reacoes-secundarias-e-de-substituicao-em-rochas-magmaticas/>

⁴ <https://www.ufrgs.br/minmicro/Allanita.pdf>. Versão de Agosto de 2021.

as outras três são extremamente raras. Alanite- (Ce) associa-se a silicatos comuns como quartzo, feldspatos (albite, microclina), micas (biotite, muscovite), epídoto, titanite, zircão, anfíbolos (hornblenda verde, riebeckite), piroxenas (diópsido), turmalina e clorite (clinocloro)⁴

Alanite é um mineral acessório de muitos tipos de rochas ígneas e metamórficas. Nas rochas ígneas está presente em granitos, granodioritos, dioritos, sienitos e pegmatitos e rochas vulcânicas equivalentes. Raramente ocorre em pegmatitos gabróticos. Nas rochas metamórficas é encontrada mais raramente, em xistos, anfibolitos, gneisses, escarnitos e mármore. A alanite ocorre também, como componente clástico de sedimentos.⁴

A titanite, também conhecida como esfena, é um nesossilicato muito comum de titânio e cálcio, CaTiSiO_5 .⁵

Traços de impurezas de ferro e alumínio estão invariavelmente presentes neste mineral. Além disso, contém como impurezas Nb, Ta, Mg, Mn, Na, Sr, V, Zr e Sn. É um mineral acessório de muitos tipos de rochas ígneas.⁵

Sob condições hidrotermais decompõe-se em leucoxena, uma mistura branca a amarelo pálida de granulação muito fina composta por rutilo, quartzo, calcite, apatite, ilmenite e minerais com elementos de terras raras (alanite, monazite e bastnasite)⁵

A titanite aparece em quase toda a rocha com formas euédrica a subédrica, com o relevo positivo associado a quartzo e plagioclase.

⁵ <https://www.ufrgs.br/minmicro/titanite.pdf>. Versão de Agosto de 2021

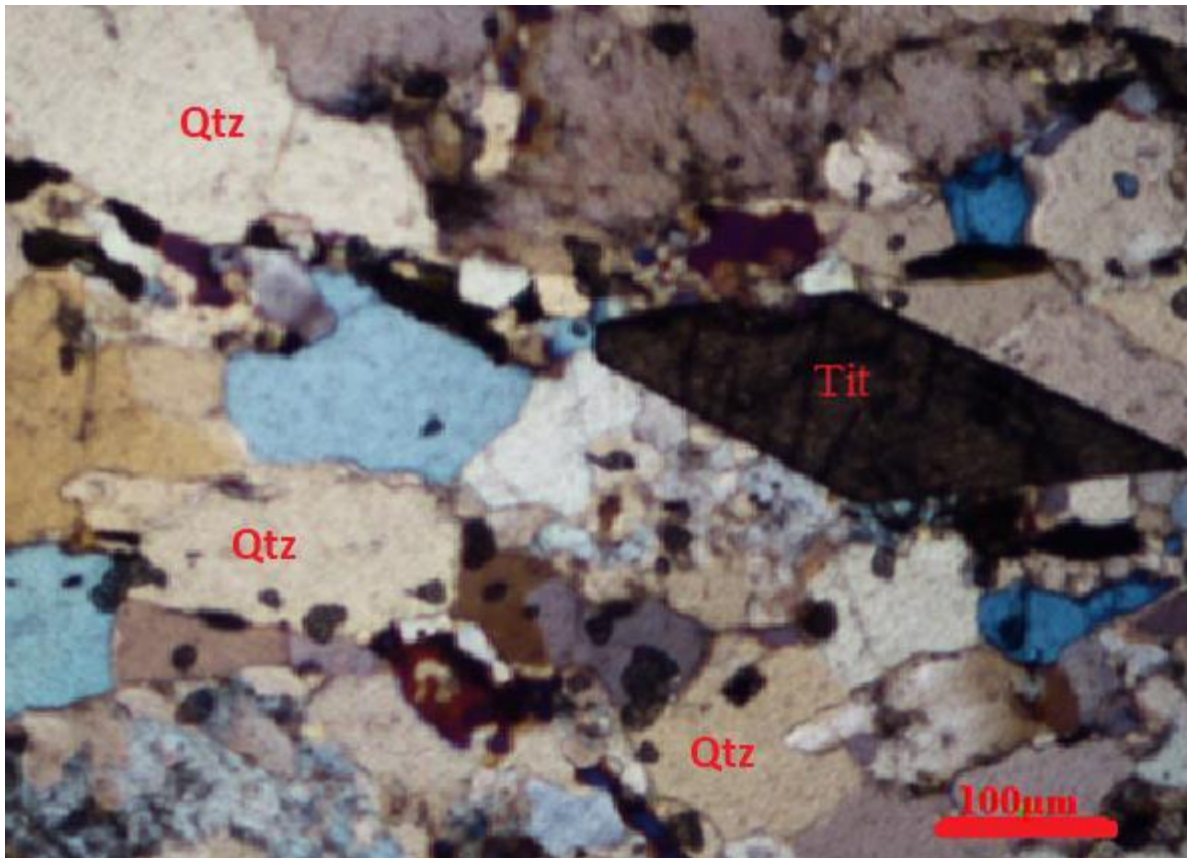


Figura 15: Fotografia ilustra o relevo positivo da titanite, Qtz-Quartzo, Anf-Anfibola em nicos cruzados.

4.1.2. Gneisse ultramáfico

O gneisse ultramáfico ocorre na área envolvente dos pegmatitos de Sheelite. Esta unidade litológica apresenta textura, em geral, alotriomórfica inequigranular (Figura. 16). Os minerais de quartzo apresentam formas subédricas a anédrica. A plagioclase apresenta inclusão de moscovite. Biotite apresenta formas subédricos a anédrica com pleocroísmo castanho a esverdeado em MOLT. Os minerais acessórios, portadores dos ETR não foram localizados nesta unidade litológica.

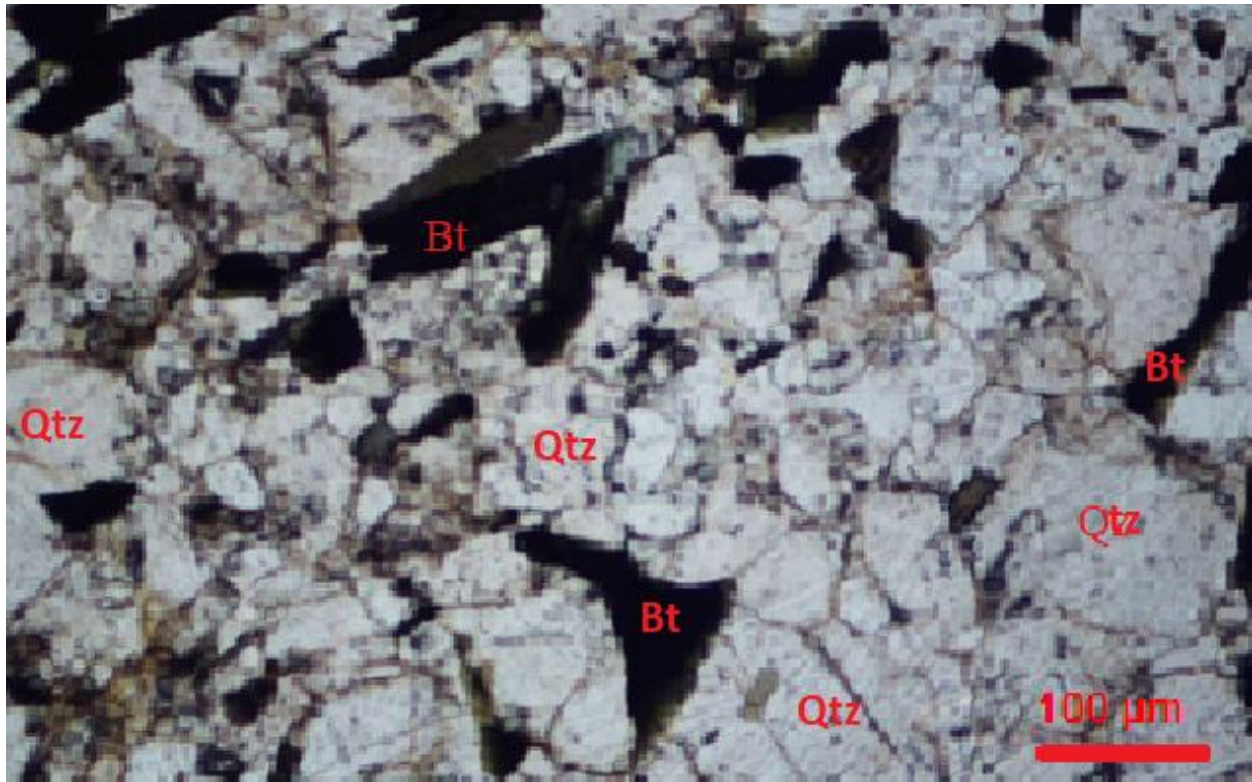


Figura 16: Natureza dos minerais quartzo, plagioclase e biotite em gneisse ultramáfico, Qtz-Quartzo, Bt-Biotite em nicóis paralelos.

4.1.3. Anfíbolito

O anfíbolito envolve o pegmatito de Melatube, a sul do CPL, esta unidade litológica é constituída por anfíbola, plagioclase, quartzo, biotite e clorite (Figuras 17 e 18). É comum observarem-se, em diferentes amostras, diferentes graus de cloritização das anfíbolas.

A anfíbola é o mineral principal nesta rocha, apresentando formas subédricas a anédricas, apresentando uma composição modal na ordem de 50%.

O quartzo apresenta formas anédricas com ausência de fracturas e inclusões e a biotite aparece em pequenas quantidades. A clorite apresenta formas anédricas, tratando-se de um produto da cloritização das anfíbolas. De uma forma geral, a textura pode ser caracterizada como alotriomórfica granular.

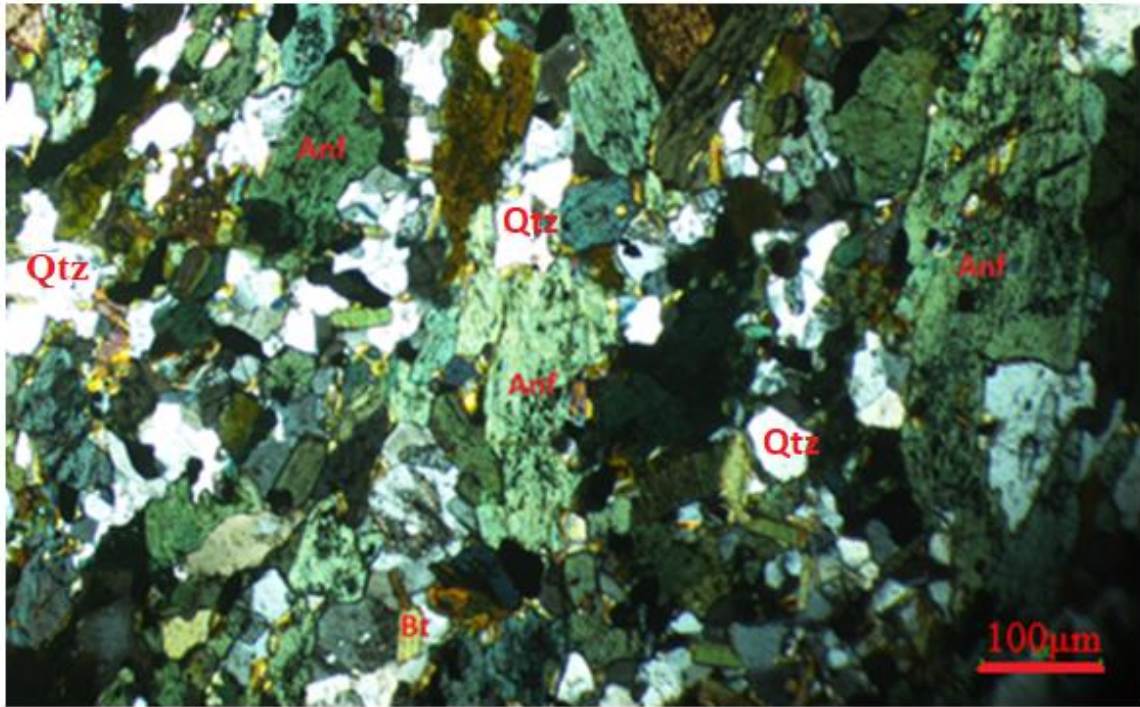


Figura 17: Microfotografia que ilustra a textura alotriomorfa granular em um anfibolito quartzoso, com indício de cloritização da anfíbola, Anf-Anfíbola, Qtz-Quartzo, Bt-Biotite em nicóis cruzados.

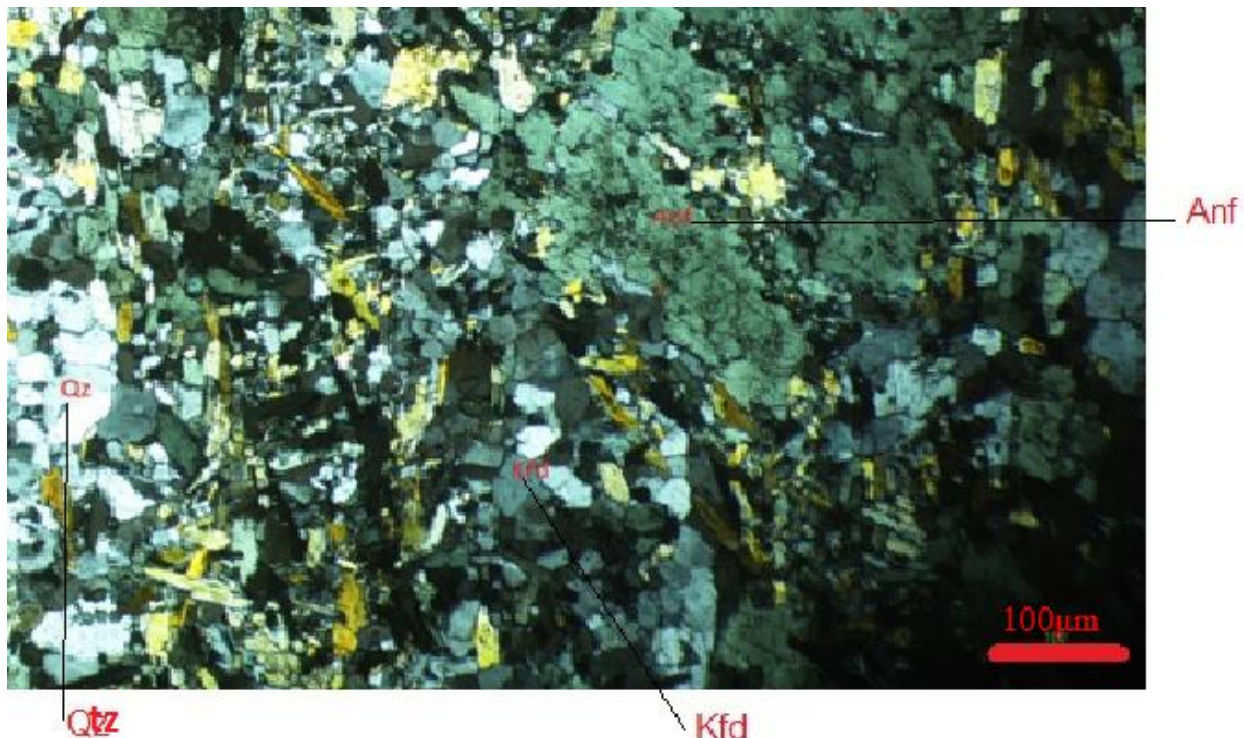


Figura 18: Fotografia de anfibolito de Melatube, com evidências da cloritização das anfíbolas, Anf-Anfibola, Qtz-Quartzo em nicóis cruzados.

4.2. Tendências geoquímicas definidas pelos ETR

Neste sub-capítulo são apresentados os dados geoquímicos de rocha total de 21 amostras encaixantes do CPL (Tabela 4 e Figuras subsequentes). Estes resultados são apresentados mais abaixo em diagramas binários, permitindo a sua interpretação. As amostras projectadas estão separadas de acordo com a sua litologia e local de colheita.

Uma leitura da Tabela 4 permite observar que as rochas apresentam variação de SiO_2 entre 48.32 % -76.9 %, apresentando as rochas encaixantes encontradas em Vila Maior, percentagens de SiO_2 maiores 73 %. No que concerne aos ETRs, o La e Ce são os ETRL com concentrações mais elevadas em todas as rochas encaixantes, com uma variação de 1.5 ppm a 121ppm e 12.3 ppm a 238 ppm respectivamente. De entre os ETR, o Lu apresenta a menor concentração, variando de 0.05 ppm a 2.06 ppm. (Tabela 3).

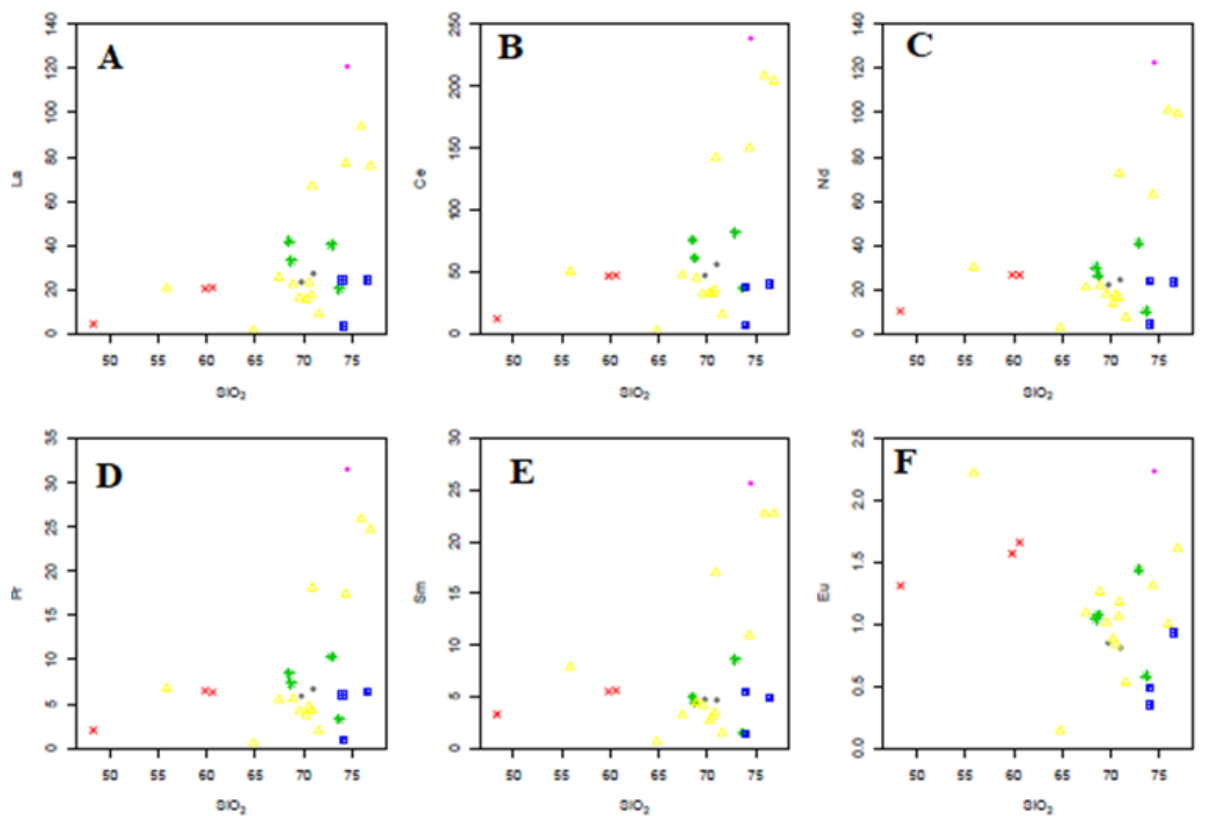
Tal como antes foi referido os ETR são os mais úteis de todos os elementos traço em estudos petrogenéticos, com importantes aplicações na petrologia ígnea, sedimentar e metamórfica.

Com o intuito de avaliar o comportamento destes nas rochas encaixantes portadoras destes elementos químicos, foram elaborados diagramas de variação entre os ETR e a SiO_2 , considerados, ambos, importantes índices de diferenciação. Tais diagramas são conhecidos como diagramas de Harker e se encontram apresentados nas Figuras 19 e 21, para cada litótipo encaixante dos principais corpos pegmatíticos do Licungo.

As correlações apresentadas nestes diagramas são fracas, mas entretanto, reparando-se para os tipos litológicos, individualmente nota-se que quanto maior for a percentagem de SiO_2 maior tende a ser a concentração dos ETRL e menor a dos ETRP.

Ref	Litologia	Local	SiO2 (% peso)	Elementos de terras raras leves (ppm)						Elementos de terras raras pesados (ppm)							
				La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
3MA14	GGM	Ígaro	73.66	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
3MG19	GG	Ígaro	72.88	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
5MB34	GG	Ígaro	68.71	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
4MB39	GG	Ígaro	68.48	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
7ME62	GGM	Careca	69.76	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
7ME63	GGM	Careca	70.98	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
12MD137	GGM	Melatube	64.82	1.5	2.21	0.55	2.58	0.61	0.14	0.45	0.12	0.4	0.1	0.19		0.2	0.05
15MH168	GGM	Melatube	74.46	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
16ME183	GM	Vila Maior	76.51	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
16ME181	GGM	Vila Maior	74.03	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
5MC54	GGM	Vila Maior	74.01	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
10ML121.1	GGM	Scheelite	74.35	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
9MG101	GU	Scheelite	71.56	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
9MG102	GU	Scheelite	68.91	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
8MG106	GU	Scheelite	70.81	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
8MG110	GU	Scheelite	70.25	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
13MF138	GU	Scheelite	67.46	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
13MF141	GU	Scheelite	70.55	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
13MF142	GU	Scheelite	69.58	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
10ML119	GGM	Scheelite	70.89	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
10ML121	GGM	Scheelite	75.93	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
14MJ156	GGM	Scheelite	76.9	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
8MG104	GU	Scheelite	55.89	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
8MD129	GGM	Mugulama	60.6	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
12MD129.1	GGM	Mugulama	59.84	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
12MD130	GGM	Mugulama	48.32	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

Tabela 4. Dados das análises químicas de elementos de terras raras leves e elementos de terras raras pesados. Os ETRs foram analisadas por espectrometria de massa acoplada a plasma indutivo (ICP-MS) e os elementos maiores foram analisados por Fluorescência de Raio X (FRX).



Legenda

- ◆ Careca
- ✱ Igaro
- Melatube
- ✕ Mugulama
- △ Sheelite
- ▣ Vila Maior

Figura 19: Diagramas de Harker para os ETRL.

Em geral, das projecções feitas nas Figuras 19 e 21, resumem-se duas tendências evolutivas, uma positiva e a outra negativa, como ilustra a Figura.20, que mostra duas situações paradigmáticas do que acontece na correlação entre a sílica e os ETRL (Figura. 20A) e ETRP (Figura. 20B), respectivamente.

Numa sequência de fraccionamento normal, sendo as terras raras incompatíveis com os minerais essenciais (minerais formadores das rochas), tenderão a concentrar-se progressivamente no magma residual. É, assim, observada uma correlação positiva entre TRL e sílica. As TRP são menos incompatíveis que as TRL, e se acomodam em minerais como granadas e anfíbulas. Para ambos os casos, há uma segunda tendência presente que poderia estar ligada a um evento tardio, como por exemplo, a reabertura do sistema face à intrusão pegmatítica. Vários autores (Bingen et al., 2009 e Macey et al., 2010) sustentam a ocorrência de um magmatismo mega escalar de idade Pan-africana, responsável pela intrusão de granitos e pegmatitos pós-colisionais. Após a intrusão, o reequilíbrio do sistema, gerando correlação negativa SiO_2 -TRL e positiva SiO_2 -TRP é provável.

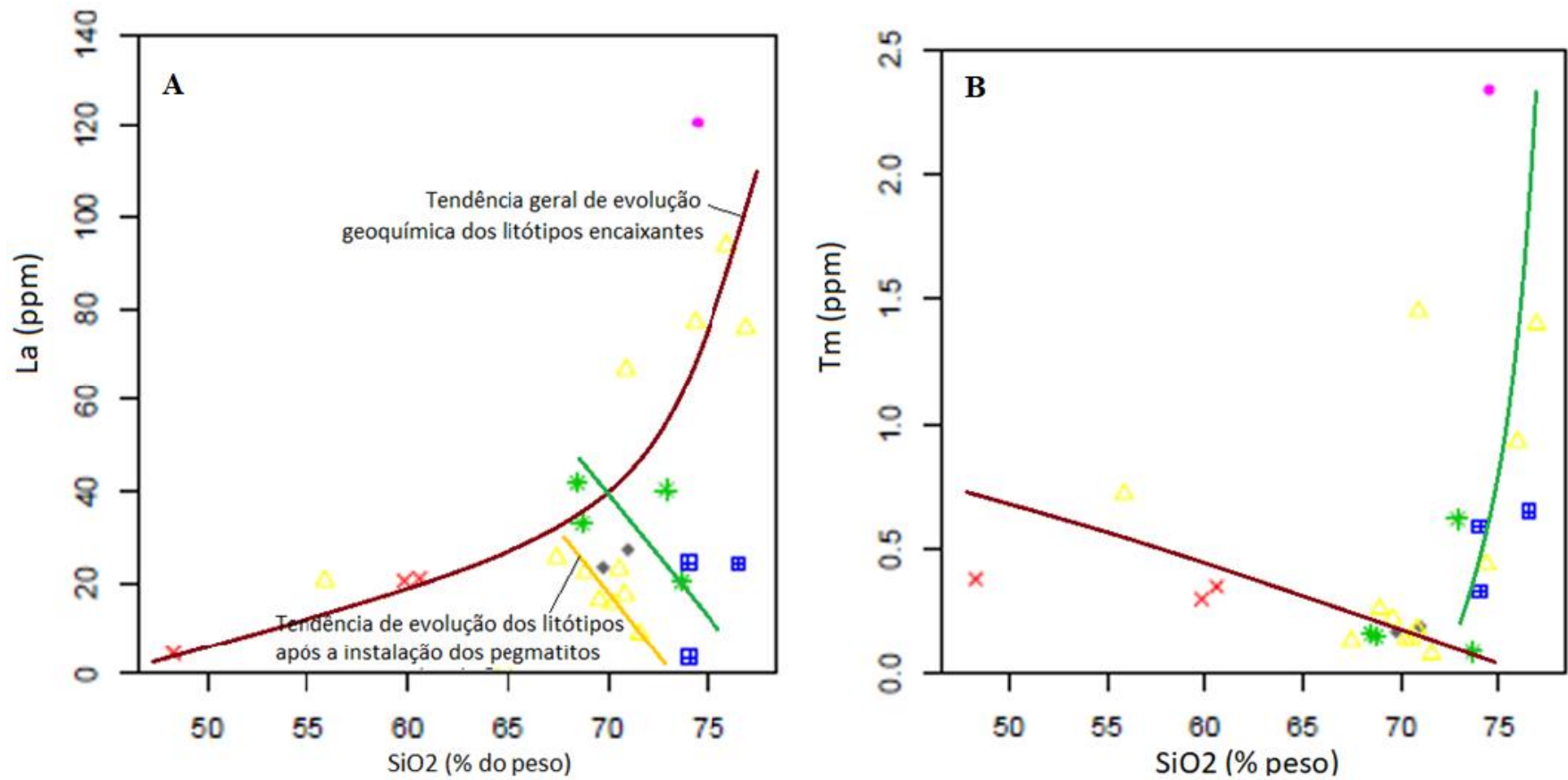


Figura 20: Diagramas de Harker para os ETR de referência. A. Correlações entre a sílica e La, paradigmáticas das correlações entre as TRL e sílica. B. Diagrama de Harker para Tm, que é paradigmático das correlações entre as TRP e sílica.

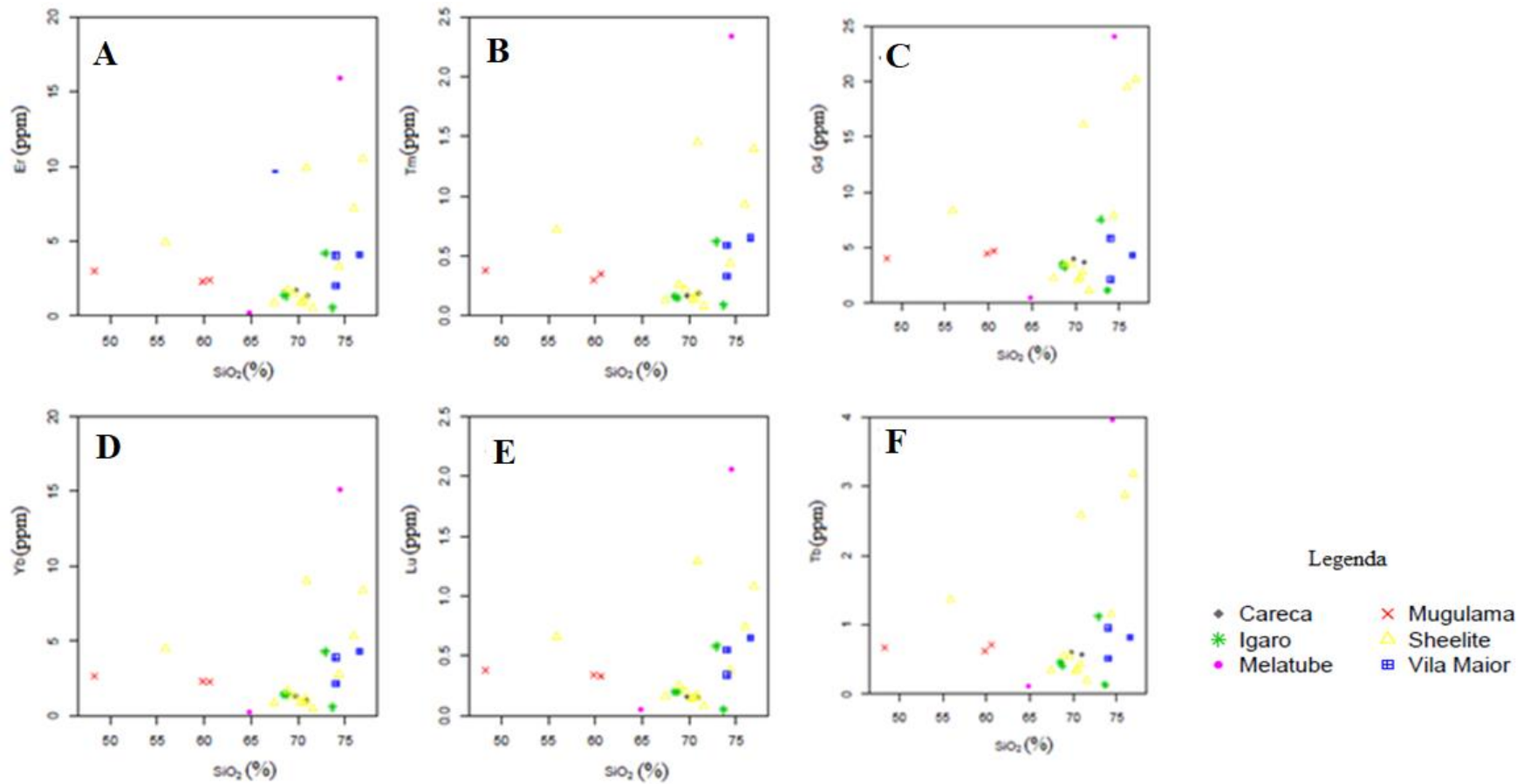


Figura 21: Diagramas de Harker para os ETRP

A partir dos padrões dos elementos de terras raras normalizados à composição de condrito, verifica-se uma tendência de valores mais altos nos ETR de mais baixos números atômicos e valores relativamente mais baixos nos ETR de mais elevados números atômicos (Figuras 22 e 23).

A tendência da redução das concentrações é gradual, de La a Lu com padrões rectilíneos. Em Ígaro, particularizam-se padrões em parte, com anomalias negativas de európio, outros sem tais anomalias e uma ligeira anomalia positiva de Eu.

As anomalias negativas de Eu tem sido atribuídas à cristalização dos feldspatos que, sendo menos incompatíveis, acomodam parte desta terra rara, provocando uma redução relativa (de Eu) não generalizada a outros ETR.

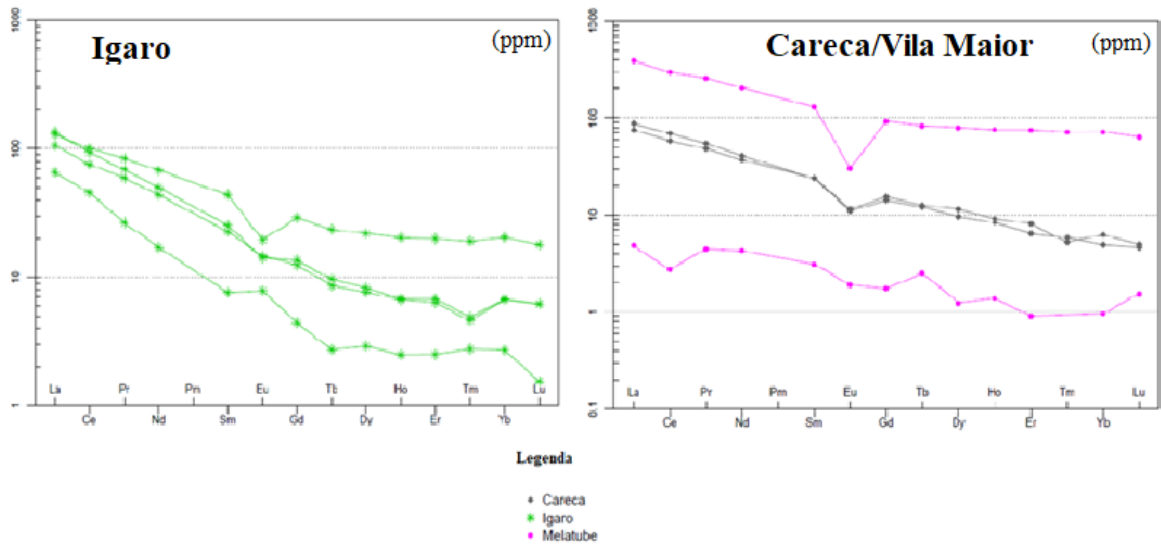


Figura 22: Diagrama de ETRs normalizadas a composição de condritos (Boyton, 1984)

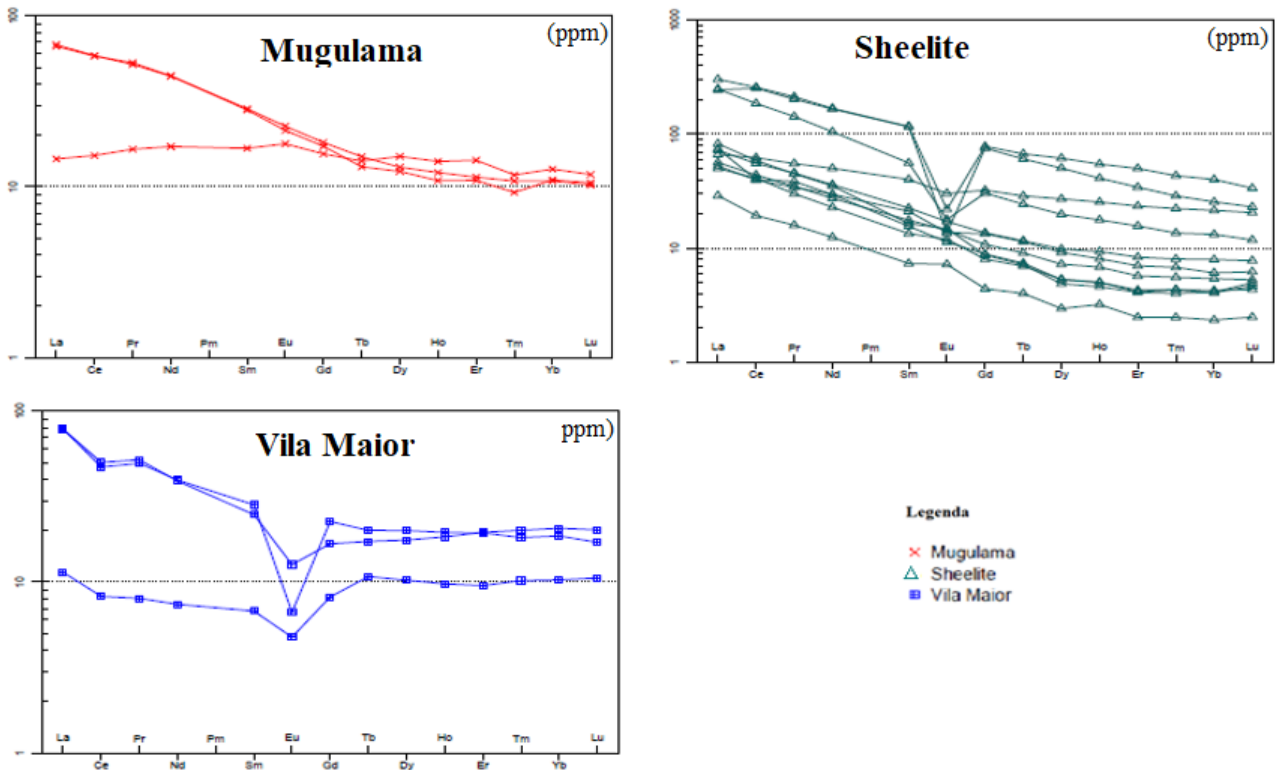


Figura 23: Diagrama de ETRs normalizadas à composição de condritos (Boyton, 1984)

De entre as rochas do Ígaro o gráfico de distribuição revelam conteúdos em ETRs variáveis mostrando um declínio rectilíneo com maiores concentrações em ETRL relativamente aos ETRP. Observa-se anomalias negativas e positivas de Eu. O Eu é fortemente fraccionado pelos feldspatos. Anomalias de Eu reflectem maior ou menor envolvimento de feldspatos em processos de diferenciação magmática.

As anomalias positivas evidenciam um maior envolvimento das plagioclases, e as anomalias negativas de Eu evidenciam um menor envolvimento das plagioclases e no caso, sem anomalias de Eu parece não se registar o envolvimento da plagioclase.

Dos padrões de ETR apresentados (nas Figuras 22 e 23), três configurações podem ser observados:

- i) Enriquecimento relativo em ETRL e empobrecimento relativo (e progressivo) em ETRP com anomalias negativas de európio (Careca, Melatube, Vila Maior e Scheelite);
- ii) Enriquecimento relativo em ETRL e empobrecimento relativo (e progressivo) em TRP sem anomalias de európio (Ígaro, parte de Vila Maior e de Mugulama);
- iii) Empobrecimento relativo em ETRL e ETRP e ligeiro enriquecimento em elementos de terras raras de médio número atómico (ETRM), sem anomalias de relevo (formando um padrão arqueado).

Os padrões dos ETR têm sido usados para se fazer aproximações sobre o ambiente tectónico em que as rochas analisadas foram geradas. Para o caso em estudo, os padrões i e ii, acima, são claramente persistentes, sendo compatíveis com fusões geradas em ambiente de arco vulcânico. As variações em termos de anomalias negativas ou não de európio podem ser locais, condizendo com variações composicionais ao nível do sistema, quanto à saturação em feldspatos. Como foi atrás referido, anomalias negativas de Eu expressam a cristalização dos feldspatos, que incorporam, relativamente, mais Eu do que os outros ETR. O padrão iii é menos persistente e esporádico, que poderia corresponder à formação da respectiva rocha em ambiente de crista meso-oceânica. Por falta de consistência desta informação, esta possibilidade é descartada.

CAPITULO V: DISCUSSÃO DE RESULTADOS

As rochas encaixantes do CPL são predominantemente félsicas (composição granítica), ocorrendo, também rochas intermediárias, para além de anfíbolitos, xistos e rochas calcossilicatadas. Feita a descrição petrográfica, foi possível identificar os minerais essenciais, nomeadamente plagioclase, quartzo, microclina, biotite e anfíbolos. Dentre os minerais acessórios, destacam-se a clorite, titanite, alanite e minerais opacos.

A alteração encontra-se expressa através do processo de seritização generalizada, incidindo sobre os feldspatos alcalinos e plagioclases, sobretudo em gnaisses graníticos e migmatitos.

A seritização acontece de forma mais ampla quando ocorre a circulação de fluidos hidrotermais. O processo liberta Ca^{2+} das plagioclases para o sistema, o que acaba criando condições para a formação dos minerais do grupo de epidoto. O hidrotermalismo acima referido pode ser condizente com a intrusão pegmatítica, largamente datada como Pan-africana sobre as rochas encaixantes datadas em Mesoproterozóico (Moiana 2016) Assim, a alanite tanto pode ter sido gerada por fraccionação progressiva das rochas graníticas encaixantes, ou como consequência dos processos de alteração que se registaram nas rochas encaixantes. Em anfíbolitos, destaca-se a cloritização da biotite.

Na área do Licungo, apenas dois minerais acessórios que poderiam hospedar ETR foram identificados nas rochas encaixantes félsicas, nomeadamente titanite, para além da alanite. Pela sua morfologia, a titanite é muito provavelmente primária. Não tendo sido possível identificar em outros litótipos ígneos de composição intermédia a máfica, nem nas rochas metamórficas e metassomáticas.

Os diagramas de Harker sugerem, a ocorrência de pelo menos dois eventos evolutivos das rochas (valores mais altos nos ETR de mais baixos números atómicos e valores relativamente mais baixos nos ETR de mais elevados números atómicos). Apesar das fracas correlações, (Figura. 19-21), estas sugerem que a diferenciação magmática não terá sido linear na mobilidade (distribuição) dos ETRL. Entretanto, olhando com algum pormenor, verifica-se que existe uma fraca tendência de

correlação positiva. Esta tendência geral verifica-se nas composições das rochas encaixantes dos corpos pegmatíticos individuais, sugerindo um comportamento geral observado em rochas evoluídas por fraccionação.

As rochas encaixantes contíguas aos pegmatitos, de forma individualizada, mostram algumas tendências particulares de correlação fraca, negativa entre a sílica e ETRL. Isto é, com o aumento da sílica, o teor em ETRL reduz (Figura. 21). Esta tendência pode estar relacionada com a cristalização fraccionada, que as rochas encaixantes terão sofrido após a sua instalação.

Um evento tardio, provavelmente relacionado com a instalação dos corpos pegmatíticos, poderá ter induzido à reabertura do sistema e a realização de metassomatismo, alterando a evolução geoquímica inicial dos ETR. Estes eventos tardios foram, também considerados por Moiana (2012). Com base no volume do corpo pegmatítico, na natureza da rocha encaixante e no padrão de fracturação, terá havido interações termodinâmicas e metassomáticas diferenciadas nas rochas hospedeiras dos pegmatitos.

A correlação entre a sílica e Tm é paradigmática do que acontece com os ETRP. Pode-se aferir, para este caso, também, duas tendências evolutivas. Uma tendência negativa e outra positiva (Figura 20A). Paralelamente à interpretação feita para o diagrama de Harker para o caso de La, pode-se afirmar que a correlação positiva SiO_2 -Tm (Figura. 20B) pode estar relacionada com a tendência de fraccionação e a negativa com a evolução após o metassomatismo das rochas encaixantes, uma vez realizada a instalação dos pegmatitos.

Com base nos minerais identificados é possível inferir que a titanite e a alanite são importantes minerais que incorporam os elementos de terras raras leves. A maior frequência de alanite nas rochas pode ter influenciado directamente em um enriquecimento relativo nestes elementos. Figueiredo (1985) aponta a anfíbola e piroxena como importantes assimiladores de elementos de terras raras pesadas. A permanência de alguns destes minerais no resíduo de fusão, ou o fracionamento precoce durante a diferenciação magmática, pode ter contribuído directamente para o relativo empobrecimento em Gd, Tb, Dy, Ho, Tm, Yb e Lu nas rochas félsicas encaixantes.

O padrão geral de distribuição de elementos de terras raras mostra uma tendência de enriquecimento de terras raras leves em relação a elementos de terras raras pesadas, o que pode ser controlado por fases minerais como hornblenda, titanite e zircão que tendem a reter ETRI. O empobrecimento em elementos terras raras pesados em relação a leves é indicativo da forte presença de granadas no trajecto de cristalização fraccionada dos magmas que formaram as rochas encaixantes.

São também observadas anomalias negativas de Eu indicando um ligeiro à forte fracionamento por cristalização ou fusão de feldspatos em fases residuais. Esta anomalia sugere fraccionação da plagioclase durante processo de cristalização fracionada, uma vez que o Eu, quando bivalente, pode substituir o Ca na estrutura da plagioclase.

CAPITULO VI : CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

6.0.Conclusões

Com base na metodologia e nos respectivos resultados obtidos para execução do presente projecto científico, conclui-se o seguinte:

- ❖ Feita a descrição petrográfica, foi possível identificar paragénese primárias marcadas pelos minerais essenciais plagioclase, quartzo, microclina, biotite e anfíbolos e minerais acessórios, destacam-se a clorite, titanite, alanite e minerais opacos.
- ❖ Apesar das concentrações relativamente altas nas rochas encaixantes félsicas, só foram atingidos os limiares de cristalização de alanite e titanite, sendo estes os mais prováveis hospedeiros dos ETR, particularmente os ETRL.
- ❖ As rochas encaixantes félsicas registaram dois eventos evolutivos que se manifestaram na distribuição dos ETR, nomeadamente, a cristalização fraccionada e, depois, a reabertura do sistema movida provavelmente pela instalação dos pegmatitos do Licungo.
- ❖ A instalação dos pegmatitos terá promovido alterações ao nível da rocha encaixante, destacando-se a seritização das plagióclases que ocorre de maneira generalizada nas rochas encaixantes do CPL. É provável que da cristalização subsequente tenha se formado parte da alanite.
- ❖ A alanite e titanite ocorrem de forma localizada, na área de influência do corpo pegmatítico do Ígaro.
- ❖ Em geral, regista-se um enriquecimento relativo em TRL e empobrecimento relativo em TRP. Em parte das rochas encaixantes observam-se anomalias negativas de Eu. O Eu é normalmente incorporado em situação de cristalização dos feldspatos. Durante a fraccionação destes, anomalias negativas dos feldspatos podem manifestar-se na rocha total.

6.1.Recomendações

- ❖ Considerando que alguns minerais são opacos e podem ser concentradores de ETR, sugere-se que se faça a caracterização mineralógica por meio da difracção de Raios X, para a identificação de minerais que não foram possíveis identificar com o microscópio óptico.

- ❖ Para se complementar especialmente o trabalho feito, sugere-se que se realize um trabalho similar nos campos pegmatíticos circundantes.

CAPITULO VII : REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barros, R M e Vicente, C A (1963) Estudo do campo pegmatítico da Zambézia. Direcção Nacional de Geologia. Moçambique. Maputo. Volume 1, 2 e 3.

Bingen, B., Jacobs, J., et al (2009). Geochronology of the Precambrian Crust in the Mozambique Belt, and Implications for Gondwana Assembly. *Precambrian Research*. Pp 231-255.

Černý, P. (1991). Rare-element granitic pegmatites – Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience, Canada*, vol. 18. Pp. 49-81.

Černý, P & Ercit, T S. (2005) The Classification of Granitic Pegmatites Revisited. Vol. 43, Pp 2005-2026.

CGS (2006). Council Geoscience South African- Notícia Explicativa / Map Explanation. Folhas/sheets Alto Molócuè (1537), Murrupula (1538), Nampula (1539), Mogincual (1540), Errego (1637), Gilé (1638) and Angoche (1639 –40). DNG.33-41-302-303.

Cháuque, F (2012). Contribuição para o conhecimento da evolução tectónica do cinturão de Moçambique, em moçambique. Tese de Doutoramento. Universidade de São Paulo. Brasil. Pp 17-26.

Clark, A. M. (1984) Mineralogy of the Rare Earth Elements. In: HENDERSON, P. (Ed.). Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Science. v.2, p. 33-54.

Cronwright, M S. (2005) A review of the rare elements pegmatite of the Alto Ligonha pegmatite province, northern Mozambique and exploration Guideline. Ph.D thesis. Rhodes University Grahams town South Africa. South Africa, p. 138.

Da Silva, A (2013) Caracterização mineralógica por difracção de Raio-X e determinação de elementos de terras raras por ICP-MS. Belo Horizonte. 114 p.

De Sousa, P. (2014), Terras raras no Brasil: Historia, produção e perspectivas. Universidade de São Paulo, Brasil. Pp 756-760.

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, Pp 11.

Figueiredo, M.C (1985) Introdução à geoquímica de elementos de terras raras. Departamento de Geologia Geral-IG-USP. Brasil. Pp. 15-31.

Gemusse, U.G. (2014). Prospecção Geológica de Pegmatitos de Mogovolas-Moma- Moçambique, Sissertacao de Mestrado. Universidade do Aveiro, Portugal.

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 Associed Oxide Minerals from Naipa Pegmatites – Alto Ligonha – Zambézia - Mozambique. Estudos Geológicos, 19 (2), 167-171.

GTK Consortium (2006). Notícia Explicativa da Carta Geológica 1:250.000. Direcção Nacional de Geologia, Maputo. Volume 3. Pp 19-23.

Jenner, G.A. (1996). Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry, in Wyman, D.A., ed. Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications For Massive Sulphide Exploration: Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12: 51-77.

Marini, at al (1992). Elementos de terras raras em granitóides da Província estanífera de Goiás. Rev. Bras. Geoc. **22**: 61-72.

Macey et al. (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.

Landes K. (1933). Origen and classification of pegmatites. In *American Mineralogist*. Pp 33-56, 95-103.

London, D. (2008) *Pegmatites*. Special Publication, 10. Mineralogical Association of Canada, Quebec, 347 p.

Moiana, M. (2010). Certeza geológica da ocorrência e viabilidade económica para o aproveitamento do berilo “True Blue” do Licungo, Zambézia, Moçambique. Tese de Mestrado. Universidade do Minho, 120 p.

Moiana, M. & Gomes, L. (2012). Panorama sobre estrutura, mineralogia e recursos dos pegmatitos do Licungo em Moçambique. Imprensa da Universidade de Coimbra. Portugal. Pp 272-277.

Moiana M, Dias P, (2014). Fraccionação geoquímica nas rochas encaixantes do campo pegmatítico do Licungo, Moçambique. IX CNG/2º CoGePLiP, Porto. Pp 151-155.

Moiana, M. (2016). Contributo para o conhecimento da metalogénese do campo pegmatítico do Licungo. Dissertação de doutoramento. Universidade do Minho. Portugal. 313 p.

Paye, H. (2014). Teor e distribuição de elementos de terras raras e comparação de métodos de extracção de elementos traço em solos Brasileiros. Tese de pós Graduação. Universidade de Viscosa. Minas Gerais - Brasil. 84 p.

Queiroz, H. A (2010). Classificação de Pegmatitos do Centro-Sul do Estado de Tocantins: Caracterização química e mineralógica. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Mato Grosso. Brasil. 89 p.

Rollinson, H. R. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. London: Longman Scientific & Technical, p 352.

Santos, C. (2014). A disputa sino-estadunidense na OMC e a importância das terras raras na indústria da defesa. Tese de mestrado. Universidade Federal de Pernambuco. Brasil. Pp 19-24.

Streckeisen, A. (1974). Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. *Geologische Rundschau* 63, 773–786.

Winter, J. D. (2009). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology* Prentice-Hall Inc. Upper Saddle River, New Jersey, USA, Pp 697.

Páginas de internet visitados:

³ <https://geologiasemrumo.wordpress.com/2015/06/02/reacoes-secundarias-e-de-substituicao-em-rochas-magmaticas/>

⁴ <https://www.ufrgs.br/minmicro/Allanita.pdf>. Versão de Agosto de 2021.

⁵ <https://www.ufrgs.br/minmicro/titanite.pdf>. Versão de Agosto de 2021

ANEXO

Tabela 1: Coordenadas (UTM) das amostras colhidas na área de estudo.

Amostra	Pegmatito	Longitude	Latitude	
7ME62	Careca	295716.8	8131733.5	
7ME63		286139.4	8228499.4	
03MA14	Ígaro	286061.7	8228580.0	
03MA19		309217.3	8136342.7	
5MB34		291224.3	8135191.2	
4MB39		290919.9	8135254.0	
4MB45		290296.9	8135378.4	
8MG70	Macuia	296275.8	8121191.1	
8MG72		295998.5	8121417.1	
15MH168		287186.5	8134363.7	
12MD135	Melatube	289481.9	8131324.5	
12MD137		289481.9	8131324.5	
15MH171		287889.7	8132747.4	
12MD129.	Mugulama	291886.3	8132744.3	
12MD130		2901886.3	8132744.3	
8MG104	Scheelite	295651.9	8127818.5	
8MG106		295719.7	8127780.4	
8MG110		295760.8	8127635.7	
9MG101		295719.7	8127780.4	
9MG102		295719.7	8127780.4	
10ML119		295924.6	8129352.8	
10ML121		295924.6	8129352.8	
10ML125		296184.5	8129410.7	
13MF138		295377.9	8127447.5	
13MF141		295506.8	8127276.6	
13MF142		295268.2	8127169.7	
14MJ147		296200.0	8128734.5	
14MJ156		2970119.3	8128484.2	
14MJ167		298193.6	8128557.0	
5MC48		Vila Maior	286097.0	8228538.6
5MC54			293653.0	8133891.9
16ME181			295087.5	8130814.3
16ME183	293915.5		8132601.4	