

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA  
INSTITUTO DE GEOGRAFIA, GEOCIÊNCIAS E SAÚDE COLETIVA

OCTAVIO SHIMARU NETO

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DA INTRUSÃO SÃO FÉLIX-01, MONTE  
CARMELO (MG)

Monte Carmelo (MG)

2024

OCTAVIO SHIMARU NETO

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DA INTRUSÃO SÃO FÉLIX-01, MONTE  
CARMELO (MG)

Trabalho de Conclusão de apresentado  
ao Instituto de Geografia, Geociências e  
Saúde Coletiva da Universidade Federal  
de Uberlândia como requisito parcial para  
obtenção do título de bacharel em  
Geologia

Orientador: Prof. Dr. Felix Nannini

Monte Carmelo (MG)

2024

Ficha Catalográfica Online do Sistema de Bibliotecas da UFU com dados informados pelo(a) próprio(a) autor(a).

S556 2024	<p>Shimaru Neto, Octavio, 2000- Caracterização petrográfica da intrusão São Félix-01, Monte Carmelo (MG) [recurso eletrônico] / Octavio Shimaru Neto. - 2024.</p> <p>Orientador: Felix Nannini. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal de Uberlândia, Graduação em Geologia. Modo de acesso: Internet. Inclui bibliografia. Inclui ilustrações.</p> <p>1. Geologia. I. Nannini, Felix ,1987-, (Orient.). II. Universidade Federal de Uberlândia. Graduação em Geologia. III. Título.</p> <p style="text-align: right;">CDU: 551</p>
--------------	--

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de acordo com o AACR2:

Gizele Cristine Nunes do Couto - CRB6/2091  
Nelson Marcos Ferreira - CRB6/3074

OCTAVIO SHIMARU NETO

CARACTERIZAÇÃO PETROG DA INTRUSÃO SÃO FÉLIX-01, MONTE CARMELO  
(MG)

Trabalho de Conclusão de apresentado ao  
Instituto de Geografia da Universidade Federal  
de Uberlândia como requisito parcial para  
obtenção do título de bacharel em Geologia

Monte Carmelo (MG), 20 de outubro de 2024

**Banca Examinadora:**

---

Prof. Dr. Felix Nannini (UFU)  
Universidade Federal de Uberlândia

---

Geólogo Dr. Ítalo Lopes de Oliveira (UFU)  
Universidade Federal de Uberlândia

---

Prof. Dr. Fabiano Mota da Silva (UFU)  
Universidade Federal de Uberlândia

Dedico este trabalho aos meus pais, amigos e  
professores, pelo apoio constante, carinho  
imensurável e compreensão ao longo dessa  
jornada.

## AGRADECIMENTOS

Expresso minha mais profunda gratidão ao professor e amigo Felix Nannini, pelos ensinamentos, incentivo, companheirismo e comprometimento ao longo de todo o desenvolvimento deste trabalho. Sua orientação foi essencial não apenas para a conclusão desta etapa acadêmica, mas também para o meu crescimento como profissional e ser humano.

Sou igualmente grato a Universidade Federal de Uberlândia e todos os discentes do curso de Geologia, que contribuíram significativamente para aumentar minha paixão pela área e me ensinaram valiosas lições não só sobre o curso, mas também sobre a vida. A convivência com vocês enriqueceu minha jornada acadêmica e me trouxe grandes aprendizados.

Meu sincero agradecimento também ao geólogo e técnico Dr. Ítalo Lopes, pela inestimável ajuda e pelas ricas conversas durante todo o período que passei no laboratório. Suas orientações, diálogos e disponibilidade foram fundamentais para o bom andamento das atividades e para o sucesso deste trabalho. Também agradeço expresso minha gratidão à Thafilla Luzia Felipe Da Silva pelo auxílio na separação granulométrica e ao Flaysner Magayver Portela, pela ajuda nas análises de MEV e DRX.

À minha família – Adriana, Nilza, Octavio Jr. e Stéphanly – expresso minha eterna gratidão pelo apoio incondicional em todas as fases da minha vida, especialmente durante a minha graduação. Vocês foram minha base e minha força, sempre acreditando em mim, mesmo nos momentos mais desafiadores. Amo vocês!

Agradeço, ainda, aos meus queridos irmãos de faculdade – Foca, Milk, Cheppas, Hernani, Olavo, Meia Barba, Ewerton, Braguinha, Negrini, João Peludo, Leleo, Tuts, Thalles Arifa, Paulinha e Giovana. Com vocês, a jornada acadêmica se tornou muito mais leve e divertida. Cada momento compartilhado ficará para sempre guardado na memória com carinho. Estarei aqui torcendo pelo sucesso de vocês.

Por fim, gostaria também de expressar minha gratidão àqueles que, mesmo não sendo mencionados individualmente, contribuíram de forma significativa durante esta jornada. Aos colegas de turma, funcionários da universidade, e todos que, de maneira direta ou indireta, ofereceram apoio, palavras de incentivo, ou pequenos gestos que fizeram a diferença nos momentos mais desafiadores. Cada interação, por menor que tenha parecido, foi essencial para o meu crescimento e para a conclusão deste trabalho.

A todos, meu sincero obrigado!

“Todo dia é uma chance para ser melhor do que ontem.”

(EMICIDA)

## RESUMO

A porção oeste de Minas Gerais é conhecida por sua diversidade de rochas e por seu contexto geotectônico, o qual engloba rochas pertencentes a Bacia do Paraná, a Província Tocantins e ao Cráton São Francisco. Durante o Cretáceo Superior, um evento magmático de grande escala ocorreu nesta região. Este evento teve relação com a abertura do Oceano Atlântico e deixou como registro uma grande quantidade de rochas alcalinas, possivelmente responsáveis pelos diamantes encontrados no Alto Paranaíba e Triângulo Mineiro e que tiveram extrema importância no desenvolvimento da região. Estas rochas alcalinas são principalmente kimberlitos e kamafigitos, com ocorrência local no município de Monte Carmelo (MG). A Província Ígnea do Alto Paranaíba, ou PIAP é constituída por um conjunto de rochas alcalinas da região, na borda norte da Bacia do Paraná. A metodologia do trabalho baseou-se na descrição macro e microscópica, separação granulométrica, análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) e difratometria de raios-x (DRX). A intrusão São Félix-01 encontra-se na margem de uma drenagem, bastante intemperizada e com formação de saprólito. A intrusão foi classificada como kamafigito (mafurito) de coloração cinza escuro, isotrópica, ultramáfica, holocristalina e subfanerítica, com cristais que variam de densos a grossos, magnetismo moderado e macrocristais euédricos a subédricos principalmente de olivina em uma matriz fina, o que caracteriza a textura porfirítica. Sua mineralogia primária é composta principalmente por: olivina, flogopita, perovskita, diopsídio, Ti-magnetita, apatita, kalsilita, serpentina, saponita, calcita e barita, e a mineralogia secundária por: saponita, vermiculita e serpentina.

**Palavras-chave:** Cretáceo; kamafigitos; kimberlito, mafurito; mineralogia.

## ABSTRACT

The western portion of Minas Gerais is known for its diversity of rocks and its geotectonic context, which encompasses rocks belonging to the Paraná Basin, the Tocantins Province, and the São Francisco Craton. During the Late Cretaceous, a large-scale magmatic event occurred in this region. This event was related to the opening of the Atlantic Ocean and left a record of a large number of alkaline rocks, possibly responsible for the diamonds found in the Alto Paranaíba and Triângulo Mineiro regions, which played a crucial role in the development of the area. These alkaline rocks are mainly kimberlites and kamafugites, with local occurrences in the municipality of Monte Carmelo (MG). The Alto Paranaíba Igneous Province (PIAP) consists of a set of alkaline rocks in the region, located on the northern edge of the Paraná Basin. The methodology of this work was based on macroscopic and microscopic descriptions, granulometric separation, scanning electron microscopy (SEM) analyses, and x-ray diffraction (XRD). The São Félix-01 intrusion is located on the edge of a drainage area, highly weathered, with saprolite formation. The intrusion was classified as a kamafugite (mafurite) with a dark gray color, isotropic, ultramafic, holocrystalline, and subphaneritic, with crystals ranging from dense to coarse, moderate magnetism, and euhedral to subhedral macrocrystals, mainly of olivine in a fine-grained matrix, which characterizes the porphyritic texture. Its primary mineralogy is mainly composed of olivine, phlogopite, perovskite, diopside, Ti-magnetite, apatite, kalsilite, serpentine, saponite, calcite, and barite, while its secondary mineralogy includes saponite, vermiculite, and serpentine.

**Keywords:** Cretaceous; kamafugites; kimberlite; mafurite; mineralogy.

## SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO .....	12
1.2 JUSTIFICATIVA .....	13
1.3 LOCALIZAÇÃO .....	14
2 MATERIAIS E MÉTODOS .....	14
2.1 PRÉ-CAMPO .....	15
2.1.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	16
2.2 CAMPO .....	16
2.3 PÓS-CAMPO .....	17
2.3.1 SEPARAÇÃO GRANULOMÉTRICA.....	17
2.3.2 CONFECÇÃO DE SEÇÃO POLIDA .....	20
2.3.3 CONFECÇÃO DE LÂMINAS PETROGRÁFICAS .....	21
2.3.4 DESCRIÇÕES MACRO E MICROSCÓPICAS .....	25
2.3.5 CORTE DE AMOSTRAS .....	25
2.3.6 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV).....	25
2.3.7 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X (DRX) .....	26
2.3.8 CONTAGEM MODAL.....	27
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	28
3.1 CLASSIFICAÇÃO E ASPECTOS PETROGRÁFICOS DAS ROCHAS ALCALINAS POTÁSSICAS A ULTRAPOTÁSSICAS .....	29
3.1.1 KIMBERLITOS.....	31
3.1.2 KAMAFUGITOS .....	33
3.1.3 LAMPROÍTOS .....	33
3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	34
3.2.1 PROVÍNCIA TOCANTINS.....	34
3.2.2 FAIXA BRASÍLIA.....	35
3.2.3 PROVÍNCIA ÍGNEA DO ALTO PARANAÍBA.....	37
3.2.3.1 GRUPO MATA DA CORDA.....	39
3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	39
3.3.1 COMPLEXO MONTE CARMELO.....	39
3.3.2 GRUPO ARAXÁ.....	40
4 RESULTADOS .....	40
4.1 DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA.....	40
4.2 DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA E ANÁLISES DE MEV .....	43
4.3 ANÁLISES DE DRX .....	71
5 DISCUSSÕES.....	76

6 CONCLUSÃO .....	77
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	79

## 1 INTRODUÇÃO

O município de Monte Carmelo (MG) está localizado na Mesorregião do Triângulo Mineiro, sendo muito conhecido por ser um grande polo ceramista. Sua economia é baseada principalmente na agricultura e pecuária, e, além disso, o desenvolvimento da cidade teve uma relação direta com a exploração de diamantes na região. A cidade vizinha, Estrela do Sul, foi o berço de vários achados importantes de diamantes, principalmente em depósitos sedimentares relacionados ao Rio Bagagem, justificando assim o antigo nome do município, denominado Bagagem. A partir de 1840, exploradores do diamante do Rio Bagagem levaram suas famílias para um local entre os córregos Mumbuca e Olaria, e assim desenvolveu-se um povoado que viria a se tornar hoje o município de Monte Carmelo (SLYWITCH, 2022).

O referido município encontra-se no contexto geotectônico da Faixa Brasília, na borda nordeste da Bacia do Paraná e a sudoeste do Cráton São Francisco. Dentro dos limites municipais ocorrem rochas vulcânicas alcalinas máficas e ultramáficas na forma de pipes e diques (SVISERO *et al.* 1984; GIBSON *et al.*, 1995; CABRAL NETO *et al.*, 2017). O relatório de Cabral Neto *et al.* (2017) foi parte dos resultados do Projeto Diamante Brasil realizado pela CPRM e contém dados de localização de corpos kimberlíticos e kamafugíticos, herdados da extinta Brazilian Diamonds, que teve sua atuação no Brasil entre as décadas de 70 e 90. Houve diversas campanhas de reconhecimento durante o Projeto Diamante Brasil (CABRAL NETO *et al.*, 2017), porém, boa parte das intrusões não foram localizadas em campo e, portanto, não foram amostradas. No total, dentro do município de Monte Carmelo (MG) foram cadastradas 32 ocorrências, no entanto apenas 15 delas foram amostradas pela CPRM.

De forma genérica, as intrusões foram classificadas como kimberlíticas, sendo que somente duas são realmente kimberlitos *sensu stricto* a partir da mineralogia, química de rocha total e química mineral. Os kimberlitos *sensu strictu* são rochas ígneas potássicas ultrabásicas com macrocristais de olivina, ilmenita, piropo, diopsídio, flogopita, enstatita e cromita em uma matriz de granulação fina (MITCHELL, 1995) e, no caso dos kimberlitos *sensu latu*, são ricos em voláteis e possuem elevada presença de óxido de magnésio (JELSMA *et al.*, 2009).

Dessa forma, kimberlitos são rochas formadas por meio do resfriamento do magma, com significativas concentrações de potássio e subsaturação de sílica, já que sua composição não ultrapassa 44% de teor de sílica (SiO<sub>2</sub>), em peso. Além dos kimberlitos, foram descritos kamafugitos na região do Alto Paranaíba, que de acordo com a nomenclatura proposta por Oliveira *et al.* (2022) para kamafugitos (*sensu strictu*), são rochas vulcânicas portadoras de kalsilita e com afinidade ultrapotássica (mafuritos, uganditos e katungitos, atualmente). Rochas

máficas a ultramáficas como kamafeugitos e kimberlitos costumam contrastar em termos mineralógicos e geoquímicos com as rochas hospedeiras. As rochas alcalinas, no geral, têm um amplo espectro de índices de cor (ultramáfico a félsico) e não têm um grande volume de exposição na superfície terrestre, não ultrapassando 1% em relação às rochas ígneas expostas (GILL, 2010).

Estudos realizados na intrusão São Félix-01 possibilitaram a caracterização da rocha por meio de pesquisas relacionadas à mineralogia, à química e à gênese da mesma, o que contribuiu significativamente para o acervo geocientífico sobre corpos alcalinos cretácicos da região, trazendo dados novos e atualizados. Esses dados foram obtidos por meio de diversas técnicas de caracterização, tais como: microscopia eletrônica de varredura (MEV), difratometria de raios X (DRX), descrições macro e microscópicas e revisão bibliográfica.

## 1.2 JUSTIFICATIVA

É possível notar na literatura uma certa deficiência no que diz respeito aos dados relacionados a uma caracterização mais precisa de diversos corpos, envolvendo métodos de análises químicas, lâminas petrográficas e um estudo mais aprofundado para cada intrusão. As únicas ocorrências com estudos pormenorizados são os kimberlitos Indaiá e Limeira, também chamados por Cabral Neto *et al.* (2017) de Perdizes 3 e Perdizes 4, respectivamente. Neste contexto, a escassez de conteúdo geocientífico sobre kimberlitos e kamafeugitos na região é um fator que influencia diretamente no desenvolvimento de novos trabalhos.

O alto valor econômico agregado aos diamantes juntamente com suas diversas aplicações os tornam materiais muito cobiçados e estudados visto que podem ser utilizados tanto na indústria para corte de objetos com dureza alta ou como matéria-prima para joias. Estima-se que os diamantes encontrados na região do Alto Paranaíba são relacionados ao magmatismo que ocorreu na região há cerca de 80 a 95 milhões de anos atrás (GUARINO *et al.*, 2013). A presença dos diamantes em rochas kimberlíticas ocorre pelo transporte dos mesmos por meio da ascensão do magma em direção à superfície.

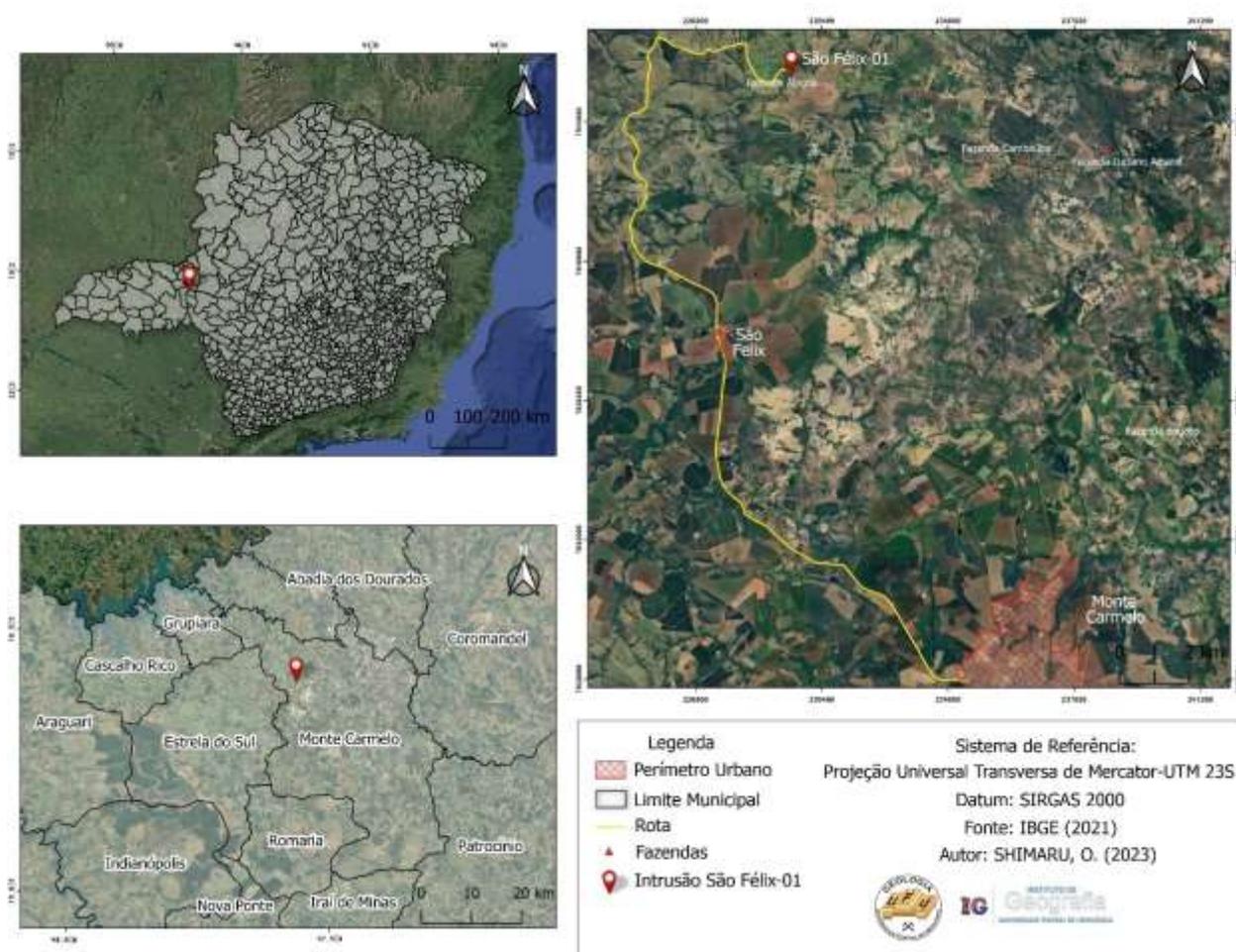
No que diz respeito aos kamafeugitos, estes são considerados fonte potencial de elementos como fósforo, potássio, cálcio e magnésio para fornecimento de matéria-prima de fertilizantes para a agricultura (FERREIRA, 2021). Os kamafeugitos constituem um grupo de rochas raras encontradas em apenas quatro localidades no mundo, Uganda, Itália e Brasil (LE MAITRE, 2002; BROD *et al.*, 2000; SAHAMA, 1974).

### 1.3 LOCALIZAÇÃO

O corpo selecionado para este trabalho corresponde a uma intrusão denominada São Félix-01, localizada nos limites municipais de Monte Carmelo (MG) e próximo ao distrito São Félix (MG), com acesso principal através da LMG-746 e distância aproximada de 32 km a partir de Monte Carmelo (MG). A intrusão SF-01 está próxima à sede da Fazenda Alegria (Figura 1).

Figura 1. Mapa de Localização do corpo São Félix-01

#### MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO CORPO SÃO FÉLIX-01



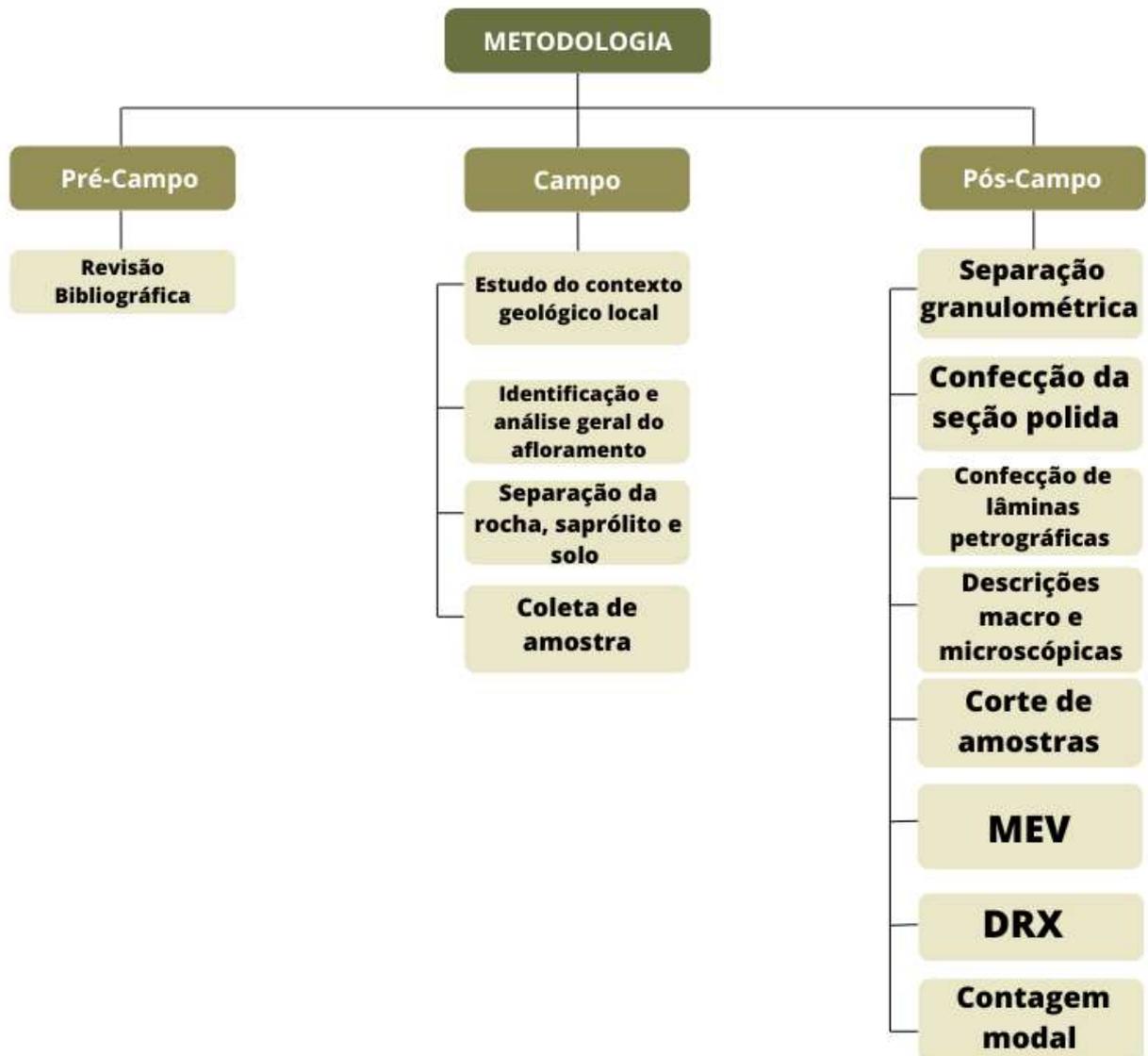
Fonte: O autor.

## 2 MATERIAIS E MÉTODOS

Para o desenvolvimento do presente trabalho foi estabelecida uma divisão das atividades em três etapas, as quais são complementares e dependentes entre si, sendo elas: pré-campo, campo e pós-campo (Figura 2). Estas etapas foram essenciais para o desenvolvimento

do trabalho, de modo que toda a metodologia descrita foi crucial para a confiabilidade dos resultados obtidos, bem como para a padronização dos processos.

Figura 2. Cronograma das atividades desenvolvidas neste presente trabalho



Fonte: O autor.

## 2.1 PRÉ-CAMPO

O pré-campo configurou a construção de um panorama geral sobre o tema, além de possibilitar um melhor entendimento dos conceitos base e das principais características a serem observadas nas etapas de campo e pós-campo. Vale ainda ressaltar a importância dessa etapa para a escolha e definição da metodologia e do cronograma de trabalho.

### **2.1.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

A revisão bibliográfica consistiu no levantamento e na leitura de conteúdos científicos referentes ao tema em questão, principalmente no que diz respeito àqueles relacionados à região próxima a Monte Carmelo (MG). Somado a isso, também foram analisados estudos relacionados a outras partes do mundo, a fim de se estabelecer uma comparação mais abrangente e de proporcionar um melhor entendimento do tema. Nesta etapa foram utilizados artigos científicos, teses de mestrado e de doutorado, anais e livros, sendo assim uma etapa crucial para a elaboração deste trabalho.

O relatório do Projeto Diamante Brasil da CPRM (CABRAL NETO *et al.*, 2017) foi crucial para a escolha desta intrusão, além de ser utilizado para a obtenção da localização e das informações iniciais de classificação prévia, as quais foram discutidas durante este trabalho.

### **2.2 CAMPO**

A etapa de campo, por sua vez, possibilitou o levantamento de dados e informações específicas sobre a intrusão São Félix-01, sendo a base para a realização de análises que serão descritas na etapa pós-campo. Nesta fase, foram coletadas todas as amostras que posteriormente foram analisadas e utilizadas para obter as informações principais deste trabalho.

Anteriormente à realização das análises do afloramento foco do estudo, foi observada a necessidade de se compreender o contexto geológico onde a intrusão alcalina está inserida, visando identificar qual a rocha hospedeira, bem como as possíveis influências do corpo São Félix-01 nas rochas adjacentes.

Tendo como base a informação relacionada à localização obtida através do Projeto Diamante Brasil da CPRM (CABRAL NETO *et al.*, 2017), foi possível encontrar rapidamente o afloramento da intrusão SF-01. Ademais, também foi importante para analisar sua disposição em relação a sua rocha encaixante, tamanho do afloramento e grau de intemperismo.

No próprio afloramento da intrusão São Félix-01 foi feita a separação da rocha, do saprólito e do solo, possibilitando a observação do grau de intemperismo da rocha, bem como a influência desse intemperismo na mineralogia da mesma.

Após a identificação do afloramento e realização das análises primárias, foi efetuada a coleta de amostras destinadas às descrições micro e macroscópicas e às análises de microscópio eletrônico de varredura e de difratômetro de raios X. Esta coleta foi realizada com o objetivo de obter amostras com o menor grau de intemperismo possível, visando observar a rocha no estado menos alterado, preservando os minerais primários, e também facilitando os processos futuros de análise.

## 2.3 PÓS-CAMPO

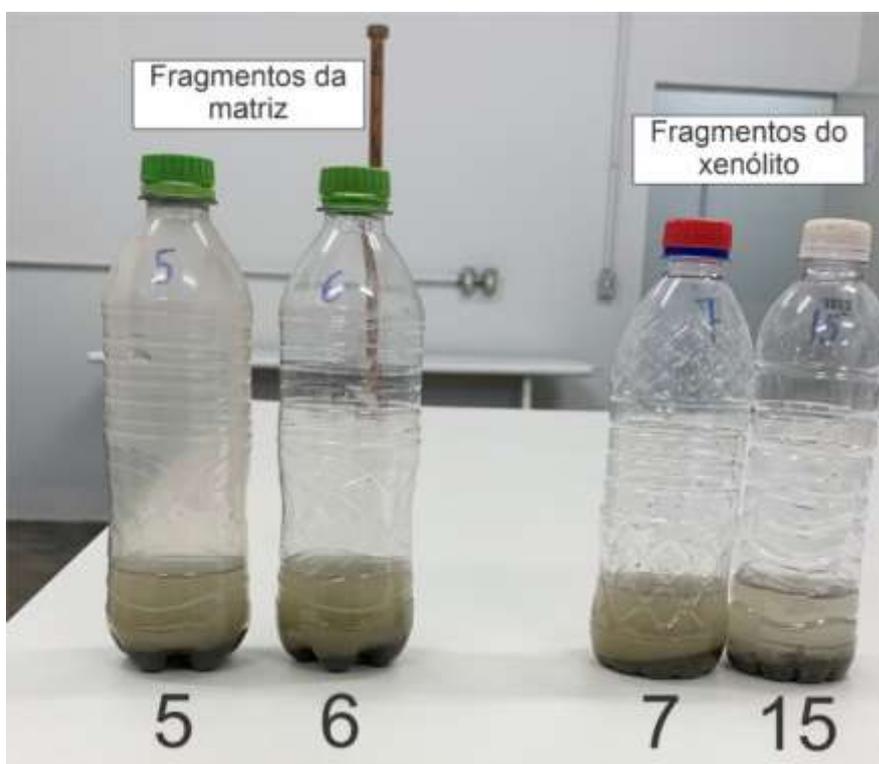
A etapa pós-campo foi fundamental para o desenvolvimento do trabalho, pois foi nessa fase que diversas análises foram realizadas e as informações foram tratadas e compiladas, permitindo a caracterização da intrusão São Félix-01.

### 2.3.1 SEPARAÇÃO GRANULOMÉTRICA

Para a separação granulométrica foi feita a separação das amostras coletadas, onde foram utilizados canivetes para segregar os xenólitos e a matriz, os quais foram armazenados em sacos diferentes e, posteriormente, misturados com água durante a etapa de separação granulométrica. Por conta da amostra apresentar uma consistência muito friável, deve-se considerar a possibilidade de contaminação tanto nos xenólitos, quanto na matriz.

A separação granulométrica foi realizada no Laboratório de Física do Solo (LAFIS) da UFU em Monte Carmelo (MG). O método original necessitou de alguns ajustes para uma melhor adequação no que diz respeito às condições das amostras disponíveis e, além disso, a metodologia foi utilizada para quatro amostras, sendo duas de fragmentos da matriz (amostras 5 e 6) e duas de fragmentos de xenólitos (amostras 7 e 15) (Figura 3).

**Figura 3.** Amostras dos fragmentos da matriz (5 e 6) e dos xenólitos (7 e 15) após processo de agitação.



Fonte: O autor.

O método de separação granulométrica é definido como sendo uma técnica de dispersão mecânica e de estabilização da amostra por meio de sua dispersão em uma solução adequada, seguida das etapas de separação das frações por meio de processos de peneiramento e de sedimentação (DONAGEMMA *et al.*, 2017). Foram utilizadas as amostras fragmentadas da matriz e dos xenólitos, das quais foram retirados 20 g de cada e misturadas com 150 ml de água em garrafas do agitador tipo Wagner (Figura 4). O processo de agitação foi realizado por 16 horas a 50 rotações por minuto. Apesar do método original utilizar uma solução de hidróxido de sódio (NaOH), no presente estudo optou-se por utilizar somente água, visto que os minerais poderiam reagir com o hidróxido de sódio.

**Figura 3.** Agitador tipo Wagner utilizado no processo de separação granulométrica para a etapa de agitação das amostras

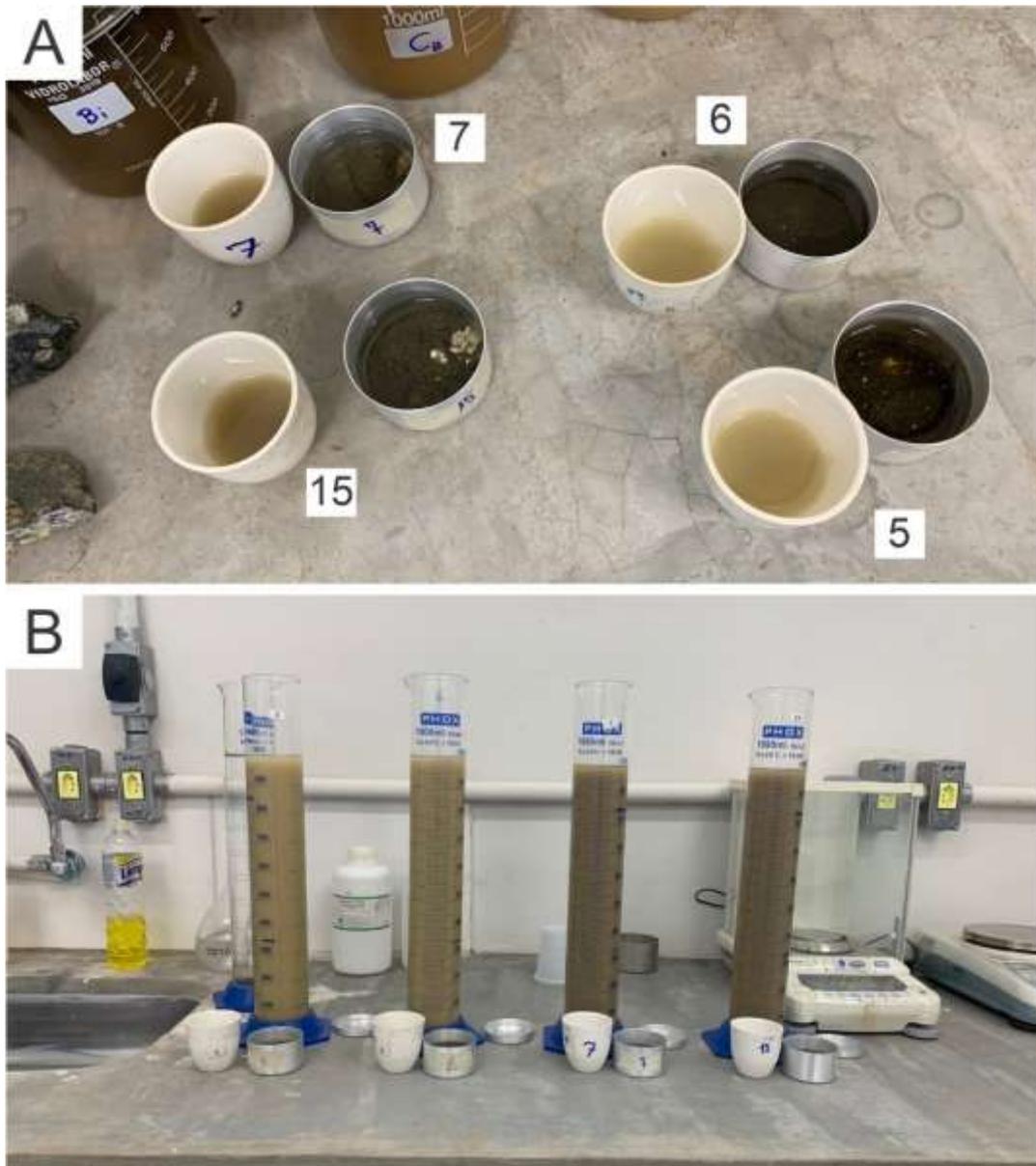


**Fonte:** O autor.

O processo de separação granulométrica foi realizado, a princípio, com o auxílio de um funil e uma peneira de malha 0,053 mm posicionado sobre uma proveta de 1L. O material foi então transferido para a proveta ao passar pela peneira. A areia retida na peneira foi separada e armazenada em um recipiente seca (Figura 5-A) e, posteriormente, foi utilizada para análises no MEV. O material de menor granulometria, isto é, que foi transferido para a proveta, foi

separado em duas porções, uma disposta em cadinhos (Figura 5-A) e outra deixada em suspensão na própria proveta (Figura 5-B). Entretanto, por conta do material separado nos cadinhos não ter atingido a quantidade necessária para ser utilizado na análise de DRX, optou-se pelo seu descarte.

**Figura 4.** (A) Recipientes com a areia retida na peneira e cadinho com um material mais fino retirado da proveta; (B) Proveta com o material agitado e peneirado na malha 0,053.



Fonte: O autor.

### 2.3.2 CONFECCÃO DE SEÇÃO POLIDA

A elaboração da seção polida de minerais do saprólito foi desenvolvida para que houvesse a possibilidade de analisar alguns minerais de forma isolada no MEV (Figura 6). O processo foi realizado utilizando adesivos, um pequeno cano de PVC, cola epóxi e os minerais que ficaram na peneira durante a separação granulométrica. Primeiramente, o cano foi serrado em uma espessura semelhante à de um anel e assim foi colado em uma etiqueta adesiva. Com esse anel sobre a etiqueta, foi preenchida toda a circunferência do cano com os minerais que ficaram retidos na peneira de 0,053 mm durante a separação granulométrica.

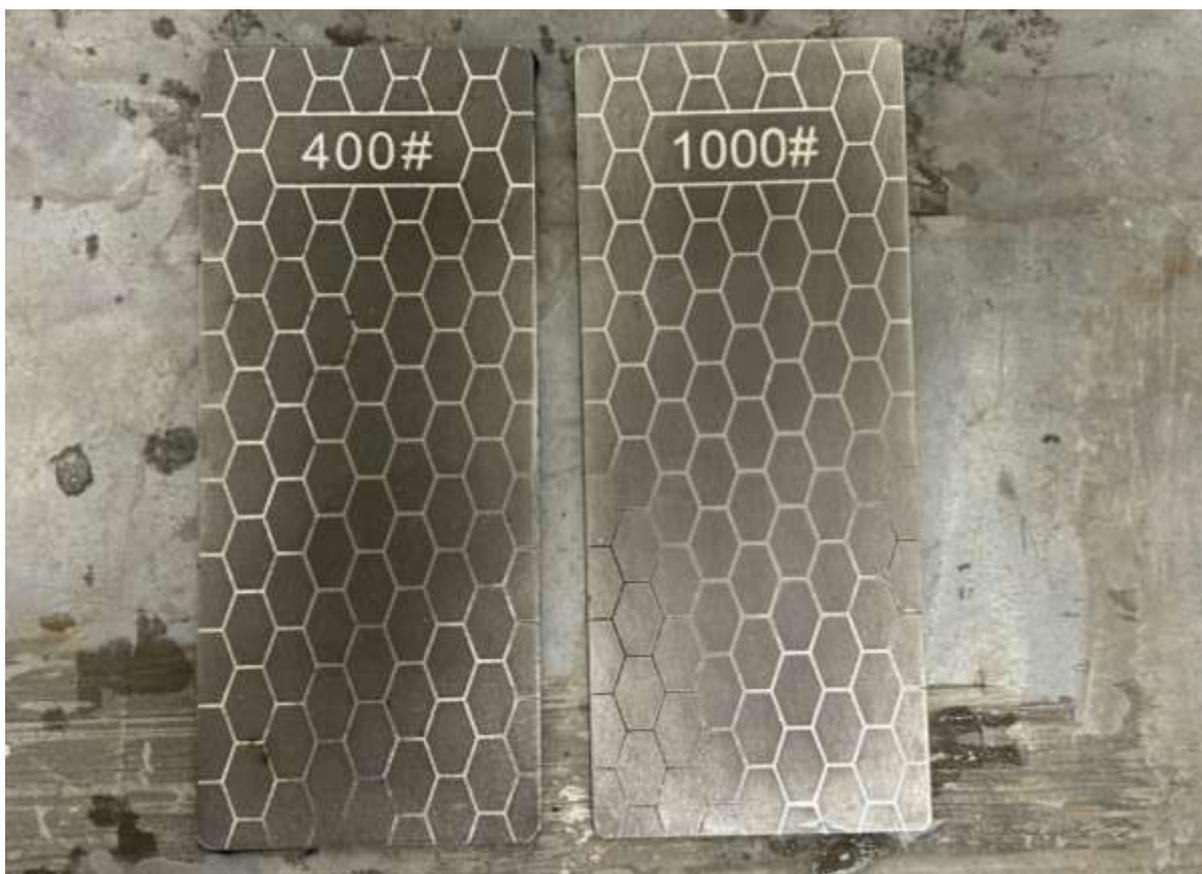
**Figura 5.** Seção polida desenvolvida para análise de minerais de forma isolada.



**Fonte:** O autor.

O excesso desses minerais foi retirado e o cano todo foi preenchido com a cola epóxi, sendo necessário aguardar a secagem da mesma. Após a secagem da cola, retirou-se a etiqueta adesiva e efetuou-se o polimento nas placas diamantadas de 400 *mesh* e 1000 *mesh* (Figura 7) a fim de deixar a superfície dos minerais expostas para a análise do MEV.

Figura 6. Placas diamantadas de 400 *mesh* à esquerda, e 1000 *mesh* à direita utilizada para desbaste.



Fonte: O autor.

### 2.3.3 CONFEÇÃO DE LÂMINAS PETROGRÁFICAS

Devido ao grau de intemperismo de algumas rochas, principalmente da possível encaixante, foi utilizada a serra para corte de refratários CBR100 da Teclago (Figura 8), a fim de possibilitar a visualização de uma porção menos alterada da rocha e principalmente para adequá-la ao tamanho da lâmina. Com isso foi observou-se a disposição dos minerais e os estiramentos desta rocha.

**Figura 7.** Serra para corte de refratários CBR100 da Teclago utilizada para serrar amostras consistentes.

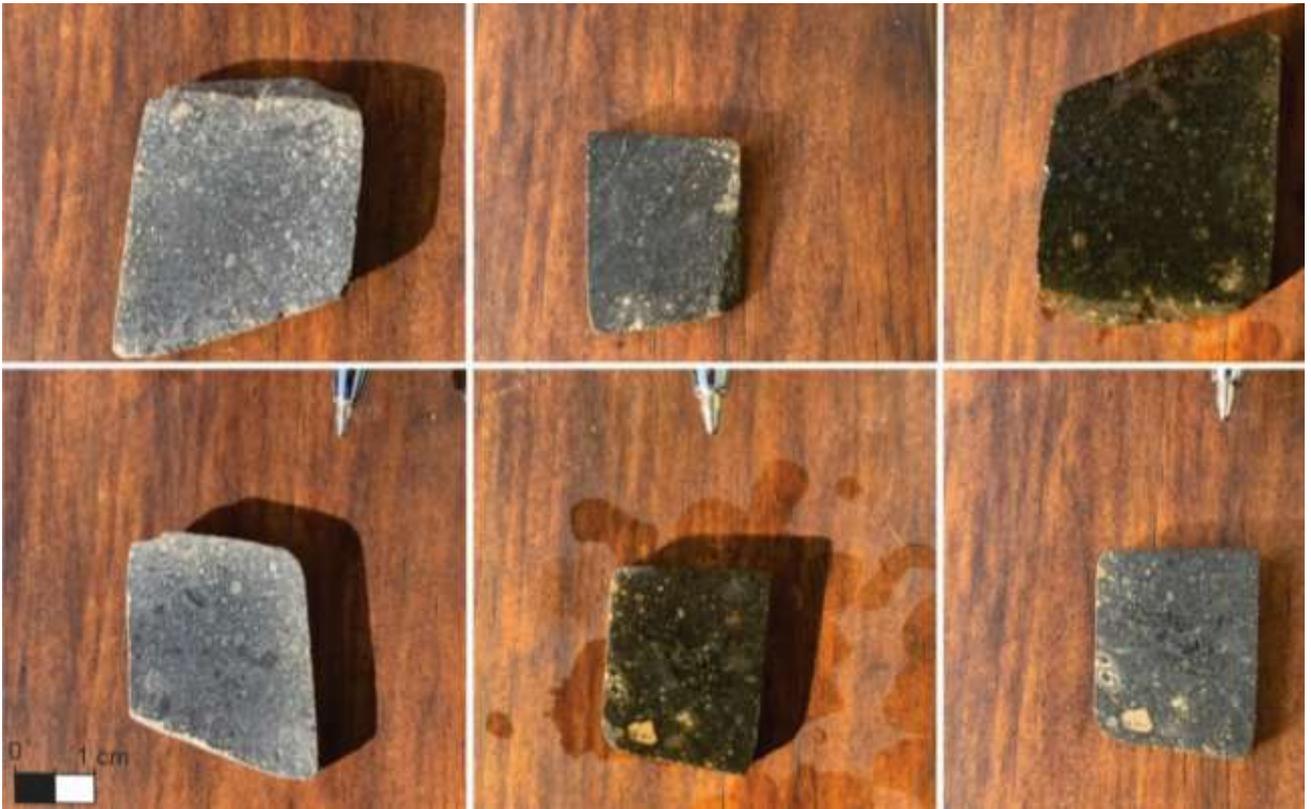


**Fonte:** O autor.

Para a confecção das lâminas petrográficas foi estabelecida a prioridade para as rochas mais preservadas, ou seja, com menor efeito do intemperismo, para que houvesse o mínimo de perda de material durante o processo.

Primeiramente as amostras foram cortadas em pedaços retangulares buscando a menor espessura possível (Figura 9), no entanto, como o corte não foi feito com uma lâmina de precisão, a espessura variou entre aproximadamente 0,5 cm e 1 cm. Após essa etapa, foi necessário fazer um polimento para remover as irregularidades e deixá-las o mais planas possíveis, permitindo que fossem adequadamente coladas nas lâminas.

**Figura 8.** Fragmentos das amostras cortadas em retângulos que posteriormente foram desbastados até a espessura de lâminas petrográficas.



**Fonte:** O autor.

Com a cola seca, inicia-se o processo de desbaste para que a lâmina atinja uma espessura de aproximadamente 50 à 30  $\mu\text{m}$  (0,05 mm à 0,03 mm). Inicialmente este desbaste foi feito à mão, utilizando placas diamantadas e carbeto de silício, porém com a abertura do Laboratório de Preparação de Amostras (LAPREA), o processo passou a ser feito na lixadeira metalográfica PLFDC dupla da marca Fortel (Figura 10).

**Figura 9.** Lixadeira metalográfica PLFDC dupla da Fortel utilizada para o desbaste das amostras durante a preparação das lâminas petrográficas

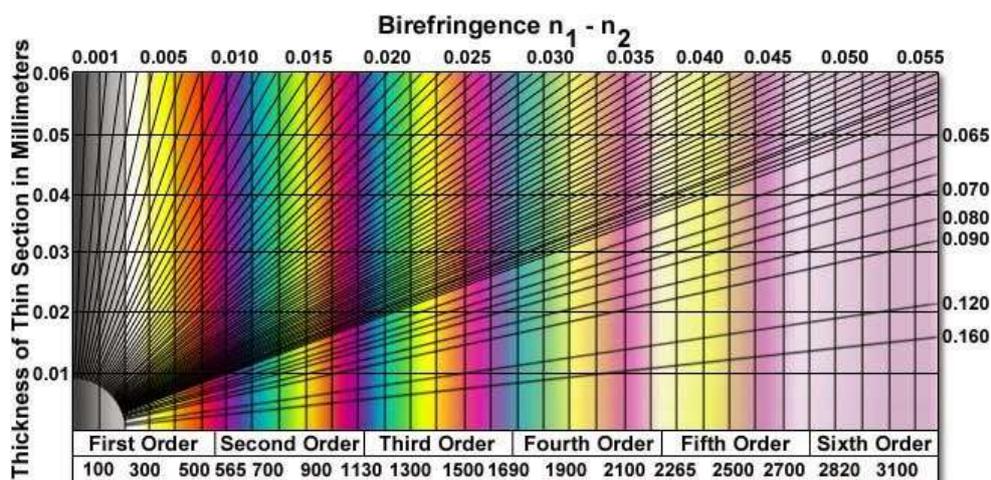


**Fonte:** O autor.

Após a observação de um aspecto mais fino da lâmina, foi realizada a substituição do desbaste com a politriz para o desbaste feito com placas diamantadas, de modo que, inicialmente utilizou-se a placa diamantada de 400 *mesh*, seguida da de 1000 *mesh* (Figura 7). Para finalizar o polimento utilizou-se o carbetto de silício misturado com um pouco de água sobre uma superfície plana (placa de vidro).

A fim de se promover um controle sobre a espessura da lâmina, foi necessário realizar a finalização do desbaste através da inserção da lâmina no microscópio petrográfico, para observar um mineral conhecido e comparar com a sua cor de interferência na Carta de Cores de Interferência de Michael-Lévi (Figura 11). O principal mineral utilizado como referência foi a olivina, pois já era previamente identificada na descrição macroscópica e facilmente identificável mesmo na lâmina mais grossa. Este processo foi dificultado pela condição de intemperismo da rocha, fazendo com que alguns minerais fossem perdidos durante o desbaste.

Figura 10. Carta de Michel Levy de cores de interferência



Fonte: O autor.

### 2.3.4 DESCRIÇÕES MACRO E MICROSCÓPICAS

Para a descrição macroscópica das amostras da intrusão São Félix-01 e das rochas adjacentes foram utilizadas as aquelas coletadas em campo. O processo foi realizado de acordo com suas características observáveis a vista desarmada ou com auxílio de lupa de mão, de modo que foram descritas a mineralogia, estruturas, textura, cor e outros aspectos necessários para a caracterização das amostras.

Já para o processo de descrição microscópica (petrografia microscópica), foram utilizadas as lâminas petrográficas confeccionadas anteriormente sendo elas as lâminas: SF-01-A, SF-01-B, SF-01-C e SF-01-D. Nesta etapa, foi possível observar os contatos entre os minerais, a disposição dos mesmos (relações de contato, feições de reação, tamanho, orientação) e a mineralogia de forma mais precisa, já que macroscopicamente poucos minerais podiam ser observados.

### 2.3.5 CORTE DE AMOSTRAS

### 2.3.6 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

O microscópio eletrônico de varredura utilizado para as análises apresentadas neste trabalho encontra-se no Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ) da Universidade Federal de Uberlândia no campus Santa Mônica na cidade de Uberlândia (MG).

O equipamento é da marca Tescan, modelo VEJA 3 LMU. A análise foi feita como auxílio do técnico do laboratório, Flaysner Magayver Portela, que coordenou os processos de metalização e manipulação do aparelho. Todas as lâminas petrográficas confeccionadas foram analisadas no MEV, bem como a lâmina de material inconsolidado, e necessitaram de duas sessões para que as análises fossem feitas.

A técnica de microscopia eletrônica de varredura é baseada em uma imagem produzida através da incidência de um feixe eletrônico sob um mineral, estimulando assim a emissão de elétrons secundários retro espalhados (DUARTE *et al.*, 2003). Com isso, através da comparação das intensidades emitidas pela leitura, com as intensidades dos elementos puros, é possível determinar a concentração de cada elemento (REED, 2005). Os tons de cinza em imagens de MEV variam conforme o modo de aquisição. No modo BSE, indicam diferenças no número atômico (Z), com regiões claras representando elementos de alto número atômico e escuras, de baixo número atômico. Já no modo SE, os tons refletem a topografia da superfície, com áreas claras indicando elevações e escuras, depressões (GOLDSTEIN *et al.*, 2017).

Antes da amostra ser colocada no MEV é necessário um processo de preparação, onde é realizada uma metalização com ouro para que o material se torne condutivo. Após isso, as amostras foram inseridas no equipamento e foram feitas as escolhas dos “tiros” tendo como base as áreas previamente observadas no microscópio petrográfico que geraram dúvidas ou as áreas que possivelmente apresentariam resultados interessantes para o trabalho.

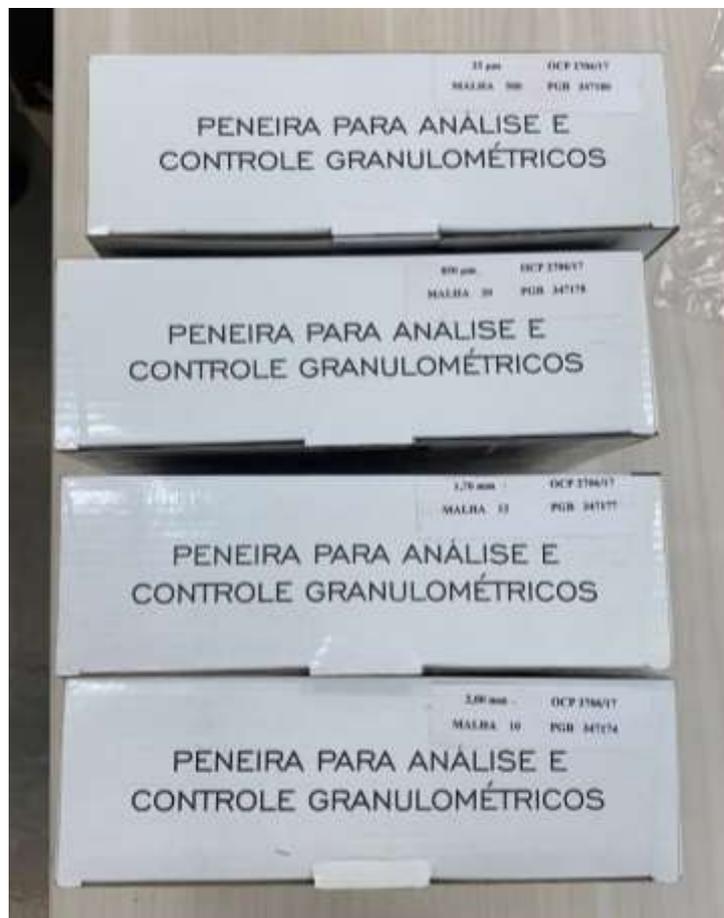
### **2.3.7 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X (DRX)**

A análise de Difratometria de Raios-X (DRX) foi feita no Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ) da Universidade Federal de Uberlândia-UFU, no campus Santa Mônica.

Esta técnica permite a geração de dados relacionados à estrutura das amostras, no que diz respeito à matriz cristalográfica, possibilitando a identificação dos minerais presentes na rocha estudada (DIAS, 2021). O equipamento funciona no momento em que a radiação incidente apresenta um comprimento de onda que possa ser comparado ao espaço entre os elementos da rede (DIAS, 2021). Os átomos que compõe o material em análise devem estar arranjados de maneira ordenada, como no caso de uma estrutura cristalina (DIAS, 2021).

Para a separação do material foram utilizadas peneiras de análise e controle granulométrico de 2 mm, 1,70 mm, 850  $\mu\text{m}$  e 25  $\mu\text{m}$  (Figura 12). Onde o material mais fino (menor do que 25  $\mu\text{m}$ ) foi levado ao DRX para as análises necessárias.

**Figura 11.** Peneiras para análise e controle granulométrico de malhas 2 mm, 1,70 mm, 850  $\mu\text{m}$  e 25  $\mu\text{m}$ .



**Fonte:** O autor.

Os gráficos gerados foram comparados com o banco de dados RRUFF através do software Match! e separados em fotos comparativas para melhor compreensão.

### **2.3.8 CONTAGEM MODAL**

A contagem modal foi realizada com o uso de fotos das lâminas petrográficas e analisadas por meio do software Rock.ar. Utilizou-se uma malha de 60x60 linhas, onde as intersecções representavam a matriz, os macrocristais ou os enclaves. Essa abordagem permitiu obter uma estimativa aproximada das proporções de matriz, macrocristais e enclaves presentes nas amostras analisadas. Dentro dessa malha (Figura 13), apenas os pontos que estão sobre a amostra foram considerados.

**Figura 12.** Exemplo de malha utilizada no software Rock.ar, onde os círculos representam a intersecção das linhas.



**Fonte:** O autor.

### **3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA**

A fim de se estabelecer uma comparação entre os kamafugitos e os kimberlitos, o principal fator a ser observado é a mineralogia, isto é, o conjunto de minerais que as compõem e que as caracterizam. Conforme pode ser visualizado na Tabela 1, baseada em Felgate *et al.* (2014), Woolley *et al.* (1996) e Oliveira *et al.* (2022), existem minerais que estão presentes apenas na mineralogia dos kimberlitos enquanto outros pertencem somente à mineralogia dos kamafugitos.

**Tabela 1.** Comparação mineralógica entre kimberlitos, uganditos e mafuritos.

	Província Alcalina do Alto Paranaíba		
	Kimberlito	Kamafugito	
		Ugandito	Mafurito
Olivina	X	X	X
Flogopita	X		
Perovskita	X	X	X
Diopsídio		X	X
Titanomagnetita	X	X	X
Apatita	X	X	X
Ilmenita	X		
Monticellita	X		
Leucita		X	
Kalsilita		X	X
Calcita	X		
Serpentina	X	X	X

Fonte: (FELGATE *et al.*, 2014), (WOOLLEY *et al.*, 1996) e (OLIVERA *et al.*, 2022).

Em suma, dada toda a importância atrelada aos kimberlitos e aos kamafugitos, a caracterização petrográfica destas rochas se mostra essencial tanto para a sua aplicação econômica, quanto para o estudo e compreensão dos processos que ocorreram em porções profundas da Terra. Estes podem ser entendidos a partir da identificação do tipo de magma gerador envolvido, bem como de suas variações texturais e mineralógicas, além da interação com rochas crustais encaixantes e com rochas mantélicas (GILL, 2010).

### 3.1 CLASSIFICAÇÃO E ASPECTOS PETROGRÁFICOS DAS ROCHAS ALCALINAS POTÁSSICAS A ULTRAPOTÁSSICAS

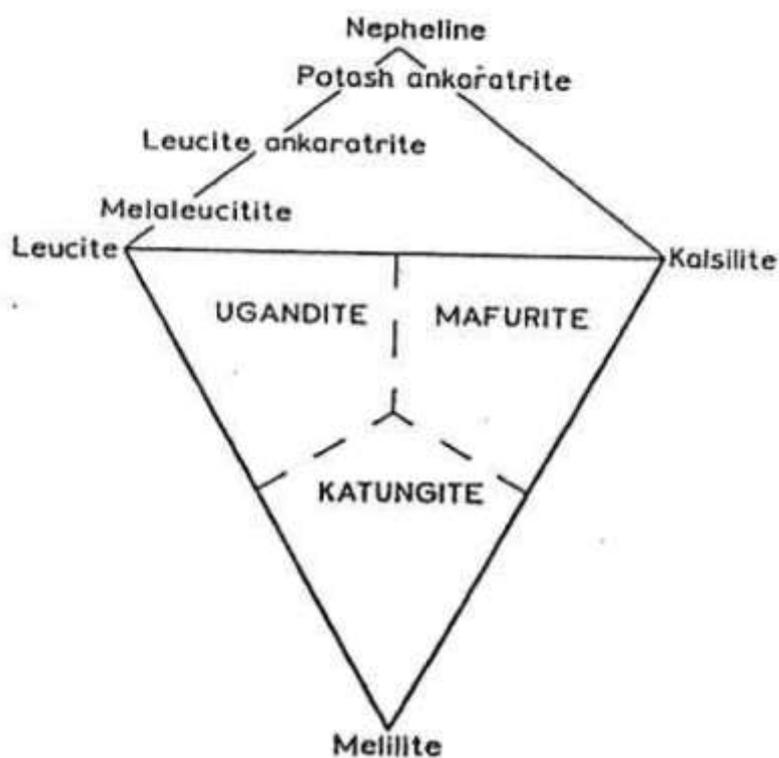
As rochas ultrapotássicas são um tipo de rochas ígneas que se caracterizam por possuir um conteúdo muito alto de potássio ( $K_2O$ ), superior a 3% em peso, em relação a outros elementos químicos como o sódio, e razão  $K_2O / Na_2O > 2$  (FOLEY *et al.* 1987).

Segundo Sahama (1974), o maior teor de  $K_2O$  em relação ao  $Na_2O$  se apresenta na forma de leucita (raramente como kalsilita), feldspatos potássicos, na fase vítrea, ou também em algumas rochas, na flogopita.

Os magmas máficos ultrapotássicos são classificados em lamproítos, kamafugitos e plagio-leucititos, com base em sua composição química, origem petrogenética e nas rochas às quais estão associados.

Estes grupos são os seguintes: os lamproítos e os kamafugitos, em que os kamafugitos são mais raros e são caracterizados por lavas piroclásticas (FOLEY *et al.*, 1987), e subdivididos em ugandito, mafurito e katungito por Sahama (1974). como pode ser observado na Figura 14.

**Figura 13.** Comparação modal entre ugandito, mafurito e katungito.



Fonte: Sahama (1974).

Para uma rocha ser considerada alcalina, habitualmente adota-se a convenção do conteúdo total de sódio e potássio (álcalis) presentes na rocha exceda a proporção molecular de alumina ( $Al_2O_3$ ), sendo representado pela seguinte equação de razão molar:  $[(Na_2O + K_2O) / (Al_2O_3)] > 1$  (MITCHELL, 2020). Dessa forma, é possível identificar e classificar as rochas alcalinas, como sub ou supersaturadas, através da quantidade de sílica ( $SiO_2$ ) presente. Através

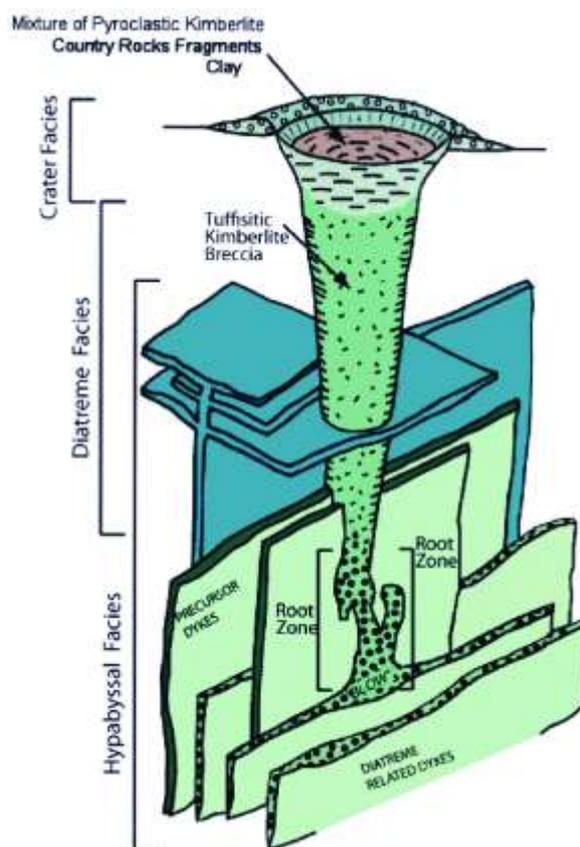
da razão anteriormente apresentada é possível notar a dependência dessa classificação em relação ao teor de alumina, visto que sua deficiência (na proporção especificada) em relação aos álcalis, torna a rocha alcalina.

As rochas alcalinas podem fazer parte de uma série sódica ou de uma série potássica, a qual é definida através da razão molar  $K_2O/Na_2O$ , onde valores menores do que 1 definem a série sódica, e maiores do que 1, a série potássica. As rochas pertencentes a esta última classe, podem ser classificadas ainda entre potássicas e ultrapotássicas, através da razão molar  $K_2O/Na_2O$ , em que valores entre 1 e 3 denotam as rochas potássicas, ao passo que valores superiores a 3, representam as rochas ultrapotássicas (FOLEY *et al.*, 1987).

### **3.1.1 KIMBERLITOS**

Os kimberlitos são rochas ígneas ultramáficas de grande relevância na geologia, pois desempenham um papel crucial no estudo das camadas mais profundas da Terra. Essas rochas são especialmente conhecidas por sua associação com depósitos primários de diamantes, o que as torna de extrema importância econômica e científica. O nome "kimberlito" foi derivado de Kimberley, uma cidade na África do Sul, onde esses depósitos foram descobertos pela primeira vez. A estruturação dessas rochas é representada por pipes kimberlíticos dividido em fácies hipoabissal, fácies diatrema e fácies cratera (MENEZES; LA TERRA, 2011) como representado na Figura 15.

**Figura 14.** Estruturação de um pipe kimberlítico e suas respectivas fácies



**Fonte:** Adaptado de Skinner (1986) por (MENEZES; LA TERRA, 2011).

Os kimberlitos são comumente classificados em dois grupos principais: Grupo I e Grupo II, os quais se distinguem tanto por suas características mineralógicas quanto por sua origem petrogenética (LE MAITRE, 2002). Kimberlitos do Grupo I consistem em rochas ígneas potássicas ultrabásicas (baixo teor de sílica), as quais são ricas em voláteis ( $\text{CO}_2$ ) e que têm sua mineralogia composta principalmente por olivina, ilmenita, piropo, diopsídio, flogopita, perovskita, espinélio, apatita, carbonato e serpentina. Este grupo geralmente se caracteriza por kimberlitos inequigranulares e que possuem uma matriz de granulação fina com macro e/ou megacristais de olivina, piropo, diopsídio, ilmenita, e cristais de flogopita (WOOLLEY *et al.*, 1996). Os macro e/ou megacristais anteriormente mencionados são provenientes de lherzolitos, harzburgitos, eclogitos e xenólitos de peridotitos, os quais se desagregaram após os processos de metassomatização (WOOLLEY *et al.*, 1996).

Os kimberlitos do Grupo II, por sua vez, são rochas ultrapotássicas peralcalinas, também ricas em voláteis ( $\text{H}_2\text{O}$ ), e com uma matriz composta por diopsídio, aegerina, espinélio,

cromita (Mg), magnetita (Ti), perovskita, apatita, com possibilidade de ocorrência de carbonatos, como calcita, dolomita e outros. Os macrocristais presentes nas rochas deste grupo são majoritariamente de flogopita e olivina. Com isso, os kimberlitos do Grupo II, estão mais próximo dos lamproítos do que dos kimberlitos do Grupo I (WOOLLEY *et al.*, 1996).

### 3.1.2 KAMAFUGITOS

Os kamafugitos são rochas ígneas ultramáficas caracterizadas por apresentar altos teores de potássio (K) e baixos teores de sílica (Si), englobando um conjunto de três tipos de rochas, sendo elas: katungito, mafurito e ugandito (LE MAITRE *et al.*, 2002). Os katungitos têm mineralogia principal composta olivina, melilita e vidro; os mafuritos, por sua vez são compostos por olivina, clinopiroxênio e kalsilita; e, por fim, os uganditos tem sua mineralogia principal caracterizada pela presença de olivina e de leucita (EDGAR, 1996).

No geral, os kamafugitos são rochas alcalinas ultrabásicas enriquecidas em óxidos de cálcio, ferro, titânio e potássio (CaO, FeO, TiO<sub>2</sub> e K<sub>2</sub>O), sendo principalmente associados a leucita, flogopita, calcita e olivina (ARAUJO *et al.*, 2001). Quando em comparação com os lamproítos, os kamafugitos apresentam teores mais elevados de magnésio e de óxido de cálcio (Mg e CaO) em contrapartida a teores mais baixos de sílica e alumina (SiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), além de um teor variável de dióxido de titânio (TiO<sub>2</sub>) (GURENKO; SOBOLEV, 2018).

### 3.1.3 LAMPROÍTOS

Os lamproítos são rochas ígneas vulcânicas ultrapotássicas, isto é, apresentam um alto teor de potássio em relação ao sódio, sendo caracterizados por serem ricos em minerais máficos. Geralmente ocorrem em forma de diques ou pequenas extrusões, com mineralogia composta principalmente por flogopita rica em Ti, richterita, olivina, diopsídio, leucita e sanidina, não sendo necessário apresentar todas estas fases minerais simultaneamente (LE MAITRE, 2002). Os lamproítos podem ser classificados como rochas ultrapotássicas, perpotássicas e peralcalinas (SILVA, 2006).

Este tipo de rocha não pode ser classificado simplesmente através de descrições macroscópicas, uma vez que apresenta uma textura fina e uma mineralogia complexa, sendo necessário, portanto, a utilização de esquemas de classificação próprios baseados em suas

assembleias tipomórficas, refletindo assim a composição do magma parental da rocha (MITCHELL, 2020).

## **3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL**

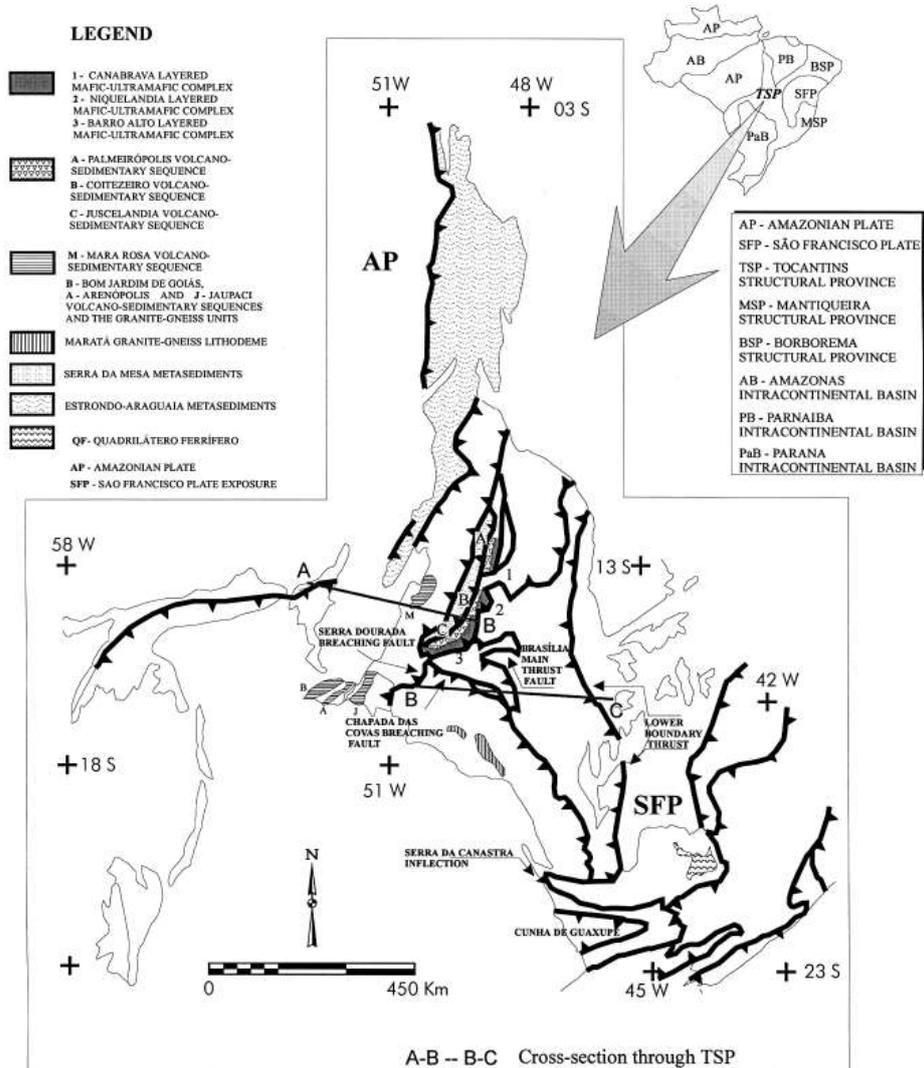
### **3.2.1 PROVÍNCIA TOCANTINS**

A Província Tocantins corresponde a uma extensa região orogênica neoproterozoica, resultante da convergência e da colisão entre os paleocontinentes Amazônico e São Francisco (Figura 16). Esses processos ocorreram durante a Orogenia Brasileira, no final do Neoproterozoico, como parte da formação do Gondwana ocidental (SANTOS *et al.*, 2014)

É proposto que o Ciclo Orogrênico Brasileiro na Província Tocantins se desenvolveu em quatro estágios tectônicos, sendo eles: 1) Abertura do oceano, iniciado possivelmente há 1270 Ma; 2) Desenvolvimento de um sistema arco insular por volta de 1000 Ma e ocorrência de sua amalgamação até 800 Ma; 3) Colisão continental iniciada por volta de 800 Ma que ocasionou na acreção dos arcos de ilha na placa superior do Cráton Amazônico, abertura do Oceano de Goiás e no desenvolvimento de uma bacia de antepaís na placa inferior do Cráton São Francisco (STRIEDER; SUITA, 1998).

Partes da província, assim como blocos continentais estáveis mais antigos (Parnaíba e Paranapanema), são cobertas por rochas sedimentares e vulcânicas fanerozoicas das bacias do Parnaíba, Paraná e Sanfranciscana, e também participaram da Orogenia Brasileira. A província abrange três faixas móveis: as faixas Araguaia e Paraguai se desenvolveram, respectivamente, nas margens leste e sudeste do Cráton Amazônico, enquanto a Faixa Brasília está localizada nas margens oeste e sul do Cráton do São Francisco (SANTOS *et al.*, 2014).

Figura 15. Principais unidades litoestratigráficas e estruturas da Província Tocantins



Fonte: (STRIEDER; SUITA, 1988)

### 3.2.2 FAIXA BRASÍLIA

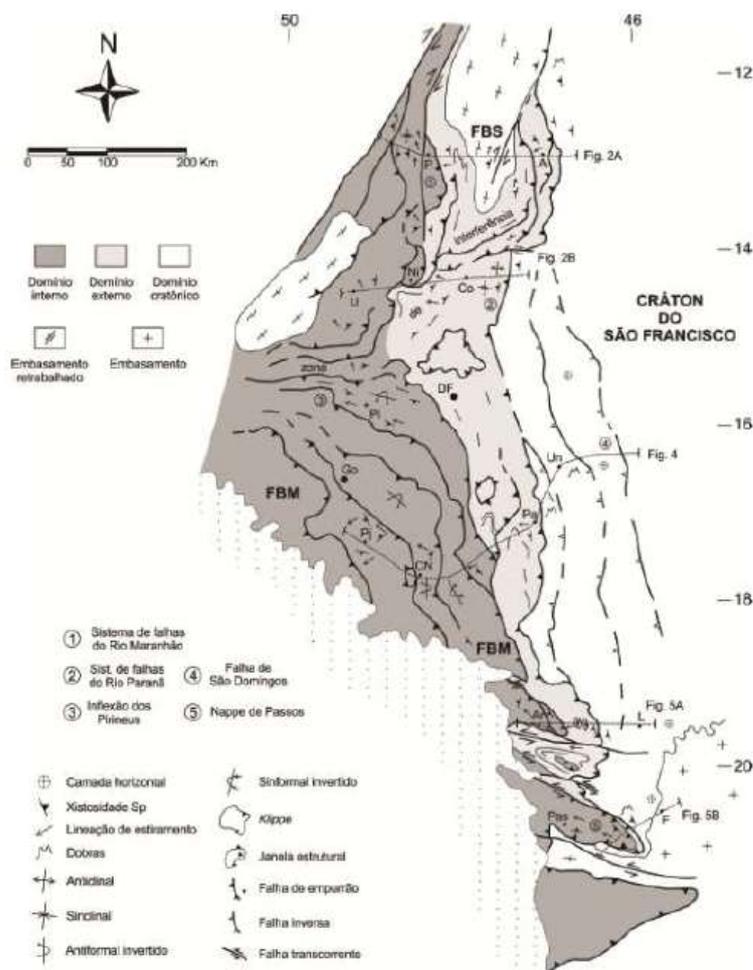
A Faixa Brasília é um antigo cinturão orogênico formado durante o neoproterozoico com uma extensão de aproximadamente 1200 km de comprimento por 300 km de largura, orientação N-S (SEER *et al.*, 2001). Ela está disposta no oeste do estado de Minas Gerais (MG), passando por Goiás (GO) até o sudeste do Tocantins (TO), estando especificamente situada na parte leste da Província Tocantins, flanqueando a borda oeste do Cráton São Francisco (PIMENTEL *et al.*, 2000).

A Faixa Brasília é constituída por: (i) uma sucessão de rochas sedimentares e metassedimentares localizadas na seção leste, que foram depositadas e posteriormente deformadas ao longo da margem oeste do Cráton São Francisco-Congo; (ii) o núcleo

metamórfico da orogenia, conhecido como Complexo Anápolis-Itauçu, composto por rochas granulíticas de diversas naturezas (PIUZANA *et al.*, 2003b, apud SABARAENSE, 2016); (iii) uma vasta exposição de associações vulcânicas/plutônicas neoproterozoicas, de caráter juvenil, pertencentes ao Arco Magmático de Goiás (PIMENTEL & FUCK, 1992, apud SABARAENSE, 2016); e (iv) o maciço de Goiás, que é interpretado como um bloco alóctone, formado principalmente por terrenos granito-greenstone e TTGs de idade arqueana a paleoproterozoica (PIMENTEL *et al.*, 2011, apud SABARAENSE, 2016).

Pode-se afirmar que o grau metamórfico aumenta para a direção oeste (SABARAENSE, 2016). Divide-se a Faixa Brasília em três domínios estruturais distintos, sendo eles o Domínio Interno, Domínio Externo e Domínio Cratônico (Figura 17).

**Figura 16.** Mapa estrutural da Faixa Brasília indicando os domínios interno, externo e cratônico.



**Fonte:** Adaptado de Schobbenhaus *et al.* (1984) e Bizzi *et al.* (2004) por UHLEIN *et al.* (2012)

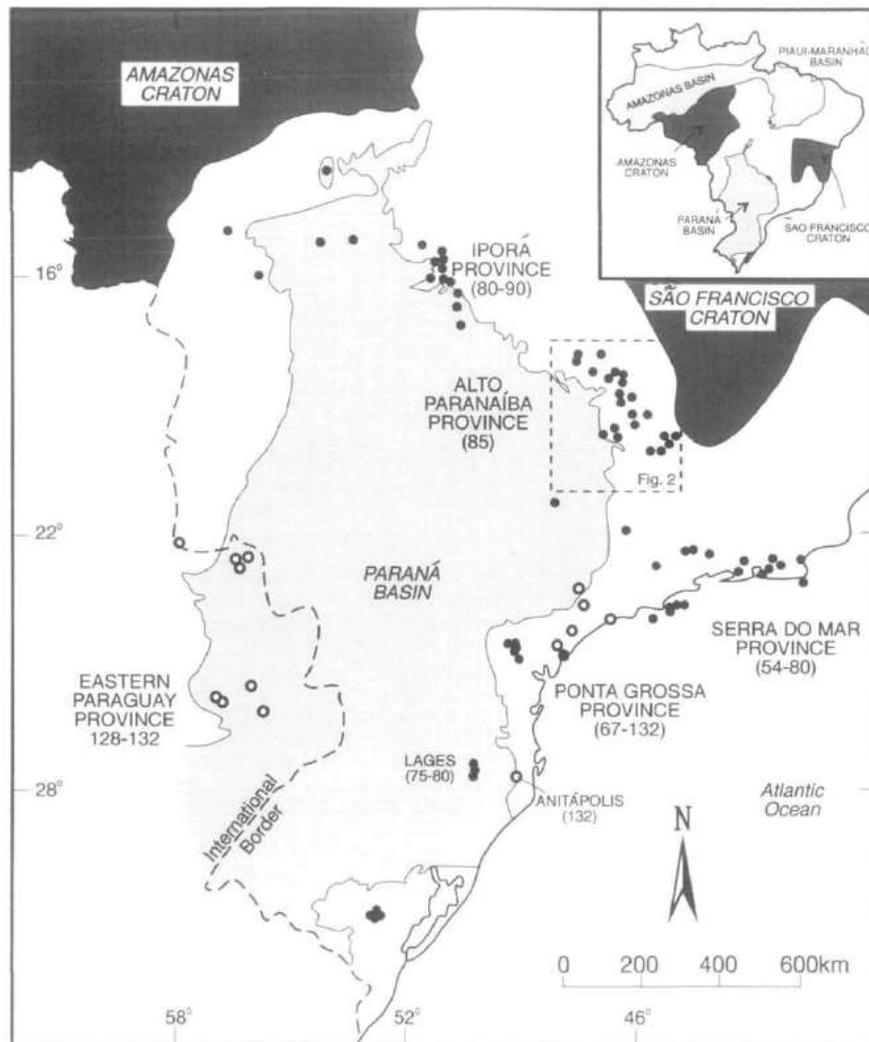
O Domínio Interno apresenta um grau de metamorfismo variando de médio a alto com foliação sub-horizontal com rochas pertencentes ao Grupo Araxá, Granito Estrela do Sul, Ortognaisses Goiandira W e E, e o Complexo Monte Carmelo (SANTOS, 2019).

O Domínio Externo também apresenta uma foliação sub-horizontal, porém o grau metamórfico varia entre médio e baixo, com dobras e empurrões, e ocorrência de rochas dos grupos Canastra, Vazante, Paranoá e Ibiá (SEER *et al.* 2001).

### 3.2.3 PROVÍNCIA ÍGNEA DO ALTO PARANAÍBA

A Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP) é uma das diversas províncias de rochas ígneas alcalinas do Cretáceo encontradas ao longo da margem da Bacia Sedimentar do Paraná, que se estende do Ordoviciano ao Cretáceo, abrangendo partes do Brasil e do Paraguai, como pode ser observado na Figura 18. Esta província é comumente vinculada a uma extensa zona de rochas alcalinas do Cretáceo Tardio, com orientação NO-SE, situada sob a margem nordeste da Bacia do Paraná (GIBSON *et al.*, 1995).

**Figura 17.** Mapa com a localização da Província Alcalina do Alto Paranaíba



**Fonte:** Adaptado de Ulbrich & Gomes (1981) e Schobbenhaus *et al.* (1984) por Gibson *et al.* (1995).

Esta corresponde a uma forte anomalia de gradiente de Bouguer, indicando uma provável zona de sutura entre o cráton do São Francisco e a Bacia do Paraná (COMIN-CHIARAMONTI; GOMES, 2005).

A província é composta pelas rochas vulcânicas da Formação Mata da Corda, grandes complexos alcalino-carbonatíticos e pequenas intrusões alcalinas. Sua borda sudeste é delimitada pelo grande complexo alcalino de Poços de Caldas, na divisa com o lineamento Taiúva-Cabo Frio (COMIN-CHIARAMONTI; GOMES, 2005).

Além disso, há uma ampla diversidade de formações ígneas, incluindo diques, pipes, plugs, diatremas, fluxos de lava, depósitos piroclásticos e grandes complexos plutônicos. As manifestações superficiais mais volumosas do magmatismo máfico potássico na APIP são, de longe, as lavas e os tufos da Formação Mata da Corda (GIBSON *et al.*, 1995).

As rochas vulcânicas dessa formação geralmente estão intemperizadas, resultando em solos férteis de coloração marrom, com espessuras que podem atingir várias dezenas de metros, sendo comumente cobertos por uma crosta laterítica dura. No entanto, afloramentos frescos desses vulcânicos podem ser encontrados em cortes recentes de estradas e nas encostas íngremes e dissecadas da Serra da Mata da Corda (GIBSON *et al.*, 1995)

As lavas e intrusões hipabissais da APIP estão ligadas, tanto em termos espaciais quanto temporais, a extensos complexos plutônicos com presença de carbonatitos. Esses complexos abrigam rochas como dunitos e outras previamente classificadas como lamprófiros, sendo fundamentais para compreender as causas do magmatismo ultramáfico potássico na APIP (GIBSON *et al.*, 1995)

Em relação à sua composição mineral e química, as rochas extrusivas e algumas intrusivas da APIP são semelhantes aos kamafugitos encontradas na África Oriental. Algumas das intrusões mais ultramáficas da APIP, no entanto, foram classificadas como kimberlitos, devido às suas aparentes semelhanças petrográficas, mineralógicas e químicas com os kimberlitos da África do Sul (GIBSON *et al.*, 1995).

As lavas da APIP geralmente apresentam textura porfírica, com uma matriz de grão fino e uma mineralogia predominante composta por olivina, clinopiroxênio, ilmenita, perovskita e flogopita. Minerais acessórios incluem richterita, magnetita, leucita, kalsilita e vidro. Com base no tipo de fenocristais presentes, essas lavas podem ser classificadas em dois grupos: aquelas com fenocristais de olivina e aquelas com fenocristais de clinopiroxênio (GIBSON *et al.*, 1995).

Xenólitos de manto contendo espinélio e granada também foram relatados. Três tipos/grupos principais de rochas silicáticas foram identificados: kamafigitos, kimberlitos e peridotitos. Rochas foscoríticas, glimmeríticas, melilitíticas e basaníticas-ancaratíticas ocorrem ocasionalmente, sendo estas últimas geralmente variedades sódicas (COMIN-CHIARAMONTI; GOMES, 2005).

### **3.2.3.1 GRUPO MATA DA CORDA**

O Grupo Mata da Corda tem idade neocretácica e é composto por rochas vulcânicas alcalinas da Formação Patos e sedimentos epiclásticos de contribuições distais com sedimentação feita a partir de fontes vulcânicas.

A Formação Patos principalmente é composta por rochas e caráter alcalino, máficas a ultramáficas efusivas e piroclásticas, sendo predominantemente piroclásticas. Já a Formação Capacete tem composição epiclástica de granulometria variando de argila até seixos e calhaus, principalmente representadas por argilitos, arenitos líticos, wackes líticos, ortoconglomerados e paraconglomerados vulcânicos. Estas formações são relacionadas devido a Formação Capacete ser um resultado do retrabalhamento das rochas vulcânicas da Formação Patos, sendo assim, os fragmentos presentes nas rochas epiclásticas da Formação Capacete, são semelhantes às rochas vulcânicas da Formação Patos (DARDENNE, 1997 apud SEER; MORAES, 2017).

A formação do Grupo Mata da Corda está ligada ao Arco do Alto Paranaíba, uma estrutura geológica localizada no oeste de Minas Gerais. Essa região foi tectonicamente ativa desde o Eocretáceo, com o principal soergimento ocorrendo no Neocretáceo, influenciado pela Pluma Mantélica de Trindade. Essa atividade tectônica e magmática afetou duas grandes bacias – a Bacia Bauru e a Bacia Sanfranciscana. Na Bacia Sanfranciscana, a atividade magmática alcalina, tanto plutônica quanto vulcânica, foi particularmente intensa, levando à formação do Grupo Mata da Corda (GIBSON *et al.*, 1995a; BROD *et al.*, 2004; SGARBI, 2008 e GIBSON *et al.*, 1995b).

## **3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL**

### **3.3.1 COMPLEXO MONTE CARMELO**

O Complexo Monte Carmelo é representado por ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, com porções sienograníticas e monzograníticas, e associação com anfíbolitos. Esta unidade tem caráter de ambiente colisional e de arco vulcânico (Seer & Moraes, 2013).

Os granitos do Complexo Monte Carmelo têm granulação variando de fina a grossa, porfiríticos a equigranulares, frequentemente deformados e mineralogia composta por: quartzo,

feldspato potássico, plagioclásio, biotita, às vezes muscovita, ocorrem em proporções variadas e acham-se quase sempre deformados (SEER & MORAIS, 2017).

O complexo intrude os metassedimentos do Grupo Araxá e a partir de datação U-Pb feitas em cristais de zircão, estima-se uma idade de aproximadamente 790 Ma (Seer & Moraes, 2013).

Além disso o complexo contém ortognaisses, e uma pequena associação de anfíbolitos, são gnaisses granodioríticos com mineralogia composta principalmente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, apatita, zircão, epidoto e muscovita, são inequigranulares ou porfiroclásticos, com presenças locais de milonitos e ultra-milonitos com foliação paralela ‘a foliação principal da região (SEER & MORAIS, 2017).

### **3.3.2 GRUPO ARAXÁ**

Para Barbosa *et al.* (1970) o grupo Araxá é parte da escama superior da sinforme de Araxá, formado por rochas metavulcanossedimentares que são intrudidas por corpos graníticos. O Grupo Araxá também pode ser explicado como sendo uma sequência ígnea máfica recoberta por sedimentos pelíticos (SEER, 1999).

Os sedimentos responsáveis pela origem da litologia do Grupo Araxá se depositaram durante o Neoproterozoico, enquanto suas rochas originais sofreram metamorfismo na fácies anfíbolito a 630 Ma durante o evento colisional (SEER *et al.* 2005; SEER e MORAES, 2013). O contato deste com as unidades próxima é caracterizado como tectônico (SEER, 1999; SEER e DARDENNE, 2000).

Os mica xistos com granada, muscovita e biotita, com possível abundância de quartzo, feldspatos, granada e cloritóide são as rochas que melhor caracterizam a litologia deste grupo (SEER *et al.*, 2007).

## **4 RESULTADOS**

### **4.1 DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA**

A superfície do afloramento se encontra com uma coloração cinza esverdeada, sendo está também proveniente da ação do intemperismo (Figura 19). Apesar disso, foi possível observar xenólitos de coloração esbranquiçada por toda a superfície do afloramento.

Ademais, observou-se o contato do afloramento SF-01 com um granito adjacente (Figura 20), o qual encontra-se significativamente alterado, permitindo sua classificação como um saprólito. Neste sentido, a disposição do referido contato identifica a intrusão como um

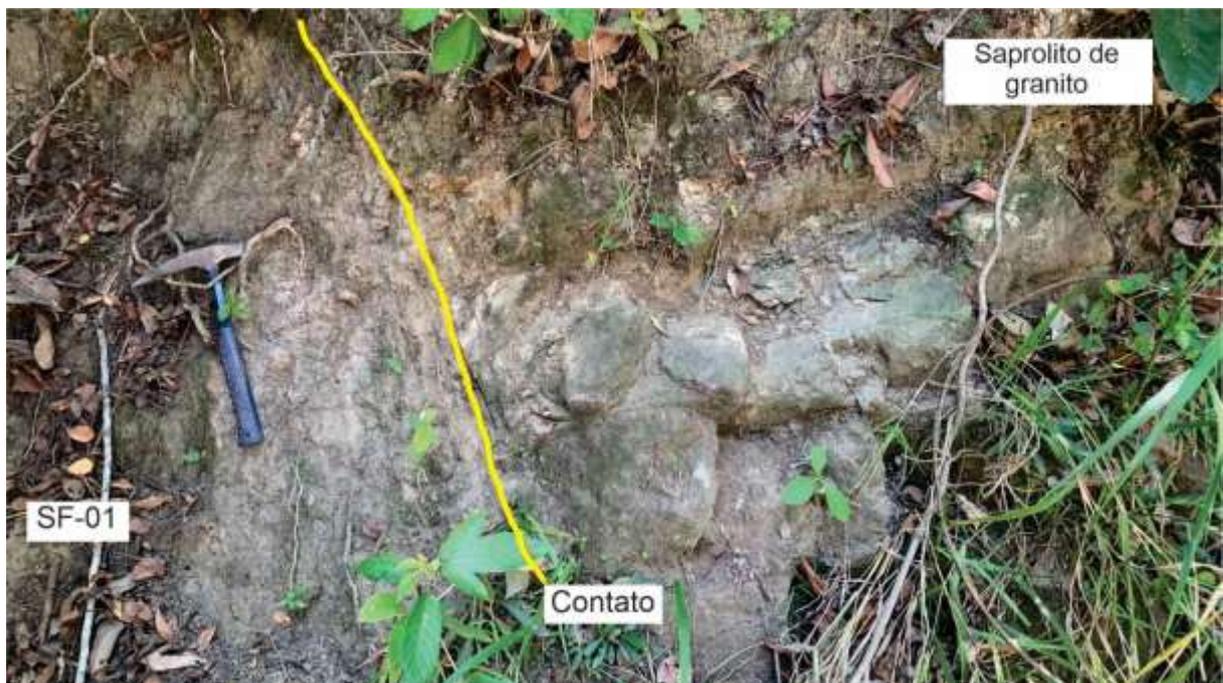
dique uma vez que o contato do SF-01 com o granito tem um caimento sub-vertical nos dois lados e com a mesma direção.

**Figura 18.** Afloramento São Félix-01



**Fonte:** O autor.

**Figura 19.** Contato representado pela linha amarela que delimita a intrusão São Félix-01 à esquerda e o saprólito de um granito à direita.



**Fonte:** O autor.

Próximo ao afloramento foi notada a presença de diversos blocos de granito (Figura 21). Estes são rochas mesocráticas (aproximadamente 25% de minerais máficos), foliadas (anisotrópica), inequigranulares, holocristalinas e faneríticas, com granulação média à grossa

(1 mm a 3 cm), além de apresentar cristais em sua maioria subédricos e mineralogia composta por biotita, feldspato e quartzo, com os cristais de feldspatos alterados para caulinita. Também foi possível observar amostras de granitos fortemente foliadas com clivagem de crenulação, representando faixas cisalhadas e muito micáceas (Figura 22).

**Figura 20.** Amostra do granito encontrado em contato com o corpo São Félix-01.



**Fonte:** O autor.

**Figura 21.** Granito foliado com crenulação.

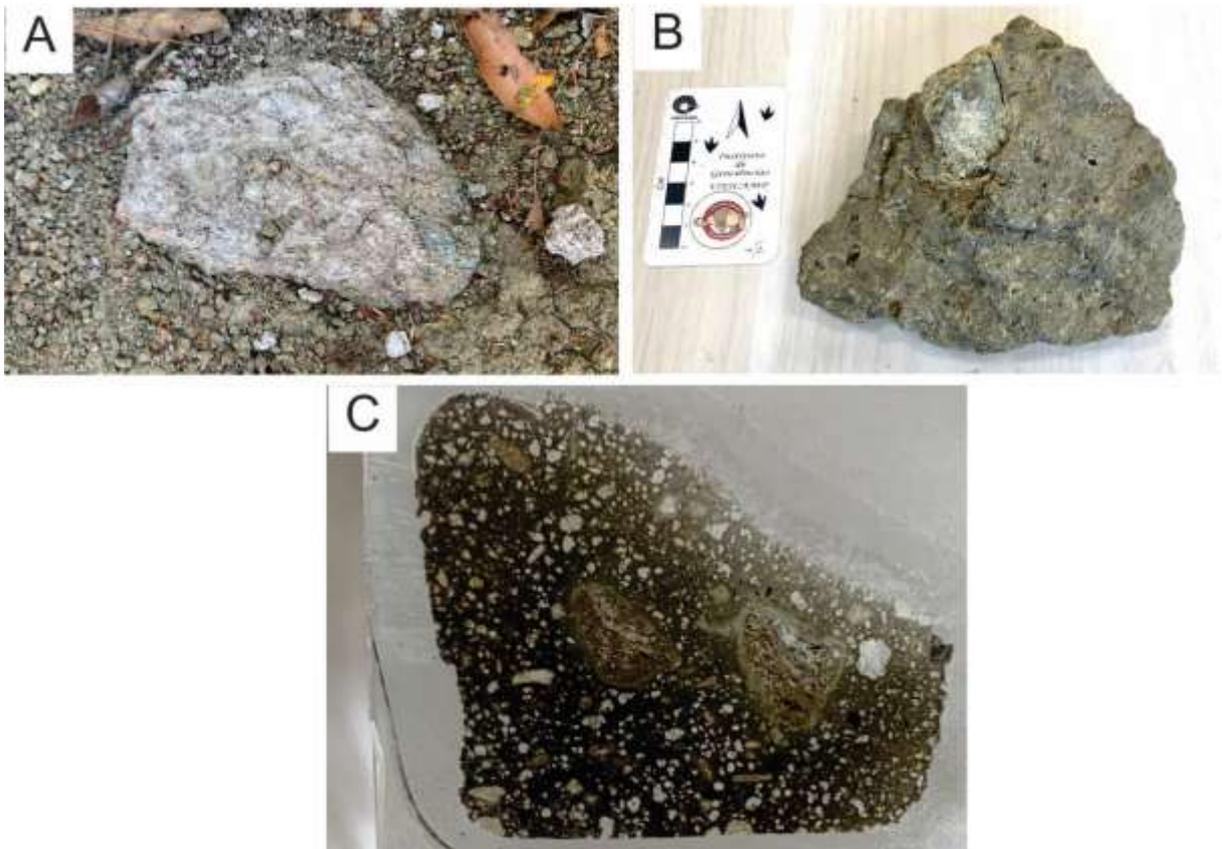


**Fonte:** O autor.

As amostras do corpo SF-01, por sua vez, são caracterizadas por ser uma rocha de coloração cinza escuro, isotrópica, ultramáfica, holocristalina e subfanerítica, com cristais que variam de densos (0,009 e 0,1 mm) a grossos (1 a 3 cm) e magnetismo moderado. Além disso, possui macrocristais euédricos a subédricos principalmente de olivina em uma matriz fina, o que caracteriza a textura porfírica. Também foi observada a presença de xenólitos deformados,

tanto em escala de afloramento (Figura 23-A), como nas amostras macroscópicas (Figura 23-B) e lâminas petrográficas (Figura 23-C). A interação entre o magma e o xenólito desenvolve um material de cor esverdeada nas bordas do xenólito, podendo por vezes ser confundida com cristais de olivina.

**Figura 22.** (A) Amostra macroscópica com xenólito; (B) Xenólito na superfície do afloramento; (C) Xenólito em amostra serrada para lâmina.



**Fonte:** O autor.

#### **4.2 DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA E ANÁLISES DE MEV**

A partir das lâminas petrográficas foi possível realizar a contagem modal dos macrocristais, matriz e enclaves com o uso do software Rock.ar. Os resultados obtidos para as lâminas SF-01-A, SF-01-B, SF-01-C e SF-01-D estão representados a seguir, na Tabela 2. Com isso, foi possível calcular o intervalo de variação entre as quatro lâminas, consistindo em 26.97 para a matriz, 33.7 para macrocristais e 9.59 para os enclaves.

**Tabela 2.** Contagem modal realizada no software Rock.ar para matriz, macrocristais de olivina e flogopita e enclaves das lâminas petrográficas.

	% Lâmina SF-01- A	% Lâmina SF-01-B	% Lâmina SF-01-C	% Lâmina SF-01-D	%Intervalo de Variação
Matriz	37,9	64,87	61,87	64,59	26,97
Macrocristais (olivina e flogopita)	56,7	32,31	33,25	23	33,7
Enclaves	5,4	2,82	4,88	12,41	9,59

Fonte: O autor.

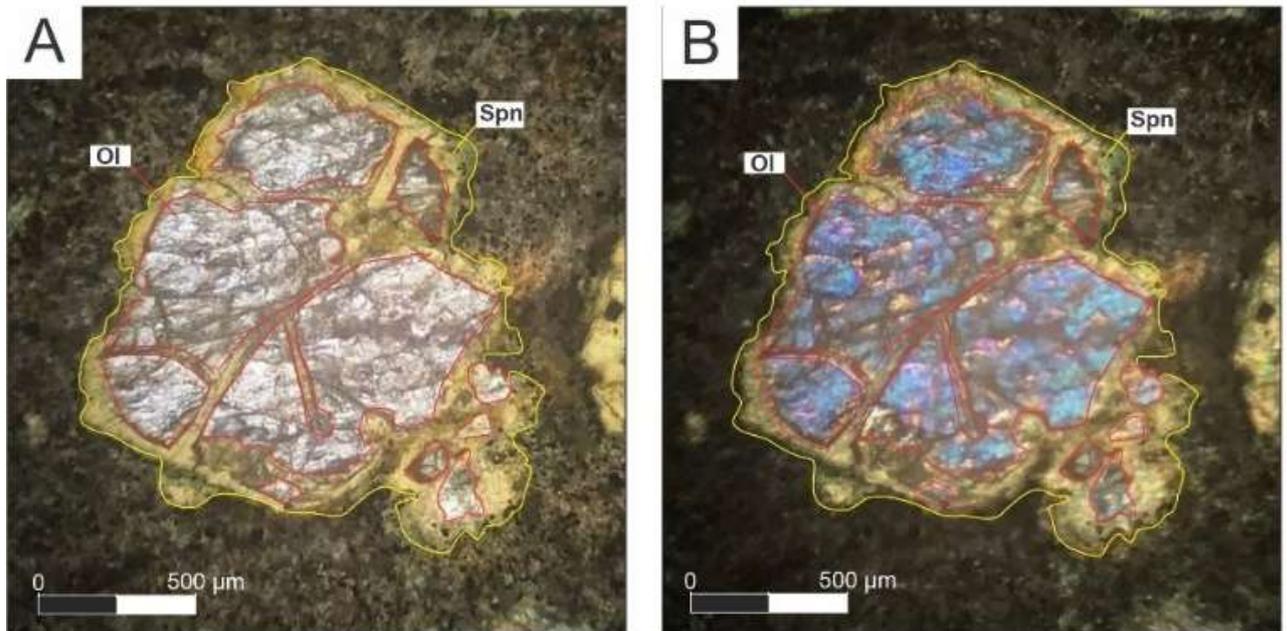
No geral, o tamanho dos cristais da rocha estudada possui variações entre denso e médio, sendo classificada como porfírica, uma vez que há presença de macrocristais e xenólitos em uma matriz fina. Além disso, os minerais observados variam de euédricos a anédricos e, em sua maioria, tem contatos irregulares entre si.

Os principais macrocristais observados correspondem a olivina, os quais variam de subédricos a euédricos, mostram-se fortemente fraturados e quase sempre apresentam alteração para saponita (Figura 24). Observa-se ainda que a saponita se desenvolve nas bordas dos cristais de olivina ou mesmo nas fraturas, dispendo de uma coloração amarela esverdeada (Figura 24 e 25).

Foi possível observar também perovskita na matriz, bem como relacionados a macrocristais. Esta relação pode ser exemplificada na Figura 25, onde a perovskita está nas margens do cristal de olivina, o qual apresenta também uma parte alterada para saponita.

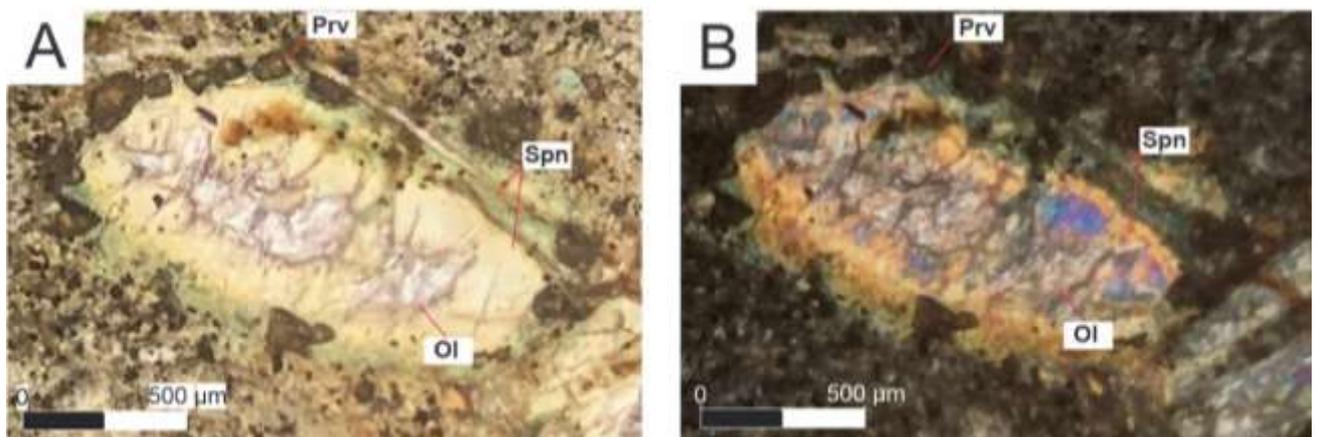
Ao observar a Figura 25, pode-se notar que a saponita tem duas cores distintas, sendo elas amarelo esverdeado e verde vivo.

**Figura 23.** Fotomicrografia de olivina (Ol) fraturada com as margens alteradas para saponita (Spn) na lâmina SF-01-D. (A)Polarizadores plano-paralelos; (B)Polarizadores cruzados.



**Fonte:** O autor.

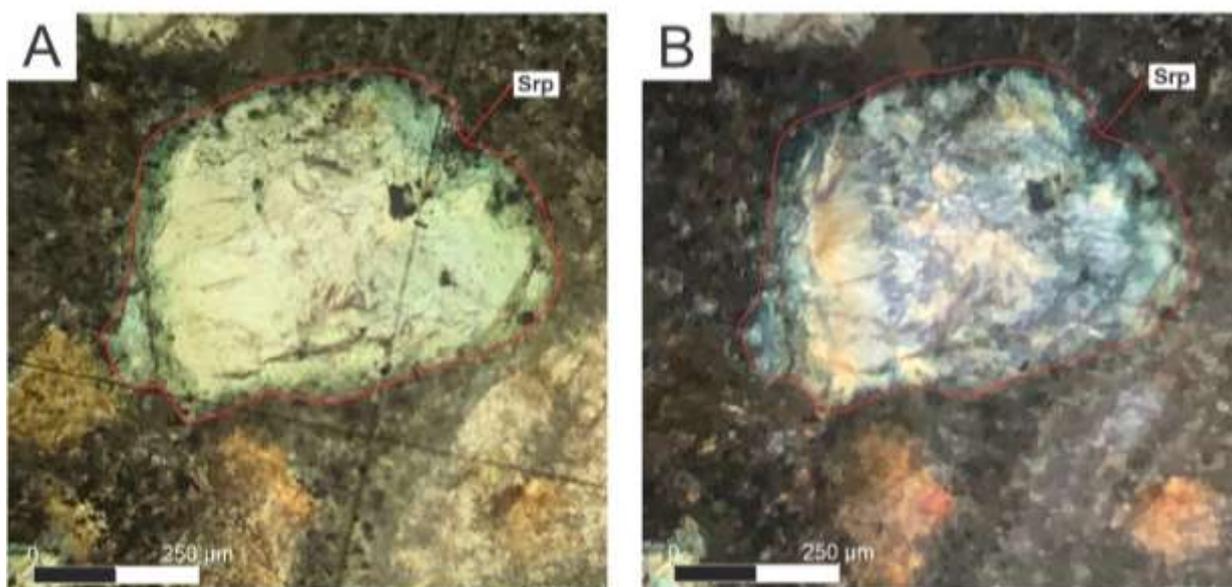
**Figura 24.** Fotomicrografia de perovskita (Prv) ao redor do cristal de olivina (Ol) envolto por saponita (Spn) na lâmina SF-01-D. (A)Polarizadores plano-paralelos; (B)Polarizadores cruzados.



**Fonte:** O autor.

Os macrocristais de olivina que frequentemente são vistos de maneira parcial para saponita, por vezes são encontrados totalmente ou quase totalmente substituídos por serpentina, de coloração verde/amarelo esverdeado, hábito fibroso e cor de interferência de primeira ordem (cinza). Na Figura 26 é possível observar tal substituição.

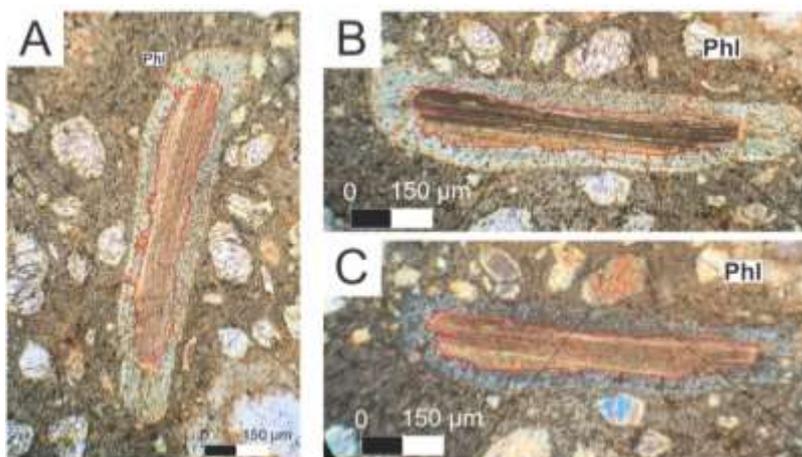
**Figura 25.** Fotomicrografia de serpentina (Srp) que substituiu quase totalmente um cristal de olivina na lâmina SF-01-D. (A)Polarizadores plano-paralelos; (B)Polarizadores cruzados.



**Fonte:** O autor.

Além de macrocristais de olivina, foi observado macrocristais de flogopita (Figura 27-A e B). Estes cristais apresentam pleocroísmo de marrom claro à marrom escuro, hábito tabular e extinção oblíqua. Nesta flogopita (Phl) há uma borda de reação, onde aparentemente há um avanço da mesma em direção à matriz, como se o mineral estivesse passando por um por uma reação de desidratação. Essa característica indica que a flogopita está zonada, com um material mais fino presente em suas margens.

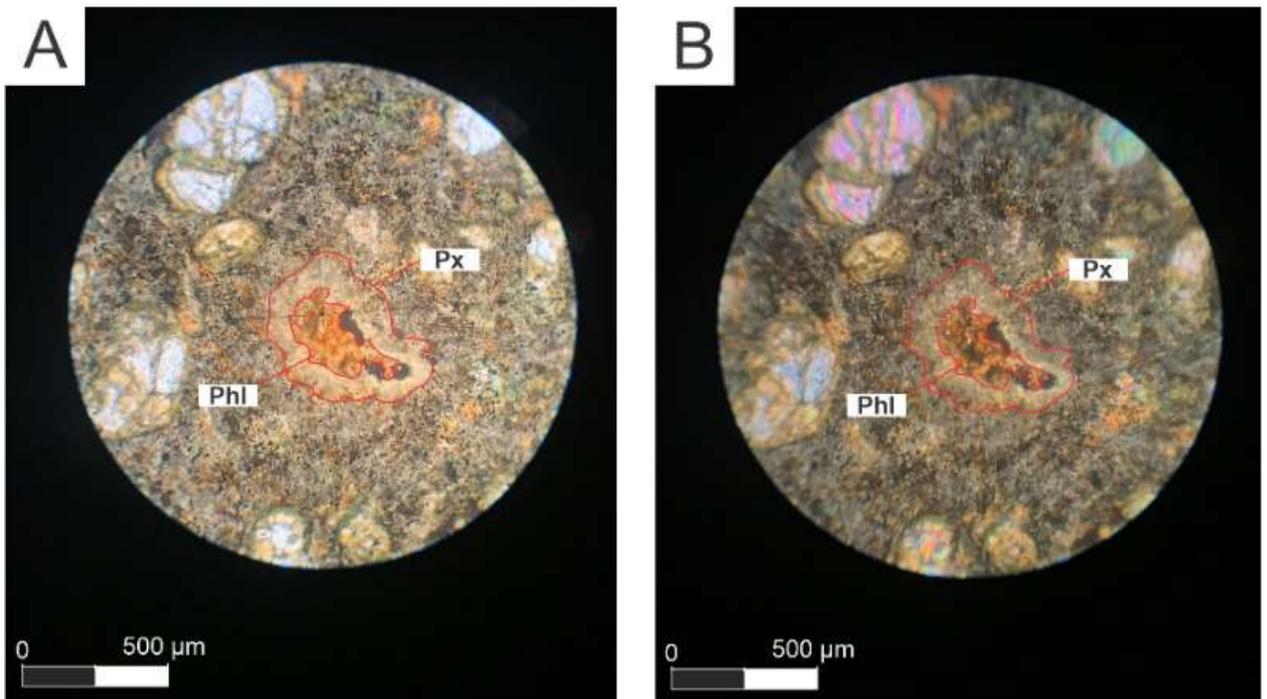
**Figura 26.** Fotomicrografia de flogopita (Phl) com borda de reação na lâmina SF-01-C. (A)Polarizadores plano-paralelos; (B)Polarizadores plano-paralelos; (C)Polarizadores cruzados.



**Fonte:** O autor.

Também há ocorrência de um cristal de flogopita (Phl) bordejado por cristais menores aglomerados de piroxênios (Px), com hábito prismático. Neste, a flogopita ocorre como um mineral de coloração laranja mais intensa quando em comparação com as amostras apresentadas anteriormente e anédrica (Figura 28).

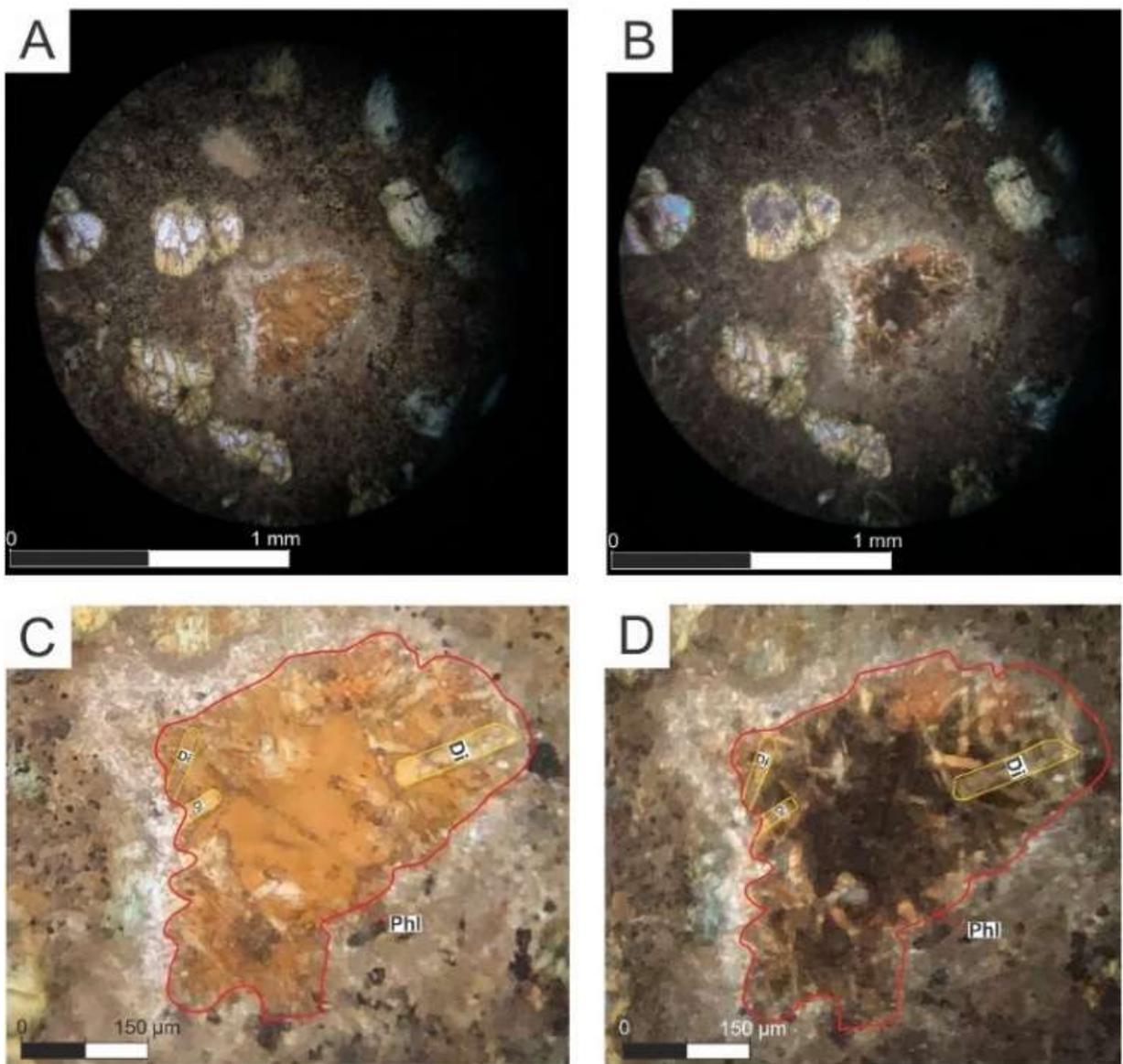
**Figura 27.** Fotomicrografia de um grupo de pequenos cristais de piroxênio (Px) ao redor de um cristal anédrico de flogopita (Phl). (A) Polarizadores plano-paralelos; (B) Polarizadores cruzados.



**Fonte:** O autor.

Na Figura 29 pode-se notar a presença de cristais euédricos de hábito prismáticos de diopsídio sobre um cristal de flogopita, de forma que aparentam estar, preferencialmente, direcionados da borda para o interior do mineral. Neste cenário, estes cristais acabam por se destacar, uma vez que, além de estarem sobrepostos na flogopita, também apresentam sobreposições entre si.

**Figura 28.** Fotomicrografia de cristais colunares de diopsídio (Di) sobre uma flogopita. (A)Polarizadores plano-paralelos; (B)Polarizadores cruzados; (C)Polarizadores plano-paralelos; (D)Polarizadores cruzados.



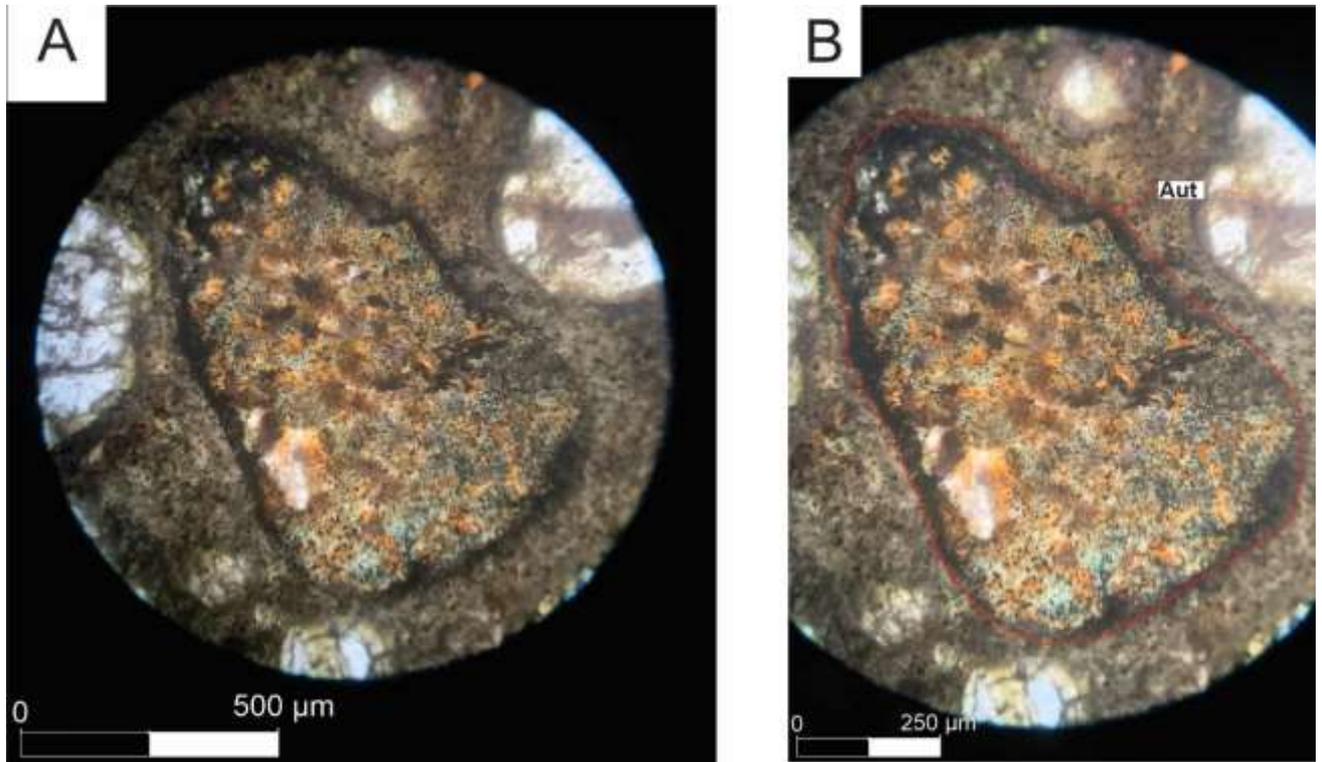
**Fonte:** O autor.

Além dos minerais descritos, foi encontrado ainda na lâmina SF-01-A, um enclave, bem como foram identificados xenólitos nas lâminas SF-01-B e SF-01-D. Estas feições são importantes quando se busca uma maior compreensão dos processos de cristalização do magma, bem como para a rocha encaixante.

Por conseguinte, o autólito (fragmento cognato) observado tem a mesma composição da matriz da lâmina, diferenciando-se do restante apenas por conta de sua borda de reação de coloração preta, conforme demonstrado na Figura 30. No interior deste autólito é possível identificar uma matriz esverdeada muito fina (assim como no restante da lâmina), além da

presença de cristais flogopita e de magnetita (pequenos minerais opacos finos). O autólito tem semelhança com a matriz da intrusão devido a sua formação ser proveniente do mesmo magma.

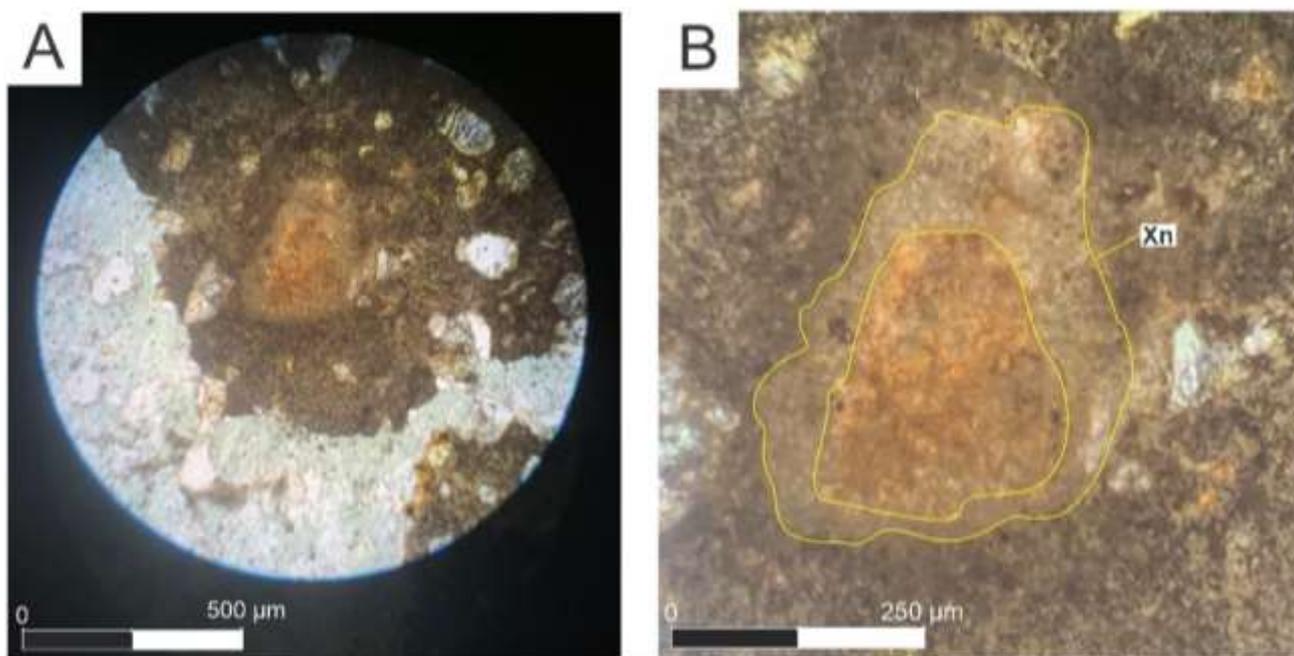
**Figura 29.** Fotomicrografia de autólito com borda de reação. (A)Polarizadores plano-paralelos; (B)Polarizadores plano-paralelos.



Fonte: O autor.

A Figura 31 ilustra um xenólito que se destaca por sua coloração marrom caramelo, contrastando de forma evidente com uma borda de reação ao seu redor, cuja tonalidade é ligeiramente mais clara. Esse contraste de cores proporciona uma divisão nítida entre o xenólito, sua borda e a matriz circundante da rocha.

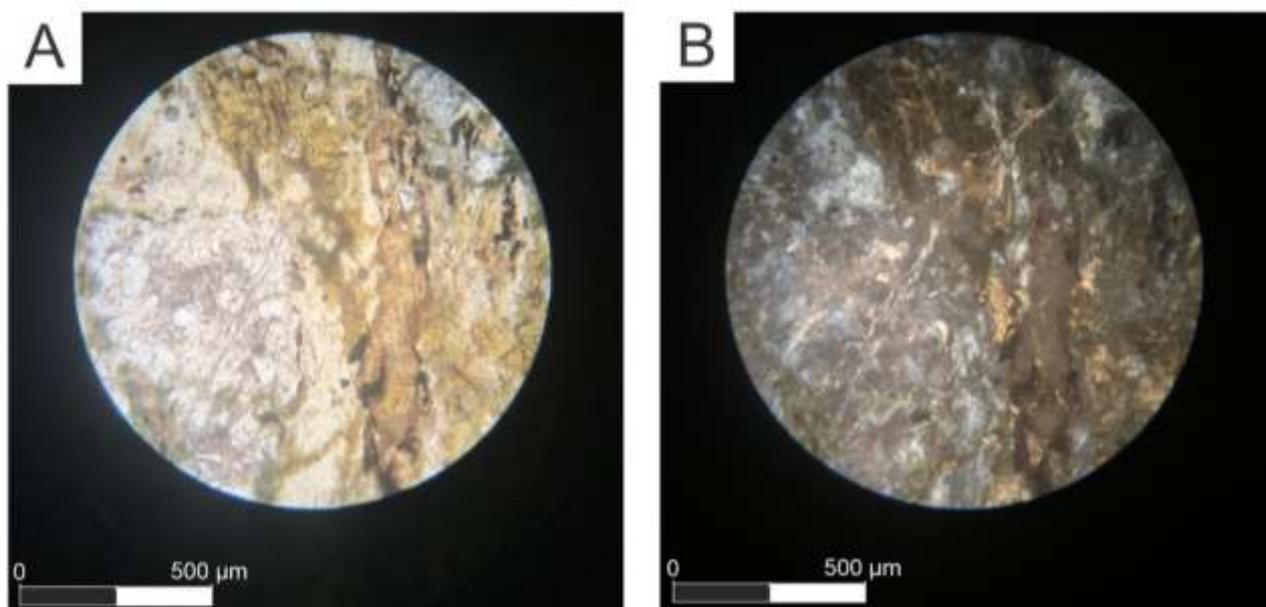
**Figura 30.** Fotomicrografia de xenólito (Xn) em meio a matriz na lâmina SF-01-B. (A)Polarizadores plano-paralelos; (B)Polarizadores plano-paralelos com destaque no xenólito.



**Fonte:** O autor.

Outro exemplo de xenólitos presente na intrusão São Félix-01 pode ser notado na Figura 32, onde são apresentados dois tipos de xenólitos/fragmentos de xenólitos alterados. O primeiro, com coloração esbranquiçada, sugere uma alteração de uma porção mais félsica, provavelmente de origem granítica. O segundo, de tonalidade mais escura, indica uma composição mais rica em minerais máficos. Essa diferenciação cromática entre os xenólitos reflete a variação na composição mineralógica, evidenciando processos distintos de alteração e interação com a matriz circundante.

**Figura 31.** Fotomicrografia de xenólitos félsicos e máficos na lâmina SF-01-D. (A)Polarizadores plano-paralelos; (B)Polarizadores cruzados.

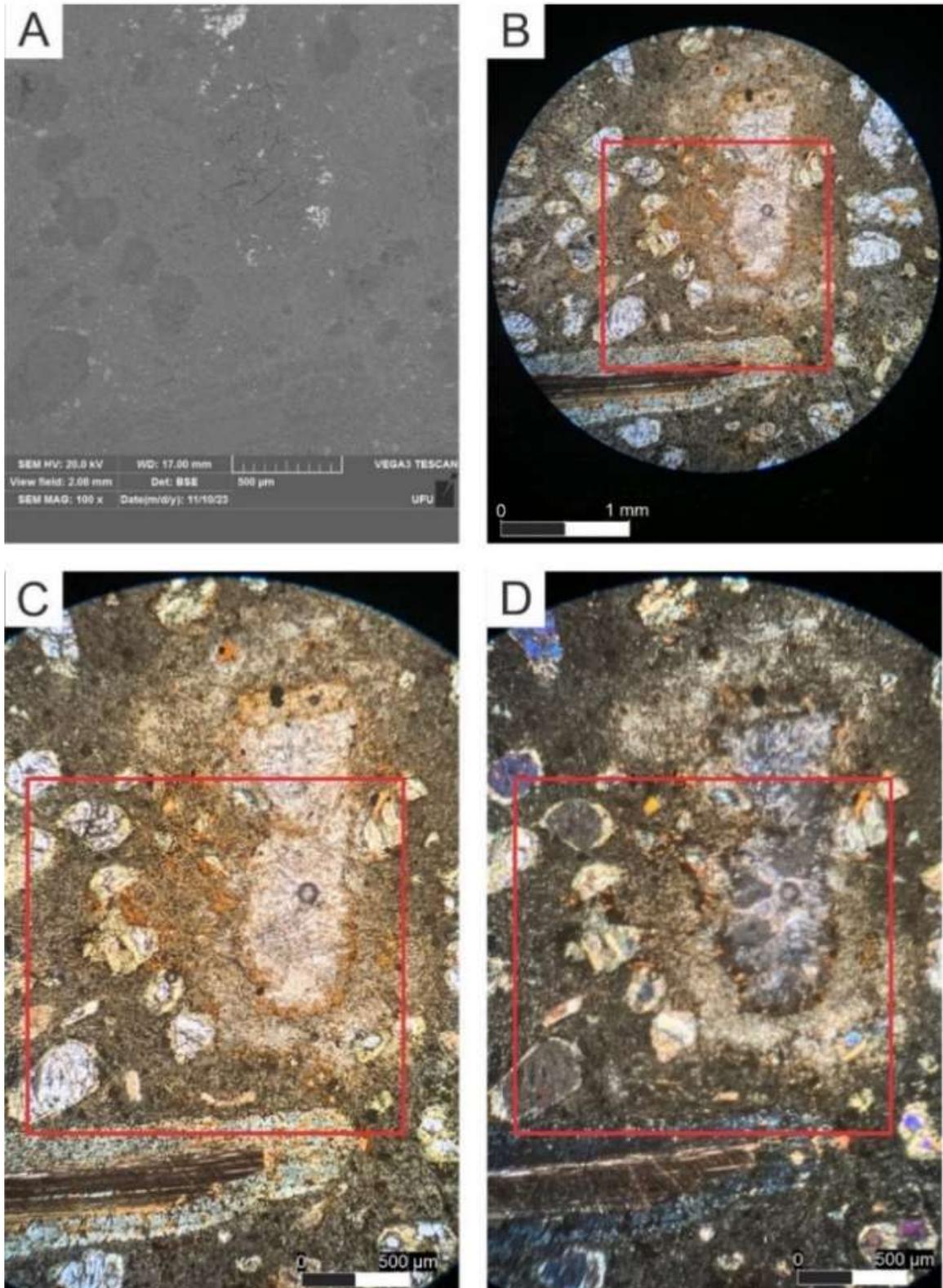


**Fonte:** O autor.

Análises de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) possibilitaram uma interpretação detalhada das amostras coletadas, tendo como base a química dos minerais, os mapas composicionais e os espectros de EDS (espectro de dispersão de energia).

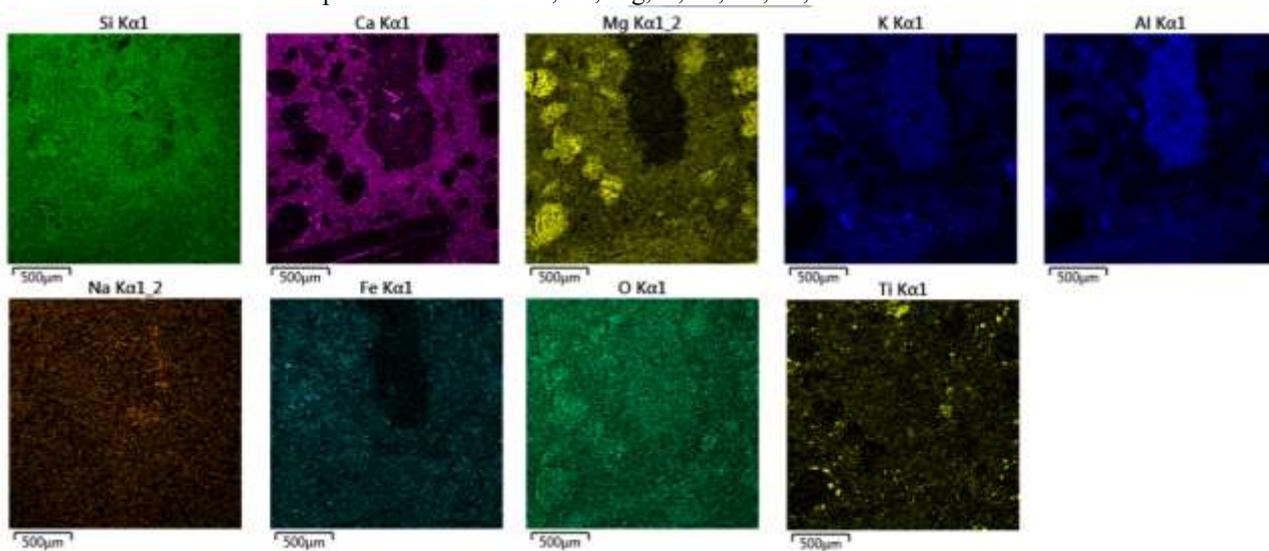
Neste contexto, as Figuras 33 e 34 juntas permitem estimar a presença de alguns minerais, como a olivina, pela concentração de magnésio no mapa composicional e também por suas características vistas em lâmina, perovskita, de acordo com o pico de titânio e cálcio, titanomagnetita pelos picos de ferro e titânio, e feldspatoides, com base na presença de alumínio, potássio e ausência de magnésio. Ademais, foi possível identificar também a calcita, identificada pelo pico de cálcio evidente no mapa composicional, bem como através da comparação do seu espectro de EDS com a literatura (Figura 35).

**Figura 32.** (A) Imagem gerada pelo MEV através da interação de elétrons; (B) Visão geral na lâmina SF-01-C com polarizadores plano-paralelos da área analisada no MEV (quadrado vermelho); (C) Visão mais detalhada na lâmina SF-01-C com polarizadores plano-paralelos da área analisada no MEV (quadrado vermelho); (D) Visão mais detalhada na lâmina SF-01-C com polarizadores cruzados da área analisada no MEV (quadrado vermelho).



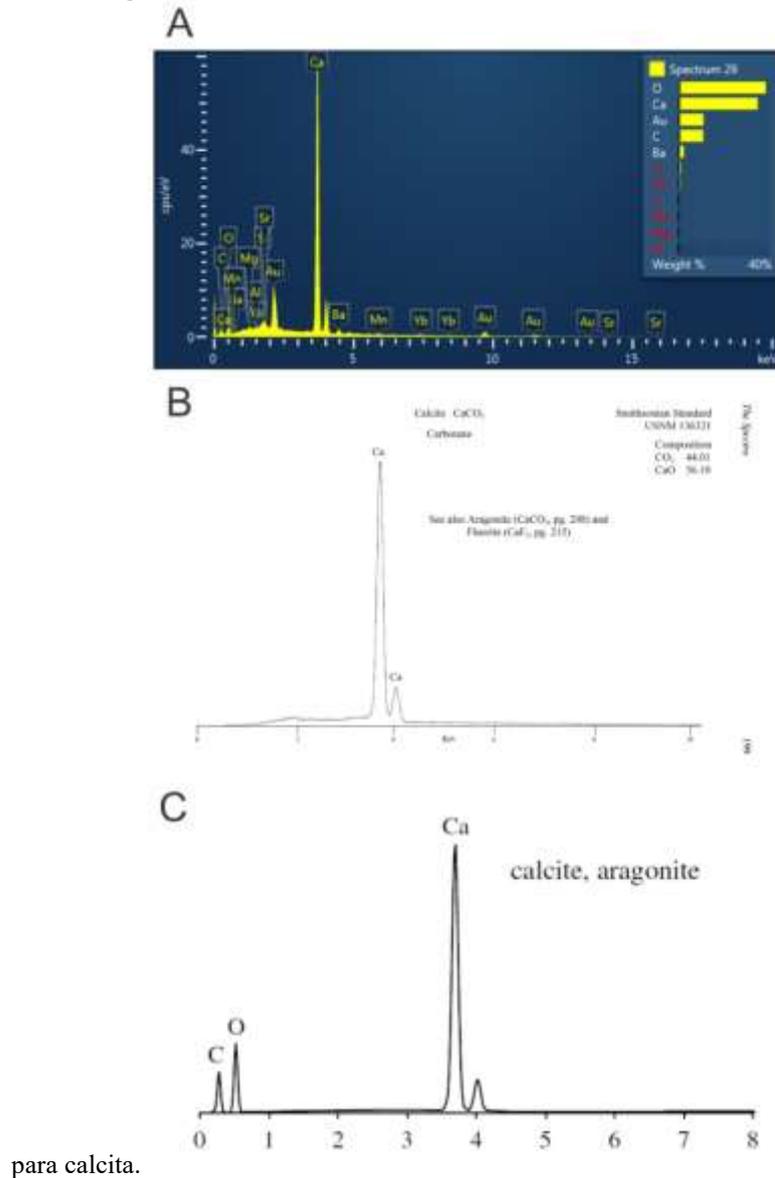
Fonte: O autor.

**Figura 33.** Mapas composicionais da área representada na Figura 33-A e 33-B, C e D pelo quadrado vermelho, para os elementos: Si, Ca, Mg, K, Al, Na, Fe, O e Ti.



**Fonte:** Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU).

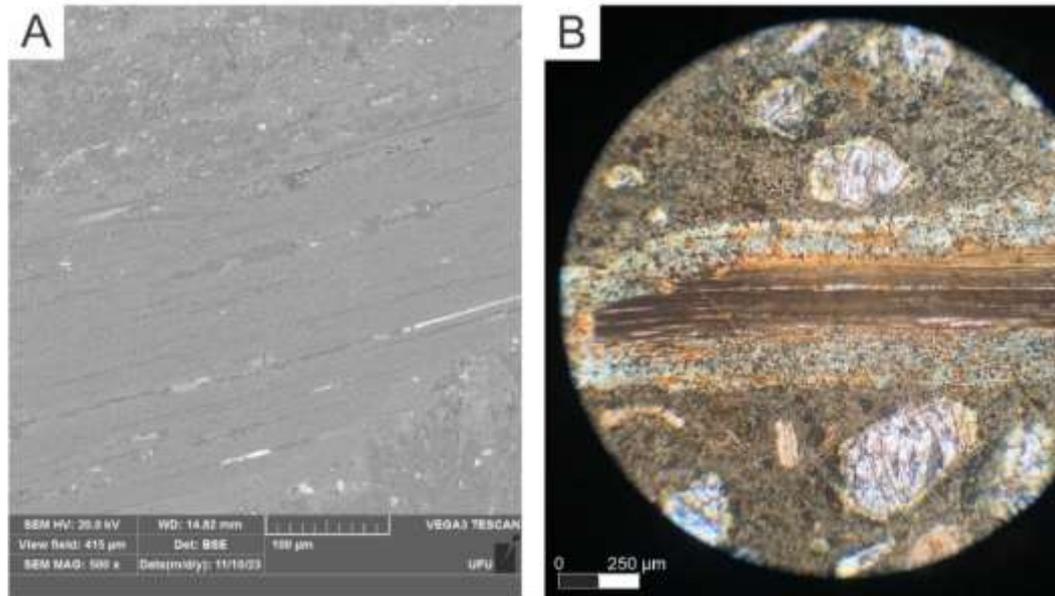
**Figura 34.** (A) Espectro EDS gerado para a lâmina SF-01-C; (B) Espectro EDS para calcita.; (C): Espectro EDS



**Fonte:** (A) Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU); (B): (SEVERIN, 2004), (C): (REED, 2005)

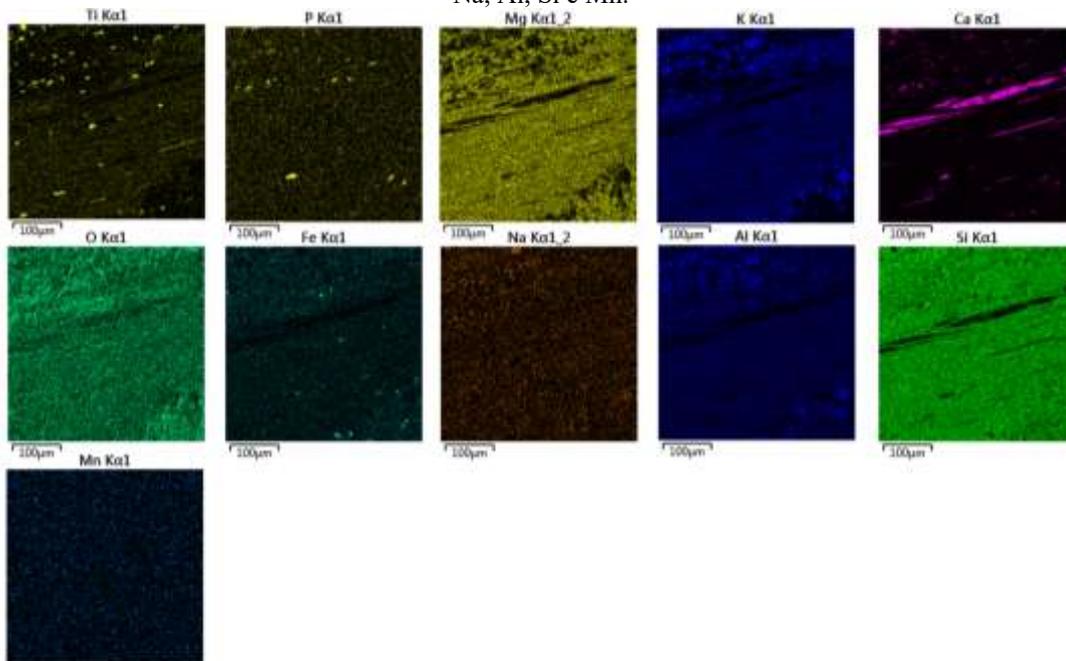
A lâmina SF-01-C, por sua vez, que possui a flogopita com borda de alteração (Figura 36), foi submetida à uma análise no MEV, de modo que seus mapas composicionais, dispostos na Figura 37, indicam a presença de feldspatos, devido aos picos de alumínio, potássio e ausência de magnésio identificados, calcita, pelos picos de cálcio, perovskita, de acordo com os picos de titânio em conjunto com os picos de cálcio, titanomagnetita baseado na correspondência dos picos de ferro com titânio, e possivelmente apatita, por conta dos picos de cálcio e de fósforo e também pelo espectro EDS, apresentado na Figura 38.

Figura 35. (A) Imagem gerada pelo MEV através da interação de elétrons de uma flogopita com borda de reação; (B) Visão detalhada da flogopita na lâmina SF-01-C com polarizadores plano-paralelos da área correspondente a área apresentada no item A desta figura.



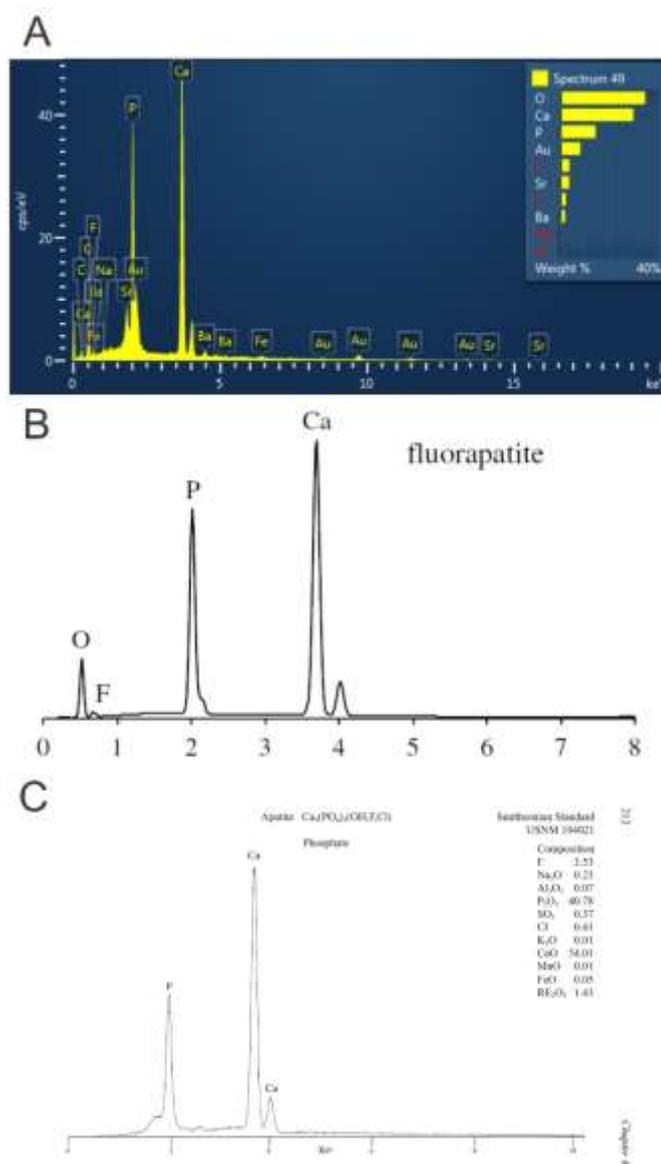
Fonte: (A) Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU); (B) O autor.

Figura 36. Mapas composicionais da área representada na Figura 36, para os elementos: Ti, P, Mg, K, Ca, O, Fe, Na, Al, Si e Mn.



Fonte: Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU)

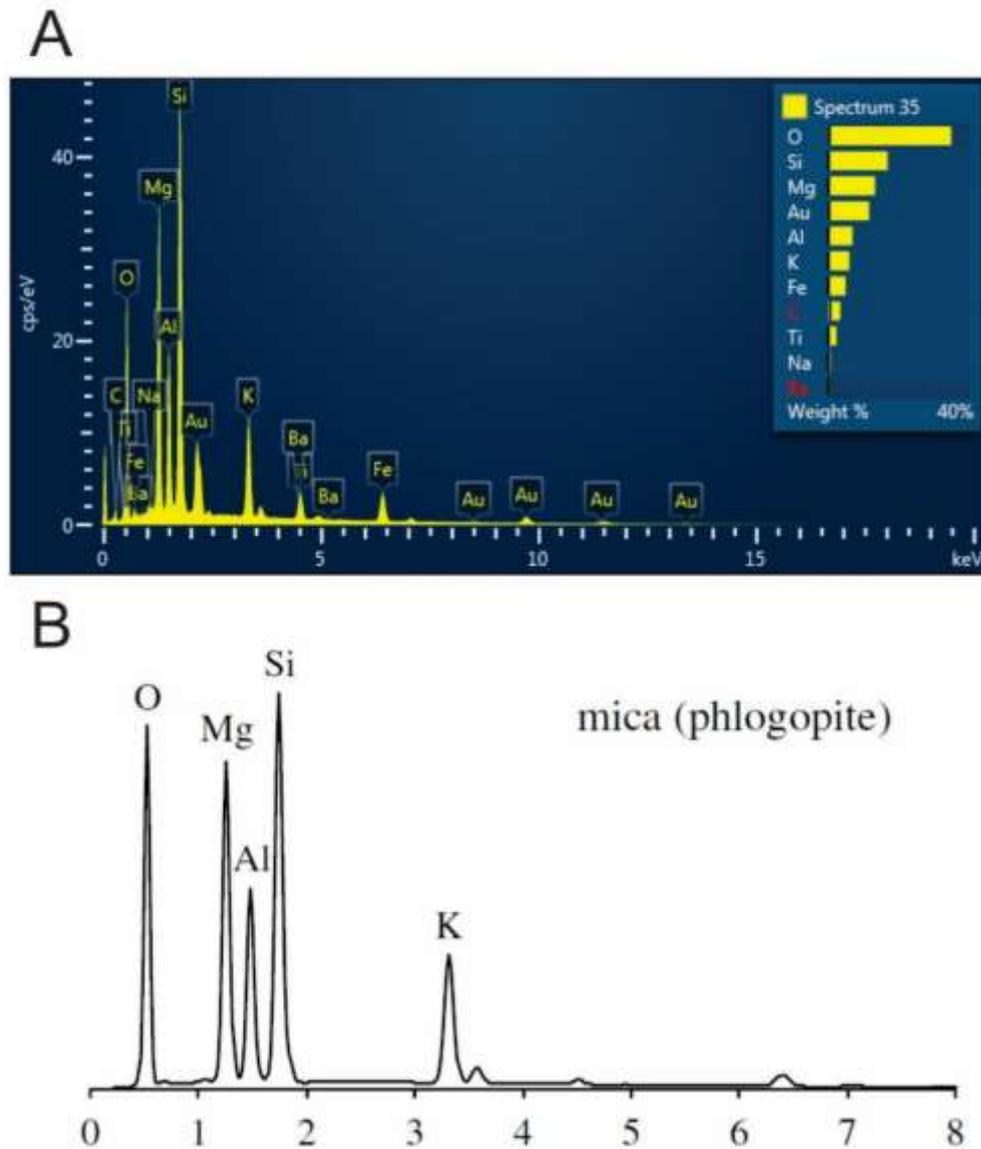
**Figura 37.** (A) Espectro EDS gerado para a lâmina SF-01-C. Fonte: Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU); (B) Espectro EDS para apatita. Fonte: (Reed, 2005); (C): Espectro EDS para apatita. Fonte: (Severin, 2004);



**Fonte:** (A) Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU); (B) (REED, 2005)  
(C) (SEVERIN, 2004)

Por conseguinte, ao observar o espectro EDS representado na Figura 39, tem-se que os principais picos, tais como os de sílico, alumínio, magnésio e potássio, apresentam boa compatibilidade com as estruturas do mineral flogopita.

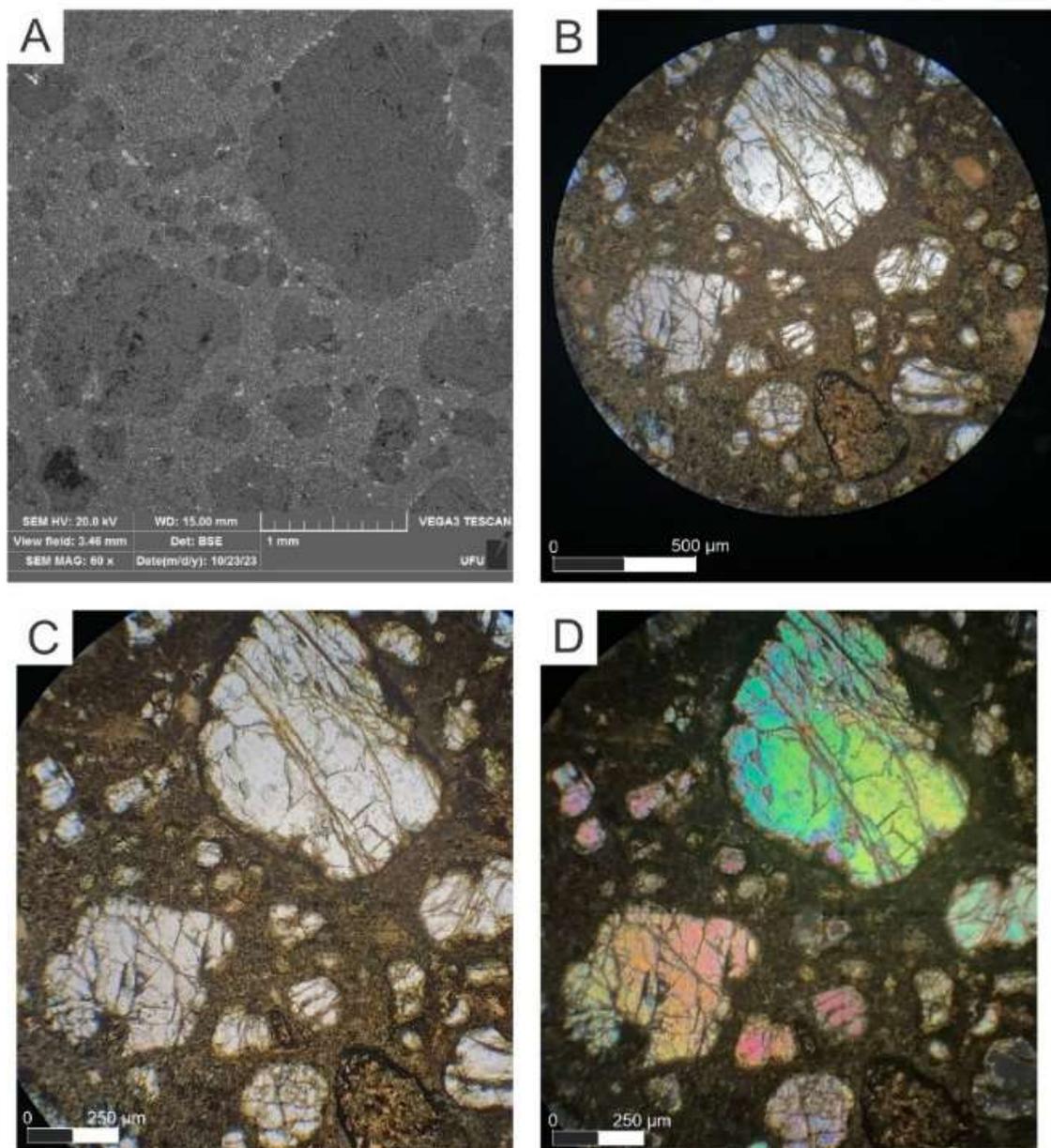
Figura 38. (A) Espectro EDS gerado para a lâmina SF-01-C; (B): Espectro EDS para flogopita.



Fonte: (A) Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU); (B) (Reed, 2005).

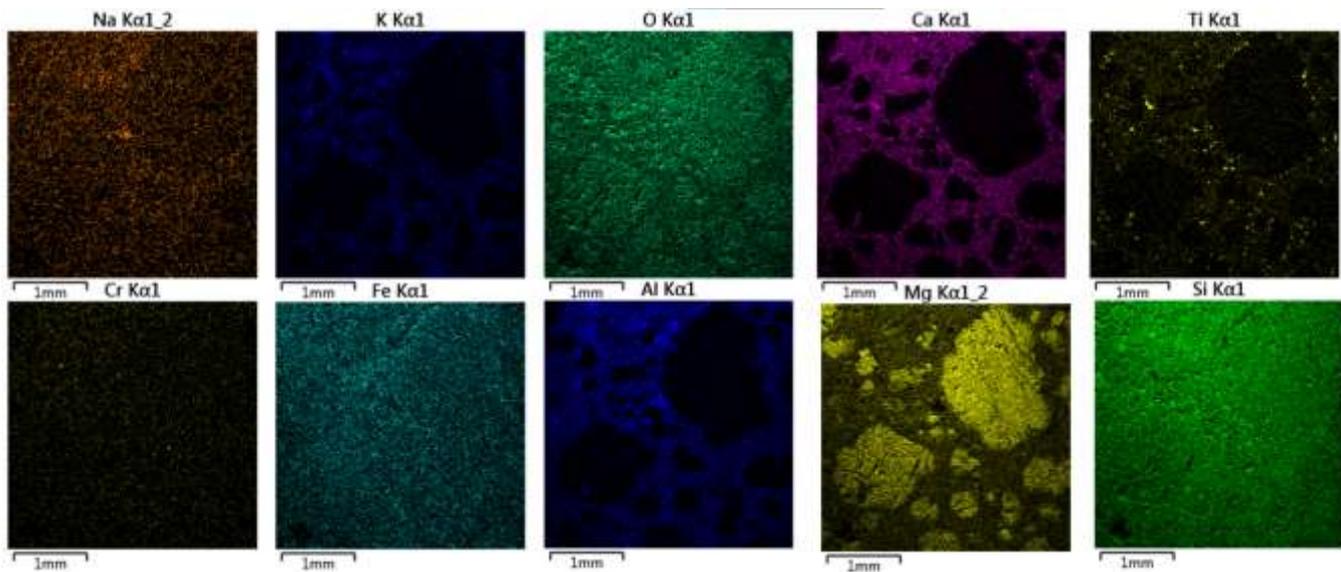
Na Figura 40, apresentada a seguir, é possível observar, na porção superior direita da imagem, um macrocristal de olivina, evidenciado pelo pico de magnésio, acompanhado por pequenos cristais de perovskita ou titanomagnetita ao longo de sua borda, identificados pelo pico de titânio relacionado com cálcio para perovskita ou ferro para titanomagnetita. Os mapas composicionais que complementam essa análise estão ilustrados na Figura 41, oferecendo uma visão detalhada da distribuição elementar desses minerais e também sobre a matriz que pode ser classificada como sendo uma matriz rica em cálcio, magnésio, alumínio e potássio.

**Figura 39.**(A)Imagem gerada pelo MEV através da interação de elétrons de um macrocristal de olivina e um enclave na região inferior na lâmina SF-01-A. Fotomicrografia de uma região da lâmina SF-01-A com um macrocristal de olivina e um enclave na região inferior da lâmina. (B) Polarizadores plano-paralelos; (C) Destaque do item B com polarizadores plano-paralelos; (D)Destaque do item B com polarizadores cruzados.



Fonte: O autor.

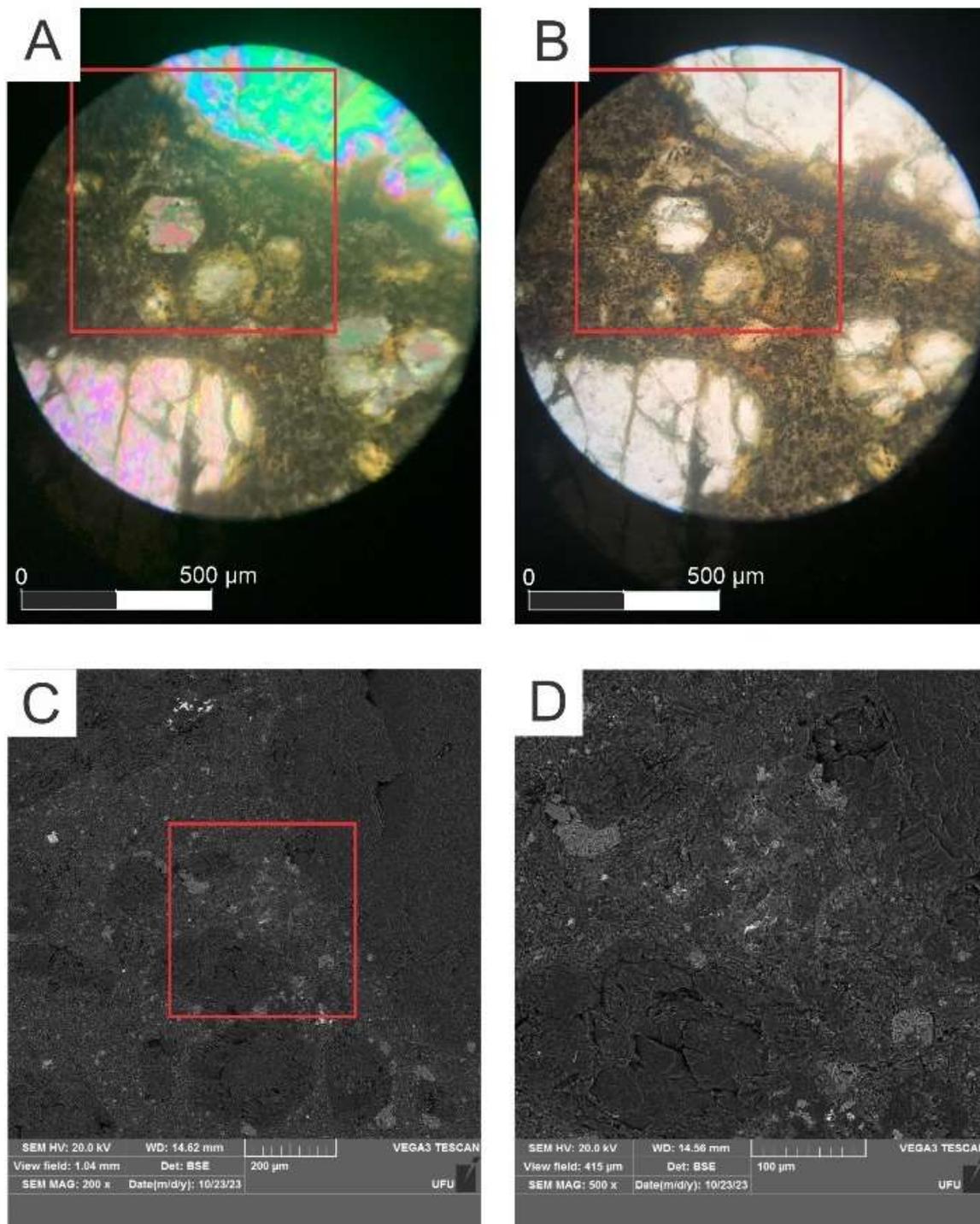
**Figura 40.** Mapas composicionais da área representada na Figura 36 nos itens A C e D, para os elementos: Ti, P, Mg, K, Ca, O, Fe, Na, Al, Si e Mn.



**Fonte:** Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU).

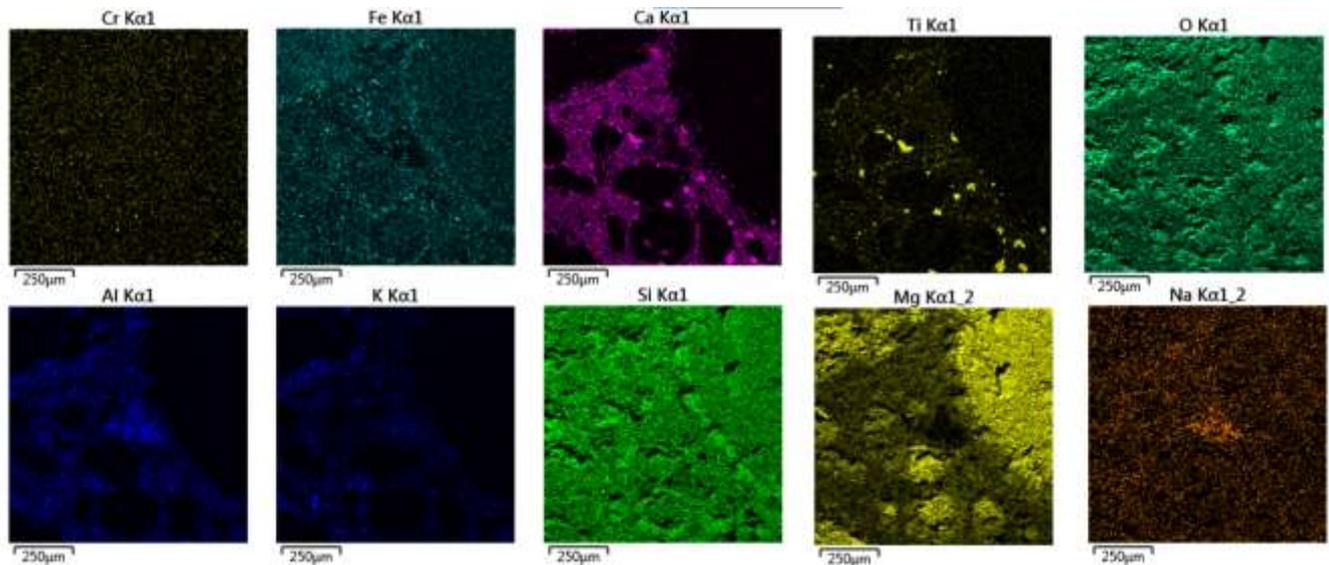
Cristais de perovskita e macrocristais de olivina puderam ser muito bem identificados e definidos por meio da compilação e análise das fotografias tiradas para a lâmina, conforme representado nas Figuras 42-A e 42-B, bem como através dos mapas composicionais (Figura 43) correspondentes as análises do MEV (referente às Figuras 42-C e 42-D). Essa conclusão foi estabelecida utilizando como base as cores de interferência e de relevo observados na lâmina, em conjunto com os picos de magnésio e titânio vistos em seus respectivos mapas composicionais.

**Figura 41** Fotomicrografia da lâmina SF-01-A com a delimitação (quadrado vermelho) da região analisada no MEV (item D); (A) Polarizadores cruzados; (B) Polarizadores plano-paralelos; (C) Imagem gerada pelo MEV através da interação de elétrons com a delimitação (quadrado vermelho) da região com maior zoom no MEV (item D) onde os mapas composicionais foram gerados; (D) Imagem gerada pelo MEV através da interação de elétrons referente a área delimitada pelos quadrados vermelhos nos itens A, B e C.



**Fonte:** (A e B): O autor; (De E): Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU).

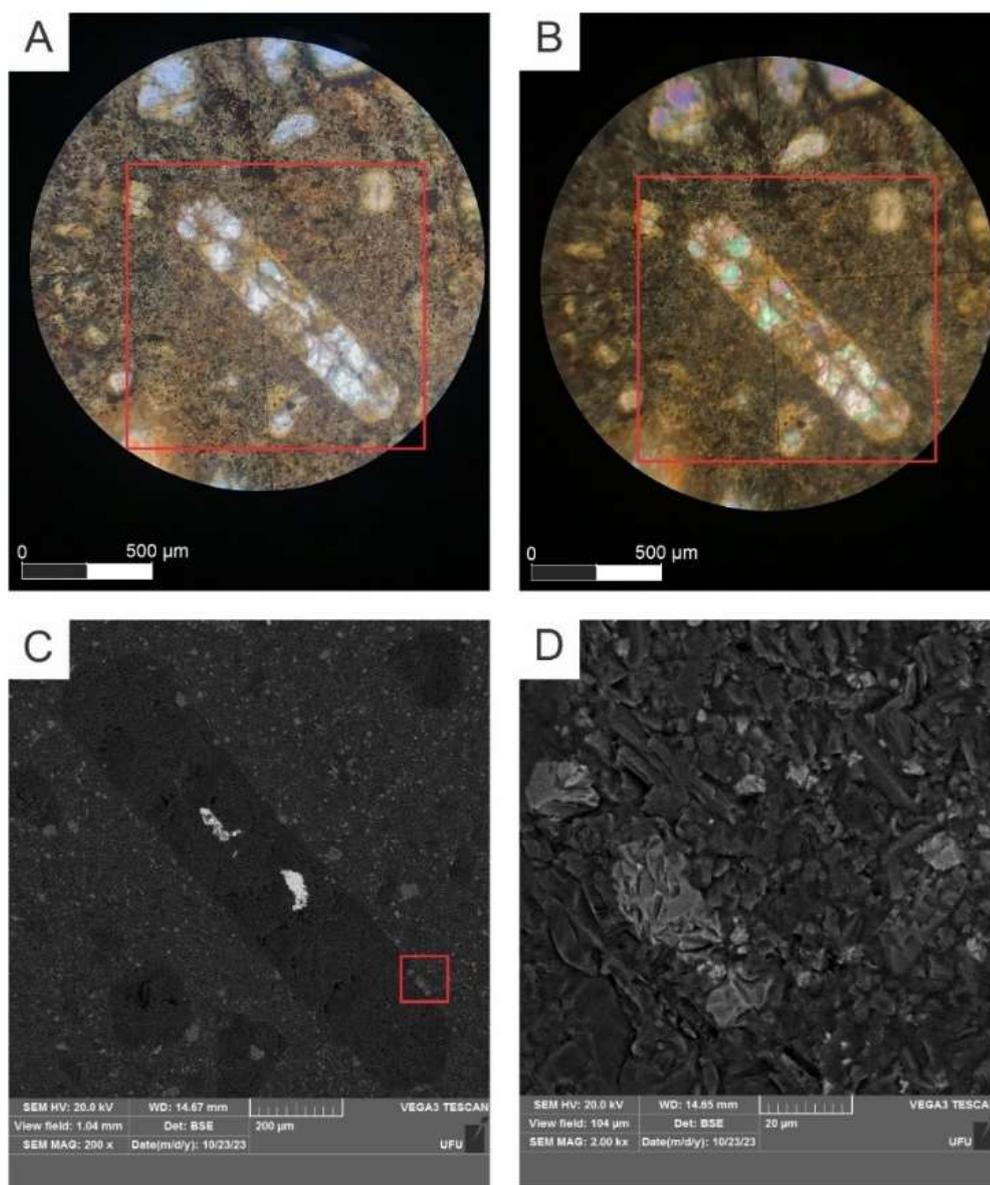
**Figura 42.** Mapas composicionais da área representada na Figura 33 para os elementos: Cr, Fe, Ca, Ti, O, Al, K, Si, Mg e Na.



**Fonte:** Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU).

Na Figura 44-A e 44-B é apresentada uma visão geral da lâmina SF-01-A, juntamente com sua correspondência no MEV (Figura 44-C e 44-D). Neste contexto, os mapas composicionais representados na Figura 45, fazem referência à região da Figura 44-D, onde é indicada a presença de minerais como perovskita e titanomagnetita (picos de cálcio, titânio e ferro) e apatita (picos de cálcio e fósforo).

**Figura 43.** Fotomicrografia da lâmina SF-01-A com a delimitação (quadrado vermelho) da região analisada no MEV (item C). (A) Polarizadores plano-paralelos; (B) Polarizadores Cruzados; (C) Imagem gerada pelo MEV através da interação de elétrons com a delimitação (quadrado vermelho) da região com maior zoom no MEV (item D) onde os mapas composicionais foram gerados; (D) Imagem gerada pelo MEV através da interação de elétrons referente a área delimitada pelos quadrados vermelhos nos itens A, B e C.

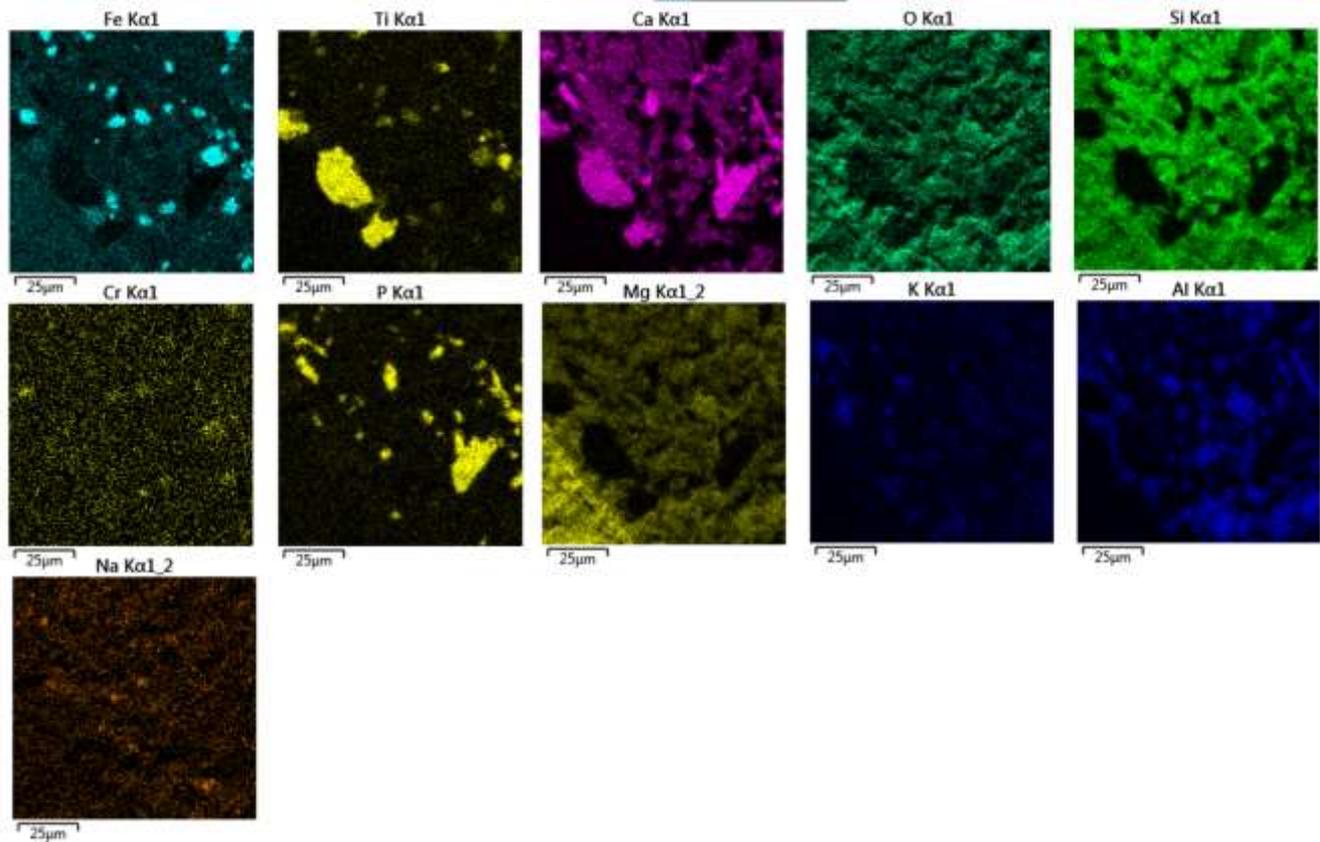


Fonte: O autor.

As Figuras 46, 47 e 48 contém os espectros EDS para os minerais barita, perovskita e vermiculita, respectivamente. Para a barita, que se encontra em um cristal de olivina alongado, foram correlacionados os picos dos elementos de bário e enxofre, já para a perovskita a compatibilidade foi estabelecida de acordo com a presença dos elementos cálcio e titânio. Por

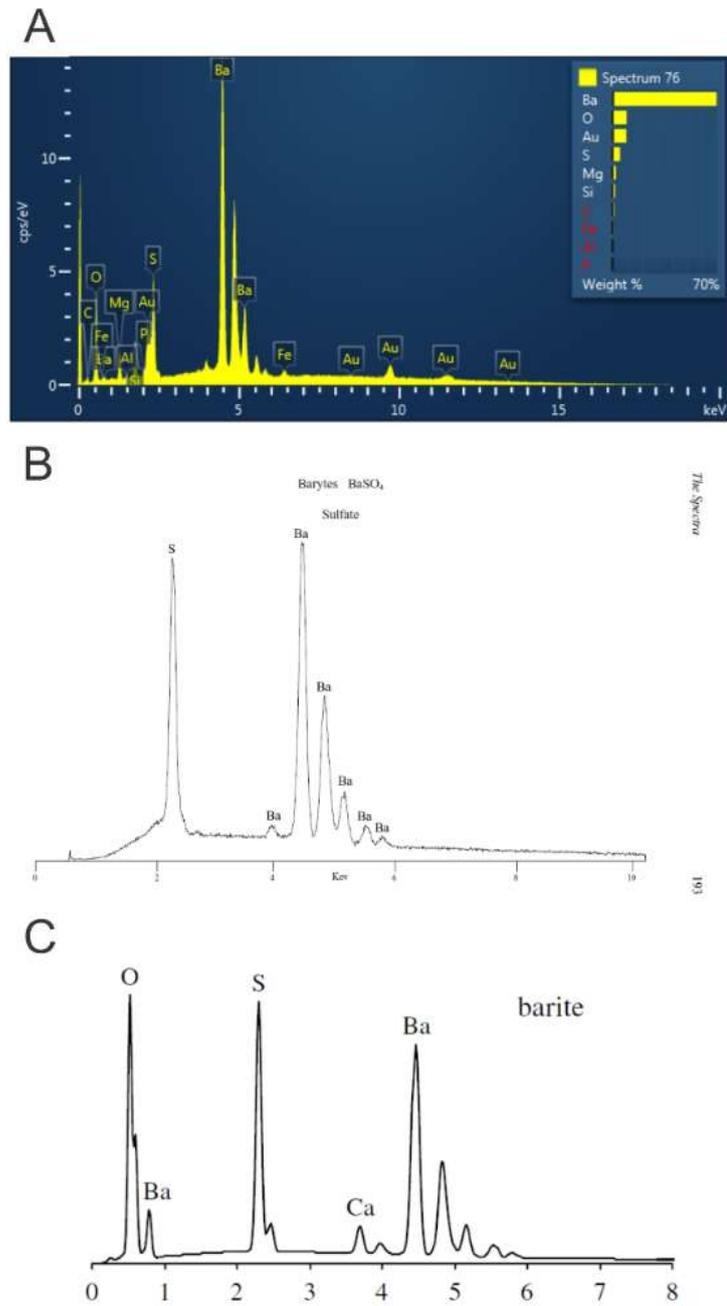
fim, a vermiculita foi identificada com base na correspondência entre os picos de magnésio, silício, alumínio, potássio, titânio, ferro e cálcio (Figura 45).

**Figura 44.** Mapas composicionais da área representada na Figura 45-D para os elementos: Fe, Ti, Ca, O, Si, Cr, P, Mg, K, Al e Na.



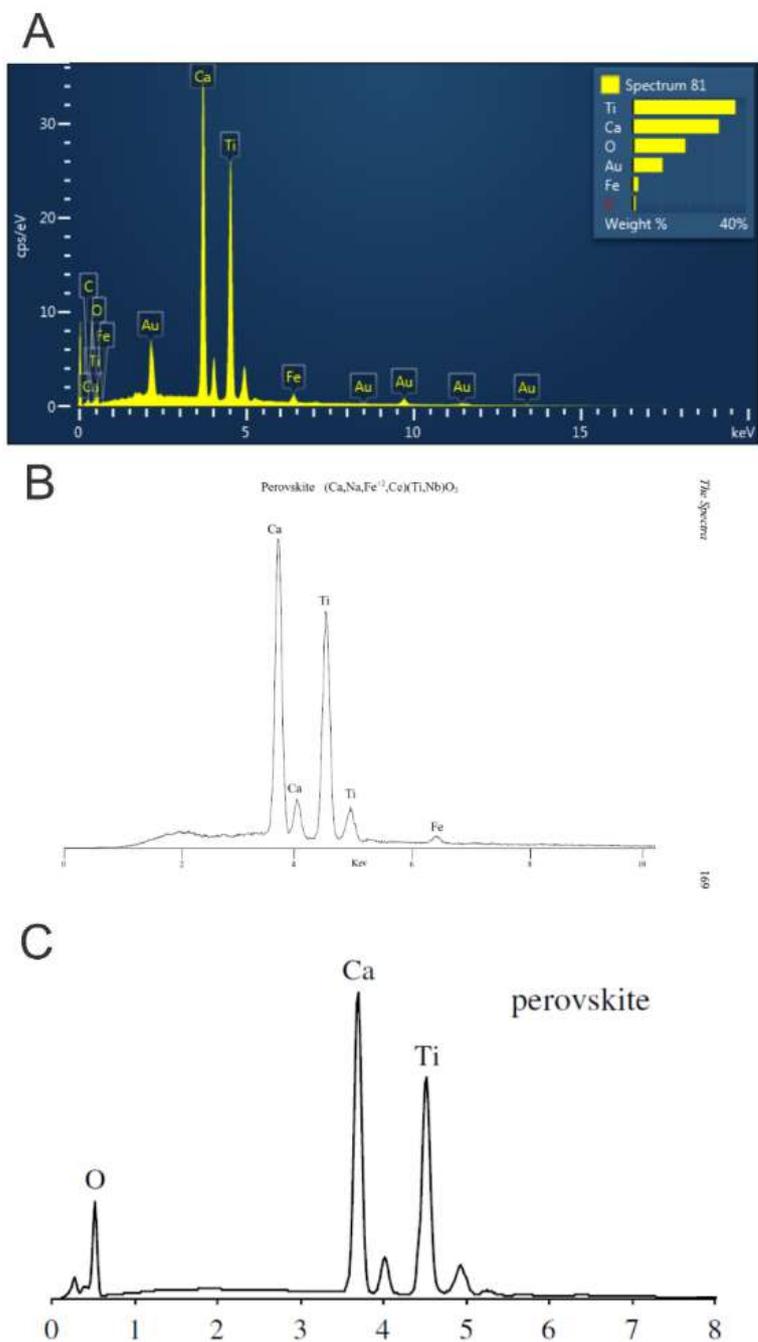
**Fonte:** Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU).

**Figura 45.** (A) Espectro EDS gerado para a lâmina SF-01-A; (B) Espectro EDS para barita; (C): Espectro EDS para barita.



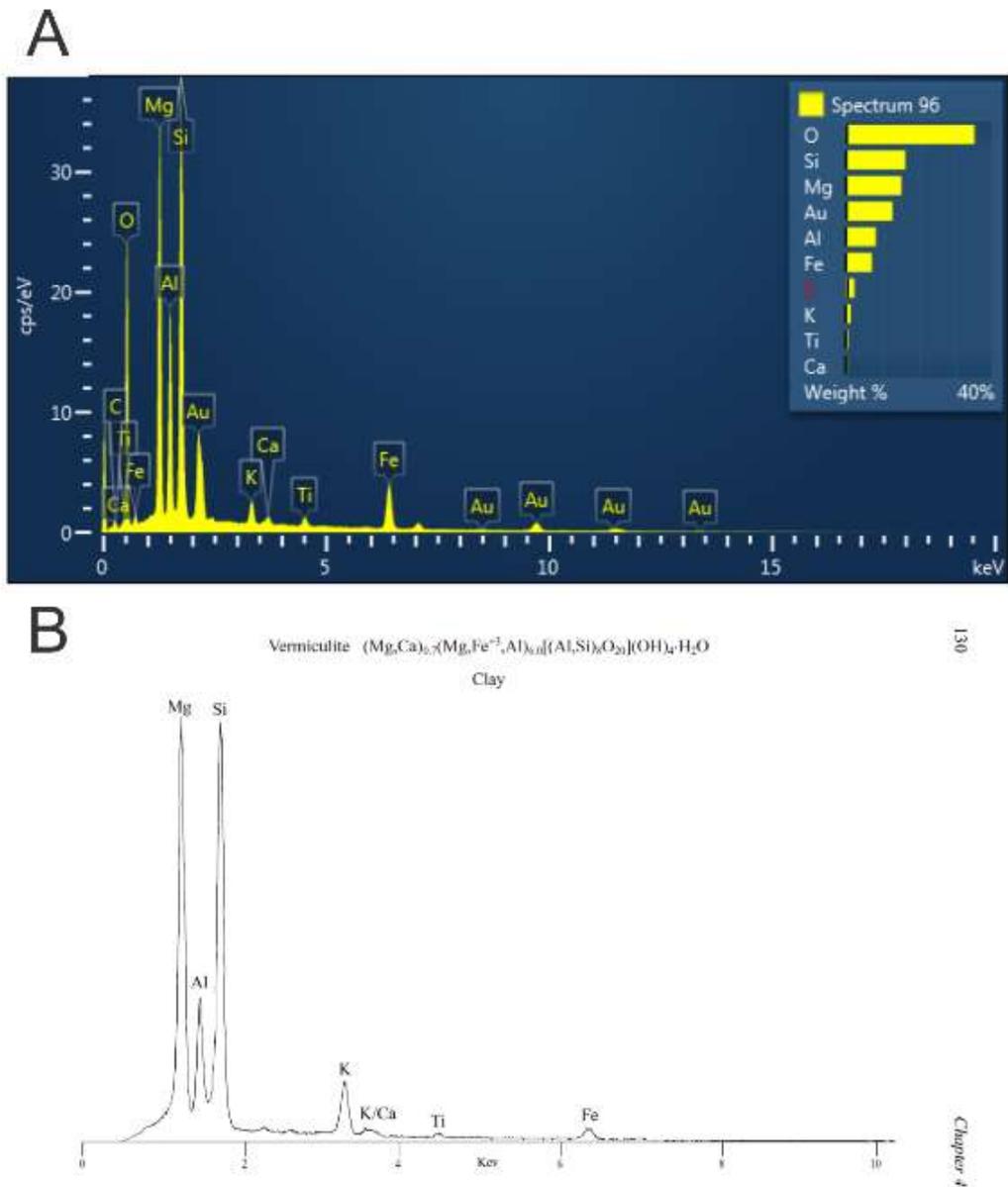
**Fonte:** (A) Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU); (B) (SEVERIN, 2004), (C) (REED, 2005)

**Figura 46.** (A) Espectro EDS gerado para a lâmina SF-01-A; (B) Espectro EDS para perovskita; (C): Espectro EDS para perovskita.



**Fonte:** (A) Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU); (B) (SEVERIN, 2004), (C) (REED, 2005)

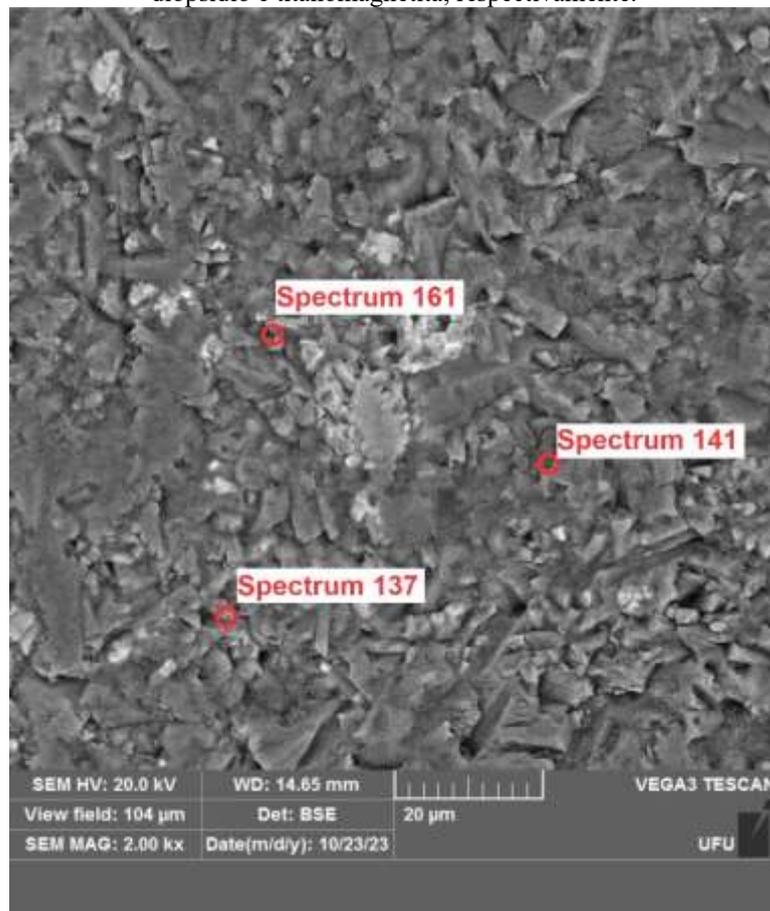
**Figura 47.** (A) Espectro EDS gerado para a lâmina SF-01-A.; (B) Espectro EDS para vermiculita.



**Fonte:** (A) Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU); (B) (SEVERIN, 2004)

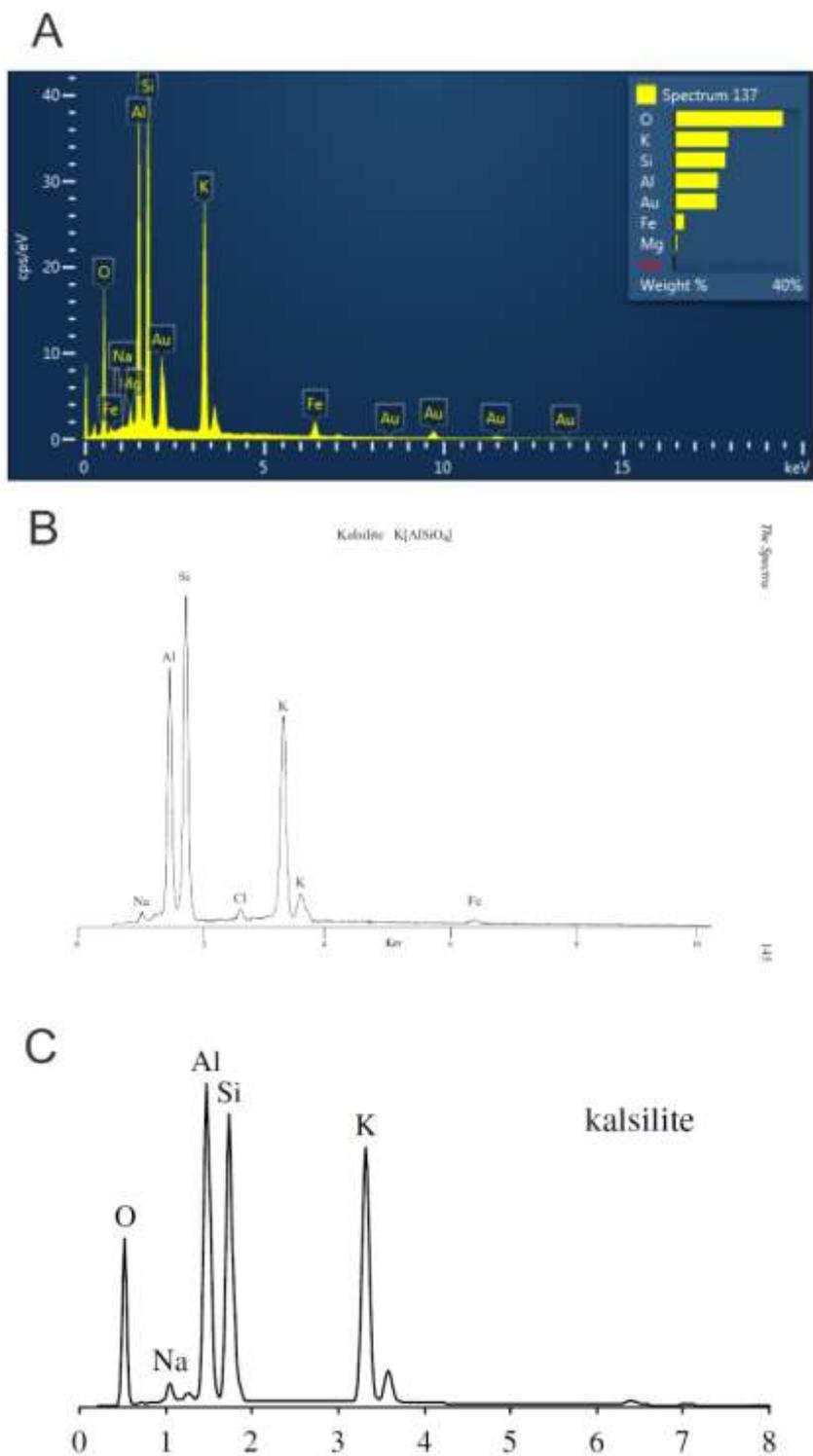
Na lâmina SF-01-B foram identificados kalsilita (Figura 50), diopsídio (Figura 51) e titanomagnetita (Figura 52) na matriz da intrusão São Félix-01. Os espectros foram feitos na matriz e foram representados pelos círculos vermelhos na Figura 49.

**Figura 48.** Imagem obtida pelo MEV apresentando os espectros 137, 141 e 161, correspondentes à kalsilita, diopsídio e titanomagnetita, respectivamente.



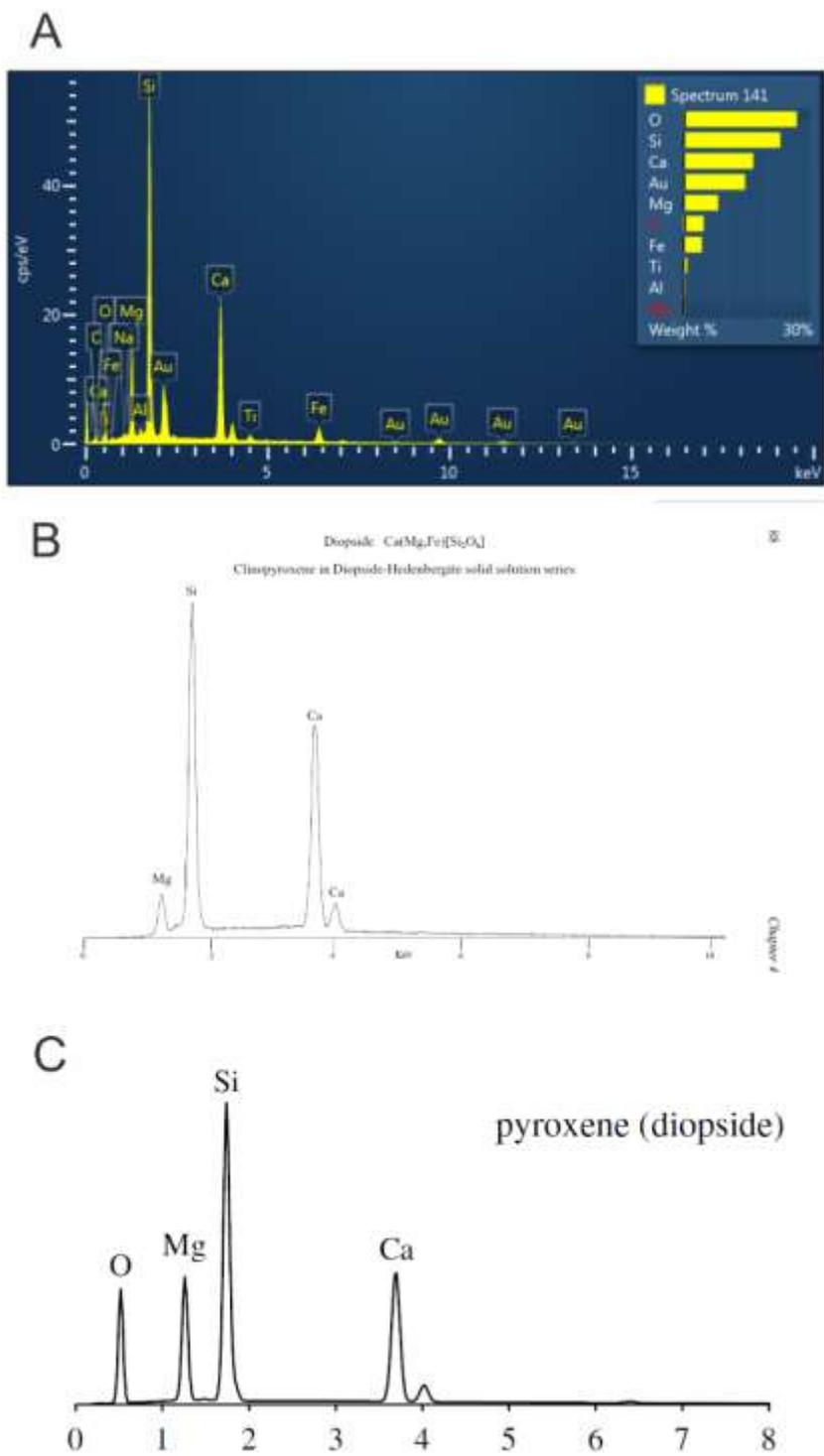
**Fonte:** Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU) e editado pelo autor.

**Figura 49.** (A) Espectro EDS gerado para a lâmina SF-01-B. (B)Espectro EDS para kalsilita. (C):Espectro EDS para kalsilita.



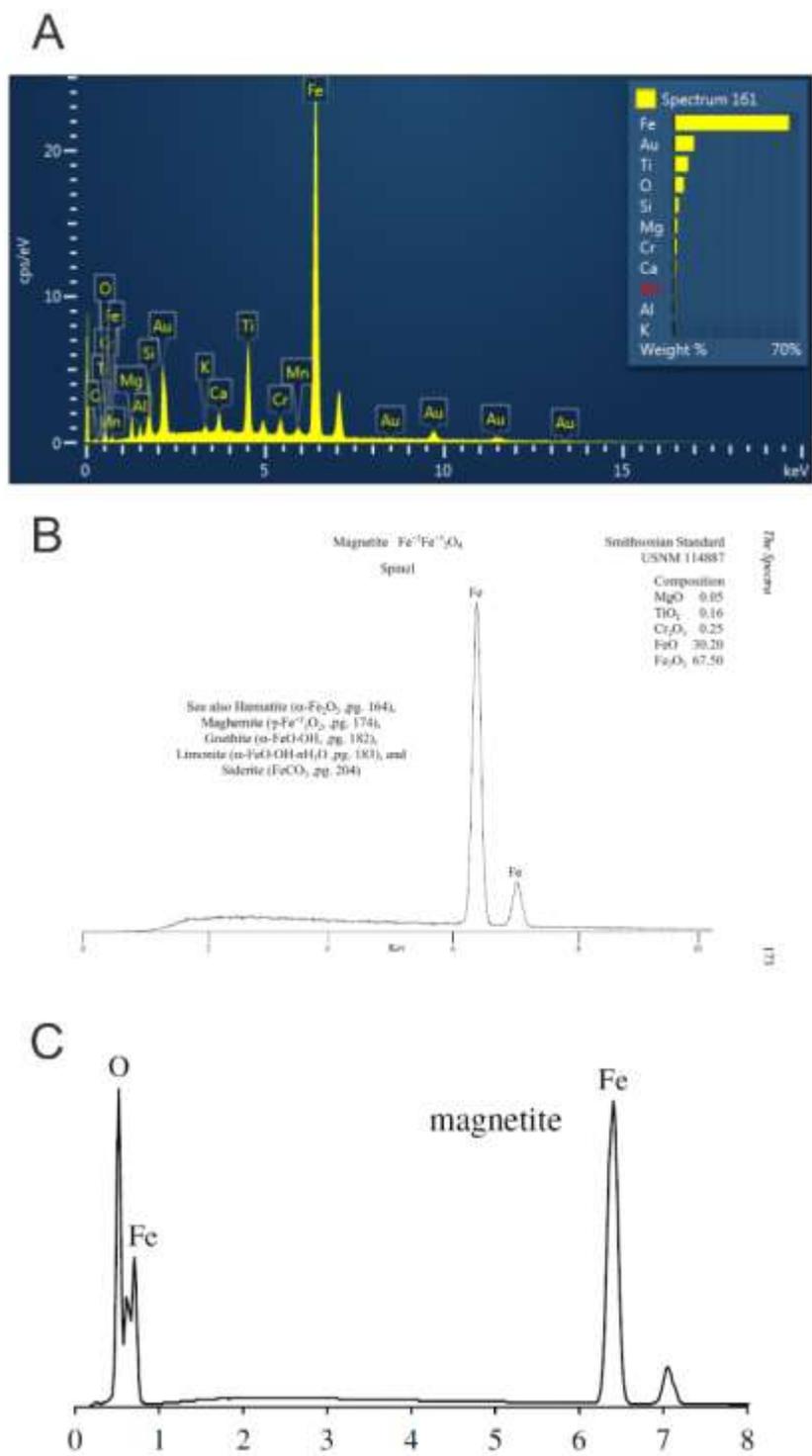
**Fonte:** (A) Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU); (B) (SEVERIN, 2004), (C) (REED, 2005)

**Figura 50.** (A) Espectro EDS gerado para a lâmina SF-01-B.(B)Espectro EDS para diopsídio. (C): Espectro EDS para diopsídio.



**Fonte:** (A) Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU); (B) (SEVERIN, 2004), (C) (REED, 2005).

**Figura 51.** (A) Espectro EDS gerado para a lâmina SF-01-B; (B) Espectro EDS para titanomagnetita; (C): Espectro EDS para titanomagnetita.



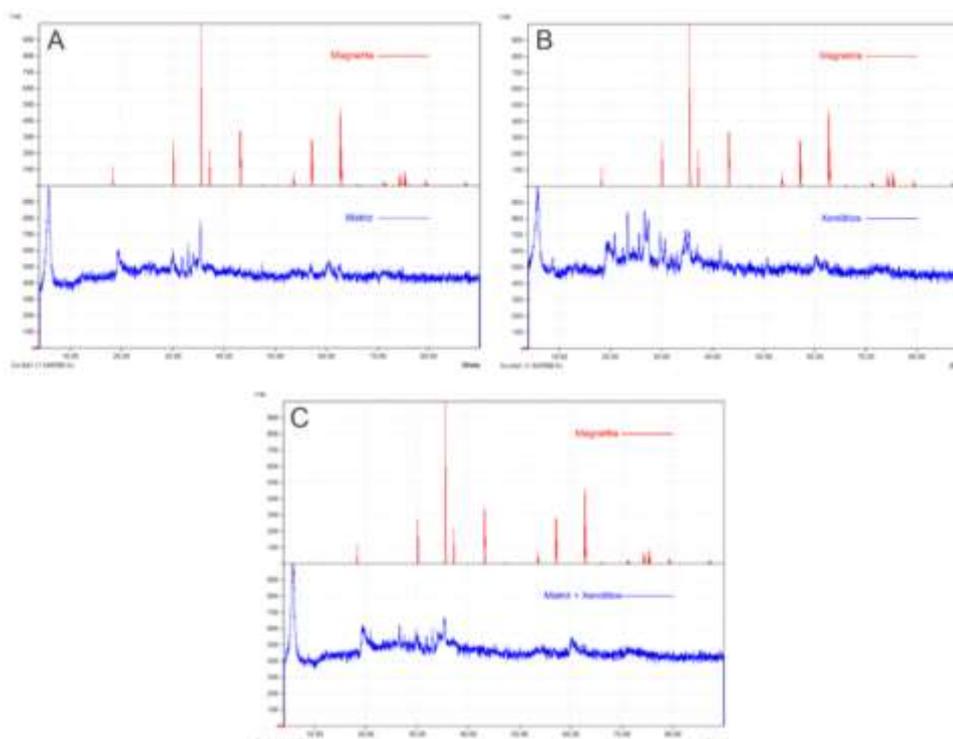
**Fonte:** (A) Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU); (B) (SEVERIN, 2004), (C) (REED, 2005).

### 4.3 ANÁLISES DE DRX

Com o objetivo de investigar a estrutura e as fases cristalinas dos minerais provenientes das amostras do Corpo São Félix-01, foram realizadas análises de Difratomia de Raios-X. Os difratogramas gerados para cada grupo de amostras, sendo eles xenólitos, matriz e a mistura de ambos, estão representados a seguir. Neste contexto, foram estabelecidas comparações entre os resultados obtidos juntamente com as estruturas de diferentes minerais (Base de dados RRUFF), visando identificar semelhanças entre as fases cristalinas e, conseqüentemente o mineral em questão.

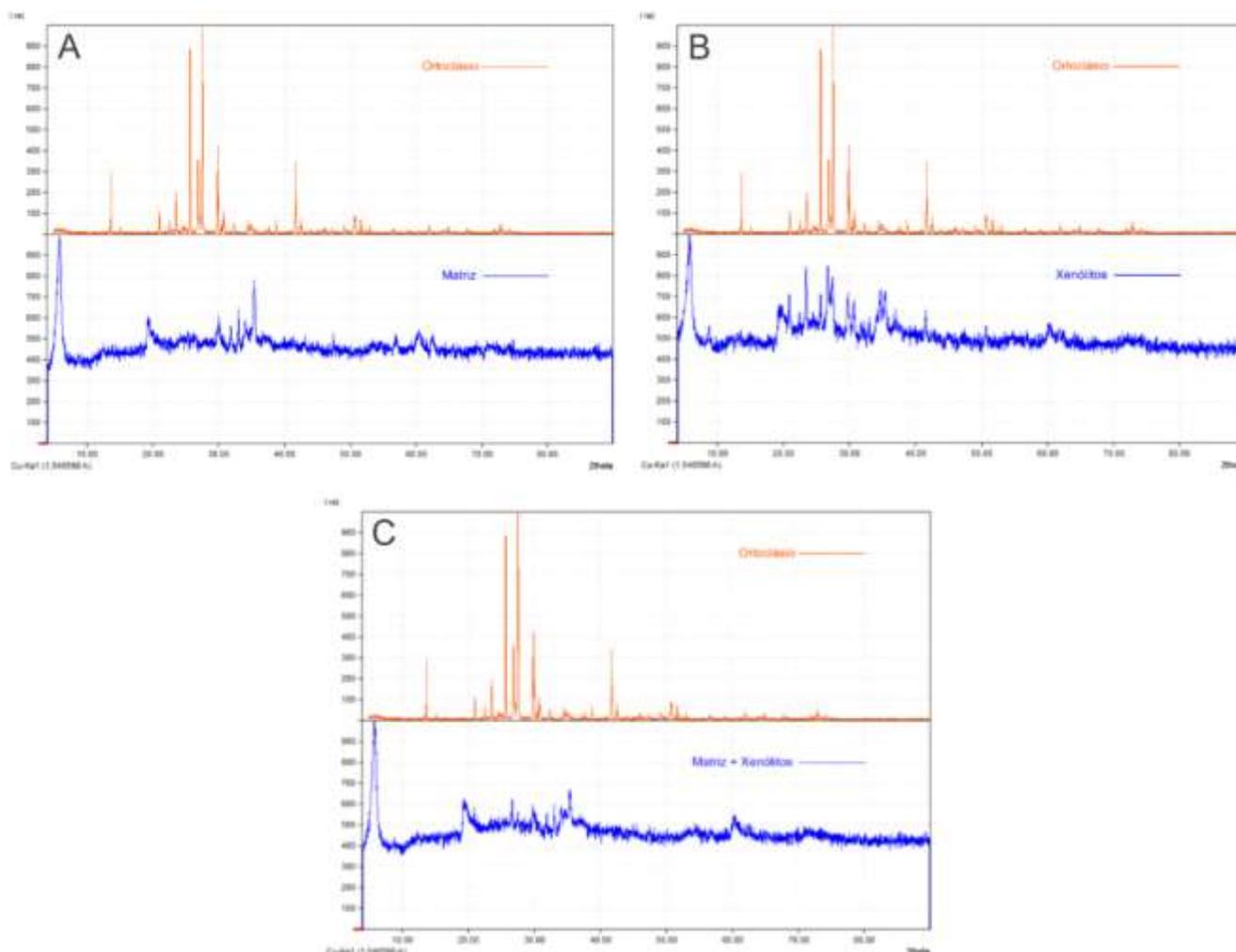
A partir da observação dos resultados obtidos para os difratogramas, é possível inferir a ocorrência de alguns argilominerais nas rochas em questão, como por exemplo montmorilonita e nontronita, além de minerais como magnetita, ortoclásio e quartzo. Com isso, a Figura 53 representa a correspondência dos difratogramas obtidos para os três grupos de amostras com a estrutura cristalina da magnetita, ao mesmo tempo que a Figura 54 demonstra também correspondência com o mineral ortoclásio. Essencialmente o ortoclásio ocorre nos xenólitos, como observado na Figura 54-B.

**Figura 52.** Comparação entre (A) Difratogramas de magnetita retirado da base de dados RRUFF e Difratograma da matriz do corpo São Félix-01; (B) Difratograma de magnetita retirado da base de dados RRUFF e difratograma dos xenólitos do corpo São Félix-01. (C) Difratograma de magnetita retirado da base de dados RRUFF e difratograma da mistura entre matriz e xenólitos do corpo São Félix-01.



**Fonte:** Base de dados RRUFF e Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU)

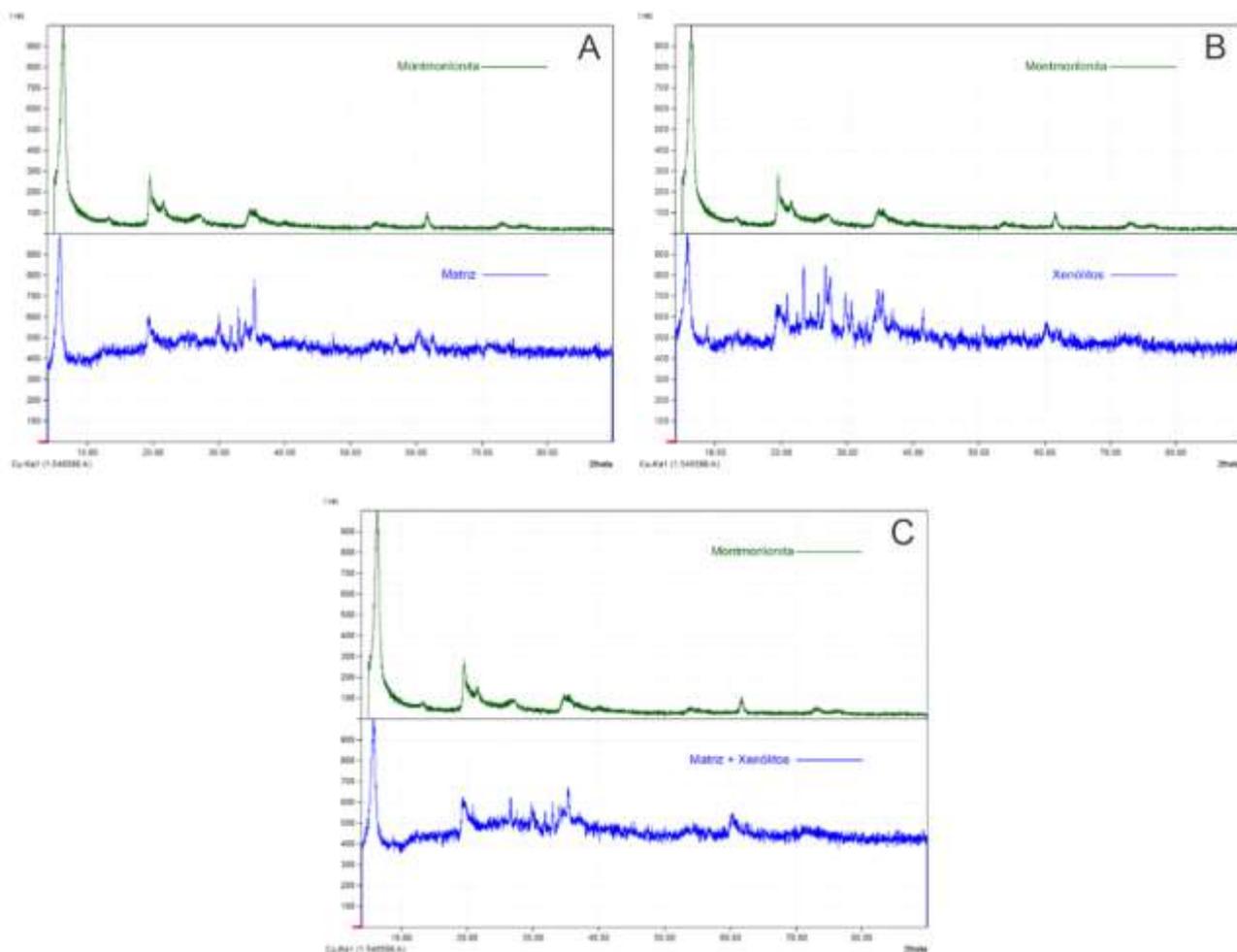
**Figura 53.** Comparação entre (A) Difratoograma de ortoclásio retirado da base de dados RRUFF e difratograma da matriz do corpo São Félix-01; (B) Difratoograma de ortoclásio retirado da base de dados RRUFF e difratograma dos xenólitos do corpo São Félix-01. (C) Difratoograma de ortoclásio retirado da base de dados RRUFF e difratograma da mistura entre matriz e xenólitos do corpo São Félix-01.



**Fonte:** Base de dados RRUFF e Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU).

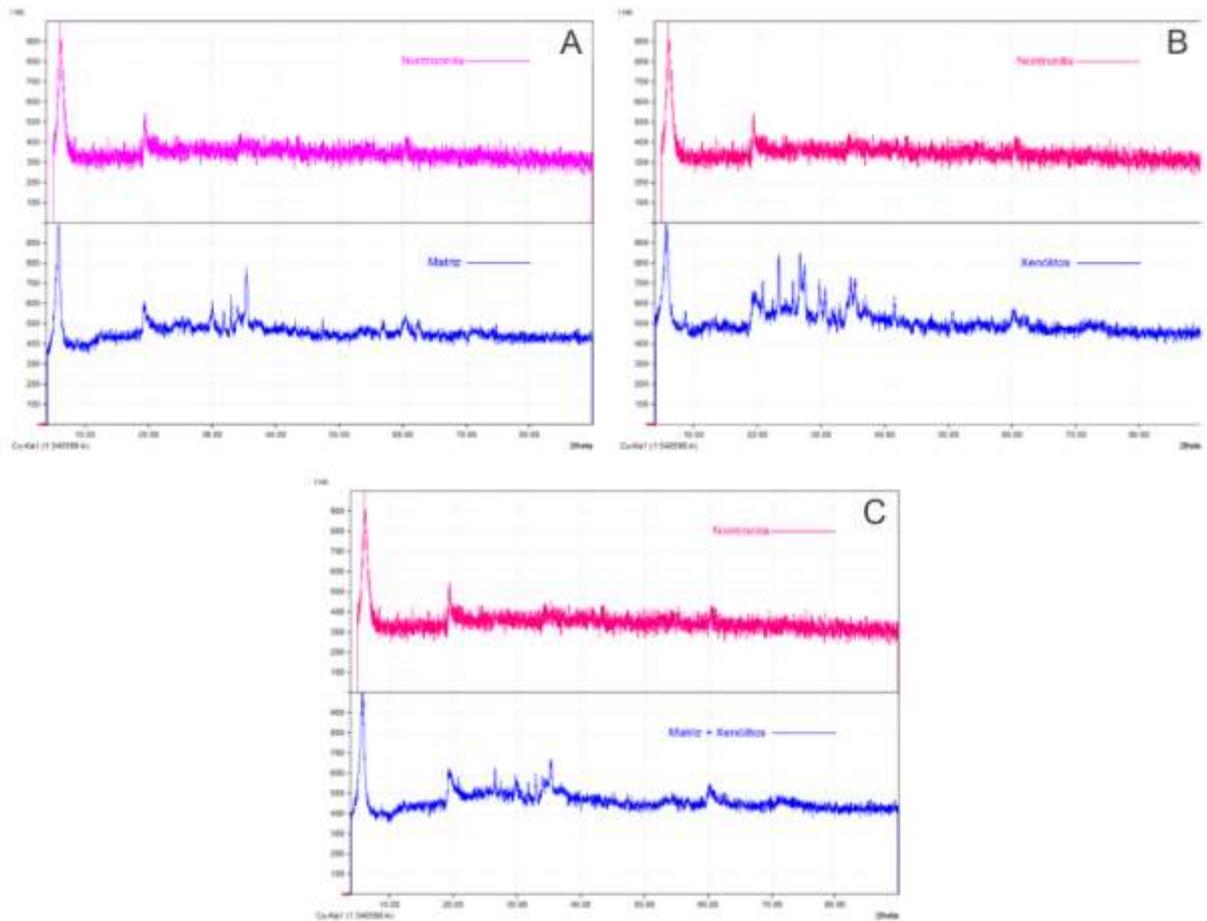
Da mesma forma, é possível notar semelhanças entre os picos característicos das amostras em relação aos argilominerais montmorilonita e nontronita, conforme disposto nas Figuras 55 e 56, respectivamente.

**Figura 54.** Comparação entre (A) Difratograma de montmorilonita retirado da base de dados RRUFF e difratograma da matriz do corpo São Félix-01; (B) Difratograma de montmorilonita retirado da base de dados RRUFF com o difratograma dos xenólitos do corpo São Félix-01. (C) Difratograma de montmorilonita retirado da base de dados RRUFF e difratograma da mistura entre matriz e xenólitos do corpo São Félix-01.



**Fonte:** Base de dados RRUFF e Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU).

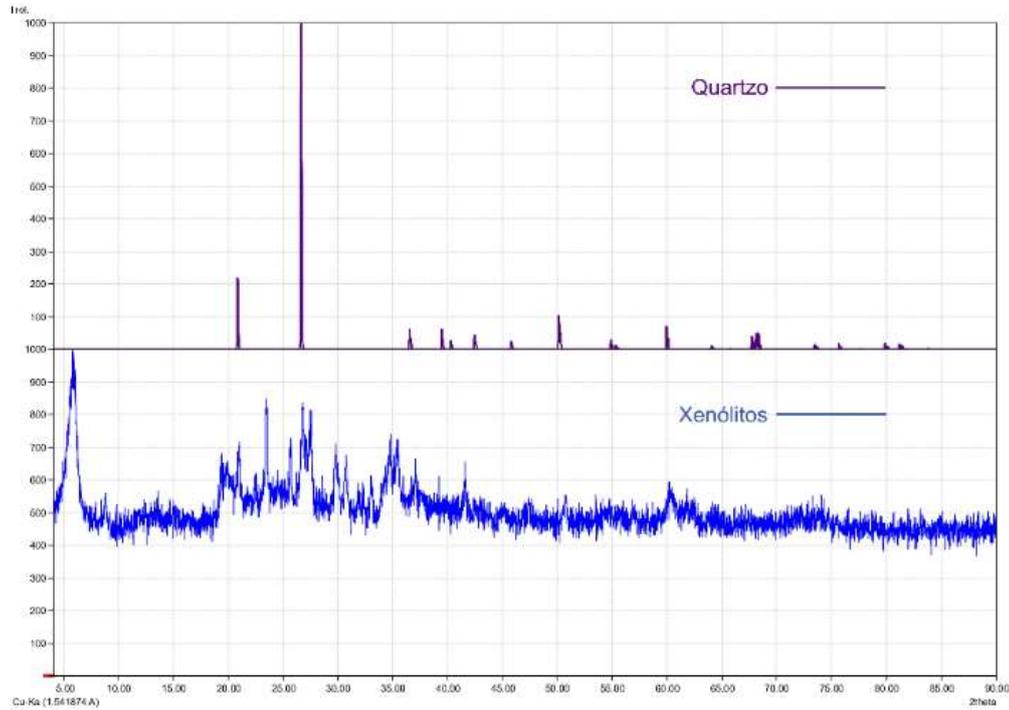
**Figura 55.** Comparação entre (A) Difratograma de nontronita retirado da base de dados RRUFF e difratograma da matriz do corpo São Félix-01; (B) Difratograma de nontronita retirado da base de dados RRUFF e difratograma dos xenólitos do corpo São Félix-01. (C) Difratograma de nontronita retirado da base de dados RRUFF e difratograma da mistura entre matriz e xenólitos do corpo São Félix-01.



**Fonte:** Base de dados RRUFF e Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU).

Ademais, a análise comparativa do difratograma obtido para o grupo de amostra dos xenólitos possibilitou uma correlação também com a estrutura cristalina do mineral quartzo, conforme representado na Figura 57.

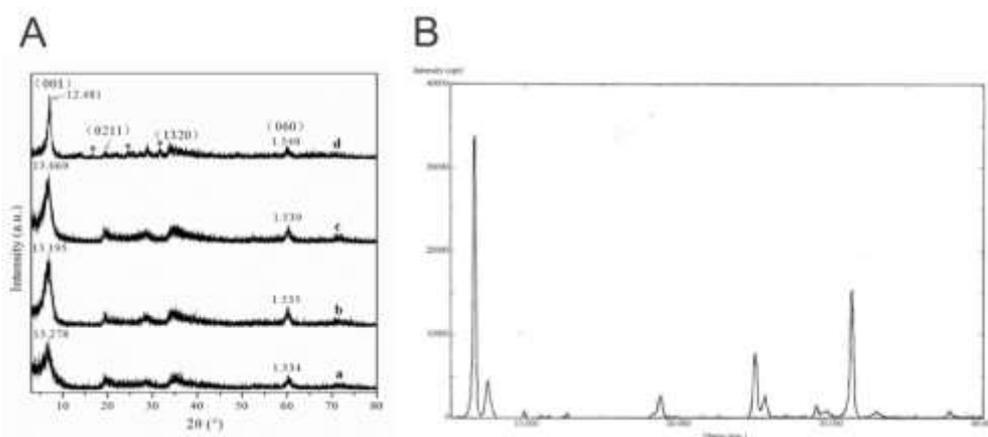
**Figura 56.** Comparação entre o difratograma de quartzo retirado da base de dados RRUFF com o difratograma dos xenólitos do corpo São Félix-01.



**Fonte:** Base de dados RRUFF e Laboratório Multiusuário do Instituto de Química (LAMIQ-UFU).

Os difratogramas apresentados anteriormente podem ser correlacionados de maneira significativa com os padrões difratométricos da saponita e da vermiculita. A análise comparativa revela similaridades nas posições dos picos, permitindo associar as fases minerais identificadas nas amostras com essas argilominerais. A Figura 58 apresenta os difratogramas da saponita e vermiculita, utilizados para análise comparativa e associação das fases minerais.

**Figura 57.** (A) Difratograma de raios X da saponita sintética.; (B)Difratograma de raios X da vermiculita in natura.



**Fonte:** (A) Zhang *et al.* (2016); (B) Silva Jr. *et al.* (2000).

## 5 DISCUSSÕES

Macroscopicamente os kimberlitos, kama fugitos e lamproítos podem ser de difícil caracterização e diferenciação. Neste sentido, para uma caracterização mais precisa, é essencial recorrer à microscopia e à análise de química mineral, embora as informações macroscópicas continuem sendo relevantes no processo de identificação.

A coloração esverdeada observada no afloramento São Félix-01 indica a ocorrência de um intemperismo químico e condiz com a exposição do afloramento às condições ambientais, principalmente a influência de água fluvial. Do mesmo modo, o granito alterado em contato com o corpo estudado também é uma confirmação do intemperismo químico no local.

A mineralogia da intrusão é muito suscetível as transformações químicas, como por exemplo feldspatóides e olivinas. De acordo com Felgate *et al.* (2014) e Woolley *et al.* (1996) a mineralogia composta principalmente por olivina, flogopita, perovskita, magnetita, apatita e kalsilita, pode classificar esta intrusão como sendo um kama fugito. Também se observa xenólitos de granito e serpentina como um mineral secundários e, além disso, as bordas de alteração presentes nos xenólitos apontam uma interação do magma com os fragmentos de rocha pré-existent.

A descrição do corpo como sendo um dique sub-vertical, se deve aos seus contatos laterais com o granito, que estão dispostos na mesma direção (sub-verticais). Outro ponto a favor seria a classificação prévia feita por Cabral Neto *et al.* (2017) no Projeto Diamante Brasil da CPRM.

As análises das lâminas petrográficas indicam macrocristais de olivina em processo de substituição para saponita, ou por vezes substituídos totalmente por serpentina, além de demonstrarem processos de desidratação em macrocristal de flogopita com borda de reação. De acordo com Basset (1963, apud Macedo, 2016) a vermiculita pode se formar por processos de hidrotermalismo ou de alteração nos níveis do lençol freático, sendo o segundo mais provável. Além disso, a vermiculita se forma a partir da alteração de minerais com grandes teores de magnésio, principalmente flogopita e biotita, mas também pode formar-se a partir de anfibólios, piroxênios, olivinas e cloritas (Bush, 1976; De la Calle e Suquet, 1988, apud Macedo, 2016).

Outra informação obtida através das análises das lâminas petrográficas foi a transição gradual entre o autólito e a matriz evidenciando um possível processo de interação entre o xenólito e a matriz, sugerindo modificações químicas ou térmicas ocorridas durante a formação da rocha.

De acordo com os resultados apresentados por Takenaka *et al.* (2023), os cristais de perovskita geralmente apresentam anomalias de elementos terras raras (ETR). No entanto, no presente trabalho, os cristais analisados por meio do MEV não evidenciaram tais anomalias, o que pode ser atribuído à limitação do método utilizado, que não é o mais adequado para identificar essas características.

Os difratogramas gerados através da Difractometria de raios X revelaram a presença de argilominerais, tais como nontronita, montmorilonita e vermiculita reforçando a ideia do intemperismo intenso sofrido pela intrusão São Félix-01. Neste mesmo contexto, os picos correspondentes ao quartzo podem ser influência dos xenólitos de granito. No geral, os difratogramas indicam forte presença de argilominerais, porém não é possível classificá-los através dos métodos adotados neste presente trabalho.

## 6 CONCLUSÃO

O afloramento da intrusão São Félix-01 apresenta uma coloração cinza esverdeada, com a presença de xenólitos deformados e alterados de granito visíveis em superfície. O contato sub-vertical nas duas extremidades com o granito adjacente, permite identificar a rocha como um dique, bem como identificar a rocha hospedeira como um granito deformado em eventos prévios.

O corpo São Félix-01 foi classificado, através das análises realizadas, como sendo uma rocha de coloração cinza escuro, isotrópica, ultramáfico, holocristalina e subfanerítica, apresentando cristais que variam de densos a grossos e magnetismo moderado. Com macrocristais euédricos a subédricos de olivina em uma matriz fina, sendo assim uma rocha porfirítica. Esta intrusão apresenta xenólitos foliados/deformados de granitos, onde ao redor destes, forma-se uma borda de coloração esverdeada, fruto da interação do xenólito com a matriz da rocha. No geral, a contagem modal permitiu calcular os intervalos de variação seguintes para as amostras em estudo: 26,97% na matriz, 33,70% de macrocristais (principalmente de olivina e flogopita) e apenas 9,59% de enclaves.

Sua mineralogia primária é composta por: olivina, flogopita, perovskita, diopsídio, Ti-magnetita, apatita, kalsilita, calcita e barita, já sua mineralogia secundária é composta por serpentina, saponita e vermiculita. Além disso, a rocha contém xenólitos e enclaves que podem ser observados em todos os graus de análise, desde análises macroscópicas, até microscópicas.

Neste contexto, a rocha em estudo pode ser classificada como um kamafugito, mais precisamente um mafurito, uma vez que foi identificada a presença de kalsilita em sua matriz e

ausência de leucita. A matriz deste mafurito é principalmente composta por diopsídio, kalsilita, flogopita, Ti-magnetita e apatita. Ademais, a rocha não apresenta concentrações significativas de elementos terras raras (ETR) como esperado, principalmente nos cristais de perovskita.

Pode-se afirmar ainda, que os resultados de DRX podem conter uma distorção devido a contaminação, já que os métodos de separação do material dos xenólitos e da matriz não garantem uma separação 100% eficaz. Além disso, os difratogramas apresentam uma forte correspondência com os argilominerais em geral, o que indica que o intemperismo afetou a rocha de forma incisiva e, somado a isso, os picos dos difratogramas podem representar diversos minerais à sobreposição dos padrões de minerais do grupo da esmectita e devido à mistura de minerais diversos

Neste sentido, para uma caracterização mais precisa destes argilominerais, recomenda-se trabalhos futuros voltados para a classificação, utilizando métodos específicos, como o de glicolação. Também se recomenda o desenvolvimento de um trabalho voltado para a caracterização da rocha hospedeira, que apresenta certa complexidade e exige uma atenção maior para entender sua formação, evolução e deformação. Por fim, recomenda-se a análise de concentrados de minerais frescos (olivina, magnetita, etc.) de kamafugitos e kimberlitos para obtenção de padrões nos difratogramas em uma escala local, visando comparar com produtos de alteração ou misturas de minerais destas rochas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, A.; CARLSON, R. W.; GASPAR, J. C.; BIZZI, L. A. **Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaíba Alkaline Province, Minas Gerais, Brazil.** Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 142, p. 163–177, 2001. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s004100100280>. Acesso em: 29 nov. 2024.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. A. B. R. 1970. **Geologia da região do Triângulo Mineiro.** Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral/Divisão de Fomento da Produção Mineral, Boletim 136, 140 p.
- BATCHELOR, R.A.; BOWDEN, P. 1985. **Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters.** Chemical Geology, 48: 43-55.
- BROD J.A., RIBEIRO C.C., GASPAR J.C., JUNQUEIRA-BROD T.C., BARBOSA E.S.R., RIFFEL B.F., SILVA J.P. da, CHABAN N., FERRARI A.J.D. 2004. Excursão 1. **Geologia e mineralizações dos complexos alcalino-carbonatíticos da Província Ignea do Alto Paranaíba.** In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia. Araxá, Guia das Excursões.
- BROD, J. A.; GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; JUNQUEIRA-BROD, T. C.; SEER, H. J.; MORAES, L. C.; BOAVENTURA, G. R. **The kamafugite-carbonatite association in the Alto Paranaíba Igneous Province (APIP), southeastern Brazil.** Revista Brasileira de Geociências, v. 30, n. 3, p. 404-408, 2000.
- BROD, J. A.; GIBSON, S.; THOMPSON, R.; JUNQUEIRA-BROD, T. C.; SEER, H.; MORAES, L.; BOAVENTURA, G. **Kamafugite affinity of the Tapira alkaline-carbonatite complex (Minas Gerais, Brazil).** Revista Brasileira de Geociências, v. 30, p. 404-408, 2000.
- CABRAL NETO, I.; NANNINI, F.; SILVEIRA, F. V.; CUNHA, L. M. **Áreas kimberlíticas e diamantíferas do estado de Minas Gerais e regiões adjacentes.** Brasília: CPRM. 230 p., il. (Série Pedras Preciosas, n. 10). Programa Geologia do Brasil. Projeto Diamante Brasil, 2017.
- CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. **Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão.** Revista Brasileira de Geociências, v. 27, n. 3, p. 269-282, 1997.
- COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C.B. **Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform.** São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2005.
- DIAS, B. L. DO N. **Aplicação da difração de raios-x para caracterização mineralógica de meteoritos: Conceitos físicos e os processos experimentais.** Revista Brasileira de Física Tecnológica Aplicada, v. 8, n. 2, p. 1-15, 2021.
- DONAGEMMA, G. K.; VIANA, J. H. M.; ALMEIDA, B. G.; RUIZ, H. A.; KLEIN, V. A.; DECHEN, S. C. F.; FERNANDES, R. B. A. **Análise Granulométrica.** In: DONAGEMMA, G. K. *et al.* **Manual de Métodos de Análise de Solo.** 2017. Cap. 10, p. 95-102.

DUARTE, L. D. C., JUCHEM, P. L., PULZ, G. M., DE BRUM, T. M. M., CHODUR, N., LICCARDO, A., FISCHER, A. C., & ACAUAN, R. B. (2003). **Aplicações de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Sistema de Energia Dispersiva (EDS) no Estudo de Gemas: exemplos brasileiros**. *Pesquisas Em Geociências*, 30(2), 3–15.  
<https://doi.org/10.22456/1807-9806.19585>

DUARTE, L. DA C. *et al.* **Aplicações de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Sistema de Energia Dispersiva (EDS) no Estudo de Gemas: exemplos brasileiros**. *Pesquisas em Geociências*, v. 30, n. 2, p. 15, 2003.

EDGAR, A. D. M. **Kalsilite-bearing volcanics (kamafugites)**. In: MITCHELL, R. H. (ed.). *Undersaturated alkaline rocks: mineralogy, petrogenesis, and economic potential*. Winnipeg: Mineralogical Association of Canada, 1996.

FELGATE, M. R. **The petrogenesis of Brazilian kimberlites and kamafugites intruded along the 125° lineament: improved geochemical and geochronological constraints on magmatism in Rondonia and the Alto Paranaíba Igneous Province**. PhD Thesis, University of Melbourne, 2014.

FERREIRA, B. C. **Kamafugito proveniente da região do Alto Paranaíba - MG como remineralizador de solo**. Dissertação (Mestrado em Ciências do Solo) – Instituto de Ciências Agrárias. Uberlândia, 99 p, 2021.

FOLEY, S. F.; VENTURELLI, G.; GREEN, D. H.; TOSCANI, L. **The Ultrapotassic Rocks: Characteristics, Classification, and Constraints for Petrogenetic models**. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v. 83, n. 1-2, p. 81-134, 1987. DOI: [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(87\)90001-8](https://doi.org/10.1016/0012-8252(87)90001-8).

GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; DICKIN, A. P.; LEONARDOS, O. H. **High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis**. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 136, p. 149-165, 1995a.

GIBSON, S.; THOMPSON, R. N.; LEONARDOS, O. H.; DICKIN, A. P.; MITCHELL, J. G. **The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil**. *Journal of Petrology*, v. 36, n. 1, p. 189-229, 1995b.

GILL, R. **Igneous rocks and processes: a practical guide**. Chichester: Wiley-Blackwell, 2010.

GOLDSTEIN, J. I.; NEWBURY D. E.; MICHAEL J. R.; RITCHIE N. W. M; SCOTT J. H. J.; JOY D. C. **Scanning Electron Microscopy and X-ray Microanalysis**. 4. ed. New York: Springer, 2017.

GUARINO, V.; WU, F.; LUSTRINO, M; MELLUSO, L.; BROTZU, P.; GOMES, C.; RUBERTI, E.; TASSINARI, C.; SVISERO, D. **U–Pb ages, Sr–Nd- isotope geochemistry, and petrogenesis of kimberlites, kamafugites and phlogopite-picrites of the Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil**. *Chemical Geology*. 353. 65-82.  
[10.1016/j.chemgeo.2012.06.016](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.06.016). 2013.

GURENKO, A. A.; SOBOLEV, A. V. **Can Orthopyroxene be Present in the Source of Toro-Ankole, East African Rift, Kamafugites?** *Journal of Petrology*, v. 59, n. 8, p. 1517-1550, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1093/petrology/egy069>. Acesso em: 19 ago. 2024.

JELSMA, H.; BARNETT, W.; RICHARDS, S.; LISTER G. **Tectonic setting of kimberlites.** *Lithos*, v. 112, p. 155-165, 2009. Supl. 1

LE MAITRE, R. W. (Ed.). **Igneous rocks: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.** Cambridge University Press, 2002.

MACEDO, H. A. O. **Mineralogia e Petrologia do depósito hidrotermal de Vermiculita de São Luís de Montes Belos, Arco Magmático de Goiás.** 2016. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade de Brasília, Brasília, 2016.

MENEZES, P.; LA TERRA, E. F. **3D magnetic interpretation of the Regis kimberlite pipe, Minas Gerais, Brazil.** *Near Surface Geophysics*, v. 9, p. 331-337, 2011. DOI: 10.3997/1873-0604.2011005.

MITCHELL, R. H. **Kimberlites, orangeites, and related rocks.** Thunder Bay, Ontario, Canada: Springer Science+Business Media, New York, 1995.

MITCHELL, R. H. **Potassic Alkaline Rocks: Leucitites, Lamproites, and Kimberlites.** In: *Encyclopedia of Geology*. 2nd ed. Cham: Elsevier, 2020. p. 1-24. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12482-0>. Acesso em: 19 ago. 2024

OLIVEIRA, I. L.; BROD, J. A.; JUNQUEIRA-BROD, T. C.; REIMOLD, W. U.; FUCK, R. A. **The IUGS Nomenclature on Kalsilite-Bearing Volcanic Rocks: A Critical Appraisal and Recommendations.** *Journal of Petrology*, v. 63, p. 1-14, 2022.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. **Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil.** *Geology*, v. 20, p. 375-379, 1992.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C. F.; ARAUJO, S. M. **The basement of the Brasília fold belt and the Goiás magmatic arc.** *Tectonic Evolution of South America*, v. 31, p. 195-229, 2000.

PIMENTEL, M. M.; RODRIGUES, J. B.; DELLA GIUSTINA, M. E. S.; JUNGES, S.; MATTEINI, M.; ARMSTRONG, R. **The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: A review.** *Journal of South American Earth Sciences*, v. 31, p. 345-357, 2011.

PIUZANA, D.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; ARMSTRONG, R. **SHRIMP. U–Pb and Sm–Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, Central Brazil.** *Precambrian Research*, v. 125, p. 139-160, 2003.

REED, S. J. B. **Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.

SABARAENSE, L. D. **Proveniência dos Grupos Araxá e Ibiá na Porção Sul da Faixa Brasília**. 2016. 100 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2016.

SAHAMA T.G. **Potassium rich alkaline rocks**. In: Sorensen, H. (Ed.), **The Alkaline Rocks**. Wiley, London, pp. 96-109. 1974.

SANTOS, B. L. dos. **Petrologia e geologia estrutural da Faixa Brasília na região de Estrela do Sul-MG: implicações tectônicas**. 2019. 144 f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2019.

SANTOS, L. C. M. L.; FUCK, R. A.; SANTOS, E. J.; DANTAS, E. L. **Análise tectônica de terrenos: metodologia, aplicação em cinturões orogênicos e exemplo das províncias Tocantins e Borborema, Brasil**. *Geonomos*, v. 22, n. 2, p. 51-63, 2014. Disponível em: <[www.igc.ufmg.br/geonomos](http://www.igc.ufmg.br/geonomos)>. Acesso em: 9 set. 2024.

SEER H. J., MORAES L. C., CARNEIRO A. C. 2007. **Geologia e deformação do Grupo Araxá na região de Estrela do Sul-Monte Carmelo-Abadia dos Dourados, Minas Gerais**. In: SBG, Simpósio de Geologia, Sudeste, 10:37.

SEER H.J.; BROD J.A.; VALERIANO C.M.; FUCK R.A. 2005. **Leucogranitos intrusivos no Grupo Araxá: registro de um evento magmático durante colisão Neoproterozoica na porção meridional da Faixa Brasília**. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(1): 33-42.

SEER H.J.; DARDENNE M.A. 2000. **Tectonostratigraphic terrane analysis on Neoproterozoic times: the case study of the Araxá Synform, Minas Gerais, Brazil - implications to the final collage of the Gondwanaland**. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):78-81.

SEER, H. J. 1999. **Evolução tectônica dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma Araxá, Minas Gerais**. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 267 p.

SEER, H.; BROD, J.; FUCK, R.; PIMENTEL, M.; BOAVENTURA, R.; DARDENNE, M. **Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília**. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, p. 383-396, 2001. Disponível em: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2001313385396>. Acesso em: 2 dez. 2024.

SEER, H. J.; MORAES, L. C. **Geologia Regional do Triângulo Mineiro**. Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2017.

SEER, H. J.; MORAES, L. C. **Within plate, arc, and collisional Neoproterozoic granitic magmatism in the Araxá Group, Southern Brasília belt, Minas Gerais, Brazil**. *Brazilian Journal of Geology*, v. 43, n. 2, p. 333-354, 2013.

SEVERIN, K. P. **Energy Dispersive Spectrometry of Common Rock Forming Minerals**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2004.

SGARBI, P. B. de A. **Magmatismo do Cretáceo na região sudoeste da Bacia Sanfranciscana: o Grupo Mata da Corda**. In: PROGRAMA DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO DO ESTADO DE MINAS GERAIS, Contrato CODEMIG-UFMG. Belo Horizonte, 2008. Capítulo 4.

SILVA Jr., U. G.; SOUZA, J. R.; RUIZ, J. A. C.; SILVA, A. O.; MELO, M. A. F.; MELO, D. M. A. **Modificações de Propriedades Físico-Químicas de uma Vermiculita do Estado da Paraíba**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA E CIÊNCIA DOS MATERIAIS, 14., 2000, São Pedro. Anais [...]. São Pedro: CBECIMat, 2000.

SILVA, L. G. **Metodologia geofísica para discriminação de corpos intrusivos na Província Alcalina do Alto Paranaíba (MG)**. 2006. 105 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2006.

SLYWITCH, Y. **História de Monte Carmelo**. 1ª ed. Vitória: Editora & Gráfica Vitória, 2022.

STRIEDER, A. J.; SUITA, M. T. F. **Neoproterozoic geotectonic evolution of Tocantins Structural Province, Central Brazil**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1998. 178 f. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com>. Acesso em: 9 set. 2024.

SVISERO, D. P.; MEYER, H. O. A.; HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y. **A note on the geology of some Brazilian kimberlites**. *Journal of Geology*, v. 92, p. 331-338, 1984.

TAKENAKA, Lynthener B.; FÖRSTER, Michael W.; ALARD, Olivier; GRIFFIN, William L.; JACOB, Dorrit E.; BASEI, Miguel A.S.; O'REILLY, Suzanne Y. **Multi-mineral geochronology of kimberlites, kamafugites and alkaline-carbonatite rocks, SW São Francisco Craton, Brazil: Appraisal of intrusion ages**. *Gondwana Research*, v. 124, p. 246-272, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2023.05.012>.

UHLEIN, A.; FONSECA, M. A.; SEER, H. J.; DARDENNE, M. A. **Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – Setores Setentrional e Meridional**. *Geonomos*, v. 20, n. 2, p. 1-14, 2012.

WOOLLEY, A. R.; BERGMAN, S. C.; EDGAR, A. D.; LEBAS, M. J.; MITCHELL, R. H.; ROCK, N. M. S.; SCOTT SMITH, B. H. **Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks**. *The Canadian Mineralogist*, v. 34, p. 175-186, 1996.

ZHANG, C.; HE, H.; TAO, Qi; JI, S.; LI, S.; MA, L.; SU, X. **Metal occupancy and its influence on thermal stability of synthetic saponites**. *Applied Clay Science*, v. 135, p. 1-7, 2016. DOI: 10.1016/j.clay.2016.10.006.