

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
CAMPUS MONTE CARMELO
INSTITUTO DE GEOGRAFIA
CURSO DE GEOLOGIA

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DA INTRUSÃO ALCALINA FERRAGEM 11,
GRUPIARA, MINAS GERAIS.

Ana Carolina Barreto Aparecido

Orientador: Professor. Dr. Felix Nannini
Co-orientador: Dr. Ítalo Lopes de Oliveira

Monte Carmelo - MG
Janeiro - 2024

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
CAMPUS MONTE CARMELO
INSTITUTO DE GEOGRAFIA
CURSO DE GEOLOGIA

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DA INTRUSÃO ALCALINA FERRAGEM 11,
GRUPIARA, MINAS GERAIS.

Projeto apresentado como requisito para
a aprovação na disciplina Trabalho de
Conclusão de Curso II do Curso de
Geologia - Bacharelado da
Universidade Federal de Uberlândia.

Nome do Coordenador do Curso: Dr.
Emerson Rodrigo Almeida

Monte Carmelo - MG
Janeiro – 2024

AGRADECIMENTOS

Meu sentimento de gratidão é imenso e agradeço a todos que de alguma forma contribuíram para minha graduação e evolução durante esses anos.

Em especial, gostaria de agradecer meus pais, Daniana Barreto e Eduardo José, pelo amor, pela confiança e pela oportunidade de cursar uma universidade e realizar os nossos sonhos.

Aos meus avós, João Renato, Maria Terezinha e Valdeci Aparecido (*in memoriam*) pelo amor incondicional. A toda minha família, incluindo, tios e primos.

Agradeço o meu companheiro Pedro Henrique Bataglia, por todo amor, companheirismo e auxílio.

As pessoas que de alguma forma contribuíram para a minha formação e crescimento, em especial, Guilherme Fonseca, Lucas Fonseca, Gabriel Fonseca, Crislayne Luna, Ana Carolina Teixeira e Leticia Lonardi. A todos os meus amigos de Monte Carmelo-MG e a sétima turma da Geologia.

Quero expressar minha gratidão a todos os professores e membros da equipe técnica do curso de Geologia, cujos ensinamentos e apoio foram fundamentais para o meu desenvolvimento acadêmico ao longo da graduação. Em especial, ao meu orientador Professor Dr. Felix Nannini e co-orientador, Dr. Ítalo Lopes de Oliveira.

Meu Muito Obrigada!

RESUMO

A Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP), localizada na mesorregião de mesmo nome, destaca-se pela presença abundante de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, predominantemente com idades entre 80 e 90 milhões de anos (Cretáceo Superior). Suas composições mineralógicas e geoquímicas assemelham-se a rochas como kimberlitos, kamafugitos e lamproítos. A região de Grupiara, foco deste estudo, abriga sete intrusões reconhecidas como parte da PIAP, presentes em unidades da Faixa de Dobramentos Brasília, como o Grupo Araxá, o Ortognaisse Goiandira, o Complexo Granítico Monte Carmelo e a Suíte Granítica Estrela do Sul. Um desses corpos, o Ferragem 11, ocorre como intrusão em rochas graníticas do Complexo Monte Carmelo e do Grupo Araxá, com formato oval e cerca de 80 metros de diâmetro. Análises petrográficas detalhadas revelaram a presença na matriz da rocha de minerais como olivina, clinopiroxênio (Diopsídio), flogopita, perovskita, e sugerem a possível existência de kalsilita. Macroscopicamente, identificaram-se principalmente clinopiroxênio e olivina alterada para serpentina e saponita como macrocristais presentes nas amostras. Os estudos indicam que as amostras coletadas no Ferragem 11 exibem características mineralógicas e composições químicas compatíveis com a definição de rochas kamafugíticas, fortalecendo a identificação dessas amostras dentro dessa classificação rochosa específica. Essa pesquisa contribui significativamente para o entendimento da complexidade geológica da região e reforça a presença e a natureza das rochas alcalinas máficas potássicas nessa região.

Palavras-chaves: Mineralogia; Rochas Ígneas Ultramáficas, PIAP, Kamafugitos; Kimberlitos.

ABSTRACT

The Alto Paranaíba Igneous Province (PIAP), located in the mesoregion of the same name, stands out for the abundant presence of volcanic and volcanoclastic rocks, predominantly between 80 and 90 million years old (Upper Cretaceous). Their mineralogical and geochemical compositions resemble rocks such as kimberlites, kamafugites and lamproites. The Grupiara region, the focus of this study, is home to seven intrusions recognized as part of the PIAP, present in units of the Brasília Fold Belt, such as the Araxá Group, the Goiandira Complex, the Monte Carmelo Granite Complex and the Estrela do Sul Granite Suite. One of these bodies, Ferragem 11, occurs as an intrusion in granitic rocks of the Monte Carmelo Complex and the Araxá Group, with an oval shape and a diameter of around 80 meters. Detailed petrographic analysis revealed the presence in the rock matrix of minerals such as olivine, clinopyroxene (Diopside), flogopite, perovskite, and suggests the possible existence of kalsilite. Macroscopically, clinopyroxene and olivine altered to serpentine and saponite were mainly identified as macrocrystals present in the samples. The studies indicate that the samples collected at Ferragem 11 exhibit mineralogical characteristics and chemical compositions compatible with the definition of kamafugitic rocks, strengthening the identification of these samples within this specific rock classification. This research contributes significantly to understanding the geological complexity of the region and reinforces the presence and nature of potassic alkaline mafic rocks in this region.

Keywords: Mineralogy; Ultramafic igneous rocks, PIAP, Kamafugites; Kimberlites.

SUMÁRIO

1. Introdução e Justificativa	10
2. Objetivos	12
3. Localização e acesso à área de estudo	13
4. Fundamentação Teórica	13
4.1. Contexto Geológico.....	13
4.2. Classificação de rochas alcalinas potássicas e ultrapotássicas	15
4.3. Implicações geotectônicas da classificação dos magmas	17
4.2. Província Ígnea Alto Paranaíba (PIAP)	17
5. Materiais e Métodos	21
5.1. Levantamento Bibliográfico	21
5.2. Trabalho de Campo	21
5.3. Confeção de lâminas petrográficas e uso do microscópio óptico	21
5.4 Utilização do MEV	22
5.6. Petrografia	23
5.7. Estimativa modal a partir do software Rock.Ar	23
6. Resultados	24
6.1. Trabalho de Campo	24
6.2. Petrografia	26
6.2.1. Descrição Macroscópica.....	27
6.2.2. Descrição Matriz, Macrocristais/ Megacristais e Enclaves	29
6.2.3. Análise MEV	35
7. Discussões	51
8. Conclusões	56
9. Referências Bibliográficas	59

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. A). Mapa de localização do estado de Minas Gerais no Brasil e do município de Grupiara.	12
Figura 2-- (A) Mapa de localização do estado de Minas Gerais no Brasil e do município de Grupiara... ..	13
Figura 3. Mapa Geológico do Alto Paranaíba e as principais intrusões kimberlíticas.	20
Figura 4. Estimativa da concentração dos elementos químicos mais abundantes nas fases da olivina. Retirado de Reed (2005).	23
Figura 5. Imagem de Satélite dos corpos alcalinos Ferragem 10 e Ferragem 11.	24
Figura 6. (A e B) Imagem da rocha em escala de afloramento.	25
Figura 7. (A e B) Imagens referentes a intrusão mostrando o relevo pronunciado em relação ao relevo circundante..	26
Figura 8. (A e B) Imagens das amostras coletadas em campo.	28
Figura 9. Distribuição da frequência de diferentes tamanhos de xenólitos (em cm). ..	29
Figura 10. Fotomicrografias das seções delgadas das rochas estudadas..	31
Figura 11. Fotomicrografias das seções delgadas das rochas estudadas..	32
Figura 12. Fotomicrografias das seções delgadas das rochas estudadas..	33
Figura 13. (A e B) Inclusão de diopsídeo euédrico. Imagem B, polarizada. Nas imagens foram utilizados lente de 10x e 4x (3,5mm de diâmetro).	34
Figura 14. Fotomicrografias das seções delgadas das rochas estudadas..	34
Figura 15. Imagem fornecida pelo MEV referente a lâmina 01.	35
Figura 16. Imagem referente ao <i>Spectrum</i> 65 correlacionando o aspecto óptico com os elementos, em ênfase nota-se o cálcio (Ca) e fósforo (P).	37
Figura 17. Imagem fornecida pelo MEV referente a lâmina 01.	38
Figura 18. Imagem referente ao <i>Spectrum</i> 68 correlacionando o aspecto óptico com os elementos, em ênfase nota-se o cálcio (Ca) e magnésio (Mg).	39
Figura 19.(A) Estimativa da concentração dos elementos químicos mais abundantes nas fases do piroxênio (diopsídeo). Destaca-se os elementos Si, Mg, Ca e O. Retirado de Reed (2005). (B) Dado fornecido pelo MEV do <i>Spectrum</i> 68.	40

Figura 20. Imagem referente ao <i>Spectrum</i> 70 correlacionando o aspecto óptico com os elementos, em ênfase nota-se o titânio (Ti) e ferro (Fe).	41
Figura 21. Estimativa da concentração dos elementos químicos mais abundantes na fase da magnetita. Retirado de Reed (2005). Destaca-se os elementos Fe e O. (B) Dado fornecido pelo MEV do <i>Spectrum</i> 70.	42
Figura 22. Imagem referente ao <i>Spectrum</i> 72 correlacionando o aspecto óptico com os elementos, em ênfase nota-se o cálcio (Ca) e titânio (Ti).	43
Figura 23. Estimativa da concentração dos elementos químicos mais abundantes na fase da perovskita. Retirado de Reed (2005). Destaca-se os elementos Ca, Ti e O. (B) Dado fornecido pelo MEV do <i>Spectrum</i> 72.	44
Figura 24. Imagem referente ao <i>Spectrum</i> 80 correlacionando o aspecto óptico com os elementos, em ênfase nota-se o magnésio (Mg).	44
Figura 25. Estimativa da concentração dos elementos químicos mais abundantes na fase da olivina. Retirado de Reed (2005). Destaca-se os elementos Mg, Si, O e Fe. (B) Dado fornecido pelo MEV do <i>Spectrum</i> 80.	45
Figura 26. Imagem fornecida pelo MEV referente a lâmina 02.	46
Figura 27. . Estimativa da concentração dos elementos químicos mais abundantes na fase da kalsilita. Retirado de Reed (2005).	47
Figura 28. Dados fornecidos pelo MEV do <i>Spectrum</i> 69. Sendo possível a comparação das duas figuras (Fig.27 e Fig.28).	48
Figura 29. Dados fornecidos pelo MEV. Destaca-se a ocorrência principalmente de Ca, P e O no <i>Spectrum</i> 75.	49
Figura 30. Imagem fornecida pelo MEV referente a lâmina 03,	49
Figura 31. Estimativa da concentração dos elementos químicos mais abundantes na fase da pirita e pirrotita. Retirado de Reed (2005).	50
Figura 32. Dados fornecidos pelo MEV. Destaca-se a ocorrência principalmente de S e Fe no <i>Spectrum</i> 65.	51
Figura 33-.Projeção de CaO vs. SiO ₂ de análises semi-quantitativas por MEV na matriz das amostras do corpo Ferragem 11, comparados com os dados de Sahama (1974) para rochas kamafúgíticas e orendíticas (lamproíticas).	54

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Estimativa modal a partir do software Rock.Ar da lâmina 1.....	27
Tabela 2 Estimativa modal a partir do software Rock.Ar da lâmina 2.....	27
Tabela 3.Estimativa modal a partir do software Rock.Ar da lâmina 3.....	27
Tabela 4. Concentrações fornecidas pelo MEV relacionado a Figura 15 na área selecionada da lâmina 01.....	35
Tabela 5. Concentrações fornecidas pelo MEV referente ao <i>Spectrum</i> 65.	37
Tabela 6. Concentração elementar em geral da amostra 01 em relação a Figura 17 no espaço de análise selecionado.....	38
Tabela 7.Concentrações fornecidas pelo MEV referente ao <i>Spectrum</i> 68.	39
Tabela 8. Concentrações fornecidas pelo MEV referente ao <i>Spectrum</i> 70.	41
Tabela 9. Concentrações fornecidas pelo MEV referente ao <i>Spectrum</i> 72.	43
Tabela 10. Concentrações fornecidas pelo MEV referente ao <i>Spectrum</i> 80.....	45
Tabela 11. Concentrações fornecidas pelo MEV na área selecionada da lâmina 02 relacionada a Figura 26.	46
Tabela 12. Concentrações fornecidas pelo MEV referente ao <i>Spectrum</i> 69.....	47
Tabela 13. Concentrações fornecidas pelo MEV referente ao <i>Spectrum</i> 75.....	48
Tabela 14. Concentrações fornecidas pelo MEV na área selecionada da lâmina 03. ..	50
Tabela 15. Composições em peso em óxidos % dos minerais das rochas vulcânicas representativas em kimberlitos, lamproitos e kamafeugitos em relação a bibliografia.	52
Tabela 16. Composições em peso em óxidos % das lâminas.	53

1. Introdução e Justificativa

O histórico da identificação de rochas kimberlíticas e kamafugíticas no estado de Minas Gerais é decorrente da busca de mineralizações primárias de diamantes. A primeira ocorrência de diamantes nesse estado é registrada em 1721, em um córrego no antigo Arraial do Tijuco, localidade hoje denominada de Diamantina. No oeste de Minas Gerais, há registros de garimpos de diamantes desde o fim do século XVIII. No entanto, os locais de garimpo eram sempre associados a depósitos diamantíferos secundários, associados a rochas conglomeráticas da Bacia Bauru. Neste cenário foram recuperados diversos diamantes com massa superior a 100 quilates, com destaque para o maior diamante já encontrado nas Américas, apelidado de Presidente Vargas, com aproximadamente 726 quilates (Barbosa, 1991; Cabral Neto et al., 2017).

A partir de 1967 que foram feitos os primeiros registros de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas nas proximidades aos garimpos e drenagens diamantíferas. Dois anos depois, a partir da vinda de uma equipe de prospectores liderada pelo geólogo francês M. Bardet, foi pela primeira vez identificado um kimberlito no oeste mineiro, na localidade Vargem, no município de Coromandel (Barbosa, 1968; Barbosa, 1991).

A partir da década de 1970 as empresas de prospecção e mineração atuaram na região do Alto Paranaíba e fizeram a descoberta de centenas de corpos através da busca de minerais resistatos de kimberlitos em drenagens e da utilização de ferramentas geofísicas (Chaves et al., 2008).

Em 2017 foram disponibilizados relatórios de fechamento do projeto Diamante Brasil, da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), contendo informações adquiridas a partir de atividades de campo, compiladas da literatura, ou adquiridas de empresas que trabalharam na região. As localizações dos corpos vulcânicos estudados anteriormente pelas empresas e por diversos pesquisadores são parte integrante do relatório do projeto sobre o Diamante em Minas Gerais (Cabral Neto et al., 2017).

Centenas desses corpos foram relacionados a Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP) e embora, tenha-se numerosas ocorrências relatadas, boa parte ocorre em subsuperfície ou apresentam grau elevado de intemperismo, dificultando assim a descrição desses corpos.

A visita a um dos corpos, denominado Ferragem 11, só foi possível devido a informação das coordenadas contidas em Cabral Neto et al., (2017). A escolha do estudo desta intrusão foi pelo fato de haver afloramentos com rochas frescas, passíveis de uma identificação

mineralógica primária mais consistente.

Entende-se a importância da pesquisa desse projeto de Trabalho de Conclusão de Curso quando o histórico diamantífero da região de Grupiara-MG é posto em questão. A exploração desse bem mineral se iniciou em cidades do oeste mineiro tais como: Coromandel, Abadia dos Dourados, Romaria, Grupiara, Cascalho Rico, Estrela do Sul, Tupaciguara, Monte Carmelo, entre outras, (Svisero et al., 1995). Logo, é inegável interesse petrogenético dos grupos ultrabásicos como portadores de diamantes e o interesse em contribuir para um melhor entendimento do magmatismo cretáceo e as características de sua (s) área (s) fonte (s).

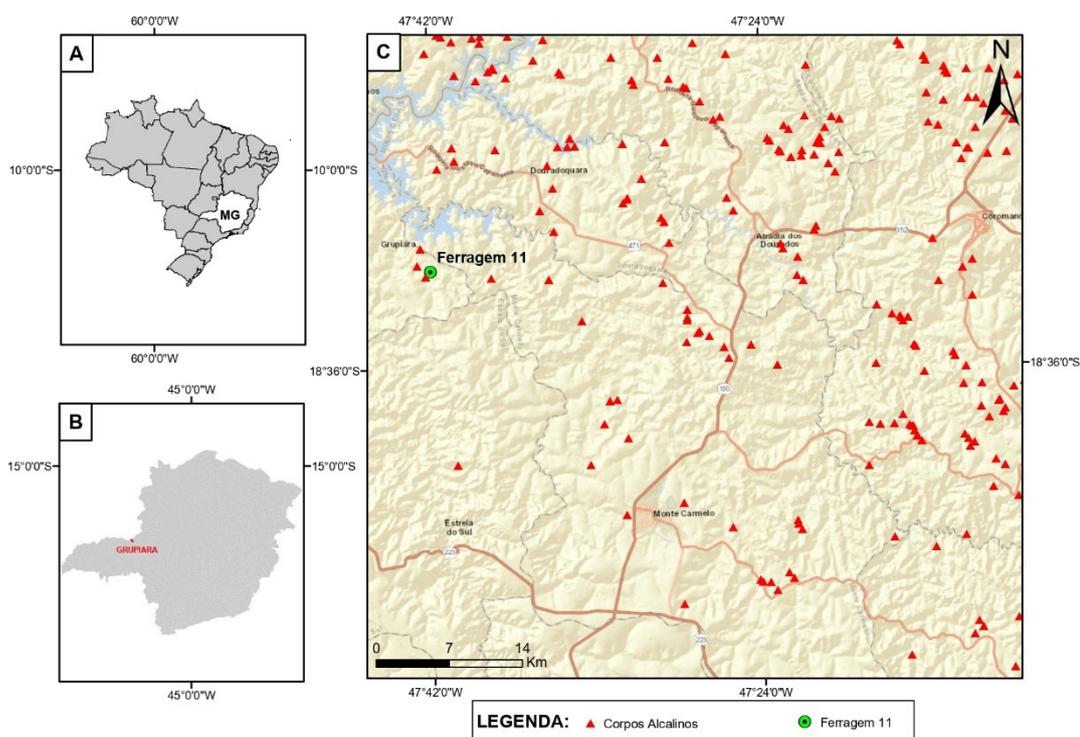
Dentre as rochas alcalinas, destacam-se os kimberlitos, que segundo Franzoi (2017) são consideradas as maiores fontes primárias de diamantes e sua exploração já é bastante conhecida na sociedade. Eles são classificados por diversos autores e uma única definição do termo se mostrou uma tarefa complexa, por serem rochas de natureza híbrida, ou seja, há conteúdos abundantes de fragmentos de rochas encaixantes, nódulos e macrocristais derivados do manto, o que torna variáveis os resultados das análises químicas deste tipo de rocha segundo Pereira (2007).

Estratigraficamente, os corpos kimberlíticos pertencentes ao Supercampo Kimberlítico Coromandel, segundo Cabral Neto et al., (2016), estão encaixados em rochas metassedimentares de baixo a médio grau (pelitos, filitos, calcários, xistos, quartzitos e/ou anfíbolitos) neoproterozoicas das seguintes unidades: (i) Grupo Canastra (Formação Paracatu), Grupo Vazante (formações Serra do Garrote, Poço Verde e Serra da Lapa), Complexo Abadia dos Dourados, Grupo Araxá e Grupo Ibiá, unidades que pertencem a Faixa Brasília Meridional. Em direção ao topo da coluna estratigráfica ocorrem rochas vulcanossedimentares de idade cretácea, defendido como uma unidade com forte associação com o magmatismo alcalino. Essas intrusões apresentam, predominantemente, forma de *pipe* com área superficial, cujos litotipos de topo identificados são de fácies hipabissal, cratera e diatrema, respectivamente da maior para menor frequência. Já as rochas ultrabásicas potássicas são caracterizadas por pertencer a uma série de rochas vulcânicas alcalinas, os kamafugitos. Na região do Alto Paranaíba, no oeste do estado de Minas Gerais, esse grupo de rochas podem ser identificados sobre uma sequência sedimentar, representada pelos Grupos Areado e Bambuí, pertencentes a sucessão cretácea da Bacia Sanfranciscana e podem compor os diversos corpos alcalinos locais.

O Ferragem 11 se apresenta como uma intrusão alcalina pontuada por Cabral Neto et al., (2017) inserida nesse contexto e aflorante na região de Grupiara-MG. Na Fig. 1, destacam-se as intrusões alcalinas nomeadas pela companhia com ênfase no corpo de estudo. Logo, o

presente trabalho proporciona uma excelente oportunidade de conhecimento da evolução geológica da região englobando todo contexto geológico, sendo embasado em análises do afloramento, confecção de lâminas petrográficas e utilização de dados provenientes do MEV. A aplicabilidade desta metodologia justifica-se pela escassez de dados para o entendimento da intrusão e a partir dessa abordagem será possível obter informações relevantes acerca do mesmo.

Figura 1. A). Mapa de localização do estado de Minas Gerais no Brasil e do município de Grupiara. B) Localização dos municípios de Grupiara no estado de Minas Gerais. C) Imagem de Satélite mostrando a localização da intrusão Ferragem-11, juntamente com os corpos alcalinos, verificados pelo Projeto Diamante Brasil (Cabral Neto et al., 2017).



Fonte: Modificado de Cabral Neto et al., (2017).

2. Objetivos

Esse projeto teve como objetivo principal a análise e classificação petrográfica da intrusão alcalina Ferragem 11, situada na região de Grupiara-MG. Para atingir este objetivo principal, os seguintes objetivos secundários foram propostos: Caracterização do contexto

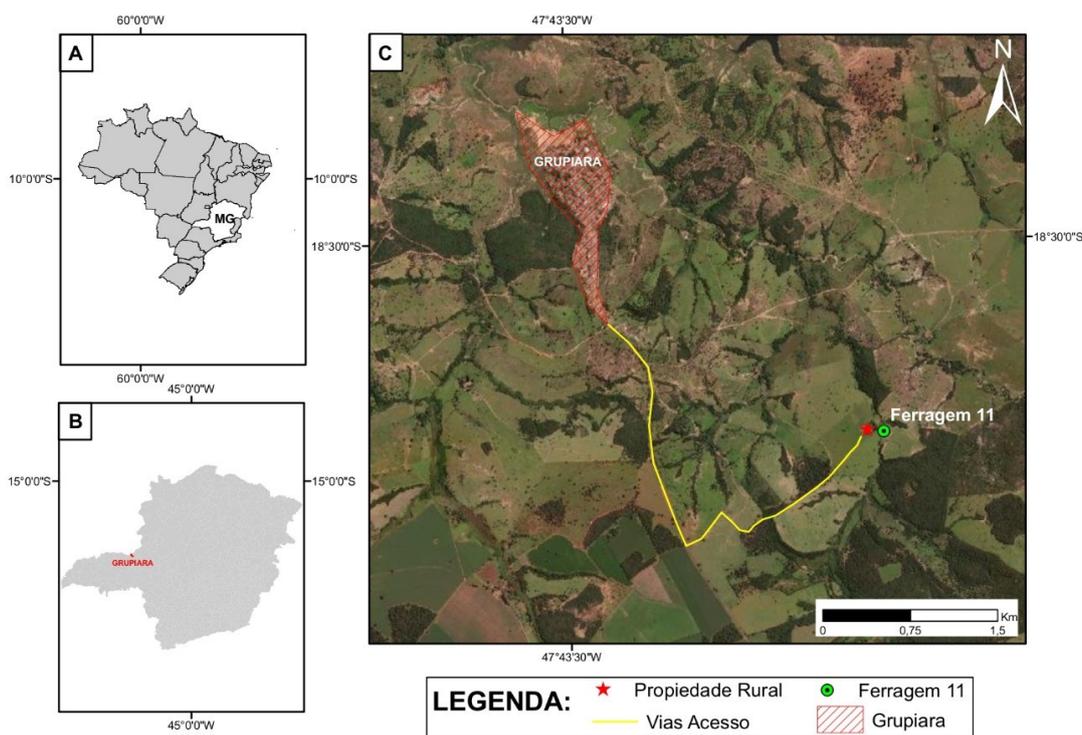
geológico da intrusão e caracterização da textura, estrutura e mineralogia do corpo alcalino. Destaca-se a importância desse projeto para a produção de pesquisas.

3. Localização e acesso à área de estudo

A área de estudo está localizada no município de Grupiara – MG, na Mesorregião do Triângulo Mineiro/Alto Paranaíba, situado a oeste do estado de Minas Gerais. A principal via de acesso ao local de estudo saindo de Grupiara – MG está exposto na figura abaixo (Fig. 2).

É utilizada via de acesso não pavimentada para o acesso ao local de interesse.

Figura 2— (A) Mapa de localização do estado de Minas Gerais no Brasil e do município de Grupiara. (B) Localização dos municípios de Grupiara no estado de Minas Gerais. (C) Imagem de satélite mostrando a localização da intrusão Ferragem 11.



Fonte: Google Earth®

4. Fundamentação Teórica

4.1. Contexto Geológico

Na mesorregião Alto Paranaíba, oeste de Minas Gerais, podem ser observadas três grandes unidades geotectônicas: a leste o Cráton São Francisco e sua cobertura correspondente

à Bacia Sanfranciscana, nas porções centrais, a Faixa de Dobramentos Brasília; e a oeste a Bacia Bauru. Estas unidades foram localmente afetadas por um evento nomeado como Soerguimento do Alto Paranaíba (SAP) e segundo, Ribeiro (2008), as rochas da Província, são constituídas por um conjunto de rochas kimberlíticas, kamafugíticas e carbonatíticas que ocorrem em forma de diques, *pipes*, *plugs*, diatremas, derrames de lavas, depósitos piroclásticos e complexos plutônicos de idade Cretácea (80-90 Ma).

A Faixa de Dobramentos Brasília (FDB), de acordo com Uhlein et al., (2013) compreende uma faixa de dobramentos de idade Neoproterozoica situada na borda do Cráton São Francisco, sendo considerada um dos principais e mais complexos orógenos do Gondwana Ocidental. A FDB foi acrescido na sua idade inicial, indicando uma possível colisão de arcos intraoceânicos; esse contexto evidencia a implantação de um arco magmático derivado (Neoproterozoico) das placas tectônicas do São Francisco e do Paranapanema (Seer; Moraes, 2013; Seer; Moraes, 2017) e de acordo com Dardenne (2000), a Faixa pode ser dividida em dois segmentos, Norte e Sul. O segmento norte caracteriza-se pela preservação das feições originais. Já no segmento sul, são descritos os grupos Vazante, Canastra, Ibiá, Araxá e Bambuí, caracterizados pela complexa evolução estrutural e o contato entre Canastra-Ibiá-Araxá apresenta o padrão de transporte tectônico em direção ao sudeste, formando o sistema de nappes redobradas. De acordo com Pereira (2007) a litosfera na porção sul do Cráton do São Francisco foi perturbada e adelgada pelas colisões e fechamentos de bacias no Neoproterozoico ao longo da Faixa Brasília e posteriormente, no cretáceo inferior e superior com o desenvolvimento do Alto Paranaíba.

Abre-se discussão a respeito da gênese do magmatismo alcalino, Gibson (1995) sugere que o evento se deu pela remobilização do manto litosférico subcontinental com o calor gerado por uma pluma, nomeada Trindade. Já Bizzi (1991), Bizzi et al., (1993, 1995) propuseram que o Hot Spot Tristão da Cunha é responsável pelo magmatismo da Província. Os autores reconhecem que essa pluma designada como “fóssil” teria se alojado após a abertura Brasil-África e se posicionou através de zonas de fraquezas litosféricas do cinturão da Faixa Brasília.

Já Gomes; Chiaramonti (2005), a partir de dados existentes de elementos maiores e traços e das razões isotópicas de Sr-Nd-Pb, indicam que há diferentes fontes mantélicas, sugerindo que as rochas magmáticas toleíticas, alcalinas e alcalinas-carbonatíticas tenham se originado de um manto heterogêneo sub-litosférico. Segundo Felgate (2014); Gibson (1995); Guarino et al., (2013), Pereira (2007), os kimberlitos, lamproítos, lamprófiros, carbonatitos e kamafugitos foram datados entre 68 e 128 Ma.

Acerca do contexto local da área, ela se localiza na porção central da Faixa Brasília. O Grupo Araxá é constituído por predominantemente por mica xistos associados a anfíbolitos e metaultramáficas, e sua evolução representa diferentes amalgamentos das unidades litotectônicas ocorrido durante o ciclo Brasileiro (Brod et al., 2000; Seer et al., 2001; Silva et al., 2006; Klein, 2008; Navarro et al., 2013; Pimentel, 2016). Em paralelo ao Grupo Araxá, há ocorrência do Cinturão de Granulitos e Ortognaisses, em destaque o Ortognaisse Goiandira. A unidade compreende protólitos monzodioritos, tonalitos, granodioritos e monzogranitos, com idade de cristalização U-Pb em zircão de 640 Ma (Klein, 2008).

A intrusão Ferragem 11 faz parte da Província Ígnea do Alto Paranaíba e localmente as rochas encaixantes são pertencem ao Complexo Monte Carmelo.

As datações dos kimberlitos e das rochas correlatas encontradas na região próxima à Coromandel, segundo Pereira, (2007) abrangem um intervalo de tempo entre 75 e 120 milhões de anos. As ocorrências de conglomerados que contêm minerais como granada, espinélio e ilmenita em grande quantidade nas localidades de Coromandel e Romaria, bem como a identificação de conglomerados em Coromandel, sugerem que estes estejam ligados à erosão dos kimberlitos do Cretáceo Inferior, que se relacionam com os estágios iniciais do vulcanismo na região da Província.

A presença de granada, que exhibe valores de pressão em torno de 50 kBar (De Beers Brasil) e a descoberta de diamantes no CAN 01, evidenciam uma diferença marcante na natureza do manto do Cretáceo Inferior quando comparado aos kamafugitos do Cretáceo Superior (associados ao vulcanismo da Formação Mata da Corda). A proximidade geográfica entre kimberlitos genuínos, incluindo aqueles que contêm diamantes, e as ocorrências de kamafugitos e carbonatitos aponta para uma evolução complexa do manto na região, Pereira, (2007).

4.2. Classificação de rochas alcalinas potássicas e ultrapotássicas

As rochas ultrabásicas potássicas e ultrapotássicas (K_2O/Na_2O molar > 1 ou 3, respectivamente) ocorrem em todos os continentes e constituem três tipos: os kimberlitos, kamafugitos e lamproítos (Mitchell et al., 1995). A complexidade química e mineralógica e a possibilidade de hibridização de materiais na formação destes grupos de rochas fazem com que a classificação não seja tarefa fácil. Esse tema foi debatido entre os petrologistas nas últimas décadas, tendo como resultado recomendações de classificações químicas e mineralógicas (Wooley et al., 1996; Tappe et al., 2005).

A definição proposta por Mitchell et al., (1986) define resumidamente, que kimberlito é uma rocha ígnea, rica em voláteis, potássica, ultrabásica, que ocorre em pequenos pipes vulcânicos, diques e sills, apresenta textura inequegranular resultante da presença de macrocristais inseridos em matriz de granulação mais fina. A matriz contém olivina, flogopita, carbonato (comumente calcita), serpentina, clinopiroxênio (comumente diopsídio), monticelita, apatita, espinélio, perovskita e ilmenita como fenocristais primários proeminentes e/ou constituintes da mesma. Os macrocristais são minerais ferromagnesianos derivados do manto, anédricos, incluindo olivina, flogopita, picroilmenita, cromo espinélio, granada magnésiana, clinopiroxênio (comumente cromo diopsídio) e ortopiroxênio (comumente enstatita). Os macrocristais e os minerais da matriz formada relativamente cedo são comumente alterados por processos pós-magmáticos, principalmente serpentinização. Também, são rochas intrusivas cristalizadas a partir de magmas derivados do manto pobre em SiO₂ e ricos em CO₂ e H₂O, sendo potássicos e deficientes em alumínio (Mitchell et al., 1995). Segundo os mesmos autores, todos os kimberlitos são rochas híbridas contendo xenocristais, xenólitos, minerais primários e secundários, que são alterados por processos hidrotermais. Segundo Dawson (1980) os xenólitos comuns são peridotitos (olivina), harzburgitos (olivina+ortopiroxênio), wehrlitos (olivina+clinopiroxênio), piroxenitos, eclogitos (piropo-almandina), glimeritos e peridotitos metassomatizados.

Para Holmes (1950), os kamaflugitos são constituídos por várias combinações de melilita e/ou augita; kalsilita e/ou leucita e/ou vidro rico em potássio; e olivina. Os acessórios invariáveis, segundo o mesmo, são a perovskita e alguns minerais descritos como minerais escuros. Os tipos possíveis incluem *katungite* (olivina+melilita+vidro rico em potássio), *majurite* (olivina+augita- kalsilita), e *ugandite* (olivina+augita+leucita). Também, de acordo com Sahama (1974), os kamaflugitos possuem altas razões molares K₂O/Na₂O e são sub-saturados em SiO₂. Apresentam como composição mineralógica principal: olivina, melilita e vidro (katungito); olivina, clinopiroxênio e kalsilita (mafuritos); olivina, clinopiroxênio e leucita (uganditos). Muitas vezes associados a riftes continentais, onde a crosta terrestre está se fragmentando e se estendendo. Essas condições favorecem a ascensão de magmas alcalinos ricos em elementos incompatíveis, como K e Na, que contribuem para a composição química final e única dessas rochas.

Os lampróitos admitem ampla variação no que se refere às características geoquímicas. As principais fases minerais, segundo Silva (2006), são flogopita, tetraferroflogopita, richterita, olivina forsterítica, diopsídio, leucita e sanidina, podendo apresentar segundo o mesmo,

diferentes frações de óxidos. A natureza alcalina e rica em voláteis dos lamproítos desempenha um papel crucial na sua ascensão e erupção.

Segundo Silva (2006), não necessariamente a rocha deve apresentar todas as fases citadas pelo autor, porém a caracterização geoquímica de elementos maiores e menores é essencial para a correta classificação desse grupo de rochas. Geoquimicamente, os lamproítos apresentam assinatura ultrapotássica (K_2O/Na_2O molar > 3), perpotássica (K_2O/Al_2O_3 molar $> 0,8$) e peralcalina [$(K_2O + Na_2O) / Al_2O_3 > 1$].

4.3. Implicações geotectônicas da classificação dos magmas

Os magmas primários, ascendem a superfície e, por conta da diminuição da pressão e temperatura, ocorre a assimilação das camadas superiores e da crosta terrestre, fazendo assim que os kimberlitos, por exemplo, tenham grande variedade composicional (Pereira, 2007). A associação de diamantes com magmas kimberlíticos sugere uma interação complexa entre a fonte do magma e os materiais circundantes, o que tem implicações diretas para os modelos de evolução tectônica dessas regiões. Segundo Provenzano (2016), é essencial enfatizar que os magmas gerados apresentam características distintas que podem ser alteradas, em diversos graus, por diferentes fatores como: processos de reequilíbrio e metassomatismo na fonte original; modificações durante o processo de ascensão e transporte; e ainda durante o armazenamento em camadas superficiais do manto e/ou em estratos supracrustais, frequentemente sob a forma de uma câmara magmática. Em geral, segundo, Gibson et al., 1995, os magmas kamafulgíticos ocorrem basicamente em ambiente intraplaca continental, fonte rasa, litosféricas.

Em relação à morfologia desses corpos, segundo Mitchell et al., (1986), os pipes kimberlíticos são divididos em três fácies morfológicas: a primeira superficial, denominada fácies de cratera, onde ocorrem rochas kimberlíticas associadas à sedimentos flúvio-lacustres (epiclastos), a segunda fácies diatrema, a mais conhecida, é muito rica em xenólitos do manto superior e de rochas encaixantes, sua morfologia lembra uma “cenoura”, e por último, fácies hipabissal, também conhecida como zona de raiz, caracterizada pela abundância de diques, soleiras e cristalizada a partir de um magma rico em voláteis que exibe textura de diferenciação magmática.

4.2. Província Ígnea Alto Paranaíba (PIAP)

A Província Ígnea Alto Paranaíba (PIAP), exemplificada na Fig.03, apresenta ocorrências que remontam ao Cretáceo Superior (91-78 Ma; conforme descrito por Guarino et al., (2013). Esta

região é predominantemente constituída por kamafugitos, kimberlitos e carbonatitos, consolidando-se como uma das maiores províncias potássico-ultrapotássicas no mundo, com um volume estimado de cerca de 20.000 km³ (Gibson et al., 1995a, b; Brod et al., 2000; Araújo et al., 2001; Gomes; Comin Chiaramonti, 2005).

Sgarbi et al., (2004) propõem um intervalo de 75 a 81 Ma para as formações kamafugíticas da Província, baseando-se em análises U-Pb em perovskita. Mais contemporaneamente, Guarino et al., (2013) determinaram, através de análises U-Pb em perovskita, um intervalo de 91 a 78 Ma (Cretáceo Superior) para toda a região, sugerindo idades ligeiramente mais antigas para os depósitos kimberlíticos (91-80 Ma) e idades mais recentes para as kamafugíticas (81-78 Ma) e os lamprófiros ultramáficos (flogopita picritos; 90-82 Ma). A proporção notável entre elementos de terras raras leves e pesados, assim como a natureza potássica dos magmas, indica a existência de veios enriquecidos em flogopita e anfibólio na fonte mantélica desses magmas. Esse cenário é respaldado pela presença de inclusões mantélicas ricas em k-richterita e flogopita em determinadas erupções da região (Gomes; Comin-Chiaramonti, 2005).

Conforme observado por Meyer et al., (1991), a maioria das intrusões na região do Alto Paranaíba, compartilham associações minerais e assinaturas isotópicas semelhantes, embora variem em características petrográficas. Felgate (2014) destaca semelhanças entre kamafugitos e kimberlitos na região do Alto Paranaíba, enquanto aponta algumas distinções entre os dois tipos. Os teores de K, Rb, Cs e Ti são consideravelmente mais elevados nos kamafugitos em comparação com os kimberlitos, sugerindo que os primeiros derivam da fusão de uma fonte com maior proporção de flogopita. Gibson et al., (1995) notam que os kamafugitos possuem alta concentração de Ca em comparação com os kimberlitos, indicando uma maior contribuição de diopsídio da fonte mantélica. Para os kimberlitos, o teor mais elevado de Mg está relacionado à composição do magma derivado de 1% de fusão parcial de uma fonte peridotítica carbonatada a cerca de 5-6 GPa (Dalton: Presnall, 1998).

As intrusões Indaiá I e Indaiá II foram classificadas por Lima et al., (2020) como corpos ultrabásicos hipoabissais de pequeno porte pertencentes ao magmatismo cretáceo da PIAP. Os autores também pontuam o comportamento magmático em um sistema aberto que envolve processos de troca de massa e energia em entre o magma e seu ambiente externo. A principal causa apontada é a interação entre magmas ultramáficos subsaturados em SiO₂, como os de composição kimberlítica com a crosta continental, principalmente durante a subida e *emplacement* desses magmas na crosta. Isso se deve ao seu elevado valor de temperatura,

composições exóticas em contraste com a crosta e sua natureza reativa devido ao alto teor de voláteis, especialmente CO₂ e H₂O Sparks (2013). No entanto, há poucos estudos que abordaram a interação entre magmas kimberlitos e a crosta, pois, modelar tais processos de sistema aberto não é uma tarefa trivial. Além disso, a natureza híbrida dos magmas com afinidade por kimberlito (Sparks, 2013) e seu alto teor de elementos incompatíveis, juntamente com a interação anterior com a litosfera enriquecida, podem protegê-los contra os efeitos geoquímicos e mudanças isotópicas típicas das interações manto-crosta (Faure, 2001). A determinação de composições parentais representativas de fusão para os Kimberlitos é complicada devido à sua natureza ultramáfica e rica em voláteis, tornando-os suscetíveis ao intemperismo e à alteração hidrotermal, bem como à abundante presença de xenocristais e xenólitos incorporados durante sua rápida ascensão pela litosfera (Sparks, 2013).

5. Materiais e Métodos

Os principais métodos utilizados ao longo do projeto de Trabalho de Conclusão de Curso buscaram caracterizar o corpo Ferragem 11 em relação a sua petrografia e a classificação petrológica. Desse modo, esse projeto se embasou nas seguintes metodologias:

5.1. Levantamento Bibliográfico

A pesquisa bibliográfica foi realizada durante todo o período de desenvolvimento do projeto. Primordialmente, foi dada a atenção as pesquisas referentes ao estudo geotectônico, geológico e petrológico da mesoregião do Alto Paranaíba, com ênfase na região de Grupiara-MG, compreendendo as principais unidades que lá afloram. Em seguida ao direcionamento para a leitura referente à classificação mineralógica e textural dos magmas, das rochas alcalinas e grupos e intrusões correlacionadas.

5.2. Trabalho de Campo

A etapa de trabalho de campo foi realizada no dia 04 de julho de 2022 e dia 31 de agosto de 2023 no município de Grupiara, Minas Gerais. Durante o campo foi realizada a coleta de dados referentes a intrusão Ferragem 11, do Cretáceo pertencente a Província Ígnea do Alto Paranaíba. Lá foi descrito o afloramento, englobando todo contexto geológico e geomorfológico da área.

Em geral, o corpo estava exposto em uma encosta e se apresentava bastante preservado, mantendo feições primárias e estruturais. Ao todo foram coletadas cerca de 10 amostras no total, sendo elas amostras de rochas e regolito a fim que o objetivo principal do projeto fosse desenvolvido.

5.3. Confeção de lâminas petrográficas e uso do microscópio óptico

Este projeto contou com a confecção de seções delgadas-polidas de 03 amostras coletadas com a finalidade de descrever a luz do microscópio óptico a matriz, os macrocristais e enclaves. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Preparação de Amostras e Laminação do Campus Monte Carmelo, a espessura utilizada será de 50um.

A descrição petrográfica das lâminas foi realizada nos microscópios ópticos do Laboratório de Microscopia do Campus Monte Carmelo, na Unidade Boa Vista. Foram comparadas as características mineralógicas e estruturais das rochas estudadas com trabalhos de petrografia que abordaram este tema, como livros didáticos (i.e. Mitchell et al., 1986),

dissertações e teses. Foram tiradas fotografias representativas das amostras no mesmo laboratório supracitado.

Foi feita a opção da confecção de seções delgadas sem lamínula para que após a análise petrográfica do microscópio óptico, fossem possíveis análises no Microscópio Eletrônico de Varredura do IQUFU, em Laboratório Multiusuário localizado no Campus Santa Monica da UFU.

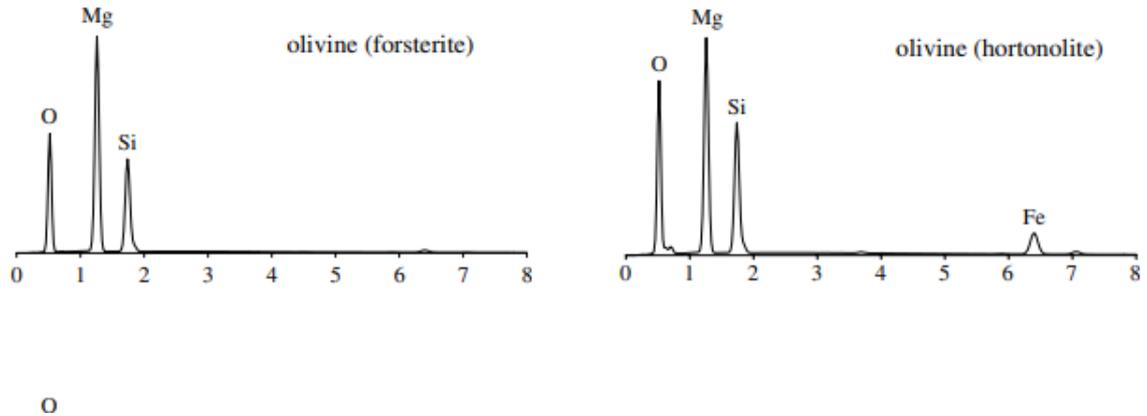
5.4 Utilização do MEV

Kimberlitos, kamafigitos e lamproítos têm em frequentemente aspectos em comum, como a presença de macrocristais de olivina imersos em uma matriz muito fina. A caracterização adequada de minerais em granulação muito fina acaba sendo difícil mesmo nos aumentos de maiores magnitudes no microscópio óptico.

De acordo com Giuliano (2015) o microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um equipamento capaz de produzir imagens de alta resolução e com ampliação podendo chegar até 300.000 vezes. As imagens são geradas a partir da incidência de um feixe de elétrons sobre a amostra. Seu princípio básico de funcionamento consiste na emissão de um feixe de elétrons por um filamento de tungstênio, que é acelerado em direção à amostra através da aplicação de uma diferença de potencial, tipicamente entre 10 e 20 kV.

Foram selecionadas ao menos 3 seções delgadas-polidas que foram recobertas por ouro e analisadas no MEV do Laboratório Multiusuário do IQUFU. Foram obtidas através do equipamento imagens a partir de detecções de elétrons retroespalhados (*Backscattered Eletrons*), o que permitiu a observação de contrastes composicionais entre as fases minerais, permitindo uma melhor visualização das heterogeneidades. A partir das imagens foram selecionados no próprio MEV pontos, ou áreas para análises semi-quantitativas pelo dispositivo EDS (*Energy Dispersion System*), que fez estimativas da concentração dos elementos químicos mais abundantes nas fases. Assim foi possível estimar de modo mais efetivo a maior parte dos minerais da matriz da rocha do presente estudo e através da comparação dos resultados com a bibliografia como Reed (2005) pode-se determinar a composição dos pontos de análise. Como exemplo, tem-se a composição esperada para a solução de olivina (Fig.4).

Figura 4. Estimativa da concentração dos elementos químicos mais abundantes nas fases da olivina. Retirado de Reed (2005).



5.6. Petrografia

Foram utilizadas as descrições detalhadas de mega, macro e microcristais de acordo com a definição de Scott-Smith et al., (2013) neste estudo, em contraste com as definições genéticas, como fenocristais ou xenocristais. Mega cristais são categorizados como grãos cujo tamanho excede 1 cm, enquanto macrocristais são definidos como grãos com dimensões superiores a 1 mm, ambos independentemente de sua morfologia. Grãos com tamanho inferior a 1 mm, mas que se destacam da matriz, são denominados microcristais.

5.7. Estimativa modal a partir do software Rock.Ar

A contagem de pontos é uma técnica utilizada para determinar os componentes de uma amostra e as porcentagens que nela representam. Esta técnica é aplicada nos domínios geológicos e da ciência dos materiais em geral. A contagem é normalmente realizada através de dispositivos mecânicos ou eletromecânicos acoplados a um microscópio; tais dispositivos são muito caros e oferecem funcionalidade limitada. Logo, o *software* de visualização interativo *Rock.AR* reduz o tempo necessário para aplicar esta técnica e simplifica a determinação das porcentagens.

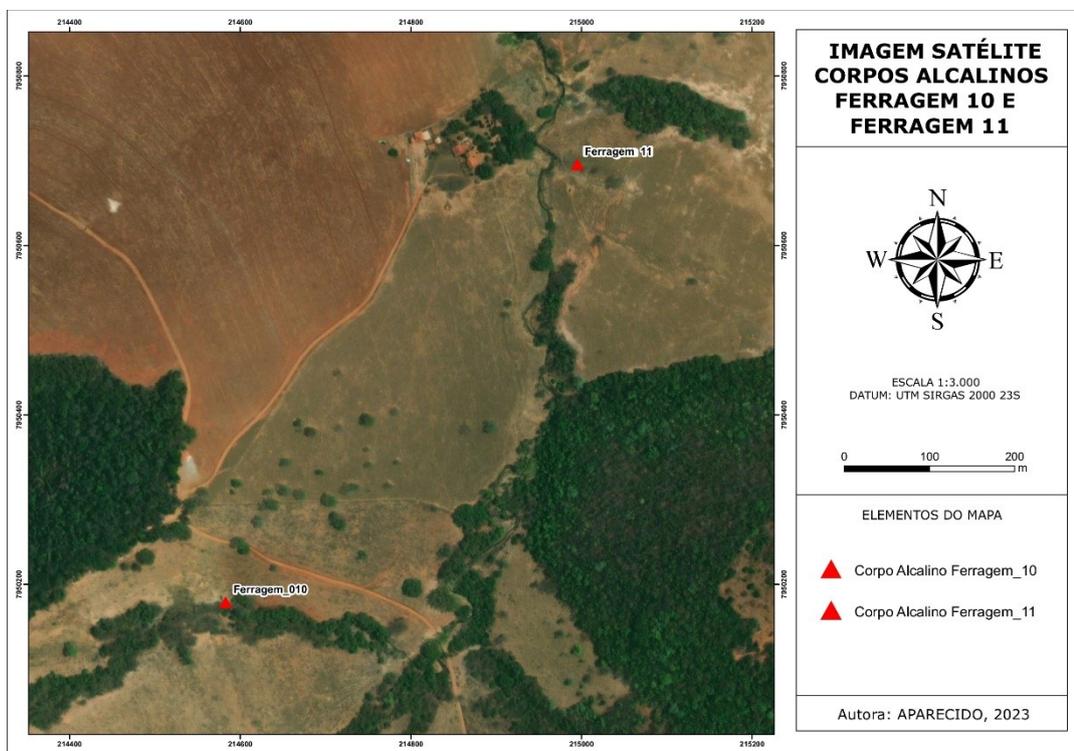
A aplicação dessa metodologia no trabalho consistiu em importar uma imagem da lâmina petrográfica e definir o *grid* como 50x50 contemplando toda amostra. Em relação as categorias, a lâmina 01 e 02, foi separada como matriz, macrocristais de olivina e enclaves. Já a lâmina 03 foi categorizada como matriz, macrocristais de olivina, macrocristais de zeólita e enclaves.

6. Resultados

6.1. Trabalho de Campo

O afloramento Ferragem-11 encontra-se nas proximidades do córrego na fazenda Trancos, próximo à intrusão Ferragem 10, conforme ilustrado na Fig. 5. Localmente, a rocha exibe uma notável preservação, apresentando variações de cor preto acinzentado a castanho escuro em algumas áreas. As evidências de estruturas e texturas preservadas indicam que a erosão atual revela uma fácies subvulcânica, embora não seja possível determinar com precisão a fácies exata em exposição.

Figura 5. Imagem de Satélite dos corpos alcalinos Ferragem 10 e Ferragem 11.

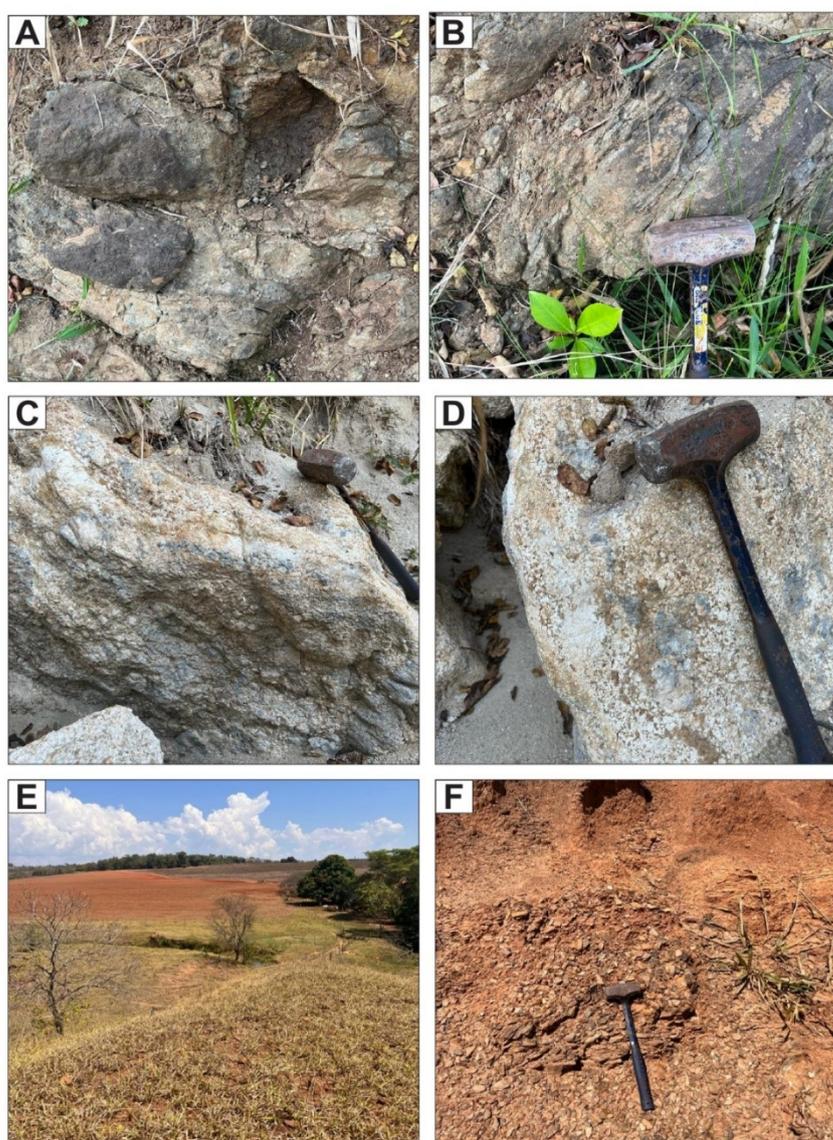


Fonte: A autora.

De maneira geral, a rocha encontra-se em excelente estado de conservação e é considerada fresca, como pode ser visto na Figura 6-A e B. Ela é rica em macrocristais de olivina, flogopita e contém enclaves das rochas encaixantes. Para delimitar os contatos, refinamos nossos dados utilizando afloramentos de granitos, pegmatitos alterados e muscovita xisto. Além disso, observamos as interrupções abruptas no terreno, que são características típicas de intrusões alcalinas. A Figura 6-C mostra a fácies granitoide pertencente ao Complexo Monte Carmelo que está em contato com o corpo alcalino em questão, enquanto a Figura 6-D

destaca a fácies pegmatoide desse granito. As Figuras 6-E e 6-F indicam a presença de muscovita xisto pertencente ao Grupo Araxá. O contato entre a intrusão e o Grupo é facilmente identificado e é acentuado pela coloração avermelhada do solo circundante.

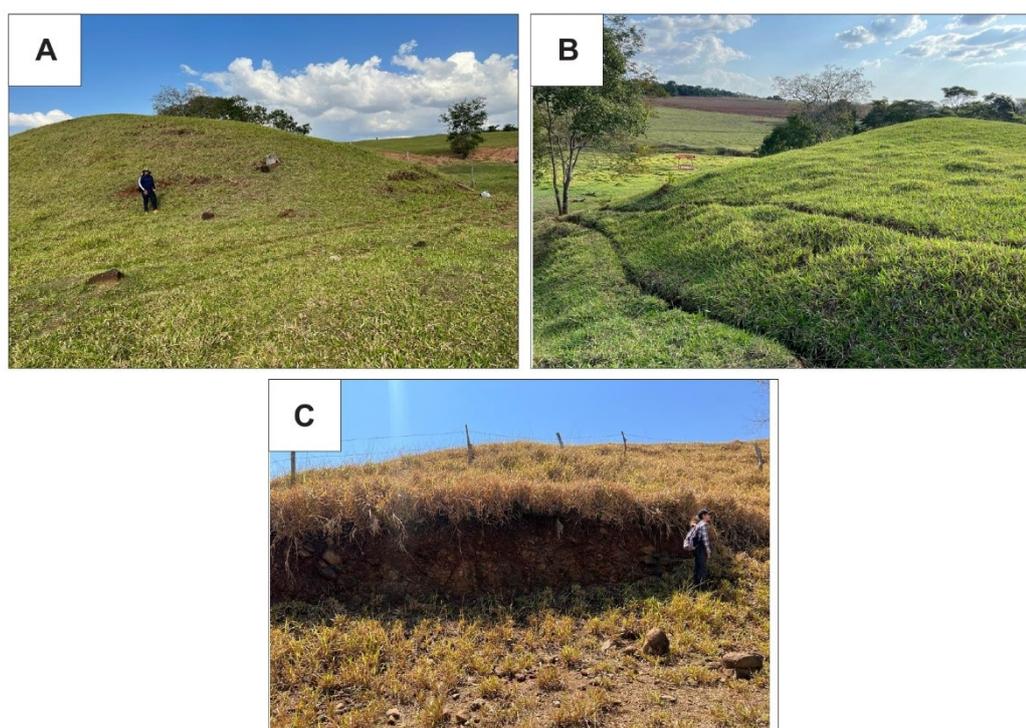
Figura 6. (A e B) Imagem da rocha em escala de afloramento. Destaca-se que a mesma foi encontrada em ótimo estado de preservação sendo possível o reconhecimento de estruturas frescas. (C e D) A foto enfatiza a fácies granítica pegmatítica do Complexo Monte Carmelo. (E e F) As fotos mostram o contato da intrusão com o muscovita xisto pertencente ao Grupo Araxá. Esse contato é perceptível pela coloração avermelhada do solo e algumas estruturas de xistosidade, principalmente na F.



A integração das informações mencionadas anteriormente aponta para a existência de um morro distintivo, com cerca de 80m, como ilustrado na Figura 7-A e 7-B. No que diz respeito à caracterização do solo, não foram encontradas características típicas de solos

provenientes de corpos alcalinos ou de qualquer outro solo. Não há desenvolvimento de horizonte B, nem incipiente, apenas o corpo rochoso preservado e um pseudo regolito, conforme exemplificado na Figura 7-C. Embora não haja diferenciação mineralógica notável no regolito, é visível a olho nu a presença abundante de enclaves de granito, presumivelmente originados da rocha encaixante. A maioria das amostras coletadas estava in situ, embora tenha havido coleta de alguns blocos soltos nas proximidades do córrego.

Figura 7. (A e B) Imagens referentes a intrusão mostrando o relevo pronunciado em relação ao relevo circundante. (C) Visão lateral direita do corpo alcalino. Desenvolvimento de um pseudo regolito sem texturas de solo aparentes.



6.2. Petrografia

Através da descrição macroscópica, microscopia e de varredura, foi possível identificar fases minerais que compõem as rochas, principalmente a matriz, os macrocristais/megacristais e enclaves através da metodologia expressa no tópico 5.6 e 5.7. As tabelas abaixo (Tab.1, Tab.2 e Tab.3) sintetizam os valores de percentagem contabilizados nas três lâminas.

Tabela 1. Estimativa modal a partir do software Rock.Ar da lâmina 1.

Lâmina_01	%	Count
Matriz	67,68	982
Macrocristais de Olivina	12,65	183
Enclaves	19,49	282

Tabela 2 Estimativa modal a partir do software Rock.Ar da lâmina 2.

Lâmina_02	%	Count
Matriz	66,49	621
Macrocristais de Olivina	16,17	151
Enclaves	17,34	162

Tabela 3. Estimativa modal a partir do software Rock.Ar da lâmina 3.

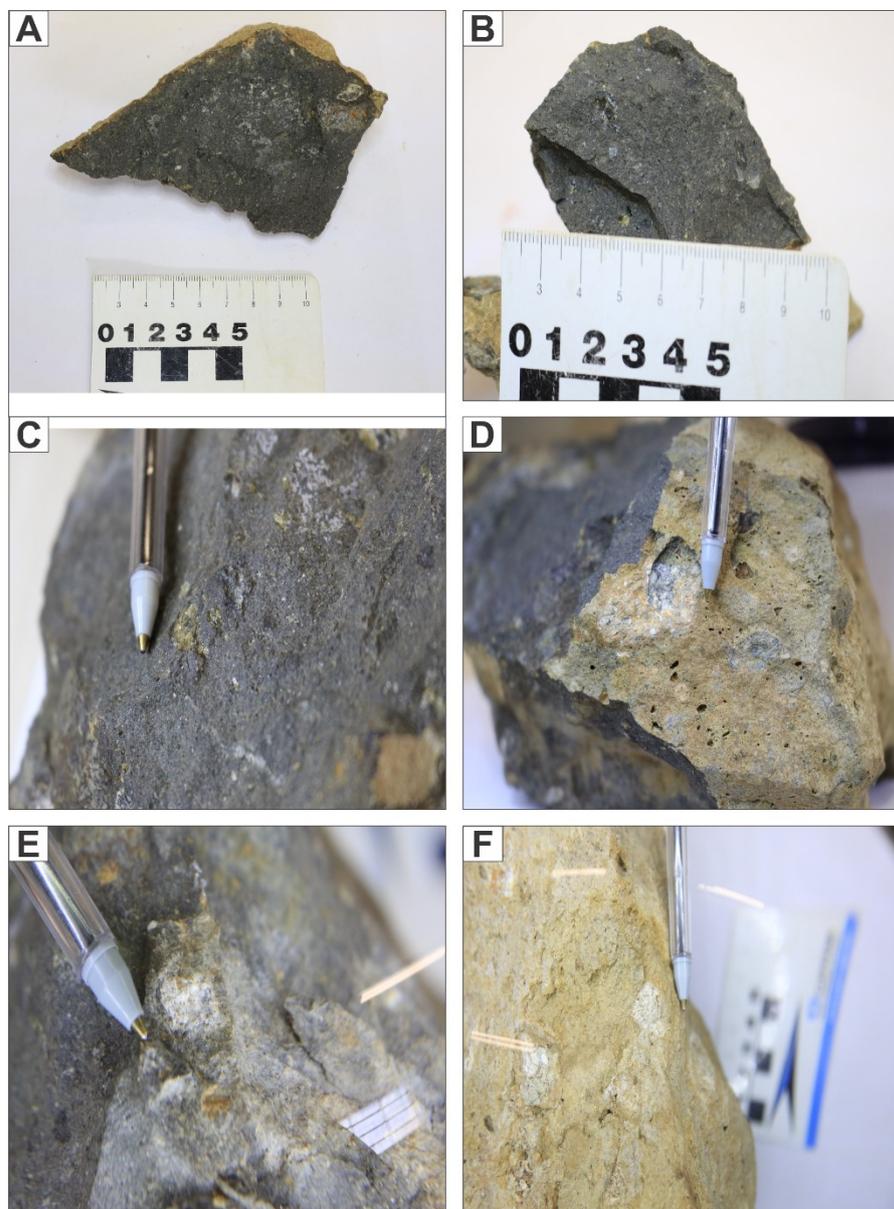
Lâmina_03	%	Count
Matriz	61,34	557
Macrocristais de Olivina	15,31	139
Macroscritais de Zeólitas	13,44	122
Enclaves	9,91	90

6.2.1. Descrição Macroscópica

Macroscopicamente, a rocha exibe uma coloração preta esverdeada, acompanhada por camadas de alteração cujas dimensões variam entre 1 mm e 2 mm (Fig.8-A). De maneira geral, as amostras coletadas apresentam-se em estado fresco, exibindo granulação fina a muito fina, juntamente com uma estrutura isotrópica e uma textura inequigranular como exemplificado na Fig.8-B. De acordo com a classificação de Mitchel, (1986 e 1995), o termo “psedudoporfirítico” pode ser empregado em rochas com afinidade kimberlítica, pois, são rochas caracterizadas por apresentar cristais de diferentes dimensões dispersos em uma matriz também inequigranular de granulação fina a muito fina. Verifica-se a presença proeminente de macrocristais de olivina (Fig.8- C) e uma quantidade limitada de macrocristais de flogopita. Esses macrocristais de

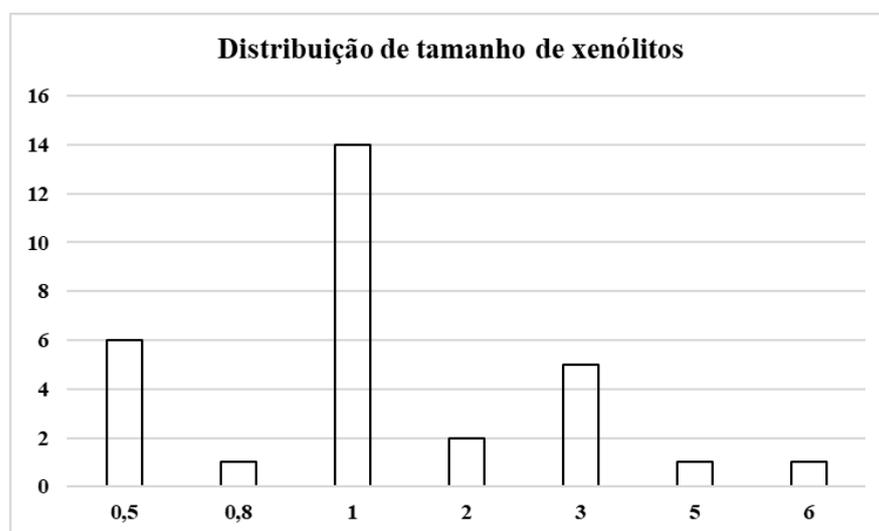
olivina, em sua maioria de forma subédrica, destacam-se na matriz afanítica da rocha, levando a uma classificação que varia entre melanocráticas e ultramelanocráticas.

Figura 8. (A e B) Fotos das amostras coletadas em campo. Elas enfatizam a granulação fina a muito fina e textura inequigranular da rocha. Nota-se alguns enclaves crutais em destaque em relação a matriz nessas figuras. (C) Presença de cristais que se destaca em relação a matriz sendo classificado como um macrocristal de olivina. (D e E) Ocorrência de enclaves classificados como xenólitos provenientes da rocha encaixante. Destaca-se a textura fanerítica típica de granitoide em D, mesmo com os processos intempéricos. (F) Enclave bastante alterado para caulinita possivelmente da rocha encaixante.



Além disso, há a ocorrência de xenólitos alterados, cujos tamanhos variam na faixa de 0,5 cm a 6 cm, com uma média de formato arredondado e esfericidade moderada (Fig. 8. D e E) Trinta amostras desses xenólitos foram selecionadas e seus tamanhos estão apresentados na Fig.9. Majoritariamente, eles exibem uma tonalidade esbranquiçada (Fig 8. F), sendo que muitos deles possuem uma borda de alteração esverdeada. Sempre que possível, é viável determinar que possuem uma composição granítica feldspática (quartzo, biotita e feldspato), a qual passou por processos de alteração para caulinita, apresentando uma textura fanerítica que é comparável à textura do granito. A ficha descritiva das amostras está anexada (Anexos-01) para consulta.

Figura 9. Distribuição da frequência de diferentes tamanhos de xenólitos (em cm).



Fonte: A autora.

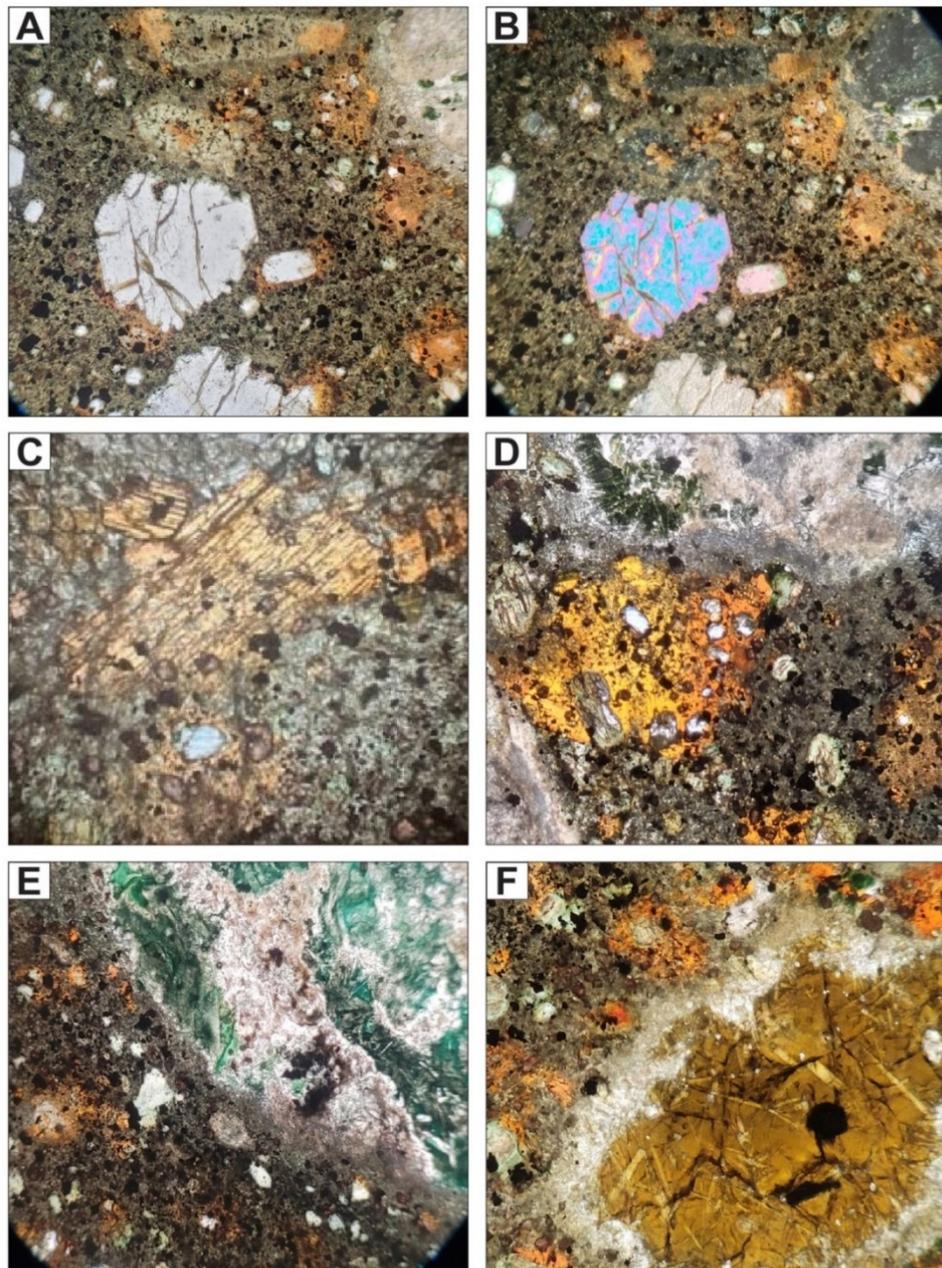
6.2.2. Descrição Microscópica

Em relação a descrição microscópica é notável a heterogeneidade relacionada as diferentes proporções de matriz, macrocristais/megacristais e enclaves.

Diante disso, a matriz do Ferragem 11 possui granulação fina (0,01- 0,8mm), esverdeada e composta principalmente por diopsídio muito fino, subédricos, em forma de agulhas com certa orientação na rocha, também há olivina fina a muito fina e microcristais de flogopita finos a muito finos (Fig.10-A e B). A flogopita também se apresenta em forma de placas lamelares pleocroicos alaranjados euédricos a subédricos. O mineral é geralmente poiquilítico, com abundantes inclusões predominantes de perovskita e clinopiroxênio (Fig.10-C e D). Há minerais opacos como ti-magnetita quadráticos/octaédricos finos a muito finos dispersos ou

agrupados e cristais muito finos de perovskita subédrica a euédrica ocorrem dispersos por toda a matriz. Os microcristais de olivina são anédricos e as bordas dos grãos são serpentizados e alteradas. Especialmente perto de enclaves crustais a matriz se mostra modificada e mais clara. (Fig.10-E). Também há ocorrência de vidro com formato acicular em alguns pontos (Fig.10-F).

Figura 10. Fotomicrografias das seções delgadas das rochas estudadas. (A e B) Visão da rocha em geral não polarizada e polarizada, respectivamente. Nota-se a presença principalmente de olivina, clinopiroxênio e flogopita. Destaca-se a matriz fina a muito fina e a presença de micro, macrocristais e enclaves na amostra. (C e D) Fotos representativas não polarizadas das placas lamelares pleocroicas alaranjados de flogopita. Ambas as fotos destacam a textura poiquilítica com inclusões de perovskita e clinopiroxênio. (E) Destaque da matriz modificada e mais clara no contato com o enclave cristal possivelmente pelo aumento de quantidade e tamanho dos cristais de clinopiroxênio e presença de perovskita e magnetita, imagem polarizada. (F). Vidro vulcânico. Ressalta-se o contato com os cristais de flogopita poiquilítica e a matriz fina. Nas imagens foram utilizados lente de 10x e 4x (3,5mm de diâmetro).



Como macrocristais foram pontuados nas lâminas a presença de clinopiroxênio (Fig.11-A, B, C e D), olivina (Fig.11-E) e especialmente na lâmina 03 há zeolita (Fig.11-F). Os

macrocristais de olivina variam de 1 a 3 mm de tamanho, predominantemente são anédricos a subédricos e estão alguns cristais estão alterados para serpentina e saponita (Fig.12).

Figura 11. Fotomicrografias das seções delgadas das rochas estudadas. (A e B) Em destaque cristais de clinopiroxênio (diopsídio) alongado com flogopita o cortando ortogonalmente, polarizada e não polarizada, respectivamente. Já em C e D, o diopsídio aparece na forma prismática subédrica mais tradicional, polarizada e não polarizada, respectivamente (E) Formas de ocorrência da olivina como macrocristal, não polarizada. (F) Cristal de zeólita bordado por flogopita, não polarizada. Nas fotos foram utilizados lente de 10x e 4x (3,5mm de diâmetro).

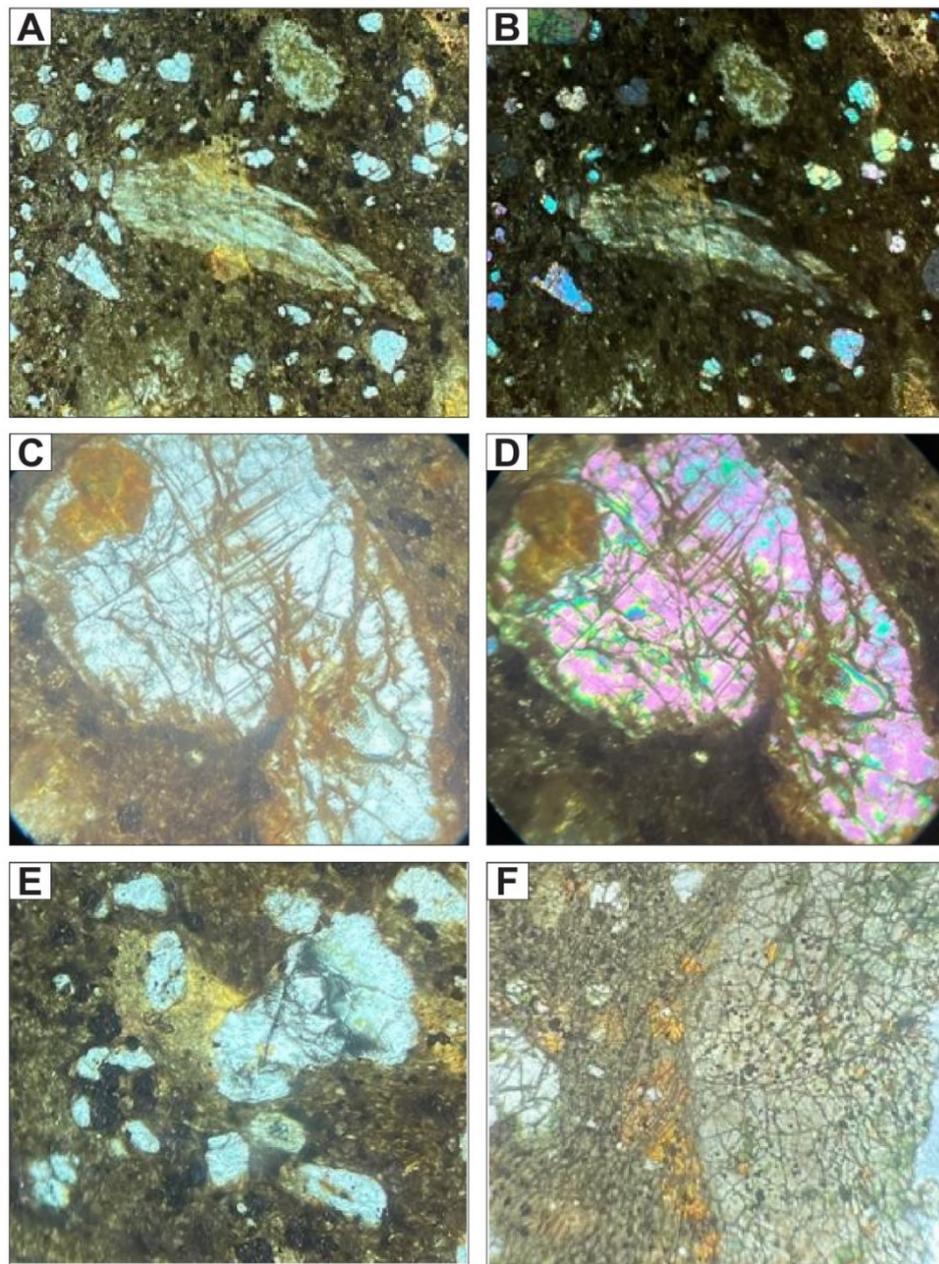
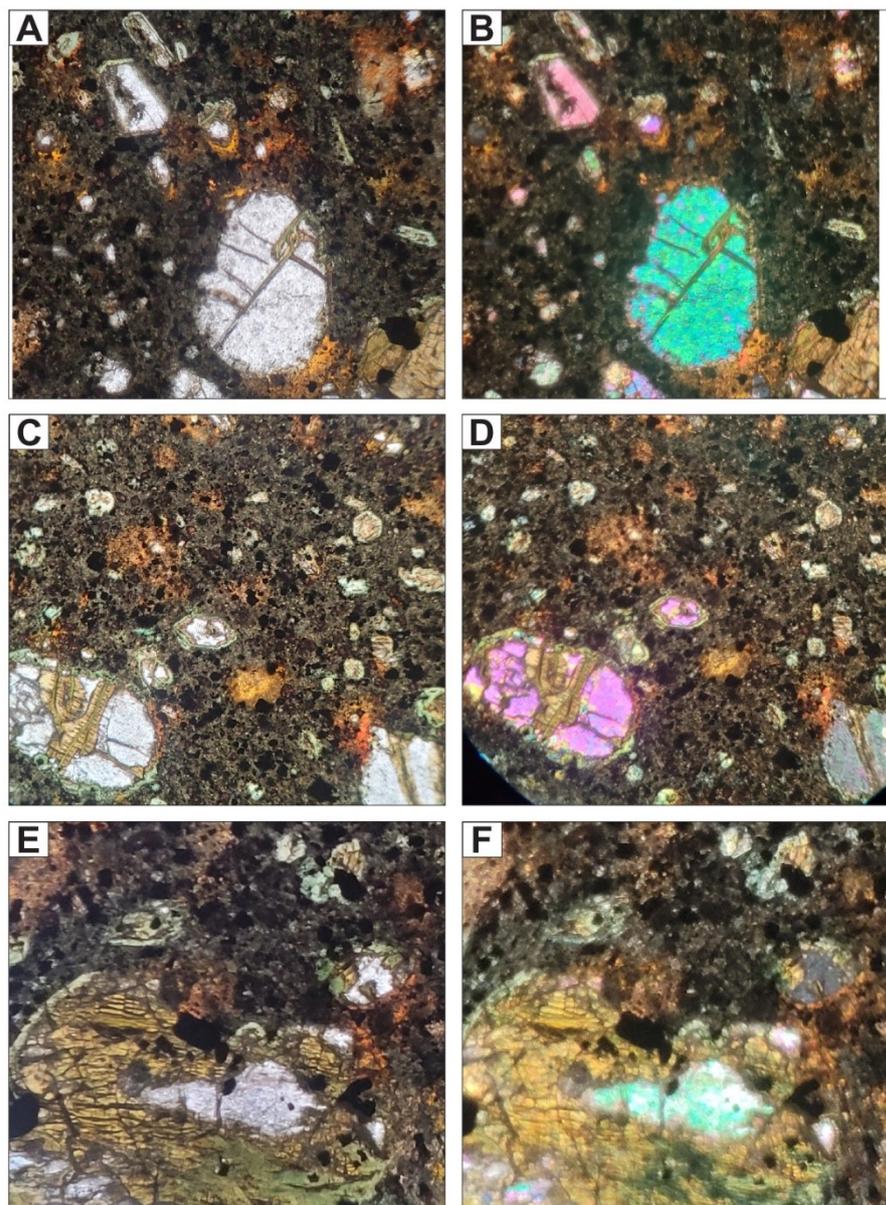


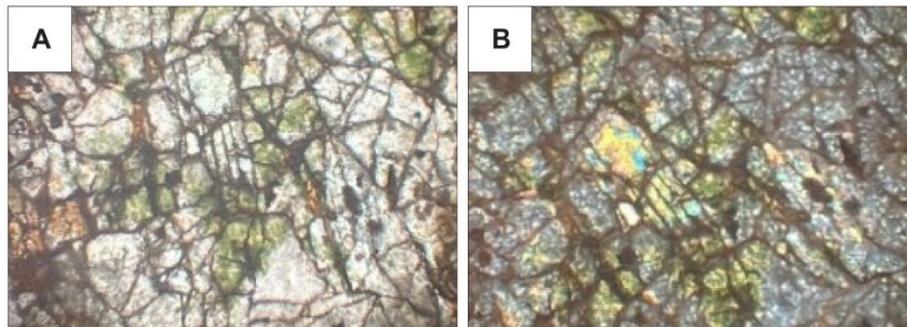
Figura 12. Fotomicrografias das seções delgadas das rochas estudadas. As figuras representam a progressão de alteração da olivina em saponita/bowlingita verde. Em A e B polarizada e não polarizada, respectivamente, os cristais de olivina em destaque se apresentam de forma pouco alterada, ainda incipiente. Já o C e D, no canto esquerdo da imagem os cristais subédricos estão sendo alterados nas fraturas principalmente e nos cristais no centro da imagem, os euédricos menores, a olivina está totalmente substituída por saponita/bowlingita, polarizada e não polarizada, respectivamente. (E e F) mostra uma alteração em contato com os limites do cristal, sendo formado por placas desordenadas orientadas aleatoriamente quase consumindo a olivina em sua totalidade no canto inferior da imagem, polarizada e não polarizada, respectivamente. Nas imagens foram utilizados lente de 10x e 4x (3,5mm de diâmetro).



O diopsídeo varia de (1 a 2mm) como macrocristal e em sua maioria são euédricos a subédricos. Já os cristais de zeólita variam de 2 a 3mm, são anédricos a subédricos com bordas de alteração, sendo que o cristal está bordado principalmente por flogopita da matriz. Foi

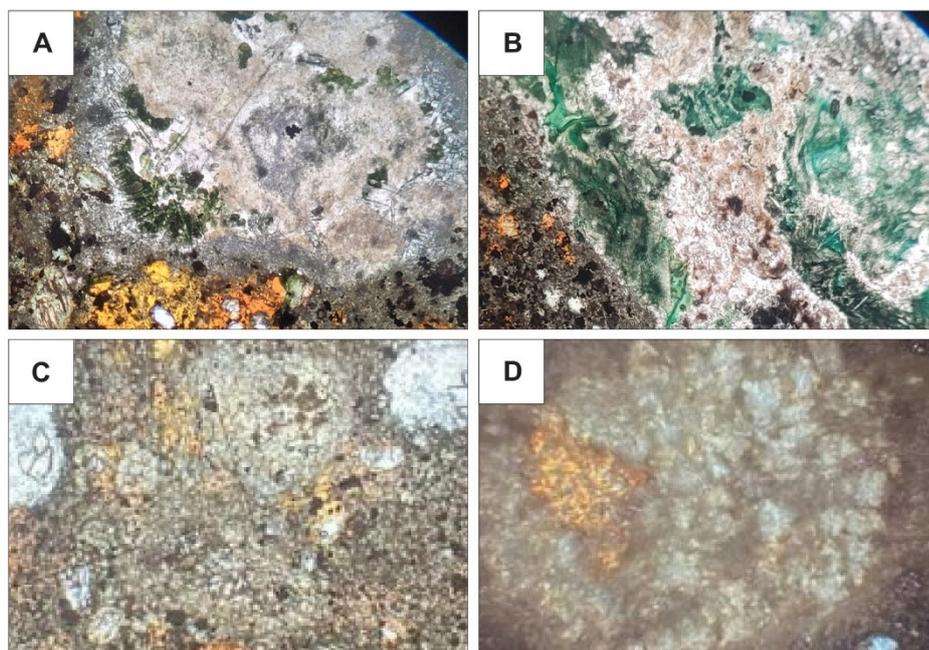
possível observar na lâmina 03 que no centro dos cristais de zeólita há inclusões de diopsídeo euédrico (Fig.13-A e B) e outros minerais de alteração.

Figura 13. (A e B) Inclusão de diopsídeo euédrico. Imagem B, polarizada. Nas imagens foram utilizados lente de 10x e 4x (3,5mm de diâmetro).



Já os enclaves, principalmente os crustais, são caracterizados por apresentar assembleia composicional parecida com a (s) rocha (s) encaixante (s), (Fig.14-A e B). Eles possuem formas variadas, mas, em geral, é possível notar um certo arredondamento em alguns cristais e apresentam borda de reação e/ou estão parcialmente fundidos (Fig.14-C e D).

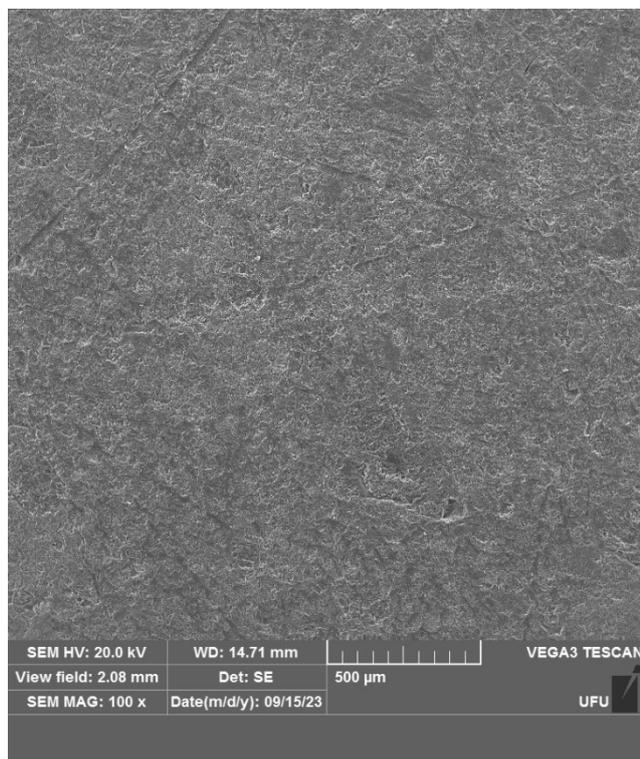
Figura 14. Fotomicrografias das seções delgadas das rochas estudadas. (A e B) Enclave com mineralogia que se assemelha a um granitoide bastante alterado. (C e D) As imagens destacam a forma mais arredondada e bastante alterada dos cristais/massas acinzentadas que apresentam borda de reação e/ ou estão parcialmente fundidos.



6.2.3. Análise MEV

A partir disso é possível casar as informações de microscópio ótico com o de varredura. O MEV forneceu dados principalmente da composição da matriz das amostras. Não foi possível a individualização de cada fase mineral, porém, destaca-se alguns elementos e espectros como descrito abaixo. A amostra 01 forneceu picos de concentrações expresso abaixo na área da lâmina selecionada (Fig.15). Nota-se concentração principalmente em wt% da matriz da rocha de: O (49,19%), Si (16,84%), Ca (7,70%), Mg (6,89%) e Fe (6,64%) como expresso na Tabela 4.

Figura 15. Imagem fornecida pelo MEV referente a lâmina 01.



Fonte: Laboratório Multiusuário do IQUFU.

Tabela 4. Concentrações fornecidas pelo MEV relacionado a Figura 15 na área selecionada da lâmina 01.

Element	k Ratio	Wt%	Standard Label
C	0.00847	4.09	C Vit

O	0.21635	49.19	SiO ₂
Na	0.00604	0.89	Albite
Mg	0.07095	6.89	MgO
Al	0.05680	4.72	Al ₂ O ₃
Si	0.24309	16.84	SiO ₂
K	0.02409	1.27	KBr
Ca	0.15368	7.70	Wollastonite
Ti	0.03125	1.66	Ti
Mn	0.00199	0.10	Mn
Fe	0.12969	6.64	Fe
Total:		100.00	

Alguns pontos de análise na amostra 01 forneceu picos de concentração com composições mineralógicas que podem ser comparadas com a bibliografia como ressaltado no tópico 5.4. A Fig.16 referente ao *Spectrum 65* correlaciona o aspecto óptico com os elementos que se destacam na imagem, em ênfase nota-se o cálcio (Ca) e fósforo (P). A Tabela 5 sintetiza os dados e partir disso sabe-se que os elementos em destaque em wt% são: O (43,56%), Ca (22,43%) e P (11,98%).

Figura 16. Imagem referente ao *Spectrum 65* correlacionando o aspecto óptico com os elementos, em ênfase nota-se o cálcio (Ca) e fósforo (P).

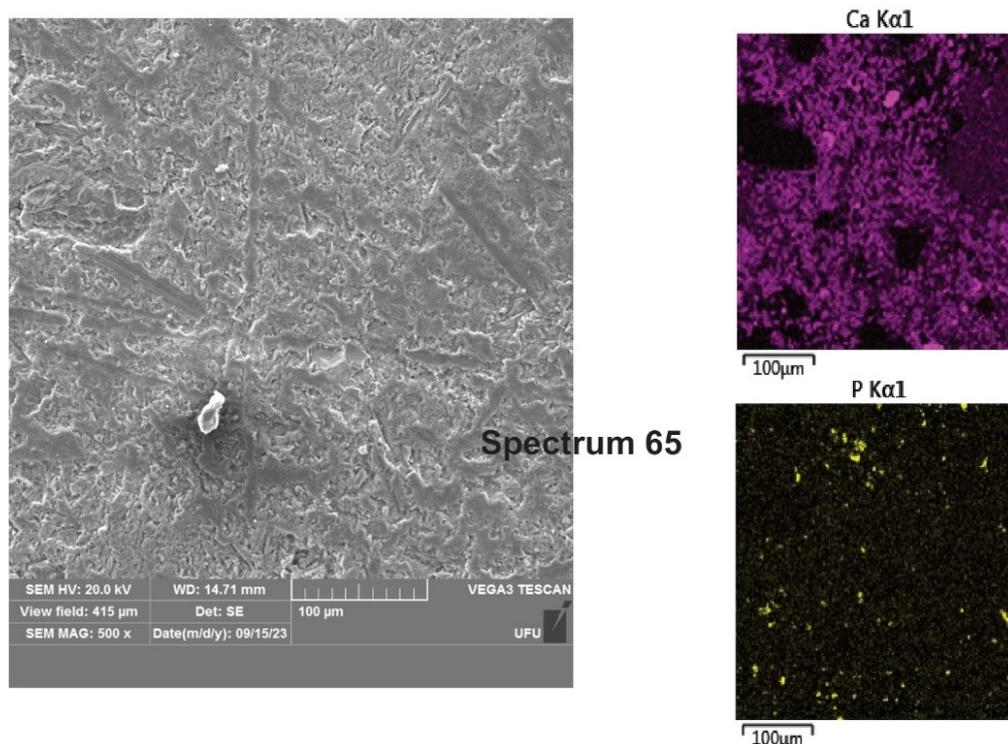
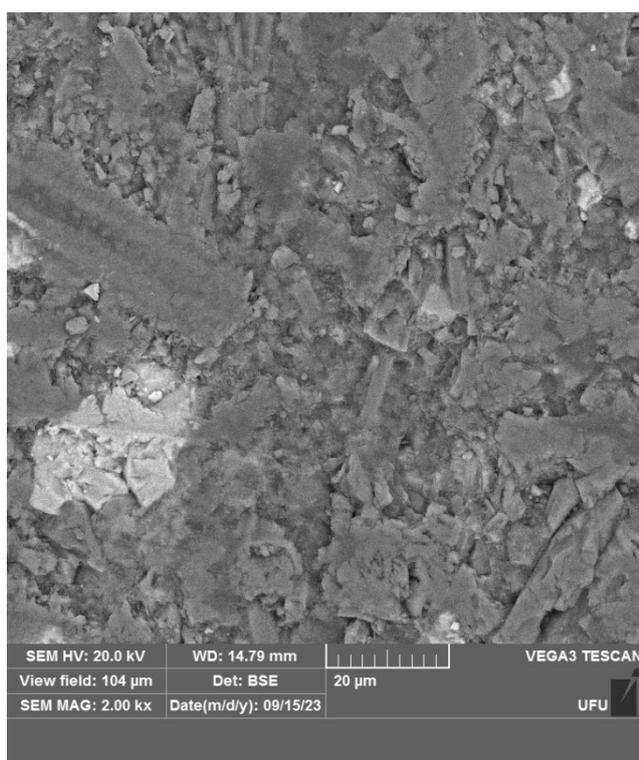


Tabela 5. Concentrações fornecidas pelo MEV referente ao *Spectrum 65*.

Element	k Ratio	Wt%	Standard Label
C	0.01471	6.53	C Vit
O	0.12188	43.56	SiO ₂
Na	0.00537	0.78	Albite
Mg	0.01238	1.19	MgO
Al	0.00914	0.69	Al ₂ O ₃
Si	0.05681	3.44	SiO ₂
P	0.19463	11.98	GaP
K	0.01236	0.63	KBr
Ca	0.45736	22.43	Wollastonite
Fe	0.03177	1.61	Fe
Sr	0.09893	5.68	SrF ₂
Ba	0.02416	1.48	BaF ₂
Total:		100.00	

Já a Tabela 6 expressa os resultados de concentração elementar em geral da amostra 01 em 2000x no espaço de análise selecionado (Fig.17). Nota-se concentração em geral de O (48,41%), Si (17,52%), Ca (9,31%), Fe (7,23%) e Mg (6,70%) e também selecionando alguns pontos de análise na amostra 01 em 2000x foi possível determinar e correlacionar os picos de concentração com composições mineralógicas já conhecidas na bibliografia.

Figura 17. Imagem fornecida pelo MEV referente a lâmina 01.



Fonte: Laboratório Multiusuário do IQUFU.

Tabela 6. Concentração elementar em geral da amostra 01 em relação a Figura 17 no espaço de análise selecionado.

Element	k Ratio	Wt%	Standard Label
C	0.00855	4.11	C Vit
O	0.20498	48.41	SiO ₂
Na	0.00530	0.79	Albite
Mg	0.06829	6.70	MgO
Al	0.04273	3.57	Al ₂ O ₃
Si	0.25573	17.52	SiO ₂

K	0.01466	0.77	KBr
Ca	0.18627	9.31	Wollastonite
Ti	0.02724	1.46	Ti
Mn	0.00276	0.15	Mn
Fe	0.14084	7.23	Fe
Total:		100.00	

A Fig.18 destaca o ponto do *Spectrum 68* que correlacionado com as imagens ao lado têm-se o realce de cálcio (Ca) e magnésio (Mg). Na Tabela 7, esses elementos representam respectivamente cerca de 10,51% e 6,79%. Diante disso e a partir dos picos de elementos expressos na Fig.19.A e B pode-se comparar com a composição esperada do clinopiroxênio, diopsídeo.

Figura 18. Imagem referente ao *Spectrum 68* correlacionando o aspecto óptico com os elementos, em ênfase nota-se o cálcio (Ca) e magnésio (Mg).

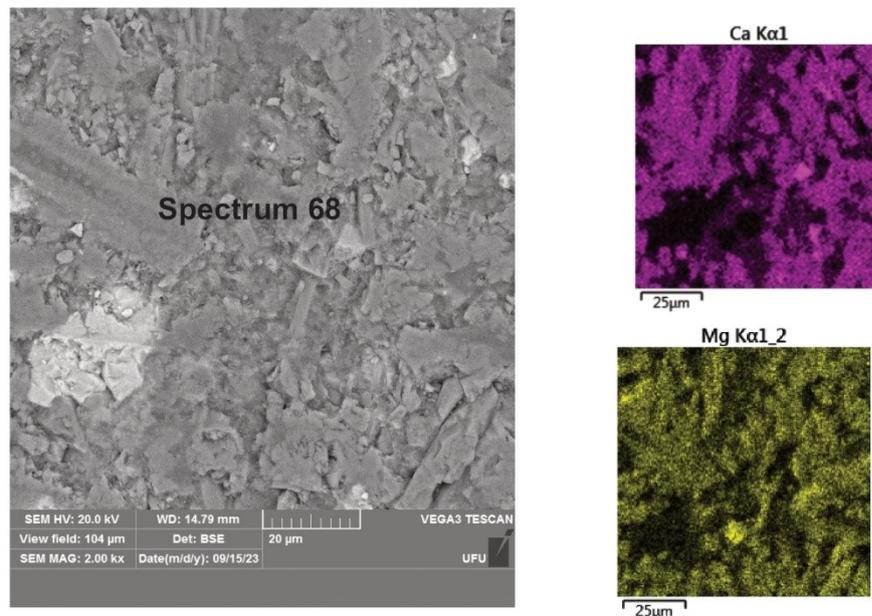
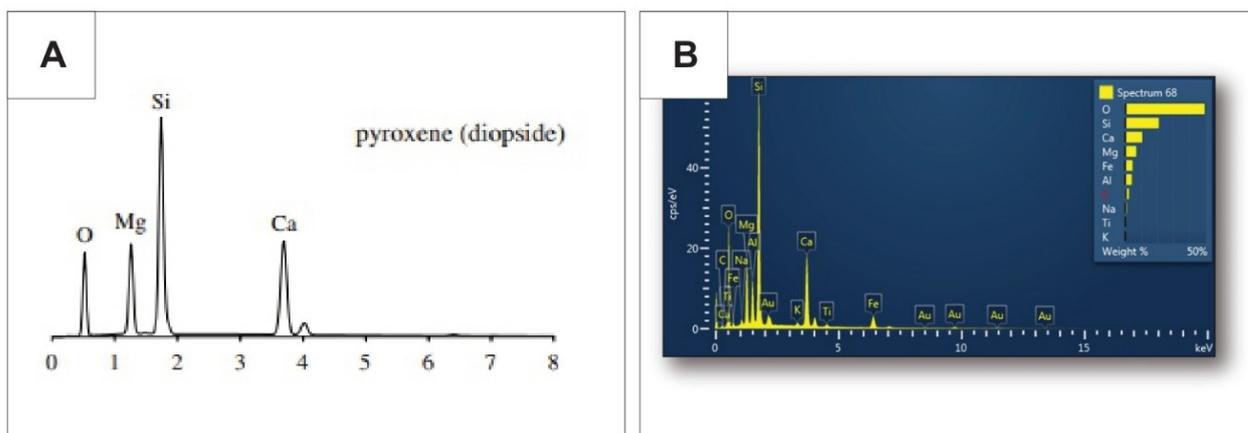


Tabela 7. Concentrações fornecidas pelo MEV referente ao *Spectrum 68*.

Element	k Ratio	Wt%	Standard Label
---------	---------	-----	----------------

C	0.00461	2.29	C Vit
O	0.21914	49.36	SiO ₂
Na	0.00636	0.86	Albite
Mg	0.07592	6.79	MgO
Al	0.05168	3.98	Al ₂ O ₃
Si	0.32468	20.82	SiO ₂
K	0.00823	0.41	KBr
Ca	0.21928	10.51	Wollastonite
Ti	0.00946	0.49	Ti
Fe	0.09183	4.49	Fe
Total:		100.00	

Figura 19.(A) Estimativa da concentração dos elementos químicos mais abundantes nas fases do piroxênio (diopsídeo). Destaca-se os elementos Si, Mg, Ca e O. Retirado de Reed (2005). (B) Dado fornecido pelo MEV do *Spectrum 68*.



A Figura 20 destaca o ponto do *Spectrum 70*. Quando correlacionado com as imagens adjacentes, evidencia o aumento na presença dos elementos Fe e Ti. Na Tabela 8, observa-se que esses elementos compõem aproximadamente 51,60% de Fe e 9,71% de Ti. Com base nos picos dos elementos identificados nas Figura 21, A e B, é possível realizar uma comparação com a composição esperada da Ti-magnetita.

Figura 20. Imagem referente ao *Spectrum 70* correlacionando o aspecto óptico com os elementos, em ênfase nota-se o titânio (Ti) e ferro (Fe).

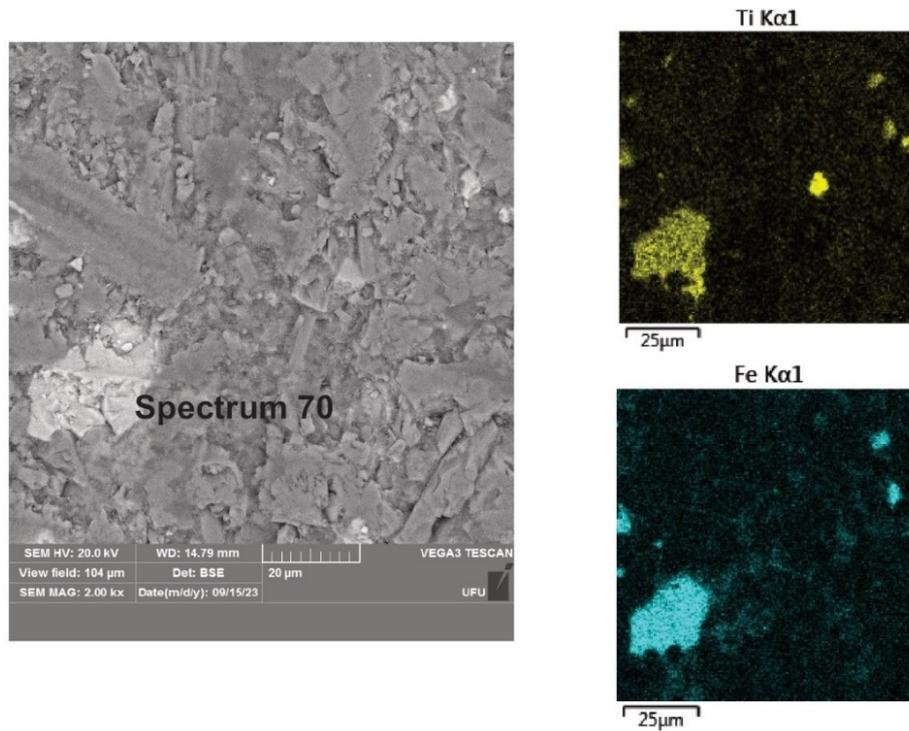
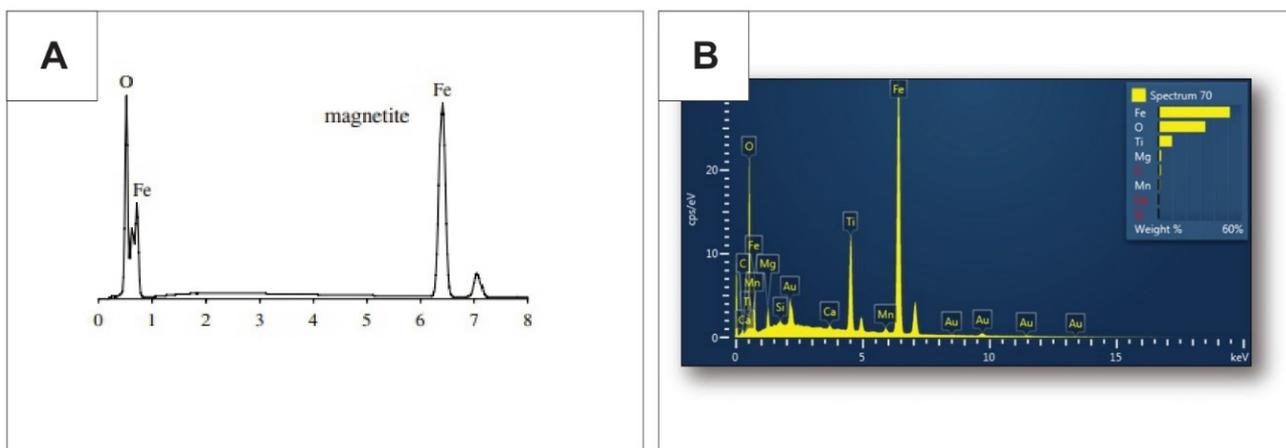


Tabela 8. Concentrações fornecidas pelo MEV referente ao *Spectrum 70*.

Element	k Ratio	Wt%	Standard Label
C	0.00474	1.63	C Vit
O	0.18190	33.85	SiO ₂
Mg	0.01128	1.87	MgO
Si	0.00237	0.20	SiO ₂
Ca	0.00585	0.28	Wollastonite
Ti	0.19832	9.71	Ti
Mn	0.01609	0.85	Mn
Fe	100.529	51.60	Fe
Total:		100.00	

Figura 21. Estimativa da concentração dos elementos químicos mais abundantes na fase da magnetita. Retirado de Reed (2005). Destaca-se os elementos Fe e O. (B) Dado fornecido pelo MEV do Spectrum 70.



A Figura 22 destaca o ponto do *Spectrum 72*, que, quando correlacionado com as imagens adjacentes, revela a intensificação da presença dos elementos Ca e Ti. Na Tabela 9, esses elementos constituem aproximadamente 22,22% de Ca e 26,54% de Ti. Diante dessas informações e com base nos picos dos elementos observados nas Figura 23, A e B, é possível estabelecer uma comparação com a composição esperada da perovskita.

Figura 22. Imagem referente ao *Spectrum 72* correlacionando o aspecto óptico com os elementos, em ênfase nota-se o cálcio (Ca) e titânio (Ti).

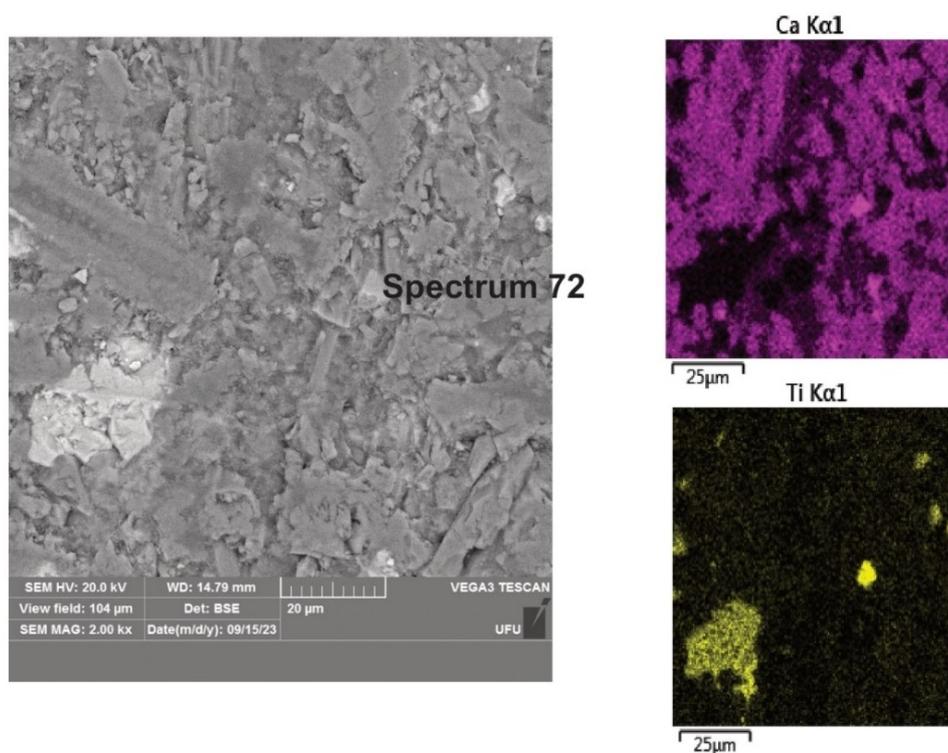
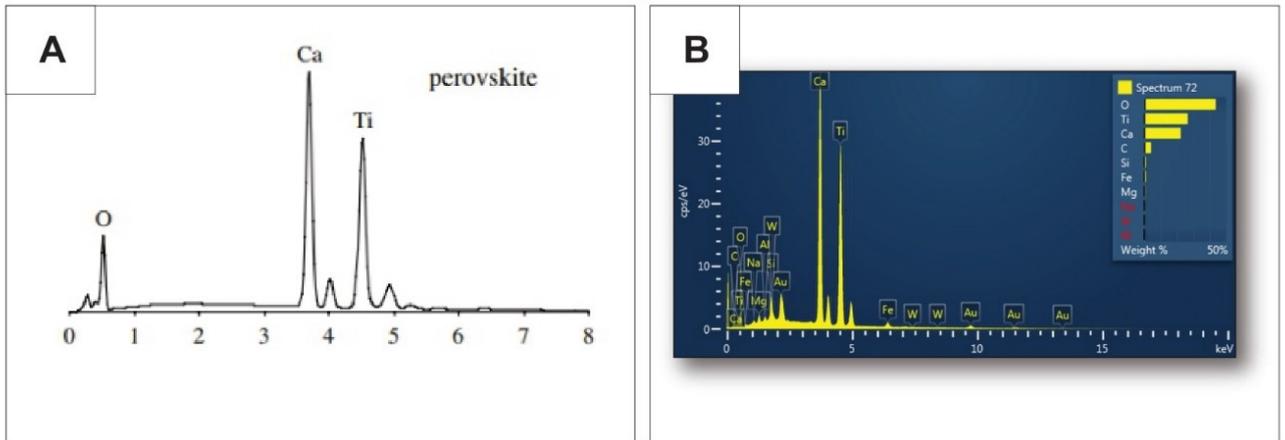


Tabela 9. Concentrações fornecidas pelo MEV referente ao *Spectrum 72*.

Element	k Ratio	Wt%	Standard Label
C	0.01922	4.05	C Vit
O	0.08189	43.58	SiO ₂
Na	0.00232	0.42	Albite
Mg	0.00594	0.67	MgO
Al	0.00352	0.30	Al ₂ O ₃
Si	0.01715	1.13	SiO ₂
Ca	0.49239	22.22	Wollastonite
Ti	0.49569	26.54	Ti
Fe	0.02091	1.10	Fe
W	0.00000	0.00	W
Total:		100.00	

Figura 23. Estimativa da concentração dos elementos químicos mais abundantes na fase da perovskita. Retirado de Reed (2005). Destaca-se os elementos Ca, Ti e O. (B) Dado fornecido pelo MEV do *Spectrum 72*.



Na Figura 24, enfoca-se o ponto no *Spectrum 80*, o qual, quando associado às imagens adjacentes, apresenta um destaque notável do elemento Mg. Na tabela 10, a presença desse elemento representa aproximadamente 16,46%. Com base nessas observações e ao analisar os picos dos elementos nas Figuras 25, A e B, torna-se viável realizar uma comparação com a composição esperada da olivina.

Figura 24. Imagem referente ao *Spectrum 80* correlacionando o aspecto óptico com os elementos, em ênfase nota-se o magnésio (Mg).

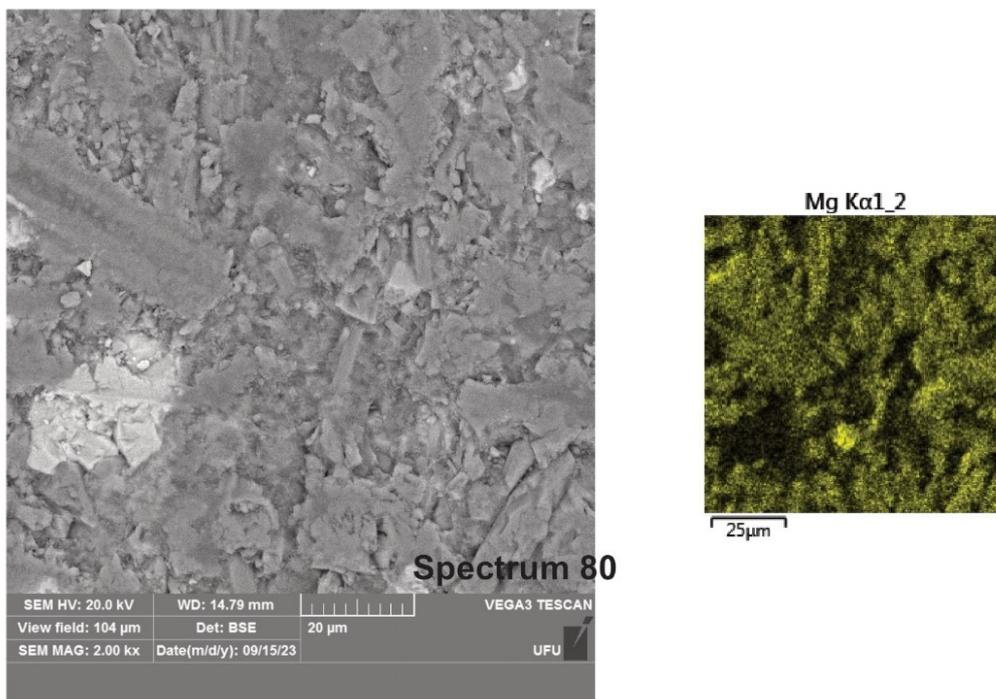
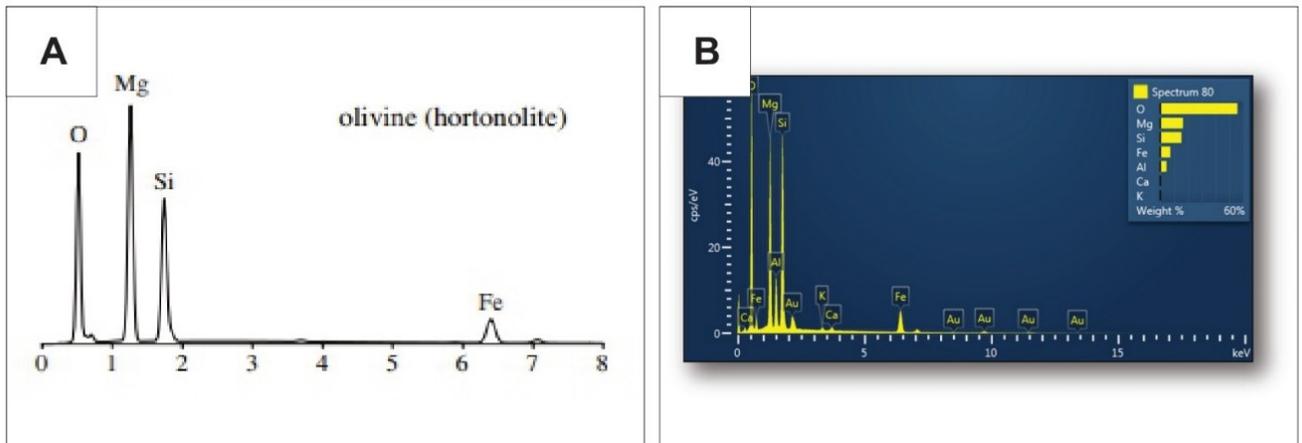


Tabela 10. Concentrações fornecidas pelo MEV referente ao *Spectrum 80*.

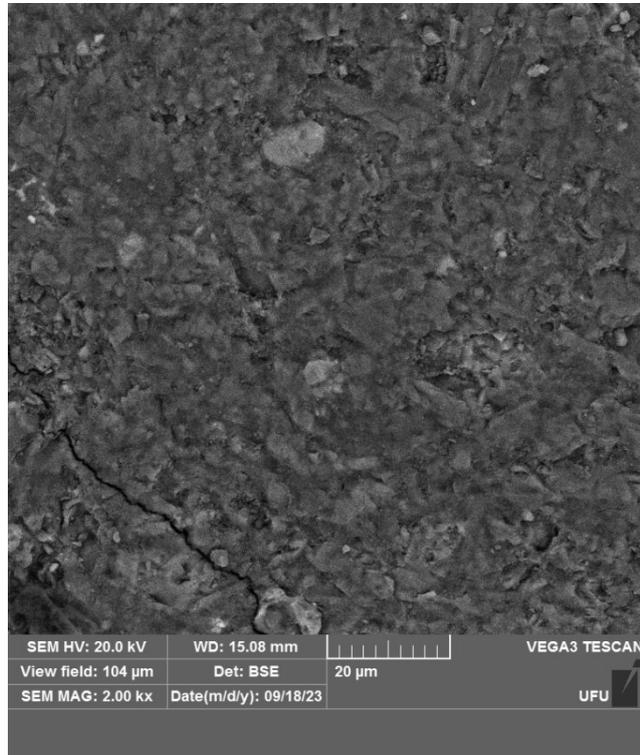
Element	k Ratio	Wt%	Standard Label
O	0.49248	55.80	SiO2
Mg	0.20827	16.46	MgO
Al	0.05681	4.48	Al2O3
Si	0.23991	15.29	SiO2
K	0.00715	0.33	KBr
Ca	0.00836	0.36	Wollastonite
Fe	0.16911	7.28	Fe
Total:		100.00	

Figura 25. Estimativa da concentração dos elementos químicos mais abundantes na fase da olivina. Retirado de Reed (2005). Destaca-se os elementos Mg, Si, O e Fe. (B) Dado fornecido pelo MEV do *Spectrum 80*.



Também nas demais lâminas foi possível reconhecer elementos e correlacionar com fases minerais que ajudam a classificar a rocha em questão. Na lâmina 02, em geral, os elementos da matriz são semelhantes a lâmina 01. Em destaque (Tab.11) os elementos são em wt%: O (46,74%), Si (15,86%), Ca (7,17%) e Mg (5,81%). Esses valores são referentes a Fig.26.

Figura 26. Imagem fornecida pelo MEV referente a lâmina 02.



Fonte: Laboratório Multiusuário do IQUFU.

Tabela 11. Concentrações fornecidas pelo MEV na área selecionada da lâmina 02 relacionada a Figura 26.

Element	k Ratio	Wt%	Standard Label
C	0.02127	10.55	C Vit
O	0.16763	46.74	SiO ₂
Na	0.00514	0.78	Albite
Mg	0.05774	5.81	MgO
Al	0.05071	4.35	Al ₂ O ₃
Si	0.21979	15.86	SiO ₂
P	0.01192	0.91	GaP
K	0.04451	2.53	KBr
Ca	0.13126	7.17	Wollastonite
Ti	0.02377	1.38	Ti
Fe	0.07046	3.93	Fe
Total:		100.00	

Na tabela 12 foi pontuado a ocorrência principalmente de O (54,55%), Si (12,90%), Al (10,75%), K (8,74%) e Ca (3,87%). Sugere-se assim a possível ocorrência de kalsilita, com possível interferência de Ca e P. A Fig.27 traz a estimativa da concentração dos elementos químicos mais abundantes na fase da kalsilita e a Fig.28 dados fornecidos pelo MEV do *Spectrum* 69. Sendo possível a comparação das duas figuras.

Tabela 12. Concentrações fornecidas pelo MEV referente ao *Spectrum* 69.

Element	k Ratio	Wt%	Standard Label
C	0.01027	4.51	C Vit
O	0.24355	54.55	SiO2
Mg	0.00959	0.86	MgO
Al	0.15170	10.75	Al2O3
Si	0.19539	12.90	SiO2
P	0.02568	1.73	GaP
K	0.17168	8.74	KBr
Ca	0.07678	3.87	Wollastonite
Fe	0.03502	1.74	Fe
Ba	0.00607	0.35	BaF2

Figura 27. . Estimativa da concentração dos elementos químicos mais abundantes na fase da kalsilita. Retirado de Reed (2005).

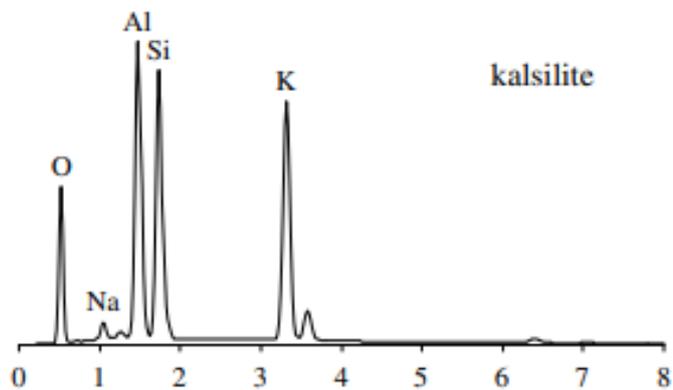
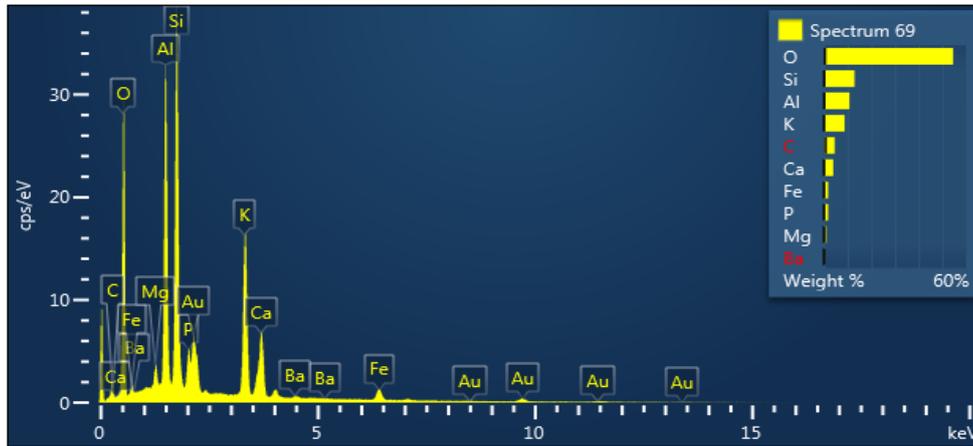


Figura 28. Dados fornecidos pelo MEV do Spectrum 69. Sendo possível a comparação das duas figuras (Fig.27 e Fig.28).

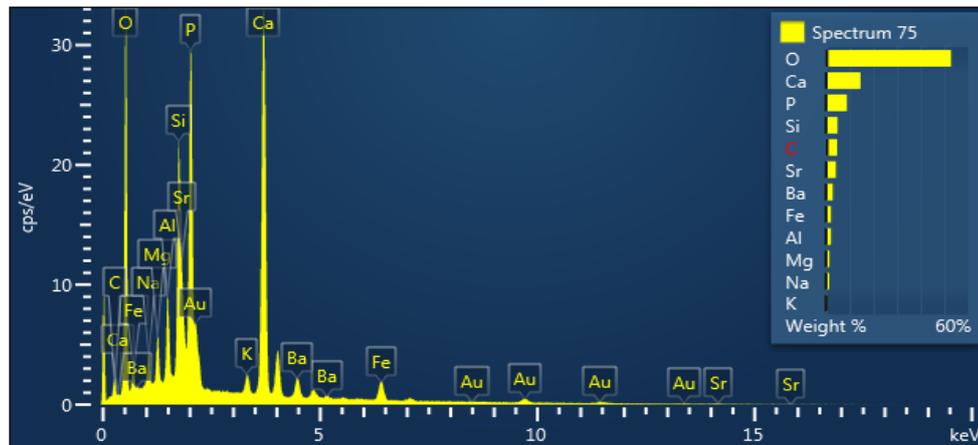


A presença do fósforo (P) nas análises se mostra relevante na Lâmina 02. A Tabela 13 apresenta os principais dados relacionados ao *Spectrum 75*, enquanto a Figura 29 destaca os elementos predominantes, que são: O (52,77%), P (8,80%) e Ca (14,56%). Esses números sugerem a possível ocorrência de apatita.

Tabela 13. Concentrações fornecidas pelo MEV referente ao *Spectrum 75*.

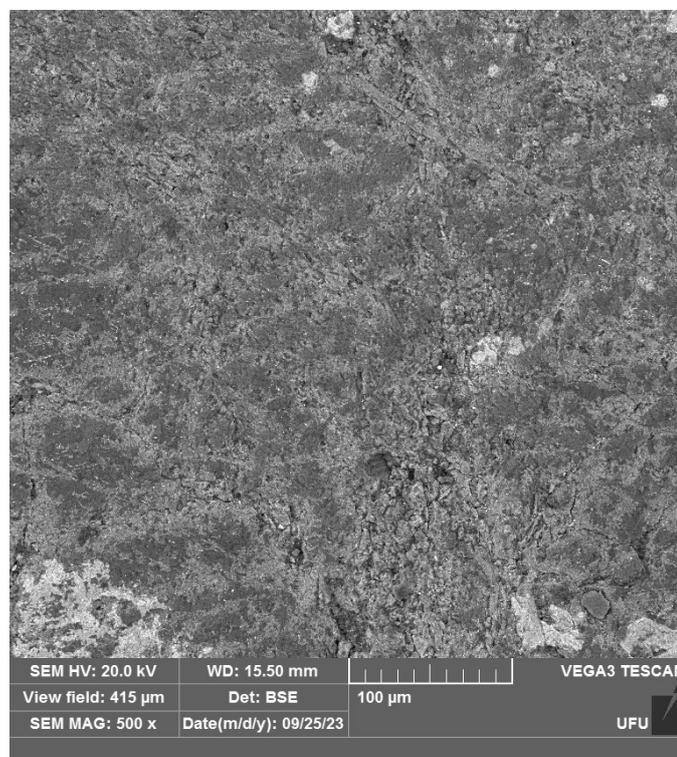
Element	k Ratio	Wt%	Standard Label
C	0.01449	4.62	C Vit
O	0.26586	52.77	SiO2
Na	0.01186	1.34	Albite
Mg	0.01834	1.38	MgO
Al	0.03467	2.05	Al2O3
Si	0.10051	4.80	SiO2
P	0.18429	8.80	GaP
K	0.01752	0.67	KBr
Ca	0.39528	14.56	Wollastonite
Fe	0.05371	2.05	Fe
Sr	0.09118	4.12	SrF2
Ba	0.06332	2.85	BaF2
Total:		100.00	

Figura 29. Dados fornecidos pelo MEV. Destaca-se a ocorrência principalmente de Ca, P e O no *Spectrum 75*.



Na lâmina 03 a porcentagem dos principais elementos referentes a Fig.30 são: O (40.77%), Si (14.73%), Mg (8.96%) e Ca (4.46%) (Tab.14). Nota-se também à similaridade entre as três lâminas.

Figura 30. Imagem fornecida pelo MEV referente a lâmina 03,



Fonte: Laboratório Multiusuário do IQUFU.

Tabela 14. Concentrações fornecidas pelo MEV na área selecionada da lâmina 03.

Element	k Ratio	Wt%	Standard Label
C	0.04714	18.84	C Vit
O	0.16600	40.77	SiO2
Na	0.00517	0.64	Albite
Mg	0.07735	6.38	MgO
Al	0.06017	4.31	Al2O3
Si	0.24396	14.73	SiO2
S	0.01384	0.81	FeS2
K	0.05265	2.51	KBr
Ca	0.09746	4.46	Wollastonite

Verificou-se a ocorrência de sulfeto de ferro na lâmina 03. A Fig.31 traz a estimativa da concentração dos elementos químicos mais abundantes na fase da pirita e/ou pirrotita e a Fig.32 dados fornecidos pelo MEV do *Spectrum 65*, sendo possível a comparação das duas figuras.

Figura 31. Estimativa da concentração dos elementos químicos mais abundantes na fase da pirita e pirrotita. Retirado de Reed (2005).

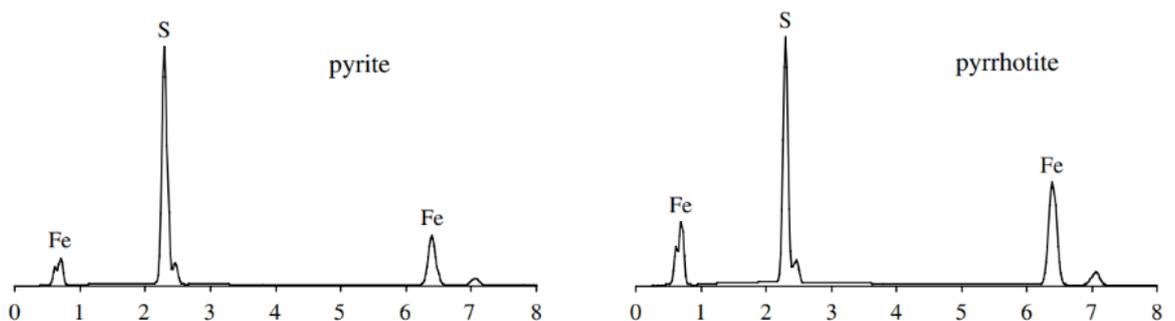
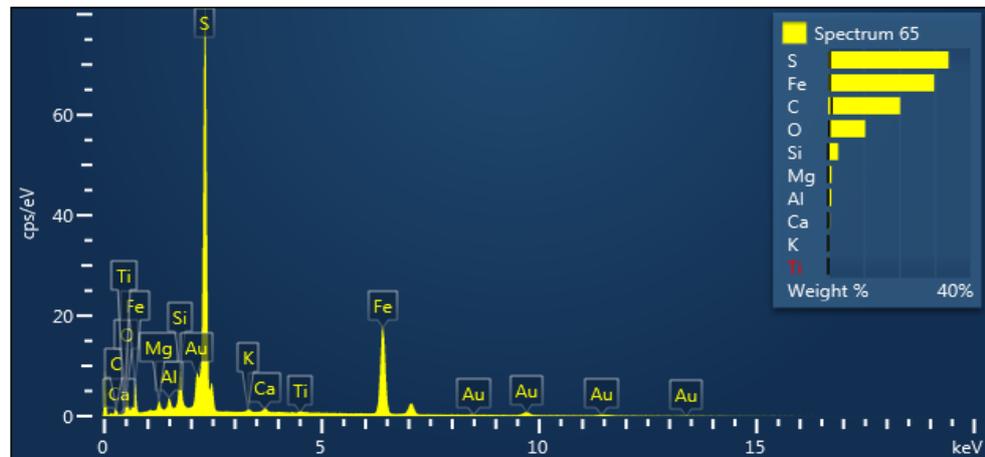


Figura 32. Dados fornecidos pelo MEV. Destaca-se a ocorrência principalmente de S e Fe no Spectrum 65.



7. Discussões

Conforme destacado por Shibata (2019), a diferenciação primária entre os tipos de rochas lamproíticas, como kimberlitos e kamafugitos, é essencialmente determinada por características mineralógicas. Esta classificação se fundamenta na composição mineral presente nessas rochas, conforme indicado por Le Maitre et al., (2002). Em linhas gerais, os kamafugitos se identificam pela presença de melilita, kalsilita e leucita, minerais que são ausentes em kamafugitos.

Segundo Shibata (2019) na região da Província Ígnea Alto Paranaíba, foram identificados quatro grupos principais de rochas: kamafugitos, kimberlitos, peridotitos e flogopita picritos (Gibson et al., 1995a; Guarino et al., 2013). Os kamafugitos, frequentemente encontrados em fluxos de lava, se caracterizam por conter proporções significativas de clinopiroxênio (diopsídio). Este mineral não apenas aparece na forma de fenocristais, mas também na matriz, com perovskita, magnetita, olivina, flogopita e melilita. Pseudomorfos de kalsilita, nefelina e leucita podem também estar presentes, além de minerais acessórios como apatita e wadeita. As amostras mais evoluídas dessas rochas geralmente incluem egerina-augita (Shibata, 2019).

Os kimberlitos, por outro lado, são identificados por uma alta proporção de olivina em sua composição. Esta aparece tanto como cristais “cognatos” quanto como xenocristais, com proporções menores de ilmenita, flogopita e cromita na matriz. Em algumas ocasiões, pode-se observar a presença de granada numa matriz carbonática, possivelmente associada a serpentina, perovskita, apatita e monticelita (Meyer et al., 1994).

Nas rochas coletadas e descritas do Ferragem 11 observa-se similaridade com que foi descrito nas referências acima. Em relação à macro e microscopia, a matriz da rocha é constituída predominantemente por clinopiroxênio (Diopsídio), olivina, flogopita, perovskita e sugere-se a possível ocorrência de kalsilita. Nota-se também apatita e pirita e/ou pirrotita como acessórios. Além da presença de minerais que são esperados e relacionados com kamafugitos, constata-se a ausência de monticelita, ilmenita, cromita e granada esperados na composição em relação ao kimberlitos (Meyer et al., 1994). A tabela abaixo (Tab.15) sintetiza as composições em peso em óxidos % dos minerais das rochas vulcânicas representativas em kimberlitos, lamproitos e kamafugitos em relação à bibliografia e Tabela 16 resalta as composições também em óxidos retiradas e convertidas dos dados do MEV. A partir dos dados de composição das Fig. 15, Fig.26 e Fig.30 foi possível a conversão dos elementos em óxidos, gerando assim dados para as Tab.15 e Tab.16 e a confecção dos gráficos das figuras 33 e 34.

Tabela 15. Composições em peso em óxidos % dos minerais das rochas vulcânicas representativas em kimberlitos, lamproitos e kamafugitos em relação a bibliografia.

	Kimberlitos	Lamproitos	Kamafugitos
Fonte	Mitchell (1986)	Jaques et al., (1986)	Guo et al., (2014)
SiO ₂	30,42-32,53	42,84-51,16	38,8-39,9
TiO ₂	1,38-2,95	1,04-7,53	3,27-4,26
Al ₂ O ₃	2,12-3,09	5,45-17,5	7,71-9,64
Fe ₂ O ₃	8,88-11,36	7,78-12,06	11,0-12,5
MnO	0,15-0,18	0,09-0,18	0,14-0,17
MgO	25,14-31,35	5,29-11,24	8,91-16,8
CaO	7,59-9,72	3,98-13,21	12,8-13,3
Na ₂ O	0,05-0,08	0,46-2,8	1,79-3,44
K ₂ O	1,63-2,15	0,02-7,37	1,05-3,31
P ₂ O ₅	12,09-12,56	-	1,12-1,45

Tabela 16. Composições em peso em óxidos % das lâminas.

Elementos	Lâmina 01	Lâmina 02	Lâmina 03
	Wt%	Wt%	Wt%
Na ₂ O	1,03	0,98	1,06
MgO	15,92	14,63	21,19
Al ₂ O ₃	5,45	5,48	7,15
SiO ₂	38,91	39,94	48,92
P ₂ O ₅	-	1,14	-
K ₂ O	1,47	6,37	4,17
CaO	7,7	18,06	14,81
FeO	6,64	9,9	-
MnO	0,23	-	-
TiO ₂	3,84	3,47	-

Considerando os principais óxidos presentes em percentagem nas rochas kamafugíticas (Tab.15) temos: SiO₂ (38,8-39,9%), CaO (12,8-13,3%), Fe₂O₃ (11,0-12,5%) e MgO (8,91-16,8%) e TiO₂ (3,27-4,26%), A Tabela 16 detalha as composições em peso de óxidos wt% e a partir das análises, é viável estabelecer correlações entre as composições esperadas das kamafugíticas (Tabela 15) e os dados obtidos no trabalho (Tab. 16), destaca-se as porcentagens de: SiO₂ (48,92-38,91%), MgO (21,19-15,92%), CaO (18,06-1,47%), FeO (9,9-6,64%) e TiO₂ (3,84-3,47%). Algumas semelhanças e diferenças são notáveis entre os dois dados, em ambas as análises, o dióxido de silício (SiO₂) é um componente dominante, embora os valores variem um pouco, a presença desse óxido é consistentemente significativa em ambas as tabelas, também o óxido de cálcio (CaO) é detectado em ambas, sugerindo a presença constante desse componente nas rochas estudadas, apesar de alguma variação nos valores. De acordo com Gibson et al., (1995) os kamafugitos possuem alta concentração de Ca em comparação com os kimberlitos, indicando uma maior contribuição de diopsídio da fonte mantélica.

Embora haja uma diferença na forma de apresentação do ferro, seja como óxido férrico (Fe₂O₃) na Tabela 15 ou ferroso (FeO) na Tabela 16, a presença de ferro é evidente em ambas as análises. Já o dióxido de titânio (TiO₂) também mostra similaridade entre as duas análises. Na Tabela 15, a faixa de percentagem indicada para o TiO₂ é de 3,27-4,26%, enquanto na Tabela 16, as porcentagens destacadas para o TiO₂ são de 3,84-3,47%. Esses valores de TiO₂

nas duas análises estão próximos e dentro da mesma ordem de grandeza, indicando uma consistência notável na presença desse óxido de titânio em ambas as composições das rochas kamafugíticas. Essa similaridade enfatiza ainda mais a concordância entre as expectativas teóricas e os dados obtidos nas análises, sugerindo uma coerência na presença dos constituintes dessas rochas.

Mediante Sahama (1974) foi possível o desenvolvimento de gráficos que comparam a razão alcalina entre as fases kamafugíticas e lamproítos. O primeiro fator que o autor pontua é que nas rochas kamafugíticas o teor de CaO é sistematicamente mais elevado. Essa relação também foi observada na Fig. 33. Nota-se que as amostras ficaram no campo classificado dos kamafugitos. Em relação a Mg e Si, o autor afirma que os lamproítos apresentam uma correlação negativa entre o Mg e Si. Já em relação ao ferro total (FeO) o teor de Mg é independente em ambas as rochas, entretanto, a partir do gráfico nota-se uma tendência que as rochas kamafugíticas apresentem mais FeO wt% que os lamproítos, o que foi observado na Fig. 34.

Figura 33-.Projeção de CaO vs. SiO₂ de análises semi-quantitativas por MEV na matriz das amostras do corpo Ferragem 11, comparados com os dados de Sahama (1974) para rochas kamafúgíticas e orendíticas (lamproíticas).

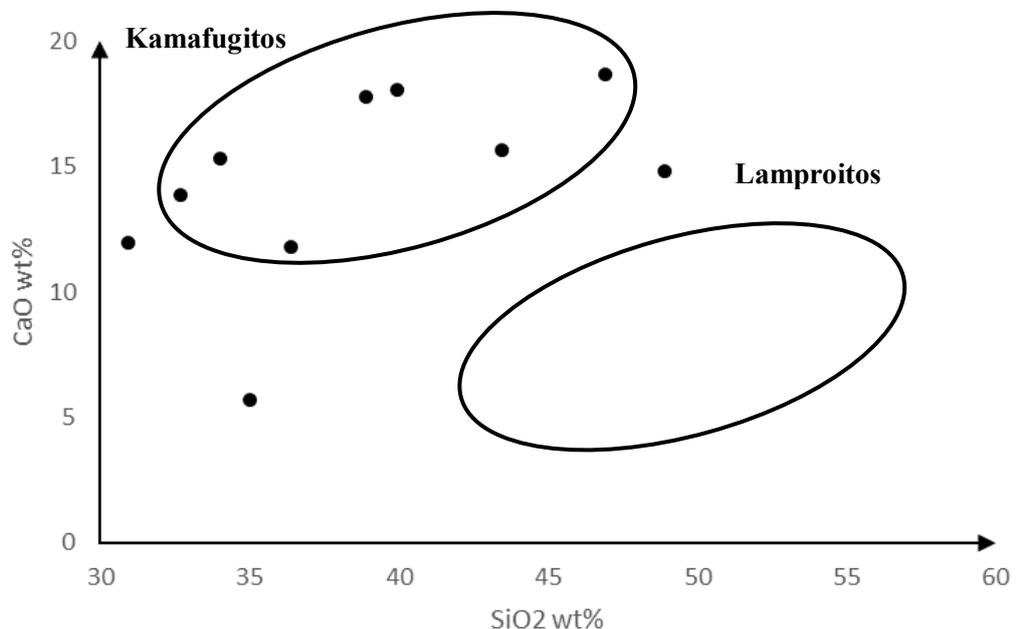
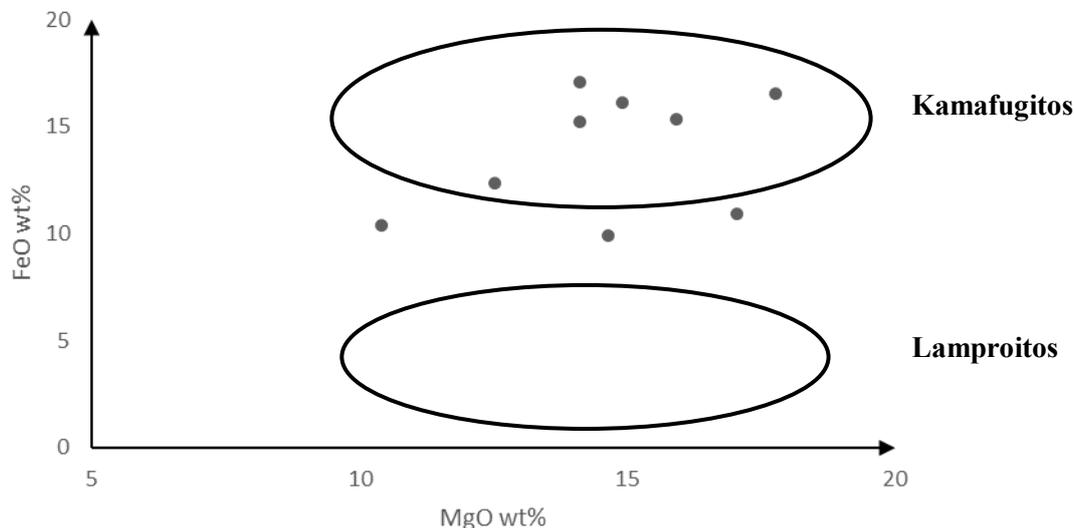


Figura 29- Projeção de MgO vs. FeO de análises semi-quantitativas por MEV na matriz das amostras do corpo Ferragem 11, comparados com os dados de Sahama (1974) para rochas kamafugíticas e orendíticas (lamproíticas).



Como macrocristais foram pontuados nas lâminas a presença de clinopiroxênio (diopsídio) e olivina alterada para serpentina e saponita. Investigações químicas sobre a saponita/bowlingita verde mostraram que é uma mistura de minerais de esmectita-clorita e serpentina, com pequenas quantidades de talco, quartzo e micas (Delvigne et al., 1979). Algumas amostras têm uma composição próxima à da esmectita pura e, nesses casos, o mineral pode ser renomeado como saponita. A transformação da olivina em bowlingite ou saponita, segundo Delvigne et al., (1979) segue um padrão. Geralmente, a transformação começa ao longo de fraturas internas ou na parte interna dos núcleos de olivina. Isso resulta em manchas de esmectita verde misturada com remanescentes irregulares de olivina como visto nas Fig.12.

Pontualmente na lâmina 03 há ocorrência de zeólita como macrocristal e segundo Sgarbi (1991) em rochas porfíricas, a leucita pode ser encontrada em forma de pseudomorfo (zeólitas) e a melilita, comum em rochas kamafugíticas, pode estar sempre, totalmente, substituída por prismas de clinopiroxênio e ti-magnetita. O que supostamente poderia justificar a ausência dessas fases minerais nas rochas estudadas.

Já em relação à contaminação crustal em um magma pode ocorrer por diversos processos e segundo Lima et al., (2020) os mecanismos principais são a incorporação e assimilação dos xenólitos e da crosta circundante a intrusão. A incorporação de componentes crustais ocorre, segundo os mesmos autores, por fusão incongruente, gerando fundidos com composições diferentes das do material de origem e alterando, se possível, a composição original do magma. Os enclaves observados e pontuados no tópico 6.2.2, a Fig. 14 apresenta

microestruturas semelhantes às descritas por Lima et al., 2020, indica processos de mistura e hibridização entre fragmentos crustais preservados, com borda de reação, ou parcialmente fundidos. Esse *mix* aparece disseminado por toda rocha e possuem matriz verde-claro a cinza, com a mineralogia apresentando algum grau de substituição ou recristalização comum em rochas dessa natureza.

8. Conclusões

A partir dos objetivos do tópico 2.0 e seguindo a metodologia do tópico 5.0 foi possível em partes a análise e classificação petrográfica da intrusão Ferragem 11. Para isso as observações e descrições feitas diante da macro e microscopia foram de suma importância para a caracterização da textura, estrutura e mineralogia do corpo alcalino. Diante disso, é possível concluir:

- a) A análise macroscópica das amostras revela uma coloração preta esverdeada, acompanhada por camadas de alteração de dimensões variáveis. As amostras exibem granulação fina a muito fina, estrutura isotrópica e textura inequigranular. Com base na classificação de Mitchel (1986 e 1995), as amostras podem ser descritas como "pseudoporfíricas", caracterizadas pela presença de cristais de olivina em uma matriz inequigranular. Além disso, a presença proeminente de macrocristais de olivina e xenólitos alterados, predominantemente compostos por materiais graníticos feldspáticos, sugere um processo de alteração para caulinita.

- b) A análise microscópica das amostras do Ferragem 11 revelam uma heterogeneidade, destacando diferentes proporções de matriz, macrocristais/megacristais e enclaves. A matriz exhibe granulação fina, com predominância de diopsídio em forma de agulhas, olivina e microcristais de flogopita. A flogopita aparece em placas lamelares poiquilíticas com inclusões de perovskita e clinopiroxênio. Minerais opacos como ti-magnetita e perovskita dispersos, olivina com bordas alteradas para serpentina, áreas de matriz modificada e ocorrência pontual de vidro acicular são observados na matriz. Os macrocristais são principalmente clinopiroxênio, olivina e zeólita, variando em tamanho e forma. Os enclaves, especialmente os crustais, exibem composição semelhante à rocha encaixante, bordas de reação e alguns estão parcialmente fundidos, enquanto mostram formas arredondadas e inclusões de

minerais de alteração. Essa heterogeneidade sugere processos complexos de formação e interação entre diferentes fases minerais na estrutura da rocha.

- c) A distinção primária entre os tipos de rochas, incluindo kimberlitos e kamafeugitos, está fundamentalmente associada às suas características mineralógicas, especificamente à composição mineral predominante. Os kamafeugitos são identificados pela presença predominante de melilita, kalsilita e leucita, enquanto os kimberlitos se destacam pela alta proporção de olivina em sua composição e ausência desses minerais. Já as características dos kamafeugitos: Nas rochas kamafeugíticas da Província Ígnea Alto Paranaíba, observa-se a presença marcante de clinopiroxênio (diopsídio), melilita, flogopita, perovskita e olivina. Além disso, há a possível ocorrência de kalsilita, apatita, wadeíta, egerina-augita e outros minerais característicos.

- d) As Tabelas 15 e 16 fornecem as composições em óxidos dos minerais das rochas kamafeugíticas, permitindo estabelecer comparações entre as composições teóricas e os dados obtidos nas análises. Destaca-se a presença consistente de CaO em ambas as tabelas, apesar de algumas variações nos valores. O ferro (Fe) também está presente em ambas as análises, embora expresso de maneira ligeiramente diferente. Além disso, o titânio (TiO₂) apresenta valores semelhantes em ambas as tabelas, indicando uma consistência notável em sua presença nas rochas kamafeugíticas. A alta concentração de Al e Ca em comparação com os kimberlitos sugere uma maior contribuição de diopsídio da fonte mantélica para os kamafeugitos, conforme apontado por Gibson et al. (1995). Logo, as análises químicas e microscópicas das rochas coletadas no Ferragem 11 corroboram com as descrições das rochas kamafeugíticas encontradas na literatura. A presença de minerais como clinopiroxênio, olivina, perovskita e a possível presença de kalsilita, associados à ausência de minerais típicos de kimberlitos, sugere fortemente a identificação das amostras como kamafeugitos.

- e) Observa-se a possibilidade de contaminação crustal dos magmas durante seu processo de formação, influenciando a composição mineralógica das rochas. A presença de enclaves e a descrição de microestruturas similares a processos de

mistura e hibridização apontam para fenômenos complexos durante a formação dessas rochas.

- f) Em conclusão, fica evidente que o tema em questão necessita de uma investigação mais aprofundada. Através das informações e dados disponíveis até o momento, torna-se claro que há lacunas a serem preenchidas e questões a serem melhor compreendidas para um entendimento mais abrangente. A continuidade da pesquisa é crucial não apenas para expandir o conhecimento existente, mas também para oferecer soluções mais eficazes e informadas. Dessa forma, investir em mais estudos e investigações é fundamental para promover avanços significativos neste campo e permitir uma visão mais completa e precisa sobre o assunto.

9. Referências Bibliográficas

- ARAUJO A.L.N., CARLSON R.W., GASPAR J.C., BIZZI L.A. **Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaíba Alkaline Province, Minas Gerais, Brazil**, 2001.
- BARBOSA, O. **Diamante no Brasil: histórico, ocorrência, prospecção e lavra**. Brasília, CPRM, 1991.
- BARBOSA, O. **The Diamond in Western Minas Gerais, Brazil, and its Origin**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 40, 1968.
- BIZZI L.A., ARAUJO A.L.N. **Dynamics of mantle-derived magmatism in the southwestern São Francisco Craton, Brazil**. In: P. Comin-Chiaramonti and C.B. Gomes (Ed.), Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform. Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil, 2005.
- BIZZI, L.A., ARMSTRONG, A., DE WIT, M.J., SMITH, C. B., MCDONALD, I. **Heterogeneous enriched mantle materials and dupal-type magmatism along the SW margin of the São Francisco Craton, Brazil**, 1995.
- BIZZI, L.A., SMITH, C.B., H.O.A., DEWIT, M.J. **Mesozoic kimberlites and related rocks in southwestern Sao Francisco craton, Brazil: a case for local mantle reservoirs and their interaction: Proceedings of the Proc. Fifth Int. Kimberlite**, 1993.
- BIZZI, L.A., SMITH, C.B., MEYER, H.O.A., ARMSTRONG, R.A., DEWIT, M.J., **Mesozoic kimberlites and related rocks in southwestern São Francisco craton, Brazil: a case for local reservoir and their interaction**, 1991. In: Meyer H.O.A., Leonardos O.H. (eds) Proc 5th Int Kimberlite Conf, Araxá. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Brasília, 1994.
- BROD, A.F., 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, 2000.
- CABRAL NETO, I.; NANNINI, F.; SILVEIRA, F. V.; CUNHA, L. M. **Áreas kimberlíticas e diamantíferas do estado de Minas Gerais e regiões adjacentes**. Projeto Diamante Brasil. Brasília: CPRM, 2017.
- CARLSON R.W., ESPERANÇA S., SVISERO D.P. **Chemical and isotopic study of Cretaceous potassic rocks from southern Brazil. Contributions to Mineralogy and Petrology**, 1996.

- CHAVES, M.L.S.C., BRANDÃO, P.R.G., GIRODO, A.C., BENITEZ, L. **Kimberlito Canastra-1 (São Roque de Minas, MG): geologia, mineralogia e reservas diamantíferas.** Revista Escola da Minas, 2008.
- COMINCHIARAMONTI, P., GOMES, C.B. **Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform**, Edusp – Editora da Universidade de São Paulo, 2005.
- DALTON J.A. & PRESNALL D.C. **The continuum of primary carbonatitic-kimberlitic melt compositions in equilibrium with Iherzolite: data from the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂ at 6 GPa.** Journal of Petrology, 1998.
- DARDENNE M. A. **The Brazilia Fold Belt.** In: CORDANI, U. G.; THOMAS FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (coords.). Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: SBG, 2000.
- FAURE, G. **Origin of Igneous Rocks: The Isotopic Evidence:** Springer Scien Business Media, 2001,
- FELGATE, M.R. **The Petrogenesis of Brazilian kimberlites and kamafugites intruded along the 125 ° lineament**, Tese de Doutorado. University of Melbourne, School of the Earth Sciences, 2014.
- FRANZOI, I.S. **Exploração geológica de kimberlitos: aplicação do sistema de informações geográficas**, Monografia, Universidade Federal de Goiás, 2017.
- GIBSON S. A. **The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil.** Journal of Petrology, 1995.
- GIBSON, S.A., THOMPSON, R.N., LEONARDOS, O.H., DICKIN, A.P., MITCHELL, J.G. **The late cretaceous impact of the trindade mantle plume: Evidence from largevolume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil: Journal of Petrology**, 1995.
- GIULIANO, S.W. **Caracterização de opala do Rio Grande do Sul por MET, MEV e DRX.** Monografia, UFRS, 2015.
- GUARINO, V., WU, F.Y., LUSTRINO, M., MELLUSO, L., BROTZU, P., GOMES, C. DE B., RUBERTI, E., TASSINARI, C.C.G., SVISERO, D.P. **U-Pb ages, Sr-Nd- isotope geochemistry, and petrogenesis of kimberlites, kamafugites and phlogopite-picrites of the Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil: Chemical Geology**, 2013.
- HOLMES A. **Petrogenesis of katungite and its associates.** American Mineralogist, 1950.
- HOLMES A. **Petrogenesis of katungite and its associates.** American Mineralogist, 1950.
- J. DELVIGNE, G. STOOPS. **Morphology of Mineral Weathering and Neofomation**,1979.

KLEIN, P.B.W. **Geoquímica de rocha total, geocronologia de U-Pb e geologia isotópica de Sm-Nd das rochas ortognáissicas e unidades litológicas associadas da região de Ipameri-Catalão-GO**, 2008.

LE MAITRE R. W., STRECKEISEN A., ZANETTIN B., LE BAS M.J., BONIN B., BATEMAN P., BELLINI G., DUDEK A., EFREMOVA S., KELLER J., LAMEYRE J., SABINE P.A., SCHMID R., SORENSEN H., WOOLEY A.R. **Igneous Rocks: a Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks**, 2002.

LIMA N.M., GUARINO V., AZZONE., R.G., RUBERTI E. "**Petrographic, Geochemical, and Isotopic Evidence of Crustal Assimilation Processes in the Indaiá-II Kimberlite, Alto Paranaíba Province, Southeast Brazil**". *The Canadian Mineralogist*, 2020.

MEYER H.O.A, GARWOOD B.L., SVISERO D.P., SMITH C.B. **Alkaline ultrabasic intrusions in Western Minas Gerais, Brazil**, 1991.

MITCHELL R.H. **Kimberlites, orangeites, and related rocks**. Plenum Press, N.Y, 1995.

MITCHELL R.H. **Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry, and Petrology**. Plenum Press, New York, 1986.

NANNINI F. **Petrografia e química mineral de xenólitos mantélicos da intrusão Kimberlítica Indaiá, Monte Carmelo, MG**. Dissertação de Mestrado do Instituto de Geociências da USP, 2011.

NAVARRO G. R. B., ZANARDO A., CONCEIÇÃO F.T. **O Grupo Araxá na Região SulSudoeste do Estado de Goiás**. *Revista do Instituto de Geociências – USP Geol. USP*, Sér. Cient. São Paulo, 2013.

PEREIRA, R.S. **Cráton do São Francisco – Kimberlitos e Diamantes**. Tese – UnB. Brasília, 2007.

PEREIRA, R.S. **South Portion of the São Francisco Shield: distribution of cretaceous sediments and major faults**. Mapa (esc. original 1:250.000), Remote Sensing Department, Sopemi, Brasília, 1998.

PIMENTEL, MÁRCIO MARTINS. **The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach**. *Braz. J. Geol.*, São Paulo, 2016.

PROVENZANO, C.A.S. Caracterização petrográfica, química mineral e petrogênese do kimberlito Alfeu I - Canguçu/RS e uma revisão conceitual do magmatismo e rochas

kimberlíticas. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2016.

REED, S. J. B. **Electron Microprobe Analysis**. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.

RIBEIRO C. C. **Geologia, geometalurgia, controles e gênese dos depósitos de fósforo, terras raras e titânio do complexo carbonatítico Catalão I, GO**. Universidade de Brasília, Tese. 2008.

S. J.B. **Kimberlites an their xenoliths**. Springer-Verlag, Berlin, 1980.

SAHAMA, T.G. 1974 **Potassium-rich alkaline rocks**. In: The alkaline rocks (H. Sørensen, ed.), pp. 96–109. London: John Wiley 1974.

SEER, H. J. et al., **Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília**. Revista Brasileira de Geociências, 2001.

SEER, H. J.; MORAES, L. C. **Projeto Triângulo Mineiro – Geologia Regional do Triângulo Mineiro**. CODEMIG, 2017.

SEER, H.J.; MORAES, L.C. & FOGAÇA, A.C.C. **Roteiro geológico para região de Lagoa Formosa Chumbo-Carmo do Paranaíba, MG**. SBG. Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte, 1989.

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, 2013.

SGARBI P.B.A, Gaspar J.C., Valença J.G. **Brazilian Kamafugites**. Revista Brasileira de Geociências, 2000.

SGARBI P.B.A., HEAMAN L.M., GASPAR J.C. U-Pb perovskite ages for Brazilian kamafugitic rocks: Further support for a temporal link to a mantle plume hotspot track. Journal of South American Earth Sciences, 2004.

SGARBI, G.N.C. **Arenitos eólicos da Formação Areado (Bacia Cretácea do São Francisco): caracterização diagenese e aspectos químicos**. Rev. Brás. Geociências, 1991.

SHIBATA, CAMILA SAYURI VASCONCELOS. **Os distintos tipos petrográficos da intrusão Kimberlítica Pântano, Província Alcalina Alto Paranaíba (MG): evidências de um sistema magmático aberto**. 2019. Dissertação (Mestrado em Petrologia Ígnea e Metamórfica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2019.

SILVA S. **Petrografia e química mineral das intrusões Indaiá I e Indaiá II, oeste do estado de Minas Gerais**. Dissertação, USP, 2008.

- SILVA, L.G. **Metodologia geofísica para discriminação de corpos intrusivos na Província Alcalina do Alto do Paranaíba**–. Dissertação, UnB. Brasília, 2006.
- SMITH, B., NOWICKI, T., RUSSELL J., WEBB K., MITCHELL R., HETMAN C., HARDER M., SKINNER E., ROBEY. **Kimberlite Terminology and Classification**, 2013.
- SPARKS, R.S.J. **Kimberlite Volcanism**. Earth Planet, 2013.
- SPARKS, R.S.J., Kimberlite Volcanism. Earth Planet
- SVISERO D. P. **As múltiplas facetas do diamante**. Rev. USP, 2006.
- SVISERO D.P. 1995. **Distribution and origin of diamonds in Brazil: an overview**.
- TAPPE, S., FOLEY, S. F., JENNER, G. A., KJARSGAARD, B. A. **Integrating ultramafic lamprophyres into the IUGS classification of igneous rocks: rationale and implications**. Journal of Petrology, 46(9), 2005.
- UHLEIN, A.; FONSECA, M.A.; SEER, H.J.; DARDENNE, M.A. **Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – Setores Setentrional e Meridional**, Geonomos, 2013.
- WOOLEY, Q, R. et al., **Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks**. Canadian Mineralogist, 34 (2), 1996
- WOOLLEY AR., BERGMAN SC., EDGAR AD., LE BAS MJ., MITCHELL RH., ROCK NMS., SCOTT SMITH BH. **Classification of the lamprophyres, lamproites, kimberlites and the kalsilite-, melilitic- and leucitic rocks**, 1996.

ANEXOS

Anexo-01

CÓDIGO	TEXTURA	ALTERAÇÃO	GRANULAÇÃO	FORMA DOS CRISTAIS	COR
F11_01	Inequigranular	Pequena capa de alteração	Fina a muito fina	Subhedricos	Preta Esverdeada
F11_02	Inequigranular	Pequena capa de alteração	Fina a muito fina	Subhedricos	Preta Esverdeada
F11_03	Inequigranular	Pequena capa de alteração	Fina a muito fina	Subhedricos	Preta Esverdeada
F11_04	Inequigranular	Bastante alterada	Fina a muito fina	Subhedricos	amarronzada
F11_05	Inequigranular	Bastante alterada	Fina a muito fina	Subhedricos	Preta Esverdeada/Amarronzada
F11_06	Inequigranular	Pequena capa de alteração	Fina a muito fina	Subhedricos	Preta Esverdeada
F11_07	Inequigranular	Pequena capa de alteração	Fina a muito fina	Subhedricos	Preta Esverdeada
F11_08	Inequigranular	Bastante alterada	Fina a muito fina	Subhedricos	Preta Esverdeada
F11_09	Inequigranular	Pequena capa de alteração	Fina a muito fina	Subhedricos	Preta Esverdeada

F11_10	Inequigranular	Pequena capa de alteração	Fina a muito fina	Subhedricos	Preta Esverdeada
--------	----------------	---------------------------	-------------------	-------------	------------------

CÓDIGO	PRESENÇA OU AUSÊNCIA DE VESÍCULAS	PRESENÇA DE MACROCRISTAIS	PRESENÇA DE ENCLAVES	ESTRUTURA
F11_01	Ausência	Presença de macrocristais de olivina: Esverdeados, euhedricos, vítreos e com hábito prismático. Presença de macrocristais de flogopita: Pretos, subhedrico e fibrosos	Há enclaves arredondados e esbranquiçados em media de 1-2cm com possível composição caulínica	Isotrópica
F11_02	Ausência	x	Há enclaves arredondados em media de 1-3cm com possível composição feldspática (caulínica) e certo bandamento composicional.	Isotrópica
F11_03	Ausência	Presença de macrocristais de olivina: Esverdeados, euhedricos, vítreos e com hábito prismático.	Há enclaves prismáticos e esbranquiçados em media de 1-2cm com possível composição caulínica	Isotrópica
F11_04	Ausência	Presença de macrocristais de olivina: Esverdeados, euhedricos, vítreos e com hábito prismático.	Há xenólitos arredondados e esbranquiçados em media de 1cm com possível composição caulínica	Isotrópica
F11_05	Ausência	Presença de macrocristais de olivina.	Há xenólitos arredondados e esbranquiçados em media de 1-2cm com possível composição caulínica	Isotrópica
F11_06	Ausência	Presença de macrocristais de olivina.	Há xenólitos arredondados e esbranquiçados em media de 1-2cm com possível composição granítica/caulínica	Isotrópica
F11_07	Ausência	Presença de macrocristais de olivina: Esverdeados, euhedricos, vítreos e com hábito prismático. Presença de macrocristais de flogopita: Pretos, subhedrico e fibrosos	Há xenólitos arredondados e esbranquiçados em media de 1-2cm com possível composição caulínica	Isotrópica
F11_08	Ausência	X	X	Isotrópica

F11_09	Ausência	Presença de macrocristais de olivina: Esverdeados, euhedricos, vítreos e com hábito prismático. Presença de macrocristais de flogopita: Pretos, subhedrico e fibrosos	Há enclaves arredondados em média de 1-6cm com possível composição feldspática (caulinítica) e certo bandamento composicional.	Isotrópica
F11_10	Ausência	Presença de macrocristais de olivina: Esverdeados, euhedricos, vítreos e com hábito prismático.	Há enclaves arredondados em média de 1cm não sendo possível determinar a composição	Isotrópica