



Universidade de Brasília – UnB

Instituto de Geociências – IGD

Programa de Pós-graduação em Geologia – PPGG-UnB

Correlação das Rochas Vulcânicas dos Grupos Roosevelt e São Marcelo-Cabeça, SW Cráton Amazônico.

Danilo Barbosa Vieira Fuentes

Dissertação de Mestrado n°: 481

Brasília, DF, 26 de outubro de 2021



Universidade de Brasília – UnB

Instituto de Geociências – IGD

Programa de Pós-graduação em Geologia – PPGG-UnB

Correlação das Rochas Vulcânicas dos Grupos Roosevelt e São Marcelo-Cabeça, SW Cráton Amazônico.

Danilo Barbosa Vieira Fuentes

Dissertação de Mestrado nº: 481

Área de Concentração: Geologia Regional

Orientador: Prof^o. Dr. José Affonso Brod (UnB, UFG)

Banca Examinadora: Prof^o. Dr. Valmir da Silva Souza (Titular interno – UnB)

Dr. Gilmar José Rizzotto (Titular externo – SGB/CPRM)

Brasília, DF, 26 de outubro de 2021

Ficha catalográfica elaborada automaticamente, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

FF954c Fuentes, Danilo Barbosa Vieira
Correlação das Rochas Vulcânicas dos Grupos Roosevelt e São Marcelo-Cabeça, SW Cráton Amazônico. / Danilo Barbosa Vieira Fuentes; orientador José Affonso Brod. -- Brasília, 2021.
138 p.

Dissertação (Mestrado - Mestrado em Geologia) -- Universidade de Brasília, 2021.

1. Cráton Amazônico. 2. Roosevelt. 3. São Marcelo-Cabeça. 4. Química Mineral. 5. Geocronologia. I. Brod, José Affonso, orient. II. Título.

Agradecimentos

Primeiramente a Deus pela vida e por permitir a realização deste estudo e a apresentação dos resultados obtidos durante o mestrado.

À minha esposa Yadira por ser parte importante da minha vida e por todas as vezes em que ela me incentivou nos estudos.

Aos meus filhos Suri Samara, Daniela Victoria e Leonardo Davi pela compreensão dos momentos em que me pediram atenção e não pude dar por estar mergulhado no mestrado.

À minha falecida mãe Nice que tão dedicadamente cuidou dos meus irmãos e de mim durante sua vida.

Ao meu pai Agnaldo por ter trabalhado duro para dar aos meus irmãos e a mim condições de sermos cidadãos dignos e confiáveis.

Aos meus irmãos Glênio e Cleber por todas as vezes que nos divertimos juntos e pelas vezes em que brigamos também.

À minha família, como um todo (são muitos!), pelo apoio, compreensão, carinho, e por aturarem meu gênio difícil muitas vezes.

Ao Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM, onde trabalho, pelos campos realizados, pelos recursos disponibilizados para as amostragens e análises laboratoriais e por me permitir usar os dados do Projeto Aripuanã para a realização deste mestrado.

Aos colegas de SGB/CPRM, tanto pelos momentos divertidos, quanto pelos duros que tivemos durante a realização dos campos do Projeto Aripuanã e de outros projetos também, além da convivência diária no escritório.

Ao colega Antônio Frasca pela ajuda inestimável nas interpretações nos gráficos litoquímicos e geocronológicos.

Ao colega e amigo Jonatas Carneiro pela ajuda com os dados e os gráficos de química mineral.

Ao professor orientador José Affonso Brod pelas orientações dadas e por me permitir a utilização da microsonda do CRTI para a complementação dos meus dados.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Finance Code 001.

“Tudo o que fizerem, façam de todo o coração, como para o Senhor, e não para homens, sabendo que receberão do Senhor a recompensa da herança. É a Cristo, o Senhor, que vocês estão servindo.” (Cl 3: 23-24, NVI)

Resumo

Os Grupos Roosevelt e São Marcelo-Cabeça são terrenos metavulcânicos e metavulcanoclásticos inseridos na Província de Rondônia-Juruena (1,82 a 1,54 Ga), porção sudoeste do Cráton Amazônico. Eles estão no noroeste do estado de Mato Grosso, Brasil.

As rochas pertencentes ao Grupo São Marcelo-Cabeça ocorrem próximas à Nova Canaã do Norte - MT. É caracterizado por um conjunto de rochas sedimentares clásticas/químicas anastomosadas e vulcanoclásticas com subvulcânicas associadas; esse conjunto está metamorfozido em condições de xisto-verde a anfibolito. As rochas do Grupo Roosevelt (1,79 - 1,74 Ga) ocupam cerca de 70% da área de estudo. São rochas vulcanoclásticas e vulcânicas com granitos associados, também metamorfozadas em fácies xisto-verde. Suas amostras são oriundas principalmente das proximidades da cidade de Aripuanã - MT.

Os dados petrográficos mostram a similaridade litológica e textural de ambos os grupos. O Grupo São Marcelo-Cabeça é composto por metadioritos, metarriodacitos, metaquartzo-sienitos, metanfíbolitos, metatufos cineríticos, líticos e de cristais, entre outras. Essas rochas apresentam matriz predominantemente afanítica a fina, às vezes foliada, com fenocristais/porfiroclastos de feldspato K, plagioclásio e quartzo. Os minerais acessórios são biotita, hornblenda, titanita, minerais opacos, allanita e zircão.

Algumas das rochas do Grupo Roosevelt são metarriolitos, metarriodacitos, metamonzogranitos subvulcânicos, metaquartzo-sienitos, metaquartzo-andesitos, metatufos cineríticos, líticos e de cristais. Essas rochas apresentam matriz predominantemente afanítica a microgranular, felsítica, foliada, com (micro) fenocristais de quartzo, plagioclásio e K-feldspato. Os minerais acessórios são biotita, hornblenda, titanita, minerais opacos, apatita, allanita, turmalina e zircão.

A análise química de 13 amostras selecionadas também mostrou semelhanças entre as composições dos dois grupos. Os teores de ferro e manganês dos metaquartzo-sienitos subvulcânicos do Grupo São Marcelo-Cabeça são ligeiramente enriquecidos em relação à mesma rocha do Grupo Roosevelt (3,9 a 4,7% contra 2,1% de Fe₂O₃, e 0,1 a 0,13% contra 0,02% MnO, respectivamente). A composição química das amostras em ambos os grupos indica a constituição riolítica e uma afiliação calcioalcalina. Os padrões de elementos imóveis se sobrepõem em um gradiente geral negativo das curvas, com intensa depleção do conteúdo dos elementos Ta, Nb e Ti, interpretados como resultados da interação manto-crosta em um ambiente de subducção. Os dados geotectônicos mostram características meta a peraluminosas, sin a pós-orogênicas, de arco vulcânico continental das unidades.

Os dados de química mineral dos feldspatos revelaram a predominância de albita e K-sanidina entre as seis amostras analisadas, com ocorrência de oligoclásio e andesina. A comparação dos coeficientes de partição (Kd's) de Ba, K, Ce, Sr, Nd, Sm, Eu, Ti, Al, Ca, Na e Si realizada por minerais (albita e K-sanidina) revelaram composições equivalentes e fracionamento desses elementos nos respectivos feldspatos, presentes nas amostras dos grupos São Marcelo-Cabeça e Roosevelt.

A idade U-Pb do metatufo lítico riódacítico do Grupo São Marcelo-Cabeça é $1780,5 \pm 2,5$ Ma, sendo compatível com as idades do Grupo Roosevelt. Os dados Sm-Nd de cinco amostras do Grupo São Marcelo-Cabeça indicam que as rochas estudadas apresentam uma progressão na interação com a crosta, com curto tempo de residência crustal. Essas amostras se alinham com as amostras do Grupo Roosevelt na comparação e indicando uma mesma fonte.

As rochas que compõem os grupos Roosevelt e São Marcelo-Cabeça têm a mesma idade e são semelhantes petrográfica e quimicamente. De acordo com os dados aqui apresentados, com a distribuição espacial e com os dados de campo, provavelmente são de um mesmo evento magmático.

Palavras-chave: Cráton Amazônico; Roosevelt; São Marcelo-Cabeça; Química Mineral; Geocronologia.

Abstract

The Roosevelt Group (RG) and São Marcelo-Cabeça Group (SMCG) are metavolcanic and metavolcaniclastic terrains inserted at the Rondônia-Juruena Province (1.82 to 1.54 Ga), southwestern portion of the Amazonian Craton. They are in the northwestern of Mato Grosso State of Brazil.

The SMCG's rocks occur near Nova Canaã do Norte – MT. Its characteristics are a set of anastomosed clastic/chemical sedimentary and volcanoclastic rocks with associated subvolcanic ones; they are metamorphosed in the green-schist to amphibolite conditions. The RG's rocks (1.79 - 1.74 Ga) occupy about 70% of the study area and present volcanoclastic and volcanic rocks with associated granites; they are also metamorphosed in green-schist facies. Their samples are from mainly around the city of Aripuanã – MT.

Petrographic data show the compositional and textural similarity of both groups. The composition of the SMCG is meta-diorites, metarhyodacites, metaquartz-syenites, meta-amphibolites, also ash, lithic, and crystal metatuffs, among others. These rocks are aphanitic to fine-grained groundmass, sometimes foliated, with phenocrysts/ porphyroblasts of K-feldspar, plagioclase, and quartz. Accessory minerals are biotite, hornblende, titanite, opaque minerals, allanite, and zircon.

Some rocks of the RG are metarhyolites, metarhyodacites, meta-subvolcanic monzogranites, metaquartz-syenites, metaquartz-andesite, also ash, lithic, and crystal metatuffs. These rocks have aphanitic to microgranular, felsitic, foliated groundmass, with (micro) porphyritic quartz, plagioclase, and K-feldspar. Accessory minerals are biotite, hornblende, titanite, opaque minerals, apatite, allanite, tourmaline, and zircon.

The chemical analysis of 13 selected samples also showed similarities between the rock compositions of the two groups. The iron and manganese contents of the SMCG's subvolcanic metaquartz-syenites are slightly higher than the RG's same rock (3.9 to 4.7% against 2.1% of Fe₂O₃, and 0.1 to 0.13% against 0.02% MnO, respectively). The chemical composition of samples in both groups indicates the rhyolitic constitution and a calc-alkaline affiliation. The patterns of immobile elements overlap with a general negative gradient of the curves, with intense depletion of the contents of the elements Ta, Nb, and Ti, interpreted as results of mantle-crust interaction in a subduction environment. The geotectonic data show the units' metaluminous to peraluminous, syn to post-orogenic, continental volcanic arc characteristics.

The chemical data of feldspars revealed the predominance of albite and K-sanidine among the six samples analyzed. Oligoclase and andesine also occurred. The comparison of the partition coefficients (K_d 's) of Ba, K, Ce, Sr, Nd, Sm, Eu, Ti, Al, Ca, Na, and Si carried out by minerals (albite and K-sanidine) revealed equivalent compositions and fractionation of these elements in the respective feldspars, present in the samples of the São Marcelo-Cabeça and Roosevelt groups.

The U-Pb age of the meta-rhyodacitic lithic-tuff of SMCG is $1780,5 \pm 2,5$ Ma, and it is compatible with the RG ages. The Sm-Nd data of 5 samples of the SMCG indicate that the studied rock progresses in crust interaction, with short crustal residence time. These samples align with the RG samples in the comparison, and they present the same font.

The rocks compounding the RG and SMCG have the same age. They are similar in petrography and chemistry. According to the data presented here, the spatial distribution of these rocks, and the field data, these geological units are probably from the same magmatic event.

Keywords: Amazonian Craton; Roosevelt Group; São Marcelo-Cabeça Group; Mineral Chemistry; Geochronology.

Siglas e Abreviações

Ab: Albita .	Fl: Fluorita .
AFM: Álcali-Ferro total-Magnésio .	Fo: Forsterita
Alc: Álcali .	Fsp: Feldspato .
Aln: Allanita .	Ga: Bilhões de anos.
An: Anortita .	GR: Grupo Roosevelt .
Ap: Apatita .	GSMC: Grupo São Marcelo-Cabeça .
Bt: Biotita .	Hbl: Hornblenda .
C: Coríndon normativo .	Hd: Hedenberguita
CAB: <i>Calc-Alkaline Basalts</i> .	Hm: Hematita normativa .
Cb: Carbonato .	Hy: Hiperstênio (<i>Hypersthene</i>) normativo .
Chl: Clorita (<i>Chlorite</i>) .	IAT: <i>Island Arc Tholeiites</i> .
CIPW: Cross, W.; Iddings, J.P.; Pirsson, L.V.; Washington, H.S. norm.	Il: Ilmenita normativa .
<i>Clay min</i> : Argilominerais (<i>Clay Minerals</i>) .	IUGS: <i>International Union of Geological Sciences</i> .
CPX: Clinopiroxênio .	Kfs: K-Feldspato .
CRTI/UFG: Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e Inovação/Universidade Federal de Goiás .	Ky: Cianita (<i>Kyanite</i>) .
Di: Diopsídio normativo .	LA-ICP-MS: <i>Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry</i> .
E-MORB: <i>Enriched Mid-Ocean Ridge Basalt</i> .	LEGGA/UnB: Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais/Universidade de Brasília .
En: Enstatita	Leucox: Leucoxênio .
Ep: Epidoto .	Lit: Litoclastos .
ETR's: Elementos Terras Raras .	Ma: Milhões de anos .
ETRL: Elementos Terras Raras Leves .	Mag: Magnetita .
ETRP: Elementos Terras Raras Pesadas .	MORB: <i>Mid-Ocean Ridge Basalt</i> .
E-W: Direção Leste-Oeste (<i>East-West</i>) .	Ms/Ser: Muscovita/Sericita .
Fels: Felsita .	

Ms: **Muscovita**

MSWD: *Mean Squared Weighted Deviates parameter.*

MT: Estado de **Mato Grosso**.

N: Norte.

NE: Nordeste.

N-MORB: *Normal Mid-Ocean Ridge Basalt.*

NW: Noroeste (*Northwest*).

NW-SE: Direção Noroeste-Sudeste (*Northwest-Southeast*).

Opq: Minerais Opacos (*Opaque minerals*).

Or: **Ortoclásio**.

Ph: Fengita (*Phengite*)

Pl: **Plagioclásio**.

ppm: **Partes por milhão**.

Q: **Quartzo** normativo.

QAP: *Quartz-Alkali Feldspar-Plagioclase.*

Qz: **Quartzo**.

Rbk: **Riebeckita**.

RO: Estado de **Rondônia**.

Ru: **Rutilo** normativo.

Ser: **Sericita**.

SGB/CPRM: Serviço Geológico do Brasil/Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais.

SHRIMP: *Sensitive High Resolution Ion Microprobe.*

Subv: **Subvulcânico**

Sulf.: **Sulfetos**

SUREG-GO: **Superintendência Regional de Goiânia** da SGB/CPRM.

SW: Sudoeste (*Southwest*).

TAS: *Total Alkali-Silica.*

Tn: Esfeno (*Sphene*) normativo.

tr: **Traço**.

Ttn: **Titanita**.

Tur: **Turmalina**.

VMS: *Volcanic Massive Sulphite deposit.*

W: Oeste (*West*).

WNW-ESE: Direção Oeste-Noroeste a Leste-Sudeste (*West-Northwest to East-Southeast*).

Wo: **Wollastonita** normativa.

WPA: *Within-Plate Alkaline.*

WPT: *Within-Plate Tholeiites.*

Zrc: **Zircão**.

Lista de Ilustrações

- Figura 1: Modelos de compartimentação geotectônica/geocronológica do Cráton Amazônico, segundo: A) Tassinari & Macambira (2004), B) Santos *et al.* (2008) e C) Hasui (2012); mostrando a posição da área de estudo, caixa hachurada com borda preta.....26
- Figura 2: Mapa geológico da área de estudo com indicação da localização das rochas dos Grupos São Marcelo-Cabeça e Roosevelt. Escala do desenho original é de 1:500.000 Adaptado de Trindade Netto *et al.* (2020).....32
- Figura 3: Localização dos afloramentos das amostras do Grupo Roosevelt. Referências da numeração na tabela 1. Adaptado de Trindade Netto *et al.* (2020).....33
- Figura 4: Localização dos afloramentos das amostras do Grupo São Marcelo-Cabeça. Referências da numeração na tabela 1. Adaptado de Trindade Netto *et al.* (2020).....33
- Figura 5: (A) Aspecto macroscópico da amostra DF-186-A (metaquartzo-diorito); (B) foto de detalhe com grão de calcopirita; microfotografias da lâmina em nicóis paralelos (C) e cruzados (D) mostrando a textura granolepidoblástica da matriz em contraste com os porfiroclastos de plagioclásio.43
- Figura 6: Aspectos macroscópicos das amostras de metaquartzo-sienito subvulcânico: (A) DF-180 mostrando matriz fina e fenocristais de feldspato; (B) AF-123 mostrando matriz fina e levemente foliada; (C) AF-123-A e (D) AF-135 mostrando enclaves máficos e estrutura maciça.....44
- Figura 7: Aspectos microscópicos das amostras de metaquartzo-sienito subvulcânico: lâmina DF-180 em nicóis paralelos (A) e cruzados (B), com matriz microcristalina e predominância de microfenocristais de K-feldspato; lâmina AF-123 em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando o K-feldspato pertítico e foliação marcada pela biotita e hornblenda; lâmina AF-123-A em nicóis paralelos (E) e cruzados (F), mostrando a matriz microcristalina e os fenocristais de K-feldspato euédricos.....45
- Figura 8: (A) Afloramento da amostra DF-185-A (cianita-quartzito); (B) calcopirita rodeada por hidróxido de ferro, (C e D) microfotografias da lâmina mostrando textura granoblástica fina e os mosaicos de quartzo poligonal; (E e F) detalhes dos aglomerados de minerais opacos e dos cristais de quartzo.....47
- Figura 9: (A) Aspecto macroscópico da amostra AF-133 (metarriodacito); (B) detalhe da amostra mostrando os fenocristais de feldspato; lâmina AF-133 em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando matriz foliada, fenocristais dos feldspatos e o epidoto granular no centro.....48
- Figura 10: (A) Afloramento da amostra AF-038-B (metatufo cinerítico); (B) aspecto macroscópico; lâmina AF-038-B em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando matriz criptocristalina e púmice em estrutura alongada.....49
- Figura 11: Aspectos macroscópicos e microscópicos das amostras de metatufo lítico riodacítico AF-148 (A, C e E) e DF-181-A (B, D e F); (A) estrutura foliada e cristaloclasto de K-feldspato rotacionado na amostra AF-148; (B) amostra DF-181-A com aspecto homogêneo e matriz fina; lâmina AF-148 em nicóis paralelos (C) e cruzados (E), mostrando matriz afanítica, cristaloclastos de plagioclásio e litoclastos; lâmina DF-181-A em nicóis paralelos (D) e cruzados (F), mostrando os púmices e os *shards* devitrificados.....50

Figura 12: Aspectos macroscópicos e microscópicos das amostras de milonito AF-039 (A, C e E) e GG-050 (B, D e F); (A) amostra AF-039 com forte xistosidade e coloração cinza; (B) Amostra GG-050 mostrando forte xistosidade e alternância entre bandas quartzosas e bandas máficas; lâmina AF-039 em nicóis paralelos (C) e cruzados (E), mostrando a matriz granolepidoblástica fina e os agregados policristalinos de quartzo; lâmina GG-050 em nicóis paralelos (D) e cruzados (F) mostrando matriz crenulada, envolvendo cristais de turmalina e agregados de quartzo.....52

Figura 13: Afloramentos e aspectos macroscópicos das amostras AF-124, AF-147 e DF-182: (A) Afloramento AF-124 mostrando ignimbrito alterado com estrutura de fluxo piroclástico; (B) amostra AF-124 mesmo ignimbrito em uma porção com granulometria média; (C) Afloramento AF-147 mostrando o contato entre a rocha epiclástica (AF-147-A) e a efusiva (AF-147-B); (D) amostra AF-147-A mostrando as vesículas e amígdalas; (E) afloramento DF-182; (F) amostra DF-182 mostrando estrutura maciça e em destaque grão fino de calcopirita.....54

Figura 14: Aspectos microscópicos de alguns dos hidrotermalitos: lâmina AF-124-B em nicóis paralelos (A) e cruzados (B) mostrando a disposição dos litoclastos em relação à matriz; lâmina AF-147-A em nicóis paralelos (C) e cruzados (D) mostrando textura lepidoblástica e amígdala preenchida por agregados policristalinos de quartzo e plagioclásio com cristal de magnetita no centro; lâmina DF-182 em nicóis paralelos (E) e cruzados (F) mostrando textura granofírica recoberta por sericita e carbonato em alteração hidrotermal pervasiva.....55

Figura 15: (A) Afloramento da amostra DF-394-B (metaquartzo-andesito); (B) aspecto macroscópico; lâmina DF-394-B em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando os porfiroclastos de plagioclásio e os aglomerados de biotita em volta da magnetita.57

Figura 16: Aspectos macroscópicos e microscópicos das amostras de metarriolito DF-018 (A, C e E) e MC-192 (B, D e F); (A) amostra DF-018 com estrutura maciça; (B) detalhe da rocha MC-192 mostrando fenocristais de quartzo azulado; lâmina DF-018 em nicóis paralelos (C) e cruzados (E), mostrando a matriz criptocristalina e cristal de plagioclásio com princípio de textura esqueletal; lâmina MC-192 em nicóis paralelos (D) e cruzados (F), mostrando a matriz criptocristalina e microfenocristais de plagioclásio, quartzo e K-feldspato.....58

Figura 17: Aspectos macroscópicos e microscópicos das amostras do metarriodacito DF-305 (A, C e E) e MC-178 (B, D e F); (A) amostra DF-305 mostrando aspecto maciço e coloração marrom; (B) amostra MC-178 mostrando aspecto maciço e fenocristais de quartzo azulado; lâmina DF-305 em nicóis paralelos (C) e cruzados (E) mostrando matriz criptocristalina e textura microporfírica; lâmina MC-178 em nicóis paralelos (D) e cruzados (F), mostrando matriz criptocristalina e fenocristais de quartzo e K-feldspato, com alguns plagioclásios menores associados.....60

Figura 18: (A) Afloramento da amostra DF-199 (metamonzogranito subvulcânico); (B) aspecto macroscópico mostrando granulometria média a fina da rocha; lâmina DF-199 em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando textura granofírica da matriz e golfos de corrosão do quartzo e plagioclásio.....61

Figura 19: (A) Afloramento da amostra DF-313-B (metaquartzo-sienito subvulcânico); (B) Aspecto macroscópico mostrando coloração rosada; lâmina DF-313-B em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando matriz microgranular e textura microporfírica.....62

Figura 20: Aspectos macroscópicos e microscópicos das amostras de metaignimbrito FD-065-A (A, C e E) e FD-067 (B, D e F); (A) amostra FD-065-A mostrando litoclastos e matriz alinhados segundo direção de fluxo piroclástico; (B) amostra FD-067 com aspecto maciço; lâmina FD-065-A

em nicóis paralelos (C) e cruzados (E) mostrando litoclastos, púmices e cristaloclastos de tamanho milimétrico em matriz microcristalina; lâmina FD-067 em nicóis paralelos (D) e cruzados (F), mostrando matriz criptocristalina com fragmentos líticos, shards devitrificados e cristaloclastos de quartzo, plagioclásio e K-feldspato.63

Figura 21: Aspectos macroscópicos e microscópicos das amostras de metalapilli-tufo FD-211-A (A, C e E) e FD-230 (B, D, e F); (A) amostra FD-211-A mostrando textura homogênea; (B) amostra FD-230 com foliação nítida visível em amostra; lâmina FD-211-A em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando matriz microcristalina milonítica contornando os microfenocristais de quartzo e fragmentos líticos; lâmina FD-230 em nicóis paralelos (E) e cruzados (F) apresentando matriz microcristalina microporfirítica, próximo ao centro cristaloclasto de K-feldspato com textura micropoiquilítica.65

Figura 22: Aspectos macroscópicos e microscópicos das amostras de metatufo cinerítico FD-107 (A, C e E) e FD-222 (B, D e F); (A) Amostra FD-107 silicificada, mostrando estrutura maciça; (B) amostra FD-222 mostrando alteração hidrotermal sofrida da rocha; lâmina FD-107 em nicóis paralelos (C) e cruzados (E), mostrando vários formatos de shards devitrificados e metassomatizados; lâmina FD-222 em nicóis paralelos (D) e cruzados (F), mostrando matriz microgranular com textura microporfirítica.67

Figura 23: Aspectos macroscópicos e microscópicos das amostras de metatufo de cristais DF-003 (A, C e E) e DF-285 (B, D e F); (A) amostra DF-003 de coloração cinza e estrutura maciça; (B) amostra DF-285 com aparência de rocha fenerítica fina; lâmina DF-003 em nicóis paralelos (C) e cruzados (E), mostrando matriz afanítica foliada e cristaloclastos de K-feldspato, plagioclásio e quartzo com golfo de corrosão; lâmina DF-285 em nicóis paralelos (D) e cruzados (F), mostrando cristaloclastos de plagioclásio, K-feldspato e quartzo e matriz felsítica criptocristalina.68

Figura 24: Aspectos macroscópicos e microscópicos das amostras de metatufo lítico DF-040-A (A, C e E) e FD-251-B (B, D e F); (A) amostra DF-040-A com os micro fragmentos de rocha e cristais alinhados segundo foliação incipiente; (B) amostra FD-251-B com litoclastos maiores que da amostra DF-040-A, mas também alinhados segundo foliação; lâmina DF-040-A em nicóis paralelos (C) e cruzados (E), mostrando matriz felsítica recristalizada e a riebeckita associada à titanita, no centro; lâmina FD-251-B em nicóis paralelos (D) e cruzados (F), mostrando matriz criptocristalina e litoclastos de tufo cinerítico.70

Figura 25: (A) Aspecto macroscópico da amostra DF-247-B (meta-arenito vulcanoclástico) mostrando matriz amarronzada com litoclastos de até 1,5 cm; (B) detalhe da amostra com clasto de chert; lâmina DF-247-B em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando os estratos mal selecionados, granocrescentes de baixo para cima da foto.71

Figura 26: (A) Aspecto macroscópico da amostra FD-077 (metadacito subvulcânico) de granulometria média e coloração cinza; (B) detalhe da amostra com os fenocristais de feldspato de quartzo medindo entre 1 e 4 mm; lâmina FD-077 em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando matriz granolepidoblástica protomilonítica e os fenocristais de quartzo com golfos de corrosão.72

Figura 27: (A) Aspecto macroscópico da amostra FD-211-B (milonito) com os fenocristais de feldspato e quartzo alinhados segundo foliação milonítica; (B) detalhe da amostra com os fenocristais subarredondados e a sericita marcando a foliação; lâmina FD-211-B em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando a matriz milonítica com as sombras de pressão bem definidas em torno dos fenocristais.73

Figura 28: Quadro comparativo das composições das amostras do grupo 1. As amostras DF-018 a MC-192 são rochas do Grupo Roosevelt, e as amostras AF-123 a HG-080 são rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça. Valores na tabela 3.	75
Figura 29: Quadro comparativo das composições das amostras do grupo 2. As amostras DF-003 a FD-236-D são rochas do Grupo Roosevelt, e as amostras AF-148 a HG-084 são rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça. Valores na tabela 4.	76
Figura 30: Gráfico QAP com as estimativas composicionais do grupo 1. Em parênteses estão os nomes das rochas plutônicas equivalentes das vulcânicas.	76
Figura 31: Gráficos TAS de Le Bas <i>et al.</i> (1986) e QAP normalizado de acordo com a norma CIPW, segundo as orientações da IUGS (Le Maitre <i>et al.</i> , 2002), indicando a posição das amostras.	82
Figura 32: Diagrama Nb/Y – Z/Ti para classificação petrológica de Winchester & Floyd (1977, modificado por Pearce, 1996).	84
Figura 33: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) com as amostras analisadas.	84
Figura 34: Diagrama de ETR's normalizados pelo manto primitivo (McDonough & Sun, 1995). A área em vermelho representa as amostras do Grupo Roosevelt (GR), e em preto representa as amostras do Grupo São Marcelo Cabeça (GSMC).	85
Figura 35: Diagrama de elementos imóveis normalizados ao NMORB (Sun & McDonough, 1989; modificado por Pearce, 2014).	86
Figura 36: A) Diagrama de elementos imóveis normalizados por NMORB (Sun & McDonough, 1989; modificado por Pearce, 2014) e normalizados por Yb. B) Diagrama Nb/Yb – Th/Yb de ambiente tectônico (Pearce, 2008).	87
Figura 37: Diagrama do sistema Th-Hf-Ta-Zr-Nb (Wood, 1980) mostrando o ambiente tectônico das amostras. CAB: Calc-Alkaline Basalts; IAT: Island Arc Tholeiites; N-MORB: Normal Mid-Ocean Ridge Basalt; E-MORB: Enriched Mid-Ocean Ridge Basalt; WPT: Within-Plate Tholeiites; WPA: Within-Plate Akaline.	87
Figura 38: A) Gráfico A/CNK x A/NK de aluminosidade (Shand, 1943). B) Gráfico de ambiência tectônica para granitoides Hf – Rb/30 – 3Ta (Harris <i>et al.</i> , 1986) adaptado para vulcânicas ácidas.	88
Figura 39: Gráfico R ₁ –R ₂ segundo de Batchelor & Bowden (1985) com os ambientes orogênicos das amostras.	89
Figura 40: Diagrama de classificação dos feldspatos (Smith & Brown, 1988c), adaptado, mostrando as áreas de concentração das análises de cada amostra. GSMC: Grupo São Marcelo-Cabeça; GR: Grupo Roosevelt.	92
Figura 41: Diagrama multielementar dos coeficientes de partição (K _d) mineral/rocha total para albita. A legenda está organizada por “nome da amostra_ número da análise” (por exemplo: MC-178_5). A) Análises das amostras MC-178 e DF-018, pertencentes ao Grupo Roosevelt. B) Análises das amostras DF-180, AF-123 e AF-123-A, pertencentes ao Grupo São Marcelo-Cabeça.	99

Figura 42: Diagrama multielementar dos coeficientes de partição (Kd) mineral/rocha total para K-sanidina. A) Análises da amostra MC-178, pertencente ao Grupo Roosevelt. B) Análises das amostras DF-180, DF-186-A, AF-123 e AF-123-A, pertencentes ao Grupo São Marcelo-Cabeça, mostrando fracionamento intenso na maioria dos elementos.....	100
Figura 43: Diagrama multielementar dos coeficientes de partição (Kd) mineral/rocha total para andesina. Análises das amostras DF-394-B, pertencente ao Grupo Roosevelt.....	101
Figura 44: Diagrama multielementar dos coeficientes de partição (Kd) mineral/rocha total para oligoclásio. Análises 26 e 28 da amostra DF-394-B, pertencente ao Grupo Roosevelt, com poucos elementos encontrados.....	101
Figura 45: zircões da amostra HG-084 com a posição e a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ das análises. Análises com idade de concórdia (em azul), análises utilizadas nos cálculos (em branco na figura e em preto na legenda), análise feita em zircão herdado (em verde), e análises descartadas devido ao elevado erro analítico (em vermelho).....	103
Figura 46: Gráfico de concórdia da idade U-Pb da amostra HG-084.....	107
Figura 47: Gráfico comparativo da idade do Grupo São Marcelo-Cabeça obtida neste estudo (#33) com as existentes na literatura para o próprio São Marcelo-Cabeça (#34), o Grupo Iriri (#s 1 a 7), o Grupo Colíder (#s 8 a 26), e para o Grupo Roosevelt (#s 27 a 32). Referências na tabela 11.	107
Figura 48: Diagrama $\epsilon_{\text{Nd}} \times T$ (Ga) com as idades modelo Sm-Nd.....	108
Figura 49: Prancha de fotos da lâmina MC-178 com a posição das análises. A) Nicóis paralelos, aumento de 10x; C e E) nicóis cruzados, aumento de 4x; G) nicóis paralelos, aumento de 4x; B, D, F e H) microfotografias tiradas na microsonda.....	127
Figura 50: Prancha de fotos da lâmina AF-123 com a posição das análises. A, C e E) Nicóis cruzados, aumento de 10x; B, D e F) microfotografias tiradas na microsonda.....	128
Continuação da figura 50: Prancha de fotos da lâmina AF-123 com a posição das análises. G, I e K) Nicóis cruzados, aumento de 10x; H, J e L) microfotografias tiradas na microsonda.....	129
Figura 51: Prancha de fotos da lâmina DF-180 com a posição das análises. A) Nicóis cruzados, aumento de 10x; C e E) nicóis cruzados, aumento de 4x; B, D e F) microfotografias tiradas na microsonda.....	130
Continuação da figura 51: Prancha de fotos da lâmina DF-180 com a posição das análises. G e I) Nicóis cruzados, aumento de 4x; K) nicóis cruzados, aumento de 10x; H, J e L) microfotografias tiradas na microsonda.....	131
Figura 52: Prancha de fotos da lâmina DF-394-B com a posição das análises. A, C, E e G) Nicóis cruzados, aumento de 4x; B, D, F e H) microfotografias tiradas na microsonda.....	132
Continuação da Figura 52: Prancha de fotos da lâmina DF-394-B com a posição das análises. I, K e M) Nicóis cruzados, aumento de 4x; J, L e N) microfotografias tiradas na microsonda.....	133

Figura 53: Prancha de fotos da lâmina AF-123-A com a posição das análises. A e E) Nicóis cruzados, aumento de 4x; C) Nicóis cruzados, aumento de 10x; B, D e F) microfotografias tiradas na microsonda..... 134

Continuação da figura 53: Prancha de fotos da lâmina AF-123-A com a posição das análises. G, I e K) Nicóis cruzados, aumento de 4x; H, J e L) microfotografias tiradas na microsonda..... 135

Figura 54: Prancha de fotos da lâmina DF-018 com a posição das análises. A) Nicóis cruzados, aumento de 10x; C e E) nicóis cruzados, aumento de 4x; B, D e F) microfotografias tiradas na microsonda..... 136

Continuação da figura 54: Prancha de fotos da lâmina DF-018 com a posição das análises. G, I e K) Nicóis cruzados, aumento de 10x; H, J e L) microfotografias tiradas na microsonda..... 137

Lista de Tabelas

Tabela 1: Relação dos afloramentos dos grupos Roosevelt e São Marcelo-Cabeça para localização nos mapas das figuras 3 e 4.....31

Tabela 2: Relação das lâminas descritas na petrografia, separadas por grupos de tipos litológicos.....38

Tabela 3: Estimativa composicional das rochas classificadas como grupo 1. (*) A composição é Qz (35%) + sílica criptocristalina (5%); (**) a composição é Qz (38%) + sílica criptocristalina (20%); (***) contando os porfiroclastos de Qz, Pl e Kfs, respectivamente, e a matriz inclui micrólitos de sericita e opacos; (****) mineralogia baseada nos 7% de fenocristais e o opaco provavelmente é Ilmenita; (*****) opacos + óxido de ferro. Valores aproximados em porcentagem (%)......77

Tabela 4: Estimativa composicional das rochas classificadas como grupo 2. (*) O total se feldspatos se refere ao conteúdo da matriz + fragmentos de cristal e o conteúdo de Pl não pode ser estimado; (**) a composição é Qz (61%) + sílica criptocristalina (5%); (***) a composição é Qz (61%) + sílica criptocristalina (5%); (****) a composição é Qz (28%) + sílica criptocristalina (20%) + material vítreo (20%); (*****) a composição é Qz (20%) + sílica criptocristalina (5%) + material vítreo (5%); (*****) a composição é Qz (28%) + sílica criptocristalina (4%) + material vítreo (5%); (#) matriz composta por Qz + Pl + Kfs sem poder estimar teores, (##) Qz é o mineral predominante dentre os fragmentos de cristal, (###) Qz é o mineral predominante dentre os fragmentos de cristal; (####) o teor de Pl se refere ao total de feldspatos indiferenciados; (#####) a composição real é Qz + feldspatos + fase micropoiquilitica = 70% e os fragmentos líticos (púmices, cristais, granito). Valores aproximados em porcentagem (%)......78

Tabela 5: Composição química em rocha total das 13 amostras do grupo 1 analisadas. GSMC: Grupo São Marcelo-Cabeça, GR: Grupo Roosevelt..... 80

Tabela 6: Tabela de minerais normativos segundo a norma CIPW para as amostras analisadas..... 83

Tabela 7: Relação dos minerais e suas composições em % de moles de moléculas de An-Ab-Or e por % de peso de óxidos encontradas nas análises de microsonda. GSMC: Grupo São Marcelo-Cabeça, GR: Grupo Roosevelt. Tabela completa com os valores nos anexos (Tabela 13)......94

Tabela 8: Relação de composição de cátions das análises de microsonda. GSMC: Grupo São Marcelo-Cabeça, GR: Grupo Roosevelt..... 95

Tabela 9: Relação dos Coeficientes de Partição (Kd's) das análises organizados por mineral. GSMC: Grupo São Marcelo-Cabeça, GR: Grupo Roosevelt..... 97

Tabela 10: Dados geocronológicos U-Pb em zircões da amostra HG-084.....	104
Tabela 11: Referências das idades utilizadas no gráfico comparativo da figura 47.....	105
Tabela 12: Dados de Sm-Nd obtidos neste trabalho e usados para comparação com os dados de Ribeiro & Duarte (*) e de Pinho <i>et al.</i> (**). (***) Idade de cristalização da amostra HG-084 usada como referência para a comparação.....	109
Tabela 13: Relação completa dos minerais e suas composições em % de moles de moléculas de An-Ab-Or e por % de peso de óxidos encontradas nas análises de microsonda. GSMC: Grupo São Marcelo-Cabeça, GR: Grupo Roosevelt.....	138

Sumário

1. Introdução.....	20
1.1. Histórico do Grupo São Marcelo-Cabeça.....	20
1.2. Histórico do Grupo Roosevelt.....	21
1.3. Objetivos.....	23
1.4. Justificativa.....	23
1.5. Contexto Geológico.....	24
1.5.1. O Cráton Amazônico.....	24
1.5.2. Província Rondônia-Juruena.....	26
1.5.3. Geologia Local.....	27
1.6. Área de Estudo e Amostras.....	31
2. Metodologia.....	33
2.1. Petrografia.....	34
2.2. Litogeoquímica.....	34
2.3. Química Mineral.....	35
2.4. Geocronologia.....	36
3. Aspectos Petrográficos.....	36
3.1. Petrografia das Rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça.....	42
3.1.1. Metaquartzo-Diorito.....	42
3.1.2. Metaquartzo-Sienito Subvulcânico.....	43
3.1.3. Cianita quartzito.....	46
3.1.4. Metarriodacito.....	47
3.1.5. Metatufo Cinerítico.....	48
3.1.6. Metatufo Lítico Riodacítico.....	49
3.1.7. Milonito.....	51
3.1.8. Hidrotermalito.....	52
3.2. Petrografia das Rochas do Grupo Roosevelt.....	55
3.2.1. Metaquartzo-Andesito.....	56
3.2.2. Metarriolito.....	57
3.2.3. Metarriodacito.....	59
3.2.4. Metamonzogranito Subvulcânico.....	60
3.2.5. Metaquartzo-Sienito Subvulcânico.....	61
3.2.6. Metaignimbrito.....	63
3.2.7. Metalapilli-Tufo.....	64
3.2.8. Metatufo Cinerítico.....	66
3.2.9. Metatufo de Cristais.....	67

3.2.10. Metatufo Lítico.....	69
3.2.11. Meta-arenito Vulcanoclástico.....	71
3.2.12. Metadacito Subvulcânico.....	72
3.2.13. Milonito de Tufo Cinerítico.....	73
3.3. Estimativa Composicional e Classificação Petrográfica.....	74
4. Geoquímica.....	79
4.1. Litogeoquímica.....	79
4.1.1. Classificação Petrológica.....	79
4.1.2. Composição Multielementar e de Terras Raras em Rocha Total.....	85
4.1.3. Ambiente Geotectônico.....	87
4.2. Química Mineral.....	89
4.2.1. Base Teórica.....	89
4.2.2. Resultados.....	91
4.2.2.1. Albita.....	93
4.2.2.2. K-Sanidina.....	99
4.2.2.3. Andesina e Oligoclásio.....	100
5. Geocronologia.....	101
5.1. U-Pb.....	102
5.2. Sm-Nd.....	107
6. Considerações.....	110
7. Conclusão.....	114
8. Referências.....	115
9. Anexos.....	127

1. Introdução

1.1. Histórico do Grupo São Marcelo-Cabeça

Barros *et al.* (1999) chamaram de Subprovíncia do Cabeça a região pertencente à Província Aurífera Peixoto-Teles Pires-Aripuanã, localizada entre os paralelos 10° e 11° Sul e entre os meridianos 56° e 57° Oeste, onde ocorre uma sequência metavulcanossedimentar, representada por quartzitos, quartzo-sericita-xistos, granada-sericita-xistos, clorita-sericita-xistos, quartzo-milonitos e metacherts, em vários estágios cataclásticos e localmente intrudidos por granodioritos porfiríticos pré-Uatumã, salientando sua importância aurífera em função de seu potencial metalogenético. Essa sequência foi denominada por Madrucci (2000) de Sequência Metavulcanossedimentar do Cabeça, por ser a unidade geológica na qual está inserida o Garimpo do Cabeça. Madrucci (2000) também descreve que essas rochas estão bastante deformadas e transpostas por foliações miloníticas e cataclásticas o que indicaria um posicionamento crustal superior ao Complexo Xingu. Essas deformações ficam mais evidentes quando associadas a cinturões de cisalhamento transcorrente e falhas de transpurrão de direção WNW-ESE, presentes em toda a área mapeada. Santos (2000), ao visitar o Garimpo do Fabinho, localizado na região noroeste da Folha Ilha 24 de Maio, a 97 Km de Alta Floresta – MT, descreve xistos miloníticos de cor cinza, por vezes lustrosos, bandados, crenulados, com abundantes veios de quartzo concordantes, milimétricos a centimétricos, localmente com pirita.

Frasca *et al.* (2003) e Frasca (2003) descrevem o terreno da Sequência Metavulcanossedimentar do Cabeça como “um arco magmático acrescionário que compreende um estágio pós-colisional do Arco Juruena”. Esse arco acrescionário, deformado em regime dúctil, estaria associado à imbricação tectônica de unidades mais jovens, provavelmente relacionadas a um ambiente de *Back-arc* relacionado a um outro arco localizado a sudoeste da área e que estaria acoplado ao Arco Juruena. A idade de metamorfismo 1,65 Ga estaria associada a eventos geodinâmicos posteriores os quais reativaram antigas zonas de cisalhamento transcorrentes.

Souza *et al.* (2005) definiram o termo “Grupo São Marcelo-Cabeça” como uma sequência constituída por rochas metassedimentares clásticas e químicas e por uma associação vulcânica/subvulcânica ácida, com rochas piroclásticas e epiclásticas, com intrusões quartzo-dioríticas subordinadas, cujos litotipos apresentam uma variável taxa de deformação dúctil e condições metamórficas indicativas de fácies xisto-verde. A sequência está seccionada por cisalhamento transpressivo dúctil, predominantemente sinistral de direção geral N30°-60°W e E-W, com médio ângulo de mergulho e diferentes graus de anisotropia estrutural das foliações que variam desde protomiloníticas a ultramiloníticas.

Baseados nos dados litogeoquímicos, litológicos e nas equivalências metalogenéticas e de ambiência tectônico-sedimentar, Souza *et al.* (2005) sugerem a correlação das rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça com as rochas do Grupo Roosevelt existentes na região de Aripuanã. No entanto, somente a idade U-Pb (SHRIMP) de 1.859 ± 5 Ma de Santos (2000), obtida de zircões detríticos em xistos milonitizados do Garimpo do Fabinho, estava disponível para que Souza *et al.* (2005) sugerissem uma provável área fonte para os metassedimentos (complexos Bacaeri-Mogno e Cuiú-Cuiú, Suíte Juruena e as rochas pré-colisionais das suítes Matupá e Flor da Serra), e assim, os autores interpretaram como a idade máxima de deposição dos sedimentos da bacia.

Silva & Abram (2008) questionaram o ambiente de *Back-arc* proposto por Frasca (2003), Frasca *et al.* (2003) e Souza *et al.* (2005) para a bacia do Grupo São Marcelo-Cabeça, em função da ausência de litotipos característicos de um ambiente dessa natureza. Em oposição a essa proposta, as autoras sugeriram que a geração da bacia poderia ser do tipo intra-arco.

Felber (2017) datou o metadacito hospedeiro da mineralização do Veio do Rato, no Garimpo Santa Cecília pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS, obtendo a idade de $1.895 \pm 8,9$ Ma, interpretada como sendo idade de cristalização. Por essa idade ser mais antiga que a idade de 1.859 ± 5 Ma de Santos (2000), o autor correlacionou o Grupo São Marcelo-Cabeça com as rochas vulcânicas da Formação Moraes de Almeida (1.890 ± 6 Ma $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Lamarão *et al.*, 2002), pertencente ao Grupo Iriri, Província Tapajós-Parima (Santos *et al.*, 2000). Dessa forma Felber (2017) considerou que a porção vulcânica/subvulcânica do Grupo São Marcelo-Cabeça seria parte da referida província em sua extensão mais ao sul.

1.2. Histórico do Grupo Roosevelt

As primeiras menções a respeito da ocorrência de rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas na porção SW do Cráton Amazônico devem-se a Almeida & Nogueira Filho (1959), que descrevem quartzo-pórfitos de cor avermelhada por vezes sobrepostos por brechas eruptivas ao longo do rio Aripuanã. Leal *et al.* (1978) propuseram o nome Formação Roosevelt para as rochas vulcânicas e piroclásticas ácidas que ocorrem do médio ao alto rio Roosevelt, colocando-as sobrepostas aos sedimentos do Grupo Beneficente. Adamy *et al.* (1984) atribuíram ao Supergrupo Uatumã, em posição estratigráfica inferior ao Grupo Beneficente e ao Granito Serra da Providência, “um conjunto de rochas vulcânicas e subvulcânicas, com ampla área de exposição”, localizadas ao longo do Rio Roosevelt e alguns tributários. Ainda com a denominação de Formação Roosevelt, Montalvão *et al.* (1984 a/b) apresentaram isócronas Rb/Sr 1645 ± 38 Ma para as rochas localizadas na folha SC.21 Juruena.

Rizzotto *et al.* (1995) utilizaram o termo “Sequência Metavulcanossedimentar Roosevelt” para denominar os dacitos, quartzo-pórfitos, riodacitos, lapilli tufos, tufos a cinza ácidos a

intermediários, filitos, sericita-quartzo xistos e formações ferríferas que ocorrem no alto rio Roosevelt. Tassinari *et al.* (1996) apresentaram idade U-Pb SHRIMP de 1.750 ± 24 Ma para um metadiorito localizado entre os rios Roosevelt e Aripuanã, sendo interpretada como idade de cristalização.

Santos *et al.* (2000) definiram como Grupo Roosevelt a sequência de rochas vulcânicas e sedimentares intercaladas, metamorfizadas em fácies xisto verde e fortemente dobradas com eixo das dobras tendendo para N-S, compostas por dacitos, riolitos, riodacitos, andesitos, tufos cineríticos, lapilli tufos e brechas.

Santos *et al.* (1999, 2000) e Santos (2003) colocaram as rochas do Grupo Roosevelt dentro do Domínio Roosevelt-Juruena da Província Rondônia-Juruena, e apresentaram uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ SHRIMP para as rochas vulcanossedimentares de 1.740 ± 8 Ma. (MSWD = 1,19). Neder *et al.* (2000 e 2002) relataram que a atividade vulcânica félsica ocorreu predominantemente como um “vulcanismo explosivo subaquoso” e que a idade de cristalização para o metadacito Massaranduba, nas proximidades da cidade de Aripuanã-MT, era de 1.762 ± 6 Ma. (U-Pb SHRIMP). Rizzotto *et al.* (2002) descreveram as relações de intrusão do Granito Aripuanã no Grupo Roosevelt, comprovada por veios, apófises graníticas, feições tipo *stockwork* e zonas de brechação hidrotermal aliadas à epidotização, cloritização e sericitização que ocorrem ao redor da intrusão e no interior da sequência metavulcano-sedimentar.

Trindade Netto *et al.* (2020) sugeriram a separação do Grupo Roosevelt em duas formações: a Formação Filadélfia e a Formação Serra do Expedito, a qual, segundo proposição dos autores, incluiria as rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça, baseados nas semelhanças do conjunto litológico, arcabouço estrutural e das idades das vulcânicas do Roosevelt e do par plutono-vulcânico do São Marcelo-Cabeça (Suíte Nova Canaã). Dessa forma o Grupo São Marcelo-Cabeça perde não somente o *status* de grupo e sua denominação, mas também passa a ser uma extensão dos membros Rio Natal e Ilha Pequena na região de Nova Canaã do Norte – MT. Apesar da sugestão acima, proposta no trabalho de Trindade Netto *et al.* (2020), neste trabalho mantem-se as denominações originalmente propostas como Grupo São Marcelo-Cabeça e Grupo Roosevelt como unidades geológicas distintas, considerando suas posições geográficas.

Apesar dos diversos estudos que sugerem a correlação e até a inclusão do Grupo São Marcelo-Cabeça no Grupo Roosevelt, uma abordagem dessas pode ser questionável, pois fazer uma simples comparação de litologias e idades pode não ser o suficiente para resolver os problemas de interpretação geotectônica e estratigráfica da região, uma vez que vulcanismos gerados no mesmo ambiente podem até apresentar composições e texturas parecidas, mas serem provenientes de eventos vulcânicos distintos, e com evoluções magmáticas diferentes.

Outros conjuntos vulcânicos, expressivos e importantes sobre o aspecto metalogenético (Grupo Colíder e Grupo Iriri, por exemplo), existentes na região também podem ser correlatos a um ou a ambos objetos de estudo. Soma-se o fato de, por serem terrenos Paleoproterozoicos, muita informação do magmatismo original se perdeu ou está obliterada pelas sobreposições tectônico-estruturais ou de alteração, bem como pelos soterramentos das coberturas sedimentares a que essas rochas foram submetidas, induzindo muita confusão no entendimento da geologia local. Por isso, em complementação às ferramentas citadas acima e ao mapeamento geológico, que é fundamental, este trabalho propõe uma abordagem mais aprofundada com o uso da litogeoquímica e da química mineral como forma de auxiliar na solução do problema de correlação de unidades litoestratigráficas semelhantes. Desse modo espera-se contribuir para o entendimento geológico-geotectônico da porção SW do Cráton Amazônico.

1.3. Objetivos

O objetivo deste trabalho é fazer um trabalho detalhado para aprimorar o conhecimento geológico-geotectônico da região de estudo através de uma comparação aprofundada das rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas dos membros Rio Natal e Ilha Pequena, da Formação Serra do Expedito (Grupo Roosevelt) com as rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas do Grupo São Marcelo-Cabeça, através da análise petrográfica, litogeoquímica, química mineral e geocronológica, para verificar se a correlação proposta por Frasca *et al.* (2003), Souza *et al.* (2005) e Trindade Netto *et al.* (2020) está em conformidade ou não. Faz-se necessária essa abordagem uma vez que a Província Rondônia-Juruena (Santos *et al.*, 2008) possui outros pacotes vulcânicos de idade e composição semelhantes (Grupo Colíder, Grupo Iriri, Grupo Beneficente, etc.), os quais também podem apresentar alguma correlação com as rochas estudadas. Com isso pretende-se melhorar o entendimento da evolução geológica da porção SW do Cráton Amazônico.

1.4. Justificativa

Entre 2015 e 2019 o Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM) desenvolveu o trabalho intitulado “Áreas de Relevante Interesse Mineral – Evolução Crustal e Metalogenia da Região de Aripuanã (MT)” (Projeto Aripuanã – Trindade Netto *et al.*, 2020) que consistiu de uma compilação de dados geofísico-geológicos acrescida de trabalhos de campo, com o intuito de melhorar a cartografia geológica e fazer um estudo metalogenético do Grupo Roosevelt e adjacências.

O Projeto Aripuanã foi quase todo realizado com foco nas rochas do Grupo Roosevelt e do Granito Zé do Torno (associado), localizadas na região de Aripuanã-MT, devido à sua importância metalogenética; porém no início do projeto procurou-se fazer um estudo mais amplo, de modo que envolvesse toda a área de ocorrência do Grupo Roosevelt e do Grupo São Marcelo-Cabeça, bem como de seus respectivos pares plutono-vulcânico Suíte Zé do Torno e Suíte Nova Canaã. Assim, foi

realizado um mapeamento regional (escala 1:500.000) que resultou em um mapa geológico-geofísico, e um mapeamento de três folhas contíguas de escala 1:50.000 no município de Aripuanã-MT. As amostras de rocha do Grupo São Marcelo-Cabeça, analisadas neste trabalho, foram coletadas durante o mapeamento regional. Ao todo, durante o projeto, foram geradas 384 descrições petrográficas dos dois grupos, 272 análises de litogeoquímica, 4 datações por U-Pb (LA-ICP-MS) de unidades do Grupo Roosevelt e 1 U-Pb (LA-ICP-MS) e 5 Sm-Nd do Grupo São Marcelo-Cabeça.

Entretanto os dados pertinentes ao Grupo São Marcelo-Cabeça, principalmente os dados litogeoquímicos e geocronológicos, não chegaram a ser tratados pelo projeto em virtude da mudança de escopo do mesmo. Este trabalho visa aproveitar os dados não tratados naquele projeto, os quais foram utilizados para se comparar as rochas de ambos os grupos, fazendo uso da petrografia, litogeoquímica e geocronologia, além da análise composicional dos principais minerais formadores das rochas de ambos os grupos.

Um fato importante a ser considerado é que o Grupo Roosevelt apresenta um depósito polimetálico do tipo VMS (depósito Serra do Expedito, Zn-Pb-Ag-Cu-Au) de grande importância, e considerado de classe mundial (Trindade Netto *et al.*, 2020) que está atualmente em processo de abertura de mina. Desta forma, a correlação litoestratigráfica e geotectônica aqui proposta, poderá ampliar a área de prospecção desses bens minerais. Outro aspecto a ser considerado é que na região de Guarantã do Norte-MT, município vizinho a Nova Canaã do Norte-MT, recentemente descobriu-se no garimpo de Au Serrinha de Guarantã, um depósito de Cu-Ag, tipo pórfiro-epitermal (Rios, 2019), demonstrando que a região ainda representa grande potencial metalogenético pouco explorado.

1.5. Contexto Geológico

1.5.1. O Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico (Almeida, 1978) é o maior Cráton da América do Sul e ocupa toda a região norte do Brasil, parte dos estados de Tocantins, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, além de parte da Bolívia, Peru, Colômbia, Venezuela e Guianas. O Cráton está dividido em províncias geocronológicas cujas idades, padrões estruturais e evolução geotectônica diferem entre si. A configuração dessas províncias não é consenso entre a comunidade científica, devido à dificuldade de obtenção de dados geológicos e geocronológicos sob a Floresta Amazônica. No entanto, várias propostas de compartimentação geotectônica foram sugeridas, debatidas e revisadas desde os anos 1970 (Suszczyński, 1970; Amaral, 1974 e 1984; Cordani *et al.*, 1979; Lima, 1984; Hasui *et al.*, 1984; Tassinari & Macambira, 1999 e 2004; Santos *et al.*, 2000 e 2008; Santos, 2003; Hasui, 2012; etc.). Atualmente, três modelos se destacam (figura 1):

Tassinari & Macambira (1999, 2004) dividiram o cráton em seis províncias geocronológicas: Maroni – Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga), Ventuari – Tapajós (1,95-1,80 Ga), Rio Negro – Juruena (1,8-1,55

Ga), Rondoniano – San Ignácio (1,55-1,33 Ga) e Sunsás (1,3-1,0 Ga) (figura 1A). Os autores explicam que o proto-cráton Arqueano do Cráton Amazônico é formado por “microcontinentes independentes que foram amalgamados por cinturões orogênicos Paleoproterozoicos, entre 2,2 e 1,95 Ga”, e que parte das províncias de Maroni-Itacaiúnas e Rondoniano-San Ignácio e as províncias de Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena evoluíram pela acreção de magmas juvenis à crosta de 1,95 a 1,4 Ga.

Santos *et al.* (2008), de forma semelhante ao modelo de Tassinari e Macambira, também segmentam o Cráton Amazônico em províncias geocronológicas/estruturais com idades definidas por U-Pb e Sm-Nd (figura 1B). Os autores dividiram o cráton em oito províncias: Amazônia Central (Arqueano?), Carajás (3,0-2,5 Ga), Transamazonas (2,26-2,01 Ga), Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga), Rondônia-Juruena (1,84-1,54 Ga), Rio Negro (1,82-1,52 Ga), Sunsás (1,46-1,10 Ga) e K'mudku (1,45-1,10 Ga). Eles reconhecem sete períodos de atividade orogênica, quatro deles dentro da Província de Sunsás (Orogenia Santa Helena, 1,47-1,43 Ga; Orogenia Candeias, 1,37-1,32 Ga; Orogenia San Andrés, cerca 1,28 Ga; e Orogenia Nova Brasilândia, 1,18-1,11 Ga), e outras três na Província Rondônia-Juruena (Orogenia Juruena, 1,84-1,78 Ga; Orogenia Jamari, 1,76-1,74 Ga; e Orogenia Quatro Cachoeiras, 1,67-1,63 Ga).

Hasui *et al.* (1984) propuseram a divisão do cráton com base nas informações geológicas, gravimétricas e magnetométricas, sem dados geocronológicos. Grandes discontinuidades foram delineadas segundo as direções NW e NE e cada um dos blocos consistiria de terrenos granito-*greenstone* e nas bordas apareceriam os níveis mais profundos das placas superiores representados por cinturões granulíticos expostos pela erosão. Este mosaico corresponde a uma grande massa continental desenvolvida durante o Arqueano e o Proterozoico inferior e que, depois de formada, teria sido alvo de processos de reativação até cerca de 1,0 Ga, indicados por Amaral (1984). Esse modelo foi revisado por Hasui (2012) que considerou a constituição litológica e os dados geocronológicos (U-Pb e Pb-Pb) juntamente com os padrões estruturais (figura 1C). Assim, os blocos descritos na proposta original foram redefinidos em quinze setores: Bacajá (3,01-1,99 Ga), Amapá (2,85-1,7 Ga), Carajás (3,0-1,87 Ga), Rio Maria (3,0-1,88 Ga), Santana do Araguaia (2,83 -1,89 Ga), Iriri (<2,8-1,86 Ga), Trombetas (1,9-1,78 Ga), Tapajós (2,12-0,51 Ga), Juruena (1,85-0,98 Ga), Rondônia – Mato Grosso (1,76-1,06 Ga), Mato Grosso do Sul (1,95-0,6 Ga), Uaimiri (2,03-0,51 Ga), Guiana Central (1,97-1,55 Ga), Parima (> 2,04-1,33 Ga) e Rio Negro (1,7-1,54 Ga).

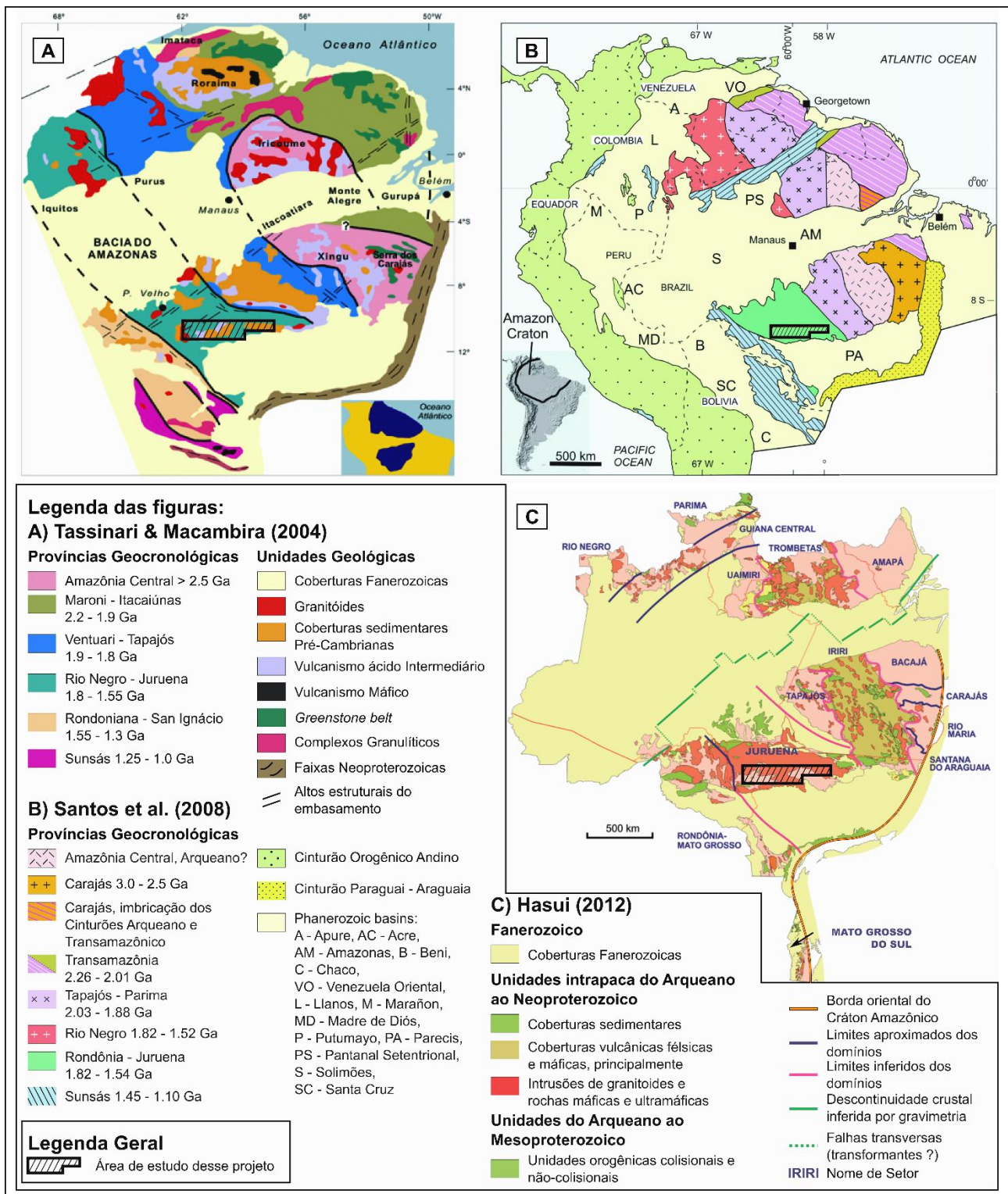


Figura 1: Modelos de compartimentação geotectônica/geocronológica do Cráton Amazônico, segundo: A) Tassinari & Macambira (2004), B) Santos *et al.* (2008) e C) Hasui (2012); mostrando a posição da área de estudo, caixa hachurada com borda preta.

1.5.2. Província Rondônia-Juruena

A Província Rondônia-Juruena (Santos *et al.*, 2008), ou Província Rio Negro-Juruena (Tassinari & Macambira, 2004) foi formada durante 300 milhões de anos (1,84-1,54 Ga) e possui três domínios principais: Juruena (leste), Jamari (oeste) e Alto Jauru (extremo sul). Scandolaro *et al.*

(2014) denominaram esses domínios de terrenos Roosevelt-Juruena, Jamari e Alto Juru, respectivamente. A província consiste principalmente de gnaisses, anfibolitos, migmatitos, granodioritos, tonalitos e granitos sendo afetada por migmatização, com metamorfismo de fácies anfibolito superior e assembleias de fácies granulítica restritas (Scandolara *et al.*, 2014).

Alguns trabalhos (Santos *et al.*, 2000; Souza *et al.*, 2005; Scandolara *et al.*, 2014, 2017; Duarte, 2015; Assis, 2015) sugerem que a Província Rondônia-Juruena seja resultado de um ambiente de margem continental ativa, a partir da subducção da crosta oceânica sob a crosta Tapajós-Parima, originando material juvenil em concomitância com contaminação crustal. Isso teria gerado um plutonismo calcioalcalino intermediário a ácido, de alto potássio, o qual representaria um arco magmático, denominado por Souza *et al.* (2005) como Arco Mágmatco Juruena. Contrariamente, outros autores (Leite & Saes., 2000; Leite *et al.*, 2005; Pinho *et al.*, 2001; Neder *et al.*, 2002; Rizzotto & Quadros, 2005; Barros *et al.*, 2009; Rizzotto *et al.*, 2016) reconhecem a possibilidade da geração de magmatismo bimodal em um ambiente intraplaca extensional (Alves *et al.*, 2019).

O sul da Província Rondônia-Juruena é composto pelo Complexo Nova Monte Verde (1,77 Ga), a Super Suíte Juruena (1,82-1,74 Ga, ambas definições de Alves *et al.*, 2019), o Sienito Cristalino (1,81 Ga), as suítes máficas Vespor (1,78 Ga) e Guadalupe, o Grupo Colíder (1,81-1,76 Ga), a Suíte Teles Pires (1,81-1,76 Ga), a Suíte Vitoria (1,79-1,78 Ga), o Granito São Romão (1,77 Ga, Santos *et al.*, 2008), o Grupo Roosevelt (1,79-1,74 Ga), a Suíte Zé do Torno (1,73 Ga), o Grupo São Marcelo-Cabeça (1,780 ± 2,8 Ma U-Pb LA-ICP-MS, este trabalho), a Suíte Nova Canaã (1,74 Ga), e o Grupo Beneficente (1,78-1,73 Ga). Estas rochas estão intrudidas pela Suíte Serra da Providencia (1,6-1,53 Ga) e parcialmente recobertas pelas rochas sedimentares e *sills* máficos do Grupo Caiabis (1,4-1,2 Ga). A Alcalina Canamã (1,25 Ga) intrude o Grupo Roosevelt e a Suíte Zé do Torno em decorrência das falhas transcorrentes de direção NW-SE, e localiza-se entre as cidades de Juruena-MT e Cotriguaçu-MT. Essas mesmas falhas transcorrentes são responsáveis por dar a forma de bacia *Pull-Apart* ao Grupo Caiabis (Santos *et al.*, 2008; Scandolara *et al.*, 2014).

1.5.3. Geologia Local

Os grupos Roosevelt e São Marcelo-Cabeça localizam-se no Domínio Juruena da Província Rondônia-Juruena (Santos *et al.* 2008), na porção sudoeste do Cráton Amazônico.

Trindade Netto *et al.* (2020) dividiram o Grupo Roosevelt em duas formações: Formação Serra do Expedito e Formação Filadélfia (figuras 2 e 3). Segundo essa proposição, a Formação Serra do Expedito (1,79-1,74 Ga), que compõe a maioria dos afloramentos do Grupo Roosevelt, é dividida em três membros: 1) Membro Rio Natal, composto essencialmente por rochas vulcânicas e, subordinadamente, subvulcânicas; 2) Membro Ilha Pequena, composto por rochas vulcanoclásticas; 3) Membro Massaranduba, composto por rochas vulcano-exalativas. Os membros do Rio Natal e Ilha

Pequena constituem a maioria das rochas nas proximidades de Aripuanã-MT. Em geral, estão metamorfozadas em fácies xisto verde, com alguma alteração hidrotermal e/ou por intemperismo. A estruturação geral na região de Aripuanã é caracterizada por zonas de cisalhamento de direção variando de NW-SE a E-W, com aspecto sigmoidal, as quais dão a forma anastomosada das rochas do Grupo Roosevelt. Através da magnetometria é possível observar uma grande estrutura sigmoidal, tipo *augen*, onde o Granito Aripuanã serviu de anteparo para as rochas do Grupo Roosevelt, as quais ficaram preservadas dentro da sombra de pressão provocada por deformação sinistral transpressiva dúctil-rúptil. Maiores detalhes da estruturação no trabalho de Trindade Netto *et al.* (2020).

Segundo os autores, as rochas do Membro Rio Natal são metarriolitos e metarriodacitos porfiríticos que ocorrem na forma de domos de lava maciços, derrames e intrusões subvulcânicas associadas a diques e soleiras de metadiabásio. Esses domos e derrames aparecem intercalados a lapilli-tufos e tufos cineríticos, podendo apresentar estruturas de fluxo magmático. O contato dos riolitos e riodacitos é gradacional com os granitos da Suíte Zé do Torno, evidenciado pela transição de textura afanítica, passando pela subvulcânica porfirítica, até a fanerítica grossa dos granitos. Localmente também ocorrem traquiandesitos, dacitos e granitos granofíricos, além de basaltos e vulcânicas hidrotermalizadas.

O Membro Ilha Pequena, de acordo com a definição dos autores, constitui-se por piroclásticas de tração, de fluxo e de queda, de composição riolítica a riodacítica, com destaque para os lapilli-tufos e os tufos cineríticos, com alguns aglomerados e brechas piroclásticas nas proximidades das caldeiras. Nesta unidade é comum observar tufos maciços compactados, por vezes soldados e estratificados. As piroclásticas de queda são amplamente distribuídas em extensos pacotes, ricas em púmices e cinzas vulcânicas e estão intercaladas com as demais vulcânicas e tufos na forma de camadas e lentes. O grau metamórfico dessas rochas varia desde o anquimetamorfismo até o fácies xisto-verde alto; podendo apresentar metamorfismo de contato com cristalização de granada, recristalização da matriz e dobras de fluxo, quanto em contato com os granitos da Suíte Zé do Torno. Próximo às zonas de cisalhamento predominam texturas miloníticas, de *augen* e granolepidoblásticas.

Os autores definiram como Membro Massaranduba o pacote de rochas vulcanogênicas exalativas, representadas por camadas e lentes de sulfeto maciço, carbonatos, tremolito, rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, encontradas no Depósito da Serra do Expedito, localizado na serra homônima, sendo observados principalmente em subsuperfície a partir dos furos de sonda. A estratigrafia da área, definida por Biondi *et al.* (2013) e Biondi (2015), tem cerca de 400 m de metatufos líticos intercalados com metarriolitos, sobrepostos a 160 m de metaturbiditos e metarritmitos, carbonatados nas mineralizações intercalados com lentes de metassilexito e sedimentos epiclásticos; estes sobrepostos a camadas de 60 a 80 m de metatufos dacíticos e

metaignimbritos riolíticos. Este pacote está verticalizado e metamorfizado em baixo grau, preservando grande parte das estruturas primárias, as quais evidenciam o ambiente subaquoso de deposição de sedimentos clásticos e químicos (Trindade Netto *et al.*, 2020).

A Formação Filadélfia é predominante na região entre Juína-MT e Aripuanã-MT, sendo composta por sequências psamo-pelíticas consistindo principalmente de siltitos, argilitos e arenitos dobrados, metamorfizados também em baixo grau. Metaconglomerados, rochas metassedimentares químicas ricas em óxido de ferro e óxido de manganês ocorrem de modo restrito. Esses pacotes sedimentares são intercalados com lentes e camadas de tufos cineríticos e tufos ressedimentados com estruturas originais de deposição, como acamamento plano-paralelo, estratificação cruzada, *fiammes* e lapilli acrescionário. Também constituem essa unidade camadas de metassiltito foliado de cor verde a avermelhado (dependendo do grau de alteração), presentes na Serra do Exedito e região do distrito de Tutilândia (Aripuanã-MT); além de metarenitos com contribuição vulcânica e metarcóseos.

Também foram encontradas rochas básicas associadas ao Grupo Roosevelt na região de Aripuanã, que no início deste estudo pareciam estar correlacionadas com as metavulcânicas ácidas, mas que, após uma avaliação mais apurada, verificou-se tratar-se de diques que podem não ter correlação com o objeto estudado, por isso foram descartadas.

As rochas constituintes do Grupo Roosevelt são oriundas de ambiente de arco vulcânico, em uma bacia intramontana, segundo a proposição de Santos *et al.* (1999, 2000) e Santos (2003). De acordo com Trindade Netto *et al.* (2020), seu magmatismo é subaquoso raso a subaéreo, de composição riolítica a riódacítica calcioalcalina de alto potássio, associadas a granitos, diques e soleiras máficas; além de que o predomínio de piroclásticas ácidas com transporte por tração, fluxo e queda sugerem que esse vulcanismo é do tipo explosivo, estilo Pliniano a Sub-Pliniano, formado sobre crosta continental.

O Grupo São Marcelo-Cabeça é um conjunto de faixas anastomosadas existentes a nordeste da Bacia do Caiabis, de direção NW-SE, compostas por rochas metassedimentares clásticas, pelíticas e químicas e uma associação vulcânica efusiva ácida, com depósitos piroclásticos e epiclásticos, intrusões quartzo-dioríticas subordinadas, associadas aos granitos da Suíte Nova Canaã (figuras 2 e 4). Essas litologias apresentam taxa de deformação dúctil variável, às vezes compatíveis com condições de fácies xisto verde, mas podendo chegar até anfíbolito nas porções mais próximas das zonas de cisalhamento. A sequência é seccionada por uma zona de cisalhamento transpressiva dúctil, predominantemente sinistral e com direção geral N30° – 60°W (Frasca & Borges, 2005; Souza *et al.*, 2005).

Souza *et al.* (2005) definiram que o Grupo São Marcelo-Cabeça com a proposta de subdividi-lo em duas subunidades distintas e separadas por faixas de predominância de tipos litológicos: a) Subunidade de Rochas Metavulcânicas (PPm_{cv}, segundo sigla dos próprios autores), e b) Subunidade de Rochas Metassedimentares (PPm_{cs}). Os autores sugerem que a estratigrafia tenha se iniciado com a deposição de sedimentos detríticos e pelíticos em ambiente fluvial/lagunar seguidos de vulcanismo intermediário a ácido com sedimentação detrítica e química associada, indicado pela presença de depósitos de caráter carbonoso, intercalações de pelitos e arenitos quartzíferos e o estreito relacionamento com depósitos vulcanoclásticos e epiclásticos, por vezes grosseiros. Essa sequência estratigráfica e suas interrelações sugerem um ambiente de relevo positivo, predominantemente dominado por rochas vulcânicas, justapostos a corpos d'água calmos de bacia ou plataforma rasas.

Segundo os autores, as rochas metavulcânicas (PPm_{cv}) ocorrem principalmente na margem esquerda do rio São Marcelo, a sul e a oeste da sede da Fazenda Pontal, composta por litologias subvulcânicas epizonais (microgranito, micromonzogranito, microquartzodiorito, quartzo-sienito e microgranodiorito), vulcânicas (riolito e riodacito), piroclásticas (tufos e brecha) e epiclásticos (paraconglomerados). Na porção sudeste desta subunidade, esse pacote está recoberto discordantemente pelas rochas sedimentares da Formação Dardanelos e os contatos com as rochas do Complexo Nova Monte Verde, granitos São Romão, São Pedro e da Suíte Nova Canaã se dão por zonas de cisalhamento transcorrente, sendo que a Suíte Nova Canaã parece ser parcialmente intrusiva às rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça. As rochas metavulcânicas apresentam interdigitação com as rochas metassedimentares, a qual aparenta ser original entre suas fácies, mas é acentuada localmente por cisalhamento transcorrente, transpondo fatias do conjunto rochoso.

Para as rochas metassedimentares (PPm_{cs}), Souza *et al.* (2005) relatam que ocorrem na região dos povoados de Cabeça e Ourolanda, sendo constituídas por uma sequência pelítica, química e siliciclástica subordinada, essencialmente deformadas em regime dúctil e metamorfozadas em fácies xisto-verde a anfíbolito baixo. São metaconglomerados a metagrauvacas, cianita-quartzitos, sericita-quartzitos, sillimanita gnaisses, quartzo-sericita-granada xistos, muscovita-biotita xistos, clorita-sericita xistos, metacherts e grafita-sericita xistos na forma de lentes, metatufos e intrusões quartzo-dioríticas e graníticas na forma de diques e apófises. As lentes de metachert e de grafita xisto estão intercaladas e interestratificadas com as rochas metassedimentares e os metatufos e também podem transformadas pela hidrotermalização e intemperismo, dificultando a identificação dos protólitos.

Trindade Netto *et al.* (2020), baseados nas semelhanças do conjunto litológico, arcabouço estrutural e idades da Suíte Nova Canaã e do Grupo Roosevelt, consideraram que as rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça seriam uma extensão dos membros Rio Natal e Ilha Pequena na região de Nova Canaã do Norte-MT, portanto pertencentes ao Grupo Roosevelt.

1.6. Área de Estudo e Amostras

A área de estudo localiza-se na porção noroeste do estado de Mato Grosso, entre os paralelos 10° S e 11°30' S e entre os meridianos 55°30' W e 61°30' W (figura 2). Os grupos Roosevelt e São Marcelo-Cabeça estendem-se por 450 km na direção Leste-Oeste a partir de Nova Canaã do Norte-MT até Cacoal-RO, e estendem-se por 130 km de largura.

Além das lâminas e dos dados geocronológicos e geoquímicos de ambos os grupos obtidos do Projeto Aripuanã, algumas lâminas adicionais e os dados de química mineral foram obtidos com recursos adicionais SGB/CPRM e do CRTI/UFG, respectivamente para a realização deste estudo.

No total, este trabalho consiste de 99 análises petrográficas, 13 análises químicas de rocha total, 72 análises de química mineral, 1 idade de U-Pb e 5 de Sm-Nd. As figuras 3 e 4 mostram a localização dos afloramentos das amostras analisadas nas proximidades de Aripuanã-MT (Grupo Roosevelt – figura 3) e de Nova Canaã do Norte-MT (Grupo São Marcelo-Cabeça – figura 4). A relação dos afloramentos está descrita na tabela 1.

Tabela 1: Relação dos afloramentos dos grupos Roosevelt e São Marcelo-Cabeça para localização nos mapas das figuras 3 e 4.

Grupo Roosevelt						Grupo São Marcelo-Cabeça	
Número no mapa	Afloramentos	Número no mapa	Afloramentos	Número no mapa	Afloramentos	Número no mapa	Afloramentos
1	DF-003	24	DF-305	47	FD-121	1	AF-038-B
2	DF-018	25	DF-313	48	FD-146	2	AF-038-C
3	DF-029	26	DF-320	49	FD-184	3	AF-039
4	DF-040-A	27	DF-323	50	FD-206	4	AF-123
5	DF-041	28	DF-394	51	FD-211	5	AF-123-A
6	DF-059	29	FD-006	52	FD-222	6	AF-124
7	DF-060	30	FD-010	53	FD-230	7	AF-133
8	DF-109	31	FD-016	54	FD-235	8	AF-135
9	DF-136	32	FD-022	55	FD-236	9	AF-147
10	DF-199	33	FD-055	56	FD-251	10	AF-148
11	DF-201	34	FD-065	57	FD-253	11	DF-180
12	DF-236	35	FD-067	58	FD-255	12	DF-181
13	DF-243	36	FD-072	59	FD-270	13	DF-182
14	DF-247	37	FD-075	60	FD-275	14	DF-184
15	DF-259	38	FD-077	61	FD-278	15	DF-185
16	DF-281	39	FD-083	62	FD-279	16	DF-186
17	DF-283	40	FD-098	63	FD-280	17	GG-050-A
18	DF-285	41	FD-101	64	FD-281	18	HG-080
19	DF-290	42	FD-107	65	FD-292	19	HG-084
20	DF-296	43	FD-108	66	MC-178	20	PS-001
21	DF-297	44	FD-110	67	MC-192	21	PS-004
22	DF-299	45	FD-112	68	WA-236		
23	DF-304	46	FD-118				

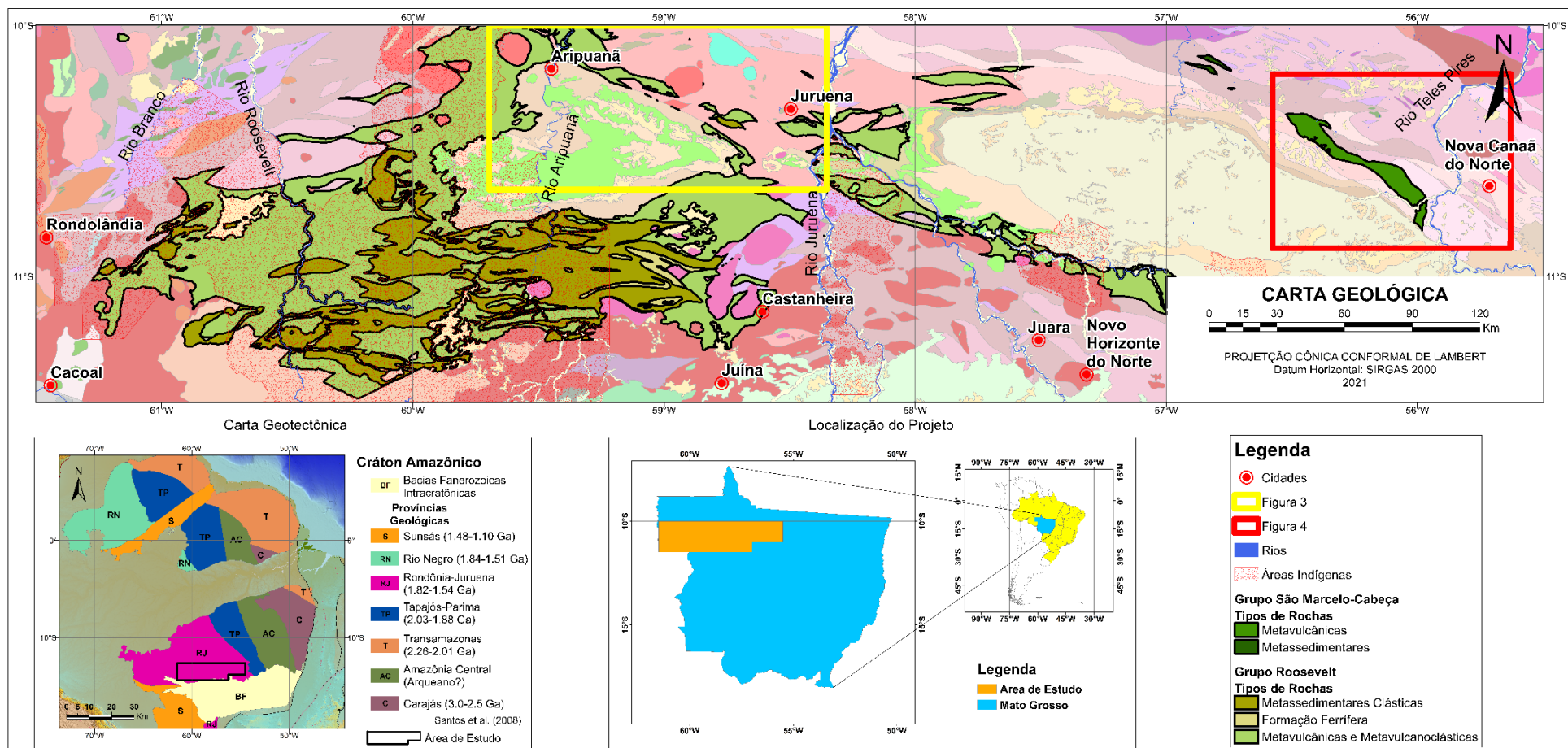


Figura 2: Mapa geológico da área de estudo com indicação da localização das rochas dos Grupos São Marcelo-Cabeça e Roosevelt. Escala do desenho original é de 1:500.000. Adaptado de Trindade Netto *et al.* (2020).

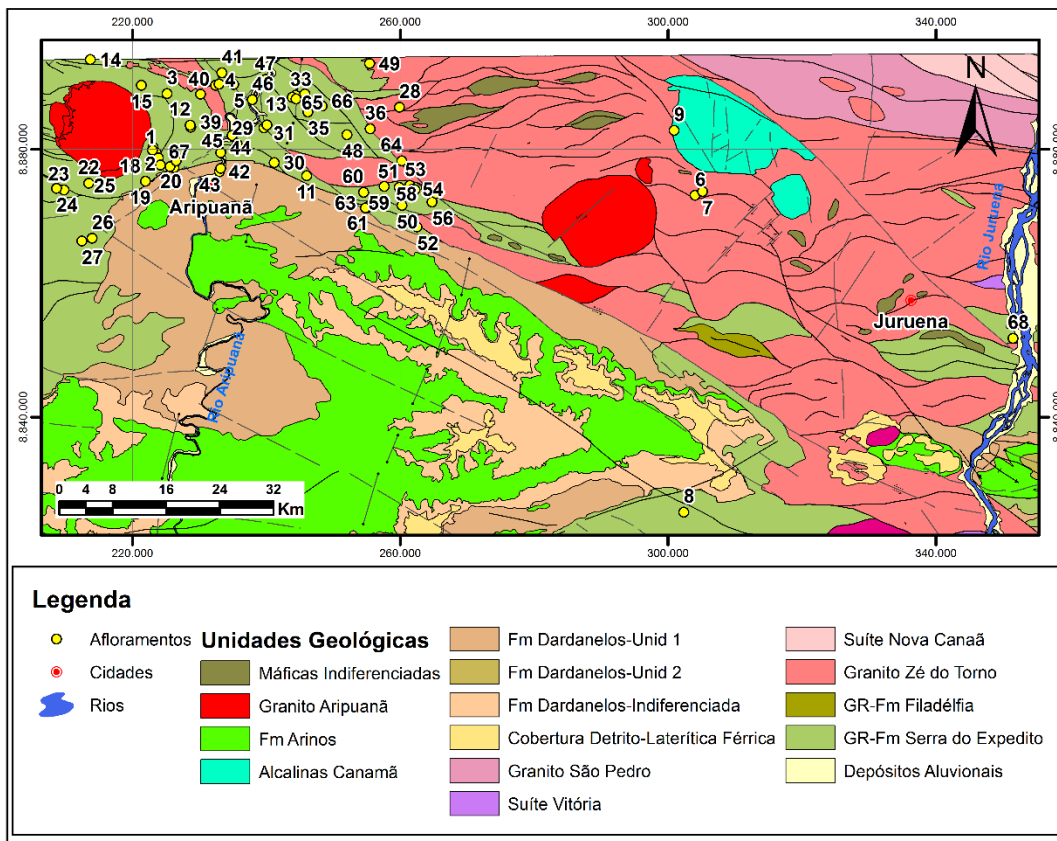


Figura 3: Localização dos afloramentos das amostras do Grupo Roosevelt. Referências da numeração na tabela 1. Adaptado de Trindade Netto *et al.* (2020).

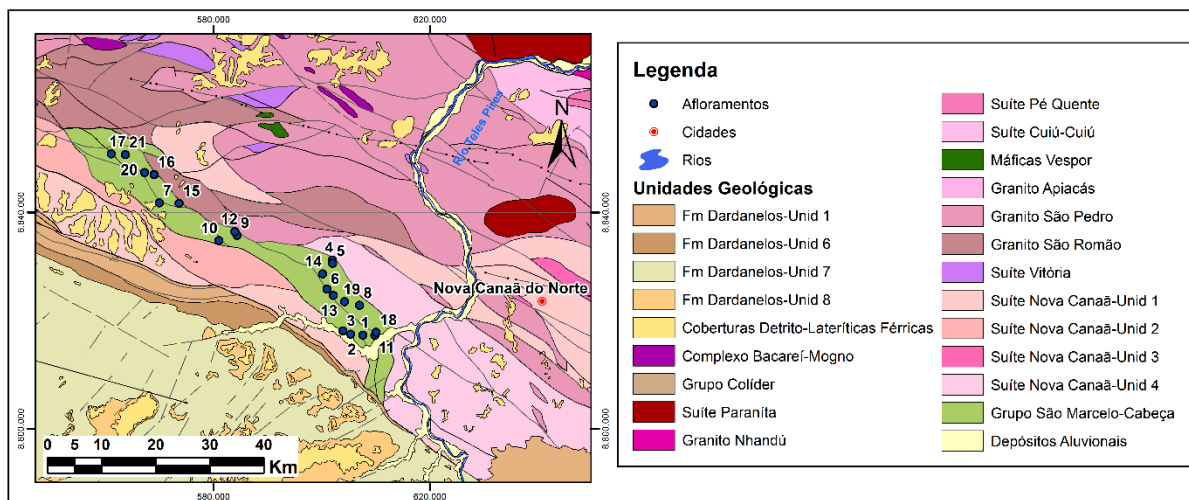


Figura 4: Localização dos afloramentos das amostras do Grupo São Marcelo-Cabeça. Referências da numeração na tabela 1. Adaptado de Trindade Netto *et al.* (2020).

2. Metodologia

As amostras utilizadas no presente trabalho são oriundas das proximidades das cidades Nova Canaã do Norte-MT e Aripuanã-MT, abrangendo as rochas metavulcânicas, metapiroclásticas e meta-subvolcânicas do Grupo São Marcelo-Cabeça, localizadas na margem esquerda do Rio São Marcelo; e da Formação Serra do Expedito (Grupo Roosevelt), respectivamente (ver tabela 1 e figuras 3 e 4).

Os dados e ferramentas utilizadas para a proposição de correlação entre as duas unidades litoestratigráficas foram:

- a. Levantamento bibliográfico;
- b. Realização de perfis geológicos e coleta de amostras durante as etapas de campo;
- c. Laminação e execução das análises químicas
- d. Descrição petrográfica e comparação textural;
- e. Interpretação dos dados de litogeoquímica em rocha total em gráficos de classificação petrológica e geotectônica;
- f. Química Mineral dos feldspatos por microsonda;
- g. Determinação da idade das rochas metavulcânicas pelos métodos U-Pb em zircão e Sm-Nd.

2.1. Petrografia

As lâminas delgadas foram confeccionadas, descritas e fotografadas, respectivamente, nos laboratórios de laminação e de petrografia da Superintendência Regional de Goiânia do SGB/CPRM (SUREG-GO). O Laboratório de Petrografia da SUREG-GO é equipado com dois microscópios da marca Olympus, modelos BX-51 e BX-41, ambos de luz transmitida e luz refletida, com polarizador e câmera fotográfica acoplada. As lentes objetivas são das marcas Olympus e Zeiss, com os aumentos de 2x, 4x, 10x, 20x e 40x.

As estimativas composicionais e as texturas observadas foram usadas como parâmetro para as etapas analíticas seguintes. As amostras classificadas como hidrotermalitos, siltitos, rochas sedimentares clásticas e/ou químicas, milonitos, ou que apresentavam um grau de alteração muito alto que impedisse a verificação composicional em lâmina delgada, foram excluídas da comparação composicional e textural, sendo utilizadas para a etapa de comparação petrográfica somente as amostras de tufos, de ignimbritos e de rochas vulcânicas e subvulcânicas. Desse modo, as amostras foram classificadas em 3 grupos: a) Grupo 1 – Rochas vulcânicas e subvulcânicas; b) Grupo 2 – Ignimbritos e tufos; c) Grupo 3 – Hidrotermalitos, brechas, arenitos vulcanoclásticos, milonitos e rochas muito alteradas. A determinação da composição dos plagioclásios foi feita apenas para as rochas vulcânicas e subvulcânicas pela técnica de Michel-Levy nas lâminas que apresentaram condições favoráveis para essa análise.

2.2. Litogeoquímica

As amostras foram analisadas nos laboratórios da SGS GEOSOL[®] sob requisição do SGB/CPRM para o Projeto Aripuanã. Foram feitas análises multielementares em rocha total de

elementos maiores (fluorescência de Raios-X por fusão com tetraborato de lítio), elementos menores e ETR's (ambos por determinação por fusão com metaborato de lítio – ICP/MS). O *software* GCDKit, versão 6.0 (Janousek *et al.*, 2006), foi usado para o tratamento dos dados.

Para a comparação litogeoquímica entre os grupos Roosevelt e São Marcelo-Cabeça foram utilizadas as amostras do Grupo 1, do qual foram selecionadas apenas as amostras que apresentavam até 10% de minerais secundários em sua composição, reduzindo assim o número de amostras utilizadas para 13. Isso se fez necessário para minimizar os efeitos das alterações hidrotermais e/ou intempéricas existentes nas amostras, procurando manter, dessa forma, a composição mais próxima possível dos magmas originais.

Devido à escassez de amostras pouco alteradas, principalmente entre as rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça, optou-se por tratar conjuntamente as rochas subvulcânicas e vulcânicas visando a comparação entre as unidades.

Além da classificação petrológica, o gráfico QAP/CIPW serviu de base para selecionar as 6 amostras que foram usadas na química mineral. O critério de seleção das amostras foi de separar aquelas que representavam porções distintas do diagrama e que tinham seus respectivos pares no conjunto adjacente, de composição mais semelhante possível. Também foi levado em conta a presença de (micro) fenocristais de feldspatos suficientes na lâmina para serem efetuadas as análises de microsonda, e se os mesmos não estavam com capa de alteração pervasiva por todo o cristal.

2.3. Química Mineral

As lâminas delgadas selecionadas para estudos em microsonda eletrônica foram polidas e cobertas com carbono utilizando evaporadora a vácuo, modelo JEOL JEE-420. A espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS) foi realizada em uma microsonda eletrônica, modelo JEOL JXA-8230, equipada com 5 detectores WDS com cristais LDE1, LDE2, TAP, PET/L-H e LIF-L/H. Um espectrômetro de dispersão de energia (EDS) da marca JEOL acoplado ao sistema também foi usado para controle. As análises foram realizadas em condição de corrente de 15 kV e 20 nA com abertura de feixe de 3 μm . O tempo das análises variou de 20 a 60 segundos por elemento de acordo com a abundância esperada por mineral.

As análises de química mineral foram realizadas no Centro Regional de Desenvolvimento Tecnológico e Inovação da Universidade Federal de Goiás (CRTI/UFG), por microsonda eletrônica em (micro) fenocristais de feldspato das amostras selecionadas nas etapas anteriores, sendo 3 amostras do Grupo Roosevelt e 3 amostras do Grupo São Marcelo-Cabeça, totalizando 72 análises. Destas 9 foram descartadas por terem sido direcionados para os cristais de quartzo ou por ter incidido na matriz fina. Os cristais de quartzo foram utilizados apenas para controle qualitativo das análises.

Os cristais de biotita, que seriam mais adequados para fazer a comparação, são palhetas extremamente finas na maioria das amostras, e naquelas onde aparecem em maior quantidade, são amostras que apresentam maior grau de alteração, portanto não passaram no critério de seleção.

Os resultados analíticos foram usados para determinar os teores em porcentagem das moléculas de An-Ab-Or dos feldspatos estudados, com o auxílio de tabelas estequiométricas. Também foi feita a conversão da porcentagem de massa dos óxidos para teor de cátions, também com auxílio de tabelas estequiométricas. A seguir foi calculado os coeficientes de partição (K_d) dos elementos Si, Ti, Al, Ca, Na, K, Ba, Sr, Sm, Eu, Nd e Ce dividindo-se o teor de cátions encontrados nos minerais com o teor de cátions obtidos a partir dos dados litogeoquímicos em rocha total.

2.4. Geocronologia

A amostra utilizada para a datação do Grupo São Marcelo-Cabeça pelo método de U-Pb em zircão é um metatupo lítico de composição riodacítica (HG-084) (Lat. -10,64166; Long. -56,04709; UTM 604227 E 8823482 S, Zona 21L), originário da porção sul da sequência metavulcânica. As análises foram realizadas no Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília (LEGGA/UnB), por Espectrometria de Massa por Abrasão a Laser e Plasma Induzido Acoplado (LA-ICP-MS), segundo o método descrito por Bühn *et al.* (2009).

Um total de 49 grãos de zircão foram investigados, sendo que destes, 35 foram aproveitados, 5 apresentaram elevado erro analítico, 7 foram descartados por apresentarem elevado teor de Pb comum e 1 resultou em idade muito elevada, podendo ser zircão herdado de contaminação crustal. Os dados foram plotados no gráfico de concórdia com o auxílio do *software* Microsoft EXCEL.

As análises de Sm-Nd em rocha total, método descrito por DePaolo (1981), foram realizadas no mesmo laboratório descrito acima em 4 amostras do Grupo São Marcelo-Cabeça, e comparadas com dados de duas amostras, uma obtida junto ao trabalho de Ribeiro & Duarte (2010) e outra obtida no trabalho de Pinho *et al.* (2003), ambas para o Grupo Roosevelt.

3. Aspectos Petrográficos

As lâminas descritas representam uma ampla variedade de litotipos, com diferentes graus de deformação e alteração por hidrotermalismo e/ou intemperismo. Apesar de ter sido, ao longo de sua história geológica desde o Paleoproterozoico, submetidas a diversos eventos tectônicos, e ao intenso intemperismo vigente na Região Amazônica, em alguns casos as rochas estudadas apresentam um alto nível de preservação, a ponto de poder ser observadas em alguns afloramentos, estruturas primárias de deposição ou de resfriamento. Entretanto, mesmo apresentando um bom grau de preservação, das 99 amostras analisadas inicialmente, apenas 13 foram selecionadas para serem utilizadas na comparação litogeoquímica, por apresentar menos de 10 % de minerais secundários na

estimativa mineral. A estimativa composicional do plagioclásio nas rochas ficou prejudicada na maioria das amostras devido à forte saussuritização e sericitização desses cristais, além de deformações sobrepostas, intercrescimentos gráficos e do rápido resfriamento das rochas efusivas, não permitindo uma boa visualização das maclas pelo procedimento de Michel-Levy, mas nas amostras que foi possível fazer essa estimativa foram colocados os teores de Ab-An. Por vezes as maclas aparecem quase invisíveis, ou com formato pontudo, ou sem uma delimitação precisa de cada macla.

Foram observados metaquartzo-andesitos, metarriolitos, metarriodacitos subvulcânicos, metamonzogranitos subvulcânicos, metaquartzo-sienitos subvulcânicos, metaquartzo-diorito, metaignimbritos, metalapilli-tufos, metatufos cineríticos, metatufos de cristal, metatufos líticos, metarenitos vulcanoclásticos, metadacito, milonitos, anfibolitos, cianita-quartzito e hidrotermalitos. Essas rochas foram separadas em 3 grupos (tabela 2) para facilitar a comparação petrográfica e para dar prosseguimento às etapas seguintes na geoquímica.

Tabela 2: Relação das lâminas descritas na petrografia, separadas por grupos de tipos litológicos. Relação do Grupo 1.

Grupo 1: Rochas Vulcânicas e Subvulcânicas							
Grupo Roosevelt							
Amostra	Rochas	Lat.	Long.	Amostra	Rochas	Lat.	Long.
DF-018	Metarriolito	-10,119373	-59,526963	DF-313-B	Metaquartzo-sienito subvulcânico	-10,14837401	-59,60773199
DF-199	Metamonzogranito subvulcânico	-10,04841	-59,46201	DF-394-B	Metaquartzo andesito	-10,067856	-59,190973
DF-296	Metarriodacito	-10,14341603	-59,51718698	FD-270-A	Metarriolito	-10,174521	-59,212601
DF-299-B	Metarriodacito	-10,16732097	-59,61511401	MC-178	Metarriodacito	-10,06553	-59,29645
DF-305	Metarriodacito	-10,17384402	-59,65895497	MC-192	Metarriolito	-10,147378	-59,498628
Grupo São Marcelo-Cabeça							
Amostra	Rochas	Lat.	Long.	Amostra	Rochas	Lat.	Long.
AF-123	Metaquartzo-sienito subvulcânico	-10,57199	-56,06774	DF-184	Metaquartzo-sienito subvulcânico	-10,59526	-56,08451
AF-123-A	Metaquartzo-sienito subvulcânico	-10,57767	-56,06765	DF-186-A	Metaquartzo-diorito	-10,42983	-56,36933
AF-135	Metaquartzo-sienito subvulcânico	-10,64764	-56,02156	HG-080	Metaquartzo-sienito subvulcânico	-10,69263	-55,99353
DF-180	Metaquartzo-sienito subvulcânico	-10,69767	-55,99572				

Continuação da Tabela 2: Relação do Grupo 2.

Grupo 2: Ignimbritos e Tufos							
Grupo Roosevelt							
Amostra	Rochas	Lat.	Long.	Amostra	Rochas	Lat.	Long.
DF-003	Metatufo de cristal	-10,127483	-59,522645	FD-065-B	Metaignimbrito	-10,04901501	-59,31966098
DF-040-A	Metatufo lítico	-10,03641098	-59,441445	FD-067	Metaignimbrito	-10,07330501	-59,31580497
DF-059-A	Metaignimbrito	-10,189217	-58,788922	FD-072	Metalapilli-tufo	-10,09668298	-59,23108497
DF-060-A	Metatufo de cristal	-10,184146	-58,778681	FD-101	Metatufo cinerítico	-10,019719	-59,43256103
DF-060-B	Metaignimbrito	-10,184146	-58,778681	FD-107	Metatufo cinerítico	-10,15319101	-59,43677402
DF-259	Metatufo cinerítico	-10,035653	-59,542299	FD-108	Metatufo cinerítico	-10,14873502	-59,43503302
DF-281	Metatufo de cristal	-10,123334	-59,52799402	FD-146-B	Metalapilli-tufo	-10,104394	-59,262535
DF-283	Metatufo de cristal	-10,13375304	-59,52004597	FD-211-A	Metalapilli-tufo	-10,175977	-59,191911
DF-285	Metatufo de cristal	-10,13749799	-59,53116104	FD-222	Metatufo cinerítico	-10,229506	-59,16804
DF-290	Metalapilli-tufo	-10,16512902	-59,53767403	FD-230	Metalapilli-tufo	-10,173551	-59,17757
FD-016	Metatufo de cristal	-10,09431099	-59,375736	FD-236-D	Metatufo cinerítico	-10,179425	-59,170468
FD-065-A	Metaignimbrito	-10,04901501	-59,31966098				
Grupo São Marcelo-Cabeça							
Amostra	Rochas	Lat.	Long.	Amostra	Rochas	Lat.	Long.
AF-148	Metatufos lítico riódacítico	-10,54013	-56,25946	HG-084	Metatufos lítico riódacítico	-10,64166	-56,04709

Continuação da Tabela 2: Relação do Grupo 3.

Grupo 3: Hidrotermalitos, Brechas, Arenitos Vulcanogênicos, Milonitos e Rochas Muito Alteradas							
Grupo Roosevelt							
Amostra	Rochas	Lat.	Long.	Amostra	Rochas	Lat.	Long.
DF-029-B	Metatufo lítico	-10,04726898	-59,50744503	FD-112	Metatufo cinerítico	-10,10447203	-59,419082
DF-041	Metatufo de cristal	-10,03560699	-59,41642603	FD-118	Metatufo cinerítico	-10,05645999	-59,39142499
DF-109-A	Meta-arenito vulcanoclástico	-10,61811598	-58,80611904	FD-121	Metatufo de cristal	-10,02927102	-59,37350599
DF-136-B	Metarriolito	-10,10135799	-58,81699397	FD-184	Metarriolito	-10,008612	-59,231334
DF-201	Metarriodacito	-10,15941	-59,31798	FD-206	Meta-arenito vulcanoclástico	-10,20039	-59,188472
DF-236-B	Metatufo cinerítico	-10,179425	-59,170468	FD-211-B	Milonito	-10,175977	-59,191911
DF-247-A	Meta-arenito vulcanoclástico	-10,00059402	-59,61142204	FD-235	Metatufo de cristal	-10,178636	-59,173355
DF-247-B	Meta-arenito vulcanoclástico	-10,00059402	-59,61142204	FD-251-B	Metatufo lítico	-10,196178	-59,147386
DF-297	Metarriolito	-10,14583404	-59,50417601	FD-255	Metarriolito	-10,177973	-59,155064
DF-299-A	Metatufo de cristal	-10,16732097	-59,61511401	FD-275-B	Metaignimbrito	-10,182436	-59,240648
DF-304	Metarriolito	-10,17609296	-59,64882703	FD-275-C	Metaignimbrito	-10,182436	-59,240648
DF-320	Metarriodacito	-10,24149503	-59,61110302	FD-278-A	Metalapilli-tufo	-10,201746	-59,23418
DF-323	Metarriodacito	-10,24503797	-59,625106	FD-279-A	Metatufo cinerítico	-10,203827	-59,237018
FD-006	Metaignimbrito	-10,11624299	-59,41221303	FD-279-B	Metatufo cinerítico	-10,203827	-59,237018
FD-010	Metatufo de cristal	-10,14138401	-59,36200602	FD-280-B	Metalapilli-tufo	-10,203434	-59,238354
FD-022-A	Metatufo cinerítico	-10,09060602	-59,37168502	FD-281	Metalapilli-tufo	-10,140268	-59,188307
FD-075	Metalapilli-tufo	-10,138047	-59,49560702	FD-292-B	Metatufo de cristal	-10,053595	-59,336941
FD-077	Metadacito Subvulcânico	-10,12866003	-59,49715499	WA-236-A	Metaignimbrito	-10,38423	-58,35618
FD-083	Metatufo de cristal	-10,092932	-59,47543899	WA-236-B	Metaignimbrito	-10,38423	-58,35618
FD-110	Metatufo cinerítico	-10,12768999	-59,43505196				

Continuação da Tabela 2: Relação do Grupo 3.

Grupo São Marcelo-Cabeça							
Amostra	Rochas	Lat.	Long.	Amostra	Rochas	Lat.	Long.
AF-038-B	Metatufo cinerítico	-10,69742	-56,01594	DF-181-B	Metatufo lítico	-10,52491	-56,2327
AF-038-C	Metatufo cinerítico	-10,69584863	-56,03663286	DF-182	Hidrotermalito	-10,63109	-56,06602
AF-039	Milonito	-10,69055	-56,04978	DF-185-A	Cianita quartzito	-10,47803	-56,32704
AF-124-A	Hidrotermalito	-10,62071	-56,07702	DF-185-B	Hidrotermalito	-10,47803	-56,32704
AF-124-B	Hidrotermalito	-10,62071	-56,07702	DF-186-C	Hidrotermalito	-10,42983	-56,36933
AF-133	Metarriodacito	-10,4772	-56,3606	DF-186-D	Hidrotermalito	-10,42983	-56,36933
AF-147-A	Hidrotermalito	-10,53128	-56,22915	GG-050-A	Milonito	-10,39541	-56,44195
AF-147-B	Hidrotermalito	-10,53128	-56,22915	PS-001	Milonito	-10,42661	-56,38555
DF-181-A	Metatufo lítico	-10,52491	-56,2327	PS-004	Milonito	-10,39668	-56,41803

3.1. Petrografia das Rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça

Vinte e sete amostras do Grupo São Marcelo-Cabeça foram descritas e fotografadas. Essas rochas apresentam algum grau de alteração por hidrotermalismo ou por intemperismo, podendo estar deformadas e metamorizadas em fácies xisto-verde. No entanto as rochas ígneas do grupo 3 estão mais alteradas ou deformadas que as pertencentes aos grupos 1 e 2.

As rochas efusivas do Grupo São Marcelo-Cabeça, tanto as do grupo 1 quanto as do grupo 3 (tabela 2), caracterizam-se por matriz afanítica a fina; predominância de texturas granolepidoblástica, porfiroclástica e microporfíricas; e estrutura foliada a maciça. São metadioritos, metaquartzosienitos e metarriodacitos, cujas composições dos fenocristais/porfiroclastos e da matriz predominam o K-feldspato em grãos xenomórficos, microcristalinos e por vezes pertítico; seguido pelo plagioclásio, em geral prismático geminado e subédrico; e quartzo em mosaicos de cristais poligonais, ou em intercrescimento gráfico e mirmequítico. Os feldspatos estão predominantemente saussuritizados e sericitizados. São constantes também a presença de aglomerados de lamelas de biotita, anfibólio sódico prismático, titanita xenomórfica, allanita e zircão como minerais acessórios. Sericita, clorita, epidoto e carbonato são os minerais secundários presentes na maioria das amostras.

As rochas piroclásticas do grupo 2 e 3 (tabela 2) caracterizam-se por matriz afanítica a microgranular, textura lepidoblástica, estrutura predominantemente foliada, por vezes com estrutura de fluxo. São de composição principalmente riódacítica. Fragmentos líticos quartzo-feldspáticos, sílica criptocristalina, quartzo recristalizado, bem como *shards* e púmices são constantes nas amostras. No caso dos metatufos cineríticos predominam minerais de alteração (sericita, clorita e argilominerais) e, notavelmente, o plagioclásio é quase ausente, chegando a ser encontrado apenas como traços. Ao contrário dos metatufos cineríticos, os tufos líticos apresentam uma quantidade maior de cristais e fragmentos de K-feldspato pertítico e plagioclásio.

As outras rochas do grupo 3 são hidrotermalitos e milonitos. Todas as amostras nesta condição apresentam textura granoblástica a granolepidoblástica fina, e foliação marcada pelos minerais lamelares. O quartzo é predominante, mas com quantidades expressivas de sericita, biotita e epidoto. K-feldspato e plagioclásio formam agregados policristalinos associados com quartzo, muscovita e sericita. A amostra DF-185-A, em particular, está brechada e com forte alteração hidrotermal; apresentando textura granoblástica e foliação.

Ao todo são oito litotipos descritos abaixo:

3.1.1. Metaquartzo-Diorito

O afloramento do metaquartzo-diorito está localizado na porção norte do Grupo São Marcelo-Cabeça, dentro da cava do garimpo Baixão Novo, na Fazenda Santa Cecília e ocorre na forma de

grandes matações arredondados. A rocha apresenta textura granolepidoblástica, estrutura foliada, cor cinza e veios de quartzo, os quais controlam a mineralização e provocam halos de alteração na encaixante, deixando-a com aspecto cinza-esbranquiçado. Macroscopicamente estão presentes plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda, epidoto e calcopirita (figura 5A e B).

Em lâmina a rocha é foliada, com textura porfiroclástica, constituída por quartzo (~10%) e K-feldspato (~5%) em grãos xenomórficos, lamelas de biotita (~15%) marrom a verde-claro ocorrem associadas com hornblenda prismática (~5%) e agregados de epidoto (~8%). O plagioclásio_(An=01-10) (~49%) forma porfiroclastos de 2 a 5 cm de diâmetro, e apresenta crescimento mirmequítico. A foliação é marcada pela orientação das lamelas de biotita. Sericita (~2%), clorita (~1%), epidoto e carbonato (tr) são os minerais de alteração. Titanita (tr) xenomórfica, allanita (tr) metamictizada subidiomórfica envolvida por epidoto, apatita (tr) prismática e zircões (tr) zonados euédricos a anédricos são os minerais acessórios (figuras 5C e D).

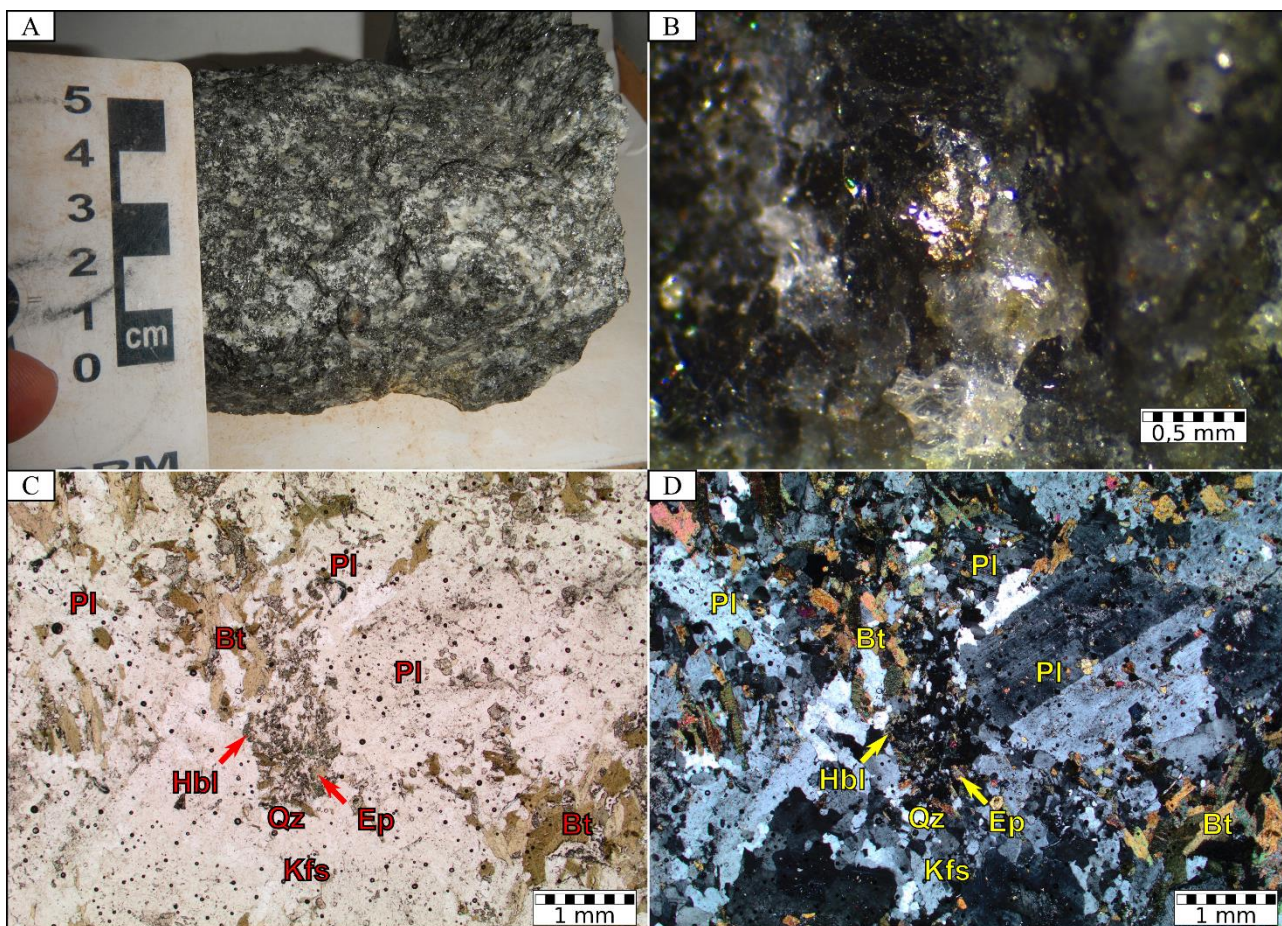


Figura 5: (A) Aspecto macroscópico da amostra DF-186-A (metaquartzo-diorito); (B) foto de detalhe com grão de calcopirita; microfotografias da lâmina em nicóis paralelos (C) e cruzados (D) mostrando a textura granolepidoblástica da matriz em contraste com os porfiroclastos de plagioclásio.

3.1.2. Metaquartzo-Sienito Subvulcânico

O Metaquartzo-sienito subvulcânico ocorre no domínio das rochas metavulcânicas (PPm_{cv}) do Grupo São Marcelo-Cabeça, na porção sul. Macroscopicamente, a rocha é de cor cinza a rosa-claro, apresentando enclaves máficos e amígdalas preenchidas por geodos quartzosos. A matriz é afanítica a fanerítica fina, preferencialmente de estrutura maciça. Na amostra AF-123 a matriz apresenta leve foliação, enquanto que o afloramento AF-123-A, que fica a apenas alguns metros de distância, já apresenta estrutura maciça. Microfenocristais de feldspatos ocorrem localmente e quartzo, biotita, anfibólio e magnetita são visíveis em amostra de mão (figura 6).

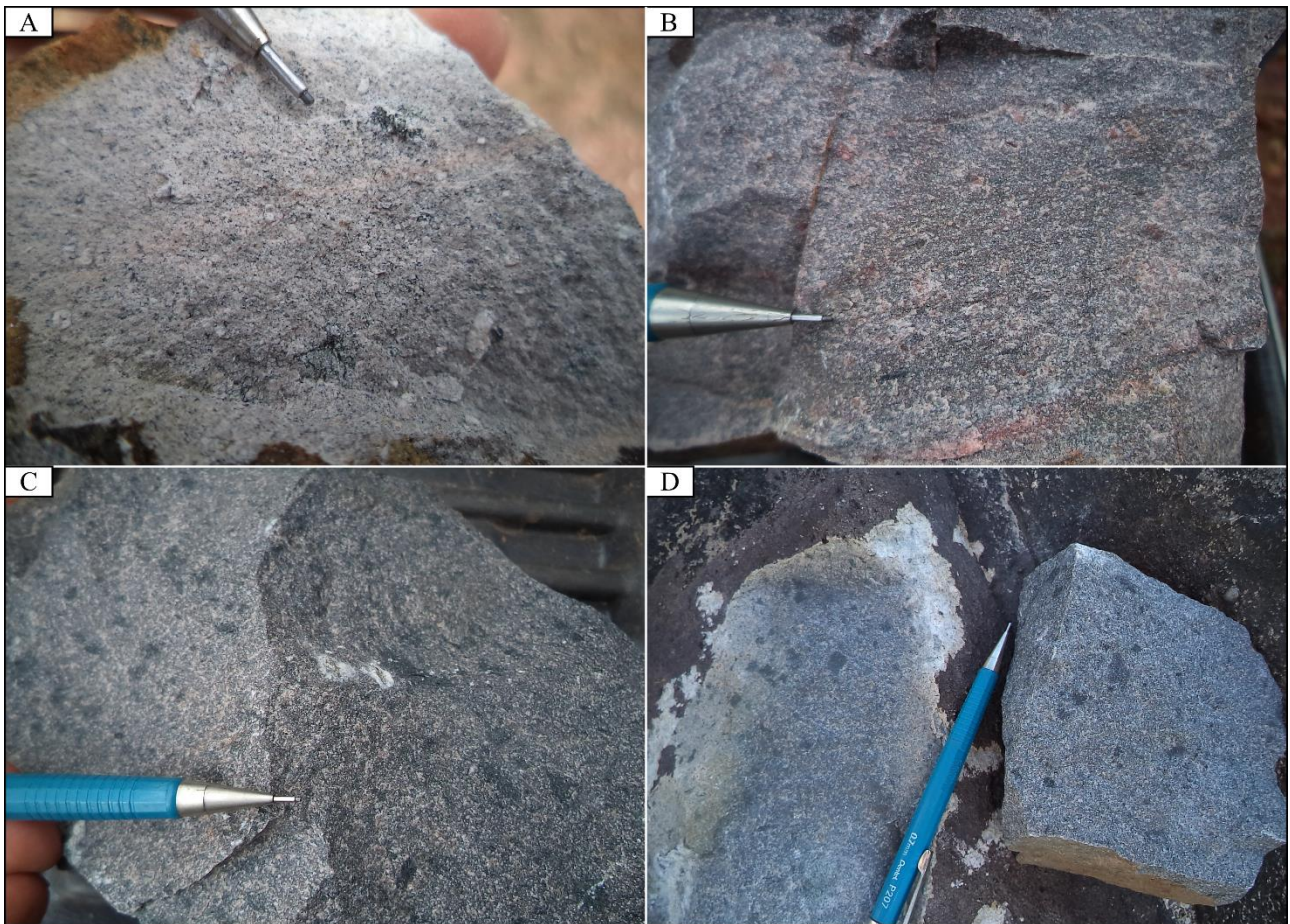


Figura 6: Aspectos macroscópicos das amostras de metaquartzo-sienito subvulcânico: (A) DF-180 mostrando matriz fina e fenocristais de feldspato; (B) AF-123 mostrando matriz fina e levemente foliada; (C) AF-123-A e (D) AF-135 mostrando enclaves máficos e estrutura maciça.

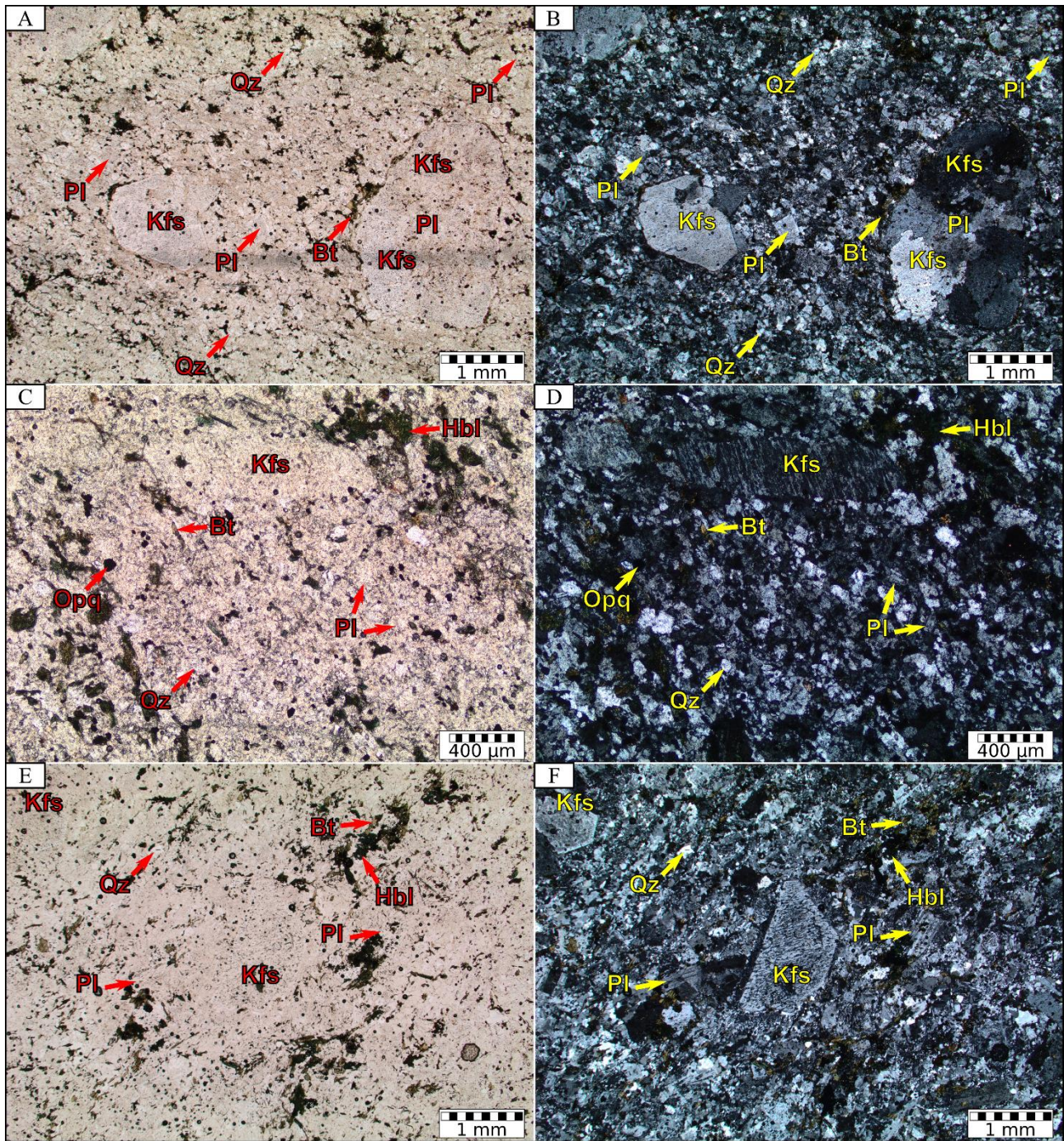


Figura 7: Aspectos microscópicos das amostras de metaquartzo-sienito subvulcânico: lâmina DF-180 em nicóis paralelos (A) e cruzados (B), com matriz microcristalina e predominância de microfenocristais de K-feldspato; lâmina AF-123 em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando o K-feldspato pertítico e foliação marcada pela biotita e hornblenda; lâmina AF-123-A em nicóis paralelos (E) e cruzados (F), mostrando a matriz microcristalina e os fenocristais de K-feldspato euédricos.

Microscopicamente ocorrem texturas granofíricas a microporfíricas, por vezes em estrutura orientada. Os microfenocristais são de K-feldspato pertítico e medem entre < 1 a 3 mm. Microfenocristais de plagioclásio são raros. Na matriz, o K-feldspato (41 a 63%) é microcristalino euédrico a subédrico. O plagioclásio_(An=06-16) (15 a 25%) é prismático euédrico a subédrico, às vezes apresenta saussuritização e/ou sericitização. O quartzo (10 a 15%) forma agregados microcristalinos

na matriz e apresenta intercrescimento gráfico e mirmequítico com os feldspatos (figuras 7). Biotita (3 a 10%) verde a marrom está parcialmente alterada para clorita (tr a 3%) e forma agregados lamelares, estando regularmente distribuídas na matriz ou associadas com agregados feldspáticos glomeroporfiríticos. Biotita marrom a marrom-avermelhada pode ocorrer associada com hornblenda (0 a 12%) sódica prismática verde a azulada (figuras 7C, D, E e F). Quando ocorre, a hornblenda mede até 0,3 mm e está orientada entre os agregados quartzo-feldspáticos da matriz. Epidoto (0 a 2%) e clorita são secundários e preenchem microfraturas associadas ou não com magnetita (3 a 4%). Sericita (tr) e carbonato (tr) também são minerais de alteração. Titanita (tr), apatita (tr), zircão (tr), allanita (tr), leucoxênio (tr) e são os minerais acessórios.

3.1.3. Cianita Quartzito

Em afloramento de corte de estrada, o cianita quartzito está brechado, foliado, alterado por hidrotermalismo e com calcopirita disseminada. Na amostra de mão, sua cor é avermelhada, manchas cinza e pretas, mostrando textura granoblástica fina. Quartzo, sericita e hidróxido de ferro são visíveis a olho nu (figuras 8A e B).

Microscopicamente, a amostra está muito alterada, apresenta estrutura foliada e textura granoblástica fina. Constitui-se essencialmente de quartzo (~87%), cianita (~5%) e opacos (~5%). Quartzo forma mosaicos de cristais poligonizados. Cianita ocorre em fragmentos de cristais prismáticos. Palhetas de sericita (~3%) são intersticiais ao quartzo (figuras 8C a F). O mineral opaco é disforme, forma aglomerados e está liberando hidróxido de ferro. Cristais xenomórficos de zircão (tr) são acessórios.



Figura 8: (A) Afloramento da amostra DF-185-A (cianita-quartzito); (B) calcopirita rodeada por hidróxido de ferro, (C e D) microfotografias da lâmina mostrando textura granoblástica fina e os mosaicos de quartzo poligonal; (E e F) detalhes dos aglomerados de minerais opacos e dos cristais de quartzo.

3.1.4. Metarriodacito

Rocha de cor cinza chumbo, granofírica, está alterada em afloramento apresentando magnetita oxidada e fenocristais de feldspatos zonados. Macroscopicamente ocorrem manchas esbranquiçadas, esverdeadas a avermelhadas, textura microporfirítica de matriz afanítica e estrutura orientada, sendo constituída por feldspatos, quartzo, biotita, epidoto e magnetita (figuras 9A e B).

Microscopicamente a rocha apresenta textura microporfirítica, de matriz afanítica a microcristalina, estrutura orientada. Os microfenocristais são de plagioclásio_(An=09-17) (~27%) e K-

feldspato (~15%) de tamanhos entre 1,0 e 5,0 mm. O plagioclásio é prismático tabular e está parcialmente saussuritizado. O K-feldspato é tabular, xenomórfico, pertítico. A matriz caracteriza-se por agregados quartzo-feldspáticos micro a criptocristalinos (felsita, ~15%). Minúsculos cristais poligonizados de quartzo (~20%) ocorrem associados à felsita. Biotita verde (~5%) em agregados lamelares, epidoto (~5%) granular e sericita (~6%) em palhetas são outros componentes da matriz. Opaco (~3%) e titanita (~3%) em cristais idiomórficos a xenomórficos estão associados à biotita. Zircão (tr) euédrico a anédrico e apatita (tr) em prismas ou em seções basais hexagonais são os minerais acessórios (figuras 9C e D).

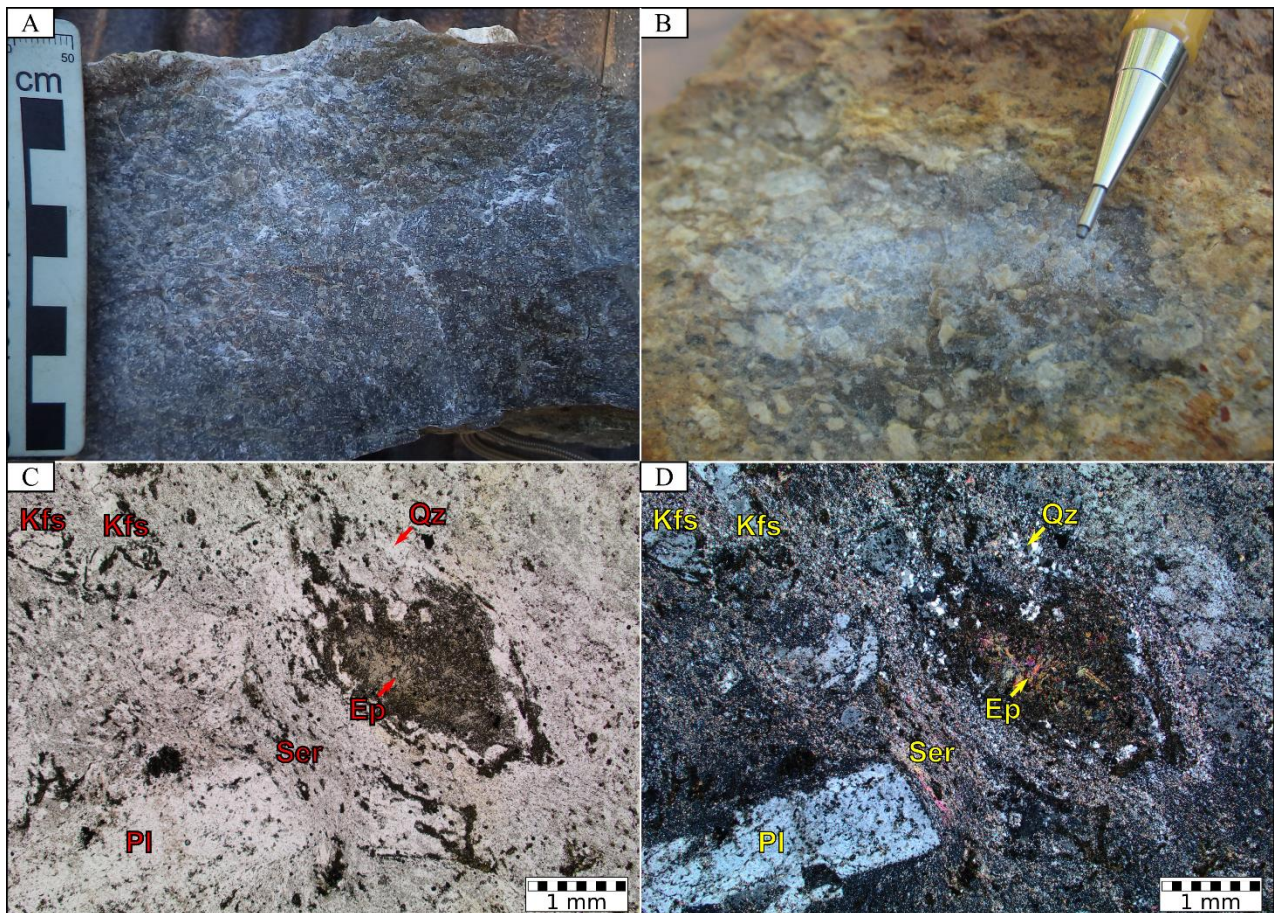


Figura 9: (A) Aspecto macroscópico da amostra AF-133 (metarriodacito); (B) detalhe da amostra mostrando os fenocristais de feldspato; lâmina AF-133 em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando matriz foliada, fenocristais dos feldspatos e o epidoto granular no centro.

3.1.5. Metatufo Cinerítico

Os afloramentos são em corte de estrada ou em blocos e estão intemperizados, com granulometria afanítica, cor cinza a roxa, presença de *fiammes*, quartzo e cristaloclastos de plagioclásio epidotizado e sericitizado. Em amostras de mão ocorrem manchas submilimétricas a milimétricas claras a esverdeadas escuras, além de estrutura maciça a foliada. Constitui-se de sericita, quartzo, argilominerais, feldspatos e óxidos de ferro (figura 10).

Em lâmina, a textura varia de criptocristalina a lepidoblástica muito fina e estrutura maciça a foliada, muito alterada. Agregados de palhetas de sericita (24 a 55%) (pseudomorfos?) e clorita (3 a 5%) ocorrem misturados com argilominerais (10 a 35%), sílica criptocristalina (0 a 25%), sericita mais fina, fragmentos de K-feldspato (2 a 3%) e mineral opaco (5 a 6%). Ocorrem litoclastos (~5%) e fragmentos de K-feldspatos peritíticos, plagioclásio (tr) e de quartzo (5 a 20%) intersticiais aos minerais micáceos. Quartzo também preenche vênulas. Mineral opaco parcialmente oxidado ocorre em cristais submilimétricos, xenomórficos, formando trilhas. Zircão (tr) é subédrico, zonado e associado ao opaco. Biotita (tr) parda aparece em raras e minúsculas lamelas. Também ocorrem púmices parcialmente devitrificados (figuras 10C e D).

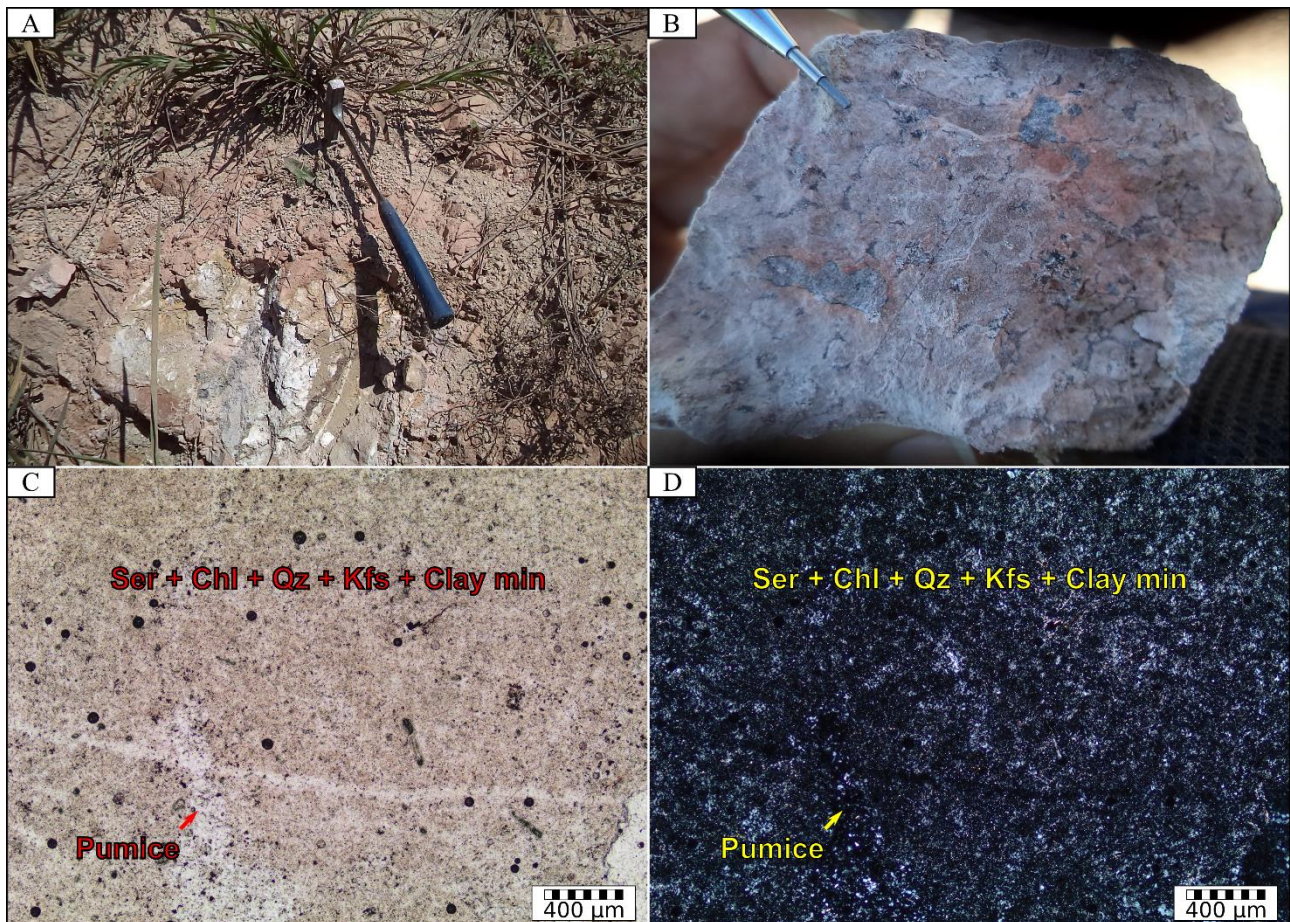


Figura 10: (A) Afloramento da amostra AF-038-B (metatufo cinerítico); (B) aspecto macroscópico; lâmina AF-038-B em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando matriz criptocristalina e púmice em estrutura alongada.

3.1.6. Metatufo Lítico Riodacítico

Os metatufos líticos de composição riodacítica ocorrem na porção sul do Grupo São Marcelo-Cabeça, na forma de blocos arredondados, em cristas de morros ou em lajedos. Apresenta cor acinzentada, textura afanítica e estrutura maciça a orientada, com alguns fenocristais de feldspato e quartzo medindo entre 1 e 10 mm. Biotita, magnetita, sericita e fragmentos líticos são visíveis em amostra de mão (figuras 11A e B).

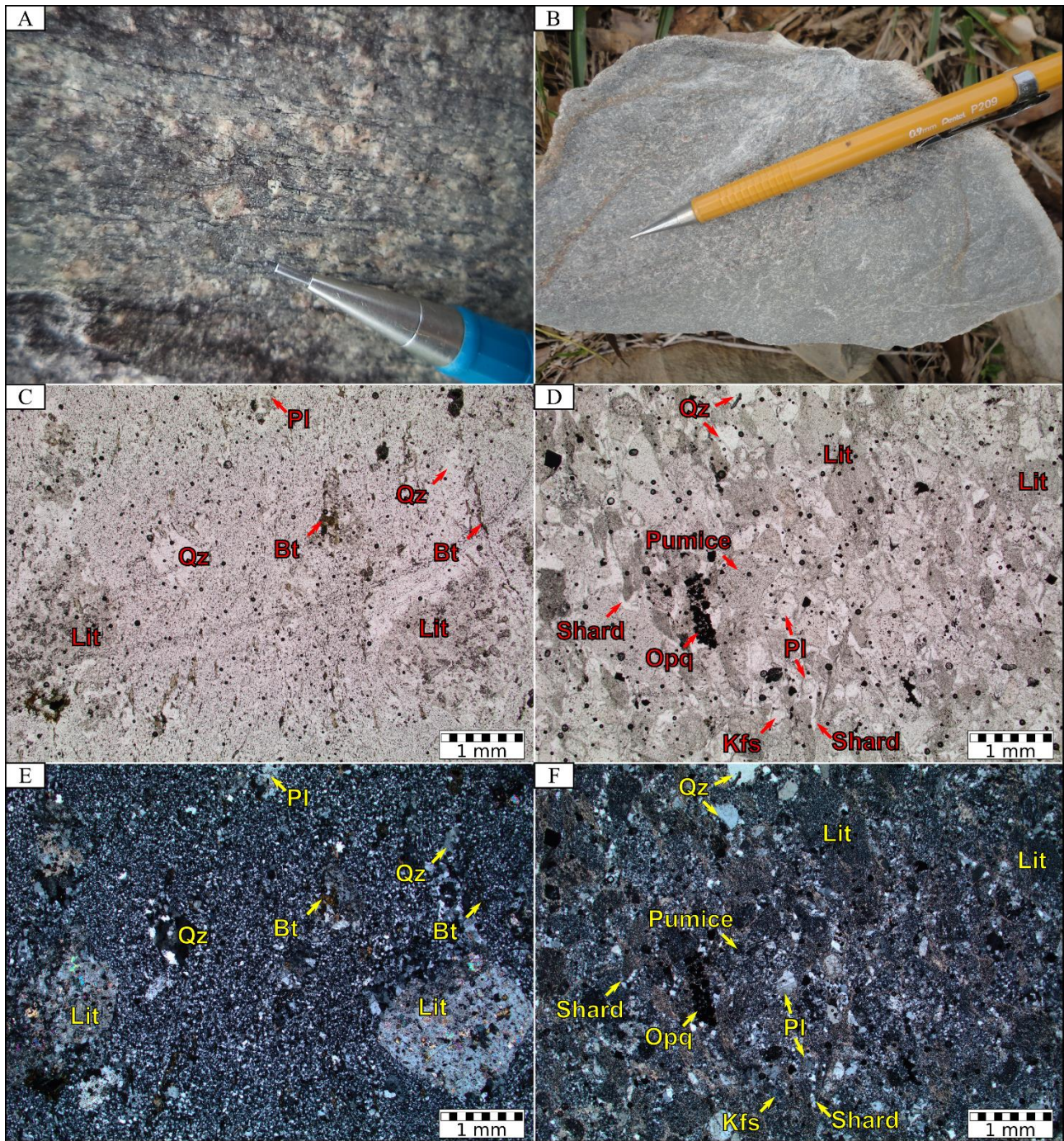


Figura 11: Aspectos macroscópicos e microscópicos das amostras de metatufó lítico riodacítico AF-148 (A, C e E) e DF-181-A (B, D e F); (A) estrutura foliada e cristaloclasto de K-feldspato rotacionado na amostra AF-148; (B) amostra DF-181-A com aspecto homogêneo e matriz fina; lâmina AF-148 em nicóis paralelos (C) e cruzados (E), mostrando matriz afanítica, cristaloclastos de plagioclásio e litoclastos; lâmina DF-181-A em nicóis paralelos (D) e cruzados (F), mostrando os púmices e os shards devitrificados.

Na petrografia, a matriz é afanítica a microgranular, de composição quartzo-feldspática. Os litoclastos quartzo-feldspáticos (10 a 22%) apresentam grãos finos a médios, e estão adicionados à matriz felsítica (0 a 20%), com cristaloclastos de K-feldspatos pertíticos (10 a 22%) e de plagioclásio (15 a 19%), medindo entre <1 a 5 mm. O plagioclásio está saussuritizado. Biotita marrom (0 a 10%) forma agregados lamelares com cristais de magnetita (2 a 5%) xenomórficos a idiomórficos.

Agregados de carbonato (3 a 10%) e sericita lamelar (2 a 15%) também estão associados com a biotita. A biotita está levemente alterada para clorita (0 a 3%). Quartzo recristalizado (20 a 25%) pode ocorrer em microvênulas e microfraturas. Epidoto (0 a 3%), clorita, sericita e carbonato são produtos de alteração hidrotermal. Apatita acicular (tr), titanita xenomórfica (tr a 3%) e raros cristais muito finos de zircão (tr) são os minerais acessórios. As amostras DF-181-A e DF-181-B estão hidrotermalizadas em proporção um pouco maior que as outras, mas é possível ver que os minerais e os litoclastos estão levemente orientados, além de *shards* e púmices parcialmente devitrificados (figuras 11C, D, E e F).

3.1.7. Milonito

As rochas aqui descritas ocorrem muito próximas às zonas de cisalhamento intenso, podendo apresentar xistosidade ou até milonitização, por isso, optou-se por classificá-los como milonitos, por causa de sua estruturação, para separar daquelas rochas que seriam usadas nas análises seguintes. Esses afloramentos têm em comum o fato de se localizarem na porção norte do Grupo São Marcelo-Cabeça, onde ocorrem muitas zonas de cisalhamento, dobras apertadas e crenuladas, e vários garimpos. De fato, das rochas analisadas, uma é encaixante da mineralização de Au do garimpo Gil/Fabinho (GG-050) (figura 12).

Em afloramento, a cor dessas rochas varia de cinza a verde, apresentam estrutura xistosa a milonítica, por vezes sericitizadas. O quartzo ocorre recristalizado ou cominuído. Entre os minerais observados estão a sericita, muscovita, biotita, feldspatos, arsenopirita e calcopirita. A amostra AF-39 tem coloração acinzentada, apresenta forte xistosidade, constitui-se predominantemente de quartzo e sericita, com alguns litoclastos pequenos. Sua textura muito fina e os litoclastos sugerem um protólito vulcanoclástico (figura 12A). A amostra GG-050 tem coloração cinza escuro a preto, também apresenta forte xistosidade e constitui-se basicamente por muscovita, quartzo e biotita (figura 12B). De acordo com Silva & Abram (2008), os protólitos dessa rocha seriam rochas vulcânicas e/ou subvulcânicas ácidas e intermediárias, tectonicamente intercaladas com rochas pelito-carbonosas.

Em lâmina, a textura em geral é granolepidoblástica fina, xistosa, microdobrada a crenulada, com formação de agregados policristalinos de quartzo, muscovita, sericita e feldspatos associados. Na maioria das amostras a composição apresenta quartzo (25 a 54%), muscovita (~39%), biotita (~20%), e sericita (~30%). Na amostra AF-039 não ocorrem a muscovita e a biotita, mas o teor de sericita é de 30%. Outros minerais observados foram sílica criptocristalina (~10%), plagioclásio (~5%), K-feldspato (~3%), sulfetos (~3%), turmalina (~3%), leucoxênio (~1%), zircão (tr) e litoclastos fragmentados (~5%) (figuras 12C, D, E e F).

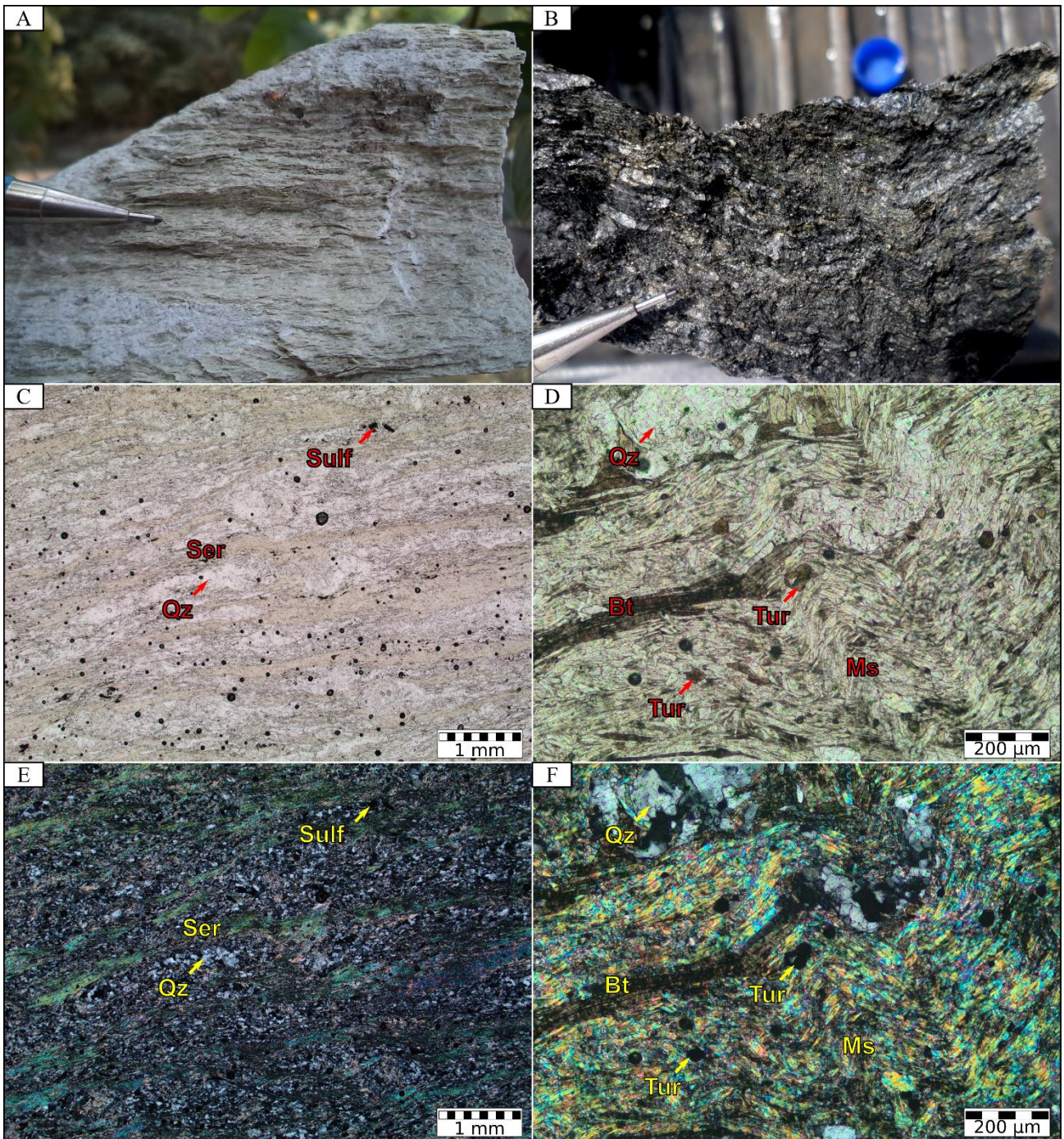


Figura 12: Aspectos macroscópicos e microscópicos das amostras de milonito AF-039 (A, C e E) e GG-050 (B, D e F); (A) amostra AF-039 com forte xistosidade e coloração cinza; (B) Amostra GG-050 mostrando forte xistosidade e alternância entre bandas quartzosas e bandas máficas; lâmina AF-039 em nicóis paralelos (C) e cruzados (E), mostrando a matriz granolepidoblástica fina e os agregados policristalinos de quartzo; lâmina GG-050 em nicóis paralelos (D) e cruzados (F) mostrando matriz crenulada, envolvendo cristais de turmalina e agregados de quartzo.

3.1.8. Hidrotermalito

Do mesmo modo que os milonitos acima descritos, optou-se por classificar algumas rochas como hidrotermalitos por apresentarem forte alteração hidrotermal, por vezes mascarando os respectivos protólitos. Desse modo foram separadas das análises seguintes.

Dependendo da rocha, nos afloramentos podem ocorrer estruturas maciças, de fluxo piroclástico/epiclástico, foliações, e até mesmo vesículas e amígdalas com zeólitas ou calcedônias. A rocha do afloramento AF-124 é um ignimbrito muito hidrotermalizado, mas com preservação das estruturas primárias de deposição (figura 13A e B). No afloramento AF-147 aparece a rocha epiclástica em contato com a efusiva ácida de onde foram retiradas as amostras AF-147-A e AF-147-B, respectivamente (figuras 13C e D). A amígdalas da amostra AF-147-A apresenta hidróxido de ferro que deve ser resultado da alteração de algum sulfeto que deveria estar preenchendo esses espaços. O protólito da amostra DF-182 provavelmente é uma rocha subvulcânica granofírica de composição intermediária a ácida. As amostras AF-123-1, DF-185-B são porções hidrotermalizadas do metaquartzo-sienito, do cianita-quartzito, respectivamente, e as DF-186-C e DF-186-D do metaquartzo-diorito.

Macroscopicamente, em geral são rochas de cor acinzentada, às vezes variando para verde ou vermelho. Quartzo, sericita e hidróxido de ferro são os minerais predominantes, podendo ocorrer também feldspatos, epidoto, hornblenda, biotita, clorita e magnetita. Calcopirita muito fina foi observada na rocha do afloramento DF-182 (figuras 13E e F).

Na microscopia, as texturas variam de criptocristalina a granolepidoblástica muito fina e estrutura foliada. Os componentes mais abundantes são a sericita (1 a 65%) e o quartzo (15 a 45%), seguidos pelo plagioclásio (5 a 36%), clorita (tr a 30%), biotita (10 a 21%), K-feldspato (10 a 20%) e hornblenda (5 a 18%). Epidoto (5 a 10%) e carbonato (tr a 2%) são os minerais de alteração; magnetita (3 a 8%), calcopirita (1 a 5%), titanita (2 a 4%), turmalina (tr), apatita (tr), allanita (tr) e zircão (tr) são os minerais acessórios. Em geral o quartzo é poligonal ou lenticularizado e intersticial aos agregados de palhetas compostas por sericita, clorita e biotita (figura 14). Na lâmina AF-124-B, os litoclastos estão achatados e orientados segundo a foliação, a qual está bem marcada pela sericita e a película de hidróxido de ferro (figuras 14A e B). Em algumas amostras a sericita ocorre associada com a clorita em agregados de palhetas orientadas, localmente crenuladas (figuras 14C e D). Na lâmina DF-182, a sericita recobre toda a lâmina, porém parece estar alinhada segundo as paleo-maclas do plagioclásio e no K-feldspato aparece mais difusa; no quartzo ela envolve os cristais (figuras 14E e F).



Figura 13: Afloramentos e aspectos macroscópicos das amostras AF-124, AF-147 e DF-182: (A) Afloramento AF-124 mostrando ignimbrito alterado com estrutura de fluxo piroclástico; (B) amostra AF-124 mesmo ignimbrito em uma porção com granulometria média; (C) Afloramento AF-147 mostrando o contato entre a rocha epiclástica (AF-147-A) e a efusiva (AF-147-B); (D) amostra AF-147-A mostrando as vesículas e amígdalas; (E) afloramento DF-182; (F) amostra DF-182 mostrando estrutura maciça e em destaque grão fino de calcopirita.

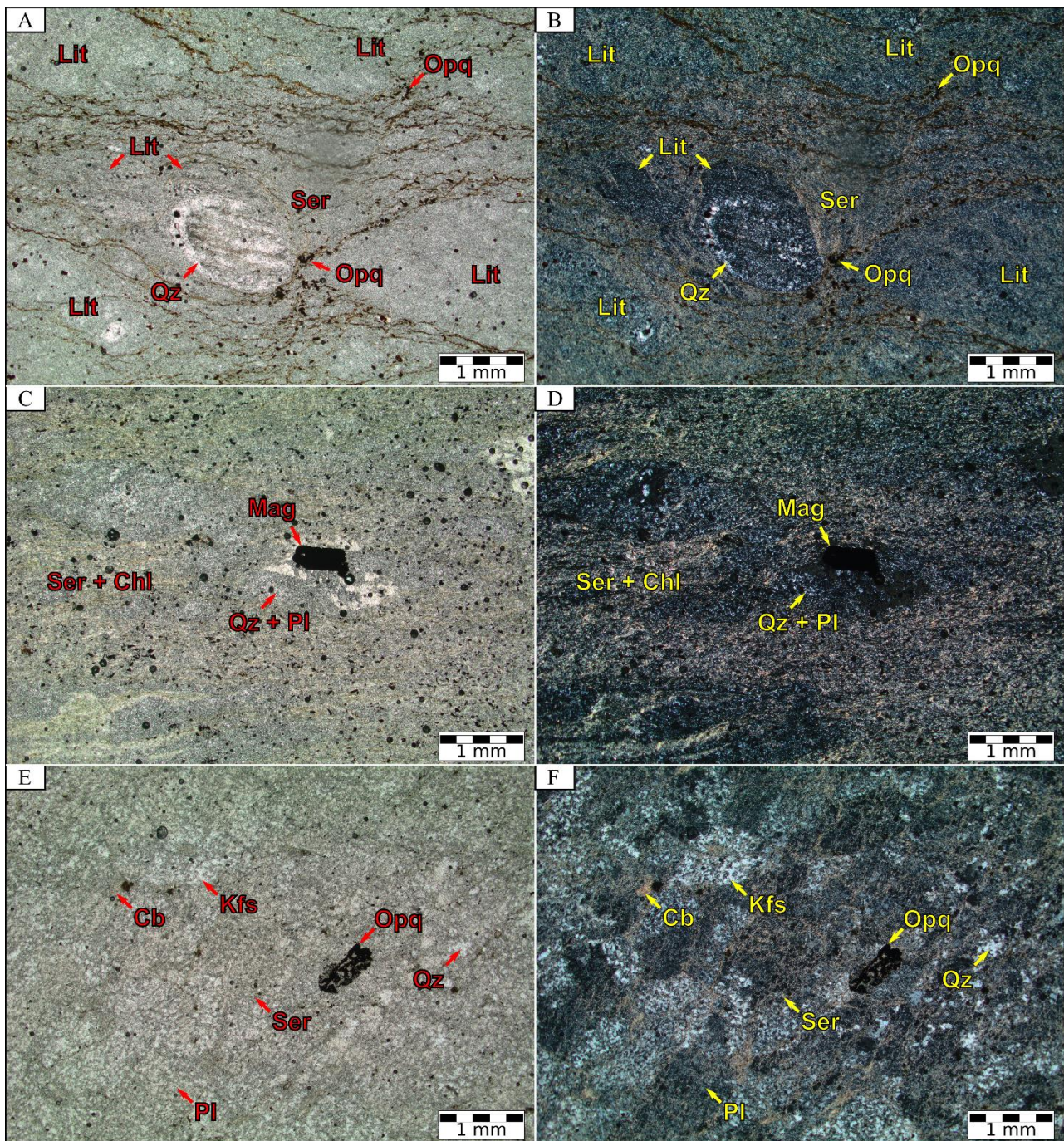


Figura 14: Aspectos microscópicos de alguns dos hidrotermalitos: lâmina AF-124-B em nicóis paralelos (A) e cruzados (B) mostrando a disposição dos litoclastos em relação à matriz; lâmina AF-147-A em nicóis paralelos (C) e cruzados (D) mostrando textura lepidoblástica e amígdala preenchida por agregados policristalinos de quartzo e plagioclásio com cristal de magnetita no centro; lâmina DF-182 em nicóis paralelos (E) e cruzados (F) mostrando textura granofírica recoberta por sericita e carbonato em alteração hidrotermal pervasiva.

3.2. Petrografia das Rochas do Grupo Roosevelt

Trindade Netto *et al.* (2020) descreveram as rochas a seguir em cada uma das subdivisões da Formação Serra do Expedito e uma amostra da Formação Filadélfia, ambas do Grupo Roosevelt. O foco aqui não é redefinir as respectivas formações e membros definidos no trabalho citado, mas usar as características mais comuns dessas rochas para a comparação com o Grupo São Marcelo-Cabeça.

Portanto os nomes aqui apresentados podem diferir um pouco do trabalho de Trindade Netto *et al.* (*op. cit.*) pois as rochas foram reclassificadas a partir desse estudo petrográfico.

Ao todo são 72 amostras do Grupo Roosevelt descritas e fotografadas e que, semelhantemente às rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça, apresentam alteração por hidrotermalismo ou por intemperismo, porém melhor preservadas e podem estar metamorfozadas em fácies xisto-verde.

As rochas efusivas do Grupo Roosevelt, pertencentes aos grupos 1 e 3 (tabela 2), caracterizam-se por apresentar matriz predominantemente criptocristalina a microgranular fina. Por vezes ocorrem textura felsítica, micropoiquilítica, granofírica, microporfirítica e granoblástica/porfiroclástica, e estrutura foliada a protomilonítica. Os principais minerais, que ocorrem como (micro) fenocristais, são o quartzo xenomórfico, sempre com golfos de corrosão; plagioclásio tabular, subidiomórfico a glomeroporfiríticos, parcial ou totalmente saussuritizado; e o K-feldspato tabular, xenomórfico, pertítico, por vezes intercrescido com quartzo. Biotita, hornblenda, titanita, minerais opacos, apatita, allanita, turmalina e zircão também normalmente aparecem na composição geral das rochas do Grupo Roosevelt. Epidoto, muscovita/sericita, clorita e carbonato são as alterações mais comuns. Nas vulcânicas também são encontrados fragmentos líticos e sílica criptocristalina.

As rochas piroclásticas pertencentes aos grupos 2 e 3 (tabela 2) são principalmente tufos de matriz cripto a microcristalina, quartzo-feldspática, e podem apresentar texturas micropoiquilítica, porfiroclástica e granolepidoblástica. Em geral apresentam foliação e fragmentos líticos graníticos e tufáceos, de cristais e de púmices achatados. Os micrólitos presentes são de biotita, sericita/muscovita e sílica criptocristalina; e os cristaloclastos são principalmente de quartzo, plagioclásio e K-feldspato. O quartzo apresenta golfos de corrosão, extinção ondulante, pode ocorrer recristalização, e por vezes intercrescido com os feldspatos. O K-feldspato é pertítico, tabular anédrico e parcialmente substituído por argilominerais. O plagioclásio é tabular, subédrico a anédrico e alterado para sericita, carbonato e epidoto. Os minerais acessórios presentes são minerais opacos, titanita, apatita, allanita e zircão. Outros minerais de alteração encontrados são clorita e fluorita.

O meta-arenito vulcanoclástico é um caso à parte por se tratar de uma rocha epiclástica de origem vulcânica e que em campo se assemelha ao metatufos de cristais.

São treze litotipos descritos abaixo:

3.2.1. Metaquartzo-Andesito

A rocha é cinza escuro, de matriz afanítica, com autólitos félsicos e fenocristais de plagioclásio medindo entre 1,0 e 5,0 mm. Em amostra de mão, é fracamente foliada e tem textura porfiroclástica. Os porfiroclastos são de plagioclásio subarredondado e quartzo azulado (figuras 15A e B).

Em lâmina a matriz é microgranular e micropoiquilítica, com textura porfiroclástica, composta por cristais de quartzo (~25%), plagioclásio_(An=40-42) (~40%), micrólitos orientados de biotita (~20%) e titanita (~4%). O plagioclásio é subidiomórfico a idiomórfico prismático, medindo até 0,5 mm, está parcialmente saussuritizado e com bordas corroídas pela matriz. O quartzo é xenomórfico com golfos de corrosão, apresenta extinção ondulante e microtexturas de recuperação com geração de subgrãos indicam processos de deformação dinâmica. Aglomerados centimétricos de biotita parcialmente cloritizada (~1%) ocorrem associados com titanita, epidoto (~3%) e cristais subédricos de magnetita (?) (~5%). Sericita (~2%), epidoto, clorita e carbonato (tr) são os minerais de alteração, enquanto que a titanita, magnetita, apatita (tr) e zircão (tr) são minerais acessórios (figuras 15C e D).

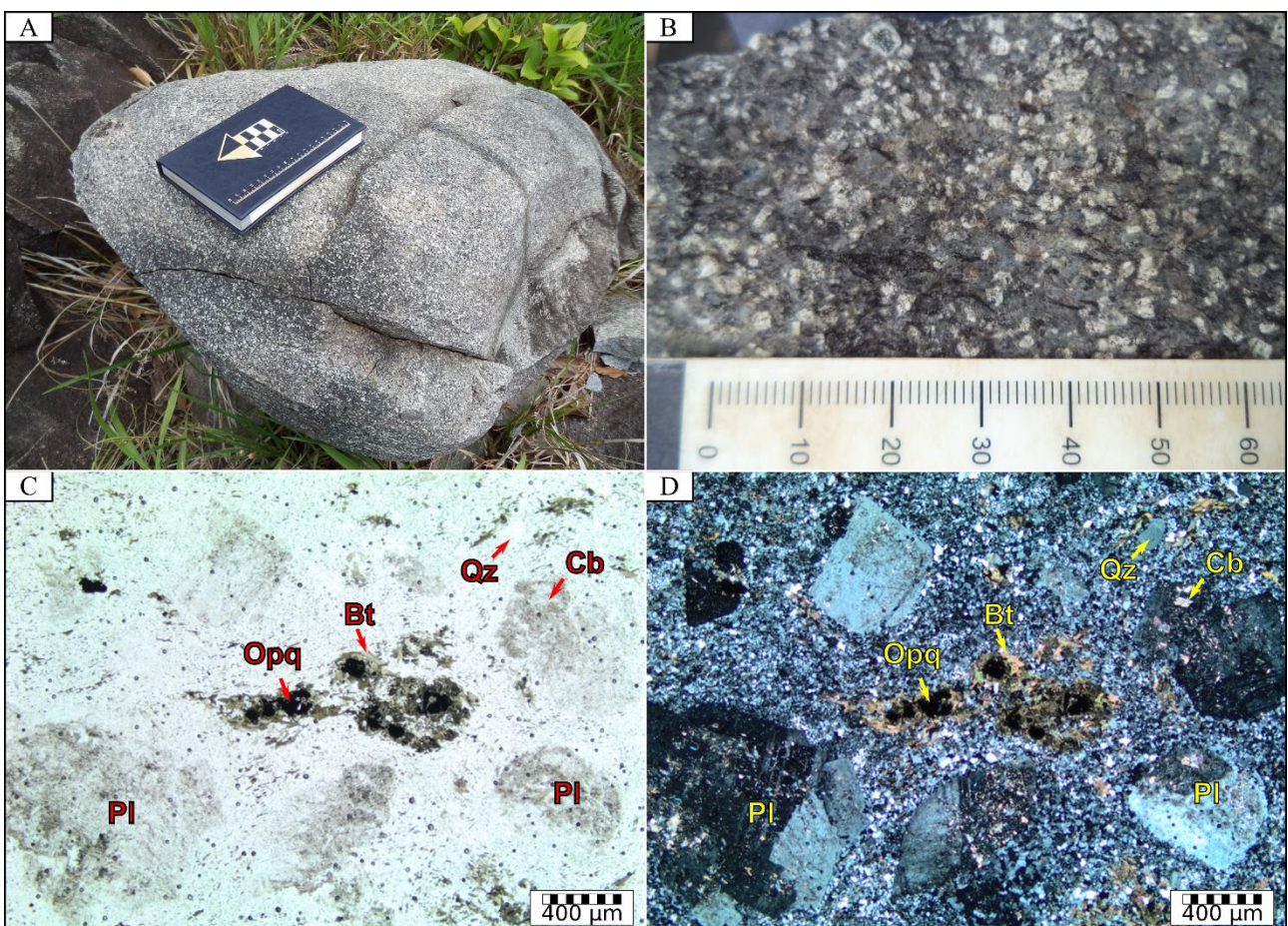


Figura 15: (A) Afloramento da amostra DF-394-B (metaquartzo-andesito); (B) aspecto macroscópico; lâmina DF-394-B em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando os porfiroclastos de plagioclásio e os aglomerados de biotita em volta da magnetita.

3.2.2. Metarriolito

Essa rocha é uma das mais preservadas do Grupo Roosevelt, mas em afloramento pode apresentar *extension gashes* e pares conjugados de fraturas e também amígdalas e vesículas. Em amostra de mão apresenta cor cinza escuro a marrom-avermelhada, textura microporfírica de matriz

afanítica e estrutura maciça, às vezes foliada. Microfenocristais de feldspato e quartzo variam de 1 a 4 mm (figuras 16A e B). Também podem ocorrer biotita e minerais opacos como acessórios.

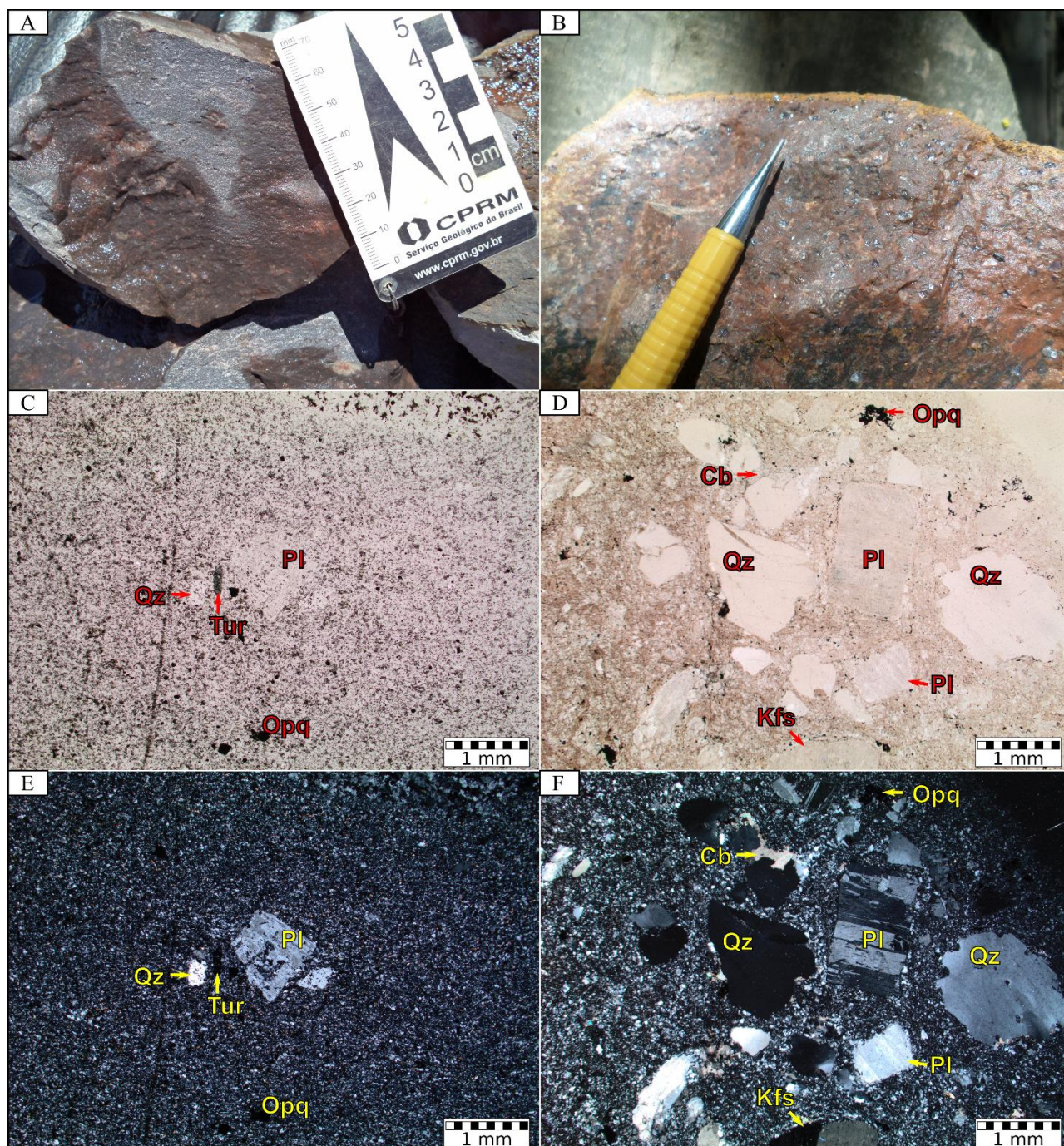


Figura 16: Aspectos macroscópicos e microscópicos das amostras de metarriolito DF-018 (A, C e E) e MC-192 (B, D e F); (A) amostra DF-018 com estrutura maciça; (B) detalhe da rocha MC-192 mostrando fenocristais de quartzo azulado; lâmina DF-018 em nicóis paralelos (C) e cruzados (E), mostrando a matriz criptocristalina e cristal de plagioclásio com princípio de textura esqueletal; lâmina MC-192 em nicóis paralelos (D) e cruzados (F), mostrando a matriz criptocristalina e microfenocristais de plagioclásio, quartzo e K-feldspato.

Em lâmina a matriz é afanítica felsítica com textura microporfírica, às vezes recristalizada e orientada. Microfenocristais são de quartzo (10 a 35%), K-feldspato (15 a 31%) e plagioclásio_(An=1-12) (12 a 30%). O quartzo é anédrico e apresenta golfos de corrosão. O K-feldspato é tabular, anédrico,

por vezes pertítico. O plagioclásio é tabular prismático e subédrico, por vezes pode apresentar textura esquelética e golfos de corrosão. A matriz é composta por quartzo, feldspatos microcristalinos e, às vezes, micrólitos de sericita/muscovita (3 a 10%) orientados, com agregados de carbonato (~3%) e opacos (3 a 5%) parcialmente oxidados liberando hidróxido de ferro na matriz. Associadas aos opacos ocorrem microlamelas de biotita (1 a 7%) verde ou biotita marrom a caramelo em parte cloritizadas (tr a 1%). Zircão (tr), titanita (1 a 3%), apatita (tr) e turmalina (tr) são os minerais acessórios. Epidoto (<1%), biotita e opacos localmente preenchem microfraturas (figuras 16C, D, E e F).

3.2.3. Metarriodacito

Em afloramento a rocha apresenta cor cinza a marrom com manchas esbranquiçadas, matriz afanítica a fanerítica média, com fenocristais de quartzo subarredondados a subangulosos medindo até 5 mm de comprimento. Também em afloramento pode ocorrer película de Mn e/ou de Fe recobrando a rocha. Em lupa de mesa observa-se textura microporfirítica em matriz afanítica e estrutura maciça a orientada. Também ocorrem feldspatos, biotita e magnetita (figuras 17A e B).

Microscopicamente a rocha apresenta matriz afanítica a microgranular, textura (micro) porfirítica e estrutura maciça a orientada. Os (micro) fenocristais são predominantemente de quartzo (25 a 40%), plagioclásio (15 a 40%) e K-feldspato (10 a 15%) e medem entre 1 e 5 mm, com fragmentos líticos esporádicos (3 a 4%). O quartzo é xenomórfico, ameboide a arredondado, apresenta golfos de corrosão e extinção ondulante. O plagioclásio é tabular prismático, subidiomórfico, está parcialmente saussuritizado e localmente apresenta borda de reação. O K-feldspato é tabular, xenomórfico, pertítico e também pode apresentar borda de reação. A matriz constitui-se de felsita (0 a 25%), de agregados quartzo-feldspáticos, microcristalino, entremeados com sílica criptocristalina (3 a 20 %), agregados lamelares de biotita parda (tr a 10%) orientados e deformados. Associados aos agregados de biotita ocorrem minerais opacos (1 a 4%), titanita (tr a 2%), allanita metamictizada (tr a 1%), turmalina (tr), apatita (tr) e zircão (tr). Sericita (1 a 10%), epidoto (tr a 5%), carbonato (tr a 3%) e clorita (1 a 10%) são produtos de alteração hidrotermal (figuras 17C, D, E e F).

No caso da amostra MC-178, a microscopia mostra que a rocha é composta por cerca de 7 a 8% de fenocristais e o restante de matriz criptocristalina, devitrificada e, provavelmente, de composição dacítica a riódacítica, portanto a mineralogia identificada refere-se aos fenocristais. O quartzo forma microcristais poligonais ao preencher microfraturas nos feldspatos. O plagioclásio está levemente sericitizado e o K-feldspato apresenta geminação Baveno. O mineral opaco observado nessa lâmina pode ser ilmenita.

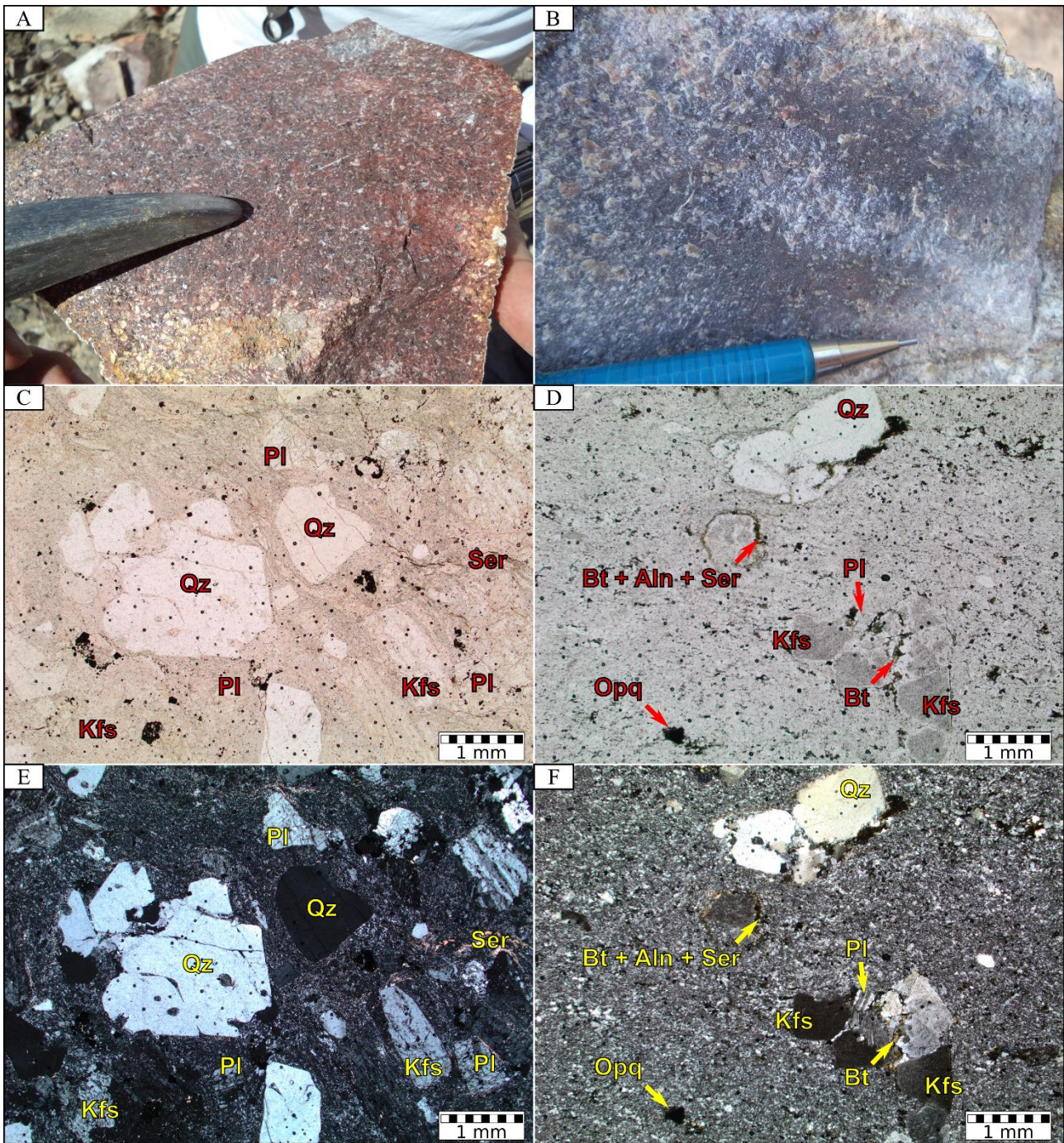


Figura 17: Aspectos macroscópicos e microscópicos das amostras do metarriodacito DF-305 (A, C e E) e MC-178 (B, D e F); (A) amostra DF-305 mostrando aspecto maciço e coloração marrom; (B) amostra MC-178 mostrando aspecto maciço e fenocristais de quartzo azulado; lâmina DF-305 em nicóis paralelos (C) e cruzados (E) mostrando matriz criptocristalina e textura microporfírica; lâmina MC-178 em nicóis paralelos (D) e cruzados (F), mostrando matriz criptocristalina e fenocristais de quartzo e K-feldspato, com alguns plagioclásios menores associados.

3.2.4. Metamonzogranito Subvulcânico

Essa rocha aparece na porção de transição entre o domínio das vulcânicas do Grupo Roosevelt e o domínio da Suíte Zé do Torno. Em afloramento aparece na forma de blocos e matações, apresenta coloração rosada escura, está alterada e apresenta granulometria média a fina, com fenocristais de quartzo azulado, semelhantes aos presentes no metarriolito do ponto MC-192 (figuras 18A e B).

Macroscopicamente apresenta manchas verdes escuras a esbranquiçadas, textura inequigranular/microporfirítica, sendo composta por plagioclásio, quartzo, K-feldspato, biotita e magnetita.

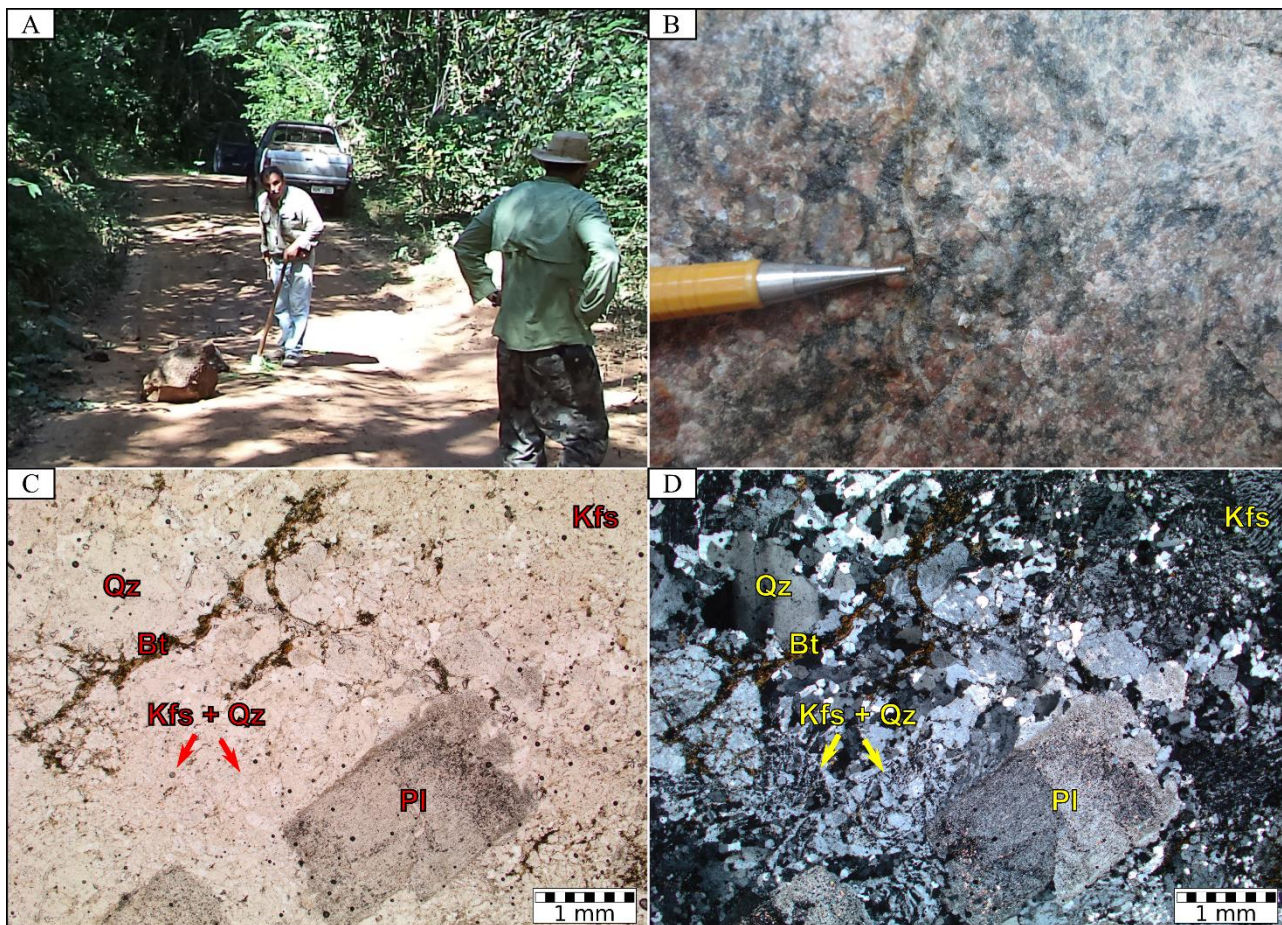


Figura 18: (A) Afloramento da amostra DF-199 (metamonzogranito subvulcânico); (B) aspecto macroscópico mostrando granulometria média a fina da rocha; lâmina DF-199 em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando textura granofíbrica da matriz e golfos de corrosão do quartzo e plagioclásio.

Em lâmina apresenta estrutura maciça, textura microporfirítica e matriz intergranular a granofíbrica. Microfenocristais são de plagioclásio (~36%) e raramente de quartzo (~20%), medindo entre 1 e 6 mm. O plagioclásio é prismático tabular, euédrico a subédrico, parcial e seletivamente saussuritizado principalmente nos núcleos dos cristais, e suas bordas estão albitizadas. O quartzo é fragmentado, xenomórfico a ovalado, com golfos de corrosão. Na matriz predomina o K-feldspato (~20%) perítico, localmente granofírico, intercrescido com o quartzo, ocorrendo também agregados lamelares de biotita parda (~10%), parcialmente cloritizada com mineral opaco (~2%) xenomórfico a subidiomórfico, e titanita (~1%) xenomórfica associados. Allanita (tr) metamictizada e zircão (tr), como minerais acessórios, e clorita (~3%), sericita (~3%) e epidoto (~5%), como minerais de alteração, completam a composição (figuras 18C e D).

3.2.5. Metaquartzo-Sienito Subvulcânico

Ocorre apenas um único afloramento com essa composição, de coloração marrom-avermelhada e manchas cinzentas, pretas e verdes, de matriz microgranular. Aparece na forma de matacões de 2 a 3 m de diâmetro. Em amostra de mão apresenta textura microporfírica e estrutura subfoliada. É composta por quartzo, feldspato, biotita, hornblenda e magnetita (figuras 19A e B).

Em lâmina, apresenta textura microporfírica com matriz microgranular, está deformada e é composta predominantemente por K-feldspato (~45%), plagioclásio (~20%) e quartzo (~14%). O quartzo é xenomórfico, arredondado a ameboide, fraturado, com golfos de corrosão, medindo entre 1 a 4 mm. Os microfenocristais de K-feldspato medem em torno de 1 mm, são tabulares, xenomórficos, pertíticos e constitui um mosaico poligonizado juntamente com o plagioclásio. Hornblenda sódica (~5%), aegirina-augita (~3%) verde claro e biotita (~1%) marrom avermelhada também compõem a matriz. Mineral opaco (~3%) xenomórfico a idiomórfico com bordas de titanita (~3%), apatita (tr) em prismas ou seções basais e zircão (tr) euédrico zonado são os minerais acessórios. Epidoto (~3%), carbonato (~2%) e sericita (~1%) são resultado de alteração hidrotermal (figuras 19C e D).

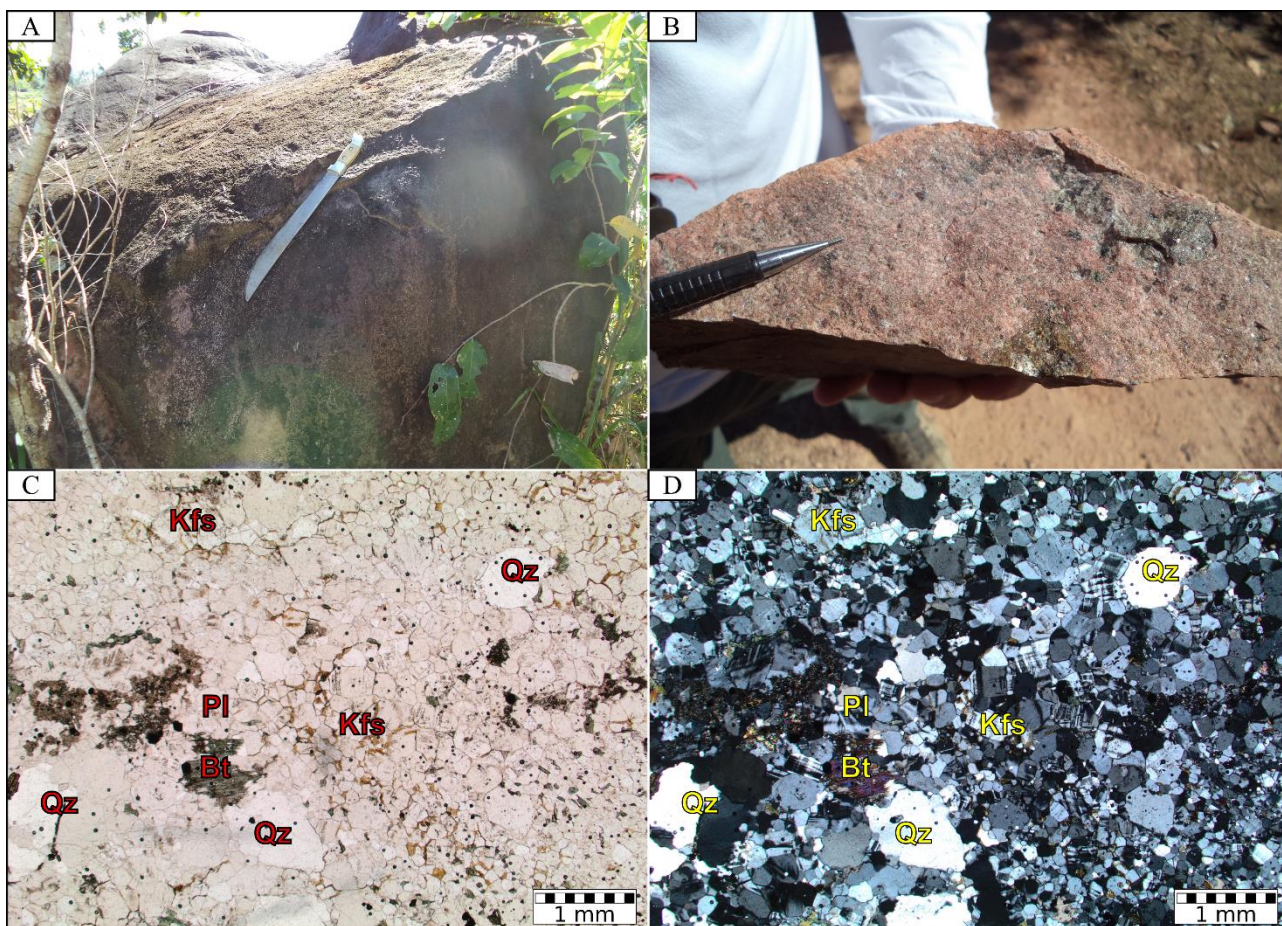


Figura 19: (A) Afloramento da amostra DF-313-B (metaquartz-sienito subvolcânico); (B) Aspecto macroscópico mostrando coloração rosada; lâmina DF-313-B em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando matriz microgranular e textura microporfírica.

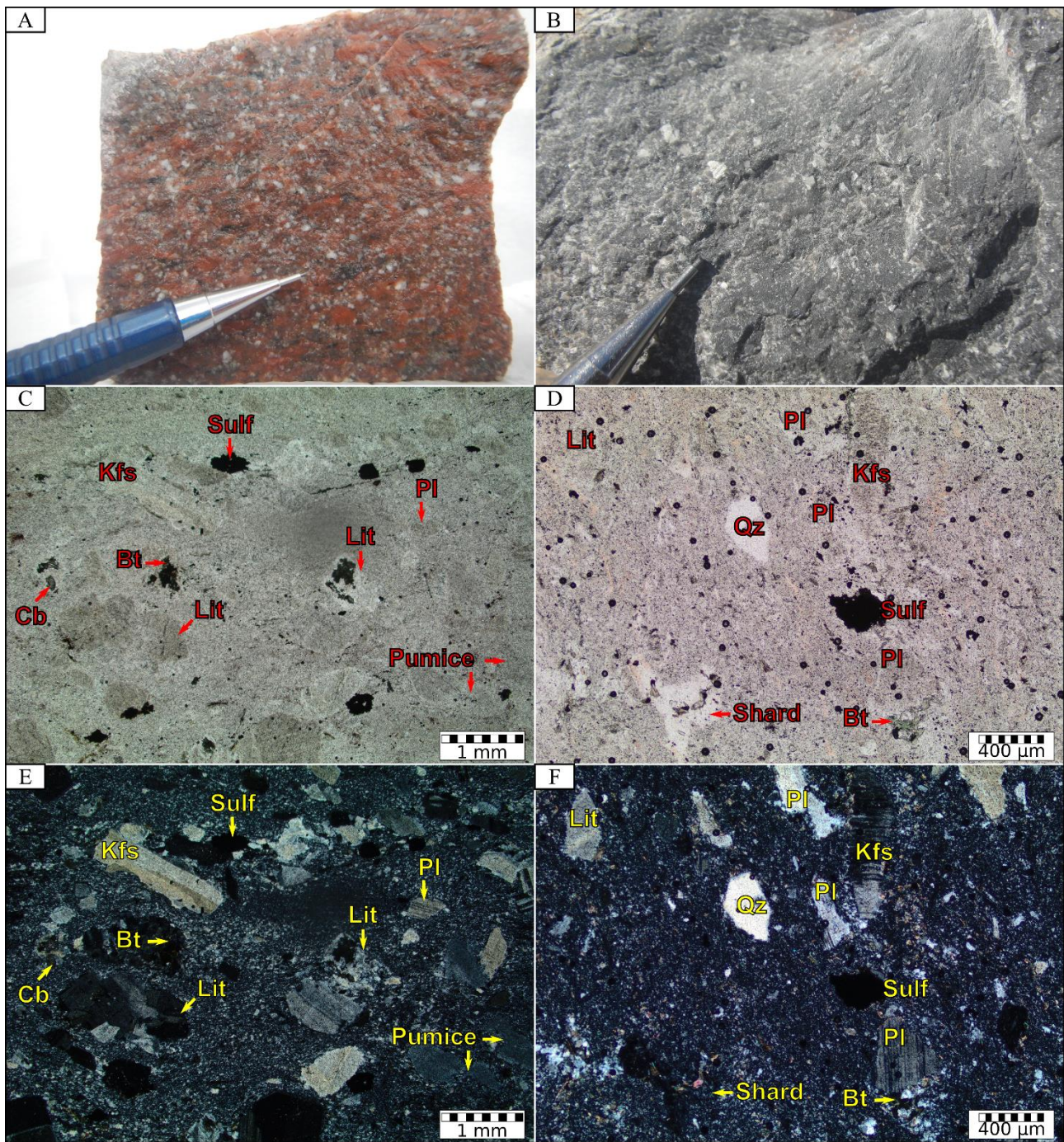


Figura 20: Aspectos macroscópicos e microscópicos das amostras de metaignimbrito FD-065-A (A, C e E) e FD-067 (B, D e F); (A) amostra FD-065-A mostrando litoclastos e matriz alinhados segundo direção de fluxo piroclástico; (B) amostra FD-067 com aspecto maciço; lâmina FD-065-A em nicóis paralelos (C) e cruzados (E) mostrando litoclastos, púmices e cristaloclastos de tamanho milimétrico em matriz microcristalina; lâmina FD-067 em nicóis paralelos (D) e cruzados (F), mostrando matriz criptocristalina com fragmentos líticos, *shards* devitrificados e cristaloclastos de quartzo, plagioclásio e K-feldspato.

3.2.6. Metaignimbrito

Em afloramento, os metaignimbritos são de cor cinza a laranja-avermelhada, apresentam os litoclastos centimétricos estirados ou achatados, orientados segundo a direção de fluxo e apresenta pares conjugados de fraturas. Estão soldados e silicificados, apresentando também alteração intempérica. Macroscopicamente apresentam manchas milimétricas esbranquiçadas a verdes, matriz

afanítica, estruturação maciça a deformada, às vezes com lâminas descontínuas de sulfeto (pirita) e mica. Essas rochas são compostas por cristaloclastos de quartzo, feldspatos, biotita e litoclastos que podem atingir tamanhos variados (< 1cm a 6cm) (figuras 20A e B acima). Algumas amostras apresentam clastos de púmices devitrificados e *shards*, os quais formam lentes compactadas de espessura milimétrica e seu alinhamento configura textura eutaxítica.

Microscopicamente a matriz é criptocristalina a fanerítica fina, felsítica, envolvendo fragmentos (<1 mm a 2,5 cm de tamanho) de quartzo (8 a 45%), plagioclásio (10 a 30%) e K-feldspato (10 a 40%). O plagioclásio é subidiomórfico a xenomórfico e está levemente alterado para sericita (tr a 10%), carbonato (tr a 3%) e epidoto (tr a 7%). O K-feldspato é xenomórfico e pertítico, podendo aparecer fragmentado. O quartzo é xenomórfico a subidiomórfico com extinção ondulante e golfos de corrosão, e pode ocorrer intercrescido com o feldspato. Os litoclastos (<1 a 25%) são compostos por tufo cineríticos com maior ou menor concentração de pirita (1 a 4%) ou são fragmentos de rochas quartzo-feldspáticas microgranulares, ricas em sericita e/ou biotita (1 a 5%) e estão estirados e/ou achatados. A biotita verde lamelar e muscovita (7 a 10%) também estão presentes na matriz e estão parcialmente cloritizadas. Púmices (~5%) e *shards* estão preenchidos por material vítreo (~5%) e sílica criptocristalina (4 a 5%) fibrosa-radial. Clorita (1 a 3%), fluorita (0 a 2%), sericita, epidoto e carbonato (tr) são minerais de alteração hidrotermal. Pirita, allanita (tr a 3%), apatita (tr a 4%), titanita (tr a 2%) e zircão (tr a 1%) são os minerais acessórios (figuras 20C, D, E e F acima).

3.2.7. Metalapilli-Tufo

Rocha marrom escura a marrom-avermelhada, apresenta intercalações cinzentas, está finamente foliada ou laminada (estrutura de fluxo piroclástico), e sua matriz é afanítica e composta por ~50% de fragmentos de quartzo azulado arredondado e de feldspato de cor branca anguloso, ambos medindo cerca de 2 mm. Outros minerais observados são biotita, magnetita e hidróxido de ferro, além de fragmentos líticos (figuras 21A e B).

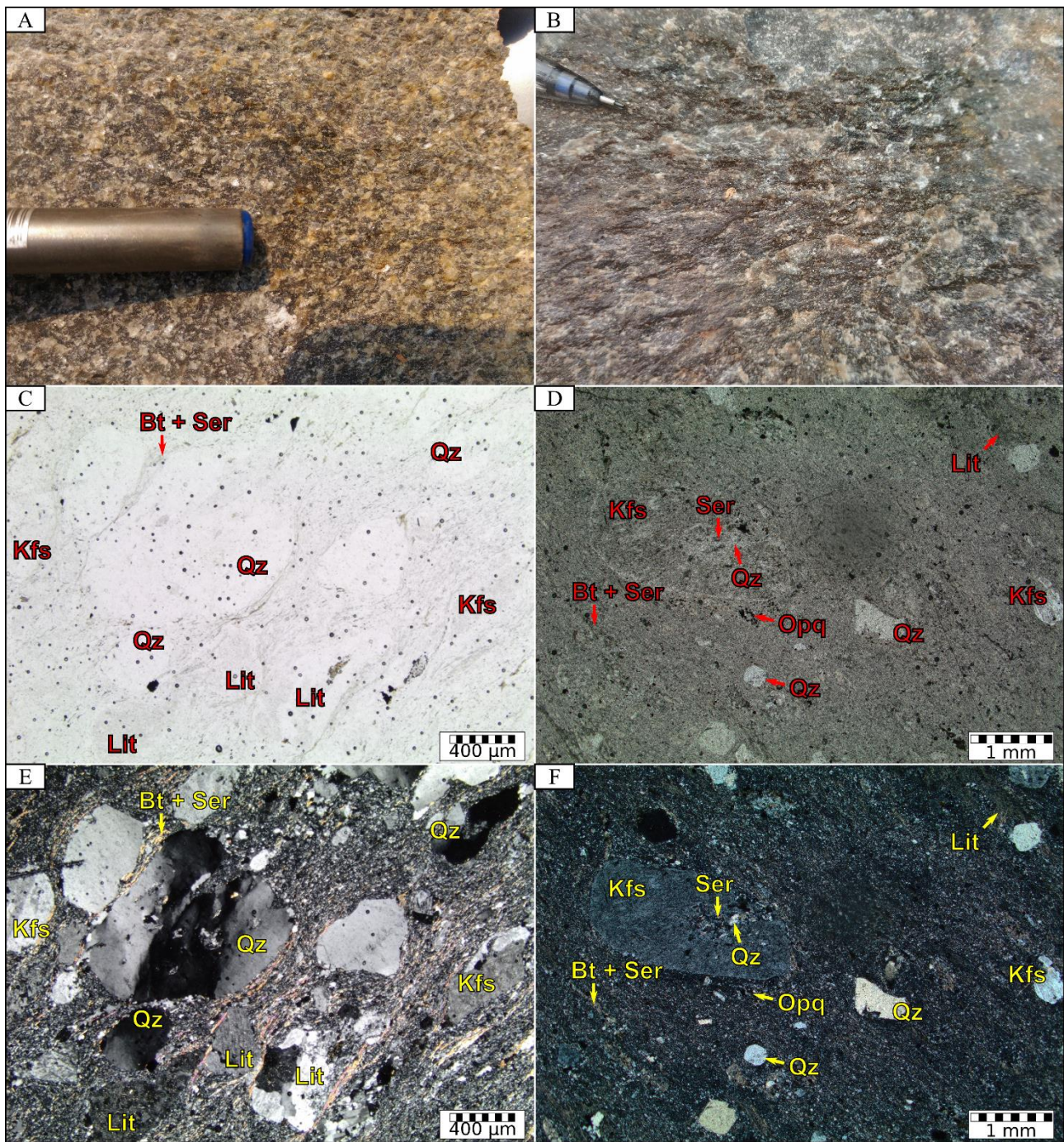


Figura 21: Aspectos macroscópicos e microscópicos das amostras de metalapilli-tufo FD-211-A (A, C e E) e FD-230 (B, D, e F); (A) amostra FD-211-A mostrando textura homogênea; (B) amostra FD-230 com foliação nítida visível em amostra; lâmina FD-211-A em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando matriz microcristalina milonítica contornando os microfenocristais de quartzo e fragmentos líticos; lâmina FD-230 em nicóis paralelos (E) e cruzados (F) apresentando matriz microcristalina microporfirítica, próximo ao centro cristaloclasto de K-feldspato com textura micropoiquilitica.

Em lâmina, a matriz (20 a 40%) felsítica microcristalina apresenta textura microporfirítica, com estrutura foliada a milonitizada, sendo composta por cristais microlíticos orientados de biotita (tr a 10%) e sericita (tr a 3%). Fragmentos líticos (5 a 15%) graníticos ou tufáceos e cristaloclastos de quartzo (21 a 52%) e de K-feldspato (5 a 20%) medem entre <1 a 5 mm e possuem formas arredondadas a sigmoides, por vezes angulosos, e estão orientados e envoltos por sombras de pressão.

Os fragmentos de quartzo apresentam golfos de corrosão, extinção ondulante e microtexturas de recristalização. O quartzo também pode ocorrer como mosaico de cristais poligonizados ou agregados criptocristalinos quartzo-feldspáticos (felsita – 10%) em vênulas ou nas bordas dos fragmentos líticos. Os fragmentos de K-feldspato são mesopertíticos, estão um pouco saussuritizados e carbonatados (tr a 2%) e podem apresentar textura micropoiquilitica. Sílica criptocristalina (0 a 20%), quando presente, é fibro-radial, associada com material vítreo (0 a 20%) parcialmente devitrificado. Localmente, púmices de 1 a 9 mm e *shards* parcialmente devitrificados estão preenchidos pela sílica criptocristalina e mineral opaco. Plagioclásio (0 a 25%) pode ocorrer em algumas amostras também na forma de fragmentos ou de fenocristais (<1 a 2mm). Alguns fragmentos de rocha vulcânica apresentam maior concentração de minerais opacos (1 a 10%) subédricos associados com titanita (0 a 1%) e/ou biotita. Sericita, fluorita (0 a 1%), epidoto (tr a 2%), carbonato e clorita (tr) são os minerais de alteração. Allanita (tr a 1%), apatita (tr) e zircão (tr) são os acessórios. No caso da amostra FD-230, os litoclastos estão achatados e alinhados à foliação de fluxo piroclástico, o qual é subparalelo à foliação metamórfica (figuras 21C, D, E e F).

3.2.8. Metatufo Cinerítico

Em afloramento estas rochas apresentam cor cinza-chumbo a marrom-avermelhada, estão cortadas por veios de quartzo, com sulfeto disseminado na matriz. Macroscopicamente, a matriz é afanítica a microporfirítica com fragmentos líticos angulosos e cristaloclastos de quartzo e feldspato, está micro fraturada e com foliação incipiente. São observados esporadicamente biotita e minerais opacos (figuras 22A e B).

Em lâmina, a matriz (60 a 80%) é quartzo-feldspática e apresenta textura microgranular microporfirítica, podendo apresentar também alguns feldspatos com textura micropoiquilitica. A foliação é descontínua e marcada por cristais microlíticos orientados de sericita (5 a 10%), clorita (5 a 10%) e biotita (0 a 15%). Fragmentos de cristal (20 a 28%) compostos por quartzo (20 a 61%), K-feldspato (5%) e plagioclásio (2 a 20%) são subarredondados a angulosos com vértices atenuados e medindo até 1 mm. O plagioclásio pode ocorrer saussuritizado. Algumas amostras contêm K-feldspato pertítico. Os litoclastos são constituídos por púmices (0 a 10%), rochas tufáceas (3 a 6%) e graníticas (3 a 6%). Nos fragmentos graníticos as fases de alteração, clorita, sericita, minerais opacos (2 a 10%) e epidoto (0 a 2%), se desenvolvem como cristais maiores, enquanto os fragmentos de tufos são achatados, muito alterados para sericita e carbonato (0 a 3%) e com grande concentração de mineral máfico microgranular. Quando ocorre, a muscovita (0 a 5%) está na forma de agregados lamelares nas bordas dos fragmentos graníticos. Nos púmices podem aparecer cristais euédricos de sulfetos (minerais opacos). Microfraturas metassomatizadas estão preenchidas por quartzo criptocristalino. Clorita, sericita, carbonato, mineral opaco, titanita (0 a 4%), fluorita (0 a 1%) e

epidoto são possivelmente resultado de metassomatismo. Zircão (tr) pode ocorrer como cristais xenomórficos (figuras 22C, D, E e F).

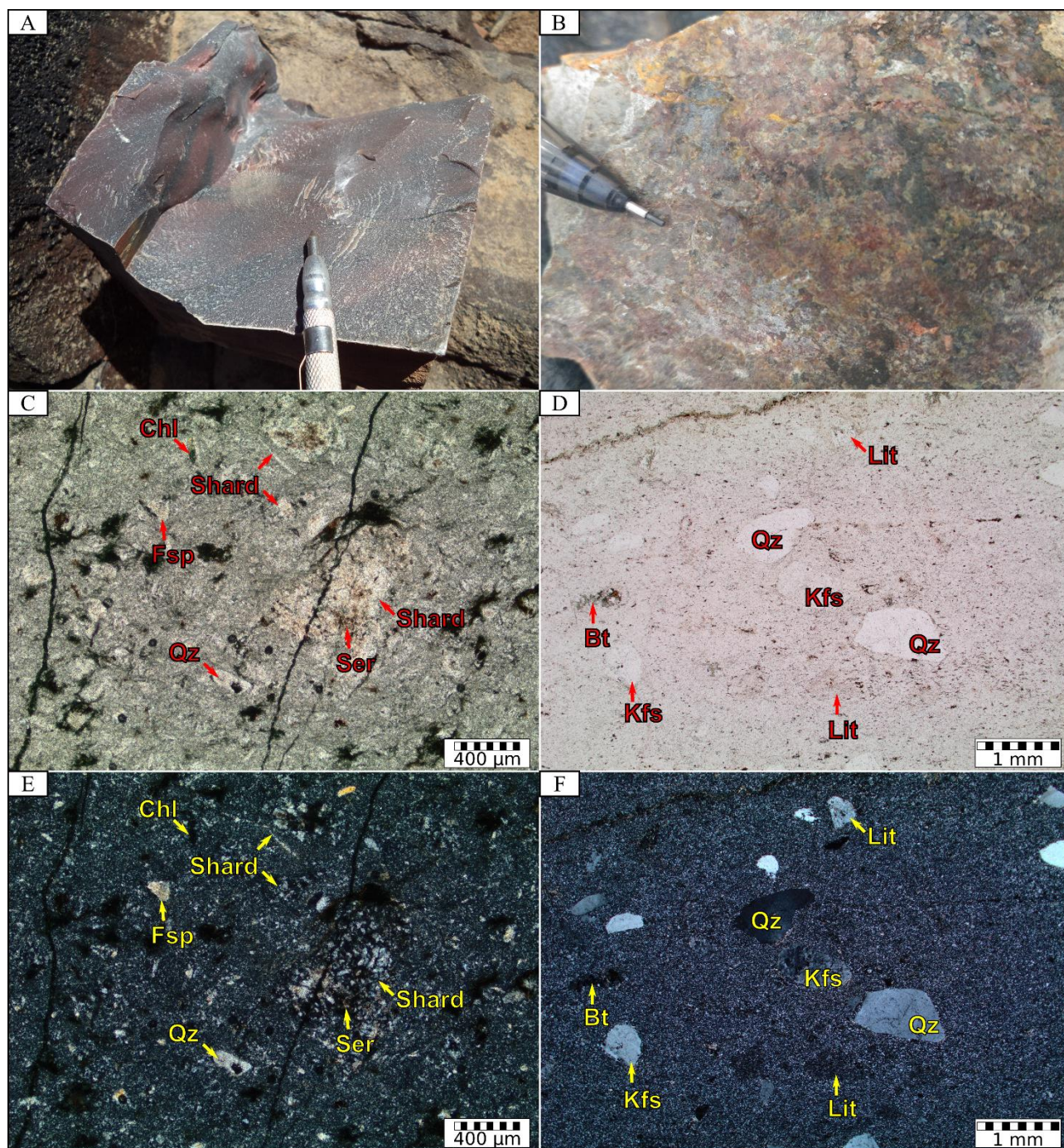


Figura 22: Aspectos macroscópicos e microscópicos das amostras de metatufo cinerítico FD-107 (A, C e E) e FD-222 (B, D e F); (A) Amostra FD-107 silicificada, mostrando estrutura maciça; (B) amostra FD-222 mostrando alteração hidrotermal sofrida da rocha; lâmina FD-107 em nicóis paralelos (C) e cruzados (E), mostrando vários formatos de shards devitrificados e metassomatizados; lâmina FD-222 em nicóis paralelos (D) e cruzados (F), mostrando matriz microgranular com textura microporfírica.

3.2.9. Metatufo de Cristais

Os afloramentos de tufo de cristais formam campos de lajedos ou blocos e matações, de cor cinza claro a cinza escuro esverdeado, por vezes rosado a avermelhado, matriz afanítica a fanerítica

fina e apresenta amígdalas e vesículas, com indicação de fluxo piroclástico. Em amostra de mão observa-se textura microporfirítica, com microfenocristais de feldspatos e quartzo variando entre 2 e 3 mm. O quartzo pode ocorrer recristalizado e com aspecto leitoso e sacaroide. A matriz é quartzofeldspática, rica em biotita localmente cloritizada, com pirita e magnetita esporádicas dispersas na rocha (figuras 23A e B).

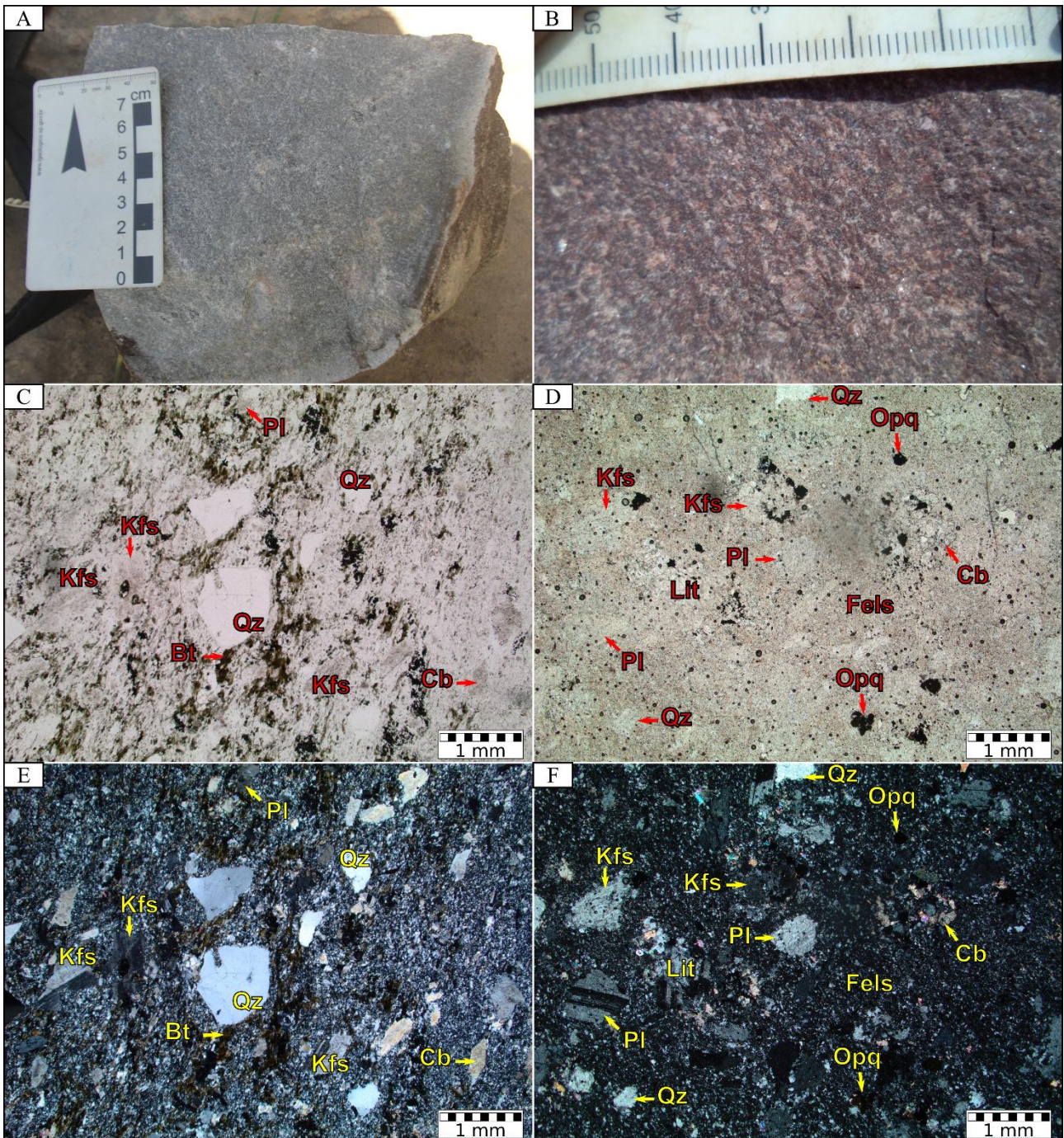


Figura 23: Aspectos macroscópicos e microscópicos das amostras de metatufo de cristais DF-003 (A, C e E) e DF-285 (B, D e F); (A) amostra DF-003 de coloração cinza e estrutura maciça; (B) amostra DF-285 com aparência de rocha fenerítica fina; lâmina DF-003 em nicóis paralelos (C) e cruzados (E), mostrando matriz afanítica foliada e cristaloclastos de K-feldspato, plagioclásio e quartzo com golfo de corrosão; lâmina DF-285 em nicóis paralelos (D) e cruzados (F), mostrando cristaloclastos de plagioclásio, K-feldspato e quartzo e matriz felsítica criptocristalina.

Em lâmina, a matriz é afanítica, recristalizada, de composição dacítica, com textura microporfirítica e estruturação bandada e foliada. A matriz compõe-se por agregados quartzo-feldspáticos microcristalinos e felsíticos (20%); sílica criptocristalina (5%); e agregados lamelares orientados de biotita (1 a 10%) verde, associados à clorita (tr a 3%), à sericita (1 a 5%) em palhetas orientadas, ao carbonato (5 a 10%), e às vezes, à muscovita (1 a 5%). Microfenocristais são de plagioclásio (15 a 28%), K-feldspato (10 a 20%) e quartzo (25 a 40%). Os microfenocristais de plagioclásio são prismático-tabulares, subédricos, estão orientados segundo a foliação marcada pelos minerais micáceos e pode ocorrer parcialmente sericitizado. Os microfenocristais de K-feldspato são anédricos, por vezes pertítico e estão parcialmente substituídos por argilominerais (2%). Os raros microfenocristais de quartzo são anédricos e apresentam golfos de corrosão. Em algumas amostras o quartzo está intercrescido com os feldspatos em arranjo de cristalização granofírica formada por devitrificação. Minerais opacos (2 a 7%) xenomórficos associados à titanita (tr a 5%), apatita (tr) e zircão (tr) em cristais minúsculos e zonados são os minerais acessórios. Fragmentos de púmices devitrificadas em lentes achatadas e fragmentos de rochas (0 a 10%) de composição quartzo-feldspática microfaneríticas e de vulcânicas afaníticas também podem aparecer nas lâminas. Epidoto (tr a 2%) podem ocorrer em diminutos aglomerados de cristais disseminados pela matriz (figuras 23C, D, E e F).

3.2.10. Metatufo Lítico

O metatufo lítico ocorre em blocos maciços, com sinais de recristalização e é levemente magnético. A rocha também ocorre em cortes verticais na Serra do Expedito, Aripuanã-MT, onde observa-se o acamamento S_0 dobrado e verticalizado e fraturas cortando o afloramento. A rocha tem cor cinza-esverdeada (mais preservado) a rosado (mais alterado). Em lupa de mesa a matriz é afanítica a granolepidoblástica muito fina, com estrutura maciça a foliada. É composta por feldspatos, quartzo, sericita, biotita, clorita, argilominerais e agregados de minerais máficos (figuras 24A e B).

Em lâmina trata-se de tufo de matriz felsítica afanítica a granolepidoblástica muito fina, estrutura maciça a deformada e orientada, com fragmentos de rochas quartzo-feldspáticas, tufos cineríticos, púmices devitrificados e rochas vulcânicas. Os litoclastos quartzo-feldspáticos são granulares, constituídos por minerais máficos e cristaloclastos de K-feldspato pertítico (15 a 30%), plagioclásio (~15%) e quartzo (27 a 32%), de tamanhos submilimétricos a 3 mm, e estão parcialmente alterados para argilominerais (2 a 5%) e/ou sericita (~20%). Os cristaloclastos estão envolvidos pela matriz, quartzo-feldspática recristalizada. Púmices lenticulares a elipsoidais esporádicos são preenchidos por quartzo, feldspato e biotita (0 a 10%). Os litoclastos máficos são agregados de anfibólio sódico (riebeckita ~3%) verde a azul, em parte cloritizados (3 a 8%), associados a minerais opacos (~5%) e à titanita (~5%). O K-feldspato (cristaloclastos e microcristais da matriz) apresenta

cor avermelhada devido às micro inclusões de hematita, a qual pode estar associada a metassomatismo. A biotita, de cor marrom-avermelhada, ocorre em algumas amostras em lamelas e agregados, parcialmente cloritizados e sericitizados. Cristais anédricos a subédricos de minerais opacos (~5%) estão dispersos pela matriz e por vezes alterados para hidróxido de ferro. Zircão (tr) ocorre em grãos subédricos e zonados e a fluorita (tr) é intersticial na matriz e associada à clorita e anfibólio (figuras 24C, D, E e F).

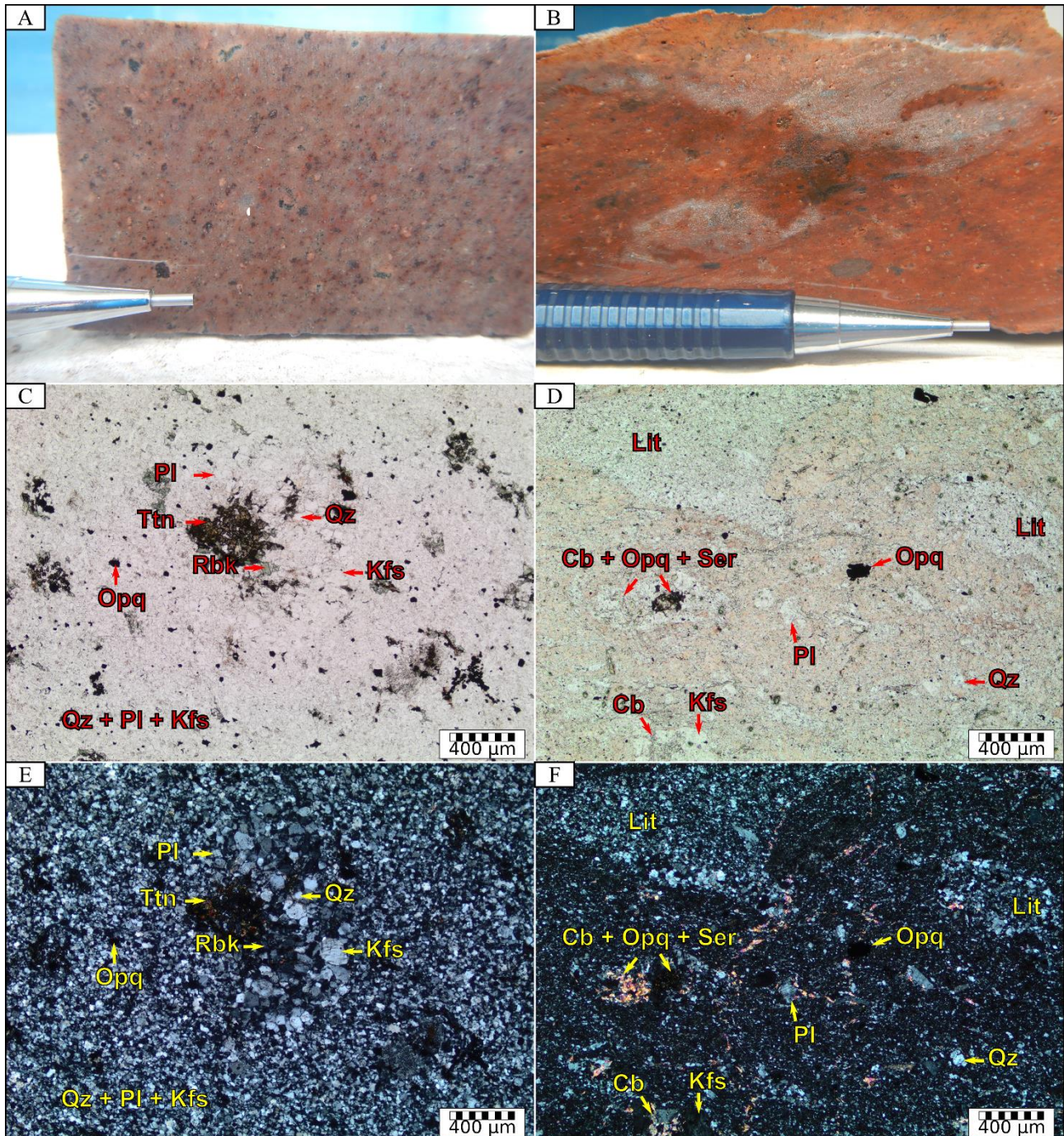


Figura 24: Aspectos macroscópicos e microscópicos das amostras de metatufu lítico DF-040-A (A, C e E) e FD-251-B (B, D e F); (A) amostra DF-040-A com os micro fragmentos de rocha e cristais alinhados segundo foliação incipiente; (B) amostra FD-251-B com litoclastos maiores que da amostra DF-040-A, mas também alinhados segundo foliação; lâmina DF-040-A em nicóis paralelos (C) e cruzados (E), mostrando matriz felsítica recristalizada e a riebeckita associada à titanita, no

centro; lâmina FD-251-B em nicóis paralelos (D) e cruzados (F), mostrando matriz criptocristalina e litoclastos de tufo cinerítico.

3.2.11. Meta-arenito Vulcanoclástico

O meta-arenito vulcanoclástico é mais comum na região entre a Serra Morena (Aripuanã-MT) e Castanheira-MT, mas também ocorre a norte da Serra do Expedito (figura 25A) e na região de Tutuilândia (a leste da cidade de Aripuanã) (Trindade Netto *et al.*, 2020). Macroscopicamente trata-se de rocha de cor marrom-acinzentado a escuro ou rosado, matriz afanítica a fanerítica média, estrutura estratificada e aspecto arenoso, acamamento granodecrescente da base ao topo do pacote. Apresenta aglomerados esparsos de fragmentos de feldspato e de quartzo angulosos a subarredondados, além de fragmentos líticos e *chert* (figuras 25B). Sericita e hidróxido de ferro ocorrem localmente.

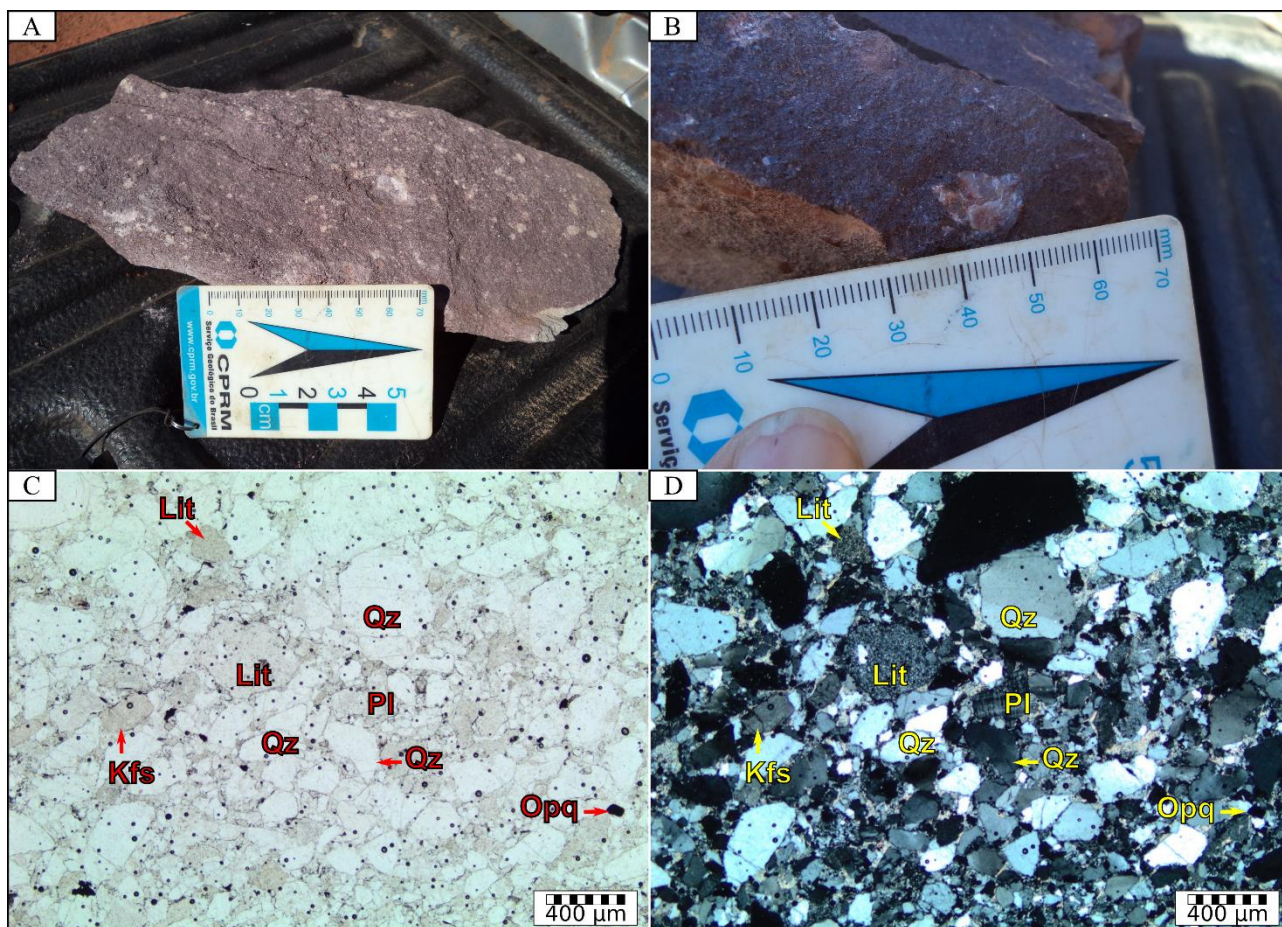


Figura 25: (A) Aspecto macroscópico da amostra DF-247-B (meta-arenito vulcanoclástico) mostrando matriz amarronzada com litoclastos de até 1,5 cm; (B) detalhe da amostra com clasto de *chert*; lâmina DF-247-B em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando os estratos mal selecionados, granocrescentes de baixo para cima da foto.

Em lâmina é uma rocha epiclástica vulcânica ressedimentada, imatura e mal selecionada, composta por fragmentos angulosos a subangulosos com baixa esfericidade, constituídos predominantemente de quartzo (40 a 55%), fragmentos líticos de rocha piroclástica (20 a 37%) e de *chert*. A matriz (10 a 15%) criptocristalina está sericitizada (tr a 5%) e com mineral opaco (2 a 10%) associado. Esse mineral opaco atua como cimento nas bordas dos fragmentos. O quartzo é observado

com contatos côncavo-convexos e na forma de fragmentos policristalinos com extinção ondulante. Fragmentos de K-feldspato (5%) e plagioclásio (~1%) em grãos angulosos intersticiais ao quartzo também ocorrem. Zircão (tr a 1 %) é mineral acessório, por vezes fragmentado, e muscovita (~1%) ocorre como lamelas dispersas na amostra. A rocha apresenta estratificação rítmica, com estratos alternados de areia muito fina a fina e estratos de areia grossa (figuras 25C e D).

3.2.12. Metadacito Subvulcânico

Rocha inequigranular contendo fenocristais de feldspato e quartzo, aflora como lajedos e blocos. É melanocrática, de cor cinza escuro a esverdeado, fanerítica média, apresenta estrutura foliada e textura microporfirítica. É composta por cristais arredondados de quartzo, feldspato e minerais máficos, não magnética (figuras 26A e B).

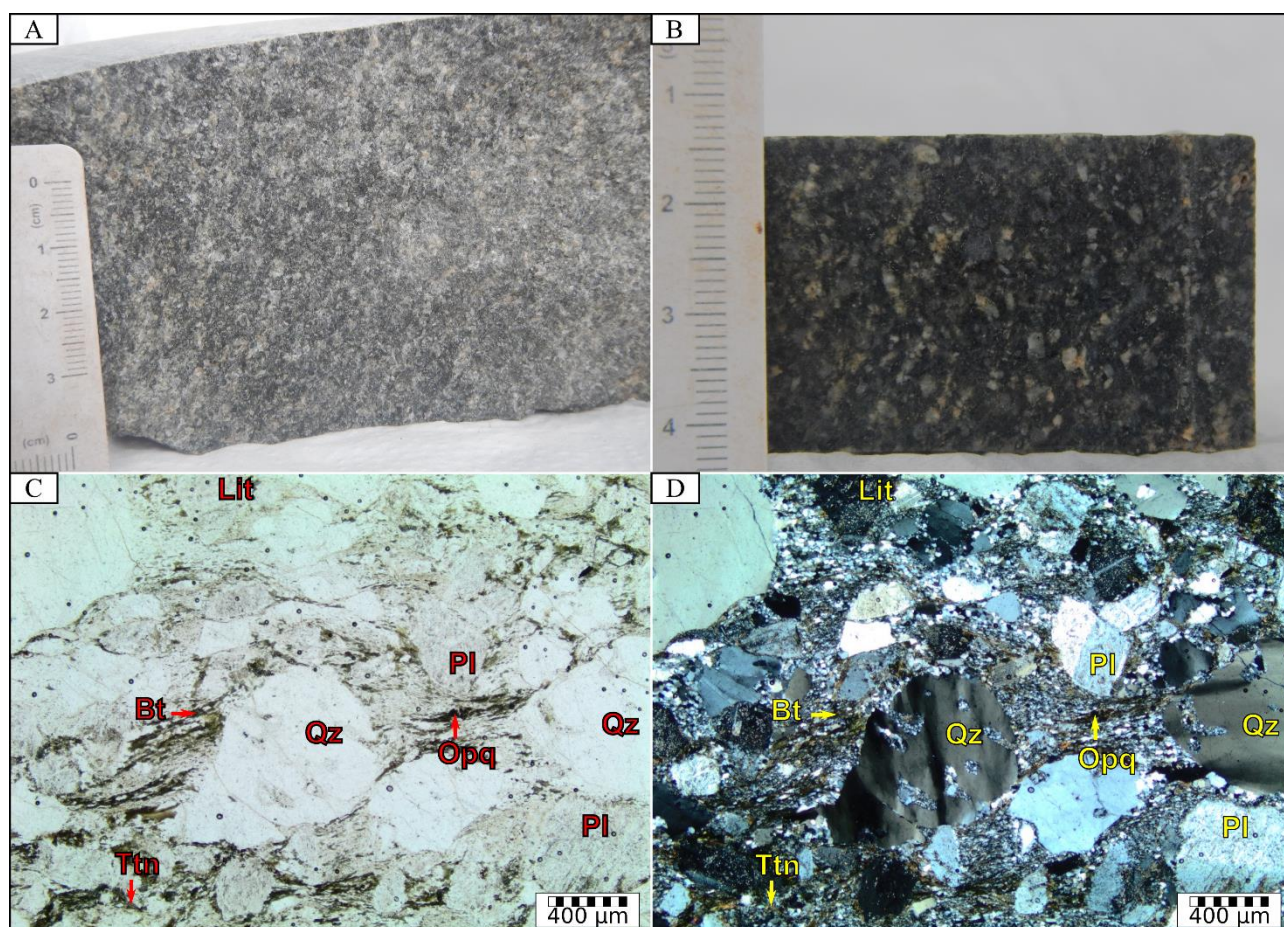


Figura 26: (A) Aspecto macroscópico da amostra FD-077 (metadacito subvulcânico) de granulometria média e coloração cinza; (B) detalhe da amostra com os fenocristais de feldspato de quartzo medindo entre 1 e 4 mm; lâmina FD-077 em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando matriz granolepidoblástica protomilonítica e os fenocristais de quartzo com golfos de corrosão.

Em lâmina apresenta matriz quartzo-feldspática, seriada, muito fina a fina, textura granolepidoblástica porfiroclástica e estrutura foliada protomilonítica. A matriz microgranular e os golfos de corrosão do quartzo comprovam a natureza subvulcânica da rocha, apesar da deformação. Os porfiroclastos (0,5 a 2 mm) são de quartzo (~35%) xenomórfico, subarredondado ou estirado, e

de plagioclásio (~40%) rotacionados, subarredondado, em geral saussuritizados (sericita – 2%). O quartzo também apresenta golfos de corrosão, microtexturas de recuperação e recristalização de subgrãos. A biotita (~10%) submilimétrica ocorre em aglomerados e ao longo de esteiras anastomosadas, associada a epidoto (~7%) e titanita (~2%) microgranular. Pequenos enclaves (~2%) de rocha microgranular felsítica, com inclusões de turmalina (tr), apresentam formas subarredondadas e estiradas ao longo da foliação. Minerais opacos (~2%), Allanita (tr) metamíctica com bordas de epidoto, e zircão (tr) são os minerais acessórios (figuras 26C e D).

3.2.13. Milonito de Tufo Cinerítico

Os milonitos, assim como na região do Grupo São Marcelo-Cabeça, também estão presentes na área em que afloram as rochas do Grupo Roosevelt em decorrência da forte estruturação NW-SE e WNW-ESE existente. Essas estruturas são quilométricas e definem a forma de todas as unidades geológicas mapeadas na região.

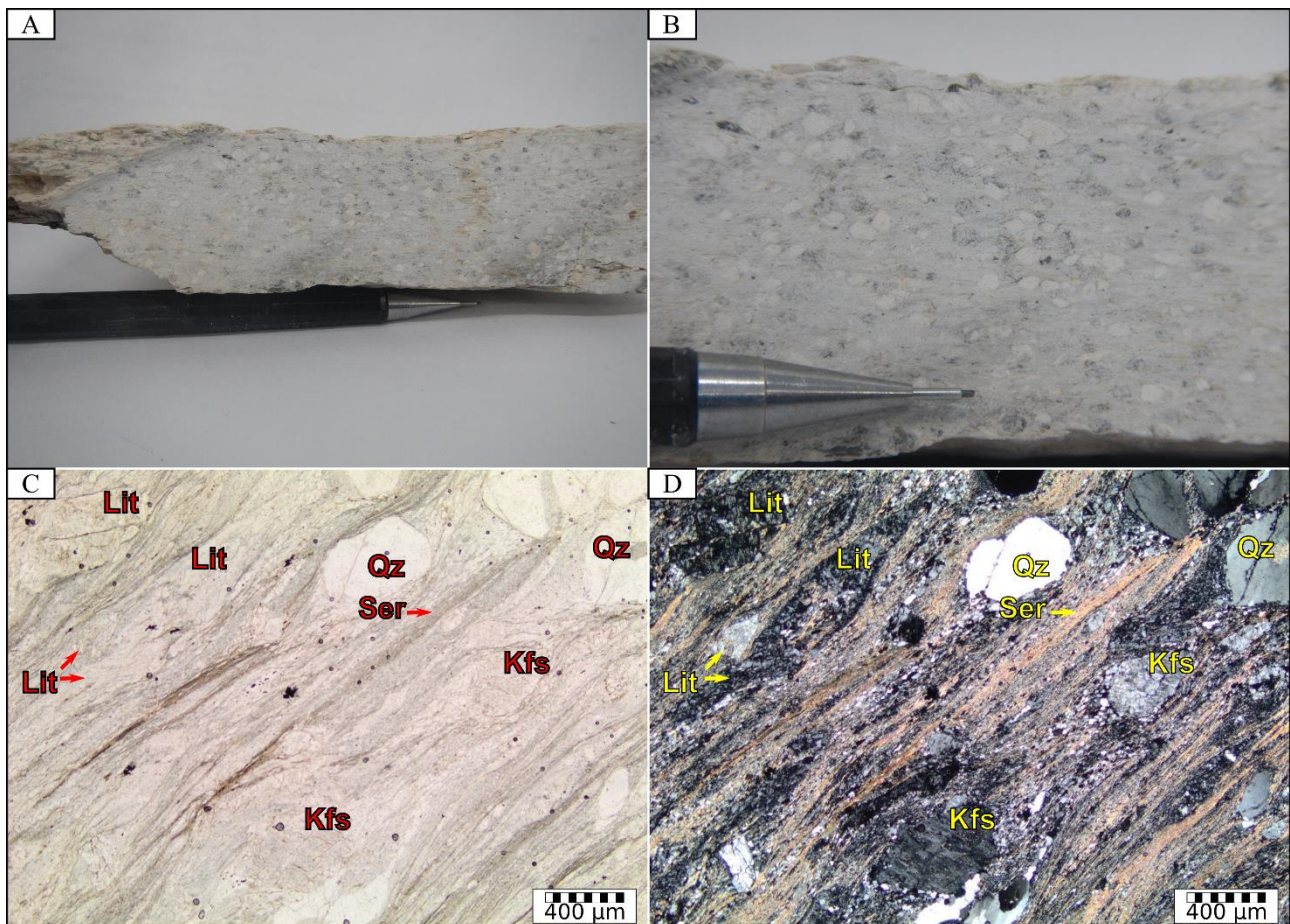


Figura 27: (A) Aspecto macroscópico da amostra FD-211-B (milonito) com os fenocristais de feldspato e quartzo alinhados segundo foliação milonítica; (B) detalhe da amostra com os fenocristais subarredondados e a sericita marcando a foliação; lâmina FD-211-B em nicóis paralelos (C) e cruzados (D), mostrando a matriz milonítica com as sombras de pressão bem definidas em torno dos fenocristais.

Em campo essa rocha foi classificada como metadacito cloritizado, de cor amarelo creme, e estrutura milonítica. É composta por matriz afanítica contendo fenocristais de quartzo, feldspato e

sericita e fragmentos líticos com até 5 mm, e não é magnética. Os fenocristais de feldspato e quartzo apresentam aspecto arredondado e alinhamento segundo a foliação milonítica (figuras 27A e B).

Em lâmina, a composição da matriz (~40%) e dos fragmentos líticos (~10%) é semelhante à de outras lâminas analisadas. Sua foliação é penetrativa, nebulítica e com elevado grau de milonitização, marcada predominantemente por sericita (~10%) e biotita (~2%). Os fragmentos de cristais e de rocha apresentam sombras de pressão muito bem definidas, com formas sigmoides e lenticulares. Esses fragmentos de cristal são compostos por quartzo (~21%) e K-feldspato (~15%). Os fragmentos de quartzo apresentam extinção ondulante e microtexturas de recuperação. Os fragmentos líticos são compostos por quartzo policristalino, fragmentos de granito e fragmentos de tufo com opacos. Estes últimos, juntamente com a textura criptocristalina preservada nas sombras de pressão (figuras 27C e D), indicam o tipo de protólito do milonito.

3.3. Estimativa Composicional e Classificação Petrográfica

A estimativa da composição do grupo 1 (tabela 3 e figura 28) mostra a predominância de quartzo e plagioclásio para a maioria das rochas do Grupo Roosevelt, em relação à quantidade de K-feldspatos, com teores acima de 20% para os dois minerais em sua maioria; ao contrário do Grupo São Marcelo-Cabeça, em que fica evidente a predominância dos K-feldspatos (>30%). A amostra DF-186-A, de composição mais básica, tem a predominância de plagioclásio (>40%). A biotita está presente em todas as amostras com teores que variam de 1 a 20%. Além destes, é perceptível através do gráfico que os minerais de titanita, muscovita/sericita, epidoto, clorita e minerais opacos (sulfetos e magnetita) estão presentes na maioria das amostras de ambas unidades geológicas. A hornblenda aparece apenas em uma amostra do Grupo Roosevelt (DF-313-B) e em três do Grupo São Marcelo-Cabeça (AF-123, AF-123-A e DF-186-A). O clinopiroxênio, leucóxênio e a allanita são raros nesse conjunto de amostras.

No caso das rochas do grupo 2 (tabela 4 e figura 29), o teor mais elevado em quartzo se repete no Grupo Roosevelt, chegando a valores acima de 60%, enquanto os teores de plagioclásio e K-feldspato são mais próximos, tanto no Grupo Roosevelt quanto no Grupo São Marcelo-Cabeça. Na figura 29 fica evidente também a presença constante de litoclastos (até 25%), de biotita (até 15%) e de minerais opacos (até 10%) na maioria das amostras de ambas unidades geológicas. A muscovita/sericita e a clorita são as alterações mais comuns aparecendo na maioria dos litotipos estudados, já o epidoto, o carbonato e os minerais argilosos aparecem em poucas amostras. Em algumas amostras a matriz felsítica é expressiva, chegando a ocupar cerca de 80% da lâmina. A fluorita aparece em duas lâminas (FD-101 e FD-065-B), e a riebeckita e apatita aparecem apenas em 2 amostras (DF-040-A e DF-060-B, respectivamente), todas pertencentes ao Grupo Roosevelt.

A figura 30, gráfico QAP, mostra um aumento da quantidade de quartzo na composição das amostras do Grupo Roosevelt, provavelmente decorrente de silicificação e/ou remobilização da sílica proveniente dos fluidos hidrotermais. O Grupo São Marcelo-Cabeça apresenta um *trend* quase linear, mais próximo das composições menos saturadas em sílica, com enriquecimento do conteúdo alcalino. O quadro também mostra que não é possível fazer uma comparação direta entre as duas unidades litoestratigráficas pela petrografia e nem de suas respectivas evoluções.

A dispersão das amostras do Grupo Roosevelt no gráfico QAP pode ser explicada pela dificuldade de estimar a composição mineral das amostras que apresentam matriz afanítica a muito fina e pelas alterações hidrotermais pervasivas que modificaram substancialmente as composições originais das rochas estudadas, impedindo assim a comparação direta pelo gráfico. A mesma dificuldade de estimar a composição das amostras também é observada quanto às rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça. A quantidade de minerais de alteração visto nas figuras 28 e 29 corroboram essa proposição.

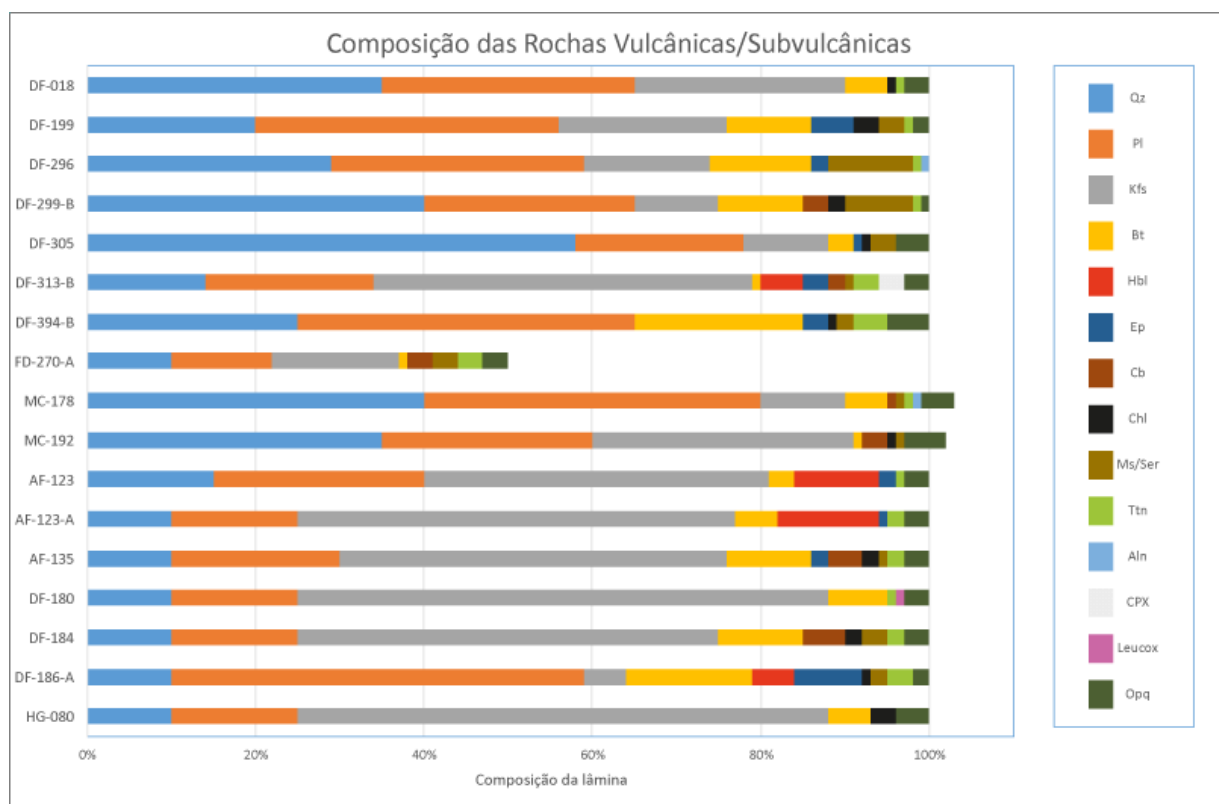


Figura 28: Quadro comparativo das composições das amostras do grupo 1. As amostras DF-018 a MC-192 são rochas do Grupo Roosevelt, e as amostras AF-123 a HG-080 são rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça. Valores na tabela 3.

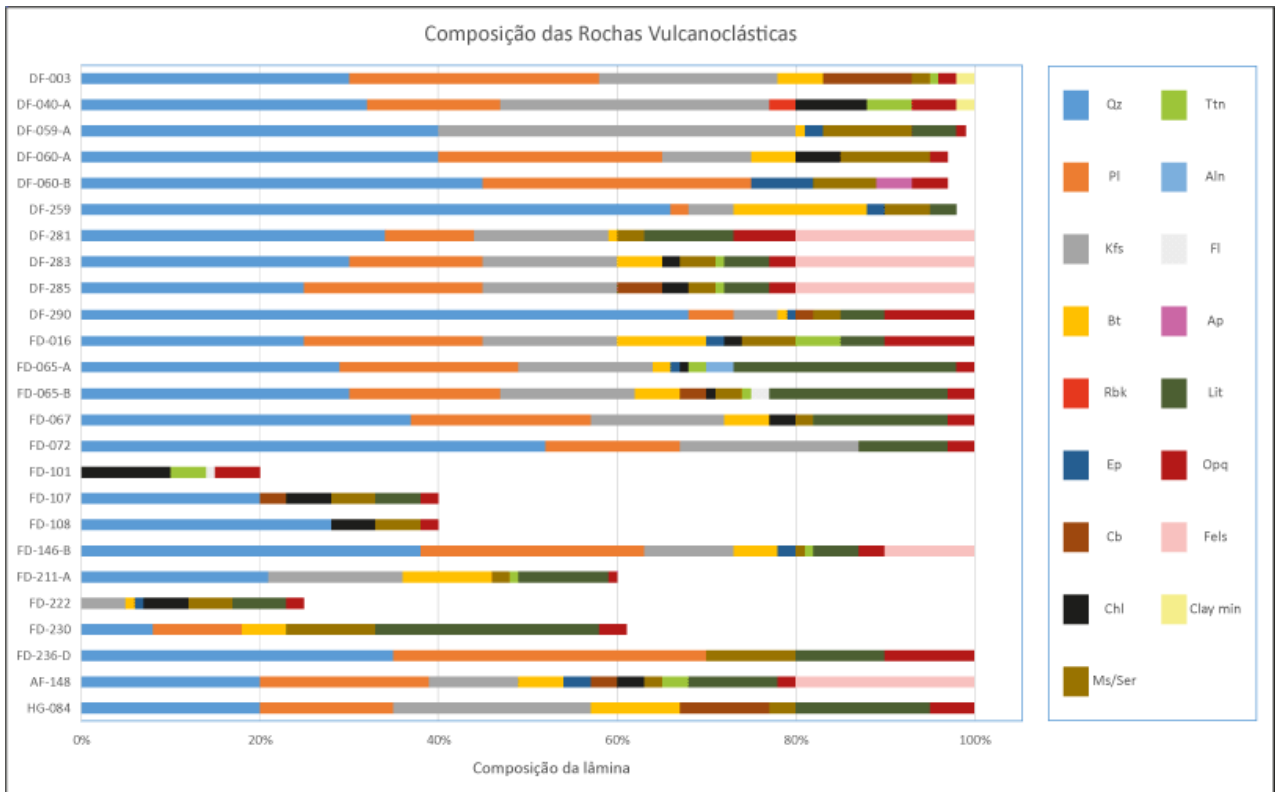


Figura 29: Quadro comparativo das composições das amostras do grupo 2. As amostras DF-003 a FD-236-D são rochas do Grupo Roosevelt, e as amostras AF-148 a HG-084 são rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça. Valores na tabela 4.

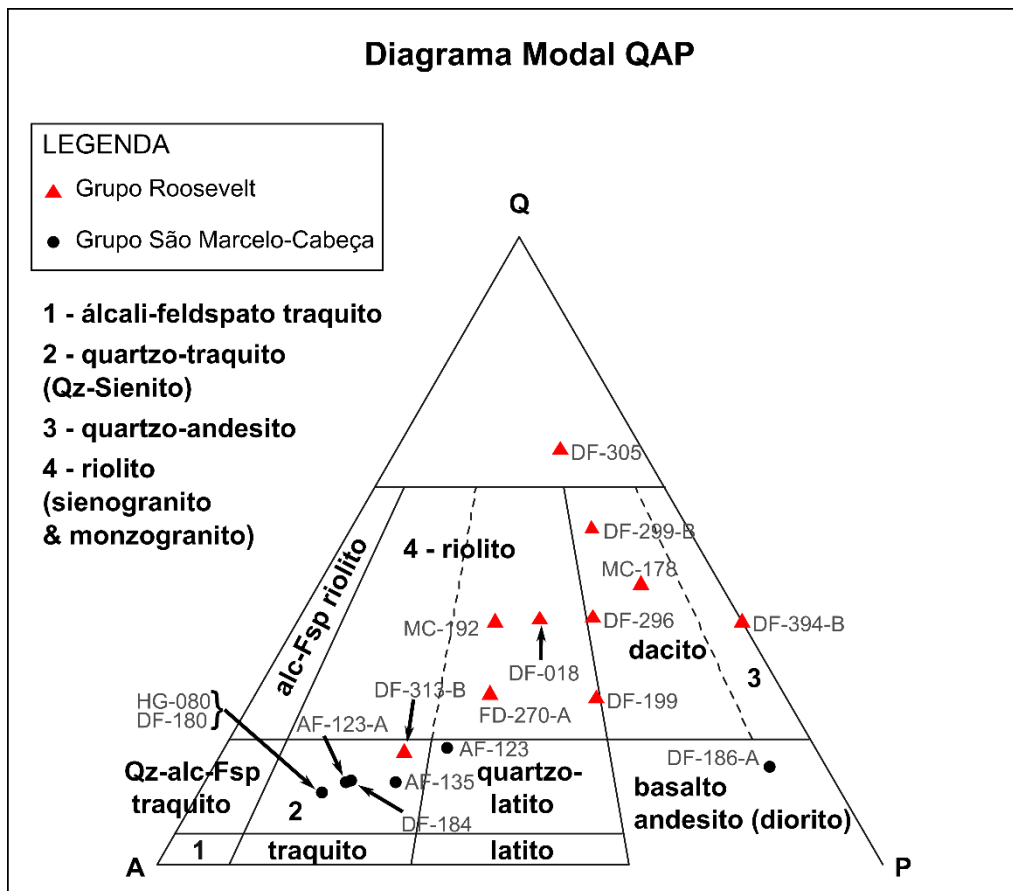


Figura 30: Gráfico QAP com as estimativas composicionais do grupo 1. Em parênteses estão os nomes das rochas plutônicas equivalentes das vulcânicas.

Tabela 3: Estimativa composicional das rochas classificadas como grupo 1. (*) A composição é Qz (35%) + sílica criptocristalina (5%); (**) a composição é Qz (38%) + sílica criptocristalina (20%); (***) contando os porfiroclastos de Qz, Pl e Kfs, respectivamente, e a matriz inclui micrólitos de sericita e opacos; (****) mineralogia baseada nos 7% de fenocristais e o opaco provavelmente é Ilmenita; (*****) opacos + óxido de ferro. Valores aproximados em porcentagem (%).

Amostra	Unidade Litoestratigráfica	Rocha	Qz	Pl	Kfs	Bt	Hbl	Ep	Cb	Chl	Ms/Ser	Ttn	Aln	CPX	Ap	Tur	Leocox	Zrc	Opq	Matriz
DF-018	GR	Metarriolito	35	30	25	5	-	-	-	1	-	1	-	-	-	tr	-	tr	3	-
DF-199	GR	Meta Monzogranito Subv.	20	36	20	10	-	5	-	3	3	1	tr	-	-	-	-	tr	2	-
DF-296	GR	Metarriodacito Subv.	29	30	15	12	-	2	tr	tr	10	1	1	-	tr	-	-	tr	tr	-
DF-299-B *	GR	Metarriodacito Subv.	40	25	10	10	-	tr	3	2	8	1	tr	-	tr	tr	-	tr	1	-
DF-305 **	GR	Metarriodacito Subv.	58	20	10	3	-	1	tr	1	3	tr	-	-	tr	-	-	tr	4	-
DF-313-B	GR	Metaquartzo-Sienito Subv.	14	20	45	1	5	3	2	-	1	3	-	3	tr	-	-	tr	3	-
DF-394-B	GR	Metaquartzo-Andesito	25	40	-	20	-	3	tr	1	2	4	-	-	tr	-	-	tr	5	-
FD-270-A ***	GR	Metarriolito	10	12	15	1	-	-	3	tr	3	3	-	-	tr	-	-	tr	3	50
MC-178 ****	GR	Metarriodacito Subv.	40	40	10	5	-	-	tr	-	1	tr	1	-	-	-	-	tr	4	93
MC-192 *****	GR	Metarriolito	35	25	31	1	-	-	3	1	1	-	-	-	-	-	-	tr	5	-
AF-123	GSMC	Metaquartzo-Sienito Subv.	15	25	41	3	10	2	-	-	-	1	-	-	tr	-	-	tr	3	-
AF-123-A	GSMC	Metaquartzo-Sienito Subv.	10	15	52	5	12	1	0	tr	-	2	tr	-	tr	-	-	tr	3	-
AF-135	GSMC	Metaquartzo-Sienito Subv.	10	20	46	10	-	2	4	2	1	2	-	-	tr	-	-	tr	3	-
DF-180	GSMC	Metaquartzo-Sienito Subv.	10	15	63	7	-	-	tr	-	tr	1	-	-	tr	-	1	tr	3	-
DF-184	GSMC	Metaquartzo-Sienito Subv.	10	15	50	10	-	-	5	2	3	2	-	-	tr	-	-	tr	3	-
DF-186-A	GSMC	Meta-Hbl-Bt-Qz-Diorito	10	49	5	15	5	8	tr	1	2	3	tr	-	tr	-	-	tr	2	-
HG-080	GSMC	Metaquartzo-Sienito Subv.	10	15	63	5	-	-	-	3	tr	tr	-	-	-	-	-	tr	4	-

Tabela 4: Estimativa composicional das rochas classificadas como grupo 2. (*) O total se feldspatos se refere ao conteúdo da matriz + fragmentos de cristal e o conteúdo de Pl não pode ser estimado; (**) a composição é Qz (61%) + sílica criptocristalina (5%); (***) a composição é Qz (61%) + sílica criptocristalina (5%); (****) a composição é Qz (28%) + sílica criptocristalina (20%) + material vítreo (20%); (*****) a composição é Qz (20%) + sílica criptocristalina (5%) + material vítreo (5%); (*****) a composição é Qz (28%) + sílica criptocristalina (4%) + material vítreo (5%); (#) matriz composta por Qz + Pl + Kfs sem poder estimar teores; (##) Qz é o mineral predominante dentre os fragmentos de cristal; (###) Qz é o mineral predominante dentre os fragmentos de cristal; (####) o teor de Pl se refere ao total de feldspatos indiferenciados; (#####) a composição real é Qz + feldspatos + fase micropoiquilítica = 70% e os fragmentos líticos (púmices, cristais, granito). Valores aproximados em percentagem (%).

Amostra	Unidade Litoestratigráfica	Rocha	Qz	Pl	Kfs	Bt	Rbk	Ep	Cb	Chl	Ms/Ser	Ttn	Aln	Fl	Ap	Tur	Zrc	Lit.	Opq	Matriz	Fels	Argilo-minerais
DF-003	GR	Metatufo de cristal	30	28	20	5	-	-	10	tr	2	1	-	-	-	-	tr	-	2	-	-	2
DF-040-A	GR	Metatufo lítico	32	15	30	-	3	-	-	8	-	5	-	-	-	-	tr	-	5	-	-	2
DF-059-A *	GR	Meta Ignimbrito	40	-	40	1	-	2	-	-	10	-	-	-	-	-	1	5	1	~40	-	-
DF-060-A	GR	Metatufo de cristal	40	25	10	5	-	<1	-	5	10	-	-	-	-	-	<1	-	2	-	-	-
DF-060-B	GR	Meta Ignimbrito	45	30	-	-	-	7	-	1	7	-	-	-	4	-	1	<1	4	-	-	-
DF-259 **	GR	Metatufo cinerítico	66	2	5	15	-	2	-	-	5	-	-	-	-	-	tr	3	tr	-	-	-
DF-281 ***	GR	Metatufo de cristal	34	10	15	1	-	-	-	-	3	tr	-	-	-	tr?	tr	10	7	-	20	-
DF-283	GR	Metatufo de cristal	30	15	15	5	-	-	-	2	4	1	-	-	-	-	tr	5	3	-	20	-
DF-285	GR	Metatufo de cristal	25	20	15	-	-	-	5	3	3	1	-	-	-	-	tr	5	3	-	20	-
DF-290 ****	GR	Metalapilli-tufo	68	5	5	1	-	1	2	tr	3	-	-	-	-	-	tr	5	10	-	-	-
FD-016	GR	Metatufo de cristal	25	20	15	10	-	2	-	2	6	5	-	-	tr	-	tr	5	10	-	-	-
FD-065-A	GR	Meta Ignimbrito	29	20	15	2	-	1	tr	1	tr	2	3	-	tr	-	tr	25	2	-	-	-
FD-065-B *****	GR	Meta Ignimbrito	30	17	15	5	-	-	3	1	3	1	tr	2	-	-	tr	20	3	-	-	-
FD-067 *****	GR	Meta Ignimbrito	37	20	15	5	-	tr	tr	3	2	tr	tr	-	tr	-	tr	15	3	-	-	-
FD-072	GR	Metalapilli-tufo	52	15	20	tr	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	10	3	-	-	-
FD-101 #	GR	Metatufo cinerítico	-	-	-	-	-	tr	tr	10	-	4	-	1	-	-	tr	-	5	80	-	-
FD-107 ##	GR	Metatufo cinerítico	20	-	-	-	-	-	3	5	5	-	-	-	-	-	tr	5	2	60	-	-
FD-108 ###	GR	Metatufo cinerítico	28	-	-	-	-	-	-	5	5	-	-	-	-	-	-	-	2	60	-	-
FD-146-B	GR	Metalapilli-tufo	38	25	10	5	-	2	-	0	1	1	tr	-	tr	-	tr	5	3	-	10	-
FD-211-A	GR	Metalapilli-tufo	21	-	15	10	-	tr	tr	tr	2	1	-	-	-	-	-	10	1	40	-	-
FD-222	GR	Metatufo cinerítico	-	-	5	1	-	1	-	5	5	-	-	-	-	-	-	6	2	75	-	-
FD-230 ####	GR	Metalapilli-tufo	8	10	-	5	-	-	-	-	10	tr	-	-	-	-	tr	25	3	35	-	-
FD-236-D #####	GR	Metatufo cinerítico	35	35	-	-	-	-	-	-	10	-	-	-	-	-	-	10	10	-	-	-
AF-148	GSMC	Metatufo lítico riocácítico	20	19	10	5	-	3	3	3	2	3	-	-	tr	-	tr	10	2	-	20	-
HG-084	GSMC	Metatufo lítico riocácítico	20	15	22	10	-	-	10	tr	3	tr	-	-	tr	-	tr	15	5	-	-	-

4. Geoquímica

4.1. Litogeoquímica

Os dados litogeoquímicos de rocha total das 13 amostras selecionadas na petrografia (tabela 5) foram utilizados para classificação petrológica, geotectônica e de distribuição de elementos imóveis + ETR's de ambas unidades litoestratigráficas estudadas. Essas amostras foram selecionadas a partir do conjunto de rochas efusivas e subvulcânicas (grupo 1 da petrografia) e, por apresentarem baixa concentração de minerais de alteração na estimativa modal, apresentam condições de mostrar composições consideradas bem próximas de seus magmas originais. As rochas piroclásticas do grupo 2 não foram utilizadas a partir dessa etapa analítica por apresentarem litoclastos de composições diversas que poderiam interferir no resultado químico.

A composição química das rochas do Grupo Roosevelt e do Grupo São Marcelo-Cabeça são parecidas, porém com um leve enriquecimento nos teores de Fe_2O_3 , MnO , Na_2O e P_2O_5 naquelas do Grupo São Marcelo Cabeça. De forma destoante, a amostra DF-394-B (metaquartzo-andesito) apresentou enriquecimento nos teores de TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , CaO e P_2O_5 em relação à média das rochas do Grupo Roosevelt.

4.1.1. Classificação Petrológica

A classificação petrológica utilizando-se os dados litogeoquímicos (tabela 5) fez-se necessária devido a três fatores:

- 1) Todas as amostras descritas petrograficamente apresentaram algum nível de alteração hidrotermal e/ou intempérica e/ou modificação da trama textural original;
- 2) Excetuando as amostras de rochas subvulcânicas, as matrizes das rochas são, em geral, de granulometria fina a muito fina, dificultando a identificação dos constituintes mineralógicos;
- 3) O espalhamento das rochas do Grupo Roosevelt no gráfico QAP (figura 30), dificultou a comparação evolutiva das rochas dos grupos por estas não formarem um *trend* composicional, diferente das rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça.

A classificação petrológica foi realizada utilizando-se os gráficos TAS, QAP/CIPW e Nb/Y x Zr/Ti (figuras 31 e 32) que revelaram que as composições das rochas analisadas são predominantemente riolíticas e apresentam *trends* evolutivos similares, lineares e quase coincidentes. O gráfico também mostra que há consistência nas composições quando comparados com a maioria das descrições petrográficas feitas neste trabalho e com aquelas existentes na literatura.

Tabela 5: Composição química em rocha total das 13 amostras do grupo 1 analisadas. GSMC: Grupo São Marcelo-Cabeça, GR: Grupo Roosevelt.

AMOSTRA	MC-192	DF-018	DF-305	DF-313-B	DF-394-B	FD-270-A	MC-178	AF-123	AF-123A	AF-135	DF-180	DF-184	HG-080
ROCHA	Metarriolito	Metarriolito	Metarriodacito	Meta quartzosienito subvulcânico	Meta quartzoandesito	Metarriolito	Metarriodacito	Meta quartzosienito subvulcânico	Meta quartzosienito subvulcânico	Meta quartzosienito subvulcânico	Meta quartzosienito subvulcânico	Meta quartzosienito subvulcânico	Meta quartzosienito subvulcânico
Unidade	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GSMC	GSMC	GSMC	GSMC	GSMC	GSMC
SiO ₂ (%)	74,8	76,6	73,1	76,6	69,3	73,7	75,1	72,2	70,4	69,6	70,5	71,2	70,3
TiO ₂ (%)	0,18	0,16	0,24	0,19	0,47	0,26	0,18	0,37	0,48	0,41	0,46	0,35	0,45
Al ₂ O ₃ (%)	11,3	11,5	12,6	12,6	14,6	13,5	12,7	13,1	13,3	12,7	15	12,8	14
Fe ₂ O ₃ (%)	2,88	3,43	3,21	2,11	3,97	3,09	2,34	4,21	4,55	4,43	4,62	3,94	4,75
MnO (%)	0,03	0,02	0,03	0,02	0,1	0,04	0,08	0,13	0,12	0,13	0,1	0,12	0,11
MgO (%)	<0,1	0,64	0,26	0,72	0,86	0,12	0,23	0,19	0,37	0,3	0,22	0,19	0,17
CaO (%)	0,51	0,12	0,64	0,08	2,5	0,48	0,39	0,86	1,27	1,26	0,14	1,02	0,07
K ₂ O (%)	7,39	6,57	6,59	5,06	4,41	7,84	5,77	5,5	5,14	4,8	5,82	4,91	6,25
Na ₂ O (%)	1,72	1,91	2,49	3,3	3,27	2,29	3,11	3,77	3,81	3,79	2,72	3,73	2,64
P ₂ O ₅ (%)	0,032	0,02	0,032	0,016	0,129	0,059	0,028	0,073	0,131	0,106	0,082	0,072	0,064
LOI (%)	0,48	0,31	0,58	0,63	0,19	0,37	0,25	0,25	0,32	0,74	1,94	0,73	1,55
Total (%)	98,89	100,97	99,19	100,70	99,61	101,38	99,93	100,40	99,57	97,53	99,66	98,33	98,80
Ba (ppm)	1420	1737	1133	841	1043	1175	1303	344	598	468	414	334	562
Rb (ppm)	121,5	112	114,6	98,4	147,4	205,7	147,8	174,6	180,9	144,2	170,9	155,3	188,2
Th (ppm)	11,1	16,6	9,2	12	13,9	14,8	11,8	16,2	16,4	14,9	21,8	16,2	20,6
Nb (ppm)	8,93	13,74	7,83	7,89	12,81	13,8	15,49	16,42	16,65	15	18,94	16,26	15,89
Ta (ppm)	0,22	0,82	0,4	0,51	0,77	<0,05	0,58	1,28	1,22	1	0,9	1,07	0,74
Be (ppm)	1,1	2	1,3	2,7	2,3	2	2,3	5,3	3,4	3,3	1,8	3,5	1,6
Cs (ppm)	0,4	0,55	0,65	0,37	5,64	0,61	0,4	3,01	3,32	2,31	5,34	3,16	0,68
Ga (ppm)	11,8	15,6	12,1	10	19,2	15,7	15,7	20,9	22,1	20,7	22,9	20,8	20,5

Continuação da Tabela 5.

AMOSTRA	MC-192	DF-018	DF-305	DF-313-B	DF-394B	FD-270-A	MC-178	AF-123	AF-123A	AF-135	DF-180	DF-184	HG-080
Hf (ppm)	5,55	7,71	5,11	3,83	6,63	6,62	6,03	9,66	9,82	8,86	11,11	9,62	9,86
Sn (ppm)	0,5	<0,3	0,5	1,1	1,1	6,6	3,3	4,9	2	1,9	3,1	2,3	2,8
Sr (ppm)	27,1	31,8	42,4	25,8	337,7	76,5	74,6	35,4	84,5	69,4	33,4	58,1	32,5
U (ppm)	3,15	4,99	2,69	3,31	3,01	3,93	3	4,33	4,17	3,73	5,51	4,09	3,78
W (ppm)	3	4,2	2	0,8	0,5	8	2,4	8,5	9,3	8,3	8,6	8,3	8,2
Y (ppm)	33,49	52,54	35,33	30,83	30,38	37,88	56,54	72,5	64,08	42,33	44,49	44,81	36,05
Zr (ppm)	198,5	257,3	195,9	131,6	256,2	213	218,2	384,2	374,1	351,9	439,4	374,9	375,8
Co (ppm)	0,8	1,9	1,6	1,6	6,5	1,6	0,9	1,8	3,8	2,7	2	1,8	1,9
La (ppm)	24,1	44,1	36,1	44,8	38,1	42,2	93,2	50,8	91,3	56,6	90,2	58,3	52,1
Ce (ppm)	51,6	78,6	64	80,3	84,2	64,5	182,8	81,1	150,8	119,1	134,3	125,6	127,4
Pr (ppm)	5,92	9,1	7,7	8,85	9,83	10,63	21,1	11,65	22,04	14,03	20,31	14,77	12,78
Nd (ppm)	22,9	34,3	28,2	30,2	35,8	40,7	81,8	46,5	87,6	54,7	74,1	57,6	46,7
Sm (ppm)	4,9	7,7	5,9	5,7	6,7	7,9	14,6	9,1	16,5	10,4	12,9	10,8	8,2
Eu (ppm)	0,77	1,2	1,38	1,02	1,46	1,24	2,72	1,09	2,34	1,33	1,26	1,03	1
Gd (ppm)	4,89	8,89	5,89	5,13	5,57	6,78	11,81	10,05	15,46	9,49	10,56	9,99	7,48
Tb (ppm)	0,79	1,65	0,92	0,83	0,86	1,08	1,67	1,46	2,16	1,38	1,56	1,45	1,18
Dy (ppm)	5,47	10,28	5,94	5,27	5,4	7,09	9,77	9,14	12,27	7,88	8,72	8,47	6,86
Ho (ppm)	1,19	2,16	1,29	1,11	1,1	1,48	1,85	1,97	2,32	1,53	1,67	1,65	1,42
Er (ppm)	3,64	6,16	3,73	3,22	3,45	4,23	5,23	6,26	6,98	4,76	5,2	5,16	4,39
Tm (ppm)	0,56	0,9	0,55	0,48	0,49	0,69	0,77	0,83	0,94	0,69	0,75	0,73	0,67
Yb (ppm)	4,1	5,8	3,7	3,2	3,4	4,5	4,9	5,6	6,6	4,9	5,4	5,3	4,6
Lu (ppm)	0,63	0,84	0,56	0,46	0,5	0,66	0,66	0,88	0,94	0,71	0,83	0,77	0,73

O diagrama TAS (figuras 31A) mostra que as rochas são predominantemente subcalcinas e de composição riolítica.

Apesar dos critérios de seleção das amostras descritas no item 2.2, foi necessária a normalização dos dados pela norma CIPW (tabela 6) para inseri-los no gráfico QAP com o objetivo de fazer a equiparação das composições. O gráfico QAP/CIPW (figuras 31B) revela dois agrupamentos das amostras tanto para o Grupo Roosevelt, quanto para o Grupo São Marcelo-Cabeça, subparalelos. As amostras do Grupo São Marcelo-Cabeça incidem no campo do riodacito, enquanto que as amostras do Grupo Roosevelt incidem tanto no campo do riodacito quanto no campo do riolito e parecem indicar uma evolução calcioalcalina granodiorítica de médio potássio, semelhante ao de Sierra Nevada indicada na figura 12 de Lameyre & Bowden (1982).

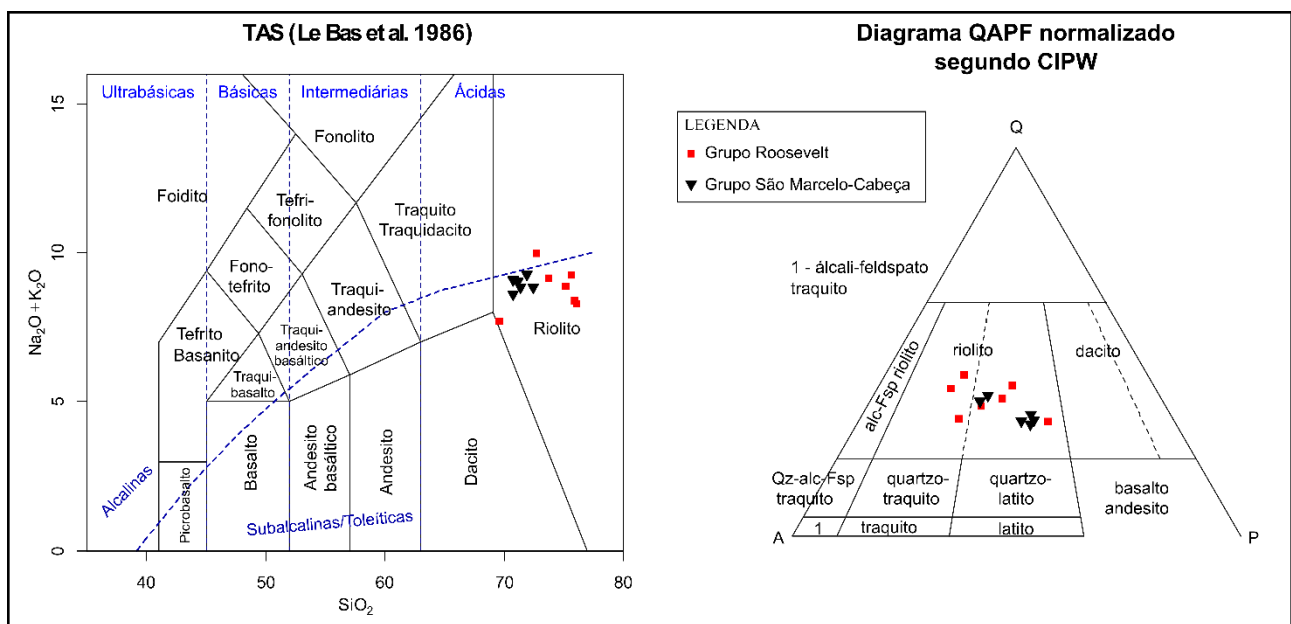


Figura 31: Gráficos TAS de Le Bas *et al.* (1986) e QAP normalizado de acordo com a norma CIPW, segundo as orientações da IUGS (Le Maitre *et al.*, 2002), indicando a posição das amostras.

Semelhantemente aos diagramas acima, o gráfico Nb/Y x Zr/Ti (Winchester & Floyd, 1977; modificado por Pearce, 1996) (figura 32) demonstra que as rochas são subcalcinas e formam agrupamentos sobrepostos no campo “riolito + dacito”, com uma tendência de alinhamento subvertical das amostras do Grupo Roosevelt. As amostras do Grupo São Marcelo-Cabeça não apresentam esse mesmo alinhamento no gráfico Nb/Y x Zr/Ti, mas isso pode ser consequência da quantidade pequena de amostras que puderam ser analisadas.

Tabela 6: Tabela de minerais normativos segundo a norma CIPW para as amostras analisadas.

AMOSTRA	MC-192	DF-018	DF-305	DF-313-B	DF-394B	FD-270-A	MC-178	AF-123	AF-123A	AF-135	DF-180	DF-184	HG-080
Q	27,571	25,982	26,796	35,667	39,199	32,015	31,734	36,848	27,134	29,342	11,484	0,833	33,836
C	0	0	0	0	1,076	4,167	0,283	1,587	0,21	0,515	0	0	0,696
Or	32,503	30,376	28,367	43,673	38,827	34,395	38,945	29,903	26,062	46,332	4,019	1,418	34,099
Ab	31,901	32,239	32,07	14,554	16,162	23,016	21,07	27,924	27,67	19,377	20,9	19,123	26,316
An	2,577	4,007	3,464	1,286	0,465	0,159	2,966	0,292	11,56	1,996	20,739	33,895	1,752
Di	0,337	0,184	0,916	0,269	0	0	0	0	0	0	5,972	18,259	0
Wo	0	0	0	0,076	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hy	0,317	0,836	0,323	0	1,594	0,548	0,648	1,794	2,142	0,299	7,943	14,454	0,573
Il	0,278	0,257	0,278	0,064	0,043	0,214	0,064	0,043	0,214	0,086	0,578	0,364	0,171
Hm	4,21	4,55	4,43	2,88	3,43	4,62	3,21	2,11	3,97	3,09	17,901	8,861	2,34
Tn	0,549	0,847	0,647	0,359	0	0	0	0	0	0	9,221	0,929	0
Ru	0	0	0	0	0,138	0,348	0,206	0,168	0,358	0,215	0	0	0,09
Ap	0,173	0,31	0,251	0,076	0,047	0,194	0,076	0,038	0,306	0,14	1,144	0,133	0,066
Soma	100,417	99,588	97,542	98,903	100,98	99,676	99,203	100,706	99,626	101,391	99,901	98,269	99,939

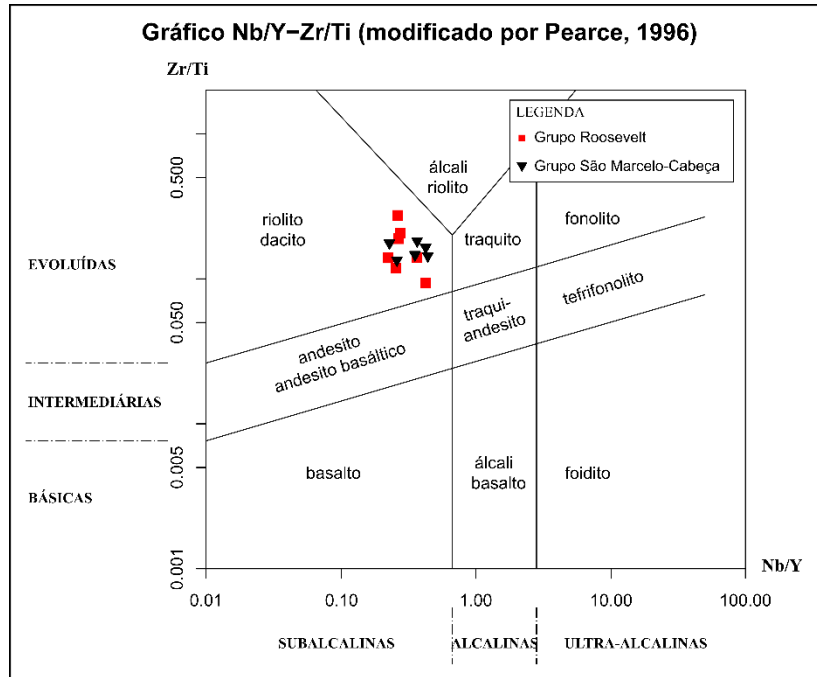


Figura 32: Diagrama Nb/Y – Z/Ti para classificação petrológica de Winchester & Floyd (1977, modificado por Pearce, 1996).

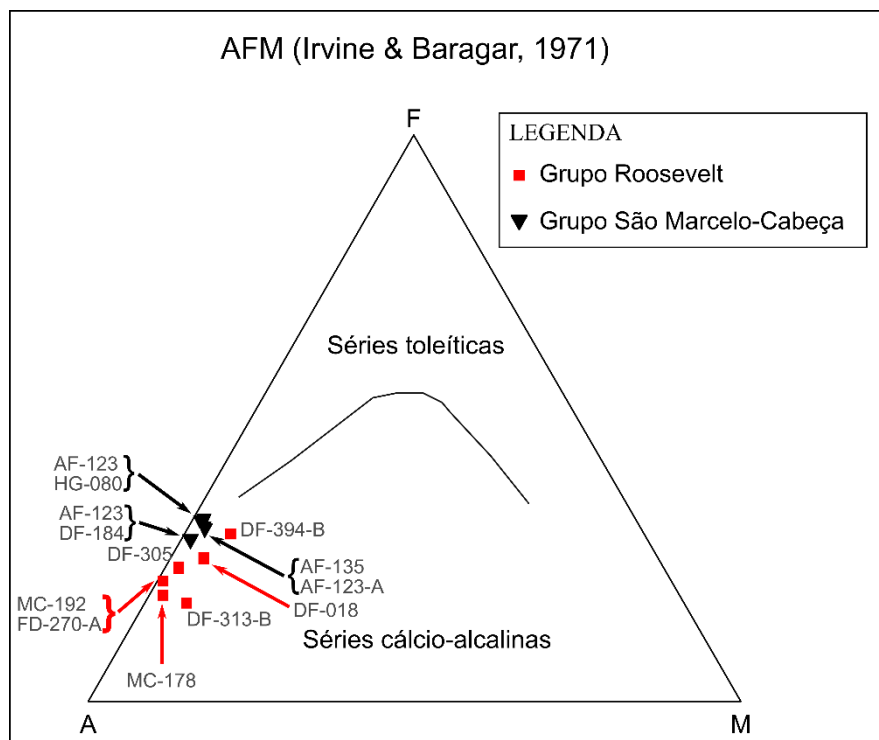


Figura 33: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) com as amostras analisadas.

O diagrama AFM (figura 33) mostra as rochas no campo da Série Calcioalcalina. O gráfico revela que as amostras do Grupo São Marcelo-Cabeça são levemente mais enriquecidas no componente de FeO_T que as correspondentes do Grupo Roosevelt, com ambos conjuntos de amostras formando alinhamentos subparalelos. A interpretação do diagrama AFM nos dois casos é dificultada pela escassez de amostras de composição mais básica, principalmente no Grupo São Marcelo-Cabeça.

No caso do Grupo Roosevelt muitas das amostras de composição básica são de diques, ou estão extremamente alteradas, de modo que não puderam ser analisadas.

4.1.2. Composição Multielementar e de Terras Raras em Rocha Total

Os elementos terras raras são importantes em uma avaliação química por serem elementos tidos como imóveis e incompatíveis, durante o processo de fracionamento ocorrido na evolução magmática, e dessa forma auxiliam na determinação geotectônica das rochas estudadas. Esses elementos são plotados em um gráfico de teor em escala vertical logarítmica contra número atômico, ou simplesmente nome dos elementos, dispostos em ordem decrescente de incompatibilidade no eixo horizontal (Sun & McDonough, 1989; McDonough & Sun, 1995).

No gráfico de ETR's normalizados ao manto primitivo (McDonough & Sun, 1995; figura 34), as amostras apresentam enriquecimento nos ETRL e um leve fracionamento nos ETRP, estando sobrepostas e semiparalelas umas às outras. A razão La/Sm (normalizado ao manto primitivo), para as rochas do Grupo Roosevelt varia de 4,91 a 7,86; enquanto que, para as rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça, essa razão varia de 5,40 a 6,99. A amostra MC-178 destaca-se sobre as outras amostras do Grupo Roosevelt, do mesmo modo a amostra AF-123-A também apresenta teores levemente mais enriquecidos em relação às outras amostras do Grupo São Marcelo-Cabeça. O teor de Ce em algumas amostras é mais empobrecido em relação ao *trend* geral, isso ocorre tanto no Grupo Roosevelt quanto no Grupo São Marcelo-Cabeça. As terminações dos ETRP mostram-se bem próximos entre si.

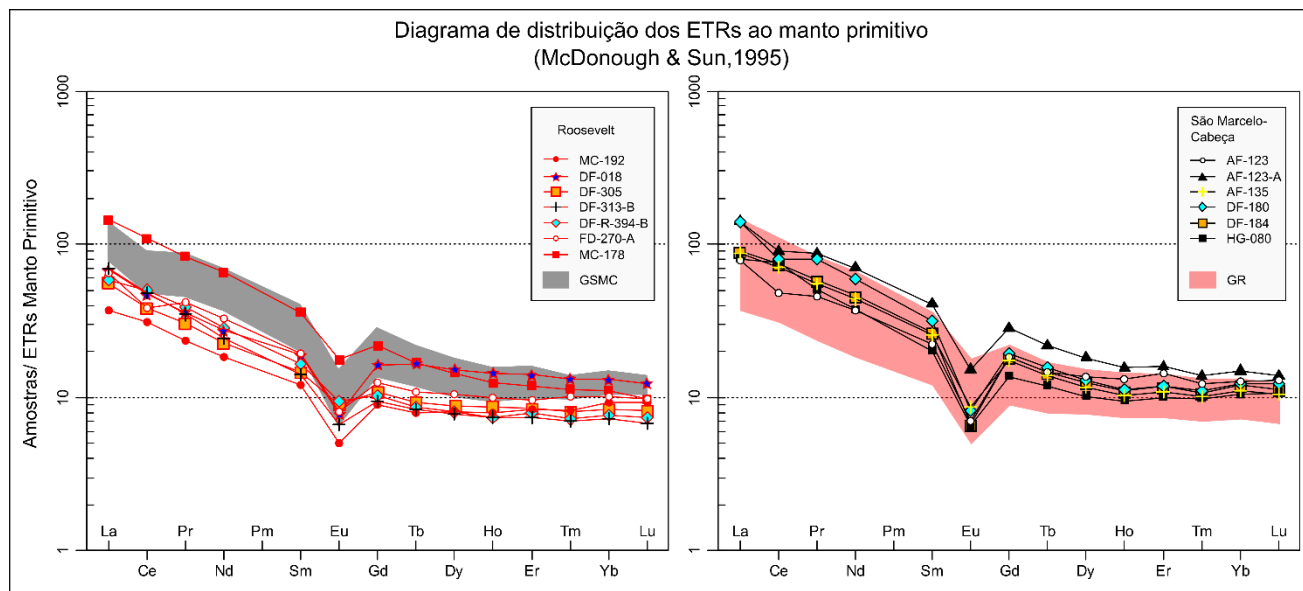


Figura 34: Diagrama de ETR's normalizados pelo manto primitivo (McDonough & Sun, 1995). A área em vermelho representa as amostras do Grupo Roosevelt (GR), e em preto representa as amostras do Grupo São Marcelo Cabeça (GSMC).

No gráfico de elementos imóveis normalizados ao N-MORB (Sun & McDonough, 1989; modificado por Pearce, 2014) os teores apresentados (tabela 5) são fortemente empobrecidos nos

elementos Ta e Nb, e mais fracamente nos elementos Hf e Zr, além de apresentar forte anomalia negativa de Ti nas amostras analisadas (figura 35). Em geral os padrões das amostras do Grupo Roosevelt são relativamente mais fracionadas e estão quase todas abaixo do espectro do Grupo São Marcelo-Cabeça (a exceção é a amostra MC-178), no entanto, os padrões das duas unidades geológicas observados nas figuras 34 e 35 são muito semelhantes entre si quanto à forma. Também é observado o forte fracionamento de Ta para as amostras do Grupo Roosevelt, o que não ocorre no Grupo São Marcelo-Cabeça; destaque para a amostra FD-270-A (metarriolito) que apresenta o menor teor de Ta.

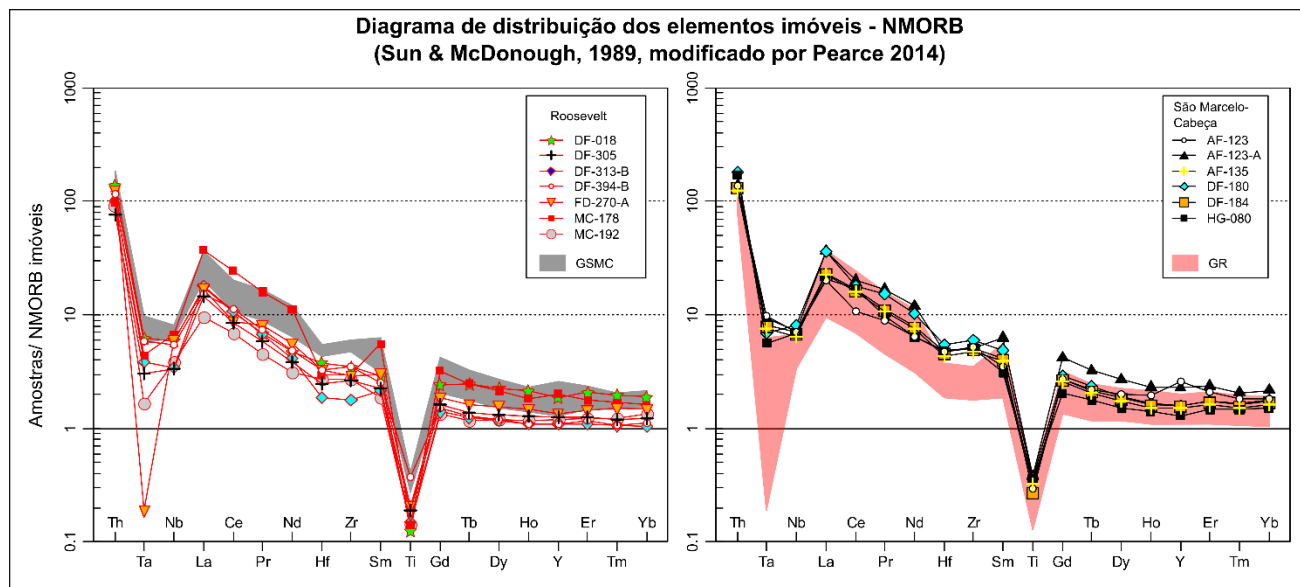


Figura 35: Diagrama de elementos imóveis normalizados ao NMORB (Sun & McDonough, 1989; modificado por Pearce, 2014). A área em vermelho representa as amostras do Grupo Roosevelt (GR), e em preto representa as amostras do Grupo São Marcelo Cabeça (GSMC).

Na figura 36A, o mesmo espectro da figura 35, foi normalizado por Yb para minimizar os efeitos da cristalização fracionada e acumulação de cristal e, desse modo, destacar as variações dos padrões entre o Ti e o Yb (segundo Pearce-2008). Isso mostra que a razão Ti/Yb é ligeiramente maior nas amostras do Grupo São Marcelo-Cabeça que nas amostras do Grupo Roosevelt. De modo geral, as amostras apresentam a razão Th/Sm elevada e de Gd/Yb pequena. A normalização também ressaltou as semelhanças existentes entre os dois padrões analisados. Na figura 36B as amostras incidem no campo de arcos continentais.

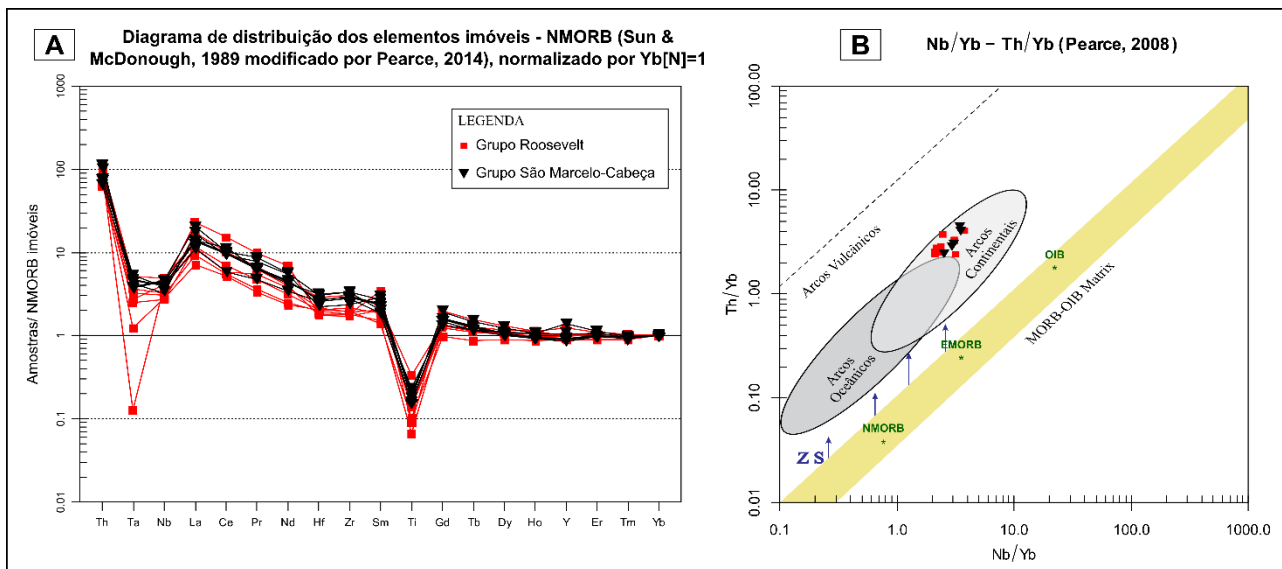


Figura 36: A) Diagrama de elementos ímóveis normalizados por NMORB (Sun & McDonough, 1989; modificado por Pearce, 2014) e normalizados por Yb. B) Diagrama Nb/Yb – Th/Yb de ambiente tectônico (Pearce, 2008).

4.1.3. Ambiente Geotectônico

O Gráfico de Wood (1980) normalmente é usado para discriminar o ambiente tectônico para rochas básicas, entretanto o próprio autor afirma que seu “gráfico ternário de Th-Hf-Ta pode ser usado para discriminação tectonomagmática de lavas básicas e silicosas extravasadas na maioria dos ambientes tectônicos”, porém ele reafirma que esse gráfico deve ser usado em complemento com outros diagramas de elementos-traço para determinação do ambiente geotectônico, como por exemplo o diagrama triangular de Zr-Ti-Y. Optou-se pelo uso deste gráfico como uma opção de verificação da interpretação obtida a partir dos elementos traço.

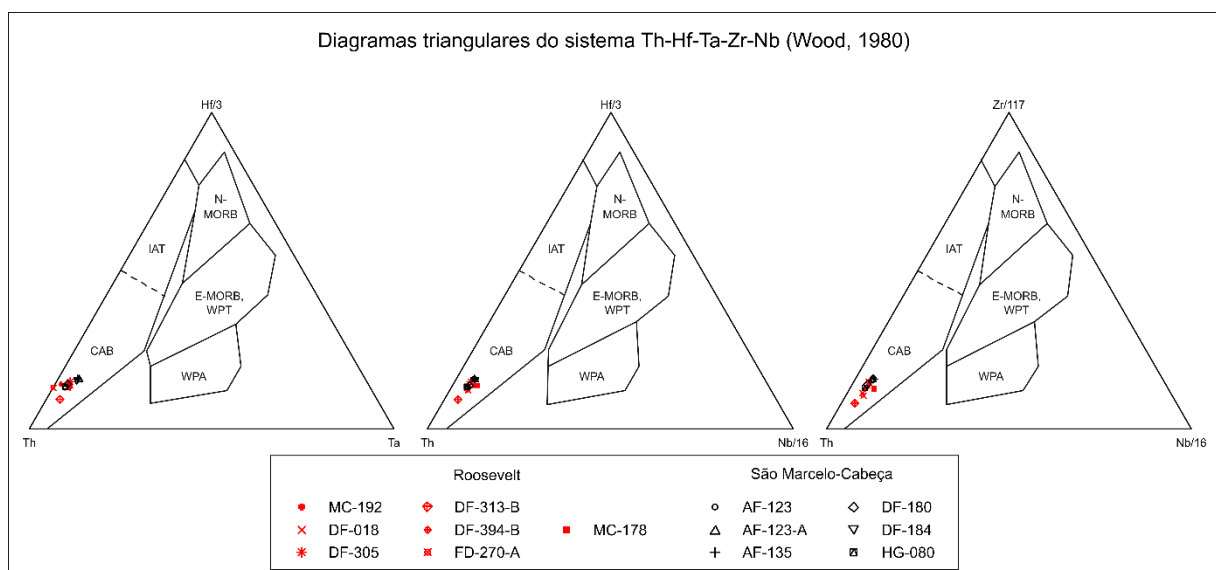


Figura 37: Diagrama do sistema Th-Hf-Ta-Zr-Nb (Wood, 1980) mostrando o ambiente tectônico das amostras. CAB: Calc-Alkaline Basalts; IAT: Island Arc Tholeiites; N-MORB: Normal Mid-Ocean Ridge Basalt; E-MORB: Enriched Mid-Ocean Ridge Basalt; WPT: Within-Plate Tholeiites; WPA: Within-Plate Alkaline.

Os gráficos ternários de Wood (1980) (figura 37) também refletem o enriquecimento em Th e o empobrecimento em Ta, Nb, Hf e Zr das amostras, observados nos gráficos da figura 35, além da sobreposição das amostras do Grupo São Marcelo-Cabeça com as do Grupo Roosevelt. Segundo a definição do autor, as amostras estão no campo de “basaltos e rochas diferenciadas de margem destrutiva de placa”, no subcampo calcioalcalino (campo “CAB”).

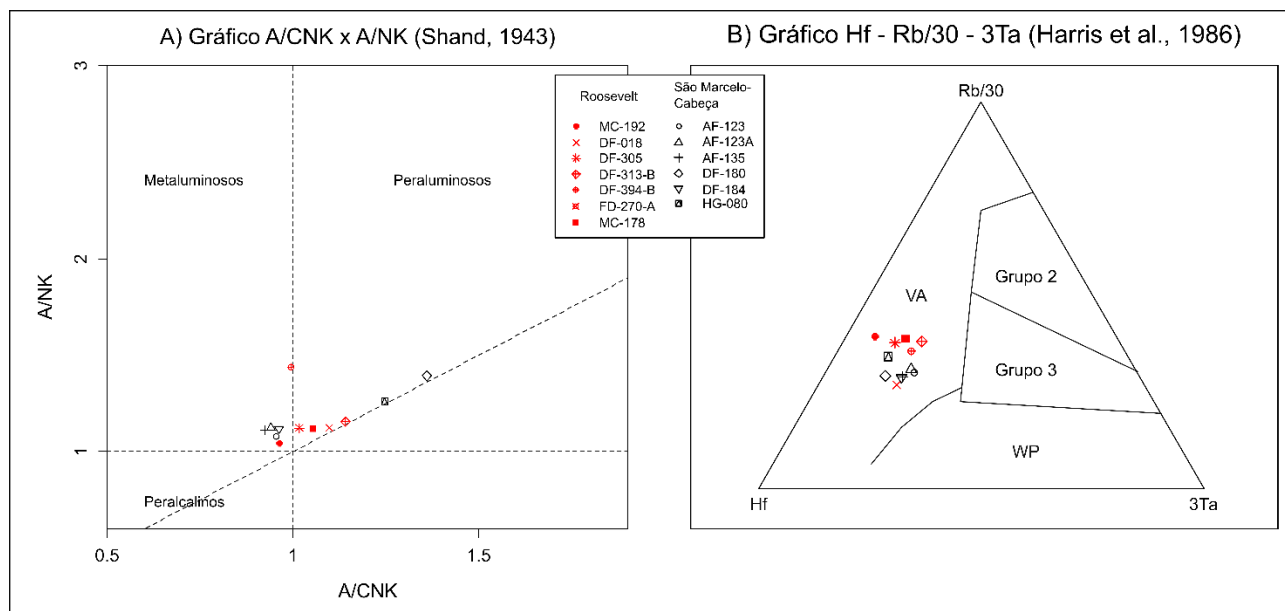


Figura 38: A) Gráfico A/CNK x A/NK de aluminosidade (Shand, 1943). B) Gráfico de ambiência tectônica para granitoides Hf – Rb/30 – 3Ta (Harris *et al.*, 1986) adaptado para vulcânicas ácidas.

No gráfico A/CNK x A/NK (Shand, 1943) verifica-se que as amostras são meta a peraluminosas, sendo que o caráter peraluminoso predomina nas amostras do Grupo Roosevelt, enquanto que quatro das amostras do Grupo São Marcelo-Cabeça entram no campo metaluminoso (figura 38A).

No gráfico de Hf – Rb/30 – 3Ta (Harris *et al.*, 1986), as amostras caem no campo de arco vulcânico (VA), (figura 38B), corroborando o gráfico de Wood (figura 37). Os gráficos de Shand (1943) e de Harris *et al.* (1986), apesar de serem usados principalmente para rochas plutônicas, são baseados em razões de elementos e em elementos traço, e, portanto, perfeitamente aplicáveis aos correspondentes vulcânicos/subvulcânicos.

O diagrama R1–R2 (Batchelor & Bowden, 1985), na figura 39, mostra que as rochas de ambos os grupos fazem um *trend* entre os campos sin a pós-orogênicos. No caso das rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça, estão predominantemente no campo de sin-colisionais, enquanto que as amostras do Grupo Roosevelt incidem na interface dos campos anorogênico e de orogenia tardia, entre as regiões do sin-colisional e pós-orogênico.

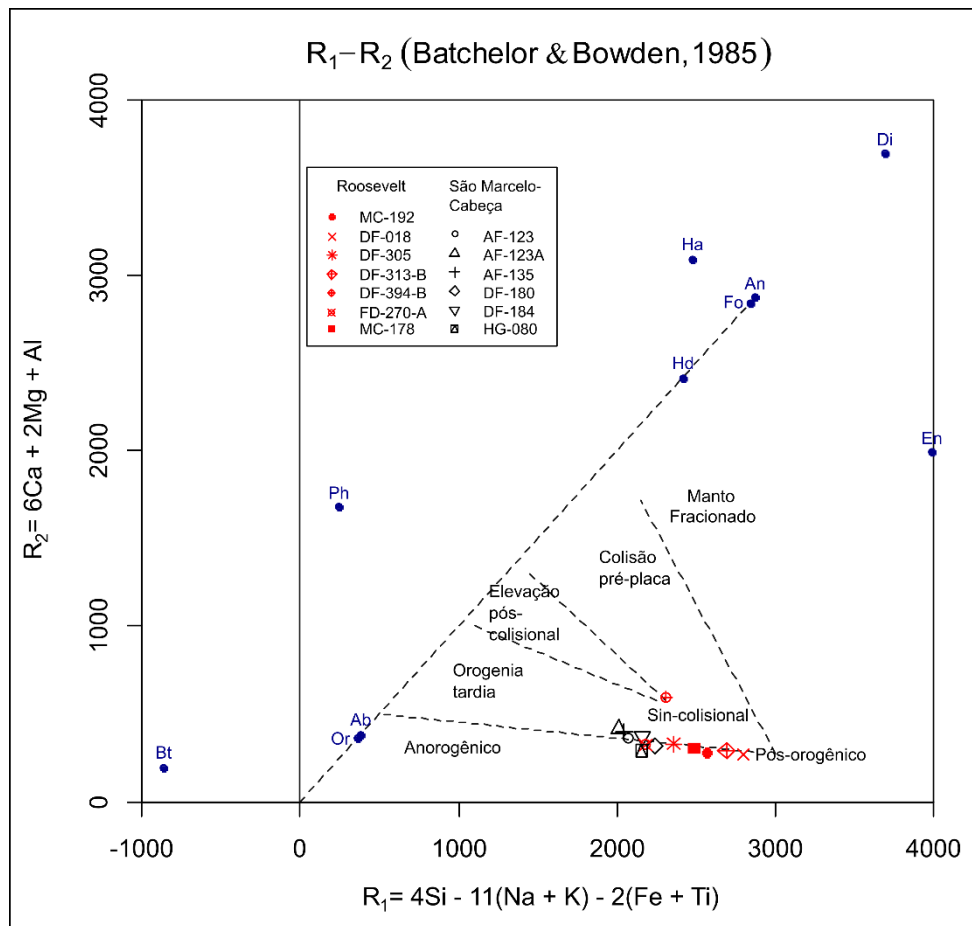


Figura 39: Gráfico R₁-R₂ segundo de Batchelor & Bowden (1985) com os ambientes orogênicos das amostras.

4.2. Química Mineral

4.2.1. Base Teórica

Os feldspatos são aluminossilicatos que, juntamente com o quartzo, são os principais minerais formadores das rochas crustais e os principais constituintes das rochas ígneas (Deer, Howie & Zussman, 2013). As temperaturas de cristalização dos feldspatos ígneos (400 – 700°C para feldspatos alcalinos e >500°C para plagioclásios) fazem com que estes sejam os últimos minerais a se cristalizarem em uma câmara magmática, preservando assim, em sua estrutura, alguns dos elementos incompatíveis que permaneceram no líquido residual.

A disposição dos elementos incompatíveis nos feldspatos depende da complexa estrutura cristalina dos mesmos, resumida na fórmula MT_4O_8 , onde cada átomo de oxigênio é o vértice de dois tetraedros vizinhos, e cada tetraedro é centrado por um átomo de silício ou alumínio (sítios T). Os tetraedros centrados em Si^{4+} ficam eletronicamente estáveis com a soma das cargas parciais dos 4 O^{2-} , entretanto os tetraedros centrados em Al^{3+} produzem uma carga negativa (-1) no sistema. Para essa carga ser balanceada, os interstícios (sítios M) entre quatro tetraedros vizinhos são preenchidos por átomos de raio iônico grande e cargas (+1) ou (+2). No feldspato puro, obtido sinteticamente, esse sítio M é preenchido pelos átomos Na^{1+} ou K^{1+} e Ca^{2+} e Ba^{2+} , ou equivalentes. Quando o sítio M é

monovalente, um dos campos T é preenchido por Al^{3+} ; quando é bivalente, são necessários 2 sítios T preenchidos por Al^{3+} . Isso significa que a quantidade de Si e Al, que entram no sítio T, são ajustados na estrutura de acordo com o tipo de elemento que ocupa o sítio M (Smith & Brown, 1988a).

A estrutura estável é desordenada em altas temperaturas e ordenada em baixas temperaturas (Deer, Howie & Zussman, 2013). Esse arranjo vai se moldando à medida que se resfria mantendo-se o equilíbrio entre o cristal e o líquido. Quanto mais rápido for o resfriamento, mais rápido se fecha esta estrutura, preservando o desordenamento da mesma. Dessa forma, se mantém a composição de alta temperatura e com ela os elementos extraídos do líquido residual, sem que haja uma modificação do tipo de feldspato. Resfriamentos mais lentos a partir de altas temperaturas resultam em segregação dos íons de Na^{1+} e K^{1+} para formar intercrescimentos de grande complexidade (pertitas e antipertitas), cujas características são regidas por fatores cinéticos. A natureza das pertitas depende da extensão do ordenamento dos íons de Si^{4+} e Al^{3+} durante a cristalização do feldspato e de sua composição. Juntamente com a consolidação das exsoluções, os elementos presos nos sítios T e M podem ser liberados, fazendo com que o cristal mude a sua composição de borda em relação ao núcleo, deixando-o zonado.

Na natureza, a cristalização dos feldspatos ocorre conjuntamente com vários outros minerais, dependendo de diversos fatores: composição do magma, temperatura e pressão do líquido magmático, ambiente de formação, assimilação ou não de encaixante, fugacidade de oxigênio. Devido a isso, impurezas podem entrar mecanicamente na estrutura dos cristais como resultado de incorporação durante o crescimento ou da decomposição do estado sólido (Smith & Brown, 1988b). Portanto, é comum que os feldspatos incorporem os elementos incompatíveis dispersos no líquido. Essas substituições ocorrem tanto no sítio T (Mg, B, Al, Ga, Fe^{3+} , Si, Ge, P), quanto no sítio M (Na, K, Rb, NH_4 , Fe^{2+} , Ca, Sr, Pb, Ba, Eu^{2+} , La). Os cátions M apresentam raios iônicos variando entre 0,09 e 0,14 nm, isso provoca uma distorção nos sítios T, resultando em feldspatos de até 35 composições diferentes. Enquanto Sr, Ba e Ca são bivalentes, a maioria dos ETR's juntamente com o Y são trivalentes. Európio, em particular, é importante por suas mudanças de carga de trivalente para bivalente em função da mudança das condições de oxidação para redução. Os ETR's trivalentes são fortemente incompatíveis em relação aos feldspatos, especialmente em relação ao plagioclásio, com incompatibilidade crescente dos ETRL's para os ETRP's e o Y. O Eu^{2+} exibe comportamento geoquímico semelhante ao Ca e Sr, de modo que sua retenção no plagioclásio produz uma anomalia de európio, dependendo do grau de oxidação do momento da cristalização (Smith & Brown, 1988b).

Alguns estudos comparativos de rochas utilizaram os teores de ETR's e de elementos imóveis presentes na estrutura dos feldspatos, em particular dos plagioclásios, para fazer correlações entre rochas vulcânicas de diferentes lugares (Steele *et al.*, 1980; Lima & Nardi, 1998; Guo *et al.*, 2018),

bem como estudos de comparação entre borda e núcleo dos minerais para análise de evolução do líquido magmático, em adição a outros métodos (Teertstra *et al.*, 1998; Bindeman & Bailey, 1999; Stirling *et al.*, 1999; Waight *et al.*, 2000; Gagnevin *et al.*, 2005).

Entre esses estudos, destaca-se o trabalho de Steele *et al.* (1980), no qual plagioclásios obtidos de noritos, troctolitos, anortositos, e outras rochas lunares, foram comparados com bytownitas terrestres do Complexo Stillwater em sua composição de Li, Ti, Sr, Ba, K e Mg. A comparação foi inconclusiva, mas esse estudo permitiu aos autores a descoberta de que os magmas lunares tinham a mesma origem.

Guo *et al.* (2018) analisaram os fenocristais de plagioclásio de dois basaltos e duas rochas félsicas de diferentes localidades da parte sul do Canal de Okinawa – Japão, utilizando o teor de Anortita, elementos traço e composição isotópica de Sr. Os autores demonstraram a existência de dois magmas máficos distintos dentro da parte sul do Canal de Okinawa com a presença de componentes de subducção. O Canal de Okinawa, segundo os autores, é uma bacia oceânica marginal do tipo *Back-arc*, localizado atrás do sistema de fossas de arco de Ryukyu.

Em um estudo de caso brasileiro, realizado em Lavras do Sul-RS, Lima & Nardi (1998) fizeram a comparação dos feldspatos e outros minerais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, usando química mineral obtida por microsonda de rochas vulcânicas básicas, intermediárias e lamprófiros espersatíticos, onde definiram os teores de An-Ab-Or e trabalharam com elementos maiores e alguns elementos traço (Ba, Sr, Ni, Cr e Ti). Os autores chegaram à conclusão de que a cristalização fracionada foi o processo dominante na diferenciação magmática dos termos básicos para os intermediários e que na formação dos lamprófiros houve assimilação crustal.

De forma semelhante, este trabalho busca, através da microsonda, analisar os elementos dos feldspatos, e assim fazer a comparação química dos minerais que compõem as rochas do Grupo Roosevelt e do Grupo São Marcelo-Cabeça.

Para as análises, foi feita uma seleção criteriosa das amostras analisadas abaixo, uma vez que é fato que essas amostras tenham sofrido metamorfismo ou apresentem algum grau de alteração, em virtude dos locais onde foram recolhidas. Para tanto foram evitados (as): 1º) as amostras muito alteradas e/ou metamorfozadas; 2º) os minerais muito alterados dentro das lâminas; 3º) e que as análises fossem feitas sobre uma zona de alteração dos cristais.

4.2.2. Resultados

Os resultados analíticos de química mineral das 8 amostras selecionadas (tabela 7) a partir da litogeoquímica foram utilizados para a determinação da composição dos plagioclásios e K-feldspatos e fazer a comparação composicional dos mesmos através dos elementos traço.

A partir dos resultados obtidos, os teores de moléculas de An-Ab-Or foram dispostos no gráfico de classificação dos feldspatos (Smith & Brown, 1988c), preenchendo os campos dos minerais K-Sanidina, Albita, Oligoclásio e Andesina, mostrado na figura 40. Dessa forma, foi possível verificar qual a composição dos feldspatos encontrados nas unidades geológicas e estabelecer uma paridade entre elas.

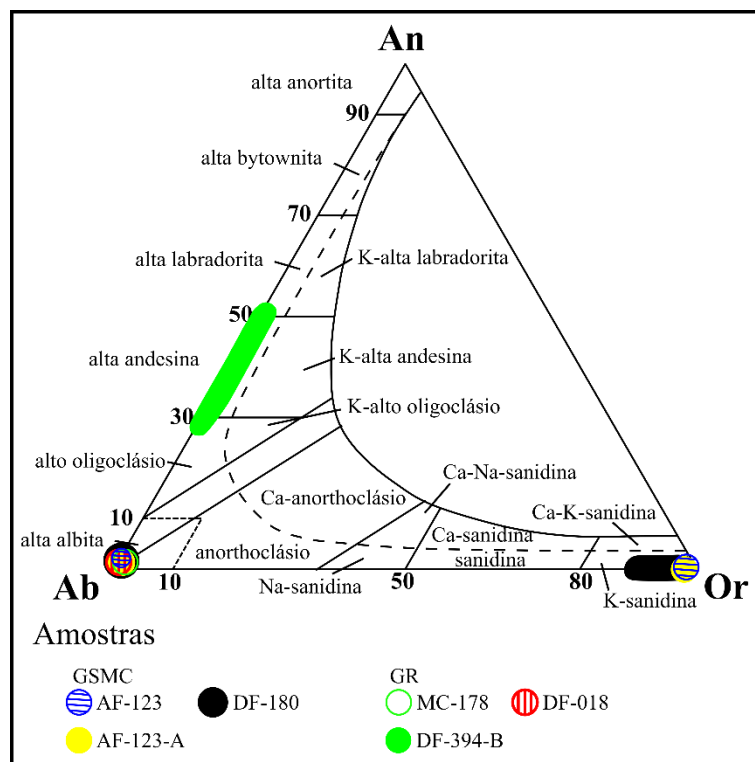


Figura 40: Diagrama de classificação dos feldspatos (Smith & Brown, 1988c), adaptado, mostrando as áreas de concentração das análises de cada amostra. GSMC: Grupo São Marcelo-Cabeça; GR: Grupo Roosevelt.

Nas amostras DF-018 (Metarriolito) e DF-394-B (metaquartzo-andesito) o único feldspato presente é o plagioclásio, sendo suas composições albita_(An=0-2) e oligoclásio_(An=28-30) + andesina_(An=31-51), respectivamente, conforme mostrado na figura 40. As outras amostras exibem 2 feldspatos (plagioclásio + K-feldspato). O plagioclásio das amostras é a albita_(An=0-2) e o K-feldspato é a K-sanidina_(Or=89-99). A amostra DF-180 apresentou uma variação no conteúdo da molécula de ortoclásio entre Or₈₇₋₉₈ para a K-sanidina.

A tabela 8 mostra a quantidade de cátions calculados a partir das análises da microsonda. As figuras 41 a 44 mostram o resultado das composições por coeficientes de partição dos elementos (K_d), e as figuras 49 a 54 nos anexos, mostram as microfotografias das lâminas com as microfotografias realizadas pela microsonda no momento das análises com as devidas localizações das mesmas.

A comparação dos teores de cátions foi feita em diagrama multielementar, construído a partir dos coeficientes de partição (K_d , na tabela 9), estimados pela razão entre os cátions das análises da

microsonda e dos cátions calculados a partir dos dados litogeoquímicos em rocha total. Os cátions analisados foram Ba, K, Ce, Sr, Nd, Sm, Eu, Ti, Al, Ca, Na e Si, dispostos em ordem decrescente de incompatibilidade. Os gráficos foram construídos a partir do *software* Excel, do pacote Microsoft Office®, e os dados foram separados por nome do feldspato encontrado.

4.2.2.1. Albita

A figura 41 revela que os minerais de albita das amostras do Grupo Roosevelt e do Grupo São Marcelo-Cabeça apresentam coeficientes de partição (K_d) significativamente semelhantes dos elementos Ba, K, Ce, Sr, Ti, Al, Ca, Na e Si, porém com uma distribuição irregular dos elementos Nd, Sm e Eu, chegando a não serem encontrados esses elementos em algumas análises. Entretanto essa irregularidade é vista tanto nas amostras do Grupo Roosevelt quanto nas amostras do Grupo São Marcelo-Cabeça. Também é evidente a semelhança dos $K_{d(Ca)}$ das amostras de ambas unidades geológicas, em que os resultados das amostras DF-018 (GR) e DF-180 (GSMC) são maiores que os resultados das amostras MC-178 (GR), AF-123 (GSMC) e AF-123-A (GSMC), formando dois padrões distintos em ambos conjuntos de amostras, com algumas análises apresentando $K_{d(Ca)} > 1$ e outras com $K_{d(Ca)} < 1$, de modo a fazer um tipo de “anel” de Al-Ca-Na, isso pode indicar tempos diferentes na cristalização ocorrida em partes diferentes da câmara ou concorrência da albita com outro mineral que contém Ca em sua estrutura. No caso do Grupo Roosevelt, há um certo fracionamento observado pelo $K_{d(Na)}$ na amostra MC-178, a qual é diferenciada das amostras do Grupo São Marcelo-Cabeça.

Tabela 7: Relação dos minerais e suas composições em % de moles de moléculas de An-Ab-Or e por % de peso de óxidos encontradas nas análises de microsonda. GSMC: Grupo São Marcelo-Cabeça, GR: Grupo Roosevelt. Tabela completa com os valores nos anexos (Tabela 13).

Amostra	AF 123	AF 123	AF 123A	AF 123A	DF 180	DF 180	DF 18	DF 394B	DF 394B	MC 178	MC 178
Mineral	K-Sanidina	Albita	K-Sanidina	Albita	K-Sanidina	Albita	Albita	Oligoclásio	Andesina	K-Sanidina	Albita
Unidade Geológica	GSMC	GSMC	GSMC	GSMC	GSMC	GSMC	GR	GR	GR	GR	GR
An (% moles)	0,0	0,81-1,37	0-0,11	0,59-1,24	0-0,03	1,53-1,71	1,09-1,85	28,22-29,37	31-50,43	0,0	0,5-1,54
Ab (% moles)	1,32-2,36	98,4-98,64	1,35-2,69	98,32-99,31	1,93-10,26	97,85-98,02	98,11-98,91	70,19-71,27	48,98-68,5	1,73-2,81	97,94-99,05
Or (% moles)	97,64-98,68	0,14-0,64	98,07-98,54	0-0,53	89,71-98,07	0,35-0,55	0-0,45	0,44-0,51	0,45-0,82	97,18-98,27	0-0,9
SiO ₂	64,15-65,26	67,79-68,61	64,60-65,37	67,96-68,92	61,82-65,39	67,75-68,32	67,65-68,46	61,19 - 61,2	56,04-61,01	63,2-64,9	68,14-73,33
TiO ₂	0-0,02	0-0,02	0-0,02	0-0,01	0-0,04	0-0,03	0	0	0-0,04	0-0,02	0-0,02
Al ₂ O ₃	18,10-18,48	19,29-19,59	17,77-18,56	19,2-19,64	18,16-18,27	19,03-19,61	19,48-20,2	23,62-24,01	24,21-27,60	18,07-18,42	19,04-20,67
Cr ₂ O ₃	0	0-0,01	0-0,01	0	0	0	0-0,02	0	0-0,01	0	0
FeO	0,01-0,04	0,03-0,09	0,02-0,06	0-0,04	0-2,31	0,03-0,08	0-0,04	0,01 - 0,02	0,01-0,06	0,02-0,07	0-0,06
MnO	0-0,02	0-0,01	0-0,03	0-0,01	0,0072	0-0,01	0-0,01	0	0-0,02	0-0,01	0-0,01
MgO	0-0,01	0-0,01	0-0,01	0-0,02	0-0,25	0-0,01	0-0,01	0-0,01	0-0,01	0-0,02	0-0,02
CaO	0	0,16-0,26	0-0,02	0,12-0,24	0-0,01	0,29-0,34	0,21-0,35	5,58-5,86	6,06-10,04	0	0,09-0,19
Na ₂ O	0,15-0,27	10,35-10,52	0,15-0,3	10,37-10,76	0,2-1,1	10,28-10,61	10,32-10,6	7,75-7,78	5,39-7,48	0,19-0,31	4,62-10,61
K ₂ O	16,65-16,96	0,02-0,1	16,18-16,91	0-0,09	14,67-16,25	0,06-0,09	0-0,07	0,07-0,08	0,08-0,14	15,88-16,67	0-0,14
BaO	0-0,06	0-0,06	0,07-0,42	0-0,05	0,24-0,28	0-0,04	0-0,05	0-0,03	0-0,09	0,16-1,43	0-0,02
SrO	0,55-0,63	0,57-0,65	0,55-0,66	0,20-0,68	0,57-0,58	0,53-0,67	0,46-0,65	0,52-0,53	0,46-0,54	0,58-0,63	0,51-0,60
Sm ₂ O ₃	0-0,09	0,03-0,1	0-0,06	0-0,04	0-0,11	0-0,1	0-0,02	0,02-0,04	0-0,11	0-0,09	0-0,12
Eu ₂ O ₃	0-0,03	0	0-0,03	0-0,04	0-0,01	0-0,01	0-0,04	0-0,01	0-0,03	0-0,02	0-0,02
Nd ₂ O ₃	0-0,11	0-0,07	0-0,1	0-0,09	0-0,06	0	0-0,04	0	0-0,06	0	0
Ce ₂ O ₃	0-0,07	0-0,04	0-0,16	0-0,03	0,01-0,05	0-0,01	0-0,06	0	0-0,05	0-0,16	0,01-0,05
Total	100,36-101,25	98,93-99,68	100,47-101,69	98,55-100,01	99,30-100,79	98,50-99,12	98,74-99,70	98,83-99,52	99,03-100,27	99,90-100,67	98,63-99,58

Tabela 8: Relação de composição de cátions das análises de microsonda. GSMC: Grupo São Marcelo-Cabeça, GR: Grupo Roosevelt.

Fatores de conversão Óxidos – Cátions				2,1392	1,6681	1,8895	1,4615	1,2865	1,2912	1,6582	1,3992	1,3480	1,2046	1,1165	1,1826	1,1596	1,1579	1,1664	1,1713
Amostra	Análises	Mineral	Unidade Geológica	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ba	Sr	Sm	Eu	Nd	Ce
MC-178	1	K-Sanidina	GR	29,938	0,000	9,661	0,000	0,053	0,005	0,000	0,000	0,197	13,660	0,355	0,511	0,077	0,005	0,000	0,000
MC-178	2	K-Sanidina	GR	30,323	0,009	9,568	0,000	0,012	0,008	0,000	0,000	0,143	13,841	0,145	0,525	0,000	0,008	0,000	0,026
MC-178	3	K-Sanidina	GR	29,542	0,000	9,748	0,000	0,032	0,010	0,009	0,000	0,163	13,179	1,283	0,491	0,031	0,000	0,000	0,140
MC-178	4	K-Sanidina	GR	29,925	0,007	9,625	0,000	0,035	0,000	0,010	0,000	0,229	13,455	0,396	0,536	0,000	0,019	0,000	0,008
MC-178	5	Albita	GR	34,280	0,009	10,942	0,000	0,000	0,000	0,001	0,094	3,431	0,030	0,000	0,509	0,105	0,011	0,000	0,024
MC-178	7	Albita	GR	31,913	0,006	10,081	0,000	0,019	0,008	0,001	0,079	7,745	0,121	0,000	0,435	0,000	0,000	0,000	0,047
MC-178	8	Albita	GR	32,052	0,000	10,225	0,000	0,036	0,006	0,000	0,066	7,877	0,063	0,000	0,477	0,066	0,014	0,000	0,005
AF-123	9	K-Sanidina	GSMC	30,202	0,000	9,662	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,185	13,823	0,000	0,494	0,029	0,000	0,092	0,000
AF-123	10	K-Sanidina	GSMC	29,987	0,000	9,753	0,000	0,024	0,001	0,000	0,000	0,138	13,926	0,034	0,534	0,000	0,026	0,074	0,000
AF-123	12	K-Sanidina	GSMC	30,507	0,012	9,745	0,000	0,017	0,000	0,002	0,000	0,167	13,854	0,054	0,468	0,000	0,000	0,000	0,000
AF-123	13	K-Sanidina	GSMC	30,464	0,000	9,581	0,000	0,013	0,014	0,000	0,000	0,111	14,041	0,014	0,504	0,000	0,000	0,000	0,041
AF-123	14	K-Sanidina	GSMC	30,322	0,000	9,757	0,000	0,029	0,006	0,004	0,000	0,198	13,945	0,040	0,530	0,000	0,002	0,013	0,057
AF-123	15	K-Sanidina	GSMC	30,195	0,000	9,782	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,143	14,081	0,016	0,479	0,081	0,005	0,031	0,026
AF-123	16	Albita	GSMC	31,904	0,004	10,213	0,001	0,062	0,010	0,007	0,112	7,802	0,074	0,032	0,524	0,028	0,000	0,000	0,000
AF-123	17	Albita	GSMC	31,691	0,012	10,298	0,000	0,068	0,002	0,002	0,133	7,799	0,086	0,056	0,482	0,049	0,000	0,059	0,000
DF-180	18	K-Sanidina	GSMC	30,567	0,000	9,615	0,000	0,002	0,006	0,008	0,004	0,819	12,174	0,211	0,482	0,006	0,000	0,000	0,029
DF-180	19	Albita	GSMC	31,936	0,020	10,074	0,000	0,059	0,010	0,000	0,224	7,746	0,048	0,033	0,563	0,000	0,006	0,000	0,000
DF-180	20	K-Sanidina	GSMC	28,901	0,028	9,632	0,000	1,794	0,140	0,154	0,000	0,148	12,775	0,243	0,480	0,034	0,000	0,000	0,011
DF-180	21	K-Sanidina	GSMC	30,299	0,000	9,669	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,349	13,397	0,254	0,489	0,098	0,004	0,052	0,042
DF-180	22	Albita	GSMC	31,750	0,000	10,377	0,000	0,028	0,007	0,000	0,228	7,874	0,053	0,003	0,450	0,000	0,000	0,000	0,009
DF-180	23	K-Sanidina	GSMC	30,243	0,002	9,666	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,273	13,492	0,226	0,480	0,000	0,000	0,004	0,009
DF-180	24	Albita	GSMC	31,672	0,004	10,224	0,000	0,058	0,000	0,008	0,208	7,629	0,073	0,000	0,470	0,092	0,000	0,000	0,007
DF-180	25	Albita	GSMC	31,684	0,000	10,304	0,000	0,027	0,005	0,000	0,240	7,865	0,061	0,003	0,527	0,018	0,000	0,000	0,002
DF-394-B	26	Oligoclásio	GR	28,610	0,000	12,707	0,001	0,013	0,000	0,005	4,192	5,746	0,061	0,026	0,438	0,031	0,011	0,000	0,000
DF-394-B	27	Andesina	GR	26,912	0,000	13,827	0,005	0,024	0,000	0,008	6,016	4,642	0,076	0,000	0,391	0,023	0,000	0,018	0,004
DF-394-B	28	Oligoclásio	GR	28,608	0,000	12,505	0,000	0,007	0,001	0,001	3,986	5,774	0,071	0,000	0,444	0,017	0,000	0,000	0,000
DF-394-B	29	Andesina	GR	28,518	0,000	12,811	0,006	0,050	0,005	0,000	4,328	5,485	0,068	0,000	0,427	0,093	0,000	0,006	0,000
DF-394-B	30	Andesina	GR	26,230	0,007	14,608	0,000	0,012	0,013	0,000	7,173	3,996	0,083	0,001	0,458	0,076	0,029	0,000	0,039
DF-394-B	31	Andesina	GR	28,303	0,000	13,039	0,003	0,026	0,000	0,000	4,483	5,547	0,062	0,049	0,446	0,067	0,000	0,000	0,026

Continuação da Tabela 8.

Amostra	Análises	Mineral	Unidade Geológica	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ba	Sr	Sm	Eu	Nd	Ce
DF-394-B	32	Andesina	GR	26,700	0,008	14,319	0,000	0,034	0,000	0,002	6,547	4,470	0,098	0,083	0,406	0,076	0,002	0,053	0,011
DF-394-B	33	Andesina	GR	28,043	0,025	12,969	0,000	0,023	0,000	0,000	4,684	5,366	0,086	0,017	0,429	0,000	0,009	0,038	0,000
DF-394-B	34	Andesina	GR	26,843	0,016	13,693	0,006	0,034	0,008	0,000	5,726	4,812	0,085	0,022	0,425	0,000	0,000	0,031	0,014
DF-394-B	35	Andesina	GR	26,198	0,015	14,403	0,002	0,036	0,003	0,000	6,908	4,134	0,088	0,047	0,428	0,048	0,007	0,004	0,000
DF-394-B	36	Andesina	GR	27,907	0,012	13,190	0,008	0,015	0,000	0,000	4,905	5,265	0,114	0,005	0,438	0,008	0,000	0,000	0,000
AF-123-A	37	K-Sanidina	GSMC	30,198	0,002	9,664	0,000	0,045	0,000	0,000	0,009	0,155	13,793	0,380	0,465	0,035	0,007	0,021	0,037
AF-123-A	38	K-Sanidina	GSMC	30,426	0,006	9,689	0,000	0,017	0,000	0,001	0,010	0,146	13,644	0,128	0,538	0,009	0,000	0,000	0,000
AF-123-A	39	Albita	GSMC	31,771	0,004	10,161	0,000	0,030	0,000	0,002	0,170	7,758	0,060	0,000	0,573	0,024	0,014	0,000	0,014
AF-123-A	40	Albita	GSMC	31,873	0,002	10,341	0,000	0,028	0,003	0,000	0,104	7,892	0,060	0,041	0,461	0,014	0,009	0,000	0,000
AF-123-A	41	K-Sanidina	GSMC	30,201	0,000	9,731	0,001	0,047	0,006	0,008	0,000	0,132	13,910	0,070	0,487	0,006	0,025	0,000	0,028
AF-123-A	42	K-Sanidina	GSMC	30,353	0,008	9,627	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000	0,222	13,649	0,083	0,557	0,000	0,000	0,029	0,032
AF-123-A	44	Albita	GSMC	32,219	0,005	10,246	0,000	0,027	0,000	0,014	0,084	7,984	0,073	0,000	0,488	0,000	0,000	0,080	0,017
AF-123-A	47	Albita	GSMC	32,032	0,000	10,390	0,000	0,027	0,000	0,005	0,133	7,842	0,049	0,000	0,490	0,000	0,000	0,020	0,000
AF-123-A	48	K-Sanidina	GSMC	30,129	0,000	9,653	0,002	0,033	0,006	0,000	0,000	0,132	14,032	0,062	0,489	0,000	0,005	0,067	0,000
AF-123-A	49	K-Sanidina	GSMC	30,558	0,012	9,406	0,000	0,017	0,000	0,000	0,016	0,108	13,446	0,158	0,540	0,033	0,000	0,043	0,017
DF-018	51	Albita	GR	31,814	0,000	10,585	0,000	0,018	0,000	0,000	0,201	7,865	0,047	0,001	0,471	0,000	0,000	0,000	0,006
DF-018	55	Albita	GR	31,622	0,000	10,539	0,000	0,016	0,000	0,000	0,177	7,718	0,051	0,020	0,505	0,000	0,007	0,000	0,000
DF-018	56	Albita	GR	31,674	0,000	10,547	0,000	0,006	0,000	0,001	0,199	7,747	0,060	0,046	0,523	0,000	0,038	0,012	0,051
DF-018	57	Albita	GR	31,769	0,000	10,693	0,002	0,007	0,000	0,000	0,196	7,811	0,060	0,032	0,516	0,000	0,000	0,000	0,006
AF-123	58	Albita	GSMC	32,073	0,000	10,369	0,006	0,026	0,000	0,006	0,186	7,678	0,018	0,000	0,553	0,087	0,000	0,000	0,030
AF-123-A	61	Albita	GSMC	32,115	0,000	10,391	0,000	0,024	0,005	0,009	0,093	7,792	0,001	0,023	0,171	0,038	0,012	0,000	0,000
AF-123-A	62	K-Sanidina	GSMC	30,417	0,015	9,796	0,003	0,014	0,000	0,000	0,000	0,131	13,838	0,000	0,190	0,001	0,000	0,004	0,138
AF-123-A	63	K-Sanidina	GSMC	30,530	0,000	9,774	0,005	0,020	0,022	0,000	0,000	0,134	14,036	0,061	0,439	0,008	0,013	0,079	0,046
AF-123-A	64	Albita	GSMC	31,825	0,000	10,249	0,000	0,030	0,000	0,007	0,096	7,690	0,000	0,000	0,424	0,000	0,032	0,000	0,012
AF-123-A	65	K-Sanidina	GSMC	30,426	0,011	9,823	0,000	0,015	0,000	0,006	0,000	0,123	14,002	0,028	0,203	0,051	0,000	0,082	0,102
AF-123-A	66	Albita	GSMC	31,971	0,000	10,396	0,000	0,000	0,003	0,000	0,149	7,881	0,000	0,000	0,490	0,000	0,008	0,000	0,029
DF-018	68	Albita	GR	31,892	0,000	10,461	0,000	0,002	0,000	0,000	0,148	7,687	0,000	0,048	0,522	0,021	0,000	0,036	0,031
DF-018	69	Albita	GR	31,752	0,000	10,372	0,014	0,000	0,000	0,005	0,251	7,654	0,011	0,014	0,390	0,000	0,017	0,000	0,010
DF-018	70	Albita	GR	32,003	0,000	10,315	0,000	0,032	0,008	0,006	0,211	7,693	0,006	0,021	0,553	0,000	0,025	0,000	0,046
DF-018	71	Albita	GR	31,904	0,002	10,389	0,000	0,000	0,001	0,008	0,225	7,708	0,007	0,018	0,545	0,000	0,030	0,000	0,014
MC-178	72	Albita	GR	31,855	0,011	10,327	0,000	0,045	0,000	0,010	0,137	7,724	0,000	0,015	0,500	0,068	0,000	0,000	0,017

Tabela 9: Relação dos Coeficientes de Partição (K_d 's) das análises organizados por mineral. GSMC: Grupo São Marcelo-Cabeça, GR: Grupo Roosevelt.

Amostra	Análises	Mineral	Unidade Geológica	Si	Ti	Al	Ca	Na	K	Ba	Sr	Sm	Eu	Nd	Ce
MC 178	5	Albita	GR	0,97645	0,08056	1,62788	0,33846	1,48733	0,00636	0,00000	0,00682	0,00721	0,00419	0,00000	0,00013
MC 178	7	Albita	GR	0,90905	0,05944	1,49983	0,28359	3,35707	0,02523	0,00000	0,00583	0,00000	0,00000	0,00000	0,00026
MC 178	8	Albita	GR	0,91298	0,00000	1,52126	0,23718	3,41434	0,01322	0,00000	0,00640	0,00449	0,00498	0,00000	0,00003
DF 018	51	Albita	GR	0,88847	0,00000	1,73916	2,34750	5,55084	0,00865	0,00632	0,01480	0,00000	0,00000	0,00000	0,00007
DF 018	55	Albita	GR	0,88311	0,00000	1,73161	2,06583	5,44738	0,00930	0,11526	0,01587	0,00000	0,00619	0,00000	0,00000
DF 018	56	Albita	GR	0,88456	0,00000	1,73284	2,32083	5,46743	0,01097	0,27105	0,01644	0,00000	0,03181	0,00034	0,00065
DF 018	57	Albita	GR	0,88722	0,00000	1,75691	2,28083	5,51241	0,01097	0,18842	0,01622	0,00000	0,00000	0,00000	0,00008
DF 018	68	Albita	GR	0,89064	0,00000	1,71885	1,72000	5,42524	0,00000	0,28474	0,01642	0,00268	0,00000	0,00104	0,00040
DF 018	69	Albita	GR	0,88673	0,00000	1,70424	2,93000	5,40173	0,00196	0,08474	0,01226	0,00000	0,01447	0,00000	0,00013
DF 018	70	Albita	GR	0,89373	0,00000	1,69477	2,45917	5,42927	0,00108	0,12211	0,01740	0,00000	0,02051	0,00000	0,00058
DF 018	71	Albita	GR	0,89098	0,01813	1,70692	2,62417	5,43979	0,00132	0,10474	0,01715	0,00001	0,02461	0,00000	0,00018
MC 178	72	Albita	GR	0,90738	0,09944	1,53647	0,49000	3,34810	0,00000	0,07727	0,00670	0,00467	0,00000	0,00000	0,00009
AF 123	16	Albita	GSMC	0,94529	0,01757	1,47309	0,18198	2,78976	0,01618	0,89250	0,01481	0,00303	0,00000	0,00000	0,00000
AF 123	17	Albita	GSMC	0,93896	0,05486	1,48533	0,21663	2,78878	0,01885	1,57000	0,01363	0,00537	0,00000	0,00128	0,00000
DF 180	19	Albita	GSMC	0,96904	0,07239	1,26901	2,23571	3,83893	0,00986	0,53000	0,01686	0,00000	0,00487	0,00000	0,00000
DF 180	22	Albita	GSMC	0,96340	0,00000	1,30713	2,28000	3,90250	0,01103	0,04714	0,01348	0,00000	0,00000	0,00000	0,00007
DF 180	24	Albita	GSMC	0,96103	0,01609	1,28789	2,07929	3,78077	0,01515	0,00000	0,01407	0,00712	0,00000	0,00000	0,00005
DF 180	25	Albita	GSMC	0,96139	0,00000	1,29793	2,39643	3,89765	0,01253	0,04429	0,01578	0,00140	0,00000	0,00000	0,00001
AF 123-A	39	Albita	GSMC	0,96541	0,01292	1,44353	0,18764	2,74472	0,01401	0,00000	0,00678	0,00146	0,00602	0,00000	0,00009
AF 123-A	40	Albita	GSMC	0,96850	0,00813	1,46905	0,11496	2,79213	0,01416	0,57500	0,00546	0,00083	0,00406	0,00000	0,00000
AF 123-A	44	Albita	GSMC	0,97900	0,01583	1,45560	0,09220	2,82488	0,01718	0,00000	0,00577	0,00000	0,00000	0,00092	0,00011
AF 123-A	47	Albita	GSMC	0,97335	0,00000	1,47607	0,14598	2,77462	0,01156	0,00000	0,00579	0,00000	0,00000	0,00023	0,00000
AF 123	58	Albita	GSMC	0,95030	0,00000	1,49557	0,30337	2,74533	0,00395	0,00000	0,01562	0,00960	0,00000	0,00000	0,00038
AF 123-A	61	Albita	GSMC	0,97586	0,00000	1,47623	0,10291	2,75685	0,00021	0,32375	0,00202	0,00233	0,00506	0,00000	0,00000
AF 123-A	64	Albita	GSMC	0,96705	0,00000	1,45604	0,10622	2,72066	0,00000	0,00000	0,00502	0,00000	0,01384	0,00000	0,00008
AF 123-A	66	Albita	GSMC	0,97147	0,00000	1,47694	0,16417	2,78850	0,00000	0,00000	0,00580	0,00000	0,00340	0,00000	0,00019
MC 178	1	K-sanidina	GR	0,85277	0,00000	1,43743	0,00000	0,08518	2,85180	1,80227	0,00686	0,00525	0,00191	0,00000	0,00000
MC 178	2	K-sanidina	GR	0,86373	0,08722	1,42347	0,00000	0,06215	2,88964	0,73500	0,00704	0,00000	0,00279	0,00000	0,00014
MC 178	3	K-sanidina	GR	0,84149	0,00000	1,45031	0,00000	0,07071	2,75137	6,51091	0,00658	0,00212	0,00000	0,00000	0,00077

Continuação da Tabela 9.

Amostra	Análises	Mineral	Unidade Geológica	Si	Ti	Al	Ca	Na	K	Ba	Sr	Sm	Eu	Nd	Ce
MC 178	4	K-Sanidina	GR	0,85240	0,06556	1,43202	0,00000	0,09920	2,80905	2,01136	0,00718	0,00000	0,00705	0,00000	0,00005
AF 123	9	K-Sanidina	GSMC	0,89486	0,00000	1,39359	0,00000	0,06607	3,02742	0,00000	0,01395	0,00323	0,00000	0,00198	0,00000
AF 123	10	K-Sanidina	GSMC	0,88847	0,00000	1,40679	0,00000	0,04931	3,05002	0,96000	0,01508	0,00000	0,02401	0,00158	0,00000
AF 123	12	K-Sanidina	GSMC	0,90390	0,05595	1,40565	0,00000	0,05976	3,03424	1,50750	0,01321	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000
AF 123	13	K-Sanidina	GSMC	0,90262	0,00000	1,38200	0,00000	0,03955	3,07520	0,38750	0,01424	0,00000	0,00000	0,00000	0,00051
AF 123	14	K-Sanidina	GSMC	0,89839	0,00000	1,40734	0,00000	0,07077	3,05427	1,10750	0,01498	0,00000	0,00174	0,00028	0,00070
AF 123	15	K-Sanidina	GSMC	0,89463	0,00000	1,41090	0,00000	0,05125	3,08396	0,46000	0,01352	0,00892	0,00460	0,00067	0,00032
DF 180	18	K-Sanidina	GSMC	0,92751	0,00000	1,21115	0,04071	0,40570	2,51983	3,37286	0,01444	0,00047	0,00000	0,00000	0,00022
DF 180	20	K-Sanidina	GSMC	0,87695	0,10022	1,21333	0,00000	0,07324	2,64418	3,87429	0,01438	0,00261	0,00007	0,00000	0,00009
DF 180	21	K-Sanidina	GSMC	0,91937	0,00000	1,21793	0,00000	0,17279	2,77285	4,05143	0,01463	0,00757	0,00350	0,00071	0,00031
DF 180	23	K-Sanidina	GSMC	0,91767	0,00565	1,21765	0,00000	0,13515	2,79258	3,60571	0,01437	0,00000	0,00000	0,00006	0,00007
AF 123-A	37	K-Sanidina	GSMC	0,91760	0,00729	1,37300	0,01000	0,05478	3,23261	5,30250	0,00550	0,00211	0,00295	0,00024	0,00024
AF 123-A	38	K-Sanidina	GSMC	0,92453	0,01958	1,37646	0,01079	0,05152	3,19759	1,79000	0,00637	0,00056	0,00000	0,00000	0,00000
AF 123-A	41	K-Sanidina	GSMC	0,91770	0,00021	1,38243	0,00000	0,04667	3,25981	0,98125	0,00577	0,00037	0,01056	0,00000	0,00018
AF 123-A	42	K-Sanidina	GSMC	0,92233	0,02875	1,36766	0,00000	0,07850	3,19872	1,15875	0,00659	0,00000	0,00000	0,00033	0,00021
AF 123-A	48	K-Sanidina	GSMC	0,91550	0,00000	1,37141	0,00000	0,04680	3,28862	0,86250	0,00578	0,00000	0,00221	0,00077	0,00000
AF 123-A	49	K-Sanidina	GSMC	0,92856	0,04063	1,33627	0,01772	0,03832	3,15128	2,20125	0,00639	0,00202	0,00000	0,00049	0,00011
AF 123-A	62	K-Sanidina	GSMC	0,92427	0,05083	1,39176	0,00000	0,04648	3,24296	0,00000	0,00224	0,00008	0,00000	0,00004	0,00092
AF 123-A	63	K-Sanidina	GSMC	0,92771	0,00000	1,38859	0,00000	0,04745	3,28940	0,84875	0,00520	0,00045	0,00543	0,00091	0,00031
AF 123-A	65	K-Sanidina	GSMC	0,92453	0,03750	1,39551	0,00000	0,04365	3,28160	0,38875	0,00240	0,00307	0,00000	0,00093	0,00068
DF 394-B	27	Andesina	GR	0,83074	0,00000	1,78952	3,36716	1,91376	0,02066	0,00000	0,00116	0,00341	0,00000	0,00051	0,00005
DF 394-B	29	Andesina	GR	0,88030	0,00000	1,65797	2,42240	2,26107	0,01864	0,00000	0,00126	0,01384	0,00000	0,00016	0,00000
DF 394-B	30	Andesina	GR	0,80969	0,02319	1,89049	4,01468	1,64728	0,02263	0,00813	0,00136	0,01129	0,02011	0,00000	0,00046
DF 394-B	31	Andesina	GR	0,87367	0,00000	1,68743	2,50892	2,28685	0,01696	0,34313	0,00132	0,01004	0,00000	0,00000	0,00030
DF 394-B	32	Andesina	GR	0,82420	0,02830	1,85318	3,66428	1,84269	0,02669	0,57625	0,00120	0,01131	0,00118	0,00147	0,00012
DF 394-B	33	Andesina	GR	0,86566	0,08851	1,67842	2,62152	2,21208	0,02340	0,11750	0,00127	0,00000	0,00621	0,00105	0,00000
DF 394-B	34	Andesina	GR	0,82861	0,05532	1,77212	3,20492	1,98385	0,02324	0,15625	0,00126	0,00000	0,00000	0,00086	0,00017
DF 394-B	35	Andesina	GR	0,80871	0,05277	1,86400	3,86640	1,70404	0,02406	0,32875	0,00127	0,00723	0,00455	0,00010	0,00000
DF 394-B	36	Andesina	GR	0,86146	0,04362	1,70702	2,74544	2,17021	0,03120	0,03563	0,00130	0,00113	0,00000	0,00000	0,00000
DF 394-B	26	Oligoclásio	GR	0,88317	0,00000	1,64447	2,34592	2,36881	0,01660	0,18250	0,00130	0,00458	0,00751	0,00000	0,00000
DF 394-B	28	Oligoclásio	GR	0,88309	0,00000	1,61840	2,23116	2,38037	0,01937	0,00000	0,00132	0,00251	0,00000	0,00000	0,00000

No espectro do Grupo Roosevelt (figura 41A), percebe-se uma amplitude mais baixa dos $K_{d(Ba)}$ em relação aos $K_{d(Ba)}$ do espectro do Grupo São Marcelo-Cabeça (figura 41B), indicando que a razão Ba/K é maior nas rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça que do Grupo Roosevelt. Esses valores de $K_{d(Ba)}$ também mostram que o equilíbrio do Ba entre os cristais e o líquido variou mais nas rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça. Também se verificou que, dentre os elementos analisados, o Nd foi o menos detectado nas análises das albitas, o que provavelmente significa que este elemento não entrou de modo significativo na estrutura cristalina, preferindo outras fases minerais existentes nas amostras.

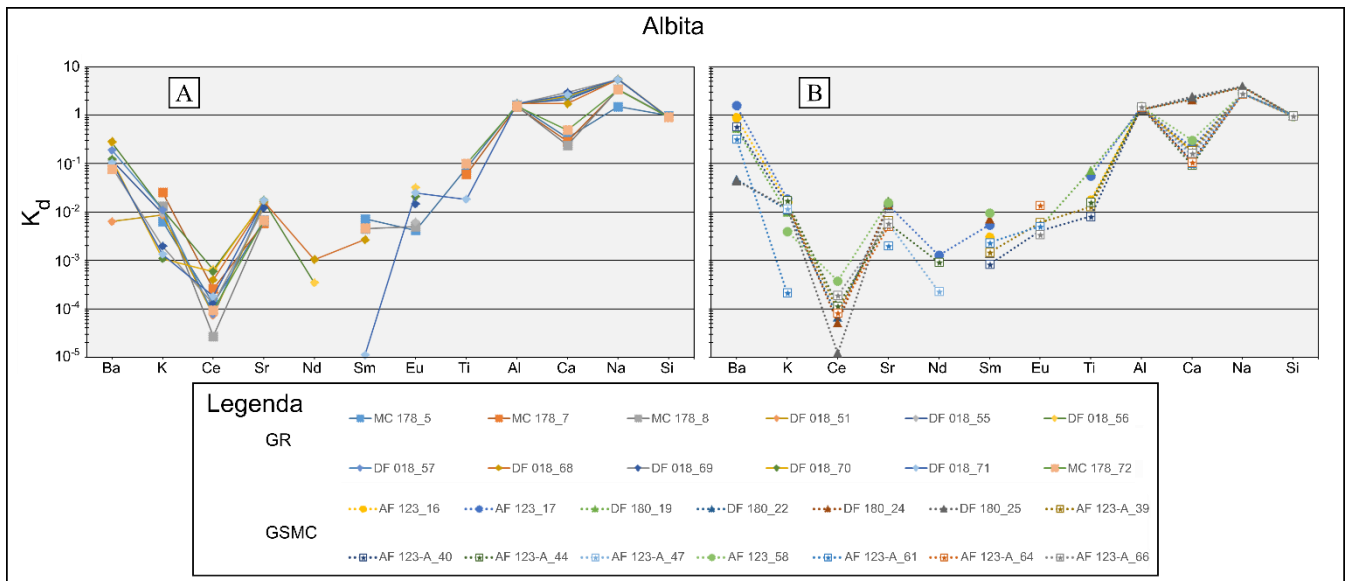


Figura 41: Diagrama multielementar dos coeficientes de partição (K_d) mineral/rocha total para albita. A legenda está organizada por “nome da amostra_ número da análise” (por exemplo: MC-178_5). A) Análises das amostras MC-178 e DF-018, pertencentes ao Grupo Roosevelt. B) Análises das amostras DF-180, AF-123 e AF-123-A, pertencentes ao Grupo São Marcelo-Cabeça.

4.2.2.2. K-Sanidina

A K-sanidina é o mineral que foi mais frequentemente identificado nas análises da microsonda e praticamente nas mesmas amostras em que foi encontrada a albita. Novamente os espectros das análises de ambos conjuntos de rochas são semelhantes. Entretanto as análises do Grupo Roosevelt mostram claramente que os elementos Nd e Ca não foram identificados na estrutura da K-sanidina (figura 42). Comparando os gráficos da albita e da K-sanidina, é notório que o coeficiente de partição dos elementos Ba e K é maior na K-sanidina, enquanto o coeficiente de partição dos elementos Al, Ca, Na e Si é maior nas albitas.

As amostras do Grupo São Marcelo-Cabeça apresentaram forte fracionamento também nos elementos menores, evidenciado pelas amplitudes dos K_d 's desses elementos.

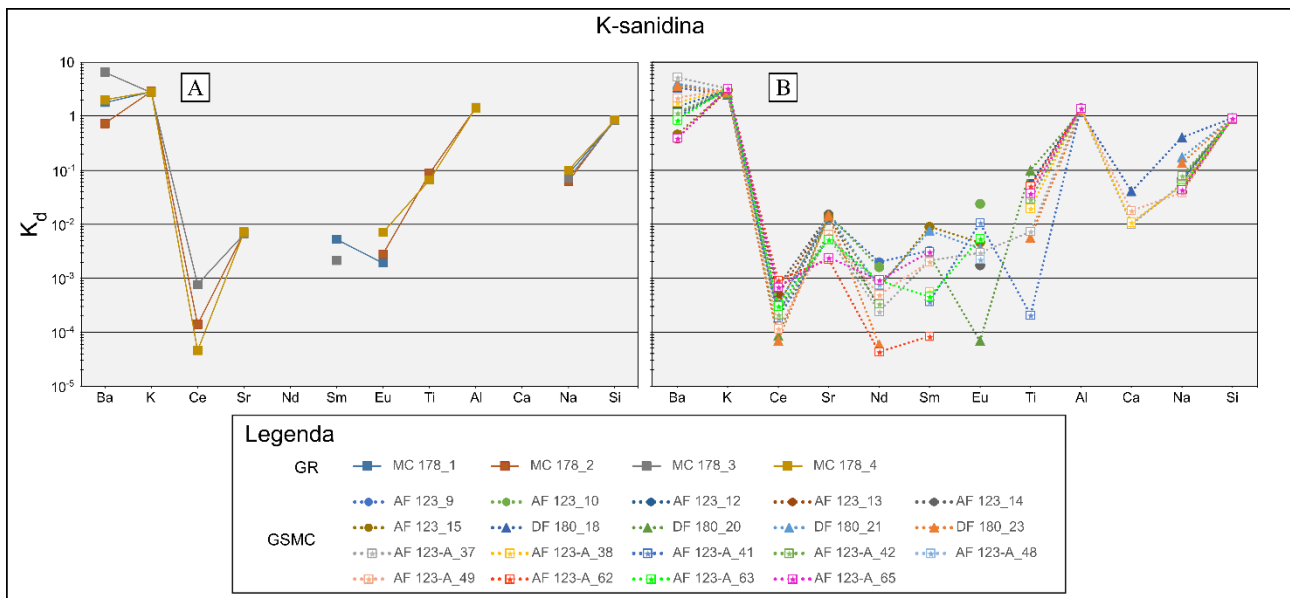


Figura 42: Diagrama multielementar dos coeficientes de partição (K_d) mineral/rocha total para K-sanidina. A) Análises da amostra MC-178, pertencente ao Grupo Roosevelt. B) Análises das amostras DF-180, DF-186-A, AF-123 e AF-123-A, pertencentes ao Grupo São Marcelo-Cabeça, mostrando fracionamento intenso na maioria dos elementos.

4.2.2.3. Andesina e Oligoclásio

A andesina e o oligoclásio foram detectados apenas na amostra DF-394-B (figuras 43 e 44), portanto não foi possível fazer a comparação desta amostra do Grupo Roosevelt com outra do Grupo São Marcelo-Cabeça.

Os espectros dos K_d 's da andesina são quase todos contínuos, com algumas falhas de Sm e Eu, mas seu aspecto geral é semelhante ao observado em algumas análises de albita, com valores de $K_{d(Ba)}$, $K_{d(Al)}$, $K_{d(Ca)}$, $K_{d(Na)}$ e $K_{d(Si)}$ bem próximos ou acima de 1, mostrando a preferência destes elementos na estrutura do mineral.

O gráfico também mostra que a cristalização da andesina ocorreu em equilíbrio químico com o líquido em relação aos elementos Al, Ca, Na e Si e que o fracionamento do Ba pode ter se iniciado ou evoluído para estar em equilíbrio. A cristalização fracionada também pode explicar as significativas amplitudes dos $K_{d(Ce)}$, $K_{d(Nd)}$, $K_{d(Sm)}$, $K_{d(Eu)}$ e $K_{d(Ti)}$.

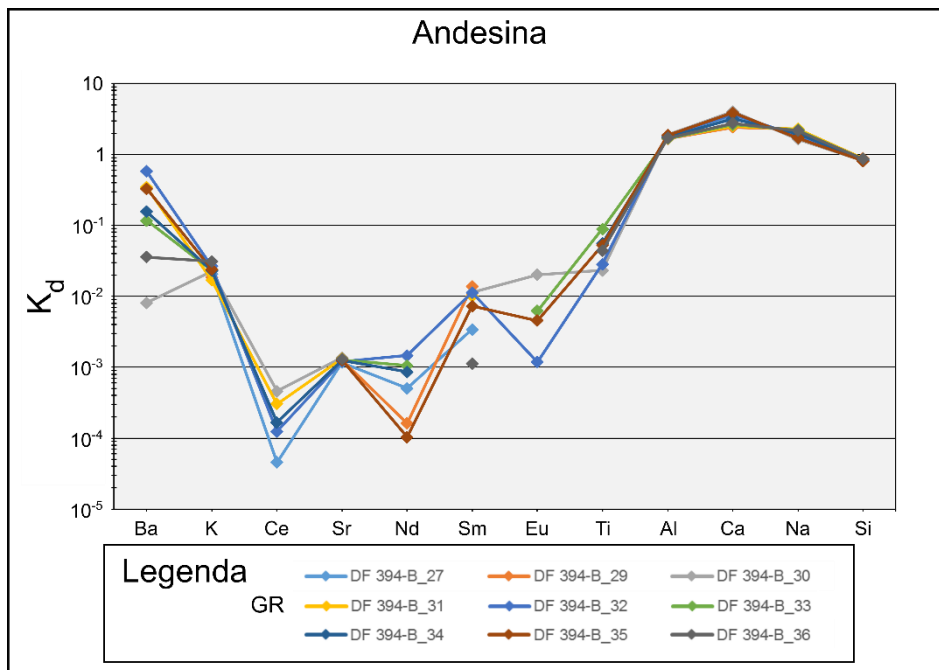


Figura 43: Diagrama multielementar dos coeficientes de partição (K_d) mineral/rocha total para andesina. Análises das amostras DF-394-B, pertencente ao Grupo Roosevelt.

Duas das análises feitas na amostra DF-394-B revelaram a presença de oligoclásio. Essas análises foram insuficientes para obter a composição química do mineral em decorrência da ausência da maioria dos elementos estudados (figura 44). A ausência dos elementos pode ser reflexo do fato de as análises provavelmente se situarem abaixo do limite de detecção, ou das poucas análises nesse mineral, uma vez que eles foram identificados na composição da andesina da amostra DF-394-B.

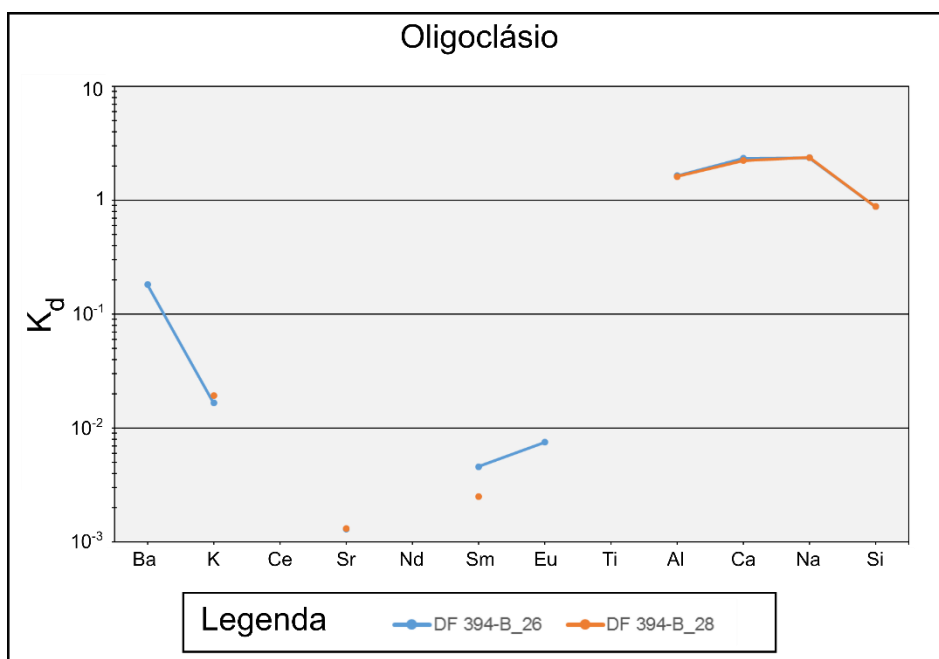


Figura 44: Diagrama multielementar dos coeficientes de partição (K_d) mineral/rocha total para oligoclásio. Análises 26 e 28 da amostra DF-394-B, pertencente ao Grupo Roosevelt, com poucos elementos encontrados.

5. Geocronologia

5.1. U-Pb

A amostra analisada é a HG-084 (Lat. -10,64166; Long. -56,04709; UTM 604227 E 8823482 S, Zona 21L), um metatupo lítico riódacítico localizado na porção centro-sul da faixa do São Marcelo-Cabeça (figura 3, número 19), sendo composto por duas famílias de zircões, todos zonados; uma caracterizada por cristais euédricos a subédricos, prismáticos, grandes, pouco fraturados e de borda predominantemente lisa; a outra é formada por cristais pequenos subédricos a anédricos, subarredondados, moderadamente fraturados, predominando bordas serrilhadas e com golfos de corrosão. Os cristais 7 e 23 (figura 45) parecem ser binucleados.

Apesar de ser uma rocha piroclástica com muitos litoclastos, estando sujeita a uma incidência alta de zircões herdados, os resultados mostraram-se muito coerentes com os granitos da Suíte Nova Canaã, que é considerado par plutono-vulcânico das rochas do Grupo Roosevelt, e de outras rochas da região.

Os resultados de U-Pb (LA-ICP-MS), dispostos na tabela 10, indicam a idade de $1.780,5 \pm 2,8$ Ma, considerada como idade de resfriamento da rocha (figura 46). O zircão de número 30 apresentou a idade de 2.148 Ma, provavelmente indicando ser um zircão herdado.

Comparando este dado com outros disponíveis na literatura (figura 47, tabela 11), verifica-se que ele é coerente com as idades existentes dos grupos Roosevelt e Colíder e distinta com as idades do Grupo Iriri, que são outros grupos vulcânico/vulcanoclásticos presentes na região. O Grupo Colíder localiza-se a leste da área do Grupo São Marcelo-Cabeça, nas proximidades de Peixoto de Azevedo-MT, Matupá-MT e Garantã do Norte-MT, sendo um vulcanismo muito expressivo e de pacote vulcanossedimentar espesso. O Grupo Iriri, apesar de ter sua área tipo na Província Tapajós, apresenta alguns afloramentos remanescentes na Província Rondônia-Juruena, sendo também um vulcanismo expressivo (Alves *et al.*, 2019).

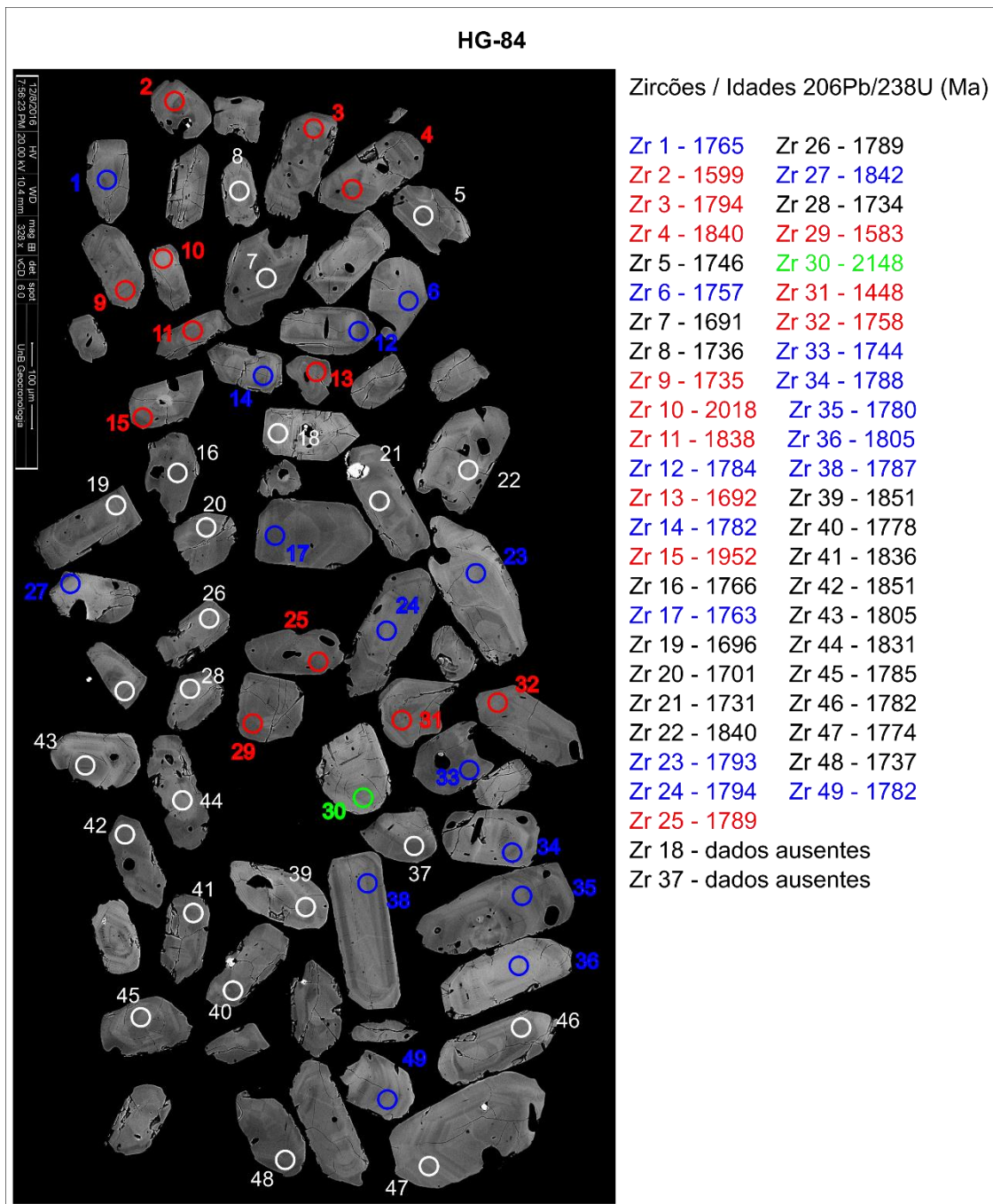


Figura 45: Zircões da amostra HG-084 com a posição e a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ das análises. Análises com idade de concórdia (em azul), análises utilizadas nos cálculos (em branco na figura e em preto na legenda), análise feita em zircão herdado (em verde), e análises com elevado erro analítico (em vermelho).

Tabela 10: Dados geocronológicos U-Pb em zircões da amostra HG-084.

Dados dos zircões analisados										Dados para o gráfico Wetherill					Idades						
Identificador	Comentários	F(206%)	204Pb cps	206Pb mV1	Th/U	206Pb/ 204Pb	1s%	207Pb/ 206Pb	1s %	207Pb/ 235U	1s %	206Pb/ 238U	1s %	Rho	207Pb/ 206Pb	2s abs	206Pb/ 238U	2s abs	207Pb/ 235U	2s abs	% U-Pb disc
004-ZR1	Concórdia	0,03	40	0,0086	0,467	55023	70,28	0,10930	1,90	4,747	2,05	0,3149	0,69	0,33	1788	68	1765	21	1776	34	1,28
011-ZR6	Concórdia	0,25	67	0,0058	0,443	6025	8,05	0,10888	0,48	4,703	1,06	0,3132	0,87	0,82	1781	17	1757	27	1768	18	1,36
021-ZR12	Concórdia	0,01	6	0,0027	0,302	116807	11,47	0,10868	0,80	4,777	1,29	0,3188	0,94	0,73	1777	29	1784	29	1781	22	-0,35
023-ZR14	Concórdia	0,01	3	0,0039	0,335	218503	9,33	0,10820	0,62	4,750	1,02	0,3183	0,72	0,71	1769	23	1782	22	1776	17	-0,70
028-ZR17	Concórdia	0,46	56	0,0025	0,432	3309	8,03	0,10941	0,77	4,744	1,50	0,3144	1,24	0,82	1790	28	1763	38	1775	25	1,51
036-ZR23	Concórdia	0,03	27	0,0052	0,452	56266	28,60	0,11077	0,71	4,897	1,17	0,3206	0,86	0,73	1812	26	1793	27	1802	20	1,08
040-ZR24	Concórdia	0,02	12	0,0041	0,418	90902	23,33	0,10964	0,59	4,852	1,14	0,3209	0,90	0,79	1793	22	1794	28	1794	19	-0,05
046-ZR27	Concórdia	0,02	11	0,0023	0,321	63479	23,02	0,11002	0,99	4,790	1,67	0,3158	1,29	0,77	1800	36	1769	40	1783	28	1,71
054-ZR33	Concórdia	0,19	23	0,0019	0,375	7885	15,19	0,10862	0,83	4,653	1,32	0,3107	0,95	0,72	1776	30	1744	29	1759	22	1,83
055-ZR34	Concórdia	0,03	19	0,0035	0,364	44606	25,83	0,10840	0,85	4,779	1,35	0,3197	0,98	0,73	1773	31	1788	31	1781	23	-0,89
058-ZR35	Concórdia	0,26	53	0,0029	0,378	5994	36,51	0,10972	0,77	4,770	1,33	0,3153	1,02	0,77	1795	28	1767	32	1780	22	1,57
059-ZR36	Concórdia	0,54	193	0,0084	0,564	2820	7,52	0,10889	0,78	4,853	1,17	0,3232	0,79	0,67	1781	28	1805	25	1794	20	-1,38
061-ZR38	Concórdia	0,15	51	0,0025	0,783	10192	50,08	0,11036	1,06	4,860	2,14	0,3194	1,82	0,85	1805	38	1787	57	1795	36	1,04
065-ZR40	Concórdia	0,05	22	0,0029	0,282	33408	35,19	0,10756	0,93	4,711	1,44	0,3176	1,04	0,72	1758	34	1778	32	1769	24	-1,12
070-ZR43	Concórdia	0,06	23	0,0032	0,841	26594	39,61	0,10930	0,87	4,871	1,48	0,3232	1,14	0,77	1788	32	1805	36	1797	25	-0,99
072-ZR45	Concórdia	0,02	16	0,0029	0,329	70558	25,40	0,10814	0,83	4,757	1,37	0,3190	1,02	0,75	1768	30	1785	32	1777	23	-0,93
078-ZR48	Concórdia	0,07	22	0,0017	0,282	22436	30,24	0,10800	1,02	4,605	1,78	0,3092	1,42	0,79	1766	37	1737	43	1750	30	1,64
079-ZR49	Concórdia	0,08	30	0,0031	0,384	18827	34,43	0,11057	0,69	4,856	1,27	0,3185	1,00	0,79	1809	25	1782	31	1795	21	1,47
010-ZR5		0,32	47	0,0024	0,399	4838	16,55	0,11044	1,85	4,737	2,43	0,3110	1,52	0,63	1807	67	1746	46	1774	40	3,37
012-ZR7		0,23	43	0,0025	0,297	6522	22,74	0,11004	0,79	4,553	1,30	0,3000	0,96	0,74	1800	29	1691	29	1741	22	6,04
015-ZR8		0,01	59	0,0056	0,412	251080	17,42	0,10497	2,01	4,474	2,28	0,3091	1,02	0,45	1714	73	1736	31	1726	38	-1,32
027-ZR16		0,80	73	0,0020	0,290	1911	6,95	0,11052	0,93	4,804	1,45	0,3152	1,05	0,72	1808	34	1766	32	1786	24	2,30
030-ZR19		0,01	2	0,0032	0,305	166172	7,75	0,11033	0,76	4,578	1,13	0,3010	0,76	0,67	1805	28	1696	23	1745	19	6,03
033-ZR20		0,13	33	0,0030	0,341	11956	40,61	0,11096	0,71	4,619	1,21	0,3019	0,91	0,75	1815	26	1701	27	1753	20	6,31
034-ZR21		0,24	65	0,0055	0,342	6397	15,39	0,11006	0,89	4,676	1,30	0,3081	0,87	0,67	1800	32	1731	26	1763	22	3,83
035-ZR22		0,04	43	0,0052	0,411	34603	64,30	0,10970	0,54	4,997	1,02	0,3303	0,79	0,77	1794	20	1840	25	1819	17	-2,55
042-ZR26		0,84	71	0,0015	0,320	1817	20,58	0,11248	1,09	4,959	1,65	0,3198	1,19	0,72	1840	39	1789	37	1812	28	2,79
043-ZR27		0,21	83	0,0089	0,403	7431	8,84	0,10990	0,71	5,013	1,38	0,3308	1,12	0,81	1798	26	1842	36	1821	23	-2,48
047-ZR28		0,02	14	0,0033	0,320	77667	20,51	0,10909	0,57	4,642	1,11	0,3086	0,88	0,79	1784	21	1734	27	1757	19	2,84

Continuação da Tabela 10.

Dados dos zircões analisados										Dados para o gráfico Wetherill					Idades						
Identificador	Comentários	F(206%)	204Pb cps	206Pb mV1	Th/U	206Pb/ 204Pb	1s%	207Pb/ 206Pb	1s %	207Pb/ 235U	1s %	206Pb/ 238U	1s %	Rho	207Pb/ 206Pb	2s abs	206Pb/ 238U	2s abs	207Pb/ 235U	2s abs	% U-Pb disc
064-ZR39		0,56	172	0,0039	0,628	2729	29,24	0,10717	1,46	4,916	1,98	0,3327	1,28	0,65	1752	53	1851	41	1805	33	-5,68
066-ZR41		0,06	22	0,0024	0,281	25523	22,72	0,10737	0,92	4,879	1,50	0,3296	1,12	0,75	1755	33	1836	36	1799	25	-4,62
067-ZR42		0,10	27	0,0021	0,274	15195	29,65	0,10858	0,97	4,979	1,55	0,3326	1,15	0,74	1776	35	1851	37	1816	26	-4,24
071-ZR44		0,21	97	0,0059	0,365	7362	24,09	0,11036	0,94	4,998	1,42	0,3284	1,00	0,70	1805	34	1831	32	1819	24	-1,41
073-ZR46		0,49	56	0,0025	0,632	3130	8,02	0,11553	1,19	5,073	1,74	0,3184	1,22	0,70	1888	42	1782	38	1832	29	5,62
077-ZR47		0,02	17	0,0029	0,492	79683	32,59	0,11213	0,80	4,898	1,40	0,3168	1,09	0,78	1834	29	1774	34	1802	24	3,27

Tabela 11: Referências das idades utilizadas no gráfico comparativo da figura 47.

Número das Referências da Figura 47	Referências Bibliográficas	Idade de Cristalização	Método	Litologia	Unidade Geológica
1	Alves et al. (2019)	1900 ± 22	U-Pb (LA-ICP-MS)	Tufo de Cristal	Grupo Iriri
2	Lima Jr. (2017)	1894,7 ± 9,5	U-Pb (SHRIMP)	Riolito	Grupo Iriri
3	Moura, Gorayeb, Matsuda (1999)	1888 ± 6	Pb-Pb		Grupo Iriri
4	Dall'Agnol, Silva, Scheller (1999)	1888 ± 2	Pb-Pb		Grupo Iriri
5	Rocha <i>et al.</i> (2012)	1878 ± 12	U-Pb (LA-ICP-MS)	Tufo Intermediário a Ácido	Grupo Iriri
6	Alves et al. (2010)	1839 ± 7	U-Pb (LA-ICP-MS)	Riodacito	Grupo Iriri
7	Pinho et al (2001a)	1801 ± 11	U-Pb (TIMS)	Ignimbrito riodacítico	Grupo Iriri
8	Duarte (2015)	1820±28	U-Pb (LA-ICP-MS)	Vulcanoclástica	Grupo Colíder
9	Santos (2018)	1810±9	U-Pb (LA-ICP-MS)	Riolito	Grupo Colíder
10	Duarte (2015)	1803±9	U-Pb (LA-ICP-MS)	Riodacito	Grupo Colíder
11	Pinho et al. (2003)	1797 ± 5	U-Pb (TIMS)	Tufo Máfico	Grupo Colíder
12	Pinho et al. (2003)	1803 ± 3	U-Pb (TIMS)	Monzogranito alterado	Grupo Colíder
13	Alves et al. (2010)	1792 ± 8	U-Pb (TIMS)	Riolito pórfiro	Grupo Colíder
14	Duarte (2015)	1786±12	U-Pb (LA-ICP-MS)	Andesito	Grupo Colíder
15	JICA/MMAJ (2000)	1786 ± 17	U-Pb (TIMS)	Riolito Pórfiro	Grupo Colíder
16	Silva & Abram (2008)	1785 ± 6,3	U-Pb (LA-ICP-MS)	Riolito Pórfiro	Grupo Colíder

Continuação da Tabela 11.

Número das Referências da Figura 47	Referências Bibliográficas	Idade de Cristalização	Método	Litologia	Unidade Geológica
17	Moreton & Martins (2005)	1781 ± 8 Ma	U-Pb (TIMS)	Riolito	Grupo Colíder
18	Barros et al. (2015)	1779,5 ± 8,6	U-Pb (SHRIMP)	Riolito	Grupo Colíder
19	Pinho et al. (2003)	1776 ± 3	U-Pb (TIMS)	Basalto	Grupo Colíder
20	Pinho et al. (2003)	1774 ± 2	U-Pb (TIMS)	Ignimbrito	Grupo Colíder
21	Pinho et al. (2003)	1770 ± 8	U-Pb (TIMS)	Riolito porfirítico não deformado	Grupo Colíder
22	Pinho et al. (2001)	1770 ± 1,6	U-Pb (TIMS)	Riolito (rocha total)	Grupo Colíder
23	Pinho et al. (2003)	1767 ± 2	U-Pb (TIMS)	Metariolito	Grupo Colíder
24	Brito et al. (2010)	1766 ± 5,7	U-Pb (LA-ICP-MS)	Vulcânica Ácida	Grupo Colíder
25	Pinho et al. (2003)	1761 ± 5	U-Pb (TIMS)	Riodacito Milonítico	Grupo Colíder
26	Bini et al. (2015)	1757 ± 14	U-Pb (SHRIMP)	Ignimbrito	Grupo Colíder
27	Trindade Netto et al. (2020)	1794 ± 6	U-Pb (SHRIMP)	Riolito pórfiro	Grupo Roosevelt
28	Trindade Netto et al. (2020)	1787 ± 10	U-Pb (SHRIMP)	Quartzo-Andesito	Grupo Roosevelt
29	Ribeiro & Duarte (2010)	1772 ± 12	U-Pb (LA-ICP-MS)	Metadacito	Grupo Roosevelt
30	Rizzotto et al. (2002)	1762±6	U-Pb (SHRIMP)	Metadacito	Grupo Roosevelt
31	Neder et al. (2002)	1762 ± 6	U-Pb (SHRIMP)	Dacito	Grupo Roosevelt
32	Santos et al. (1999)	1740 ± 8	U-Pb (SHRIMP)	Dacito	Grupo Roosevelt
33	Este Trabalho	1780 ± 3	U-Pb (LA-ICP-MS)	Metatufo Riodacítico	Grupo São Marcelo-Cabeça (HG-084)
34	Felber (2017)	1896 ± 9	U-Pb (LA-ICP-MS)	Metadacito	Grupo São Marcelo-Cabeça (G. Rato)

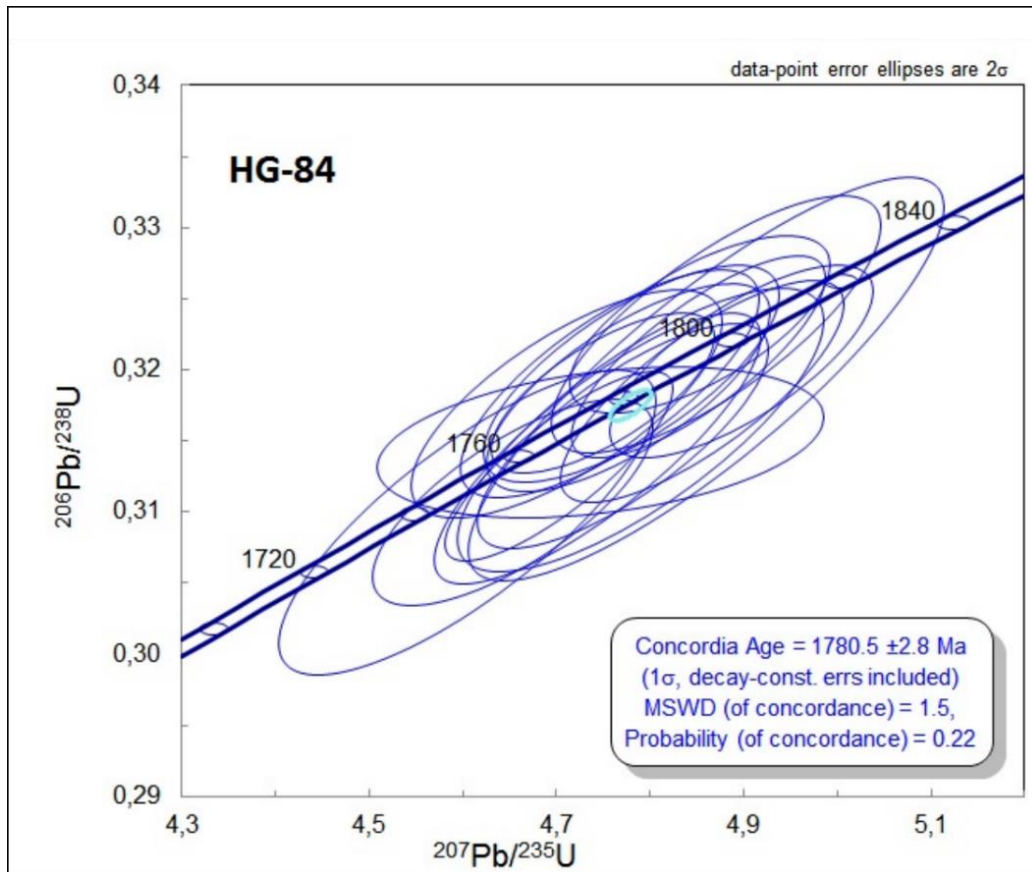


Figura 46: Gráfico de concórdia da idade U-Pb da amostra HG-084.

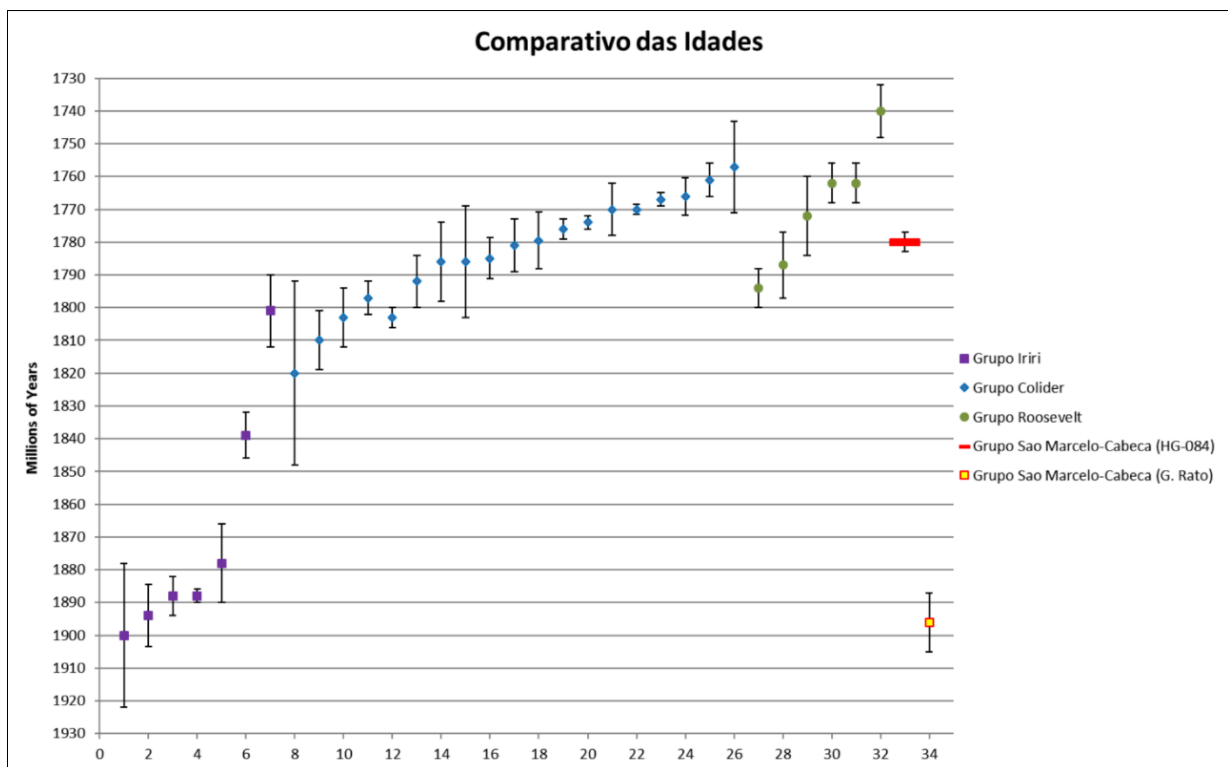


Figura 47: Gráfico comparativo da idade do Grupo São Marcelo-Cabeça obtida neste estudo (#33) com as existentes na literatura para o próprio São Marcelo-Cabeça (#34), o Grupo Iri (#s 1 a 7), o Grupo Colíder (#s 8 a 26), e para o Grupo Roosevelt (#s 27 a 32). Referências na tabela 11.

5.2. Sm-Nd

Os dados de Sm-Nd foram obtidos a partir das amostras AF-148, DF-180, HG-080 e HG-084 e estão dispostos na tabela 12. Esses dados foram inseridos no diagrama $\epsilon_{Nd} \times T$ (Ga) juntamente com os dados das amostras PS-021 (Ribeiro & Duarte, 2010) e A-1 (Pinho *et al.*, 2003) (figura 48), ambas referentes ao Grupo Roosevelt, para comparação. Os valores de ϵ_{Nd} são positivos e relativamente próximos uns dos outros, com exceção das amostras HG-080 e HG-084, que apresentam $\epsilon_{(T)} = -2,84$ e $-0,57$, respectivamente, colocando estas amostras abaixo da linha do CHUR. Quanto às rochas do Grupo Roosevelt, o ϵ_{Nd} da amostra PS-021 é positivo e o da amostra A-1 é negativo, mas aparecem alinhados aos do Grupo São Marcelo-Cabeça. As origens das linhas das análises também apresentam proximidade entre si.

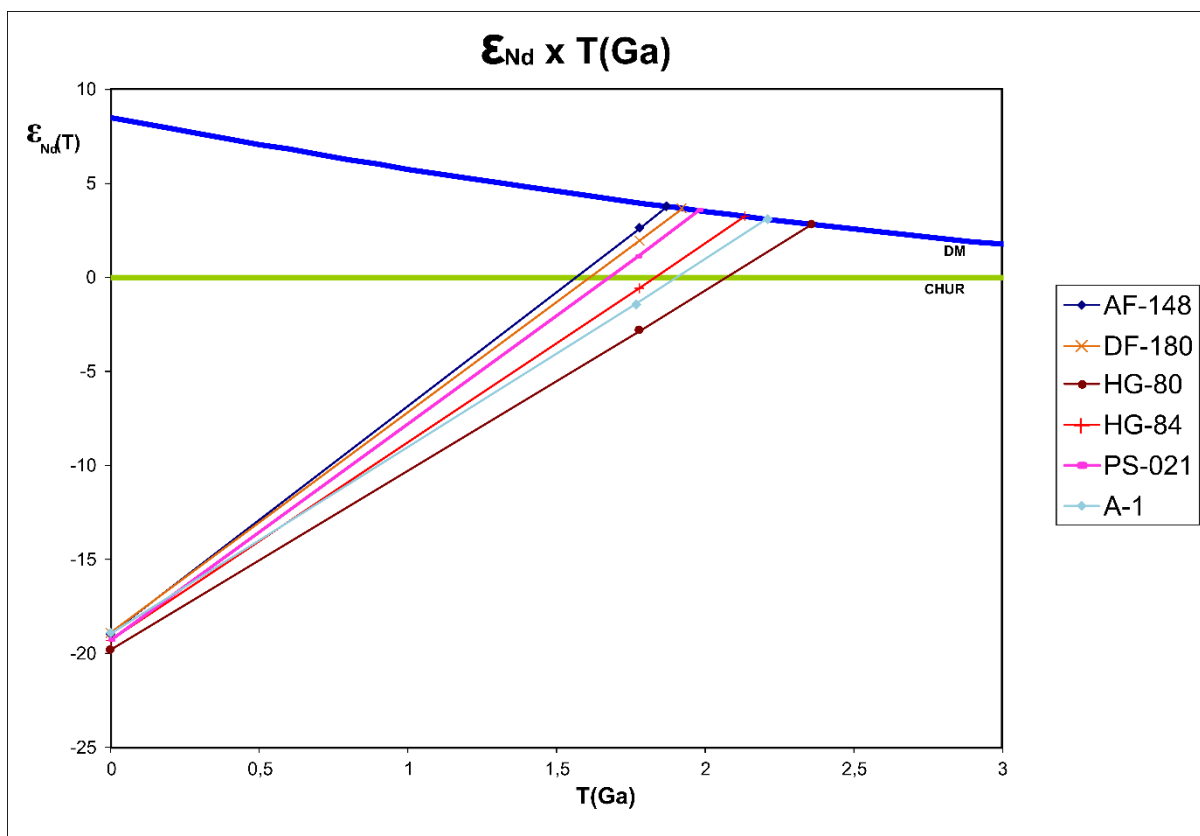


Figura 48: Diagrama $\epsilon_{Nd} \times T$ (Ga) com as idades modelo Sm-Nd.

Tabela 12: Dados de Sm-Nd obtidos neste trabalho e usados para comparação com os dados de Ribeiro & Duarte (*) e de Pinho *et al.* (**). (***) Idade de cristalização da amostra HG-084 usada como referência para a comparação.

Amostra	Litotipos	Lat.	Long.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$\frac{147\text{Sm}}{144\text{Nd}}$	$143\text{Nd}/144\text{Nd} \pm 2\text{SE}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	TDM (Ga)	ϵ_{T}	Idade de Cristalização
AF-148	Metatufo lítico riódacítico	-10,54013	-56,25946	8,016	47,322	0,1024	0.511667±5	-18,94	1,87	+2,61	1780,5 ± 2,8 ***
DF-180	Metaquartzo-sienito subv.	-10,69767	-55,99572	13,636	78,086	0,1056	0.511670±4	-18,88	1,92	+1,94	1780,5 ± 2,8 ***
HG-80	Metaquartzo-sienito subv.	-10,69263	-55,99353	12,807	63,307	0,1223	0.511622±14	-19,82	2,36	-2,84	1780,5 ± 2,8 ***
HG-84	Metatufo lítico riódacítico	-10,64166	-56,04709	14,764	77,782	0,1147	0.511649±8	-19,28	2,13	-0,57	1780,5 ± 2,8
PS-021 *	Dacito	-9,39338	-60,04795	8,929	50,411	0,1071	0,511648±7	-19,31	1,98	+1,07	1772 ±12
A-1 **	Riolito foliado	-9,34861	-59,32583	0,84	6,84	0,11969	0,511669	-18,9	2,21	-1,4	1767 ±02

6. Considerações

Nas proximidades da Serra do Expedito em Aripuanã-MT e no distrito de Filadélfia, município de Juína, foram observadas outras litologias, também pertencentes ao Grupo Roosevelt, que ajudaram a determinar o ambiente subaéreo/subaquoso de deposição, como *cherts*, formações ferríferas-manganesíferas associadas aos arenitos vulcanoclásticos, depósito polimetálico tipo VMS, relictos de lavas almofadadas em clorita xisto e estruturas laminares de sedimentação clástica. Para a unidade São Marcelo-Cabeça o ambiente subaéreo/subaquoso fica comprovado pela existência de metacherts, cianita-quartzitos e sillimanita gnaisses na sequência paraderivada.

Nas duas unidades foram observadas rochas de composição variada com presença de metadioritos, quartzo-sienitos, cianita-quartzitos, metarriodacitos, metaquartzo-andesitos, metarriolitos, metadacitos subvulcânicos, metamonzogranitos subvulcânicos, metaignimbritos, metalapilli-tufos, metatufos cineríticos, líticos, de cristal, arenitos vulcanoclásticos, além de milonitos e hidrotermalitos. Essas rochas apresentam modificações por entrada de fluidos meteóricos, hidrotermais e/ou metamórficos, além de deformações tectônicas.

Feições observadas durante as campanhas auxiliaram no entendimento geotectônico das rochas vulcânicas e na interação destas com os granitos associados. Entre elas estão feições de mistura (*migling* e *mixing*), presença de enclaves, xenólitos e autólitos, zonas de cisalhamento que colocam as vulcânicas em contato abrupto com os granitos associados e regiões onde esse contato ocorre de forma gradacional, indicada pela variação granulométrica. Também há locais em que se observam a relação intrusivas de alguns corpos graníticos mais novos com as vulcânicas encaixantes das duas unidades. Entretanto as rochas da unidade São Marcelo-Cabeça estão localizadas em uma região onde as zonas de cisalhamento são mais intensas e menos espaçadas que as do Grupo Roosevelt.

A petrografia mostrou a variabilidade textural, estrutural e da paragênese das duas unidades geológicas, porém com muitas semelhanças. A textura predominante nas rochas vulcânicas/subvulcânicas é a de matriz afanítica a fina, granolepidoblástica a porfiroclástica e microgranular, podendo apresentar foliações de deformação ou de fluxo. A matriz é composta em quantidades decrescentes de K-sanidina, albita (também oligoclásio e andesina menos frequentes) e quartzo como fenocristais xenomórficos a subédricos. O quartzo sempre apresenta golfos de corrosão e os feldspatos, em geral, estão saussuritizados ou sericitizados e geminados, apresentando pertitas (K-sanidina), antipertitas (plagioclásio) e intercrescimento gráfico com o quartzo. Biotita, hornblenda, titanita, minerais opacos, allanita e zircão são os acessórios presentes em ambas as unidades. Epidoto, muscovita/sericita, clorita e carbonato são as alterações mais comuns.

As rochas piroclásticas também apresentam predominância de matriz afanítica a microgranular, de composição quartzo-feldspática ou felsítica, textura granoblástica a lepidoblástica, microporfirítica, por vezes porfiroclástica, com foliação marcada pelos minerais placosos, com fragmentos de cristais e líticos de composição granítica e tufácea, além de *shards* e púmices devitrificados. O quartzo com golfos de corrosão também é constante nas rochas piroclásticas. Sericita, clorita, argilominerais e sílica criptocristalina são os minerais de alteração mais comuns.

As estimativas da moda mineral das rochas vulcânicas/subvulcânicas também apresentaram semelhanças entre as duas unidades, apesar de as amostras do Grupo Roosevelt apresentarem composições variadas no gráfico QAP. Isso poderia ser explicado pela entrada de fluidos hidrotermais/metamórficos ricos em sílica, os quais podem propiciar enriquecimento de teor de quartzo e consequente diluição composicional da matriz, dessa forma, mascarando assim a real composição das rochas, no entanto os dados químicos não corroboram essa hipótese. Também há a possibilidade de fluidos contendo flúor que podem agir fortemente na retirada de elementos como K, Ba, Sr, Th (etc.) dos retículos cristalinos dos minerais, como foi observado em duas amostras do Grupo Roosevelt (FD-065-B e FD-101, figura 29, tabela 4). Outro fator a ser considerado para explicar o espalhamento das amostras no QAP é a dificuldade de se determinar pela petrografia a composição da matriz, por esta ser muito fina.

A classificação petrológica pelos dados litoquímicos das amostras indicou composição riódacítica a riolítica (diagramas TAS, QAP/CIPW e Nb/Y x Zr/Ti), com caráter predominante subalcalino/calcioalcalino para as rochas das duas unidades, como observado no gráfico AFM, mas a ausência de litotipos básicos e intermediários não permite inferir o comportamento evolutivo dessas rochas.

Vale lembrar que todas as amostras apresentavam graus variados de alteração hidrotermal ou intempérica, além de deformações tectônicas e que o uso de normalização no tratamento dos dados químicos (o gráfico QAP/CIPW, por exemplo) visa estabelecer uma composição mineralógica virtual a partir da composição química da rocha, a qual ameniza os efeitos da alteração mineralógica observada, revelando uma possível tendência evolutiva da litologia. Entretanto, o fato de haver alteração hidrotermal e intemperismo afetando as rochas sugere que os dados litoquímicos devem ser tratados com cuidado pela possibilidade de os elementos analisados serem removidos. Com isso, são necessárias algumas precauções quanto ao teor dos ETR's e elementos traço, seja em rocha total, seja em minerais. Pearce (1996) ressalta que, em rochas que tenham sofrido intemperismo ou metamorfismo, até mesmo em fácies xisto-verde, os elementos que normalmente são considerados imóveis (Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, REE – La, Cr, Th, Al e Ga), ou que podem apresentar comportamento imóvel (P, Ni, Co, La, In, Sn, e elementos do grupo da platina Ir, Re e Rh), podem ter sua abundância

absoluta aumentada devido à concentração por lixiviação de material sobreposto, ou serem diluídos por adição de elementos principais ou água no sistema. Para esse estudo, as precauções tomadas foram a filtragem dos dados pela petrografia e por tabelas com os dados químicos, em que foram separadas as rochas que apresentavam mais de 10% de minerais de alteração na composição mineralógica ou que apresentavam anomalias negativas expressivas de Ce. Essas anomalias negativas de Ce estão relacionadas com rochas que apresentam forte alteração.

Os espectros dos diagramas de elementos imóveis e ETR's demonstram que as rochas efusivas apresentam evolução e composição semelhantes, de mesmo gradiente negativo, com o fracionamento de Eu, Ta, Nb e Ti. As anomalias negativas de Ta e Nb, aliadas à forte anomalia positiva de Th, observadas nos gráficos da figura 35, são indicadoras de uma significativa contribuição crustal na subida do magma (Pearce, 2014). Frequentemente são também interpretadas como resultado de retenção de Nb e Ta na fonte mantélica, em ambiente de zona de subducção. Quanto à anomalia negativa de Ti das amostras, também pode ser indicativo de ambiente de subducção quando analisado juntamente com o vanádio (Pearce, 2014), o que seria consistente com as anomalias de Nb, Ta e Th verificadas. Infelizmente não há dados suficientes de vanádio nas amostras analisadas para realizar essa análise. Outra alternativa para explicar a anomalia negativa de Ti seria o fracionamento de uma fase rica neste elemento (ulvoespínélio, ilmenita ou titanita). Os gráficos também mostram que os padrões multielementares do magma São Marcelo-Cabeça apresenta leve enriquecimento em relação ao magma Roosevelt.

Os gráficos de Pearce (2008), Wood (1980) e Harris *et al.* (1986) apresentam as amostras incidindo nos campos de arco continental, basaltos calcioalcalinos e arco vulcânico, respectivamente, sobrepostas ou muito próximas umas das outras. Segundo a definição de Wood (1980), o campo de incidência das amostras chama-se “basaltos e rochas diferenciadas de margem destrutiva de placa”, no subcampo calcioalcalino. O gráfico de Batchelor & Bowden (1985) indica magmatismo predominantemente sin-colisional para as rochas do São Marcelo-Cabeça e sin a pós-orogênico para as rochas do Roosevelt. O *trend* formado pelo alinhamento das amostras, posicionado no limiar dos campos anorogênico e orogenia tardia, pode ser indicativo de uma evolução subalcalina a alcalina (Batchelor & Bowden, 1985).

O gráfico de Shand (1943) não é usado para determinação de ambiente tectônico, mas revela os caracteres metaluminoso a peraluminoso dos magmas Roosevelt e São Marcelo-Cabeça, sendo mais uma evidência da influência crustal na evolução das rochas.

Os feldspatos estão presentes em todas as amostras selecionadas para a química mineral, apresentando tamanhos variados e em quantidade suficiente para a análise ampla de toda a lâmina, por isso foram escolhidos para essa etapa analítica. A biotita, apesar de ser o mineral mais indicado

para comparação química, são muito finas, estão sempre associadas a outros minerais e não apresentam representatividade nas lâminas. Outro fator determinante é que as amostras podem apresentar ao mesmo tempo biotitas primárias e secundárias. Os fenocristais de feldspatos, apesar de estarem por vezes saussuritizados ou parcialmente albitizados, ainda podem apresentar um núcleo acessível às análises, além de reterem no momento da cristalização parte dos elementos incompatíveis em proporção equiparável com o líquido.

A química mineral foi utilizada apenas para comparação da composição química dos feldspatos através dos coeficientes de partição (K_d 's), mostrando resultados bastante interessantes, a começar pela composição dos feldspatos em que predominaram a albita e K-sanidina, na identificação mineral. A andesina e o oligoclásio aparecem somente no metaquartzo-andesito (DF-394-B). Considerando o fato de as análises de microsonda apresentam sensibilidade baixa para as terras raras, os ETR's podem apresentar valores subestimados; no entanto isso não dificultou a comparação, uma vez que todas as análises apresentaram comportamentos semelhantes, com exceção daquelas em que os K_d 's apresentaram valor zero, seja por não estarem no sítio analítico, seja por terem valores abaixo dos níveis de detecção.

Além da identificação mineral, os dados de microsonda revelaram que os K_d 's dos minerais das amostras são muito semelhantes, isso pode dar uma indicação de que possam ser provenientes de uma mesma fonte, como uma mesma câmara magmática, ou de fontes diferentes de composições químicas similares. Essa interpretação é decorrente do fato de que vulcanismos diferentes, ainda que no mesmo ambiente, podem sofrer processos de fracionamento diversos, induzindo a diferenciação nas composições finais dos líquidos, a menos que suas fontes estejam intimamente correlacionadas entre si. Porém, ainda que a fonte seja a mesma para ambos os magmatismos, a subida dos líquidos por condutos diferentes também pode proporcionar interações crustais diferentes, como observado nos estudos de Steele *et al.* (1980), Guo *et al.* (2018) e Lima & Nardi (1998), tornando-as parcialmente ou totalmente diferenciadas entre si, ou tornando uma levemente mais enriquecida em relação à outra nos teores de elementos menores e traço. No entanto, dependendo da profundidade em que a câmara se instale na crosta, a subida do magma em condutos menores pode sofrer interferências mínimas, de forma que sua composição ao extravasar não se altere consideravelmente.

Os dados isotópicos de U-Pb e Sm-Nd corroboram a interpretação de as unidades Roosevelt e São Marcelo-Cabeça sejam de mesma origem, por apresentarem idades de cristalização semelhantes e idades-modelo perfeitamente alinhadas, conforme observado nas figuras 47 e 48, associados a zircões ígneos, zonados, relativamente bem preservados. A figura 46 mostra que há uma heterogeneidade na distribuição das idades em relação à forma dos zircões, apesar de que a fotografia revelar a presença de pelo menos duas famílias. Entretanto as idades que foram usadas na concórdia

predominantemente aparecem em zircões bem formados e com zonação bem distinguível. As idades com erro analítico ou com teor de Pb comum elevado aparecem preferencialmente nos zircões pequenos, com zonação pouco distinguível e, em geral, com bordas mais serrilhadas ou corroídas. Os valores de ϵ_{Nd} também indicam que há uma progressão da interação crustal das rochas da unidade São Marcelo-Cabeça.

A idade $1.780,5 \pm 2,8$ Ma obtida neste trabalho é mais nova que a idade $1.895 \pm 8,9$ Ma que Felber (2017) encontrou para o metadacito, entretanto essa idade do metatufó lítico riódacítico é mais coerente com as idades encontradas nos conjuntos vulcânicos Colíder e Roosevelt e com as idades das suítes plutônicas existentes na região. Devido à essa idade, Felber (2017) associou as rochas do São Marcelo-Cabeça à Formação Moraes de Almeida (Grupo Iriri). Uma explicação para essa diferença é que a região do Filão do Rato, de onde foi tirada a amostra datada por Felber (2017), talvez seja uma janela do embasamento que foi nivelado tectonicamente com o terreno e, portanto, foi indevidamente cartografado como São Marcelo-Cabeça por Frasca & Borges (2005).

A diversidade de modelos de ambiente geotectônico para a região estudada deve-se à ausência de rochas típicas de arco vulcânico e de composição intermediária associadas aos diques máficos e às rochas vulcânicas ácidas das unidades Roosevelt e São Marcelo-Cabeça. Alguns autores entendem que essa ausência seja decorrente de magmatismo do tipo bimodal fissural que tenha ocorrido na região mapeada (Neder *et al.*, 2000; Leite & Saes, 2000, Leite *et al.*, 2005; Pinho *et al.*, 2001; Neder *et al.*, 2002; Rizzotto & Quadros, 2005; Barros *et al.*, 2009; Biondi *et al.*, 2013; Biondi, 2015; Rizzotto *et al.*, 2016; Alves *et al.*, 2019; Trindade Netto *et al.*, 2020), o que não corresponde com os dados observados neste trabalho. Entretanto, mesmo alguns autores sugerindo um ambiente tipo *Back-Arc* (Frasca *et al.*, 2003; Frasca, 2003; Souza *et al.*, 2005), é fato que a ausência de litotipos característicos desse ambiente suscita questionamentos a respeito dessa interpretação (Silva & Abram, 2008). No entanto fatores como falhas transcorrentes e de transpurrão presentes na área estudada associadas a erosão, percolação de fluidos meteóricos e hidrotermais, além de eventos geotectônicos posteriores podem obliterar, destruir, ou ainda metamorfizar totalmente essas rochas a ponto de ser impossível a localização desses litotipos. Soma-se o fato de que as rochas vulcânicas do São Marcelo-Cabeça e Roosevelt estão também parcialmente recobertas pelos sedimentos Caiabis.

7. Conclusão

Diante dos dados apresentados, conclui-se que os magmatismos Roosevelt e São Marcelo-Cabeça são provenientes de arco vulcânico de margem continental ativa, com características de subducção crustal, sin a pós-orogênicos. Os magmatismos Roosevelt e São Marcelo-Cabeça estão associados à percolação de fluidos hidrotermais posteriores, mobilizados durante eventos

geotectônicos, tais como intrusão da Suíte Serra da Providência (1,60 – 1,53 Ga), abertura da bacia Caiabis (1,4 Ga), fechamento das orogenias Rondoniana-San Ignácio (1,45 – 1,3 Ga) e Sunsás (1,25 – 1,0 Ga) (Scandolaro *et al.*, 2013) que afetaram significativamente a região de estudo.

Ambos os magmatismos se mostraram bastante similares tanto nos aspectos petrográficos como nos aspectos químicos, indicando que são originados de um mesmo evento magmático que, ao subir na crosta, tenha se estabelecido em uma profundidade rasa, se ramificado e extrudido por condutos diferentes, proporcionando evoluções químicas parecidas, mas com leve enriquecimento dos elementos traço no São Marcelo-Cabeça em relação ao Roosevelt.

Em termos metalogenéticos, é possível que a formação de um depósito polimetálico no interior das rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça tenha sido favorecida, uma vez que ambas unidades têm composições semelhantes, formadas no mesmo ambiente e submetidas aos mesmos esforços tectônicos durante a subida magmática, o que as torna um alvo prospectivo para este tipo de depósito, e requer estudos mais detalhados para comprovação dessa teoria. Entretanto, a atual existência de tal depósito deve ser remota pelo fato de as rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça estarem muito mais deformadas que as do Grupo Roosevelt e pela movimentação vertical de blocos associada à erosão que colocou o embasamento no mesmo nível das vulcânicas dessas duas unidades.

Conclui-se que deve ser feita a inclusão das rochas pertencentes ao Grupo São Marcelo-Cabeça na estratigrafia do Grupo Roosevelt por suas semelhanças litológicas, químicas, geocronológicas e geotectônicas, como sugerido por Trindade Netto *et al.* (2020) e que a denominação de Grupo São Marcelo-Cabeça deve ser extinta.

8. Referências

- Adamy, A.; Souza, R. S.; Oliveira, S. A. M. (1984) Projeto Centro-Leste de Rondônia. Nota Explicativa da 2ª Fase – Mapas. Relatório Técnico CPRM. Disponível em http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/bitstream/doc/6104/1/rel_centro_lestero_ne_2fase.pdf
- Almeida, F. F. M. (Coord.) (1978) Mapa Tectônico da América do Sul. Esc. 1:5.000.000. Nota Explicativa. DNPM – CGMW – UNESCO. Brasília. 21 p.
- Almeida, F. M.; Nogueira Filho, J. V. (1959) Reconhecimento Geológico no Rio Aripuanã. Boletim 199, DNPM. Disponível em http://acervo.cprm.gov.br/rpi_cprm/docreaderNET/DocReader.aspx?bib=COLECAO_DNP_M&PagFis=18685
- Alves, C. L.; Rizzotto, G. J.; Rios, F. S.; Gonçalves, G. F. (Orgs.) (2019) Áreas de Relevante Interesse Mineral (ARIM). Evolução Crustal e Metalogenia da Província Mineral Juruena-Teles Pires

– Estado do Mato Grosso. Informe de Recursos Minerais, Série Províncias Minerais do Brasil, no 22. Goiânia: CPRM. 226 p. Disponível em <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/21324>

Alves, C. L.; Sabóia, A. M.; Martins, E. G.; Stropper, J. L. (Orgs.) (2010) Programa Geologia do Brasil (PGB) – Levantamentos Geológicos Básicos. Geologia e recursos minerais das folhas São José do Xingu SC.22-Y-A e Rio Comandante Fontoura SC.22-Y-B: escala 1:250.000. Goiânia: CPRM. 120p. Disponível em <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/11359>

Amaral G. (1974) Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. São Paulo, Inst. Geoc. USP. (Tese Livre Docência). Disponível em https://teses.usp.br/teses/disponiveis/livredocencia/44/tde-24062016-160651/publico//Amaral_LivreDocencia.pdf

Amaral G. (1984). Províncias Tapajós e Rio Branco. In: Almeida F.F.M.de., Hasui Y. (Eds.) O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Blücher. p. 6-35.

Assis, R. R. (2015) Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: idade das mineralizações, geoquímica e fonte dos fluidos. 358 p. Tese (Doutorado em Geologia e Recursos Naturais) - Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, Campinas, SP. Disponível em: <http://repositorio.unicamp.br/jspui/handle/REPOSIP/287787>.

Barros, A. J. P.; Laet, S. M.; Resende, W. M. (1999) Províncias Auríferas do Norte do Estado do Mato Grosso. VI Simpósio da Geologia da Amazônia, Resumos. SBG/NO. p. 124 – 127. Disponível em http://arquivos.sbg-no.org.br/BASES/VI%20SIMPOSIO_VOL%20I.pdf

Barros, M. A S.; Chemale Júnior, F.; Nardi, L. V. S.; Lima, E. F. (2009) Palaeoproterozoic bimodal post-collisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil: geochemistry and isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 27, p. 11–23. Disponível em <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.11.003>

Barros, M. A. S.; Paes de Barros, A. J.; Santos, J. O. S.; Rocha, M. L. B. P. (2015) Extension of the Tapajós Domains to the Alta Floresta Gold Province: Evidence from U-Pb SHRIMP ages of the Nhandu Intrusive Suite at 1962 and 1967 Ma. In: XIV Simpósio de Geologia da Amazônia – Marabá/PA. Anais [...] Marabá. SGB. Disponível em <http://arquivos.sbg-no.org.br/BASES/Anais%2014%20Simp%20Geol%20Amaz%20Out-2015-Maraba.pdf>

Batchelor, R. A.; Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.* Vol 48, p. 43-55. Disponível em [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)

- Bindeman, I.N.; Bailey, J.C. (1999) Trace elements in anorthite megacrysts from the Kurile Island Arc: a window to acrossarc geochemical variations in magma compositions. *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol 169, p. 209– 226. Disponível em [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00086-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00086-2)
- Bini, E. G.; Barros, M. A. S.; Pierosan, R.; Santos, J. O. S. (2015) Petrography and geochronology of felsic volcanic rocks at the eastern portion of Serra do Cachimbo, south-central Amazonian Craton, Brazil. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 6., São Paulo. Anais [...] São Paulo: SBG. Disponível em http://sbg.sitepessoal.com/anais_digitalizados/vulcanismo/vulcanimo%202015.pdf
- Biondi, J. C (2015) Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros 2ª edição. São Paulo. Oficina de Textos. p. 128 – 137.
- Biondi, J. C.; Santos, R. V.; Cury, L. F. (2013) The Palaeoproterozoic Aripuanã Zn-Pb-Ag (Au, Cu) Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Mato Grosso, Brazil: Geology, Geochemistry of Alteration, Carbon and Oxygen Isotope Modeling, and Implications for Genesis. *Economic Geology* Vol. 108, p 781 – 811. Disponível em <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.4.781>
- Brito, R.S., Silveira, F.V., Larizzati, J.H. (2010). Metalogenia do Distrito Aurífero do rio Juma – Nova Aripuanã – AM. Informe de Recursos Minerais. Série Ouro, 17, CPRM-Brasília, p. 35. Disponível em <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/1753>
- Bühn, B.; Pimentel, M. M.; Manteini, M.; Dantas, E. L. (2009) High spacial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-IPC-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(1): 99-114. ISSN 0001-3765. Disponível em <https://doi.org/10.1590/S0001-37652009000100011>
- Cordani U.G., Tassinari C.G.G., Teixeira W., Kawashita K., Basei M.A.S. (1979) Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2, Arica (Chile). Actas... Santiago: Sociedad Geológica de Chile, 4:134-148.
- Dall’Agnol, R.; Silva, C. M. G.; Scheller, T. (1999) Fayalite-hedenbergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implication for the Uatumã volcanism. In: Simpósio Sobre Vulcanismo E Ambientes Associados, I, Gramado. Boletim de resumos [...] Gramado: SBG. p. 31.
- De La Roche, H.; Leterrier, J.; Grande Claude, P.; Marchal, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁–R₂ diagrams and major elements analyses – Its relationships and

- current nomenclature. *Chem. Geol.*, vol 29, p.183-210. In: Batchelor, R. A.; Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.* Vol 48, p. 43-55. Disponível em [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)
- Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. (2013) *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. London. The Mineralogical Society. 494 p.
- DePaolo, D. J. (1981) A Neodymium and Strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*. Vol 86, nº B11, p. 10470-10488. DOI: [10.1029/JB086iB11p10470](https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10470)
- Duarte, T. B. (2015) Geologia, geoquímica e geocronologia do domínio vulcânico do Arco Magmático Juruena, SW do Cráton Amazônico: Implicações geotectônicas. Dissertação de Mestrado, nº 522. Universidade Estadual de Campinas. Campinas, 124 p. Disponível em <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/14780>
- Duarte, T. B.; Rodrigues, J. B.; Ribeiro, P. S. E.; Scandola, J. E. (2012) Tectonic Evolution of the Juruena Magmatic Arc Between the Aripuanã and Juruena Rivers: Northwest Mato Grosso State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* Vol. 42, nº 4, p. 824 – 840. DOI: [10.25249/0375-7536.2012424824840](https://doi.org/10.25249/0375-7536.2012424824840)
- Felber, A. G. F. (2017) Origem e evolução do sistema de fluidos relacionados a deposição dos veios Rato, Tata e Otta do Depósito de Ouro de Santa Cecília, porção centro-sul da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) no sudoeste do Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Mato Grosso. Cuiabá. 50 p. Disponível em <http://ri.ufmt.br/handle/1/1832>
- Frasca, A. A. S. (2003) Geologia da Folha Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-A. In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, VIII, Cuiabá. Boletim de Resumos [...], Cuiabá. SBG p. 57 – 58.
- Frasca, A. A. S.; Borges, F. R. (Orgs.) (2005) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta: Folha Ilha 24 de Maio (Folha SC.21-Z-A). Estado de Mato Grosso. Brasília: CPRM, 2005. 133 p. Disponível em <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/10246>
- Frasca, A. A. S.; Lacerda Filho, J. V.; Moreton, L. C.; Oliveira, C. C.; Souza, J. O.; Ribeiro, P. S. E.; Villas Boas, P. F.; Albuquerque, M. C.; Borges, F. R., Martins, E. G. (2003) Evolução Tectônica dos Terrenos Acrescionários do Norte do Mato Grosso. In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, VIII, Cuiabá. Boletim de Resumos [...], Cuiabá. SBG p. 37-38.

- Gagnevin, D.; Daly, J. S.; Poli, G.; Morgan, D. (2005) Microchemical and Sr isotopic investigation of zoned K-feldspar megacrysts: Insights into the petrogenesis of a granitic system and disequilibrium crystal growth. *Journal of Petrology*. Vol 46, n° 8, p. 1689-1724. Disponível em <https://doi.org/10.1093/petrology/egi031>
- Guo, K.; Zhai, S. K.; Wang, X. Y.; Yu, Z. H.; Lai, Z. Q.; Chen, S.; Song, Z. J.; Ma, Y. Chen, Z. X.; Li, X. H.; Zeng, Z. G. (2018) The dynamics of the southern Okinawa trough magmatic system: New insights from the microanalysis of the An contents, trace element concentrations and Sr isotopic compositions of plagioclase hosted in basalts and silicic rocks. *Chemge* 18895. Accepted Manuscript. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2018.09.002
- Harris, N. B. W.; Pearce, J. A.; Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M. P.; Reis, A. C. (eds.) *Collision tectonics*. Spec. Publ. Geol. Soc., Vol 19, p. 67-81. Disponível em <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>
- Hasui Y., Costa J.B.S., Abreu F.A.M. (1984) Província Tocantins. Setor setentrional. In: F.F.M de Almeida Y. Hasui. (Coords.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Ed. Edgard Blucher, p. 187-204.
- Hasui, Y (2012) Cráton Amazônico: Províncias Rio Branco e Tapajós. In: Hasui, Y.; Carneiro, C. D. R.; Almeida, F. F. M.; Bartorelli, A. (Orgs.) (2012) *Geologia do Brasil*. São Paulo: Ed. Becca. p. 138-175.
- Irvine, T. N.; Baragar, W. R. A. (1971) A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, n. 8, p.523-548. Disponível em <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Janousek, V.; Farrow, C. M.; Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47(6): 1255-1259. DOI: 10.1093/petrology/egl013.
- JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY; METAL MINING AGENCY OF JAPAN. Federative Republic of Brazil. (2001) Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta – MT. Tokyo: JICA; MMAJ. 137p.
- Lamarão, C.N.; Dall’agnol, R.; Lafon, J.M.; Lima, E.F. (2002) Geology, geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology of the Palaeoproterozoic magmatismo of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, p. 277-292. DOI: [10.1016/S0301-9268\(02\)00123-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00123-7)

- Lameyre, J.; Bowden, P. (1982) Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. In: Brousse, R.; Lameyre, J. (editors) *Magmatology. J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14: 169--186. Disponível em [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(82\)90047-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90047-6)
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology*. Oxford. Vol.27, p.745–750. [Basaltic trachyandesite]. Disponível em <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Le Maitre, R. W. (editor); Streckeisen, A.; Zanettin B.; Le Bas, M. J.; Bonin, B.; Bateman, P.; Bellieni, G.; Dudek, A.; Efremova, S.; Keller, J.; Lameyre, J.; Sabine, P.A.; Schmid, R.; Sørensen, H.; Wooley, A. R. (2002) *Igneous Rocks – A classification and glossary terms*. New York: Cambridge University Press, IUGS. 236 p. ISBN-13: 978-0-521-66215-4 hardback.
- Leal, J. W. L.; Silva, G. H.; Santos, D. B.; Teixeira, W.; Lima, M. I. C.; Fernandes, C. A. C.; Pinto, A. C. (1978) *Geologia, Folha SC.20 Porto Velho. Projeto RADAMBRASIL, Vol. 16. DNPM*. 663 p. Disponível em <https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv24033.pdf>
- Leite J.A.D. & Saes G.S. 2000. Geology of southern Amazon Cráton, in southwestern Mato Grosso, Brazil: a review. *Rev. Bras. Geoc.*, 30(1):91-94. Disponível em <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/10918/10374>
- Leite, J. A. D.; Souza, M. Z. A.; Saes, G. S.; Macambira, M. J. B.; Xavier, R. P.; Siqueira, A. J.; Batata, M. E. F.; Oliveira, F. A.; Júnior, J. G. S.; Quadros, A. P. (2005) Caracterização do Depósito Polimetálico (Zn, Pb, Ag, Cu-Au) de Aripuanã, Mato Grosso. In: *Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia*, Cap. 10. p. 601 – 686. Disponível em https://www.adimb.com.br/site/publicacoes_amazonia/
- Lima Junior, M. S. (2017) *Geologia, controle e regime de fluidos dos depósitos auríferos na região da fazenda Figueira Branca, SE da PAAF, Terra Nova do Norte/MT. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá.*
- Lima, E. F.; Nardi, L. V. S. (1998) Química mineral das rochas vulcânicas e lamprófiros espessartítico da associação shoshonítica de Lavras do Sul – RS. *Revista Brasileira de Geociências*. 28(2): 113-124. Disponível em <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11203>
- Lima, M. I. C. (1984) *Províncias geológicas do Cráton Amazônico em território brasileiro. Symposium Amazônico, II, Anais [...]. Manaus: DNPM. p. 9-23.*

- Madrucci, V. (2000) Avaliação dos produtos integrados TM-Landsat, Radarsat e gamaespectrométricos na caracterização tectônica e mapeamento geológico de área mineralizada em ouro na região de Alta Floresta – MT. Tese de Doutorado, São José dos Campos: INPE. 189 p. Disponível em <http://mtc-m12.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/deise/2000/11.06.11.14/doc/publicacao.PDF>
- McDonough, W. F.; Sun, S. S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, Vol. 120, p. 223-253. Disponível em [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Montalvão, R. M. G.; Bezerra, P. E. L.; Prado, P.; Silva, S. J.; Araújo, H. J. T.; Santarém, P. (1984a) Variação dos Elementos Maiores (Óxidos) com Índices de Diferenciação do Supergrupo Uatumã na Parte Sul da Amazônia. *Symposium Amazonico, II, Anais [...]*. p. 213 – 218.
- Montalvão, R. M. G.; Bezerra, P. E. L.; Silva, S. J.; Araújo, H. J. T.; Prado, P. (1984b) Petrografia e Química das Rochas Vulcânicas e Piroclásticas do Supergrupo Uatumã na Parte Sul da Amazônia. *Symposium Amazonico, II, Anais [...]*. p. 219 – 226.
- Moreton, L. C.; Martins, E. G. (Orgs.) (2005) Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita – SC.21-Z-B – 1:250.000. Estado de Mato Grosso. CPRM, Brasília. 74 p. Disponível em http://rigeo.cprm.gov.br/bitstream/doc/10246/7/rel_vila_guarita_final_mapa.pdf
- Moura, C. A. V.; Gorayeb, P. S. S.; Matsuda, N. S. (1999) Geocronologia Pb-Pb em zircão do Riolito Vila Raiol, Formação Iriri – Sudoeste do Pará. In: *Simpósio da Geologia da Amazônia, VI, Manaus. Boletim de Resumos [...]*, Manaus. SGB/NO. p. 475-477. Disponível em http://arquivos.sbg-no.org.br/BASES/VI%20SIMPOSIO_VOL%20I.pdf
- Neder, R. D.; Figueiredo, B. R.; Beaudry, C.; Collins, C.; Leite, J. A. D. (2000) The Exedito Massive sulfide deposit, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*. 30(2): 222-225. Disponível em <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/10652>
- Neder, R. D.; Leite, J. A. D.; Figueiredo, B. R.; McNaughton, N. J. (2002) 1.76 Ga Volcano-Plutonism in the Southwestern Amazonian Craton, Aripuanã-MT, Brazil: Tectonostratigraphic Implications from SHRIMP U-Pb Zircon Data and Rock Geochemistry. *Precambrian Research*, v. 119, p. 171 – 187. Disponível em [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00122-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00122-5)
- Pearce, J. A. (1996) A user`s guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) (1996) *Trace Elements Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration: Geological Association of Canada, Short Course Notes. Vol 12, p. 79-113. ISBN: 978-0-919216-60-0*

- Pearce, J. A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalt with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*. Vol 100, p. 14-48. doi:10.1016/j.lithos.2007.06.016. Disponível em <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Pearce, J. A. (2014) Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements*, vol. 10, p. 101-108. DOI: 10.2113/gselements.10.2.101. Disponível em <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.101>
- Pinho, M. A. S. B.; Lima, E. F.; Fetter, A.; Van Schmus, W. R.; Chemale Júnior, F. (2001) Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri, porção centro-sul do Cráton Amazônico – Aripuanã – Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoc.*, 31(1): 37-42. Disponível em <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/10442>
- Pinho, M. A. S. B.; Van Schmus, W. R.; Chemale Júnior, F.; Lima, E. F.; Pinho F. E. C. (2003) U-Pb ages and Sm-Nd evidence for 1,76–1,77 Ga magmatism in the Moriru Region, Mato Grosso, Brasil: Implications for Province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precamb. Res.* Vol. 126, p. 1-25.
- Ribeiro, P. S. E.; Duarte, T. B. (2010) Projeto Noroeste-Nordeste de Mato Grosso: folhas Rio Guariba e Rio Aripuanã, escala 1:250.000. Goiânia: CPRM. 248 p.
- Rios, F. S. (2019) O Depósito de Au (Cu-Ag) Serrinha de Garantã, Cráton Amazônico, Brasil: Um Depósito Aurífero Não Convencional Associado ao Sistema Pórfiro-Epitermal Paleoproterozoico Juruena Teles Pires. Dissertação de Mestrado, no 408. Universidade de Brasília. Brasília. 137 p.
- Rizzoto G. J., Alves C. L., Rios F. S., Lopes L.L., Duarte T. B., Gonçalves G. B., Silva A. B., Eberhardt D.B., Alves F. M. (2016) Carta Geológica Preliminar: ARIM Juruena-Teles Pires. CPRM: Serviço Geológico do Brasil-Mapa Geológico- Escala 1:300.000.
- Rizzoto, G. J.; Quadros, M. L. E. S. (2005) Geologia do Sudoeste do Craton Amazônico. In: Horbe, A. M. C.; Souza, V. S. (Coord.) Contribuições à geologia da Amazônia. Belém: SBG / NO. v. 4. p. 69-84.
- Rizzoto, G. J.; Quadros, M. L. do E. S.; Scandolara, J. E.; Silva, C. R.; Bahia, R. B. C. (1995) Posicionamento Tectono-Estratigráfico da Sequência Metavulcanossedimentar Roosevelt da Região Limítrofe dos Estados de RO/MT. V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Resumos. SBG/RS e CPGQ/UFRGS. p. 310 – 313.

- Rizzotto, G. J.; Quadros, M. L. do E. S.; Silva, L. C.; Armstrong, R.; Almeida, M. (2002) O Granito Aripuanã: Datação U-Pb (SHRIMP) e Implicações Metalogenéticas. XLI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa. Anais. SGB. p. 469.
- Rocha, M. L. B. P., Barros, M. A. S., Lima, E. F., Pierosan, R. (2012). Paleoproterozoic Dome of Lava from Iriri Group – Sonho Meu Farm – Northeast of Mato Grosso, Amazon Craton: geology, geochemistry and geochronology. *Revista Brasileira de Geociências*, 42, 471-488.
- Santos, F. S. (2018) Petrologia das sucessões vulcânicas do Grupo Colíder na região entre Guarantã do Norte e a Serra do Cachimbo, Mato Grosso, Brasil. Dissertação de mestrado nº 98, Universidade Federal de Mato Grosso. Cuiabá. 56 p.
- Santos, J. O. S. (2003) Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central, Capítulo IV. p. 169 – 226. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (Orgs.) – *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Textos, Mapas & SIG*. CPRM, Brasília. 692 p. Disponível em <http://www.cprm.gov.br/publique/Recursos-Minerais/Apresentacao/Livro---Geologia%2C-Tectonica-e-Recursos-Minerais-do-Brasil-3489.html>
- Santos, J. O. S.; Hartmann, L. A.; Gaudette, H. E.; Groves, D. I.; McNaughton, N. J.; Fletcher, I. R. (2000) A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, Vol. 3, nº 4, p. 453 – 488.
- Santos, J. O. S.; Rizzotto, G. J.; Hartmann, L. A.; Mc Naughton, N. J.; Fletcher, I. R. (1999) Two Main Orogenies In: The Sw Amazon Craton: Zircon U-Pb SHRIMP Evidence. II South American Symposium on Isotope Geology, Actas. p. 357 – 360.
- Santos, J. O. S.; Rizzotto, G. J.; Potter, P. E.; MacNaughton, N. J.; Matos, R. S.; Hartmann, L. A.; Chemale Jr., F.; Quadros, M. E. S. (2008) Age and Autochthonous Evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton Based on Mapping and U- Pb Geochronology. *Precambrian Research* Vol 165, p. 120 – 152.
- Santos, R. A. (2000) Contribuição à Análise Estrutural de Mineralizações Auríferas do Norte do Mato Grosso: Relatório de Consultoria Interna. Projeto PROMIN – Alta Floresta. CPRM. Salvador. 31 p. Disponível em http://acervo.cprm.gov.br/rpi_cprm/docreaderNET/DocReader.aspx?bib=RLI&PagFis=28938
- Scandolara, J. E.; Correa, R. T.; Fuck, R. A.; Souza, V. S.; Rodrigues, J. B.; Ribeiro, P. S. E.; Frasca, A. A. S.; Sabóia, A. M.; Lacerda Filho, J. V. (2017) Paleo-Mesoproterozoic arc-accretion

along the southwestern margin of the Amazonian Craton: The Juruena accretionary orogen and possible implications for Columbia supercontinent, *Journal of South American Earth Sciences*, Vol 73: p. 223-247, ISSN 0895-9811, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.12.005>. (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981116303157>).

Scandolara, J. E.; Fuck, R. A.; Dall'Agnol, R.; Dantas, E. L. (2013) Geochemistry and origin of the early Mesoproterozoic mangerite-charnockite-rapakivi granite association of the Serra da Providência suíte and associated gabbros, central-eastern Rondônia, SW Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol 45, p. 166-193. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.003>

Scandolara, J. E.; Ribeiro, P. S. E.; Frasca, A. A. S.; Fuck, R. A.; Rodrigues, J. B. (2014) Geochemistry and geochronology of mafic rocks from the Vespôr suíte in the Juruena arc, Roosevelt-Juruena terrain, Brazil: Implications for Proterozoic crustal growth and geodynamic setting of the SW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences* 53: 20-49. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2014.04.001>.

Shand, S.J. (1943) The eruptive rocks: 2nd edition, John Wiley, New York, 444 p.

Silva, M. G.; Abram, M. B (Orgs.) (2008) Metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Informe de Recursos Minerais, Série Ouro, nº 16, Programa de Geologia do Brasil, CPRM, Goiânia. 212 p. Disponível em <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/1745>

Smith, J. V.; Brown, W. L. (1988a). Introduction. *In: Feldspar Minerals*, Springer, Berlin, Heidelberg. p. 3–20. DOI:10.1007/978-3-642-72594-4_1.

Smith, J. V.; Brown, W. L. (1988b) Chemical Properties. *In: Feldspar Minerals*. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-72594-4_14.

Smith, J. V.; Brown, W. L. (1988c) Nomenclature, General Properties of Feldspars and Simple Determinative Diagrams. *In: Feldspar Minerals*. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-72594-4_9.

Souza, J. O.; Frasca, A. A. S.; Oliveira, C. C. (Orgs.) (2005) Geologia e Recursos Minerais da Folha Alta Floresta (Relatório Integrado), Folhas SC.21-X-C, SC.21-V-D, SC.21-Z-A e SC. 21-Z-B. Estados de Mato Grosso e Pará. CPRM, Brasília. 164 p. Disponível em <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/10246>

Steele, I. M.; Hutcheon, I. D.; Smith, J. V. (1980) Ion microprobe analysis and petrogenetic interpretations of Li, Mg, Ti, K, Sr, Ba in lunar plagioclase. 11th *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* p. 571-590

- Stirling, D.; Duncan, A. M.; Guest, J. E.; Finch, A. A. (1999) Petrogenesis of plagioclase phenocrysts of Mount Etna, Sicily, with particular reference to the 1983 eruption: contribution from cathodoluminescence petrography. *Mineralogical Magazine*. Vol 63(2): 189-198.
- Sun, S. S.; McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. London: Geological Society, *Special Publications*, vol. 42, p. 313-345. DOI:10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Suszczynski, E. F. (1970) La géologie et la tectonique de la Plateforme Amazonienne. *Geol. Rundsch.* 59(3): 1232-1253. <https://doi.org/10.1007/BF02042291>.
- Tassinari C. C. G.; Macambira, M. J. B. (1999) Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* 22(3): 174-182.
- Tassinari C. C. G.; Macambira, M. J. B. (2004) A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B.de Brito-Neves. (Orgs.) (2004). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Ed. Beca. p. 471-485.
- Tassinari, C. C. G.; Cordani, U. G.; Nutman, A. P.; Van Schmus, W. R.; Bettencourt, J. S.; Taylor, P. N. (1996) Geochronological Systematics on Basement Rocks from the Ríó Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and Tectonic Implications, *International Geology Review*, 38:2, 161-175, DOI: 10.1080/00206819709465329.
- Teertstra, D. K.; Hawthorne, F. C.; Černý, P. (1998) Identification of normal and anomalous compositions of minerals by electron-microprobe analysis: K-rich feldspar as a case study. *The Canadian Mineralogist*. Vol 36, p. 87-95.
- Trindade Netto, G. B.; Diener, F. S.; Fuentes, D. B. V.; Rezende, E. S. (Orgs.) (2020) Áreas de Relevante Interesse Mineral (ARIM). Evolução crustal e metalogenia da região de Aripuanã – Estado do Mato Grosso. Informe de Recursos Minerais, Série Províncias Minerais do Brasil, no 28. Goiânia: CPRM. 195 p. Disponível no site: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/21663>
- Waight, T. E.; Maas, R.; Nicholls, I. A. (2000) Fingerprinting feldspar phenocrysts using crystal isotopic composition stratigraphy: implications for crystal transfer and magma mingling in S-type granites. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 139, p. 227– 239.
- Winchester J. A.; Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements *Chemical Geology*. Vol 20, p.325-343. In: Pearce, J. A. (1996) A user`s guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.)

(1996) Trace Elements Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration: Geological Association of Canada, Short Course Notes. Vol 12, p. 79-113.

Wood, D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 50, p.11-30.

9. Anexos

Pranchas de fotos das análises da microsonda por lâmina:

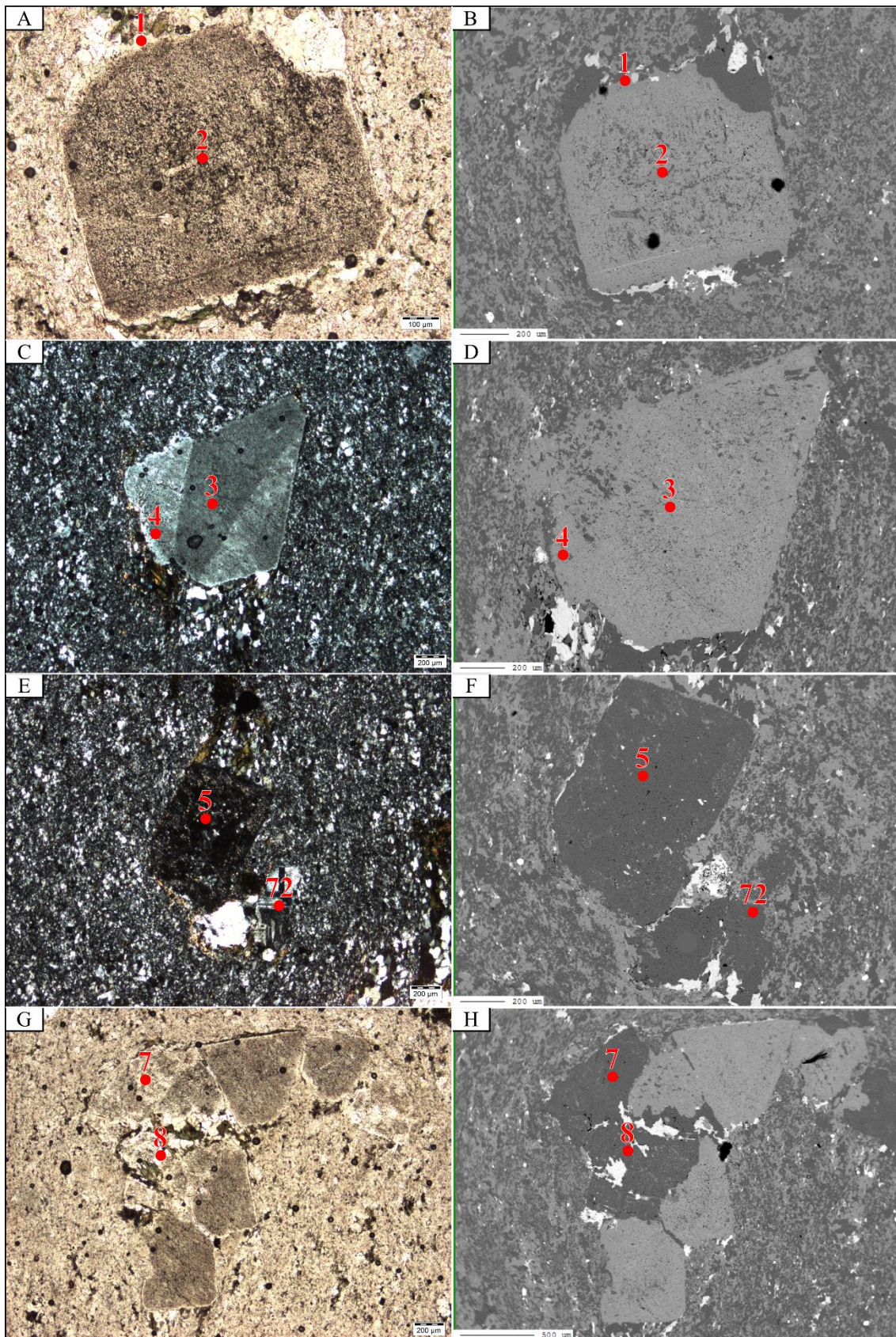


Figura 49: Prancha de fotos da lâmina MC-178 com a posição das análises. A) Nicóis paralelos, aumento de 10x; C e E) nicóis cruzados, aumento de 4x; G) nicóis paralelos, aumento de 4x; B, D, F e H) microfotografias tiradas na microsonda.

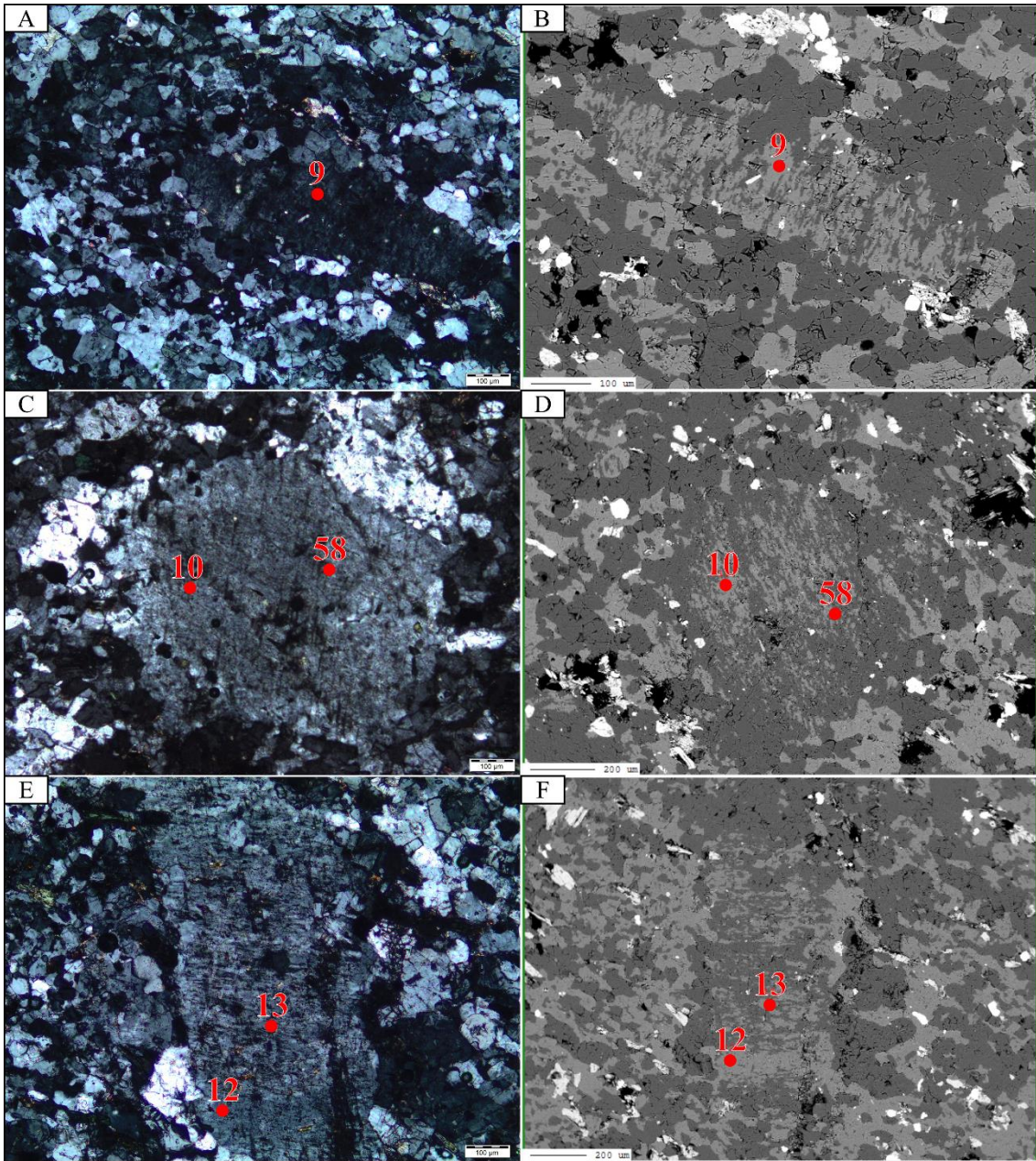
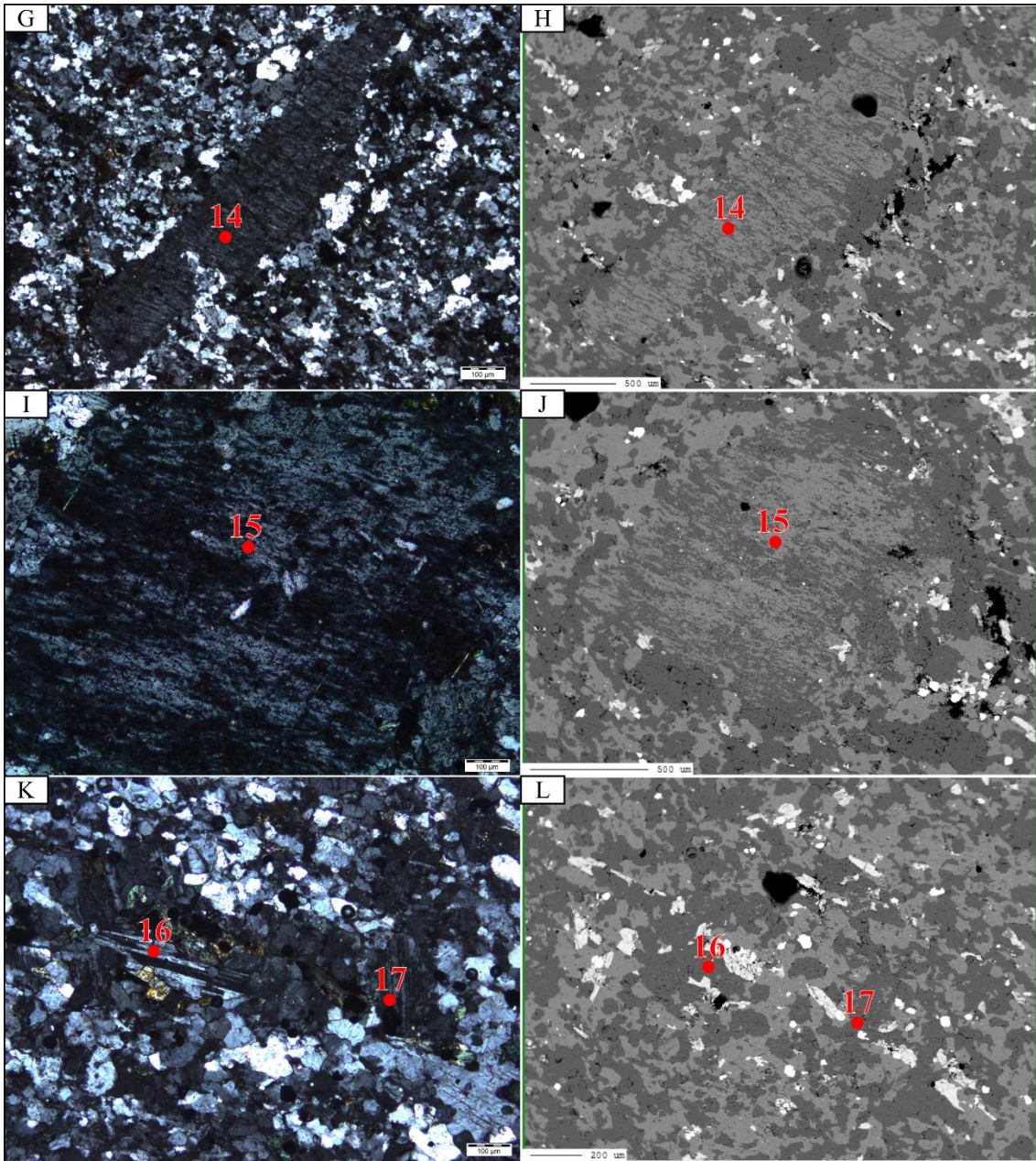


Figura 50: Prancha de fotos da lâmina AF-123 com a posição das análises. A, C e E) Nicóis cruzados, aumento de 10x; B, D e F) microfotografias tiradas na microsonda.



Continuação da figura 50: Prancha de fotos da lâmina AF-123 com a posição das análises. G, I e K) Nicóis cruzados, aumento de 10x; H, J e L) microfotografias tiradas na microsonda.

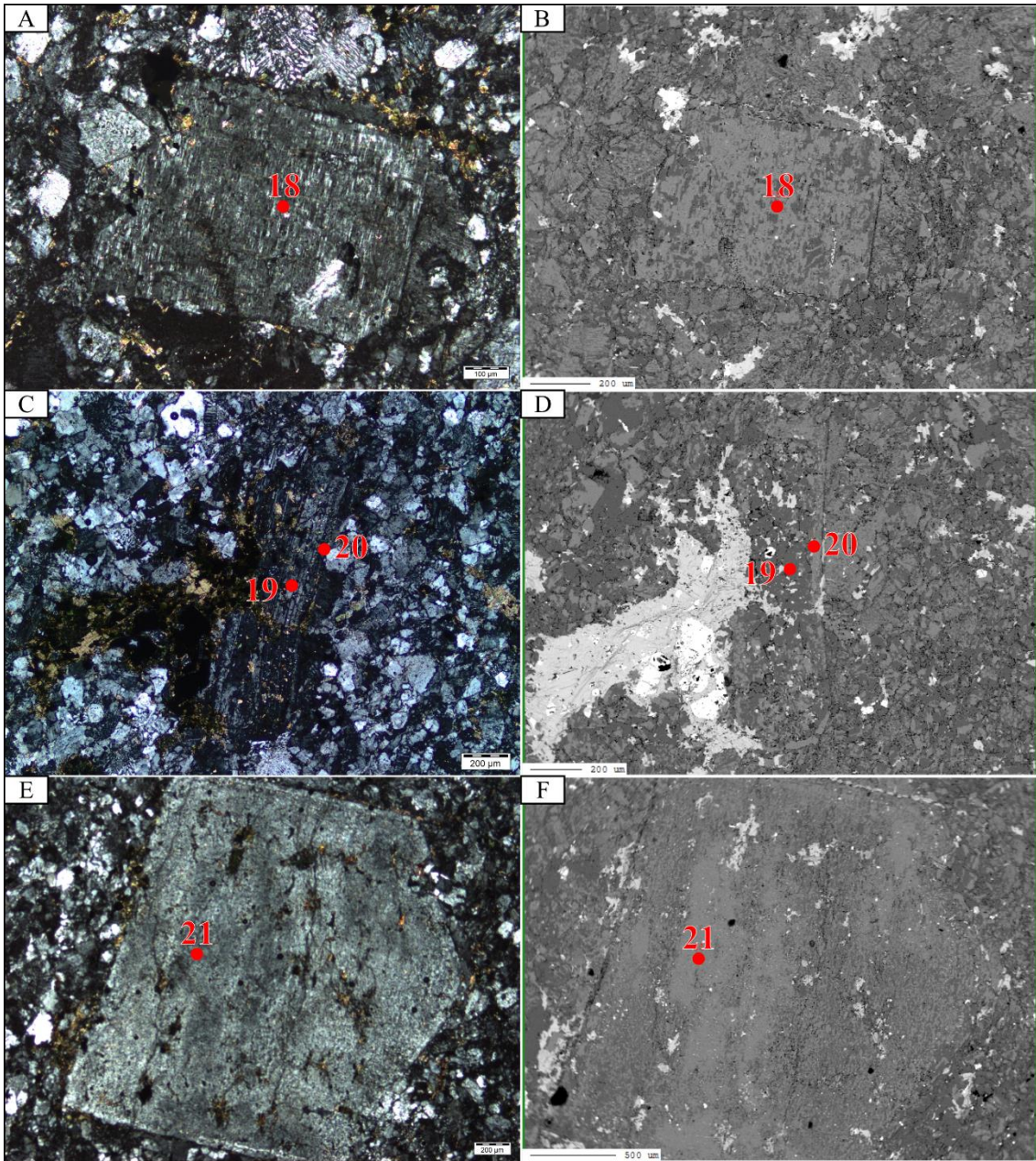
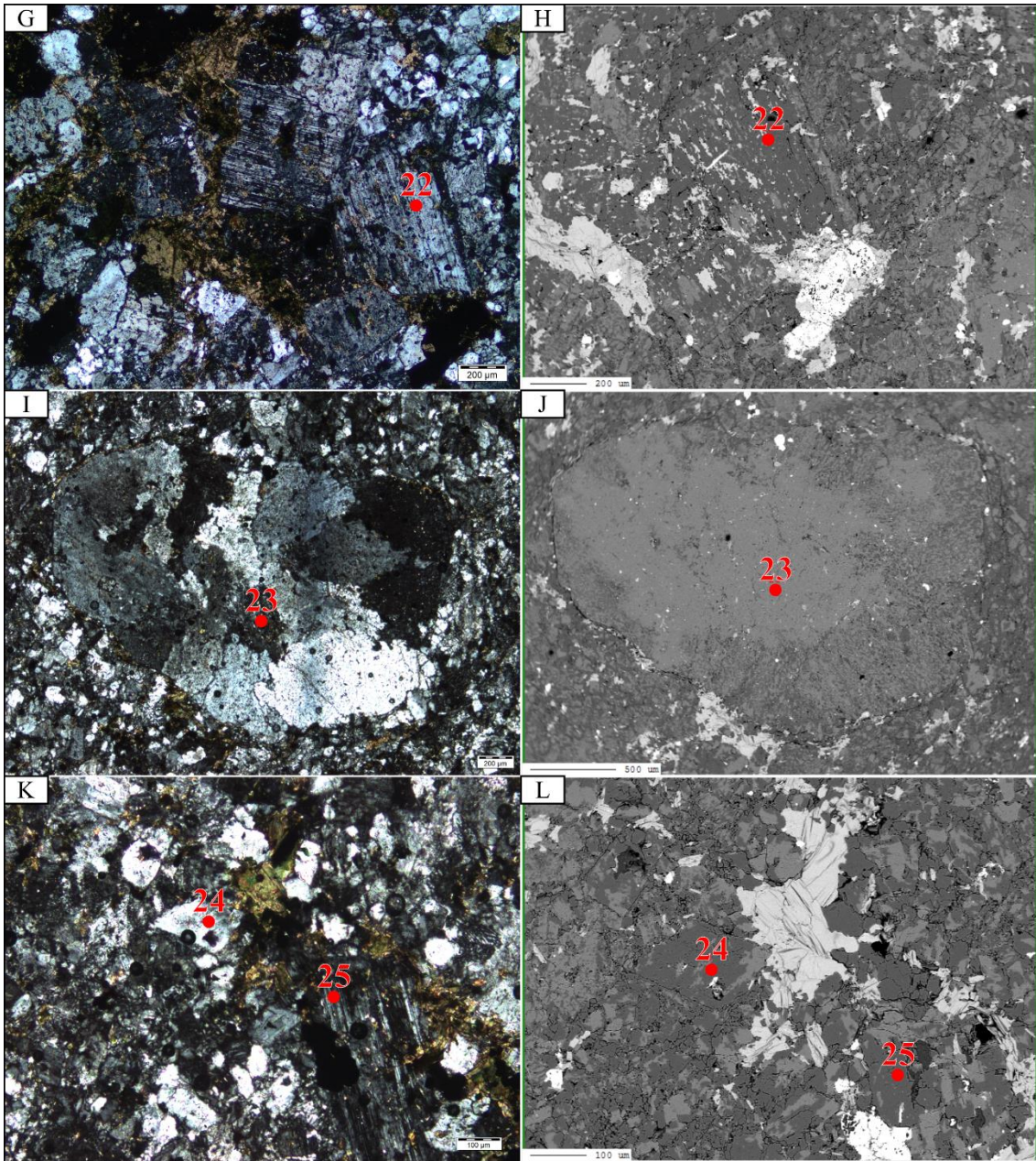


Figura 51: Prancha de fotos da lâmina DF-180 com a posição das análises. A) Nicóis cruzados, aumento de 10x; C e E) nicóis cruzados, aumento de 4x; B, D e F) microfotografias tiradas na microsonda.



Continuação da figura 51: Prancha de fotos da lâmina DF-180 com a posição das análises. G e I) Nicóis cruzados, aumento de 4x; K) nicóis cruzados, aumento de 10x; H, J e L) microfotografias tiradas na microsonda.

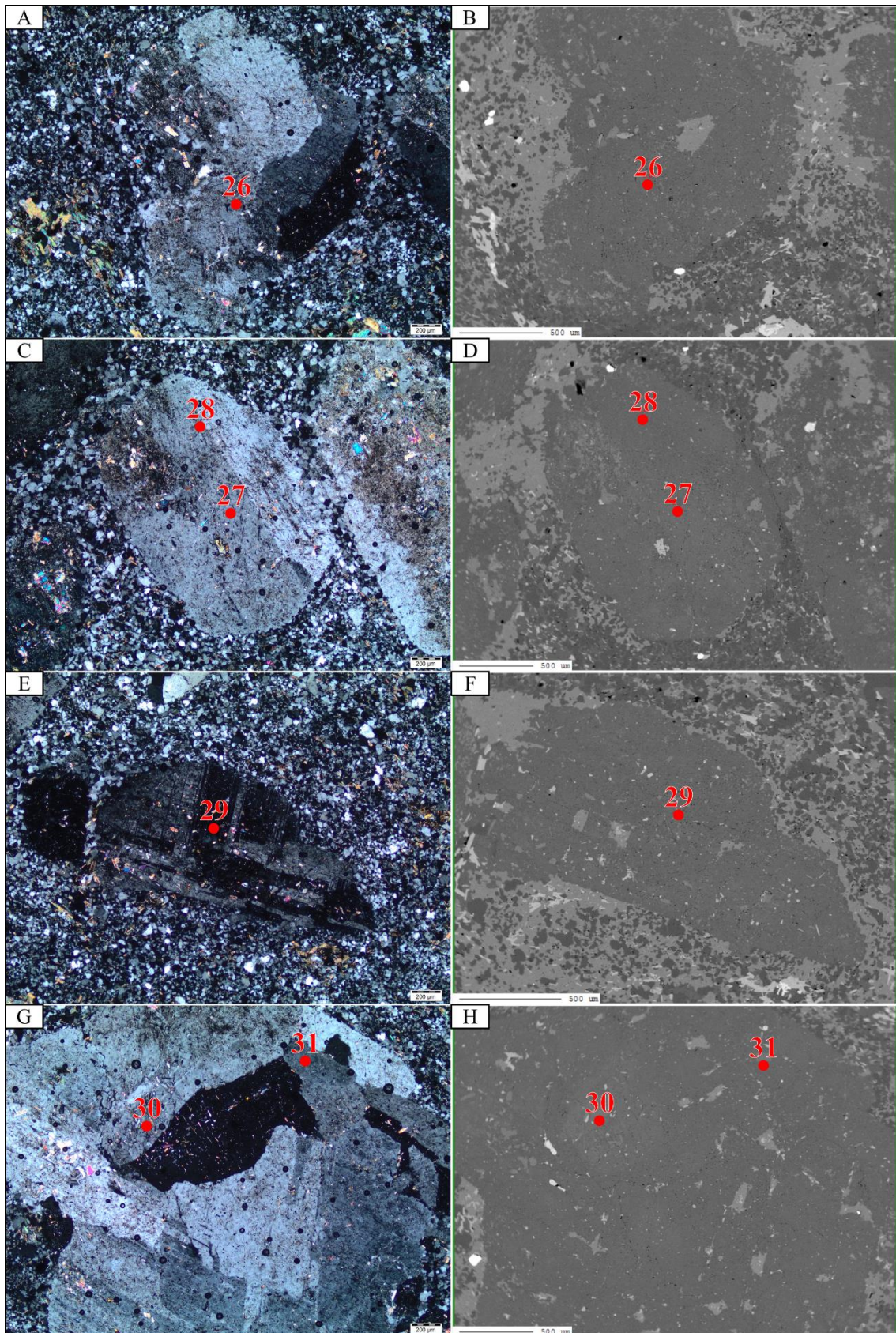
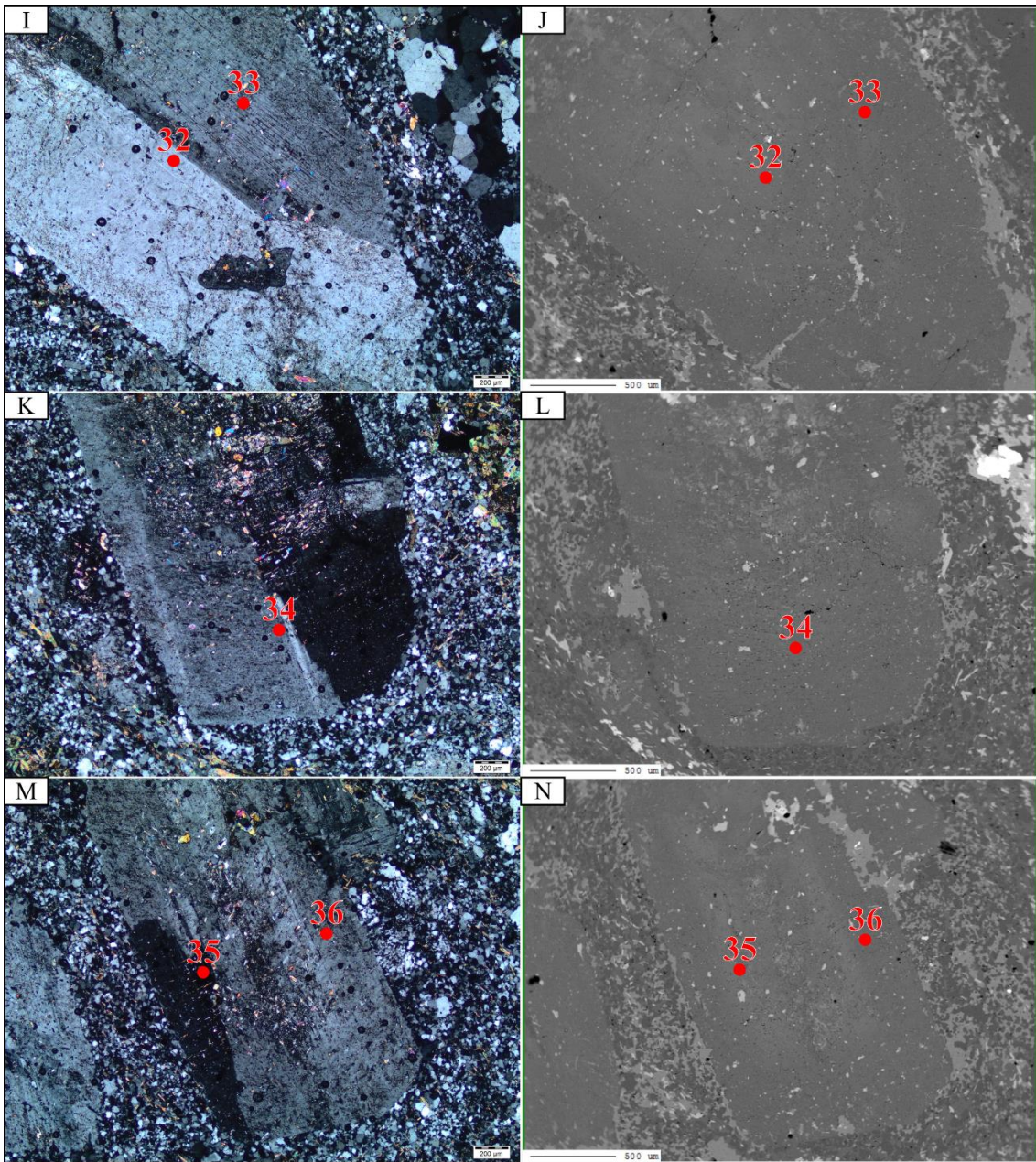


Figura 52: Prancha de fotos da lâmina DF-394-B com a posição das análises. A, C, E e G) Nicóis cruzados, aumento de 4x; B, D, F e H) microfotografias tiradas na microsonda.



Continuação da Figura 52: Prancha de fotos da lâmina DF-394-B com a posição das análises. I, K e M) Nicóis cruzados, aumento de 4x; J, L e N) microfotografias tiradas na microsonda.

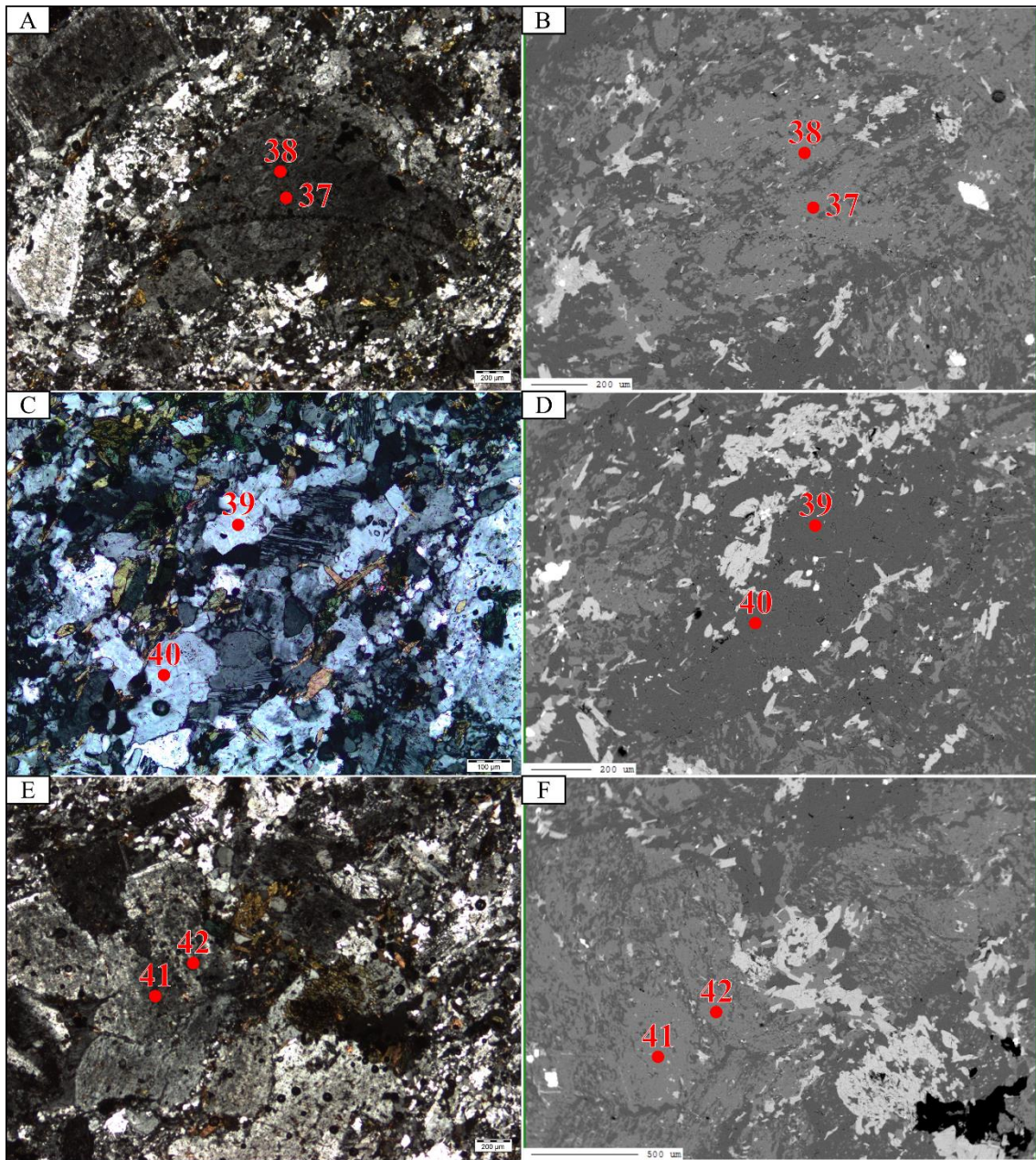
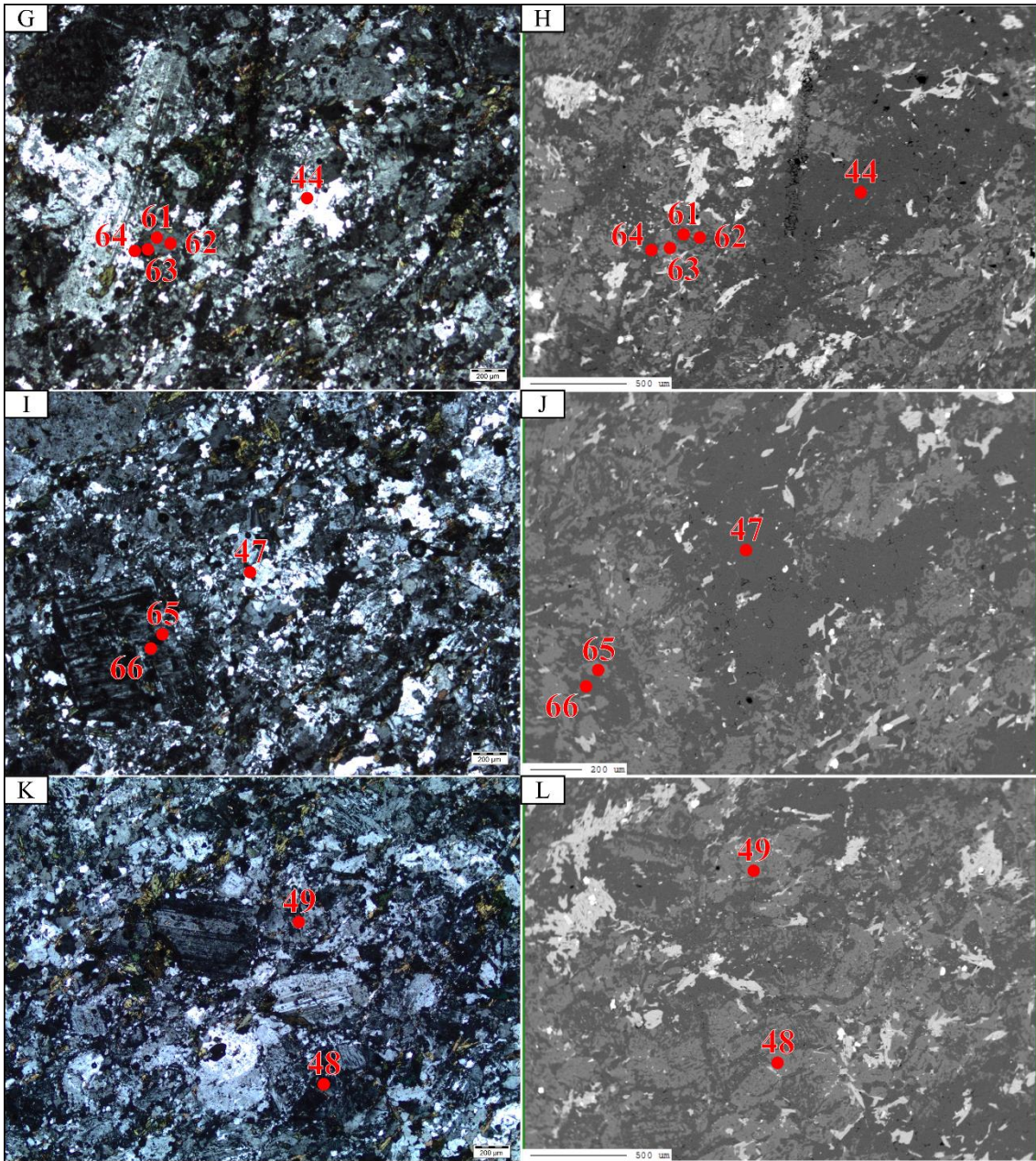


Figura 53: Prancha de fotos da lâmina AF-123-A com a posição das análises. A e E) Nicóis cruzados, aumento de 4x; C) Nicóis cruzados, aumento de 10x; B, D e F) microfotografias tiradas na microsonda.



Continuação da figura 53: Prancha de fotos da lâmina AF-123-A com a posição das análises. G, I e K) Nicóis cruzados, aumento de 4x; H, J e L) microfotografias tiradas na microsonda.

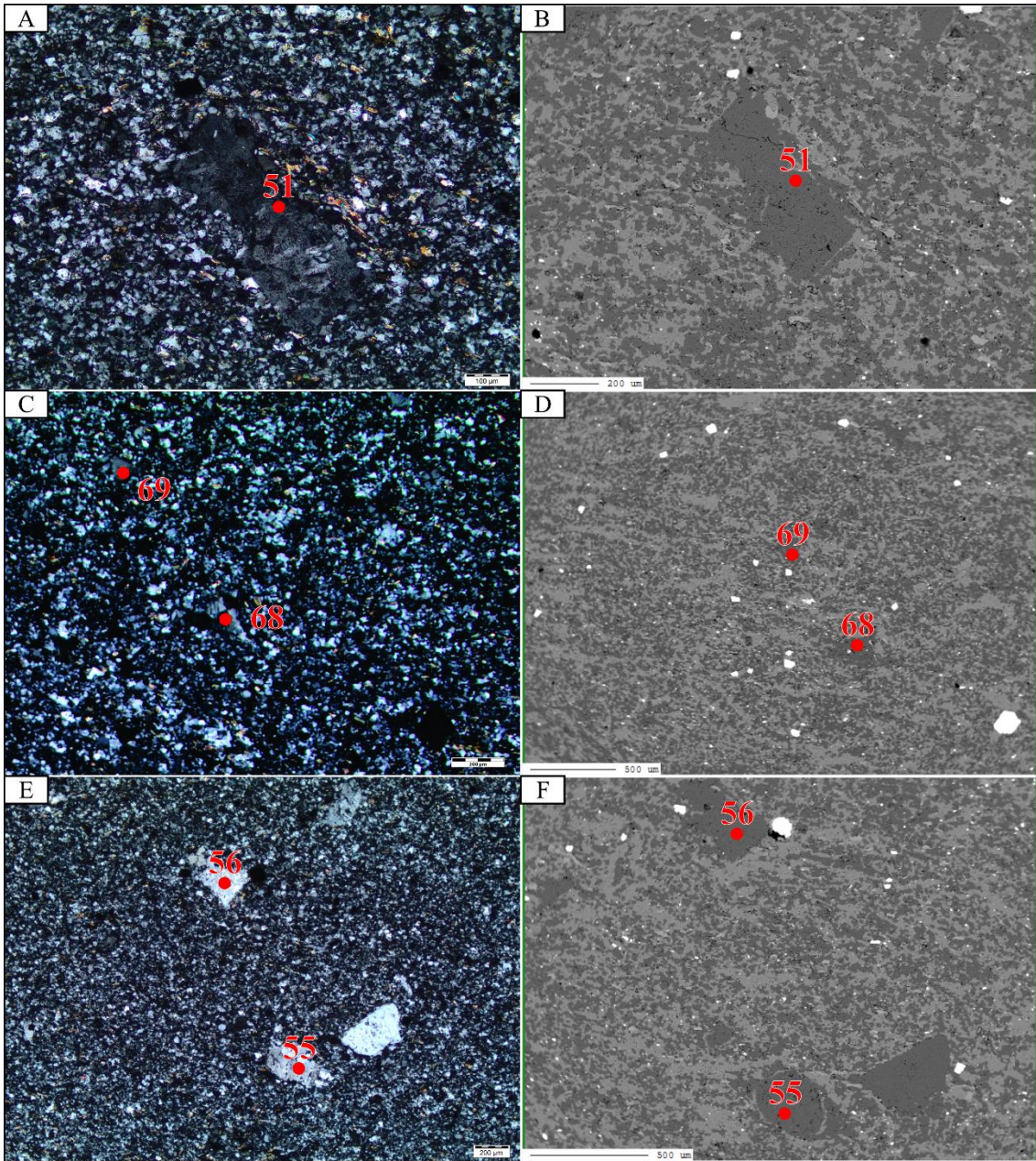
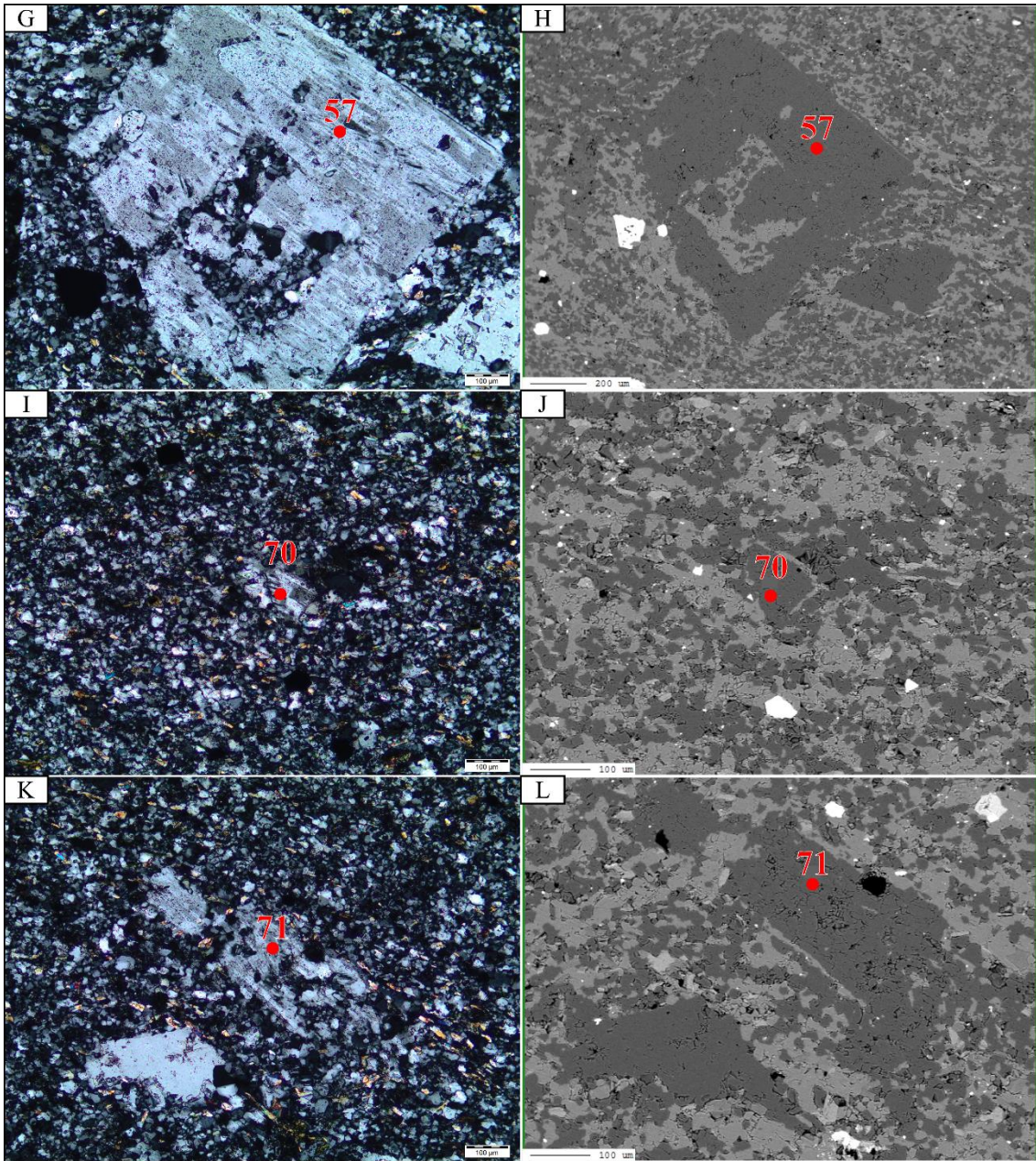


Figura 54: Prancha de fotos da lâmina DF-018 com a posição das análises. A) Nicóis cruzados, aumento de 10x; C e E) nicóis cruzados, aumento de 4x; B, D e F) microfotografias tiradas na microsonda.



Continuação da figura 54: Prancha de fotos da lâmina DF-018 com a posição das análises. G, I e K) Nicóis cruzados, aumento de 10x; H, J e L) microfotografias tiradas na microsonda.

Tabela 13: Relação completa dos minerais e suas composições em % de moles de moléculas de An-Ab-Or e por % de peso de óxidos encontradas nas análises de microsonda. GSMC: Grupo São Marcelo-Cabeça, GR: Grupo Roosevelt.

Amostra	Análise	Unidade Geológica	An (% moles)	Ab (% moles)	Or (% moles)	Elementos		SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	SrO	Sm2O3	Eu2O3	Nd2O3	Ce2O3	Total
						Mineral																		
MC-178	1	GR	0,00	2,39	97,61	K-Sanidina		64,04	0,00	18,26	0,00	0,07	0,01	0,00	0,00	0,26	16,45	0,40	0,60	0,09	0,01	0,00	0,00	100,19
MC-178	2	GR	0,00	1,73	98,27	K-Sanidina		64,87	0,02	18,08	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,19	16,67	0,16	0,62	0,00	0,01	0,00	0,03	100,67
MC-178	3	GR	0,00	2,06	97,94	K-Sanidina		63,20	0,00	18,42	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,22	15,88	1,43	0,58	0,04	0,00	0,00	0,16	99,99
MC-178	4	GR	0,00	2,81	97,19	K-Sanidina		64,02	0,01	18,19	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,31	16,21	0,44	0,63	0,00	0,02	0,00	0,01	99,90
MC-178	5	GR	1,54	97,94	0,51	Albita		73,33	0,01	20,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	4,63	0,04	0,00	0,60	0,12	0,01	0,00	0,03	99,58
MC-178	7	GR	0,58	98,52	0,90	Albita		68,27	0,01	19,05	0,00	0,02	0,01	0,00	0,11	10,44	0,15	0,00	0,51	0,00	0,00	0,00	0,06	98,63
MC-178	8	GR	0,48	99,05	0,47	Albita		68,57	0,00	19,32	0,00	0,05	0,01	0,00	0,09	10,62	0,08	0,00	0,56	0,08	0,02	0,00	0,01	99,39
AF-123	9	GSMC	0,00	2,22	97,78	K-Sanidina		64,61	0,00	18,26	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,25	16,65	0,00	0,58	0,03	0,00	0,11	0,00	100,51
AF-123	10	GSMC	0,00	1,66	98,34	K-Sanidina		64,15	0,00	18,43	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,19	16,78	0,04	0,63	0,00	0,03	0,09	0,00	100,36
AF-123	12	GSMC	0,00	2,01	97,99	K-Sanidina		65,26	0,02	18,41	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,23	16,69	0,06	0,55	0,00	0,00	0,00	0,00	101,25
AF-123	13	GSMC	0,00	1,32	98,68	K-Sanidina		65,17	0,00	18,10	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,15	16,91	0,02	0,60	0,00	0,00	0,00	0,05	101,03
AF-123	14	GSMC	0,00	2,36	97,64	K-Sanidina		64,86	0,00	18,44	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,27	16,80	0,04	0,63	0,00	0,00	0,02	0,07	101,17
AF-123	15	GSMC	0,00	1,70	98,30	K-Sanidina		64,59	0,00	18,48	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,19	16,96	0,02	0,57	0,09	0,01	0,04	0,03	100,99
AF-123	16	GSMC	0,81	98,64	0,55	Albita		68,25	0,01	19,30	0,00	0,08	0,01	0,01	0,16	10,52	0,09	0,04	0,62	0,03	0,00	0,00	0,00	99,11
AF-123	17	GSMC	0,96	98,40	0,64	Albita		67,79	0,02	19,46	0,00	0,09	0,00	0,00	0,19	10,51	0,10	0,06	0,57	0,06	0,00	0,07	0,00	98,93
DF-180	18	GSMC	0,03	10,26	89,71	Sanidina		65,39	0,00	18,17	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	1,10	14,67	0,24	0,57	0,01	0,00	0,00	0,03	100,20
DF-180	19	GSMC	1,62	98,02	0,35	Albita		68,32	0,03	19,04	0,00	0,08	0,01	0,00	0,31	10,44	0,06	0,04	0,67	0,00	0,01	0,00	0,00	99,00
DF-180	20	GSMC	0,00	1,93	98,07	K-Sanidina		61,82	0,05	18,20	0,00	2,31	0,18	0,26	0,00	0,20	15,39	0,27	0,57	0,04	0,00	0,00	0,01	99,30
DF-180	21	GSMC	0,00	4,24	95,76	K-Sanidina		64,82	0,00	18,27	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,47	16,14	0,28	0,58	0,11	0,01	0,06	0,05	100,79
DF-180	22	GSMC	1,63	97,98	0,39	Albita		67,92	0,00	19,61	0,00	0,04	0,01	0,00	0,32	10,61	0,06	0,00	0,53	0,00	0,00	0,00	0,01	99,12
DF-180	23	GSMC	0,00	3,32	96,68	K-Sanidina		64,70	0,00	18,26	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,37	16,25	0,25	0,57	0,00	0,00	0,01	0,01	100,44
DF-180	24	GSMC	1,53	97,92	0,55	Albita		67,75	0,01	19,32	0,00	0,07	0,00	0,01	0,29	10,28	0,09	0,00	0,56	0,11	0,00	0,00	0,01	98,50
DF-180	25	GSMC	1,71	97,85	0,44	Albita		67,78	0,00	19,47	0,00	0,03	0,01	0,00	0,34	10,60	0,07	0,00	0,62	0,02	0,00	0,00	0,00	98,95
DF-394-B	26	GR	29,37	70,19	0,44	Oligoclásio		61,20	0,00	24,01	0,00	0,02	0,00	0,01	5,86	7,75	0,07	0,03	0,52	0,04	0,01	0,00	0,00	99,52
DF-394-B	27	GR	42,41	57,05	0,55	Andesina		57,57	0,00	26,13	0,01	0,03	0,00	0,01	8,42	6,26	0,09	0,00	0,46	0,03	0,00	0,02	0,00	99,03
DF-394-B	28	GR	28,22	71,26	0,51	Oligoclásio		61,20	0,00	23,63	0,00	0,01	0,00	0,00	5,58	7,78	0,09	0,00	0,53	0,02	0,00	0,00	0,00	98,83
DF-394-B	29	GR	31,00	68,50	0,50	Andesina		61,01	0,00	24,21	0,01	0,06	0,01	0,00	6,06	7,39	0,08	0,00	0,50	0,11	0,00	0,01	0,00	99,44
DF-394-B	30	GR	50,43	48,98	0,60	Andesina		56,11	0,01	27,60	0,00	0,01	0,02	0,00	10,04	5,39	0,10	0,00	0,54	0,09	0,03	0,00	0,05	99,99
DF-394-B	31	GR	31,53	68,02	0,45	Andesina		60,55	0,00	24,64	0,00	0,03	0,00	0,00	6,27	7,48	0,07	0,05	0,53	0,08	0,00	0,00	0,03	99,73
DF-394-B	32	GR	45,34	53,97	0,69	Andesina		57,12	0,01	27,06	0,00	0,04	0,00	0,00	9,16	6,03	0,12	0,09	0,48	0,09	0,00	0,06	0,01	100,27
DF-394-B	33	GR	33,16	66,22	0,62	Andesina		59,99	0,04	24,51	0,00	0,03	0,00	0,00	6,55	7,23	0,10	0,02	0,51	0,00	0,01	0,04	0,00	99,04
DF-394-B	34	GR	40,32	59,07	0,61	Andesina		57,42	0,03	25,87	0,01	0,04	0,01	0,00	8,01	6,49	0,10	0,03	0,50	0,00	0,00	0,04	0,02	98,57
DF-394-B	35	GR	48,63	50,73	0,64	Andesina		56,04	0,02	27,21	0,00	0,05	0,00	0,00	9,67	5,57	0,11	0,05	0,51	0,06	0,01	0,00	0,00	99,31
DF-394-B	36	GR	34,54	64,63	0,82	Andesina		59,70	0,02	24,92	0,01	0,02	0,00	0,00	6,86	7,10	0,14	0,01	0,52	0,01	0,00	0,00	0,00	99,30
AF-123-A	37	GSMC	0,06	1,87	98,07	K-Sanidina		64,60	0,00	18,26	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,21	16,62	0,42	0,55	0,04	0,01	0,02	0,04	100,85
AF-123-A	38	GSMC	0,07	1,78	98,15	K-Sanidina		65,09	0,01	18,31	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,20	16,44	0,14	0,64	0,01	0,00	0,00	0,00	100,86
AF-123-A	39	GSMC	1,24	98,32	0,45	Albita		67,96	0,01	19,20	0,00	0,04	0,00	0,00	0,24	10,46	0,07	0,00	0,68	0,03	0,02	0,00	0,02	98,72
AF-123-A	40	GSMC	0,75	98,81	0,44	Albita		68,18	0,00	19,54	0,00	0,04	0,00	0,00	0,15	10,64	0,07	0,05	0,55	0,02	0,01	0,00	0,00	99,24
AF-123-A	41	GSMC	0,00	1,59	98,41	K-Sanidina		64,61	0,00	18,39	0,00	0,06	0,01	0,01	0,00	0,18	16,76	0,08	0,58	0,01	0,03	0,00	0,03	100,73

Continuação da Tabela 13.

Amostra	Análise	Unidade Geológica	An (% moles)	Ab (% moles)	Or (% moles)	Elementos		SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	SrO	Sm2O3	Eu2O3	Nd2O3	Ce2O3	Total
						Mineral																		
AF-123-A	42	GSMC	0,00	2,69	97,31	K-Sanidina		64,93	0,01	18,19	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,30	16,44	0,09	0,66	0,00	0,00	0,03	0,04	100,72
AF-123-A	44	GSMC	0,59	98,87	0,53	Albita		68,92	0,01	19,36	0,00	0,03	0,00	0,02	0,12	10,76	0,09	0,00	0,58	0,00	0,00	0,09	0,02	100,01
AF-123-A	47	GSMC	0,96	98,68	0,36	Albita		68,52	0,00	19,63	0,00	0,03	0,00	0,01	0,19	10,57	0,06	0,00	0,58	0,00	0,00	0,02	0,00	99,62
AF-123-A	48	GSMC	0,00	1,58	98,42	K-Sanidina		64,45	0,00	18,24	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,18	16,90	0,07	0,58	0,00	0,01	0,08	0,00	100,56
AF-123-A	49	GSMC	0,11	1,35	98,54	K-Sanidina		65,37	0,02	17,77	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,15	16,20	0,18	0,64	0,04	0,00	0,05	0,02	100,47
DF-018	51	GR	1,44	98,21	0,35	Albita		68,06	0,00	20,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,28	10,60	0,06	0,00	0,56	0,00	0,00	0,00	0,01	99,59
DF-018	55	GR	1,29	98,33	0,38	Albita		67,65	0,00	19,91	0,00	0,02	0,00	0,00	0,25	10,40	0,06	0,02	0,60	0,00	0,01	0,00	0,00	98,92
DF-018	56	GR	1,45	98,11	0,45	Albita		67,76	0,00	19,93	0,00	0,01	0,00	0,00	0,28	10,44	0,07	0,05	0,62	0,00	0,04	0,01	0,06	99,28
DF-018	57	GR	1,41	98,15	0,44	Albita		67,96	0,00	20,20	0,00	0,01	0,00	0,00	0,27	10,53	0,07	0,04	0,61	0,00	0,00	0,00	0,01	99,70
AF-123	58	GSMC	1,37	98,49	0,14	Albita		68,61	0,00	19,59	0,01	0,03	0,00	0,01	0,26	10,35	0,02	0,00	0,65	0,10	0,00	0,00	0,04	99,68
AF-123-A	61	GSMC	0,68	99,31	0,01	Albita		68,70	0,00	19,63	0,00	0,03	0,01	0,01	0,13	10,50	0,00	0,03	0,20	0,04	0,01	0,00	0,00	99,31
AF-123-A	62	GSMC	0,00	1,59	98,41	K-Sanidina		65,07	0,02	18,51	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,18	16,67	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,16	100,86
AF-123-A	63	GSMC	0,00	1,60	98,40	K-Sanidina		65,31	0,00	18,47	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,18	16,91	0,07	0,52	0,01	0,01	0,09	0,05	101,69
AF-123-A	64	GSMC	0,71	99,29	0,00	Albita		68,08	0,00	19,37	0,00	0,04	0,00	0,01	0,13	10,37	0,00	0,00	0,50	0,00	0,04	0,00	0,01	98,55
AF-123-A	65	GSMC	0,00	1,48	98,52	K-Sanidina		65,09	0,02	18,56	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,17	16,87	0,03	0,24	0,06	0,00	0,10	0,12	101,27
AF-123-A	66	GSMC	1,07	98,93	0,00	Albita		68,39	0,00	19,64	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	10,62	0,00	0,00	0,58	0,00	0,01	0,00	0,03	99,49
DF-018	68	GR	1,09	98,91	0,00	Albita		68,22	0,00	19,77	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	10,36	0,00	0,05	0,62	0,02	0,00	0,04	0,04	99,33
DF-018	69	GR	1,85	98,07	0,08	Albita		67,92	0,00	19,60	0,02	0,00	0,00	0,01	0,35	10,32	0,01	0,02	0,46	0,00	0,02	0,00	0,01	98,74
DF-018	70	GR	1,55	98,41	0,04	Albita		68,46	0,00	19,49	0,00	0,04	0,01	0,01	0,30	10,37	0,01	0,02	0,65	0,00	0,03	0,00	0,05	99,44
DF-018	71	GR	1,65	98,30	0,05	Albita		68,25	0,00	19,63	0,00	0,00	0,00	0,01	0,31	10,39	0,01	0,02	0,64	0,00	0,03	0,00	0,02	99,33
MC-178	72	GR	1,00	99,00	0,00	Albita		68,14	0,02	19,51	0,00	0,06	0,00	0,02	0,19	10,41	0,00	0,02	0,59	0,08	0,00	0,00	0,02	99,06