



UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
INSTITUTO DE GEOGRAFIA - IG
Campus Monte Carmelo
Curso de Graduação em Geologia



DOUGLAS CORREA FERRAZ

**PETROGRAFIA, FACIOLOGIA E LITOGEOQUÍMICA DO *STOCK*
ITAMBÉ DA SUÍTE GRANÍTICA ESTRELA DO SUL – MG,
PORÇÃO MERIDIONAL DA FAIXA BRASÍLIA**

Monte Carmelo - MG

Junho/2023

DOUGLAS CORREA FERRAZ

**PETROGRAFIA, FACIOLOGIA E LITOGEOQUÍMICA DO *STOCK*
ITAMBÉ DA SUÍTE GRANÍTICA ESTRELA DO SUL – MG,
PORÇÃO MERIDIONAL DA FAIXA BRASÍLIA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Larissa Marques Barbosa de Araújo.

Monte Carmelo/ MG

Junho/2023

DOUGLAS CORREA FERRAZ

**PETROGRAFIA, FACIOLOGIA E LITOGEOQUÍMICA DO *STOCK*
ITAMBÉ DA SUÍTE GRANÍTICA ESTRELA DO SUL – MG,
PORÇÃO MERIDIONAL DA FAIXA BRASÍLIA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a. Larissa Marques Barbosa de Araújo.

Monte Carmelo, 27 de junho de 2023.

Banca Examinadora:

Prof.^a Dr.^a. Larissa Marques Barbosa de Araujo

Universidade Federal de Uberlândia – Orientadora

Técnica Ms. Juliana Abreu Crosara Petronzio

Universidade Federal de Uberlândia – Campus Monte Carmelo

Prof. Dr. Antônio Misson Godoy

Universidade Estadual Paulista

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

F381 2023	<p>Ferraz, Douglas Correa, 1996- Petrografia, faciologia e litogeoquímica do Stock Itambé da Suíte Granítica Estrela do Sul - MG, porção meridional da Faixa Brasília [recurso eletrônico] / Douglas Correa Ferraz. - 2023.</p> <p>Orientadora: Larissa Marques Barbosa de Araújo. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal de Uberlândia, Graduação em Geologia. Modo de acesso: Internet. Inclui bibliografia. Inclui ilustrações.</p> <p>1. Geologia. I. Araújo, Larissa Marques Barbosa de , 1975-, (Orient.). II. Universidade Federal de Uberlândia. Graduação em Geologia. III. Título.</p> <p style="text-align: right;">CDU: 551</p>
--------------	--

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de acordo com o AACR2:
Gizele Cristine Nunes do Couto - CRB6/2091
Nelson Marcos Ferreira - CRB6/3074

Dedico este trabalho a minha família e amigos.

Sem eles nada seria possível.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais, José e Elizabete, e as minhas irmãs, Luciene e Daiane, por todo apoio e incentivos em todos os momentos, sem eles nada seria possível.

Agradeço a minha professora, orientadora e amiga Larissa Araújo por ter aceitado entrar nesse projeto, por todo apoio, paciência e ensinamentos durante esse período.

Agradeço aos professores e técnicos da geologia, em especial aos professores Otávio Vieira e Filipe Lima, e a técnica Juliana Petronzio por todas dicas e colaborações durante a realização deste trabalho.

Agradeço aos amigos e colegas de curso, em especial, Antônio Poeys, Crislayne Luna, Elaine Araujo, Felipe Stephanes, Heitor Yan, Jacqueline Bonfim, Luís Batista, Nathalia Santos, por toda ajuda em campo, pela parceria e amizade ao longo desses anos.

Agradeço às minhas amigas Carolina Ferraz, Larissa Bandeira e Mariana Santana que mesmo com as distâncias se fizeram presente de alguma forma.

Por fim, agradeço a todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho. Muito obrigado!

RESUMO

O Granito Itambé constitui um dos sete *stocks* pertencentes à Suíte Granítica Estrela do Sul que ocorre no estado de Minas Gerais, nas proximidades da cidade homônima. Esse magmatismo de idade neoproterozoica encontra-se intrusivo em rochas da sequência metassedimentar do Grupo Araxá, do Ortognaisse Goiandira e do Complexo Monte Carmelo, situados no domínio interno da Faixa Brasília meridional. Visando aprimorar os dados geológicos da área de pesquisa, foram realizados mapeamento sistemático, o que proporcionou a caracterização petrográfica, faciológica e geoquímica, além da determinação, individualização das possíveis fácies e a sua delimitação areal mais precisa do corpo intrusivo. A partir dos levantamentos geológicos foi observado que o Granito Itambé representa um *stock* granítico com cerca de 6,2 km², definindo uma intrusão com formato “ameboide” de composição variando de sieno- a monzograníticas. No geral as rochas apresentam-se expostas na forma de bloco e matacões de rochas equigranular a inequigranulares de granulação fina a grossa. Foram descritas seis fácies referente ao Granito Itambé denominadas de fácies turmalina-biotita monzogranito, biotita monzogranito, biotita-muscovita sienogranito, biotita-muscovita monzogranito, muscovita monzogranito e muscovita-biotita monzogranito, exibindo uma mineralogia composta predominantemente por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita (I e II), muscovita (I e II), coríndon, granada, turmalina, monazita, epidoto, minerais opacos e secundários. As rochas do Granito Itambé apresentam pouca variação dos teores de SiO₂, distribuídas no intervalo, considerado baixo para os tipos graníticos, entre 67,09 e 69,91%, porém altas porcentagens de Al₂O₃ e K₂O, além das altas concentrações de Rb, Ba, Th, U e K, exibindo enriquecimento em Elementos Terras Raras Leves (ETRL) em relação aos Elementos Terras Raras Pesados (ETRP). Os litotipos analisados são classificados como leucogranito peraluminoso, colisional, com assinatura correspondente a um granito duas micas do tipo S, gerado pela fusão crustal parcial de sequências de rochas metassedimentares aluminosas, provavelmente do Grupo Araxá, e associado à evolução final do Cinturão Orogênico Brasília.

Palavras-chave: Granito Itambé, Suíte Intrusiva Estrela do Sul, Litogeoquímica, Petrografia, Faixa Brasília Meridional.

ABSTRACT

The Itambé Granite is one of the seven stocks belonging to the Estrela do Sul Granite Suite that occurs in the state of Minas Gerais, near the homonymous city. This neoproterozoic magmatism is intrusive in rocks of the metasedimentary sequence of the Araxá Group, the Ortogneisse Goiandira and the Monte Carmelo Complex, located in the inner domain of the Southern Belt of Brasília. Aiming to improve the geological data of the research area, systematic mapping was carried out, which implemented the petrographic, faciological and geochemical characterization, in addition to the instruction, individualization of the possible facies and their more precise areal delimitation of the intrusive body. From the geological surveys, it was observed that the Itambé Granite represents a granitic stock of about 6.2 km², defining an intrusion with an “ameboid” format with composition ranging from sieno- to monzogranitic. In general, the rocks are exposed in the form of blocks and boulders of equigranular to inequigranular rocks from fine to coarse grains. Six facies referring to the Itambé Granite were described, denominated tourmaline-biotite monzogranite, biotite monzogranite, biotite-muscovite syenogranite, biotite-muscovite monzogranite, muscovite monzogranite and muscovite-biotite monzogranite, exhibiting a mineralogy composed mainly of quartz, microcline, plagioclase, biotite (I and II), muscovite (I and II), corundum, garnet, tourmaline, monazite, epidote, opaque and secondary minerals. The Itambé Granite rocks showed little variation in SiO₂ contents, distributed in the range, considered low for the granitic types, between 67.09 and 69.91%, but high percentages of Al₂O₃ and K₂O, in addition to high concentrations of Rb, Ba, Th, U and K, exhibiting enrichment in Light Rare Earth Elements (ETRL) relative to Heavy Rare Earth Elements (ETRP). The lithotypes analyzed are classified as collisional peraluminous leucogranite, with a signature corresponding to a S-type two-mica granite, generated by partial crustal melting of sequences of aluminous metasedimentary rocks, probably from the Araxá Group, and associated with the final evolution of the Brasília Orogenic Belt.

Keywords: Itambé Granite, Estrela do Sul Intrusive Suite, Lithochemisry, Petrography, Southern Brasília Belt.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Contexto geológico região de Estrela do Sul – MG.....	20
Figura 2 – Mapa de localização da área de estudo.....	22
Figura 3 – Fluxograma das atividades do trabalho.....	23
Figura 4 – Fluxograma das atividades delimitação do corpo intrusivo.....	25
Figura 5 – Mapa de pontos.....	26
Figura 6 – Ambientes de formação dos tipos de granito.....	34
Figura 7 – Tipos de granitos e a associação mineralógica e ambiente de origem.....	35
Figura 8 – Diagrama QAP para classificação modal de rochas plutônicas.....	36
Figura 9 – Esboço tectônico do Brasil central.....	38
Figura 10 – Mapa esquemático da Província Tocantins e sua compartimentação.....	39
Figura 11 – Estágios de formação do Grupo Araxá.....	42
Figura 12 – Corpos Graníticos no Grupo Araxá.....	44
Figura 13 – Corpos Graníticos da região de Monte Carmelo.....	45
Figura 14 – Mapa geológico da Bacia do Paraná.....	46
Figura 15 – Mapa geológico da região sudoeste de Estrela do Sul – MG.....	48
Figura 16 – Amostras dos xistos do Grupo Araxá.....	50
Figura 17 – Amostra dos Anfibolitos.....	51
Figura 18 – Amostra de biotita-quartzo xisto.....	51
Figura 19 – Afloramentos Granito Itambé.....	52
Figura 20 – Amostra fácies Granito Itambé parte 1.....	53
Figura 21 – Amostra fácies Granito Itambé parte 2.....	54
Figura 22 – Blocos e amostras da Formação Botucatu.....	56
Figura 23 – Diagrama modal QAP para rochas plutônicas das Fácies.....	58
Figura 24 – Diagramas geoquímicos de classificação.....	88
Figura 25 – Diagramas geoquímicos de ambientes tectônicos para elementos traços.....	90
Figura 26 – Diagramas de multielementos incompatíveis e elementos terra raras.....	91
Figura 27 – Diagramas elementos maiores e menores.....	92
Figura 28 – Diagramas binários para elementos traços das rochas do Granito Itambé.....	93
Figura 29 – Modelamento tridimensional.....	94
Figura 30 – Modelamento topográfico hillshade.....	95
Figura 31 – Mapa comparativo da região de estudo.....	96
Figura 32 – Amostra biotita-quartzo xisto e do granito com enclaves de biotita e quartzo.....	98

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Sintetização das classificações geoquímicas mais utilizadas.....	30
Quadro 2 – Classificação dos granitos Tipo-I e Tipo-S.....	32
Quadro 3 – Tipos de granito, origem e o ambiente geodinâmico	34
Quadro 4 – Tipos de granitos e seus ambientes tectônicos.....	35
Quadro 5 – Nomenclatura segundo o Índice de Cor (M').....	37
Quadro 6 – Síntese da Composição Modal.....	57
Quadro 7 – Resultado de análises geoquímicas de amostras do Granito Itambé.....	86
Quadro 8 – Etapas de formação dos minerais do Granito Itambé.....	103

LISTA DE PRANCHAS

- Prancha 1 – Lâmina DF – 25. (A) e (B) - Fotomicrografia do cristal de turmalina com hábito prismático e envolto de alguns cristais menores de plagioclásio, microclínio e quartzo. (C) e (D) - Fotomicrografia do plagioclásio em processos de alteração, onde ocorreu o crescimento de um outro plagioclásio a sua volta. O plagioclásio apresenta dentro da sua estrutura microcristais de muscovita.....61
- Prancha 2 – Lâmina DF – 25. (A) e (B) - Fotomicrografia dos cristais de biotita com intrusões de monazita em sua estrutura e a ocorrência de um fluido intersticial entorno dos minerais. (C) e (D) - Fotomicrografia dos cristais de microclínio e quartzo. O microclínio apresenta sua geminação em xadrez característica, o quartzo aparece com microfraturas por vezes preenchidas.....62
- Prancha 3 – Lâmina DF – 31. (A) e (B) - Fotomicrografia geral da lâmina com cristais de quartzo, biotita intersticial e o grande cristal de plagioclásio. (C) e (D) - Fotomicrografia geral da lâmina com os cristais biotita primários, plagioclásio saussuritizado, microclínio e quartzo.....64
- Prancha 4 – Lâmina DF – 122 (A) e (B) - Fotomicrografia do aspecto geral da lâmina, exibindo um cristal de biotita quase totalmente alterado, além da presença de epidoto, muscovita, plagioclásio e quartzo. (C) e (D) - Fotomicrografia exibindo o cristal de biotita com a presença de uma parte opaca dentro da sua estrutura, além do processo de muscovitização ocorrendo da borda para o centro. (E) e (F) - Fotomicrografia do cristal de coríndon, com hábito prismático, além da presença de quartzo, muscovita e epidoto.....67
- Prancha 5 – Lâmina DF – 122 (A) e (B) – Fotomicrografia exibindo uma foliação milonítica com bandamento incipiente, além da textura mimerquítica ocorrendo no plagioclásio no canto inferior direito. (C) e (D) - Fotomicrografia do aspecto geral da lâmina, exibindo o cristal de muscovita intersticial, além da presença de quartzo recristalizado e microclínio.....68
- Prancha 6 – Lâmina DF – 77 (A) e (B) - Fotomicrografia do cristal microclínio, com cristais de plagioclásio em seu interior, evidenciando diversas fases de formação dos minerais, apresentando microfraturas preenchidas por muscovita. (C) e (D) - Fotomicrografia do cristal de biotita alterando pra muscovita, envolta de minerais como quartzo, coríndon e plagioclásio.....71

Prancha 7 – Lâmina DF – 75 (A) e (B) - Fotomicrografia do cristal de muscovita primária bem formado, apresentando à sua volta cristais de quartzo e plagioclásio, este último em um intenso processo de alteração. (C) e (D) - Fotomicrografia do cristal de quartzo com microfraturas preenchidas por rutilo. (E) e (F) - Fotomicrografia do cristal de microclínio com sua geminação xadrez característica, ao lado de um plagioclásio em um avançado processo de alteração e um outro cristal de plagioclásio dentro de sua estrutura evidenciando mais que uma fase de formação dos minerais.....72

Prancha 8 – Lâmina DF – 77 (A) e (B) - Fotomicrografia dos cristais de microclínio apresentando textura pertíticas. (C) e (D) - Fotomicrografia geral da lâmina com cristais de muscovita primária, microclínio e plagioclásio.....73

Prancha 9 – Lâmina DF – 75 (A) e (B) - Fotomicrografia geral da lâmina com cristal de turmalina microfraturada, microclínio, quartzo e plagioclásio saussuritizado. (C) e (D) - Fotomicrografia com cristais de turmalina microfraturados, plagioclásio com intenso processo de saussuritização, microclínio com textura pertítica e muscovita secundária intersticial. (E) e (F) - Fotomicrografia do cristal granada em um intenso processo de alteração com microcristais de quartzo e coríndon dentro da sua estrutura. (G) e (H) – Fotomicrografia evidenciando o cristal de coríndon em sua forma prismática e basal na fácies sienogranítica, envolto de minerais como microclínio e plagioclásio em intensos processos de alteração.....74

Prancha 10 – Lâmina DF – 132 (A) e (B) - Fotomicrografia do cristal de coríndon microfraturado, apresentando seu hábito prismático e arredondado, envolto de cristais de quartzo, muscovita e Biotita. (C) e (D) - Fotomicrografia do cristal de granada com microfraturamentos, com muscovita e Biotita secundária ocorrendo de forma intersticial.....78

Prancha 11 – Lâmina DF – 132 (A) e (B) - Fotomicrografia exibindo o cristal de biotita que apresenta alterações incipientes ocorrendo de suas bordas para o centro, além da muscovita primário abaixo e cristal de quartzo microfraturado acima. (C) e (D) - Fotomicrografia do cristal de biotita em avançado processo de muscovitização, onde acima ocorre a presença de um plagioclásio sem suas maclas características e com microfraturamentos. (E) e (F) - Fotomicrografia do cristal de coríndon dentro da estrutura do cristal que já foi uma biotita e hoje se encontra totalmente alterada para muscovita devido ao processo de muscovitização....77

Prancha 12 – Lâmina DF – 157 (A) e (B) - Fotomicrografia exibindo o cristal de Biotita com grande alteração para muscovita. (C) e (D) - Fotomicrografia apresentando cristais de plagioclásio completamente alterado, com cristais neoformados de muscovita, apatita e argilominerais.....	81
Prancha 13 – Lâmina DF – 157 (A) e (B) - Fotomicrografia geral da lâmina exibindo cristais de muscovita bem formada, quartzo recristalizado e com extinção ondulante, biotita com bordas difusas, microclínio microfraturado, e plagioclásio com textura mimerquítica. (C) e (D) - Fotomicrografia geral das lâminas apresentando um grande cristal de microclínio que apresenta cristais de plagioclásio dentro da sua estrutura, exibindo também microfraturamentos. Ocorre também a presença de cristais de biotita alterando para muscovita, cristais de quartzo com extinção ondulante completamente alterado e plagioclásios completamente saussuritizados. (E) e (F) - Fotomicrografia apresentando um grande cristal de biotita que foi alterado para muscovita, apresentando em alguns pontos resquícios da biotita primária.....	82
Figura 14 – Lâmina DF-15 - (A) e (B) Aspecto geral da lâmina mostrando os cristais de biotita, muscovita e quartzo. (C) e (D) Aspecto geral da lâmina com os cristais de muscovita estirados. (E) e (F) Cristal de granada intemperizado com intercrescimento de outros minerais dentro do mineral.....	83
Prancha 15 – (A) e (B): Fotomicrografia mostrando o aspecto geral da lâmina DF – 61, sendo composta por majoritariamente por biotita e quartzo. (C) e (D): Fotomicrografia evidenciando os cristais de monazita dentro da biotita, lâmina DF – 61.....	85
Prancha 16 – (A) – Fotomicrografia do cristal de microclínio, apresentando textura pertítica envolto de quartzo e plagioclásio em diferentes graus de processo de saussuritização, DF – 56. (B), (C) e (D) – Fotomicrografia dos cristais de microclínio de granulação grossa, apresentando textura pertíticas pertencentes a fácies muscovita-biotita sienogranito, DF – 75 (B) e DF – 76 (C e D).....	104
Prancha 17 – (A) e (B) - Fotomicrografia do cristal do plagioclásio em intenso processo de saussuritização, com a perda total de suas maclas, apresentando minerais neoformados como as apatitas (formato de bastão), sericita, albita e muscovita, lâmina DF – 77. (C) e (D) - Fotomicrografia mostrando a saussuritização no plagioclásio, que ainda apresenta suas maclas características, apresentando a sua volta cristais de microclínio e quartzo, lâmina DF – 77.....	105

Prancha 18 – (A) e (B) - Fotomicrografia do cristal de plagioclásio evidenciando o processo de sericitização, ainda sendo visível as maclas do mineral, apresentando minerais neoformados com sericita/muscovita, lâmina DF – 75. (C) e (D) - Fotomicrografia mostrando a sericitização no mineral, envolto de outros minerais alterados como o plagioclásio e a biotita, lâmina DF – 60.....	107
Prancha 19 – (A) e (B) - Fotomicrografia da textura mimerquítica no plagioclásio, envolto de minerais com alto grau alteração, evidenciando o processo de sericitização no plagioclásio e muscovitização na biotita, lâmina DF – 122. (C) e (D) - Fotomicrografia mostrando um cristal de plagioclásio com maior presença de quartzo detrítico em formatos arredondados e alongados, envolto de cristais de microclínio e biotita secundária, lâmina DF – 122.....	107
Prancha 20 – (A) e (B) - Fotomicrografia apresentando cristais de quartzo recristalizados, envolto de cristais de biotita, com processos de muscovitização, e plagioclásio, com processos de saussuritização, lâmina DF – 56. (C) e (D) - Fotomicrografia dos cristais de quartzo recristalizado, com grãos inequigranulares e alguns com extinção ondulante, lâmina DF – 60.....	109
Prancha 21 – (A) e (B) - Fotomicrografia do cristal de quartzo apresentando extinção ondulante, envolto de outros cristais de quartzo, microclínio e plagioclásio, sendo que alguns minerais apresentam avançado processo de alteração, lâmina DF – 56. (C) e (D) - Fotomicrografia dos cristais de quartzo, de granulação maior, apresentando extinção ondulante e microfraturamentos, lâmina DF – 122.....	110
Prancha 22 – (A) - Fotomicrografia do cristal de microclínio com textura pertítica apresentando um microfraturamento vertical no mineral, sendo preenchida por muscovita e biotita secundária, lâmina DF – 77. (B) - Fotomicrografia do microclínio apresentando algumas microfraturas no cristal, algumas preenchidas com muscovita e outras não apresentam preenchimento de minerais neoformados, lâmina DF – 76. (C) - Fotomicrografia do cristal de microclínio com textura pertítica incipiente, apresentando microfraturamentos preenchidos por plagioclásio e quartzo, lâmina DF – 75. (D) - Fotomicrografia evidenciando um cristal de microclínio com microfraturas intragranulares que se encontra preenchida por plagioclásio, apresentando em sua volta biotita secundária intersticial, cristais de microclínio menores e quartzo recristalizado. lâmina DF – 122.....	112

LISTA DE SIGLAS E ABREVIACÕES

Al – Alumínio
Al₂O₃ – Óxido de Alumínio
Ap – Apatita
Ba – Bário
BGS – *British Geological Survey*
Bt – Biotita
CaO – Óxido de Cálcio
Ce – Cério
Cl – Cloro
Co – Cobalto
CODEMGE – Companhia de Desenvolvimento de Minas Gerais
Crn – Coríndon
Cr₂O₃ – Óxido de Cromo (III)
Cs – Césio
Cu – Cobre
Dy – Disprósio
Ep – Epidoto
Er – Érbio
ETR – Elementos Terras Raras
ETRL – Elementos Terras Raras Leves
ETRP – Elementos Terras Raras Pesados
Eu – Európio
E-W – Leste - Oeste
F – Flúor
Fe₂O₃ – Óxido de Ferro (III)
Ga – Gálio
Gd – Gadolínio
Grt – Granada
Hf – Háfnio
Ho – Hólmio
ICP – MS – Espectrômetro de Massa em Plasma Acoplado Indutivamente
ICP – OES – Espectrômetro Óptico com Plasma Acoplado Indutivamente
IUGS – *International Union of Geological Sciences*
Km – Quilômetro
Km² – Quilômetro Quadrado
La – Lantânio
Lu – Lutécio
M – Metro
Mc – Microclínio
MG – Minas Gerais
Mg – Magnésio
MgO – Óxido de Magnésio
MnO – Óxido de Manganês
Mo – Molibdênio

Mnz – Monazita
Ms – Muscovita
N - S – Norte - Sul
NE – Nordeste
NW – Noroeste
Na₂O – Óxido de Sódio
Nb – Nióbio
Nd – Neodímio
Ni – Níquel
Op – Mineral Opaco
P₂O₅ – Óxido de Fósforo
Pl – Plagioclásio
Pr – Praseodímio
Qz – Quartzo
Rb – Rubídio
Rt – Rutilo
SiO₂ – Dióxido de Silício
Sm – Samário
Sn – Estanho
Sr – Estrôncio
Ta – Tântalo
Tb – Térbio
TCC – Trabalho de Conclusão de Curso
Th – Tório
Tl – Tálíio
TiO₂ – Dióxido de Titânio
Tm – Túlio
Tur – Turmalina
U – Urânio
UFU – Universidade Federal de Uberlândia
V – Vanádio
W – Tungstênio
Y – Ítrio
Yb – Itérbio
Zn – Zinco
Zr – Zircônio
Zrn – Zircão

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	19
1.1. Justificativa	20
1.2. Localização da área de estudo	21
2. OBJETIVOS	21
3. MATERIAIS E MÉTODOS	22
3.1. Fase Preliminar	23
3.1.1. Levantamentos e Revisão Bibliográfica	23
3.1.2. Delimitação do Corpo Intrusivo	24
3.2. Fase de Aquisição de Dados	25
3.2.1. Trabalho de Campo.....	25
3.2.2. Descrição Petrográfica.....	27
3.2.3. Análises Litogeoquímica	27
3.3. Fase de Análise e Sistematização dos Dados.....	28
3.3.1. Análise, Integração e Interpretação dos Resultados	28
3.4. Fase Final.....	28
3.4.1. Elaboração do Trabalho de Conclusão de Curso.....	28
4. HISTÓRICO ROCHAS GRANÍTICAS	29
4.1. Classificação e Tipos de Granitos.....	31
4.2. Nomenclatura e Classificação Segundo a IUGS	35
5. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	37
5.1. Faixa de Dobramentos Brasília.....	39
5.1.1. Grupo Araxá	41
5.1.2. Suíte Granítica Estrela do Sul.....	42
5.1.3. Bacia do Paraná	45
6. RESULTADOS	47
6.1. Geologia Local.....	48
6.1.1. Grupo Araxá	49
6.1.2. Suíte Granítica Estrela do Sul.....	51
6.1.3. Formação Botucatu.....	55
6.2. Caracterização Petrográfica	56
6.2.1. Fácies Turmalina-Biotita Monzogranito.....	58
6.2.2. Fácies Biotita Monzogranito.....	62
6.2.3. Fácies Muscovita-Biotita Monzogranito	65

6.2.4. Fácies Biotita-Muscovita Sienogranito.....	69
6.2.5. Fácies Muscovita Monzogranito.....	75
6.2.6. Fácies Biotita-Muscovita Monzogranito	79
6.2.7. Muscovita-Biotita Xisto com Granada	82
6.2.8. Biotita-Quartzo Xisto.....	84
6.3. Caracterização Litogeoquímica	85
7. DISCUSSÃO.....	94
7.1. Rocha Encaixante – Muscovita-Biotita Xisto com Granada	96
7.2. Xenólito – Biotita-Quartzo xisto.....	97
7.3. Granito Itambé - Suíte Granítica Estrela do Sul	98
7.3.1. Cristalização e Processos Primários	100
7.3.2. Transformações Pós-Magmáticas	104
7.3.2.1. Saussuritização	105
7.3.2.2. Sericitização/Muscovitização	106
7.3.2.4. Textura Mimerquítica.....	107
7.3.2.5. Deformação	108
7.3.2.5.1. Recristalização do quartzo.....	108
7.3.2.5.2. Extinção Ondulante	110
7.3.2.5.3. Microfraturamentos	111
7.4. Arenitos - Formação Botucatu.....	112
8. CONCLUSÃO.....	113
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	115

1. INTRODUÇÃO

A Faixa Brasília, representa um orógeno neoproterozoico situada na parte ocidental da Província Tocantins (ALMEIDA et al., 1977), onde diversos corpos graníticos intrudem em sua porção meridional. Essa unidade corresponde a rochas metassedimentares que foram primeiramente descritas por Barbosa (1955), nominando como Formação Araxá, que posteriormente, por Barbosa et al. (1970), foi elevada ao “*status*” de Grupo Araxá.

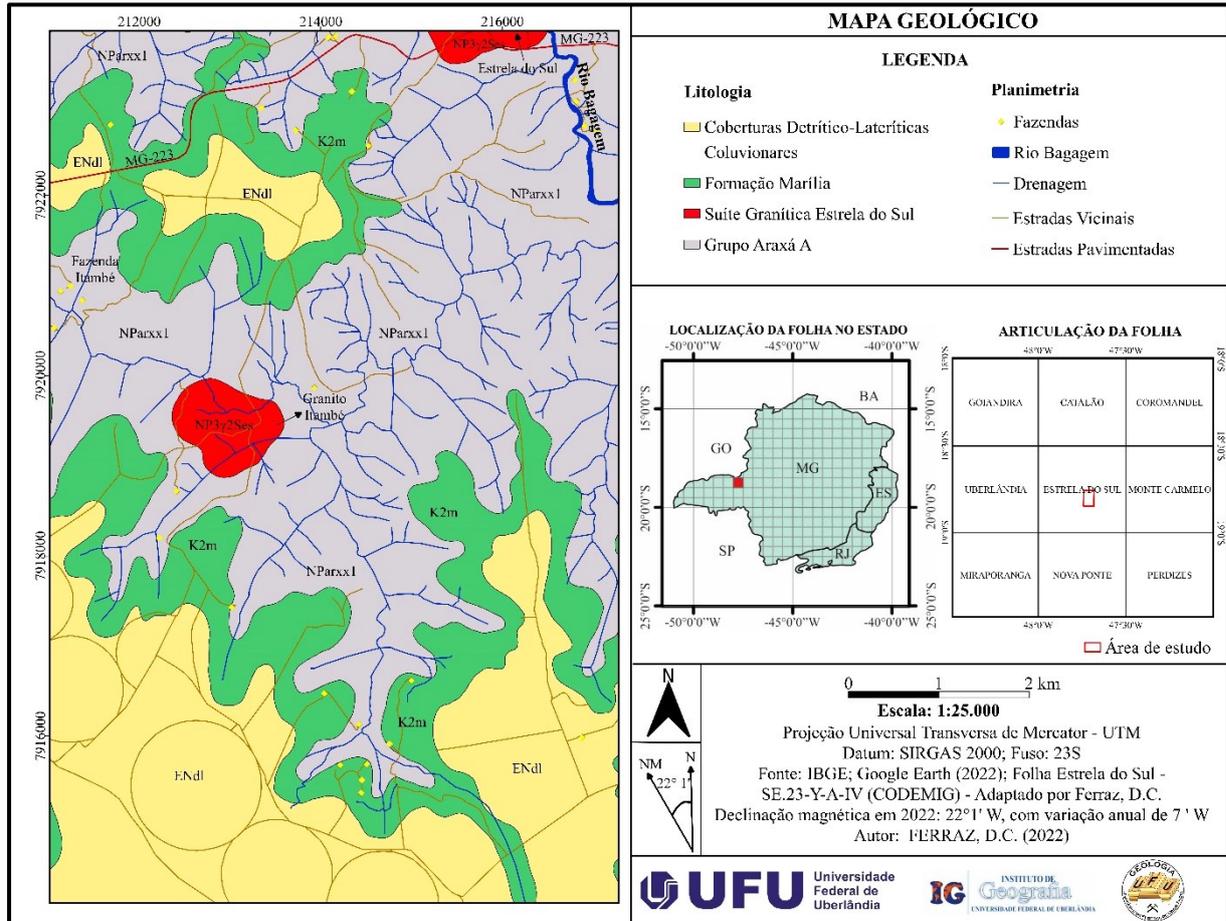
Desde os primeiros trabalhos sobre a Faixa Brasília ou especificamente o Grupo Araxá (ALMEIDA et al., 1977; ALMEIDA et al., 1981; FUCK, 1994; LACERDA FILHO et al., 1999; PIMENTEL et al., 2000; ARAUJO FILHO, 2000; PIMENTEL et al., 2001; VALERIANO et al., 2004; ULHEIN et al., 2012; SABARAENSE, 2016) tem-se reconhecido a marcante presença de uma grande variedade de tipos granitoides intrusivos nessa unidade, levando alguns autores a estudarem esses corpos magmáticos com a finalidade de compreender melhor a história geológica magmática e evolutiva da porção meridional da Faixa Brasília (BARBOSA et al., 1970; HASUI e ALMEIDA, 1970; BROD et al., 1991; SEER, 1999; PIMENTEL, 1999; SEER et al., 2005; SEER e MORAES, 2013; SANTOS, 2019).

Conforme Seer (1999), o Grupo Araxá apresenta diversos eventos magmáticos importantes que merecem investigações mais detalhadas. As informações geológicas sobre o magmatismo neoproterozoico ocorrido na região do Alto Paranaíba foram com enfoque regional configurando grandes áreas geralmente escala de 1:100.000, fato que torna de suma importância pesquisas com mais levantamentos em escala de detalhe, para um melhor entendimento e atualização dos dados referentes às unidades aflorantes nessa região. A partir da falta de detalhamento individual dos corpos, de suas características geológicas, abrangências espaciais, delimitação exata, bem como as diferenças mineralógicas e geoquímicas ausentes nos diversos corpos magmáticos.

A área de estudo está localizada no município de Estrela do Sul, na região do Alto Paranaíba em Minas Gerais, a cerca de 40 km do município de Monte Carmelo. Na região afloram rochas do Grupo Araxá, Formação Marília e a Suíte Granítica Estrela do Sul, conforme a figura 1 (APÊNDICE A).

A fim de simplificar, caracterizar e individualizar os tipos *stocks* pertencentes a Suíte Granítica Estrela do Sul, o mesmo foi denominado como Granito Itambé utilizando a fazenda homônima da área.

Figura 1: Contexto geológico região de Estrela do Sul – MG.



Fonte: Adaptado de Chaves e Dias (2017).

1.1. Justificativa

O magmatismo ácido neoproterozoico da Suíte Granítica Estrela do Sul do Alto Paranaíba intrudido nas rochas do Grupo Araxá, de modo geral, vem sendo estudadas regionalmente em escala 1:100.000, faltando detalhamento individual das intrusões. Em geral, os trabalhos existentes são amplos, não focando especificamente no magmatismo, isso se deve a limitada à falta de detalhamento individual das ocorrências. Assim torna-se de grande importância o detalhamento dos corpos intrusivos ácidos que compõem a Suíte intrusiva Estrela do Sul em escala de 1:25.000 justificando a importância desta pesquisa.

O estudo além de agregar novos conhecimentos à literatura científica, sobre o contexto geológico local, e a melhor compreensão desta unidade granítica intrusiva, bem como sua interação com as unidades a sua volta, de forma permitir o entendimento do magmatismo das rochas da Suíte Granítica Estrela do Sul e a sua evolução petrogenética.

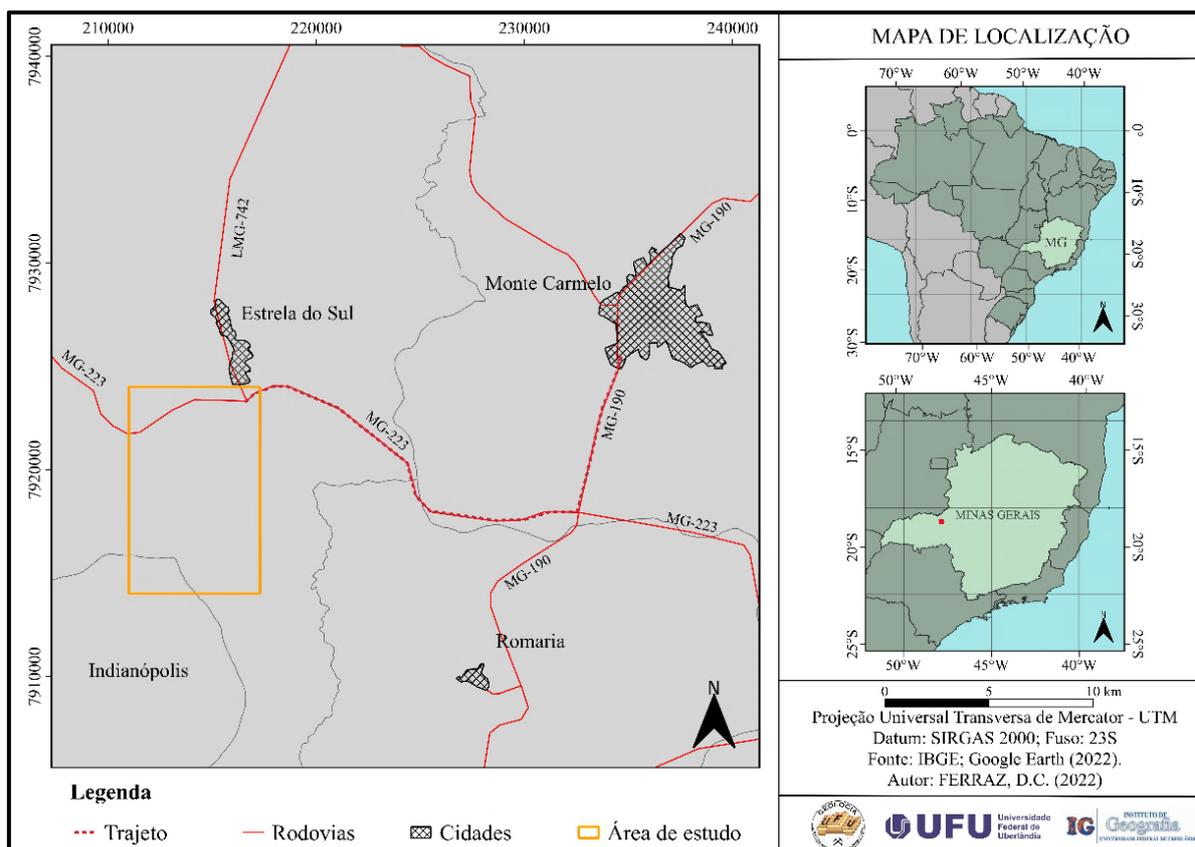
1.2. Localização da área de estudo

A área de estudo está localizada no município de Estrela do Sul, na região do Alto Paranaíba em Minas Gerais, a cerca de 40,3 km do município de Monte Carmelo, sede do Curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal de Uberlândia – UFU.

O trajeto até a área de estudo é realizado saindo da unidade da UFU em Monte Carmelo, a partir da rodovia MG-190, seguindo até o trevo com a MG-223, percorrendo aproximadamente 29,5 km em direção à cidade de Estrela do Sul.

O restante do trajeto é realizado por estradas vicinais da região até a área de pesquisa conforme observado na figura 2. A área de estudo apresenta cerca de 63 km², delimitado pelas coordenadas: (X:210999, Y:7924017); (X:217282, Y:7924017); (X:217282, Y:7914012); e (X:210999, Y:7914012).

Figura 2: Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: O autor.

2. OBJETIVOS

Este trabalho tem por objetivo contribuir para o conhecimento geológico do magmatismo responsável pela geração da Suíte Granítica Estrela do Sul. Assim, o enfoque principal foi caracterizar em escala de detalhe, as fácies e variações presentes no *stock* Itambé,

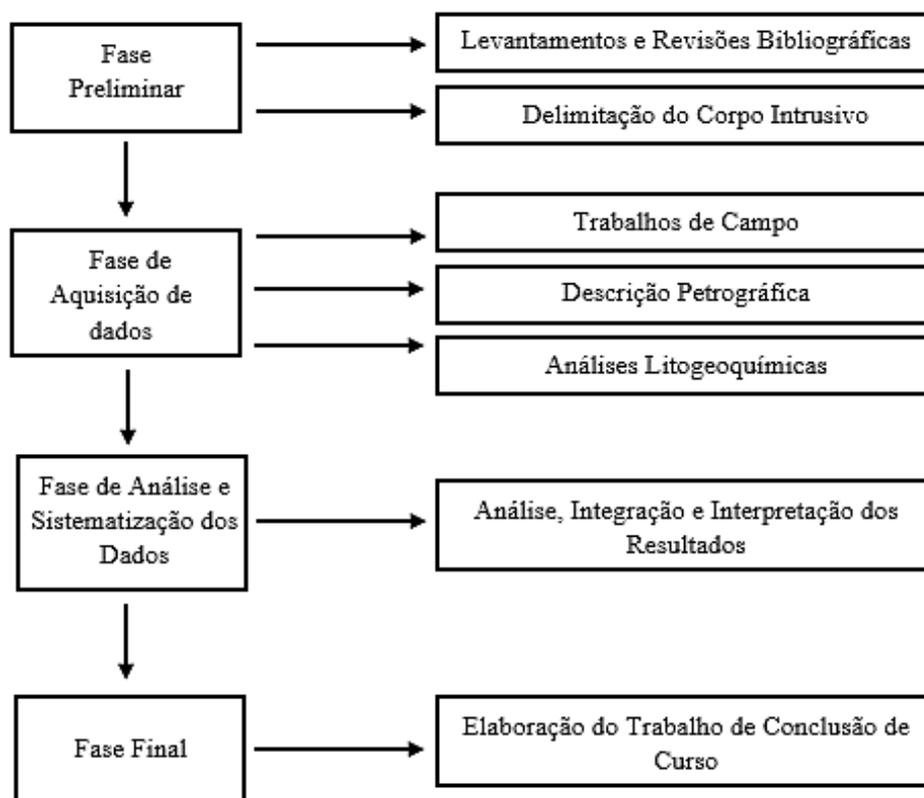
para assim, realizar a classificação petrogenética a partir das análises petrográficas e geoquímicas das amostras obtidas pelo mapeamento sistemático. Desta forma visando entender a abrangência espacial e o comportamento evolutivo deste magmatismo, assim como delimitando adequadamente os limites do corpo granítico. Com base nos objetivos gerais foi possível os seguintes objetivos específicos elencados a seguir para aperfeiçoar as atividades da pesquisa:

- a. Analisar e classificar as rochas que constituem o corpo sudoeste do Granito Estrela do Sul, bem como o contexto que envolve suas relações com as rochas encaixantes.
- b. Caracterizar a petrogênese com ênfase na petrografia, análise geoquímica, evolução textural e mineralógica da Suíte Granítica Estrela do Sul.
- c. Determinar e individualizar as possíveis faciologias presentes no corpo granítico.
- d. Realizar a delimitação do corpo intrusivo, utilizando imagens de satélite através do software QGIS, para melhor delimitação da área de atuação, sua forma e abrangência espacial do granito.
- e. Realizar a integração de todos os dados obtidos para entendimento da evolução dos possíveis processos de origem, desenvolvimento e evolução deste tipo de magma.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização deste trabalho, foi necessário dividir as atividades em quatro diferentes etapas da pesquisa: A primeira etapa de trabalho constitui a fase preliminar (1) relacionada aos levantamentos e revisões bibliográficas; seguida da delimitação do corpo intrusivo; após essa primeira etapa foi realizada a fase de aquisição de dados (2) que envolveram os trabalhos de campo, descrição petrográfica e análises litogeoquímicas; seguido da fase de análise e sistematização dos dados (3) abrangeu a análise, integração e interpretação dos resultados; e fase final (4) responsável pela discussão e organização final dos dados que produziu a elaboração do trabalho de conclusão de curso. As etapas simplificadas estão descritas após o fluxograma das atividades (Figura 3).

Figura 3: Fluxograma das atividades do trabalho.



Fonte: O autor.

3.1. Fase Preliminar

3.1.1. Levantamentos e Revisão Bibliográfica

Esta primeira etapa consistiu no levantamento e organização dos dados bibliográficos durante todas as etapas do trabalho, onde foram analisados todos estudos anteriores, em formato de monografias, dissertações, teses, artigos e relatórios técnicos referente a área de estudo, assim como, mapas geológicos e temáticos gerados pela CODEMGE (Companhia de Desenvolvimento de Minas Gerais), com o propósito de um melhor entendimento da Suíte Granítica Estrela do Sul, bem como, de suas rochas encaixantes e da geologia local.

Para a busca do material bibliográfico foi utilizado bancos de dados *online*, como o Portal de Periódicos da Capes, o site *Science Direct* e os repositórios de universidades em busca de teses e dissertações.

Devido ao aumento da área de exposição desse granito foi possível a denominação, como Granito Itambé, recebendo esse nome em referência a fazenda Itambé situada na área de estudo.

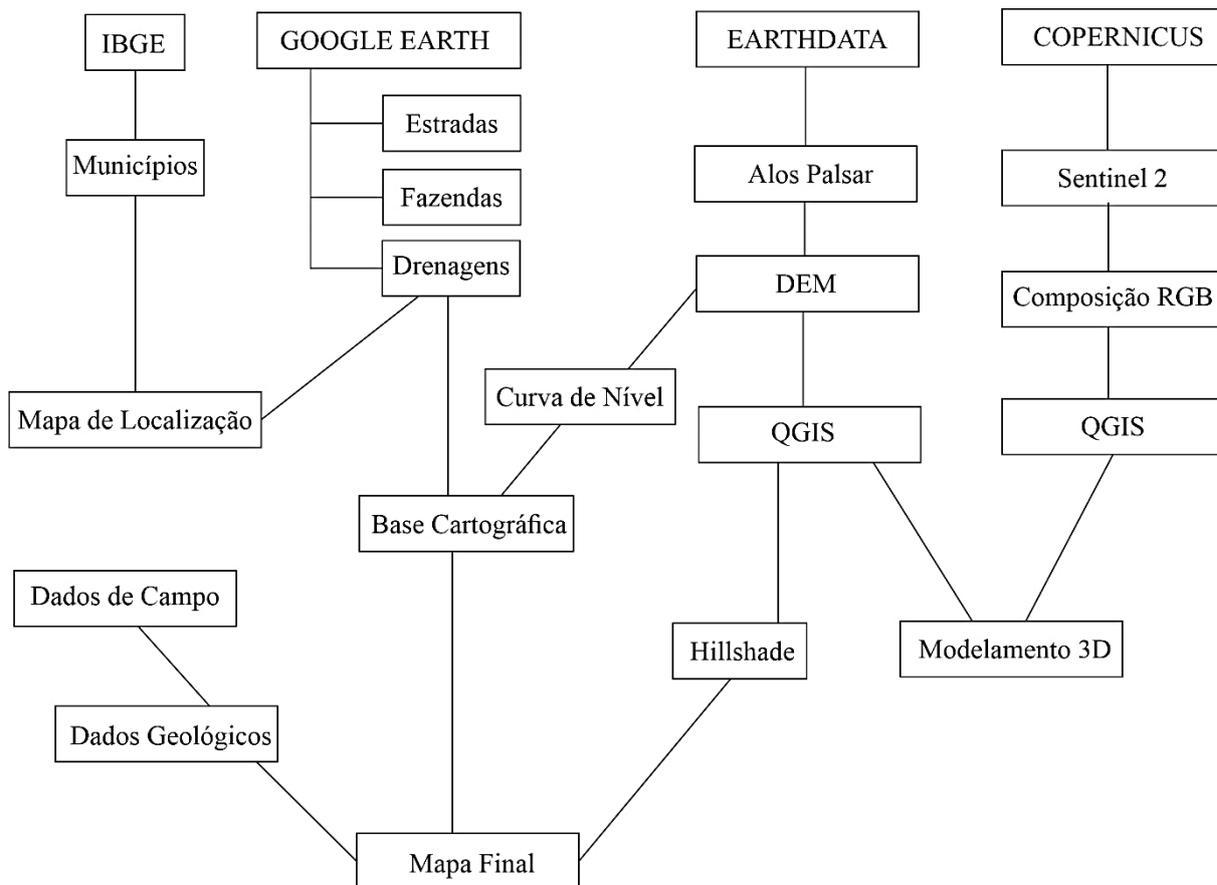
3.1.2. Delimitação do Corpo Intrusivo

Após o levantamento dos dados bibliográficos foi realizado a etapa de delimitação do corpo granítico através do *software* QGIS 3.22, onde foi desenvolvido um banco de dados com arquivos vetoriais e arquivos rasters. Para a delimitação adequada do corpo foi utilizado imagens do Google Satélite, Sentinel 2, disponível no *Copernicus* (2022), e ALOS PALSAR, disponível no *Earthdata*, com as imagens DEM com resolução 12,5 m.

Para uma melhor caracterização das principais estruturas presentes no corpo granítico foi elaborado, modelamentos topográficos, como *hillshade* (Relevo sombreado) e uma Modelagem tridimensional do terreno, onde foi possível extrair informações geológicas que auxiliaram na delimitação do corpo intrusivo pertencente a Suíte Granítica Estrela do Sul.

As etapas citadas estão presentes no fluxograma de atividades a seguir (Figura 4), exibindo em destaque os produtos gerados.

Figura 4: Fluxograma das atividades delimitação do corpo intrusivo.



Fonte: O autor.

Posteriormente, após a aquisição dos dados geológicos e utilizando a base cartográfica e o hillshade, será elaborado o mapa final contendo as planimetrias, as litologias da área, a faciologia do granito e os dados estruturais.

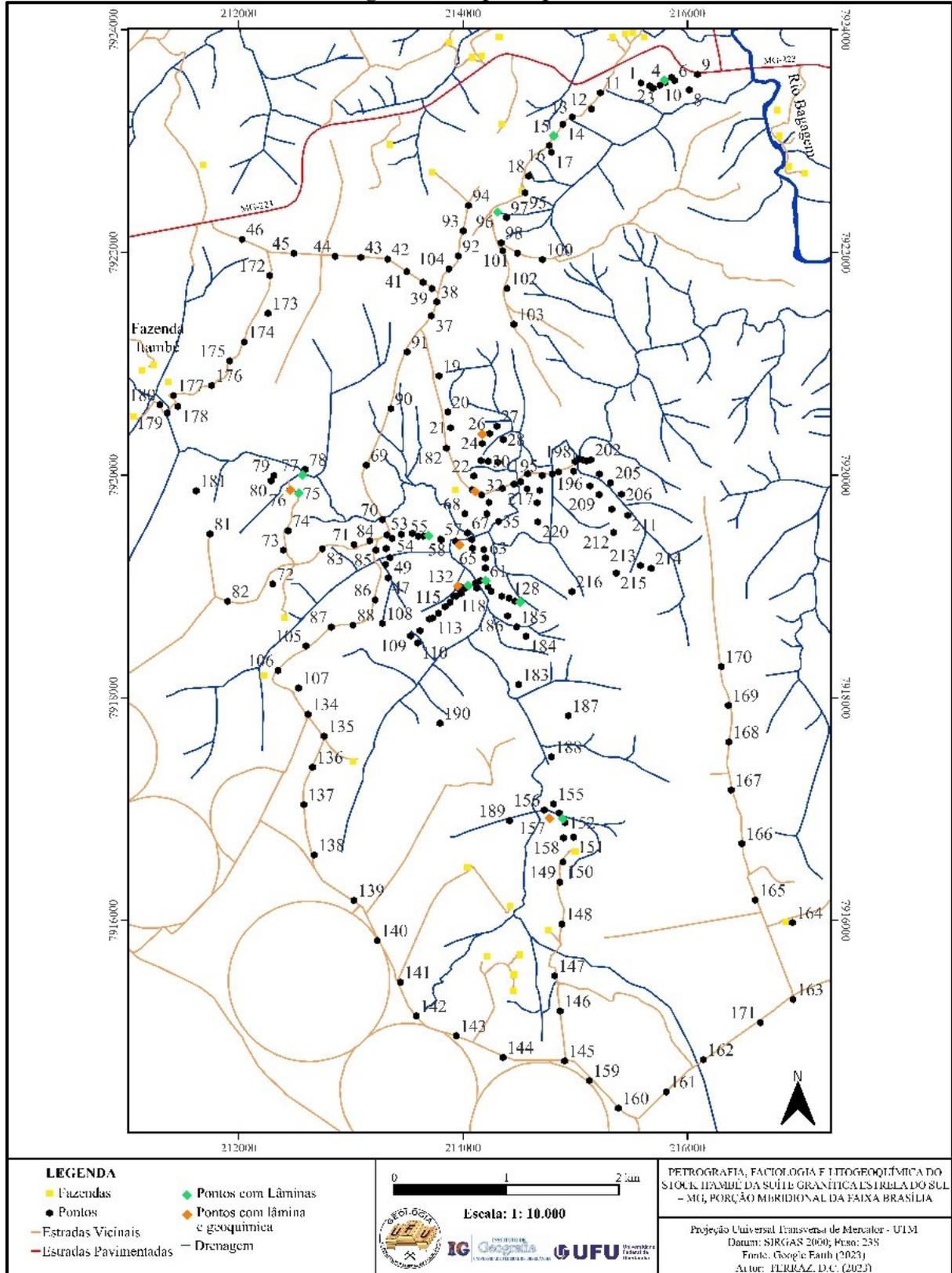
3.2. Fase de Aquisição de Dados

3.2.1. Trabalho de Campo

A terceira etapa consistiu em sete dias de trabalho de campo, que foram realizados nas datas 06/10, 08/10, 14/10, 17/10, 28/10, do ano de 2022, e nos dias 08/01 e 22/02 de ano de 2023. Foram realizados caminhamentos com o propósito de um mapeamento geológico em escala de detalhe (1: 25.000), proporcionando o levantamento de diversos pontos, coletas sistemáticas de amostras representativas do corpo intrusivo para análise, classificação e descrição das estruturas e texturas, contribuindo para a divisão faciológica do *Stock* Itambé pertencente a Suíte Granítica Estrela do Sul. Durante a realização dos trabalhos de campo foram realizados 220 pontos, nomeados pelo prefixo DF seguido do número do afloramento (Figura 5 – APÊNDICE C). A tabela de pontos se encontra no apêndice B.

Para a descrição macroscópica das amostras coletadas, foi utilizada a estrutura do Laboratório de Geologia e Mineralogia do curso de Geologia da Universidade Federal de Uberlândia (APÊNDICE F– Fichas de descrição macroscópica).

Figura 5: Mapa de pontos.



Fonte: O autor.

3.2.2. Descrição Petrográfica

A partir das amostras coletadas em campo, após a análise e escolha das mais representativas, foram selecionadas 14 amostras para serem confeccionadas lâminas delgadas ou lâminas polidas (Pontos DF – 15, DF – 25, DF – 31, DF – 56, DF – 60, DF – 61, DF – 75, DF – 76, DF – 77, DF – 122, DF – 130, DF – 132, DF – 153 e DF – 157), onde 6 foram confeccionadas no Laboratório de laminação do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista – Unesp, e 8 foram confeccionadas pela empresa Geolab – Soluções em Geologia, caracterizadas pelas dimensões de 45 mm de comprimento, 25 mm de largura, e espessura aproximada de ~ 30 µm.

As descrições à luz transmitida das seções delgadas e polidas foram realizadas no Laboratório de Microscopia e Petrografia da Universidade Federal de Uberlândia – *Campus* Monte Carmelo, utilizando os microscópios petrográficos da marca Lumen, com objetivas de 4, 10, 20 e 40x.

A descrição petrográfica teve como objetivo reconhecer a mineralogia analisando a sua coloração, forma, dimensões, quantidade, contatos, além das texturas e microestruturas presentes nas lâminas. A classificação dos granitos observados na área de estudo, foram realizados conforme Streckeisen (1976), realizando a contagem modal e posteriormente o diagrama QAP (Q: quartzo, A: feldspato alcalino e P: plagioclásio).

Para identificação dos minerais nas fotomicrografias, presentes neste trabalho, foi utilizada a lista de abreviações proposta por Siivola e Schmid (2007) que é recomendada pela *International Union of Geological Sciences* (IUGS).

3.2.3. Análises litogeoquímica

Para a execução das análises litogeoquímicas foi realizado a caracterização macroscópica e microscópica prévia das fácies e separação das amostras representativas de cada uma para o encaminhamento ao laboratório de geoquímica. As amostras foram enviadas em formato *in natura*, para o laboratório da SGS Geosol Laboratórios Ltda., Vespasiano – MG, onde foram trituradas através do processo de britagem e pulverizadas. As amostras enviadas para a as análises litogeoquímica são referentes aos pontos DF – 25, DF – 31, DF – 60, DF – 76, DF – 132 e DF – 157.

Posteriormente através da determinação por fusão com metaborato de Lítio utilizando o Espectrômetro óptico com plasma acoplado indutivamente – ICP – OES, foram realizadas a

análise de elementos maiores e menores (Al_2O_3 , CaO , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , MnO , Na_2O , P_2O_5 , SiO_2 e TiO_2 .) e elementos traços (Ba, Sr, V, Zn e Zr). Para a determinação dos elementos Terras Raras (Ce, Co, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Mo, Nb, Nd, Ni, Pr, Rb, Sm, Sn, Ta, Tb, Th, Tl, Tm, U, W, Y e Yb), após a determinação por fusão com metaborato de Lítio as amostras foram analisadas por espectrômetro de massa em plasma acoplado indutivamente - ICP-MS.

Os resultados obtidos com a litogeoquímica foram utilizados em gráficos e diagramas classificatórios como o Middlemost (1985), Lameyre e Bowden (1982), El Bouseily e El Sokkary (1975) Frost et al. (2001), Debon et al. (1988), Taylor (1976), Maniar e Picolli (1989), Debon e Le Fort (1983), Batchelor e Bowden (1985), Pearce et al. (1984), Weaver e Tarney (1984), Thompson (1982) e Boynton (1984) para estabelecer as relações genéticas e evolutivas entre as diferentes fácies do corpo sudoeste da Suíte Granítica Estrela do Sul. Para a realização dessa etapa, os dados da litogeoquímica foram desenvolvidos pelo *software Petrograph* e editados no *software CorelDraw* versão 24.

3.3. Fase de Análise e Sistematização dos Dados

3.3.1. Análise, Integração e Interpretação dos Resultados

A penúltima etapa consistiu na análise, integração e interpretação dos dados adquiridos. Através dos resultados adquiridos com as imagens confeccionadas no QGIS 3.22, junto com os trabalhos de campo foi possível delimitar o corpo intrusivo e suas estruturas. Os produtos obtidos a partir da caracterização petrográfica, foram inicialmente realizados em forma de fichas descritivas, para analisar a variação faciológica do granito, assim como da encaixante, posteriormente foram reorganizados em formato de texto. Os resultados obtidos a partir da litogeoquímica foram reorganizados em forma de gráficos e diagramas, e posteriormente interpretados. O mapa de pontos (Apêndice C) e o mapa geológico e faciológico (Apêndice D) são apresentados como resultados da integração de todos os dados adquiridos.

3.4. Fase Final

3.4.1. Elaboração do trabalho de conclusão de curso

Após a análise, integração e interpretação dos resultados ocorreram a etapa de elaboração do presente trabalho de conclusão de curso – TCC como produto da pesquisa para apresentar as conclusões com base nos resultados obtidos, assim como o mapa geológico final

do *Stock* Itambé pertencente a Suíte Granítica Estrela do Sul com suas variações faciológicas e estruturas observadas.

4. HISTÓRICO ROCHAS GRANÍTICAS

As rochas graníticas ou granitos “*stricto senso*” representam as intrusões magmáticas com maior abrangência na crosta terrestre. Sua ampla variação ocorre em função de uma diversidade de parâmetros relacionados as diferentes fontes de composições de rochas, bem como os processos petrogenéticos envolvidos (MOITA, 2007). Os estudos se diversificaram de acordo com os parâmetros adotados (aspectos estruturais, texturais, composição mineralógica, petroquímica, presença de opacos, variação de fO_2 , etc...), onde diversos autores buscam em seus estudos investigar os tipos de fontes e ambientes tectônicos relacionados à geração das rochas graníticas. Desde a década de 70 muitos autores desenvolveram e amadureceram teorias relacionada a origem dos granitos e suas diferenciações, tais como Chappell e White (1974 e 2001); White e Chappell (1988), Barbarin (1999), Frost et al. (2001); Goodge e Vervoort (2006); Bonin (2007); Frost e Frost (2011), Chappell e Wyborn (2012), Chappell et al. (2012), Guani et al. (2013); Guan et al. (2014); Wang et al. (2014); Foden et al. (2015); Wang et al. (2015) entre outros mais.

Globalmente é reconhecido a existência de vários tipos de granitos formados por diferentes processos, incluindo diferenciação, a partir de magmas máficos derivados do manto, e fusão de sedimentos pré-existentes ou precursores de natureza ígnea (CHAPPELL e WHITE, 1992; CASTRO et al., 1991; JUNG, 2005). A identificação das diferentes fontes e subsequente evolução magmática constitui um dos temas mais debatidos no estudo de rochas granitoides (MOITA, 2007). Quando se trata de modelos de classificação petrogenética para rochas graníticas, estes revelam aspectos indetectáveis em análises puramente modais. Trabalhos como de Barbarin (1990, 1999) sintetiza grande parte das classificações propostas na literatura e aborda que a dificuldade de estabelecer uma correlação entre elas é atribuída à adoção de diferentes critérios aplicados às rochas de regiões específicas. No quadro 1 a seguir são descritos os métodos de classificação geoquímica mais utilizados.

Quadro 1: Sintetização das classificações geoquímicas mais utilizadas

Parâmetros	Autores	Origem								
		Crustal		Mista			Manto			
Primeira Nomenclaturas Químicas	Shand (1927 e 1943)	Rochas Peraluminosas		Metaluminosas				Peralcalinas		
	La Croix (1933)	Rocha Calco-alcalianas	Calco-Alcalianas					Alcalinas		
Petrografia	Capdevila e Floro (1970); Capdevila et al. (1973)	Granitos Mesocrustais		Mistos		Basicrustais				
	Orsini (1976 e 1979)			A.M Sub-Alc. Aluminosa	A.M. Sub. Alc. Hipoaluminoso	A.M. Calco-Alcalina				
	Yang Chaoqun (1982)		Tipo M.M.	Tipo C. R.		Tipo M.S.		Tipo MD		
	Tischendorf e Palchen (1985)	S i	S s	S i		I k k	I o k	I m t	I m a	
Enclaves	Didier e Lameyre (1969); Didier et al. (1982)	Tipo C		Tipo M						
Mineralogia (Sistema QAP)	Lameyre (1980); Lameyre e Bowden (1982)	Leucogranitos		Sério Cálcio-alcalina		Toleítica		(Per) Alcalina		
Minerais Máficos	Rossi e Chevremont (1987)	A.M. Aluminopotássica			A.M. Monzonítica	A. M. Cálcio-Alcalina	A.M. Toleítica	A.M. (Per) Alcalina		
Óxidos Opacos	Ishihara (1977); Czamanske et al. (1981)	Série Ilmenita			Série da Magnetita					
Geoquímica (Elementos Maiores)	Chappell e White (1964, 1983); Collins et al. (1982) Whalen et al. (1987)		Tipo S	Tipo I			Tipo M	Tipo A		
	La Roche et al. (1980); La Roche (1986)	A.M. AK-L	A.M. AK-G	A.M. SA	A.M. CA		A.M. TH	A.M. A-PA		
	Debon e Le Fort (1983 e 1988)	A.M. Aluminosa	A.M. Aluminosa - CAFEMC e CAFEMC							
	Maniar e Picolli (1989)	CCG		POG	CAG		IAG	OP	RRG	CEUG
Geoquímica (Elementos Traços)	Pearce et al. (1984)	COLG – Granitos de Colisão								
		Sin - Tectônico		Pós – Tectônico	VAG – Granitos de Arco Vulcânico		ORG-Granitos Dorsal Mesoceânica	WPG – Granitos Intraplaca		
Classificação Integrada	Barbarin (1999)	MPG	CPG	KCG	ACG		ATG	RTG	PAG	

Fonte: Barbarin (1999).

4.1. Classificação e Tipos de Granitos

Em termos conceituais, podemos definir “granitos” *sensu lato* como toda rocha granitoide com mais de 10% em volume, de quartzo, já “granitos” *sensu stricto* segundo a IUGS (*International Union of Geological Sciences*) é uma rocha na qual apresenta feldspatos alcalinos, plagioclásio e que contém mais de 20% de quartzo. Quando nos referimos ao termo “Granitoide” em um sentido mais amplo indica uma rocha plutônica com textura granítica (equigranular, hipidiomórfica) de acordo com Wernick (2004).

O tema “Granito e Granitoides”, atualmente considerado um importante objeto de estudo, que devido sua complexidade, foi necessário classificá-los e sistematizá-los. Com todo conhecimento disponível sabe-se que nenhum sistema de classificação proposto é perfeito, porém ele deve ser útil, disponível e o mais abrangente possível.

A maior parte das classificações baseia-se em parâmetros mensuráveis como a composição mineralógica, composição química, granulação, tipo e profundidade de instalação do corpo ígneo, ambiente tectônico, etc., mas outras apoiam-se em parâmetros inferidos, como a sua origem ou presumíveis fontes. Neste capítulo não se deseja fazer uma discussão exaustiva sobre os diferentes tipos de granitoides existentes, mas sim corroborar com a melhor exposição a respeito das problemáticas, evidenciando alguns aspectos relacionados com a sua sistematização.

De acordo com a classificação modal proposta por Streckeisen (1976), granito é uma rocha plutônica, que apresentam grão grossos, onde o quartzo varia entre 20 e 60 % do total da soma dos minerais quartzo + feldspato alcalino + plagioclásio, sendo que 10 a 65% dos feldspatos corresponde a plagioclásio.

De acordo com Moita (2007), uma das classificações mais generalizadas, foi criada por Shand (1947) e baseia-se na composição química em termos de elementos maiores. O autor utiliza o conceito de saturação em alumínio (dada pela razão $A/CNK1$), que permite a divisão dos granitoides em três grandes grupos: Peraluminosos ($A/CNK > 1$), Metaluminosos ($A/CNK < 1$ e $Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$) e Peralcalinos ($A/CNK < 1$ e $Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$). Esta divisão está diretamente relacionada com a classificação alfabética dos tipos “I” (Fontes crustais ígneas) e “S” (Fontes crustais sedimentares), integrando uma grande diversidade de parâmetros.

Posteriormente, foi proposto por Chappell e White (1974), uma classificação levando em consideração a associação mineralógica, geoquímica, e o ambiente tectônico para assim, distinguir e os classificar em granitos Tipo – S e Tipo – I, cuja principais características se encontram resumidas no quadro 2 a seguir.

Quadro 2: Classificação dos granitos Tipo-I e Tipo-S proposto por Chappell e White (1974)

Tipo – I	Tipo – S
Sódio relativamente alto, $\text{Na}_2\text{O} > 3,2\%$ nas variedades félsicas e $< 2,2\%$ nas mais máficas	Sódio relativamente Baixo, $\text{Na}_2\text{O} < 3,2\%$ em rochas com K_2O com valores aproximados de 5%, caindo para 2,2% em rochas com 2% de K_2O
Razão Molar $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO} < 1,1$	Razão Molar $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO} > 1,1$
Diopsídio CIPW normativo ou $< 1\%$ de coríndon normativo	Coríndon normativo $> 1\%$
Ampla variação composicional (variando entre máfica e félsica)	Composições restritas a altos teores de SiO_2
Variações intra elementos regulares no interior dos plutons; diagramas com variação linear ou não linear	Diagramas com variações irregulares

Fonte: Chappell e White (1974).

Roncato Junior (2009) debate que os granitos Tipo – S podem ser interpretados como produtos da fusão parcial de pacotes largamente dominados por rochas metassedimentares aluminosas, apresentando uma grande quantidade de minerais peraluminosos, cujo granitos formados em porções mais rasas podem conter muscovita, biotita e turmalina, e os granitos formados em profundidades maiores podem conter biotita, granada, cordierita e/ou sillimanita.

Estudos posteriores a Chappell e White (1974), como o Clemens e Wall (1988) e Barbarin (1999) buscaram compreender e classificar os granitos, observando sua mineralogia, resultando em características típicas de cada tipo de granito. Segundo Roncato Junior (2009), os granitos Tipo – S não apresentam minerais característicos de granitos metaluminosos ou alcalinos, como allanita e fluorita respectivamente, podendo ser ricos em monazita e apatita e pobres em titanita, apresentando altos teores de SiO_2 .

Lusa (2009) aborda que granitos do Tipo – S são gerados na raiz de cinturões orogênicos, na base da crosta continental, e estão relacionados com a deformação e metamorfismo regional, ocorrendo, em sua grande maioria, em estágio sin-colisional a pós-colisional, podendo ocorrer em arcos magmáticos pré-colisionais de orógenos acrescionários (RONCATO JUNIOR, 2009).

Chappell e White (1974, 2001) caracterizam o granito Tipo – I como relativamente sódico, metaluminoso, de grande variação em seu teor de SiO_2 e derivados da fusão de rochas

ígneas. Pitcher (1983), em seus estudos, observou as diferenciações dentro desse grupo e realizou a subdivisão dos granitos Tipo – I nos subtipos Tipo – I “Cordilheiranos ou Andinos” e Tipo – I “Caledoniano”, Tipo – M, Tipo – A.

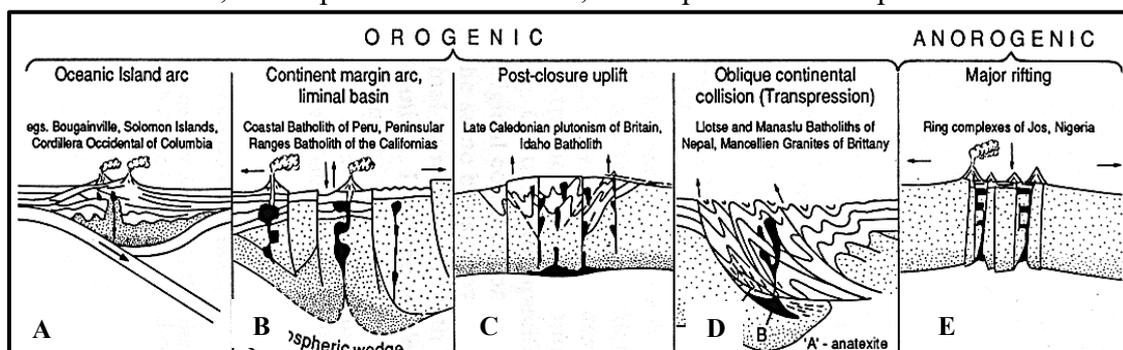
O Tipo – I “Andino”, segundo Lusa (2009), representa uma série cálcio-alcálica thronhjemítica a tonalítica com baixos teores de K_2O , que são gerados no início na orogênese, pré-colisionais, próximo as zonas de subducção, estando sua origem relacionada com o manto. O Tipo – I “Caledoniano” ocorrem, em sua maioria, na zona continental, exibindo características do Tipo – S e do Tipo – I, apresentando um aumento no teor de K_2O e são classificados como pós-colisionais (LUSA, 2009).

Os granitos Tipo – M, de acordo com Brainer (2021), são oriundos de fontes mantélicas, especificamente de crosta oceânica subductada, apresentando características geoquímicas de ambiente de arco através de processos de diferenciação. Segundo Roncato Junior (2009) esse tipo de granito apresenta características de ser metaluminoso, com baixos teores de Fe^{3+}/Fe^{2+} , K_2O/Na_2O , Rb, Th e U.

Os granitos Tipo – A foram descritos e classificados primeiramente por Loiselle e Wones (1979), que observaram a necessidade de separar os granitos formados em ambientes anorogênicos, como zonas de intraplacas e de rift, dos granitos tipo S, I e M. De acordo com Gualda (2001), os granitos Tipo-A são granitos alcalinos com alto teores de SiO_2 , Na_2O , Zr, F, Cl, Fe/Mg, Ga/Al e Terras Raras, onde segundo Lusa (2009) são derivados da fusão parcial do manto e/ou da crosta inferior, podendo ser gerados além disso, na evolução final de cinturões orogênicos.

A figura 6, de Pitcher (1983), exemplifica os ambientes de formação dos granitos Tipo – I “Andino”, Tipo – I “Caledoniano”, Tipo – M, Tipo – S e Tipo – A.

Figura 6: Ambientes de formação dos tipos de granito, onde A = Tipo – I “Andino”, B = Tipo – M, C = Tipo – I “Caledoniano, D = Tipo – S e E = Tipo – A.



Fonte: Pitcher (1983).

Outra classificação por vezes utilizada é a de Barbarin (1999), que também através de parâmetros mineralógicos e geoquímicos correlacionados aos ambientes geodinâmicos propôs 6 tipos de granitos (Quadro 3), sendo eles os granitos peraluminosos com muscovita (MPG), biotita granitos peraluminosos com cordierita (CPG), granitoides cálcio-alcalinos ricos em K (KCG), granitoides cálcio-alcalinos com anfibólio (ACG), granitoides toleíticos de arco (ATG), granitoides toleíticos dorsal oceânica (RTG), e granitoides alcalinos e peralcalinos (PAG).

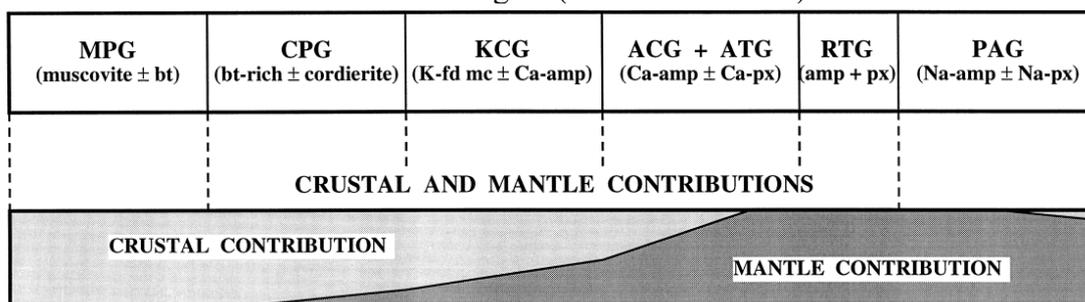
Quadro 3: Tabela com os 6 tipos de granito, correlacionando sua origem e o ambiente geodinâmico.

Granitóides		Origem	Ambiente geodinâmico
Granitos peraluminosos com muscovita	MPG	Origem crustal Granitoides peraluminosos	Colisão continental
Granitos peraluminosos com cordierita	CPG		
Granitoides cálcio-alcalinos ricos em K	KPG	Origem mista (Crosta + Manto) Granitoides metaluminosos e calcio-alcalinos	Regimes transicionais
Granitoides cálcio-alcalinos com anfibólio	ACG		Subducção
Granitoides toleíticos de arco	ATG	Origem mantélica	Expansão oceânica ou domeamento continental e rifteamento
Granitoides de dorsal oceânica	RTG		
Granitoides alcalinos e peralcalinos	PAG	Granitoides toleíticos, alcalinos e peralcalinos	

Fonte: Barbarin (1999).

Barbarin (1999), propõem ainda a subdivisão de 6 tipos de granitos que se diferenciam e se distribuem conforme a associação com a mineralogia característica de cada tipo individualmente classificado, levando em consideração o local de origem como crustal, mista (Crosta + Manto) ou mantélica, conforme apresentado na figura 7.

Figura 7: Tipos de granitos e a associação mineralógica característica correlacionado ao ambiente de origem (crosta e/ou manto).



Fonte: Barbarin (1999).

Pamplona (2001), esquematizou um quadro geodinâmico (Quadro 4) com os diferentes tipos de granitos proposto por Barbarin (1999), levando em consideração a natureza da litosfera envolvida, o movimento das placas tectônicas e o regime tectônico atuante

Quadro 4: Tipos de granitos e seus ambientes tectônicos

QUADROS GEODINÂMICOS				
OROGENICO				ANOROGENICO EXTENSIONAL
Convergência de duas litosferas oceânicas	Convergência entre uma litosfera continental e uma litosfera oceânica	Convergência entre duas litosferas continentais	Relaxação de uma litosfera continental	Adelgaçamento e fracturação de uma litosfera continental
Arco vulcânico	Margens continentais activas	Orógenos colisionais	Cadeias colisionais antigas	Zona de <i>rift</i> intracontinental
Subducção de uma litosfera oceânica sob outra litosfera oceânica	Subducção de uma litosfera oceânica sob uma litosfera continental	Subducção intercontinental	<i>Uplift</i> pós colisional	<i>Rifting</i> pós orogénico
Distensão regional	Distensão regional	Compressão regional e distensão local	Distensão regional	Distensão regional
dobramento aberto	expansão com encurtamento mínimo	encurtamento e espessamento crustal (dobramento, falhas inversas / cavalgamentos e desligamentos)	<i>uplift</i> (desligamentos e falhas normais)	<i>rifting</i> (zonas de cisalhamento distensivas ou geometrias em <i>ramp-flat</i>)
Granitóides calco-alcalinos e toleíticos (ACG + ATG)	Granitóides calco-alcalinos K (ACG + KCG)	Granitóides peraluminosos e calco-alcalinos K (MPG e CPG + KCG)	Granitóides calco-alcalinos (KCG)	Granitóides alcalinos e peralcalinos (PAG)

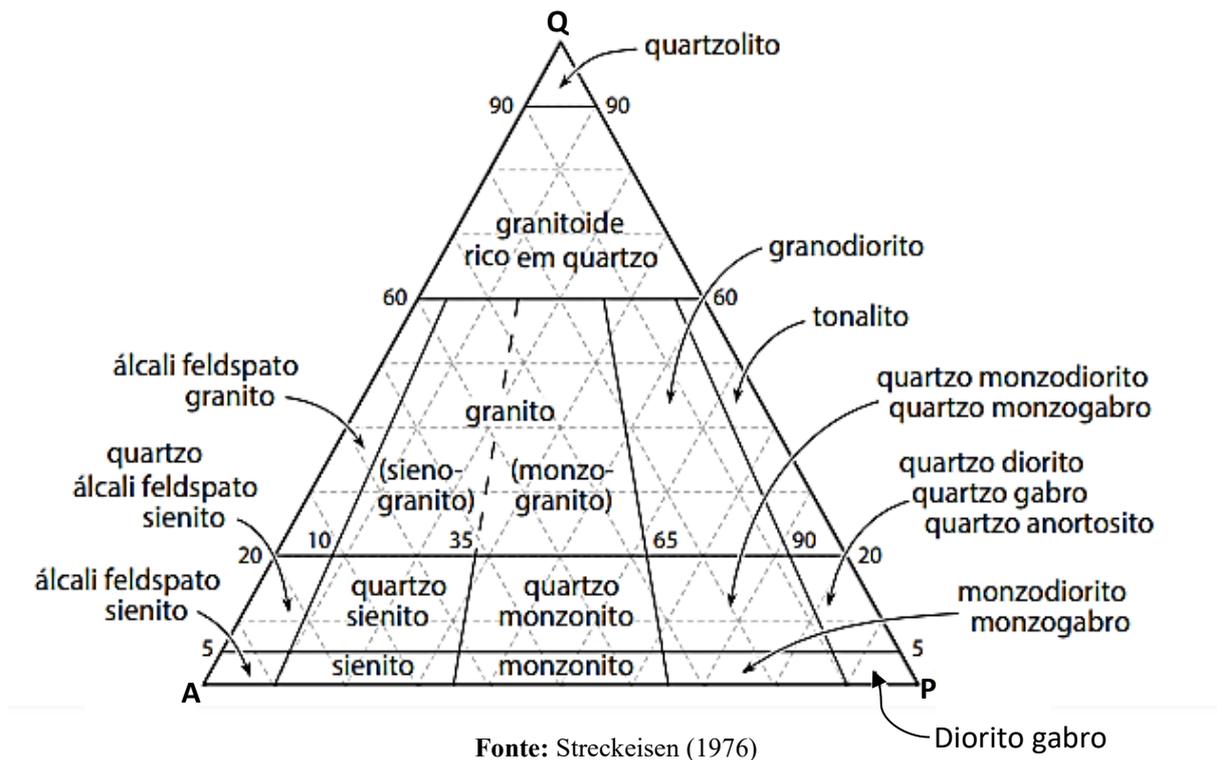
Fonte: Pamplona (2001).

4.2. Nomenclatura e Classificação Segundo a IUGS

A IUGS (*International Union of Geological Sciences*) e a BGS (*British Geological Survey*) sistematizaram a padronização do esquema de nomenclatura das rochas, com o objetivo de tornar os nomes de rochas mais específicos, criando uma nomenclatura baseada em termos qualificadores e nome-raiz, de modo a trazer informações sobre a rocha no próprio nome dela,

de maneira sistemática (PSCHEIDT, 2019). Um exemplo bem conhecido é o Diagrama QAP, que através dos teores de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio nas rochas, podemos chegar ao nome-raiz, como por exemplo alcalifeldspato granito, sienogranito, monzogranito, granodiorito e monzonito (Figura 8).

Figura 8: Diagrama QAP para classificação modal de rochas plutônicas (Q = Quartzo, A= Feldspato Alcalino, P = Plagioclásio).



De acordo com Pscheidt (2019), os termos qualificadores podem ser enquadrados nas categorias: (i) nomes de minerais; (ii) termos texturais; (iii) indicadores de cor; (iv) termos químicos; (v) termos genéticos; (vi) termos tectônicos. Segundo Gillespie e Styles (1999), deve se seguir diretrizes para nomear uma rocha ígnea: (i) devem ser usados termos que contribuam com informações sobre a rocha; (ii) não deve ser um nome muito extenso; (iii) os termos devem ser vinculados por hifens, mas não pode usar hifens com o nome raiz (Exemplo: Turmalina-Biotita monzogranito). Ainda segundo os mesmos autores o nome raiz deve estar em negrito e sublinhado, já os outros termos devem estar sempre em itálico (Exemplo: *Turmalina – Biotita monzogranito*)

A classificação de rochas plutônicas, segundo Le Maitre (2002), que também é recomendada pela *International Union of Geological Society* (IUGS), é que seja utilizado o diagrama ternário QAPF desenvolvido por Streckeisen (1976) para sua classificação, pois

devido a praticidade em sua aplicação acabou contribuindo para uma melhor classificação homogênea, sendo amplamente difundida até os dias de hoje.

Outra classificação utilizada é a classificação modal, que apesar de ser extremamente descritiva, raramente fornece informações além das proporções minerais que classificam essas rochas, por isso é recomendado a adição de características qualificadoras como os minerais (Exemplo: Turmalina sienogranito), termos texturais (Exemplo: Monzogranito porfirítico), termos tectônicos (Exemplo: Granitos colisionais). Uma vez que exista mais de um mineral qualificador deve-se utilizar os nomes em ordem crescente (Exemplo: Turmalina-muscovita monzogranito, onde a muscovita é o mineral mais abundante). Também é possível adotar os termos “leuco-” e “mela-” como prefixos baseados no cálculo da porcentagem de máficos (M') da amostra, porém esses termos devem ser empregados de forma diferente em cada um dos 27 grupos presentes no QAPF. No quadro abaixo (Quadro 5) pode ser observado a nomenclatura correta para cada intervalo de índice de cor (M')

Quadro 5: Nomenclatura segundo o Índice de Cor (M')

Termos para Índice de Cor	Intervalo M' (%)
Hololeucocrático	0 – 10
Leucocrático	10 – 35
Mesocrático	35 – 65
Menanocrático	65 – 90
Holomelanocrático	90 – 100

Fonte: Le Meitre (2002).

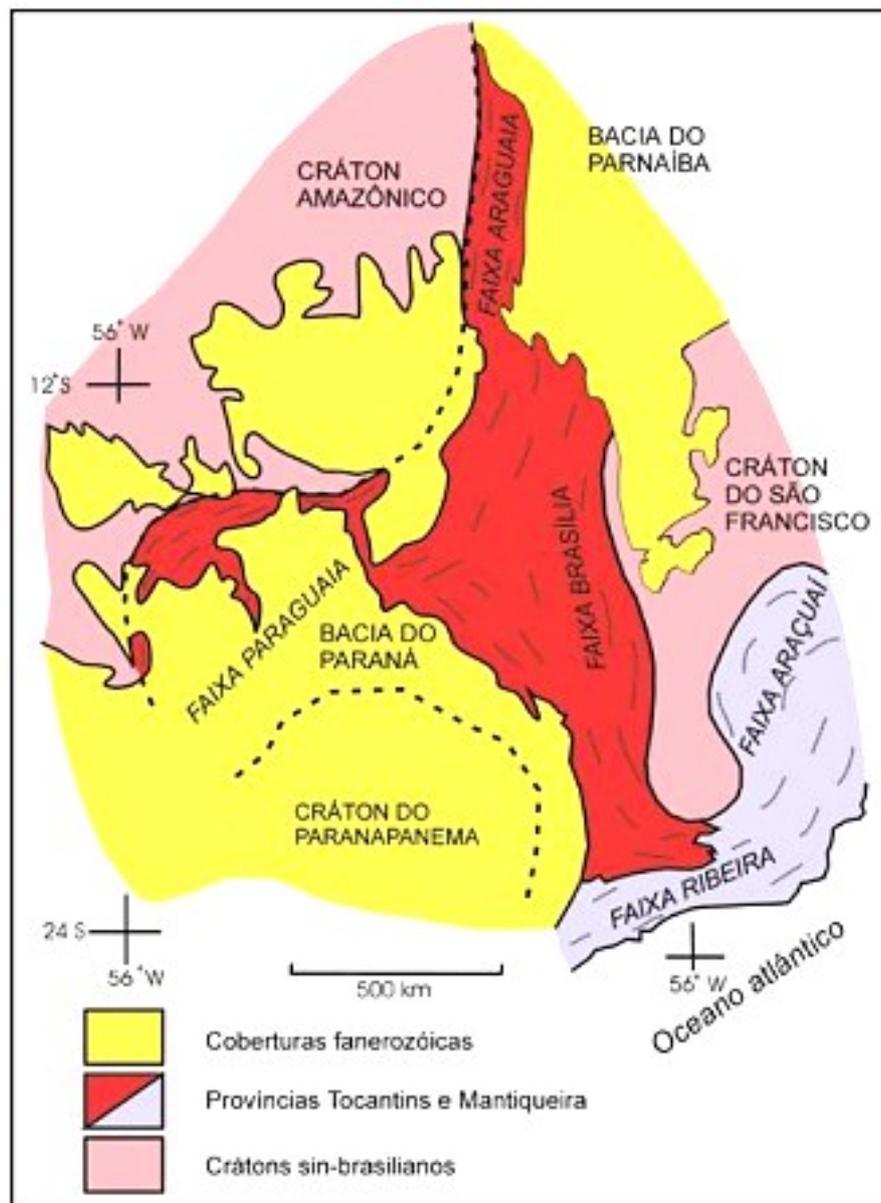
5. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo deste trabalho está inserida ao sul da Província Tocantins na porção meridional da Faixa Brasília, na região do Alto Paranaíba, Minas Gerais, nela destacam-se tipos litológicos pertencentes principalmente ao Grupo Araxá (tais como mica xisto, quartzitos, lentes de anfibolitos etc...) e a Suíte Granítica Estrela do Sul, ambas de idade neoproterozoica em alguns locais apresenta em suas porções mais altas recobertas parcialmente por arenitos da Formação Marília pertencente ao Grupo Bauru.

A Província Tocantins representa um sistema orogênico, de direção N – S, que se desenvolveu durante o evento Brasileiro/Pan Africano (ALMEIDA et al., 1977). De acordo com Pimentel (2016), a Província Tocantins é resultado da colisão de três grandes blocos continentais, sendo eles o cráton Amazônico, seguidos pelo São Francisco/Congo e finaliza

pelo Paranapanema, este último atualmente coberto por rochas fanerozoicas da Bacia do Paraná. Essa província é compartimentada nas Faixas Paraguaia e Araguaia, que margeiam o Cráton Amazônico, e a Faixa Brasília, que margeia o Cráton São Francisco (ALMEIDA et al., 1977; ALMEIDA et al., 1981; VALERIANO et al., 2004). Conforme apresentado na figura 09, é possível observar a delimitação da província Tocantins, seus limites e divisão interna nas faixas de dobramento.

Figura 9: Esboço tectônico do Brasil central, com destaque para a Província Tocantins e sua compartimentação.



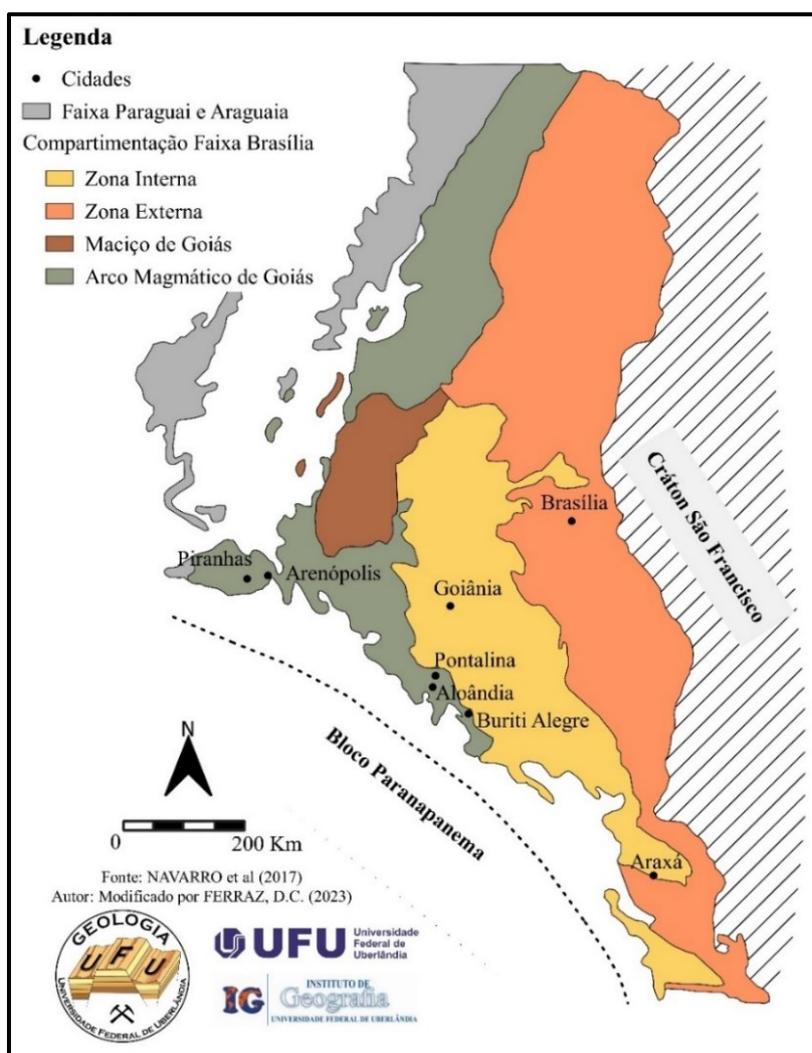
Fonte: Valeriano et al. (2004).

5.1. Faixa de Dobramentos Brasília

A Faixa Brasília ou Orógeno Brasília, é um cinturão de dobramentos desenvolvido durante o neoproterozoico, situada na parte ocidental da Província Tocantins, possuindo cerca de 1200 km de comprimento e 300 km de largura, abrangendo os estados de Tocantins, Goiás e Minas Gerais. (ALMEIDA et al., 1977; PIMENTEL et al., 2000; ULHEIN et al., 2012). De acordo com Pimentel (2016) a Faixa Brasília registra uma longa e complexa história de deformação, metamorfismo e acreção de terrenos.

Fuck (1994) foi um dos primeiros pesquisadores a realizar uma divisão da Faixa Brasília levando em consideração a tectônica da área, a litologia e as estruturas presentes, possibilitando a compartimentação nas zonas Cratônica, Externa, Interna, no Arco Magmático de Goiás e no Maciço de Goiás. Na figura 10, modificada de Navarro et al. (2017a), podemos observar a divisão proposta por Fuck (1994).

Figura 10: Mapa esquemático da Província Tocantins e sua compartimentação.



Fonte: Modificado de Navarro et al. (2017a).

A zona Cratônica, representada pelo Cráton São Francisco, é constituída pelos grupos Bambuí e Vazante, que formam extensas coberturas fanerozóicas que estão sobrepostas ao embasamento granito-gnáissico de idade arqueano e paleoproterozoico (ULHEIN et al., 2012; PIMENTE et al., 1996). De acordo com Ulhein et al. (2012) o contato entre o cráton e a Faixa Brasília é indicado por falhas de empurrão que apresentam baixo a médio ângulo de deformação.

A zona Externa da Faixa Brasília é composta por unidades metassedimentares dos grupos Araí, Natividade, Paranoá e Canastra, são interpretados como sequências de margem passiva formados na porção oeste do bloco continental São Francisco-Congo de idades paleoproterozoicas a neoproterozoicas (UHLEIN et al., 2012; KLEIN, 2008); VALERIANO et al., 2008).

A zona Interna, local que a área de estudo está inserida, é composta por um sistema de *nappes* com direções pro Cráton São Francisco (PIMENTEL et al., 1999), sendo constituída pelos grupos Araxá, Serra da Mesa, Ibiá e pelo Complexo Anápolis-Itauçu, além de corpos máficos-ultramáficos e granitos sin colisionais (KLEIN, 2008; SEER et al., 2001). De acordo com Ulhein et al. (2012), o Complexo Anápolis – Itauçu representa núcleo metamórfico do orógeno sendo constituído de rochas de alto grau como granulitos e gnaisses de idade neoproterozoica.

Arco Magmático de Goiás, de acordo com Pimentel (2016), representa um dos mais expressivos processos de acreção crustal juvenil durante a montagem do Gondwana, onde segundo Fuck (1994), é composto por terrenos ortognaissicos e sequências vulcanossedimentares de idade neoproterozoica. De acordo com Frasca (2015), este arco representa um testemunho de uma crosta que registra a abertura e fechamento de um oceano entre o cráton Amazônico e São Francisco-Congo, durante o neoproterozoico entre 900 e 600 Ma.

O Maciço de Goiás compreende uma associação de terrenos com idades variando do Arqueano ao Neoproterozoico, sendo composto por complexos granito-gnáissicos, sequências meta-vulcanossedimentares, greenstone belts e complexos mafico-ultramafico (VIANA et al., 1995; CORDEIRO, 2014). De acordo com Cordeiro (2014), a hipótese mais aceita sobre o Maciço de Goiás é que seja um micro continente amalgamado à porção oeste do Cráton São Francisco no evento neoproterozoico Brasileiro.

Após essa primeira divisão surgiu uma nova proposta utilizada por alguns autores (ARAUJO FILHO, 2000; ULHEIN et al., 2012) que delimitam a Faixa Brasília em Setentrional, parte norte, e em Meridional, parte sul. Essa divisão leva em consideração a orientação das

estruturas nos dois segmentos, além das diferenças estratigráficas, tectônicas e geocronológicas, onde a parte Setentrional apresenta orientação NE, e a parte Meridional orientação NW, sendo divididas pela mega-inflexão dos Pirineus, conhecida também como Sintaxe dos Pirineus ou Inflexão do Pirineus, de orientação E – W (ARAUJO FILHO, 2000; ULHEIN et al., 2012; KLEIN, 2008; SABARAENSE, 2016). De acordo com Ulhein et al. (2012) o segmento meridional é mais antigo que o setentrional, apresentando uma deformação e metamorfismo de 650 – 580 Ma e a parte setentrional 560 – 540 Ma.

5.1.1. Grupo Araxá

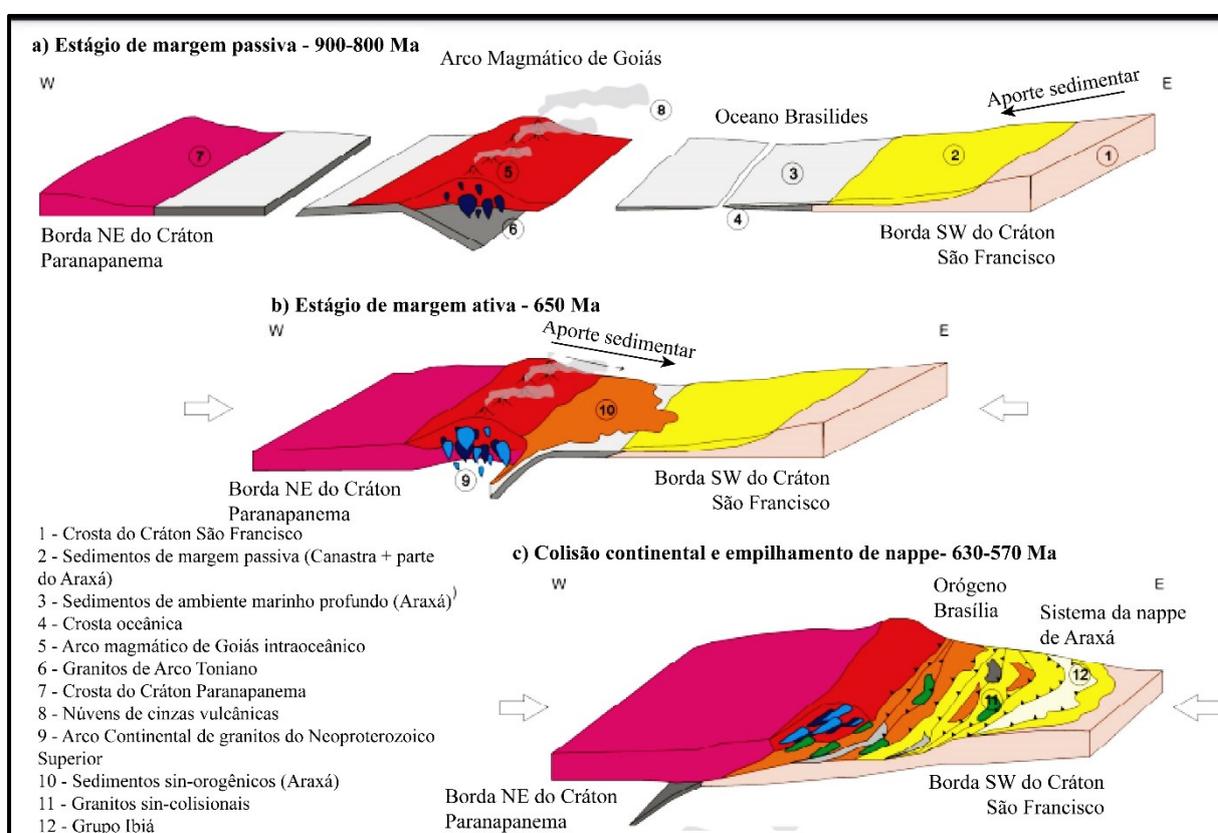
O Grupo Araxá corresponde a uma unidade metassedimentar primeiramente descrita por Barbosa (1955), intitulando de Formação Araxá. Após alguns estudo e aumento da área de atuação dessa unidade, a mesma foi elevada ao nome de Grupo Araxá, que posteriormente foi dividida nas unidades A e B, onde a unidade A seria composta por rochas metassedimentares como mica xistos com granada, turmalina e/ou cordierita, xistos grafitosos e quartzitos micáceos, e a unidade B apresentando calcoxistos, xistos feldspáticos, grafita xistos, metacalcários, quartzitos micáceos e lentes de anfibolito (BARBOSA et al., 1970; LACERDA FILHO et al., 1999; SABARAENSE, 2016).

Segundo Pimentel et al. (2001), através método de datação Sm-Nd, foi possível observar que o Grupo Araxá apresenta uma distribuição bimodal das idades, significando que ocorreu contribuição de sedimentos de duas áreas fontes distintas para a formação dessa unidade. O primeiro grupo apresentou idades de 1,79 a 2,2 Ga (Paleoproterozoica), evidenciando que os sedimentos podem ser oriundos do Cráton São Francisco. O segundo grupo apresentou idades mais jovens de 1,0 a 1,26 Ga (Mesoproterozoica) indicando que a provável proveniência dos sedimentos possa ser do Arco Magmático de Goiás.

Após o trabalho como o de Pimentel et al. (2001), outros autores (SABARAENSE, 2016; NAVARRO et al., 2017b; FALCI et al., 2018; NAVARRO et al., 2019), tentaram compreender melhor essa contribuição de sedimentos para a formação do Grupo Araxá. Falci et al. (2018), em seu trabalho sobre a *nappe* de Araxá, propôs 3 estágios de formação para o Grupo Araxá, o primeiro estágio (ca 900 – 800 M.a), no período Toniano, onde ainda não havia ocorrido a colisão entre o cráton São Francisco, Amazônico e Paranapanema, evidencia que parte dos sedimentos que deram origem ao Grupo Araxá são oriundos do cráton São Francisco em um contexto de margem passiva, onde nesse período ainda existia o oceano Brasilides, que estava situado entre o Arco Magmático de Goiás e Cráton São Francisco. O segundo estágio

(ca. 650 Ma), o qual o processo de colisão estava iniciando, demonstra a formação de sedimentos do Grupo Araxá oriundo do Arco Magmático de Goiás em um contexto de margem ativa, além do fechamento progressivo do oceano Brasilides que estava ocorrendo simultaneamente. No terceiro estágio (ca. 630-570 Ma), é quando ocorre o metamorfismo e deformação ocorrida na Faixa Brasília e posteriormente a formação do sistema de *nappes* observado na região. Neste último estágio são observados a presença de corpos anfibolíticos, atestando a existência de uma crosta oceânica na porção oeste do Cráton São Francisco, e corpos graníticos, sendo esses observados desde a região de Araxá em Minas Gerais até o estado de Goiás. Os 3 estágios podem ser observados na figura 11 abaixo.

Figura 11: Estágios de formação do Grupo Araxá.



Fonte: Modificado de Falci et al. (2018).

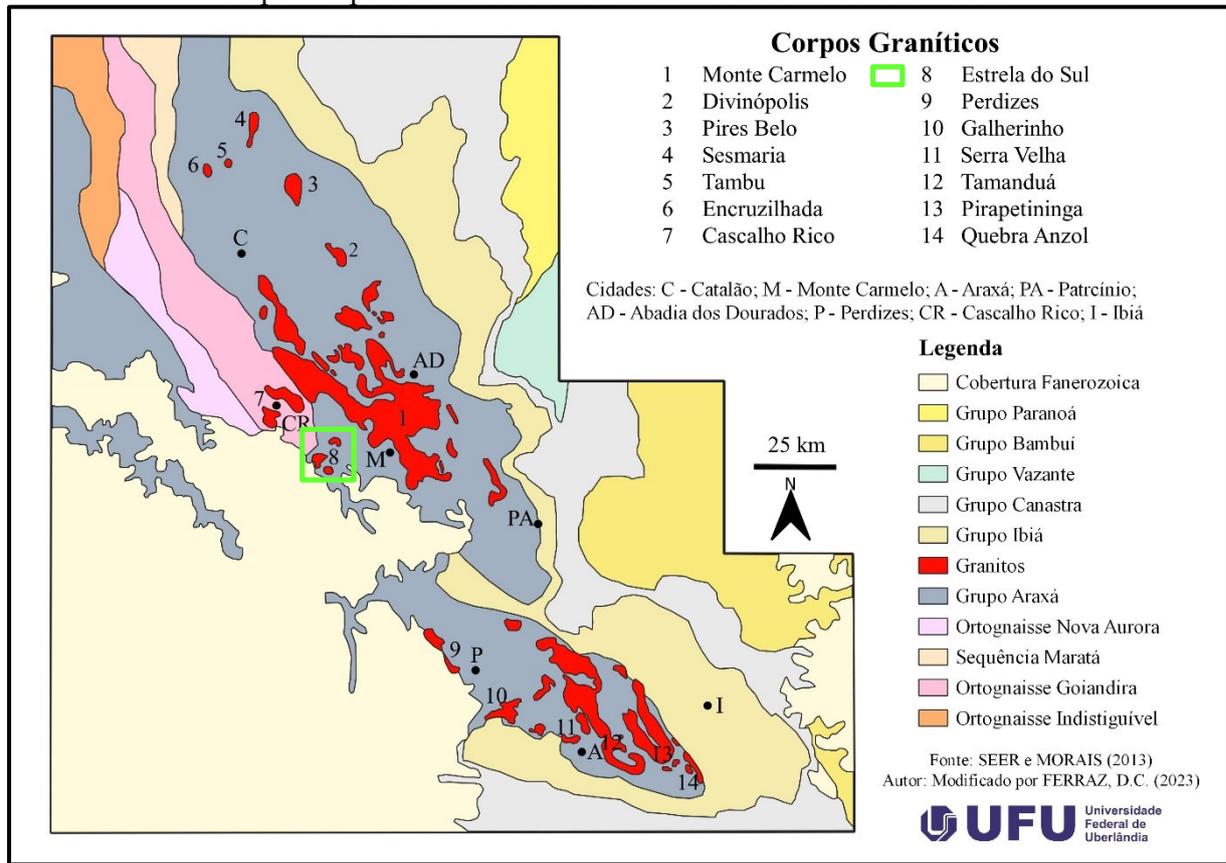
5.1.2. Suíte Granítica Estrela do Sul

Os granitos que compõem a Suíte Granítica Estrela do Sul, são conhecidos e descritos de forma regional desde os primeiros estudos sobre o Grupo Araxá. Barbosa et al. (1970) observou as rochas graníticas aflorantes perto da cidade de Estrela do Sul analisando sua intrusão em xistos finos. Posteriormente Brod et al. (1991) citado por Seer (1999), descreveu corpos granitóides, na região de Abadia dos Dourados – MG, que são petrograficamente

similares aos descritos na região de Araxá - MG. Já Pimentel et al. (1999) tenta compreender as intrusões graníticas para analisar a evolução da Faixa Brasília com a finalidade de reconstruir a história tectônica do cinturão. Seer et al. (2005) descreveu granitos que ocorrem na região de Araxá – MG (granito Quebra Anzol, Pirapetinga, Serra Velha e Tamanduá), observando que os granitos dessa região se apresentam em corpos tabulares e concordantes que constituem dois tipos petrográficos, um como biotita granitos e outro como biotita-muscovita granitos, apresentando assinaturas mineralógicas similares às de granitos do tipo colisionais.

Os estudos geocronológicos iniciaram com a quantificação da atividade colisional bem caracterizada na região com pico de metamorfismo entre 640 e 637 Ma (SEER et al., 2010), por datações U/Pb em cristais de zircões determinam a idade de cristalização em $632 \pm 3,2$ Ma. Dados obtidos através de química isotópica de Sm/Nd mostram idade modelo TDM 1,68 Ga e valores negativos de ϵ_{Nd} (-7,224) indicando magma resultante de retrabalhamento de crosta mesoproterozoica, possivelmente com contribuição da fusão parcial dos próprios sedimentos do Grupo Araxá (SEER et al., 2005; SEER; MORAES, 2013). Segundo Seer e Moraes (2013), as rochas graníticas intrusivas no Grupo Araxá representam ao todo quatorze (14) intrusões, distribuídos entre as cidades de Araxá – MG e Catalão – GO, compondo três episódios magmáticos principais representantes na região. O primeiro episódio ocorreu por volta de 833 Ma, responsável por gerar o Granito Quebra Anzol, que apresenta corpo alongado e deformado ocorrendo na parte frontal da Nappe Araxá, sendo associado a um volume significativo de anfibolitos, indicando uma provável fonte mantélica com pouca contaminação crustal, embora tenha sido afetado por alteração hidrotermal pós-magmática e milonitização. O segundo episódio, com idade de 790 Ma, é representado pelo Complexo Monte Carmelo, que tem a sua origem em ambiente de arco magmático pré-colisional. O último episódio magmático, com idade 642 a 630 Ma, representados pelos granitos Serra Velha, Tamanduá, Pirapetinga, Galheirinho, Perdizes, Estrela do Sul e Cascalho Rico, indicam um possível processo de geração em um ambiente colisional. Na figura 12 abaixo, de Seer e Moraes (2013), podemos observar os corpos graníticos que são resultados destes episódios magmáticos.

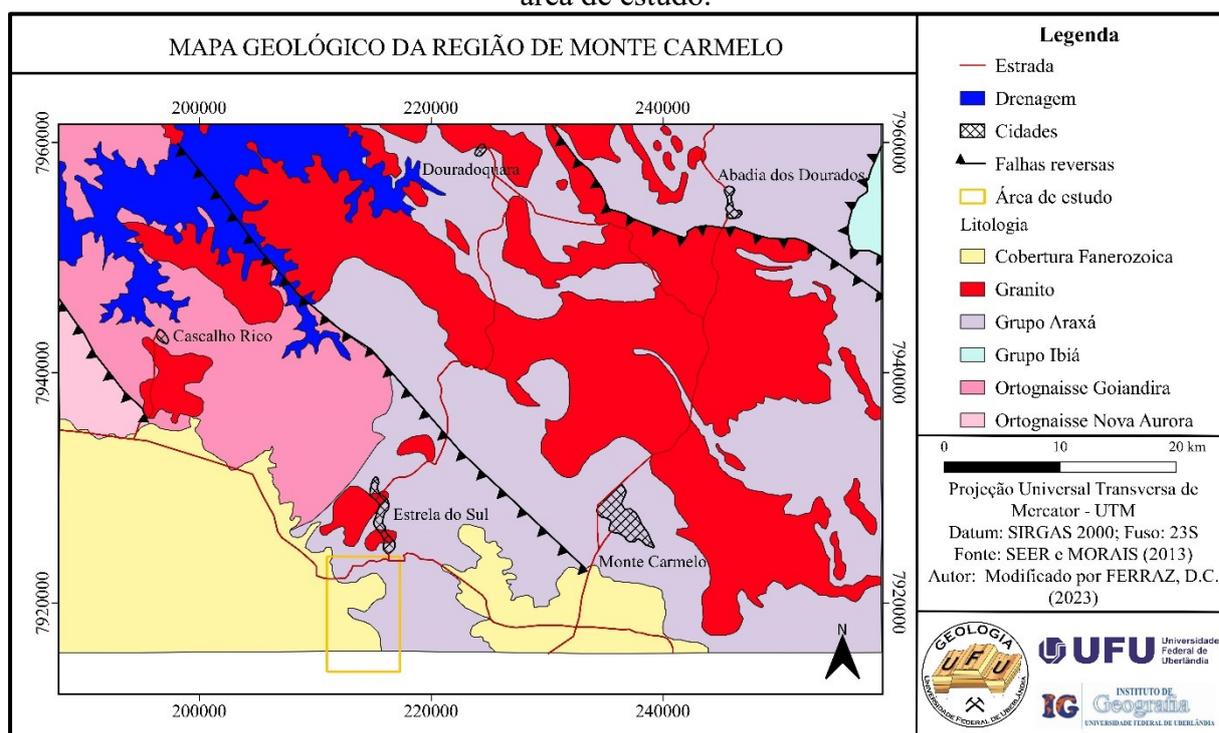
Figura 12: Corpos Graníticos no Grupo Araxá, Sudeste da Faixa Brasília. Destaque para o corpo 8 representando a Suíte Granítica Estrela do Sul – MG.



Fonte: Modificado de Seer e Moraes (2013).

A Suíte Granítica Estrela do Sul, a unidade foco desse trabalho, é composta por 7 corpos graníticos de acordo com Chaves e Dias (2017). Essa unidade foi estudada por Hasui e Almeida (1970), Seer e Moraes (2013) e Santos (2019), sendo caracterizada como pequenos corpos graníticos, que apresentam deformação provavelmente pós-colisionais, mais intensa nas partes mais externas do corpo (bordas) e menos intensa nas porções internas, em geral apresentando uma coloração acinzentada e textura fanerítica e inequigranular, com uma mineralogia composta por quartzo, feldspato (ortoclásio e microclínio), plagioclásio (oligoclásio), biotita, muscovita e minerais opacos, podendo apresentar como minerais acessórios monazita, apatita, granada e turmalina. Sua idade de cristalização (entre 642 e 630 Ma) o coloca como um granito tardi-pós colisional (SANTOS, 2019). Seer e Moraes (2013), pesquisaram através de mapeamento sistemático a região que se estende de Araxá a Catalão, com destaque na região Monte Carmelo (Figura 13), para ilustrar a dimensão espacial dos corpos graníticos da região, contudo o corpo do presente trabalho não foi reconhecido no estudo e seu local de ocorrência é preenchido pelas coberturas fanerozoicas e o Grupo Araxá.

Figura 13: Corpos Graníticos da região de Monte Carmelo. Destaque para a localização da área de estudo.



Fonte: Modificado de Seer e Moraes (2013).

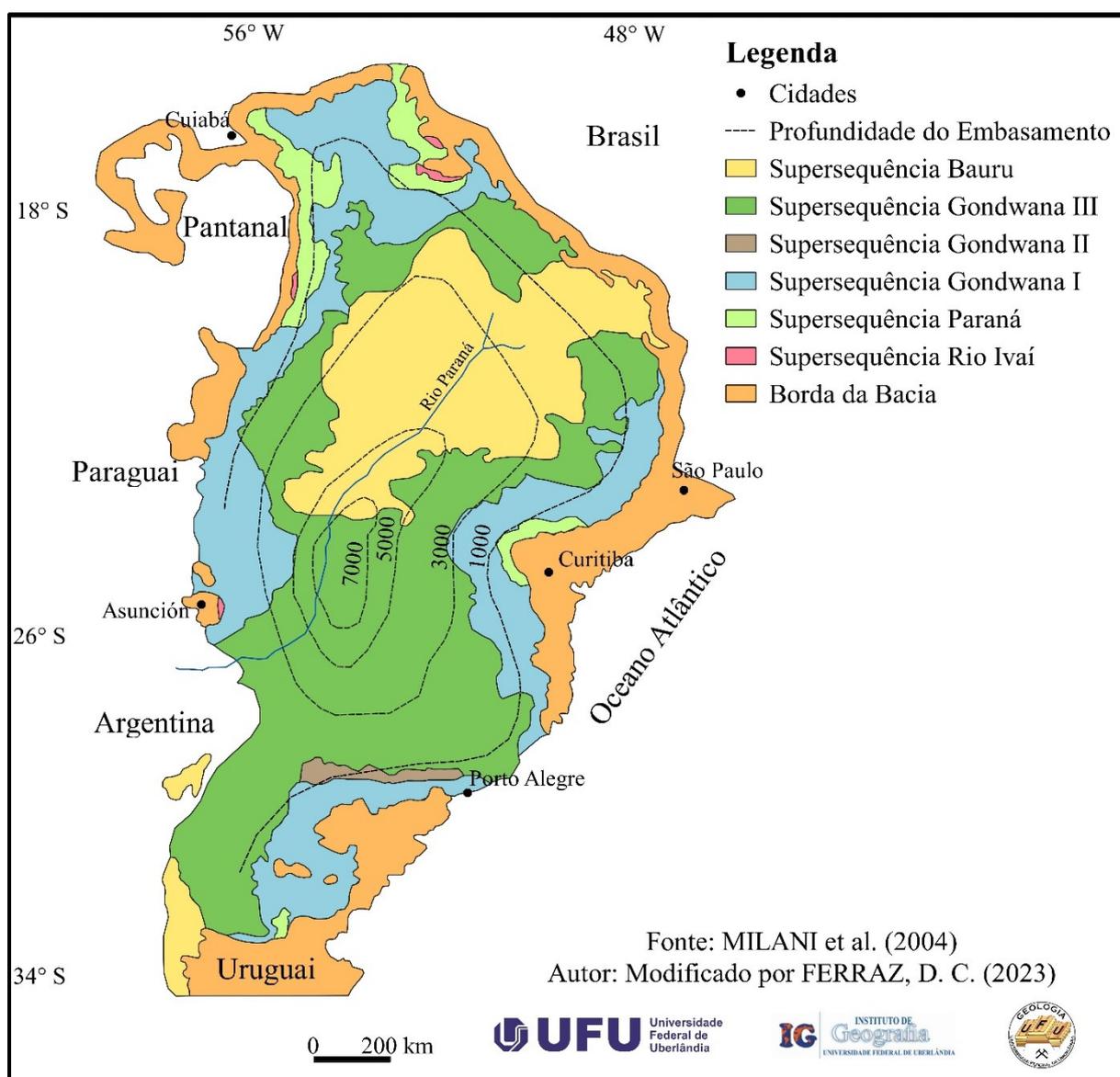
Visando um melhor entendimento e separação da Suíte Granítica Estrela do Sul foi proposto o nome de Granito Itambé para esse corpo em questão.

5.1.2. Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná representa uma extensa região composta por uma sucessão sedimentar-magmática com idades entre o Ordoviciano e o Neocretáceo, com aproximadamente 1,5 milhão de quilômetros quadrados e espessura sedimentar que ultrapassa 7000 m, abrangendo porções do Brasil meridional, Paraguai, Argentina e Uruguai (MILANI, 2004; MILANI et al. 2007).

Milani (1997), dividiu a Bacia do Paraná em seis supersequências (Figura 14), levando em consideração as sucessivas fases de acumulação sedimentar que ocorreram em mais de 350 Ma, denominando-as como supersequência do Rio Ivaí (Ordoviciano - Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero - Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico - Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). Segundo Milani e Ramos (1998), três supersequências correspondem a ciclos transgressivo-regressivos durante o paleozoico, e os outros são pacotes sedimentares continentais formados durante o mesozoico, que ocorrem associadas com rochas ígneas.

Figura 14: Mapa geológico da Bacia do Paraná.



Fonte: Modificado de Milani et al. (2004).

Na folha Estrela do Sul, Chaves e Dias (2017), descrevem litologias da Formação Botucatu do Grupo São Bento e da Formação Marília do Grupo Bauru.

O Grupo São Bento, de acordo com Strugale et al. (2004), é composto pelas formações Piramboia, Botucatu e Serra Geral. Segundo Scherer (2000), a Formação Botucatu, apresenta uma ampla distribuição e espessura, cobrindo uma área maior que 1,5 milhões de km² apresentando uma espessura entre 50 e 100 m, podendo chegar a 300 m de profundidade em algumas localidades.

A Formação Botucatu é uma unidade constituída por arenitos finos a médios, com elevada esfericidade e aspecto fosco, coloração rosada e exibindo estratificação cruzada de médio a grande porte (MILANI et al., 2007). De acordo com Scherer (2000), essa formação foi

depositada formando um deserto com grandes dunas eólicas, onde as interdunas úmidas estavam ausentes, fazendo com que seja um excelente exemplo de sedimentação em um sistema eólico seco.

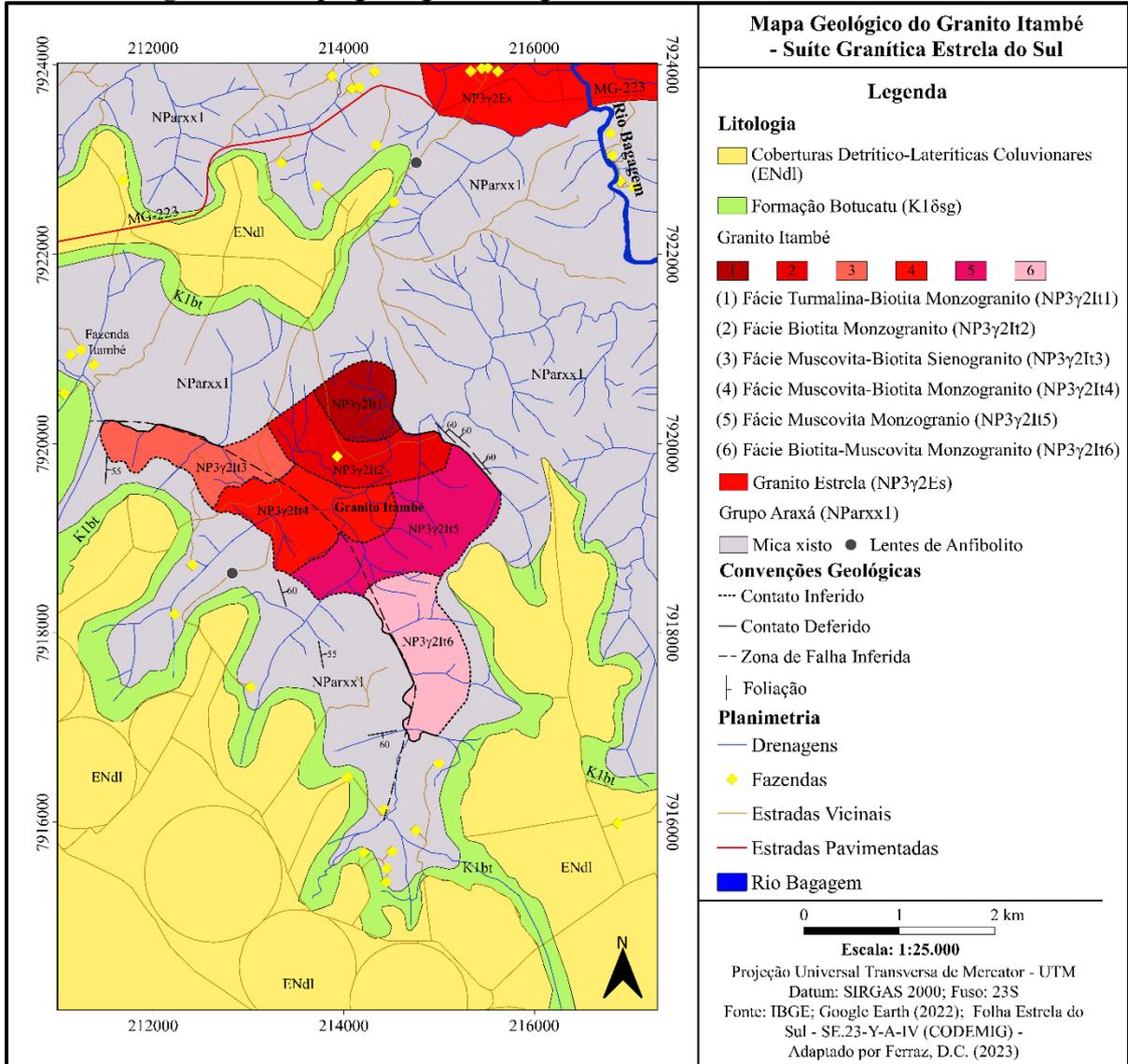
O Grupo Bauru ocupa uma área de cerca de 370.000 km² abrangendo porções dos estados de Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Mato Grosso e Goiás. De acordo com Paula e Silva et al. (2003) essa unidade compreende uma sequência cretácea depositada por cima das rochas basálticas da Formação Serra Geral. Segundo Paula e Silva et al. (2006) o Grupo Bauru é composto pelas formações Caiuá, Santo Anastácio, Araçatuba, Adamantina, Marília.

Segundo Gravina et al. (2002), a Formação Marília consiste em uma sequência de arenitos calcíferos, conglomerados e paraconglomerados carbonáticos, calcários homogêneos, brechas carbonáticas e lamitos, depositados em sistema de rios entrelaçados, sob condições de clima quente seco a levemente úmido. Barcelos e Suguio (1987), foram os responsáveis por subdividirem a Formação Marília nos membros Echaporã, Ponte Alta e Serra da Galga, porém estudos mais recentes, como o de Soares et al. (2020), observaram que o Membro Serra da Galga e o Membro Ponte Alta não apresentam afinidade com o restante da unidade, e por isso os autores propõem uma nova unidade denominada Formação Serra da Galga para a região do Triângulo Mineiro – MG.

6. RESULTADOS

Neste Capítulo serão tratados todos os dados obtidos, analisados, integrados e interpretados a partir do mapeamento sistemático das diferentes unidades litológicas e faciológicas observadas em campo. Também, será apresentado o detalhamento da descrição, análise e classificação petrográfica das variações faciológicas e caracterização geoquímica do corpo sudoeste da Suíte Granítica Estrela do Sul denominada no presente trabalho de forma inédita como Granito Itambé. Após a integração de todos os dados, de campo e laboratório, como resultado foi realizado o mapa geológico e faciológico em escala de 1: 25.000 da área de estudo (Figura 15 – APÊNDICE – D).

Figura 15: Mapa geológico da região sudoeste de Estrela do Sul – MG.



Fonte: O autor.

6.1. Geologia Local

Para realizar o levantamento sistemático da geologia local e dar início a sequência das etapas de campo, as saídas foram feitas partindo da UFU campus de Monte Carmelo até a área de estudo localizada a sudoeste do município de Estrela do sul. Estas etapas foram divididas em períodos distintos, distribuídas ao longo de 7 dias. Na área de estudo, após o mapeamento sistemático, foi possível identificar uma variedade litológica definidas pelas rochas das unidades do Grupo Araxá, Suíte Granítica Estrela do Sul e Formação Botucatu.

6.1.1. Grupo Araxá

. O Grupo Araxá representa uma grande parte da área de estudo, sendo nessa unidade a ocorrência dos diversos magmatismos descritos na literatura. Essa unidade apresenta uma grande variação de xistos, onde na área de estudo foram identificados em maior ocorrência o biotita-muscovita xisto com granada e em menor ocorrência o sericita xisto, podendo ser observado lentes de anfibolito de granulação fina associadas.

A unidade principal do Araxá representada pelos muscovitas xistos afloram sob a forma de blocos, matacões foliados e em cortes de estradas (Figura 16: A, B e C), em altitudes de 790 até 915 m, exibindo uma foliação bem definida com orientação preferencial dos minerais arranjados paralelamente, apresentando uma textura lepidoblástica em uma faixa de direção NW-SE. Devido a variação encontrada dos xistos, foi observado uma variação quanto a coloração, mais acinzentada para o sericita xistos (Figura 16D) e rosada para os biotita-muscovita xisto com granada (Figura 16E).

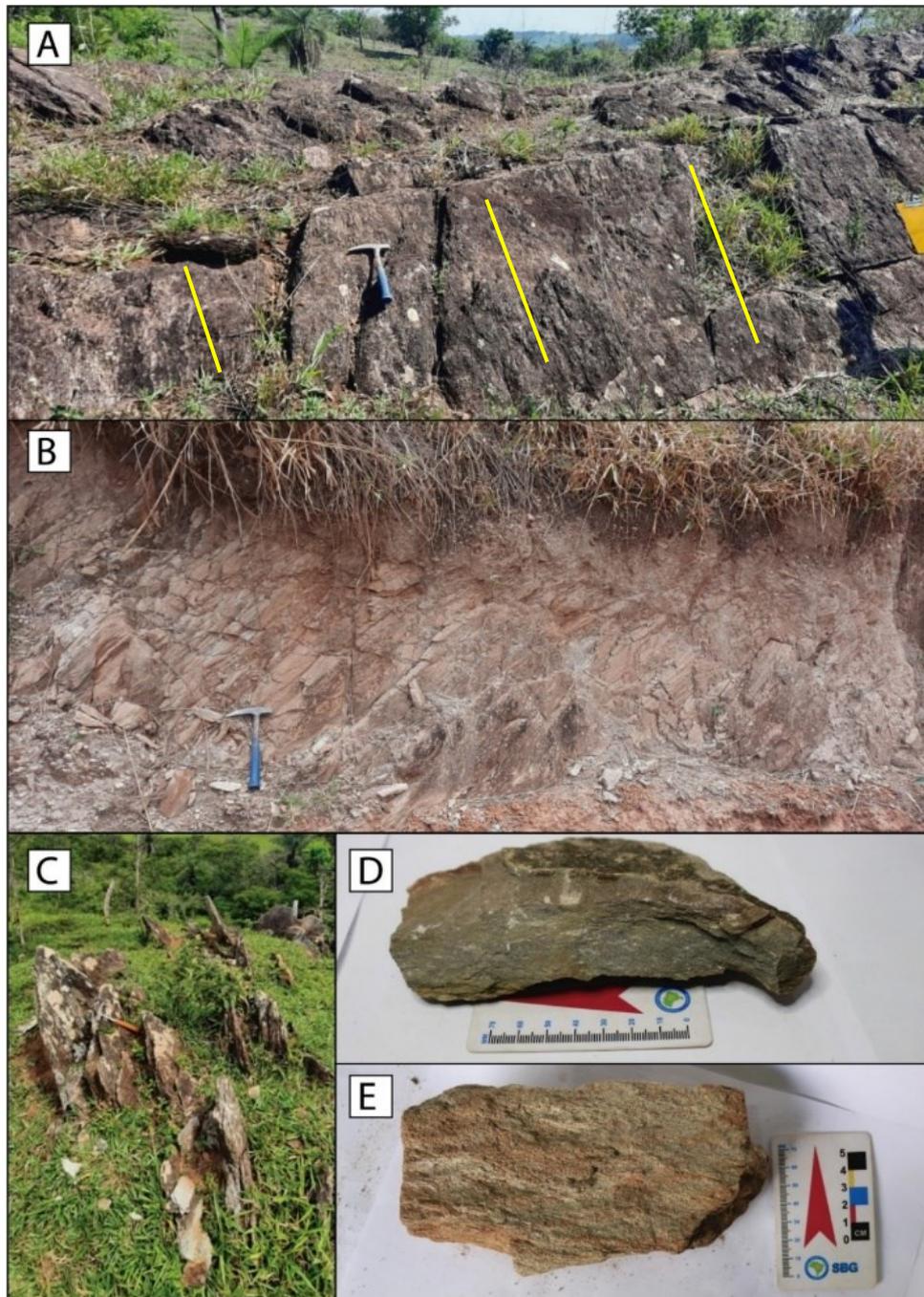
A mineralogia principal, levando em consideração a variação do xisto com maior ocorrência na área, é composta por quartzo, biotita, muscovita e granada, apesar do leve grau de intemperismo da amostra coletada, foi possível a realizar a confecção de uma lâmina delgada dessa unidade. A descrição microscópica da lâmina DF – 15 será discutida no capítulo 6.2.7.

O contato dessa unidade com o granito é abrupta, sendo observado uma maior inclinação dos xistos nas bordas dos granitos, (Figura 16: A e C). Devido as alterações ocorridas nessa litologia é observado solos intensamente micáceos de coloração amarelo-avermelhada com maior grau de desenvolvimento do solo, enquanto em porções onde aflora o granito gera solos areno-quartzosos esbranquiçados e pouco desenvolvidos.

Nos afloramentos de biotita-muscovita xisto com granada foi observado uma variação da xistosidade apresentando direção NE e NW, com mergulhos para nordeste e sudeste. Na porção leste exibe uma xistosidade de direção NW com mergulhos para NE (61/65; 45/60; 51/60; 45/50 e 50/60), na região oeste ocorre uma foliação de direção para NE e mergulho para SE (93/55; 90/50), na porção centro-sul temos direções da foliação variando entre NE e NW, com mergulhos também variando para SE e NE (170/60; 80/55; 73/60).

Figura 16: (A) Afloramento em blocos de Biotita-muscovita xisto aflorantes, situados ao norte do corpo granítico, ponto DF – 6 (B) Afloramento muscovita xisto, estrada vicinal, ponto DF – 15. (C) Afloramento sericita-xisto, situado na porção ao leste da área de estudo, ponto DF – 201. (D) Amostra sericita xisto, granulação fina, coloração acinzentada, ponto DF – 201. (E)

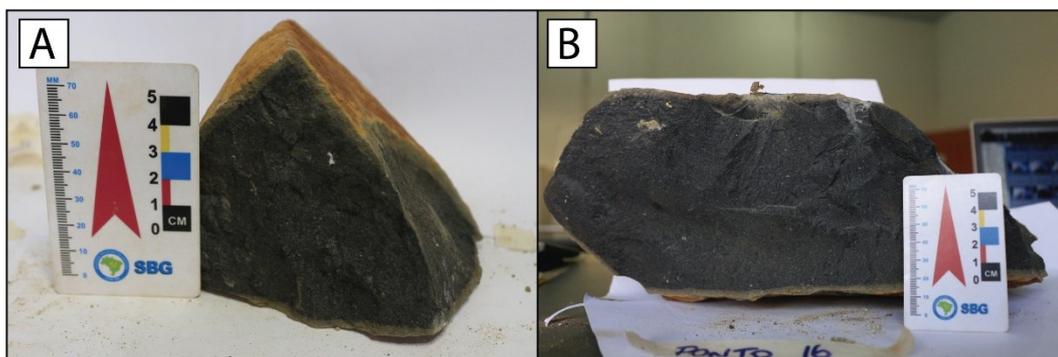
Amostra biotita-muscovita xisto com granada intemperizado, granulação fina a média, coloração rosada, ponto DF – 15.



Fonte: O autor.

Os anfibolitos presentes na área de estudo foram observados na parte norte (Figura 17A) e sudoeste (Figura 17B) da área estudada, ambos apresentam coloração preta, granulação fina a muito fina, pouco intemperizado, em formato de blocos e ocorrendo em altitudes de 910 a 916 m.

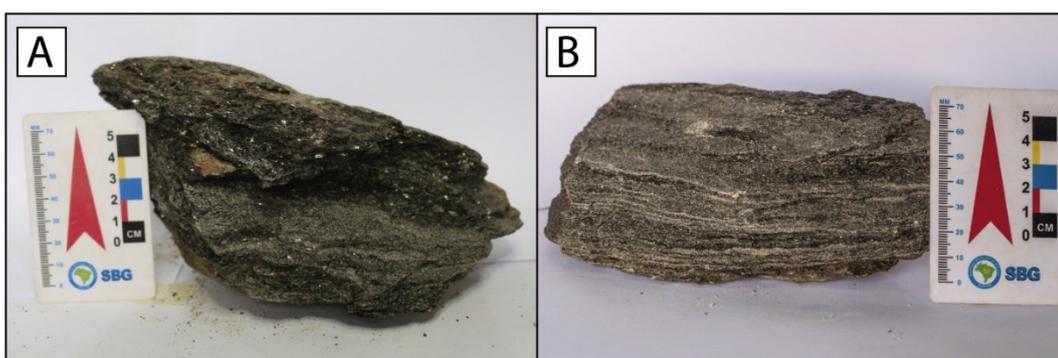
Figura 17: Amostra dos Anfibolitos com textura muito fina - (A) Ponto DF – 88, pontualmente na forma de lentes na porção norte intercalado com as rochas do Grupo Araxá. (B) Ponto DF – 16, situado na porção sudoeste da área de estudo.



Fonte: O autor.

Na porção centro-oeste do granito foi observado a ocorrência de xenólitos/enclaves de xisto micáceo, não observado em outras partes da área de estudo conforme mostra a figura 18. O biotita-quartzo xisto aflora em forma de blocos extremamente rígidos, em uma região de intenso intemperismo em altitudes de 840 a 850 m. Sua mineralogia é constituída basicamente de quartzo e biotita, de granulação fina, apresentando uma orientação preferencial dos minerais, sendo conferido uma textura lepidoblástica. Apresenta um bandamento composicional paralelo ao plano de foliação, com alternância de bandas félsicas e bandas máficas (Figura 18: A e B). A descrição microscópica dessa unidade (Lâmina DF – 61) será discutida no capítulo 6.2.8.

Figura 18: (A) e (B) Amostra de biotita-quartzo xisto com granulação fina, apresentando um bandamento composicional. A – Ponto DF – 61, B – Ponto DF – 126.



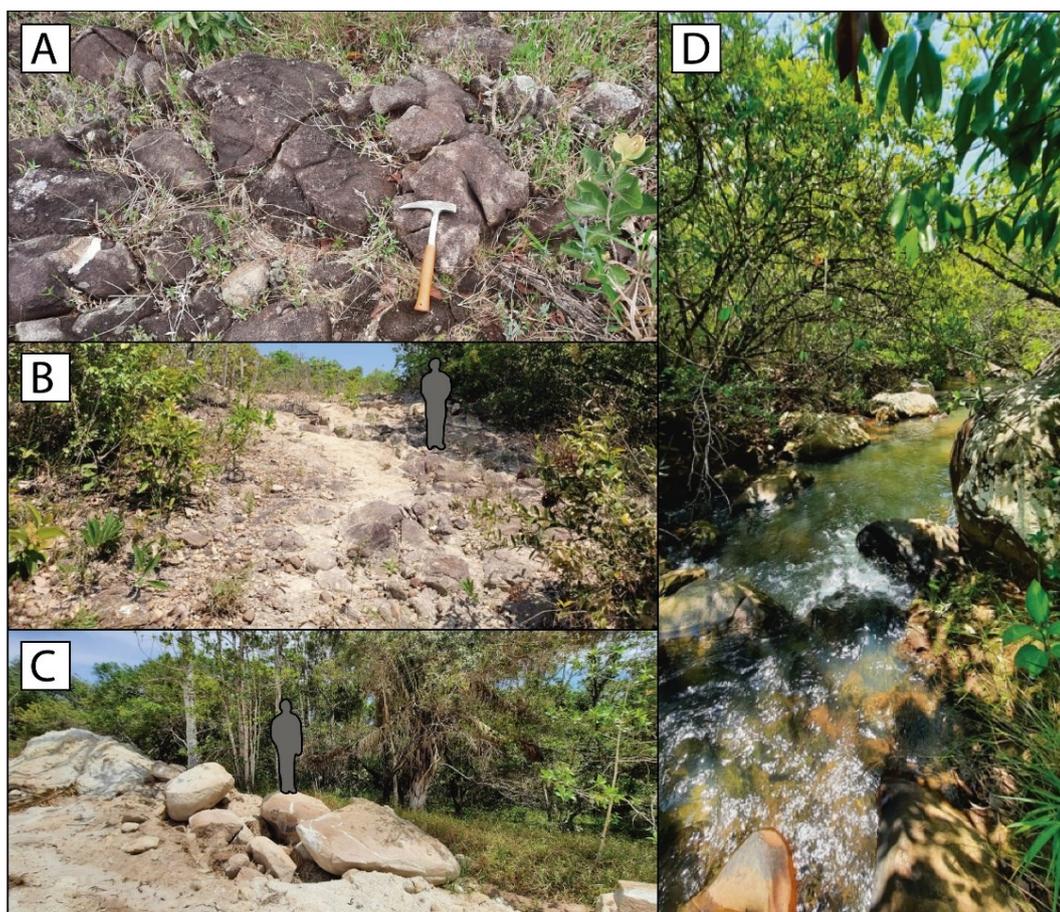
Fonte: O autor.

6.1.2. Suíte Granítica Estrela do Sul

O Granito Itambé da Suíte Granítica Estrela do Sul, inicialmente descrito na literatura como um corpo espacialmente de menor abrangência espacial está localizado a sudoeste da

cidade homônima, ocupando uma área de 6,2 km², aflorando em forma de blocos (Figura 19: B e C) e matacões (Figura 19: A e D) em cotas que podem variar de 800 e 950 m.

Figura 19: (A) Blocos na porção oeste do granito, ponto DF – 77. (B) Área localizada na porção central do granito, com alto grau de intemperismo nas rochas aflorantes, ponto DF – 66. (C) Blocos com esfoliação esferoidal, situado na porção norte do granito, DF – 23. (D) Granito aflorando nas drenagens na porção central do corpo, ponto DF – 59.



Fonte: O autor.

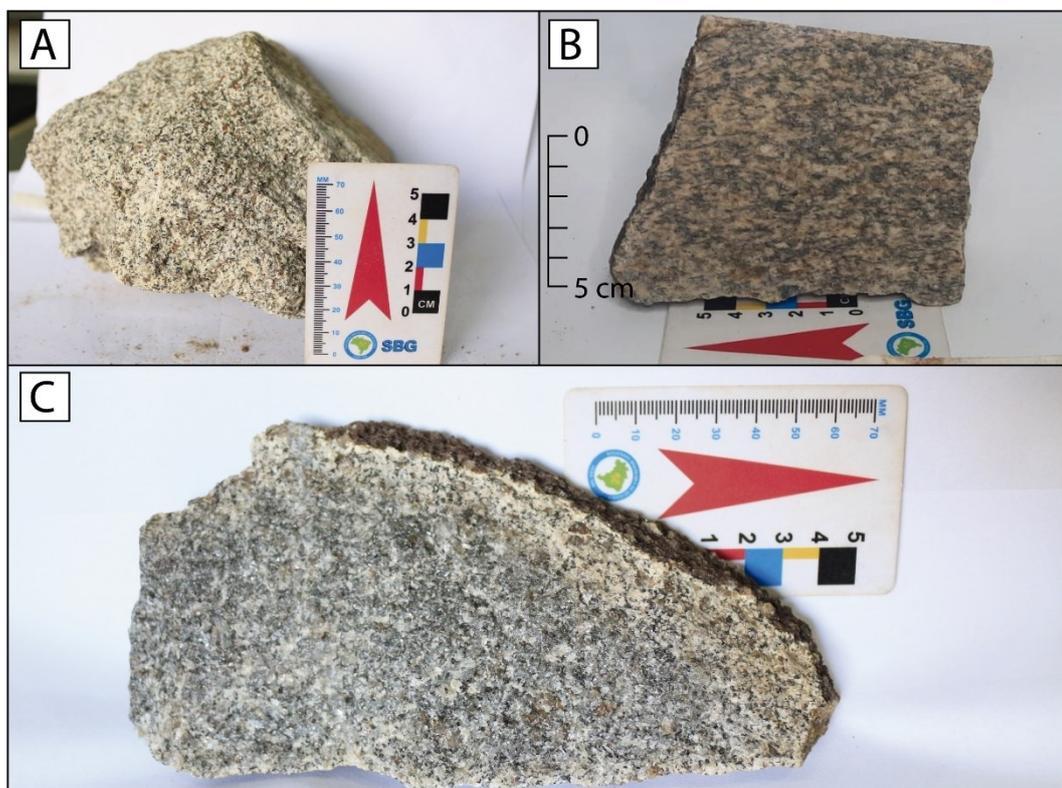
As litologias que constituem o Granito Itambé apresentam seis fácies diferenciadas denominadas de Fácies turmalina-biotita monzogranito, fácies biotita monzogranito, fácies biotita-muscovita sienogranito, fácies biotita-muscovita monzogranito, fácies muscovita monzogranito, fácies muscovita-biotita monzogranito, com estrutura predominantemente maciça, entretanto em algumas porções localizadas, esses litotipos se mostram afetados por zonas de falha regional, onde em certos locais podem apresentar foliação milonítica. É comum apresentar variação em relação a sua granulação, foi possível verificar fácies caracterizadas por serem fina até mesmo mais grossa, em geral equigranulares e isotrópicas, porém podendo localmente como já citado, apresentar feições inequigranular e outras anisotrópicas, constituem intrusões concordantes com as encaixantes. Com relação a coloração observada nessa unidade

varia de cinza claro a cinza escuro e rosada. Na porção oeste do granito foi observada uma zona falha que apresenta uma drenagem encaixada dividindo os xistos do Grupo Araxá com os granitos estudados. Essa zona de falha continua na parte central do corpo fazendo uma leve curvatura até a porção Sul, onde nesta última área também se encontra uma drenagem encaixada dividindo o Grupo Araxá e a Suíte Granítica Estrela do Sul novamente,

A mineralogia principal é composta por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e muscovita, podendo apresentar como minerais acessórios granada, turmalina, coríndon, epidoto, apatita, rutilo, monazita, argilominerais e minerais opacos. Para a realização faciológica do granito foi utilizado o diagrama QAP proposto por STRECKEISEN (1976), onde foi possível identificar seis fácies do corpo granítico. A descrição microscópica de cada fácies será discutida no capítulo 6.2.

A fácies turmalina-biotita monzogranito (Figura 20A), ocorre na porção norte do Granito Itambé em uma área de 0,56 km², exibindo rochas maciças, faneríticas, isotrópicas, holocristalina, de textura média e coloração cinza claro. Nas amostras coletadas foi possível observar regiões de maior concentração de turmalinas pretas.

Figura 20: (A) Amostra, ponto DF – 25, fácies turmalina-biotita monzogranito. (B) Amostra, ponto DF – 157, fácies biotita-muscovita monzogranito. (C) Amostra, ponto DF – 31, fácies biotita monzogranito.



Fonte: O autor.

A fácies biotita-muscovita monzogranito é caracterizada como rochas maciças anisotrópicas, exibindo níveis de orientação de seus minerais, sendo fanerítica, holocristalina, de textura fina a média e coloração rosada, com porções mais intemperizadas de coloração cinza claro (Figura 20B). Essa fácies representa a segunda maior porção do Granito Itambé, ocorrendo na porção sul em uma área de 1,11 km².

A fácies biotita monzogranito (Figura 20C), está situada na região centro-norte em uma área de 0,98 km², exibindo rochas maciças de textura média e coloração cinza escuro. Essa fácies apresenta como característica ser faneríticas, anisotrópicas e holocristalina, apresentando um orientação dos minerais.

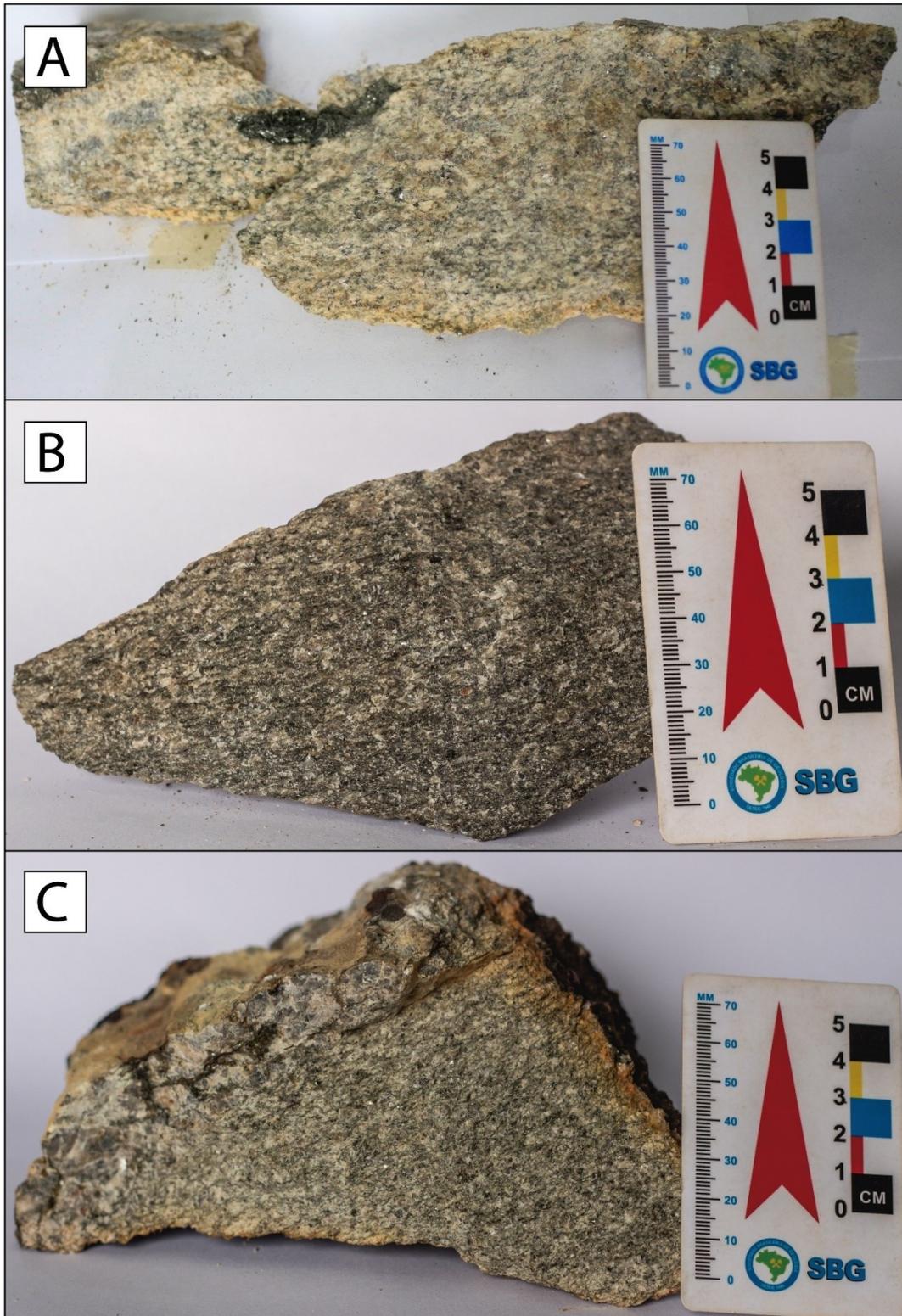
A amostras coletadas da fácies biotita-muscovita sienogranito afloram na porção oeste do Granito Itambé, em uma área de 0,87 km², de forma maciça, isotrópica, fanerítica, holocristalina, textura média a grossa e coloração cinza claro. Foi observado porções concentradas da biotita nas rochas dessa região (Figura 21A).

A fácies muscovita-biotita monzogranito apresenta rochas com feições maciças, isotrópicas, faneríticas e holocristalina, exibindo textura fina a média e coloração cinza clara a cinza escuro (Figura 21B). Essa fácies está situada na porção centro-oeste do Granito Itambé, ocorrendo em uma área de 1,17 km². Na região mais central dessa fácies foram observados os enclaves de biotitas-quartzo xistos.

A fácies muscovita monzogranito situada na região centro-leste da intrusão, representando a maior fácies do Granito Itambé ocorrendo em uma área de 1,5 km². Essa porção apresenta rochas maciças, isotrópicas, faneríticas e holocristalina, exibindo coloração cinza escuro e textura média a grossa (Figura 21C).

Na maior parte o corpo granítico apresenta solos pouco desenvolvidos (Neossolo) e nas porções oeste e sul apresenta solos com maior grau de desenvolvimento (Cambissolo) A vegetação presente nessa unidade é típica de cerrado, com vegetação rasteira e árvores baixas com troncos tortuosos. Em imagens de satélite a região central do granito se destacada mais devido ao maior grau de intemperização exibindo um aspecto rugoso e esbranquiçado, diferente da porção sul e oeste que apresentam aspectos menos característicos de granito, ocorrendo em uma porção menor e em um menor grau de intemperismo.

Figura 21: (A) Amostra, ponto DF – 77, fácies biotita-muscovita sienogranito. (B) Amostra, ponto DF – 122, fácies muscovita-biotita monzogranito. (C) Amostra, ponto DF – 132, fácies muscovita monzogranito.



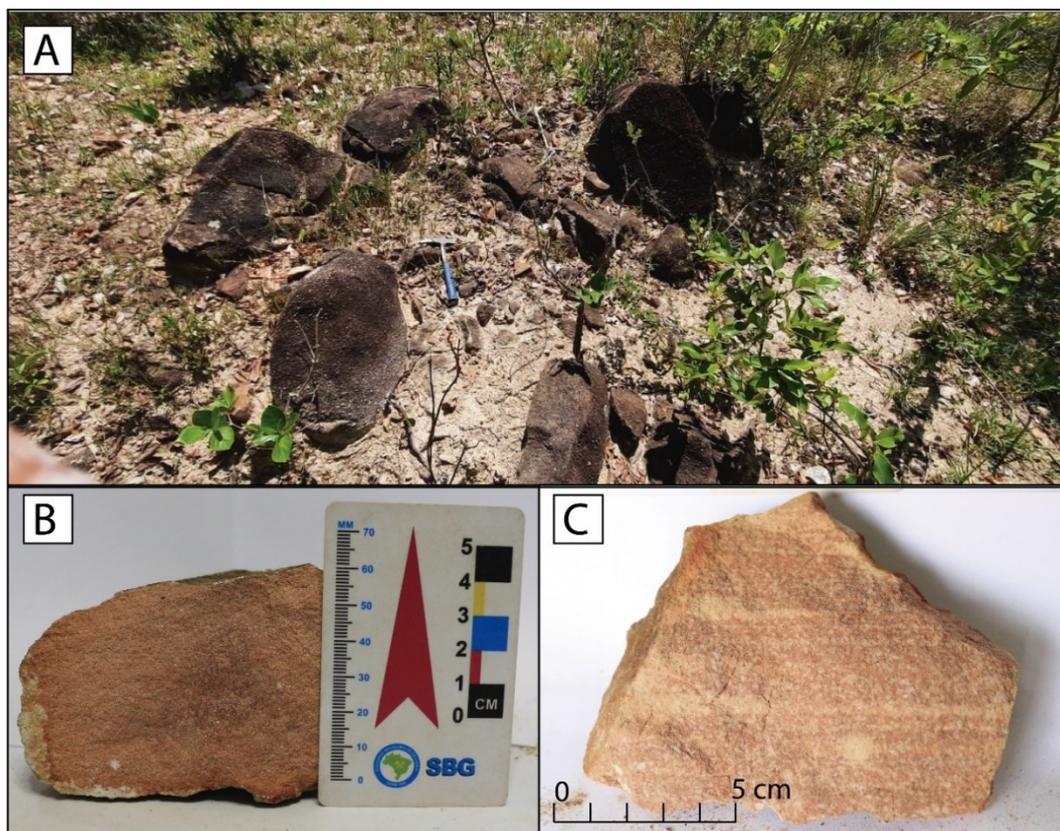
Fonte: O autor.

6.1.3. Formação Botucatu

A Formação Botucatu é observada nas porções mais altas da área de estudo, em cotas de 890 a 920 m, situadas na média e alta vertente, sob a forma de blocos ou matacões (Figura 22A), apresentando um arenito bem silicificado/vitrificado (Figura 22B e C), granulometria

fina a média, coloração rosada, bem selecionado, composto em sua maioria por grãos de quartzo, bem arredondado e alta esfericidade.

Figura 22: (A) Blocos de arenitos, ocorrendo em cotas de 900m, ponto DF – 71. (B e C) Amostras de arenito da Formação Botucatu apresentando coloração rosada, B – ponto DF – 71 e C – ponto DF – 17.



Fonte: O autor.

6.2. Caracterização Petrográfica

As análises petrográficas do Granito Itambé permitiram a definição de seis fácies distintas, nomeadas no capítulo anterior. Assim a partir da análise das seções delgadas do Granito Itambé foi possível observar as variações mineralógicas dentro da unidade de estudo permitindo a separação das fácies. Neste capítulo também será abordado a caracterização petrográfica do xenólito de biotita-quartzo xisto e a encaixante o muscovita-biotita xisto com granada do Grupo Araxá. Baseado nessa caracterização foi realizado um quadro mais resumido da Composição Modal de lâmina das fácies do Granito Itambé, assim como da encaixantes e do xenólito (Quadro 2).

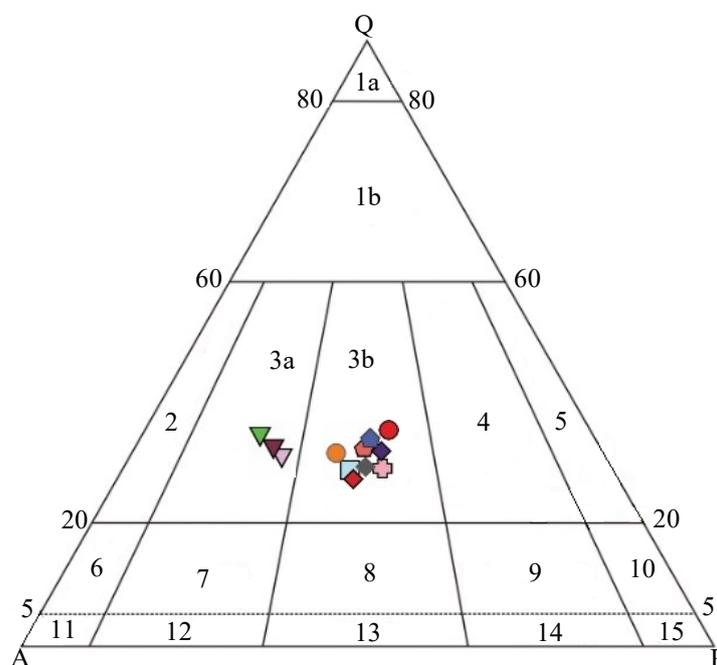
Quadro 6: Síntese da Composição Modal das Fácies do Granito Itambé, do biotita – quartzo xisto e do muscovita – biotita xisto com granada.

Fácies	Turmalina – biotita monzogranito	Biotita monzogranito	Biotita – muscovita sienogranito			Muscovita – Biotita monzogranito			Muscovita monzogranito		Biotita –muscovita monzogranito		Biotita – quartzo xisto	Muscovita – biotita xisto com granada
	DF-25	DF-31	DF-75	DF-76	DF-77	DF-56	DF-60	DF-122	DF-130	DF-132	DF-153	DF-157	DF – 61	DF – 15
Composição Mineralógica %														
Quartzo	28 %	31 %	30 %	32 %	29 %	29 %	28 %	29 %	29 %	28 %	30 %	29 %	52 %	44 %
Microclínio	19 %	20 %	32 %	33 %	31 %	16 %	20 %	19 %	21 %	17 %	15 %	18 %	—	—
Plagioclásio	27 %	29 %	16 %	15 %	13 %	27 %	28 %	29 %	30 %	29 %	28 %	27 %	—	—
Biotita	10 %	11 %	6 %	6 %	7 %	10 %	8 %	9 %	3 %	4 %	7 %	9 %	45 %	30 %
Muscovita	3 %	3 %	8 %	9 %	10 %	8 %	6 %	6 %	10%	11 %	9 %	10 %	—	20 %
Mínerais Opacos	1 %	1,5 %	1 %	0,8 %	0,5 %	1,5 %	1,3 %	1 %	1,5 %	1,7	1,5 %	1,5 %	1 %	0,5 %
Turmalina	7 %	—	—	—	2 %	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Apatita	1 %	1 %	1 %	0,7 %	0,5 %	1,5 %	1,4 %	1 %	0,8 %	0,7 %	1,5 %	1 %	—	—
Argilominerais	1 %	1 %	2 %	1 %	1 %	2 %	2 %	1,3 %	1 %	1,3 %	1,2 %	1,2 %	—	—
Monazita	1 %	1 %	1 %	1 %	1 %	1 %	1 %	0,8 %	1 %	0,8 %	1 %	1,3 %	2 %	0,5 %
Epidoto	0,5 %	—	2 %	1 %	0,5 %	3 %	1,5 %	1,3 %	1,7 %	2 %	2 %	1,5 %	—	1 %
Rutilo	0,5 %	0,5 %	1 %	0,5 %	0,5 %	1 %	0,8 %	0,6 %	1 %	0,5 %	0,8 %	0,5 %	—	1 %
Granada	1 %	1 %	—	—	2 %	—	2	1 %	—	2,5 %	2 %	—	—	3 %
Coríndon	—	—	—	—	2 %	—	—	1 %	—	1,5 %	1 %	—	—	—

Fonte: O autor.

Através dos dados obtidos da caracterização petrográfica foi possível a classificação composicional das amostras analisadas usando como base o diagrama modal de Streckeisen (1976) na figura 23. As amostras descritas foram classificadas como monzogranitos (DF – 25 □, DF – 31 ⊕, DF – 56 ◆, DF – 60 ◆, DF – 122 ◆, DF – 130 ◆, DF – 132 ◆, DF – 153 ● e DF – 157 ●) e como sienogranitos (DF – 75 ▽, DF – 76 ▽ e DF – 77 ▽) (Figura 5).

Figura 23: Diagrama modal QAP para rochas plutônicas das lâminas em cada Fácies (1a: Quartzolito; 1b: Granitoide rico em quartzo 2: Álcali feldspato granito; 3a: Sienogranito; 3b: Monzogranito; 4: Granodiorito; 5: Tonalito/trondhjemitó; 6: Álcali feldspato quartzo sienito; 7: Quartzó sienito; 8: Quartzó monzonito; 9: Quartzó monzodiorito/Quartzó monzogabro; 10: Quartzó diorito/Quartzó gabro; 11: Álcali feldspato sienito; 12: Sienito; 13: Monzonito; 14: Monzodiorito/monzogabro; 15: Diorito gabro).



Fonte: Modificado de Streckeisen (1976)

6.2.1. Fácies Turmalina-Biotita Monzogranito

A fácies turmalina-biotita monzogranito, está situada na porção norte do Granito Itambé, em uma área de 0,56 km², apresentando como característica serem hipidiomórficos, textura holocristalina, inequigranular de granulação média. Apenas uma lâmina foi desenvolvida nessa fácies, sendo denominada DF – 25, que apresenta uma mineralogia básica composta por quartzo (28%), plagioclásio (27%), microclínio (19%), biotita (10%), turmalina (7%), muscovita (3%),

granada (1%), apatita (1%), monazita (1%), argilominerais (1%), minerais opacos (1%), epidoto (0,5%), rutilo (0,5%).

O quartzo é abundante na lâmina analisada, ocorrendo distribuídos em todas as porções da lâmina apresentando dimensões variando de 2 a 16 mm. Os cristais bem desenvolvidos de tamanhos maiores são intersticiais, incolores, relevo baixo, quando em dimensões menores ocorrem em forma arredondada a luz paralela, sob a luz polarizada cruzada foi observado extinção ondulante, birrefringência máxima de 0,009, resultando em cores de interferência de 1ª ordem em tons de um amarelo pálido a cinza claro e figura de interferência uniaxial positivo. Apesar de abundantes os cristais de quartzo ocorrem subordinados aos cristais de microclínio e plagioclásio, por vezes apresentam intenso microfraturamentos e proeminente extinção ondulante. Os contatos dos quartzos em geral apresentam contato reto, ondulado e às vezes lobulado com os cristais de microclínio e plagioclásio, serrilhado com os cristais de muscovita e biotita, e contato curvo com outros cristais de quartzo e turmalina (Prancha 1: A e B).

O plagioclásio ocorre com frequência na seção delgada, com granulação variando entre 5 e 14 mm, formas subédricas em geral tabulares, incolor sob a luz paralela mas por apresentarem aspecto apresentando relevo muito baixo e cores de interferência de 1ª ordem, como cinza escuro a cinza claro. Os cristais de plagioclásios aparecem em geral com intenso processo de saussuritização e sericitização, além da formação de argilominerais, carbonatos o que dá ao cristal um aspecto sujo e escurecido, onde por vezes não é possível ver completamente as maclas dos plagioclásios que aparecem parciais em porções mais preservadas dos cristais provavelmente devido a passagem de fluidos hidrotermais. Podem apresentar alterações em suas bordas e também finos microfraturamentos que em alguns casos estão preenchidas por cristais neoformados devido as alterações conforme mostra a prancha 1: A e B. Quando visível a geminação é típica seguindo a lei albita, e em uma pequena parcela apresenta um geminação carlsbad, ocorre também em alguns cristais uma textura mimertítica com quartzo vermicular. Em lâmina também foi observado cristais de plagioclásio com a presença de outro plagioclásio a sua volta, evidenciando diversas fases de cristalização desse mineral (Prancha 1: C e D). Os cristais de plagioclásio fazem contato curvo e reto com os cristais de microclínio e plagioclásio, ondulado com os cristais quartzo, e contato reto com os cristais de muscovita e biotita.

O microclínio ocorre em sua grande maioria, incolor, de forma anédrica, intersticial, podendo ser observado uma forma subédrica tendendo para tabular em uma pequena parcela, com dimensões variando entre 1 e 9 mm. Podem ser observados processos de alteração no microclínio que geram sericita, muscovita e argilominerais. Alguns cristais apresentam seu extinção ondulante e microfraturamentos, que podem estar preenchidos por quartzo, ou pelos

minerais neoformados como sericita, muscovita ou argilominerais, apresentam geminação em duas direções tipo xadrez (Prancha 2: C e D), também é possível verificar a presença de textura pertítica cujo plagioclásio penetra nos cristais de microclínios na forma de finos veios, as vezes fita dando aspecto estriado ao mineral. Os cristais de microclínio fazem contato curvo e ondulado com os cristais de plagioclásio e quartzo, e contato serrilhado e reto com cristais de biotita e muscovita.

Os cristais de biotita são subédrica, lamelares, apresentam clivagem perfeita a uma direção, pleocroísmo variando de castanho claro a marrom escuro avermelhado (Prancha 2: A e B), também exibem cor de interferência castanha de segunda ordem e birrefringência alta, com tamanhos variando de 3 a 11 mm., apresentando contato reto e serrilhado entre si e com os cristais de microclínio e muscovita, reto com o plagioclásio e de irregular a ondulado com relação ao quartzo. Observa-se que em alguns cristais de biotita sofrem alterações que acabam sendo consumidas e sendo alteradas para muscovita (muscovitização).

Os cristais de turmalina apresentam subédrico, verde pleocróico, prismático longo com fraturas perpendiculares ao alongamento, cores fortes e zonadas de verde claro a verde escuro característica diagnostica destes minerais, seu relevo é médio a alto, com ausência de clivagem, com cristais variando suas dimensões entre 1 e 13 mm outros cristais se apresentam apenas suas seções basais, onde em sua maioria, estão nas formas arredondadas a triangulares de faces abauladas, ocorrendo, em menor quantidade na forma hexagonal (Prancha 1: A e B).

A muscovita ocorre na forma de lamelas subédricas com clivagem perfeita a uma direção, são incolores, relevo moderado com dimensões variando entre 1 e 4 mm. Os cristais de muscovita apresentam cor de interferência amarela de segunda ordem e birrefringência alta em torno de 0,038, podendo exibir pleocroísmo variando em tons de verde pálido a azul. Os cristais de muscovita são formados a partir do processo de muscovitização e sericitização no processo de substituição das biotitas e dos plagioclásios. Os cristais de muscovita, fazem contato reto e ondulado com os cristais de biotita e muscovita, reto com microclínio e plagioclásio, e ondulado com o quartzo.

Os acessórios são representados por e monazita e ocorrem como minerais acessórios, cristais de apatita e minerais opacos, granada, rutilo, enquanto os carbonatos, argilominerais ocorrem como minerais de alteração.

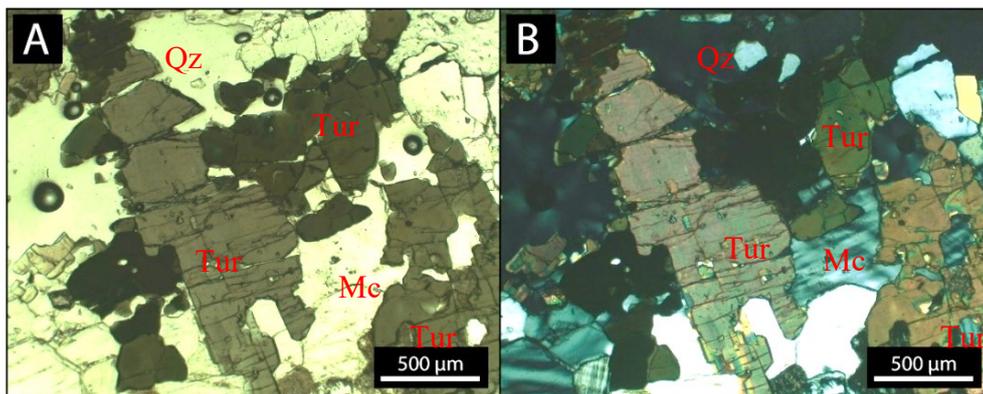
A granada ocorre em baixas concentrações na lâmina apresentam formato arredondado e microfraturamentos, por vezes mais intensos em cristais maiores. As granadas variam de tamanho, entre 0,1 e 0,2 mm e 0,4 a 0,6 mm. A monazita é um mineral acessório, que apresenta

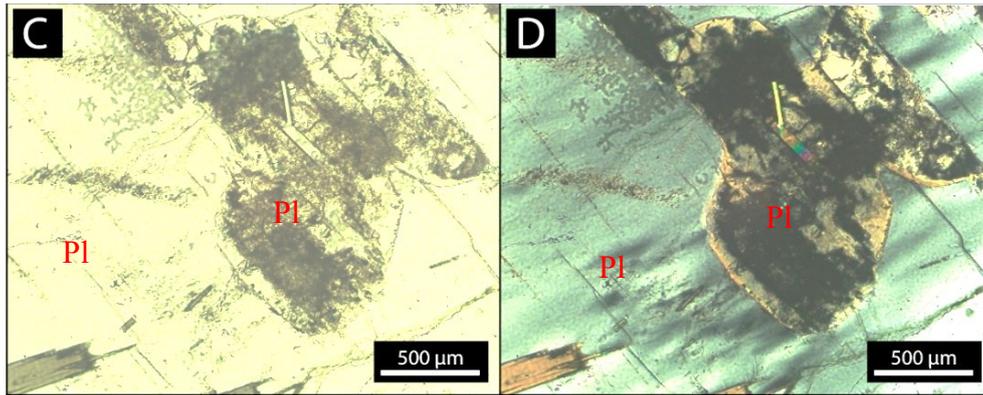
formato arredondado com a presença de halopleocróicos, ocorrendo como inclusões dentro da biotita, possuindo dimensões com tamanho inferiores a 0,1 a 0,2 mm, na objetiva de 20x.

Os cristais de apatita ocorrem como inclusões nos cristais de biotita e plagioclásio, em formato de bastão, e em menores quantidades, na sua forma basal arredondada, apresentando tamanhos de 0,5 a 1 mm. O rutilo ocorre de forma singular, com dimensões entre 0,1 e 0,4 mm e 2,5 a 3 mm, exibindo uma coloração vermelho amarronzada, com formatos arredondados ou estirados.

Os argilominerais dessa fácies são formados através de alterações nos estágios finais de formação, apresentando uma maior ocorrência nas bordas dos cristais de plagioclásio, microclínio e quartzo, podendo ocorrer em microfraturas desenvolvida em outros cristais presente na rocha. Os minerais opacos ocorrem em pouca quantidade na lâmina, apresentando dimensões de 0,2 e 0,5 mm, em formato arredondados. A presença de minerais opacos pode ser associada ao processo de muscovitização que faz com que ocorra a perda de ferro nos cristais de biotita, formando posteriormente os minerais opacos.

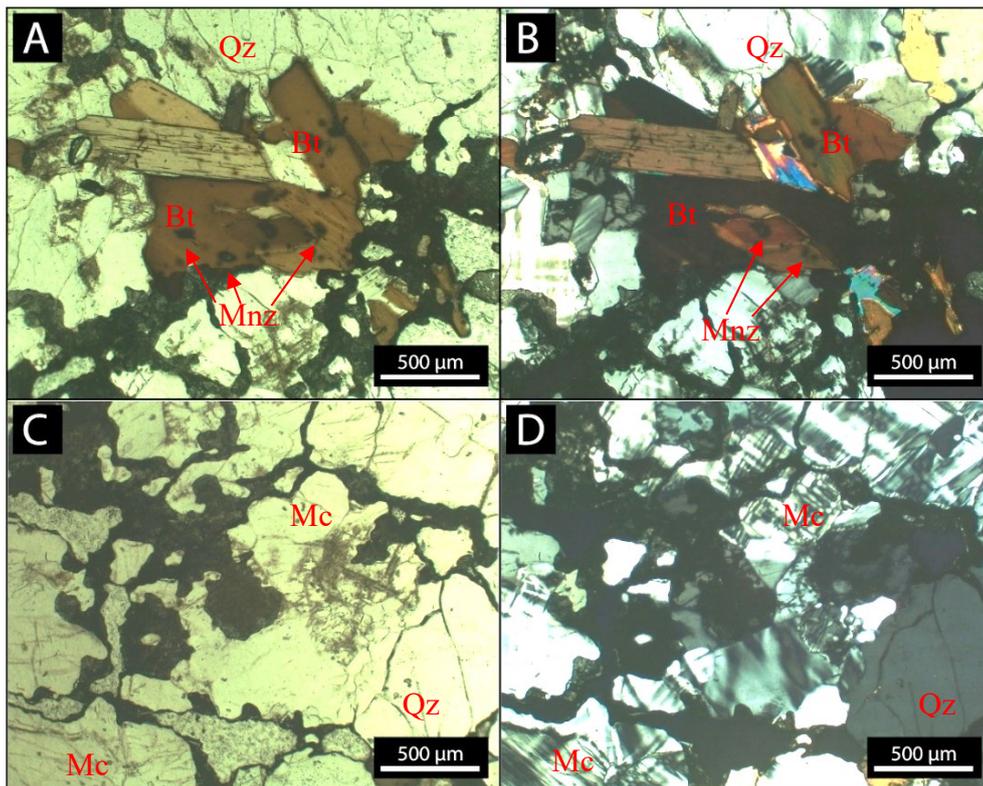
Prancha 1: Lâmina DF – 25. (A) e (B) - Fotomicrografia do cristal de turmalina (Tur) com hábito prismático e envolto de alguns cristais menores de plagioclásio (Pl), microclínio (Mc) e quartzo (Qz), objetiva de 4x, A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados. (C) e (D) - Fotomicrografia do plagioclásio (Pl) em processos de alteração, onde ocorreu o crescimento de um outro plagioclásio (Pl) a sua volta. O plagioclásio (Pl) apresenta dentro da sua estrutura microcristais de muscovita (Ms), objetiva de 4x, C – Nicóis paralelos e D – Nicóis cruzados.





Fonte: O autor.

Prancha 2: Lâmina DF – 25. (A) e (B) - Fotomicrografia dos cristais de biotita (Bt) com intrusões de monazita (Mnz) em sua estrutura e a ocorrência de um fluido intersticial entorno dos minerais, objetiva de 4x, A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados. (C) e (D) - Fotomicrografia do cristais de microclínio (Mc) e quartzo (Qz). O microclínio (Mc) apresenta sua geminação em xadrez característica, o quartzo (Qz) aparece com microfaturas por vezes preenchidas objetiva de 4x, C – Nicóis paralelos e D – Nicóis cruzados.



Fonte: O autor.

6.2.2. Fácies Biotita Monzogranito

A fácies biotita monzogranito abrange uma área de 0,98 km², estando localizada na porção centro-norte do Granito Itambé de estrutura maciça as vezes localmente anisotrópicas

possui textura inequigranular, hipidiomórfico, holocristalina e granulação média. Nessa fácies foi desenvolvida apenas uma lâmina, denominada DF – 31, apresentando uma mineralogia composta por quartzo (31%), plagioclásio (29%), microclínio (20%), biotita (11%), muscovita (3%), minerais opacos (1,5%), granada (1%), apatita (1%), monazita (1%), argilominerais (1%) e rutilo (0,5%).

O quartzo é incolor, relevo baixo, apresenta dimensões entre 2 e 4 mm e cristais maiores de 7 a 10 mm, na objetiva de 4x, exibe formato anédrico nos cristais maiores e formato arredondado no cristais menores. Exibe cor de interferência que transita entre cinza e amarelo de primeira ordem. Em alguns cristais de quartzo podemos observar extinção ondulante. Os cristais de quartzo apresentam contato reto e serrilhado com os cristais de biotita e muscovita, reto e ondulado com os cristais de microclínio e plagioclásio, e contato ondulado com outros cristais de quartzo.

O plagioclásio ocorre com frequência em todas as porções da seção delgada, exibindo dimensões de 7 a 9 mm, com alguns cristais maiores de 10 e 20 mm, na objetiva de 4x (Prancha: 3A e B). Alguns plagioclásios exibem processos de alteração, como o de saussuritização, em outros as maclas características do cristal se encontram ausentes. Alguns cristais de plagioclásio apresentam textura mimertítica com quartzo vermicular. Os cristais de plagioclásio fazem contato reto e curvo com outros cristais de plagioclásio, biotita e muscovita, e reto com os cristais de microclínio.

O microclínio pode ser observado em todas as porções da seção delgada, e em alguns casos apresentando um processo inicial de sericitização. Os cristais de microclínio apresenta dimensões variando entre 1 e 3 mm e 5 a 9 mm, na objetiva de 4x, ocorrendo, em sua grande maioria, de forma anédrica, podendo ser observado uma forma subédrica em uma pequena parcela. Os cristais de microclínio fazem contato ondulado e reto com os cristais de plagioclásio e quartzo, contato serrilhado e reto com cristais de biotita e muscovita.

A biotita ocorre de duas maneiras nessa fácies, a primeira bem formada com cristais maiores (Prancha 3: C e D), e a segunda intersticial em tamanhos menores (Prancha 3:A e B). Os cristais apresentam tamanhos variados de 1 a 6 mm, e com formatos subédricos a anédricos. Os cristais de biotita fazem contato reto e serrilhado entre si e com os cristais microclínio, muscovita e quartzo, contato reto e ondulado com o plagioclásio.

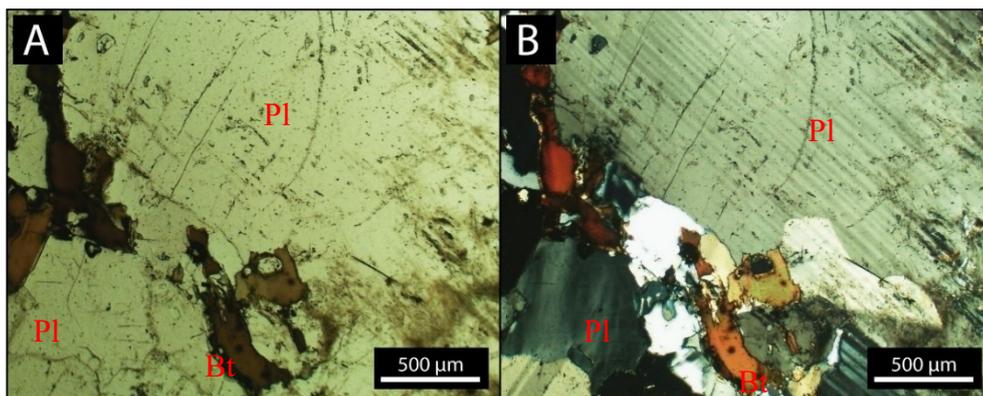
A muscovita ocorre de forma intersticial, com formato anédrico e com dimensões variando entre 0,1 e 0,4 mm, na objetiva de 4x. Os cristais de muscovita, em sua grande maioria, faz contato reto ou serrilhado com os cristais de microclínio, quartzo, biotita e com outros cristais de muscovita, além de contato reto e ondulado com o plagioclásio.

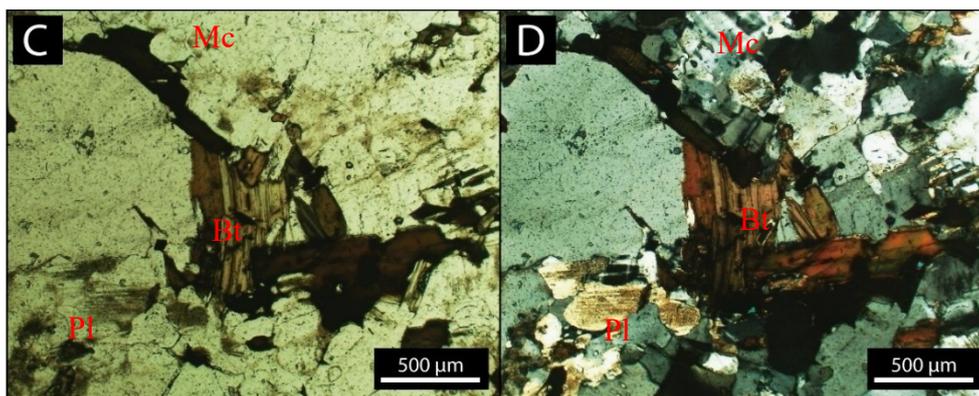
A granada ocorre com pouca frequência na lâmina, com dimensões entre 0,5 e 0,7 mm, na objetiva 10x, exibindo formato arredondado e microfraturas em cristais de tamanho maiores. A monazita é um mineral acessório que ocorre em formatos arredondados como inclusões dentro da biotita, apresentando tamanhos entre a 0,5 e 0,6 mm, na objetiva de 10x.

Os cristais de apatita ocorrem em formato de bastão e por vezes em sua forma basal arredondada, ocorrendo como inclusões nos cristais de plagioclásio e biotita, com dimensões entre 0,1 e 1,4 mm, na objetiva de 10x. O rutilo ocorre em tamanhos entre 0,4 e 1,3 mm, na objetiva de 10x, ocorrendo em forma de agulhas e exibindo uma coloração vermelho amarronzada.

Os minerais opacos apresentam dimensões variando de 0,1 a 0,5 mm, na objetiva de 4x, podendo ser associados a perda de ferro dos cristais de biotita através de alterações pelo processo de muscovitização. Os argilominerais são resultados dos processos de alteração ocorridos nesta porção da área devido a percolação de fluidos nos estágios final de formação do litotipo.

Prancha 3: Lâmina DF – 31. (A) e (B) - Fotomicrografia geral da lâmina com cristais de quartzo (Qz), biotita (Bt) intersticial e o grande cristal de plagioclásio (Pl), objetiva de 4x, A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados. (C) e (D) - Fotomicrografia geral da lâmina com os cristais biotita (Bt) primários, plagioclásio (Pl) saussuritizado, microclínio (Mc) e quartzo (Qz), objetiva de 4x, C – Nicóis paralelos e D – Nicóis cruzados.





Fonte: O autor.

6.2.3. Fácies Muscovita-Biotita Monzogranito

A fácies biotita-muscovita sienogranito, ocorre na porção centro-oeste do Granito Itambé, em uma área de 1,17 km², exibindo textura fina a média, hipidiomórfico, holocristalina e equigranular. Nessa fácies foram desenvolvidas três lâminas delgadas, denominadas DF – 56, DF – 60 e DF – 122, sendo composto por minerais como quartzo (29%), plagioclásio (28%), microclínio (18%), biotita (9%), muscovita (7%), argilominerais (1,7%), epidoto (1,6%), minerais opacos (1,2%), apatita (1,2%), granada (1%), coríndon (1%), monazita (0,8%) e rutilo (0,5%). Nesta fácies é observado um foliação milonítica com um bandamento incipiente.

O quartzo representa-se como um mineral frequente e apresentando textura com deformação milonítica. Em geral, caracteriza-se por microcristais até exemplos maiores, podendo estes estarem boudinados com porções fragmentadas em lamelas deformadas e com marcante extinção ondulante. Petrograficamente pode apresentar locais com feições ígneas preservadas e/ou deformacionais, no caso da porção ígnea são intersticiais, anédricos a microgranulares. Quando microgranulares suas dimensões variando 0,5 a 3 mm e 8 a 11 mm para os cristais maiores, apresentam-se formatos subédricos a anédricos, em cristais reliquias, já os microcristais novo são formados por recristalização de abaulamento evidenciando típica recristalização dinâmica. Nessa fácies, devido a deformação, foi observado um bandamento incipiente de minerais máficos e félsicos (Prancha 5: A e B). Em geral os cristais de quartzo apresentam contato variando de reto, serrilhado, detrítico e curvos quando em contato com o próprio quartzo e cristais de microclínio e plagioclásio, serrilhado a retos com os cristais de muscovita e biotita.

O plagioclásio, nesta fácies, ocorre com grande variação de tamanho, apresentando cristais entre 0,5 mm e 1,5 mm, 4 e 7 mm, e cristais maiores de 10 e 17 mm, exibindo diferentes graus de alteração devido a processo de saussuritização. Alguns cristais maiores apresentando

alterações em suas bordas e microfraturamento, que por vezes, estão preenchidos por cristais neoformados devido às alterações. Os cristais de plagioclásio apresentam formato anédrico a subédrico, onde em alguns cristais exibem textura mimerquítica incipiente e outras bem formadas, com contatos curvos e retos entre si e com os cristais de microclínio e quartzo, contatos retos e serrilhados com os cristais de muscovita e biotita.

O microclínio pode ser observado em todas as porções da lâmina, e em alguns casos apresentando um intenso processo de alteração devido à saussuritização e sericitização. Os cristais apresentam dimensões entre 1 e 3 mm e 5 a 7 mm, ocorrendo em forma anédrica e subédrica. Devido aos processos de alteração e de mecanismos de plasticidade, por vezes, não é possível observar suas maclas em formato xadrez. Devido aos processos de alteração no microclínio, são gerados minerais como sericita, muscovita e argilominerais, que costumam preencher os cristais que apresentam microfraturamento. Os cristais de microclínio fazem contato reto e ondulado com os cristais de quartzo, plagioclásio e microclínio, e contato serrilhado e reto com cristais de biotita e muscovita.

Os cristais de biotita ocorrem em formato subédrico a anédrico, em dimensões variando de 1 a 4 mm, ocorrendo como cristais bem formados ou de forma intersticial (Prancha 4: A e B). As biotitas por vezes encontram-se em processo de alteração para muscovita, apresentando, em alguns casos, uma parte opaca no centro do cristal (Prancha 4: C e D). Os cristais de biotita exibem microcristais de monazita ocorrendo como intrusões em sua estrutura, apresentando contato reto e serrilhado com os cristais de microclínio, plagioclásio e muscovita, e contato ondulado com quartzo.

A muscovita, em sua grande maioria, ocorre de forma intersticial, apresentando formato anédrico e com dimensões variando entre 1 e 3 mm (Prancha 5: C e D). Devido aos processos de alteração podemos observar a muscovita nas duas direções das maclas do microclínio. A muscovita faz contato reto e serrilhado com os cristais de plagioclásio, microclínio e biotita, contato ondulado com quartzo.

Nessa fácies ocorre a maior concentração de epidoto, se desenvolvendo como resultado dos processos de alteração como saussuritização em outros minerais como plagioclásio e microclínio, ocorrendo em volta desses minerais. Os cristais apresentam dimensões entre 0,1 e 0,5 mm e 1 a 3 mm, exibindo um formato arredondado e prismático.

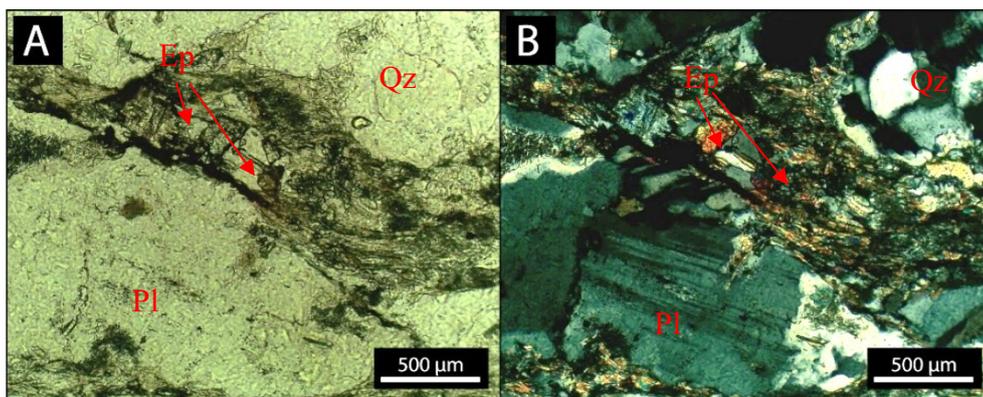
A granada ocorre com pouca frequência em todas as porções da seção delgada, apresentando dimensões entre 0,5 e 0,7 mm. Exibindo formatos arredondados e microfraturamentos em cristais de tamanho maiores. O coríndon ocorre em pequena quantidade

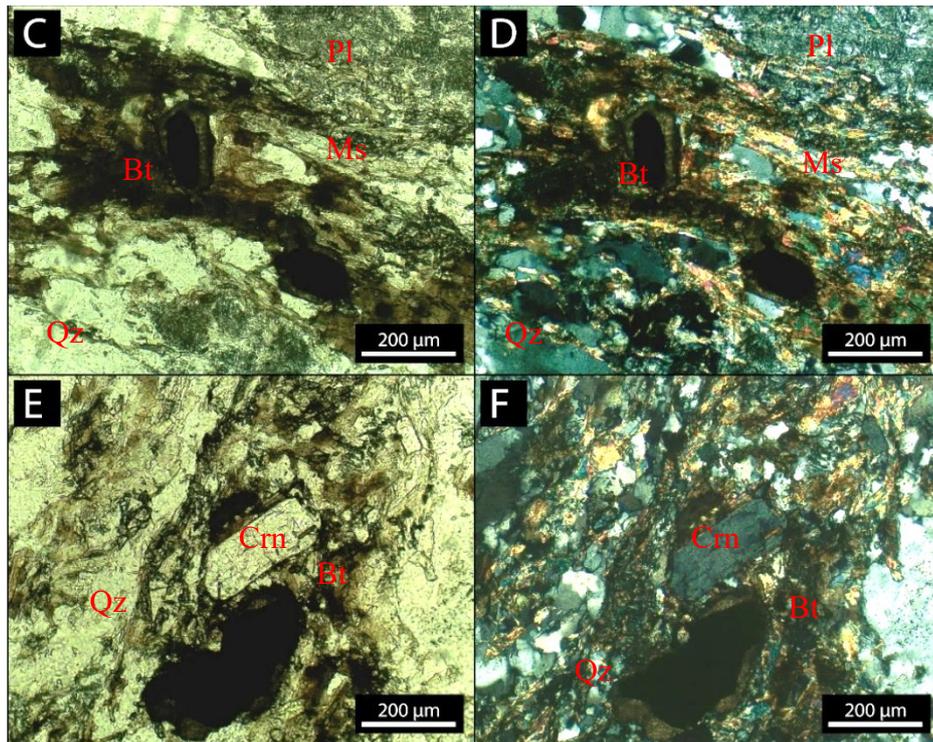
na lâmina apresentando forma prismática e arredondada, com dimensões variando entre 1 e 3 mm, sendo observado microfraturamentos em sua estrutura (Prancha 4: E e F).

Os cristais de apatita ocorrem como inclusões dentro dos cristais de plagioclásio e biotita, exibindo formatos de bastão e arredondados com dimensões entre 0,1 e 1,4 mm. A monazita é um mineral acessório, com hábito prismático, ocorrendo como inclusões dentro da biotita, possuindo formato granular e dimensões entre 0,5 e 0,6 mm. O rutilo ocorre de forma singular com formas anédrica a subédrica, por vezes em formato de agulhas, exibindo dimensões entre 0,4 e 1,3 mm e coloração vermelho amarronzada.

Os minerais opacos nesta fácies ocorrem em dimensões variando de 0,1 a 0,5 mm, apresentando contato curvo com os demais cristais da seção delgada. Os argilominerais ocorrem principalmente preenchendo microfraturas e nas bordas de outros minerais, onde foram formados em consequência dos processos de saussuritização e sericitização em minerais como plagioclásio e microclínio, devido à percolação de fluidos nos estágios final de formação.

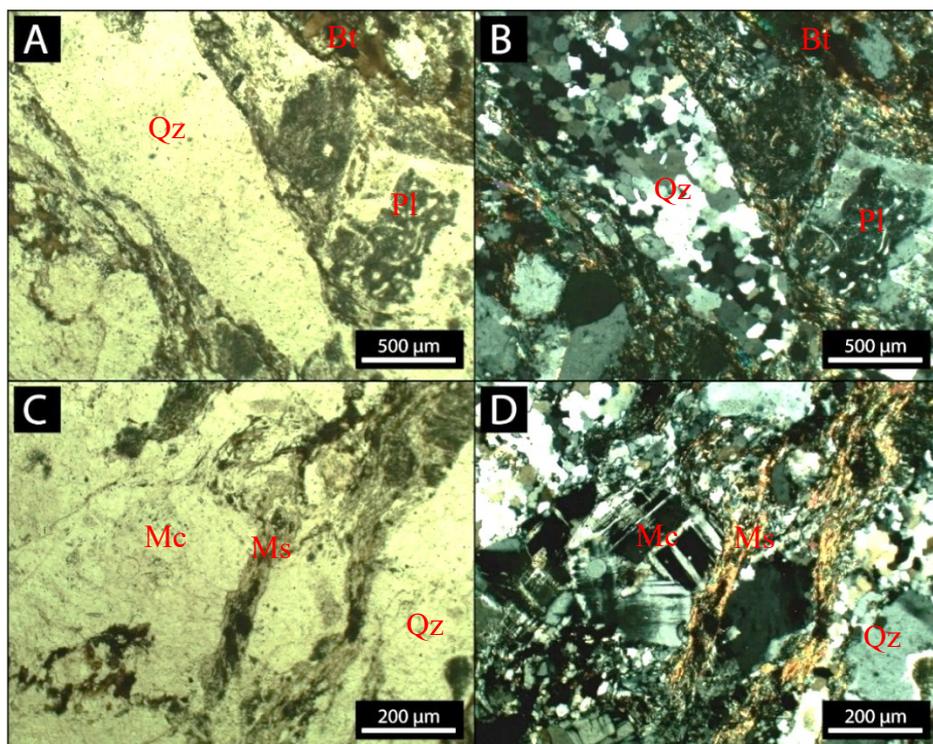
Prancha 4: Lâmina DF – 122 (A) e (B) - Fotomicrografia do aspecto geral da lâmina, exibindo um cristal de biotita (Bt) quase totalmente alterado, além da presença de epidoto (Ep), muscovita (Ms), plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz), objetiva de 4x, A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados. (C) e (D) - Fotomicrografia exibindo o cristal de biotita (Bt) com a presença de uma parte opaca dentro da sua estrutura, além do processo de muscovitização ocorrendo da borda para o centro, objetiva de 10x, C – Nicóis paralelos e D – Nicóis cruzados. (E) e (F) - Fotomicrografia do cristal de coríndon (Crm), com hábito prismático, além da presença de quartzo (Qz), muscovita (Ms) e epidoto (Ep), objetiva de 10x, E – Nicóis paralelos e F – Nicóis cruzados.





Fonte: O autor.

Prancha 5: Lâmina DF – 122 (A) e (B) – Fotomicrografia exibindo um bandamento incipiente, além da textura mimerquítica ocorrendo no plagioclásio (Pl) no canto inferior direito, objetiva de 4x, A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados. (C) e (D) - Fotomicrografia do aspecto geral da lâmina, exibindo o cristal de muscovita (Ms) intersticial, além da presença de quartzo (Qz) recrystalizado e microclínio (Mc), objetiva de 4x, C – Nicóis paralelos e D – Nicóis cruzados.



Fonte: O autor.

6.2.4. Fácies Biotita-Muscovita Sienogranito

A fácies biotita-muscovita sienogranito, ocorre na porção oeste do Granito Itambé, em uma área de 0,87 km², no geral apresentando minerais grossos, coloração cinza clara, textura média a grossa, hipidiomórfico e equigranular. Nessa fácies foram desenvolvidas três lâminas delgadas, denominadas DF – 75, DF – 76 e DF – 77, sendo composto por minerais como quartzo (30%), microclínio (32%), plagioclásio (14%), muscovita (9%), biotita (6%), turmalina (1,5%), granada (1,5%), coríndon (1,5%), epidoto (1,0%), monazita (1%), argilominerais (1,0%), opacos (0,7%), apatita (0,6%), rutilo (0,5%).

Os cristais de quartzo, após a análise dos formato e tamanho, foi possível distinguir dois tipos. O primeiro grupo apresenta dimensões variando entre 3 e 5 mm, o segundo de 10 a 16 mm, sendo este último o de maior ocorrência nas lâminas delgadas. O quartzo apresenta forma subédrica a anédrica, por vezes exibindo extinção ondulante e microfraturamentos, que por vezes são preenchidos por argilominerais resultantes do processo de alteração dos cristais de plagioclásio e microclínio. Em algumas porções, o quartzo ocorre na forma de agregados de subgrãos. Os cristais de quartzo apresentam contato curvo com os cristais de biotita, microclínio, plagioclásio e com os outros cristais de quartzo, e contato reto biotita, turmalina e muscovita.

Os cristais de microclínio podem ser observados em todas as porções da lâmina, com dimensões variando de 3 a 7 mm e 10 a 15 mm. Os cristais apresentam forma anédrica, podendo ser observado uma forma subédrica em uma pequena parcela, onde em alguns cristais apresentam suas maclas polisintéticas em formato xadrez e outros exibem um intenso processo de sericitização, não sendo possível a visualização de sua maclas característica em xadrez. Devido aos processos de alteração no microclínio, são gerados minerais neoformados como sericita, muscovita e argilominerais. Alguns cristais apresentam microfraturamentos, que por vezes podem estar preenchidos por quartzo, ou pelos minerais neoformados (Prancha 6: A e B). Nas lâminas analisadas pode se notar cristais de quartzo ou plagioclásio formado dentro do microclínio, evidenciando diversas fases de formações dos minerais (Prancha 7: E e F). Em cristais maiores de microclínio foi possível observar vênulas de plagioclásio evidenciando uma textura pertítica do mineral (Prancha 8: A e B). Os cristais de microclínio fazem contato curvo com os cristais de plagioclásio e quartzo, reto e serrilhado com os cristais de muscovita e biotita.

Os cristais de plagioclásio nessa fácies do granito apresentam uma primeira geração bem desenvolvida com dimensões entre 8 e 15 mm, e uma segunda geração com microcristais de 0,1 a 3 mm. Alguns cristais de plagioclásio se encontram dentro de outros cristais como

microclínio e até mesmo de outros plagioclásios, evidenciando as diferentes gerações desse cristal. O processo de saussuritização do plagioclásio é bastante intenso nessa fácies do granito, podendo por vezes perder totalmente a suas maclas características, devido a isso pode ocorrer a formação de minerais neoformados como albita, epidoto, sericita e muscovita. Os cristais de plagioclásio fazem contato curvo entre si e com os cristais de microclínio e de quartzo, contato reto e serrilhado com os cristais de muscovita e biotita.

Os cristais de muscovita apresentam formato anédrico e ocorrem de duas maneiras nessa fácies, a primeira com dimensões variando entre 1 e 5 mm ocorrendo de forma intersticial entre os outros cristais, a segunda em tamanhos de 7 a 14 mm com cristais bem formados (Prancha 7: A e B). As lâminas descritas nessa fácies apresentam cristais de muscovita primário, formados na época da cristalização (Prancha 8: C e D), e secundários, formados a partir do processo de alteração de plagioclásios e microclínios, através de processos de sericitização e saussuritização, e em cristais de biotitas através do processo de muscovitização. A muscovita, em sua grande maioria, faz contato reto e serrilhado com os cristais de microclínio, plagioclásio e biotita, e curvo com os cristais de quartzo.

A biotita é encontrada em todas as porções da seção delgada, com formato subédrico a anédrico em dimensões variando de 1 a 5 mm, ocorrendo em menor quantidade que a muscovita. Alguns cristais de biotita sofrem processos de alterações que acabam sendo consumidas e alteradas para muscovita (muscovitização). Os cristais de biotita fazem contato reto com os cristais de muscovita e plagioclásio, curvo com os cristais de quartzo e granada, serrilhado e curvo com os cristais de microclínio.

Os cristais de turmalina, granada, coríndon e monazita ocorrem como minerais acessórios e os cristais epidoto, argilominerais, opacos, apatita e rutilo ocorrem como minerais de alteração na fácies biotita-muscovita sienogranito. Os cristais de turmalina ocorrem em pouca quantidade nas lâminas descritas, exibindo cristais de dimensões de 0,5 a 3 mm, ocorrendo em formatos euédricos com muitas microfraturas por todo o cristal e apresentando contatos mais retilíneos com os minerais a sua volta (Prancha 9: A, B, C e D).

A granada aparece de forma concentrada em algumas porções da lâmina, apresentando cristais com forma arredondada, com dimensões entre 7 e 9 mm. Nessa fácies é possível observar que granada se encontra em um avançado estágio alteração devido a inclusões dentro do cristal e também coloração avermelhada por todo o cristal, que representa óxidos e hidróxidos de ferro resultantes de processos de alteração (Prancha 9: E e F).

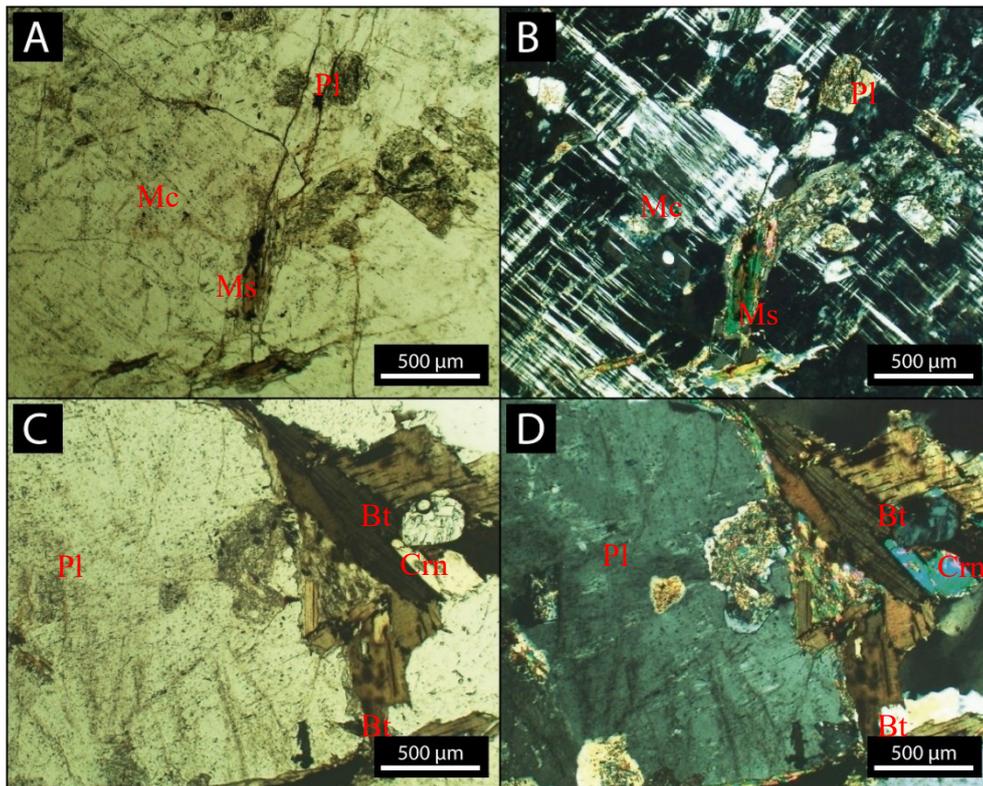
O coríndon é um mineral acessório e está presente apenas em uma porção da lâmina, apresentando hábito prismático (Prancha 9: G e H). e também alguns cristais com forma basal

arredondado (Prancha 6: C e D). Os cristais de coríndon apresentam dimensões variando entre 1 e 3 mm, sendo que em todos os cristais ocorre microfraturamentos. Devido a sua pouca quantidade acaba apenas fazendo contato reto quando ocorre em sua forma tabular, e ondulado quando se apresenta em sua forma basal.

O cristais de epidoto observado nas lâminas dessa fácies se formou através da alteração do plagioclásio por processos saussuritização, apresentando um formato arredondado com tamanhos variando entre 1 e 2 mm, na objetiva de 10x. O rutilo aparece apenas em algumas porções da lâmina de forma singular, com dimensões ventre 0,1 a 0,5 mm e 1 a 2 mm, exibindo uma coloração vermelho amarronzada, em formato de agulhas, arredondados ou na forma intersticial em microfraturas (Prancha 7: C e D). A apatita ocorre em forma de bastão ou por vezes em sua forma basal arredondada como inclusões dentro dos cristais de biotita e plagioclásio com dimensões variando entre 1 e 3 mm e 5 a 6 mm.

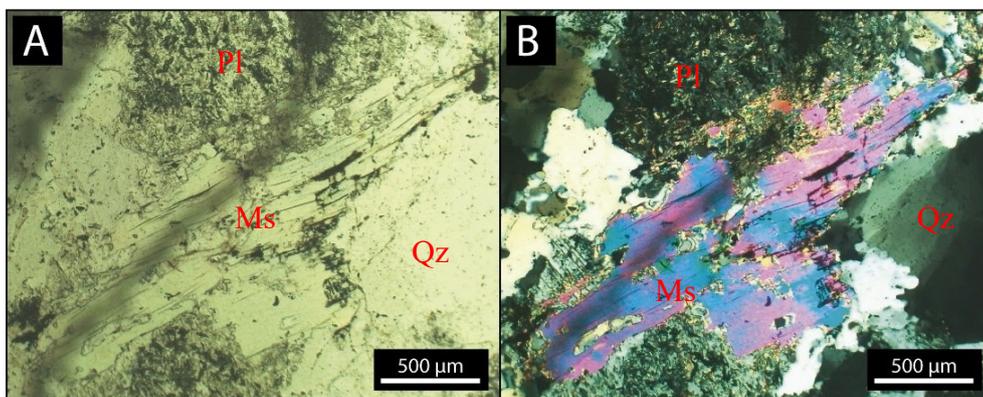
Os minerais opacos ocorrem em baixa porcentagem, porém em todas as porções da seção delgada, com dimensões entre 0,5 e 1,0 mm, em formato arredondados. A presença de minerais opacos pode ser associada ao processo de muscovitização nos cristais de biotita que faz ocorrer a perda de ferro formando esses minerais. Os argilominerais presentes nessa lâmina são formados através do processo de saussuritização devido a percolação de fluidos nos estágios final de formação. Ocorrem principalmente nas bordas entre os cristais de plagioclásio e também nos cristais de microclínio, quartzo, muscovita, podendo preencher as microfraturas desenvolvida em outros cristais presente na rocha.

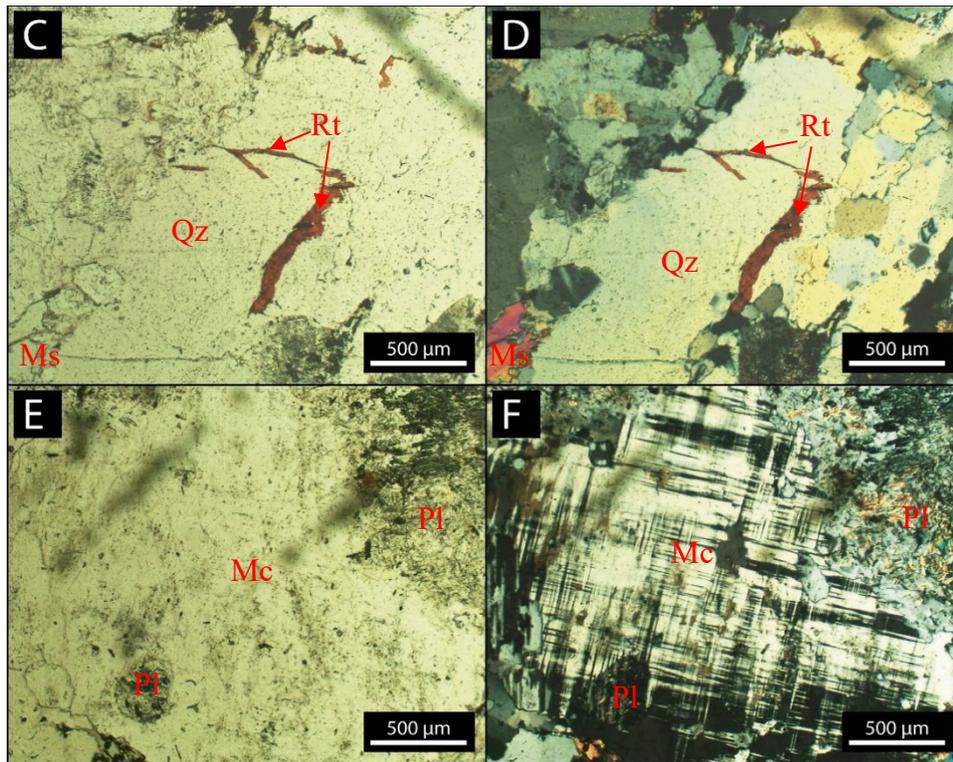
Prancha 6: Lâmina DF – 77 (A) e (B) - Fotomicrografia do cristal microclínio, com cristais de plagioclásio (Pl) em seu interior, evidenciando diversas fases de formação dos minerais, apresentando microfraturas preenchidas por muscovita (Ms), objetiva de 4x, A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados. (C) e (D) - Fotomicrografia do cristal de biotita (Bt) alterando pra muscovita (Ms), envolta de minerais como quartzo (Qz), coríndon (Crn) e plagioclásio (Pl), objetiva de 4x, C – Nicóis paralelos e D – Nicóis cruzados.



Fonte: O autor

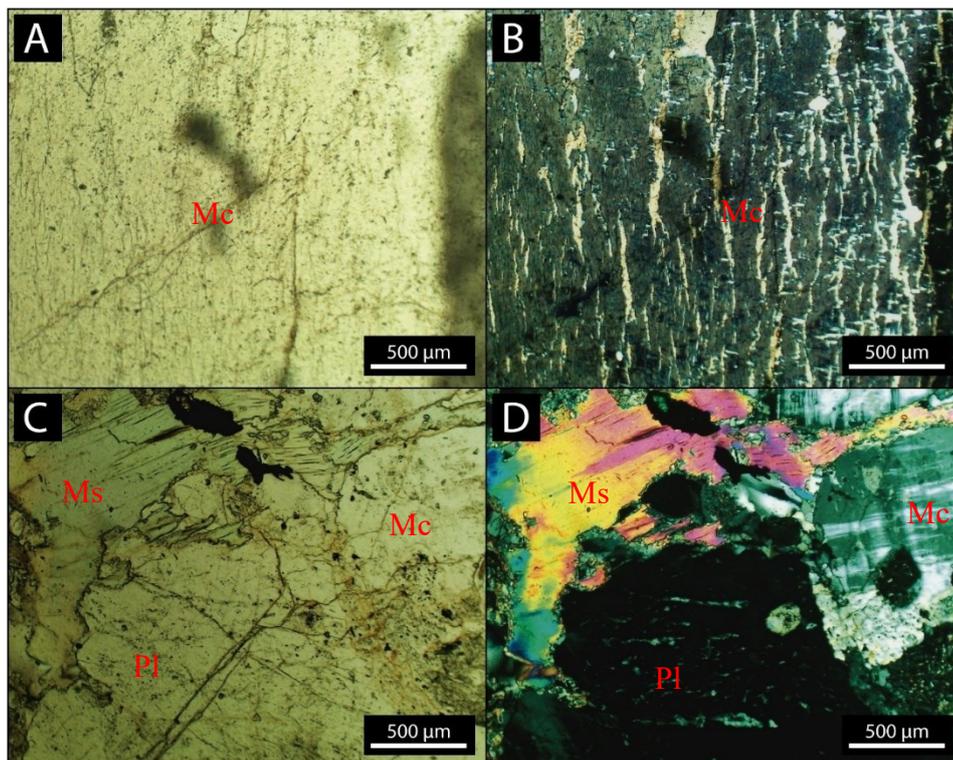
Prancha 7: Lâmina DF – 75 (A) e (B) - Fotomicrografia do cristal de muscovita (Ms) primária bem formado, apresentando à sua volta cristais de quartzo (Qz) e plagioclásio (Pl), este último em um intenso processo de alteração, objetiva de 4x, A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados. (C) e (D) - Fotomicrografia do cristal de quartzo (Qz) com microfraturas preenchidas por rutilo (Rt), objetiva de 4x, C – Nicóis paralelos e D – Nicóis cruzados. (E) e (F) - Fotomicrografia do cristal de microclínio (Mc) com sua geminação xadrez característica, ao lado de um plagioclásio (Pl) em um avançado processo de alteração e um outro cristal de plagioclásio (Pl) dentro de sua estrutura evidenciando mais que uma fase de formação dos minerais, objetiva de 4x, E – Nicóis paralelos e F – Nicóis cruzados.





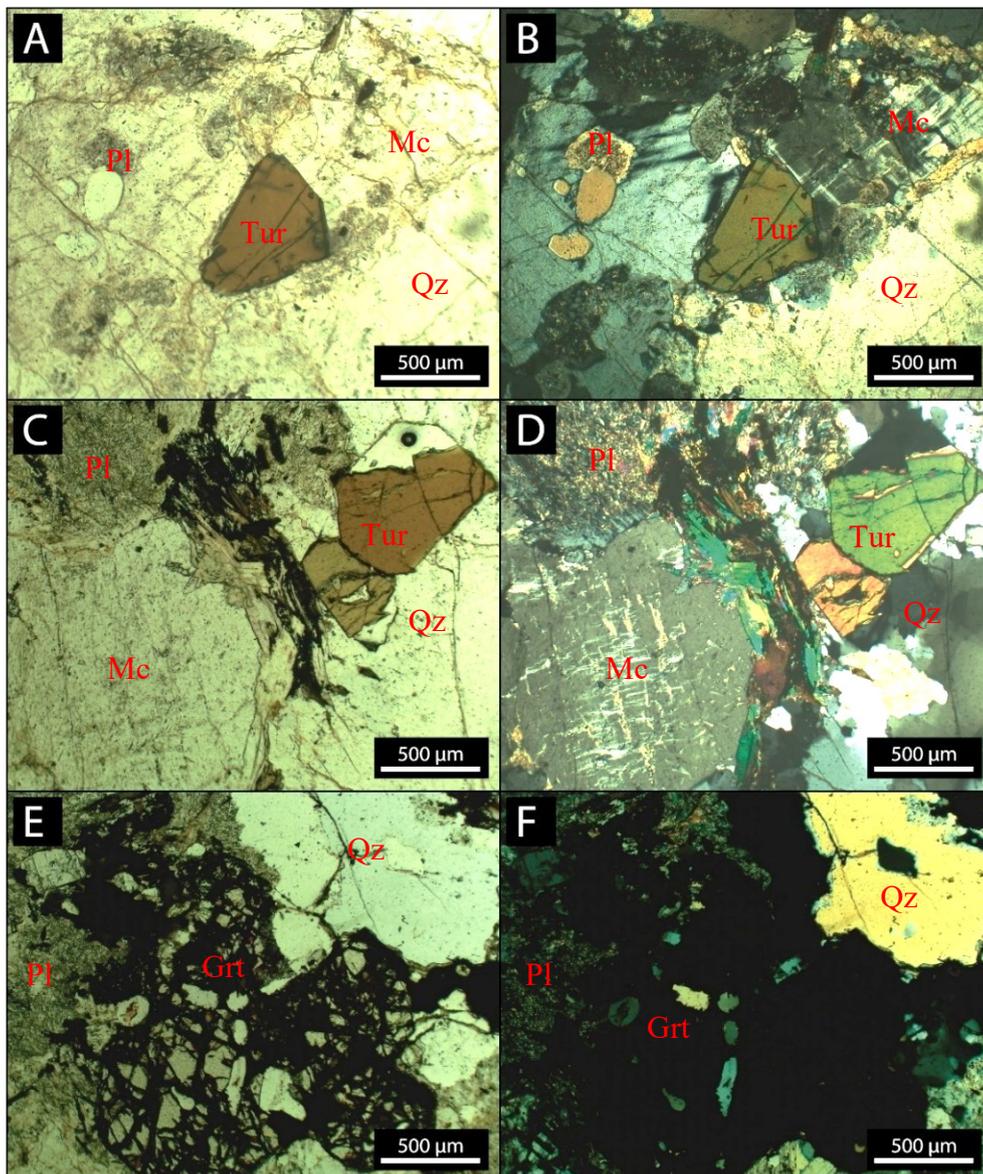
Fonte: O autor.

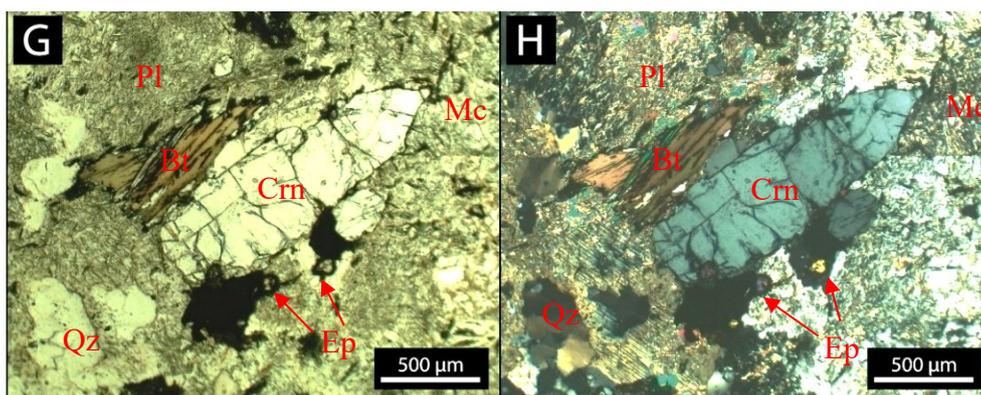
Prancha 8: Lâmina DF – 77 (A) e (B) - Fotomicrografia dos cristais de microclínio (Mc) apresentando textura peritítica, objetiva de 4x, A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados. (C) e (D) - Fotomicrografia geral da lâmina com cristais de muscovita (Ms) primária, microclínio (Mc) e plagioclásio (Pl), objetiva de 4x, C – Nicóis paralelos e D – Nicóis cruzados.



Fonte: O autor.

Prancha 9: Lâmina DF – 75 (A) e (B) - Fotomicrografia geral da lâmina com cristal de turmalina (Tur) microfraturada, microclínio (Mc), quartzo (Qz) e plagioclásio (Pl) saussuritizado, objetiva de 4x, A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados. (C) e (D) - Fotomicrografia com cristais de turmalina (Tur) microfraturados, plagioclásio (Pl) com intenso processo de saussuritização, microclínio (Mc) com textura pertítica e muscovita (Ms) secundária intersticial, objetiva de 4x, C – Nicóis paralelos e D – Nicóis cruzados. (E) e (F) - Fotomicrografia do cristal granada (Grt) em um intenso processo de alteração com microcristais de quartzo (Qz) e coríndon (Crn) dentro da sua estrutura, objetiva de 4x, E – Nicóis paralelos e F – Nicóis cruzados. (G) e (H) – Fotomicrografia evidenciando o cristal de coríndon (Crn) em sua forma prismática e basal na fácies sienogranítica, envolto de minerais como microclínio (Mc) e plagioclásio (Pl) em intensos processos de alteração, na objetiva de 4x, G – Nicóis paralelos e H – Nicóis cruzados.





Fonte: O autor.

6.2.5. Fácies Muscovita Monzogranito

A fácies muscovita Monzogranito, ocorre na porção centro-leste do Granito Itambé, sendo a de maior área com 1,5 km², apresentando no geral coloração cinza escuro, textura média a grossa, inequigranular, holocristalina e hipidiomórfica. Nessa fácies foram desenvolvidas as lâminas DF – 130 e DF – 132, sendo composto por quartzo (28%), plagioclásio (29%), microclínio (19%), muscovita (11%), biotita (3%), epidoto (1,8%), minerais opacos (1,6%), granada (1,5%), coríndon (1,5%), argilominerais (1,2%), monazita (0,9%), apatita (0,8%), e rutilo (0,7%).

Os cristais de quartzo presente nessa fácies ocorrem de maneira frequente apresentando desde microcristais até exemplos maiores, podendo estes estarem microfraturados e com marcante extinção ondulante, com formatos anédricos e subédricos. Petrograficamente apresentam porções com mais microcristais resultado da recristalização do mineral, apresentando dimensões 0,5 a 2,5 mm, e cristais maiores de 5 a 7 mm em cristais reliquias. Em geral os cristais de quartzo apresentam contato variando de reto, serrilhado, detrítico e curvos quando em contato com o próprio quartzo e cristais de microclínio e plagioclásio, serrilhado a retos com os cristais de muscovita e biotita.

O plagioclásio ocorre com dimensões variando de 2 a 3 mm e 5 a 10 mm, evidenciando duas gerações do mineral. Por vezes alguns cristais apresentam microfraturamentos preenchidos por minerais neoformados da alterações, em outros ocorre a ausência das maclas características do mineral. Alguns cristais de plagioclásio exibem textura mimerquítica, que em alguns casos pode-se notar as vênulas de quartzo com alteração do plagioclásio avançada ocorrendo em sua volta. Os cristais de plagioclásio fazem contato curvo com os cristais de

quartzo e outros cristais de plagioclásio, e contatos curvos e retos com os cristais de muscovita, biotita e microclínio

Os cristais de microclínio nessa fácies exibem dimensões entre 2 e 5 mm e 8 a 15 mm, ocorrendo em todas as porções da lâmina, apresentando, em alguns casos, processos de saussuritização e sericitização. Os cristais exibem formato anédrica e subédrica, onde por vezes no cristais maiores ocorrem microfraturamentos que podem estar preenchidos ou não. Devido aos processos de alteração e de mecanismos de plasticidade, por vezes, não é possível observar suas maclas em formato xadrez, em outros casos os cristais maiores apresentam um textura pertítica. Em alguns cristais de microclínio podemos observar a presença de outros minerais dentro de sua estrutura como plagioclásio, quartzo e as vezes até outro microclínio, evidenciando várias fases de formação dos minerais. Os cristais de microclínio fazem contato reto, detrítico e ondulado com os cristais de quartzo, plagioclásio e microclínio, e contato curvo e reto com cristais de biotita e muscovita.

A muscovita ocorre de forma anédrica a subédrica, com dimensões variando entre 0,5 e 5 mm. Nas lâminas descritas ocorre a presença de muscovita bem formadas e geradas de alteração ou intersticiais (Prancha 11: E e F). Os cristais de muscovita são formados a partir do processo de muscovitização e sericitização no processo de substituição das biotitas e dos plagioclásios (Prancha 11: C e D). Os cristais de muscovita, fazem contato reto e curvo com os cristais de quartzo e plagioclásio, com reto com os cristais de microclínio, e contato reto e serrilhado com a biotita e com os outros cristais de muscovita.

A biotita ocorre de duas maneiras nessa fácies, a primeira bem formada com cristais maiores, porém em pouca quantidade, com dimensões de 2 a 5 mm, a segunda de maneira intersticial em tamanhos menores variando entre 0,3 e 0,8 mm. Alguns cristais de biotita apresentam intrusões de monazita em sua estrutura. Em lâmina foi possível observar processos de alteração ocorrendo da borda ao centro, alterando a biotita para a muscovita (Prancha 11: A e B). Os cristais exibem formatos subédricos a anédricos, com contatos retos e serrilhados entre si e com os cristais de biotita, contato curvo e reto com os cristais de microclínio, plagioclásio e quartzo.

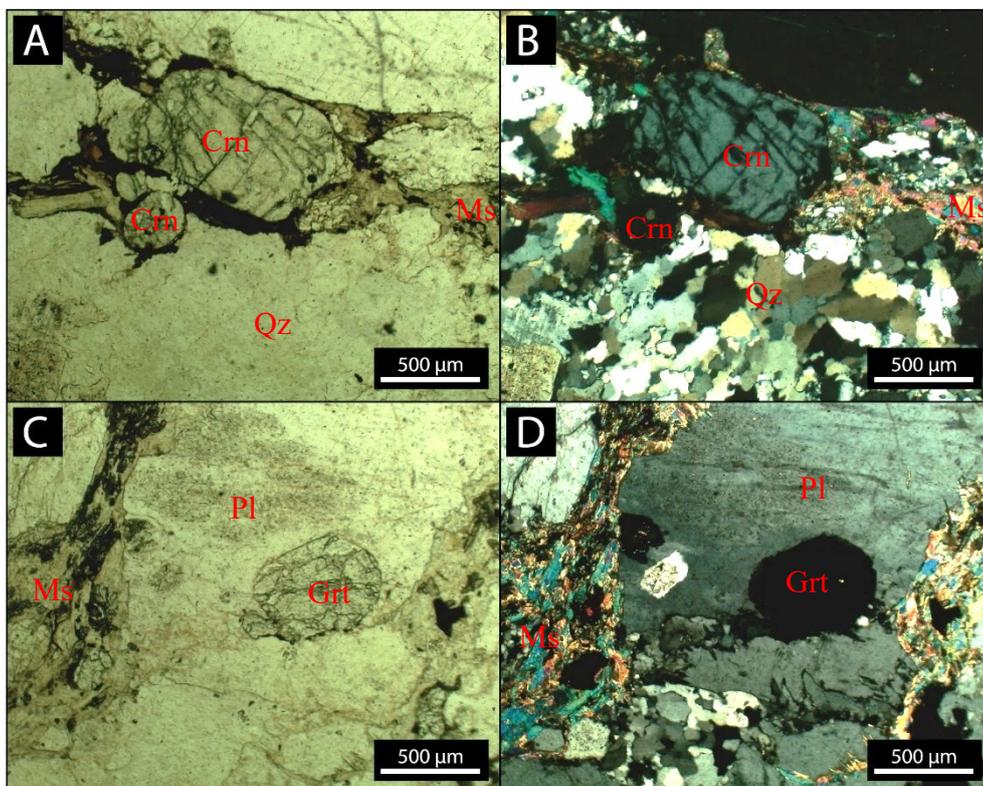
O coríndon ocorre em pequena quantidade na lâmina apresentando formato arredondado todo microfraturado (Prancha 10: A e B), com dimensões variando entre 0,2 e 1 mm. A granada ocorre com pouca frequência na lâmina, com dimensões entre 0,2 e 0,5 mm, na objetiva 4x, exibindo formato arredondado e microfraturas por toda sua estrutura (Prancha 10: C e D).

Os cristais de epidoto observado nas lâminas dessa fácies se formou através da alteração do plagioclásio por processos saussuritização, apresentando um formatos arredondados e

prismáticos com tamanhos variando entre 0,3 e 0,7 mm. Apatita observada nas lâminas exibe formatos de bastão e por vezes em sua forma basal arredondada, ocorrendo como inclusões nos cristais de plagioclásio, com dimensões entre 0,2 e 0,8 mm. O rutilo ocorre em tamanhos entre 0,4 e 0,6 mm, preenchendo microfraturas em outros cristais, exibindo uma coloração vermelho amarronzada.

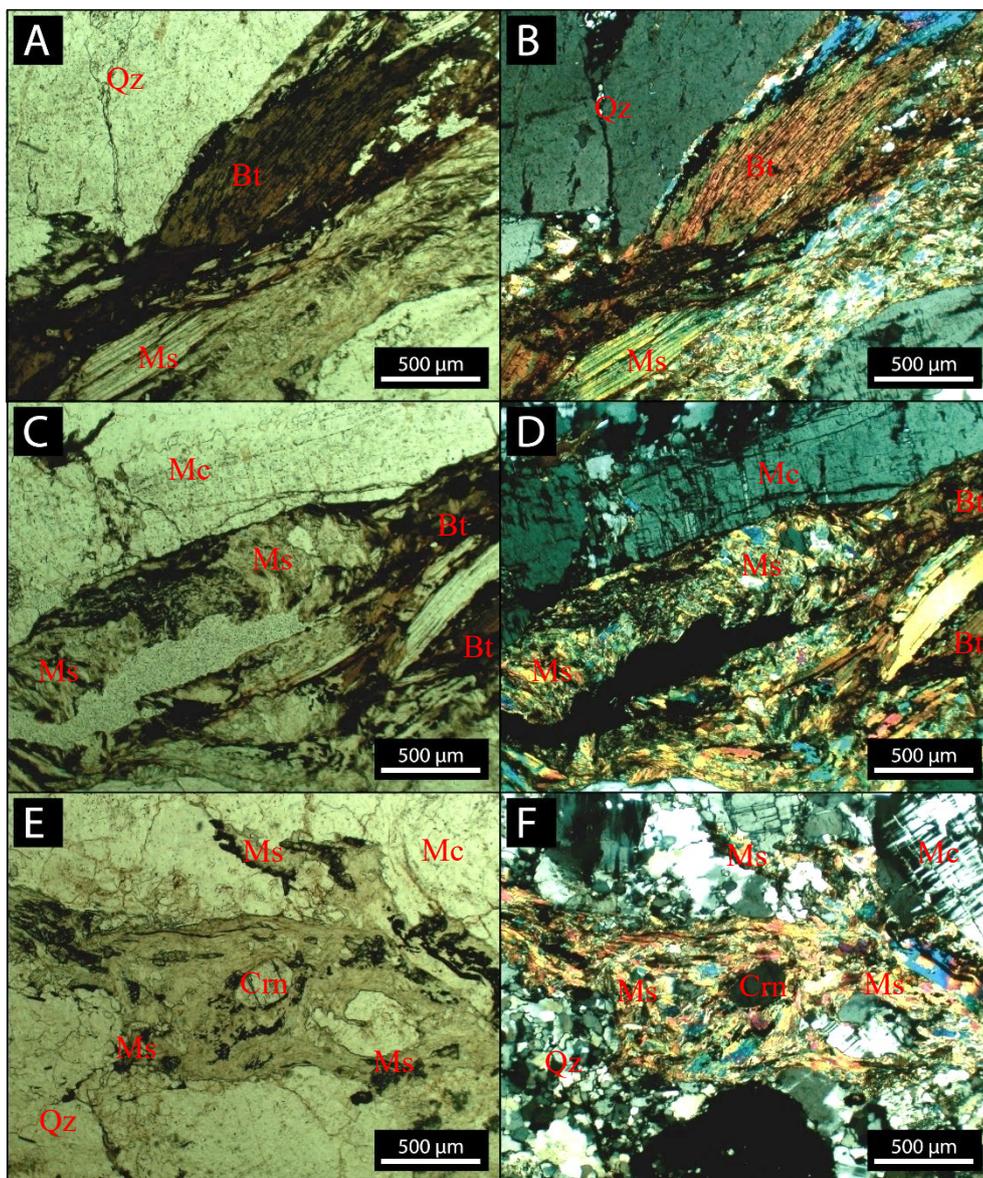
A monazita é um mineral acessório que ocorre em formatos arredondados como inclusões dentro da biotita, apresentando tamanhos entre a 0,6 e 0,9 mm, na objetiva de 10x. Os minerais opacos apresentam dimensões variando de 0,1 a 0,5 mm, na objetiva de 4x, podendo ser associados a perda de ferro dos cristais de biotita através de processos de alteração. Os argilominerais são resultados dos processos de alteração do plagioclásio e microclínio devido a percolação de fluidos nos estágios finais de formação da unidade.

Prancha 10: Lâmina DF – 132 (A) e (B) - Fotomicrografia do cristal de coríndon (Crm) microfraturado, apresentando seu hábito prismático e arredondado, envolto de cristais de quartzo (Qz), muscovita (Ms) e biotita (Bt), objetiva de 4x, A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados. (C) e (D) - Fotomicrografia do cristal de granada (Grt) com microfraturamentos, com muscovita (Ms) e biotita (Bt) secundária ocorrendo de forma intersticial, objetiva de 4x, C – Nicóis paralelos e D – Nicóis cruzados.



Fonte: O autor.

Prancha 11: Lâmina DF – 132 (A) e (B) - Fotomicrografia exibindo o cristal de biotita (Bt) que apresenta alterações incipientes ocorrendo de suas bordas para o centro, além da muscovita (Ms) primário abaixo e cristal de quartzo (Qz) microfraturado acima, objetiva de 4x, A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados. (C) e (D) - Fotomicrografia do cristal de biotita (Bt) em avançado processo de muscovitização, onde acima ocorre a presença de um plagioclásio (Pl) sem suas maclas características e com microfraturamentos, objetiva de 4x, C – Nicóis paralelos e D – Nicóis cruzados. (E) e (F) - Fotomicrografia do cristal de coríndon (Crm) dentro da estrutura do cristal que já foi uma biotita e hoje se encontra totalmente alterada para muscovita (Ms) devido ao processo de muscovitização, objetiva de 4x, C – Nicóis paralelos e D – Nicóis cruzados.



Fonte: O autor.

6.2.6. Fácies Biotita-Muscovita Monzogranito

A fácies biotita-muscovita monzogranito, ocorre na porção mais ao sul do Granito Itambé, em uma área de 1,11 km², no geral apresentando textura fina a média, coloração rosada, equigranular, hipidiomórfica e holocristalina. Nessa fácies foram desenvolvidas duas lâminas delgadas, denominadas DF – 153 e DF – 157, sendo composto por minerais como quartzo (29%), plagioclásio (27%), microclínio (17%), muscovita (9%), biotita (8%), epidoto (1,8%), granada (1,5%), minerais opacos (1,5%), monazita (1,2%), argilominerais (1,2%), apatita (1,2%), coríndon (1%) e rutilo (0,6%).

O quartzo apresenta uma diferença de tamanhos, exibindo dimensões que variam de 0,2 a 0,5 mm, entre 1 e 5 mm, e alguns cristais maiores de 6 a 10 mm. Os cristais apresentam forma anédrica a subédrica em tamanhos maiores e nos cristais menores, resultado do processo de recristalização, apresentam uma forma arredondada e por vezes contatos mais retilíneos. Alguns cristais de quartzo podem apresentar extinção ondulante nos mais variados tamanhos. Nos cristais maiores é comum microfraturas que podem estar preenchidas devido aos minerais neoformados ou podem ocorrer de forma intersticial devido a recristalização. Os cristais de quartzo apresentam contato reto e ondulado com os cristais de microclínio e plagioclásio, serrilhado e ondulado com os cristais de muscovita e biotita, e contato curvo ou retilíneo com outros cristais de quartzo.

O plagioclásio ocorre com frequência na seção delgada, apresentando variação de 3 a 5 mm e 8 a 11 mm, exibindo formatos anédricos e subédricos. Cristais maiores apresentam microfraturas preenchidas por minerais opacos, muscovita, e por quartzo recristalizado. Alguns cristais apresentam textura mimerquítica (Prancha 13: A e B) e outros geminação carlsbad. Os cristais de plagioclásios sofrem intenso processo de saussuritização e sericitização ocorrendo da borda pro centro (Prancha 12: C e D), onde por vezes não é mais possível ver as maclas características dos cristais de plagioclásios. Os cristais de plagioclásio fazem contato curvo e reto com os cristais de microclínio e plagioclásio, ondulado com os cristais quartzo, e contato reto com os cristais de muscovita e biotita.

Os cristais de microclínio apresentam formatos anédricos e subédricos exibindo dimensões entre 2 e 7 mm, podendo conter microfraturamento. Os processos de alteração no microclínio são bastante atuantes nessa fácies, apresentando minerais completamente alterados e com minerais neoformados em seu lugar, como sericita, muscovita e argilominerais. Devido a alteração e a deformação alguns cristais de microclínio não apresentam mais seu aspecto característico em xadrez, apresentando em alguns casos uma textura perítica. Na lâmina foi

observado o crescimento de alguns cristais de microclínio em volta de cristais de plagioclásio, e de outros microclínios, evidenciando mais que apenas um estágio de formação deste mineral (Prancha 13: C e D). Os cristais de microclínio fazem contato curvo e ondulado com os cristais de plagioclásio e quartzo, e contato serrilhado e reto com cristais de biotita e muscovita.

A muscovita apresenta forma anédrica e com dimensões variando de 0,5 a 5 mm. Os cristais de muscovita podem ser gerados do magmatismo, apresentando características de um mineral bem formado (Prancha 13: A e B), e outros exibem caráter intersticial formados como resultado dos processos de alteração das biotitas, plagioclásios e microclínio (Prancha 26: E e F). Os cristais de muscovita, fazem contato reto e curvo com os cristais de biotita e muscovita, reto com microclínio e plagioclásio, e ondulado com o quartzo.

Os cristais de biotita apresentam cristais bem formados com dimensões maiores de 4 a 6 mm e cristais intersticiais de 0,5 a 2 mm. Nessa fácies os cristais de biotita exibem forma subédrica a anédrica, com processos de muscovitização ocorrendo da borda ao centro do mineral (Prancha 12: A e B). Na grande maioria dos cristais de biotita é possível observar halopleocróicos dos cristais de monazita. A biotita apresenta contato reto e serrilhado entre si e com os cristais de microclínio e muscovita, reto e curvo com o plagioclásio e ondulado com o quartzo.

Os cristais de epidoto se desenvolveram devido aos processos de alteração nos minerais como plagioclásio e microclínio. Os cristais apresentam dimensões entre 0,5 mm e 1 mm, em formas arredondadas ou prismática. Os cristais de apatita ocorrem como inclusões dentro dos cristais de plagioclásio e biotita, como outro mineral neoformados da alteração, exibindo dimensões entre 0,3 e 0,5 mm, apresentando formas de bastão e sua forma basal arredondada.

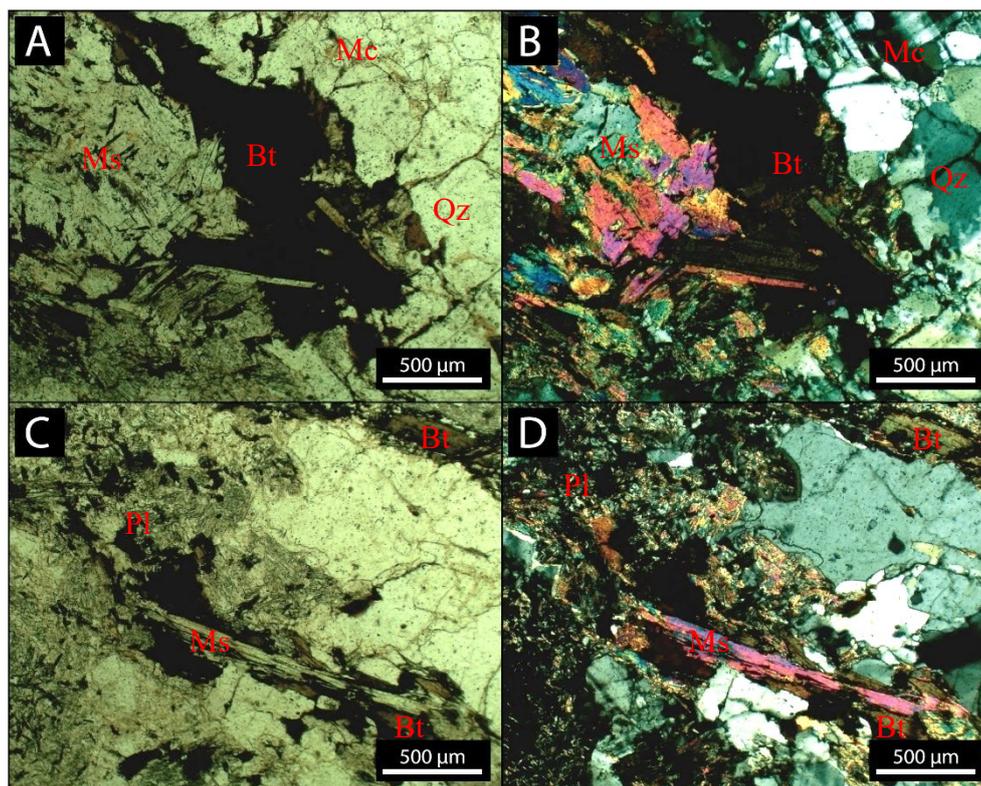
A granada ocorre com pouca frequência nas lâminas descritas nessa fácies, apresentando dimensões entre 0,5 e 2,5 mm, com formatos arredondados e exibindo microfraturamentos. O coríndon também ocorre em pouca quantidade, em formatos arredondados, com dimensões variando entre 0,5 e 1,5 mm, com microfraturamentos em toda sua estrutura.

A monazita é um mineral acessório, que está presente como inclusões dentro da biotita, possuindo formato granular e dimensões entre a 0,2 a 0,3 mm, na objetiva de 10x. O rutilo ocorre como um mineral intersticial preenchendo microfraturas em outros minerais, com dimensões entre 0,2 e 0,5 mm e coloração vermelho amarronzada, ocorrendo em menor quantidade nessa fácies.

Os minerais opacos nesta fácies ocorrem em dimensões variando de 0,2 a 0,4 mm, porém, ocorrendo em pouca quantidade nas lâminas descritas. Os argilominerais são formados em consequência dos processos de saussuritização e sericitização em minerais como

plagioclásio e microclínio, devido à percolação de fluidos nos estágios final de formação, ocorrendo principalmente em microfraturas e nas bordas dos outros minerais.

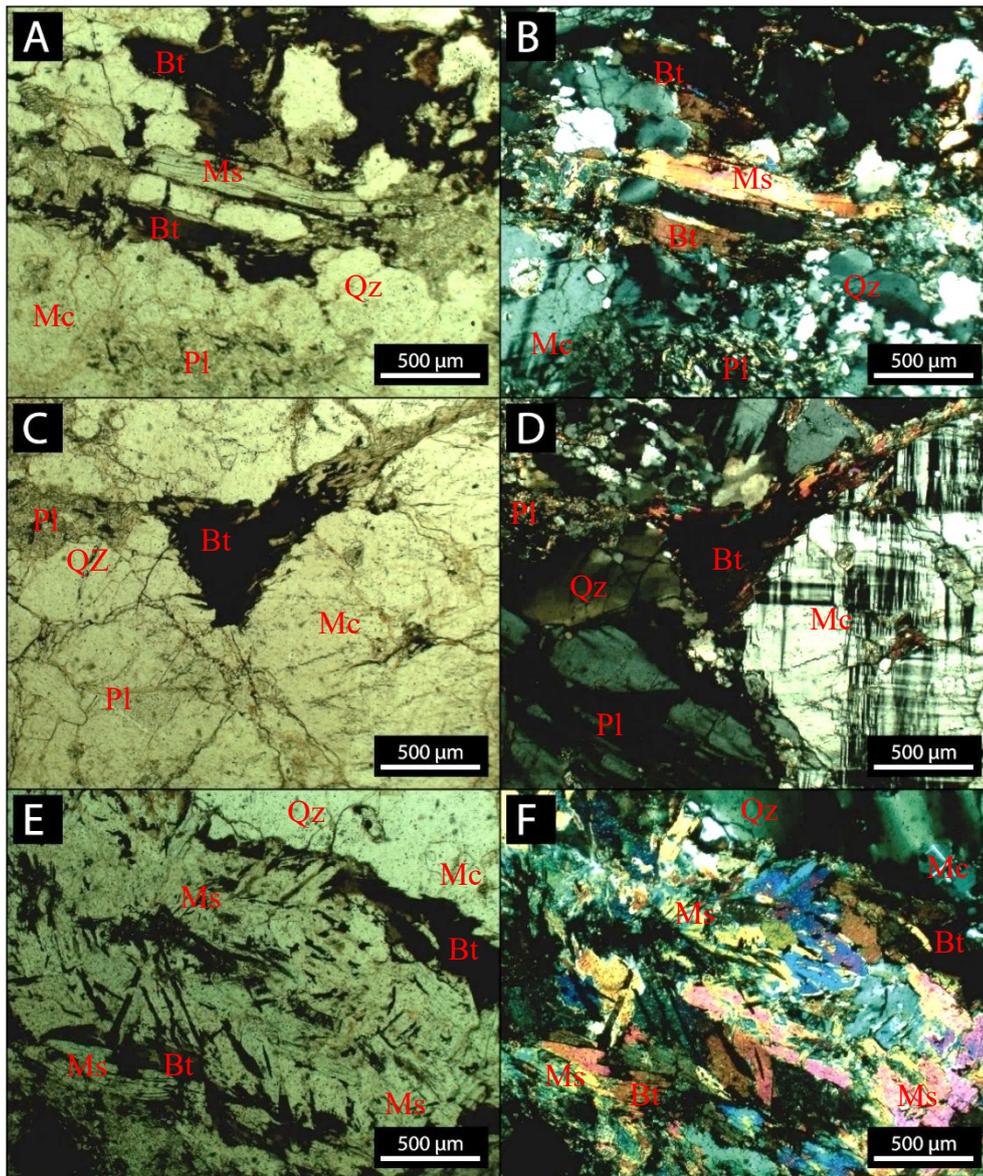
Prancha 12: Lâmina DF – 157 (A) e (B) - Fotomicrografia exibindo o cristal de biotita (Bt) com grande alteração para muscovita (Ms), objetiva de 4x, A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados. (C) e (D) - Fotomicrografia apresentando cristais de plagioclásio (Pl) completamente alterado, com cristais neoformados de muscovita (Ms), apatita (Ap) e argilominerais, objetiva de 4x, C – Nicóis paralelos e D – Nicóis cruzados.



Fonte: O autor

Prancha 13: Lâmina DF – 157 (A) e (B) - Fotomicrografia geral da lâmina exibindo cristais de muscovita (Ms) bem formada, quartzo (Qz) recristalizado e com extinção ondulante, biotita (Bt) com bordas difusas, microclínio (Mc) microfraturado, e plagioclásio (Pl) com textura mimerquítica, objetiva de 4x, A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados. (C) e (D) - Fotomicrografia geral das lâminas apresentando um grande cristal de microclínio (Mc) que apresenta cristais de plagioclásio (Pl) dentro da sua estrutura, exibindo também microfraturamentos. Ocorre também a presença de cristais de biotita (Bt) alterando para muscovita (Ms), cristais de quartzo (Qz) com extinção ondulante completamente alterado e plagioclásios completamente saussuritizados, objetiva de 4x, C – Nicóis paralelos e D – Nicóis cruzados. (E) e (F) - Fotomicrografia apresentando um grande cristal de biotita (Bt) que foi

alterado para muscovita (Ms), apresentando em alguns pontos resquícios da biotita (Bt) primária, objetiva de 4x, E – Nicóis paralelos e F – Nicóis cruzados.



Fonte: O autor.

6.2.7. Muscovita-Biotita Xisto com Granada

O Muscovita-Biotita Xisto com Granada, do Grupo Araxá, representa a rocha encaixante do Granito Itambé. Na área de estudo foi observado a variação sericita xisto do Grupo Araxá na porção leste da área, apresentando coloração acinzentada. Nessa unidade foi desenvolvida a lâmina delgada, denominada DF –15, apresentando uma mineralogia principal de quartzo (44%), biotita (30%) e muscovita (20%), e minerais secundário como granada (3%), epidoto (1,0%), rutilo (1%), monazita (0,5%), opacos (0,5%),

O quartzo é o mineral em maior quantidade na lâmina dessa unidade, com dimensões variáveis entre 0,4 e 0,6 mm e 1 a 4 mm. Os cristais apresentam forma anédrica em toda lâmina, podendo as vezes apresentar extinção ondulante (Prancha 14: A e B). Os cristais apresentam contato reto com outros cristais de quartzo e com a muscovita, contato reto ou ondulado com a biotita e contato ondulado com a granada.

Os cristais de biotita aparecem em grandes quantidades nessa unidade, em formato anédrico em tamanhos de 2 a 3 mm. A biotita, em sua maioria, apresenta corroída nas bordas e por vezes com cristais de monazita como inclusão. Os cristais de biotita fazem contato reto e ondulado com os cristais de quartzo e outras biotitas, ondulado com a granada e reto com os cristais de muscovita.

Os cristais de muscovita presentes nessa lâmina apresentam formato anédrico a subédrico exibindo um aspecto estirado do mineral (Prancha 14: C e D), que por vezes ocorre de forma intersticial, com dimensões variando entre 1 e 5 mm e 10 a 13 mm. Os cristais de muscovita apresentam contato reto com outros cristais de muscovita, biotita e quartzo, além de contato curvo com os cristais de granada.

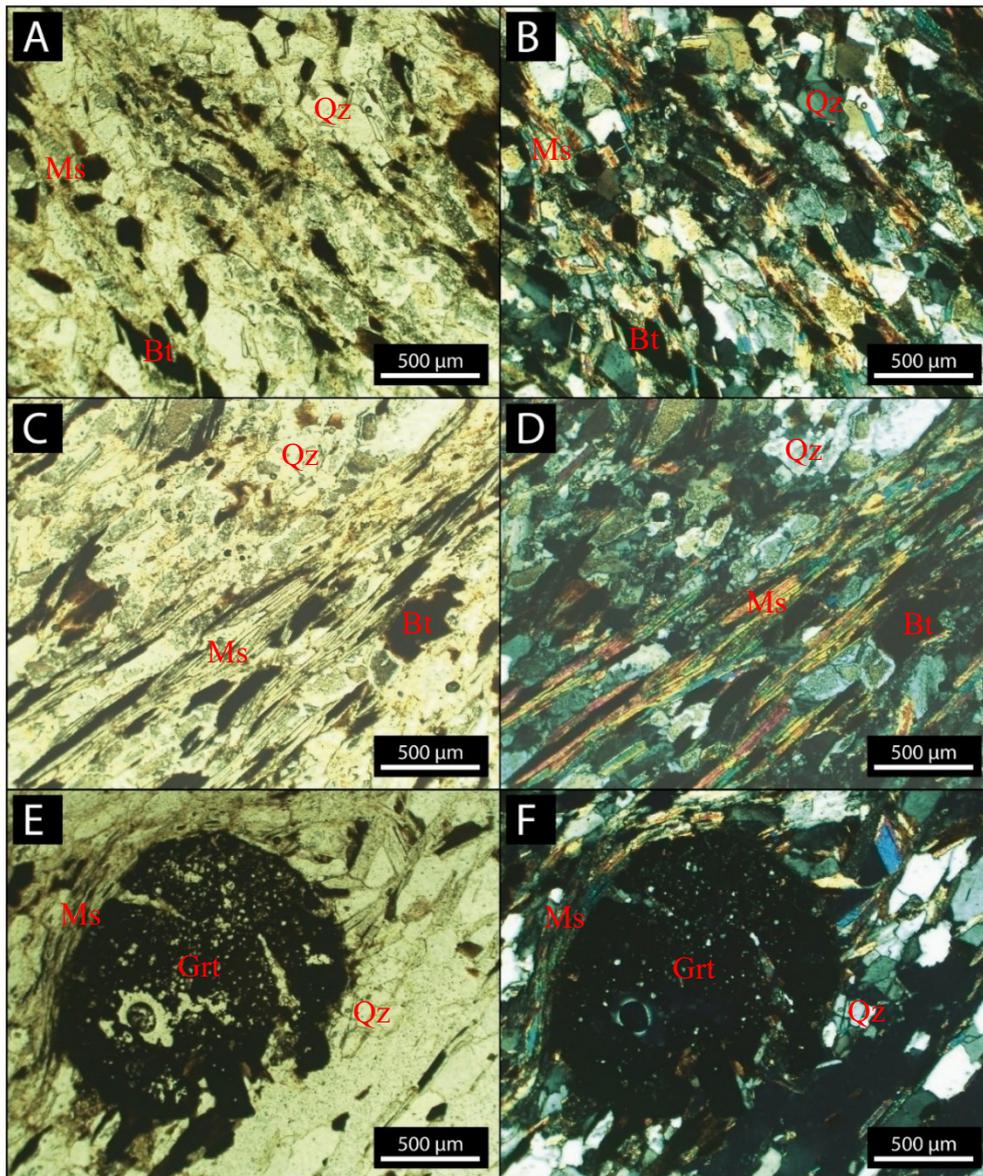
A granada é um mineral acessório que não apresenta uma grande distribuição na lâmina, porém exibindo tamanhos entre 0,3 e 0,6 mm e 1 a 3mm. Ocorre em formato arredondado com crescimento de minerais secundário no interior do mineral (Prancha 14: E e F). Apresenta contato ondulado com todos os outros minerais em sua borda.

O Epidoto ocorre em pouca quantidade, em formatos arredondados e quadrados (seção basal rômica) com dimensões variando entre 0,5 e 1 mm, exibindo birrefringência alta com cores intensas variando do amarelo e verde. Os cristais de rutilo observados nessa lâmina ocorrem associados a alteração da biotita, apresentando dimensões entre 0,2 e 0,6 mm, exibindo uma coloração vermelho amarronzada, em formatos arredondados ou estirados.

Os minerais opacos apresentam baixa dispersão na lâmina, ocorrendo associado a alteração da biotita, exibindo tamanhos de 0,5 a 0,7 mm. Os cristais de monazita ocorrem como inclusões dentro da biotita formando halos Pleocróicos, exibindo formatos arredondados, com dimensões entre a 0,1 a 0,3 mm.

Figura 14: Lâmina DF-15 - (A) e (B) Aspecto geral da lâmina mostrando os cristais de biotita (Bt), muscovita (Ms) e quartzo (Qz), objetiva 4x, A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados. (C) e (D) Aspecto geral da lâmina com os cristais de muscovita (Ms) estirados, objetiva de 4x, C – Nicóis paralelos e D – Nicóis cruzados. (E) e (F) Cristal de granada (Grt) intemperizado

com intercrescimento de outros minerais dentro do mineral, objetiva de 4x, E – Nicóis paralelos e F – Nicóis cruzados.



Fonte: O autor.

6.2.8. Biotita-Quartzo Xisto

O biotita-quartzo xisto é uma rocha que apresenta coloração preta com granulação fina, textura lepidoblástica e um bandamento composicional bem marcante. Em seção delgada foi observado que essa rocha é constituída por quartzo (53%), biotita (45%), monazita (2%) e minerais opacos (1%).

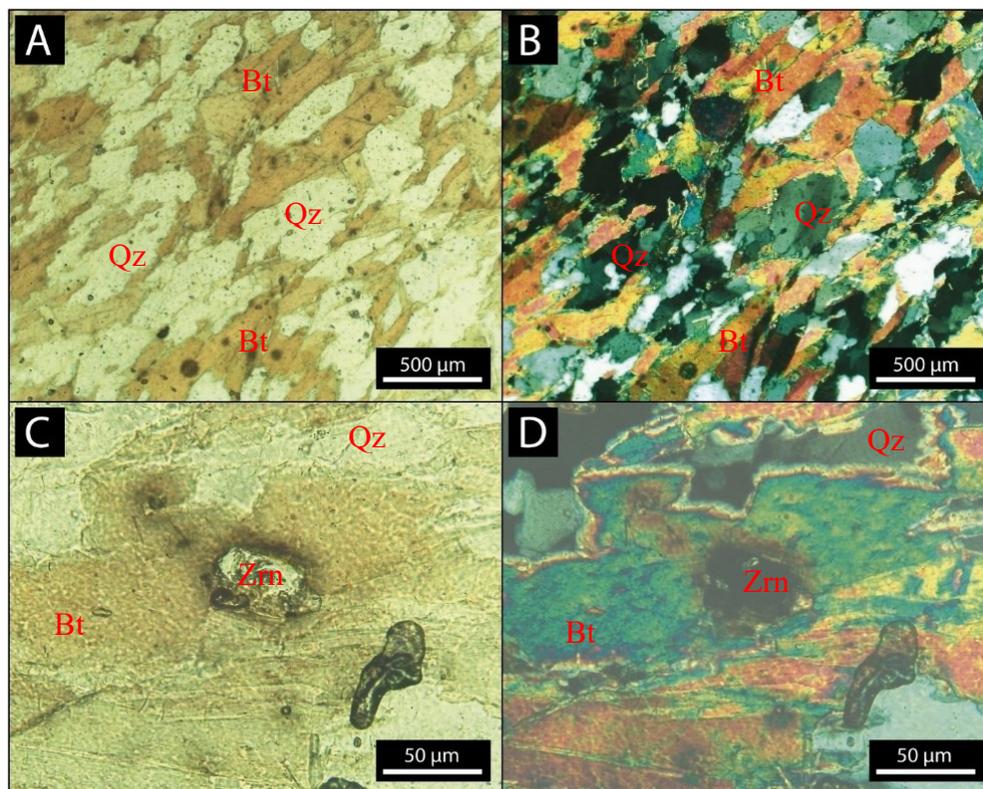
O quartzo ocorre em todas as porções da lâmina, em dimensões variando entre 0,2 e 0,5 e 1 e 3 mm. Os cristais apresentam formato estirado e arredondados por toda lâmina com bordas difusas ocorrendo de forma intersticial, por vezes apresentam extinção ondulante.

A biotita é encontrada em todas as poções da lâmina em grande quantidade, em tamanhos variando de 2 mm a 5 mm. Os cristais de biotita têm forma subédrica a anédrica, apresentando contato reto e serrilhado entre si e com os cristais de quartzo (Prancha 15: A e B).

A monazita ocorre dentro da biotita, apresentando birrefringência muito alta de 3ª e 4ª ordem, por vezes apresentando halos pleocróicos (Prancha 15: C e D), com dimensões variando de 0,1 a 0,5 mm.

Os minerais opacos se apresentam de forma intersticiais com baixa dispersão na lâmina com formato anédrico, com dimensões variando de 0,2 a 0,4 mm. Os minerais opacos, em sua maioria apresentam contato curvo com os demais cristais da seção delgada.

Prancha 15: (A) e (B): Fotomicrografia mostrando o aspecto geral da lâmina DF – 61, sendo composta por majoritariamente por biotita (Bt) e quartzo (Qz), objetiva de 4x, A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados. (C) e (D): Fotomicrografia evidenciando os cristais de zircão (Zrn) dentro da biotita (Bt), lâmina DF – 61, objetiva de 20x, nicóis cruzados.



Fonte: O autor.

6.3. Caracterização Litogeoquímica

As amostras separadas para litogeoquímica foram sujeitas a critérios rígidos de análise onde foram levados em consideração os aspectos texturais das fácies graníticas que permitisse reconhecimento das condições estritamente magmáticas, enfatizando-se a constituição mineral

em equilíbrio, além do grau de intemperismo e alterações hidrotermais secundárias. A partir da integração dos dados petrográficos das fácies foi possível estabelecer o controle dos constituintes minerais que contribuíram efetivamente para a evolução geoquímica. Efetuando-se esta correlação pode-se afirmar que a classificação química está coerente em termos de composição modal dos granitos.

A partir das análises petrográficas e a divisão faciológica do Granito Itambé foi realizado as análises geoquímicas da amostra mais representativa de cada fácies, DF – 25 (Fácies turmalina-biotita monzogranito), DF – 31 (Fácies biotita monzogranito), DF – 60 (Fácies muscovita-biotita monzogranito), DF – 76 (Fácies biotita-muscovita sienogranito), DF – 132 (Fácies muscovita monzogranito) e DF – 157 (Fácies biotita-muscovita monzogranito).

Neste capítulo serão apresentados os resultados das análises para elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras com a finalidade de classificar e caracterizar as amostras do Granito Itambé com base na geoquímica. Os resultados das análises das amostras do Granito Itambé foram obtidos pelas análises realizadas no Laboratório SGS Geosol são apresentados no quadro 7.

As amostras analisadas do Granito Itambé, pertencentes à Suíte Granítica Estrela do Sul, apresentam variações no teor de SiO₂ entre 67,09 e 69,91%, evidenciando um magma com pouco diferenciação quando relacionado a outros tipos graníticos, porém cobrindo o intervalo composicional de magmas ácidos caracterizado pelas fácies monzogranítica a sienogranítica. O conteúdo de Al₂O₃ é comprovadamente alto, devido à alta variação de 14,45 a 17,87% já evidenciando seu caráter peraluminoso. O conteúdo de K₂O ocorre de maneira elevada variando de 4,66 a 6,04 e moderado quando se trata do Na₂O, com valores de 2,54 – 3,92%, sendo condizentes com tipos de rochas alcalinas. O conteúdo de MnO (0,03 a 0,05%) e P₂O₅ (0,09 a 0,16%) não tiveram grandes variações de conteúdo nas diferentes fácies. Como era de se esperar, devido a esse caráter peraluminoso os teores dos outros óxidos são mais baixos com *trend* decrescente para MgO (0,45 a 0,67%) TiO₂ (0,34 a 0,58%) Fe₂O₃ (2,25 a 2,84%) CaO (0,83 a 1,53%).

Quadro7: Resultado de análises geoquímicas de amostras do Granito Itambé

Amostra	DF – 25 ■	DF – 31 +	DF – 60 ◆	DF – 76 ▼	DF – 132 ◆	DF – 157 ○
SiO ₂ (%)	69.91	69.03	68.07	67.39	68.93	67.09
TiO ₂ (%)	0.48	0.51	0.58	0.34	0.41	0.4
Al ₂ O ₃ (%)	17.87	14.45	14.99	15.6	16.11	16.43
Fe ₂ O ₃ (%)	2.63	2.82	2.84	2.25	2.52	2.45
MnO (%)	0.03	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03
MgO (%)	0.56	0.62	0.67	0.45	0.49	0.46

CaO (%)	0.83	1.53	1.27	1.33	1.12	0.84
Na₂O (%)	2.54	3.92	3.02	3.92	3.52	2.93
K₂O (%)	6.04	4.76	5.16	4.66	5.84	5.7
P₂O₅ (%)	0.13	0.16	0.13	0.09	0.16	0.11
LOI (%)	2.05	0.29	1.25	0.71	0.93	1.55
Total (%)	103.07	98.14	98.02	96.77	100.07	97.99
Ba (ppm)	1113	1147	1360	776	862	858
Co (ppm)	4.1	4.3	4.8	2.7	4.2	8.4
Cs (ppm)	18.9	16.27	12.01	10.14	13.31	11.73
Ga (ppm)	27.8	26.3	25.5	23	26.8	28.4
Hf (ppm)	5.37	5.84	6.42	4.58	6.12	5.68
Nb (ppm)	9.72	11.52	15.65	7.25	13.97	11.24
Rb (ppm)	293	283.1	260.9	193.6	277.4	281.6
Sr (ppm)	327	407	472	289	320	281
Ta (ppm)	< 0.05	0.07	< 0.05	< 0.05	0.47	0.24
Th (ppm)	22.7	28.7	20.8	19.4	25.9	26.5
W (ppm)	1.1	0.8	1.8	1.6	9.7	3.0
U (ppm)	3.50	2.69	2.17	3.75	5.36	3.86
V (ppm)	44	53	28	37	41	80
Y (ppm)	6.41	6.93	14.08	4.45	12.46	8.19
Zr (ppm)	214	174	168	190	227	214
Zn (ppm)	77	78	77	60	72	79
La (ppm)	55.3	60.8	61.4	43.3	53.6	57.9
Ce (ppm)	99.7	110.4	103.4	76.6	99.4	106.9
Cu (ppm)	15	15	23	11	38	13
Pr (ppm)	10.63	11.56	11.42	7.75	10.44	11.22
Nd (ppm)	37.4	41.4	39	25.7	38	39.6
Sm (ppm)	5.8	6.2	5.9	3.9	5.8	6.2
Sn (ppm)	6.6	8.3	7.9	3.9	6.2	7.0
Mo (ppm)	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Ni (ppm)	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	5
Eu (ppm)	0.81	0.7	0.81	0.75	0.99	0.95
Gd (ppm)	3.4	2.82	3.35	4.09	3.81	3.13
Tb (ppm)	0.15	0.13	0.21	0.05	0.22	0.17
Dy (ppm)	1.43	1.49	2.02	0.96	2.23	1.72
Ho (ppm)	0.2	0.2	0.36	0.15	0.36	0.25
Er (ppm)	0.54	0.51	0.92	0.41	1.04	0,72
Tl (ppm)	1	0.8	0.7	< 0.05	0.8	0.8
Tm (ppm)	0,05	0,05	0.13	0,05	0.12	0.10
Yb (ppm)	0.4	0.4	0.7	0.3	0.9	0.5
Lu (ppm)	< 0.05	< 0.05	0.09	< 0.05	0.09	0.06
Be (ppm)	0	0	0	0	0	0
[La/Yb]_n	93.21	102.48	59.14	97.31	40.15	78.07
Eu*	36.31	37.24	36.72	27.90	37.10	37.84
Eu/Eu*	0.30	0.26	0.30	0.37	0.36	0.34
Ce-Sm	4.15	4.30	4.23	4.74	4.14	4.16
Gd-Yb	6.86	5.69	3.86	11.00	3.42	5.05

No diagrama de classificação Na₂O+K₂O × SiO₂ de Middlemost (1985) as amostras analisadas distribuem-se no campo dos granitos (Figura 24A). No diagrama modal de Lameyre

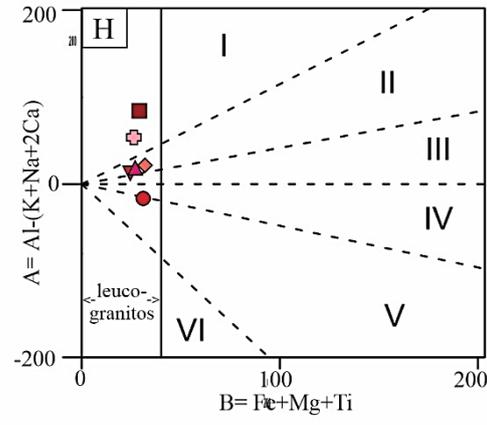
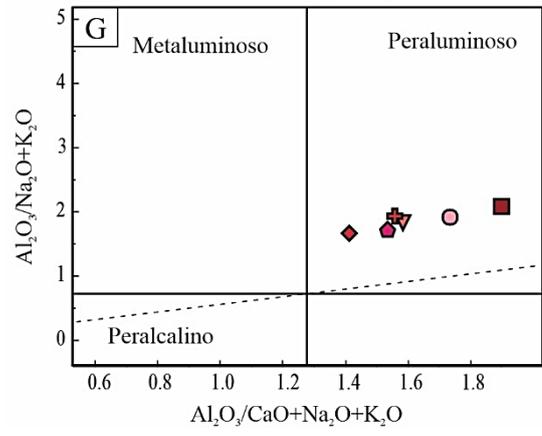
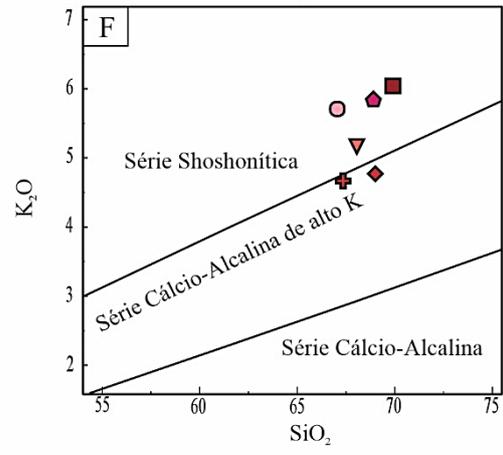
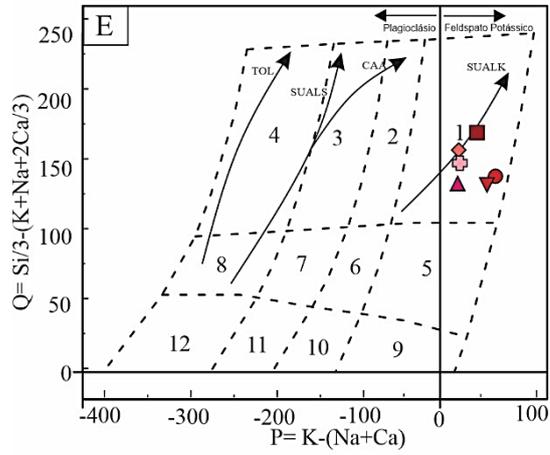
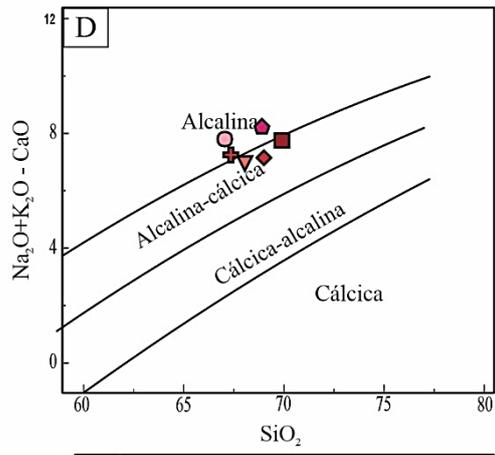
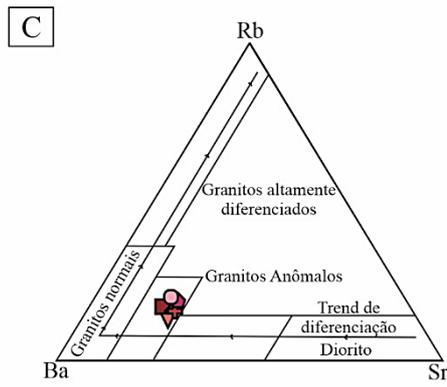
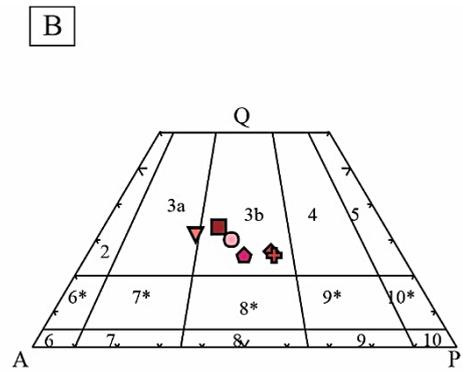
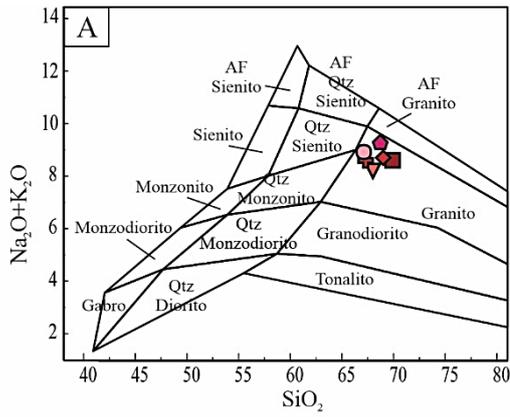
e Bowden (1982), a maior parte das amostras analisadas foram classificadas como monzogranitos e apenas uma amostra como sienogranito, se tratando da amostra DF – 76, que foi descrita como parte da fácies biotita-muscovita sienogranito (Figura 24B).

Segundo o diagrama ternário Rb-Ba-Sr (Figura 24C) elaborado por El Bouseily e El Sokyary (1975) o comportamento das amostras corresponde ao de granitos anômalos, devido a um maior enriquecimento de Ba e valores menores de Rb e Sr , provavelmente devido a sua origem por fusão crustal de metassedimentos. De acordo com o Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO} \times \text{SiO}_2$ (Frost et al., 2001) as rochas se distribuem no campo das rochas alcalinas e alcalinas-cálcicas (Figura 24D).

Na figura 8E, no diagrama de Debon et al. (1988) as amostras apresentam subalcalina potássica, confirmando sua classificação como granitos. No Diagrama $\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ de Taylor (1976), na figura 24F, as amostras se distribuem na série cálcio-alcalina de alta de K e na série shoshonítica, devido a grande quantidade de K_2O nas amostras analisadas.

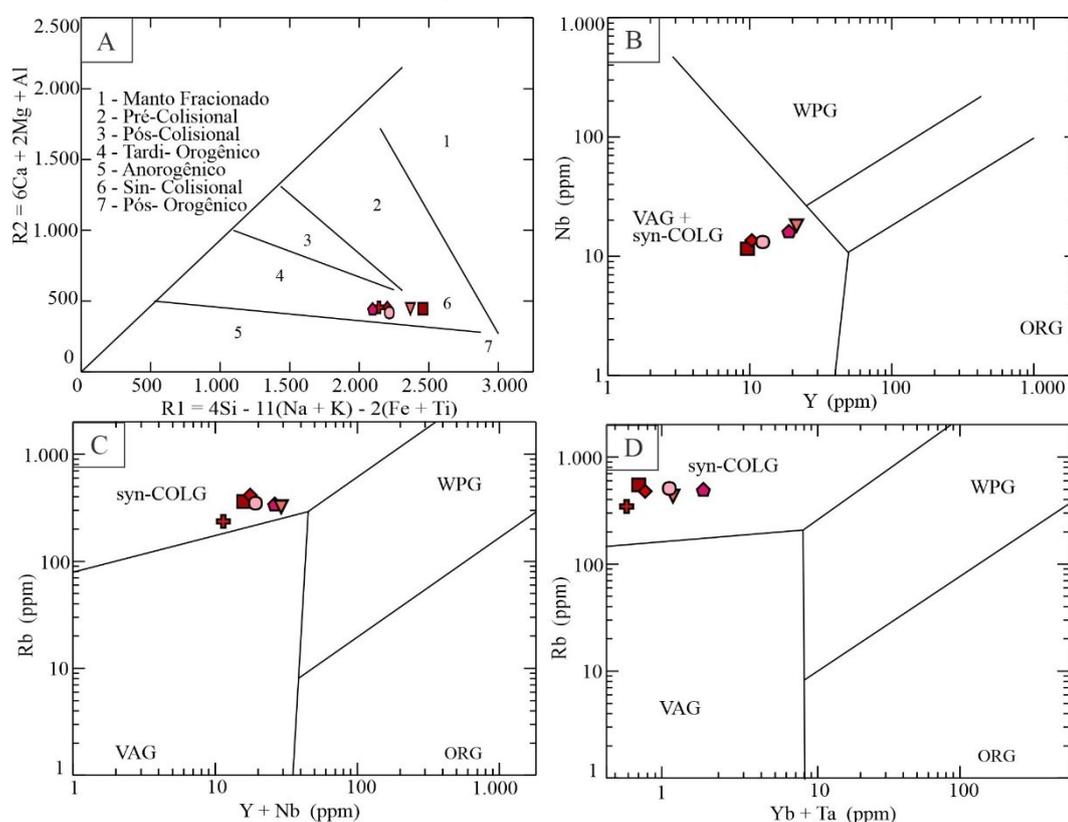
O índice de saturação em alumina, de Maniar e Picolli (1989) permite classificar as rochas como metaluminosas, peraluminosas ou peralcalinas, levando em consideração as razões molares $A/(\text{CNK}) \times A/(\text{NK})$. No caso das fácies do Granito Itambé as amostras analisadas são classificadas como peraluminosas (Figura 24G). Em função dos parâmetros $A \times B$ utilizados no diagrama de Debon e Le Fort (1983), as amostras foram classificadas como leucogranito (Figura 24H).

Figura 24: Diagramas geoquímicos de classificação das amostras do Granito Itambé. (A) Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ de Middlemost (1985); (B) QAP de Lameyre e Bowden (1982) (3a-sienogranitos, 3b-monzogranitos); (C) Diagrama triangular Rb-Ba-Sr de El Bouseily e El Sokyary (1975); (D) Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO} \times \text{SiO}_2$ de Frost et al. (2001); (E) Diagrama Q x P de Debon et al. (1988) (1-granito; TOL=toleítica, CAA=cálcico-alcalina, SUBALS=subalcalina sódica, SUBALK= subalcalina potássica); (F) Diagrama $\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ de Taylor (1976); (G) Índice de Shand de Maniar e Picolli (1989); (H) Diagrama $A \times B$ de Debon e Le Fort (1983).



Para a determinação do ambiente tectônico, o qual foi gerado o Granito Itambé, foram utilizados os diagramas Diagrama R_1 - R_2 (A), $Nb \times Y$ (B), $Rb \times Y + Nb$ (C), e $Rb \times Yb + Ta$ (D). Na figura 25 (A), de Batchelor e Bowden (1985), as amostras analisadas apresentam um *trend* de distribuição onde são classificadas pertencendo um evento magmático sin-colisional tardi-orogênico. As figuras 25 (B), (C) e (D), de Pearce et al. (1984), através dos dados geoquímicos, reforçam a ideia de que a geração da intrusão granítica ocorreu em um ambiente sin-colisional.

Figura 25: Diagramas geoquímicos de ambientes tectônicos para elementos traços. (A) Diagrama R_1 - R_2 de Batchelor e Bowden (1985); Diagrama $Nb \times Y$ (B), $Rb \times Y + Nb$ (C), e $Rb \times Yb + Ta$ (D) de Pearce et al. (1984) - Granitoide sin-colisional (Syn-COLG); Granitoide de arco vulcânico (VAG); Granitoide intraplaca (WPG); Granitoides de cadeias oceânicas (ORG).



No diagrama multielementar de Thompson (1982), as amostras analisadas do Granito Itambé apresentam altos teores dos elementos Rb, Ba, K, La e Ce destacando-se valores mais baixos para Nd, Sr, Nb, Sm e Zr (figura 26A).

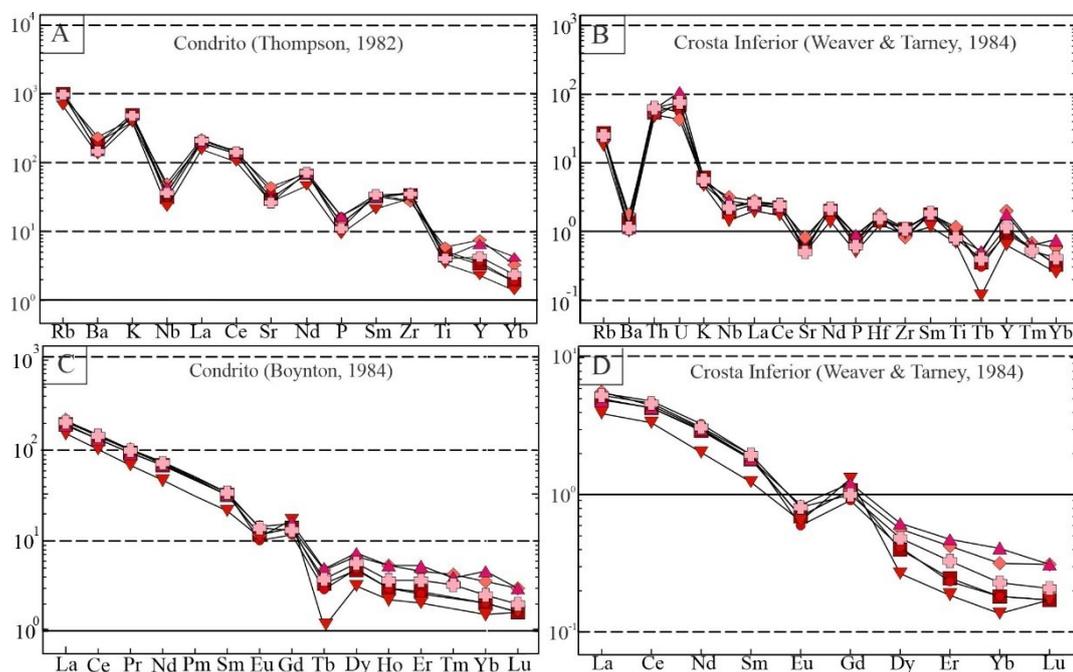
Na figura 26B temos o diagrama de valores da crosta inferior de Weaver e Tarney (1984), que através dele também podemos observar altos valores de Rb, Th e U podendo indicar um magma com participação crustal, valores médios de Ba, K, Nb, La, Ce, Nd, Hf e Sm, e

valores abaixo de 1 com os elementos Sr, P, Zr, Ti, Tb, Y, Tm e Yb, apresentando uma anomalia negativa.

No diagrama multielementar de Boynton (1984), figura 26C, podemos observar um padrão de enriquecimento das amostras em elementos Terras Raras Leves (ETRL) em relação aos Elementos Terras Raras Pesados (ELTP). Apresenta anomalia negativa, moderada não muito acentuada para európio, com razão $Eu/Eu^* = 0.32$, sugerindo um fracionamento do plagioclásio e do feldspato potássico. Pode-se notar uma acentuada discrepância no elemento Tb em relação aos outros ETRP.

O padrão geral de distribuição dos elementos terras raras no diagrama de Weaver & Tarney (1984) também sugere o enriquecimento em ETRL e o empobrecimento ETRP (Figura 26D).

Figura 26: Diagramas de multielementos incompatíveis e elementos terra raras para as amostras do Granito Itambé. Elementos incompatíveis normalizados: A) Valores para meteoritos condríticos de Thompson (1982) e B) Valores da crosta inferior de Weaver e Tarney (1984). Elementos terras raras normalizados: C) Valores dos meteoritos condríticos de Boynton (1984) e D) Valores da crosta inferior de Weaver e Tarney (1984).

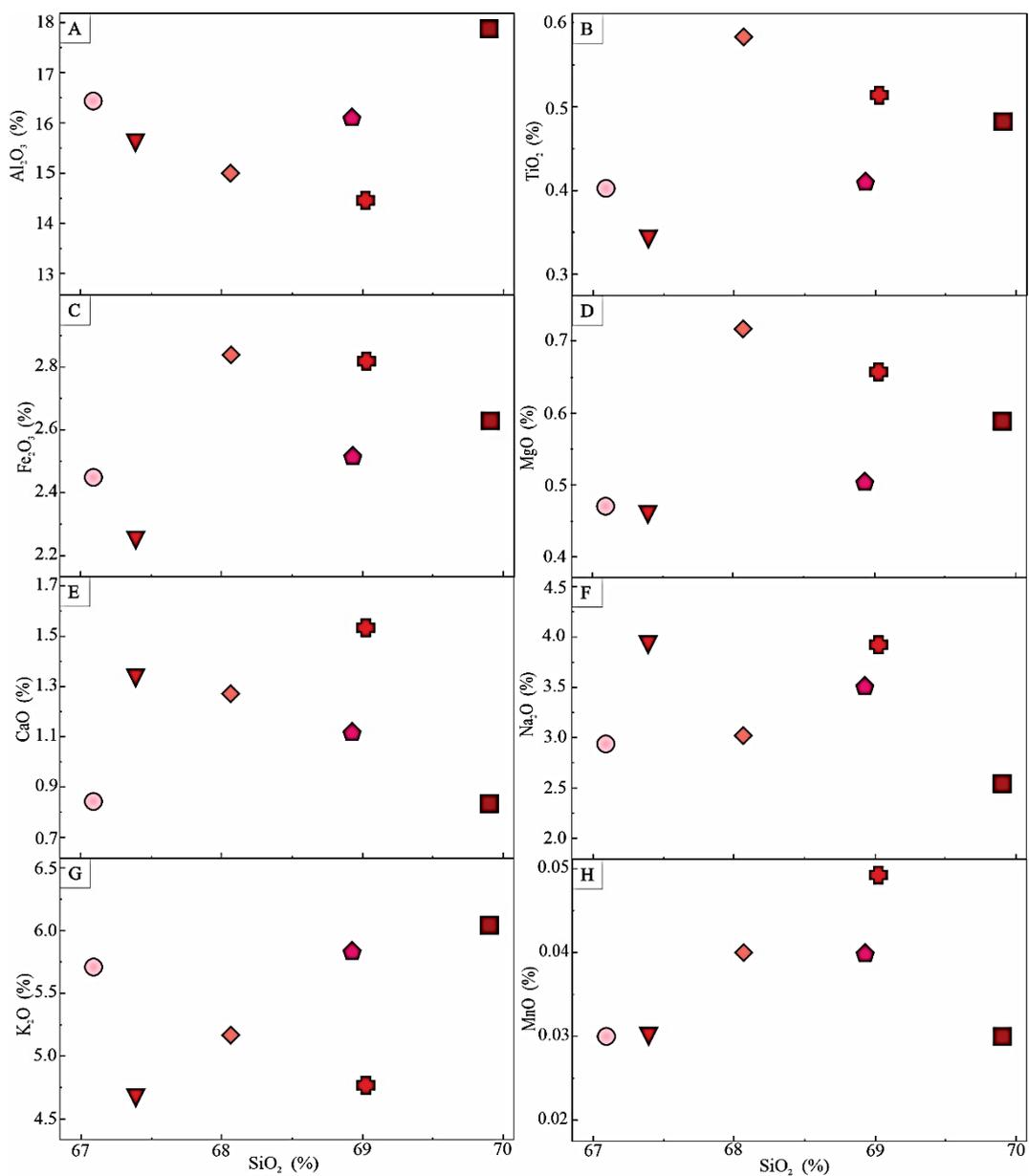


Foi proposto para um melhor entendimento da evolução química das amostras representativas de cada fácies os diagramas de variação binários de óxidos $\times SiO_2$, através do diagrama de Harker (1909) (Figura 27). No geral, a concentração de SiO_2 varia pouco entre as diferentes fácies do Granito Itambé, apresentando uma correlação negativa para MgO , TiO_2 ,

CaO e MnO, e valores médios a altos para os Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O e Na_2O . Em relação ao Al_2O_3 é observado valores mais altos porém não fazendo diferença a correlação com o aumento da SiO_2 , sendo que a fácies turmalina-biotita monzogranito apresentou os maiores valores para esse óxido.

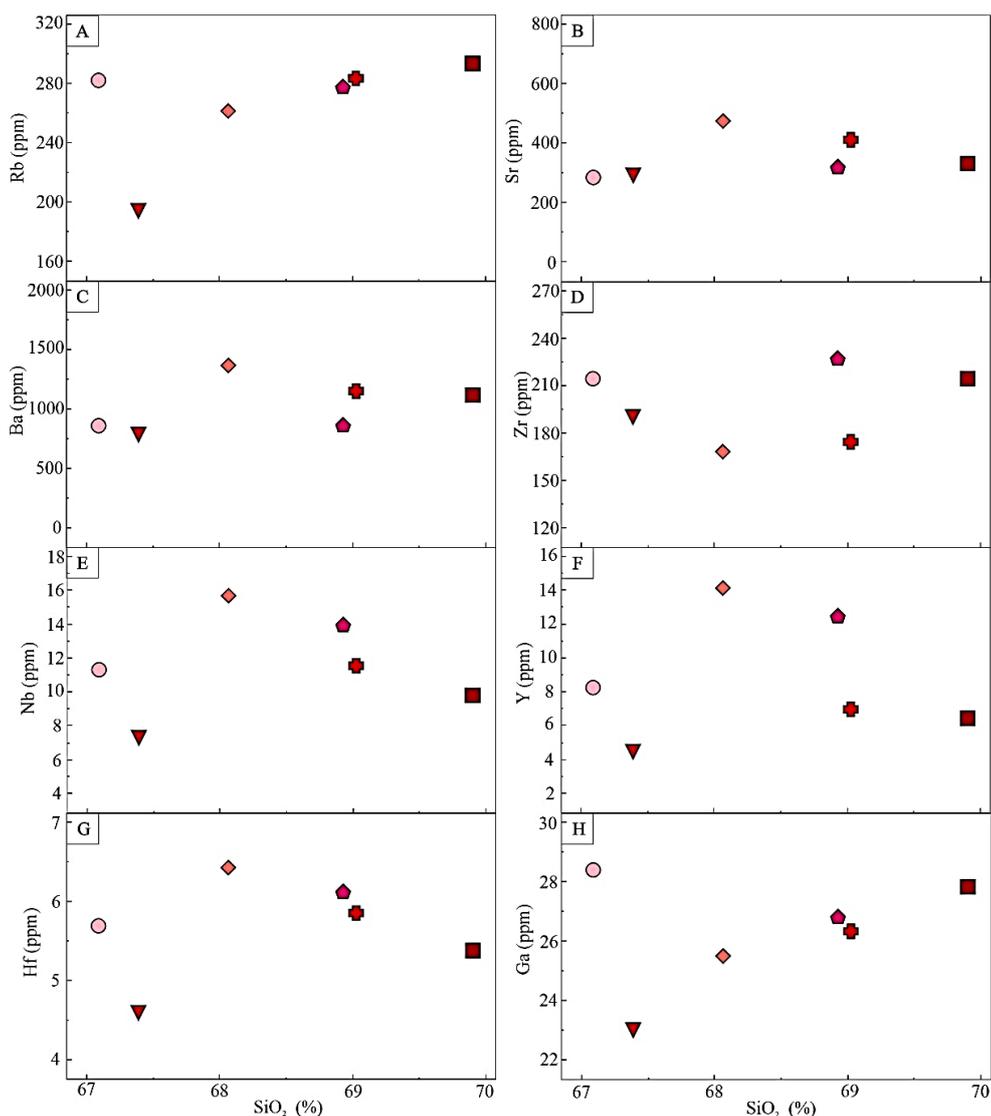
Os valores mais elevados do Fe_2O_3 ocorrem nas fácies biotita monzogranito e muscovita-biotita monzogranito, devido a maior quantidade de biotita, que contém ferro em sua composição.

Figura 27: Diagramas de Harker (1909) com variação dos elementos maiores e menores para as rochas do Granito Itambé.



Nos diagramas de elementos traço por SiO₂ pode-se observar diferentes correlações entre as diferentes fácies proposta neste trabalho (Figura 9). De acordo com os elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) o diagrama o Rb apresenta valores moderados variando de 193,6 a 293 ppm, ao contrário do Ba (776 a 1147 ppm) e o Sr (281 a 472 ppm) ocorre em valores mais baixos. Os elementos de alto potencial iônico (HFSE), apresentam valores medianos como o Nb (7,25 a 15,65 ppm), Zr (168 a 227 ppm), Y (4,45 a 14,8 ppm), Hf (4,58 a 6,42) e o Ga (23 a 28,4). Os Diagramas de Sr, Ba e Zr (Figura 28: B, C e D), exibem uma linearidade entre as diferentes fácies, entretanto os diagramas Nb, Y e Hf (Figura 28: E, F e G) apresentam aspecto disperso com o aumento da SiO₂. Os Diagramas de Rb (Figura 28A) e Ga (Figura 28H) exibem uma curvatura ascendente com o aumento da sílica, apenas saindo desse contexto a amostra analisada DF – 157 (Fácies biotita-muscovita monzogranito), que apresenta valores elevados, porém com uma menor quantidade de SiO₂ em sua composição.

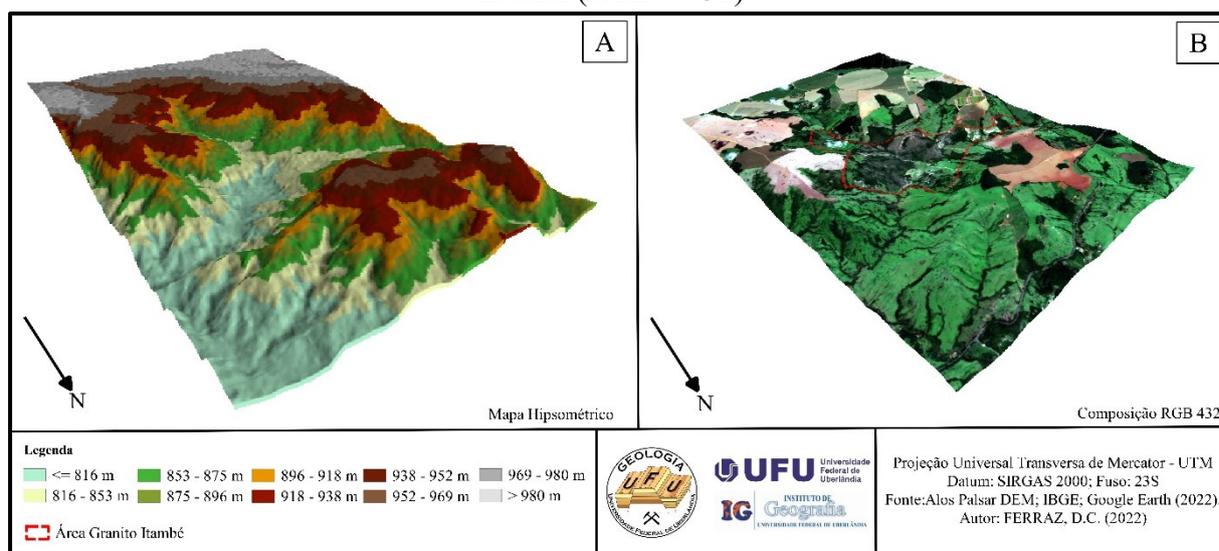
Figura 28: Diagramas binários para elementos traços das rochas do Granito Itambé.



7. DISCUSSÃO

O modelamento tridimensional foi executado visando uma melhor compreensão da localização e formato do granito Itambé, para tal foi realizado o mapa hipsométrico 3D através dos dados DEM da Alos Palsar, e a composição de cor natural RGB 432 através das bandas espectrais do Sentinel 2. Na figura 29A podemos observar que a região de estudo apresenta o topo da chapada mais aplainado a partir de cotas de 918m, além da presença do vale encaixado em altitudes de 816m. Na figura 29B podemos observar a delimitação do formato final do granito Itambé presente na composição natural, onde a intrusão ocorre em porções desde a baixa até a alta vertente, com as extremidades sul e oeste mais alongadas, e a parte central mais arredondada. Ainda na figura 29B pode ser observado a presença de um aspecto mais rugoso do terreno, local que em campo foi possível observar a maior exposição do granito.

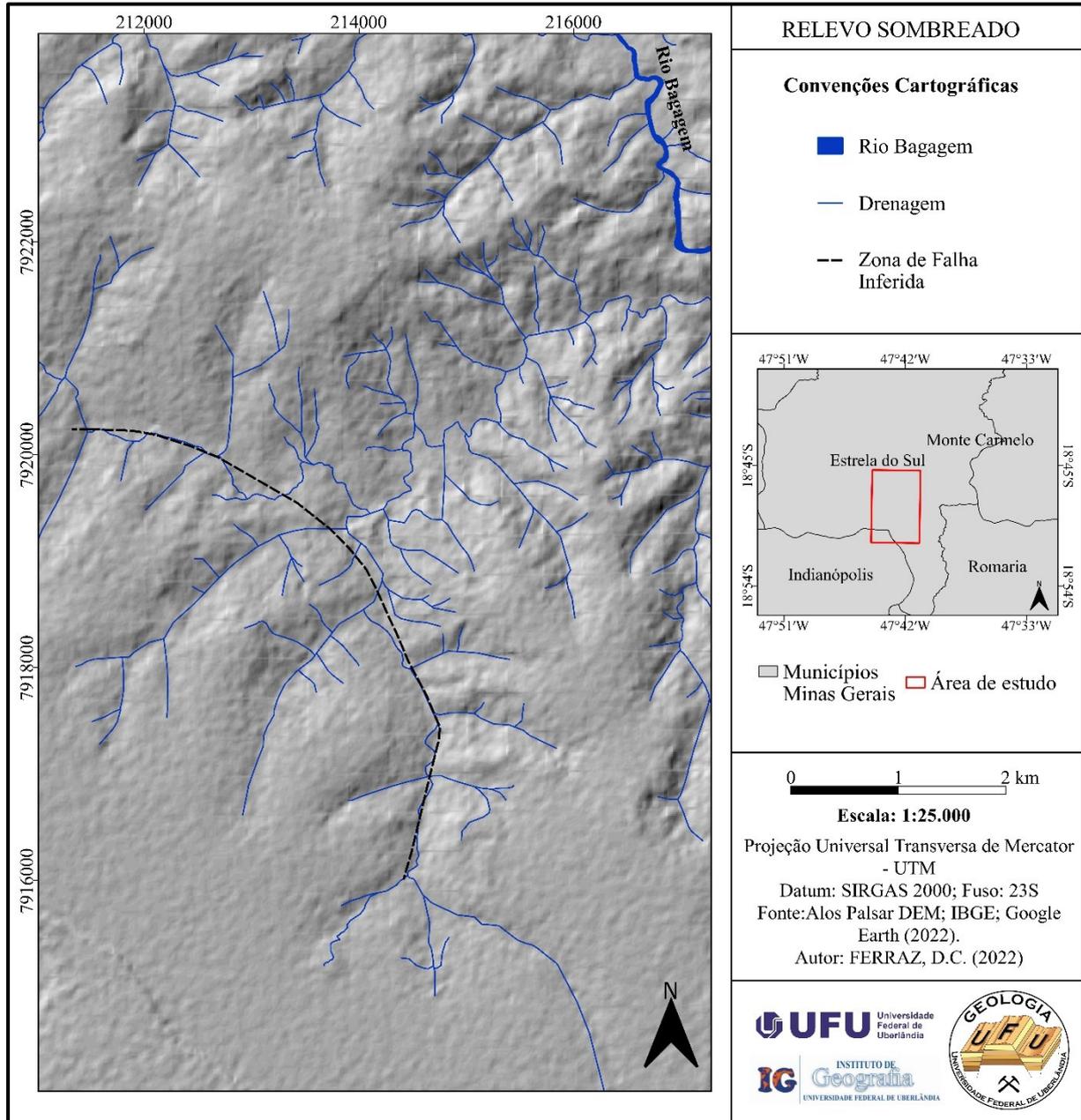
Figura 29: Modelamento tridimensional (A) – Mapa Hipsométrico e (B) Composição cor natural (RGB – 432).



Fonte: O autor.

Utilizando o DEM da Alos Palsar, foi realizado o modelamento topográfico hillshade (Figura 30), onde junto com os dados de campo foi possível inferir a zona de falha atuante no corpo intrusivo. Essa falha é responsável pelo formato alongado do corpo nas extremidades sul e oeste, locais onde é observado o contato entre o granito e o Grupo Araxá nessas regiões onde se encontra entalhada as drenagens, na porção central do granito a zona de falha é observada nas seções delgadas com aspecto de bandamento incipiente, recristalização e extinção ondulante do quartzo.

Figura 30: Modelamento topográfico hillshade.

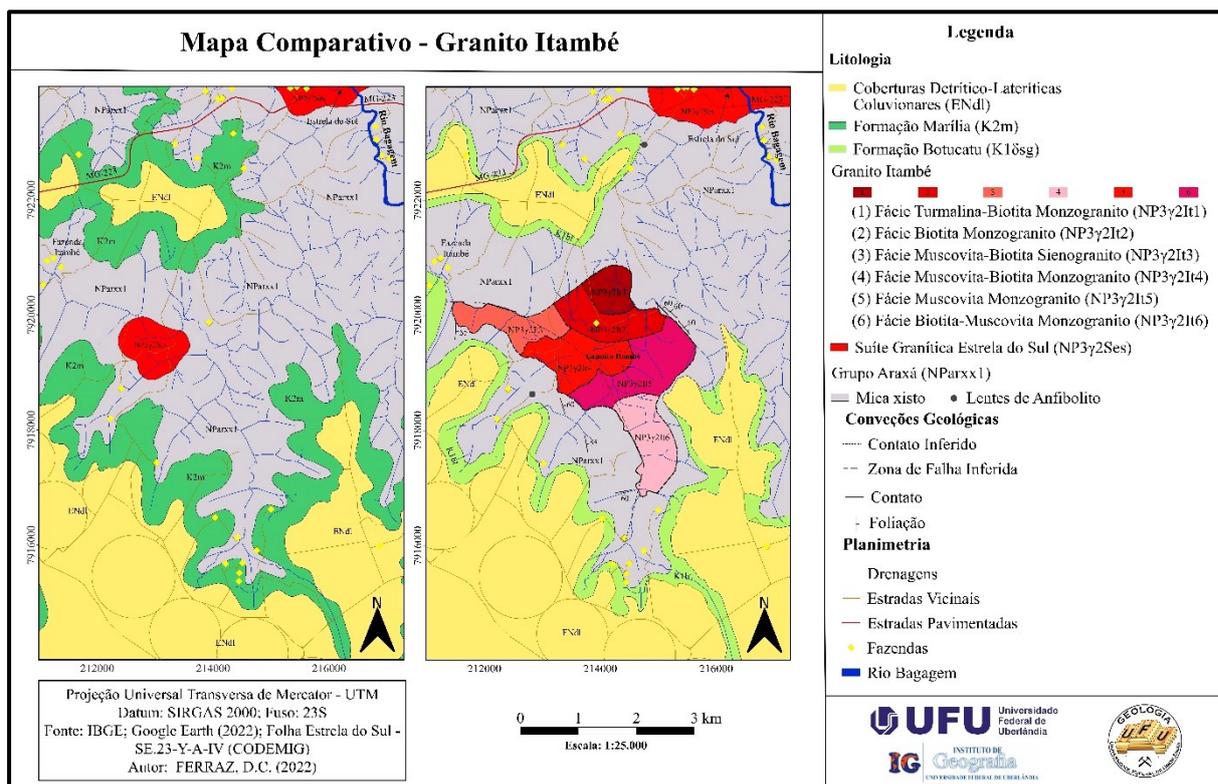


Fonte: O autor.

Através dos dados adquiridos em campo e integração com o modelamento realizado em laboratório foi possível organizar os dados que resultaram como produto final deste trabalho um novo mapa da região. A figura 31 (APÊNDICE E) apresenta um mapa geológico comparativo da área de estudo entre os dados obtidos no referencial bibliográfico e outro resultado da realização deste trabalho. Na figura abaixo, nota-se a relação na diferença no tamanho do *Stock* Itambé pertencente a Suíte Granítica Estrela do Sul. Como resultado deste estudo foi possível realizar a divisão interna de suas fácies através do mapeamento geológico sistemático, a caracterização petrográfica (macroscópica e microscópica) e geoquímica. Na

imagem também é possível observar uma melhor delimitação da área de cobertura, assim como a constatação de afloramentos pertencentes a Formação Botucatu na região. Devido as atividades de campo e com a utilização de imagens de modelo digital do terreno, foi possível reconhecer a zona de falha assim como a medição das estruturas nos afloramentos.

Figura 31: Mapa comparativo da região de estudo.



Fonte: O autor.

7.1. Rocha encaixante – Muscovita-Biotita xisto com granada

O granito Itambé, apresenta como rocha encaixante o muscovita-biotita xisto com granada pertencendo ao Grupo Araxá, tal unidade apresenta variações na sua litologia, sendo observado o sericita xisto em algumas porções. A rocha apresenta em sua composição quartzo, biotita, muscovita e granada, com cristais de muscovita e biotita chegando até 1,5 e 0,5 cm respectivamente. Segundo Seer (1999) a paragênese observada no Grupo Araxá é de biotita-mica branca (Muscovita)-granada-quartzo, onde devido a ocorrência de cristais de granada na composição podemos indicar que tal unidade chegou um grau metamórfico de fácies xisto verde superior, na zona da granada.

Santos (2019) e Santos et al. (2021), abordam que na região são observadas 4 fases deformacionais, onde a D2 é responsável pela foliação principal (S2), que apesar da

heterogeneidade da foliação principal em afloramentos com pouca deformação são observados mergulhos mais íngremes ($>55^\circ$).

A foliação observada por Chaves e Dias (2013), na região do Granito Itambé apresenta mergulhos de 15° , dados como esses não foram observados ao redor da intrusão, porém através da análises do trabalho de Santos et al. (2021) poderíamos dizer que esse dado corresponde a foliação S3 pertencente a fase D3, que apresentam mergulhos de baixo ângulo.

A xistosidade na área do Granito Itambé apresenta direção NE e NW exibindo mergulhos em torno de 60° , pertencem a foliação S2, sendo condizente com os dados de Santos (2019).

Na área de estudo foram observados corpos de anfibolíticos lenticulares seguindo a orientação regional das rochas do Grupo Araxá, por tratar-se de lentes pontuais não são mapeáveis na escala do trabalho. Essa rocha metamáfica se apresenta em formato de lentes alongadas, coloração preta e granulação fina, sendo descritas por Seer (1999), na região de Araxá-MG, onde sugere que anfibolitos de granulação fina pode apresentar protólitos basálticos.

7.2. Xenólito – Biotita-Quartzo xisto

A Suíte Granítica Estrela do Sul é caracterizada como um granito tipo – S apresentando xenólitos de origem metassedimentar (Figura 32: B e C), de composição composto por biotita e quartzo na porção oeste do Granito Itambé, denominado pela caracterização petrográfica como biotita-quartzo xisto, preferencialmente encontrados na fácies muscovita-biotita sienogranito na borda e blocos também na porção central (Figura 32A).

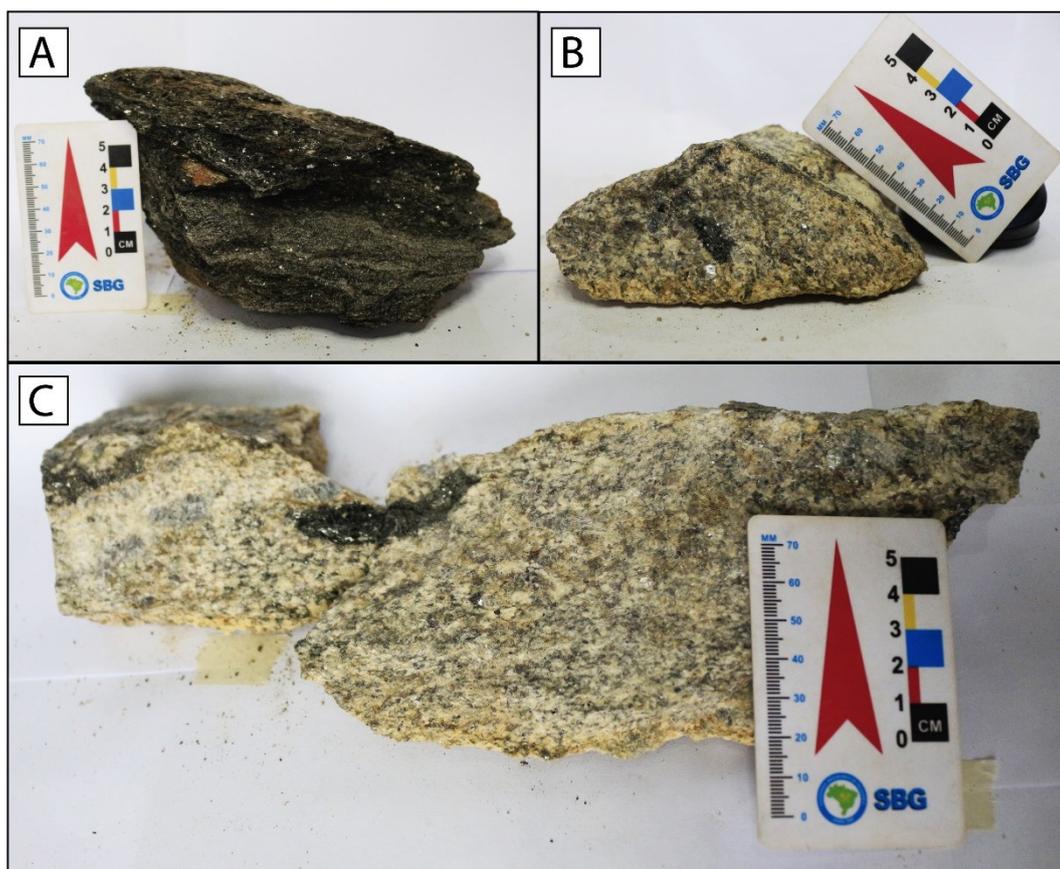
Comparando a literatura podemos citar Navarro et al. (2017a, 2019), que aborda a existência de faixas que apresentam uma sequência de xistos variados, sendo um deles o biotita-quartzo xisto ocorrendo na porção oeste da região de Morrinhos - GO, onde aflora a unidade B do Grupo Araxá.

Diversos autores (CHAPPELL E WHITE, 1974; BARBARIN, 1999; LUSA, 2009; RONCATO JUNIOR, 2009) abordam que os xenólitos de um granito tipo - S são gerados em zonas profundas, nas raízes de cinturões orogênicos na base da crosta continental, onde em sua volta apresentam rochas encaixantes metassedimentares.

O biotita-quartzo xisto encontrado na área de estudo, nunca havia sido observado na região em outros corpos intrusivos da Suíte Granítica Estrela do Sul, podendo ser considerado com um xenólito do granito oriundo de zonas profundas, em uma região mais basal do Grupo

Araxá pertencente a faixa Brasília. Essa unidade, em profundidade, pode ser composta apenas quartzo e biotita, sem a presença de minerais aluminosos como granada, onde devido sua ascensão junto a intrusão, acabou sendo um enclave no interior do Granito Itambé.

Figura 32: (A) - Bloco de biotita-quartzo xisto encontrado na porção central do granito, na fácies muscovita-biotita monzogranito, ponto DF – 61. (B) e (C) - Amostra de granito da porção oeste, da fácies muscovita-biotita sienogranito, apresentando enclaves menores de biotita e quartzo, ponto DF – 76 (B) e DF – 77 (C).



Fonte: O autor.

7.3. Granito Itambé - Suíte Granítica Estrela do Sul

O estudo do corpo magmático sudoeste da Suíte Granítica Estrela do Sul, denominado por este trabalho como Granito Itambé, buscou a completa caracterização mineralógica, textural e geoquímica da intrusão, onde foi observado composições monzograníticas a sienograníticas, exibindo variações mineralógicas e texturais que permitiram individualizar o corpo em seis fácies petrográficas.

Levando em consideração os diferentes aspectos observados nas fácies petrográficas e concordância com a história evolutiva das formações dos minerais desde a cristalização

passando pelo fracionamento, além da atuação dos fluidos tardi e pós-magmáticos esse trabalho apresenta a seguinte ordem de cristalização: fácies biotita monzogranito (1), fácies muscovita-biotita monzogranito (2), fácies biotita-muscovita monzogranito (3), fácies muscovita monzogranito (4), fácies turmalina-biotita monzogranito (5), fácies biotita-muscovita sienogranito (6).

Na microscopia em geral a composição é classificada como um granito a duas micas com turmalina, coríndon e granada, exibindo textura equigranular a inequigranular hipidiomórfica, com granulação fina a grossa, sendo composto por minerais primários como quartzo (28 a 32%), plagioclásio (13 a 30%), microclínio (15 a 32%), biotita (3 a 11%), muscovita (3 a 11%), como acessórios monazita (0,8 a 1,3%), apatita (0,5 a 1,5%), granada (1 a 2,5%), turmalinas (2 a 7%), coríndon (1 a 2%), e minerais secundários como epidoto (0,5 a 3%), rutilo (0,5 a 1%), minerais opacos (0,5 a 1,7%) e argilominerais (1 a 2%).

A partir do trabalho Barbarin (1999), em conjunto com os dados observados pode-se classificar o Granito Itambé ao grupo MPG (*Muscovite Peraluminous Granites*), que compreende leucogranitos com muscovita (I e II), biotita (I e II), granada, turmalina e monazita, sendo tais minerais observados em lâmina. Ainda de acordo com o mesmo autor a diferença entre o MPG e o CPG (*Cordierite Peraluminous Granitoids*), é a intensa ocorrência de cordierita, mineral esse que não foi observado nas lâminas descritas, e por isso não classificado como tal.

Seer e Moraes (2013), apresentam três episódios de granitogênese associada a porção meridional da Faixa Brasília, onde inserem a Suíte Granítica Estrela do Sul como parte do último evento magmático ocorrido entre 642 e 630 Ma. O corpo intrusivo, que foi objeto de estudo deste trabalho, não é exibido nos trabalhos dos autores anteriormente citados, os dados obtidos são exclusivamente do corpo central da Suíte que aflora dentro da cidade homônima.

O trabalho de Seer e Moraes (2013), será utilizado como parâmetro de comparação devido a ser único trabalho que especificamente aborda geoquímica da Suíte Granítica Estrela do Sul. Os dados geoquímicos de Seer e Moraes (2013), evidenciam uma diferença em alguns aspectos, apresentando maior quantidade de SiO₂, menor quantidade de Al₂O₃ e Fe₂O₃, e porcentagem parecidas de K₂O.

Em relação a classificação do granito as amostras analisadas pelos autores são classificadas como sienogranito peraluminoso, quase no campo do quartzo sienito, onde também discutem que a suíte pode apresentar porções monzograníticas, com bordas deformadas e porções internas preservadas, entretanto no Granito Itambé as fácies foram classificadas como monzograníticas e apenas uma das fácies como sienograníticas, apresentando bordas

deformadas porém, foi possível observar um maior grau de deformação em uma parte da porção central provavelmente devido a zona de falha inferida.

O Granito Itambé apresenta similaridade em relação a Seer e Morais (2013), devido ao caráter apresentado quando se trata de um maior enriquecimento em ETRL e um empobrecimento em ETRP, e um maior quantidade dos elementos Rb, Th e K na intrusão.

Seer e Morais (2013), classifica no campo de granitos sin colisional a tardi orogênico como ocorre com o Granito Itambé.

Com base nas informações sobre a quantidade de óxido de alumínio observado na fácies pela geoquímica, apresentando altos valores nesse quesito, Chappell e White (1974), abordam que granitos Tipo – S apresentam uma grande quantidade desse óxido, sendo considerado como peraluminoso devido a esse aspecto.

Com na base nas informações observadas no biotita-quartzo xisto, podemos afirmar que se trata de um xenólito da Suíte Granítica Estrela do Sul encontrado no Granito Itambé, pertencente a uma zona mais profunda do Grupo Araxá, sendo esse grupo a unidade encaixante da intrusão. Chappell e White (2001) e Barbarin (1999) abordam que xenólitos são comuns em Granitos Tipo – S, onde esse litotipo tende a transportar junto com a intrusão partes da encaixante localizada de zonas profundas até a superfície.

7.3.1. Cristalização e Processos Primários

A partir dos conjuntos de dados obtidos nesta pesquisa, foi possível estabelecer a possível sequência de cristalização para as rochas do *Stock* Itambé, embora haja critérios mais sensíveis que a morfologia e textura para assinalar as variações nas condições do ambiente plutônico relacionadas com o crescimento de cristais, porém podemos sugerir a forma como possivelmente a sequência de cristalização teria ocorrido.

O Granito Itambé possui características de cristalização do seu magma, evidenciando os processos primários responsáveis por dar as características iniciais da intrusão, além de ocorrer a ação de processos posteriores secundários fortemente atuantes na fase final de evolução do *stock*. Analisando a mineralogia do Granito Itambé pode-se notar o aumento de fluidos tardi ou pós-magmáticos que acabam resultando em processos de alteração dos minerais primários e formação de minerais secundários neoformados.

Para estabelecer a cristalização do magma utilizado às relações entre o cristal hospedeiro-inclusões, bem como a forma e o contato entre cristais para estabelecer a sequência de cristalização, assumindo-se como pouco significativos os reajustes em condições *subsolidus*.

De modo geral ao analisar as composições das fácies, observamos que o *Stock Itambé* estudado é classificado como fácies monzogranito a sienogranítica duas micas, caracterizando tratar-se de rochas mais evoluídas denominadas de: turmalina-biotita monzogranito, biotita monzogranito, biotita-muscovita sienogranito, biotita-muscovita monzogranito, muscovita monzogranito e muscovita-biotita monzogranito.

Sua média mineralógica quanto a contagem modal das fácies é constituída por quartzo (28 a 32%), plagioclásio (13 a 30%), microclínio (15 a 32%), biotita (3 a 11%), muscovita (3 a 11%) e, subordinadamente monazita, epidoto, apatita, opacos e coríndon. Com base na mineralogia podemos observar visível enriquecimento de Al responsável pelo desenvolvimento de biotita e muscovita, de origem primária, além da marcante presença de concentrações de turmalina, granada e coríndon, caracterizando seu forte caráter aluminoso compatível com a classificação de granitos tipo peraluminosos que sugere um magma resultante de retrabalhamento da crosta mesoproterozoica, ou seja, origem por fusão crustal das encaixantes. Seu contato com o Grupo Araxá é intrusivo, com ocorrência de fenocristais de muscovita, podendo evidenciar localmente metamorfismo de contato. Reforçando esse caráter de retrabalhamento crustal do magmatismo neoproterozoico que originou a Suíte Granítica Estrela do Sul, podemos verificar dentro do Stock Itambé xenólitos de origem metassedimentares de biotita-quartzo xisto, provavelmente do Grupo Araxá como reflexo do excesso de alumínio, as fácies apresentariam diferentes fases aluminosas.

Ao analisarmos a mineralogia geral, no que se diz respeito a cristalização do Granito Itambé podemos sugerir que seu início teria ocorrido com a precipitação e solidificação dos pequenos cristais de zircão, monazita e apatita acessórios presente como inclusões em outros cristais, concomitantemente inicia a formação do plagioclásio de primeira geração que também por vezes aparece como diminutos inclusões tabulares apresentando zoneamento composicional dentro de cristais grandes de microclínios, enquanto o magma fraciona e entra em desequilíbrio com os cristais já formados tem-se ao mesmo tempo a formação de biotita e do plagioclásio.

A presença da apatita também é debatida por Chappell e White (1974), que descrevem que a ocorrência desse mineral nos granitos Tipo –S se apresenta como inclusões em minerais maiores, se tratando do Granito Itambé as apatitas ocorrem em tamanhos pequenos, principalmente em formato de bastões/agulhas, ocorrendo como inclusões no plagioclásio, não sendo observado inclusões de apatitas no cristais de biotita.

Barbarin (1999) e Chappell e White (2001) debatem que granitos peraluminosos como os Tipo-S apresentam em sua composição mineralógica uma maior porcentagem de monazitas ao invés de zircão. Com a análise na bibliografia em conjunto com a geoquímica realizada do

Granito Itambé foi considerado que esses minerais que ocorrem como inclusões na biotita são cristais de monazita, onde por vezes só conseguimos observar os halopleocróicos do mineral. A composição da monazita é $(\text{Ce, La, Th, Sm})\text{PO}_4$, quando analisado o diagrama de Weaver e Tarney (1984) (Figura 26B), podemos observar valores maiores para os elementos de Ce, La, Th e Sm em comparação com o Zircônio (Zr), elementos esse que compõem a fórmula química do zircão (ZrSiO_4), concluindo que a maior parte desses minerais deve se tratar de cristais de monazitas ao invés de zircão presentes na intrusão.

Conforme já citado anteriormente como se trata de um granito tipo S, com fusão parcial de rochas metassedimentares, caracterizado por ser peraluminoso, à medida que o magma vai fracionado, ao mesmo ocorre a cristalização de alguns sólidos, deixando o magma mais ácido e saturado em Al, dando início a formação de minerais peraluminosos como coríndon seguido de abundante muscovita, evoluindo para cristalização e formação de turmalina e granada finalizando o processo com quartzo. Analisando as características petrográficas, foi possível verificar que as micas pertencem a duas gerações distintas: primárias e secundárias. As primárias ocorrem em tamanhos maiores, apresentando formatos subédricos, exibindo alguns microfraturamentos e a ocorrência de inclusões de outros minerais como a monazita, além de bordas corroídas ou quebradiças. As micas secundárias ocorrem de maneira intersticial percolando os espaços existentes entre outros cristais, com pouca ou nenhuma ocorrência de inclusões em sua estrutura, exibindo formatos anédricos com bordas irregulares. A presença de micas secundárias na composição do granito evidencia a formação destes minerais durante o processo hidrotermal sendo resultado da alteração de minerais como biotita e muscovita primárias, plagioclásio e microclínio.

A ocorrência de minerais como granada, coríndon e turmalina atesta a origem primária desses minerais. Os cristais de granada e de coríndon ocorrem de maneira singular e em dimensões diferentes, os cristais de turmalina ocorrem em uma quantidade um pouco maior, apresentando-se como um dos principais máficos da fácies turmalina-biotita monzogranito. Tais minerais em conjunto com a biotita (I e II) e muscovita (I e II) apresentam o elemento alumínio em sua composição, onde com base nessa informação conseguimos compreender os altos valores de óxido de alumínio (Al_2O_3) nas amostras analisadas na litogeoquímica.

Quanto as biotitas observadas no Granito Itambé apresentam uma cor marrom avermelhada, onde segundo Chappell e White (2001), essa característica observada ocorre devido a menor quantidade de Fe^{3+} e Fe^{2+} nos granitos Tipo – S, fazendo que seja diferente dos outros tipos de granito. Essa menor quantidade de ferro também afeta o tipo de mineral opaco presente nos granitos Tipo – S, onde no caso do Granito Itambé os minerais opacos não

apresentam uma forte interação com os imãs fazendo com que seja a ilmenita o mineral opacos mais abundante nessa intrusão ao invés da magnetita. Também durante os processos de reação e solidificação do magma podem sobrar TiO_2 que dá origem ao rutilo.

O microclínio é mineral comum em rochas graníticas, e por vezes também evidencia processos iguais ao plagioclásio exibindo um microclínio ao redor de outro e processos de alteração como sericitização. É possível observar textura perítica na forma de finos veios de plagioclásio dentro do microclínio, indicando que o magma foi afetado por sub-resfriamento abaixo da temperatura de início da exsolução durante a maior parte da história da cristalização, evidenciado pelas reações cotéticas e eutéticas com precipitação simultânea de minerais como é o caso. (Prancha 16: A, B, C e D).

A presença de epidoto, sericita e argilominerais que são resultados dos processos de saussuritização e sericitização do plagioclásio e feldspato reforçam a ideia de processos de alteração hidrotermal, que são resultados de fluidos externos que percolaram o corpo intrusivo por falhamentos existente.

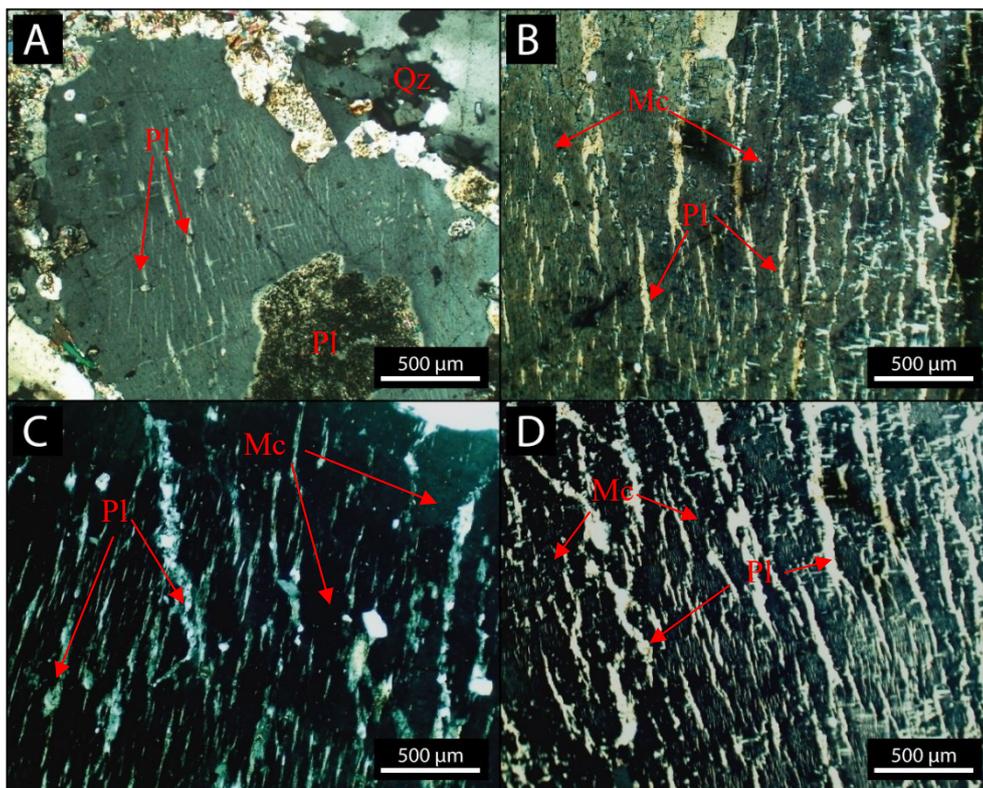
Quadro 8: Etapas de formação dos minerais de acordo com os eventos relacionados ao Granito Itambé. A linha continua em preto se refere a etapa de equilíbrio, a linha tracejada vermelha indica que o mineral entrou em desequilíbrio (Muscovita e Biotita I – primárias; Muscovita e Biotita II – secundárias).

Minerais	Pré-magmatismo	Cristalização Magmática	Pós-Magmatismo
Quartzo		—————	-----
Plagioclásio		—————	-----
Microclínio		—————	-----
Biotita I		—————	-----
Biotita II			—————
Muscovita I		—————	-----
Muscovita II			—————
Turmalina		—————	
Granada		—————	-----
Apatita		—————	
Rutilo			—————
Epidoto			—————

Continuação →

Coríndon	_____
Monazita	_____
Minerais Opacos	_____
Argilomineral	_____

Prancha 16: (A) – Fotomicrografia do cristal de microclínio, apresentando textura pertítica envolto de quartzo (Qz) e plagioclásio (Pl) em diferentes graus de processo de saussuritização, DF – 56, objetiva de 4x, nicóis cruzados. (B), (C) e (D) – Fotomicrografia dos cristais de microclínio de granulação grossa, apresentando textura pertíticas pertencentes a fácies muscovita-biotita sienogranito, DF – 75 (B) e DF – 76 (C e D), objetiva de 4x, nicóis cruzados.



Fonte: O autor.

7.3.2. Transformações Pós-Magmáticas

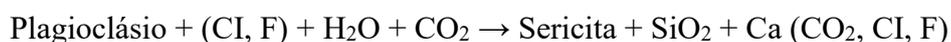
Processos metassomáticos podem causar transformações pós-magmáticas através de reações químicas nas rochas, fazendo com que ocorra mudanças em sua composição mineralógica, onde tais processos, segundo Winter (2009), englobam texturas e reações

secundárias geradas após a completa cristalização dos minerais presentes na rocha já consolidada.

As alterações observadas nas lâminas delgadas das diferentes fácies do Granito Itambé da Suíte Granítica Estrela do Sul, evidencia processos de transformações pós-magmáticas em diversos graus de intensidade em todas as amostras analisadas, observando essas alterações principalmente nos feldspatos alcalino, plagioclásio e biotitas, sendo gerado minerais secundários como muscovita, sericita, argilominerais, minerais opacos, rutilo e epidoto. As transformações observadas são a saussuritização, sericitização e muscovitização, sendo que em alguns casos são observadas feições de deformação em algumas lâminas.

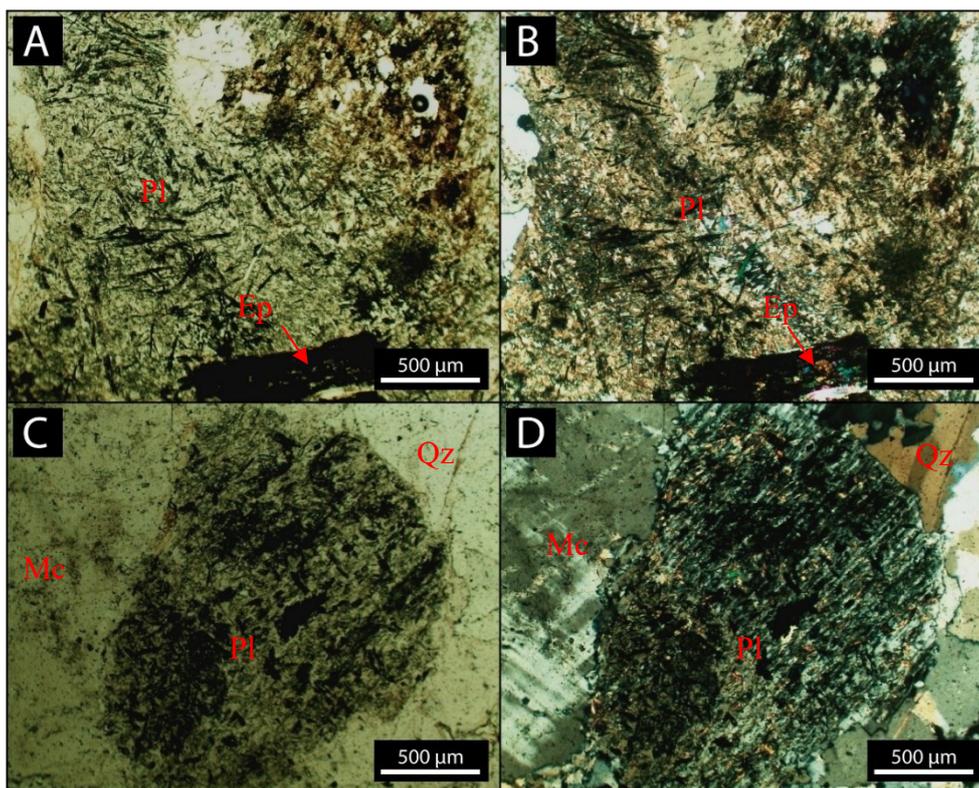
7.3.2.1. Saussuritização

Segundo Castro (2016), o processo de saussuritização ocorre com maior intensidade nos plagioclásios mais cálcicos, pois ele é mais suscetível a reações com soluções hidrotermais, diferente dos cristais de plagioclásio mais sódicos que são mais resistentes. Esse processo de alteração, de acordo com Gill (2010), ocorre em temperaturas mais baixas, fazendo com que ocorra a perda de Ca^{+2} e Al^{+3} nos cristais de plagioclásio, e como consequência ocorre a geração de minerais neoformados como albita, epidoto, sericita, muscovita e carbonato. Segundo Castro (2016), a reação que exemplifica esse processo é:



Nas lâminas desenvolvidas nesse trabalho foram observadas esse tipo de alteração em todas as seções delgadas, observando diferentes graus de intensidade. Nos cristais de plagioclásio é possível notar a obliteração parcial (Prancha 17: C e D) ou total da geminação do mineral (Prancha 17: A e B), ocorrendo a formação dos minerais neoformados, onde na maioria dos casos foi observado a presença de albita, sericita, muscovita e concentrações de epidoto, sendo que este último, em algumas lâminas mais alteradas, apresenta alta concentração.

Prancha 17: (A) e (B) - Fotomicrografia do cristal do plagioclásio (Pl) em intenso processo de saussuritização, com a perda total de suas maclas, apresentando minerais neoformados como as apatitas (formato de bastão), sericita, albita, muscovita e epidoto (Ep), lâmina DF – 77, objetiva de 4x, A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados. (C) e (D) - Fotomicrografia mostrando a saussuritização no plagioclásio (Pl), que ainda apresenta suas maclas características, apresentando a sua volta cristais de microclínio (Mc) e quartzo (Qz), lâmina DF – 77, objetiva de 4x A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados.



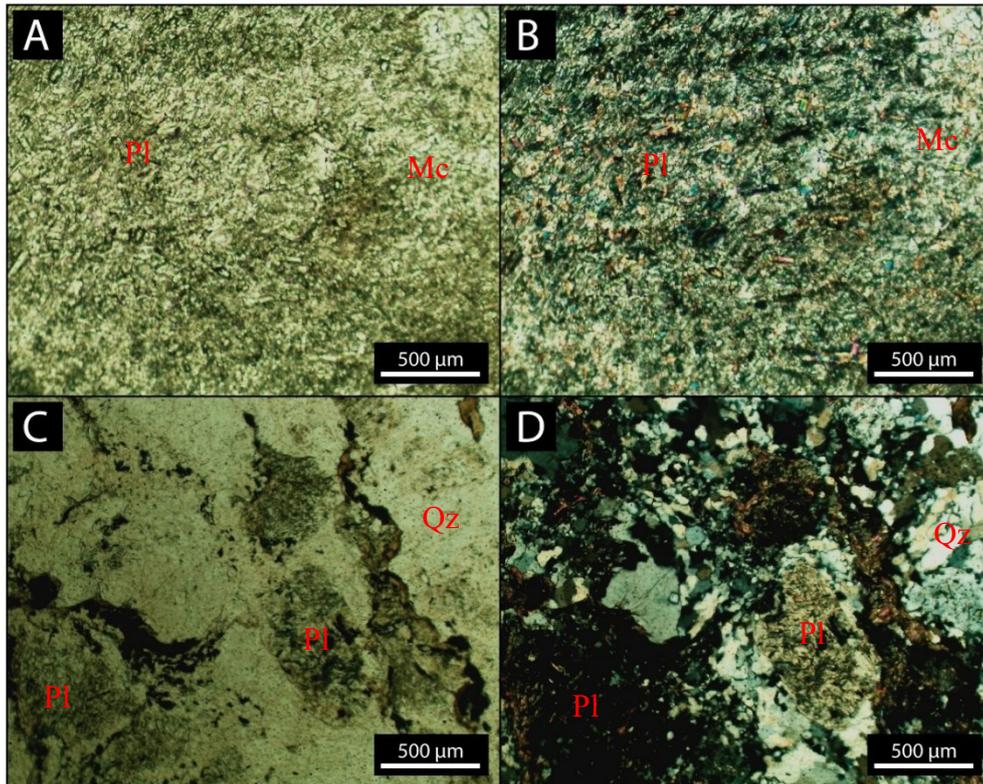
Fonte: O autor.

7.3.2.2. Sericitização/Muscovitização

A sericitização/muscovitização é um processo de alteração onde os feldspatos alcalinos ou plagioclásios são hidratados e acabam gerando mica branca (sericita/muscovita) (WINTER, 2009), como observado na prancha 18A e 18B. Segundo Silva (2022), a geração dos de cristais de sericita fino ocorre entre 200-250°C, enquanto cristais grossos são formados em temperaturas entre 250-350°C.

A sericitização e muscovitização ocorre em todas as fácies da intrusão, sendo mais intensas nas fácies que estão situadas na zona de falha (Prancha 18: C e D), sendo as fácies muscovita-biotita sienogranito, muscovita – biotita monzogranito, muscovita monzogranito e biotita – muscovita monzogranito.

Prancha 18: (A) e (B) - Fotomicrografia do cristal de plagioclásio evidenciando o processo de sericitização, ainda sendo visível as maclas do mineral, apresentando minerais neoformados com sericita/muscovita, lâmina DF – 75, objetiva de 4x, A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados. (C) e (D) - Fotomicrografia mostrando a sericitização no mineral, envolto de outros minerais alterados como o plagioclásio (Pl) e a biotita (Bt), lâmina DF – 60, objetiva de 4x A – Nicóis paralelos e B – Nicóis cruzados.

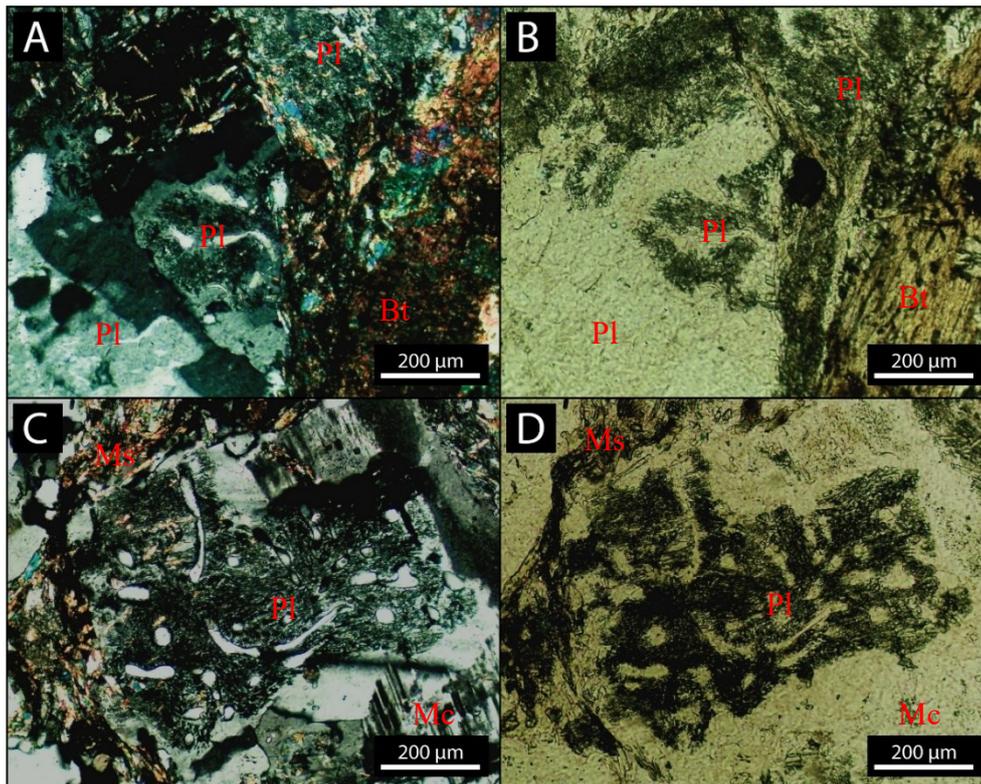


Fonte: O autor.

7.3.2.4. Textura Mimerquítica

A textura mimerquítica ocorre quando há um intercrescimento de quartzo dendríticos no plagioclásio ou feldspato (Prancha 19: C e D), sendo comum sua ocorrência em rochas graníticas e em cristais de plagioclásios que estão em contatos com o K-feldspato (WINTER, 2009). Segundo Wernick (2004), os grãos de quartzo podem se apresentar em forma de bastões irregulares ondulados (Prancha 19: A e B), ou com forma de U, V e Y.

Prancha 19: (A) e (B) - Fotomicrografia da textura mimerquítica no plagioclásio (Pl), envolto de minerais com alto grau alteração, evidenciando o processo de sericitização no plagioclásio (Pl) e muscovitização na biotita (Bt), lâmina DF – 122, objetiva de 10x, A – Nicóis cruzados e B – Nicóis paralelos. (C) e (D) - Fotomicrografia mostrando um cristal de plagioclásio (Pl) com maior presença de quartzo (Qz) detrítico em formatos arredondados e alongados, envolto de um cristais de microclínio (Mc) e biotita (Bt) secundária, lâmina DF – 122, objetiva de 10x A – Nicóis cruzados e B – Nicóis paralelos.



Fonte: O autor.

7.3.2.5. Deformação

Segundo Passchier e Trouw (2005), a maioria das rochas deformadas apresentam um longa história de soterramento, deformação, metamorfismo e soerguimento, passando por diferentes etapas que são responsáveis pelas suas características atuais. Essas deformações podem gerar uma variedade de estruturas e texturas nas rochas, podendo ser observados desde a escala microscópica (WINTER, 2009). Passchier e Trouw (2005), enfatizam que a deformação ocorre devido a diversos processos desde escala microscópica até a escala de afloramento, sendo dependentes de fatores internos como mineralogia, composição do fluido intergranular, tamanho do grão, orientação preferencial da rede, porosidade e permeabilidade, e fatores externos como temperatura, pressão litostática, tensão diferencial, pressão do fluido e taxa de deformação imposta externamente. Neste capítulo serão abordadas as deformações microscópicas observadas nas diversas lâminas da área estudo, sendo observado a recristalização do quartzo, a extinção ondulante e os microfraturamentos nos cristais.

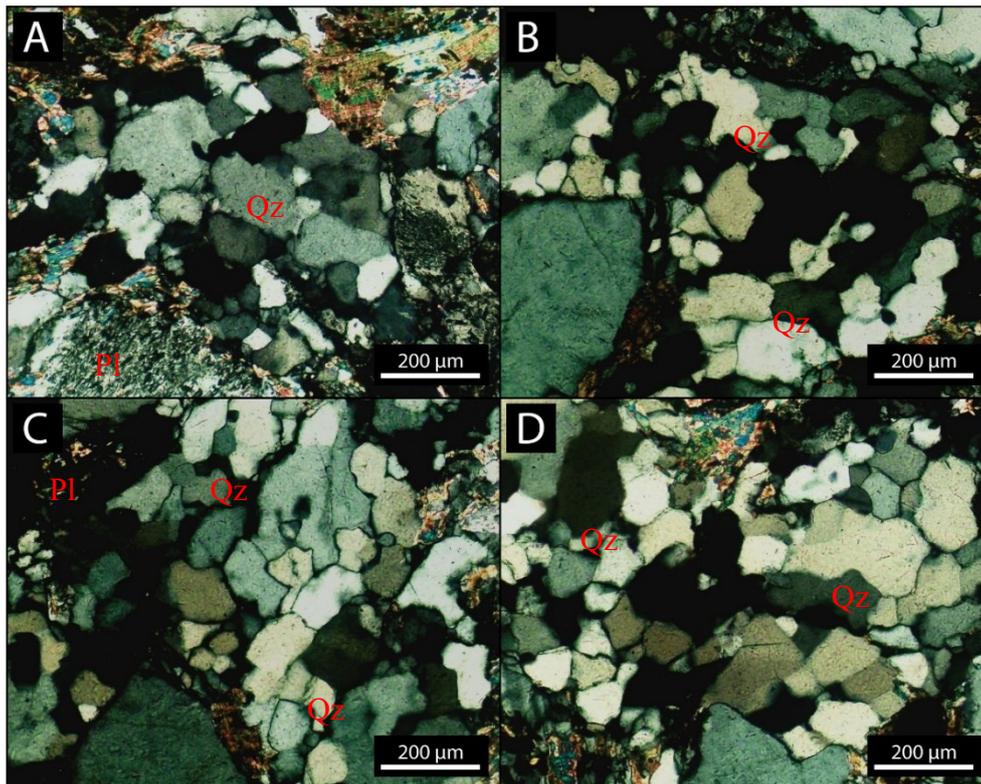
7.3.2.5.1. Recristalização do quartzo

A recristalização pode ser definida como qualquer retrabalhamento de tamanho, forma ou orientação dos cristais, podendo ocorrer mudanças químicas ou não. A recristalização pode

ser subdividida em dois tipos: Deformação dinâmica, quando está associada a uma deformação, e deformação estática, que ocorre na ausência de uma deformação (SILVA, 2021; CASTRO, 2007).

Segundo Castro (2007), o processo de recristalização ajuda na dissipação da energia livre interna do cristal. Passchier e Trouw (2005), consideram que contornos de grãos podem ser vistos como defeitos que apresentam uma considerável energia interna associada, onde a redução dessa energia pode ocorrer através da diminuição da área de superfície dos limites dos grãos. Segundo os mesmos autores qualquer material cristalino tenderá a preferir contornos retos para reduzir a energia livre interna. De acordo com Silva (2021), a recristalização ocorre devido a dois processos denominados de migração de borda de grão e rotação de subgrão, podendo gerar três principais tipos regimes de recristalização, sendo eles i) recristalização por *bulging* (*Bulging recrystallization* - BLG); ii) recristalização por rotação de subgrão (*subgrain rotation recrystallization* - SGR) e iii) recristalização por migração de borda de grão (*grain boundary migration recrystallization* – GBM). Nas lâminas delgadas analisadas foi possível observar dois processos de recristalização do quartzo, evidenciando uma diferença de temperatura de deformação no Granito Itambé. Na porção mais central do corpo, foi observado em lâmina (Prancha 20: A e B) a recristalização por *bulging* (*Bulging recrystallization* – BLG), indicando uma deformação em baixa temperatura entre 200° e 300°C, em contrapartida na porções mais oeste do corpo foi observado a recristalização por rotação de subgrão (*subgrain rotation recrystallization* – SGR) (Prancha 20: C e D), evidenciando um aumento da temperatura na deformação e contatos mais retilíneos.

Prancha 20: (A) e (B) - Fotomicrografia apresentando cristais de quartzo (Qz) recristalizados, envolto de cristais de biotita (Bt), com processos de muscovitização, e plagioclásio (Pl), com processos de saussuritização, lâmina DF – 56, objetiva de 10x, nicóis cruzados. (C) e (D) - Fotomicrografia dos cristais de quartzo (Qz) recristalizado, com grãos inequigranulares e alguns com extinção ondulante, lâmina DF – 60, objetiva de 10x, nicóis cruzados.

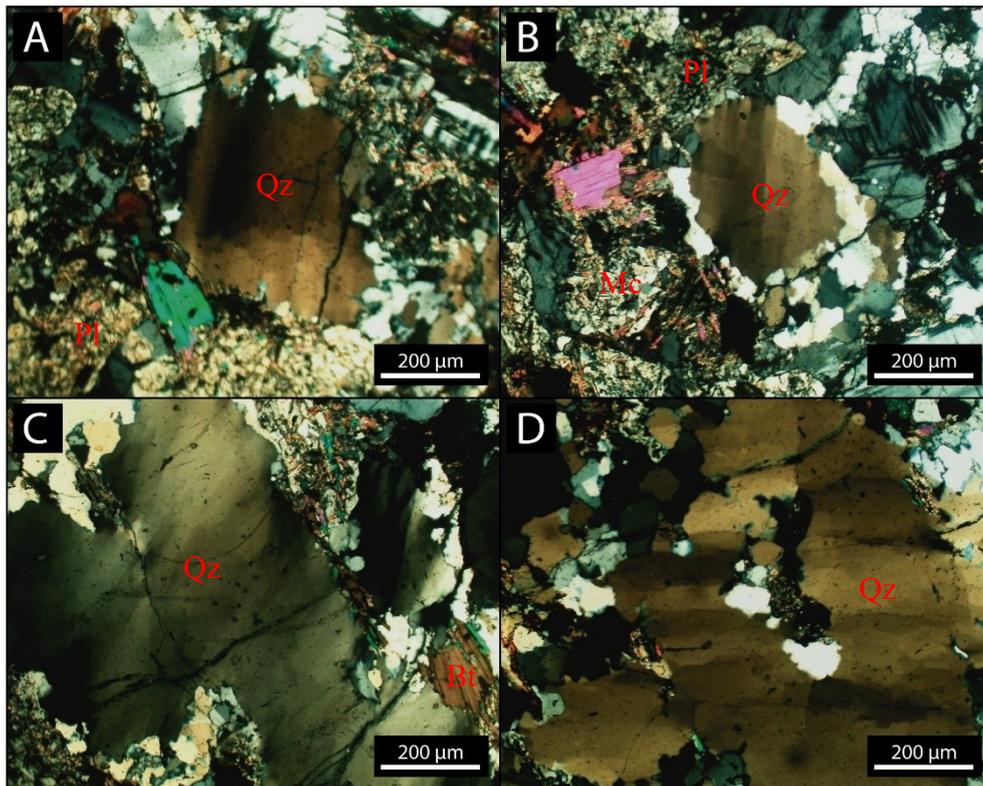


Fonte: O autor.

7.3.2.5.2. Extinção Ondulante

A extinção ondulante é um processo de deformação no cristal, caracterizado pelo acúmulo de defeitos na rede cristalina que são responsáveis por gerar sub-regiões dentro do cristal que apresentam uma birrefringência ligeiramente diferente das áreas vizinhas, com manchas irregulares de distintas posições de extinção, sendo visível a nicóis cruzados. Tal processo ocorre em baixa temperatura, entre 200° a 300°C, sendo um indicador de início de deformação plástica. (CASTRO, 2007; BLENKINSOP, 2002). Na Prancha 12, podemos observar o processo de extinção ondulante ocorrendo nos cristais de quartzo de diferentes tamanhos. Na Prancha 21 (A) e (B), lâmina DF – 56, ocorrendo extinção ondulante em cristais de quartzo menores, em (C) e (D) em cristais de quartzo maiores.

Prancha 21: (A) e (B) - Fotomicrografia do cristal de quartzo (Qz) apresentando extinção ondulante, envolto de outros cristais de quartzo (Qz), microclínio (Mc) e plagioclásio (Pl), sendo que alguns minerais apresentam avançado processo de alteração, lâmina DF – 56, objetiva de 10x, nicóis cruzados. (C) e (D) - Fotomicrografia dos cristais de quartzo (Qz), de granulação maior, apresentando extinção ondulante e microfraturamentos, lâmina DF – 122, objetiva de 10x, nicóis cruzados.



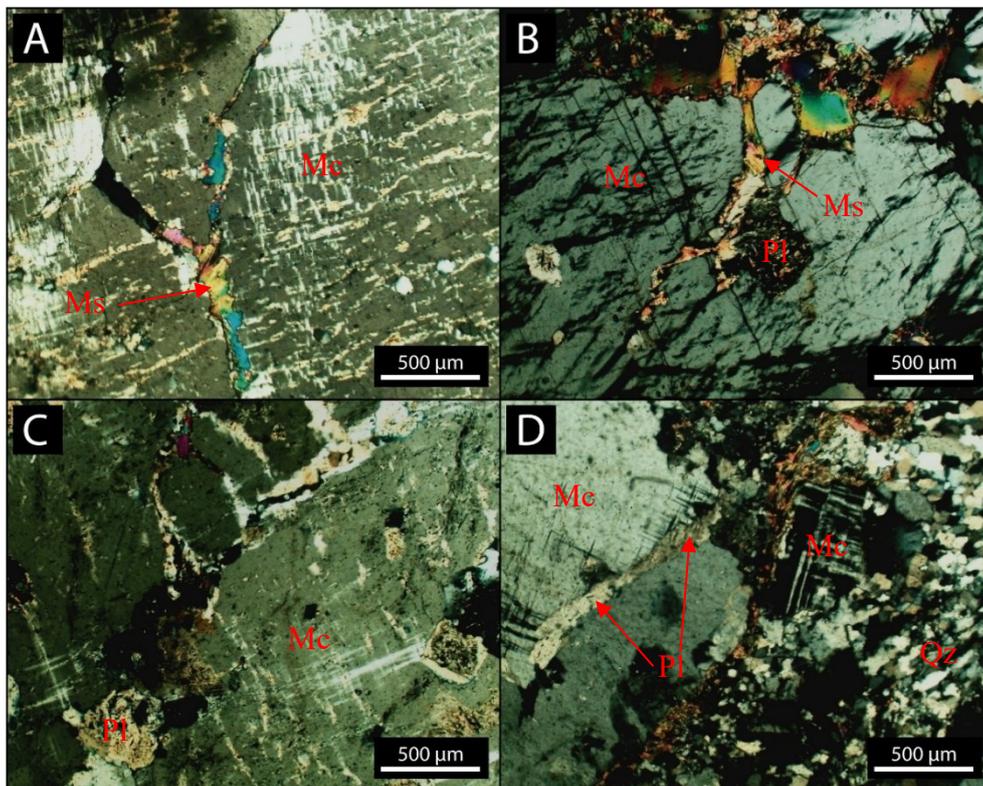
Fonte: O autor.

7.3.2.5.3. Microfraturamentos

Passchier e Trouw (2005) abordam que microfraturamentos podem ocorrer em baixa temperatura ou em alta taxa de deformação, fazendo com que ocorra a formação e propagação de fraturas nas rochas afetadas por uma deformação dútil. Segundo os mesmos autores fraturas são descontinuidade planares que podem ou não conter expansão, podendo ser divididas em fissuras, juntas e falhas. As microfraturas são chamadas de intragranulares quando ocorre em apenas um único grão, não apresentando extensão lateral nesse caso, por vezes podem estar preenchidas por uma fase mineral secundária.

O Granito Itambé apresenta em todas as suas fácies microfraturamentos, porém em intensidades diferentes, sendo mais frequentemente observado na porção oeste do corpo granítico, na fácies muscovita-biotita sienogranito (Prancha 22: A, B e C). Essa fácies apresenta minerais de granulação grossa e está situada perto de uma zona de falha, sendo mais perceptível os microfraturamentos nos cristais de quartzo, plagioclásio e microclínio, que por vezes estão preenchidos por biotita, muscovita, quartzo recristalizado e plagioclásio. Em alguns casos, menos comum, ocorre microfraturamentos em minerais que são preenchidos por plagioclásio, como é o caso do microclínio com microfraturamentos preenchido por plagioclásio, evidenciando a mais de uma fase de formação dos minerais primários (Prancha 22:D).

Prancha 22: (A) - Fotomicrografia do cristal de microclínio com textura pertítica apresentando um microfraturamento vertical no mineral, sendo preenchida por muscovita (Ms) secundária, lâmina DF – 77, objetiva de 4x, nicóis cruzados. (B) - Fotomicrografia do microclínio (Mc) apresentando algumas microfraturas no cristal, algumas preenchidas com muscovita (Ms) e outras não apresentam preenchimento de minerais neoformados, lâmina DF – 76, objetiva de 4x, nicóis cruzados. (C) - Fotomicrografia do cristal de microclínio (Mc) com textura pertítica incipiente, apresentando microfraturamentos preenchidos por plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz), lâmina DF – 75, objetiva de 4x, nicóis cruzados. (D) - Fotomicrografia evidenciando um cristal de microclínio (Mc) com microfraturas intragranulares que se encontra preenchida por plagioclásio (Pl), apresentando em sua volta biotita (Bt) secundária intersticial, cristais de microclínio (Mc) menores e quartzo (Qz) recristalizado. lâmina DF – 122, objetiva de 4x, nicóis cruzados.



Fonte: O autor.

7.4. Arenitos - Formação Botucatu

Apesar de não ser o foco deste trabalho, foram analisadas as amostras dos arenitos encontrados na área de estudo, propondo que essa litologia pode não fazer parte da Formação Marília e sim da Formação Botucatu.

As rochas sedimentares da área de estudo apresentam propriedades semelhantes das rochas descritas por Seer e Moraes (2013), observando que essas características se assemelham

mais a Formação Botucatu do que com a Formação Marília, como proposto no mapa geológico da Folha Estrela do Sul de Chaves e Dias (2017). Alguns autores como Santos (2019), Batista (2023) e Silva (2023), abordam em seus trabalhos em escala de detalhe na região de Estrela do Sul, o reconhecimento de coberturas sedimentares cenozoicas como podendo ser parte da Formação Botucatu. Segundo Seer e Moraes (2013) tais rochas dessa unidade podem apresentar aspecto vitrificado como observado em todos os arenitos da área de estudo.

8. CONCLUSÃO

O corpo intrusivo do Granito Itambé da Suíte pertencente a Suíte Granítica Estrela do Sul, ocorre na forma de um *stock* granítico apresentando cerca de 6,2 km², onde através da sua delimitação foi possível reconhecer seis fácies, denominadas turmalina-biotita monzogranito, fácies biotita monzogranito, biotita-muscovita sienogranito, biotita-muscovita monzogranito, fácies muscovita monzogranito e muscovita-biotita monzogranito.

A mineralogia das rochas da intrusão é composta por quartzo, microclínio e plagioclásio e pelos minerais máficos (biotita e muscovita), definindo assim um granito do tipo S a duas micas apresenta em sua composição, exibindo minerais secundário como biotita e muscovita. Além destes minerais principais apresenta apatita, granada, turmalina, monazita, epidoto, minerais opacos e argilominerais, sendo observado também a presença de coríndon nas fácies onde a zona de falha inferida é mais atuante, sendo que tal mineral nunca havia sido descrito na região.

Através dos dados geoquímicos foi possível confirmar que as rochas são classificadas como leucogranitos de um evento magmático sin-colisional a tardi-orogênico, pertencentes as rochas de séries cálcio-alcálica de alto teor de potássio a shoshonítica de caráter peraluminoso.

Através do mapeamento sistemático e da descrição petrográfica foi possível a análise do biotita-quartzo xisto, considerado neste trabalho como um xenólito nas rochas da Suíte Estrela do Sul, pertencente a uma região mais basal do Grupo Araxá, parcialmente assimilado que ascendeu junto com as rochas da intrusão granítica, descrito pela primeira vez na região na região de Monte Carmelo - MG.

Analisando os dados obtidos em conjunto com os dados disponíveis da área se observa disparidades e similaridades em relação as diferentes *stocks* da Suíte Estrela do Sul, sendo necessário mais trabalhos detalhados para entender como um todo o magmatismo da suíte apresenta-se em toda a região.

Para trabalhos futuros, recomenda-se (i) estudos geocronológicos e termobarométricos do Granito Itambé da Suíte Granítica Estrela do Sul, (ii) a realização de um mapeamento de detalhe por toda a região de Estrela do Sul – MG, pois muitos corpos graníticos ainda não foram mapeados, (iii) elaborar estudos nos corpos já mapeados, realizando estudos petrográficos geoquímicos e geocronológicos, visando uma melhor compreensão da Suíte como um todo, observando suas similaridades e diferenças nos sete corpos já descritos, (iv) realizar estudos para um melhor entendimento da gênese dessas intrusões e a relação dessa unidade com Grupo Araxá.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M., HANSUI, Y.; BRITOS NEVES, B. B. FUCK, R. A. Províncias Estruturais Brasileiras. *In*: 8º Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, **Atas...** Campina Grande, SBG. p 363-391. 1977.
- ALMEIDA, F. F. M.; HANSUI, Y.; BRITOS NEVES, B. B. FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29. 1981.
- ARAÚJO FILHO, J. O. The Pirineus sintaxis: an example of the intersection of two brasiliano fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 144-148. 2000.
- BARBARIN, B. Granitoids: Main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. **Geological Journal**, v. 25, n. 3-4, p. 227-238, jul. 1990.
- BARBARIN, B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. **Lithos**, v. 46, n. 3, p. 605-626, mar. 1999.
- BARBOSA, O. **Guia das excursões**. 9º Congresso Brasileiro de Geologia. Araxá (MG) - Noticiário Soc. Bras. Geol., 3: São Paulo. 1955.
- BARBOSA, O; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. A. B. R. **Geologia da região do Triângulo Mineiro**. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, Boletim 136, 140 p. 1970.
- BARCELOS, J. H.; SUGUIO, K. Correlação e extensão das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru definidas em território paulista, nos estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná. *In*: SBG/núcleo SP, 6º Simpósio Regional de Geologia, resumos, v. 1, p. 313-321, 1987.
- BATCHELOR, R. A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, v. 48, p. 43-55, 1985.
- BATISTA, L. F. F. **Análise geomorfológica em borda de chapada do oeste mineiro: Estrela do Sul (MG)**. 149 f. TCC (Graduação) - Curso de Geologia, Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo, 2023.
- BLENKINSOP, T. **Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks**. Springer, 2002. 150 p.
- BONIN, B. A-Type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. **Lithos**, v. 97, p. 1-29, 2007.
- BOYNTON, W. V. Geochemistry of the rare Earth elements: meteorite studies. *In*: HENDERSEN, P. (Coords). **Rare earth element geochemistry**. Elsevier Amsterdam, p. 63-114, 1984.
- BRAINER, C. C. G. **Geologia, petrologia e geoquímica de granitos a duas micas e biotita granitos na Província Borborema: Contribuição ao conhecimento da Orogênese Brasileira**. 124 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2021.

BROD, J. A.; LEONARDOS, O. H.; MENESES, P. R.; ALBURQUERQUE, M. A. C.; ALMEIDA, R.; ARAÚJO, R. N. G.; BLANCO, S. B.; CARDOSO, F. B. F.; CARVALHO JUNIOR, O. A.; JUNQUEIRA, F. F.; RIEHL JUNIOR, W.; SOUZA, J. C. F.; TALLARICO, F. H. T.; THOMSEM, F. P. R.; BERBET, M. L. C.; CERQUEIRA, M. R. S.; CHAGAS, M. A.; DIAS, R. R.; LIMA, C. V.; NAKAMURA, E. T.; PORTO, S. G.; ROMÃO, P. A.; SANTOS, P. C. V. Tectono-estratigrafia da Faixa Brasília na região do Alto Paranaíba. *In: Simp. Geol. Centro-Oeste*, 3, Cuiabá, 1991. **Anais...**, Cuiabá, SBG. p.155-168. 1991.

CASTRO, A.; MORENO-VENTAS, I.; LAROSA, J. D. H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. **Earth-Science Reviews**, v. 31, n. 3-4, p. 237-253, out. 1991.

CASTRO, C. P. **Microestrutura e Textura de Equilíbrio em Quartzo Recristalizado**. 2007. 143 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2007.

CASTRO, J. S. M. **A Influência da Alteração Hidrotermal na Estabilidade de Escavações Subterrâneas no Rio de Janeiro**. 2016. 105 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

CHAPPELL B. W.; WHITE A. J. R. Two contrasting granite types. **Pacific Geology** 8, 173–174. 1974.

CHAPPELL, B. W.; WHITE, A. J. R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. **Geological Society Of America Special Papers**, p. 1-26, 1992.

CHAPPELL, B. W.; WHITE, A. J. R. Two contrasting granite types: 25 years later. **Australian Journal Of Earth Sciences**, v. 48, n. 4, p. 489-499, ago. 2001.

CHAPPELL, B. W.; WYBORN, D. Origem dos enclaves em granitos tipo S do Lachlan Fold Belt. **Lithos**, v. 154, n. 1, p. 235-247, dez. 2012.

CHAPPELL, B. W.; BRYANT, C. J.; WYBORN, D. Peraluminous I-type granites. **Lithos**, v. 153, n. 1, p. 142-153, nov. 2012.

CHAVES, M. S. C.; DIAS, C. H. **Carta Geológica Folha SE.23-Y-A-IV – Estrela do Sul escala 1:100.000**. 2017. Disponível em: http://www.portalgeologia.com.br/wp-content/uploads/2015/09/EstreladoSul_geologia.pdf. Acesso em: 03 jun. 2022.

CLEMENS, J. D.; WALL, V. J. Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. **Lithos**, v. 21, n. 1, p. 53-66, jan. 1988.

CORDEIRO, P. F. O. **Compartimentação geológica e geocronológica dos terrenos do embasamento norte da Faixa Brasília**. 2014. 155 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Universidade de Brasília, Brasília, 2014.

DEBON, F.; LE FORT, P. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences**, v. 73, p. 135-149, 1983.

DEBON, F.; LE FORT, P.; SABATÉ, P. Uma classificação químico-mineralógica das rochas plutônicas comuns e suas associações, método e aplicações. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 18, n. 2, p. 122-133, 1988.

EL BOUSEILY, A. M.; EL SOKKARY, A. A. The Relation between Rb, Ba and Sr in Granitic Rocks. **Chemical Geology**, v. 16, p. 207-219, 1975.

FALCI, A.; CAXITO, F. A.; SEER, H. J.; VALERIANO, C. M.; DIAS, P. H. A.; PEDROSA-SOARES, A. C. Provenance shift from a continental margin to a syn-orogenic basin in the Neoproterozoic Araxá nappe system, southern Brasília belt, Brazil. **Precambrian Research**, v. 306, n. 1, p. 209-219, mar. 2018.

FODEN, J.; SOSSI, P. A.; WAWRYK, C. M. Fe isotopes and the contrasting petrogenesis of A-, I- and S-type granite. **Lithos**, v. 32-44, p. 212-215, 2015.

FRASCA, A. A. S. **Amálgamas do W-Gondwana na Província Tocantins**. 2015. 172 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Universidade de Brasília, Brasília, 2015.

FROST, B. R.; BARNES, C. G.; COLLINS, W. J.; ARCULUS, R. J.; ELLIS, D. J.; FROST, C. D. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. **Journal Of Petrology**, v. 42, n. 11, p. 2033-2048, nov. 2001.

FROST, C. D.; FROST, B. R. On Ferroan (A-type) Granitoids: their compositional Variability and modes of origin. **Journal of Petrology**, v. 52, p. 39-53, 2011.

FUCK, R. Q. A. Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste 4. **Atas**, p.184-187. 1994.

GILL, R. **Igneous Rocks and Processes: a practical guide**. University of London: Royal Holloway - Department of Earth Sciences. A John Wiley and Sons. 349 p, 2010.

GILLESPIE, M. R; STYLES, M. T. **Rock Classification Scheme**, v. 1 Classification of igneous rocks. British Geological Survey Research Report, (2nd edition) RR 99-06, 1999.

GOODGE, J. W., VERVOORT, J. D. Origin of Mesoproterozoic A-type granites in Laurentia: Hf isotope evidence. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 243, p.711- 731, 2006.

GRAVINA, E. G.; KAFINO, C. V.; BROD, J. A.; BOAVENTURA, G. R.; SANTOS, R. V.; GUIMARÃES, E. M.; JOST, H. Proveniência de arenitos das Formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) e do garimpo da bandeira: Implicações para a controvérsia sobre a fonte do diamante do triângulo mineiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 4, p. 545-558, 1 dez. 2002.

GUALDA, G. A. R. **Evolução petrográfica e mineralógica das associações alcalina e aluminosa dos granitos Tipo-A da Graciosa, PR**. 274 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

GUAN, Y.; YUAN, C.; SUN, M.; WILDE, S.; LONG, X.; HUANG, X. WANG, Q. I-type granitoids in the eastern Yangtze Block: implications for the Early Paleozoic intracontinental orogeny in South China. **Lithos**. v. 206-207, p. 34-51, 2014.

GUANI, A. A.; SEARLE, M.; ROBB, L.; CHUNG, S. L. Transitional I S type characteristic in the Main Range Granite, Peninsular Malaysia. **Journal of Asian Earth Sciences**, v.76, p. 225-240, 2013.

HARKER, A. **The Natural History of Igneous Rocks**. London, Methuen, 384p., 1909.

HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M. Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 19, n. 1, p. 7-26. 1970.

JUNG, S. Isotopic equilibrium/disequilibrium in granites, metasedimentary rocks and migmatites (Damara orogen, Namibia) - A consequence of polymetamorphism and melting. **Lithos**, v. 84, n. 3-4, p. 168-184, out. 2005.

KLEIN, P. B. W. **Geoquímica de rocha total, geocronologia de U-Pb e geologia isotópica de Sm-Nd das rochas ortognáissicas e unidades litológicas associadas da região de Ipameri-Catalão - GO**. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 154 p. 2008.

LACERDA FILHO, J. V.; REZENDE, A.; SILVA, A. **Programa De Levantamentos Geológicos Básicos Do Brasil - Geologia e Recursos Minerais do Estado De Goiás E Distrito Federal**. UNB, 269 p. 1999.

LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. Plutonic rock types series: Discrimination of various granitoids series and related rocks. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 14, n. 1-2, p. 169-186, 1982.

LE MAITRE, R. W. **Igneous rocks a Classification and Glossary of Terms**. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Sub-Commission on the Systematics of Igneous Rocks, Cambridge University Press, p. 236, 2002.

LOISELLE, M. C.; WONES, D. R. Characteristics of Anorogenic Granites. **Geological Society of America**, Abstracts with Programs, v.11, p.468. 1979.

LUSA, M. **Geoquímica e petrologia dos metagranitos porfiríticos e equigranulares do complexo encantadas, Santana da Boa Vista, RS**. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 65 f. 2009.

MANIAR, P. D.; PICOLLI, P. M. Tectonic Discrimination of Granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, v. 101, p. 635-643, 1989.

MIDDLEMOST, E. A. K. **Magma and magmatic rocks**. Longman, London, 1985.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana sul-ocidental**. Tese de doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, RS, Porto Alegre, 255 p, 1997.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Orogenias paleozoicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 4, p. 473-484, dez. 1998.

MILANI, E. J. (2004). Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *In*: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; NEVES, B. B. B. (EDS.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida** (p. 265-279). São Paulo, Beca.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.

MOITA, P. S. M. **Granitóides no SW da zona de Ossa-Morena (Montemor-o-Novo, Évora): Petrogênese e processos geodinâmicos**. 2007. 445 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Universidade de Évora, Évora, 2007.

NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A.; MONTIBELLER, C. C.; CONCEIÇÃO, F. T.; VALERIANO, C. M. Petrografia e geoquímica de gnaisses da região de Indiara, porção central do arco magmático de Goiás. **Geologia USP. Série Científica**, v. 17, n. 3, p. 189, 1 set. 2017a.

NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A.; MONTIBELLER, C. C.; CONCEIÇÃO, F. T.; VALERIANO, C. M.; LEME, T. G.; SIMÕES, L. S. A. Proveniência dos metassedimentos do Grupo Araxá na região de Rio Quente - Caldas Novas. **Geociências**, v. 36, n. 2, p. 395-413, 18 out. 2017b.

NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A.; MONTIBELLER, C. C.; LEME, T. G.; CONCEIÇÃO, F. T.; VALERIANO, C. M. Proveniência das rochas metassedimentares do Grupo Araxá na porção central da Faixa Brasília. **Geociências**, São Paulo, v. 38, n. 3, p. 655-675, jan. 2019.

PAMPLONA, J. M. V. **Tectónica do antiforma de Viana do Castelo-Caminha (ZCI): regime de deformação e instalação de granitóides**. 2001. 300 f. Dissertação (Mestrado) – Curso de Geologia, Universidade do Minho, Braga, 2001.

PAULA E SILVA, F.; CHANG H. K.; CAETANO-CHANG, M. R. Perfis de referência do Grupo Bauru (k) no estado de São Paulo. **Geociências**, São Paulo, v. 22, n. 1, p. 21-32, jan. 2003.

PAULA E SILVA, F.; CHANG, H. K.; CAETANO-CHANG, M. R.; STRADIOTO, M. R. Sucessão sedimentar do Grupo Bauru na região de Pirapozinho (SP). **Geociências**, São Paulo, v. 25, n. 1, p. 17-26, jan. 2006.

PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. **Microtectonics**. 2. ed. Springer, 2005. 366 p.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, p. 956-983, 1984.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; SILVA, J. L. H. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Mágmatco de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, p. 61-70, 1996.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; BOTELHO, N. F. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. **Lithos**, v. 46, n. 3, p. 463-483, mar. 1999.

PIMENTEL M. M.; FUCK, R. A.; JOST, H. The basement of the Brasilia Fold belt and the Goiás Magmatic Arc. *In*: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAS FILHO, A.; CAMPOS, D. A. Tectonic Evolution of South America. 31 st International Geological Congress. Rio de Janeiro, p.195-229. 2000.

PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; FUCK, R. A.; VIANA, M. G.; JUNGES, S. L.; FISCHER, D. P.; SEER, H. J.; DANTAS, E. L. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. **Journal Of South American Earth Sciences**, v. 14, n. 6, p. 571-585, nov. 2001.

PIMENTEL, M. M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. **Brazilian Journal Of Geology**, v. 46, n. 1, p. 67-82, jun. 2016.

PITCHER, W. S. **Granite: Typology, geological environment and melting relationships. Mígmatis, Melting and Metamorphism** (ed.: M.P. Atherton; C.D. Gribble). Shiva Pub. Ltd., Cheshire, p. 277-285, 1983.

PSCHEIDT, B. C. **Geologia dos granitos peraluminosos do município de Itapema, SC**. 2019. 65 f. TCC (Graduação) - Curso de Geologia, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2019.

RONCATO JÚNIOR, J. G. **As suítes graníticas tipo-S do norte do Espírito Santo na região das folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia**. 119 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2009.

SABARAENSE, L. D. **Proveniência dos Grupos Araxá e Ibiá na porção Sul da Faixa Brasília**. 101 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Nacional de Brasília, Brasília, 2016.

SANTOS, B. L. DOS. **Petrologia e geologia estrutural da faixa Brasília na região de Estrela do Sul-MG: Implicações tectônicas**. Rio Claro. p. 138. Dissertação (Mestrado). 2019.

SCHERER, C. M. S. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. **Sedimentary Geology**, v. 137, n. 1-2, p. 63-84, dez. 2000.

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

SEER, H. J.; BROD, J. A.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; BOAVENTURA, G. R.; DARDENNE, M. A. Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozoica na faixa de dobramentos Brasília. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 385-396, 1 set. 2001.

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

SEER, H. J.; MORAES, L. C.; JUNGES, S. L. **Novos dados U-Pb e Sm-Nd de rochas granitóides do Grupo Araxá, Faixa Brasília Meridional, entre a região de Araxá e Monte Carmelo, MG**. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. 2010.

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

SHAND, S. **Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits**. 3rd Ed., John Willey and Sons (New York), 488 p, 1947.

SILVA, B. F. **Relações relevo-rocha-solo em borda de chapada no Triângulo Mineiro – Nova Ponte (MG)**. 120 f. TCC (Graduação) - Curso de Geologia, Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo, 2023.

SILVA, M. A. **Microestruturas e mecanismos de deformação ao longo da zona de Cisalhamento Patos**. 135 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2021.

SILVA, T. R. M. **Caracterização faciológica das rochas da porção central da Suíte Granítica Estrela do Sul na mesorregião do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba-MG**. 151 f. TCC (Graduação) - Curso de Geologia, Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo, 2022.

SIIVOLA, J.; SCHMID, R. **List of mineral abbreviations**. Web: Version (01.02.2017) IUGS. (www.bgs.ac.uk/scmr/home.html). p 14. 2007.

SOARES, M. V. T.; BASILICI, G.; MARINHO, T. S.; MARTINELLI, A. G.; MARCONATO, A.; MOUNTNEY, N. P.; COLOMBERA, L.; MESQUITA, A. F.; VASQUES, J. T.; ABRANTES JUNIOR, F. R. Sedimentology of a distributive fluvial system: the serra da galga formation, a new lithostratigraphic unit (Upper Cretaceous, Bauru Basin, Brazil). **Geological Journal**, v. 56, n. 2, p. 951-975, 14 set. 2020.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. **Earth-Science Reviews**, v. 12, n. 1, p. 1-33, mar. 1976.

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F.; PORTELA FILHO, C. V. Compartimentação estrutural das Formações Piramboia e Botucatu na região de São Jerônimo da Serra, estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 3, p. 303-316, 1 set. 2004.

TAYLOR, W. P. Intrusion and differentiation of granitic magma at high level in the crust: The Puscao Pluton. Lima, Peru. **Journal of Petrology**, v. 17, n. 2, p. 194-218, 1976.

THOMPSON, R. N. British Tertiary volcanic province. **Journal of Geology**, v. 18, p. 49-107, 1982.

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

VALERIANO, C. M.; DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H.; J. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (org.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio marques de almeida. Beca, 2004. p. 533-575.

VALERIANO, C. M.; PIMENTEL, M. M.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; TROUW, R. A. J. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 294, n. 1, p. 197-210, jan. 2008.

VIANA, M. G.; PIMENTEL, M. M.; WHITEHOUSE, M. J.; FUCK, R. A.; MACHADO, N. O Arco magmático de Mara Rosa, Goiás: geoquímica e geocronologia e suas implicações regionais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 2, p. 111-123, 1 jun. 1995.

WANG, X. S.; HU, R. Z.; BI, X. W.; LENG, C. B.; PANL.C.; ZHU, J. J.; CHEN, Y. W. Petrogenesis of Late Cretaceous I-type granites in the southern Yidun Terrane: New constraints

on the Late Mesozoic tectonic evolution of the eastern Tibetan Plateau. **Lithos**, v. 208-209: p. 202-219, 2014.

WANG, Z.; WANG, J.; DENG, Q.; DU, Q.; ZHOU, X.; YANG, F.; LIU, H. Paleoproterozoic I-type granites and their implications for the Yangtze block position in the Columbia supercontinent: Evidence from the Lengshui Complex, South China. **Precambrian Research**. v. 263, p. 157- 173, 2015.

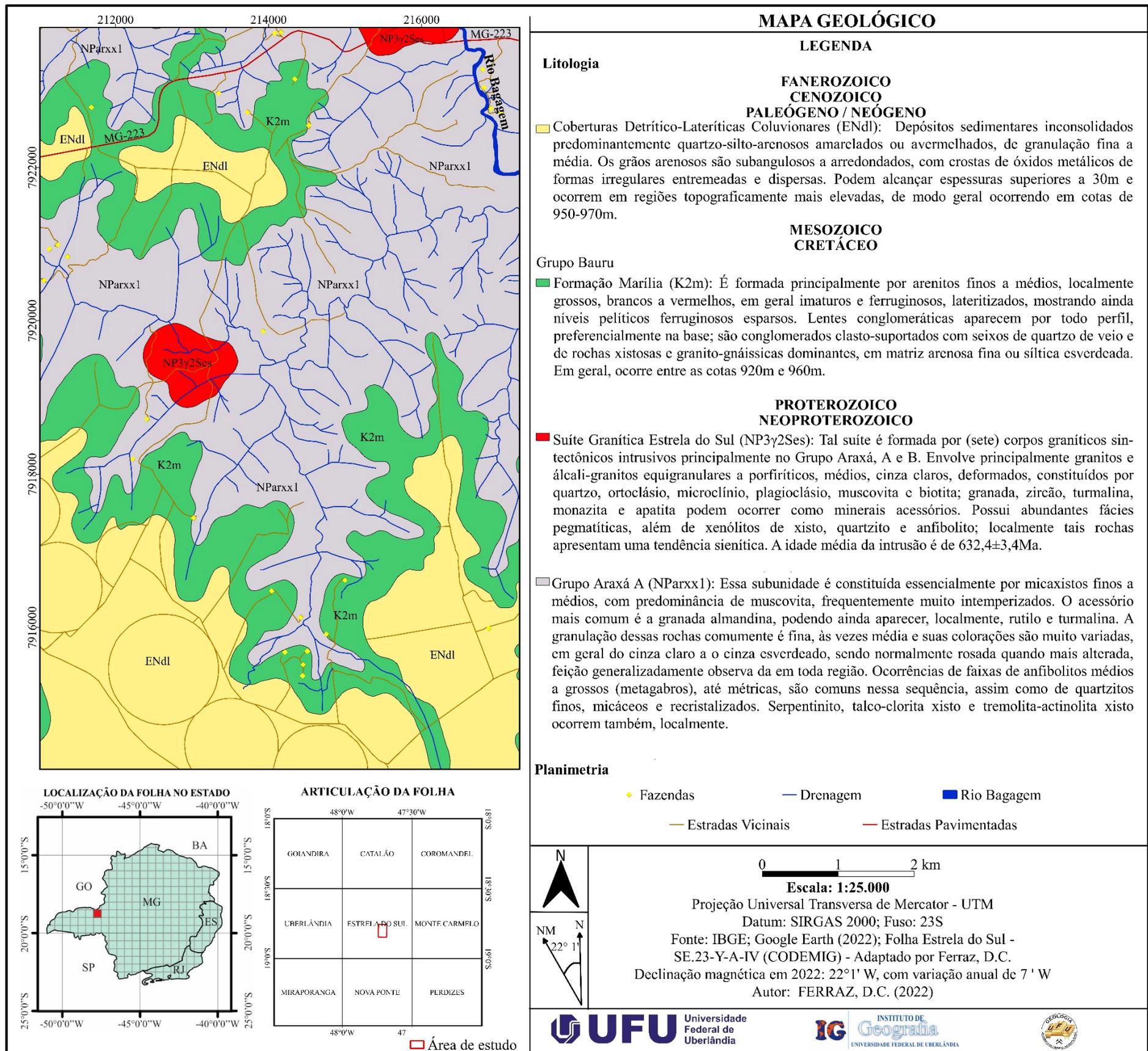
WEAVER, B.; TARNEY, J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. **Nature**, v. 310, p. 575-57, 1984.

WERNICK, E. **Rochas magmáticas: Conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica**. Unesp, 2004. 655 p.

WHITE, A. J. R.; CHAPPELL, B. W. Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. **Earth And Environmental Science Transactions Of The Royal Society Of Edinburgh**, v. 79, n. 2-3, p. 169-181.

WINTER, J. D. **Introdução a petrologia ígnea e metamórfica**. Segunda edição. 720 p, 2009.

APÊNDICE A – MAPA GEOLÓGICO PRELIMINAR



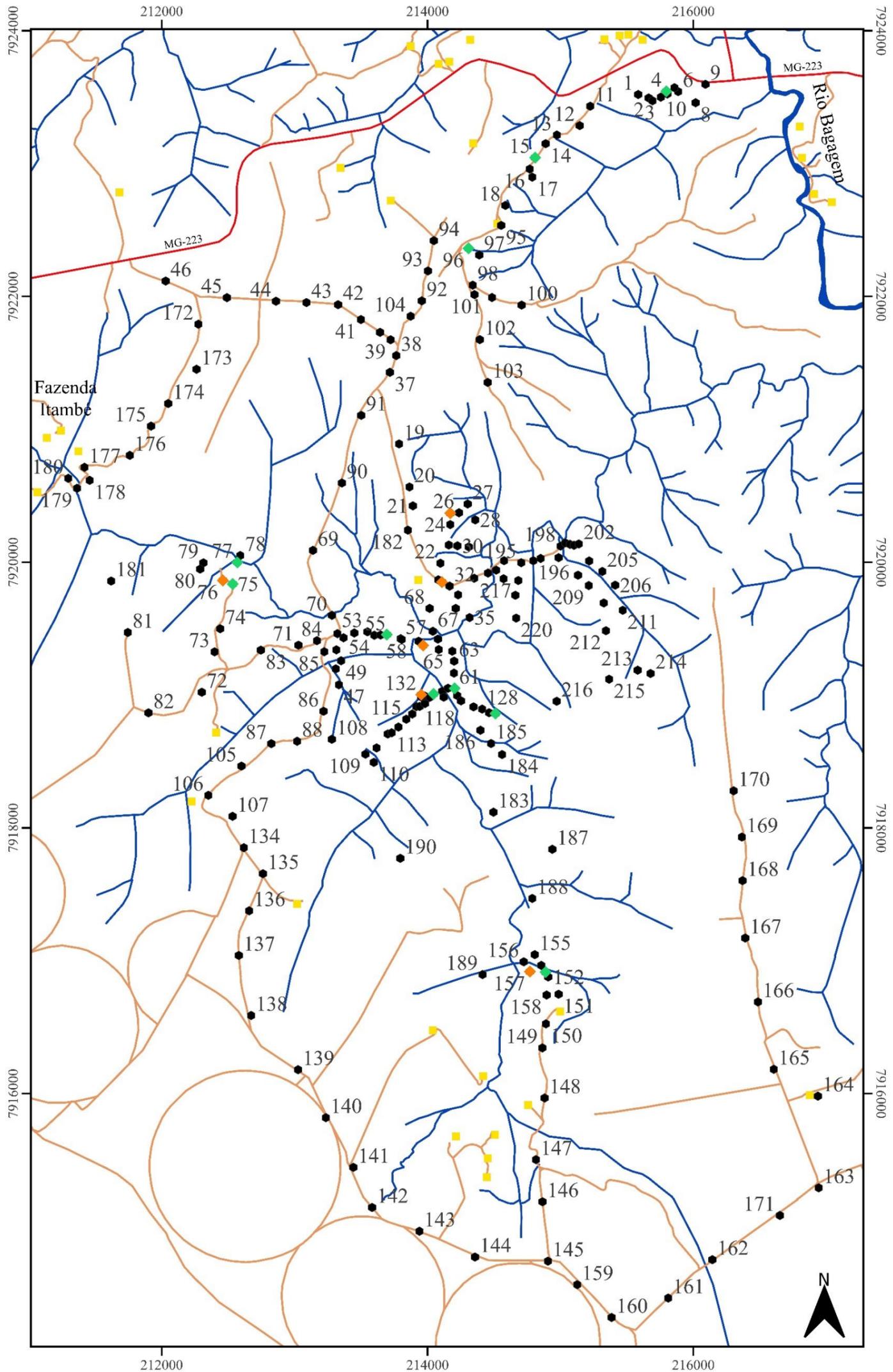
Fonte: Adaptado de Chaves e Dias (2017).

APÊNDICE B – TABELA DE PONTOS

ID	Latitude	Longitude	ID	Latitude	Longitude	ID	Latitude	Longitude	ID	Latitude	Longitude	ID	Latitude	Longitude
DF - 01	215585	7923520	DF - 26	214237	7920372	DF - 51	213368	7919431	DF - 76	212460	7919863	DF - 101	214353	7922014
DF - 02	215664	7923494	DF - 27	214302	7920438	DF - 52	213449	7919467	DF - 77	212569	7919999	DF - 102	214393	7921675
DF - 03	215693	7923473	DF - 28	214359	7920318	DF - 53	213548	7919476	DF - 78	212591	7920050	DF - 103	214453	7921353
DF - 04	215797	7923544	DF - 29	214310	7920115	DF - 54	213600	7919450	DF - 79	212314	7919995	DF - 104	213873	7921851
DF - 05	215804	7923524	DF - 30	214225	7920123	DF - 55	213647	7919452	DF - 80	212289	7919948	DF - 105	212600	7918465
DF - 06	215886	7923542	DF - 31	214109	7919850	DF - 56	213694	7919455	DF - 81	211745	7919471	DF - 106	212351	7918245
DF - 07	215858	7923571	DF - 32	214166	7919820	DF - 57	213798	7919424	DF - 82	211901	7918866	DF - 107	212533	7918087
DF - 08	216017	7923458	DF - 33	214230	7919754	DF - 58	213806	7919418	DF - 83	212746	7919338	DF - 108	213280	7918667
DF - 09	216091	7923597	DF - 34	214212	7919652	DF - 59	213933	7919405	DF - 84	213168	7919409	DF - 109	213533	7918555
DF - 10	215755	7923500	DF - 35	214316	7919583	DF - 60	213967	7919373	DF - 85	213223	7919326	DF - 110	213596	7918493
DF - 11	215224	7923432	DF - 36	214081	7919867	DF - 61	214203	7919050	DF - 86	213218	7918878	DF - 111	213617	7918602
DF - 12	215145	7923286	DF - 37	213717	7921429	DF - 62	214199	7919165	DF - 87	212825	7918634	DF - 112	213701	7918707
DF - 13	214973	7923215	DF - 38	213765	7921555	DF - 63	214200	7919255	DF - 88	213019	7918652	DF - 113	213730	7918716
DF - 14	214889	7923150	DF - 39	213722	7921674	DF - 64	214186	7919330	DF - 89	213322	7919462	DF - 114	213781	7918759
DF - 15	214809	7923045	DF - 40	213643	7921730	DF - 65	214084	7919342	DF - 90	213356	7920596	DF - 115	213840	7918818
DF - 16	214769	7922959	DF - 41	213499	7921826	DF - 66	214078	7919421	DF - 91	213501	7921105	DF - 116	213885	7918857
DF - 17	214788	7922898	DF - 42	213327	7921938	DF - 67	214040	7919480	DF - 92	213957	7921967	DF - 117	213916	7918913
DF - 18	214586	7922685	DF - 43	213089	7921954	DF - 68	214016	7919652	DF - 93	214003	7922192	DF - 118	213940	7918914
DF - 19	213786	7920890	DF - 44	212860	7921964	DF - 69	213138	7920089	DF - 94	214048	7922420	DF - 119	213981	7918936
DF - 20	213864	7920566	DF - 45	212491	7921991	DF - 70	213281	7919600	DF - 95	214554	7922535	DF - 120	213980	7918992
DF - 21	213890	7920424	DF - 46	212030	7922116	DF - 71	213029	7919375	DF - 96	214308	7922362	DF - 121	214017	7918983
DF - 22	214097	7919992	DF - 47	213333	7919077	DF - 72	212302	7919021	DF - 97	214389	7922312	DF - 122	214046	7919008
DF - 23	214160	7920129	DF - 48	213310	7919197	DF - 73	212398	7919325	DF - 98	214340	7922085	DF - 123	214111	7919029
DF - 24	214171	7920283	DF - 49	213350	7919258	DF - 74	212440	7919499	DF - 99	214485	7921992	DF - 124	214154	7919051
DF - 25	214171	7920368	DF - 50	213314	7919340	DF - 75	212535	7919836	DF - 100	214708	7921935	DF - 125	214223	7918996

ID	Latitude	Longitude									
DF - 126	214252	7918956	DF - 151	214986	7916748	DF - 176	211760	7920804	DF - 201	215102	7920127
DF - 127	214346	7918911	DF - 152	214908	7916878	DF - 177	211419	7920714	DF - 202	215138	7920137
DF - 128	214411	7918894	DF - 153	214888	7916914	DF - 178	211458	7920616	DF - 203	255101	7920067
DF - 129	214463	7918867	DF - 154	214856	7916965	DF - 179	211363	7920556	DF - 204	215216	7920009
DF - 130	214511	7918860	DF - 155	214807	7917046	DF - 180	211297	7920631	DF - 205	215315	7919930
DF - 131	214122	7918984	DF - 156	214724	7916992	DF - 181	211620	7919858	DF - 206	215412	7919827
DF - 132	213953	7919003	DF - 157	214770	7916918	DF - 182	213852	7920241	DF - 207	214986	7920034
DF - 133	213953	7918986	DF - 158	214896	7916742	DF - 183	214496	7918118	DF - 208	215132	7919902
DF - 134	212618	7917851	DF - 159	215126	7914562	DF - 184	214561	7918552	DF - 209	215213	7919824
DF - 135	212762	7917655	DF - 160	215385	7914315	DF - 185	214478	7918635	DF - 210	215326	7919693
DF - 136	212658	7917376	DF - 161	215811	7914461	DF - 186	214398	7918735	DF - 211	215469	7919638
DF - 137	212580	7917040	DF - 162	216143	7914750	DF - 187	214939	7917839	DF - 212	215342	7919484
DF - 138	212673	7916588	DF - 163	216943	7915291	DF - 188	214788	7917469	DF - 213	215581	7919187
DF - 139	213026	7916180	DF - 164	216937	7915981	DF - 189	214414	7916896	DF - 214	215678	7919162
DF - 140	213235	7915819	DF - 165	216605	7916183	DF - 190	213795	7917771	DF - 215	215366	7919119
DF - 141	213442	7915445	DF - 166	216486	7916690	DF - 191	214351	7919879	DF - 216	214972	7918953
DF - 142	213583	7915143	DF - 167	216390	7917171	DF - 192	214455	7919918	DF - 217	214572	7919875
DF - 143	213939	7914964	DF - 168	216370	7917603	DF - 193	214516	7919940	DF - 218	214683	7919862
DF - 144	214357	7914770	DF - 169	216365	7917931	DF - 194	214576	7920011	DF - 219	214661	7919751
DF - 145	214906	7914739	DF - 170	216303	7918279	DF - 195	214705	7919996	DF - 220	214667	7919579
DF - 146	214865	7915186	DF - 171	216651	7915083	DF - 196	214796	7920011			
DF - 147	214816	7915503	DF - 172	212276	7921791	DF - 197	214851	7920028			
DF - 148	214881	7915967	DF - 173	212262	7921452	DF - 198	215001	7920121			
DF - 149	214864	7916344	DF - 174	212049	7921194	DF - 199	215036	7920145			
DF - 150	214891	7916525	DF - 175	211920	7921024	DF - 200	215072	7920134			

APÊNDICE C- MAPA DE PONTOS



LEGENDA

- Fazendas
- Pontos
- Estradas Vicinais
- Estradas Pavimentadas
- ◆ Pontos com Lâminas
- ◆ Pontos com lâmina e geoquímica
- Drenagem

0 1 2 km

Escala: 1: 10.000



INSTITUTO DE Geografia

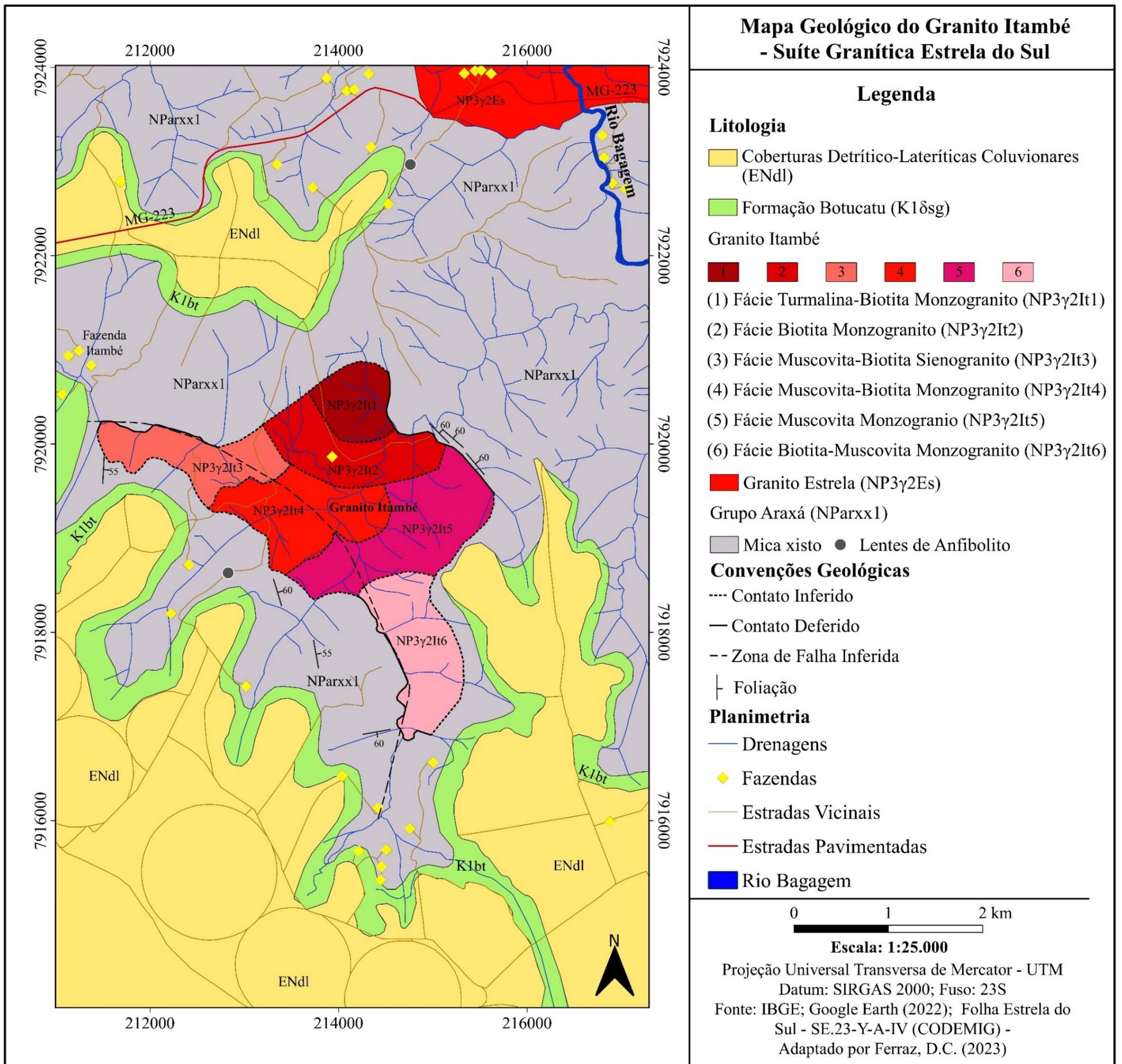
UFU Universidade Federal de Uberlândia

PETROGRAFIA, FACIOLOGIA E LITOGEOQUÍMICA DO STOCK ITAMBÉ DA SUÍTE GRANÍTICA ESTRELA DO SUL – MG, PORÇÃO MERIDIONAL DA FAIXA BRASÍLIA

Projeção Universal Transversa de Mercator - UTM
 Datum: SIRGAS 2000; Fuso: 23S
 Fonte: Google Earth (2023)
 Autor: FERRAZ, D.C. (2023)

Fonte: O autor.

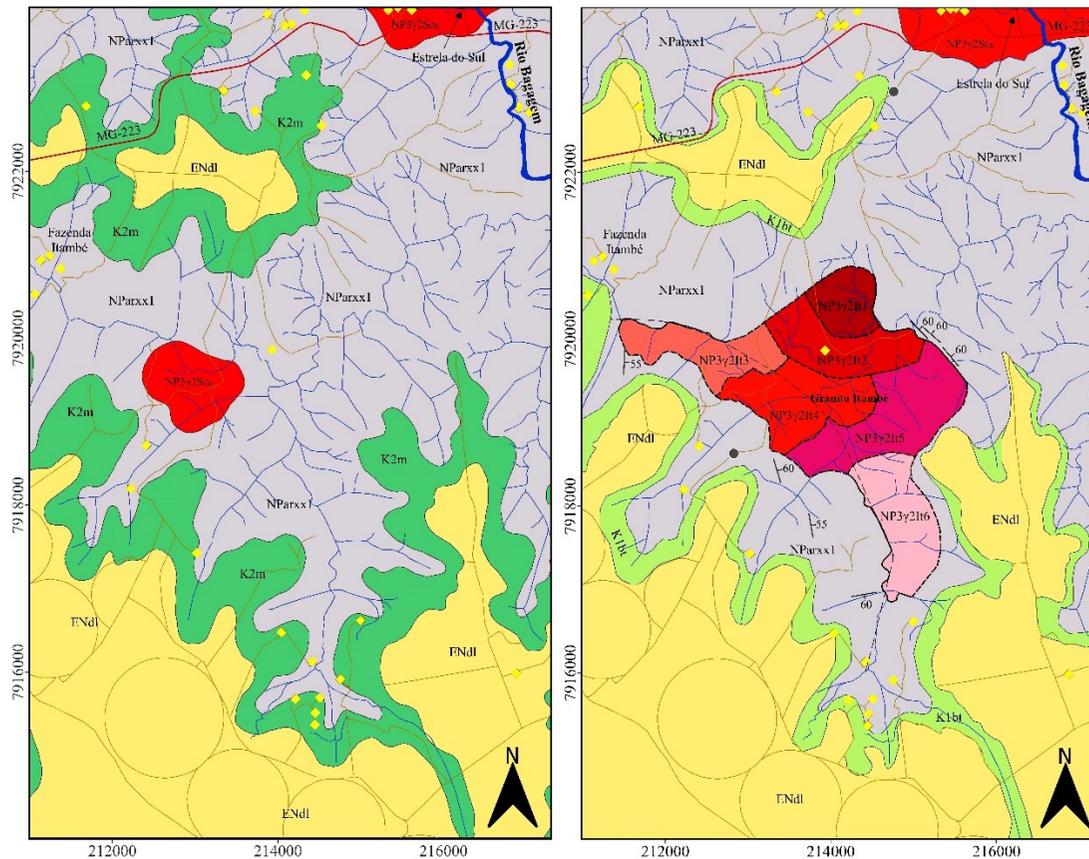
APÊNCIDE D – MAPA GEOLÓGICO FINAL



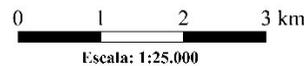
Fonte: O autor.

APÊNDICE E – MAPA GEOLÓGICO COMPARATIVO

Mapa Comparativo - Granito Itambé



Projeção Universal Transversa de Mercator - UTM
 Datum: SIRGAS 2000; Fuso: 23S
 Fonte: IBGE; Google Earth (2022); Folha Estrela do Sul -
 SE.23-Y-A-IV (CODEMIG)
 Autor: FERRAZ, D.C. (2022)



Legenda

Litologia

- Coberturas Detrítico-Lateríticas Coluvionares (ENdl)
- Formação Marília (K2m)
- Formação Botucatu (K1ôsg)

Granito Itambé

- (1) Fácies Turmalina-Biotita Monzogranito (NP3γ2It1)
- (2) Fácies Biotita Monzogranito (NP3γ2It2)
- (3) Fácies Muscovita-Biotita Sienogranito (NP3γ2It3)
- (4) Fácies Muscovita-Biotita Monzogranito (NP3γ2It4)
- (5) Fácies Muscovita Monzogranito (NP3γ2It5)
- (6) Fácies Biotita-Muscovita Monzogranito (NP3γ2It6)
- Suíte Granítica Estrela do Sul (NP3γ2Ses)

Grupo Araxá (NParxx1)

- Mica xisto
- Lentes de Anfibolito

Conveções Geológicas

- Contato Inferido
- Zona de Falha Inferida
- Contato
- ┆ Foliação

Planimetria

- Drenagens
- Estradas Vicinais
- Estradas Pavimentadas
- ◆ Fazendas
- Rio Bagagem



Fonte: O autor.

APÊNDICE D – FICHAS DE DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Amostra	Rocha	Cor
DF-15	Muscovita-biotita xisto com granada	Avermelhada
DF-25	Granito	Cinza Claro
DF-31	Granito	Cinza Escuro
DF-56	Granito	Cinza Claro
DF-60	Granito	Cinza Claro
DF-61	Biotita-Quartzo xisto	Preta
DF-75	Granito	Cinza Claro
DF-76	Granito	Cinza Claro
DF-77	Granito	Cinza Claro
DF-122	Granito	Cinza Escuro
DF-130	Granito	Cinza Escuro
DF-132	Granito	Cinza Escuro
DF-153	Granito	Cinza Claro
DF-157	Granito	Rosada

Amostra	Textura	Estrutura	Granulação
DF - 15	Lepidoblástica	Anisotrópica xistosa	Fina
DF - 25	Fanerítica - Holocristalina	Maciça - Isotrópica	Média
DF - 31	Fanerítica - Holocristalina	Maciça - Isotrópica	Média
DF - 56	Fanerítica - Holocristalina	Maciça - Isotrópica	Fina a Média
DF - 60	Fanerítica - Holocristalina	Maciça - Isotrópica	Fina
DF - 61	Lepidoblástica	Anisotrópica xistosa	Fina
DF - 75	Fanerítica - Holocristalina	Maciça - Isotrópica	Média a Grossa
DF - 76	Fanerítica - Holocristalina	Maciça - Isotrópica	Média a Grossa
DF - 77	Fanerítica - Holocristalina	Maciça - Isotrópica	Média a Grossa
DF - 122	Fanerítica - Holocristalina	Maciça - Isotrópica	Fina a Média
DF - 130	Fanerítica - Holocristalina	Maciça - Isotrópica	Média a Grossa
DF - 132	Fanerítica - Holocristalina	Maciça - Isotrópica	Média a Grossa
DF - 153	Fanerítica - Holocristalina	Maciça - Anisotrópica	Fina a Média
DF - 157	Fanerítica - Holocristalina	Maciça - Anisotrópica	Média

DF - 15

Amostra representa um muscovita xisto, de estrutura foliada, anisotrópica xistosa, textura lepidoblástica, coloração rosada e granulação fina.

COMPOSIÇÃO
Quartzo
Biotita
Muscovita
Granada



DF - 25

Amostra representa um granito, de estrutura maciça, isotrópico, textura fanerítica, holocristalina, coloração rosada. É composto por cristais de granulação média, com certas porções apresentando minerais maiores, inequigranular. Rocha leucocrática

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Feldspato potássico	35 %
Quartzo	30 %
Plagioclásio	20 %
Biotita	10 %
Muscovita	5 %
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito



DF - 31

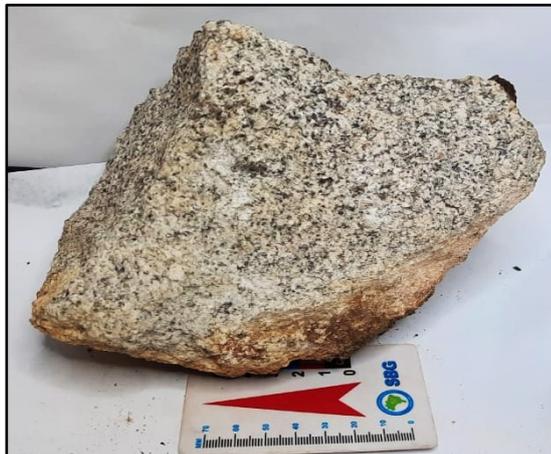
Amostra representa um granito, de estrutura maciça, isotrópico, textura fanerítica, holocristalina, coloração cinza. Rocha leucocrática de granulação média e inequigranular.

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Quartzo	30 %
Feldspato potássico	25 %
Plagioclásio	25 %
Biotita	15 %
Muscovita	5 %
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito

**DF – 56**

Amostra representa um granito, de estrutura maciça, isotrópico, textura fanerítica, holocristalina, coloração cinza esbranquiçada de granulação média e equigranular. Rocha leucocrática

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Quartzo	33 %
Plagioclásio	30 %
Feldspato potássico	25 %
Biotita	10 %
Muscovita	5 %
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito



DF- 60

Amostra representa um granito, de estrutura maciça, isotrópico, textura fanerítica, holocristalina, coloração cinza claro, equigranular, e granulação fina.

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Quartzo	35 %
Plagioclásio	25 %
Feldspato potássico	22 %
Biotita	15 %
Muscovita	3 %
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito



DF – 61

Amostra representa um xisto, com estrutura foliada, anisotrópica, textura lepidoblástica, coloração cinza escuro a preta com granulação muito fina a fina.

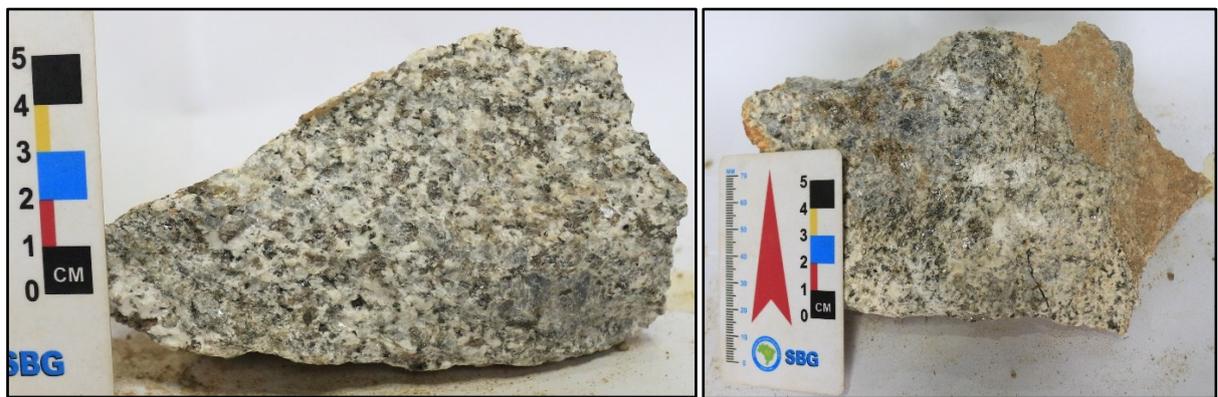
COMPOSIÇÃO
Quartzo
Biotita



DF – 75

Amostra representa um granito, de estrutura maciça, isotrópico, textura fanerítica, holocristalina e equigranular. Rocha leucocrática que possui coloração acinzentada, granulação média, e por vezes uma concentração de biotita em certas porções.

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Quartzo	36 %
Feldspato potássico	30 %
Plagioclásio	14 %
Muscovita	12 %
Biotita	8 %
CLASSIFICAÇÃO	Sienogranito



DF – 76

Amostra representa um granito, de estrutura maciça, isotrópico, textura fanerítica, equigranular, holocristalina, coloração cinza de granulação média. Rocha leucocrática.

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Plagioclásio	37 %
Quartzo	30 %
Feldspato potássico	15 %
Biotita	13 %
Muscovita	5 %
CLASSIFICAÇÃO	Sienogranito



DF – 77

Amostra representa um granito, de estrutura maciça, isotrópico, textura fanerítica, holocristalina, coloração rosada, equigranular, com granulação grossa. Rocha leucocrática que apresenta concentração de biotita, e um pouco de orientação.

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Quartzo	35 %
Plagioclásio	31 %
Feldspato potássico	16 %
Biotita	13 %
Muscovita	5 %
CLASSIFICAÇÃO	Sienogranito



DF – 122

Amostra representa um granito, de estrutura maciça, isotrópico, textura fanerítica, holocristalina, coloração cinza escuro, equigranular, com granulação fina a média. Rocha leucocrática

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Quartzo	35 %
Plagioclásio	30 %
Feldspato potássico	25 %
Biotita	10 %
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito



DF – 130

Amostra representa um granito, de estrutura maciça, isotrópico, textura fanerítica, holocristalina, inequigranular, coloração cinza escuro e granulação média a grossa. Apresenta um bolsão com granulação mais grossa ao centro da amostra.

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Quartzo	35 %
Plagioclásio	25 %
Feldspato potássico	23 %
Biotita	17 %
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito



DF – 132

Amostra representa um granito, de estrutura maciça, isotrópico, textura fanerítica, holocristalina, coloração cinza escuro, inequigranular. Maior parte da amostra apresenta granulação fina, porém apresenta um contato bem definido com uma porção de granulação grossa.

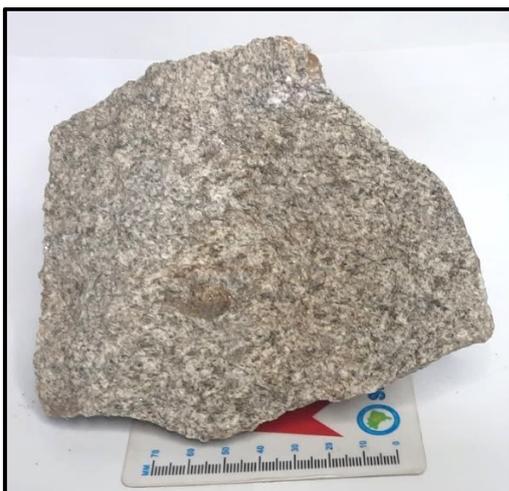
COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Quartzo	35 %
Plagioclásio	25 %
Feldspato potássico	20 %
Biotita	20 %
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito



DF – 153

Amostra representa um granito, de estrutura maciça, anisotrópico, textura fanerítica, holocristalina, coloração cinza claro, equigranular, com granulação fina a média. Apresenta uma certa orientação mineral.

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Quartzo	40 %
Plagioclásio	25 %
Feldspato potássico	20 %
Biotita	10 %
Muscovita	5 %
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito



DF – 157

Amostra representa um granito, coloração rosada, estrutura maciça, anisotrópico, textura fanerítica, holocristalina, equigranular e de granulação média. Apresenta uma certa orientação mineral.

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Quartzo	40 %
Plagioclásio	25 %
Feldspato potássico	20 %
Biotita	15 %
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito

