



UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

Curso de Graduação de Geologia

Trabalho de Conclusão de Curso II (TCC II)



Lucas Araújo Souto

**GEOLOGIA DO GRANITO BOA ESPERANÇA, SETOR NOROESTE DO COMPLEXO
MONTE CARMELO, GRUPIARA-MG**

Monte Carmelo/ MG

2026

Lucas Araújo Souto

**GEOLOGIA DO GRANITO BOA ESPERANÇA, SETOR NOROESTE DO COMPLEXO
MONTE CARMELO, GRUPIARA-MG**

Trabalho de Conclusão de Curso II
apresentado a Universidade Federal de
Uberlândia *campus* Monte Carmelo, como
requisito para recebimento do Bacharel em
Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Filipe Goulart Lima

Monte Carmelo/ MG

2026

*"Tempo rei, ó tempo rei, transformai
as velhas formas do viver..." — Gilberto Gil
(Tempo Rei)*

AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente, a Deus por ter me concedido a capacidade física e mental necessária para concluir esta graduação.

Agradeço imensamente aos meus pais, Mauro Ferreira Souto e Lucilene Coimbra de Araújo Souto, por todos os cuidados e ensinamentos, desde o meu nascimento até os dias de hoje; por toda a abdicção necessária para ver seus filhos graduados e por todo o incentivo, ao longo de toda a vida, à dedicação aos estudos de corpo e alma, mostrando-me a importância de fazê-lo. Dedico essa graduação a vocês!

Agradeço à minha irmã, Thalita Araújo Souto, e ao meu cunhado, Gabriel Oliveira, por todo o apoio oferecido durante estes anos de graduação e, também, pelo incentivo e apoio aos meus estudos.

Agradeço ao meu irmão gêmeo e melhor amigo, Thiago Araújo Souto, pela parceria de uma vida inteira, pelos diversos diálogos e, principalmente, pelas injeções de ânimo nos dias difíceis. Que a nossa cumplicidade seja eterna!

Agradeço a todos os meus colegas de turma, em especial ao Vitinho, Nicholas e Luiz, por todos os momentos vividos durante a nossa graduação, pelas viagens, pelas conversas e pelas resenhas que deixaram esse caminho mais leve e prazeroso de percorrer. Que vocês se mantenham na minha vida assim como o quartzo se mantém em um manto de alteração.

Agradeço a todos os professores que cruzaram o meu caminho, desde os tempos de escola até a graduação. Obrigado por compartilharem seus vastos conhecimentos para que eu pudesse evoluir como aluno e, sobretudo, como pessoa. Agradeço, em especial, ao meu orientador, Prof. Dr. Filipe Goulart Lima, por toda a paciência, ensinamentos e diálogos geológicos.

RESUMO

O presente trabalho apresenta a caracterização geológica da porção noroeste do batólito do Complexo Monte Carmelo (CMC), situado nas proximidades do município de Grupiara (MG), com foco na individualização e no entendimento da evolução do Granito Boa Esperança. A metodologia integrou levantamento bibliográfico, compilação de dados geológicos prévios, sensoriamento remoto com Modelo Digital de Elevação (MDE) e confecção de mapas aerogeofísicos a partir de dados gamaespectrométricos (canais isolados de K, U, Th e composição ternária RGB), além de etapas de campo para coleta de amostras e análise petrográfica de lâminas delgadas. A área de estudo é constituída por duas unidades litoestratigráficas principais: o Grupo Araxá (cerca de 80% da área), representado por granada-muscovita-biotita xistos com lentes restritas e subordinadas de anfibolitos, e o Complexo Monte Carmelo (cerca de 20% da área), composto por corpos granitoides. A partir dos atributos de coloração, mineralógicos e texturais, o Granito Boa Esperança foi subdividido em duas fácies: monzogranito acinzentado (fácies acinzentada) e monzogranito esbranquiçado (fácies esbranquiçada), ocorrendo ainda na área um gnaiss bandado. Mineralogicamente, as fácies graníticas e o gnaiss observado compartilham uma composição formada por quartzo, feldspato potássico, oligoclásio, biotita e muscovita, apresentando a granada como mineral acessório expressivo. O Granito Boa Esperança registra, também, uma intensa deformação tectônica de regime compressivo relacionada à Faixa de Dobramentos Brasília, evidenciada por feições de deformação plástica intracristalina, como extinção ondulante e fitas de quartzo estiradas, lamelas e geminações mecânicas em oligoclásios, além de texturas do tipo núcleo-manto em porfiroclastos, apresentando um caráter sin-tectônico. O corpo possui afinidade peraluminosa, gerada por anatexia de protólitos metassedimentares saturados em alumínio. Processos tardi- a pós-magmáticos de alteração deutérica (hidrólise) também foram identificados, marcados por uma sericitização generalizada e intensa nos cristais de oligoclásio. Os resultados refinam o contexto geológico local e auxiliam na compreensão da compartimentação estrutural e metamórfica regional da Zona Interna da Faixa Brasília.

Palavras-chave: Mapeamento Geológico. Caracterização Petrográfica. Individualização de Fácies. Peraluminoso. Faixa Brasília.

ABSTRACT

This study presents the geological characterization of the northwestern portion of the Monte Carmelo Complex (MCC) batholith, located near the municipality of Grupiara (MG), focusing on the individualization and evolutionary understanding of the Boa Esperança Granite. The methodology integrated a bibliographic review, previous geological data compilation, remote sensing using a Digital Elevation Model (DEM), and airborne geophysical mapping based on gamma-ray spectrometry data (individual K, U, and Th channels and RGB ternary composition), in addition to field stages for sample collection and petrographic thin-section analysis. The study area comprises two main lithostratigraphic units: the Araxá Group (approximately 80% of the area), represented by garnet-muscovite-biotite schists with restricted and subordinate amphibolite lenses, and the Monte Carmelo Complex (approximately 20% of the area), composed of granitoid bodies. Based on color, mineralogical, and textural attributes, the Boa Esperança Granite was subdivided into two facies: grayish monzogranite (grayish facies) and whitish monzogranite (whitish facies), with the additional occurrence of a banded gneiss in the area. Mineralogically, the granitic facies and the observed gneiss share a composition of quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite, and muscovite, with garnet as a significant accessory mineral. The Boa Esperança Granite also records intense compressive tectonic deformation related to the Brasília Fold Belt, evidenced by intracrystalline plastic deformation features such as undulatory extinction and stretched quartz ribbons, mechanical deformation lamellae and twinning in plagioclase, and core-and-mantle textures in porphyroclasts, displaying a syn-tectonic character. The body exhibits a peraluminous affinity, generated by the anatexis of aluminum-saturated metasedimentary protoliths. Late- to post-magmatic deuterics (hydrolysis) were also identified, marked by widespread and intense sericitization of plagioclase crystals. These results refine the local geological framework and contribute to the understanding of the regional structural and metamorphic compartmentalization of the Internal Zone of the Brasília Belt.

Keywords: Geological Mapping. Petrographic Characterization. Facies Individualization. Peraluminous. Brasília Belt.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área de estudo.	16
Figura 2: Contexto geotectônico da Província Tocantins, com o retângulo azul indicando a localização da área de estudo.	20
Figura 3: Mapa simplificado da Faixa Brasília apresentando indicação dos domínios Externo e Interno, e dos crátons Amazônico e do São Francisco, o polígono vermelho indica a localização da área de estudo.	21
Figura 4: Mapa geológico da região de Monte Carmelo e Abadia dos Dourados, ilustrando a distribuição do Complexo Monte Carmelo. O polígono em vermelho indica a localização da área de estudo.....	26
Figura 5: Mapa gamaespectrométrico com destaque para o canal do potássio (K), no qual as cores mais intensas (vermelho e rosa) indicam maiores concentrações desse elemento. Os pontos realizados em mapeamentos anteriores na área de estudo estão indicados por setas pretas, e os pontos em branco indicam os realizados neste trabalho.	29
Figura 6: Mapa gamaespectrométrico com destaque para o canal do urânio (U), no qual as cores moderadas (verde e amarelo) indicam maiores concentrações desse elemento. Os pontos realizados em mapeamentos anteriores na área de estudo estão indicados por setas pretas, e os pontos em branco indicam os realizados neste trabalho.	30
Figura 7: Mapa gamaespectrométrico com destaque para o canal do tório (Th), no qual as cores mais intensas (vermelho e rosa) indicam maiores concentrações desse elemento. Os pontos realizados em mapeamentos anteriores na área de estudo estão indicados por setas pretas, e os pontos em branco indicam os realizados neste trabalho.	31
Figura 8: Composição ternária (RGB), na qual a tonalidade avermelhadas/alaranjadas sinaliza concentrações de (K); tonalidades em esverdeadas/amareladas sinalizam concentrações de (Th) e as tonalidades azuladas sinaliza concentrações de (U). Os pontos realizados em mapeamentos anteriores na área de estudo estão indicados por setas pretas, e os pontos em branco indicam os realizados neste trabalho.	32
Figura 9: Mapa de pontos.....	33
Figura 10: Mapa geológico.	34
Figura 11: Aspectos de campo da unidade mapeada. A) Relevo caracterizado por topos convexos suaves, típicos da geomorfologia local; B) Detalhe do Grt-Msc-Bt xisto, com setas esbranquiçadas indicando cristais de granada; C) Afloramento em blocos do Grt-Msc-Bt xisto, evidenciando o padrão de exposição da unidade na área de estudo; D) Bolsão de granitoide de aspecto arenoso em contato com o Grt-Msc-Bt xisto.	36

Figura 12: Bloco de anfibolito visto em campo.	37
Figura 13: Aspectos geomorfológicos e de alteração dos granitoides do Complexo Monte Carmelo. A) Afloramento de granitoide em blocos, situado em fundo de vale; B) Bloco de granitoide exibindo alto grau de intemperismo; C) Relevo caracterizado por topos convexos suaves, típicos da geomorfologia local; D) Solo de coloração esbranquiçada e textura arenosa, característico do domínio dos granitoides na área de estudo.	38
Figura 14: Diagrama QAP apresentando a classificação modal para os granitoides pertencentes ao Granito Boa Esperança.	41
Figura 15: Variações texturais na fácies acinzentada do Complexo Monte Carmelo. A) Amostra de granulação fina, exibindo estrutura anisotrópica marcada pela orientação preferencial de cristais de biotita; B) Amostra de granulação grossa, apresentando a mesma orientação preferencial dos cristais de biotita, evidenciando a heterogeneidade textural desta fácies.	42
Figura 16: Fotomicrografias exibindo feições microscópicas e texturais da fácies acinzentada. A e B) Cristal milimétrico de feldspato potássico (FK) com inclusões de clinozoisita (Czo) variando de 0,1 a 0,5 mm; C e D) Cristais de quartzo (Qtz) formando fitas em resposta ao estresse tectônico; E e F) Cristal de oligoclásio (Olg) alterado e contornado assimetricamente por cristais de quartzo, desenvolvendo porfiroclastos; G e H) Cristais milimétricos de granada (Grt) hospedados como inclusões no interior de cristais de biotita (Bt).	44
Figura 17: Variações texturais na fácies esbranquiçada do Complexo Monte Carmelo. A) Amostra de granulação fina, evidenciando estrutura anisotrópica definida pela orientação preferencial dos cristais de biotita; B) Amostra de granulação grossa, com estrutura anisotrópica marcada por cristais orientados de biotita e feldspato com dimensões de até 1,5 cm; C) Afloramento em bloco da fácies esbranquiçada exibindo o desenvolvimento de capa de alteração intempérica.	45
Figura 18: Fotomicrografias exibindo feições microscópicas e texturais da fácies esbranquiçada. A e B) Cristal milimétrico de biotita (Bt) apresentando contatos sinuosos a retilíneos com cristais de quartzo (Qtz), muscovita (Msc) e oligoclásio (Olg); C e D) Cristais de quartzo (Qtz) apresentando inclusões de monazita (Mnz) e de granada (Grt); E e F) Cristal de biotita (Bt) apresentando contato retilíneo com os cristais de muscovita (Msc) e quartzo (Qtz); G e H) Cristais milimétricos de quartzo (Qtz) formando fitas em resposta ao estresse tectônico.	47
Figura 19: Aspectos do gnaiss bandado do Complexo Monte Carmelo. A) Afloramento caracterizado pela exposição na forma de blocos; B) Amostra de mão exibindo o bandamento composicional (bandamento gnáissico) marcada por cristais de muscovita com dimensões de 1 a	

2 cm; C) Detalhe da amostra de mão exibindo o bandamento composicional (bandamento gnáissico) marcada por cristais de muscovita com dimensões de 1 a 2 cm.48

Figura 20: Fotomicrografias exibindo feições microscópicas e texturais do gnaiss bandado. A e B) Cristal milimétrico de feldspato potássico (FK) em contato sinuoso com quartzo (Qtz); C e D) Cristal de oligoclásio (Olg) exibindo geminação polissintética com inclusão de quartzo (Qtz) de 0,5 mm, afetado por processo de sericitização (Ser) que lhe confere aspecto turvo; E e F) Cristal bem desenvolvido de biotita (Bt) contendo inclusões de cristais de granada (Grt) de aproximadamente 0,2 mm; G e H) Cristal de muscovita exibindo contatos retilíneos a sinuosos com quartzo (Qtz) e oligoclásio (Olg) alterado.....50

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Características gerais das fácies e do gnaiss pertencentes ao Complexo Monte Carmelo (CMC).....	39
--	----

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Sn	Estanho
U	Urânio
Mo	Molibdênio
Nb	Nióbio
Ta	Tântalo
Li	Lítio
Au	Ouro
Cu	Cobre
Al	Alumínio
Ca	Cálcio
Na	Sódio
Pb	Chumbo
Zn	Zinco
Th	Tório
K	Potássio
W	Tungstênio
Fe	Ferro
Ar	Argônio
FK	Feldspato potássico
Olg	Oligoclásio
Qtz	Quartzo
Grt	Granada
Msc	Muscovita
Bt	Biotita
Czo	Clinozoisita
Mnz	Monazita
Ct	Composição Ternária
ETRs	Elementos Terras Raras
FDB	Faixa de Dobramentos Brasília
CMC	Complexo Monte Carmelo
UFU	Universidade Federal de Uberlândia

SUMÁRIO

1-	Introdução.....	14
1.1-	Justificativa.....	14
1.2-	Objetivo geral.....	15
1.2.1-	Objetivos específicos	15
1.3-	Vias de acesso.....	15
2-	Materiais e Métodos	17
2.1-	Pré-campo	17
2.1.1-	Revisão bibliográfica	17
2.1.2-	Compilação de dados da disciplina de Mapeamento Geológico II	17
2.1.3-	Sensoriamento Remoto	17
2.2-	Atividade de Campo	18
2.3-	Pós-Campo	18
2.3.1-	Petrografia	18
2.3.2-	Integração dos dados	19
3-	Geologia Regional.....	20
3.1-	Contexto Geotectônico	20
3.2-	Faixa de Dobramentos Brasília	21
3.3-	Grupo Araxá	24
3.4-	Complexo Abadia dos Dourados.....	25
3.5-	Complexo Monte Carmelo	25
3.6-	Suíte Granítica Estrela do Sul	27
4-	Resultados	28
4.1-	Gamaespectrometria.....	28
4.1.1-	Canal do potássio (K).....	28
4.1.2-	Canal do urânio (U).....	30
4.1.3-	Canal do tório (Th).....	31
4.1.4-	Composição ternária (RGB).....	32

4.2- Geologia local	33
4.2.1- Grupo Araxá	34
4.2.1.1- Granada-muscovita-biotita xisto	35
4.2.1.2- Anfibolito	36
4.2.2- Complexo Monte Carmelo	38
4.2.2.1- Monzogranito Acinzentado (Fácies Acinzentada)	41
4.2.2.2- Monzogranito Esbranquiçado (Fácies Esbranquiçada)	45
4.2.2.3- Gnaisse	48
5- Discussão	51
6- Conclusão	53
Referências	54

1- Introdução

As rochas graníticas distribuem-se amplamente pelo planeta, ocorrendo tanto em contextos tectônicos antigos quanto em ambientes geodinamicamente ativos, e constituem importantes registros do comportamento geodinâmico da Terra (GONZÁLEZ-ESVERTIT *et al.*, 2025). O estudo sistemático de corpos graníticos possibilita compreender a relação entre a sua gênese, evolução e as estruturas das rochas encaixantes, como zonas de cisalhamento, e com as estruturas internas dos plútons (CAVALCANTE, 2015).

Além de sua relevância científica, os corpos graníticos apresentam significativa importância econômica, associam-se a depósitos de ETRs, leves e pesados, Sn, W, U, Mo, Nb, Ta, Li e Au, além de metais base, porque podem conter depósitos de Pb, Cu, Fe e Zn. Em determinados contextos, também possuem destaque como rochas ornamentais, a exemplo da Província Pegmatítica do Leste Brasileiro, reconhecida como uma das principais fontes de gemas e rochas ornamentais do país (SIAL *et al.*, 2011).

O Complexo Monte Carmelo (CMC), unidade onde se insere a área de estudo, corresponde a um batólito localizado entre os municípios de Monte Carmelo (MG), Abadia dos Dourados (MG), Coromandel (MG), Estrela do Sul (MG) e Grupiara (MG). Esse complexo associa-se a volumosos corpos de anfibolitos de granulação média a grossa, pertencentes ao Complexo Chapada das Perdizes, e apresenta intensa deformação, sobretudo em suas bordas (SEER & MORAES, 2013).

Nesse contexto, o CMC ainda demanda estudos mais detalhados, incluindo mapeamento geológico de maior detalhe, a fim de refinar a compreensão de sua gênese e evolução tectono-magmática.

1.1- Justificativa

Os mapeamentos geológicos disponíveis para a região, elaborados em escalas, como 1:100.000, apresentam lacunas expressivas quanto ao nível de detalhamento. Nota-se, inclusive, a ausência do registro de alguns corpos rochosos que não são representados nesses levantamentos regionais e que foram identificados em trabalhos de campo da disciplina de mapeamento geológico da Universidade Federal de Uberlândia (UFU).

Diante desse cenário, o presente trabalho justifica-se pela carência de informações geológicas e pela necessidade de aprofundar o conhecimento acerca do CMC, com o objetivo de aprimorar a compreensão dessa unidade. Os resultados obtidos contribuirão para o refinamento do arcabouço geológico regional e para o maior detalhamento da geologia da área estudada.

1.2- Objetivo geral

O principal objetivo deste trabalho consiste no mapeamento geológico em escala 1:25.000, aliado à caracterização petrográfica, da porção noroeste do batólito do CMC, situado nas proximidades do município de Grupiara (MG).

1.2.1- Objetivos específicos

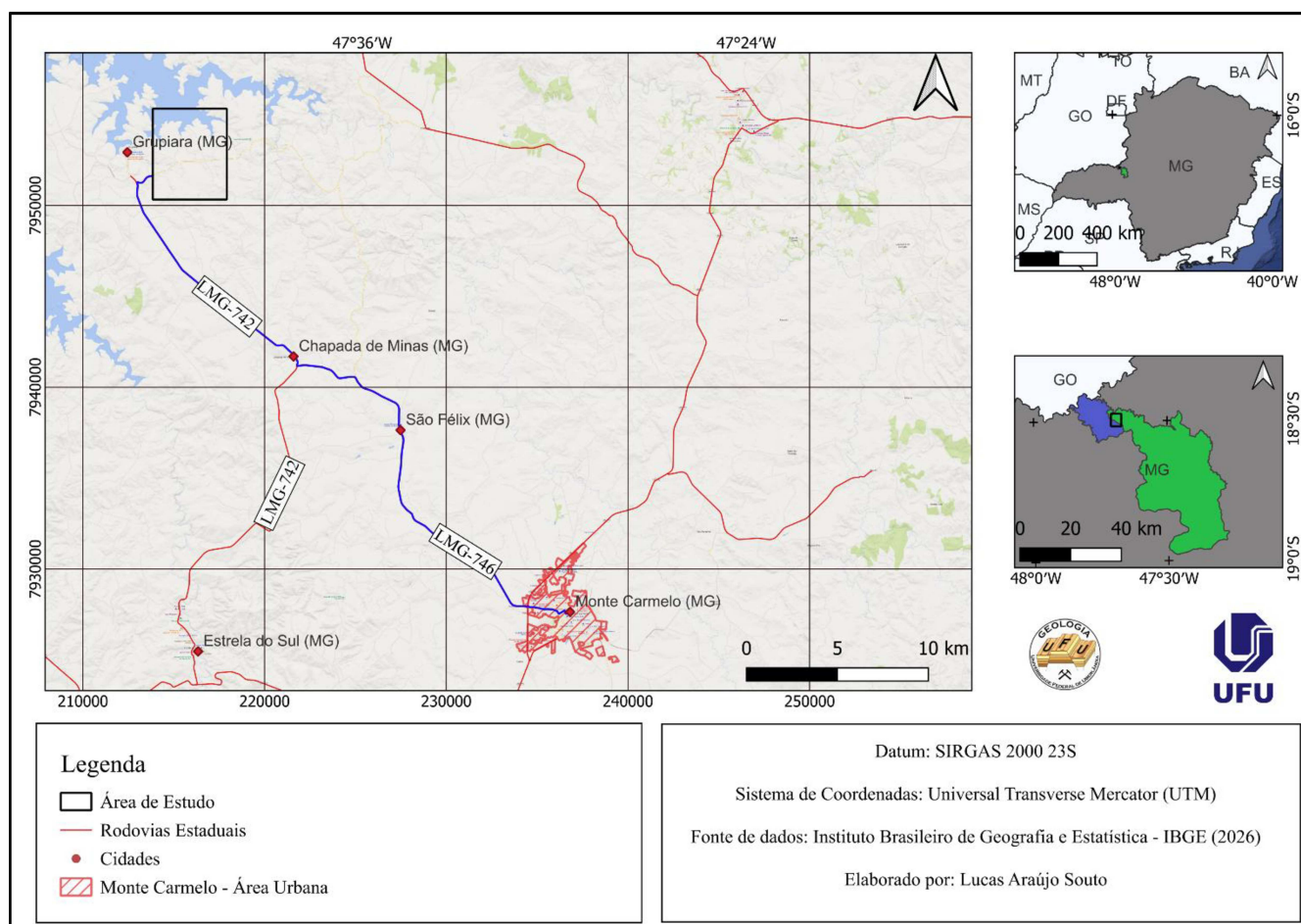
- Delimitar as anomalias do corpo granítico por meio de dados gamaespectrométricos (K, U, Th e RGB);
- Subdividir em fácies e classificar o Granito Boa Esperança em diagrama modal (QAP);
- Descrever a mineralogia e identificar feições estruturais em lâmina delgada;
- Discutir a gênese e os processos pós-magmáticos do Granito Boa Esperança a partir das características petrográficas e estruturais, relacionando-o ao contexto tectônico do Complexo Monte Carmelo e da Faixa Brasília Meridional.

1.3- Vias de acesso

A área de estudo está situada no estado de Minas Gerais, na região do Alto Paranaíba/Triângulo Mineiro, nas proximidades do município de Grupiara (MG), a noroeste do município de Monte Carmelo (MG). A área está inserida na carta topográfica de Catalão (SE-23-Y-A-I) e é delimitada pelas seguintes coordenadas em UTM: X1: 213847.00 e Y1: 7955323.00; X2: 217922.00 e Y2: 7955324.00; X3: 213847.00 e Y3: 7950323.00; X4: 217921.00 e Y4: 7950324.00.

O acesso à área de estudo é realizado pela rodovia LMG-746, percorrendo-se aproximadamente 24 km a partir da cidade de Monte Carmelo, onde se localiza o *campus* Araras da Universidade Federal de Uberlândia (UFU), passando pelo distrito de São Félix. Em seguida, utiliza-se a rodovia LMG-742, passando pelo distrito de Chapada de Minas, por cerca de 16 km até o município de Grupiara. A área de estudo encontra-se a aproximadamente 3 km desse município (Figura 1).

Figura 1: Localização da área de estudo.



Fonte: o autor.

2- Materiais e Métodos

Para a execução deste trabalho, as atividades foram organizadas em três etapas principais: pré-campo, campo e pós-campo. Cada uma dessas etapas seguiu uma abordagem metodológica previamente definida, para garantir a obtenção de dados, a realização das atividades de campo e a elaboração dos produtos finais.

A seguir, são descritas as etapas supracitadas, detalhando os procedimentos adotados em cada fase do desenvolvimento do trabalho, bem como os materiais necessários para a execução dos trabalhos.

2.1- Pré-campo

2.1.1- Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica foi realizada ao longo de todas as etapas deste trabalho. Foram utilizados os estudos publicados sobre a região, com ênfase no contexto geológico regional da área, bem como a petrogênese de granitoides. Para isso, foram consultados artigos científicos, teses, dissertações, livros especializados, relatórios técnicos e mapas geológicos. Todo o material empregado na elaboração deste trabalho foi consultado em meio digital, por meio do Portal de Periódicos da CAPES e do Google Acadêmico.

2.1.2- Compilação de dados da disciplina de Mapeamento Geológico II

Nesta etapa, utilizaram-se dados de mapeamentos realizados no semestre 2023/02, da disciplina de Mapeamento Geológico II (IGUFU32908) pertencente ao curso de Geologia da Universidade Federal de Uberlândia (UFU). O banco de dados incluiu a localização dos pontos visitados, amostras e arquivos *shapefile* das litologias, fundamentais para a elaboração do mapa geológico preliminar, utilizado na etapa de campo. Adicionalmente, integraram-se os resultados de um projeto de iniciação científica (Edital DIRPE nº 1/2024, projeto nº 1412396), focado na descrição macroscópica das amostras coletadas na referida área.

2.1.3- Sensoriamento Remoto

Nesta etapa, foram utilizadas imagens do satélite ALOS PALSAR para a confecção do Modelo Digital de Elevação (MDE), bem como para a extração de curvas de nível, mapas de declividade e sombreamento (*hillshade*). Também foram realizados os traçados de drenagens, vias de acesso e localidades, todos em formato *shapefile*, além da elaboração do mapa geológico preliminar, a partir da análise integrada das imagens de satélite, dos mapas geofísicos e dos arquivos em formato *shapefile* das litologias, provenientes do banco de dados da disciplina de Mapeamento Geológico II.

Foram empregadas, ainda, imagens geofísicas obtidas no banco de dados da GeoSGB (Sistema de Geociências do Serviço Geológico do Brasil). Foram utilizadas imagens provenientes de levantamentos aerogeofísicos por meio da técnica de gamaespectrometria, a partir das quais foram elaborados mapas de realce dos canais de potássio (K), urânio (U) e tório (Th), além da composição ternária (RGB) com o objetivo de auxiliar na delimitação do corpo granítico estudado.

O sensoriamento remoto e as imagens geofísicas foram trabalhados em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG), utilizando o *software* QGIS, versão 3.40. Todo o projeto foi elaborado no sistema de coordenadas Universal Transverse Mercator (UTM), *datum* SIRGAS 2000, zona 23S.

2.2- Atividade de Campo

O trabalho de campo foi realizado no mês de abril de 2026. Durante o campo, foram observados as estruturas, texturas e mineralogia das rochas, para posteriormente serem classificadas.

Os instrumentos de trabalho incluíram lupa de bolso para observação mineralógica, martelo geológico para coleta de amostras, sacos plásticos para acondicionamento das amostras coletadas, bússola geológica para obtenção de dados estruturais e aparelho celular com o aplicativo *Avenza Maps* para georreferenciamento e registro fotográfico dos afloramentos.

O trabalho de campo foi conduzido com base nos produtos previamente elaborados, como a base cartográfica, o mapa geológico preliminar e os mapas geofísicos, a fim de orientar os caminhamentos e otimizar a coleta de dados durante a atividade em campo.

2.3- Pós-Campo

2.3.1- Petrografia

Nesta etapa, as 8 amostras foram encaminhadas ao Laboratório de Microscopia e Petrografia da Universidade Federal de Uberlândia, *campus* Monte Carmelo, onde foram descritas, catalogadas e selecionadas para a confecção de lâminas petrográficas.

As amostras selecionadas, foram levadas ao Laboratório de Preparação de Amostras da Universidade Federal de Uberlândia para serem cortadas e encaminhadas à empresa GeoLab para a confecção de 5 lâminas delgadas.

As seções delgadas foram analisadas em microscópio petrográfico de luz transmitida da marca Lumen, no Laboratório de Microscopia e Petrografia da Universidade Federal de Uberlândia (UFU). A identificação e a abreviação dos minerais nas fotomicrografias seguiram as convenções estabelecidas na lista de símbolos e abreviaturas deste trabalho. A estimativa modal

mineralógica foi realizada por varredura visual de toda a extensão das lâminas, com a utilização de diferentes aumentos ópticos.

2.3.2- Integração dos dados

Essa etapa final, permitiu a consolidação da integração entre os dados obtidos em campo e as informações provenientes do levantamento bibliográfico, culminando na elaboração do mapa geológico, na análise petrográfica e na produção do presente trabalho.

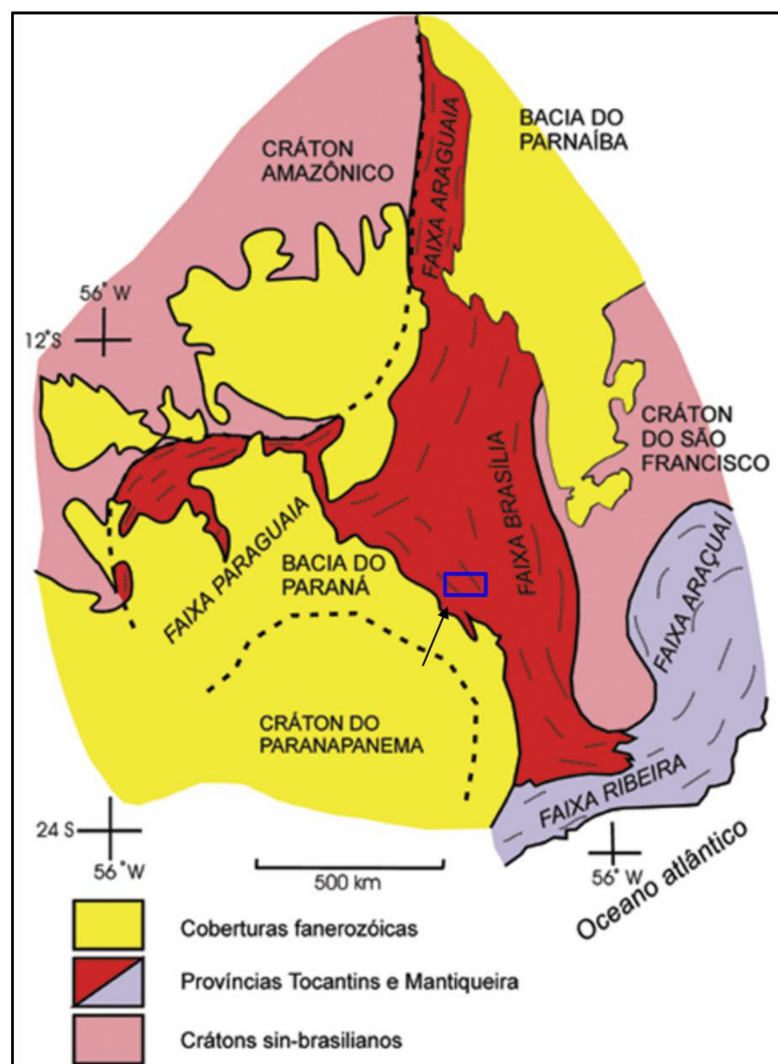
3- Geologia Regional

3.1- Contexto Geotectônico

A Província Tocantins é um cinturão orogênico situado entre os crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema. É composta por três faixas orogênicas: Paraguai, Araguaia e Brasília. Tais faixas foram formadas a partir da orogênese brasileira dos crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema, durante o Neoproterozoico (ALMEIDA et al., 1977; VALERIANO et al., 2004) (Figura 2).

Essas faixas correspondem a bacias sedimentares de idades mesoproterozoica e neoproterozoica que passaram por processos de inversão tectônica, enquanto os crátons representam áreas estáveis, não afetadas pelos eventos relacionados a essa orogênese (UHLEIN *et al.*, 2012).

Figura 2: Contexto geotectônico da Província Tocantins, com o retângulo azul indicando a localização da área de estudo.

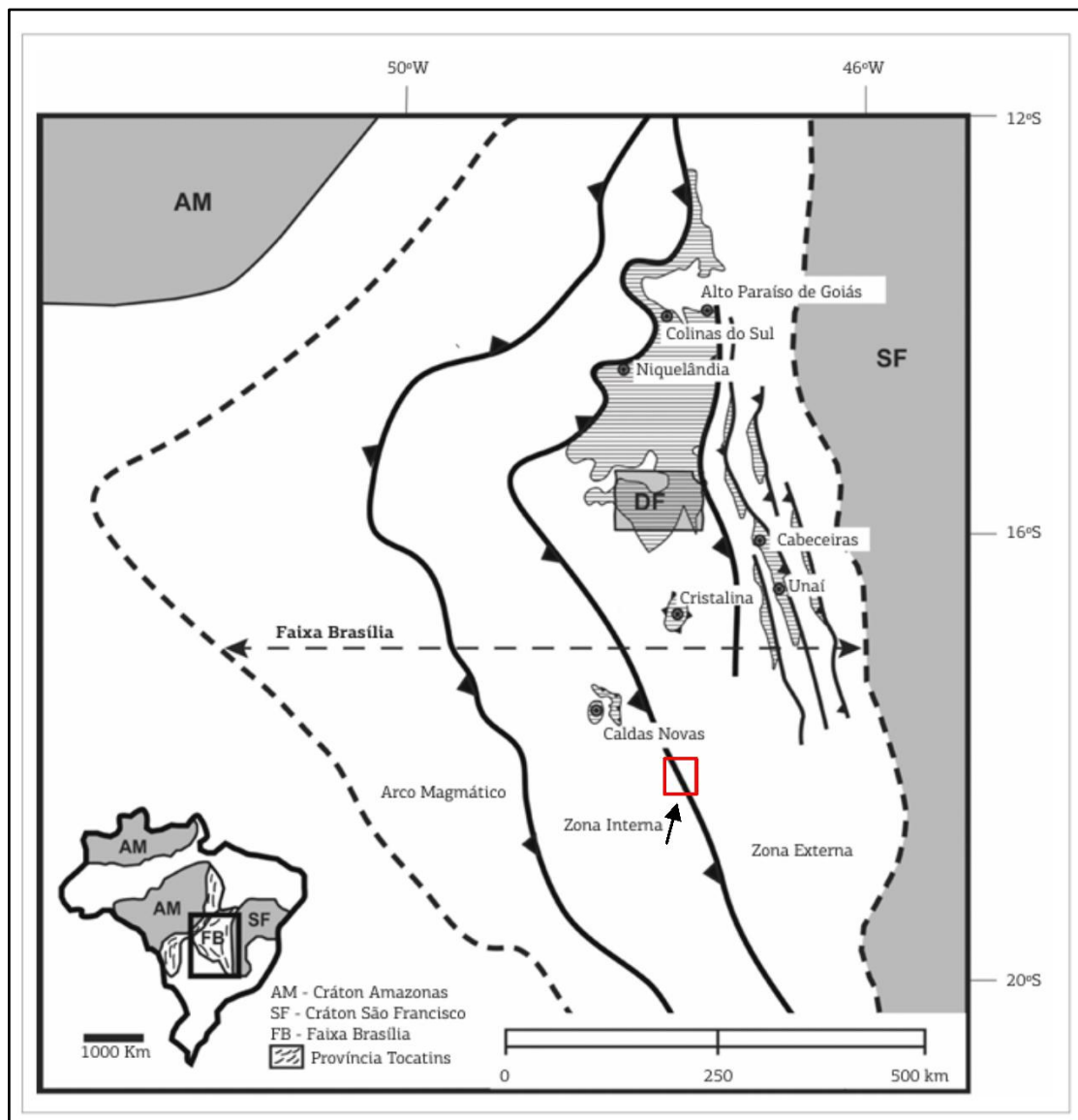


Fonte: Modificado de Valeriano *et al.* (2004).

3.2- Faixa de Dobramentos Brasília

A Faixa de Dobramentos Brasília (FDB) corresponde a um cinturão de dobramentos de idade neoproterozoica que ocorre na borda ocidental do Cráton do São Francisco, estendendo-se pelos estados de Tocantins, Goiás e Minas Gerais. Essa faixa apresenta aproximadamente 1.200 km de comprimento por 300 km de largura (VALERIANO *et al.*, 2004; 2008). A faixa é marcada por dois ramos distintos, a Faixa Brasília Setentrional, de orientação NE, e a Faixa Brasília Meridional, de orientação NW, onde se localiza a área de estudo (VALERIANO *et al.*, 2004). (Figura 3)

Figura 3: Mapa simplificado da Faixa Brasília apresentando indicação dos domínios Externo e Interno, e dos crátons Amazônico e do São Francisco, o polígono vermelho indica a localização da área de estudo.



Fonte: Modificado de Campos *et al.* (2013)

Segundo Fuck *et al.* (1994), a região meridional da FDB pode ser dividida em três grandes compartimentos: Zona Cratônica, Zona Externa e Zona Interna.

A Zona Cratônica consiste em restritas exposições do embasamento e extensas coberturas fanerozoicas e pré-cambrianas, representadas principalmente pelos Grupos Paranoá e Bambuí. O Grupo Paranoá é caracterizado pela presença de sedimentos terrígenos e carbonáticos típicos de margens passivas, dispostos ao longo ou entre falhas inversas. Já o Grupo Bambuí é marcado pela ocorrência de depósitos glaciais, seguidos por sequências argilo-carbonatadas e pacotes de arcóseos, siltitos e grauvacas, depositados em ambiente de mar epicontinental. As deformações nessa zona são expressas por ondulações amplas e suaves, tornando-se mais intensas ao longo das falhas inversas e nas bordas do cráton (FUCK *et al.*, 1994).

A Zona Externa é composta por unidades metassedimentares pertencentes aos Grupos Paranoá e Canastra, além de porções de seu embasamento, estruturadas em um cinturão de dobras e empurrões de antepaís. No setor norte, a cobertura metassedimentar é representada por uma estreita faixa de unidades psamo-pelíticas e carbonáticas do Grupo Paranoá. No restante do setor, afloram rochas do embasamento, terrenos granito-gnáissicos e associações vulcano-sedimentares das Formações Ticunzal e dos Grupos Araí e Serra da Mesa, variavelmente afetadas por eventos termo-tectônicos brasileiros e sobrepostas por falhas inversas ao Grupo Bambuí, a leste (FUCK *et al.*, 1994).

Na região do Distrito Federal, mais ao sul, há extensas exposições do Grupo Paranoá, que formam um cinturão de dobras e empurrões em nível crustal raso, onde a intensidade da deformação e do metamorfismo aumenta em direção ao interior da faixa. No setor meridional, predominam metassedimentos dos Grupos Vazante e Ibiá, além do Grupo Canastra (VALERIANO *et al.*, 2004; FUCK *et al.*, 1994). O Grupo Vazante apresenta sequências argilosas e argilo-dolomíticas com ocorrência de estromatólitos, enquanto o Grupo Ibiá, forma uma lasca tectônica que se estende de Araxá até Goiânia, encontrando-se posicionada entre o Grupo Araxá (escama superior) e o Grupo Canastra (escama inferior). (FUCK *et al.*, 1994; VALERIANO *et al.*, 2004).

A Zona Interna, onde está localizada a área de estudo, é composta por unidades alóctones, representadas principalmente por mica xistos e rochas associadas ao Grupo Araxá, incluindo também porções de embasamento. Essas rochas derivam, em sua maioria, de sedimentos distais com características turbidíticas, associados a sedimentos químicos e a contribuições vulcânicas. A estrutura dessa zona é complexa e ainda constitui objeto de debate. Estudos realizados na década de 1990 indicam que as deformações que afetaram o Grupo Araxá apresentam a mesma assinatura cinemática observada na zona externa, sugerindo que suas rochas podem ser contemporâneas aos metassedimentos dessa última (FUCK *et al.*, 1994).

No extremo sul da faixa, a estrutura apresenta imbricamentos tectônicos, com a *nappe* de Araxá sobreposta a outros sistemas de cavalgamento. O metamorfismo é inverso, aumentando da base para o topo, e os indicadores cinemáticos apontam para um transporte tectônico dirigido para leste. Na região de Coromandel, o Grupo Araxá é representado por rochas metavulcânicas e metassedimentares, incluindo metabasaltos com afinidade a toleítos de fundo oceânico. Mais ao norte, essas unidades exibem características de *mélange* ofiolítica, composta por mica xistos, gnaisses, anfibolitos e serpentinitos. A estruturação é dominada por *nappes* e empurrões com vergência voltada para o cráton (FUCK *et al.*, 1994).

No que diz respeito à evolução estrutural, a Faixa Brasília Meridional é marcada por um arcabouço tectônico resultante da sobreposição de diversas fases deformacionais essencialmente compressivas. Conforme discutido por Uhlein *et al.* (2012) e Valeriano *et al.* (2004), a fase deformacional dominante D1 desenvolveu-se em um regime de tectônica tangencial, com deslocamento preferencial das massas rochosas para leste, em direção ao Cráton do São Francisco. Essa etapa foi responsável pela formação de grandes estruturas de cavalgamento, pela geração de *nappes*, pelo desenvolvimento da foliação regional penetrativa S1 e por dobras isoclinais a recumbentes. Essa fase está associada a condições metamórficas de médio a alto grau, compatíveis com a fácies anfibolito.

Em estágio subsequente, o orógeno foi submetido a uma segunda fase deformacional D2, que promoveu o redobramento das estruturas previamente estabelecidas, originando dobras abertas a fechadas, com orientações variáveis, além da formação de clivagem de crenulação S2, conforme Uhlein *et al.* (2012).

Ademais, verifica-se distinção significativa entre os estilos estruturais e a evolução temporal dos eventos tectônicos nos segmentos setentrional e meridional da Faixa Brasília. No setor meridional, predominam estruturas compressivas vinculadas às fases iniciais da colisão continental, caracterizadas por empurrões de grande escala, desenvolvimento de *nappes* e elevado encurtamento crustal, com expressiva atuação de deformação dúctil em níveis mais profundos da crosta (VALERIANO *et al.*, 2004; UHLEIN *et al.*, 2012).

Por outro lado, o segmento setentrional registra uma história tectônica mais complexa, marcada por maior influência de tectônica transcorrente tardia, evidenciada por zonas de cisalhamento oblíquas e estruturas de caráter transpressivo (VALERIANO *et al.*, 2004; UHLEIN *et al.*, 2012).

Essa diferença sugere uma evolução diacrônica do orógeno, na qual a porção meridional teria vivenciado os estágios colisionais de maneira mais precoce, enquanto a porção setentrional

foi mais fortemente afetada por rearranjos tectônicos tardios, associados às etapas finais da amalgamação do Gondwana Ocidental (VALERIANO *et al.*, 2004; UHLEIN *et al.*, 2012).

O estágio final da evolução da Faixa Brasília caracterizou-se pela atuação de zonas de cisalhamento transcorrentes tardias, associadas ao resfriamento progressivo do orógeno, processo registrado por idades isotópicas entre aproximadamente 600 a 560 Ma através do método geocronológico K-Ar (Potássio-Argônio) aplicado aos metassedimentos. (VALERIANO *et al.*, 2004).

3.3- Grupo Araxá

Segundo Barbosa *et al.* (1970), o Grupo Araxá é composto predominantemente por xistos de duas micas com predomínio da muscovita, encontrados nas proximidades da cidade de Araxá (MG) contendo granada, rutilo, zircão, turmalina e estauroilita como minerais acessórios. De forma subordinada, ocorrem quartzitos e anfibolitos. Na folha de Araxá, os quartzitos aparecem em torno do domo do Barreiro, parcialmente fenitizados por intrusões ígneas (BARBOSA *et al.*, 1970).

O Grupo Araxá constitui uma extensa faixa de metassedimentos que se estende do sudoeste de Minas Gerais ao estado de Goiás. A unidade é composta por sequências neoproterozoicas depositadas em ambientes de margem passiva e bacias do tipo fore-arc/back-arc, abrangendo sistemas de talude e sopé continental, além de uma sequência ígnea máfica basal. Tais unidades foram submetidas a metamorfismo de média a alta pressão, atingindo condições de fácies xisto verde, anfibolito e, localmente, granulito (PIMENTEL *et al.*, 2001; VALERIANO *et al.*, 2004).

Essa sequência metassedimentar é constituída predominantemente por rochas metapelíticas, como mica xistos e gnaisses de origem paraderivada, ocorrendo de forma subordinada quartzitos, formações ferríferas e mármore (SEER *et al.*, 2001; PIMENTEL *et al.*, 2001). Associada a essa sequência, ocorre uma importante contribuição máfica, composta essencialmente por anfibolitos derivados de protólitos basálticos e gabroicos, além de xistos máficos e, subordinadamente, rochas metaultramáficas. Os protólitos basálticos apresentam assinaturas geoquímicas compatíveis com E-MORB (Basaltos de Cadeia Meso-Oceânica Enriquecidos).

No Grupo Araxá, também são descritas lentes de rochas metamáficas, como anfibolito, granada anfibolito, e de rochas metaultramáficas, incluindo serpentinitos, anfibólio xisto, actinolita xisto, clorita xisto e talco xisto. Essas associações são interpretadas como remanescentes de assoalho oceânico, exibindo características típicas de *mélange* ofiolítica, relacionadas a processos de obducção sobre margem continental por meio de sistemas de *nappes* (NAVARRO *et al.*, 2019). Ainda segundo esses autores, as rochas do Grupo Araxá apresentam distribuição bimodal de idades-modelo entre 1,76 e 2,26 Ga, indicando que as fontes dos metassedimentos estão vinculadas

tanto ao Arco Magmático de Goiás quanto a terrenos paleoproterozoicos (NAVARRO *et al.*, 2019).

3.4- Complexo Abadia dos Dourados

Brod *et al.* (1991), definiram o Complexo Abadia dos Dourados como a Sequência Vulcano-Sedimentar de Abadia dos Dourados. Essa sequência é composta por uma sucessão de anfibolitos finos, meta-tufos ácidos, meta-pelitos e meta-cherts ferruginosos. A unidade é seccionada por falhas de empurrão e pode ser subdividida em três grandes faixas com direção predominante NW.

A Sequência Vulcano-Sedimentar de Abadia dos Dourados, definida por Brod *et al.* (1991), foi reclassificada como Complexo Abadia dos Dourados, por Pinho *et al.* (2017), conforme o Código de Nomenclatura Estratigráfica vigente no Brasil (Art. B.11), o qual define “Complexo” como a associação de rochas de diversas classes, sedimentares, ígneas e/ou metamórficas.

Os protólitos das rochas que compõem o Complexo Abadia dos Dourados foram depositados em ambiente marinho profundo, associado a vulcanismo básico, representado por basaltos toleíticos ricos em ferro. O metamorfismo dessas rochas atingiu o grau da fácies xisto verde, zona da clorita compatível com os eventos deformacionais tectônicos registrados para o setor meridional da Faixa Brasília. Amostras de anfibolitos coletadas no leito do rio Dourados, no município de Abadia dos Dourados (MG), apresentaram idade de 812 Ma, obtida pelo método U-Pb a partir de datações em zircões (PINHO *et al.*, 2017).

3.5- Complexo Monte Carmelo

Inicialmente, o Complexo Monte Carmelo foi descrito por Barbosa *et al.* (1970), no qual os autores descreveram como um Complexo Granito Gnáissico de composição granodiorítica com intercalações de anfibolitos, observando afloramentos próximo as cidades de Monte Carmelo (MG) e Abadia dos Dourados (MG).

Posteriormente, Brod *et al.* (1991) descrevem o Complexo Granito Gnáissico como granitoides sin a tardi cinemáticos, destacando os granitos Morro da Onça, Serra da Mandioca, Fazenda Gairoba, Altinha e Confina, além de corpos menores de biotita granitoides tardi cinemáticos. Esses corpos são de dimensões variadas, são injetados nas zonas de cisalhamento, e pertencem ao Complexo.

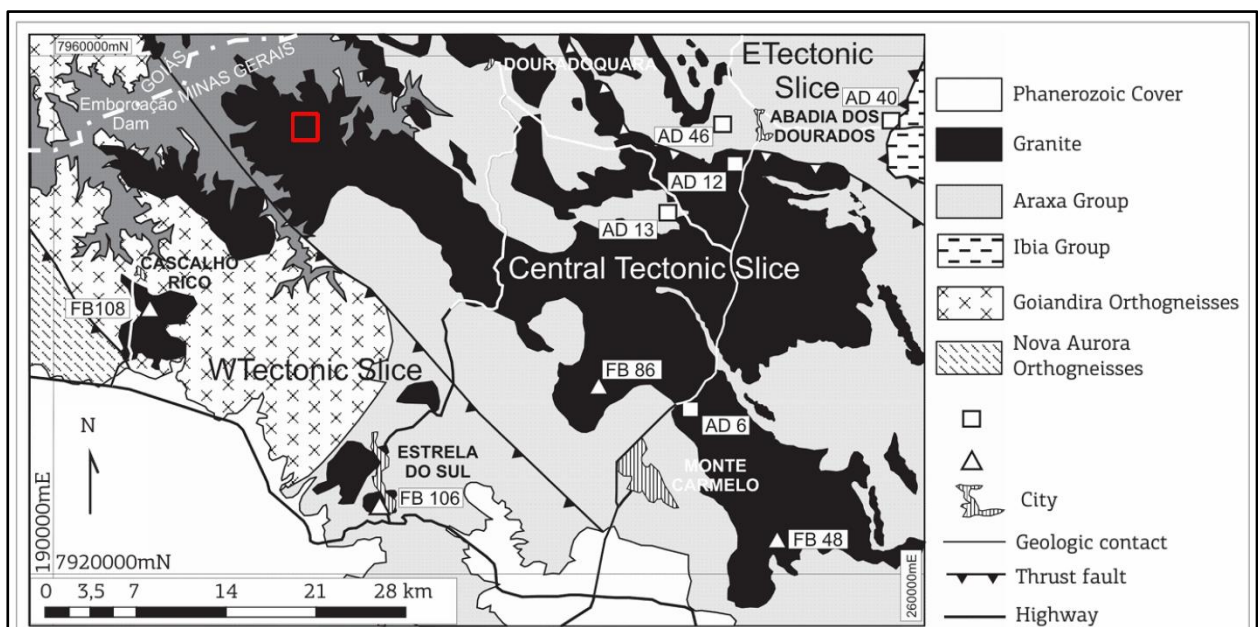
Pereira *et al.* (1983) classificaram a unidade como rochas intrusivas formadas sob condições metamórficas da fácies epidoto-anfibolito, denominando-a de Complexo Monte Carmelo.

Seer e Moraes (2013) descrevem o Complexo Monte Carmelo como um batólito situado entre os municípios de Monte Carmelo (MG) e Abadia dos Dourados (MG). Esse Complexo está associado a um grande volume de anfibolitos de granulação média a grossa, pertencentes ao Complexo Chapada das Perdizes, e encontra-se intensamente deformado, especialmente em suas bordas.

Brod *et al.* (1991) interpretam o CMC como sin-tectônico, enquanto Seer e Moraes (2013) o caracterizam como pré-colisional, datado em torno de 790 Ma que foi remobilizado parcialmente durante evento colisional posterior a aproximadamente 630 Ma. O CMC é classificado como metaluminoso a peraluminoso e engloba diversas fácies, incluindo composições de tonalito, granodiorito, sienogranito e monzogranito, nas quais ocorrem fases aluminosas com muscovita e granada (SEER; MORAES, 2013).

Por fim, Pinho *et al.* (2017) descrevem que o CMC ocorre nas folhas geológicas de Coromandel e Monte Carmelo. A unidade é constituída por rochas granitoides de coloração cinza a esbranquiçada e amarelada, com composição análoga àquela descrita anteriormente por Seer e Moraes (2013) (Figura 4).

Figura 4: Mapa geológico da região de Monte Carmelo e Abadia dos Dourados, ilustrando a distribuição do Complexo Monte Carmelo. O polígono em vermelho indica a localização da área de estudo.



Fonte: modificado de Seer e Moraes (2013).

3.6- Suíte Granítica Estrela do Sul

A Suíte Estrela do Sul foi descrita por Barbosa *et al.* (1970) como uma intrusão de rochas granodioríticas nos mica xistos do Grupo Araxá, cuja estrutura original não foi modificada, mas apenas interrompida pela intrusão.

Segundo Seer e Moraes (2013), a Suíte Estrela do Sul corresponde ao último dos três episódios graníticos relacionados a um ambiente tectônico colisional, resultante do retrabalhamento de fontes crustais neoproterozoicas. O corpo granítico apresenta deformações nas bordas, enquanto as porções internas são mais preservadas, sendo interpretado como uma intrusão granítica tardi a pós-colisional, com idade de cristalização em $632 \pm 3,2$ Ma partir da datação U-Pb em zircão (SEER & MORAES, 2013; SANTOS *et al.*, 2019).

Os granitos da Suíte Estrela do Sul são classificados como sienogranitos, com fácies monzograníticas e álcali-graníticas, contendo muscovita como mineral acessório característico.

4- Resultados

4.1- Gamaespectrometria

Segundo Ulbrich *et al.* (2009), a gamaespectrometria é apresentada como uma ferramenta fundamental para o mapeamento geológico e a prospecção de depósitos minerais em granitoides. Essa técnica baseia-se na medição da radiação gama emitida pelo decaimento natural de isótopos de potássio (K), urânio (U) e tório (Th). O enriquecimento em K, U e Th é uma característica marcante da granitogênese. Granitos altamente diferenciados ou "evoluídos" (como os leucogranitos) tendem a mostrar concentrações ainda mais altas desses elementos. Em climas tropicais, como no Brasil, o intemperismo altera drasticamente essa resposta.

O potássio (K) é extremamente móvel. Sinais fortes indicam rocha fresca ou alteração hidrotermal. Sinais fracos ou nulos em áreas graníticas evidenciam a lixiviação do elemento pelas chuvas intensas (ULBRICH *et al.*, 2009).

O urânio (U) é moderadamente móvel. Por ser solúvel (como íon uranila), ele pode migrar, o que geralmente enfraquece o sinal gamaespectrométrico em solos e granitos alterados em comparação com a rocha fresca (ULBRICH *et al.*, 2009).

O tório (Th) é altamente estável. É o mais confiável para identificar o teor original da rocha, pois fica retido em minerais (como o zircão) no solo residual (ULBRICH *et al.*, 2009).

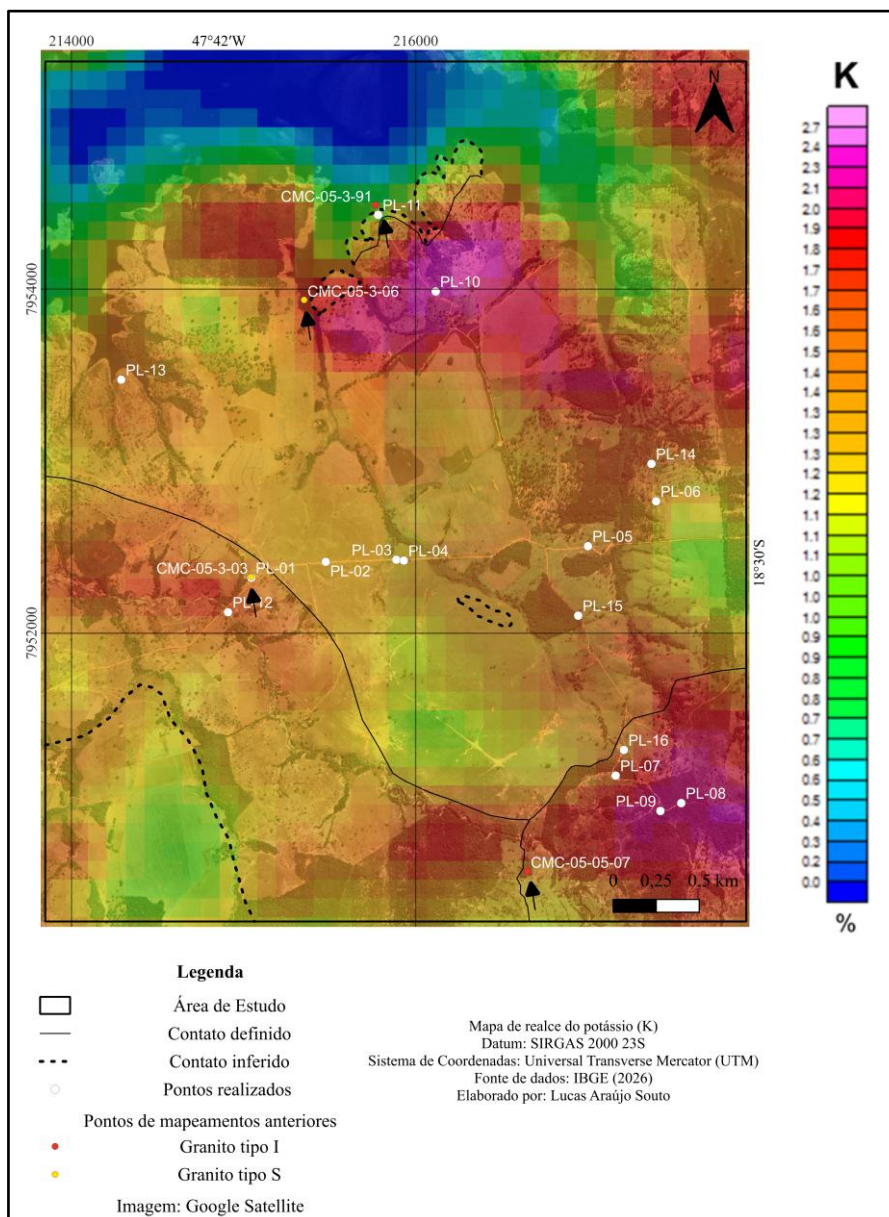
A utilização da composição ternária (RGB) também auxilia no mapeamento geológico, visto que rochas graníticas apresentam assinaturas com teores elevados dos três radioelementos (K, U e Th) em comparação a rochas máficas ou ultrabásicas (DICKSON & SCOTT, 1997).

4.1.1- Canal do potássio (K)

A partir da análise dos mapas gamaespectrométricos nos canais K, U e Th, com destaque para o canal do potássio, observa-se que as áreas representadas por cores mais intensas, variando do vermelho ao rosa, correspondem a regiões com altos teores de K e apresentam a presença de rochas graníticas. A resposta geofísica no canal do potássio, especialmente na porção sudeste da área de estudo, evidencia ocorrências de granitoides (Figura 5).

A integração desses dados com informações obtidas na disciplina de Mapeamento Geológico II, baseadas em levantamentos anteriores realizados na área, indica a existência de quatro pontos com amostras localizados nas proximidades dessas anomalias geofísicas. Tais anomalias coincidem com setores que apresentam maior rugosidade nas imagens de satélite e, pontualmente, exposição de solos de coloração esbranquiçada, característica típica do intemperismo de rochas graníticas.

Figura 5: Mapa gamaespectrométrico com destaque para o canal do potássio (K), no qual as cores mais intensas (vermelho e rosa) indicam maiores concentrações desse elemento. Os pontos realizados em mapeamentos anteriores na área de estudo estão indicados por setas pretas, e os pontos em branco indicam os realizados neste trabalho.



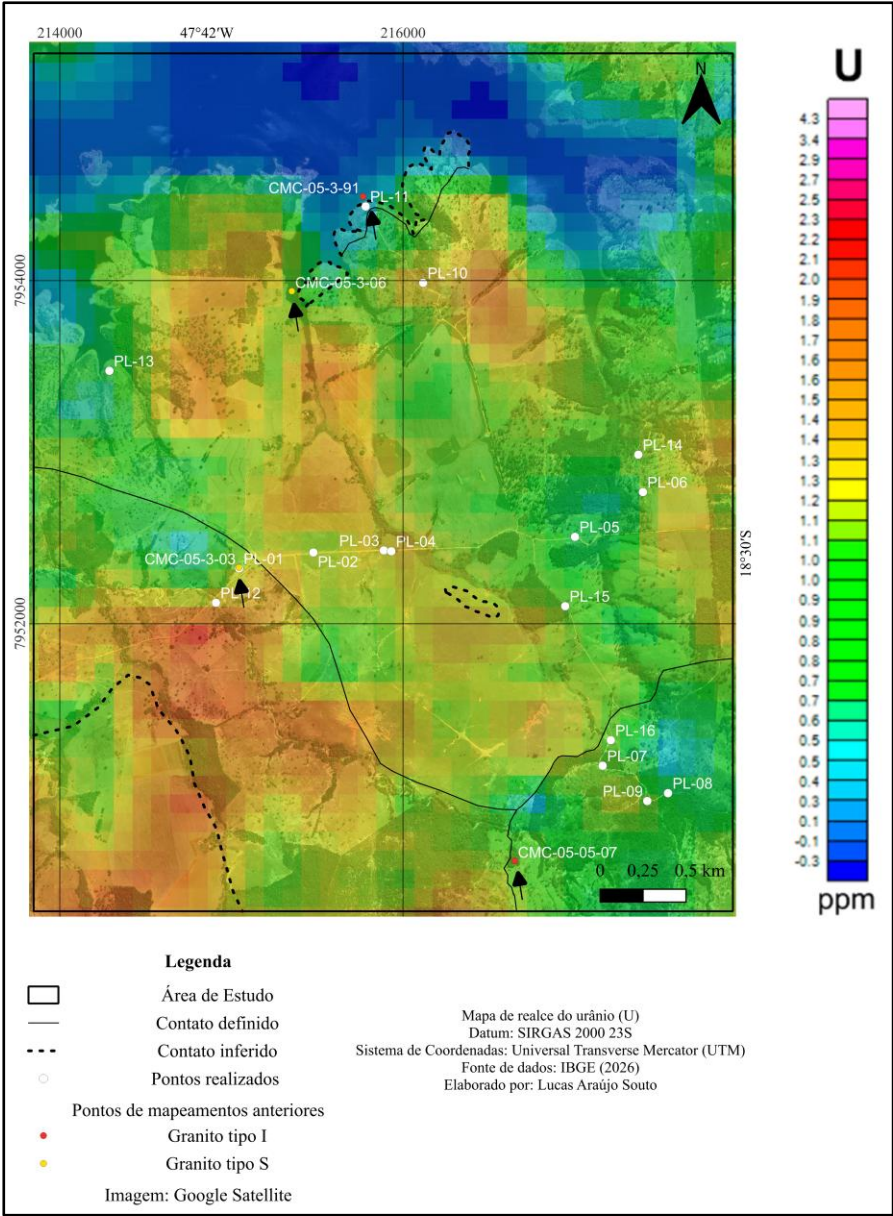
Fonte: o autor (2026).

4.1.2- Canal do urânio (U)

No canal do U, observa-se que, na área de estudo, a resposta geofísica a esse elemento é de média a baixa intensidade, representada por cores que variam do verde ao amarelo. Esse padrão pode estar relacionado à moderada mobilidade geoquímica do U, o que tende a atenuar seu sinal.

A resposta menos expressiva está associada à presença de solos espessos e rochas intensamente alteradas, especialmente na porção central da área de estudo. As anomalias de baixa concentração de U coincidem com áreas que apresentam baixa a moderada rugosidade nas imagens de satélite (Figura 6).

Figura 6: Mapa gamaespectrométrico com destaque para o canal do urânio (U), no qual as cores moderadas (verde e amarelo) indicam maiores concentrações desse elemento. Os pontos realizados em mapeamentos anteriores na área de estudo estão indicados por setas pretas, e os pontos em branco indicam os realizados neste trabalho.



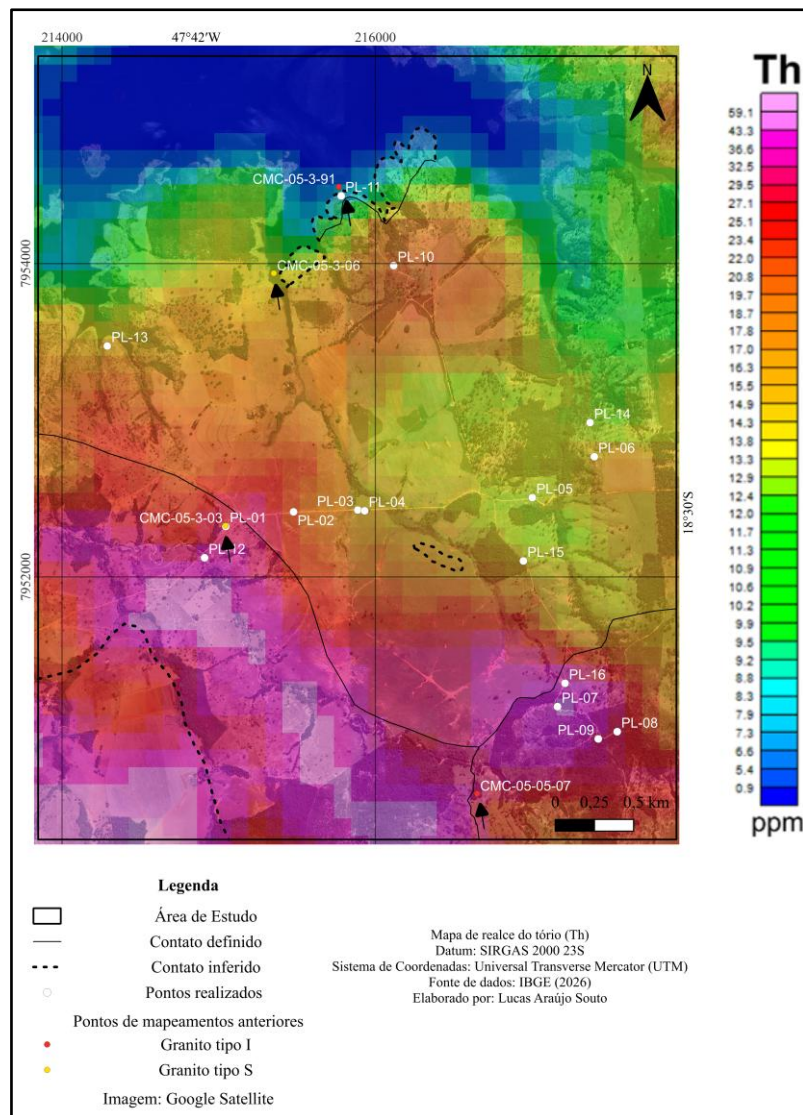
Fonte: o autor (2026).

4.1.3- Canal do tório (Th)

No canal do Th, observa-se que, na área de estudo, as respostas geofísicas são elevadas, de modo semelhante ao observado no canal do potássio. As regiões representadas por cores que variam do vermelho ao rosa, especialmente na porção centro-sul da área, indicam maiores concentrações desse elemento. Essas anomalias sinalizam ocorrências de granitoides, uma vez que o Th apresenta baixa mobilidade geoquímica e tende a permanecer concentrado nas rochas fonte.

Nas imagens de satélite, os setores com maiores concentrações de Th correspondem a áreas com rugosidade moderada a alta e, pontualmente, com exposição de solos de coloração esbranquiçada. Esse padrão, semelhante ao observado no canal do potássio, reforça a interpretação de ocorrências de rochas graníticas nessas porções da área de estudo (Figura 7).

Figura 7: Mapa gamaespectrométrico com destaque para o canal do tório (Th), no qual as cores mais intensas (vermelho e rosa) indicam maiores concentrações desse elemento. Os pontos realizados em mapeamentos anteriores na área de estudo estão indicados por setas pretas, e os pontos em branco indicam os realizados neste trabalho.



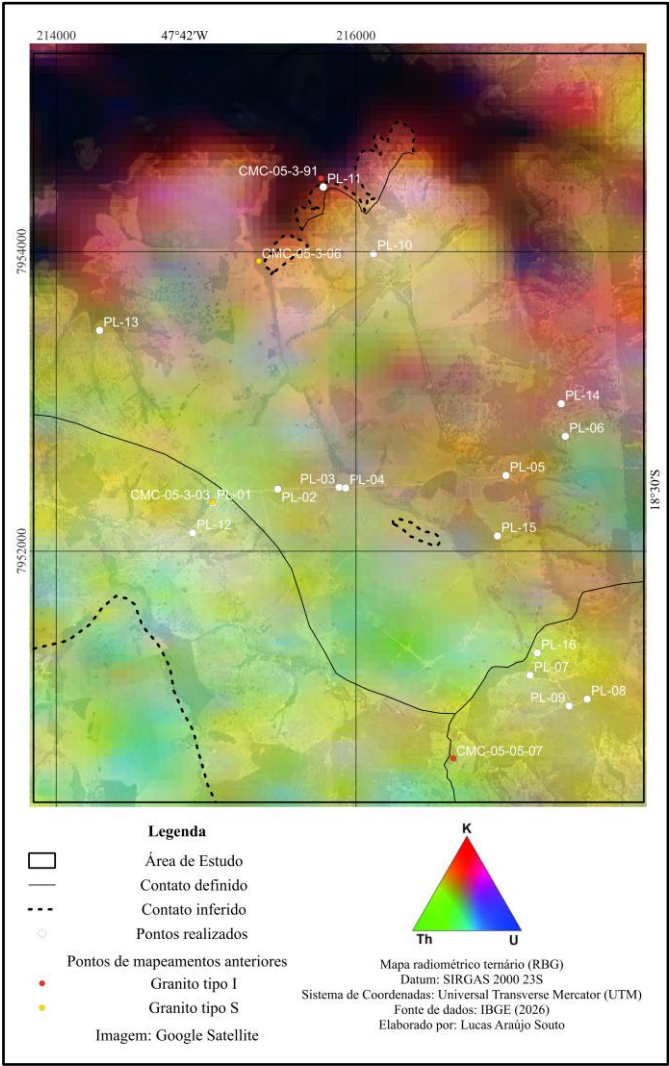
Fonte: o autor (2026).

4.1.4- Composição ternária (RGB)

Na composição ternária (CT), as assinaturas individuais dos canais K (R), Th (G) e U (B) mostram-se congruentes. Setores com relevo de rugosidade média a baixa, observadas em imagens de satélite, evidenciam a presença de rochas graníticas.

As tonalidades que variam de avermelhadas a alaranjadas, situadas ao norte e a leste da área, indicam maior concentração de K; já as cores esverdeadas a amareladas apontam para o domínio do Th. O urânio (U), conforme analisado em seu mapa de realce, apresenta concentrações reduzidas, manifestando-se de forma pontual em tons azulados nas porções centro-norte (Figura 8).

Figura 8: Composição ternária (RGB), na qual a tonalidade avermelhadas/alaranjadas sinaliza concentrações de (K); tonalidades em esverdeadas/amareladas sinalizam concentrações de (Th) e as tonalidades azuladas sinaliza concentrações de (U). Os pontos realizados em mapeamentos anteriores na área de estudo estão indicados por setas pretas, e os pontos em branco indicam os realizados neste trabalho.

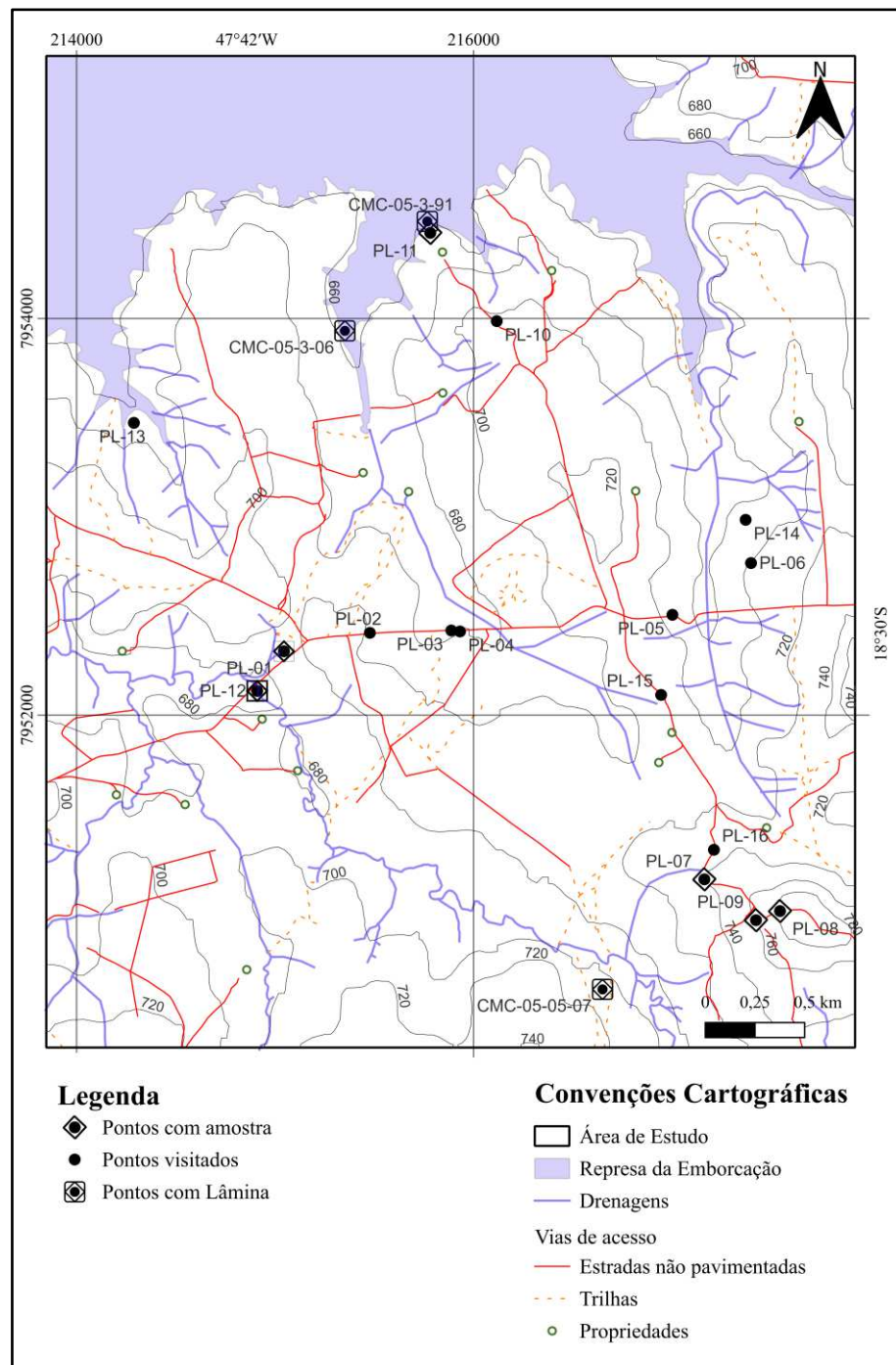


Fonte: o autor (2026).

4.2- Geologia local

A área de estudo é composta por duas unidades litoestratigráficas: o Grupo Araxá, representado por rochas metassedimentares, e o Complexo Monte Carmelo, constituído por granitoides. A partir das atividades de campo, elaboraram-se o mapa de pontos (Figura 9- APÊNDICE A), com a localização das amostras coletadas, e o mapa geológico, apresentando as principais litologias identificadas na área de estudo (Figura 10- APÊNDICE B).

Figura 9: Mapa de pontos.

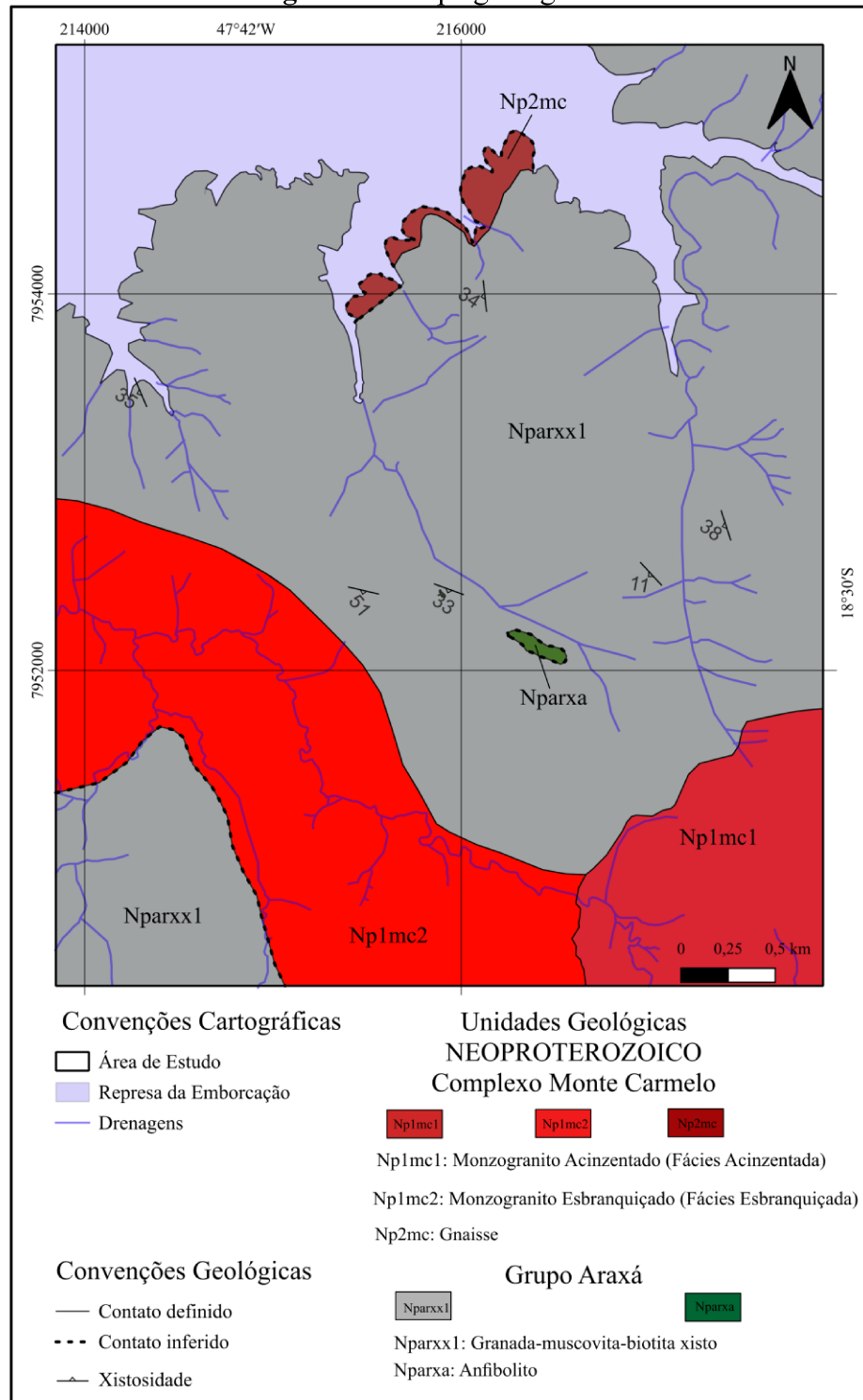


Fonte: o autor.

4.2.1- Grupo Araxá

As rochas do Grupo Araxá ocupam cerca de 80% da área mapeada, ocorrendo de forma bem distribuída na área de estudo, sendo representada principalmente pelo granada-muscovita-biotita xisto. As rochas do Grupo Araxá apresentam um controle estrutural uniforme, com direção preferencial NW/SE com mergulho para SW.

Figura 10: Mapa geológico.



Fonte: o autor.

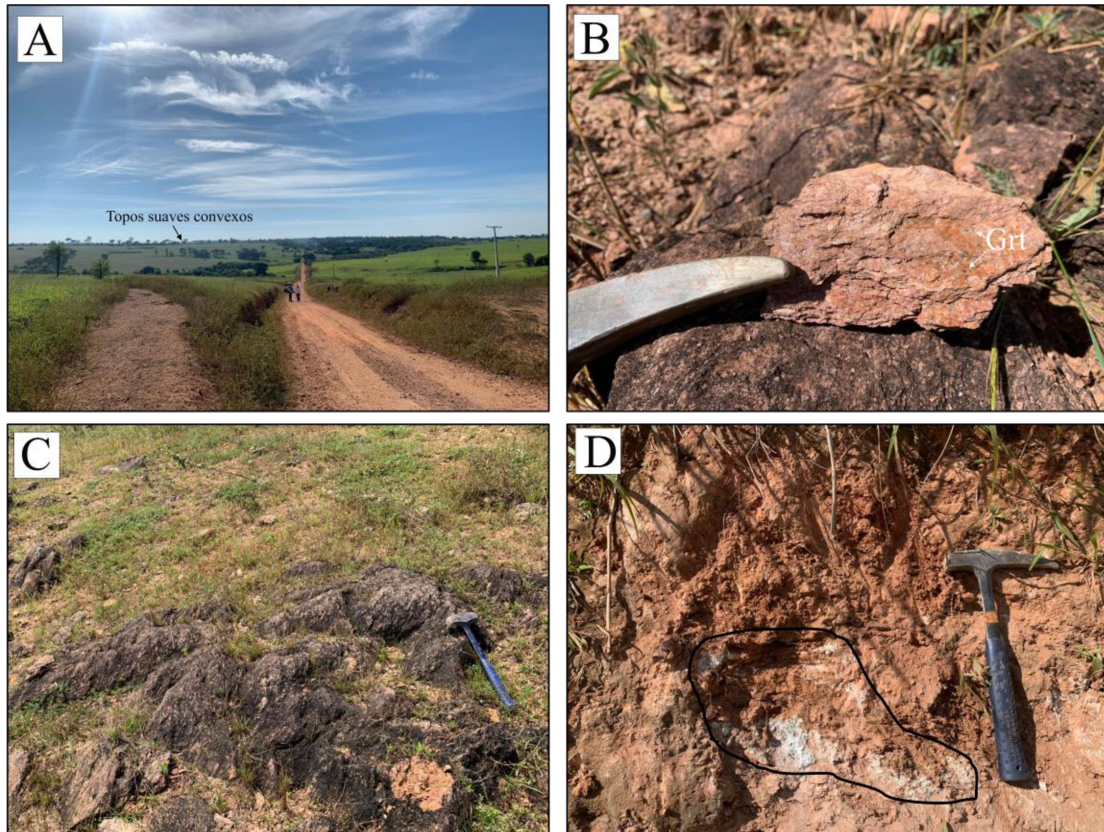
4.2.1.1- Granada-muscovita-biotita xisto

A rocha é a mais expressiva da área, ocupando aproximadamente 80% da extensão mapeada. Geomorfologicamente, ocorre em altas, médias e baixas vertentes, sustentando relevos de topos convexos suaves, associados ao desenvolvimento de solos avermelhados. São encontrados em cortes de estradas e pontualmente em forma de blocos (Figura 11A e C).

Devido ao avançado estado de alteração intempérica, a rocha exhibe coloração avermelhada, o que impossibilita a observação de sua cor original. A textura é predominantemente lepidoblástica, definida pela abundância de filossilicatos na mineralogia. A granulação varia de fina a média, com ocorrências pontuais de cristais de quartzo de aproximadamente 1 mm. Sua composição mineralógica é constituída por biotita (50%), muscovita (30%), quartzo (15%) e granada (5%) (Figura 11B).

Em diversos afloramentos, observam-se porções de granitoides intrudidas no granada-muscovita-biotita xisto. Tais feições ocorrem na forma de bolsões de coloração esbranquiçada, e são compostas majoritariamente por quartzo e feldspatos (Figura 11D). Adicionalmente, ocorrem veios de quartzo concordantes com a foliação principal. O contato com os granitoides do Complexo Monte Carmelo é de natureza intrusiva, evidenciado, em diversos locais, pelas intrusões descritas acima.

Figura 11: Aspectos de campo da unidade mapeada. A) Relevo caracterizado por topos convexos suaves, típicos da geomorfologia local; B) Detalhe do Grt-Msc-Bt xisto, com setas esbranquiçadas indicando cristais de granada; C) Afloramento em blocos do Grt-Msc-Bt xisto, evidenciando o padrão de exposição da unidade na área de estudo; D) Bolsão de granitoide de aspecto arenoso em contato com o Grt-Msc-Bt xisto.



Fonte: o autor.

4.2.1.2- Anfíbolito

Este litotipo é o menos expressivo da área de estudo, ocorrendo de forma restrita a um único afloramento. Sua ocorrência encontra-se invariavelmente associada ao granada-muscovita-biotita xisto. Geomorfologicamente, localiza-se na média vertente de um topo suave convexo, associada ao desenvolvimento de um solo avermelhado (Figura 11A). O afloramento foi observado em um corte de estrada, expondo-se na forma de bloco (Figura 12).

A rocha exibe coloração escura em estado fresco, adquirindo tons amarelados quando parcialmente intemperizada. Apresenta estrutura predominantemente maciça e, localmente, bandada, com níveis de oligoclásio de aproximadamente 0,5 mm. A textura é nematoblástica, definida pelo arranjo de cristais bem desenvolvidos de anfíbolio (Figura 12), com granulação

variando de fina a média. Mineralogicamente, o anfibolito é composto por anfibólio (70%) e oligoclásio (30%).

Figura 12: Bloco de anfibolito visto em campo.



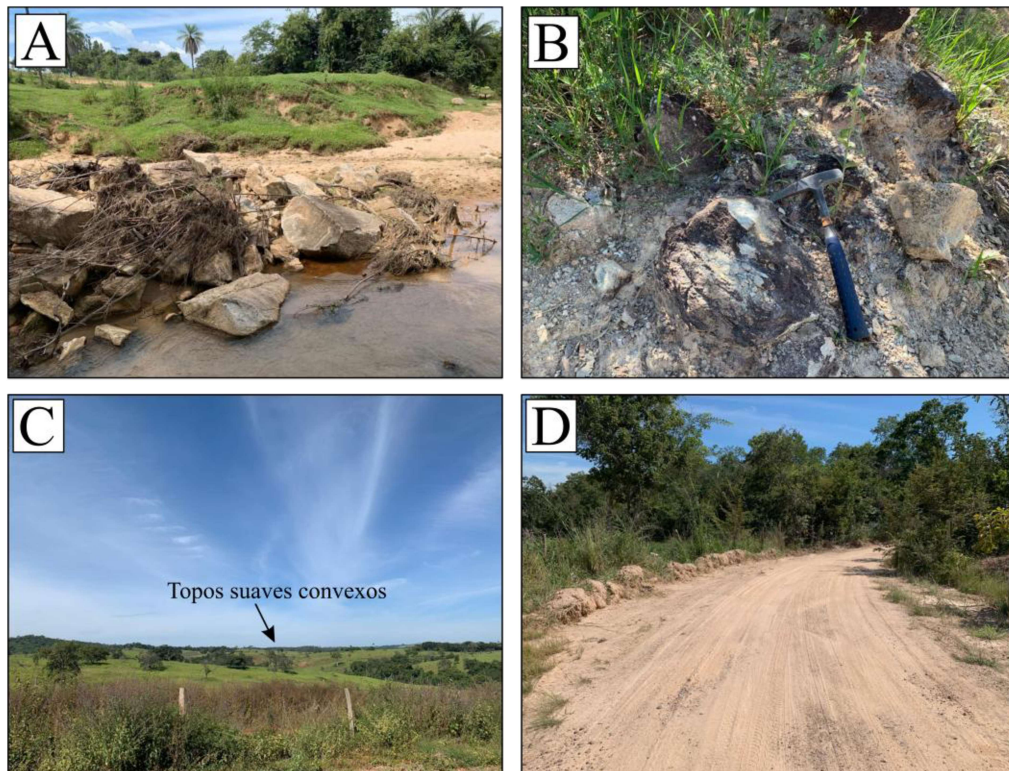
Fonte: autor.

4.2.2- Complexo Monte Carmelo

As rochas do CMC ocupam aproximadamente 20% da área de estudo, distribuindo-se predominantemente na porção centro-sul e, de forma mais restrita, na região norte. As litologias correspondem a monzogranitos, que foram subdivididos em duas fácies principais: acinzentada e esbranquiçada, além de uma unidade, denominada de gnaiss bandado conforme descrito no quadro 1 e agrupadas no diagrama QAP (Figura 14). A distinção entre as fácies fundamentou-se em variações de coloração e atributos estruturais, texturais e mineralógicos.

Geomorfologicamente, estas unidades ocorrem em topos convexos suaves, abrangendo desde altas vertentes até fundos de vale (Figura 13A e C). Os afloramentos apresentam-se majoritariamente na forma de blocos, exibindo, localmente, elevado grau de alteração intempérica (Figura 13B). Os granitoides associam-se ao desenvolvimento de solos esbranquiçados e arenosos, classificados como cambissolos e neossolos, condição corroborada pela presença de vegetação predominantemente rasteira (Figura 13D).

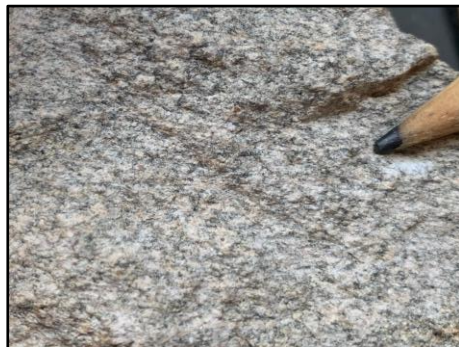
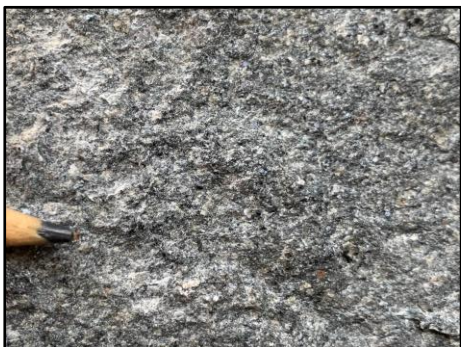
Figura 13: Aspectos geomorfológicos e de alteração dos granitoides do Complexo Monte Carmelo. A) Afloramento de granitoide em blocos, situado em fundo de vale; B) Bloco de granitoide exibindo alto grau de intemperismo; C) Relevo caracterizado por topos convexos suaves, típicos da geomorfologia local; D) Solo de coloração esbranquiçada e textura arenosa, característico do domínio dos granitoides na área de estudo.



Fonte: o autor.

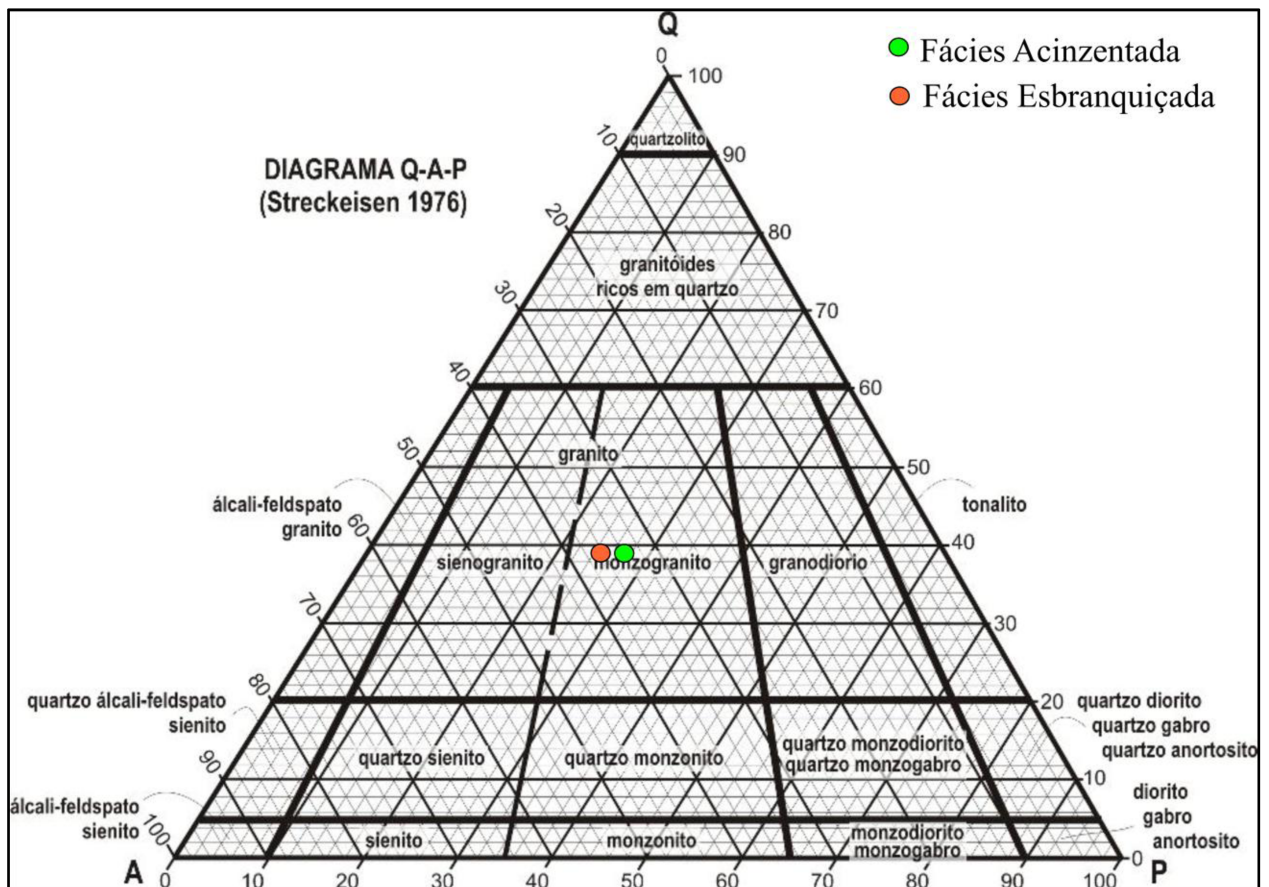
Quadro 1: Características gerais das fácies e do gnaiss pertencentes ao Complexo Monte Carmelo (CMC).

Atributo / Parâmetro	Fácies Acinzentada	Fácies Esbranquiçada	Gnaiss
Coloração	Acinzentada	Esbranquiçada	Variável (prateada/esbranquiçada) com micas evidentes
Estrutura	Anisotrópica (orientação preferencial da biotita)	Anisotrópica (orientação da biotita e do feldspato)	Anisotrópica bem definida (bandamento gnáissico)
Textura e Granulação	Fanerítica inequigranular (média a grossa: 0,5 a 1,5 cm)	Fanerítica inequigranular (média a grossa: até 1,5 cm)	Granolepidoblástica grossa (cristais de muscovita de 1 a 2 cm)
Mineralogia Principal	quartzo (40%), oligoclásio (25%), feldspato potássico (20%), biotita (5%), muscovita (5%), clinozoisita (3%) e granada (2%).	quartzo (40%), oligoclásio (25%), feldspato potássico (20%), biotita (6%), muscovita (6%), monazita (2%) e granada (1%).	oligoclásio (35%), quartzo (32%), feldspato potássico (13%), biotita (10%), muscovita (7%), granada (3%)
Nome da Rocha	Monzogranito Acinzentado	Monzogranito Esbranquiçado	Gnaiss

Fotografias

Fonte: o autor (2026).

Figura 14: Diagrama QAP apresentando a classificação modal para os granitoides pertencentes ao Granito Boa Esperança.



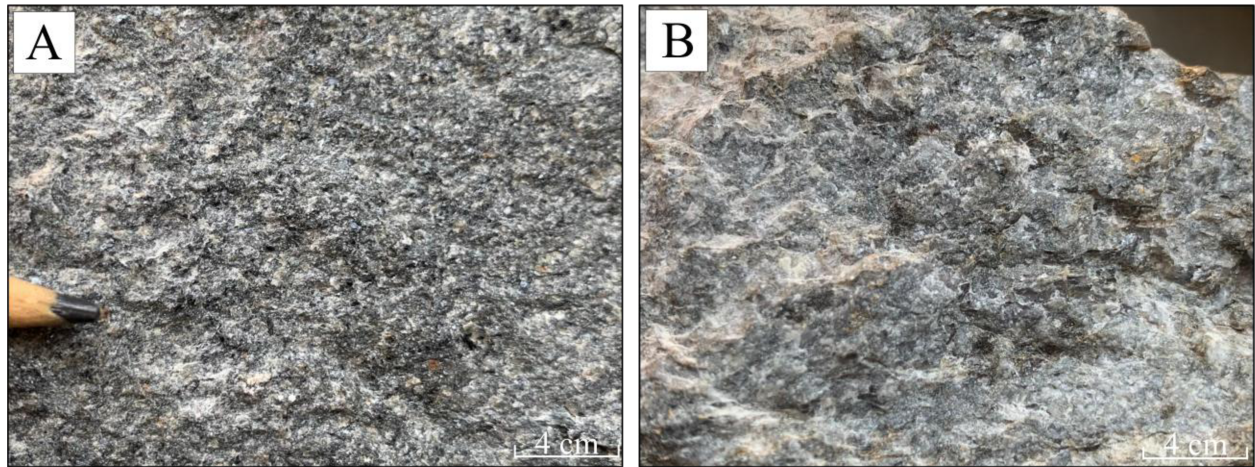
Fonte: Modificado de Streckeisen (1976).

4.2.2.1- Monzogranito Acinzentado (Fácies Acinzentada)

Esta fácies corresponde a 5% da área mapeada e distribui-se na região sudeste do mapa. Ocorre predominantemente em médias vertentes, onde é encontrada na forma de blocos que exibem capas de alteração intempérica (Figura 13B).

A rocha apresenta coloração acinzentada e estrutura anisotrópica devido uma foliação secundária bem definida pela orientação preferencial dos cristais de biotita. A textura é fanerítica, inequigranular com granulação heterogênea: observa-se desde uma granulação média com cristais apresentando dimensões de 0,5 mm a 1 cm até porções de granulação grossa com dimensões de 1 a 1,5 cm. A composição modal estimada da rocha, é composta por quartzo (40%), feldspato potássico (20%), oligoclásio (25%), biotita (5%), muscovita (5%), clinozoisita (3%) e granada (2%). (Figura 15).

Figura 15: Variações texturais na fácies acinzentada do Complexo Monte Carmelo. A) Amostra de granulação fina, exibindo estrutura anisotrópica marcada pela orientação preferencial de cristais de biotita; B) Amostra de granulação grossa, apresentando a mesma orientação preferencial dos cristais de biotita, evidenciando a heterogeneidade textural desta fácies.



Fonte: o autor.

Os cristais de feldspato potássico apresentam formas subédricas a anédricas, com dimensões variando de 0,5 a 1 mm. Seus contatos com quartzo, oligoclásio, biotita e muscovita são predominantemente lobulados a serrilhados. Localmente, observam-se cristais de quartzo e de clinozoisita com dimensões de 0,1 a 0,5 mm inclusos no feldspato potássico (Figura 16A e B).

Os cristais de oligoclásio apresentam formas subédricos a anédricos, com dimensões entre 0,1 e 0,8 mm, exibindo localmente geminação polissintética. Seus contatos com feldspato potássico, quartzo e micas variam de sinuosos a lobulados. O processo de sericitização é generalizado e intenso em toda a lâmina, afetando a maioria dos cristais e manifestando-se por meio de um aspecto fortemente turvo. Observa-se cristais de quartzo que se acomoda em torno das bordas dos cristais de oligoclásio, desenvolvendo porfiroclastos (Figura 16E e F).

Os cristais de quartzo apresentam-se anédricos e intensamente estirados, evidenciando forte deformação plástica, com dimensões de 0,5 a 1 mm reduzindo-se para 0,1 a 0,5 mm quando inclusos nos feldspatos. Seus contatos com os demais minerais são lobulados a serrilhados. O quartzo frequentemente exibe extinção ondulante acentuada e envolve os cristais alterados de oligoclásio (Figura 16C e D).

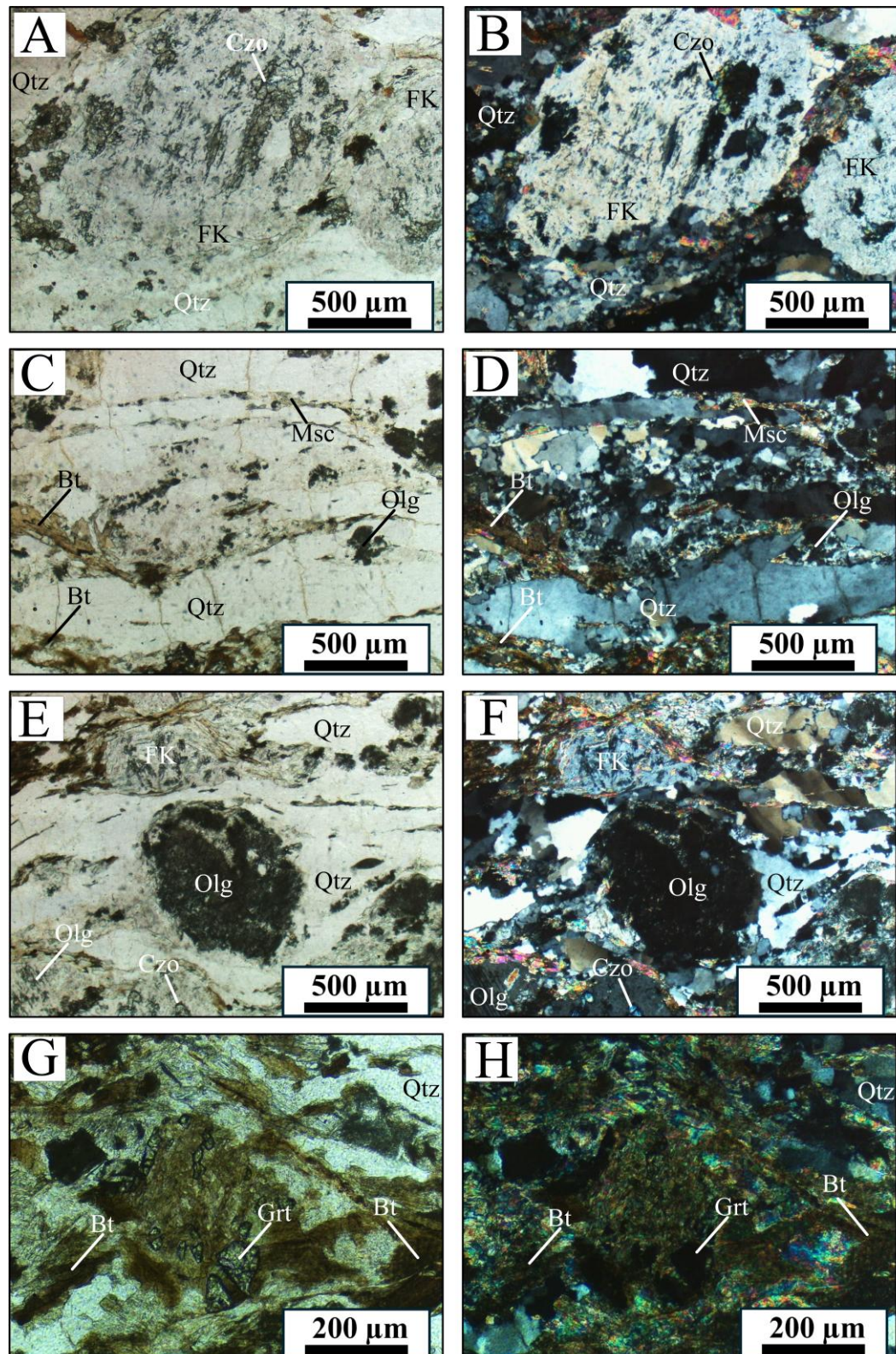
A biotita forma cristais subédricos com dimensões de 0,1 a 0,4 mm, encontrando-se predominantemente orientadas segunda a foliação da rocha. Seus contatos com oligoclásio, quartzo e muscovita variam de sinuosos a serrilhados. Em algumas porções, os cristais de biotita moldam e contornam os cristais alterados de oligoclásio (Figura 16C, D, G e H).

A muscovita assemelha-se morfológicamente à biotita, ocorrendo como cristais subédricos orientadas segunda a foliação da rocha com dimensões de 0,1 a 0,5 mm. Seus contatos com feldspato potássico, oligoclásio, quartzo e biotita variam de suturados a lobulados, os cristais de muscovita moldam e contornam os cristais alterados de oligoclásio (Figura 16C e D).

A granada ocorre de maneira acessória e pontual na lâmina, na forma de cristais subédricos isolados com dimensões entre 0,1 e 0,3 mm, em contato predominantemente com os cristais estirados de quartzo (Figura 16G e H).

Os cristais de clinozoisita, ocorre de maneira bem distribuída na lâmina, apresentando formas subédricos, com dimensões entre 0,1 e 0,5 mm, hospedados predominantemente no interior dos cristais de feldspato potássico e oligoclásio (Figura 16A e B).

Figura 16: Fotomicrografias exibindo feições microscópicas e texturais da fácies acinzentada. A e B) Cristal milimétrico de feldspato potássico (FK) com inclusões de clinozoisita (Czo) variando de 0,1 a 0,5 mm; C e D) Cristais de quartzo (Qtz) formando fitas em resposta ao estresse tectônico; E e F) Cristal de oligoclásio (Olg) alterado e contornado assimetricamente por cristais de quartzo, desenvolvendo porfiroclastos; G e H) Cristais milimétricos de granada (Grt) hospedados como inclusões no interior de cristais de biotita (Bt).



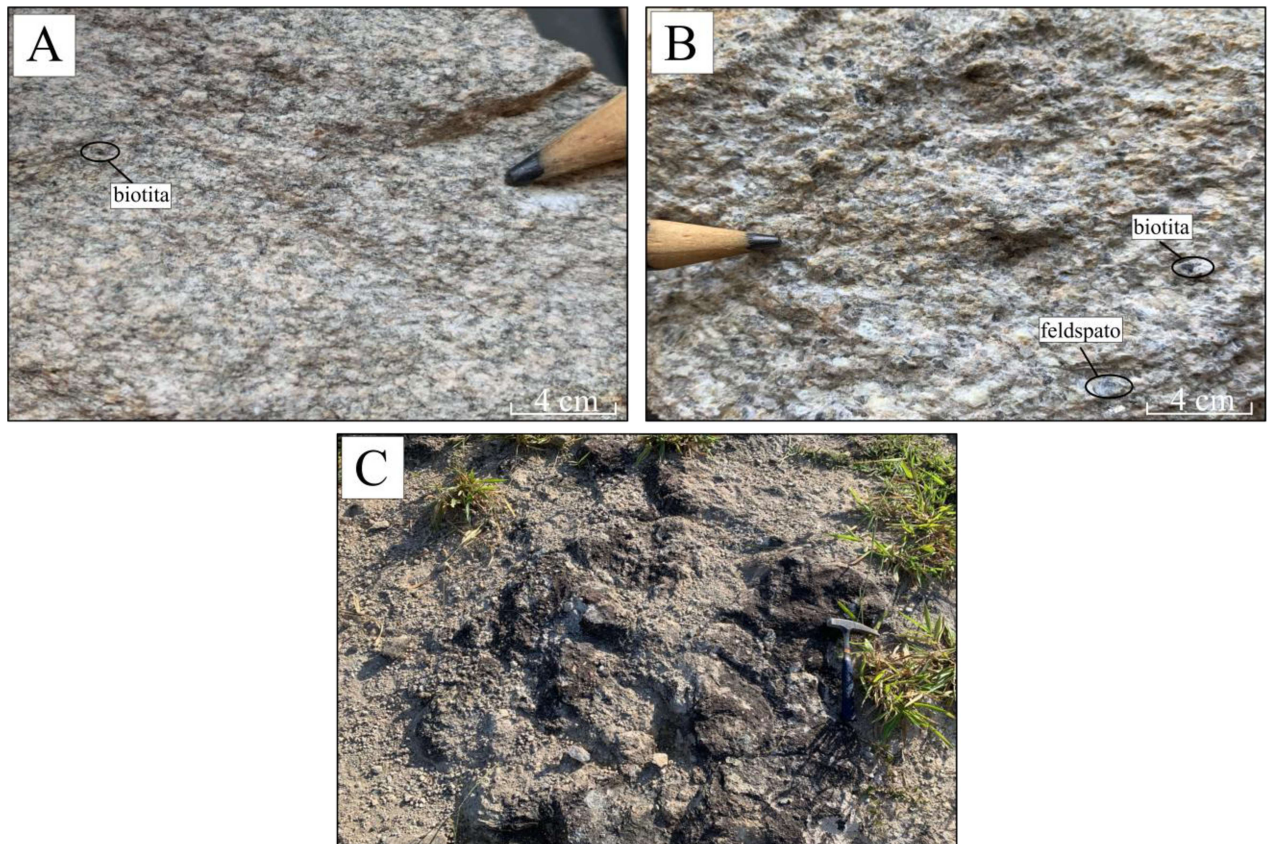
Fonte: o autor (2026).

4.2.2.2- Monzogranito Esbranquiçado (Fácies Esbranquiçada)

Esta fácies corresponde a 14% da área mapeada, distribuindo-se na região central/sudoeste da área de estudo. Ocorre predominantemente em médias e baixas vertentes, bem como em fundos de vale (Figura 13A). Seus afloramentos apresentam-se na forma de blocos que exibem capas de alteração intempérica (Figura 17C).

A rocha possui coloração esbranquiçada e estrutura anisotrópica devido uma foliação secundária, marcada pela orientação preferencial de cristais de biotita e feldspato potássico. A textura é fanerítica inequigranular, com granulação variando de média a grossa e cristais que atingem dimensões de até 1,5 cm. A composição modal estimada é constituída por quartzo (40%), oligoclásio (25%), feldspato potássico (20%), biotita (6%), muscovita (6%), monazita (2%) e granada (1%) (Figuras 17A e 17B).

Figura 17: Variações texturais na fácies esbranquiçada do Complexo Monte Carmelo. A) Amostra de granulação fina, evidenciando estrutura anisotrópica definida pela orientação preferencial dos cristais de biotita; B) Amostra de granulação grossa, com estrutura anisotrópica marcada por cristais orientados de biotita e feldspato com dimensões de até 1,5 cm; C) Afloramento em bloco da fácies esbranquiçada exibindo o desenvolvimento de capa de alteração intempérica.



Fonte: o autor.

Os cristais de quartzo apresentam-se anédricos e intensamente estirados, evidenciando forte deformação plástica, com dimensões de 0,1 a 0,5 mm. Seus contatos com os demais minerais são lobulados a serrilhados. O quartzo frequentemente exhibe extinção ondulante acentuada (Figura 18 A, B, C, D, E, F, G e H).

Os cristais de oligoclásio apresentam formas subédricas a anédricas, com dimensões variando de 0,1 a 0,3mm, e pontualmente apresentam geminação polissintética. Os contatos com os cristais de quartzo são sinuosos a lobulados. Observa-se o processo de sericitização ocorrendo nos cristais de oligoclásio; esse processo ocorre em toda a lâmina, sendo observado na maioria dos cristais e se manifestando por meio de um aspecto turvo (Figura 18 A e B).

Os cristais de feldspato potássico apresentam formas subédricas a anédricas, com dimensões de 0,1 a 0,5 mm e intensamente alterados. Os contatos com os cristais de quartzo, oligoclásio e muscovita são lobulados a sinuosos (Figura 18).

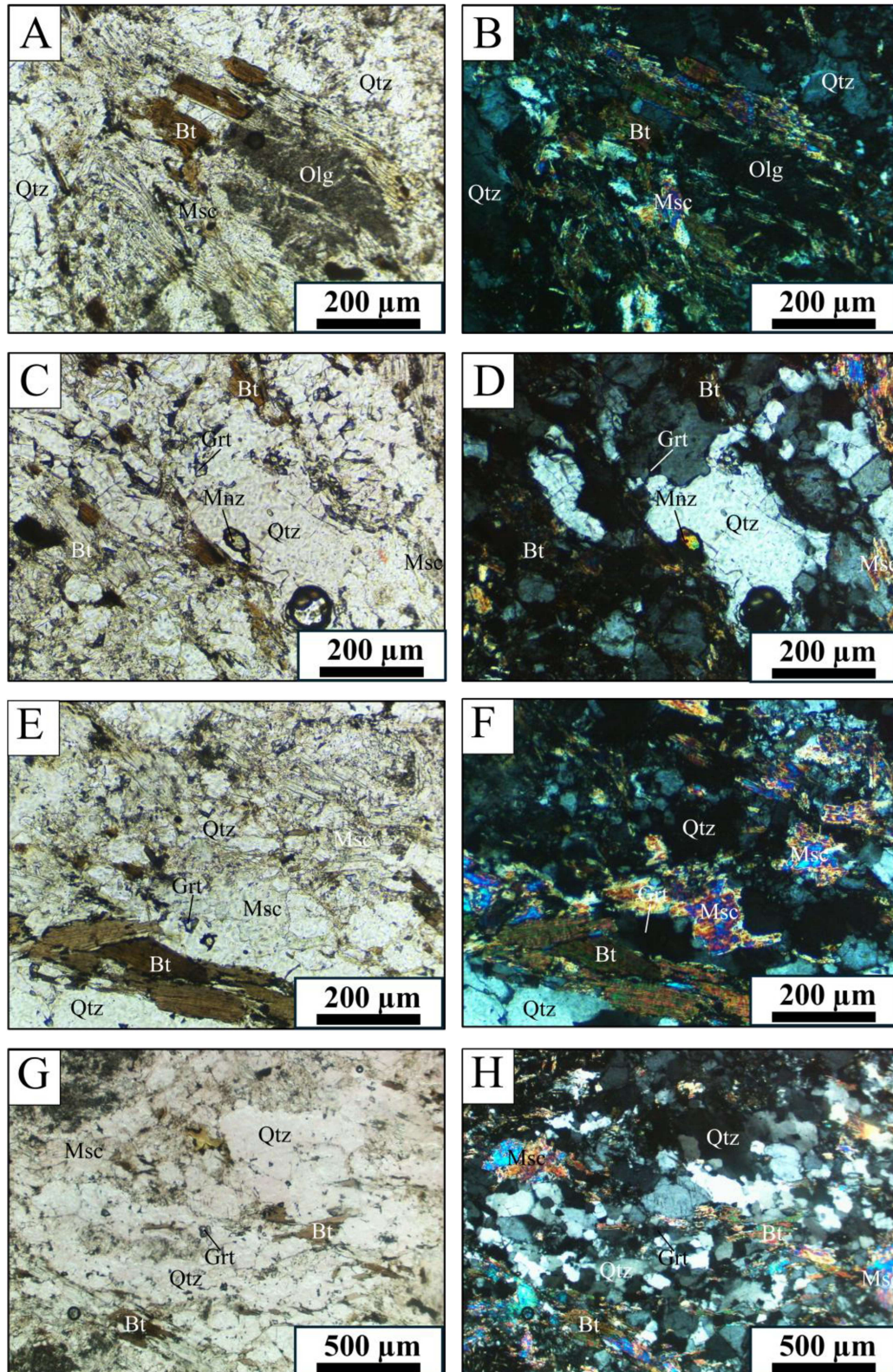
Os cristais de biotita apresentam formas subédricas, com dimensões de 0,1 a 0,3 mm. Os contatos com os cristais de feldspato potássico, oligoclásio e quartzo são retilíneos a sinuosos. Pontualmente, observam-se cristais de biotita com dimensões inferiores a 0,2 mm inclusos nos cristais de feldspato potássico (Figura 18 A, B, C, D, E, F, G e H).

Os cristais de muscovita apresentam formas subédricas, com dimensões de 0,2 a 0,5 mm. Os contatos com os cristais de feldspato potássico, oligoclásio e quartzo são retilíneos a sinuosos. Pontualmente, observam-se cristais de granada com dimensões inferiores a 0,2 mm inclusos nos cristais de muscovita (Figura 18 E, F, G e H).

Os cristais de granada apresentam formas subédricas, com dimensões inferiores a 0,2mm. A granada ocorre pontualmente na lâmina, inclusa nos cristais de muscovita e biotita (Figura 18 G e H).

Os cristais de monazita, ocorre de maneira bem distribuída na lâmina, apresentando formas subédricas, com dimensões inferiores a 0,2mm, hospedados predominantemente no interior dos cristais de feldspato potássico e quartzo (Figura 18 C e D).

Figura 18: Fotomicrografias exibindo feições microscópicas e texturais da fácies esbranquiçada. A e B) Cristal milimétrico de biotita (Bt) apresentando contatos sinuosos a retilíneos com cristais de quartzo (Qtz), muscovita (Msc) e oligoclásio (Olg); C e D) Cristais de quartzo (Qtz) apresentando inclusões de monazita (Mnz) e de granada (Grt); E e F) Cristal de biotita (Bt) apresentando contato retilíneo com os cristais de muscovita (Msc) e quartzo (Qtz); G e H) Cristais milimétricos de quartzo (Qtz) formando fitas em resposta ao estresse tectônico.



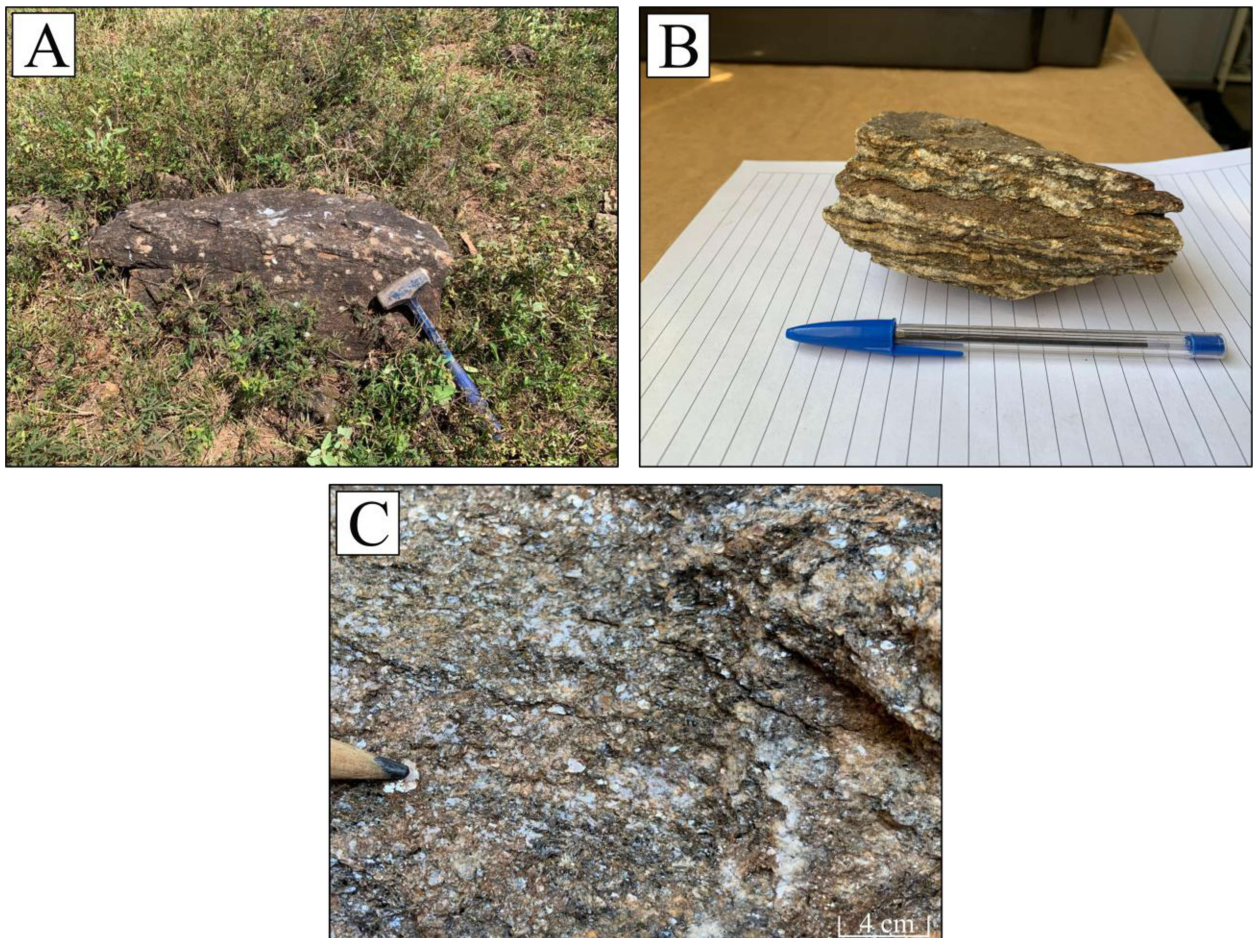
Fonte: o autor (2026).

4.2.2.3- Gnaiss

Essa litologia é a menos expressiva do Complexo Monte Carmelo, correspondendo a 1% da área mapeada. Está localizada na região norte do mapa. Ocorre única e exclusivamente nas margens da represa emborcação, principalmente na forma de blocos (Figura 19A).

A rocha apresenta coloração prateada/esbranquiçada e estrutura anisotrópica, caracterizada por um bandamento composicional de 1 a 2 cm de espessura. Esse bandamento é definido pela alternância contínua entre bandas esbranquiçadas (quartzo, feldspato e muscovita) e pretos (biotita). A orientação preferencial da muscovita, biotita, quartzo e feldspato marcam a foliação da rocha. Possui textura granolepidoblástica, inequigranular de granulação grossa, com cristais variando entre 1 e 2 cm. A composição modal estimada consiste em oligoclásio (35%), quartzo (32%), feldspato potássico (25%), biotita (4%), muscovita (3%) e granada (1%). (Figura 19B e C).

Figura 19: Aspectos do gnaiss bandado do Complexo Monte Carmelo. A) Afloramento caracterizado pela exposição na forma de blocos; B) Amostra de mão exibindo o bandamento composicional (bandamento gnáissico) marcada por cristais de muscovita com dimensões de 1 a 2 cm; C) Detalhe da amostra de mão exibindo o bandamento composicional (bandamento gnáissico) marcada por cristais de muscovita com dimensões de 1 a 2 cm.



Fonte: o autor (2026).

Os cristais de oligoclásio apresentam formas subédricas a anédricas, com dimensões variando de 0,6 a 1 mm, e pontualmente apresentam geminação polissintética. Os contatos com os cristais de quartzo são sinuosos a lobulados e, pontualmente, observam-se cristais de quartzo com dimensões de 0,1 a 0,5 mm inclusos nos cristais de oligoclásio. Observa-se o processo de sericitização ocorrendo nos cristais de oligoclásio; esse processo ocorre em toda a lâmina, sendo observado na maioria dos cristais e se manifestando por meio de um aspecto turvo (Figura 20 C e D).

Os cristais de quartzo apresentam formas anédricas com dimensões de 0,5 a 1 mm; quando inclusos nos cristais de feldspato potássico e de oligoclásio, apresentam dimensões de 0,1 a 0,5 mm. Os contatos com os cristais de feldspato potássico e oligoclásio são sinuosos a lobulados, e com os cristais de biotita e muscovita são retilíneos. Pontualmente, os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante (Figura 20 A, B, C D, E, F e G).

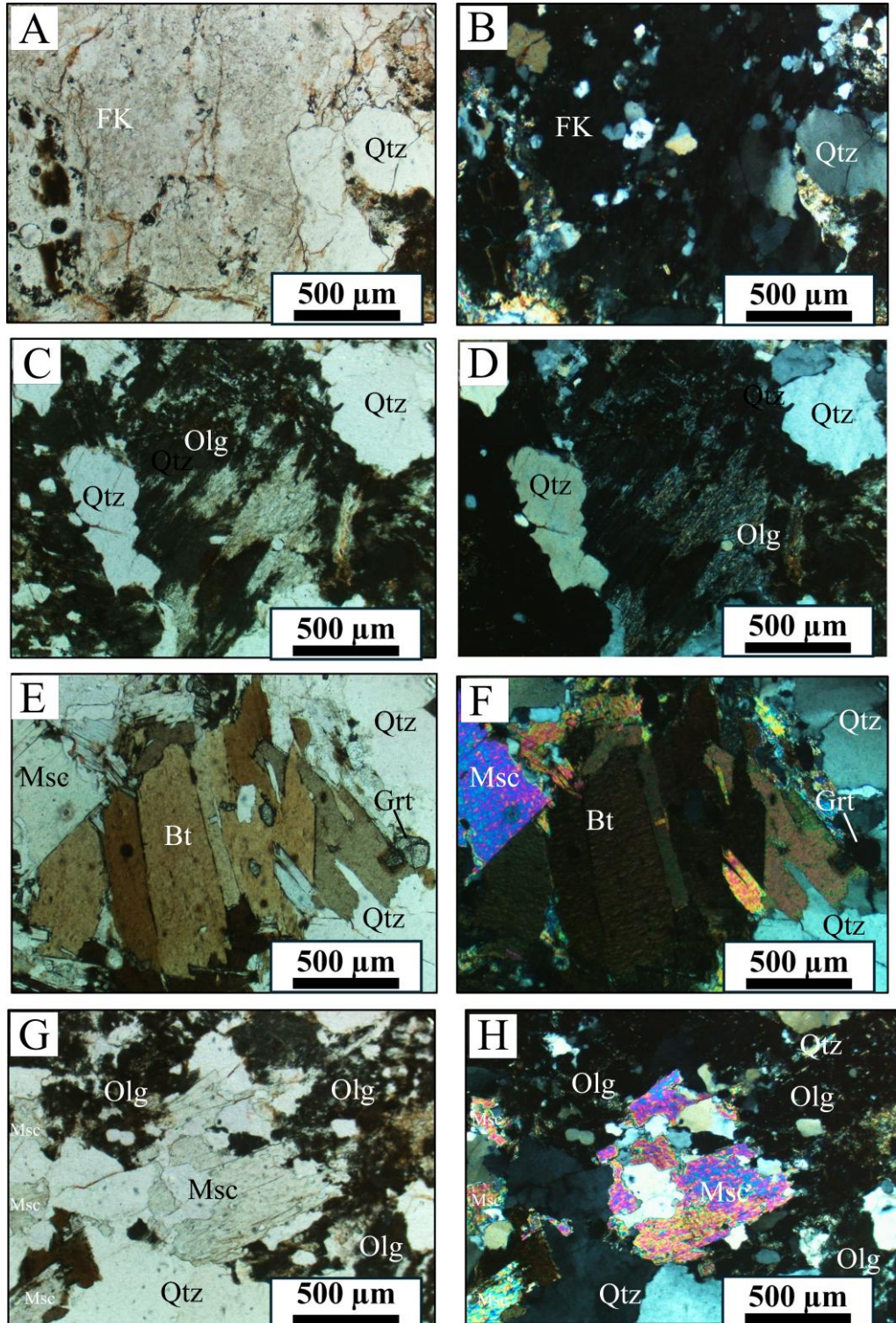
Os cristais de feldspato potássico apresentam formas subédricas a anédricas, com dimensões de 1 a 3 mm. Os contatos com os cristais de quartzo, oligoclásio, biotita e muscovita são retilíneos a sinuosos. Na maior parte da lâmina, observam-se cristais de quartzo com dimensões de 0,1 a 0,5 mm inclusos nos cristais de feldspato potássico. Observam-se também cristais bem desenvolvidos de muscovita e biotita inclusos nesse mineral (Figura 20 A e B).

Os cristais de biotita apresentam formas subédricas, com dimensões de 1 a 1,5 mm. Os contatos com os cristais de feldspato potássico, oligoclásio, quartzo e muscovita são retilíneos a sinuosos. Pontualmente, observam-se cristais de muscovita e granada inclusos, com dimensões inferiores a 0,2 mm (Figura 20 E e F).

Os cristais de muscovita apresentam formas subédricas, com dimensões de 0,5 a 1 mm. Os contatos com os cristais de feldspato potássico, oligoclásio, quartzo e biotita são retilíneos a sinuosos. Pontualmente, observam-se cristais de granada com dimensões inferiores a 0,2 mm inclusos nos cristais de muscovita (Figura 20 G e H).

Os cristais de granada apresentam formas subédricas, com dimensões de 0,1 a 0,5 mm. A granada ocorre em toda a extensão da lâmina, inclusa nos cristais de biotita e muscovita principalmente (Figura 20 E e F).

Figura 20: Fotomicrografias exibindo feições microscópicas e texturais do gnaiss bandado. A e B) Cristal milimétrico de feldspato potássico (FK) em contato sinuoso com quartzo (Qtz); C e D) Cristal de oligoclásio (Olg) exibindo geminação polissintética com inclusão de quartzo (Qtz) de 0,5 mm, afetado por processo de sericitização (Ser) que lhe confere aspecto turvo; E e F) Cristal bem desenvolvido de biotita (Bt) contendo inclusões de cristais de granada (Grt) de aproximadamente 0,2 mm; G e H) Cristal de muscovita exibindo contatos retilíneos a sinuosos com quartzo (Qtz) e oligoclásio (Olg) alterado.



Fonte: o autor (2026).

5- Discussão

O Granito Boa Esperança apresenta duas fácies distintas; acinzentada e esbranquiçada apresentando intenso grau de deformação e uma ocorrência de um gnaiss. A fácies acinzentada exibe textura fanerítica inequigranular, com granulação que varia de média a grossa. A fácies esbranquiçada também apresenta textura fanerítica inequigranular de granulação média a grossa. Por sua vez, o gnaiss exibe um bandejamento composicional contínuo, com textura granolepidoblástica de granulação grossa.

No geral, a fácies acinzentada, a fácies esbranquiçada e o gnaiss compartilham uma mineralogia constituída por quartzo, feldspato potássico, oligoclásio, muscovita, biotita e granada subordinada. A biotita atua como o principal mineral máfico do corpo, o qual é marcado pela expressiva presença de fases aluminosas, como a muscovita e, principalmente, a granada, classificando o corpo como de afinidade peraluminosa.

Conforme discutido por Chappell *et al.* (2012), os granitoides peraluminosos são derivados do processo de fusão parcial (anatexia) de rochas sedimentares e/ou supracrustais. Tais protólitos contêm uma razão de Al superior à quantidade combinada de Na, Ca e K necessária para saturar os feldspatos.

Essa saturação constante em alumínio decorre do fato de que essas rochas se originaram de componentes que passaram por processos prévios de intemperismo na superfície terrestre. Assim, como observado na mineralogia do Granito Boa Esperança, o excesso de alumínio é evidenciado pela presença de muscovita e granada.

A deformação no corpo é evidente e generalizada, refletida em uma estrutura anisotrópica muito bem definida, observada em suas fácies. Essa foliação é marcada pela orientação preferencial de filossilicatos (biotita e muscovita) e por cristais de quartzo extremamente estirados. A presença dessa deformação evidenciada em todo o corpo constitui uma forte evidência de uma intrusão sin-tectônica.

Em escala microscópica, feições como a extinção ondulante nos cristais de quartzo indicam processos de deformação plástica intracristalina. Já as lamelas de deformação, associadas ao estiramento do quartzo paralelo à foliação, sugerem que o estresse continuou atuando durante o resfriamento do corpo sob temperaturas de baixas a moderadas (Passchier e Trouw, 2005).

As geminações polissintéticas mecânicas observadas nos cristais de oligoclásio, na fácies acinzentada, associadas a contatos sinuosos a lobulados, também constituem indicadores microestruturais de deformação. Essas feições são desenvolvidas para acomodar o estresse tectônico, diferentemente das geminações primárias (magmáticas), que apresentam contatos perfeitamente retilíneos (Passchier e Trouw, 2005).

A presença de porfiroclastos de oligoclásio exhibe a clássica estrutura núcleo-manto, conforme definida por Passchier e Trouw (2005). Essa feição é caracterizada por um agregado de grãos menores, dinamicamente recristalizados, dispostos ao redor de um núcleo cristalino central preservado. Esse manto de grãos finos desenvolve-se na periferia do cristal em resposta à incompatibilidade de tensões e ao acúmulo de deformação nas margens do grão original (Passchier e Trouw, 2005), reforçando o caráter sin-tectônico do plúton por meio da recristalização dinâmica.

Por fim, alterações pós-magmáticas estão presentes no corpo estudado, marcadas principalmente pela sericitização nos cristais de oligoclásio, o que lhes confere um aspecto turvo, por vezes consumindo-os quase por completo. Segundo Winter (2010), a sericitização caracteriza-se como um processo de alteração deutérica (hidratação tardia) que afeta os minerais félsicos, sobretudo os oligoclásios, pela ação de fluidos residuais ricos em água durante o resfriamento do corpo.

6- Conclusão

O mapeamento geológico em escala 1:25.000 integrado à caracterização petrográfica e à análise aerogeofísica permitiu o refinamento do arcabouço geológico da porção noroeste do Complexo Monte Carmelo (CMC), alcançando os objetivos propostos para este trabalho.

O mapeamento local revelou que a área é dominada amplamente pelas sequências metassedimentares do Grupo Araxá, constituídas por granada-muscovita-biotita xistos e corpos restritos de anfibolitos lenticulares, nas quais o Complexo Monte Carmelo ocorre de forma intrusiva, sendo aqui nomeado como o Granito Boa Esperança.

Com base em critérios texturais, mineralógicos e de coloração em escala macroscópica e microscópica, foi possível subdividir esse corpo granítico em duas fácies distintas: o monzogranito acinzentado (fácies acinzentada), o monzogranito esbranquiçado (fácies esbranquiçada) e uma unidade nomeada de gnaiss.

A mineralogia observada nas fácies estudadas é caracterizada pela presença de quartzo, feldspato potássico, oligoclásio, biotita e muscovita, com a presença marcante de granada acessória que define uma assinatura peraluminosa ao corpo estudado. Esse conjunto mineralógico classifica o Granito Boa Esperança como um granito tipo S, cuja gênese está diretamente associada à fusão parcial, ou anatexia, de protólitos de origem supracrustal e metassedimentos ricos em alumínio.

Ademais, as feições macro e microestruturais analisadas revelam que o Granito Boa Esperança registrou provavelmente os esforços regionais da Faixa de Dobramentos Brasília, consolidando sua natureza como uma intrusão sin-tectônica.

O desenvolvimento de deformação dúctil e de processos de plasticidade intracristalina é claramente evidenciado pela extinção ondulante acentuada e pela geração de fitas de quartzo estiradas, as lamelas de deformação e geminações mecânicas em oligoclásios, bem como a formação de porfiroclastos.

O registro de processos de alteração hidrotermal pós-magmática também é marcante, evidenciado por uma sericitização intensa e generalizada nos cristais de oligoclásio, o que indica a atuação de fluidos residuais após a formação do plúton.

Em síntese, os resultados obtidos preenchem lacunas cartográficas de mapeamentos anteriores em escalas menores e fornecem dados robustos que contribuem diretamente para a compreensão da evolução geodinâmica, do magmatismo colisional e da compartimentação estrutural da Zona Interna da Faixa Brasília Meridional.

Referências

- ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. de; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. **Atas [...]**. Campina Grande: SBG, 1977. p. 366-391.
- 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, 1970. 140 p. (Boletim, 136).
- BROD, J. A. *et al.* Tectono-estratigrafia da Faixa Brasília na região do Alto Paranaíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 3., 1991, Cuiabá. **Anais [...]**. Cuiabá: SBG, 1991. p. 155-168.
- CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A.; FREITAS-SILVA, F. H.; MARTINS-FERREIRA, M. A. C. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 43, n. 3, p. 461-476, 2013.
- CAVALCANTE, R. **Petrologia e Geologia Estrutural do Plutão Granítico Barcelona, Província Borborema, NE do Brasil**. 2015. 147 f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) – Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2015.
- CHAPPELL, B. W.; BRYANT, C. J.; WYBORN, D. Peraluminous I-type granites. **Lithos**, [s. l.], v. 153, p. 142-153, 2012.
- DICKSON, B. L.; SCOTT, K. M. Interpretation of aerial gamma-ray surveys—adding the geochemical factors. **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**, Canberra, v. 17, n. 2, p. 187-200, 1997.
- FUCK, R. A. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., 1994, Brasília. **Anais [...]**. Brasília: SBG, 1994. p. 184-187.
- GONZÁLEZ-ESVERTIT, E. *et al.* A review of the granite concept through time. **Earth-Science Reviews**, [s. l.], v. 261, art. 105008, 2025.

NAVARRO, G. R. B. *et al.* Proveniência das rochas metassedimentares do Grupo Araxá na porção central da Faixa Brasília. **Geociências**, São Paulo, v. 38, n. 3, p. 655-675, 2019.

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

PEREIRA, A. D. C. *et al.* Geologia: Levantamento de Recursos Naturais. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto RADAMBRASIL**: Folha SE.23 Belo Horizonte. Rio de Janeiro: DNPM, 1983. p. 38.

PIMENTEL, M. M. *et al.* Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [s. l.], v. 14, n. 6, p. 571-585, 2001.

PINHO, J. M. M. *et al.* **Geologia e recursos minerais das folhas**: Cabeceira Grande, Unaí, Ribeirão Arrojado, Serra da Aldeia, Serra da Tiririca, Paracatu, Guarda-Mor, Arrenegado, Coromandel, Lagamar, Monte Carmelo e Patos de Minas. Belo Horizonte: CPRM, 2017. Escala 1:100.000.

SANTOS, B. L. **Petrologia e Geologia Estrutural da Faixa Brasília na Região de Estrela do Sul – MG**: Implicações Tectônicas. 2019. 138 f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2019.

SEER, H. J. *et al.* Grupo Araxá em sua área-tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 31, n. 3, p. 385-396, 2001.

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

SIAL, A. N.; BETTENCOURT, J. S.; DE CAMPOS, C. P.; FERREIRA, V. P. Granite-related ore deposits: An introduction. **Geological Society, London, Special Publications**, London, v. 350, p. 1-5, 2011.

UHLEIN, A.; FONSECA, M. A.; SEER, H. J.; DARDENNE, M. A. A evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – setores setentrional e meridional. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 20, n. 2, p. 1-14, 2013.

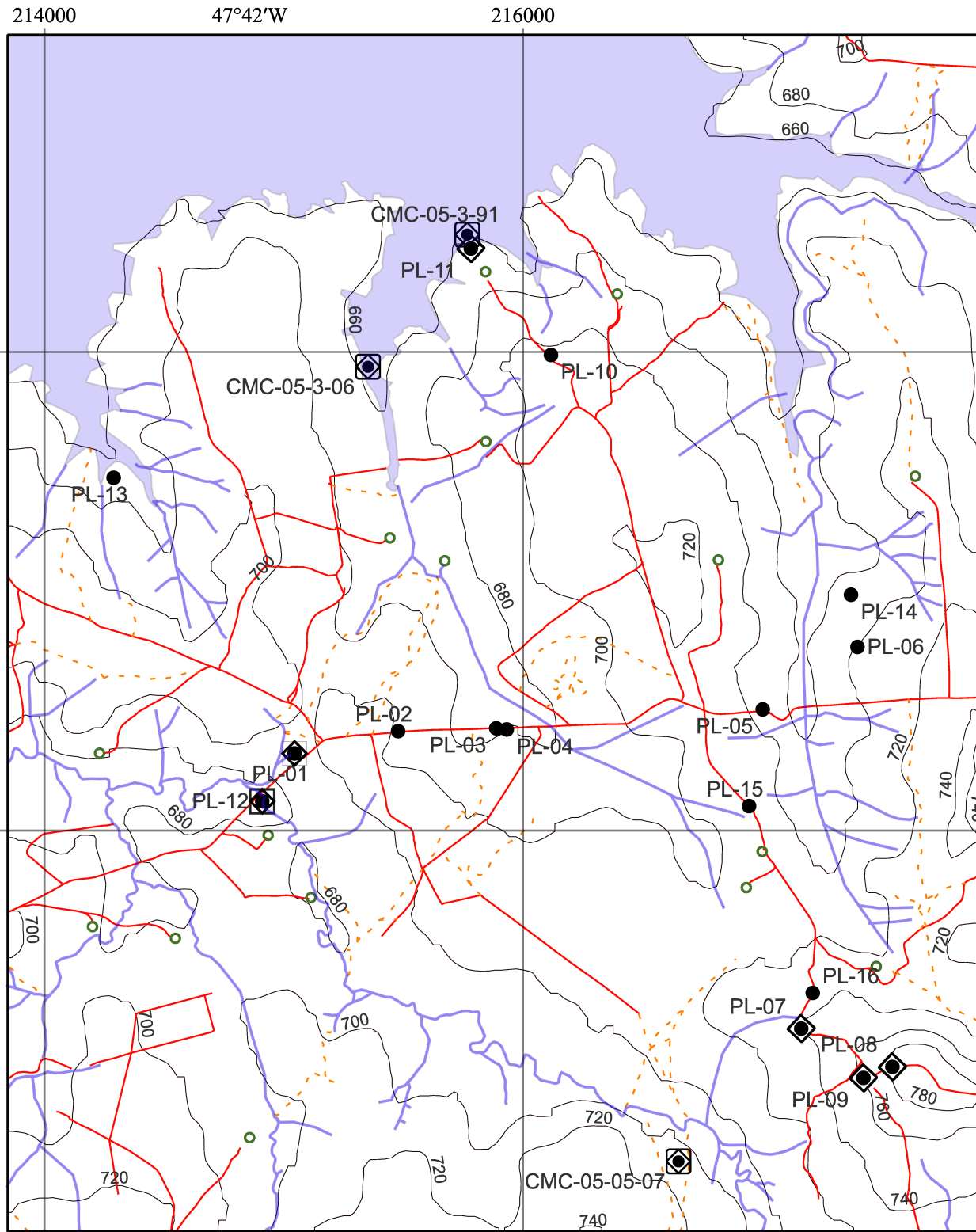
ULBRICH, H. H. G. J. *et al.* Levantamentos gamaespectrométricos em granitos diferenciados. I: Revisão da metodologia e do comportamento geoquímico dos elementos K, Th e U. **Geologia USP. Série Científica**, São Paulo, v. 9, n. 1, p. 33-53, 2009.

VALERIANO, C. M. *et al.* A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. 573-593.

VALERIANO, C. M. *et al.* Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. **Geological Society, London, Special Publications**, London, v. 294, n. 1, p. 197-210, 2008.

WINTER, J. D. **Principles of igneous and metamorphic petrology**. 2. ed. Boston: Pearson Education, 2010. 702 p.

APÊNDICE A- Mapa de Pontos



Legenda

- ◆ Pontos com amostra
- Pontos visitados
- ◻ Pontos com lâmina

Convenções Cartográficas

- Área de Estudo
- Represa da Emborcação
- Drenagens
- Vias de acesso
- Estradas não pavimentadas
- - - Trilhas
- Propriedades

Escala: 1:25.000

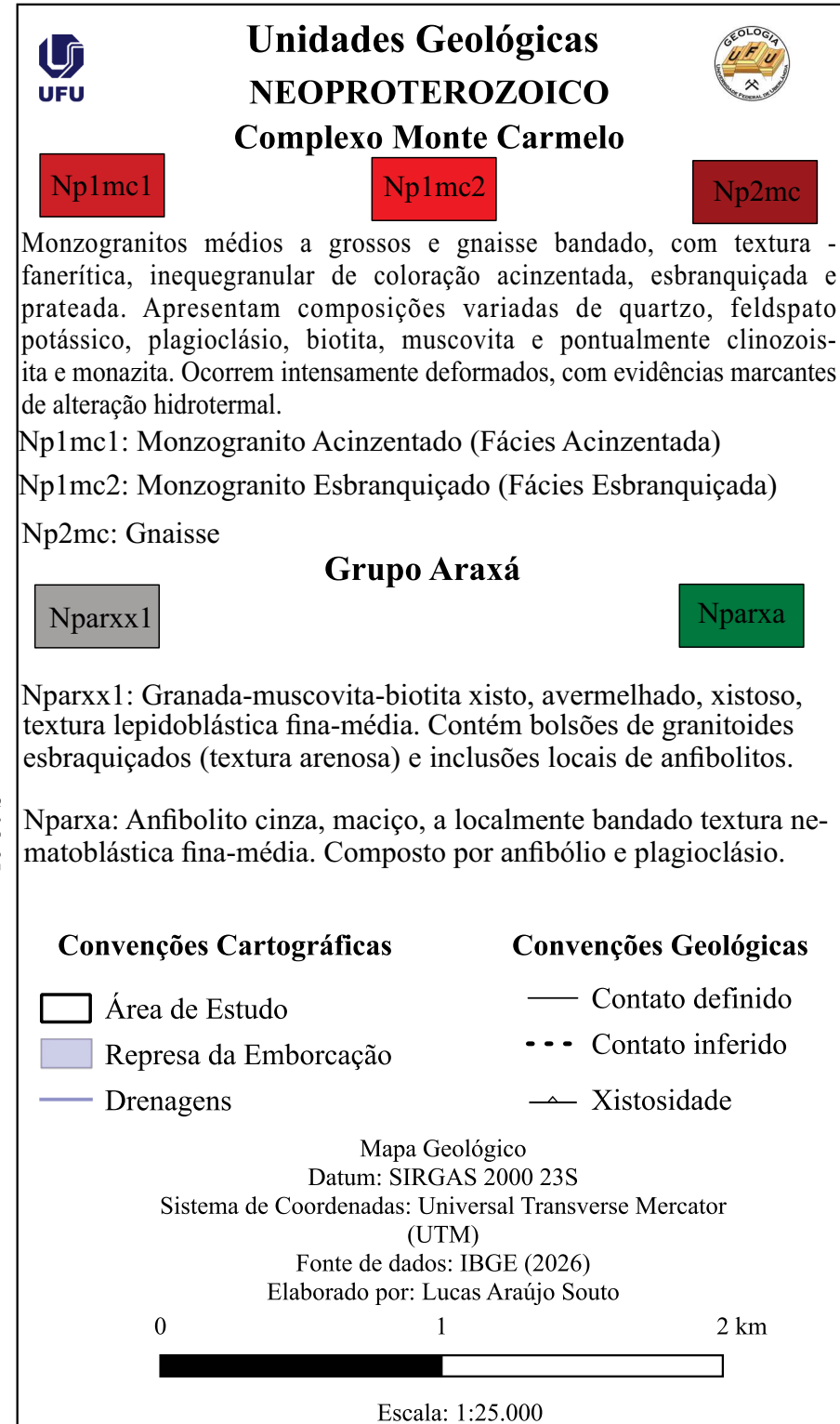
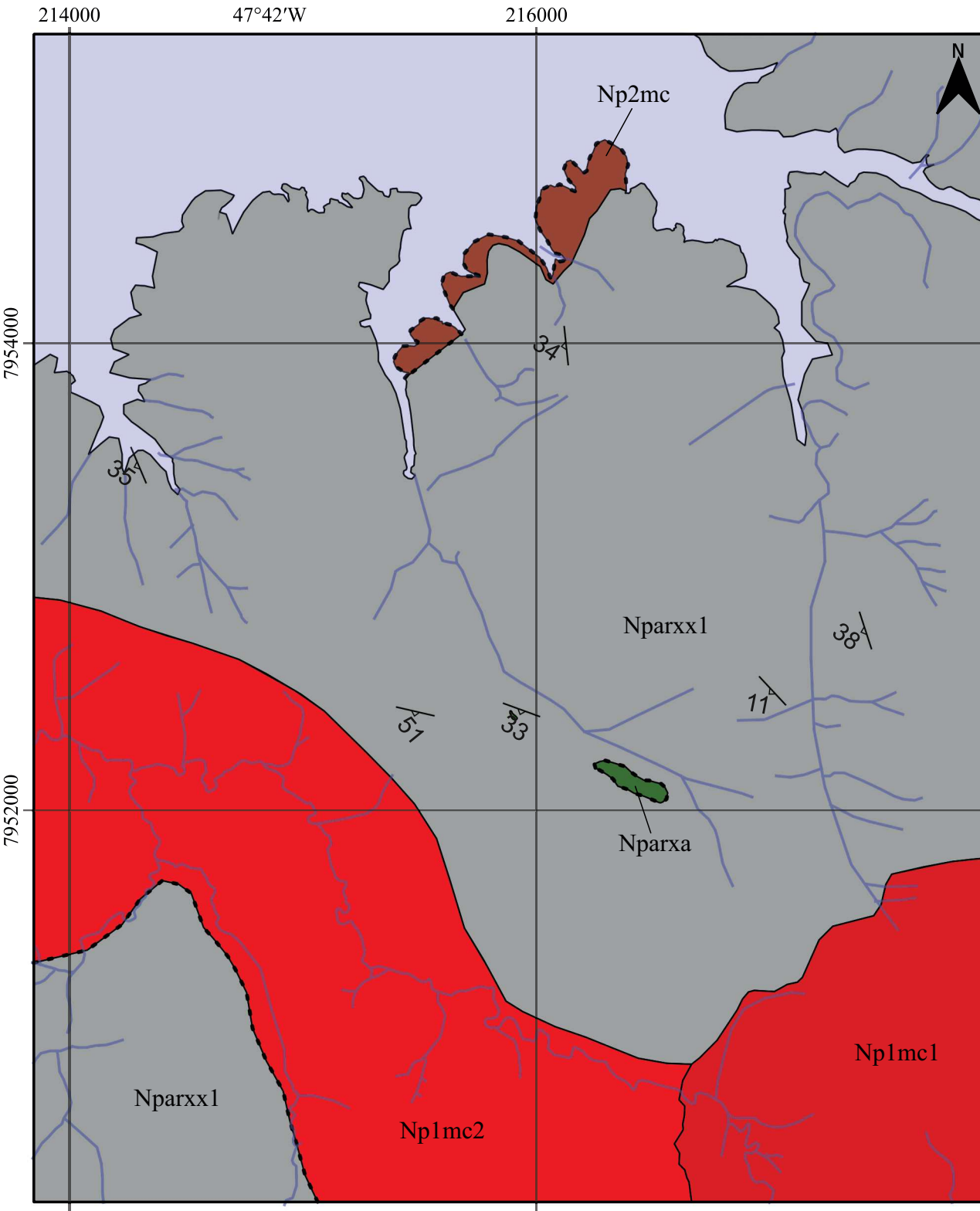
0 0,25 0,5 km



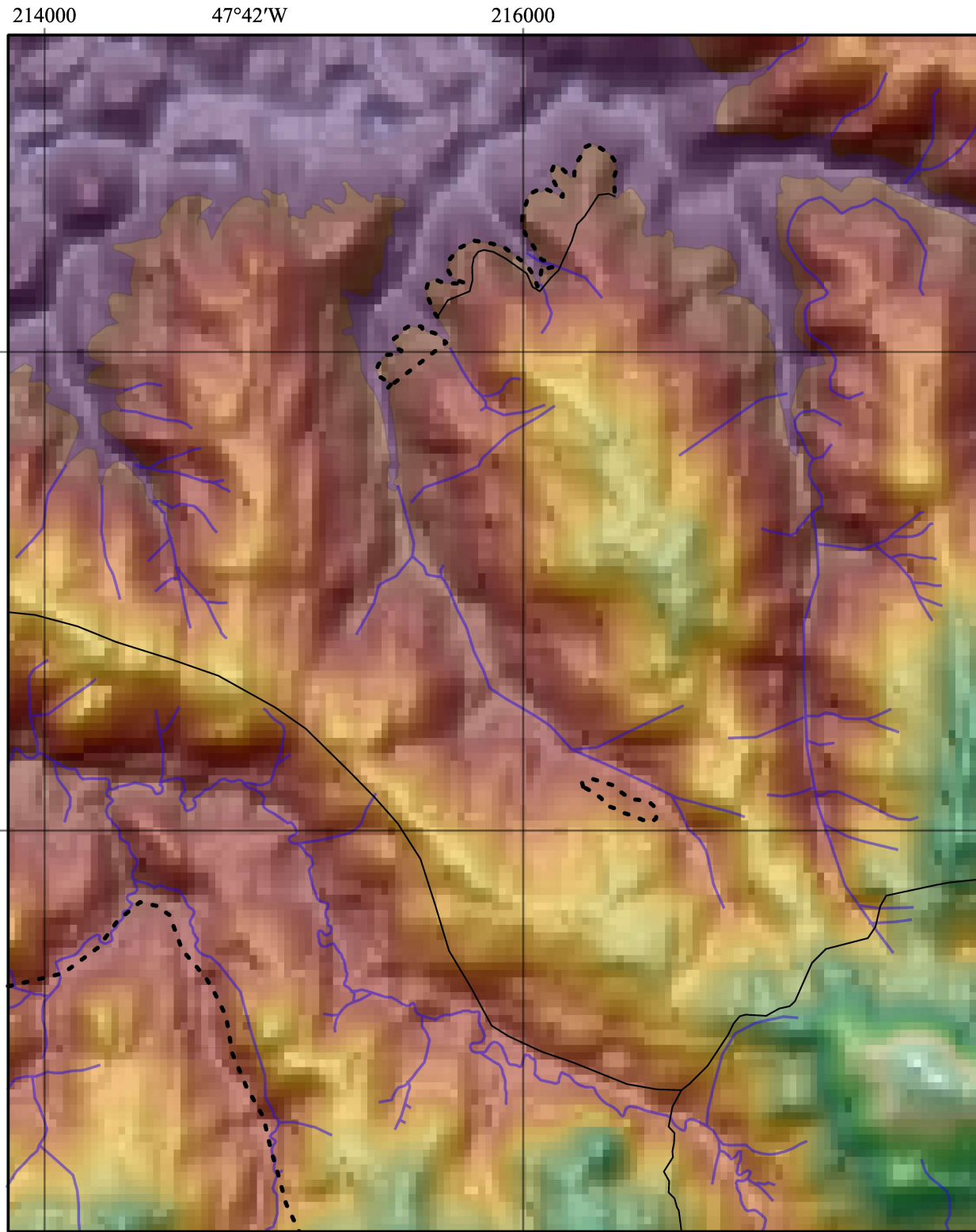
Mapa de Pontos
Datum: SIRGAS 2000 23S
Sistema de Coordenadas: Universal Transverse Mercator (UTM)
Fonte de dados: IBGE (2026)
Elaborado por: Lucas Araújo Souto



APÊNDICE B- Mapa Geológico



APÊNDICE C- Modelo Digital de Elevação (MDE)



Legenda

MDE



Convenções Cartográficas

- Área de Estudo
- Contato definido
- - - Contato inferido
- Represa da Emborcação
- Drenagens

Escala: 1:25.000

0 0,25 0,5 km



Modelo Digital de Elevação (MDE)
Datum: SIRGAS 2000 23S
Sistema de Coordenadas: Universal Transverse Mercator
(UTM)
Fonte de dados: IBGE (2026)
Elaborado por: Lucas Araújo Souto



APÊNDICE D- Descrições microscópicas

Amostra/Lâmina: CMC-05-03-06B

Macroscopia: Classificado como um gnaisse bandado, apresenta coloração prateada/esbranquiçada, com um bandejamento composicional bem definido.

Composição modal estimada: A composição modal estimada da rocha, é composta por oligoclásio (35%), quartzo (32%), feldspato potássico (25%), biotita (4%), muscovita (3%) e granada (1%).

Microscopia:

Os cristais de oligoclásio apresentam formas subédricas a anédricas, com dimensões variando de 0,6 a 1 mm, e pontualmente apresentam geminação polissintética. Os contatos com os cristais de quartzo são sinuosos a lobulados e, pontualmente, observam-se cristais de quartzo com dimensões de 0,1 a 0,5 mm inclusos nos cristais de oligoclásio. Observa-se o processo de sericitização ocorrendo nos cristais de oligoclásio; esse processo ocorre em toda a lâmina, sendo observado na maioria dos cristais e se manifestando por meio de um aspecto turvo (Figura 1 C e D).

Os cristais de quartzo apresentam formas anédricas com dimensões de 0,5 a 1 mm; quando inclusos nos cristais de feldspato potássico e de oligoclásio, apresentam dimensões de 0,1 a 0,5 mm. Os contatos com os cristais de feldspato potássico e oligoclásio são sinuosos a lobulados, e com os cristais de biotita e muscovita são retilíneos. Pontualmente, os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante (Figura 1 A, B, C D, E, F e G).

Os cristais de feldspato potássico apresentam formas subédricas a anédricas, com dimensões de 1 a 3 mm. Os contatos com os cristais de quartzo, oligoclásio, biotita e muscovita são retilíneos a sinuosos. Na maior parte da lâmina, observam-se cristais de quartzo com dimensões de 0,1 a 0,5 mm inclusos nos cristais de feldspato potássico. Observam-se também cristais bem desenvolvidos de muscovita e biotita inclusos nesse mineral (Figura 1 A e B).

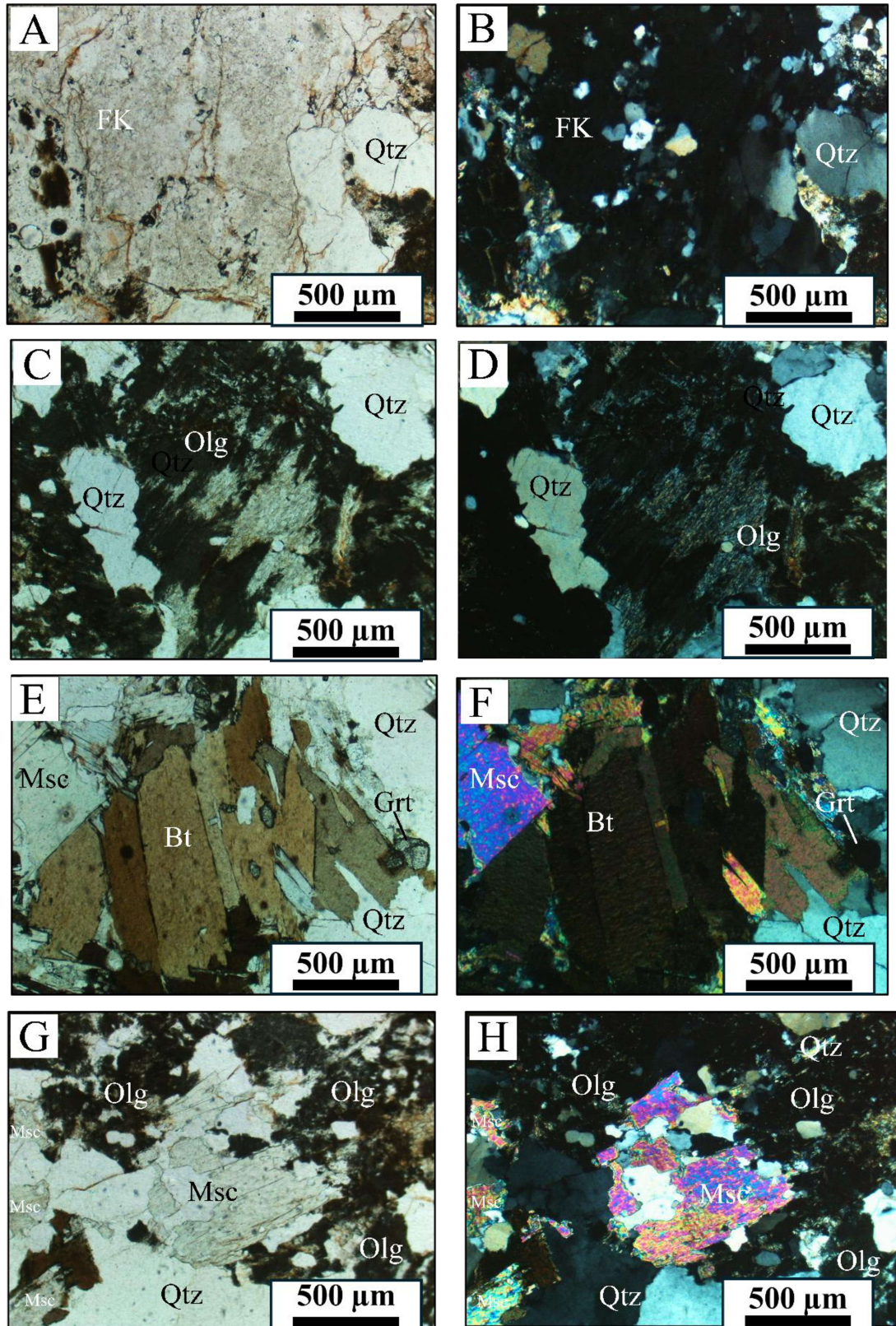
Os cristais de biotita apresentam formas subédricas, com dimensões de 1 a 1,5 mm. Os contatos com os cristais de feldspato potássico, oligoclásio, quartzo e muscovita são retilíneos a sinuosos. Pontualmente, observam-se cristais de muscovita e granada inclusos, com dimensões inferiores a 0,2 mm (Figura 1 E e F).

Os cristais de muscovita apresentam formas subédricas, com dimensões de 0,5 a 1 mm. Os contatos com os cristais de feldspato potássico, oligoclásio, quartzo e biotita são retilíneos a sinuosos. Pontualmente, observam-se cristais de granada com dimensões inferiores a 0,2 mm inclusos nos cristais de muscovita (Figura 1 G e H).

Os cristais de granada apresentam formas subédricas, com dimensões de 0,1 a 0,5 mm. A granada ocorre em toda a extensão da lâmina, inclusa nos cristais de biotita e muscovita principalmente (Figura 1 E e F).

CLASSIFICAÇÃO DA ROCHA: Gnaiss Bandado

Figura 1: Fotomicrografias exibindo feições microscópicas e texturais do gnaiss bandado. A e B) Cristal milimétrico de feldspato potássico (FK) em contato sinuoso com quartzo (Qtz); C e D) Cristal de oligoclásio (Olg) exibindo geminação polissintética com inclusão de quartzo (Qtz) de 0,5 mm, afetado por processo de sericitização (Ser) que lhe confere aspecto turvo; E e F) Cristal bem desenvolvido de biotita (Bt) contendo inclusões de cristais de granada (Grt) de aproximadamente 0,2 mm; G e H) Cristal de muscovita (Msc) exibindo contatos retilíneos a sinuosos com quartzo (Qtz) e oligoclásio (Olg) alterado.



Amostra/Lâmina: CMC-05-03-11

Macroscopia: Classificado como um gnaisse bandado, apresenta coloração prateada/esbranquiçada, com um bandejamento composicional bem definido.

Composição modal estimada: A composição modal estimada da rocha, é composta por oligoclásio (35%), quartzo (32%), feldspato potássico (25%), biotita (4%), muscovita (3%) e granada (1%).

Microscopia:

Os cristais de oligoclásio apresentam formas subédricas a anédricas, com dimensões variando de 0,5 a 1,5mm, e pontualmente apresentam geminação polissintética. Os contatos com os cristais de quartzo são sinuosos a lobulados e, pontualmente, observam-se cristais de quartzo e muscovita com dimensões milimétricas inclusos nos cristais de oligoclásio. Observa-se o processo de sericitização ocorrendo nos cristais de oligoclásio; esse processo ocorre em toda a lâmina, sendo observado na maioria dos cristais e se manifestando por meio de um aspecto turvo (Figura 2 A, B, C e D).

Os cristais de quartzo apresentam formas anédricas com dimensões de 0,5 a 1 mm; quando inclusos nos cristais de feldspato potássico e de oligoclásio, apresentam dimensões de 0,1 a 0,5 mm. Os contatos com os cristais de feldspato potássico e oligoclásio são sinuosos a lobulados, e com os cristais de biotita e muscovita são retilíneos. Pontualmente, os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante (Figura 2 A, B, C e D).

Os cristais de feldspato potássico apresentam formas subédricas a anédricas, com dimensões de 1 a 3 mm, pontualmente apresenta textura mimerquítica. Os contatos com os cristais de quartzo, oligoclásio, biotita e muscovita são lobulados a sinuosos. Pontualmente, observa-se cristais de quartzo com dimensões de 0,2 a 0,5mm inclusos nos cristais de feldspato potássico (Figura 2 A e B).

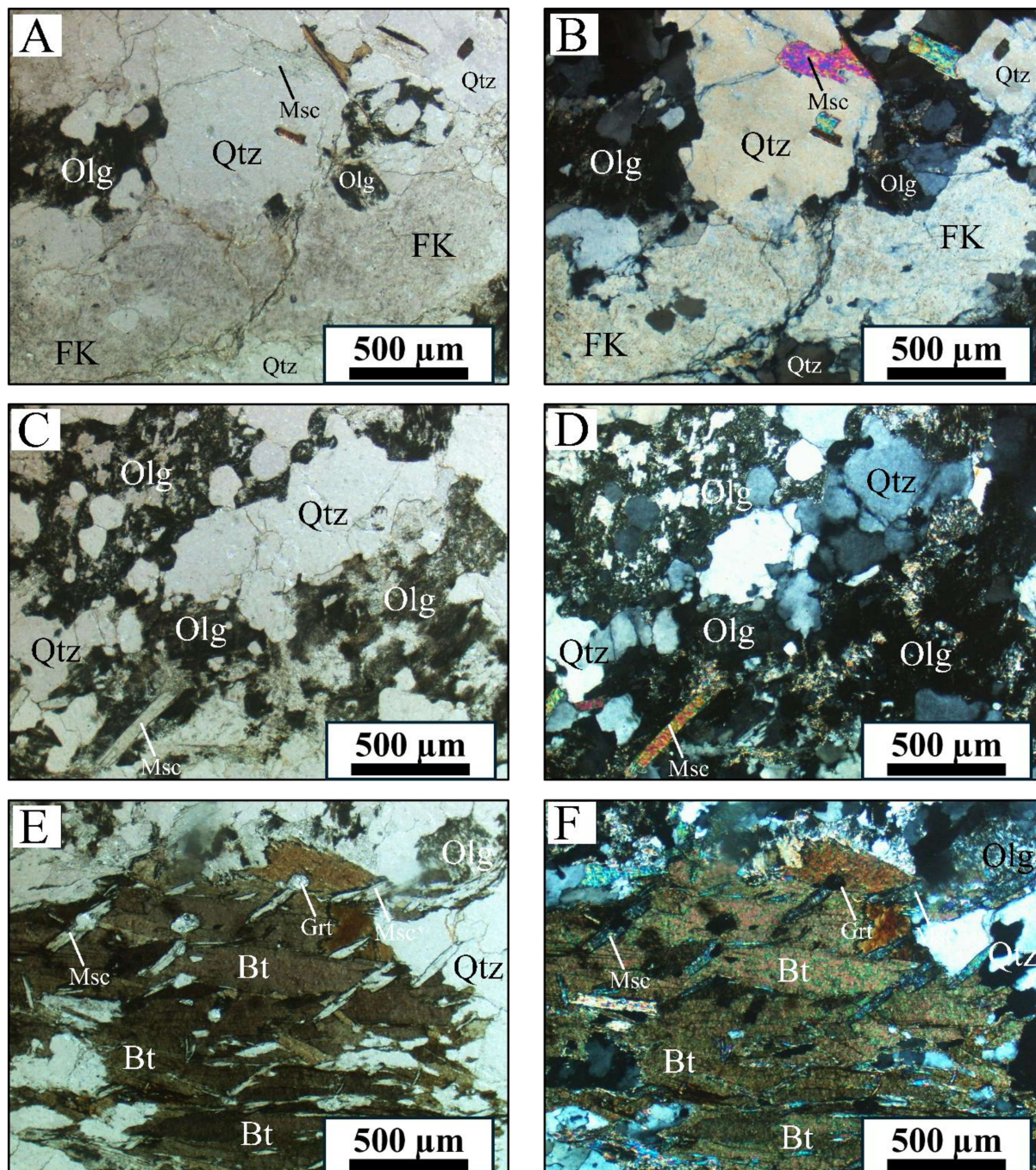
Os cristais de biotita apresentam formas subédricas, com dimensões de 1 a 1,5 mm e na maior parte da lâmina estirados. Os contatos com os cristais de oligoclásio, quartzo e muscovita são retilíneos a sinuosos. Pontualmente, observam-se cristais de muscovita e granada inclusos, com dimensões inferiores a 0,2 mm (Figura 2 E e F).

Os cristais de muscovita apresentam formas subédricas, com dimensões de 0,2 a 0,6 mm. Os contatos com os cristais de feldspato potássico, oligoclásio, quartzo e biotita são retilíneos a sinuosos. Pontualmente, observam-se cristais de granada com dimensões inferiores a 0,2 mm inclusos nos cristais de muscovita (Figura 2 C, D, E e F).

Os cristais de granada apresentam formas subédricas, com dimensões de 0,1 a 0,5 mm. A granada ocorre em toda a extensão da lâmina, inclusa nos cristais de biotita e muscovita principalmente (Figura 2 E e F).

CLASSIFICAÇÃO DA ROCHA: Gnaisse Bandado

Figura 2: Fotomicrografias exibindo feições microscópicas e texturais do gnaiss bandado. A e B) Cristal de feldspato potássico (FK) em contato com oligoclásio (Olg) e quartzo (Qtz), destacando-se pequena inclusão de muscovita (Msc); C e D) Agregado de cristais de quartzo (Qtz) de contatos retilíneos a lobados associados a oligoclásio (Olg) alterado e cristais de muscovita (Msc) bem desenvolvida; E e F) Agregado micáceo com orientação preferencial dominado por biotita (Bt) fortemente pleocróica, associada a palhetas de muscovita (Msc) intercrescidas e pequena inclusão subarredondada de granada (Grt), em matriz de quartzo (Qtz) e oligoclásio (Olg).



Amostra/Lâmina: CMC-05-05-7

Macroscopia: Classificado como um monzogranito, apresenta coloração acinzentada, estrutura anisotrópica bem definida, com granulação média a grossa.

Composição modal estimada: A composição modal estimada da rocha, é composta por quartzo (40%), oligoclásio (25%), feldspato potássico (20%), biotita (5%), muscovita (5%), clinozoisita (3%) e granada (2%).

Os cristais de quartzo apresentam-se anédricos e intensamente estirados, evidenciando forte deformação plástica, com dimensões de 0,5 a 1 mm reduzindo-se para 0,1 a 0,5 mm quando inclusos nos feldspatos. Seus contatos com os demais minerais são lobulados a serrilhados. O quartzo frequentemente exibe extinção ondulante acentuada e envolve os cristais alterados de oligoclásio (Figura 3 C, D, E e F).

O oligoclásio ocorre como cristais subédricos a anédricos, com dimensões entre 0,1 e 0,8 mm, exibindo localmente geminação polissintética. Seus contatos com feldspato potássico, quartzo e micas variam de sinuosos a lobulados. O processo de sericitização é generalizado e intenso em toda a lâmina, afetando a maioria dos cristais e manifestando-se por meio de um aspecto fortemente turvo. Observa-se cristais de quartzo que se acomoda em torno das bordas dos cristais de oligoclásio, desenvolvendo porfiroclastos (Figura 3 E e F).

Os cristais de feldspato potássico apresentam formas subédricas a anédricas, com dimensões variando de 0,5 a 1 mm. Seus contatos com quartzo, oligoclásio, biotita e muscovita são predominantemente lobulados a serrilhados. Localmente, observam-se cristais de quartzo e de clinozoisita com dimensões de 0,1 a 0,5 mm inclusos no feldspato potássico (Figura 3 A e B).

A biotita forma cristais subédricos com dimensões de 0,1 a 0,4 mm, encontrando-se predominantemente orientadas segunda a foliação da rocha. Seus contatos com oligoclásio, quartzo e muscovita variam de sinuosos a serrilhados. Em algumas porções, os cristais de biotita moldam e contornam os cristais alterados de oligoclásio (Figura 3 G e H).

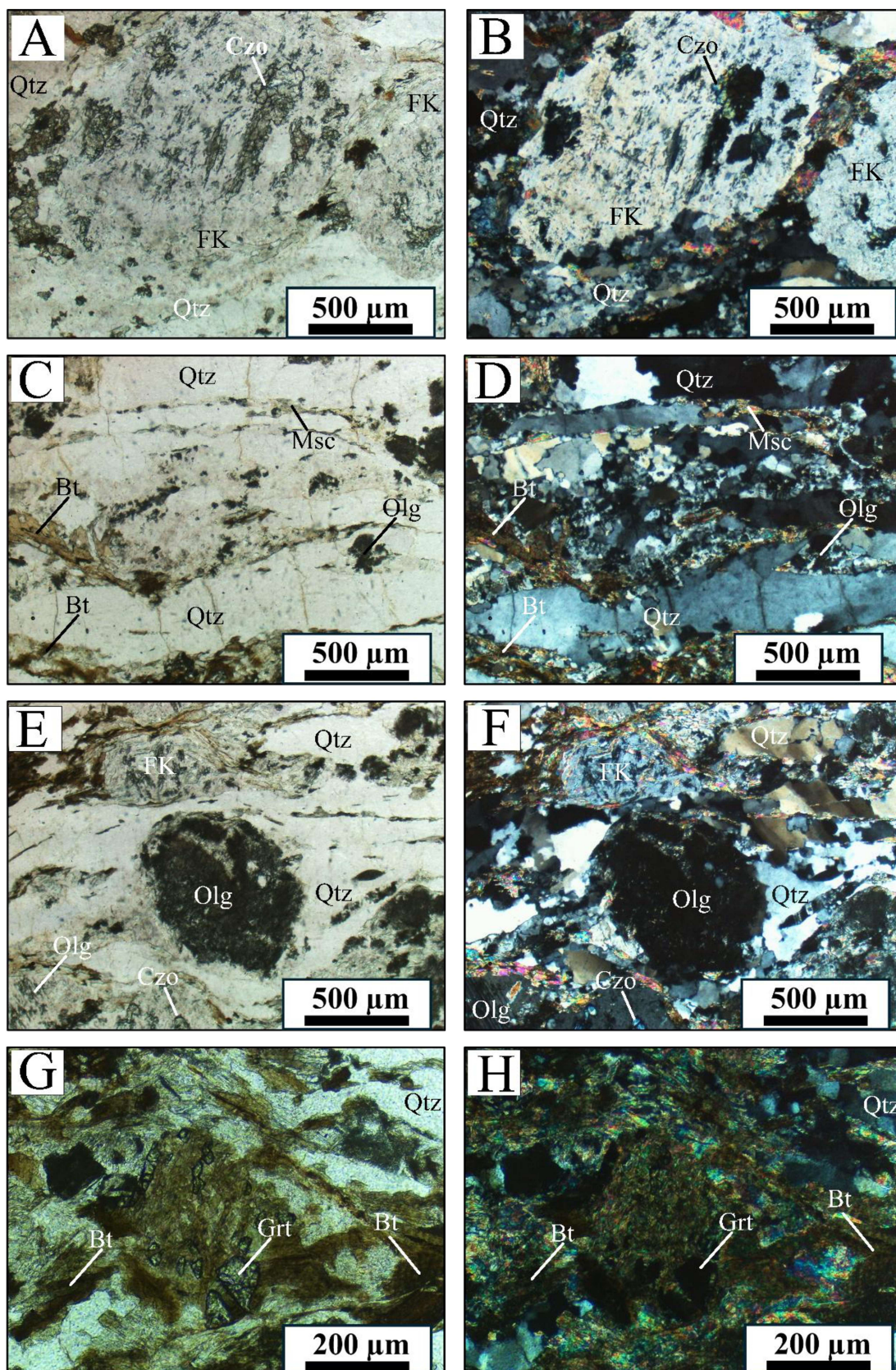
A muscovita assemelha-se morfológicamente à biotita, ocorrendo como cristais subédricos orientadas segunda a foliação da rocha com dimensões de 0,1 a 0,5 mm. Seus contatos com feldspato potássico, oligoclásio, quartzo e biotita variam de suturados a lobulados, os cristais de muscovita moldam e contornam os cristais alterados de oligoclásio (Figura 3 C e D).

Os cristais de clinozoisita, ocorre de maneira bem distribuída na lâmina, apresentando formas subédricos, com dimensões entre 0,1 e 0,5 mm, hospedados predominantemente no interior dos cristais de feldspato potássico (Figura 3 A e B).

A granada ocorre de maneira acessória e pontual na lâmina, na forma de cristais subédricos isolados com dimensões entre 0,1 e 0,3 mm, em contato predominantemente com os cristais estirados de quartzo (Figura 3 G e H).

CLASSIFICAÇÃO DA ROCHA: Monzogranito acinzentado (fácies acizentada)

Figura 3: Fotomicrografias exibindo feições microscópicas e texturais da fácies acinzentada. A e B) Cristal milimétrico de feldspato potássico (FK) com inclusões de clinozoisita (Czo) variando de 0,1 a 0,5 mm; C e D) Cristais de quartzo (Qtz) formando fitas em resposta ao estresse tectônico; E e F) Cristal de oligoclásio (Olg) alterado e contornado assimetricamente por cristais de quartzo, desenvolvendo porfiroclastos; G e H) Cristais milimétricos de granada (Grt) hospedados como inclusões no interior de cristais de biotita (Bt).



Amostra/Lâmina: PL-12

Macroscopia: Classificado como um monzogranito, apresenta coloração esbranquiçada, estrutura anisotrópica bem definida, com granulação média a grossa.

Composição modal estimada: A composição modal estimada da rocha, é composta por quartzo (40%), feldspato potássico (25%), oligoclásio (25%), muscovita (7%), biotita (2%) e granada (1%).

Os cristais de quartzo apresentam-se anédricos e intensamente estirados, evidenciando forte deformação plástica, com dimensões de 0,5 a 1 mm. Seus contatos com os demais minerais são lobulados a serrilhados. O quartzo frequentemente exibe extinção ondulante acentuada e envolve os cristais alterados de oligoclásio (Figura 4 C, D, E, F, G e H).

Os cristais de feldspato potássico apresentam formas subédricas a anédricas, com dimensões de 1 a 3 mm e intensamente alterados. Os contatos com os cristais de quartzo, oligoclásio e muscovita são lobulados a sinuosos (Figura 4 A e B).

Os cristais de oligoclásio apresentam formas subédricas a anédricas, com dimensões variando de 0,5 a 1,5mm, e pontualmente apresentam geminação polissintética. Os contatos com os cristais de quartzo são sinuosos a lobulados. Observa-se o processo de sericitização ocorrendo nos cristais de oligoclásio; esse processo ocorre em toda a lâmina, sendo observado na maioria dos cristais e se manifestando por meio de um aspecto turvo (Figura 4 C, D, E, F, G e H).

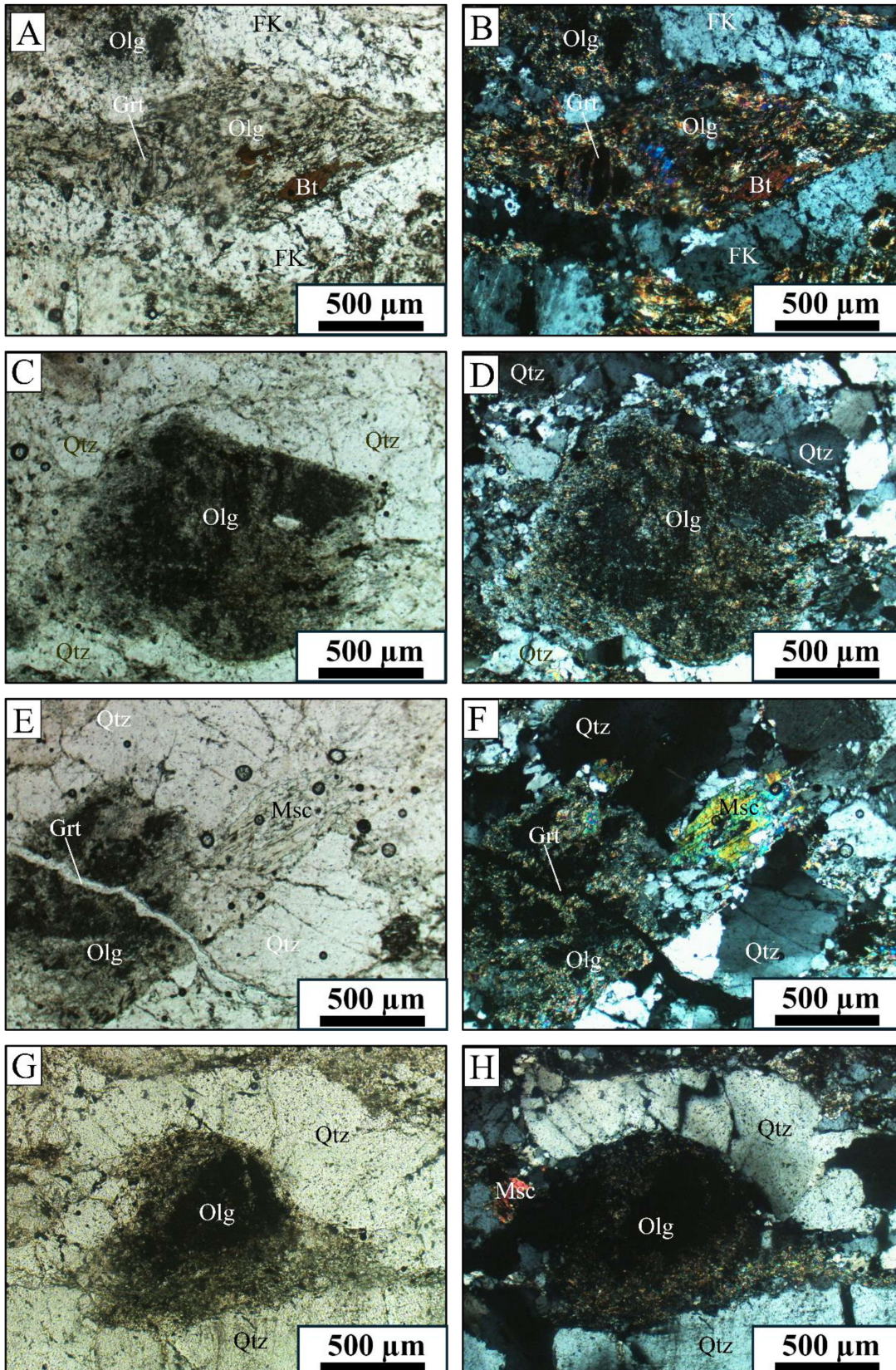
Os cristais de muscovita apresentam formas subédricas, com dimensões de 0,2 a 0,5 mm. Os contatos com os cristais de feldspato potássico, oligoclásio e quartzo são retilíneos a sinuosos. Pontualmente, observam-se cristais de granada com dimensões inferiores a 0,2 mm inclusos nos cristais de muscovita (Figura 4 E, F, G e H)

Os cristais de biotita apresentam formas subédricas, com dimensões de 0,1 a 0,3 mm. Os contatos com os cristais de feldspato potássico, oligoclásio e quartzo são retilíneos a sinuosos. Pontualmente, observam-se cristais de biotita com dimensões inferiores a 0,2 mm inclusos nos cristais de feldspato potássico (Figura 4 A e B).

Os cristais de granada apresentam formas subédricas, com dimensões de 0,1 a 0,5 mm. A granada ocorre pontualmente na lâmina, inclusa nos cristais de feldspato potássico e oligoclásio (Figura 4 A, B, E e F).

CLASSIFICAÇÃO DA ROCHA: Monzogranito esbranquiçado (fácies esbranquiçada)

Figura 4: Fotomicrografias exibindo feições microscópicas e texturais da fácies esbranquiçada. A e B) Cristal milimétrico de oligoclásio (Olg) apresentando contatos sinuosos a retilíneos com cristais de biotita (Bt) e feldspato potássico (FK) com inclusão de granada (Grt); C e D) Cristal de oligoclásio (Olg) intensamente alterado apresentando aspecto turvo, com contatos sinuosos a lobulados com cristais de quartzo (Qtz); E e F) Cristal de oligoclásio (Olg) intensamente alterado apresentando aspecto turvo, com contatos sinuosos a retilíneos com cristais de quartzo (Qtz) e muscovita (Msc) com inclusão de granada (Grt) na forma de veio ; G e H) Cristais milimétricos de quartzo (Qtz) formando fitas em resposta ao estresse tectônico, contornando o cristal de oligoclásio alterado (Plg).



Amostra/Lâmina: PL-1

Macroscopia: Classificado como um monzogranito, apresenta coloração esbranquiçada, estrutura anisotrópica bem definida, com granulação fina a média.

Composição modal estimada: A composição modal estimada da rocha, é composta por quartzo (40%), oligoclásio (25%), feldspato potássico (20%), biotita (6%), muscovita (6%), monazita (2%) e granada (1%).

Os cristais de quartzo apresentam-se anédricos e intensamente estirados, evidenciando forte deformação plástica, com dimensões de 0,1 a 0,5 mm. Seus contatos com os demais minerais são lobulados a serrilhados. O quartzo frequentemente exhibe extinção ondulante acentuada (Figura 5 A, B, C, D, E, F, G e H).

Os cristais de oligoclásio apresentam formas subédricas a anédricas, com dimensões variando de 0,1 a 0,3mm, e pontualmente apresentam geminação polissintética. Os contatos com os cristais de quartzo são sinuosos a lobulados. Observa-se o processo de sericitização ocorrendo nos cristais de oligoclásio; esse processo ocorre em toda a lâmina, sendo observado na maioria dos cristais e se manifestando por meio de um aspecto turvo (Figura 5 A e B).

Os cristais de feldspato potássico apresentam formas subédricas a anédricas, com dimensões de 0,1 a 0,5 mm e intensamente alterados. Os contatos com os cristais de quartzo, oligoclásio e muscovita são lobulados a sinuosos (Figura 5).

Os cristais de biotita apresentam formas subédricas, com dimensões de 0,1 a 0,3 mm. Os contatos com os cristais de feldspato potássico, oligoclásio e quartzo são retilíneos a sinuosos. Pontualmente, observam-se cristais de biotita com dimensões inferiores a 0,2 mm inclusos nos cristais de feldspato potássico (Figura 5 A, B, C, D, E, F, G e H).

Os cristais de muscovita apresentam formas subédricas, com dimensões de 0,2 a 0,5 mm. Os contatos com os cristais de feldspato potássico, oligoclásio e quartzo são retilíneos a sinuosos. Pontualmente, observam-se cristais de granada com dimensões inferiores a 0,2 mm inclusos nos cristais de muscovita (Figura 5 E, F, G e H).

Os cristais de monazita, ocorre de maneira bem distribuída na lâmina, apresentando formas subédricas, com dimensões inferiores a 0,2mm, hospedados predominantemente no interior dos cristais de feldspato potássico e quartzo (Figura 5 C e D).

Os cristais de granada apresentam formas subédricas, com dimensões inferiores a 0,2mm. A granada ocorre pontualmente na lâmina, inclusa nos cristais de muscovita e biotita (Figura 5 G e H).

CLASSIFICAÇÃO DA ROCHA: Monzogranito esbranquiçado (fácies esbranquiçada)

Figura 5: Fotomicrografias exibindo feições microscópicas e texturais da fácies esbranquiçada. A e B) Cristal milimétrico de biotita (Bt) apresentando contatos sinuosos a retilíneos com cristais de quartzo (Qtz), muscovita (Msc) e oligoclásio (Olg); C e D) Cristais de quartzo (Qtz) apresentando inclusões de monazita (Mnz) e de granada (Grt); E e F) Cristal de biotita (Bt) apresentando contato retilíneo com os cristais de muscovita (Msc) e quartzo (Qtz); G e H) Cristais milimétricos de quartzo (Qtz) formando fitas em resposta ao estresse tectônico.

