



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA**  
**INSTITUTO DE GEOGRAFIA**



MARIANA NUNES MARÇAL SILVA

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO E PETROGRAFIA DAS ROCHAS DO GRUPO  
ARAXÁ NA BACIA DO RIO PRETO, ABADIA DOS DOURADOS (MG)**

**Monte Carmelo - MG**

**2023**

MARIANA NUNES MARÇAL SILVA

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO E PETROGRAFIA DAS ROCHAS DO GRUPO  
ARAXÁ NA BACIA DO RIO PRETO, ABADIA DOS DOURADOS (MG)**

Trabalho de Conclusão de Curso, exigência parcial para obtenção do Título de bacharel em Geologia da Universidade Federal de Uberlândia, campus Monte Carmelo.

Orientador: Prof. Dr. Marco Antônio Delinardo da Silva

**Monte Carmelo - MG**

**2023**

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

S586 Silva, Mariana Nunes Marçal, 1999-  
2023 Mapeamento geológico e petrografia das rochas do Grupo  
Araxá na Bacia do Rio Preto, Abadia dos Dourados (MG)  
[recurso eletrônico] / Mariana Nunes Marçal Silva. -  
2023.

Orientador: Marco Antônio Delinardo da Silva.  
Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) -  
Universidade Federal de Uberlândia, Graduação em  
Geologia.

Modo de acesso: Internet.

Inclui bibliografia.

Inclui ilustrações.

1. Geologia. I. Silva, Marco Antônio Delinardo da,  
1984-, (Orient.). II. Universidade Federal de  
Uberlândia. Graduação em Geologia. III. Título.

CDU: 551



### ATA DE DEFESA - GRADUAÇÃO

Curso de Graduação em:	Geologia				
Defesa de:	Trabalho de Conclusão de Curso II - IGUFU32017				
Data:	03/03/2023	Hora de início:	9h00min	Hora de encerramento:	10h50min
Matrícula do Discente:	31721GLG008				
Nome do Discente:	Mariana Nunes Marçal Silva				
Título do Trabalho:	Mapeamento Geológico e Petrografia das rochas do Grupo Araxá na Bacia do Rio Preto, Abadia dos Dourados (MG)				
A carga horária curricular foi cumprida integralmente?	<input checked="" type="checkbox"/> Sim <input type="checkbox"/> Não				

Reuniu-se de forma remota pela plataforma MS Teams, a Banca Examinadora, composta pelo Prof. Dr. Marco Antônio Delinardo da Silva (orientador e presidente da banca examinadora), docente do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, pelo Doutorando Robert Lima Muniz, pesquisador do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas e pelo Prof. Dr. Luciano Alessandretti, docente do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, e a discente Mariana Nunes Marçal Silva.

Iniciando os trabalhos, o presidente da mesa, Prof. Dr. Marco Antônio Delinardo da Silva, apresentou a Comissão Examinadora e a candidata, agradeceu a presença do público e concedeu a discente a palavra para a exposição do seu trabalho. A duração da apresentação da discente e o tempo de arguição e resposta foram conforme as normas do curso.

A seguir o senhor presidente concedeu a palavra aos examinadores externo e interno, que passaram a arguir o candidato. Ultimada a arguição, que se desenvolveu dentro dos termos regimentais, a banca, examinadora em sessão secreta, atribuiu o resultado, considerando a candidata:

(X) Aprovado com Nota [99]

( ) Reprovado com Nota [ ]

Nada mais havendo a tratar foram encerrados os trabalhos. Foi lavrada a presente ata que após lida e achada conforme foi assinada pela Banca Examinadora.



Documento assinado eletronicamente por **Marco Antonio Delinardo da Silva, Professor(a) do Magistério Superior**, em 03/03/2023, às 10:41, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Robert de Lima Muniz, Usuário Externo**, em 03/03/2023, às 10:48, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).

---



Documento assinado eletronicamente por **Luciano Alessandretti, Professor(a) do Magistério Superior**, em 03/03/2023, às 11:05, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).

---



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site [https://www.sei.ufu.br/sei/controlador\\_externo.php?acao=documento\\_conferir&id\\_orgao\\_acesso\\_externo=0](https://www.sei.ufu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0), informando o código verificador **4292256** eo código CRC **3D2CACFD**.

---

## AGRADECIMENTOS

Os maiores e mais intensos agradecimentos vão aos meus pais, Sandra e Norelde, por sempre me conduzirem no caminho do amor e da verdade, por permitirem que nada me faltasse durante todos os anos da minha vida, especialmente durante estes últimos anos desafiadores. Agradeço por acreditarem, incentivarem e confiarem no meu sonho e por sonharem junto comigo. Também agradeço a minha irmã, Mariely, por sempre estar ao meu lado. Este trabalho é todo dedicado a vocês!

Ao meu orientador, prof. Dr. Marco Antônio Delinardo, por toda a paciência, grandes ensinamentos, incentivo e prontidão para realizar várias etapas de campo e laboratório. A sua confiança, apoio e ajuda foram fundamentais para a realização deste trabalho. À prof. Dra. Pamela Pavanetto que contribuiu com vários ensinamentos. Obrigada por me aceitar no início e pela tentativa de me apresentar a Geologia Estrutural (se não fosse você provavelmente este trabalho nunca seria realizado)!!

A todos os demais professores do curso de Geologia – UFU que compartilharam seus conhecimentos e contribuíram para a minha formação. Aos funcionários e motoristas do *campus* Monte Carmelo que mesmo de forma indireta também contribuíram grandemente.

Ao Fernando, maior geólogo estruturalista que a comunidade acadêmica irá conhecer. Obrigada pelas diversas conversas geológicas e não geológicas, pela amizade, paciência, ensinamentos e parceria durante várias etapas deste trabalho. Você é uma referência!!

Aos meus grandes amigos, Michele, Naty, Patrícia, João e Pinoxoro por estarem sempre ao meu lado, seja nos momentos de angústia e desespero ou nos momentos de alegria. Agradeço por todo companheirismo, irmandade e zoeiras never end. Devo agradecer em especial ao João e a Naty por dividirem o laboratório e pelas longas conversas e motivações durante as descrições. Todos vocês são a minha segunda família!!

À Prefeitura Municipal de Abadia dos Dourados pelo suporte financeiro durante todas as etapas de campo, em especial ao Gilvane Vargas, Secretário de Meio Ambiente, pela prontidão, disposição e auxílio no transporte (celinha turbinado).

Ao Leandro, meu companheiro, melhor amigo e namorado, obrigada pela paciência, compreensão e cuidado durante cada momento deste trabalho.

Muito obrigada!!!

## RESUMO

O mapeamento geológico e a petrologia são métodos importantes para a compreensão do arranjo litoestratigráfico e da história geológica de uma determinada região. Para compreender a litoestratigrafia e a evolução estrutural e metamórfica da região do presente estudo foi realizado mapeamento geológico em escala de detalhe (1:25.000) e análises de lâminas petrográficas. A área de estudo se encontra no município de Abadia dos Dourados (MG) e abrange rochas do Grupo Araxá e Complexo Abadia dos Dourados, que compõe a porção interna da Faixa Brasília Meridional, Província Tocantins. O detalhamento dessa região possibilitou a descrição e individualização de cinco unidades litológicas caracterizadas como: Biotita-muscovita xisto, Biotita-granada-muscovita xisto e Biotita-muscovita granito associados ao Grupo Araxá; Filito associado ao Complexo Abadia dos Dourados; e a unidade Migmatito Metatexítico Rio Preto. Este trabalho permitiu a identificação de corpos graníticos e migmatitos que até o momento não haviam sido caracterizados na área de abrangência do mapeamento. Nas rochas metamáficas associadas a migmatização foi caracterizado um pico metamórfico na fácies anfíbolito e fusão parcial em condições de pressão e temperatura superior a 10 kbar e 700° C. Para as rochas metassedimentares o auge metamórfico é atribuído a zona da estauroлита com a paragênese estauroлита + granada + biotita + muscovita + quartzo. Todos os litotipos foram afetados por um retrometamorfismo na fácies xisto-verde caracterizado principalmente pela saussuritização presente nos migmatitos e substituição de minerais de alto grau para minerais de grau metamórfico inferior nas rochas metassedimentares. Definiram-se duas fases deformacionais: D1 e D2. A D1 é subdividida em estágios precoce e tardio, ambos marcados pelo esforço compressional na direção NE-SW. O primeiro estágio relaciona-se com a geração das dobras recumbentes F1 responsáveis pela formação da foliação S1 de forma paralela ao acamamento composicional S0, a fase D1 tardia é associada a geração das dobras F1', responsáveis pela formação da foliação S1', lineação de intersecção Lb1, foliação milonítica Sm e uma lineação de estiramento Lm associada a Sm. A D2 representa o esforço tectônico compressivo na direção NW-SE responsável pela geração das dobras F2, formação da foliação S2 e lineação de intersecção Lb2, este estágio também é responsável pela geração das estruturas rúpteis.

**Palavras-chaves:** Faixa Brasília Meridional. Mapeamento Geológico. Grupo Araxá. Litoestratigrafia. Evolução tectono-metamórfica.

## ABSTRACT

Geological mapping and petrography are important methods for understanding the lithostratigraphic arrangement and geological history of a given region. To understand the lithostratigraphy and the structural and metamorphic evolution of the region of the present study, a detailed geological mapping (1:25.000) and analysis petrographic blades were performed. The study area is located in the municipality of Abadia dos Dourados (MG) and includes rocks of the Araxá Group and Abadia dos Dourados Complex, which make up the inner portion of the Southern Brasília Belt, Tocantins Province. The detailing of this work allowed for the description and individualization of five lithological units characterized as Biotite-muscovite schist, Biotite-garnet-muscovite schist and Biotite-muscovite granite associated to Araxá Group; phyllite associated to Abadia dos Dourados Complex; and the Rio Preto Metatexite Migmatite unit. This work allowed the identification of granite and migmatite bodies that until now had not been characterized in the area covered by this work. In the metamorphic rocks associated to migmatization, a metamorphic peak was characterized in the amphibolite facies and partial fusion in pressure and temperature conditions above 10 kbar and 700° C. For the metasedimentary rocks the metamorphic peak is attributed to the staurolite zone with the paragenesis staurolite + garnet + biotite + muscovite + quartz. All lithotypes were affected by a retrometamorphism in the greenschist facies characterized mainly by saussuritization present in the migmatites and substitution of high grade minerals for lower metamorphic grade minerals in the metasedimentary rocks. Two deformational phases were defined: D1 and D2. D1 is subdivided into early and late stages, both marked by compressional stress in the NE-SW direction, the first stage is related to the generation of the F1 recumbent folds responsible for the formation of the S1 foliation parallel to the compositional bedding S0, the late D1 stage is associated with the generation of the F1' folds, responsible for the formation of the S1' foliation, Lb1 intersection lineation, Sm milonite foliation and a Lm stellate lineation associated with Sm. D2 represents the compressive tectonic stress in the NW-SE direction responsible for the generation of the F2 folds, formation of the S2 foliation and Lb2 intersection lineation, this stage is also responsible for the generation of the brittle structures.

**Keywords:** Meridional Brasília Belt. Geological Mapping. Araxá Group. Lithostratigraphy. Tectono-metamorphic evolution.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Mapa de localização da área e principais vias de acesso. .... 3
- Figura 2: A) Localização da área de estudo no mapa geológico simplificado da Faixa Brasília – 1) Embasamento arqueano/paleoproterozoico; 2) Maciço de Goiás; 3) Grupo Araí; 4) Grupo Serra da Mesa; 5) Complexos Máficos e Ultramáficos e unidades metavulcanossedimentares; 6) Arco Magmático de Goiás; 7) Grupo Paranoá; 8) Grupo Canastra; 9) Grupo Vazante; 10) Grupo Andrelândia; 11) Nappe Socorro-Guaxupé; 12) Cinturão granulítico de Alta Pressão e mélanges; 13) Grupo Araxá; 14) Grupo Ibiá; 15) Cobertura Cratônica (Grupo Bambuí); 16) Coberturas fanerozoicas. B) Blocos cratônicos e cinturões Pan-Africano/Brasiliano..... 8
- Figura 3: A) 1) Crosta do Cráton São Francisco. 2) Sedimentos de Margem Passiva (Canastra e parte do Araxá). 3) Sedimentos de mar profundo (Araxá). 4) Crosta Oceânica. 5) Arco Magmático de Goiás. 6) Arcos graníticos tonianos. 7) Crosta do Cráton Paranapanema. 8) Nuvens de cinza vulcânica. 9) Arcos graníticos continentais do neoproterozoico tardio. 10) Sedimentos sin-orogênicos (Araxá). 11) Granitos sin-colisionais. 12) Grupo Ibiá. B) Reconstrução esquemática do Gondwana: i) formação de arcos magmáticos (\*) e zonas de subducção ao redor do São Francisco-Congo; ii) colisão do Cráton Paranapanema, Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás; iii) acreções subsequentes de blocos continentais: 1) São Francisco-Congo. 2) Paranapanema. 3) Oeste da África. 4) Amazonico. 5) Rio Apa. 6) Rio de la Plata. 7) Pampia. 8) Kalahari. .... 16
- Figura 4: Mapa geológico da Bacia do Rio Preto simplificado..... 19
- Figura 5: Feições meso e macroscópicas do paleossoma. A) Lajedos de anfíbolitos dobrados no leito do Rio Preto – Ponto FMM140. B) Rocha com textura nematoblástica, notar os anfíbólios com hábito tabular e orientados preferencialmente em uma direção, definindo foliação contínua – FMM249. C) Paleossoma com textura grano-nematoblástica – Ponto FMM250. D) Amostra com porfiroblastos de granadas destacados pela coloração avermelhada e hábito granular – Ponto FMM179. E) Anfíbolito com veios de quartzo encaixados na foliação principal – Ponto FMPM19..... 21
- Figura 6: Feições microscópicas do paleossoma. A e B) Cristais de hornblenda com hábito prismático longo e curto, os tracejados em vermelho evidenciam a xistosidade da rocha – FMPM48 – Nicóis cruzados. C) Grãos de hornblenda com pleocroísmo verde e grãos de epidoto com pleocroísmo rosa/incolor, todos com hábito granular – FMPM19 – Nicóis

descruzados. D) Grãos de hornblenda e epidoto com cores intensas e variadas e textura grano-nematoblástica – FMPM19 – Nicóis cruzados. E) Cristal de titanita com geminação e cristais de zoisitas de cor azulada. Em vermelho destaca-se bolsões de quartzo e plagioclásio – FMPM47 – Nicóis cruzados. F) Grãos de hornblenda contornando porfiroblasto de granada, foliação contínua e anastomosada, notar o contato lobulado dos grãos de quartzo – FMM179 – Nicóis cruzados. Os tracejados em vermelho indicam a xistosidade da rocha e a linha contínua evidencia os contatos entre os grãos de quartzo. Hbl: hornblenda; Qz: quartzo; Pl: plagioclásio; Ep: epidoto; Ttn: titanita; Zo: zoisita; Grt: granada. Fonte: Whitney e Evans (2010). ..... 22

Figura 7: Feições meso e macroscópicas do leucossoma. A) Modo de ocorrência do migmatito metatexítico com estrutura estromática – FMPM19. B e C) Detalhe de leucossoma com megacristais de hornblenda (B) e granada (C) caracterizando textura pofiroclástica – FMM140 e FMM179. D) Leucossoma quartzo-feldspático com estrutura patch – FMM236. E) Leucossoma com estrutura estromática dispostos ao longo da foliação contínua dos anfibolitos – FMPM19. .... 24

Figura 8: Lâmina do ponto FMPM19 – Nicóis cruzados. Os traços em vermelho evidenciam os contatos dos grãos. A, D, E e F) Textura blasto-porfirítica dos leucossomas representadas por megacristais de plagioclásio (A), granada (E) e hornblenda (D, F). B) Megacristal de plagioclásio com maclas deformadas. C) Grãos de quartzo com contatos retilíneos e megacristal de muscovita. Hbl: Hornblenda; Pl: plagioclásio; Qz: quartzo; Grt: granada; Ms: muscovita. Fonte: Whitney e Evans (2010). .... 26

Figura 9: Fotografias do ponto FMPM19. Destaca-se que em todas as fotografias é possível ver bandas de leucossoma (cor clara) dispostas paralelamente a foliação do paleossoma e com espessuras variadas. A) Bolsão hololeucocrático circundado por material de coloração preta (melanossoma), notar que o melanossoma ocorre em ambas as bordas do leucossoma, caracterizando uma estrutura estromática. B) Bordas de melanossoma nos bolsões hololeucocráticos, notar a estrutura estromática na porção inferior da imagem e estrutura em rede na porção superior. C) Auréola de melanossoma em fenocristal de feldspato e bolsão hololeucocrático caracterizando uma estrutura em patch. .... 27

Figura 10: Lâminas do ponto FMPM19 – Nicóis cruzados. A e B) Melanossoma bordejando ambos os lados dos leucossomas. C e D) Melanossoma bordejando ambos os lados dos leucossomas. C) Melanossoma com cristais milimétricos de hornblenda e

granada e agregados finos de plagioclásio, notar o aumento gradual da granulação dos minerais em sentido ao melanossoma. D) Melanossoma bordejando leucossoma, notar que as hornblendas e granadas ocorrem em maior quantidade em relação aos grãos de quartzo e plagioclásio. Hbl: Hornblenda; Pl: plagioclásio; Qz: quartzo; Grt: granada; Ms: muscovita. Fonte: Whitney e Evans (2010). Os tracejados em amarelo evidenciam o contato entre as diferentes partes do migmatito. .... 28

Figura 11: A e B) Rocha de coloração acinzentada com porfiroblastos de granada – FMM257 e FMM204. C) Granda-biotita-muscovita xisto com porfiroblastos de biotita substituindo os cristais de granada, notar a coloração mais escura da biotita – FMM200. D) Porfiroclastos milimétricos de granada – FMM239. E) Porfiroblastos centimétricos de granada encaixados na foliação – FMM252. F) Estaurolita-biotita-muscovita xisto com porfiroblastos de estaurolita no plano da foliação – FMM257..... 30

Figura 12: Lâminas ponto FMM181. A) Grãos de quartzo bimodal e grãos de clorita e biotita com hábito lamelar – Nicóis cruzados. B) Cristais de plagioclásio com hábito granular no centro da imagem – Nicóis cruzados. C) Agregados finos de muscovita – Nicóis cruzados. D) Grão de ilmenita no centro da imagem – Luz refletida – Nicóis cruzados. Grt: granada; Ms: muscovita; Chl: clorita; Qt: quartzo; Pl: plagioclásio; Ilm: ilmenita. Fonte: Whitney e Evans (2010). .... 31

Figura 13: A) Rocha com acamamento composicional evidenciado pelos níveis com quartzo e níveis de filossilicatos – FMM196. B) Biotita-muscovita xisto com granulação média a grossa – FMM234. C) Bolsões hololeucocráticos encaixados na foliação da rocha – FMM186. D e E) Hornblenda-plagioclásio-biotita-muscovita xistos de coloração preta com cristais milimétricos de muscovita (D) e níveis concentrando quartzo e plagioclásio (E) – FMM243 e FMM242..... 33

Figura 14: A) Quartzito com muscovitas no plano foliação. B) Rocha de granulação fina, notar o acamamento composicional e a foliação contínua e paralela. Fotografias do ponto FMM208..... 34

Figura 15: A) Bt-ms granito com textura grano-lepidoblástica – FMM229. B) Rocha com foliação contínua marcante – FMM231. C) Granito foliado com bolsões pegmatíticos boudinados. O esquema ao lado evidencia a foliação anastomosada e a forma dos boudins – FMM231. D) Granito isotrópico de granulação grossa – FMM253. E) Granito com

enclave de rocha quartzo-feldspática, notar a diferença de granulação entre a enclave e o granito – FMM253. ....	35
Figura 16: A e B) Sericita filito de granulação fina, notar a coloração acinzentada e aspecto brilhoso das sericitas (A) e as lineações de intersecção bem-marcadas (B) – FMM195.....	36
Figura 17: Mapa Estrutural simplificado.....	38
Figura 18: A, B e C) Xistosidade S1 paralela ao acamamento composicional S0, notar a variação dos níveis de quartzo e níveis de filossilicato – FMM181, FMM183 e FMM200. D) Foliação S1 desenvolvida no migmatito metatexítico Rio Preto – FMPM19. E) Xistosidade definida pela orientação preferencial dos filossilicatos, destaque para os níveis concentrado quartzo e níveis com muscovita – FMM181 – Nicóis Cruzados. F) Hornblendas estiradas marcando a foliação anastomosada da rocha – FMM179 – Nicóis cruzados. ....	40
Figura 19: A) Polos dos planos da xistosidade S1, lineações de intersecção Lb1 e Lb2 no DEI. B) Planos da foliação milonítica Sm no DEI. C) Polos dos planos da xistosidade no DEII. D) Planos da foliação milonítica do DEII. E) Planos da clivagem de crenulação S1' e lineação de intersecção Lb1 no DEII. F) Polos dos planos da xistosidade S1 no DEIII. G) Planos da foliação milonítica no DEIII. H) Planos da clivagem de crenulação S1' no DEIII. I) Polos dos planos da xistosidade S1, guirlanda definida a partir dos polos de S1 e eixo da dobra no DEIV. J) Planos da foliação milonítica Sm no DEIV. K) Planos da clivagem de crenulação S1' no DEIV. ....	41
Figura 20: A) Acamamento composicional afetado por dobramentos recumbente com S1 como plano axial – FMM207. B) S1//S0 redobrados por dobra F1', a S1' é plano axial da nova geração de dobras. C) Dobra intrafolial, sem raiz, isoclinal e recumbente, delimitada por S0 e veios de quartzo – FMM213. D) Dobra recumbente, isoclinal e sem raiz – FMM207.....	43
Figura 21: A) Dobra recumbente em amostra de mão – FMM181. O retângulo preto indica o local da lâmina. B) Dobra recumbente em lâmina delgada da amostra FMM181 – Nicóis cruzados. C) Dobramento da S1//S0 e desenvolvimento de clivagem plano axial (S1'). Ms: muscovita; Qz: quartzo. Fonte: Whitney e Evans (2010). ....	44
Figura 22: A) Ângulo obliquo entre S1//S0 e S1' – FMM184. B) S1//S0 sendo crenulado por S1', a relação entre as foliações é obliqua e gera dobra com morfologia em Z –	

FMM184. C) Relação oblíqua entre S1//S0 e S1', as microdobras geradas apresentam morfologia em S – FMM139. D) Clivagem de crenulação em Biotita-muscovita xisto, notar que a relação entre a S1//S0 e S1' é ortogonal e dobras com morfologia em M são formadas – FMM183. E) Clivagem de crenulação associada a dobras em chevron – FMM255. F) S1//S0 transposta por S1', notar a relação ortogonal entre as estruturas – FMM222..... 45

Figura 23: A) Lineações de intersecção Lb1 e Lb2 evidenciadas no plano da foliação – FMM196. B) Lineação de intersecção Lb2 em amostra de sericita filito – FMM195... 46

Figura 24: Estereograma com as lineações de intersecção Lb1 e Lb2, notar que a Lb1 ocorre apresenta mergulhos mais baixos e se concentram no quadrante NW e SE, já a Lb2 possui ângulos mais elevados e ocorre predominante no quadrante SW..... 47

Figura 25: A) Dobra F1' assimétrica com S1' como plano axial – FMM218. B) Dobra F1' simétrica e aberta – FMM190. C) Foliação S1//S0 afetada por dobramentos F1' – FMM219. D) Dobras F1' em chevron em migmatito – FMPM48. E) Dobra F1' suave – FMPM19. F) Foliação S1//S0 sendo redobrada por dobramentos F1', S1' é uma clivagem plano axial e afeta as foliações pretéritas – FMM216..... 48

Figura 26: A) Foliação milonítica com estrutura S-C-C', destaque para os porfiroclastos de quartzo – FMM186. B) Foliação milonítica afetando a xistosidade e acamamento composicional – FMM196. C) Estereograma com os planos da foliação milonítica e as lineações de estiramento medidas nos respectivos planos..... 49

Figura 27: A) Dobramentos F2 suaves afetando a xistosidade e acamamento composicional – FMM238. B) Clivagem de crenulação espaçada evidenciada no plano YZ do elipsoide de deformação – FMM204B..... 50

Figura 28: A) Par conjugado de fraturas granada-biotita-muscovita xisto – FMM182. B) Fraturas em migmatito – FMM140. C) Par conjugado de fraturas em granada-biotita-muscovita xisto – FMM181. D) Diagrama de roseta com as direções principais dos planos de fraturas para NE-SW e NW-SE. .... 52

Figura 29: Bloco diagrama exemplificando os esforços das fases deformacionais e as estruturas geradas. a) Xistosidade S1 sendo afetada pela clivagem de crenulação, notar que a dobra recumbente F1 é redobrada por F1'. b) Blocos diagramas evidenciando as dobras F1' com morfologia em Z, M e S. c) Xistosidade e acamamento composicional sendo afetado pela clivagem de crenulação S2, notar as dobras F2 abertas..... 62

Figura 30: Perfis geológicos evidenciando os litotipos e estruturas dúcteis caracterizadas ao longo dos caminhamentos A-A' e B-B', os blocos diagramas evidenciam o comportamento das estruturas no eixo XZ e XY do elipsoide de deformação finita e os estereogramas representam as orientações das medidas ao longo do perfil. Para ver o caminhamento A-A' e B-B' consultar o Mapa Geológico do Apêndice IV. .... 64

Figura 31: Lâmina do ponto FMPM19. A linha contínua em amarelo evidencia a xistosidade da rocha (S1) e a linha pontilhada representa a foliação interna (Si). A) Porfiroblasto de granada com foliação interna (Si) evidenciada pela orientação retilínea das inclusões de quartzo. B) Porfiroblasto de granada rotacionado, destaque para o leucossoma contornando o grão – FMPM19. .... 65

## Índice de Quadros

Quadro 1: Síntese das estruturas e eventos deformacionais descritos em trabalhos sobre o Orógeno Brasília próximo a área de estudo.....	11
Quadro 2: Ocorrência dos minerais de acordo com a fácies e zona metamórfica. O grau metamórfico aumenta da esquerda para a direita. O pontilhado representa a tendência de desaparecimento do mineral. ....	57
Quadro 3: Síntese das fases deformacionais e estruturas caracterizadas na área de estudo. ....	60

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1 Localização e Vias de Acesso.....	2
1.2 Objetivos.....	3
<b>2. MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>3</b>
2.1 Levantamento Bibliográfico .....	4
2.2 Geoprocessamento e Fotointerpretação .....	4
2.3 Trabalho de Campo.....	5
2.4 Análise Estrutural .....	5
2.5 Petrografia Microscópica.....	6
<b>3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....</b>	<b>6</b>
3.1 Compartimentação Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília.....	6
3.2 Litoestratigrafia.....	9
3.3 Geologia Estrutural .....	11
3.4 Metamorfismo.....	13
3.5 Gênese e Evolução Tectônica da Faixa Brasília .....	13
<b>4. RESULTADOS.....</b>	<b>16</b>
4.1 Fotointerpretação .....	16
4.2 Geologia local .....	18
4.2.1 Migmatito Metatexitico Rio Preto .....	18
4.2.2 Biotita-granada-muscovita xisto .....	29
4.2.3 Biotita-muscovita xisto .....	32
4.2.4 Biotita-muscovita granito.....	34
4.2.5 Filito .....	36
4.3 Análise geométrica .....	37
4.3.1 Foliação S1.....	39
4.3.2 Dobras F1 .....	42

4.3.3	Foliação S1' .....	44
4.3.4	Lineação de Interseção Lb1 .....	46
4.3.5	Dobras F1' .....	47
4.3.6	Foliação Sm.....	48
4.3.7	Lineação mineral Lx .....	49
4.3.8	Foliação S2 e Dobras F2 .....	50
4.3.9	Lineação de interseção Lb2.....	51
4.3.10	Faturas.....	51
<b>5.</b>	<b>DISCUSSÃO .....</b>	<b>52</b>
5.1	Associação litoestratigráfica e natureza dos protólitos da Bacia do Rio Preto .....	52
5.2	Evolução Metamórfica das Rochas da Bacia do Rio Preto.....	57
5.3	Evolução Estrutural das Rochas da Bacia do Rio Preto .....	59
5.3.1	D1 .....	63
5.3.2	D2.....	67
<b>6.</b>	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>67</b>
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>69</b>
	<b>APÊNDICES .....</b>	<b>75</b>

## 1. INTRODUÇÃO

O mapeamento geológico e a petrografia são métodos de extrema importância para a compreensão do arranjo litoestratigráfico e da história geológica de uma determinada região (LISLE *et al.*, 2014). Em terrenos metamórficos, os trabalhos de campo oferecem embasamento fundamental para o entendimento dos processos de gênese crustal, principalmente em cinturões orogênicos (PASSHIER; MYERS; KRONER, 1990). Nas últimas décadas, diversos projetos de mapeamento geológico regionais, realizados ao longo da Faixa Brasília Meridional, forneceram dados e informações sobre a história geológica dos litotipos do orógeno, permitindo sua compartimentação em domínios geotectônicos (FUCK; PIMENTEL; SILVA, 1994; PIMENTEL *et al.*, 1999; 2011, 2016; UHLEIN *et al.*, 2012; VALERIANO, 1992). Neste momento, é necessário realizar estudos geológicos em escala de detalhe, preenchendo lacunas que ainda perduram na evolução geológica da Faixa Brasília.

A área de estudo encontra-se inserida na zona interna do Orógeno Brasília Meridional (FUCK; PIMENTEL; SILVA, 1994) e apresenta predominantemente litotipos pertencentes ao Grupo Araxá e, localmente, rochas associadas ao Complexo Abadia dos Dourados (MOURA; BOA, 2017; RIBEIRO; FÉBOLI, 2017). O Grupo Araxá é uma unidade de grande expressão na zona interna da Faixa Brasília Meridional. A unidade inclui, rochas metamáficas (anfíbolitos), metaultramáficas (clorita-anfíbólio xistos e clorita xistos), metapelitos (muscovita xistos, granada muscovita xistos, entre outros) e granitos (BROD *et al.*, 1991;1992; STRDEDER; NILSON, 1992; SEER *et al.*, 2001; MOURA; BOA, 2017; RIBEIRO; FÉBOLI, 2017; PIAUILINO; HAUSER; DANTAS, 2021).

Na região de Abadia dos Dourados, as relações estratigráficas entre as rochas do Grupo Araxá e do Complexo Abadia dos Dourados ainda não foram compreendidas de maneira detalhada, obstruindo uma análise mais precisa dos processos geodinâmicos que atuaram nesta porção da Faixa Brasília Meridional. O Orógeno Brasília é uma província crustal ampla e complexa, com uma evolução geológica ao longo de aproximadamente 300 Ma, que envolve acreção de terrenos e diversos eventos tectonotermiais (DARDENNE, 2000; PIMENTEL *et al.*, 2000; VALERIANO *et al.*, 2008). Dessa forma, os mapeamentos geológicos de detalhe com suporte de petrografia microscópica são fundamentais para a compreensão de eventos-chave que colaboraram na construção desta longa história geológica.

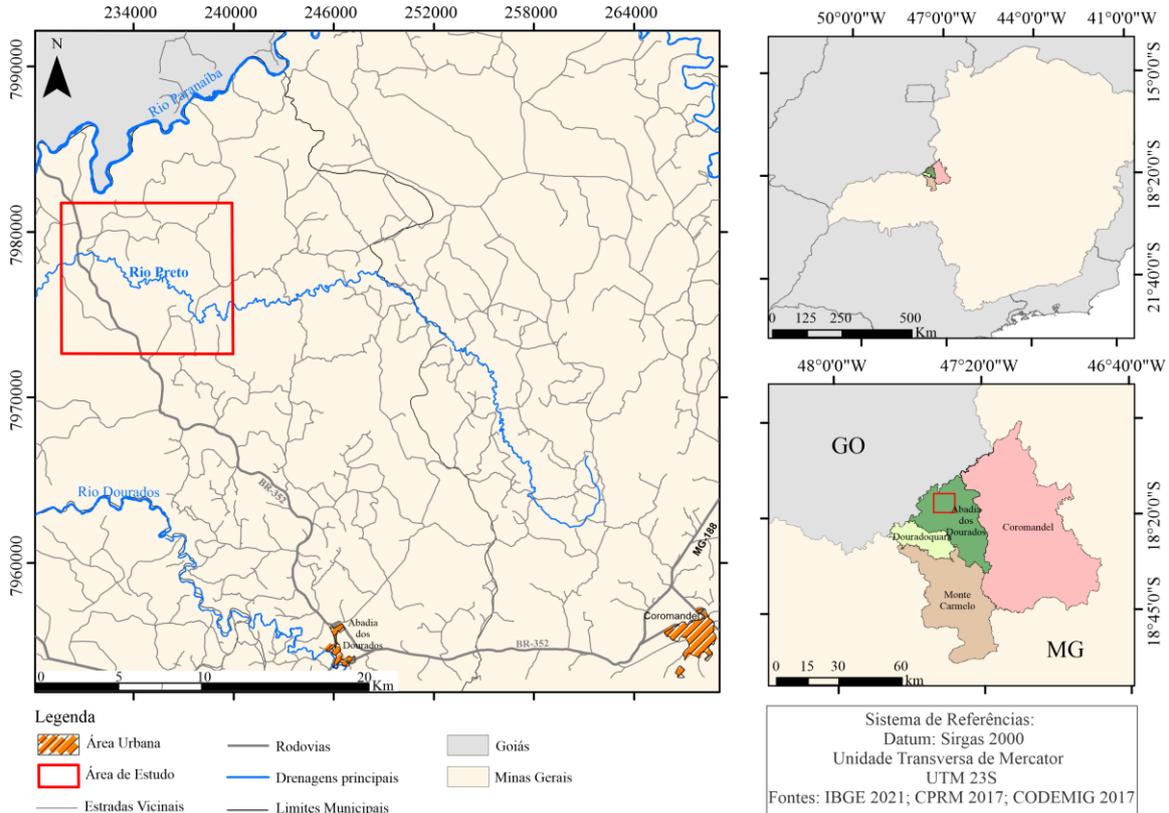
Apesar das várias contribuições já realizadas para esta porção do Orógeno Brasília (BROD *et al.*, 1991, 1992; MOURA; BOA, 2017, RIBEIRO; FÉBOLI, 2017), a escala do mapeamento (1:25.000), juntamente com as análises petrográficas, busca suprimir o direcionamento do foco de trabalho em uma associação específica de litotipos e permite o reconhecimento da litoestratigrafia, bem como os processos deformacionais e metamórficos que atuaram na área. Adicionalmente, este trabalho de detalhe também contribui com a identificação de novos litotipos (granitóides e migmatitos) que até o momento não haviam sido reconhecidos em trabalhos pretéritos no âmbito da área de estudo. Por meio de trabalho de campo e análises de lâminas petrográficas foi possível caracterizar (i) cinco unidades litológicas: Migmatito Metatexítico Rio Preto, Biotita-muscovita xisto, Biotita-granada-muscovita xisto, Biotita-muscovita granito e Filito; (ii) o pico metamórfico na fácies anfíbolito nas rochas metamáficas e metassedimentares, e fusão parcial das rochas metamáficas a partir de 700°C e 10 Kbar; e (iii) dois eventos deformacionais (D1 e D2) responsáveis pela geração das estruturas dúcteis e rúpteis.

### **1.1 Localização e Vias de Acesso**

A área de estudo possui 97,300 km<sup>2</sup> e está localizada a NNW do município de Abadia dos Dourados, próximo da divisa entre os estados de Minas Gerais e Goiás, na região geográfica do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba (Figura 1).

O acesso até o município no qual a área de estudo está inserida, partindo de Monte Carmelo, Minas Gerais, dá-se pela rodovia MG-190. A área de estudo pode ser acessada por meio da BR-352, sentido Catalão, Goiás, além de estradas vicinais que cobrem toda a região.

Figura 1: Mapa de localização da área e principais vias de acesso.



Fonte: IBGE (2021); CPRM (2017); CODEMIG (2017); elaborado pela autora.

## 1.2 Objetivos

O objetivo do trabalho é caracterizar as rochas do Grupo Araxá e Complexo Abadia dos Dourados na Bacia do Rio Preto, na região de Abadia dos Dourados. Esta caracterização inclui como objetivos específicos (i) a definição da litoestratigrafia do Grupo Araxá e Complexo Abadia dos Dourados na área de estudo; e (ii) a compreensão da evolução estrutural e metamórfica dos litotipos que compõe as unidades na Bacia do Rio Preto.

## 2. MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento do trabalho foi respaldado pelos seguintes métodos: levantamento bibliográfico, geoprocessamento e fotointerpretação, trabalhos de campo, interpretação dos dados e petrografia.

## 2.1 Levantamento Bibliográfico

Oliveira e Sígolo (2005) afirmam que a etapa de levantamento bibliográfico é importante para a construção do trabalho pois, os textos portam um histórico de evolução do tema que podem revelar a necessidade de confirmação, continuação ou preenchimento de lacunas sobre o objeto de interesse. À vista disso, trabalhos que apresentam informações e dados relevantes para o desenvolvimento da pesquisa foram selecionados. A obtenção das referências deu-se por meio de periódicos científicos, teses, dissertações e resumos.

O levantamento bibliográfico também se fez necessário para escolha das técnicas utilizadas durante o trabalho de campo e preparação e descrição das seções delgadas. Os trabalhos de Lisle *et al.* (2014), Fossen (2018), Vernon (2018), Passchier e Trouw (2005), Sawyer (2008) e Sawyer e Brown (2008) ofereceram suporte para o mapeamento geológico e descrições das lâminas petrográficas.

## 2.2 Geoprocessamento e Fotointerpretação

A etapa de geoprocessamento e fotointerpretação permitiu a identificação de zonas homólogas na área de estudo e a extração de lineamentos com base em padrões estruturais, texturais e de drenagens (ZAINE, 2011). Este tipo de tratamento é fundamental para que seja possível identificar áreas com características importantes a serem visitadas em campo, permitindo a organização da logística intrínseca a atividade de mapeamento geológico. O geoprocessamento e fotointerpretação se baseiam em imagens de satélite do *Google Earth Pro*, 2022 e imagens do radar Alos-Palsar com resolução de 12,5 metros, disponibilizadas de forma gratuita no *site Alaska Satellite Facility* (ASF).

O mapa-base topográfico que foi confeccionado para a atividade de campo reúne dados disponíveis em mapas topográficos elaborados pelo Exército Brasileiro em escala 1:100.00 (Folhas Catalão – SE-26-Y-A-I – 1972 e Coromandel – SE23-Y-A-II – 1981) e informações obtidas por geoprocessamento e fotointerpretação.

O *software* Arcgis foi utilizado no processamento dos dados, com elaboração dos produtos e organização do banco de dados em SIG e o *Software* CorelDraw permitiu a finalização dos mapas, resultando nos seguintes produtos:

(i) Mapa fotolitológico com diferentes zonas homólogas e lineamentos estruturais elaborado com base nos padrões estruturais, texturais e de drenagens de acordo com a metodologia definida por Zaine (2011) utilizando imagens do *Google Earth 2022* e Alos-Palsar (Apêndice III);

(ii) Base cartográfica com curvas de nível extraídas a partir das imagens do radar Alos-Palsar. As vias de acesso e drenagens foram extraídas através do *Google Earth*.

### **2.3 Trabalho de Campo**

O trabalho de campo foi realizado ao longo de onze dias e totalizou 107 pontos de afloramentos, a tabela de pontos com as coordenadas e litotipos atribuídos e o Mapa de Pontos podem ser visualizados nos apêndices I e II, respectivamente.

O objetivo desta etapa foi a elaboração de um mapa geológico em escala 1:25.000, a análise geométrica associada a obtenção de medidas de orientação de estruturas geológicas planares e lineares (acamamento composicional, foliações, lineações, dobras, fraturas entre outras) descritas, segundo os critérios de Davis, Reynolds, Kluth (2011), Fossen (2018), Sawyer (2008), a identificação e caracterização de texturas e da assembleia mineral dos litotipos e a coleta de amostras, preferencialmente orientadas.

O mapeamento geológico foi executado conforme a abordagem metodológica de caminhamentos definida por Lisle *et al.* (2014) e demais referências contidas nesta publicação. Os dados estruturais foram obtidos com o auxílio da Bússola do tipo *Clar*, cuja notação é dada pelo rumo e ângulo do mergulho.

### **2.4 Análise Estrutural**

A análise estrutural envolveu a descrição de feições planares e lineares, a elaboração de blocos-diagrama e secções geológico-estruturais, a separação de domínios com base no comportamento das estruturas geológicas e o tratamento dos dados obtidos em campo (foliações, dobras, lineações e fraturas) no *Software Stereonet* versão 11, através de estereogramas e diagramas de roseta (ALLMENDINGER; CARDOZO; FISHER, 2012; CARDOZO; ALLMENDINGER, 2013).

As informações estruturais e litológicas concentradas ao longo dos trabalhos de campo foram transferidas para o *software* Arcgis para a geração do Mapa Geológico e Mapa de Pontos em escala 1:25.000.

## **2.5 Petrografia Microscópica**

A petrografia foi realizada em lâminas confeccionadas a partir de amostras, em geral orientadas, coletadas segundo os critérios definidos por Passchier e Trouw (2005). As seções delgadas foram preparadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IG-USP) e posteriormente descritas no microscópio da marca *Lumen* do Laboratório de Microscopia e Petrografia da Universidade Federal de Uberlândia.

A descrição petrográfica teve como subsídio a abordagem proposta por Holness (2008), Passchier e Trouw (2005) e Vernon (2018). Esta etapa consistiu na descrição de microestruturas e texturas e na identificação e quantificação (contagem modal) dos minerais constituintes dos litotipos presentes na área de estudo.

## **3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL**

A área de estudo encontra-se inserida no contexto da Zona Interna da Faixa Brasília Meridional (Figura 2), Província Tocantins (FUCK; PIMENTEL; SILVA, 1994), e abrange litotipos do Grupo Araxá e Complexo Abadia dos Dourados (PINHO *et al.*, 2017).

### **3.1 Compartimentação Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília**

A Faixa Brasília, localizada no Brasil Central, Província Tocantins, é um cinturão neoproterozoico desenvolvido durante a colisão dos blocos continentais: Paranapanema, Amazônico, São Francisco-Congo e outros pequenos blocos. Segundo Valeriano *et al.* (2004) e Uhlein *et al.* (2012) a estrutura localiza-se na borda ocidental do Cráton São Francisco e apresenta-se limitada pelo Cráton Amazônico a oeste. A Faixa Brasília ocorre em parte dos estados de Tocantins, Goiás e Minas Gerais e possui aproximadamente 1200 km de comprimento por 300 km de largura (UHLEIN *et al.*, 2012).

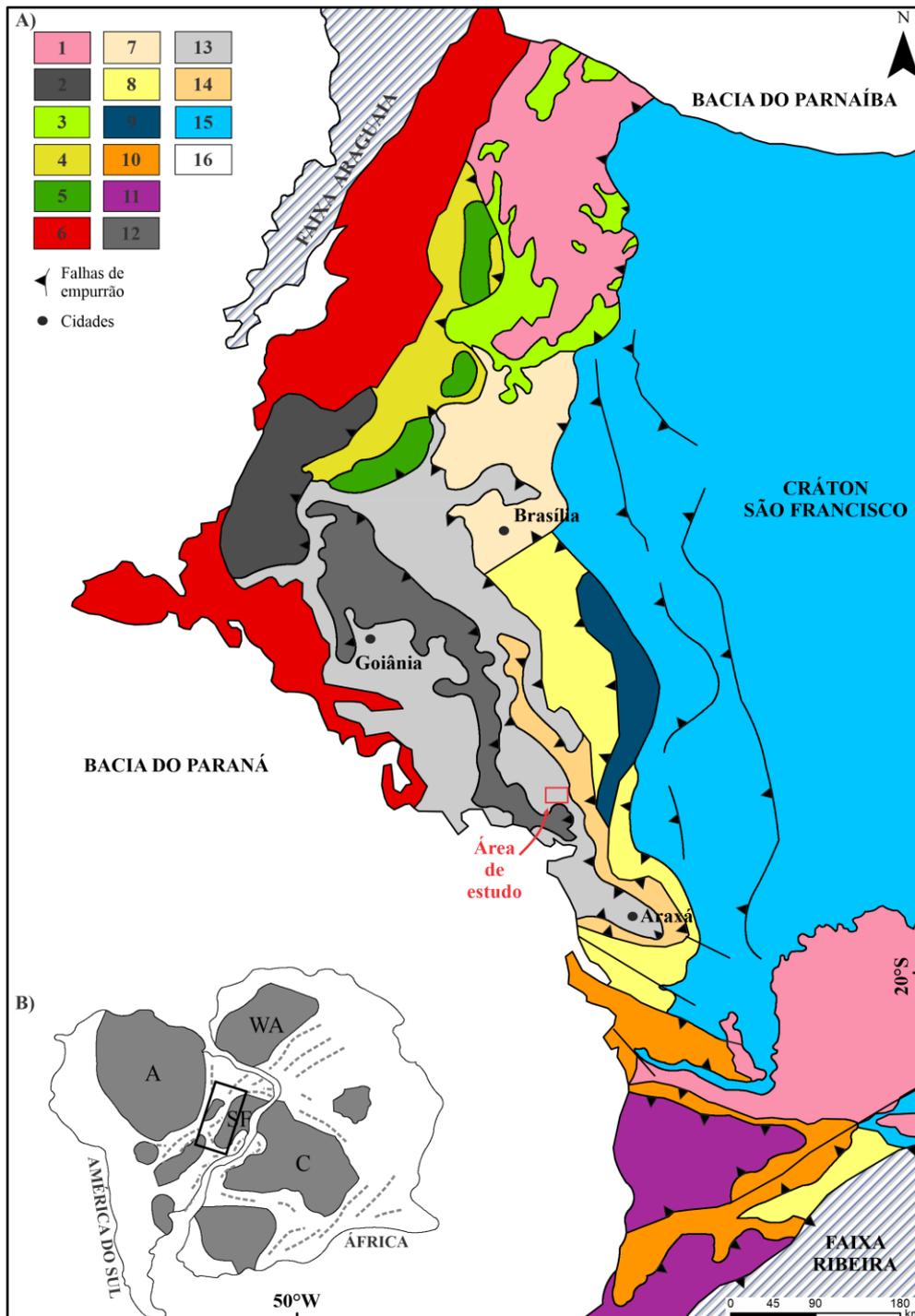
Estudos geocronológicos e tectônicos sugerem que a Faixa Brasília registra uma história deformacional e metamórfica complexa, associada a diversos eventos tectonotermiais que incluem a colagem de terrenos, arcos magmáticos e fragmentos de ofiólitos, a exumação de terrenos de alto grau, e o desenvolvimento de cinturões supracrustais de dobras e empurrões (PIMENTEL, 2016). Fuck, Pimentel, Silva (1994) e

Dardenne (2000) definem a Faixa Brasília como conjuntos de escamas de empurrão cuja vergência ocorre para leste, em direção ao Cráton São Francisco. Estes autores compartimentam o cinturão nos setores setentrional e meridional. De acordo com Uhlein *et al.* (2012), o setor setentrional refere-se à interação entre os Crátos São Francisco e Amazônico e o setor meridional está relacionado com a interação entre os Crátos São Francisco e Paranapanema. Durante a orogenia outras unidades tectônicas como o Maciço de Goiás, arcos magmáticos e sequências sedimentares também foram envolvidas.

O setor meridional tem configuração tectônica caracterizada por extensas *nappes* de cavalgamento compostas por rochas da margem passiva do Cráton São Francisco empurradas no sentido do cráton (VALERIANO *et al.*, 2004). Klein (2008) caracteriza sequências espessas de rochas sedimentares, metassedimentares, granitos colisionais do tipo-S e *mélanges* ofiolíticas. Estas rochas apresentam uma intensidade no grau metamórfico e deformação que aumentam do leste da zona cratônica para oeste da zona interna da Faixa Brasília (VALERIANO *et al.*, 2004).

A Faixa Brasília Meridional pode ser setorizada estruturalmente em três zonas: (i) zona externa, corresponde às unidades metassedimentares dos grupos Canastra e Ibiá, (ii) zona interna, composta por micaxistos do Grupo Araxá e rochas dos complexos Monte Carmelo e Abadia dos Dourados, e (iii) zona cratônica, caracterizada por coberturas fanerozoicas e pré-cambrianas dos grupos Vazante, Paranoá e Bambuí (FUCK; PIMENTEL; SILVA, 1994; PINHO *et al.* 2017).

Figura 2: A) Localização da área de estudo no mapa geológico simplificado da Faixa Brasília – 1) Embasamento arqueano/paleoproterozoico; 2) Maciço de Goiás; 3) Grupo Araí; 4) Grupo Serra da Mesa; 5) Complexos Máficos e Ultramáficos e unidades metavulcanossedimentares; 6) Arco Magmático de Goiás; 7) Grupo Paranoá; 8) Grupo Canastra; 9) Grupo Vazante; 10) Grupo Andrelândia; 11) Nappe Socorro-Guaxupé; 12) Cinturão granulítico de Alta Pressão e mélanges; 13) Grupo Araxá; 14) Grupo Ibiá; 15) Cobertura Cratônica (Grupo Bambuí); 16) Coberturas fanerozoicas. B) Blocos cratônicos e cinturões Pan-Africano/Brasiliano.



Fonte: Modificado de Valeriano *et al.* (2004) e Falci *et al.* (2018).

### 3.2 Litoestratigrafia

A área de estudo está associada ao domínio interno da Faixa Brasília Meridional e segundo Moura e Boa (2017) e Ribeiro e Féboli (2013) compreende rochas metassedimentares e metavulcânicas do Grupo Araxá e rochas metassedimentares do Complexo Abadia dos Dourados.

O Grupo Araxá, proposto inicialmente por Barbosa (1955) como Formação Araxá foi individualizado por rochas migmatíticas, xistos verdes e mica xistos. Subsequentemente, numerosos autores cooperaram com diversos dados sobre a unidade e constataram a complexidade relacionada a variedade de litotipos que compõem o Grupo Araxá. Seer (1999) interpreta o Grupo Araxá, na região homônima, como uma unidade composta por um conjunto de rochas metassedimentares predominantemente pelíticas, e rochas metamáficas/metaultramáficas caracterizadas por anfíbolitos, clorita-anfíbolito xistos e clorita xistos, intrudidas por corpos granitoides ricos em pegmatitos.

Os metassedimentos do Grupo Araxá têm idades modelos bimodais, sendo um grupo mais antigo com idades TDM variando entre 2.3 e 1.8 Ga e um grupo com idades entre 1.3 e 1.0 Ga, sugerindo que as idades recentes têm contribuição de áreas neoproterozoicas, como o Arco Magmático de Goiás, e as idades maiores apresentam uma fonte paleoproterozica com proveniência do Cráton São Francisco (PIMENTEL *et al.* 2001; PIUZANA *et al.* 2003a). Pimentel, Fuck, Botelho (1999) sugerem que a idade (U/Pb) de deposição principal do Grupo Araxá deu-se entre 0.9 e 0.7 Ga.

As rochas metamáficas foram relatadas em várias localidades de Minas Gerais e Goiás. Em Goiás, Strieder e Nilson (1992) reconheceram anfíbolitos em Abadiânia, Pimentel (1999) identificou o litotipo na região de Anápolis; Brown (2019) reconhece rochas metaultramáficas e metamáficas também na região de Abadiânia; Klein (2008) descreve anfíbolitos entre Ipameri e Catalão e Piauilino, Hauser, Dantas (2021) caracterizam rochas metamáficas nas regiões de Catalão, Ipameri e Pires do Rio. Em Minas Gerais, destaca-se os anfíbolitos descritos por Brod *et al.* (1992) em Abadia dos Dourados, os anfíbolitos da *Nappe* de Passos (VALERIANO, 1992; VALERIANO; SIMÕES, 1997) e as rochas metamáficas/metaultramáficas reconhecidos por Seer (1999; 2001) na região de Araxá.

Seer (1999) reporta que os anfíbolitos na região de Araxá ocorrem em forma de lentes e camadas que podem variar de alguns centímetros até poucos quilômetros de comprimento e associa estes corpos a protólitos de origem vulcânica, podendo ser rochas

máficas ou ultramáficas. Subsequente, Seer (2001), em análise química destas rochas, aponta que os anfibolitos representam basaltos toleííticos ricos em FeO e possuem origem a partir de uma fonte mantélica. As rochas assemelham-se a basaltos do tipo E-MORB e possivelmente representam fragmentos de crosta oceânica. Strieder e Nilson (1992) caracterizam os protólitos das rochas metamáficas de Abadiânia (GO) como gabros com afinidade geoquímica de rochas toleííticas de arco vulcânico. A presença destes corpos é associada a ocorrência de uma *mélange* ofiolítica para esta porção do Grupo Araxá. Brown (2019) também nas proximidades de Abadiânia (GO), relata a ocorrência de rochas metamáficas e metaultramáficas caracterizando uma *mélange* ofiolítica. As análises químicas dos litotipos indicam que o protólito pode ser um basalto toleíítico com assinatura MORB, possivelmente originado em um contexto de *back-arc*. Na região de Ipameri-Catalão (GO), Klein caracteriza anfibolitos originados a partir de protólitos gabroicos ou basálticos com afinidade toleíítica associados a uma fonte magmática primitiva, podendo ser basaltos de cadeias meso-oceânicas a basaltos enriquecidos (T-MORB e E-MORB). Brod *et al.* (1992) em Abadia dos Dourados (MG), apontam que as rochas metamáficas também apresenta afinidade com o campo de basaltos de dorsais meso-oceânicas. Piauilino, Hauser, Dantas (2021) nas regiões de Catalão, Ipameri e Pires do Rio (GO), associam o magmatismo máfico do Grupo Araxá ao evento de subducção de basaltos E-MORB, gerados possivelmente pela extensão da crosta continental. Valeriano e Simões (1997), em estudo das rochas metamáficas na *Nappe* de Passos inferem a ocorrência de magmas do tipo MORB gerados a partir do afinamento litosférico intenso durante um magmatismo continental, os autores salientam a ausência de geração de assoalho oceânico. Piuzana *et al.* (2003a, b) datou anfibolitos intercalados com xistos do Grupo Araxá e obteve idade aproximada de 0.8 Ga (SHRIMP U-Pb em zircão), os elementos traços destas rochas apresentam semelhanças com os MORBs e possivelmente retratam o estágio extensional da expansão oceânica Araxá (DARDENNE, 2000).

Seer (1999) caracteriza a ocorrência de corpos graníticos intrusivos nas rochas metassedimentares e metamáficas do Grupo Araxá é frequente e ocorrem na forma de lentes e mega *boudins* geralmente paralelizados à foliação principal das rochas. Seer e Moraes (2013) apontam três episódios graníticos neoproterozoicos associados as rochas do Grupo Araxá entre as cidades de Cascalho Rico e Araxá (MG). O episódio mais antigo, datado em 833 Ma, é associado ao granito Quebra Anzol, originado em um ambiente intraplaca a partir de fontes mantélicas com pouca contaminação crustal. O episódio subsequente, datado em 790 Ma, é relacionado aos granitos peraluminosos do Complexo

Monte Carmelo, que possivelmente são pré-colisionais e foram retrabalhados durante o evento Colisional de 630 Ma. A origem deste magmatismo pode ser associada a fontes juvenis do mesoproterozoico, semelhante a geração dos granitos do Arco Magmático de Goiás, dessa forma, podem representar um arco magmático nesta região. O último episódio, entre 642 e 630 Ma, foi gerado em um contexto colisional com formação de granitos peraluminosos.

O Complexo Abadia dos Dourados, caracterizado primeiramente por Brod *et al.* (1991) como Sequência Vulcano-Sedimentar de Abadia dos Dourados, apresentava como unidades litológicas anfíbolitos finos, metacherts ferruginosos, metatufos ácidos e filitos localmente carbonosos. Pinho *et al.* (2017) em mapeamento realizado na região de Abadia dos Dourados, considera a sequência de forma independente do Grupo Araxá e utiliza o termo Complexo Abadia dos Dourados. O complexo é composto por anfíbolitos, rochas metavulcânicas ácidas e filitos. De acordo com estes autores, as rochas do complexo foram depositadas em ambiente marinho profundo. Estudos geoquímicos realizados por Brod *et al.* (1992) apontam que as amostras apresentam característica geoquímica semelhante aos basaltos típicos de dorsais meso-oceânicas. Moura e Boa (2017) retratam que a unidade filítica do Complexo Abadia dos Dourados apresenta contato tectônico definido por zonas de cisalhamento de direção NW-SE e vergência para NE.

### 3.3 Geologia Estrutural

As tentativas de compreender a geologia estrutural do Orógeno Brasília Meridional foram descritas em vários trabalhos que apontam diferentes eventos deformacionais e estruturas nesta porção do orógeno. O compilado das fases deformacionais juntamente com as estruturas geradas foram sintetizadas no Quadro 1.

Quadro 1: Síntese das estruturas e eventos deformacionais descritos em trabalhos sobre o Orógeno Brasília próximo a área de estudo.

Autores	Fases de deformação			
	D1	D2	D3	D4
Seer (1999)	S1: foliação paralela ao bandamento composicional (S1//S0), por vezes é	Subdivide em D2p (deformação precoce) e D2t (deformação tardia) S2: desenvolve-se como clivagem de crenulação ou xistosidade.	S3: foliação, por vezes desenvolve-se como foliação S-C.	-

	transposta por foliações posteriores.	<b>Lx2p e Lx2t:</b> Lineações de estiramento precoce e tardia. <b>F2p:</b> dobras apertadas <b>F2t:</b> dobras recumbentes, sem raiz.	<b>F3:</b> dobras abertas a suaves <b>Le3:</b> lineação de estiramento sub-horizontal.	
Klein (2008)	<b>S1:</b> foliação sub-paralela ao acamamento S0. <b>F1:</b> dobras isoclinais apertadas.	<b>S2:</b> desenvolve-se como clivagem ou clivagem de crenulação. <b>F2:</b> dobras isoclinais e abertas. <b>Lx2:</b> lineação de estiramento.	<b>F3:</b> dobras abertas e suaves de escala métrica, afetam a S1 e S2.	-
Uhlein <i>et al.</i> (2012)	<b>S1:</b> foliação paralela ao bandamento composicional (S1//S0), quase totalmente transposta <b>Lx1:</b> lineação de estiramento na direção W-E. <b>Lb1:</b> lineação de interseção N-S.	<b>S2:</b> xistosidade fina ou clivagem ardosiana, localmente ocorre como foliação milonítica. <b>Lx2:</b> lineação de estiramento. <b>F2:</b> dobras megascópias assimétricas.	<b>S3:</b> clivagem espaçada ou de crenulação tardia. <b>F3:</b> dobras amplas e quilométricas.	-
Santos (2019)	<b>S1:</b> foliação paralela ao bandamento composicional (S1//S0), em geral transposta pela S2.	<b>S2:</b> xistosidade ou clivagem de crenulação, por vezes transposta por S3. <b>F2:</b> dobras apertadas a isoclinais. <b>Lm2:</b> lineação mineral com atitudes de 90/36 e 165/35.	<b>S3:</b> clivagem de crenulação, foliação plano axial. <b>F3:</b> dobras suaves, por vezes apertadas. <b>Lm3:</b> lineação mineral com direção W-E.	<b>F4:</b> dobras abertas a suaves.
Pinho <i>et al.</i> (2017)	<b>S1:</b> foliação paralela ao bandamento composicional (S1//S0), transposta pela S2.	<b>S2:</b> foliação de caráter milonítico <b>D2:</b> dobras isoclinais recumbentes <b>L2:</b> lineação mineral com atitudes de 300/20 e 160/30.	<b>S3:</b> clivagem oblíqua a S2. <b>D3:</b> dobras assimétricas abertas a fechadas.	<b>S4:</b> clivagem de fratura <b>D4:</b> dobras abertas e em caixa.

Fonte: Ver quadro.

### 3.4 Metamorfismo

Fuck, Pimentel, Silva, (1994) descreveram na porção meridional da Faixa Brasília metamorfismo progressivo com aumento de leste a oeste. Na porção leste do orógeno, mais precisamente na zona cratônica, Uhlein *et al.* (2012) caracteriza nas rochas uma deformação incipiente, marcada pelo metamorfismo de baixo grau. Klein (2008), na zona interna da Faixa Brasília, descreve um metamorfismo que varia de xisto-verde até anfíbolito e, à norte da porção meridional do orógeno, Piuzana *et al.* (2003) retratam o metamorfismo de fácies granulito.

Na região de Abadia dos Dourados, Pinho *et al.* (2017) retrata que rochas do Grupo Araxá foram metamorfisadas na fácies anfíbolito, zona da granada/biotita, com posterior retrometamorfismo para a fácies xisto-verde, zona da clorita. Para as rochas do Complexo Abadia dos Dourados, os referidos autores descrevem o metamorfismo na fácies xisto verde, zona da clorita. Seer (1999) em estudos na *nappe* Araxá, caracteriza o evento metamórfico M1 na fácies anfíbolito com associação mineral de hornblenda + oligoclásio ± titanita ± granada para os anfíbolitos e granada + muscovita + biotita ± rutilo ± cianita ± estauroлита para os metassedimentos do Grupo Araxá. Para o autor o evento M1 ocorre concomitante a fase deformacional D1, em torno de 630 Ma (isócrona Sm-Nd em anfíbolito e granada-mica xisto) e pode ser interpretado como o evento metamórfico principal na região. Posteriormente, de acordo com Seer (1999) e Seer *et al.* (2001) ocorre eventos de retrometamorfismo no final da fase D1 (evento metamórfico RM1), na fase D2 precoce (evento metamórfico RM2) e na fase D3 (evento metamórfico RM3).

No estado de Goiás, Navarro *et al.* (2009) e Navarro, Zanardo e Conceição (2011), utilizando de termobarometria nas rochas do Grupo Araxá caracterizaram uma temperatura de 610°C e pressão de 10 Kbar para o pico metamórfico e inferem uma trajetória P-T horária que, de acordo com os autores, é comum em cinturões colisionais e pode ser observado também em outras regiões do Orógeno Brasília.

### 3.5 Gênese e Evolução Tectônica da Faixa Brasília

A evolução da Faixa Brasília, de acordo com Dardenne (2000), tem seu início no mesoproterozoico, cerca de 1.20 Ga, e registra vários estágios evolutivos até a configuração orogênica atual. Para Valeriano *et al.* (2008) a evolução tectônica remota dois estágios: início do rifteamento continental (1.1-0.9 Ga) até o início da colisão (0.65

Ga) e do estágio colisional até 0.60 Ga, marcando o final do resfriamento da cadeia orogênica. Posterior ao evento de colisão continental final, Valeriano *et al.* (2008) ainda propõem a acreção de outras massas ao entorno do bloco continental formado pela colisão dos crátons Paranapanema e São Francisco-Congo. A configuração formada pela acreção de todos os blocos continentais em aproximadamente 0.5 Ga evidenciam o contorno final do Gondwana (Figura 3B).

De acordo com Valeriano *et al.* (2008) o estágio inicial de caráter extensional, datado entre 1.1 e 0.8 Ga está relacionado a ruptura do continente São Francisco-Congo e sua posterior deriva continental. No interior deste continente ocorria a sedimentação intracratônica e concomitantemente a formação de margens passivas na borda leste do paleocontinente. De acordo com os autores citados, o evento de ruptura continental pode ser explicado por uma pluma mantélica, representada pelo magmatismo toleítico que ocorre tanto no domínio cratônico do São Francisco-Congo, quanto nos cinturões orogênicos próximos. No Orógeno Brasília, mais especificamente nos grupos Araxá e Andrelândia, são descritos anfíbolitos e xistos verdes com afinidade toleítica (VALERIANO; SIMÕES, 1997, RIBEIRO *et al.*, 1995). Nos cinturões Araçuaí e Congo-Ocidental (PEDROSA; SOARES, 1998; TACK *et al.*, 2001), rochas derivadas de um magmatismo toleítico também são amplamente relatadas e corroboram para explicar a ocorrência de uma pluma mantélica com afinidade toleítica.

Simultaneamente ao momento de deriva continental e construção de margens passivas, Valeriano *et al.* (2008) apontam o surgimento de um evento de subdução da litosfera oceânica associada ao Oceano Goiano Farusiano, que ocorreu para oeste e norte, além de um intenso magmatismo marcado pela geração de arcos magmáticos, como o Arco Magmático de Goiás, descrito por Pimentel *et al.* (1999). De acordo com Falci *et al.* (2018) o Grupo Araxá em sua área tipo possivelmente corresponde a margem passiva distal do paleocontinente São Francisco (Figura 3Ai) associada ao grande Oceano Brasilides ou Goiano Farusiano (VALERIANO *et al.*, 2008) que foi progressivamente fechado pelo acúmulo de arcos magmáticos. A ocorrência de crosta oceânica a oeste do continente é sugerida pela presença de rochas metamáficas e metaultramáficas que são interpretadas como fragmentos de ofiólitos em meio as rochas metassedimentares do Grupo Araxá (STRINDER; NILSON, 1992).

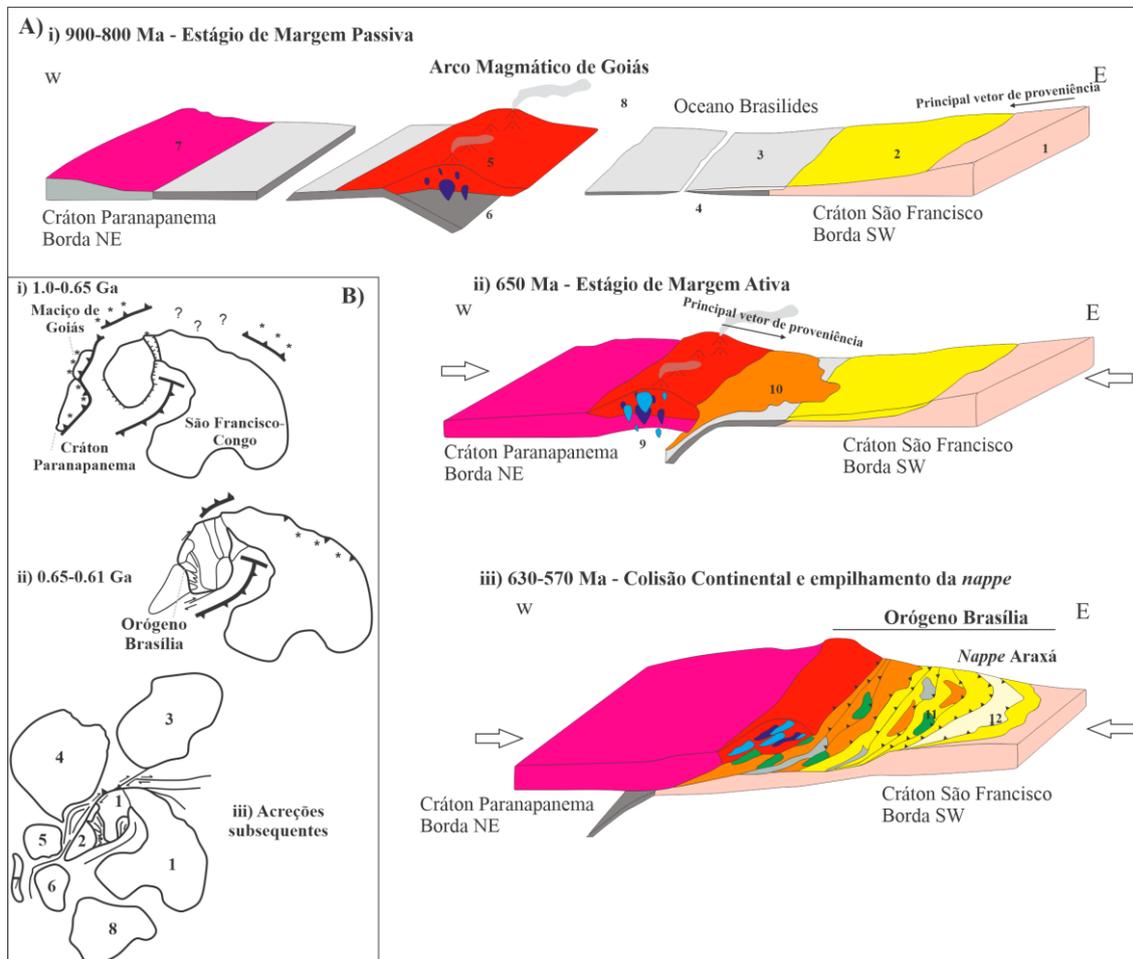
Valeriano *et al.* (2008) propõe que após o evento de subdução da litosfera oceânica da porção sudoeste do São Francisco-Congo, inicia-se o episódio de colisional a partir da subdução parcial de sedimentos distais da margem passiva abaixo do Bloco

Paranapanema e outros terrenos de acreção, como o Arco Magmático de Goiás. No que compreende o Grupo Araxá, Falci *et al.* (2018) sugere que este estágio é marcado pela mudança de proveniência sedimentar, que passa a apresentar maior contribuição de terrenos localizados a oeste, na borda leste do bloco Paranapanema e Arco Magmático de Goiás. Os referidos autores sugerem que os xistos do Grupo Araxá, neste estágio, foram depositados em uma configuração tectônica diferente, possivelmente uma bacia *sin-orogênica* na fase de acreção do Orógeno Brasília, assim como propõe Piuzana *et al.* (2003) para os xistos no estado de Goiás (Figura 3Aii). Valeriano *et al.* (2008) apontam que durante o estágio inicial de colisão as rochas do Grupo Araxá e Andrelândia foram intensamente cisalhadas e dobradas. O registro deste evento ocorre em grande parte das unidades do orógeno, em geral as rochas apresentam o pico metamórfico com idade entre 0.65 e 0.63 Ga, frequentemente também é associado com a colocação de corpos graníticos *sin-tectônicos* e fusão parcial (VALERIANO *et al.*; 2008)

Falci *et al.* (2018) sugerem que a colisão final entre os blocos Paranapanema e São Francisco iniciou-se em 0.6 Ga a partir da acreção contínua dos sistemas de arcos (Figura 3Aiii). Seer e Moraes (2013) apontam que os granitos *sin-colisionais* datados em 642-630 Ma indicam que houve um intervalo de tempo curto entre a deposição dos sedimentos de origem *sin-orogênica* e o metamorfismo entre 650-630 Ma. De acordo com Campos Neto e Caby (2000), o estágio colisional tardio é caracterizado pela exumação tectônica e colocação de *nappes* metamórficas sobre as unidades externas do cinturão, como a nappe de Passos e Araxá.

Valeriano *et al.* (2008), afirmam que posteriormente, entre 0.6 e 0.5 Ga, as acreções e colisões continentais em torno do São Francisco-Congo definiram uma trajetória centrípeta de crescimento continental. Como exemplo, tem-se, nas margens sul e leste do São Francisco, a colisão do Arco Magmático do Rio Negro e de complexos ígneos entre 0.59 e 0.57, associadas as Faixas Ribeira e Araçuaí e, a oeste, os eventos orogênicos ao longo dos cinturões Araguaia e Paraguai em 0.54 Ga, que resultam da colisão do bloco Amazonas contra a margem ocidental do São Francisco-Congo (Figura 3Biii).

Figura 3: A) 1) Crosta do Cráton São Francisco. 2) Sedimentos de Margem Passiva (Canastra e parte do Araxá). 3) Sedimentos de mar profundo (Araxá). 4) Crosta Oceânica. 5) Arco Magmático de Goiás. 6) Arcos graníticos tonianos. 7) Crosta do Cráton Paranapanema. 8) Nuvens de cinza vulcânica. 9) Arcos graníticos continentais do neoproterozoico tardio. 10) Sedimentos sin-orogênicos (Araxá). 11) Granitos sin-colisionais. 12) Grupo Ibiá. B) Reconstrução esquemática do Gondwana: i) formação de arcos magmáticos (\*) e zonas de subducção ao redor do São Francisco-Congo; ii) colisão do Cráton Paranapanema, Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás; iii) acreções subsequentes de blocos continentais: 1) São Francisco-Congo. 2) Paranapanema. 3) Oeste da África. 4) Amazonico. 5) Rio Apa. 6) Rio de la Plata. 7) Pampia. 8) Kalahari.



Fonte: Retirado de Falci *et al.* (2018) e Valeriano *et al.* (2008).

## 4. RESULTADOS

### 4.1 Fotointerpretação

A confecção do mapa fotointerpretado (Apêndice III) foi realizada por meio das imagens de satélite do *Google Earth Pro* (2022) juntamente com as análises dos processamentos realizados em imagens do satélite Alos-Palsar, no qual foi possível obter o *Hillshade* e Modelo Digital de Elevação (MDE) da área. O mapa resultante foi dividido

em cinco zonas homólogas distintas que foram classificadas levando em consideração os parâmetros de relevo, drenagem e a densidade de lineamentos estruturais traçados.

A Zona Homóloga I (ZHI), situa-se na porção NW da área e é caracterizada por baixa rugosidade, amplitude e declividade, caracterizando um relevo mais aplainado. Os elementos de drenagem apresentam baixa densidade e ocorrem orientados preferencialmente na direção NE-SW e secundariamente para NW-SE. Os lineamentos estruturais identificados na ZHI não são expressivos e possuem baixa densidade.

A Zona Homóloga II (ZHII) ocorre na porção sul do mapa e apresenta média rugosidade, amplitude muito baixa a média (660 – 760 metros) e subordinadamente alta, com altitudes entre 760 e 780 metros. A ZHII tem drenagens com densidade média que apresentam padrão preferencial na direção NE-SW e NW-SE. Os lineamentos estruturais podem ser retilíneos ou sinuosos, em geral, os primeiros, ocorrem orientados preferencialmente para NW-SE, já os lineamentos sinuosos apresentam convexidade voltadas para a direção NE ou SE.

Na porção SW do mapa, ocorre de forma pouco expressiva a Zona Homóloga III (ZHIII), descrita por um relevo com média dissecação e rugosidade, com amplitude baixa e altitude variando de média a alta (720 – 780 metros). A densidade de drenagem é baixa e os lineamentos estruturais estão orientados na direção NW-SE.

A Zona Homóloga IV (ZHIV) ocorre na porção oeste do mapa, é caracterizada pela média dissecação e relevo, baixa amplitude a altitudes variando de 660 a 760 metros. O trecho do Rio Preto, na ZHIV, tem direção preferencial W-E e NW-SE, já as drenagens secundárias estão orientadas ao longo da direção NW-SE e N-S e a densidade dos elementos de drenagem pode ser classificada como média. Os lineamentos estruturais retilíneos ocorrem preferencialmente para NW-SE e os lineamentos sinuosos apresentam convexidade para W ou E.

Na porção NE do mapa ocorre a Zona Homóloga V (ZHV), caracterizada por alta dissecação e rugosidade, com amplitude média e altitude variando de 660 metros a 860 metros. As drenagens apresentam uma densidade média e estão orientadas preferencialmente na direção NW-SE e NE-SW. Nesta porção do mapa ocorre a maior concentração dos elementos estruturais com formas sinuosas e convexidades para E ou W.

## 4.2 Geologia local

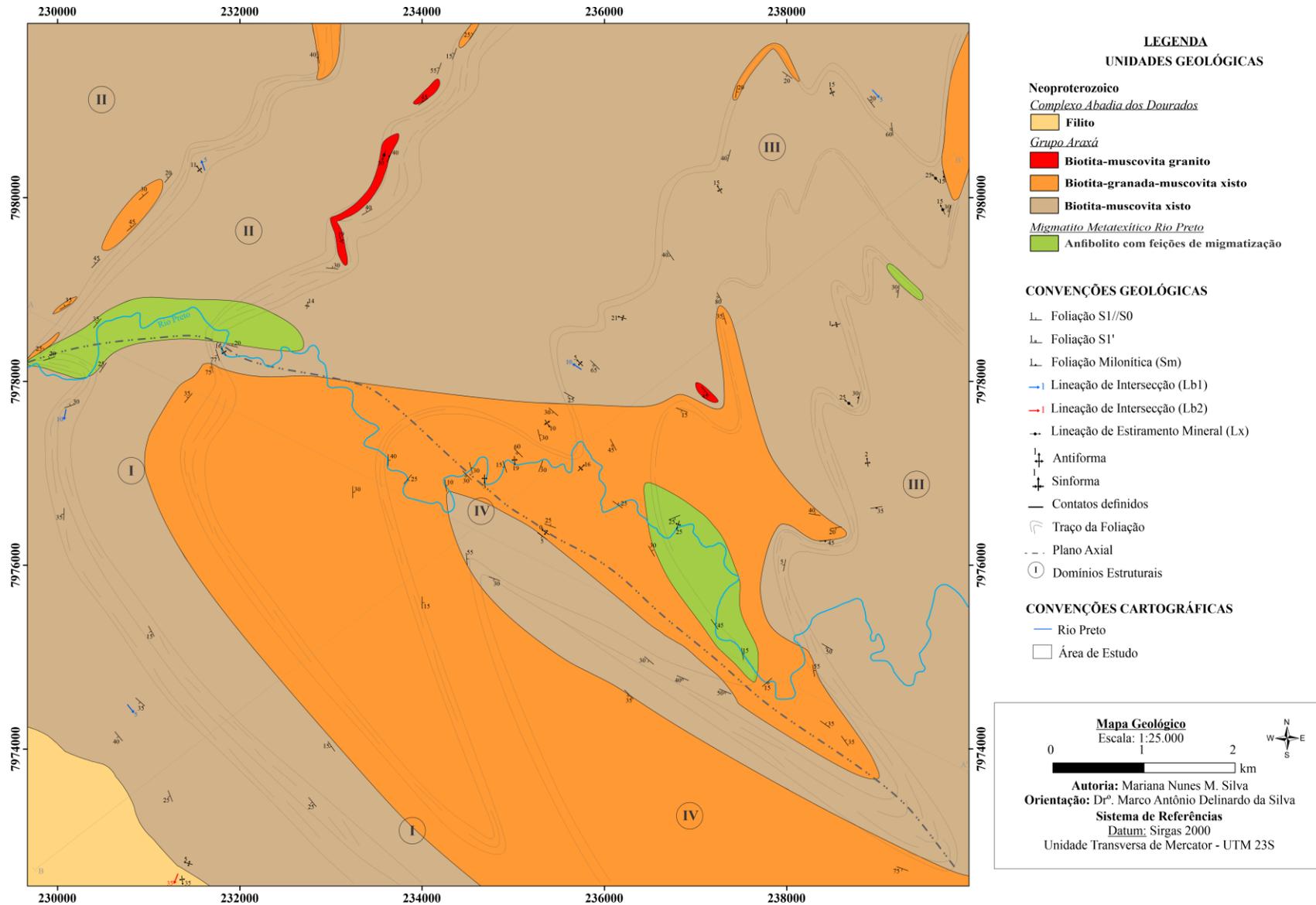
Neste capítulo serão apresentadas as diferentes unidades litológicas caracterizadas a partir dos trabalhos de campo e da petrografia microscópica realizada na área de estudo. O mapa geológico, em escala 1:25.000 (Apêndice IV), foi estruturado a partir das análises macroscópicas e microscópicas e apresenta unidades já descritas por trabalhos de mapeamento anteriores, além de contemplar novos litotipos que até o momento não haviam sido descritos na área. O mapa geológico resumido pode ser visualizado na Figura 4. As informações estruturais mencionadas neste capítulo serão detalhadas no item 4.3.

### 4.2.1 Migmatito Metatexítico Rio Preto

A caracterização dos litotipos das morfologias de primeira e segunda ordem desta unidade segue os critérios de análise morfológica de migmatitos propostos por Sawyer (2008). Este litotipo abrange cerca de 2,8% da área mapeada e ocorre na forma de lentes com direções NW-SE e W-E (Figura 4). Em geral, os afloramentos são bem preservados e estão associados a solos espessos de coloração avermelhada dispostos em um relevo aplainado. Frequentemente estas rochas são encontradas no leito rochoso de drenagens (Figura 5A).

O migmatito metatexítico Rio Preto apresenta duas porções petrograficamente distintas: (i) palessoma, constituído por um zoisita-epidoto-quartzo-granada anfibolito (Figuras 5A-D, 6A-F); (ii) neossoma, constituído por leucossomas tonalíticos e melanossomas ricos em hornblenda e granada. As principais morfologias de segunda ordem são: estruturas *patch*, estromática e em rede (Figura 9A-C).

Figura 4: Mapa geológico da Bacia do Rio Preto simplificado.



Fonte: A autora.

## **Paleossoma: Zo-Ep-Qtz-Grt Anfíbolito**

O paleossoma é caracterizado por anfíbolitos de coloração preta a acinzentada, granulação grossa, compostos por hornblenda ( $\pm 47\%$ ), plagioclásio ( $\pm 16\%$ ), granada ( $\pm 11\%$ ), quartzo ( $\pm 10\%$ ), epidoto ( $\pm 7\%$ ), zoisita (6,5%) e titanita ( $\pm 2,5\%$ ).

A rocha apresenta foliação predominantemente contínua e paralela e subordinadamente anastomosada (Figuras 5B, 6A, B e F). A orientação dos minerais prismáticos define uma textura nematoblástica. Localmente, estas rochas ocorrem na forma de blocos que apresentam pouca deformação configurando rochas com textura grano-nematoblástica, ou granoblástica (Figuras 5C, D, 6C-E). Frequentemente, veios de quartzo ocorrem paralelos à foliação principal da rocha (Figura 5E).

Os cristais de hornblenda apresentam pleocroísmo verde a verde claro (Figura 6C) e são caracterizados em diversos formatos que podem variar de subédricos a anédricos, em geral apresentam hábitos prismáticos alongados ou curtos (Figura 6A e B), mas também são encontrados na forma de agregados granulares médios (Figura 6C e D). Comumente, os grãos de hornblenda com dimensões maiores estão estirados e caracterizam a xistosidade presente na rocha (Figura 6A, B e F).

Os cristais de plagioclásio estão presentes como agregados muito finos, intensamente saussuritizados e por vezes substituídos por sericita. Os grãos de quartzo são subédricos, em geral inequigranulares com contatos poligonizados, no entanto, contatos lobulados também ocorrem com frequência (Figura 6F). Estes minerais apresentam forte extinção ondulante. De forma pontual, ocorre alguns grãos grossos e anédricos de quartzo e plagioclásio em meio a cristais de zoisita, titanita, hornblenda e granada possuindo faces bem formadas (Figura 6E).

Figura 5: Feições meso e macroscópicas do paleossoma. A) Lajedos de anfibolitos dobrados no leito do Rio Preto – Ponto FMM140. B) Rocha com textura nematoblástica, notar os anfibólios com hábito tabular e orientados preferencialmente em uma direção, definindo foliação contínua – FMM249. C) Paleossoma com textura grano-nematoblástica – Ponto FMM250. D) Amostra com porfiroblastos de granadas destacados pela coloração avermelhada e hábito granular – Ponto FMM179. E) Anfibolito com veios de quartzo encaixados na foliação principal – Ponto FMPM19.

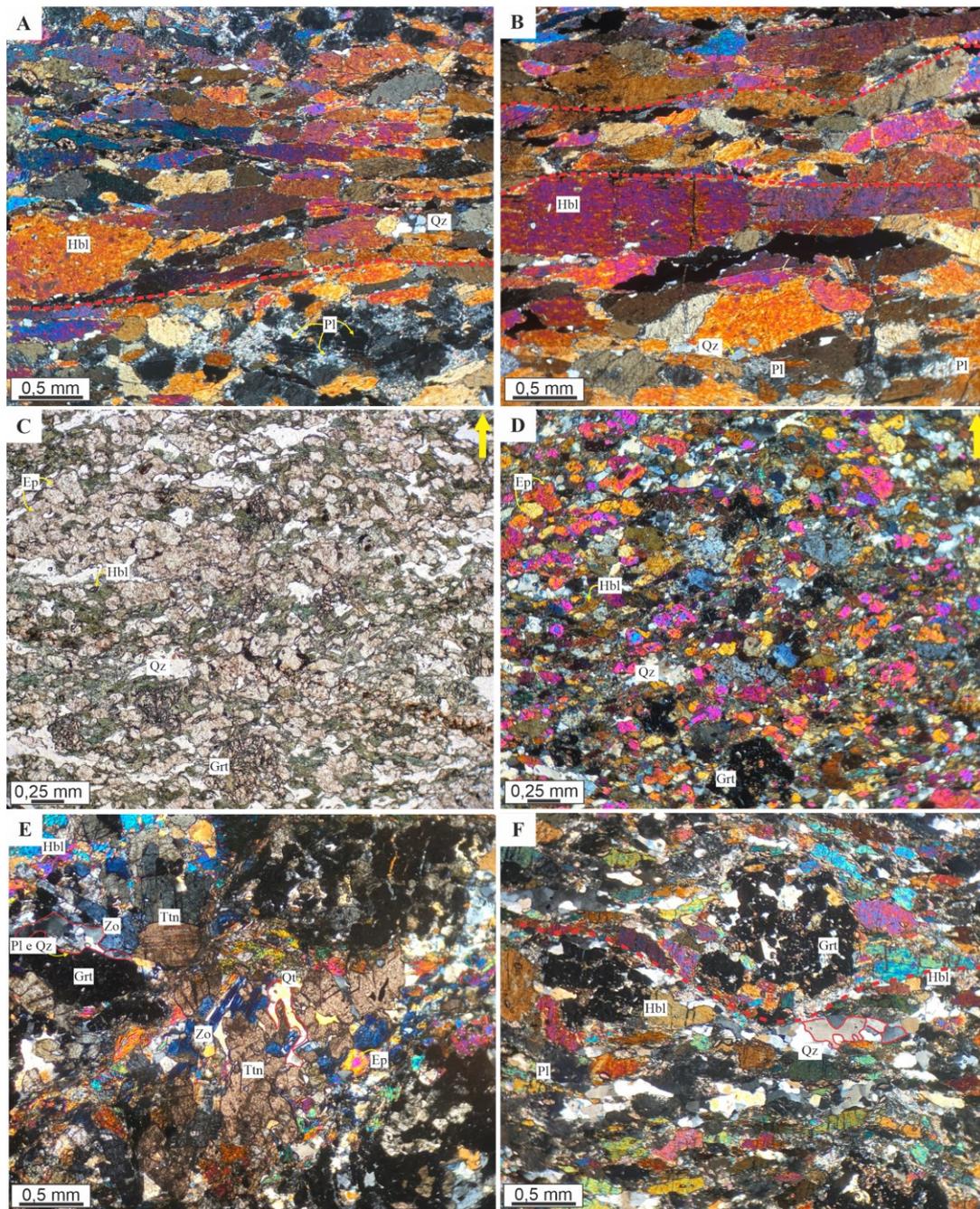


Fonte: A autora.

Os cristais de granada possuem pleocroísmo em tons de rosa pálido e ocorrem com relevo muito alto. São caracterizadas como porfiroblastos milimétricos com forma subédrica e hábito granular (Figura 6C-F), na maioria das vezes o contato entre os grãos

mostra-se muito irregular. As granadas estão intensamente fraturas e exibem inclusões de quartzo e por vezes hornblenda.

Figura 6: Feições microscópicas do paleossoma. A e B) Cristais de hornblenda com hábito prismático longo e curto, os tracejados em vermelho evidenciam a xistosidade da rocha – FMPM48 – Nicóis cruzados. C) Grãos de hornblenda com pleocroísmo verde e grãos de epidoto com pleocroísmo rosa/incolor, todos com hábito granular – FMPM19 – Nicóis descruzados. D) Grãos de hornblenda e epidoto com cores intensas e variadas e textura grano-nematoblástica – FMPM19 – Nicóis cruzados. E) Cristal de titanita com geminação e cristais de zoisitas de cor azulada. Em vermelho destaca-se bolsões de quartzo e plagioclásio – FMPM47 – Nicóis cruzados. F) Grãos de hornblenda contornando porfiroblasto de granada, foliação contínua e anastomosada, notar o contato lobulado dos grãos de quartzo – FMM179 – Nicóis cruzados. Os tracejados em vermelho indicam a xistosidade da rocha e a linha contínua evidencia os contatos entre os grãos de quartzo. Hbl: hornblenda; Qz: quartzo; Pl; plagioclásio; Ep: epidoto; Ttn: titanita; Zo: zoisita; Grt: granada. Fonte: Whitney e Evans (2010).



Fonte: A autora.

Os grãos de epidoto são subédricos, por vezes anédricos, identificados pelo relevo alto e o leve pleocroísmo que varia de incolor a amarelo pálido. Em geral são caracterizados pela forma de agregados granulares grosseiros (Figuras 6C, D e E).

Os grãos de zoisita são incolores e não apresentam pleocroísmo, caracterizados pelo relevo alto e cores anômalas de interferência que variam em tons de azul (Figura 6E). Geralmente são identificadas com forma subédrica e hábito prismático alongado, entretanto, é comum a ocorrência de cristais anédricos.

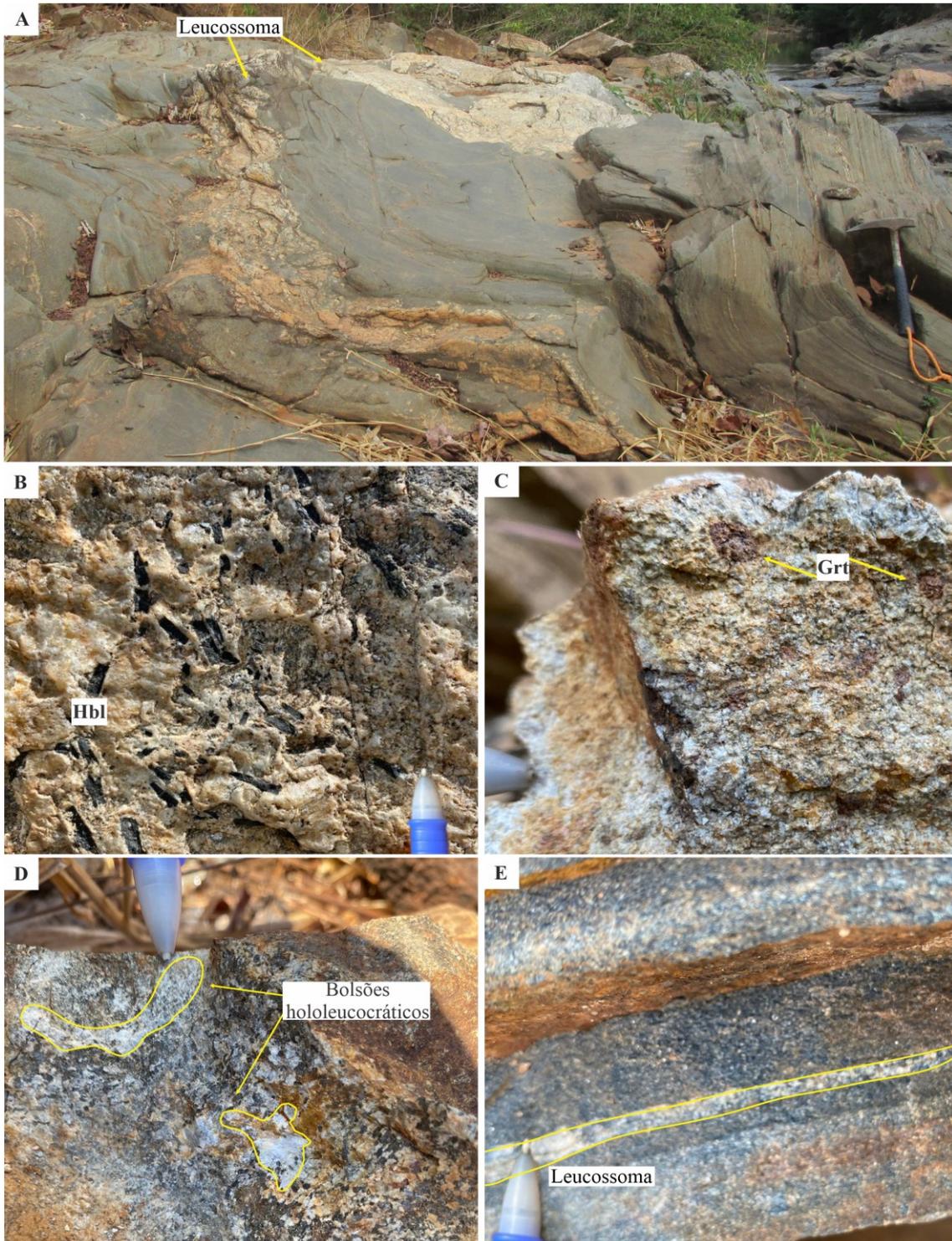
Os grãos de titanita são incolores, apresentam pleocroísmo castanho claro e relevo alto. São anédricos, mas podem ser reconhecidas com formas subédricas e hábito granular. Por vezes, é possível reconhecer cristais geminados (Figura 6E).

### **Neossoma: Leucossoma Tonalítico**

O leucossoma é composto por plagioclásio ( $\pm 50\%$ ), quartzo ( $\pm 43\%$ ), hornblenda ( $\pm 4\%$ ), muscovita ( $\pm 2\%$ ) e granada ( $\pm 1\%$ ), apresenta composição tonalítica e coloração esbranquiçada, pode variar de hololeucocrática a leucocrática a depender da quantidade de hornblenda e granada presente na rocha. Em geral o leucossoma tonalítico apresenta granulação grossa a muito grossa com agregado cristalino definindo forma seriada interlobado a amebóide. Macrocristais de plagioclásio, hornblenda, e granada determinam uma textura porfiroclástica na rocha (Figuras 7B e C).

Os leucossomas podem ocorrer como pequenos bolsões hololeucocráticos, compostos por quartzo e feldspato com formas amebóides, lenticulares ou ovaladas que se distribuem de forma descontínua e aleatória nos anfíbolitos (Figuras 7D e 9C). Esta estruturação é característica de migmatitos com estrutura em *patch*. Nos lajedos distribuídos ao longo do leito do Rio Preto (Figura 5A e Figura 7A) os leucossomas são mais expressivos, compostos por hornblenda, plagioclásio, quartzo e granada e são estruturados em bandas contínuas paralelas (Figura 7E) com espessuras variáveis (até 4 cm), entretanto, localmente podem apresentar espessuras que variam de poucos centímetros a meio metro. Os leucossomas tonalíticos ocorrem de forma paralela e concordante com a foliação principal (S1) dos anfíbolitos e a clara separação entre domínios de paleossoma e domínios de leucossoma configuram ao migmatito uma estrutura estromática (Figura 7A e E).

Figura 7: Feições meso e macroscópicas do leucossoma. A) Modo de ocorrência do migmatito metatexitico com estrutura estromática – FMPM19. B e C) Detalhe de leucossoma com megacristais de hornblenda (B) e granada (C) caracterizando textura pofiroclástica – FMM140 e FMM179. D) Leucossoma quartzo-feldspático com estrutura patch – FMM236. E) Leucossoma com estrutura estromática dispostos ao longo da foliação contínua dos anfibolitos – FMPM19.



Fonte: A autora.

Os cristais de plagioclásio são submilimétricos e ocorrem predominantemente como agregados de granulação muito fina com forma anédrica e bordas lobóides a

amebóides. O plagioclásio da matriz comumente está intensamente saussuritizado. Os macrocristais (1-2mm) de plagioclásio são subédricos e apresentam faces cristalinas residuais parcialmente preservadas e geminação polissintética paralela à sua alongação (Figura 8A, B e D). Alguns macrocristais mostram maclas dobradas com bandas de deformação paralelas a superfície axial destas dobras (Figura 8B). Os megacristais possuem menor intensidade de saussuritização em relação aos agregados finos do mineral.

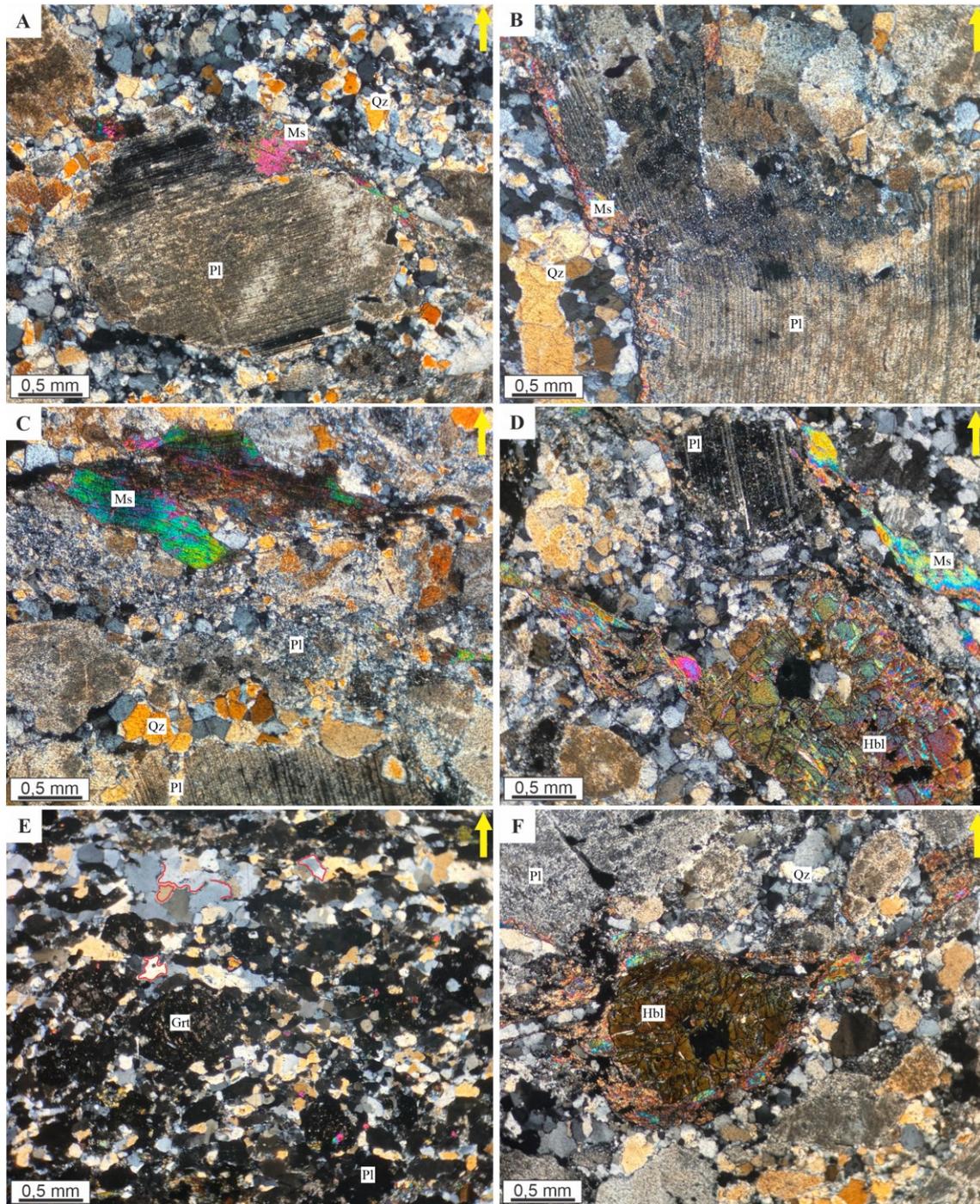
Os cristais de quartzo possuem extinção ondulante e ocorrem de forma inequigranular (0,01 a 0,4 mm), apresentando bordas lobóides e, subordinadamente, faces planares (Figura 8B, C e E).

A hornblenda possui pleocroísmo verde a verde claro e ocorre como megacristais intensamente fraturados (Figura 8D e F), apresenta-se de forma anédrica e pode desenvolver textura pseudomórfica, caracterizado por cristais com hábito granular característico de granada (Figura 8F). Os cristais de hornblenda apresentam inclusões de quartzo e plagioclásio localizadas ao longo de todo o mineral. Por vezes, os cristais de hornblenda apresentam-se bordejados por agregados finos de muscovita (Figura 8E). As hornblendas possuem bordas com faces planares e por vezes lobóides.

A granada apresenta pleocroísmo incolor a rosa claro, possui relevo muito alto e ocorre com hábito granular, em geral são cristais fraturados com inclusões de quartzo (Figura 8E).

Os cristais de muscovita são subédricos, têm hábito placóide e podem ser caracterizados como grãos sub-milimétricos a milimétricos (0,01 a 0,7 mm). Comumente são individualizados como megacristais (0,7mm) em contato com os cristais de plagioclásio (Figura 8C). No entanto, também podem ocorrer como agregados finos que se dispõem em forma de vênulas próximos aos cristais de plagioclásio, frequentemente estas vênulas bordejam os megacristais os hornblenda e plagioclásio (Figura 8B, D e F).

Figura 8: Lâmina do ponto FMPM19 – Nicóis cruzados. Os traços em vermelho evidenciam os contatos dos grãos. A, D, E e F) Textura blasto-porfírica dos leucossomas representadas por megacristais de plagioclásio (A), granada (E) e hornblenda (D, F). B) Megacristal de plagioclásio com maclas deformadas. C) Grãos de quartzo com contatos retilíneos e megacristal de muscovita. Hbl: Hornblenda; Pl: plagioclásio; Qz: quartzo; Grt: granada; Ms: muscovita. Fonte: Fonte: Whitney e Evans (2010).

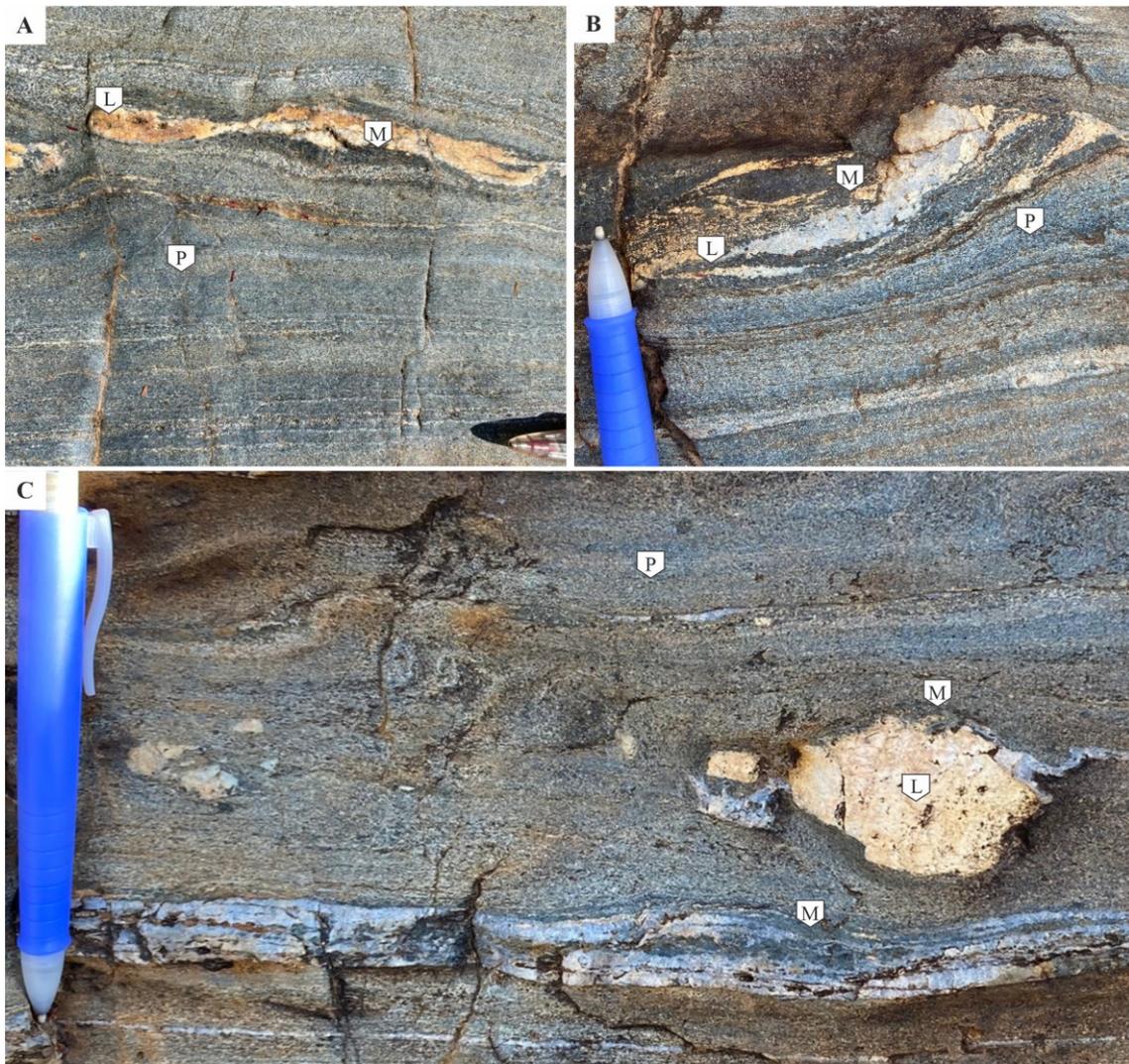


Fonte: A autora.

## Melanossoma

Nos afloramentos ao longo do leito do Rio Preto, é possível encontrar domínios de coloração escura bordejando um ou ambos os lados dos leucossomas (Figuras 7E, 9A-C). Estes domínios melanocráticos são compostos por hornblenda, granada, quartzo e plagioclásio e representam parte do neossoma.

Figura 9: Fotografias do ponto FMPM19. Destaca-se que em todas as fotografias é possível ver bandas de leucossoma (cor clara) dispostas paralelamente a foliação do paleossoma e com espessuras variadas. A) Bolsão hololeucocrático circundado por material de coloração preta (melanossoma), notar que o melanossoma ocorre em ambas as bordas do leucossoma, caracterizando uma estrutura estromática. B) Bordas de melanossoma nos bolsões hololeucocráticos, notar a estrutura estromática na porção inferior da imagem e estrutura em rede na porção superior. C) Auréola de melanossoma em fenocristal de feldspato e bolsão hololeucocrático caracterizando uma estrutura em *patch*.



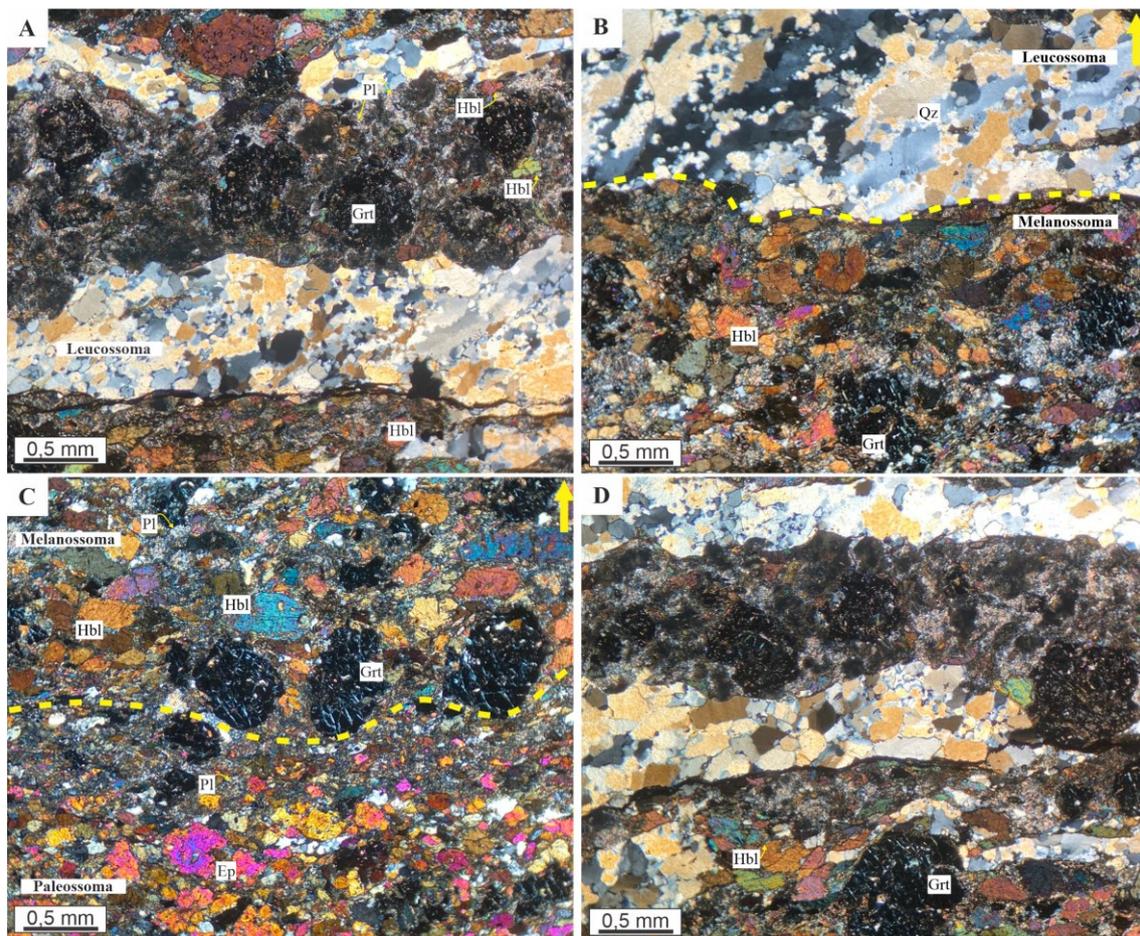
Fonte: A autora.

Por vezes, o melanossoma ocorre como aureolas ao redor de bolsões de leucossoma (Figura 9C), estas concentrações apresentam-se de forma irregular e

assimétrica (Figura 9A e B), entretanto, é mais comum que o melanossoma ocorra como bandas estreitas (Figura 10A e B) que podem apresentar alguns centímetros de espessura e se dispõem paralelamente a foliação principal do paleossoma. O melanossoma apresenta textura porfiroblástica, definida por megacristais de granada e hornblenda.

No melanossoma, as hornblendas apresentam pleocroísmo verde a verde claro e ocorrem como grãos médios a grossos, com hábitos prismáticos alongados ou curtos (Figura 10A e B), formas variando de euédrica a anédrica e mostrando bordas pouco irregulares, frequentemente, os grãos de hornblenda possuem fraturas.

Figura 10: Lâminas do ponto FMPM19 – Nicóis cruzados. A e B) Melanossoma bordejando ambos os lados dos leucossomas. C e D) Melanossoma bordejando ambos os lados dos leucossomas. C) Melanossoma com cristais milimétricos de hornblenda e granada e agregados finos de plagioclásio, notar o aumento gradual da granulação dos minerais em sentido ao melanossoma. D) Melanossoma bordejando leucossoma, notar que as hornblendas e granadas ocorrem em maior quantidade em relação aos grãos de quartzo e plagioclásio. Hbl: Hornblenda; Pl: plagioclásio; Qz: quartzo; Grt: granada; Ms: muscovita. Fonte: Whitney e Evans (2010). Os tracejados em amarelo evidenciam o contato entre as diferentes partes do migmatito.



Fonte: A autora.

As granadas ocorrem como megacristais com até 0,5 mm de dimensão, comumente são grãos muito fraturados com inclusões de quartzo e hornblenda (Figura

10A-D). Os plagioclásios são intensamente saussuritizados, por vezes substituídos por sericita, ocorrem como agregados granulares muito finos. Os grãos de quartzo, quando presentes, ocorrem em menor quantidade e possuem extinção ondulante, em geral são anédricos com dimensões de até 0,1 mm.

Em lâmina petrográfica, é possível visualizar que os grãos de plagioclásio e epidoto/zoisita aumentam de granulação e quantidade gradualmente em sentido ao paleossoma. No entanto, as hornblendas e granadas tendem a aumentar de granulação e concentração próximo aos contatos com o leucossoma (Figura 10C e D).

#### 4.2.2 Biotita-granada-muscovita xisto

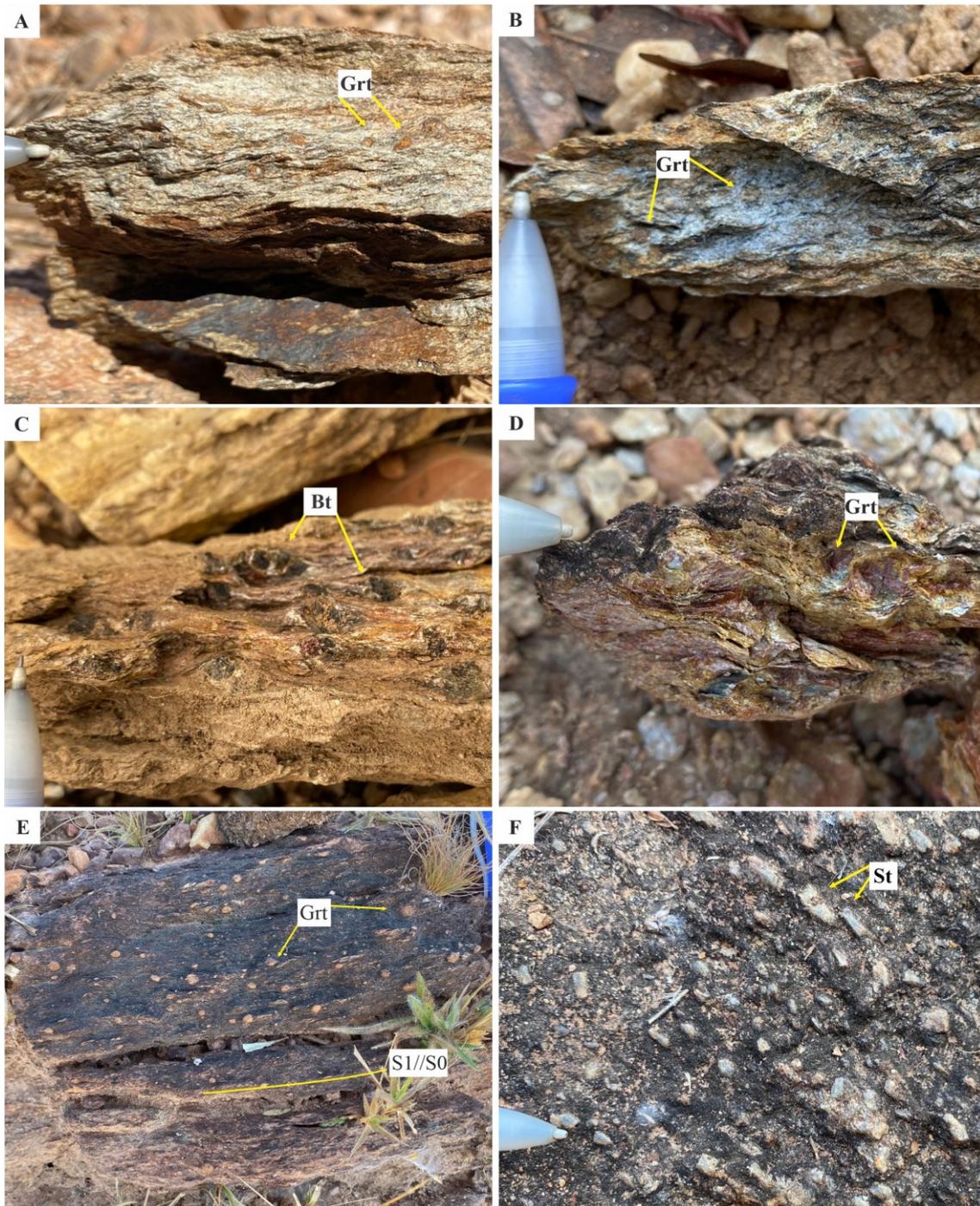
O biotita-granada-muscovita xisto cobre 31% da área e ocorre na forma de lajedos, blocos e matacões. As rochas mais preservadas são encontradas como grandes lajedos no leito e margens do Rio Preto.

A coloração destas rochas, quando encontradas preservadas, é cinza esverdeado (Figura 11A e B), no entanto, cores avermelhadas ou ocre são comuns e remetem as rochas intensamente intemperizadas (Figura 11C e D). Este litotipo é constituído por quartzo, plagioclásio, granada, muscovita, biotita, eventualmente estaurolita e clorita como acessório. A quantidade de quartzo presente nas rochas varia entre os afloramentos e a rocha pode ser caracterizada como um biotita-granada-muscovita-quartzo xisto, quando este mineral ocorre de forma abundante.

A rocha possui granulação média a grossa, xistosidade e textura porfiroblástica, caracterizada pela ocorrência de granadas com dimensões de até 2 cm que podem ser bastante evidenciadas no plano da foliação (Figura 11E), este mineral apresenta formas arredondadas e coloração avermelhada ou castanho (Figura 11A e B). Em alguns afloramentos há a ocorrência de biotitas substituindo as granadas e a rocha apresenta uma textura pseudomórfica (Figura 11C). Em específico no afloramento FMM247, ocorre cristais de estaurolita com coloração cinza a grafite e formas prismáticas que variam de poucos mm a 1 cm de dimensão (Figura 11F).

O litotipo possui uma xistosidade (S1) bem desenvolvida que ocorre paralela ao acamamento sedimentar da rocha (S0), (Figura 11E). Frequentemente esta xistosidade é afetada por uma clivagem de crenulação (S1').

Figura 11: A e B) Rocha de coloração acinzentada com porfiroblastos de granada – FMM257 E FMM204. C) Granda-biotita-muscovita xisto com porfiroblastos de biotita substituindo os cristais de granada, notar a coloração mais escura da biotita – FMM200. D) Porfiroclastos milimétricos de granada – FMM239. E) Porfiroblastos centimétricos de granada encaixados na foliação – FMM252. F) Estaurolita-biotita-muscovita xisto com porfiroblastos de estaurolita no plano da foliação – FMM257.



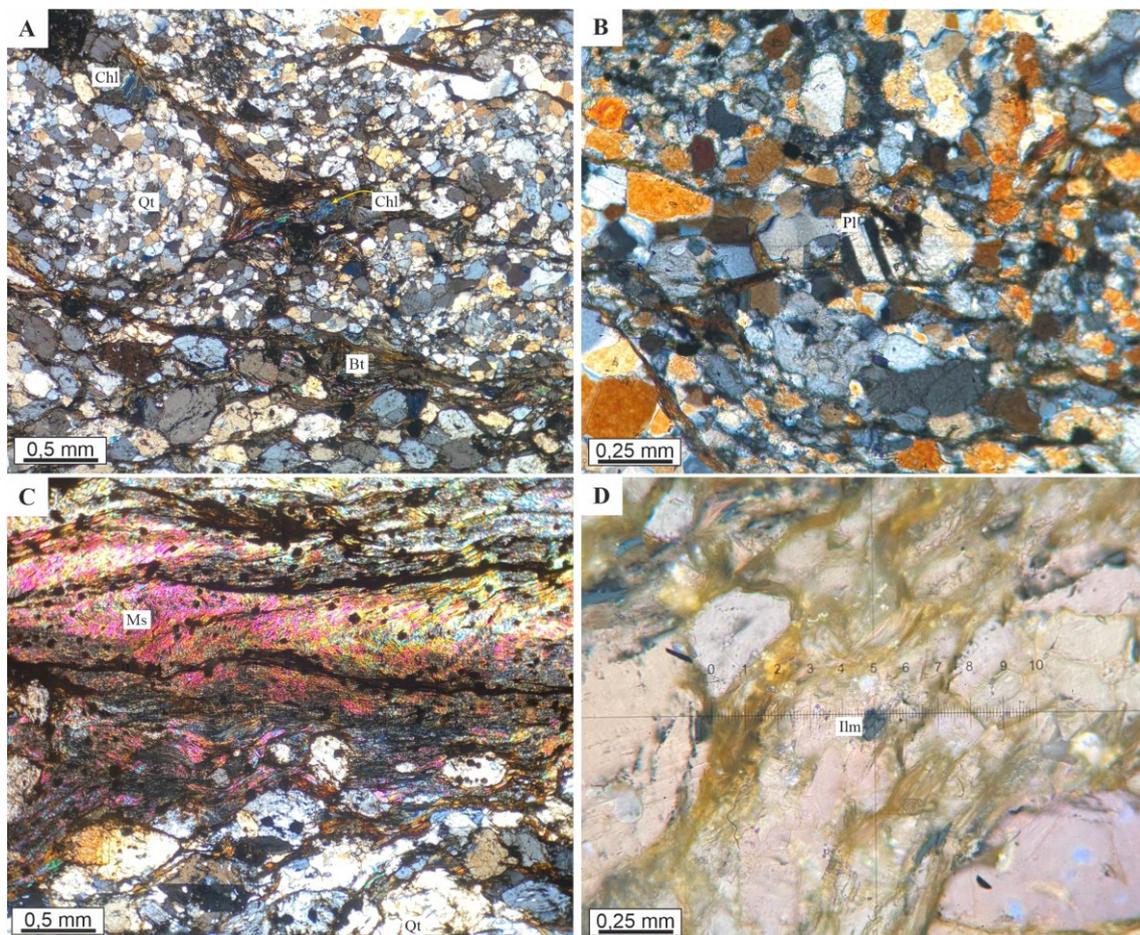
Fonte: A autora.

Em lâmina petrográfica, os grãos de quartzo ocorrem de forma bimodal, podem ser reconhecidos como agregados granulares médios ou grossos com contatos retilíneos e levemente lobados (Figura 12A). Os cristais apresentam extinção ondulante e frequentemente são bordejados por óxido de ferro.

Os cristais de plagioclásio apresentam relevo baixo a médio e possuem dimensões submilimétricas, ocorrem como grãos subédricos com hábito granular. Em geral possuem forte extinção ondulante e lamelas de geminação (Figura 12B). Normalmente são bordejados por óxidos de ferro.

A biotita apresenta pleocroísmo marrom a marrom claro, ocorre com hábito lamelar e placóide, os grãos sempre distribuídos de forma alongada e possuem forma subédrica (Figura 12A).

Figura 12: Lâminas ponto FMM181. A) Grãos de quartzo bimodal e grãos de clorita e biotita com hábito lamelar – Nicóis cruzados. B) Cristais de plagioclásio com hábito granular no centro da imagem – Nicóis cruzados. C) Agregados finos de muscovita – Nicóis cruzados. D) Grão de ilmenita no centro da imagem – Luz refletida – Nicóis cruzados. Grt: granada; Ms: muscovita; Chl: clorita; Qt: quartzo; Pl: plagioclásio; Ilm: ilmenita. Fonte: Whitney e Evans (2010).



Fonte: A autora.

Os grãos de muscovita apresentam pleocroísmo incolor, ocorrem com hábitos lamelares, tamanho submilimétrico e forma euédrica, em geral apresentam contatos relitíneos. Os cristais de muscovita marcam a xistosidade da rocha (Figura 12C).

Os grãos de clorita possuem pleocroísmo incolor a verde claro, ocorrem com hábitos micácios e lamelares (Figura 12A), são grãos submilimétricos e estão distribuídos de forma alongada. Em geral são cristais euédricos, mas podem ser subédricos também. Possivelmente os grãos de clorita estão substituindo os cristais de biotita.

Os cristais de ilmenita são opacos, caracterizados pela coloração ocre/marrom e hábito granular. Na luz refletida estes minerais apresentam cor cinza e possuem anisotropia (Figura 12D).

#### 4.2.3 Biotita-muscovita xisto

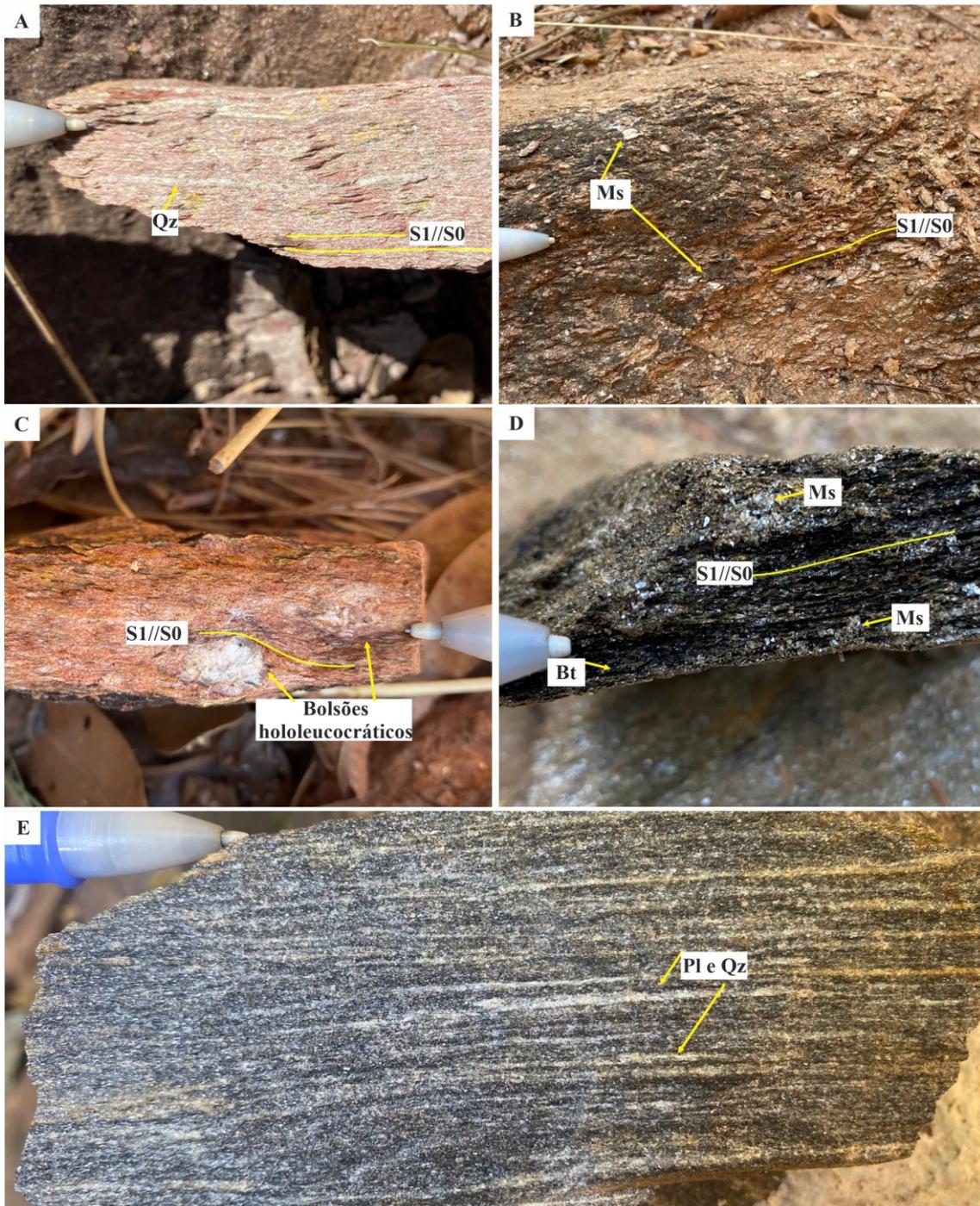
Este litotipo ocorre de forma mais expressiva na área e cobre 64% da quadrícula mapeada. As rochas ocorrem na forma de lajedos, blocos e matacões, sendo encontradas na maioria das vezes em leitos de drenagens pluviais/fluviais e cortes de estrada.

Os biotita-muscovita xistos são rochas de coloração cinza esverdeada ou rósea, se alteradas pela ação intempérica e possuem granulação variando de média a grossa. Esta rocha é composta por quartzo, muscovita e biotita ocasionalmente também podem apresentar plagioclásio e hornblenda. Os litotipos apresentam estrutura foliada caracterizada por uma xistosidade bem desenvolvida e textura lepidoblástica, sendo ambas feições marcadas pela orientação dos filossilicatos presentes na rocha (Figura 13A e B). Frequentemente, também é caracterizada uma clivagem de crenulação (S1') que, eventualmente, pode transpor a S1. Comumente, micro-dobras fechadas e isoclinais são reconhecidas nestas rochas e são evidenciadas facilmente quando há a ocorrência de níveis concentrando mais quartzo.

Em alguns afloramentos há ocorrência de bolsões boudinados com coloração branca, hololeucocráticos, compostos por quartzo e caulim (Figura 13C). Em geral, os xistos com bolsões ocorrem próximos aos blocos e matacões de granitos.

Nos afloramentos FMM242 e FMM243, foram caracterizadas rochas de coloração preta compostas por plagioclásio, hornblenda, biotita, muscovita e quartzo, com níveis de coloração branca apresentando maior concentração de quartzo e plagioclásio (Figura 13D e E). A rocha possui uma estrutura foliada e textura que varia de lepidoblástica a nematoblástica.

Figura 13: A) Rocha com acamamento composicional evidenciado pelos níveis com quartzo e níveis de filossilicatos – FMM196. B) Biotita-muscovita xisto com granulação média a grossa – FMM234. C) Bolsões hololeucocráticos encaixados na foliação da rocha – FMM186. D e E) Hornblenda-plagioclásio-biotita-muscovita xistos de coloração preta com cristais milimétricos de muscovita (D) e níveis concentrando quartzo e plagioclásio (E) – FMM243 e FMM242.

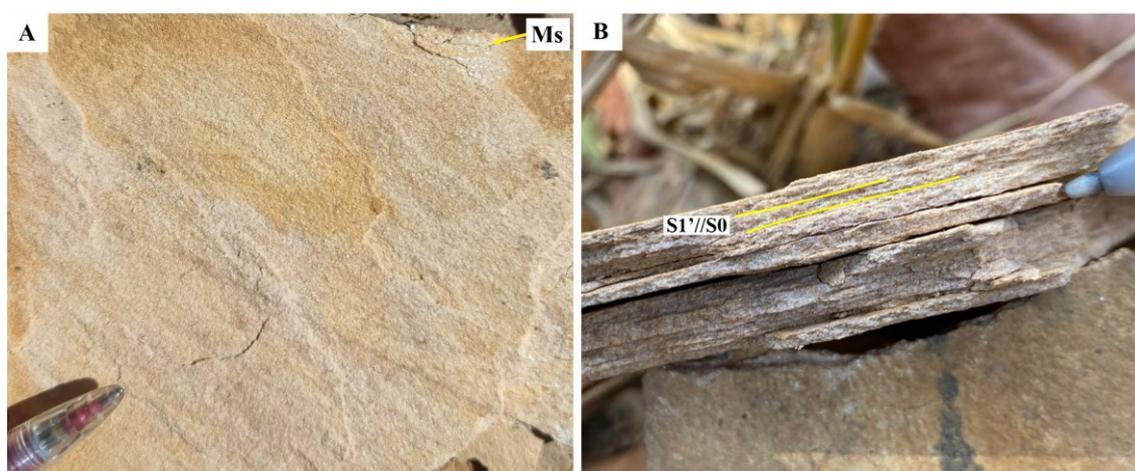


Fonte: A autora.

Adicionalmente, na unidade dos biotita-muscovita xisto, foi caracterizado na porção NE do mapa uma lente não mapeável de quartzito, constituído por quartzo (90%) e muscovita (10%). A rocha apresenta granulação muito fina a fina e coloração esbranquiçada/amarelada. Em geral os filossilicatos presentes ocorrem de forma achatada

e preferencialmente orientados, comumente são evidenciados no plano da foliação (Figura 14A), já o quartzo apresenta-se levemente estirado na amostra de mão. A rocha apresenta uma estrutura foliada e textura lepidogranoblástica. Neste litotipo é possível caracterizar o acamamento composicional (S0) através dos níveis com concentração de quartzo alternados com níveis milimétricos de muscovitas (Figura 14B). O contato do quartzito com o litotipo xistoso ocorre de forma gradual, podendo ser caracterizado pelo aumento de quartzo nas rochas em direção a lente de quartzito.

Figura 14: A) Quartzito com muscovitas no plano foliação. B) Rocha de granulação fina, notar o acamamento composicional e a foliação contínua e paralela. Fotografias do ponto FMM208.



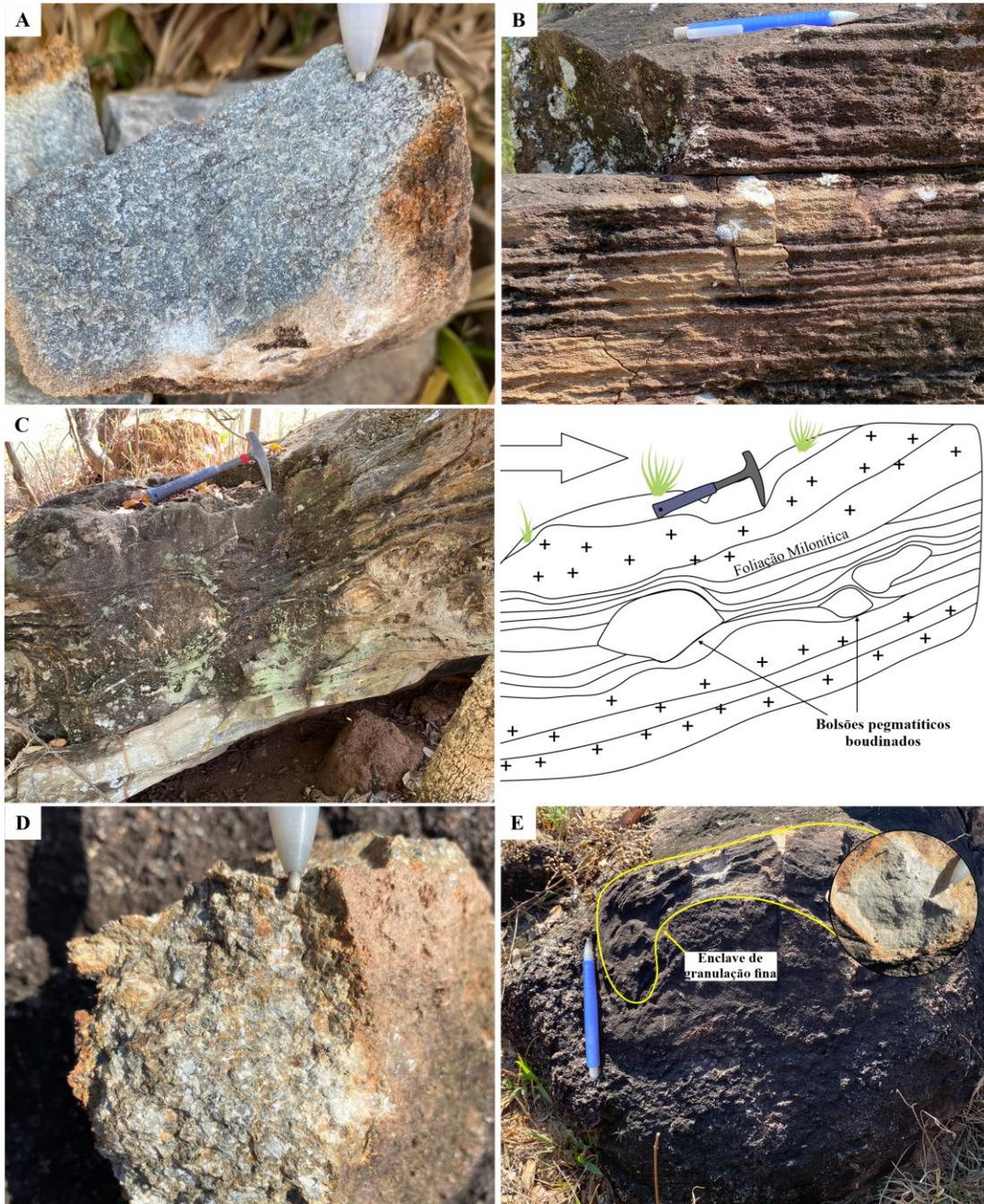
Fonte: A autora.

#### 4.2.4 Biotita-muscovita granito

Os litotipos ocorrem em 0,2 % da área na forma de matacões e lentes com direção NE-SW, NW-SE e NNW-SSE (Figura 4). A composição dos granitos é semelhante em todos os afloramentos e apresenta apenas variações nas proporções dos minerais e na intensidade da deformação.

Os granitos são rochas hololeucocráticas de coloração acinzentada, compostas por quartzo ( $\pm 40\%$ ), feldspato ( $\pm 30\%$ ), plagioclásio ( $\pm 10\%$ ) e muscovita ( $\pm 10\%$ ). A granulação da rocha varia de média a grossa. Em geral, possuem anisotropia marcada pelos filossilicatos orientados segundo uma direção preferencial que definem uma textura grano-lepidoblástica (Figura 15A). A foliação da rocha pode apresentar-se de forma contínua (Figura 15B), por vezes, ocorre de forma anastomosada e encontra-se associada a boudinagem (Figura 15C). Os *boudins* associados ao granito são compostos por quartzo e feldspato de granulação grossa a muito grossa, caracterizando porções pegmatíticas.

Figura 15: A) Bt-ms granito com textura grano-lepidoblástica – FMM229. B) Rocha com foliação contínua marcante – FMM231. C) Granito foliado com bolsões pegmatíticos boudinados. O esquema ao lado evidencia a foliação anastomosada e a forma dos boudins – FMM231. D) Granito isotrópico de granulação grossa – FMM253. E) Granito com enclave de rocha quartzo-feldspática, notar a diferença de granulação entre a enclave e o granito – FMM253.



Fonte: A autora.

Eventualmente a rocha pode apresentar granulação grossa a muito grossa, textura fanerítica a porfírica e ausência de anisotropia (Figura 15D e E). Localmente, são observados enclaves de uma rocha mais fina com textura granoblástica, composto predominantemente por quartzo e feldspato (Figura 15E). Estes granitos apresentam contato gradual e abrupto com a rocha xistosa (biotita-muscovita xisto).

#### 4.2.5 Filito

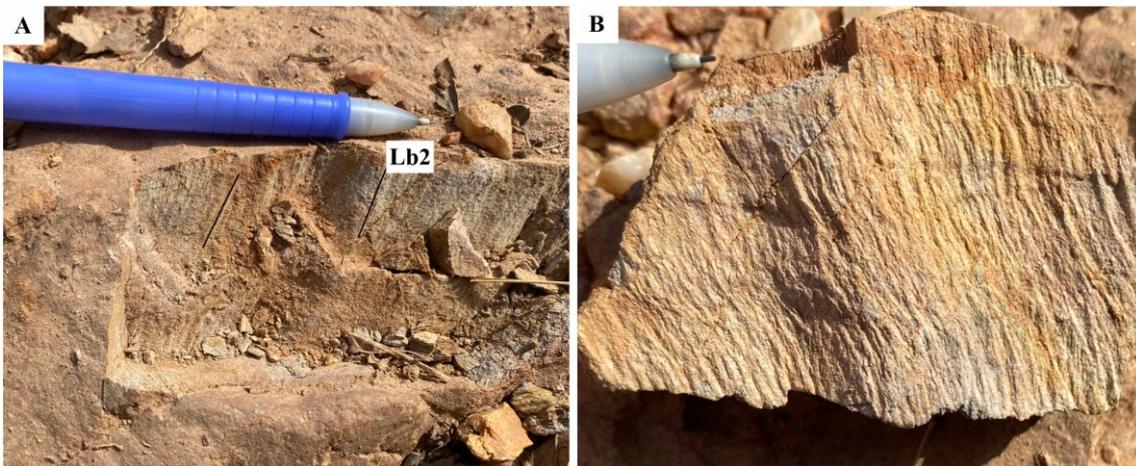
Esta unidade ocorre apenas na porção SW do mapa e ocupa 2% da área mapeada. Os poucos afloramentos encontrados estão expostos na forma de lajedos em estradas vicinais e leitos de drenagem pluvial.

Os filitos são compostos por sericita ( $\pm 85\%$ ) e quartzo ( $\pm 15\%$ ), possuem coloração rósea a esbranquiçada e granulação muito fina (Figura 16A e B). Os minerais dificilmente são discriminados em amostra de mão, entretanto, com o auxílio de lupa é possível caracterizar cristais milimétricos de quartzo esbranquiçados. As sericitas em geral são distinguidas pelo brilho suave. O litotipo apresenta uma estrutura foliada (clivagem filítica) e textura lepidoblástica evidenciada pela orientação dos filossilicatos. Nestas rochas é possível observar domínios esbranquiçados compostos por quartzo e domínios rosados ricos em sericita, esta estruturação em domínios com espessuras variáveis marca o acamamento sedimentar (S0).

Os filitos apresentam uma clivagem filítica (S1) materializada pelo estiramento dos filossilicatos, e a S1 está disposta paralelamente a foliação primária (S0). As foliações préteritas são afetadas por uma clivagem de crenulação (S1'), caracterizada nas rochas pela presença de microdobras.

O contato com o muscovita xisto do Grupo Araxá ocorre de forma gradual e pode ser evidenciado pelo aumento na granulação das rochas próximo ao contato. Frequentemente, esta transição é marcada pela ocorrência de veios e blocos de quartzo leitoso, associada também a uma foliação milonítica.

Figura 16: A e B) Sericita filito de granulação fina, notar a coloração acinzentada e aspecto brilhoso das sericitas (A) e as lineações de intersecção bem-marcadas (B) – FMM195.



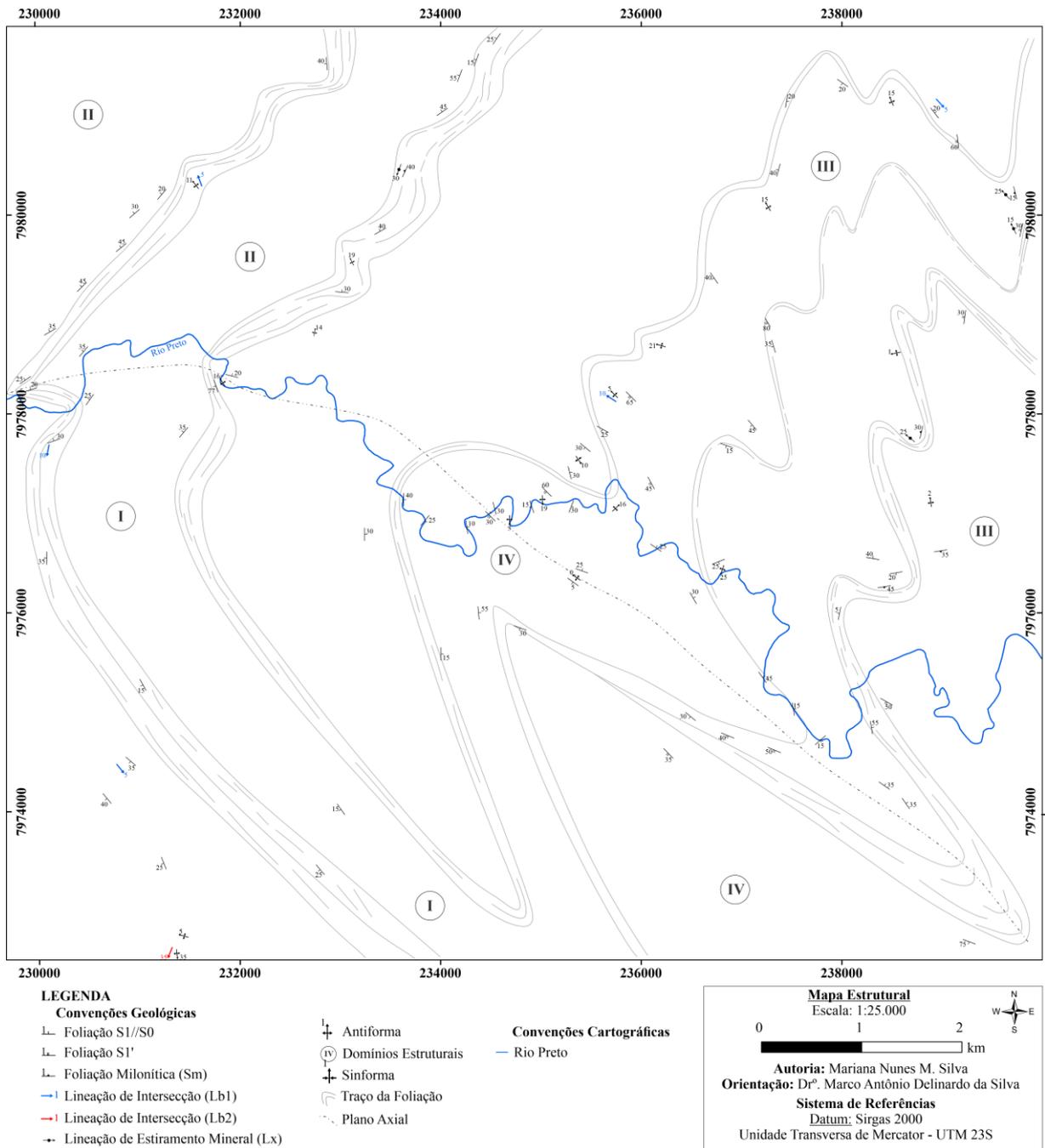
Fonte: A autora.

### 4.3 Análise geométrica

Este capítulo contém a descrição das estruturas planares e lineares obtidas ao longo do trabalho de campo. Foram descritas três foliações metamórficas (S1, S1' e S2), duas lineações de interseção (Lb1 e Lb2), uma lineação mineral (Lx) e dobras F1, F1' e F2. Através dos dados coletados foi possível distinguir quatro Domínios Estruturais (DE), diferenciados pela variação de atitude das estruturas, sendo eles: DEI, DEII, DEIII e DEIV. O mapa estrutural pode ser visualizado na Figura 17 e no Apêndice V.

A atitude dos planos e linhas foram obtidas com a bússola Clar, desta forma, os dados serão apresentados da seguinte forma: XXX/YY, onde o XXX indica o sentido de mergulho e o YY o valor do mergulho para os planos, já para os dados de linha o XX representa o sentido de caimento e YY o valor do caimento. Os estereogramas apresentados no decorrer do capítulo correspondem ao hemisfério inferior da rede equiárea. As dobras foram classificadas de acordo com o caimento do eixo e mergulho do plano axial utilizando o diagrama de classificação de dobras de Fleuty (1964). Os ângulos interflanco destas estruturas foram descritos conforme os princípios de Hobbs, Means, Williams (1976).

Figura 17: Mapa Estrutural simplificado.



Fonte: A autora.

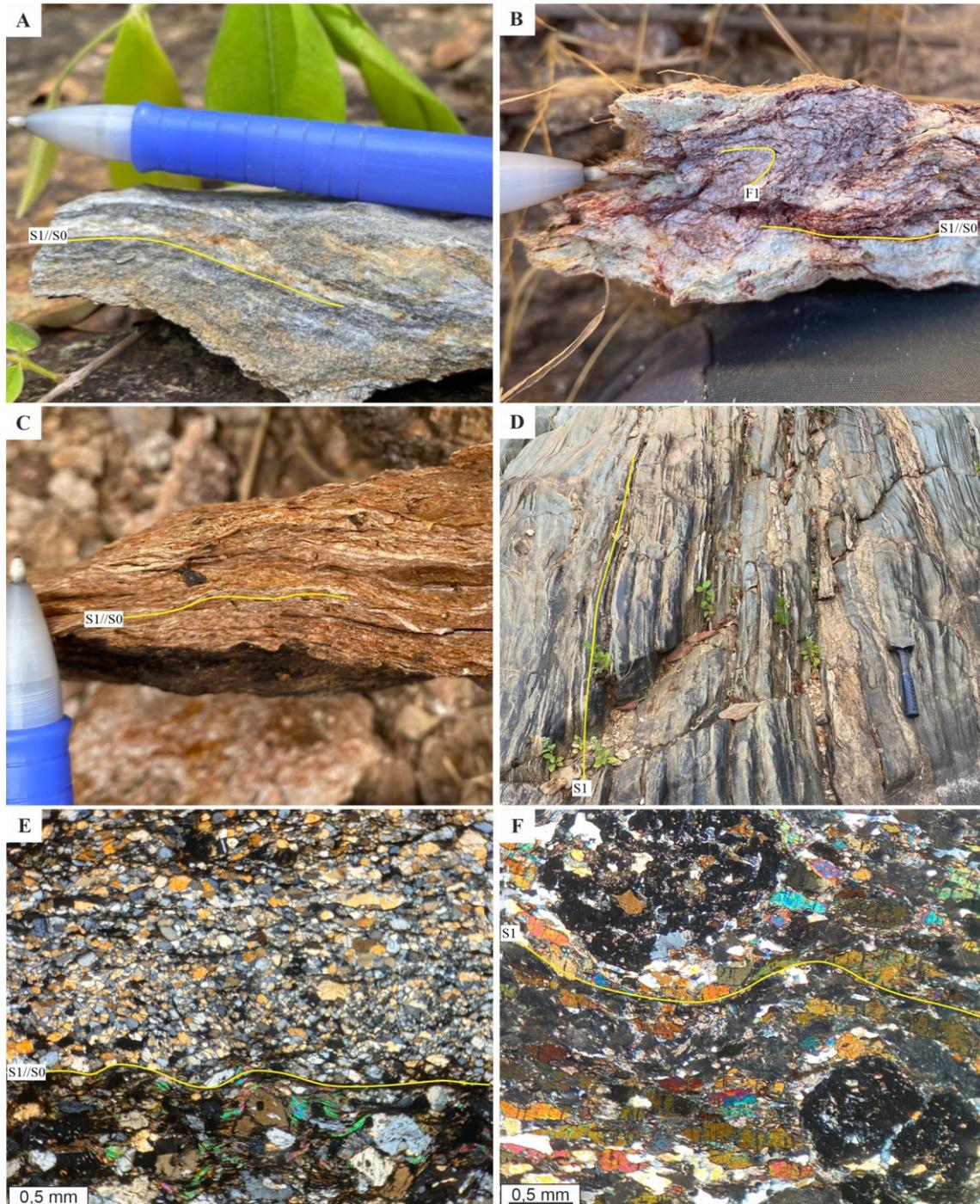
### 4.3.1 Foliação S1

A foliação metamórfica mais antiga (S1), caracterizada como a foliação principal na maioria dos afloramentos, apresenta-se de forma penetrativa e contínua ao longo da área. Em geral, a S1 é definida pelo alinhamento de filossilicatos, como muscovita e biotita que ocorrem paralelamente ao acamamento composicional (S0) das rochas metassedimentares. Os minerais tabulares como os anfibólios também se apresentam distribuídos nas rochas metamáficas com uma orientação preferencial, marcando a foliação.

Esta estrutura pode ser visualizada tanto na escala macroscópica (Figura 18A-D) como na escala microscópica (Figura 18E e F). Normalmente, esta foliação é materializada como uma xistosidade nas rochas do Grupo Araxá e desenvolve-se como uma clivagem filítica nos metapelitos do Complexo Abadia dos Dourados. Eventualmente, a superfície S1 pode ser transposta pela foliação S1' e, em alguns casos, por uma foliação milonítica (Sm).

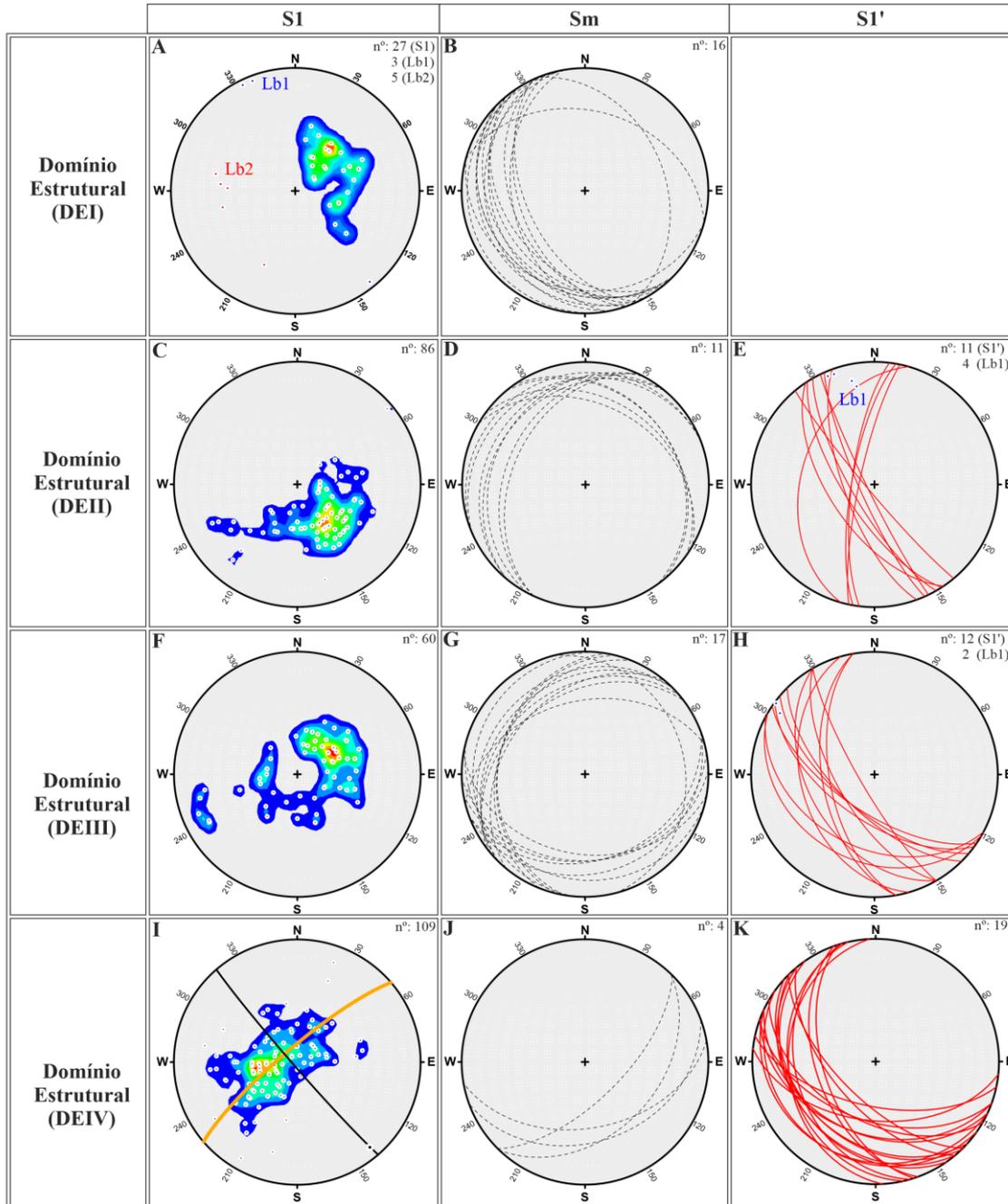
No Domínio Estrutural 1 (DEI), a foliação S1 apresenta valor modal de 240/35 com os polos dos planos concentrados no quadrante NE (Figura 19A). Para o Domínio Estrutural 2 (DEII) a atitude principal dos planos é 325/30, com mergulhos concentrados no quadrante NW e ocasionalmente no quadrante NE, com atitude modal de 045/45 (Figura 19C). No Domínio Estrutural 3 (DEIII) os planos apresentam mergulho principal para SW, no entanto mergulhos no quadrante NE também são registrados com frequência, a atitude principal é de 235/30 e 062/70, respectivamente (Figura 19F). No Domínio Estrutural 4 (DEIV) há planos concentrados no quadrante NE e a atitude principal é de 080/25, no entanto também ocorre uma concentração significativa dos planos no quadrante SE, cuja atitude mais recorrente é de 145/40. Além disso, de forma menos expressiva há planos com caimentos para SW. Neste domínio é possível reconhecer que o conjunto de dados distribuídos no estereograma apresentam um padrão de guirlanda (Figura 19I).

Figura 18: A, B e C) Xistosidade S1 paralela ao acamamento composicional S0, notar a variação dos níveis de quartzo e níveis de filossilicato – FMM181, FMM183 e FMM200. D) Foliação S1 desenvolvida no migmatito metatextítico Rio Preto – FMPM19. E) Xistosidade definida pela orientação preferencial dos filossilicatos, destaque para os níveis concentrado quartzo e níveis com muscovita – FMM181 – Nicóis Cruzados. F) Hornblendas estiradas marcando a foliação anastomosada da rocha – FMM179 – Nicóis cruzados.



Fonte: A autora.

Figura 19: A) Polos dos planos da xistosidade S1, lineações de intersecção Lb1 e Lb2 no DEI. B) Planos da foliação milonítica Sm no DEI. C) Polos dos planos da xistosidade no DEII. D) Planos da foliação milonítica do DEII. E) Planos da clivagem de crenulação S1' e lineação de intersecção Lb1 no DEII. F) Polos dos planos da xistosidade S1 no DEIII. G) Planos da foliação milonítica no DEIII. H) Planos da clivagem de crenulação S1' no DEIII. I) Polos dos planos da xistosidade S1, guirlanda definida a partir dos polos de S1 e eixo da dobra no DEIV. J) Planos da foliação milonítica Sm no DEIV. K) Planos da clivagem de crenulação S1' no DEIV.



Polos da foliação S1   
 Planos da foliação S1'   
 Planos da foliação milonítica (Sm)  
 Lineação de Intersecção (Lb1)   
 Lineação de Intersecção (Lb2)   
 Guirlanda  
 Plano Axial   
 Eixo

Fonte: A autora.

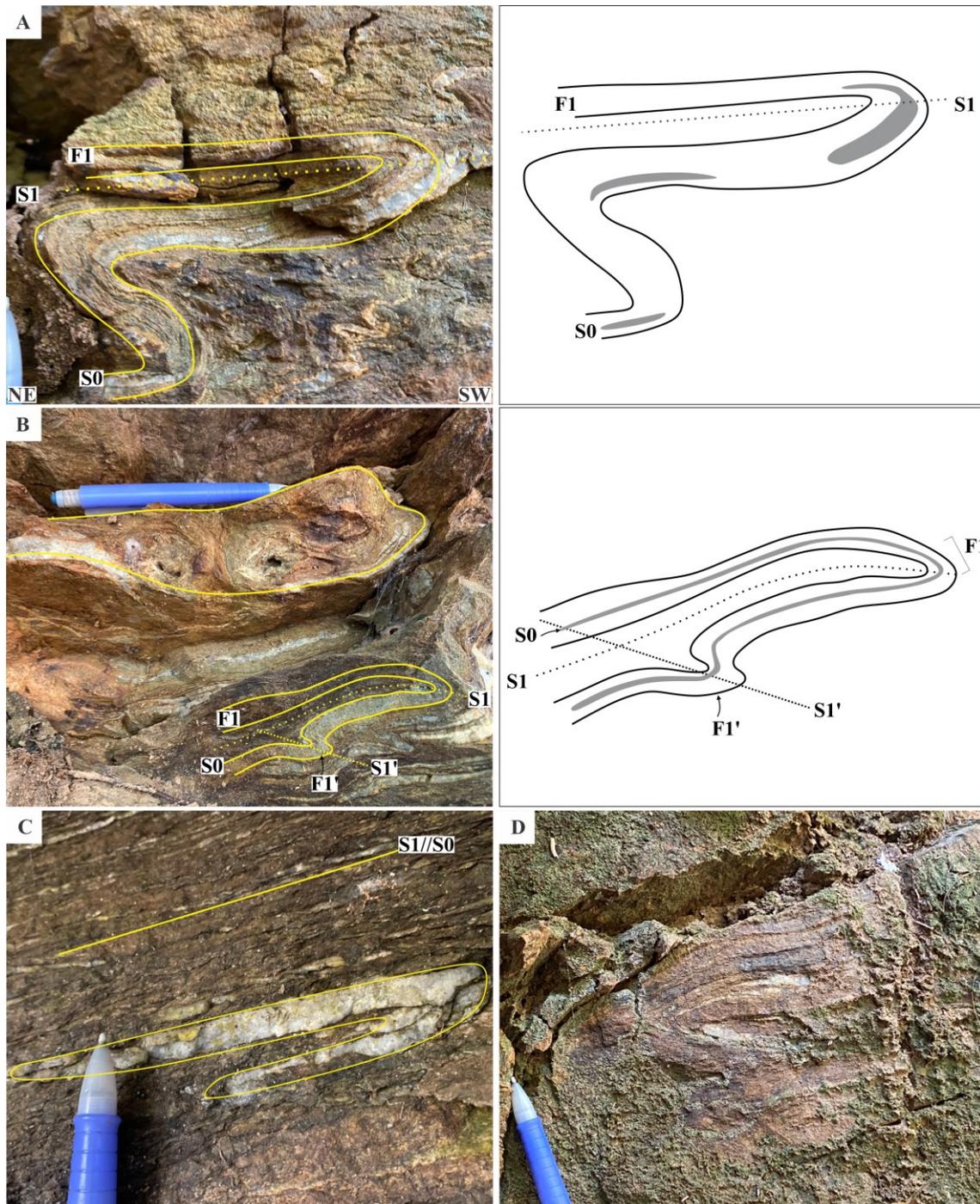
### 4.3.2 Dobras F1

As dobras F1 são classificadas como dobras recumbentes, em geral, assimétricas, materializadas como dobras parasíticas que podem variar de fechadas a apertadas. Estas estruturas estão associadas ao desenvolvimento da xistosidade (S1) de forma paralela ao acamamento composicional (S0). O plano axial destas dobras é caracterizado pela S1 (Figura 20A e B) e a vergência é para nordeste. Adicionalmente, também pode ser reconhecido dobras intrafoliais recumbentes, sem raízes, caracterizadas como dobras isoclinais ou fechadas, em geral são delimitadas pelo acamamento composicional e por veios de quartzo (Figura 20C e D).

Em específico, no afloramento de biotita-muscovita xisto do ponto FMM207 foi evidenciado uma dobra recumbente com atitudes de plano axial e eixo de 258/05 e 313/02, respectivamente, onde é possível caracterizar o acamamento composicional (S0) definido por domínios de quartzo e domínios de filossilicato sendo dobrados (Figura 20A), desta forma, a S1 ocorre como plano axial da dobra gerada. Ainda neste afloramento, também foi constatado a ocorrência de uma dobra redobrada, de tal forma que é possível distinguir a foliação primária (S0) e as foliações posteriores (S1 e S1'), além de dobras F1 e F1' (Figura 20B).

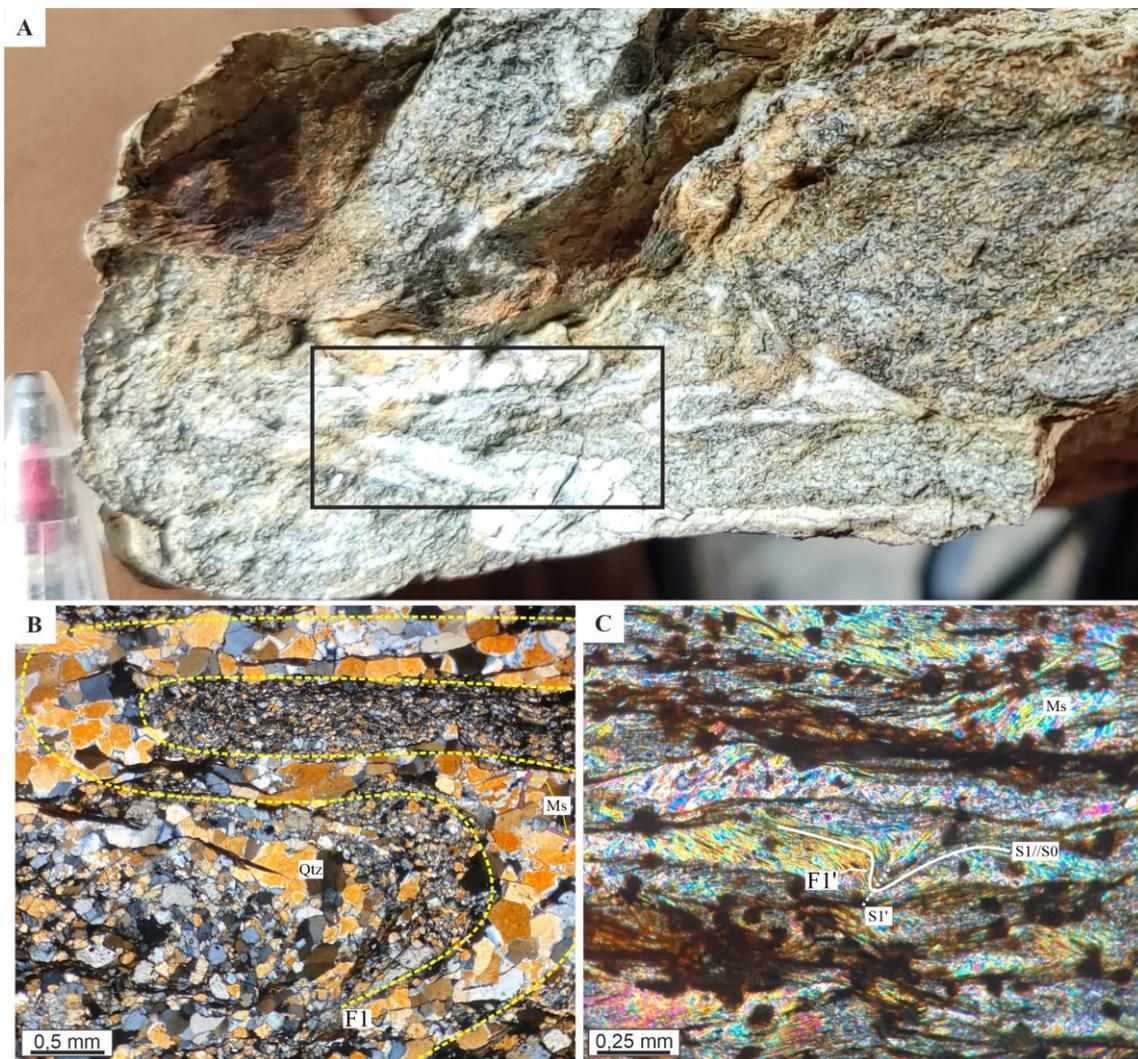
No ponto FMM216 também foi identificado uma dobra recumbente, entretanto, esta encontra-se redobrada por dobramentos F1' (Figura 25F). Nos afloramentos do ponto FMM181 é recorrente a ocorrência de dobras em escala macroscópica, em uma das amostras analisadas, foi possível reconhecer os dobramentos recumbentes que são bem evidenciados nos locais em que há níveis quartzosos (Figura 21A). Em lâmina delgada deste ponto, foi descrito uma dobra recumbente em escala microscópica (Figura 21B).

Figura 20: A) Acamamento composicional afetado por dobramentos recumbente com S1 como plano axial – FMM207. B) S1//S0 redobrados por dobra F1', a S1' é plano axial da nova geração de dobras. C) Dobra intrafolial, sem raiz, isoclinal e recumbente, delimitada por S0 e veios de quartzo – FMM213. D) Dobra recumbente, isoclinal e sem raiz – FMM207.



Fonte: A autora.

Figura 21: A) Dobra recumbente em amostra de mão – FMM181. O retângulo preto indica o local da lâmina. B) Dobra recumbente em lâmina delgada da amostra FMM181 – Nicóis cruzados. C) Dobramento da S1//S0 e desenvolvimento de clivagem plano axial (S1'). Ms: muscovita; Qz: quartzo. Fonte: Whitney e Evans (2010).

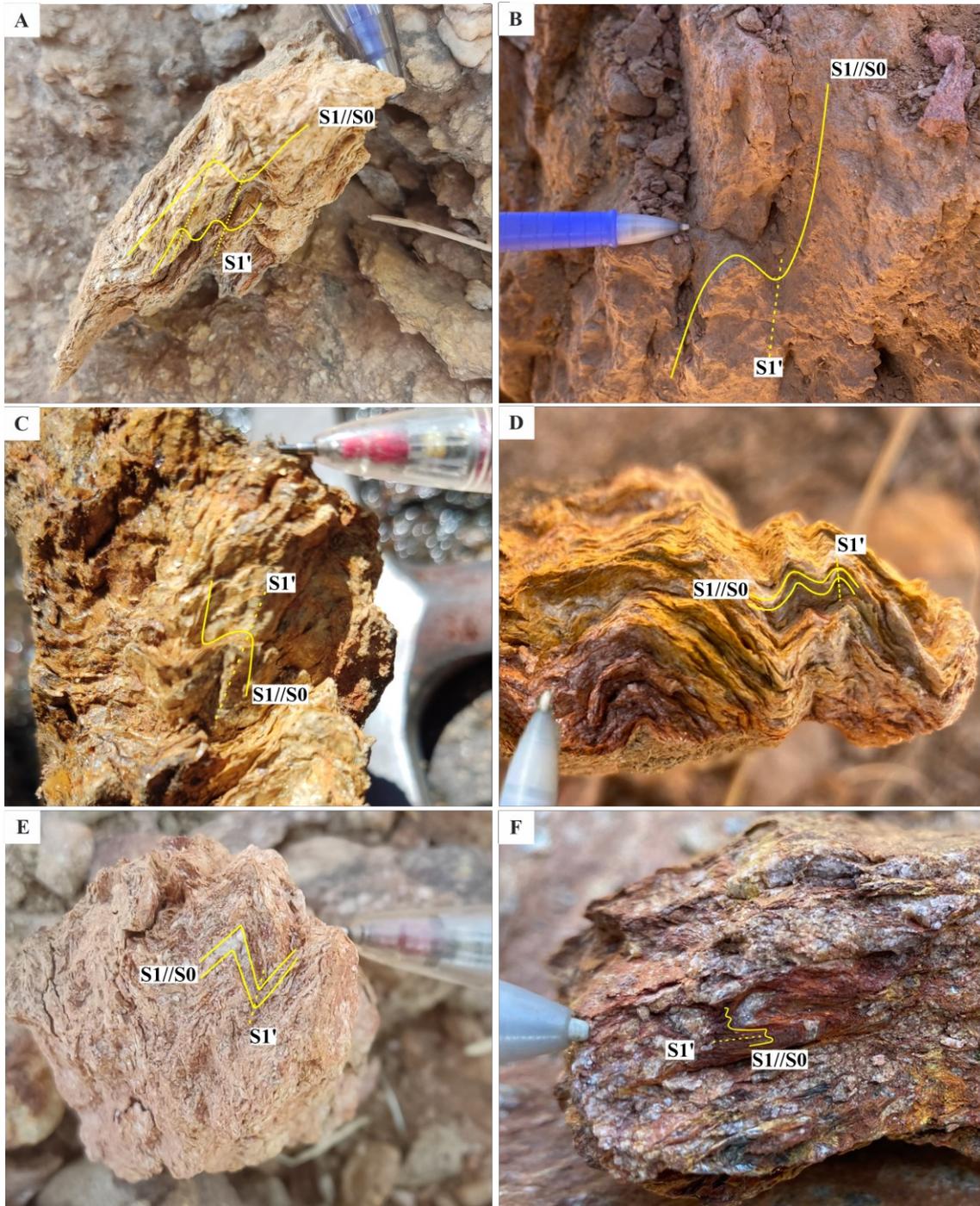


Fonte: A autora.

#### 4.3.3 Foliação S1'

A foliação S1' é uma estrutura planar, penetrativa, expressa como uma clivagem de crenulação espaçada. É caracterizada por microdobramentos (micrólitos) em escalas milimétricas a centimétricas com superfície axial definida pelos domínios de clivagem. Os domínios de clivagens são marcados pela orientação preferencial dos filossilicatos que, em geral, apresentam relação espacial paralela, ou pelo alinhamento de anfibólios. Já nos micrólitos é comum a ocorrência de quartzo e alguns filossilicatos achatados e orientados. A clivagem de crenulação pode ser determinada como uma clivagem zonal, onde os domínios de clivagens variam de 30 a 70%.

Figura 22: A) Ângulo oblíquo entre S1//S0 e S1' – FMM184. B) S1//S0 sendo crenulado por S1', a relação entre as foliações é oblíqua e gera dobra com morfologia em Z – FMM184. C) Relação oblíqua entre S1//S0 e S1', as microdobras geradas apresentam morfologia em S – FMM139. D) Clivagem de crenulação em Biotita-muscovita xisto, notar que a relação entre a S1//S0 e S1' é ortogonal e dobras com morfologia em M são formadas – FMM183. E) Clivagem de crenulação associada a dobras em chevron – FMM255. F) S1//S0 transposta por S1', notar a relação ortogonal entre as estruturas – FMM222.



Fonte: A autora.

O ângulo entre S1 e S1' pode se dar de forma oblíqua ou ortogonal. A relação angular oblíqua entre as foliações gera dobras com geometrias em Z ou S (Figura 22A, B e C), quando os ângulos apresentam-se com valores mais elevados, os flancos das

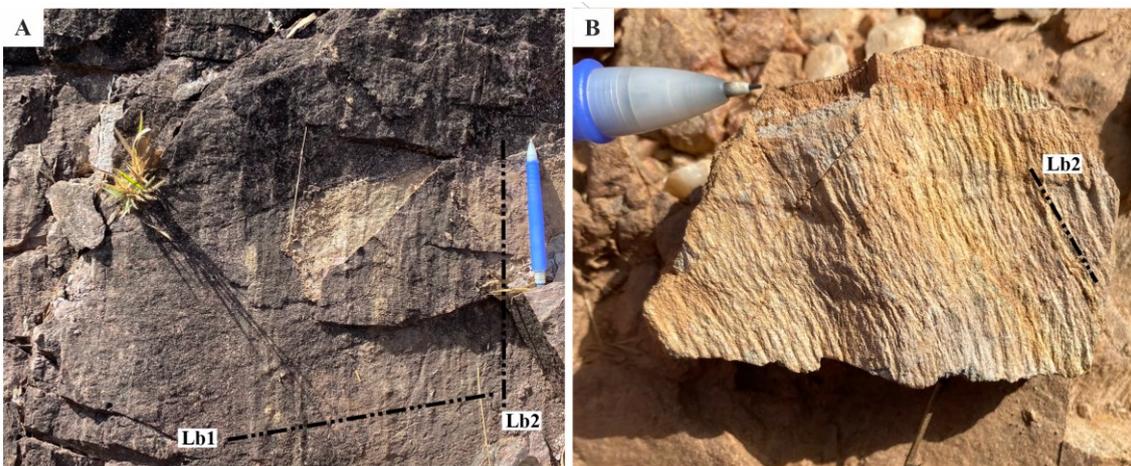
microdobras mostram o mesmo comprimento, formando dobras em M (Figura 22D). Em alguns afloramentos, a clivagem de crenulação pode ser evidenciada como microdobras em chevron (Figura 22E). Eventualmente, a foliação pretérita ( $S_0//S_1$ ) é paralela ao plano axial ( $S_1'$ ) e uma relação de transposição entre as estruturas pode ser definida (Figura 22D e F). A interação entre estas duas foliações gera uma Lineação de Intersecção, caracterizada como Lb1.

Os planos da foliação  $S_1'$ , em todos os domínios estruturais definidos, concentram-se no quadrante SW e ocasionalmente ocorrem no quadrante NW (Figura 19E, H e K), indicando que os planos da foliação têm caimento para SW e NW com atitude principal de  $240/50^\circ$ .

#### 4.3.4 Lineação de Intersecção Lb1

A relação entre o plano da xistosidade ( $S_1$ ) e o plano da clivagem de crenulação ( $S_1'$ ) produz uma estrutura denominada lineação de intersecção (Lb1) que ocorre de forma penetrativa nos litotipos (Figura 23A).

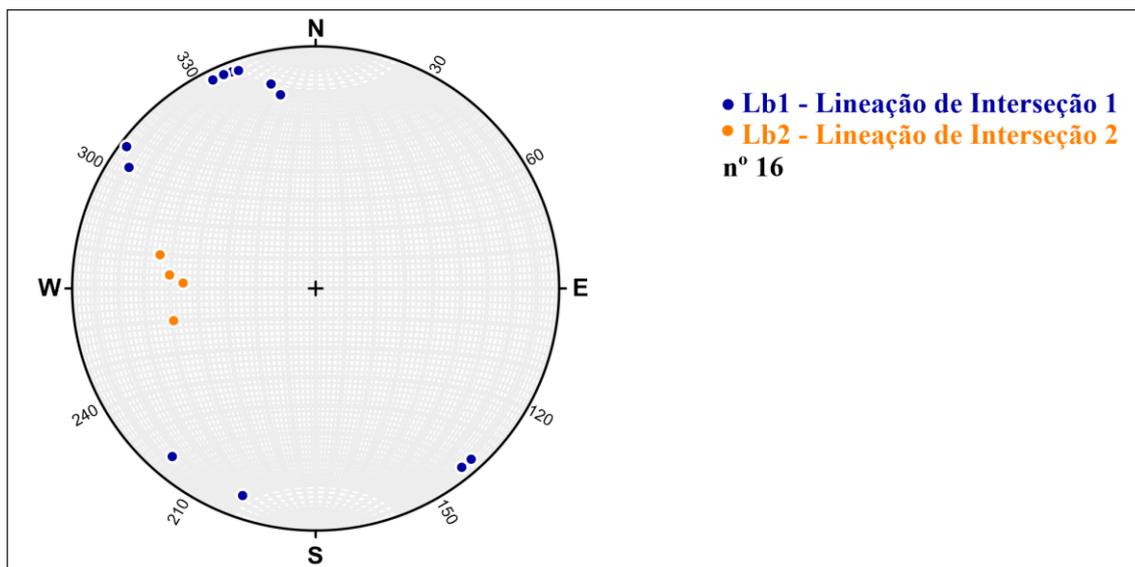
Figura 23: A) Lineações de intersecção Lb1 e Lb2 evidenciadas no plano da foliação – FMM196. B) Lineação de intersecção Lb2 em amostra de sericita filito – FMM195.



Fonte: A autora.

Ao longo da área esta estrutura ocorre com ângulos de mergulho baixos, variando de  $0$  a  $20^\circ$  e apresenta caimentos concentrados no quadrante NW, entretanto, de forma menos expressiva também podem ocorrer nos quadrantes SE e SW (Figura 24).

Figura 24: Estereograma com as lineações de intersecção Lb1 e Lb2, notar que a Lb1 ocorre apresenta mergulhos mais baixos e se concentram no quadrante NW e SE, já a Lb2 possui ângulos mais elevados e ocorre predominante no quadrante SW.



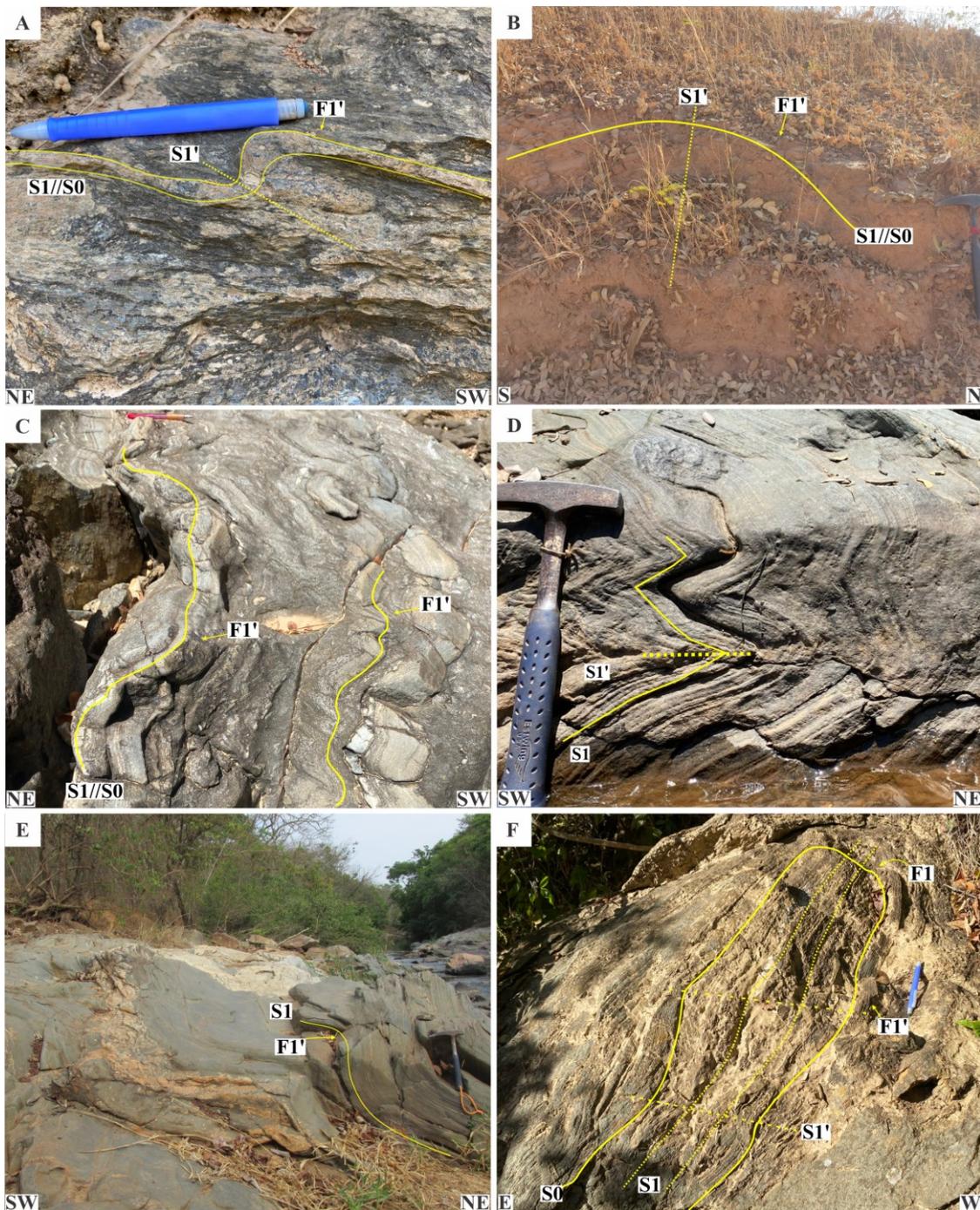
Fonte: A autora.

#### 4.3.5 Dobras F1'

As dobras F1' desenvolvem-se na área de estudo desde a escala macroscópica até a escala microscópica e estão associadas com a geração da clivagem de crenulação que afeta a foliação pretérita, além de serem responsáveis pelo redobramento das dobras pretéritas (F1). Em geral, as dobras são assimétricas (Figura 25A) ou simétricas (Figura 25B) e podem ser classificadas em dois tipos predominantes ao longo da área: dobras normais com caimento sub-horizontal e dobras normais com caimento fraco, apresentando caimento de eixo entre 0 e 21°, ambas possuem planos axiais mergulhando entre 80 e 90° e sempre são interpretadas como dobras abertas ou suaves (Figura 25A, B, C, E e F), tendo em vista que os ângulos interflancos variam de 75 a 160°. No entanto, de forma pontual, ocorre dobras moderadamente inclinadas com caimento fraco e dobras normais inclinadas com caimento fraco. Microdobras e macrodobras *en Chevron* são encontradas pontualmente. Estas feições detêm charneiras agudas e se caracterizam como dobras fechadas com ângulo interflanco entre 60 e 70° (Figura 22E e Figura 25D).

De forma geral, os eixos das dobras F1' concentram-se no quadrante NW, com atitude principal de 338/15 (*trend/plunge*), entretanto, comumente podem apresentar eixos no quadrante SW com atitudes de 181/19 e 258/10. Pontualmente, os eixos das dobras podem ser caracterizados nos quadrantes SE e NE com atitudes principais de 167/09 e 14/13 respectivamente.

Figura 25: A) Dobra F1' assimétrica com S1' como plano axial – FMM218. B) Dobra F1' simétrica e aberta – FMM190. C) Foliação S1//S0 afetada por dobramentos F1' – FMM219. D) Dobras F1' em chevron em migmatito – FMPM48. E) Dobra F1' suave – FMPM19. F) Foliação S1//S0 sendo redobrada por dobramentos F1', S1' é uma clivagem plano axial e afeta as foliações pretéritas – FMM216.



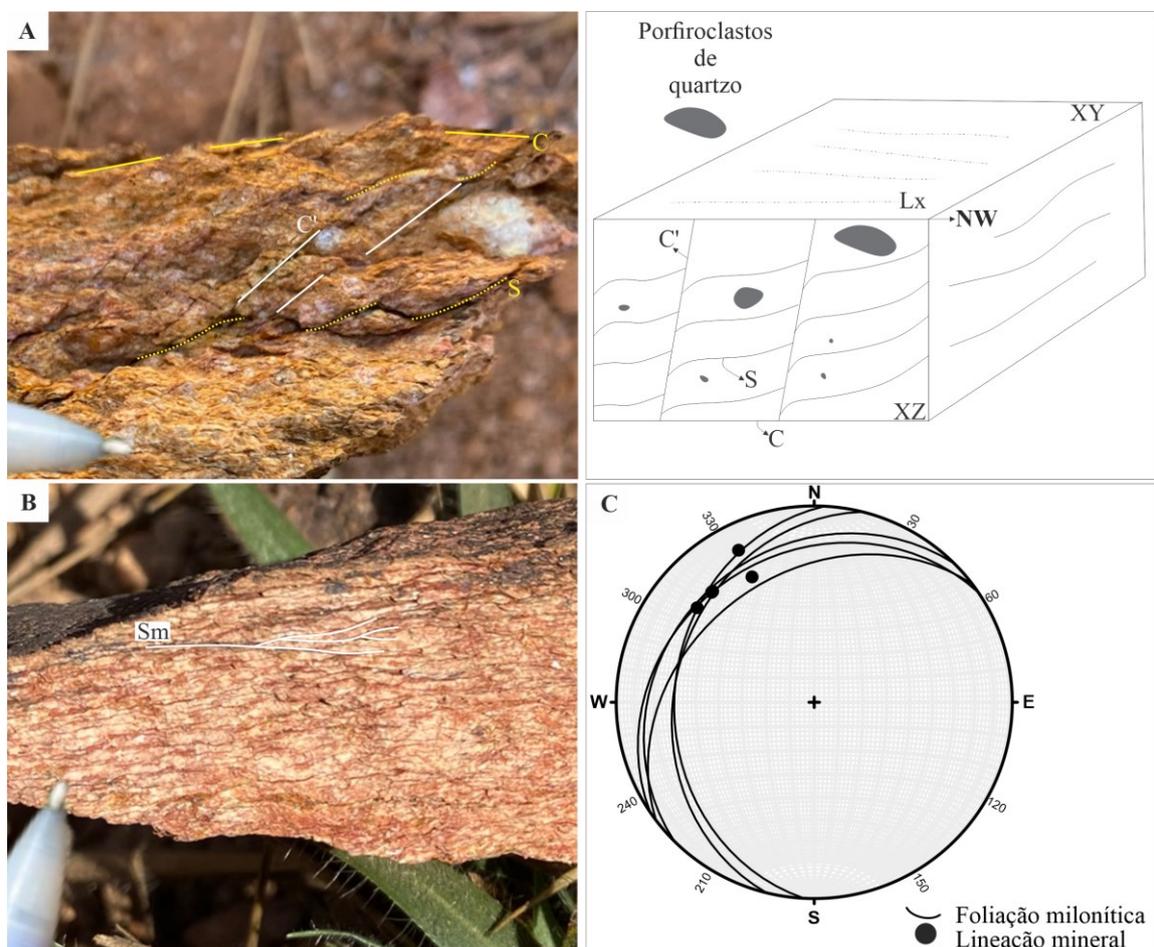
Fonte: A autora.

#### 4.3.6 Foliação Sm

A foliação Sm pode ser caracterizada uma foliação milonítica, aqui denominada como Sm, que apresenta um arranjo paralelo dos minerais e uma estrutura anastomosada

que envolve porfiroclastos de minerais pré-existentis como quartzo e caulim (Figura 26A e B). A foliação milonítica tem ocorrência restrita na área e sua forma anastomosada é definida por superfícies C aproximadamente planares, superfícies C', que são planares e obliquas a C e delimitam superfícies S, que são feições com baixa sinuosidade (Figura 26A e B). Em geral, a foliação milonítica está associada a veios de quartzo leitoso e blocos e clastos de quartzo em grande quantidade, sempre dispostos próximos aos afloramentos.

Figura 26: A) Foliação milonítica com estrutura S-C-C', destaque para os porfiroclastos de quartzo – FMM186. B) Foliação milonítica afetando a xistosidade e acamamento composicional – FMM196. C) Estereograma com os planos da foliação milonítica e as lineações de estiramento medidas nos respectivos planos.



Fonte: A autora.

#### 4.3.7 Lineação mineral Lx

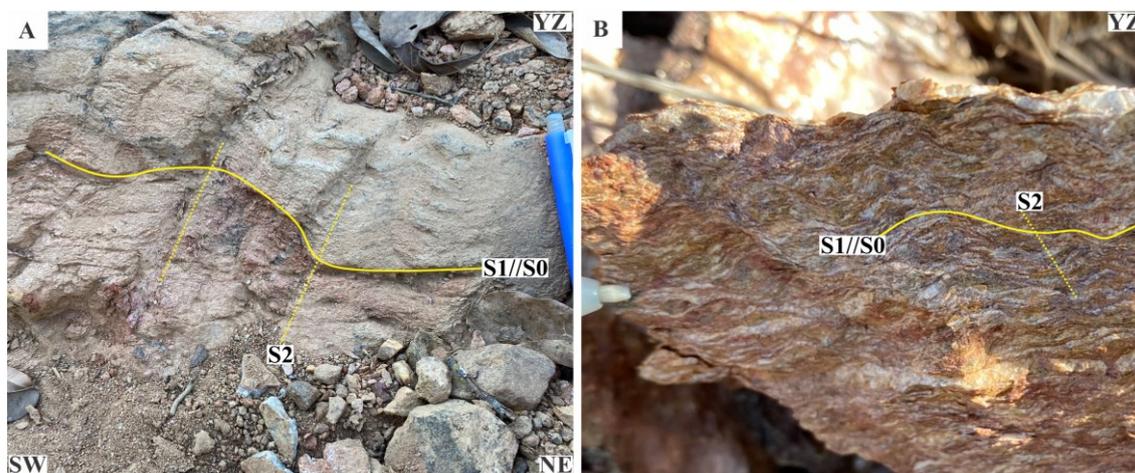
Associado a foliação milonítica é possível caracterizar a lineação mineral, materializada no plano XY do elipsoide de deformação finita e evidenciada a partir dos

cristais de muscovita. Em geral, se concentram nos afloramentos de biotita-muscovita xistos localizados na porção NE da área. Esta estrutura apresenta ângulos de caimento baixos, variando de 15 a 30° e sentido de caimento sempre para o quadrante NW, com atitude principal de 318/25 e 334/15. O estereograma da Figura 26C evidencia todas as lineações de estiramento associadas respectivamente aos planos foliação milonítica em que foram medidas.

#### 4.3.8 Foliação S2 e Dobras F2

A foliação S2 é uma estrutura penetrativa, expressa como uma clivagem de crenulação espaçada que afeta todas as estruturas pretéritas (S1, S1' e Sm), em geral, o ângulo entre a S2 com as foliações secundárias e o acamamento composicional é obliquo. Esta estrutura possui ângulos de mergulho elevados, entre 40 e 75 graus e os planos da foliação concentram-se no quadrante NW, a atitude principal é de 280/75. A S2 sempre é evidenciada no plano YZ do elipsoide de deformação finita.

Figura 27: A) Dobramentos F2 suaves afetando a xistosidade e acamamento composicional – FMM238. B) Clivagem de crenulação espaçada evidenciada no plano YZ do elipsoide de deformação – FMM204B.



Fonte: A autora.

A foliação S2 foi gerada a partir dos dobramentos F2 que podem ser visualizados como clivagem de crenulação e dobras abertas ou suaves em escala de afloramento (Figura 27A e B). Ao longo da área tanto a foliação S2 como as dobras F2 ocorrem de forma incipiente nos litotipos e, portanto, a identificação e coleta de dados é dificultada.

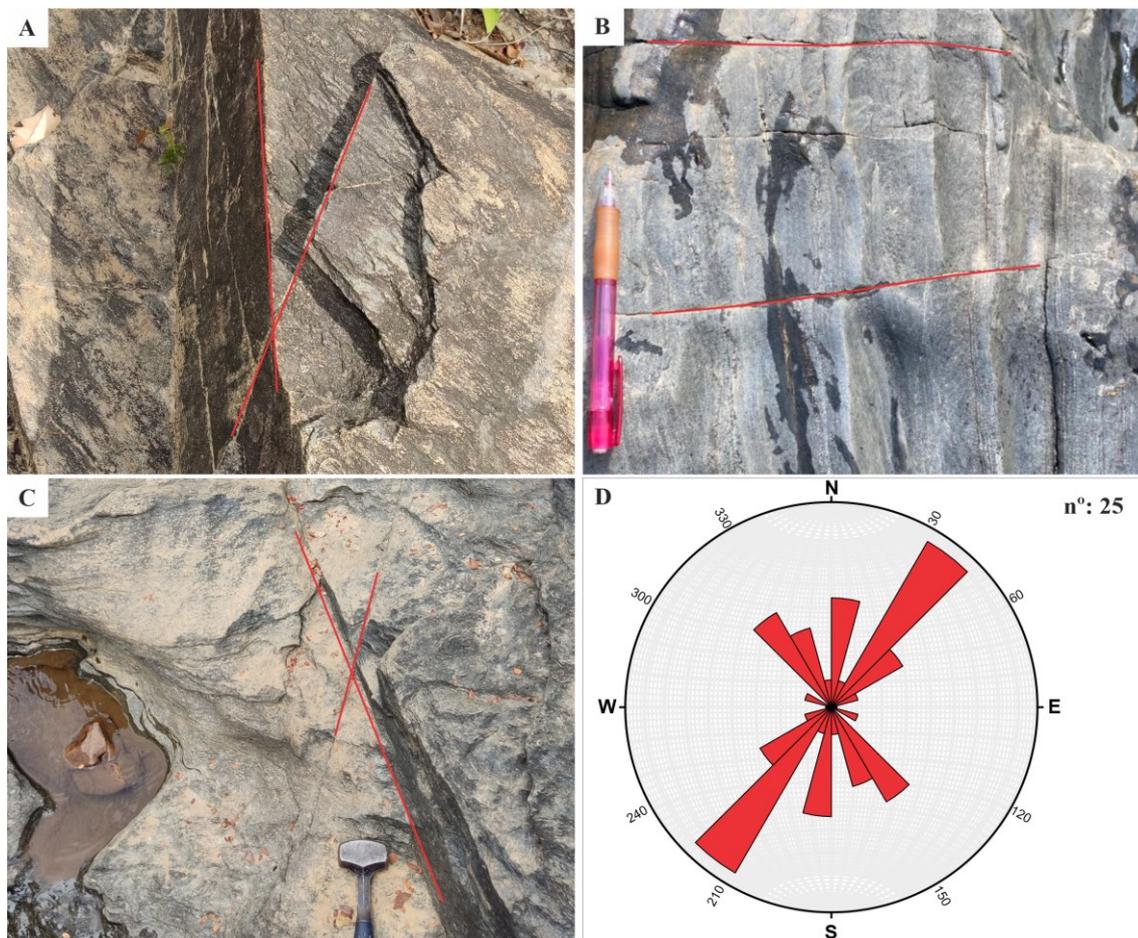
#### 4.3.9 Lineação de interseção Lb2

A relação entre os planos da xistosidade/acamamento composicional com os planos das clivagens de crenulação (S1' e S2) gera a estrutura caracterizada como lineação de interseção Lb2, materializada nas rochas de forma penetrativa e com um espaçamento maior do que Lb1 apresenta. Em geral a Lb2 ocorre com ângulos de caimentos maiores, entre 35 e 40° e caimentos preferencial para NW e SW (Figura 24). Esta estrutura é reconhecida de forma pontual apenas nos sericita filitos do CAD (Complexo Abadia dos Dourados) e nos biotita-muscovita xistos do GA (Grupo Araxá) (Figura 23A e B).

#### 4.3.10 Fraturas

As estruturas rúpteis afetam todos os litotipos da área e de forma recorrente, são encontradas como pares conjugados (Figura 28A, B e C). Os planos de fraturas coletados ao longo do trabalho de campo mostram dois padrões de atitudes preferenciais, sendo o mais consistente com direção NE-SW e seguidamente a direção NW-SE, como demonstrado no diagrama de rosetas da Figura 28D. Em geral, essas estruturas comportam-se como fraturas não preenchidas, no entanto, também podem ser preenchidas com quartzo. Em lâmina delgada do ponto FMM181 é possível visualizar fraturas preenchidas com óxidos de ferro (Figura 21C). Nos afloramentos em que são identificadas, as fraturas comumente apresentam superfície lisa e o espaçamento entre as estruturas varia de 10 a 50 cm.

Figura 28: A) Par conjugado de fraturas granada-biotita-muscovita xisto – FMM182. B) Fraturas em migmatito – FMM140. C) Par conjugado de fraturas em granada-biotita-muscovita xisto – FMM181. D) Diagrama de roseta com as direções principais dos planos de fraturas para NE-SW e NW-SE.



Fonte: A autora.

## 5. DISCUSSÃO

### 5.1 Associação litoestratigráfica e natureza dos protólitos da Bacia do Rio Preto

Os mapas geológicos regionais disponíveis para a região de Abadia dos Dourados sugerem que a geologia da Bacia do Rio Preto é definida por duas unidades principais: O Grupo Araxá e o Complexo Abadia dos Dourados (PINHO *et al.*, 2017). Todavia, o mapeamento geológico associado a análise estrutural e a petrografia, mostrou que a região apresenta litotipos que não se enquadram perfeitamente na litoestratigrafia definida tanto para o Grupo Araxá, ou para o Complexo Abadia dos Dourados (BROD *et al.*, 1991;1992; PINHO *et al.*, 2017; SEER *et al.*, 2001). Não há relatos, por exemplo, de migmatitos na região. Os anfibolitos que afloram, majoritariamente, ao longo do leito do Rio Preto foram individualizados na unidade Migmatito Metatexitico Rio Preto porque

apresentam diversas características de rochas que foram submetidas a fusão parcial, considerando os critérios de Sawyer (2008) entre outros autores, em diversas escalas: (i) leucossomas *in situ*, caracterizados principalmente por estruturas patch, nas quais os bolsões quartzo-feldspáticos são envolvidos e isolados do paleossoma por filmes de melanossoma (Figura 9A–C); (ii) estrutura estromática, formada por bandas finas e lateralmente contínuas de rocha quartzo-feldspática bordejadas em um ou ambos os lados por minerais predominantemente máficos (melanossoma) (Figura 7A e E); (iii) porções de fundidos aprisionados nos contatos/bordas dos grãos (Figura 6E).

A classificação morfológica deste migmatito como um metatexito indica que há na região volume restrito de fusão parcial, associado a preservação de feições pré-anatéticas (SAWYER, 2008). O volume restrito de fusão pode estar relacionado à baixa taxa de fusão, ou a eficiente migração dos líquidos anatéticos na crosta (BROWN, 2008). Na Bacia do Rio Preto, não foram caracterizados grandes corpos de granitóides (Apêndice IV), sugerindo que a baixa taxa de fusão seja responsável pela presença dos metatexitos. Todavia, há na Bacia do Rio Dourados (Abadia dos Dourados/MG) (Figura 1), e na própria definição do Grupo Araxá (SEER, *et al.*, 2005; SEER e MORAES, 2013), diversos granitóides com assinatura crustal na região. Uma discussão sobre a associação entre estas rochas precisa de mais avanços na compreensão dos processos de migração dos fluidos anatéticos.

A estrutura estromática predomina dentre as feições de segunda ordem (Figuras 7A, E, 10A, D) presentes no Migmatito Metatexítico Rio Preto. Estas feições se formam sob atuação de pressão dirigida, que permite o desenvolvimento de foliações metamórficas, nas quais o fluido anatético pode coalescer e migrar na crosta (SOLAR, 2008). Estruturas em rede, que também representam morfologias de segunda ordem frequentes nestes migmatitos, podem caracterizar adicionalmente o contexto sintectônico da fusão parcial, porque são zonas de dilatação que se desenvolvem devido ao contraste reológico entre o líquido anatético e a rocha submetida a fusão parcial durante a deformação (SOLAR, 2008).

A preservação das feições pré-anatéticas é fundamental para que seja possível caracterizar as reações metamórficas envolvidas na fusão parcial e as condições P-T associadas a este processo (BROWN, M. e WHITE, 2008; HOLNESS, 2008; WHITE; POWELL, 2002). O paleossoma do migmatito metatexítico é um anfíbolito composto predominantemente por hornblenda e plagioclásio, quartzo, granada, epidoto, zoisita e titanita são minerais que variam de quantidade ao longo dos afloramentos. Embora a

bibliografia recente não mencione a presença de migmatitos ou feições migmatíticas nas rochas máficas no Grupo Araxá, diversos corpos metamáficos, semelhantes aos anfibolitos (paleossoma) reconhecidos na área do presente trabalho, foram caracterizados por Brod *et al.* (1991,1992); Strieder e Nilson (1992); Valeriano (1992); Valeriano e Simões (1997); Seer *et al.* (2001); Klein (2008); Pinho *et al.* (2017); Brown (2019); Piauilino; Hauser; Dantas (2021), entre outros.

Brod *et al.* (1991) definem na região de Abadia dos Dourados (MG) a Sequência Vulcano Sedimentar Abadia dos Dourados, composta por anfibolitos (metabasaltos), meta-tufos ácidos, mica xistos, meta-cherts e xistos carbonosos. Brod *et al.* (1992) a partir de análises geoquímicas em amostras das rochas metamáficas da sequência, apontam caráter toleítico e possivelmente representam rochas basálticas formadas no contexto de dorsais meso-oceânicas. De acordo com Pinho *et al.* (2017), os anfibolitos apresentam idade (U/Pb) de 812 +/- 10 Ma.

Entre Pires do Rio e Catalão (GO), Piauilino, Hauser, Dantas (2021) reconheceram anfibolitos com granada cujos protólitos incluem basaltos e gabros metamorfisados em fácies anfibolito. Dados geoquímicos e isotópicos adquiridos por meio de análises em isótopos de U-Pb e Lu-Hf em zircões e Sm-Nd em rocha total nas amostras de anfibolito sugerem um ambiente de *back arc*, associados a uma zona de supra-subducção. Klein (2008) também nesta região, aponta que os anfibolitos analisados possuem protólitos grabroicos e basálticos e que se assemelham a basaltos de cadeia meso-oceânica transicionais a basaltos enriquecidos. Adicionalmente, também foi verificado um anfibolito alcalino com fraca anomalia de Eu, podendo ser relacionado a um ambiente de rift continental.

O protólito da rocha metamáfica provavelmente está relacionado com basaltos toleíticos do tipo MORB, considerando todos os trabalhos já citados e as análises do litotipo realizadas em campo e na petrografia. Entretanto, é necessário considerar que a geração deste tipo de magmatismo também se deu em um ambiente de adelgaçamento continental favorecido pelo gradiente geotérmico, como propôs Simões (1995) para a região da *nappe* de Passos. O autor considerou uma litosfera continental mais fina e um gradiente geotérmico alto que possivelmente impede a geração de gradientes de alta pressão e provavelmente representa um cinturão metamórfico com um nível bórico do tipo intermediário. O protólito do litotipo metamáfico da área de trabalho, pode ser associado ao ambiente de extensão da crosta continental, contudo também não se descarta a possibilidade de os anfibolitos possuírem um protólito derivado de um magmatismo

gerado no contexto de dorsal meso-oceânica. Ressalta-se a necessidade de novos estudos para compreender a gênese deste litotipo

Os xistos do Grupo Araxá descritos na área de estudo, apresentam comumente paragêneses com biotita, muscovita, quartzo e granada, possuem também como minerais acessórios feldspato, clorita, estauroлита e óxidos de ferro. Esta associação de minerais remete a um metamorfismo de baixo a médio grau em rochas predominantemente pelíticas. De acordo com Bucher e Grapes (2011), as rochas metapelíticas são formadas a partir de sedimentos de granulação muito fina, ricos em argila com Al e K, como argilitos, siltitos, pelitos e folhelhos. Dado as características e mineralogia dos litotipos xistosos, o protólito destas rochas representam pelitos clásticos depositados em um contexto marinho distal (Valeriano *et al.*, 2008)

Drake (1980) utilizou pela primeira vez o termo *mélanges* ofiolíticas para referir-se as sucessões supracrustais do Grupo Araxá devido a ocorrência frequente de assembleias e rochas metamáficas e metaultramáficas distribuídos em meio as rochas metassedimentares. Após Drake (1980), Strieder e Nilson (1992) caracterizaram como uma *mélange* ofiolítica a associação de mica xistos, quartzitos e granada-muscovita xistos e corpos de serpentinitos e anfibolitos do Grupo Araxá, com contatos exclusivamente tectônicos, nas mediações de Abadiânia (GO). O conceito de *mélange* foi relatado pela primeira vez por Greenly (1919) para descrever pacotes de rochas mais resistentes imersas em uma matriz xistosa do Complexo Mona em Anglesey, Gales. Posteriormente, Raymond (1984) define *mélange* como “um corpo de rocha caracterizada tanto pela falta de continuidade interna de contatos ou estratos quanto pela inclusão de fragmentos e blocos exóticos de todos os tamanhos embutidos em uma matriz fragmentada de material com granulação mais fina”. A palavra *mélange* é de origem francesa e significa mistura, a definição mais usual é blocos em matriz, formados por um conjunto caótico composto por rochas de diferentes tipos, idades e tamanhos. Silver e Beutner (1980) propõem que o termo *mélange* seja aplicado apenas de forma descritiva e adjetivos como tectônico, sedimentar, ofiolítico, entre outros, devem ser utilizados juntamente com o termo para indicar os processos formadores das *mélanges*. As *mélanges* comumente são encontradas em cinturões orogênicos colisionais e acrescionários e suas origens estão relacionadas com processos tectônicos associada ao complexo de subducção ou prisma acrescionário (CONDIE, 2005; KEAREY; KLEPEIS; VINE, 2009; FESTA *et al.*, 2010). A associação entre as rochas encontradas na Bacia do Rio Preto e *mélanges* ofiolíticas depende da caracterização de outros componentes de ofiolitos (ex.: complexo mafico-ultramáficos;

complexo de diques, basaltos almofadados, etc; DILEK; FURNES, 2014) que até o momento não foram identificados na área do presente estudo.

Os Biotita-muscovita granitos caracterizados na área de estudo são compostos predominantemente por biotita, muscovita, quartzo e feldspato e ocorrem como pequenas lentes deformadas. De acordo com Seer *et al.* (2005) corpos granitoides intrudiram as rochas do Grupo Araxá durante um evento magmático em estágio colisional, esta atividade foi registrada na região de Araxá, Abadia dos Dourados (BROD *et al.*, 1991), Pires do Rio e Ipameri (PIMENTEL *et al.*, 1999). Os corpos graníticos são similares em todas as localidades e os autores citados reportam que estes corpos foram alojados sin-cinematicamente. Segundo Seer *et al.* (2005) as intrusões graníticas na região de Araxá podem ser caracterizadas como biotita granitos e biotita-muscovita granitos, sendo peralcalinos e peraluminosos, respectivamente. Os autores pontuam que estas rochas possuem assinatura mineralógica equivalente a granitos gerados em um ambiente colisional. De acordo com Barbarian (1999), a colisão continental pode produzir granitoides peraluminosos de dois tipos: i) granitos a duas micas e ii) granitos a cordierita. Para o autor os granitos a duas micas, como os granitoides da área de estudo, são formados a partir de uma grande quantidade de água proveniente de controles estruturais como zonas de cisalhamento ou empurrões que favorecem a percolação de fluidos através da crosta, facilitando a fusão das rochas.

Tendo em vista que os corpos graníticos descritos na área de estudo assemelha-se ao descrito por Seer *et al.* (2005) possivelmente estes apresentam a mesma gênese. Destaca-se ainda que, na região de Araxá, Seer *et al.* (2005) caracteriza nos granitos xenólitos da rocha encaixante, em um dos corpos graníticos da área de estudo também foi reconhecido um granitoide de granulação grossa com enclaves de um material mais fino e com mineralogia composta predominante por quartzo e feldspato e que pode, possivelmente, representar porções de rocha metassedimentar (Figura 15E). Apesar das rochas graníticas apresentarem semelhanças com outras intrusões graníticas descritas no Grupo Araxá, é necessário realizar estudos litogeoquímicos, petrográficos e geocronológicos para compreender de fato a gênese deste litotipo.

Apenas em uma pequena porção da área afloram os filitos (Apêndice IV) interpretados por Pinho *et al.* (2017) como uma unidade pertencente ao Complexo Abadia dos Dourados. Este litotipo apresenta como paragênese sericita + quartzo e é caracterizado pela granulação muito fina, tais características remetem a um baixo grau

metamórfico em rochas pelíticas de granulação fina como argilitos com níveis mais arenosos.

## 5.2 Evolução Metamórfica das Rochas da Bacia do Rio Preto

A compreensão da evolução metamórfica das rochas da Bacia do Rio Preto se baseia em dados de campo e análises petrográficas dos principais litotipos da área de estudo para caracterizar as assembleias e paragêneses minerais de cada unidade. A partir desta caracterização foi possível estabelecer a ocorrência de um metamorfismo com pico na fácies anfíbolito e um retrometamorfismo na fácies xisto verde inferior que afeta a assembleia formada no clímax do metamorfismo.

Quadro 2: Ocorrência dos minerais de acordo com a fácies e zona metamórfica. O grau metamórfico aumenta da esquerda para a direita. O pontilhado representa a tendência de desaparecimento do mineral.

Fácies Metamórfica	Xisto-Verde		Anfíbolito	
	Clorita	Biotita	Granada	Estauroлита
<b>Zona Mineral</b>				
<b>Metamáficas</b>				
Plagioclásio				
Epidoto				.....
Zoisita				.....
Hornblenda		—	—	
Granada			—	
Quartzo				
Titanita				
<b>Metapelitos</b>				
Clorita	—	.....		
Muscovita				
Biotita		—		
Granada			—	
Estauroлита				—
Plagioclásio				?
Quartzo				

Fonte: A autora.

Para melhor compreensão, tendo em vista que o metamorfismo atua de forma diferente em cada tipo litológico, a discussão sobre a evolução metamórfica será feita individualmente para os litotipo. O Quadro 2 mostra a distribuição dos minerais metamórficos nas rochas metassedimentares e metamáficas da Bacia do Rio Preto em relação as fácies metamórficas e zonas minerais.

A fusão parcial no Migmatito Metatexitico Rio Preto está associada a redução do conteúdo de epidoto e zoisita e aumento de hornblenda e granada entre paleossoma e melanossoma, como mostram as Figuras 10A-C e Figura 31A. Adicionalmente, pequenos bolsões de leucossoma estão associados a cristais de zoesita, granada, hornblenda e titanita em porções afetadas pela fusão parcial no paleossoma (Figura 6E) e o leucossoma tonalítico contém cristais euédricos a subédricos de granada e hornblenda (Figura 8D, E e F). A fusão parcial ocorre por meio de reações congruentes e incongruentes (STEVENS; CLEMENS, 1993; WEINBERG; HASALOVÁ, 2015). As reações incongruentes geralmente produzem minerais e líquido anatótico, facilitando a reconstrução da fusão parcial (STEVENS; CLEMENS, 1993; WEINBERG; HASALOVÁ, 2015). Vielzeuf e Schmidt (2001) e referências citadas pelo autor, sugerem que o par anfibólio–zoisita pode ser determinante na fusão de rochas máficas na ausência de fluidos (fusão por desidratação) em condições de pressão superiores a 10 kbar e temperatura superior a 700 °C. Segundo os autores o processo pode ser descrito pela reação 1:



Segundo Vielzeuf e Schmidt (2001), o clinopiroxênio aparece de forma abundante após o consumo completo de anfibólio (*Amph-out*). Algo que geralmente ocorre quando a temperatura atinge 900 °C com pressão de 10 kbar (VIELZEUF; SCHMIDT, 2001). Adicionalmente, a interação entre minerais anidros e o líquido anatótico permite a hidratação destas fases, caracterizado, por vezes, sua ausência, especialmente se apresentam ocorrência restrita (BROWN, 2002; WHITE; POWELL, 2002). As condições descritas acima sugerem que a rocha atinge o pico metamórfico na fácies anfíbolito (BUCHER; GRAPES, 2011). De acordo com os autores a fácies anfíbolito é caracterizada pela ocorrência predominante de Hbl + Pl, no entanto, concentrações menores de outros minerais como, Qtz, Ep, Ms, Bt, Ttn e Grt podem ocorrer. Adicionalmente, a fácies anfíbolito, em metamorfismo do tipo orogênico de rochas metabásicas, inicia-se em torno

de 500°C e a quantidade de Ep ou Zo tendem a diminuir conforme ocorre o incremento da temperatura (BUCHER; GRAPES, 2011).

Este processo de anatexia nos anfíbolitos representa o pico metamórfico da área de trabalho, na fácies anfíbolito. Nos anfíbolitos, os cristais de plagioclásio estão intensamente saussuritizados, indicando que, após o pico metamórfico e fusão parcial, as rochas foram afetadas por um retrometamorfismo na fácies xisto verde, de tal forma que este mineral não é evidenciado com ausência da alteração. Este processo de alteração também é muito evidenciado no leucossoma do migmatito (Figura 8A-E).

Nas rochas metassedimentares do Grupo Araxá, é possível caracterizar um metamorfismo que se inicia com um grau metamórfico menor e gera a paragênese biotita + muscovita + quartzo. Com o aumento da temperatura forma-se a granada e a paragênese é definida por granada + biotita + muscovita + quartzo. De acordo com Bucher e Grapes (2011) a biotita torna-se estável nas rochas metapelítica em torno de 400°C e granada atinge a estabilidade a partir de 450°C. Ambos os minerais podem permanecer em equilíbrio até aproximadamente 800°C. O pico metamórfico nos litotipos metassedimentares é caracterizado pela paragênese estauroлита + biotita + muscovita + quartzo. Em rochas metapelíticas, o aparecimento da estauroлита ocorre em aproximadamente 520°C e marca a zona da estauroлита, na fácies anfíbolito, provavelmente este estágio metamórfico ocorre nas porções mais profundas do orógeno. Nas rochas metassedimentares o retrometamorfismo é caracterizado pela substituição da granada por biotita e das biotitas por clorita.

Os metapelitos do CAD apresentam granulação muito fina e são caracterizados por uma clivagem filítica bem definida, a paragênese é definida por quartzo + sericita. Estas características corroboram para indicar um metamorfismo na fácies xisto verde inferior, possivelmente em porções mais rasas do orógenos.

### **5.3 Evolução Estrutural das Rochas da Bacia do Rio Preto**

A definição das fases deformacionais que afetaram as rochas da área de estudo, se baseou em dados obtidos ao longo do trabalho de campo e das análises realizadas nas lâminas delgadas levando em consideração todas as estruturas dúcteis e rúpteis e mineralogia. A distinção entre as diferentes fases de deformação, considera os critérios de Davis *et al.* (2012), que sugerem a coexistência e o diacronismo de diferentes estruturas que podem ser geradas e sobrepostas em um único evento deformacional. Dessa

forma, entende-se que dobras F1 podem ser posteriormente redobradas por dobras F2 ou, que a xistosidade S1 desenvolvida nos estágios iniciais da deformação pode ser afetada por uma clivagem gerada nos estágios tardios dentro do mesmo evento deformacional. Este conceito é acompanhado do termo deformação progressiva que de acordo com Fossen *et al.* (2019), corresponde a um período de deformação contínua com a formação de diversas estruturas como, clivagens sobrepostas, dobras e dobras redobradas que podem se formar com diferentes orientações e estilos. Para Fossen *et al.* (2019) em uma fase de deformação, ocorre variações na intensidade de deformação, logo, há mudanças na geometria e estilo das dobras e no desenvolvimento de microestruturas, tendo em vista ainda que as rochas apresentam reologias e mineralogias distintas e conseqüentemente evoluem estruturalmente de forma diferente. Ademais, sabe-se que as variações litológicas ocorrem verticalmente ao longo da crosta, dessa forma, as manifestações do evento tectônico tendem a se comportarem de forma distinta nos diferentes níveis da litosfera (FOSSEN *et al.*, 2019).

Quadro 3: Síntese das fases deformacionais e estruturas caracterizadas na área de estudo.

Fase	Estruturas
<b>D1</b>	<p><u>Deformação precoce:</u>  <b>S1//S0</b> (foliação paralela ao acamamento composicional)  <b>F1</b> (dobras recumbentes e dobras intrafoliais sem raiz, recumbentes isoclinais a apertadas)</p> <p><u>Deformação tardia:</u>  <b>S1'</b> (clivagem de crenulação espaçada)  <b>Sm</b> (foliação milonítica)  <b>F1'</b> (dobras suaves e abertas, assimétricas e simétricas)  <b>Lb1</b> (lineação de interseção)  <b>Lx</b> (lineação de estiramento)</p>
<b>D2</b>	<p><b>S2</b> (clivagem de crenulação espaçada)  <b>F2</b> (dobras abertas)  <b>Lb2</b> (lineação de interseção)  <b>Fraturas</b></p>

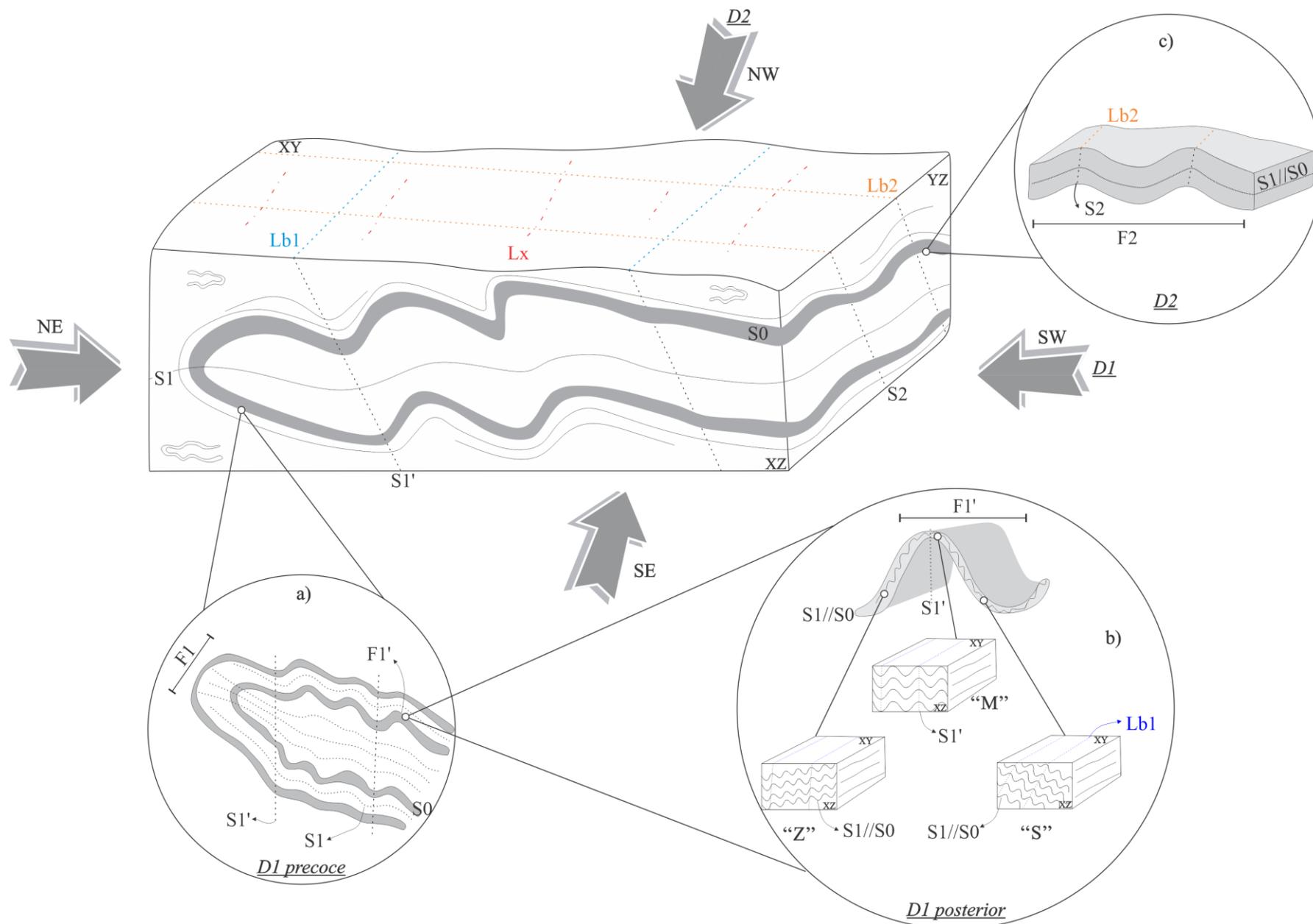
Fonte: A autora.

De acordo com Fossen *et al.* (2019) as fases deformacionais relacionam-se a eventos tectônicos de grande magnitude ou a mudanças expressivas nas condições tectônicas, como colisões de um arco magmático ou um micro-continente em uma margem continental.

Em virtude de tudo isto, é necessário levar em consideração a relação física, geométrica e temporal das estruturas para caracterizar se estas são relacionadas com um evento contínuo ou com eventos distintos. Dessa forma, a partir das análises dos dados coletados ao longo do trabalho, propõem-se duas fases deformacionais, D1 e D2, para a área de estudo (Quadro 3), o que confronta com a maioria dos trabalhos pretéritos desenvolvidos nesta porção do Orógeno Brasília Meridional. No entanto, de acordo com Fossen et al. (2019) é tradicionalmente enraizado que cada fase de deformação resulte em uma família de estruturas, em geral caracterizadas como S0, S1...Sn; F1, F2...Fn; Lb1, Lb2...Lbn, que se correlacionam proporcionalmente com as fases deformacionais D1, D2...Dn, por essa razão grande parte dos trabalhos que abordam sobre evolução estrutural apresentam diversas fases deformacionais. Em contrapartida, Honorato (2022), em estudo realizado na região de Abadia dos Dourados (MG), próximo à área do presente trabalho, também definiu dois eventos deformacionais levando em consideração os mesmos conceitos abordados por Davis et al. (2012) e Fossen *et al.* (2019). Adicionalmente, o autor caracteriza que a fase deformacional D1 foi responsável pela geração de três famílias de estruturas dúcteis (S1 e F1; S1a, F1a e Lb1; Sm e Lm) que apresentam a mesma cinemática e foram submetidas a um esforço na direção NE-SW. Já o evento deformacional D2 é marcado pela formação de uma família de estruturas dúcteis (S2, F2 e Lb2) com cinemática e direção distintas da fase anterior e pela geração das estruturas rúpteis.

Tendo em vista os conceitos mais recentes de Davis *et al.* (2012) e Fossen *et al.* (2019) já mencionados aqui, enfatiza-se que se optou por considerar uma fase de deformação como geradora de uma ou mais gerações de dobras, foliações e lineações. O primeiro evento deformacional (D1) foi responsável pela geração das estruturas dúcteis penetrativas como, xistosidade e clivagem de crenulação (S1 e S1'), foliação milonítica (Sm), lineação de interseção (Lb1) e lineação mineral (Lm), além das dobras F1 e F1'. O segundo evento deformacional (D2) é caracterizado pela formação de estruturas dúcteis como, clivagem de crenulação (S2), lineação de interseção (Lb2), dobras F2 e pela geração das estruturas rúpteis (fraturas). O bloco diagrama da Figura 29 exemplifica as fases deformacionais caracterizadas na área de estudo, bem como a direção dos esforços principais e as estruturas geradas em cada momento deformacional.

Figura 29: Bloco diagrama exemplificando os esforços das fases deformacionais e as estruturas geradas. a) Xistosidade S1 sendo afetada pela clivagem de crenulação, notar que a dobra recumbente F1 é redobrada por F1'. b) Blocos diagramas evidenciando as dobras F1' com morfologia em Z, M e S. c) Xistosidade e acamamento composicional sendo afetado pela clivagem de crenulação S2, notar as dobras F2 abertas.



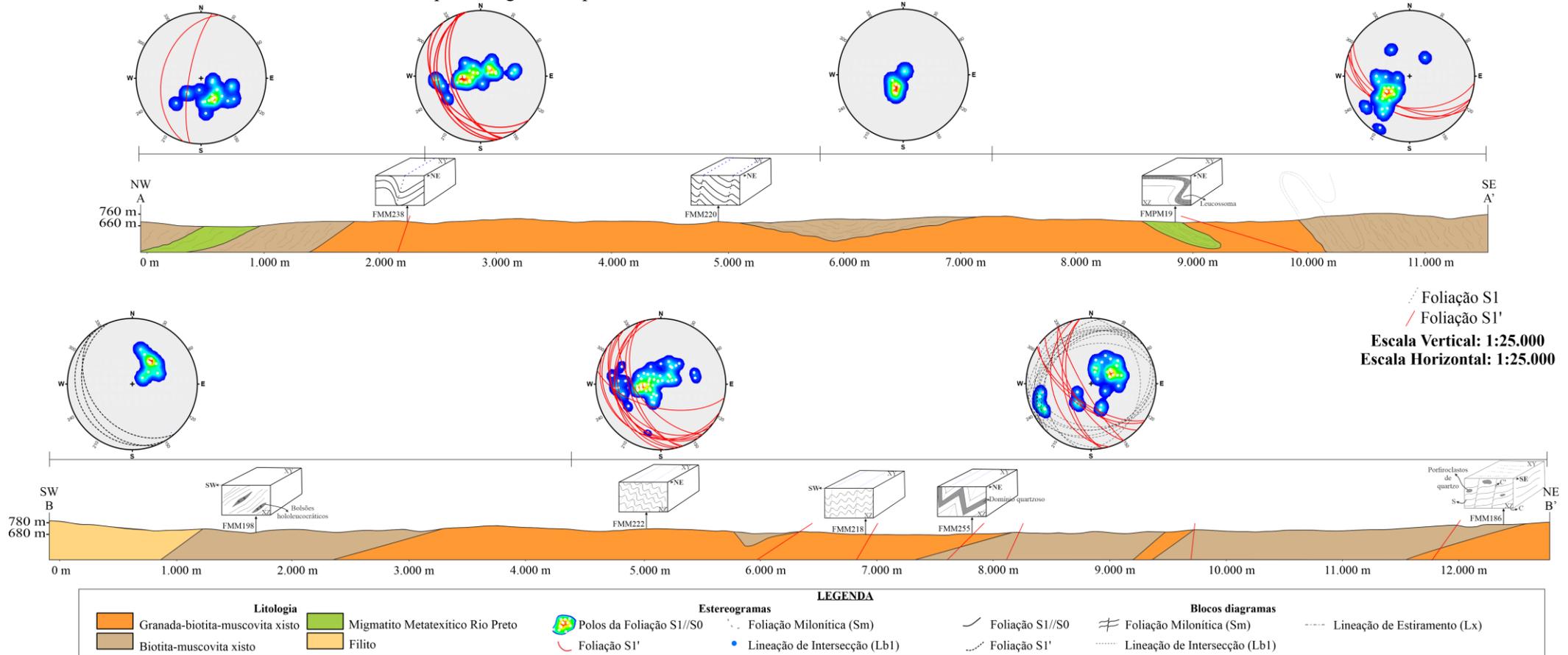
Fonte: A autora.

### 5.3.1 D1

O evento deformacional D1 corresponde ao evento deformacional mais antigo da área, é dividido em dois momentos distintos relacionados com o estágio da deformação, podendo ser precoce ou tardio. No momento inicial desta deformação foi gerado as dobras recumbentes, visualizadas em escala de afloramento. Estas estruturas foram responsáveis pela formação da xistosidade (S1) de forma paralela ao acamamento composicional (S0) e se apresenta como planos axiais das dobras F1. A orientação da xistosidade varia de forma significativa ao longo da área, esta característica pode ser explicada pelo processo de deformação progressiva que gera diversas estruturas ou orientações, assim como conceituado por Fossen *et al.* (2019) e pela interferência de um evento deformacional posterior, no entanto há uma maior concentração de mergulhos da xistosidade para NE e SW, na Figura 30 é possível visualizar os perfis geológicos, blocos diagramas e estereogramas relacionados as estruturas ao longo do perfil, que exemplificam como a xistosidade ocorre e varia ao longo da área. Neste momento da fase deformacional D1 também foi estabelecido os dobramentos intrafoliaais, delimitados pelo acamamento composicional (S0) e por níveis quartzosos. As dobras intrafoliaais são caracterizadas por dobras sem raiz, materializadas em veios de quartzo, em geral são isoclinais a apertadas e recumbentes, com vergência para NE. As dobras características deste estágio de deformação, possivelmente expressam um evento de maior magnitude, tendo em vista que estas estruturas precisam de intensidade expressiva para serem formadas.

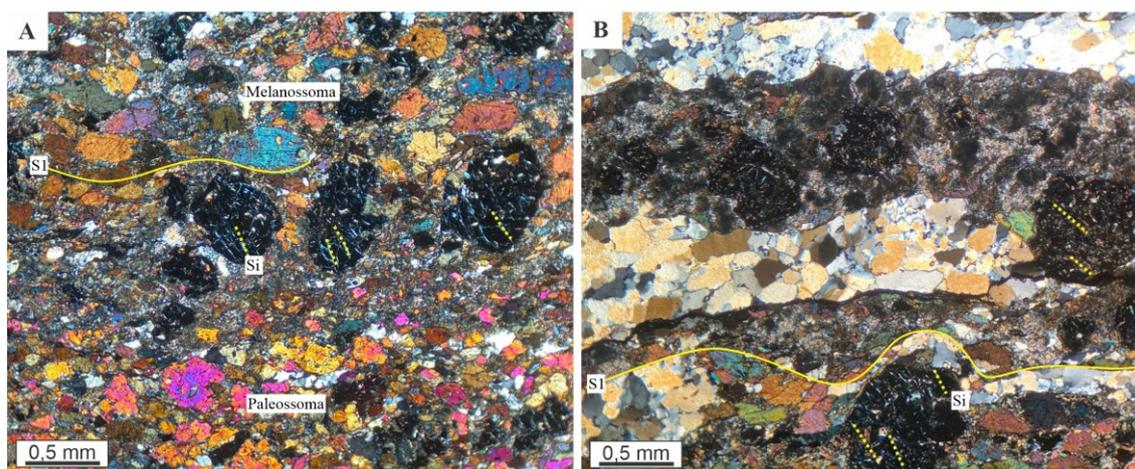
A xistosidade disposta paralelamente ao acamamento composicional é vista com maior frequência nos afloramentos e apenas eventualmente são totalmente transpostas por estruturas posteriores, como a clivagem de crenulação. Portanto, o D1 precoce pode representar o estágio de deformação mais intenso e importante caracterizado na área, divergindo de outros trabalhos já propostos para o Grupo Araxá, como: Seer (1999), Pinho *et al.* (2017) e Santos *et al.* (2019) que apresentam a foliação S2 como a principal ao longo dos afloramentos.

Figura 30: Perfis geológicos evidenciando os litotipos e estruturas dúcteis caracterizadas ao longo dos caminhamentos A-A' e B-B', os blocos diagramas evidenciam o comportamento das estruturas no eixo XZ e XY do elipsoide de deformação finita e os estereogramas representam as orientações das medidas ao longo do perfil. Para ver o caminhamento A-A' e B-B' consultar o Mapa Geológico do Apêndice IV.



A fase deformacional D1 precoce foi acompanhada pelo auge metamórfico na fácies anfibolito nas rochas metassedimentares e nas rochas metamáficas pelo metamorfismo na fácies anfibolito associado com a fusão parcial. Esta interpretação é corroborada pela análise dos cristais de granada presentes principalmente no paleossoma e melanossoma do migmatito. Nestes minerais é possível caracterizar inclusões de quartzo marcando uma foliação interna que se encontra rotacionada (Figura 31A e B). Esta feição indica que os grãos de granada são sin-S1. A geração de anatexia neste momento deformacional reforça que D1 juntamente com o pico metamórfico se deu nas porções mais profundas do orógeno.

Figura 31: Lâmina do ponto FMPM19. A linha contínua em amarelo evidencia a xistosidade da rocha (S1) e a linha pontilhada representa a foliação interna (Si). A) Porfiroblasto de granada com foliação interna (Si) evidenciada pela orientação retilínea das inclusões de quartzo. B) Porfiroblasto de granada rotacionado, destaque para o leucossoma contornando o grão – FMPM19.



Fonte: A autora.

O estágio tardio do evento deformacional D1 é marcado pela geração das dobras abertas e suaves, classificadas em geral, como normais ou pouco inclinadas. Em todos os afloramentos são visualizadas como dobras parasíticas, logo, são evidências de dobramentos maiores, possivelmente de escala regional. Na maioria das vezes as dobras parasíticas apresentam vergência para NE e contribuem para entender a configuração das dobras de primeira ordem. Na maioria dos casos as dobras parasíticas são assimétricas e definem um padrão em Z ou S nos flancos das antiformas e sinformas (blocos diagramas da Figura 29b e Figuras 22A-C) e tendem a se tornar simétricas em direção à zona de charneira, neste caso é estabelecido dobras em M. As dobras F1' são estruturas responsáveis pela formação da clivagem de crenulação S1', com caimentos

predominantemente para SW e de forma menos expressiva para NW, sempre com ângulos de mergulhos alto (Figura 30). A S1' se materializa como o plano axial das dobras F1', e gera a lineação de interseção mais antiga (Lb1) com caimentos preferencias para NW e SE. Esta lineação coincide com os eixos de dobras F1' que apresentam caimentos preferenciais também para NW e SE. De forma contemporânea também foi estabelecido a foliação milonítica, que pode transpor tanto a xistosidade como a clivagem de crenulação, esta é caracterizada pela geração de uma lineação de estiramento mineral com caimentos para NW.

Possivelmente, neste momento deformacional (entre D1 precoce e D1 tardio) ocorreu o alojamento dos granitos caracterizados na área. Em geral estas rochas apresentam forte foliação milonítica acompanhada de boudinagem. Pontualmente, foi possível caracterizar uma lineação mineral de muscovita com caimento para NW, concordante com as demais lineações minerais medidas nos xistos. Além do mais, foi verificado enclaves de um material mais fino, rico em quartzo e com textura granoblástica, provavelmente pode ser enclave de um quartzito ou parte da encaixante (xisto), no entanto, para entender a relação do granitoide com a fase deformacional é necessário estudo mais detalhado. Caso seja confirmado que os enclaves nos granitoides sejam da encaixante, pode-se afirmar que estas rochas são posteriores ao evento deformacional D1 precoce e ao pico metamórfico da área. Na região de Araxá, Seer (1999) aponta que as intrusões graníticas ocorreram durante a fase deformacional D2 precoce, que corresponde ao alojamento dos corpos entre o evento D1 precoce e D1 tardio na área de estudo. De acordo com o autor, o metamorfismo principal na Nappe de Araxá ocorreu em torno de 630 Ma (isócrona Sm-Nd) e a intrusão granítica se deu após essa idade, tendo em vista que o resfriamento regional destes corpos data em 566 Ma (K-Ar). Ademais, o autor pontua que estas ocorrências graníticas são comuns ao longo do Grupo Araxá.

Levando em consideração as estruturas, principalmente as lineações e a vergência principal das dobras, e suas atitudes sugere-se aqui que a fase D1, é marcada pela compreensão na direção NE-SW, tendo em vista que as estruturas se apresentam principalmente para NW e SE. Possivelmente D1 representa os estágios iniciais de deformação do Orógeno, em nível crustal mais profundo, assim como propõe Seer (1999) para a Nappe de Araxá e Santos et al. (2019) para a região de Estrela do Sul. Este momento deformacional pode estar relacionado com o evento de colisão entre os blocos

São Francisco e Paranapanema localizados a NE e SW, respectivamente, que ocorreu em 630 Ma, como proposto no modelo de Valeriano *et al.* (2008).

Associado ao final deste momento deformacional, é possível caracterizar o retrometamorfismo, evidenciado principalmente pela presença de minerais característicos de temperaturas inferiores. Nas rochas metassedimentares do Grupo Araxá há a ocorrência de clorita formada a partir da biotita e nos migmatitos é bem intenso o processo de alteração causado pela saussuritização dos plagioclásios, tanto nos anfibolitos quanto nos granitos (leucossoma)

### 5.3.2 D2

O evento deformacional D2 representa a deformação mais recente que afetou a área de estudo. É caracterizado pela geração de estruturas dúcteis, como dobras abertas e suaves e clivagem de crenulação mais espaçada (S2), se comparada a S1' do evento anterior. Em geral estas estruturas se desenvolvem de forma incipiente nas rochas e dificulta a visualização e coleta de dados, no entanto, as poucas atitudes de S2 concentram-se no quadrante SW e possuem valores de mergulho entre 40 e 80 graus, logo, estas estruturas possuem direção preferencial NW-SE. A interação entre a S2 com as foliações pretéritas gera a Lb2, com caimentos preferenciais para SW. Este momento deformacional também é marcado pela geração das estruturas rúpteis, como as fraturas caracterizadas em todos os litotipos presentes na área.

Dessa forma, possivelmente o evento D2 representa uma mudança na direção de esforços de NE-SW para NW-SE, desenvolvido em um nível crustal mais raso em relação ao evento deformacional D1 e nos estágios finais da Orogênese Brasileira, da mesma forma que propõe Seer (1999) para a região de Araxá no que corresponde a fase deformacional D3.

## 6. CONCLUSÕES

A partir dos dados obtidos durante o mapeamento geológico e das análises micro e macroscópicas é possível concluir que:

- O mapeamento geológico em escala 1:25.000 em uma área de 97.300 km<sup>2</sup> permitiu a discriminação de cinco unidades geológicas, sendo elas do topo para a base: (i) Filito;

(ii) Biotita-muscovita granito; (iii) Biotita-granada-muscovita xisto; (iv) Biotita-muscovita xisto e (v) Migmatito Metatexítico Rio Preto.

- O trabalho desenvolvido contribuiu para a identificação das unidades Migmatito Metatexítico Rio Preto e Biotita-muscovita granito que até a execução desse trabalho não haviam sido caracterizadas na área por trabalhos pretéritos. Também permitiu integrar em escala de detalhe parte do limite entre as folhas geológicas de Catalão e Coromandel;
- Nas rochas metassedimentares o pico metamórfico na zona da granada é registrado nos granada-biotita-muscovita xistos com a paragênese granada + estauroлита + biotita + muscovita + quartzo. Nas rochas metamáficas o auge metamórfico ocorre na fácies anfíbolito e é associadas com a fusão parcial. Infere-se que a fusão se inicia a partir dos grãos de epidoto e zoisita à uma temperatura de 710°C e pressão de 10 Kbar;
- Duas fases deformacionais foram caracterizadas na área de estudo. A fase D1 é materializada pelo esforço compressivo de direção NE-SW e pode ser dividido em um estágio precoce e outro tardio. Os dobramentos gerados na fase D1 precoce foram responsáveis pela formação da xistosidade (S1), principal estrutura da área, e pelo paralelismo desta com o acamamento composicional (S0). As dobras da fase precoce tem caráter recumbente e a vergência ocorre para NE. A fase D1 tardia é resultante de uma atenuação dos esforços que gera dobramentos abertos e suaves, clivagem de crenulação (S1') e a foliação milonítica (Sm). O pico metamórfico na fácies anfíbolito ocorre concomitante a D1. A fase D2 representa esforços compressivos na direção NW-SE responsáveis pela geração das estruturas dúcteis: F2', S2, Lb2, que se desenvolvem de forma incipiente nas rochas, evidenciando uma menor intensidade em relação a D1. Neste momento também são geradas as estruturas rúpteis, como as fraturas;
- Apesar do trabalho realizado em escala de detalhe algumas questões ainda precisam ser esclarecidas. Recomenda-se que sejam realizados estudos detalhados, envolvendo datação, geoquímica e química mineral na unidade do Migmatito Metatexítico Rio Preto, bem como trabalhos de mapeamentos em escala de detalhe nas regiões adjacentes a área do presente estudo para compreender a gênese do litotipo associado a migmatização e a relação com o Grupo Araxá ou com outras associações próximas a área de estudo que apresentam litoestratigrafia composta migmatitos.

## REFERÊNCIAS

- ALLMENDINGER, R. W.; CARDOZO, N.; FISHER, D. Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology: **Cambridge University Press**, 2012.
- BARBARIAN, B. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. **Geology**, 24: 295-298, 1996.
- BARBOSA, O. Guia de Excursões do 9º Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia. *In*: CONGRESSO DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA, 9., 1995, Rio de Janeiro. **Anais [...]** p. 35, 1995.
- BUCHER, K.; GRAPES, R. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. 8th ed. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2011. 441 p.
- BROD, A.; LEONARDOS, O. H.; MENESES, P. R.; ALBURQUERQUE, M. A. C.; ALMEIDA, R.; ARAÚJO, R. N. G.; BLANCO, S. B.; CARDOSO, F. B. F.; CARVALHO JUNIOR, O. A.; JUNQUEIRA, F. F.; RIEHL JUNIOR, W.; SOUZA, J. C. F.; TALLARICO, F. H. T.; THOMSEM, F. P. R.; BERBET, M. L. C.; CERQUEIRA, M. R. S.; CHAGAS, M. A.; DIAS, R. R.; LIMA, C. V.; NAKAMURA, E. T.; PORTO, S. G.; ROMÃO, P. A.; SANTOS, P. C. V. Tectonoestratigrafia da Faixa Brasília na região do Alto Paranaíba. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 3, 1991, Cuiabá. **Anais [...]** p. 155-168, 1991.
- BROD, J. A.; LEONARDOS, O. H.; MESESES, P. R.; ALBUQUERQUE, M. A. C.; ALMEIDA, R.; BLANCO, S. B.; CARDOSO, F. B. F.; ROMÃO, P. A.; TALLARICO, F. H. B.; THOMSEN F. P. R. Geoquímica da Sequência Vulcano-Sedimentar de Abadia dos Dourados e Complexo Chapada dos Perdizes, Triangulo Mineiro – MG. **Revista Escola de Minas**, v. 45, n. (1,2), p. 164 – 166, 1992.
- BROWN, M. Retrograde processes in migmatites and granulites revisited. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 20, n. 1, p. 25–40, 2002.
- BROWN, M. Granites, Migmatites and Residual Granulites: Relationships and Processes. *In*: SAWYER, E. W.; BROWN, M. (Org.). **Working with Migmatites**. 1. ed. Quebec: Mineralogical Association of Canada, 2008. cap. 6, p. 97–144.
- BROWN, M. T. **Mélanges e corpos ofiolíticos do Grupo Araxá e sua associação com terrenos acrescionários**. 2019. 161 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2019.
- BROWN, M.; WHITE, R. W. Processes in granulite metamorphism. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 26, n. 2, p. 121–124, 2008.
- CAMPOS NETO, M.C.; CABY, R. Lower crust extrusion and terrane accretion in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil. **Tectonics**, v. 19, p. 669–687, 2000.
- CARDOZO, N.; ALLMENDINGER, R. W. Spherical projections with OSXStereonet: Computers & Geosciences, v. 51, p. 193–205, 2013.

CONDIE, K. **Earth an Evolving Planetary System**. 3rd ed. Academic Press, 2015. 436 p.

DARDENNE, M. A. The Brasília Fold Belt. *In*: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.), *Proceedings of the 31st International Geological Congress on the Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 231–263, 2000.

DAVIS, G.H.; REYNOLDS, S.J.; KLUTH, C.F. **Structural geology of rocks and regions**. 3rd ed. United States: John Wiley and Sons, 2012. 839 p.

DILEK, Y.; FURNES, H. Ophiolites and their origins. **Elements**, v. 10, n. 2, p. 93–100, 2014.

DRAKE JR, A. A. The Serra de Caldas window. **Professional paper United States Geological Survey**. Washington, 1980.

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

FESTA, A., PINI, G. A., DILEK, Y., CODEGONE, G. Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. **International Geology Review**, v. 52, 2010.

FLEUTY, M.J. The description of folds. **Proceedings of the Geologists Association**, v. 75, p. 461-492, 1964.

FOSSEN, H. **Geologia Estrutural**. Tradução: Fábio R. D. de Andrade. 2.ed. São Paulo. Oficina de Textos, 2018. 610 p.

FOSSEN, H.; CAVALCANTE, G. C.G.; PINHEIRO, R. V. L.; ARCANJO, C. J. Deformation: Progressive or multiphase? **Journal of Structural Geology**, v. 125. p. 82-99, 2019.

FUCK, R.; PIMENTEL, M.; SILVA, L.J. Compartimentação Tectônica na Porção Oriental da Província Tocantins. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 38., 1994, Camboriú. **Anais [...]** p. 215-217, 1994.

GREENLY, E. The Geology of Anglesey, Vols I and II: Memoirs of Geological Survey: London, HM Stationary Office, p. 1–388, 1919.

HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. An Outline of Structural Geology. John Wiley & Sons, Inc., New York. 1976.

HOLNESS, M. B. Decoding migmatite microstructures. *In*: SAWYER, E. W.; BROWN, M. (Org.). **Working with Migmatites**. 1. ed. Quebec: Mineralogical Association of Canada, 2008. cap. 4, p. 57–76, 2008.

HONORATO, F. R. **Mapeamento geológico e análise estrutural do setor noroeste do Complexo Abadia dos Dourados, Orógeno Brasília Meridional**. 2022. 172 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia.

KEARY, P.; KLEPEIS, K. A.; VINE, F. J. **Global Tectonics**. 3rd ed. Wiley Blackwell, 2009. 496 p.

KLEIN, P. B. W. **Geoquímica de rocha total, geocronologia de U-Pb e geologia isotópica de Sm-Nd das rochas ortognáissicas e unidades litológicas associadas da região Ipameri – Catalão (Goiás)**. 2008. 183 p. Tese (Doutorado Geologia Regional) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2008.

LISLE, R. J.; BRABHAM, P.; BARNES, J. **Mapeamento Geológico Básico – Guia geológico de campo**. 5 ed. Bookmam, 2014. 247 p.

MOURA, C. D.; BOA, T. M. R. F. Mapa Geológico da Folha Catalão – SE.23-Y-A-I, escala 1:100.000. 2017

NAVARRO, G. R. B.; MORAES, R.; ZANARDO, A., SIMÕES, L. S. A., CONCEIÇÃO, F. T. Trajetória P-T e condições do metamorfismo usadas como ferramenta para compartimentação tectônica da Faixa Brasília em Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 3, p. 544-559, 2009.

NAVARRO, G.R.B.; ZANARDO, A.; CONCEIÇÃO, F.T.; SIMÕES, L.S.A. Evolução metamórfica e termobarometria das rochas metamáficas/metabásicas da região de Pontalina –GO. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 2, p. 170184, 2011.

OLIVEIRA, E. B. P. M., SÍGOLO, J.B. Orientação para elaboração de teses, dissertações e outros trabalhos acadêmicos. **Geologia USP: Série Didática**, v. 3 (1), p. 1-56, 2005.

PASSCHIER, C.W.; MYERS, J. S.; KRONER. A. **Field geology of high-grade gneiss terrains**. Springer, Berlin, 1990. 160 p.

PIAUILINO, P. F.; HAUSER, N.; DANTAS, E. L. From passive margin to continental collision: Geochemical and isotopic constraints for E-MORB and OIB-like magmatism during the neoproterozoic evolution of the southeast Brasília Belt, **Precambrian Research**, v. 359, 2021.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; BOTELHO, N. F. Granites and the geodynamic history of the Brasília Belt, central Brazil: a review. **Lithos**, v. 46, p. 463-483, 1999.

PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C.F.; ARAÚJO, S.M. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. *In*: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Org.). Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31° International Geological Congress, 2000. p.151–182.

PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; Fuck, R. A.; VIANA, M. G.; JUNGES, S. L.; FISCHER, D. P.; SEER, D. P.; DANTAS, E. L. Nd isotopes and the provenance of detrital

sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, Issue 6, p.571-585. 2001

PIMENTEL, M. M.; RODRIGUES, J. B.; DELLAGIUSTINA, M. E. S.; JUNGES, S. L.; MATTEINI, M.; ARMSTRONG, R. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS UePb sedimentary provenance data: A review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31 (4), p. 345-357, 2011.

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

PINHO, J.M.M.; FÉBOLI, W.L.; TULLER, M.P.; BRITO, D.C.; RIBEIRO, J.H.; BAPTISTA, M.C.; SILVA, R.N. **Geologia e recursos minerais das folhas: Cabeceira Grande, Unai, Ribeirão Arrojado, Serra da Aldeia, Serra da Tiririca, Paracatu, GuardaMor, Arrenegado, Coromandel, Lagamar, Monte Carmelo e Patos de Minas**. CPRM, Belo Horizonte, 2017. 358p. Relatório.

PIUZANA, D.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; ARMSTRONG, R. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasília Belt, Central Brazil: Regional implications of new SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. **Precambrian Research**, v. 125, n. 3–4, p. 245–273, 2003.

PIUZANA, D.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; ARMSTRONG, R. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: Constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. **Precambrian Research**, v. 125, n. 1–2, p. 139–160, 2003.

RAYMOND, L.A. Classification of melanges, *in* Raymond, L.A., ed., *Melanges: Their nature, origin and significance*. Boulder, Colorado, **Geological Society of America Special Paper**, p. 7–20, 1984.

RIBEIRO, J. H.; FÉBOLI, W. L. Mapa Geológico da Folha Coromandel – SE.23-Y-A-II, escala 1:100.000. 2013

SANTOS, B.L. **Petrologia e geologia estrutural da Faixa Brasília na região de Estrela do Sul MG: Implicações tectônicas**. 2019. 144p. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 2019.

SAWYER, E. W. **Atlas of Migmatites**. Mineralogical Association of Canada, National Research Council Canada, National Research Council Canada. Monograph Publishing Program. NRC Research Press, 2008. 371 p.

SAWYER, E. W.; BROWN, M. **Working with migmatites**. Mineralogical Assn of Canadá, 2008. 170 p.

SEER, H.J. **Evolução tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na Sinforma de Araxá, Minas Gerais**. 1999, 267p. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.

SEER, H.J.; BROD, J.A.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; BOAVENTURA, G.; DARDENNE, M.A. O Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. **Revista Brasileira Geociências**, v.31, p.385-396, 2001.

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

SEER, H. J.; MORAES, L. C. Magmatismo granítico Neoproterozoico de ambientes intraplaca, arco e colisão no Grupo Araxá, Faixa Brasília Meridional, Minas Gerais, Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43(2), p. 333-354, 2013.

SILVER, E. A.; BEUTNER, E.C. Melanges: *Geology*, v. 8, p. 32–34, 1980.

SIMÕES, L. S. A. Evolução tectonometamórfica da Nappe de Passos, Sudoeste de Minas Gerais. 1995. 183 p. Tese (Doutorado em Mineralogia e Petrologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP, 1995.

SOLAR, G. S. The interplay between tectonics/structure and migmatite morphology in the field. *In*: SAWYER, E. W.; BROWN, M. (Org.). **Working with Migmatites**. 1st ed. Quebec: Mineralogical Association of Canada, 2008. cap. 7, p. 145–158.

STEVENS, G.; CLEMENS, J. D. Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: a slanted summary? **Chemical Geology**, v. 108, n. 1–4, p. 1–17, 1993.

STRIDEDER, A. J.; NILSON, A. A. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22 (2), p. 204-215, 1992.

TACK, L., WINGATE, M. T. D., LIE' GEOIS, J.-P., FERNANDEZ-ALONSO, M. & DEBLOND, A. Early Neoproterozoic magmatism (1000–910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of the Congo craton. **Precambrian Research**, v. 110, p. 277–306, 2001.

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

VALERIANO C.M. **Evolução Tectônica da Extremidade Meridional da Faixa Brasília, Região da Represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais**. 198p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Getectônica) – Instituto de Geociência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.

VALERIANO, C.M.; SIMÕES, L.S.A. Geochemistry of proterozoic mafic rocks from the Passos Nappe (Minas Gerais, Brazil): tectonic implications to the evolution of the Southern Brasília Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, p. 99–110, 1997.

VALERIANO, C. DE M.; DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. A Evolução Tectônica Da Faixa Brasília. *In*: V. Mantesso-Neto; A. Bartorelli; C.D. R. Carneiro; B. B. de Brito Neves (org.). **Geologia do Continente Sulamericano - Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Editora Beca, 2008. cap. XXXII, p. 575–592.

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

VERNON, R. H. **A Practical Guide to Rock Microstructure**. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2018, 440 p.

VIELZEUF, D.; SCHMIDT, M W. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 141, n. 3, p. 251–267, jun. 2001.

WEINBERG, R. F.; HASALOVÁ, P. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. **Lithos**, v. 212–215, p. 158–188, 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.021>>.

WHITE, R. W.; POWELL, R. Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 20, n. 7, p. 621–632, 2002.

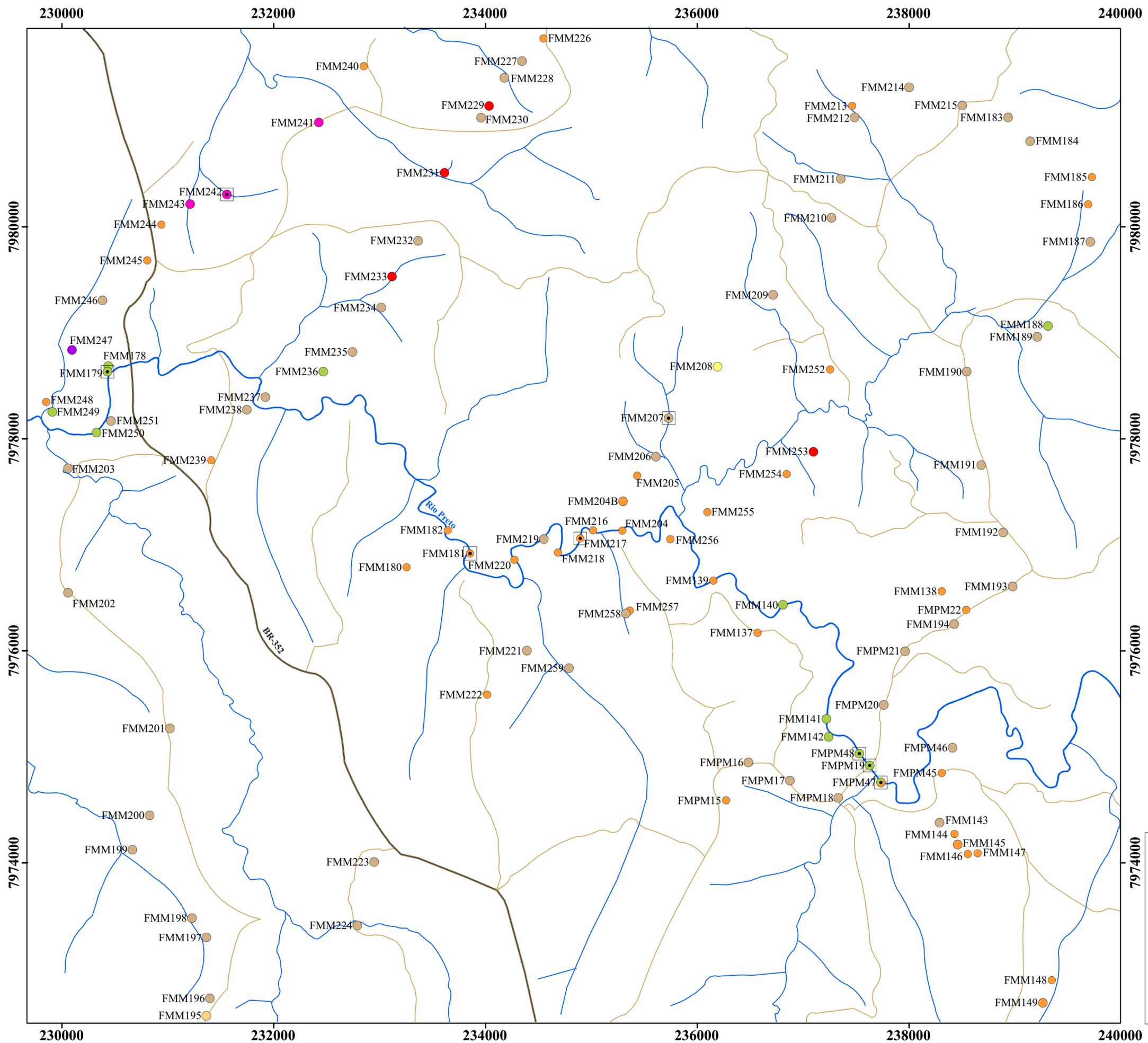
WHITNEY, D. L.; EVANS, B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. **American Mineralogist**, v. 95, p. 185-187, 2010.

ZAINE, J. E. **Método de fotogeologia aplicado a estudos geológico-geotécnicos: ensaio em Poços de Caldas, MG**. 2011. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2011.

## APÊNDICES

# APÊNDICE I

Pontos	Coordenadas		Litologia	Pontos	Coordenadas		Litologia	Pontos	Coordenadas		Litologia
	X	Y			X	Y			X	Y	
FMPM15	236272	7974591	Bt-grt-ms xisto	FMM192	238888,31	7977121,63	Bt-ms xisto	FMM230	233958,05	7981032,71	Bt-ms xisto
FMPM16	236482	7974951	Bt-ms xisto	FMM193	238977,32	7976610,28	Bt-ms xisto	FMM231	233611,36	7980514,14	Bt-ms granito
FMPM17	236874	7974779	Bt-ms xisto	FMM194	238426,7	7976255,27	Bt-ms xisto	FMM232	233362,21	7979873,72	Bt-ms xisto
FMPM18	237332	7974615	Bt-ms xisto	FMM195	231361,88	7972558,89	Sericita filito	FMM233	233117,66	7979534,67	Bt-ms granito
FMPM19	237628	7974921	Migmatito	FMM196	231396,39	7972724,21	Bt-ms xisto	FMM234	233015,4	7979241,47	Bt-ms xisto
FMPM20	237760	7975493	Bt-ms xisto	FMM197	231363,51	7973297,43	Bt-ms xisto	FMM235	232742,61	7978824,22	Bt-ms xisto
FMPM21	237962	7976000	Bt-ms xisto	FMM198	231225,62	7973480,62	Bt-ms xisto	FMM236	232466,1	7978637,43	Migmatito
FMPM22	238539	7976389	Bt-grt-ms xisto	FMM199	230663,36	7974125,63	Bt-ms xisto	FMM237	231921,13	7978397,11	Bt-ms xisto
FMPM45	238309	7974851	Bt-grt-ms xisto	FMM200	230825,39	7974450,33	Bt-ms xisto	FMM238	231745,59	7978277,57	Bt-ms xisto
FMPM46	238410	7975089	Bt-ms xisto	FMM201	231018,55	7975271,13	Bt-ms xisto	FMM239	231407,35	7977801,55	Bt-grt-ms xisto
FMPM47	237734	7974762	Bt-grt-ms xisto/ Migmatito	FMM202	230056,72	7976552,97	Bt-ms xisto	FMM240	232849,22	7981519,85	Bt-grt-ms xisto
FMPM48	237531	7975035	Migmatito	FMM203	230055,34	7977724,64	Bt-ms xisto	FMM241	232424,14	7980987,8	Hbl-pl-bt-ms xisto
FMM137	236569	7976174	Bt-grt-ms xisto	FMM204	235293,34	7977136,85	Bt-grt-ms xisto	FMM242	231556,7	7980308,72	Hbl-pl-bt-ms xisto
FMM138	238309	7976564	Bt-grt-ms xisto	FMM204B	235299,23	7977413,36	Bt-grt-ms xisto	FMM243	231209,67	7980217,96	Hbl-pl-bt-ms xisto
FMM139	236153	7976667	Bt-grt-ms xisto	FMM205	235433,05	7977656,16	Bt-grt-ms xisto	FMM244	230939,15	7980026,63	Bt-grt-ms xisto
FMM140	236808	7976437	Migmatito	FMM206	235607,85	7977835,39	Bt-ms xisto	FMM245	230805,61	7979685,97	Bt-grt-ms xisto
FMM141	237219	7975361	Migmatito	FMM207	235729,1	7978198,97	Bt-ms xisto	FMM246	230381,15	7979309,71	Bt-ms xisto
FMM142	237241	7975191	Migmatito	FMM208	236189,89	7978686,61	Quartzito	FMM247	230094,75	7978841,81	St-bt-ms xisto
FMM143	238289	7974383	Bt-ms xisto	FMM209	236714,87	7979360,69	Bt-ms xisto	FMM248	229850,16	7978352,25	Bt-grt-ms xisto
FMM144	238429	7974274	Bt-grt-ms xisto	FMM210	237268,48	7980088,87	Bt-ms xisto	FMM249	229907,39	7978258,6	Migmatito
FMM145	238459	7974175	Bt-grt-ms xisto/ Migmatito	FMM211	237354,07	7980455	Bt-ms xisto	FMM250	230323,96	7978061,27	Migmatito
FMM146	238555	7974085	Bt-grt-ms xisto	FMM212	237485,95	7981034,71	Bt-ms xisto	FMM251	230461,47	7978170,57	Bt-ms xisto
FMM147	238648	7974093	Bt-grt-ms xisto	FMM213	237462,26	7981146,19	Bt-grt-ms xisto	FMM252	237254,15	7978657,54	Bt-grt-ms xisto
FMM148	239349	7972896	Bt-grt-ms xisto	FMM214	238000,92	7981319,32	Bt-ms xisto	FMM253	237095,47	7977881,26	Bt-ms granito
FMM149	239263	7972683	Bt-grt-ms xisto	FMM215	238502,01	7981150,24	Bt-ms xisto	FMM254	236844,41	7977671,26	Bt-grt-ms xisto
FMM178	230437	7978689	Migmatito	FMM216	235015,88	7977137,43	Bt-grt-ms xisto	FMM255	236095,47	7977312,57	Bt-grt-ms xisto
FMM179	230429	7978638	Migmatito	FMM217	234895,61	7977064,49	Bt-grt-ms xisto	FMM256	235746,74	7977055,64	Bt-grt-ms xisto
FMM180	233254	7976791	Bt-grt-ms xisto	FMM218	234685,78	7976930,23	Bt-grt-ms xisto	FMM257	235362,24	7976381,76	Bt-grt-ms xisto
FMM181	233854	7976922	Bt-grt-ms xisto	FMM219	234549,24	7977056,97	Bt-ms xisto	FMM258	235325,11	7976354,67	Bt-ms xisto
FMM182	233644	7977141	Bt-grt-ms xisto	FMM220	234273,44	7976863,83	Bt-grt-ms xisto	FMM259	234786,06	7975838,69	Bt-ms xisto
FMM183	238934,89	7981035,04	Bt-ms xisto	FMM221	234390,12	7976003,06	Bt-ms xisto				
FMM184	239143,78	7980811,65	Bt-ms xisto	FMM222	234015,55	7975589,65	Bt-grt-ms xisto				
FMM185	239728,37	7980473,12	Bt-grt-ms xisto	FMM223	232948,3	7974011,42	Bt-ms xisto				
FMM186	239691,75	7980216,17	Bt-grt-ms xisto	FMM224	232788,92	7973410,64	Bt-ms xisto				
FMM187	239712,05	7979862,91	Bt-ms xisto	FMM225	232344,41	7972699,55	Bt-ms xisto				
FMM188	239313,52	7979069,69	Migmatito	FMM226	234547,99	7981780,28	Bt-grt-ms xisto				
FMM189	239210,61	7978965,33	Bt-ms xisto	FMM227	234344,38	7981566,49	Bt-ms xisto				
FMM190	238544,16	7978636,57	Bt-ms xisto	FMM228	234177,59	7981409,28	Bt-ms xisto				
FMM191	238682,16	7977757,07	Bt-ms xisto	FMM229	234033,35	7981142,55	Bt-ms granito				

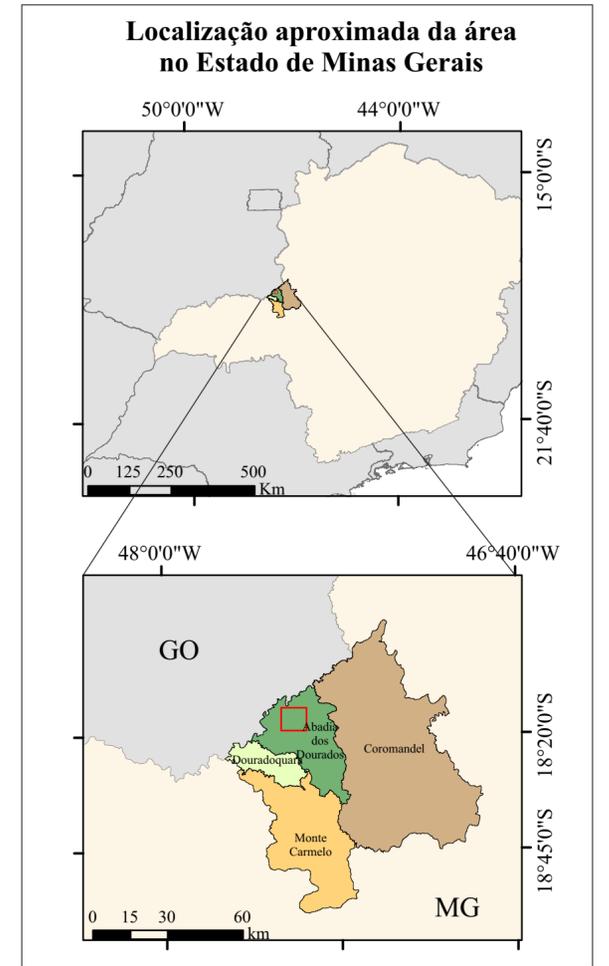


**LEGENDA**

- Pontos com lâmina
- Biotita-muscovita granito
- Filito
- Biotita-granada-muscovita xisto
- Biotita-muscovita xisto
- Hornblenda-plagioclásio-biotita-muscovita xisto
- Estaurolita-biotita-muscovita xisto
- Migmatito Metatexitico Rio Preto

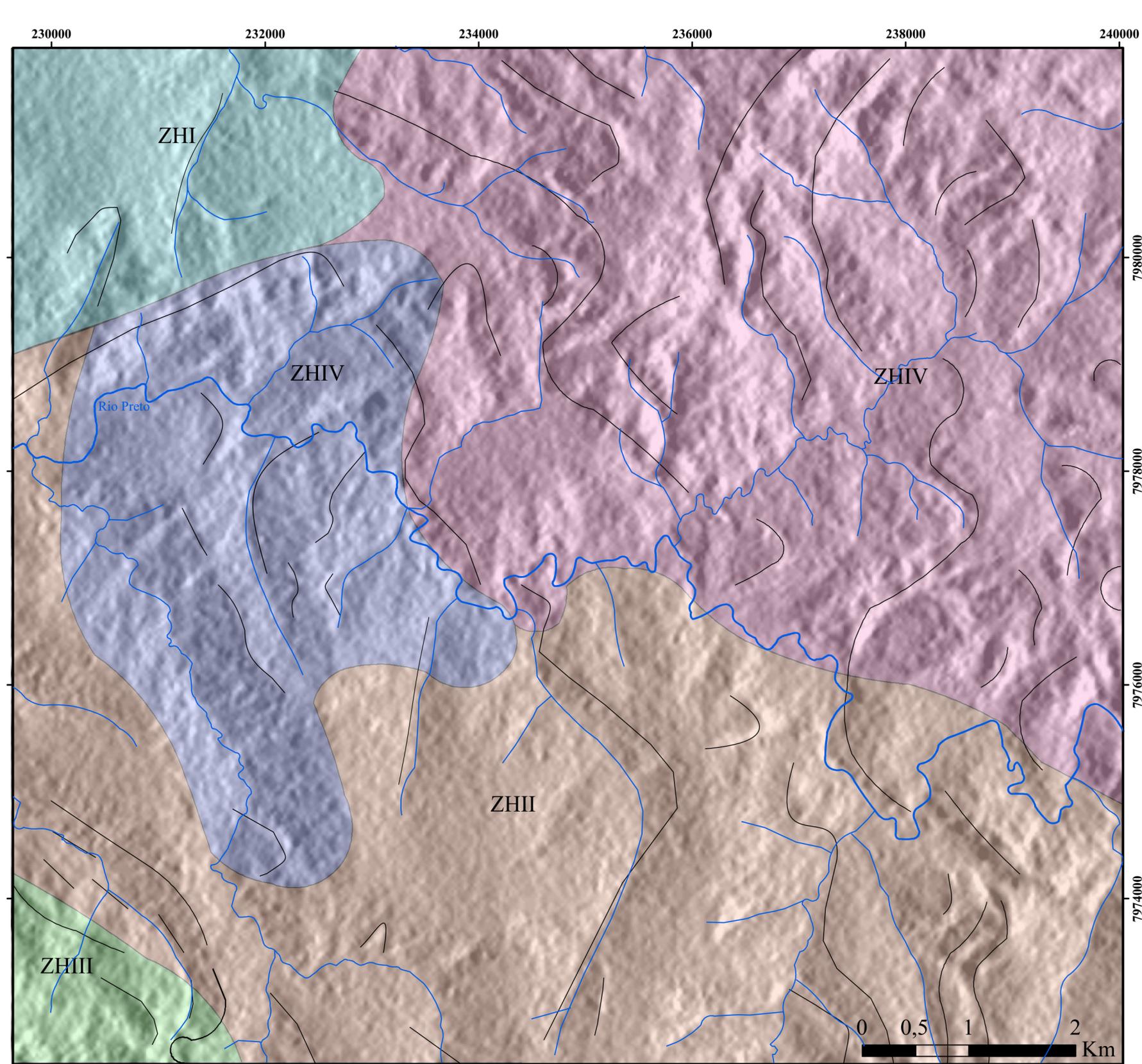
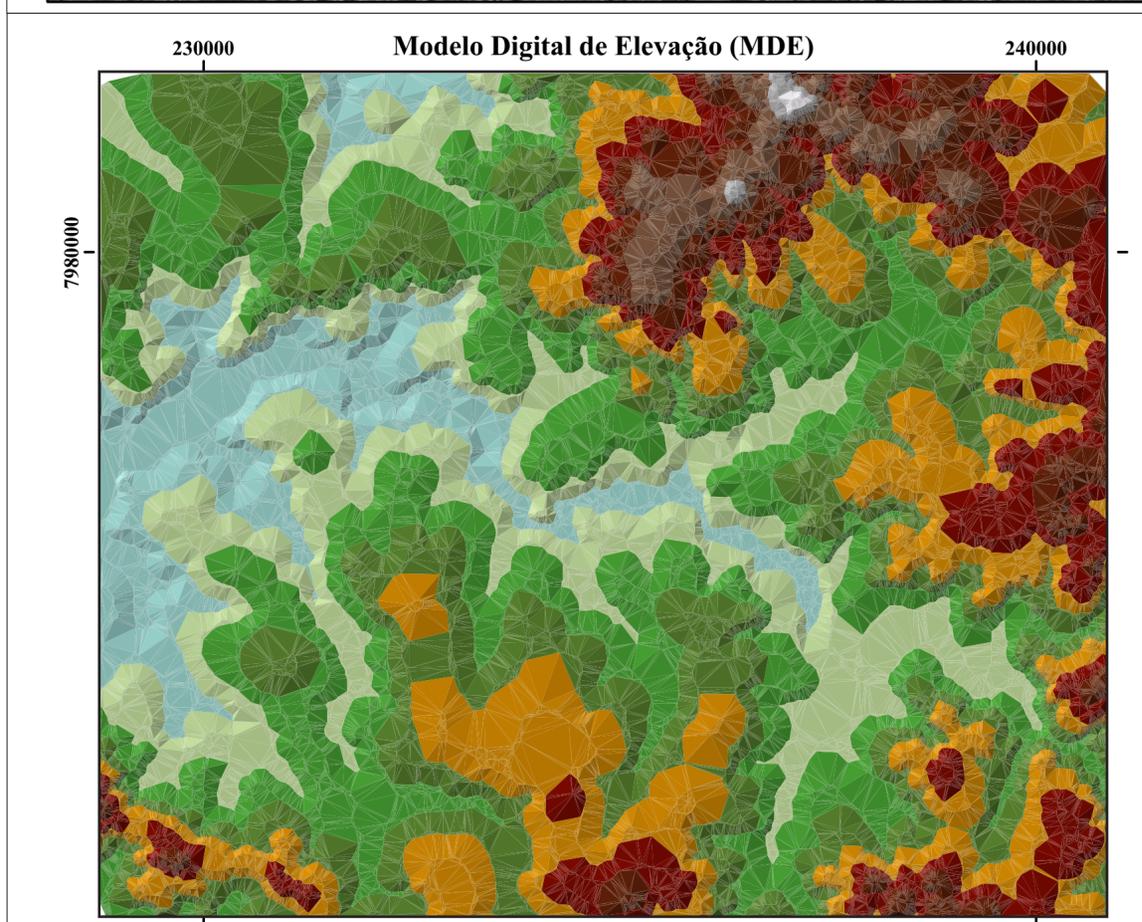
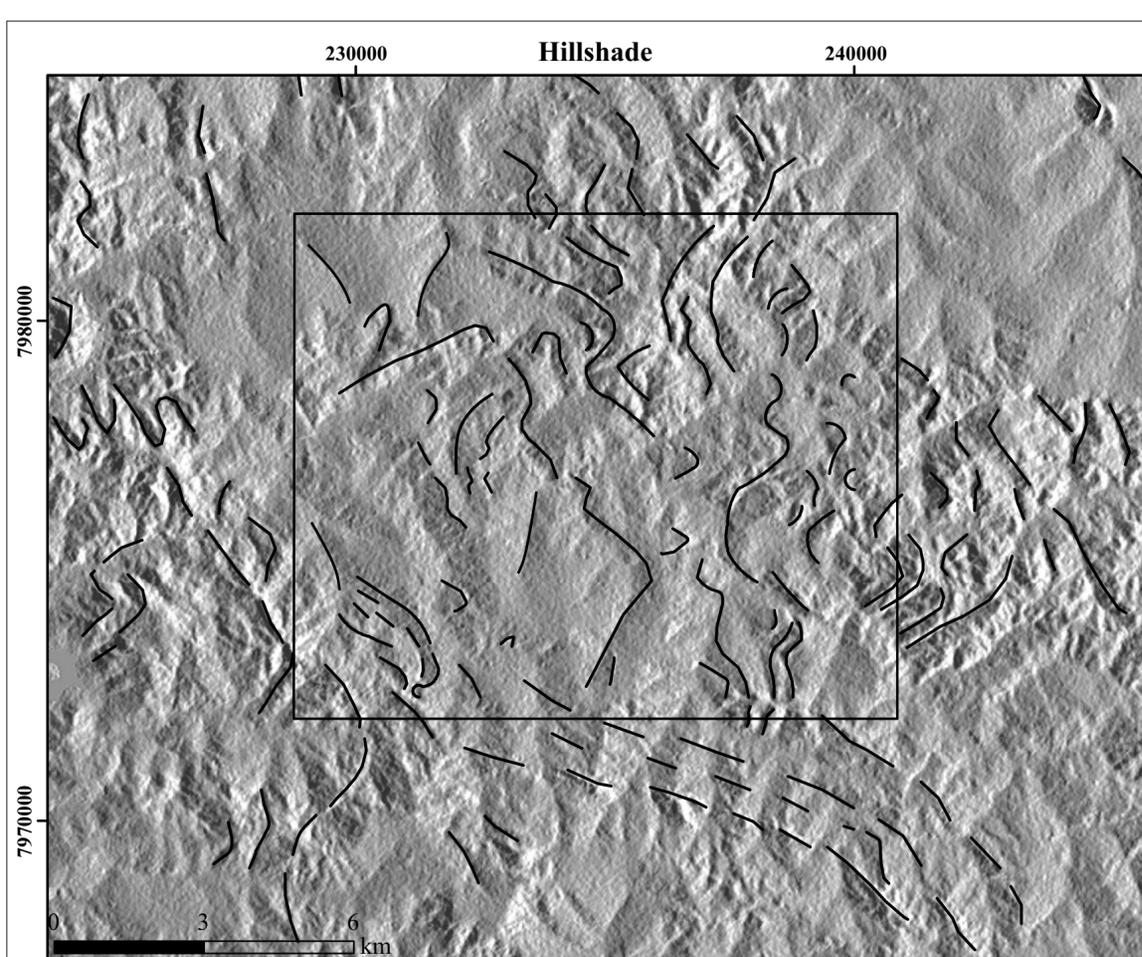
**Convenções Cartográficas**

- Vias de acesso não pavimentadas
- Via de acesso pavimentada
- Drenagens
- Área de Estudo



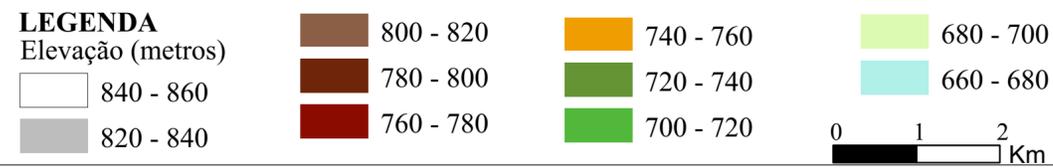
**Mapa de Pontos**  
Escala: 1:25.000

**Autoria:** Mariana Nunes M. Silva  
**Orientação:** Drº. Marco Antônio Delinardo da Silva  
**Sistema de Referências**  
Datum: Sirgas 2000  
Unidade Transversa de Mercator - UTM 23S  
Fonte: IBGE (2021)



**LEGENDA**

- |   |                   |  |                  |   |                     |
|---|-------------------|--|------------------|---|---------------------|
| <span style="border: 1px solid cyan; padding: 2px;"> </span> ZHI    | Zona Homóloga I   | <span style="border: 1px solid magenta; padding: 2px;"> </span> ZHIV | Zona Homóloga IV | <span style="border: 1px solid black; padding: 2px;"> </span> | Área de Estudo      |
| <span style="border: 1px solid brown; padding: 2px;"> </span> ZHII  | Zona Homóloga II  | <span style="border: 1px solid blue; padding: 2px;"> </span> ZHV     | Zona Homóloga V  | —   | Lineamentos Dúcteis |
| <span style="border: 1px solid green; padding: 2px;"> </span> ZHIII | Zona Homóloga III |  |                  |   |                     |

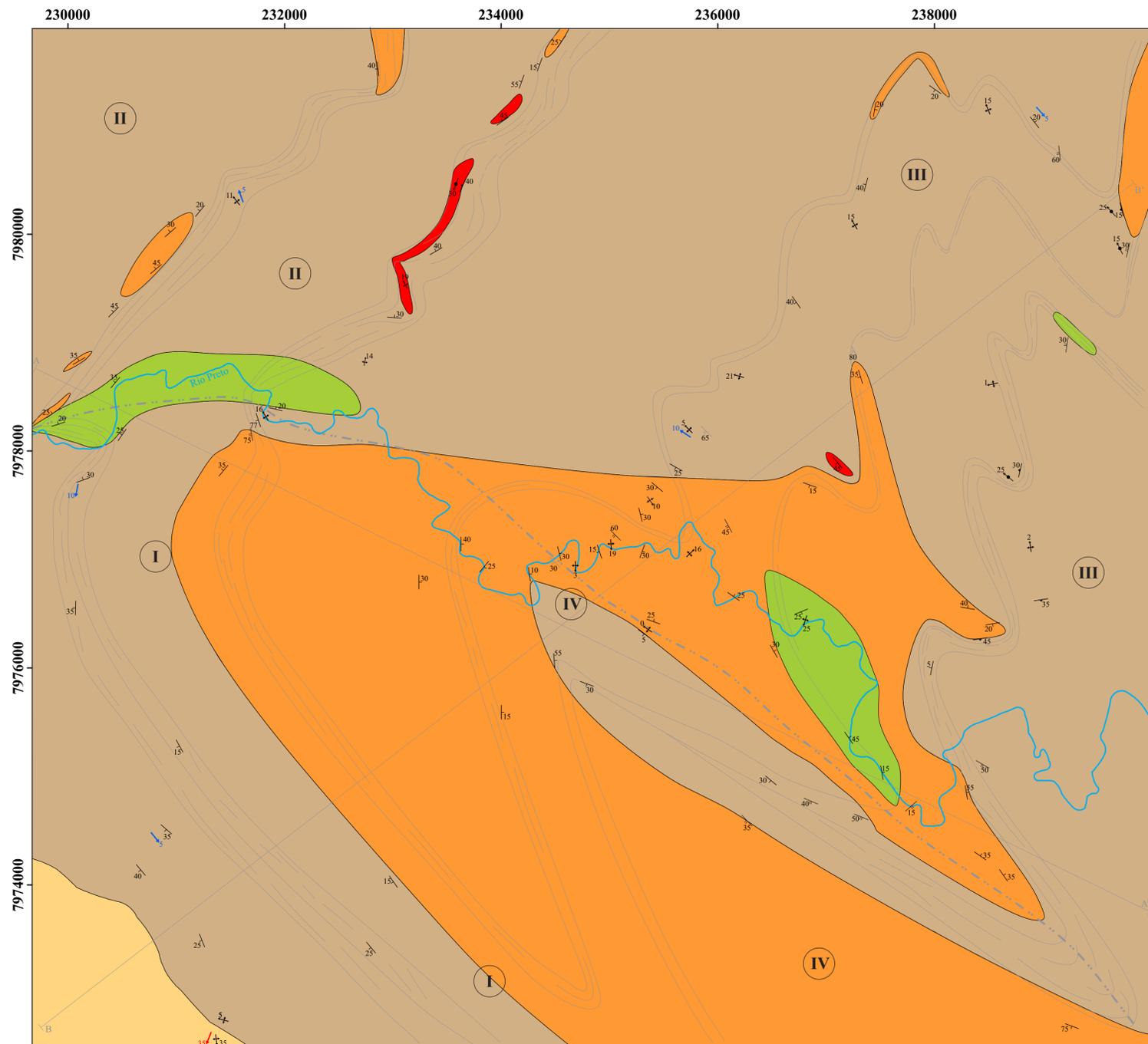


**Mapa Fotolitológico**

**Autoria:** Mariana Nunes M. Silva  
**Orientação:** Dr.º Marco Antônio Delinardo da Silva

**Sistema de Referências**  
**Datum:** Sirgas 2000  
Unidade Transversa de Mercator - UTM 23S  
Fonte: Alos Palsar

**APÊNDICE III**



**LEGENDA**  
**UNIDADES GEOLÓGICAS**

**Neoproterozoico**

**Complexo Abadia dos Dourados**

**Filito:** compostos por sercicita e quartzo. Apresentam coloração rósea e granulação muito fina. As rochas possuem clivagem filítica e textura lepidoblástica. O bandamento composicional deste litotipo é evidenciado pelos domínios compostos por quartzo e domínios compostos por sercicita. Este litotipo ocorre apenas na porção SW da área.

**Grupo Araxá**

**Biotita-muscovita granito:** compostos por quartzo, feldspato, plagioclásio, biotita e muscovita, apresentam coloração acinzentada e granulação variando de média a grossa, por vezes a granulação é muito grossa. Rocha anisotrópica, com foliação contínua ou anastomosada. Enclaves de material quartzo-feldspático com textura granoblástica e granulação muito fina podem ocorrer.

**Biotita-granada-muscovita xisto:** compostos por quartzo, biotita, muscovita e granada, quando intemperizadas apresentam coloração avermelhada ou ocre e cores cinzas a esverdeadas nas rochas frescas. A granulação varia de média a grossa, localmente a granulação é muito grossa. Rocha com xistosidade e textura porfiroblástica. Comumente biotitas podem substituir os cristais de granada. As granadas ocorrem com dimensões de até 2 cm, apresentam forma arredondada e coloração avermelhada.

**Biotita-muscovita xisto:** compostos por quartzo, biotita, muscovita. Ocasionalmente, podem apresentar plagioclásio, estaurólita e hornblenda. Apresentam coloração cinza ou rósea, a granulação varia de média a grossa. Rocha com estrutura xistosa bem desenvolvida e textura lepidoblástica. Por vezes, apresentam bolsões hololeucocráticos compostos por quartzo e caulim. Localmente, lentes de quartzitos, compostos por quartzo e muscovita, granulação muito fina e textura lepidoblástica podem ocorrer intercalados neste litotipo.

**Migmatito Metatexitico Rio Preto:** Rocha heterogênea constituída pelo paleossoma, melanossoma e leucossoma, pode ser caracterizada com estrutura em patch ou estromática. O anfíbolito (paleossoma) é composto por hornblenda, plagioclásio, epidoto, zoisita, quartzo, titanita e granada, possui coloração preta a acinzentada, apresenta granulação grossa, foliação contínua e textura nematoblástica, por vezes são isotrópicos e com textura granoblástica. O leucossoma é composto por quartzo, feldspato, plagioclásio, granada, hornblenda e muscovita, apresenta coloração esbranquiçada, granulação grossa a muito grossa e textura porfiroclástica. O melanossoma é constituído por hornblenda, granada, quartzo e plagioclásio, possui coloração preta e bordejada ambos os lados do leucossoma.

**CONVENÇÕES GEOLÓGICAS**

- └ Foliação S1//S0
- └ Foliação S1'
- └ Foliação Sm
- Lineação de Intersecção Lb1
- Lineação de Intersecção Lb2
- Lineação de Estiramento Mineral Lx
- ┌ Antiforma
- └ Sinforma
- Contatos definidos
- └ Traço da Foliação
- Plano Axial
- Ⓢ Domínios Estruturais

**ESTEREOGRAMAS**

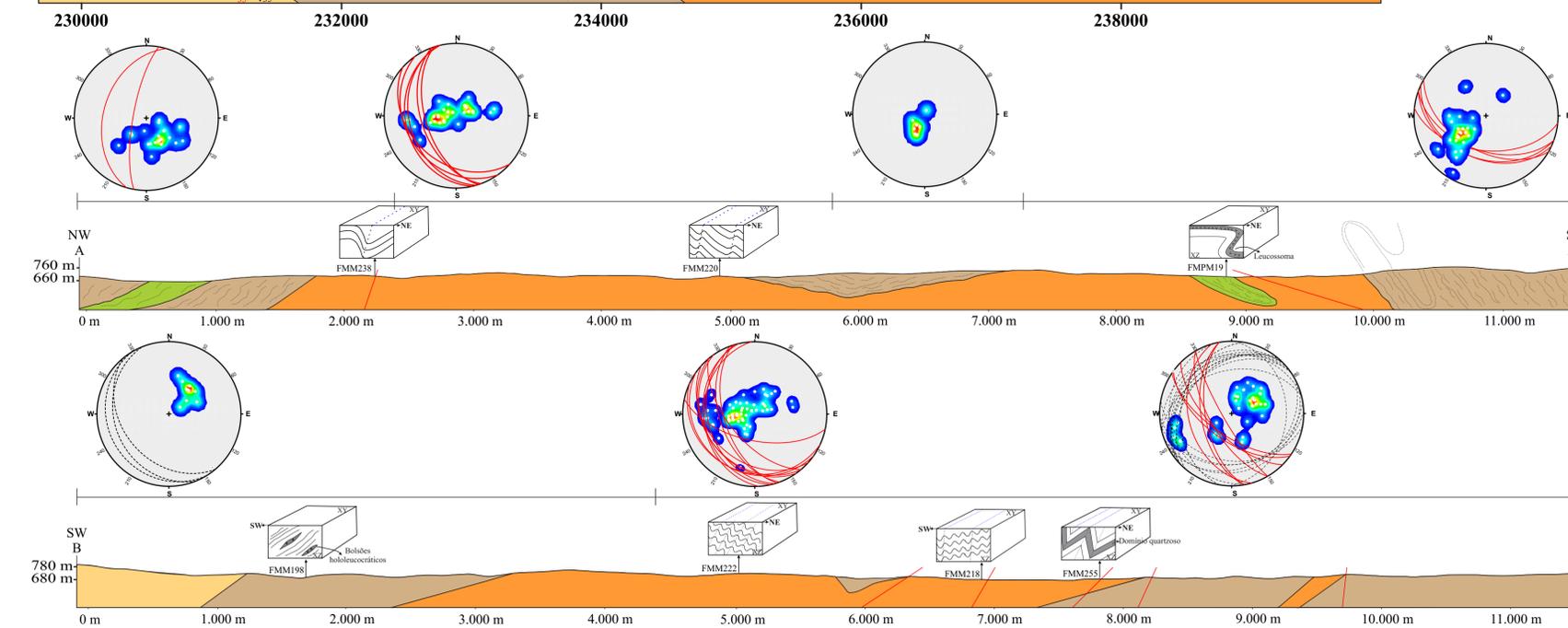
- Polos da Foliação S1//S0
- └ Foliação S1'
- └ Foliação Sm
- Lineação de Intersecção Lb1

**CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS**

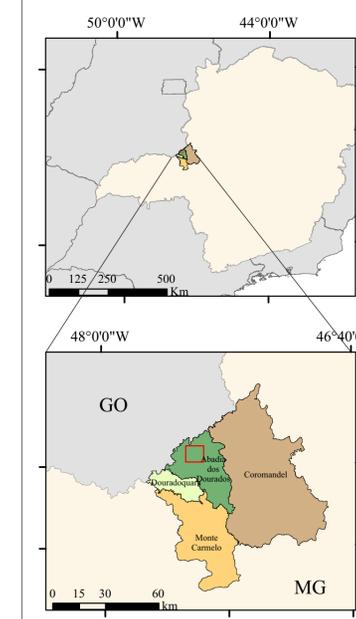
- Rio Preto
- Área de Estudo

**BLOCOS DIAGRAMAS**

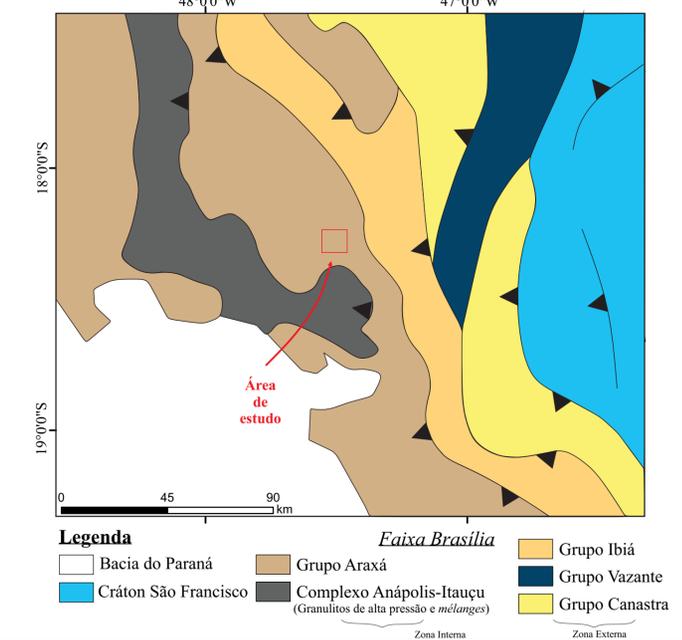
- └ Foliação S1//S0
- └ Foliação S1'
- └ Foliação Sm
- Lineação de Intersecção Lb1
- Lineação de Estiramento Lx



**Localização aproximada da área no Estado de Minas Gerais**



**Geologia Regional**



**Mapa Geológico**  
Escala: 1:25.000

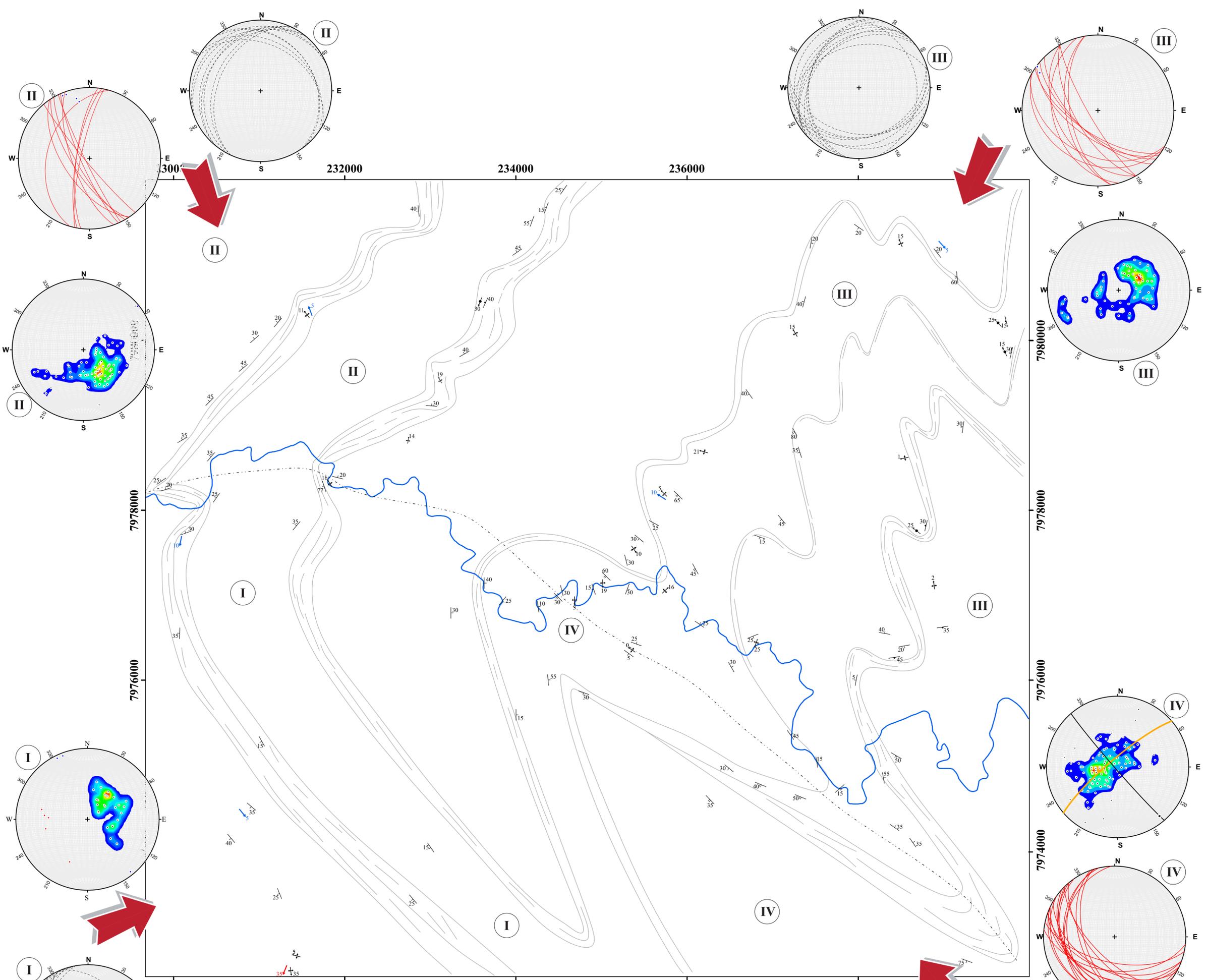
0 1 2 km

**Autoria:** Mariana Nunes M. Silva  
**Orientação:** Dr.º Marco Antônio Delinardo da Silva  
**Sistema de Referências**  
**Datum:** Sirgas 2000 Unidade Transversa de Mercator - UTM 23S  
**Fontes:** Localização (IBGE, 2021); Faixa Brasília: Valeriano *et al.* (2004) e Falci *et al.* (2018)

**APÊNDICE IV**

└ Foliação S1  
└ Foliação S1'

**Escala Vertical: 1:25.000**  
**Escala Horizontal: 1:25.000**



**LEGENDA**

**Convenções Geológicas**

- └ Foliação S1/S0
- └ Foliação S1'
- └ Foliação Milonítica (Sm)
- └ Lineação de Intersecção (Lb1)
- └ Lineação de Intersecção (Lb2)
- └ Lineação de Estiramento Mineral (Lx)
- └ Antiforma
- └ Sinforma
- └ Traço da Foliação
- └ Plano Axial

④ Domínios Estruturais

**Estereogramas**

- Polos da foliação S1
- └ Planos da foliação S1'
- └ Planos da foliação milonítica (Sm)
- └ Guirlanda
- └ Plano Axial
- Lineação de Intersecção (Lb1)
- Lineação de Intersecção (Lb2)
- Eixo

**Convenções Cartográficas**

- └ Rio Preto

**Mapa Estrutural**  
Escala: 1:25.000

0                      1                      2  
km

Autoria: Mariana Nunes M. Silva  
Orientação: Dr. Marco Antônio Delinardo da Silva  
Sistema de Referências  
Datum: Sirgas 2000  
Unidade Transversa de Mercator - UTM 23S

**APÊNDICE V**