



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



FERNANDO RESENDE HONORATO

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ANÁLISE ESTRUTURAL DO SETOR
NOROESTE DO COMPLEXO ABADIA DOS DOURADOS, ORÓGENO BRASÍLIA
MERIDIONAL**

MONTE CARMELO
2022

FERNANDO RESENDE HONORATO

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ANÁLISE ESTRUTURAL DO SETOR
NOROESTE DO COMPLEXO ABADIA DOS DOURADOS, ORÓGENO BRASÍLIA
MERIDIONAL**

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

Orientador: Prof. Dr. Marco Antonio Delinardo da Silva

MONTE CARMELO
2022

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

H774 Honorato, Fernando Resende, 1999-
2022 Mapeamento geológico e análise estrutural do setor
noroeste do Complexo Abadia dos Dourados, Orógeno
Brasília meridional [recurso eletrônico] / Fernando
Resende Honorato. - 2022.

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

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



UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

Instituto de Geografia

Avenida João Naves de Ávila, 2121 - Bairro Santa Mônica, Uberlândia-MG, CEP 38400-902

Telefone: 34-3239-4169 - Bloco 1H - Sala 1H18A



ATA DE DEFESA - GRADUAÇÃO

Curso de Graduação em:	Geologia				
Defesa de:	Trabalho de Conclusão de Curso II - IGUFU32017				
Data:	13/08/2022	Hora de início:	8h00min	Hora de encerramento:	10h00min
Matrícula do Discente:	31711GLG029				
Nome do Discente:	Fernando Resende Honorato				
Título do Trabalho:	MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ANÁLISE ESTRUTURAL DO SETOR NOROESTE DO COMPLEXO ABADIA DOS DOURADOS, ORÓGENO BRASÍLIA MERIDIONAL				
A carga horária curricular foi cumprida integralmente?	<input checked="" type="checkbox"/> Sim () Não				

Reuniu-se de forma remota pela plataforma Microsoft 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 Mestre José Henrique da Silva Nogueira de Matos, geólogo de projetos da Anglo American Brasil; pelo Prof. Dr. Filipe Goulart Lima, docente do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia; e o discente Fernando Resende Honorato.

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

A seguir o senhor presidente concedeu a palavra aos examinadores, que passaram a arguir o candidato. Ultimada a arguição, a Banca Examinadora, em sessão secreta, atribuiu o resultado, considerando o candidato.

(X) Aprovado Nota [89]

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 13/08/2022, às 10:54, 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 **Filipe Goulart Lima, Professor(a) do Magistério Superior**,



em 16/08/2022, às 09:52, 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 **José Henrique da Silva Nogueira de Matos, Usuário Externo**, em 26/08/2022, às 09:58, 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, informando o código verificador **3838209** e o código CRC **5D403593**.

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho só foi possível graças a contribuição de diversas pessoas que tive o prazer de conviver até esse momento da minha vida.

Ao meu avô, que me introduziu ainda quando criança nas explorações e pescarias no Rio Dourados. A minha avó, por sempre ser uma pessoa maravilhosa e por todos os cuidados comigo.

Ao professor Salvador, por ter me apontado o caminho da Geologia e por outros tantos ensinamentos sobre a vida. Ao professor Eber, pelos convites para explorar a região de Abadia. A professora Pamela Pavanetto, pelos auxílios durante as etapas de campo deste trabalho. Aos professores do curso de Geologia da Universidade Federal de Uberlândia, por todos os conhecimentos compartilhados.

Agradeço especialmente a meu orientador Marco Delinardo, por todos os ensinamentos, por sua disposição e atenção para que este trabalho fosse realizado da melhor maneira possível e pela amizade. Que possamos continuar trabalhando juntos e escalando boulders em campo.

A Prefeitura de Abadia dos Dourados pelo auxílio financeiro que forneceu a uma das etapas de campo.

A todos os moradores da zona rural inserida dentro da área do projeto. Especialmente aos Srs. Saul e Santiago, a Sra. Ivani e meu amigo Rafael, por toda hospitalidade e ajuda durante as andanças pela região do Morro Alto e Quebra-Canga.

A meus amigos e colegas de curso, principalmente ao João e Mariana pela amizade e ajuda na confecção das lâminas petrográficas e trabalhos de campo. E ao Luis Felipe, por todo auxílio que me ofereceu durante o curso e pelas muitas conversas geológicas que tivemos.

Aos examinadores da banca, José Henrique Matos e Filipe Lima, pelas correções e sugestões que contribuíram muito para o melhoramento deste trabalho.

A minha namorada Amanda por todo amor, carinho e ajuda que me deu durante a realização desse trabalho.

Muito Obrigado!

RESUMO

O município de Abadia dos Dourados, localizado na macrorregião do Alto Paranaíba, em Minas Gerais, possui a ocorrência de rochas Meso e Neoproterozoicas pertencentes ao domínio interno do setor meridional do Orógeno Brasília. Esta unidade geotectônica compõe a Província Tocantins, um grande sistema orogênico diacrônico desenvolvido no Ciclo Brasileiro pela amalgamação do Gondwana Ocidental. O presente estudo se concentra na caracterização tectono-estratigráfica do setor noroeste do Complexo Abadia dos Dourados, uma sequência vulcano-sedimentar que é composta por rochas metavulcânicas máficas e ácidas, metassedimentos químicos e siliciclásticos. Para este objetivo, foram realizados trabalhos de mapeamento geológico na escala de 1:25.000, análise estrutural e petrográfica. No presente trabalho, o Complexo Abadia dos Dourados foi subdividido na Unidade Inferior, composta por plagioclásio-quartzo-sericita filito, definido como uma rocha metavulcânica ácida, anfíbolito e magnetita-hematita quartzito; e na Unidade Superior, que apresenta sericita filito, granada-sericita filito e quartzito. Foram descritos ainda muscovita xisto e granada-muscovita xisto associados ao Grupo Araxá. Foram definidas duas fases de deformação responsáveis pela estruturação da área. A fase D_1 foi gerada por meio de um encurtamento tectônico de direção NE-SW, sendo subdividida em dois momentos: o primeiro, responsável pela geração de dobras F_{1a} , inversão da estratigrafia e geração da primeira foliação metamórfica S_{1a} , e paralelismo desta com o acamamento composicional S_0 ; e um segundo momento, marcado pela geração de dobras F_{1b} , da segunda foliação metamórfica S_{1ab} , da foliação milonítica S_m , de lineações de intersecção L_{b1} , lineações de estiramento mineral L_x e empurrões com vergência para NE. A fase D_2 marca um encurtamento tectônico de direção NW-SE, que gerou dobras F_2 , a foliação metamórfica S_2 , lineações de intersecção L_{b2} e os principais fraturamentos na área. As assembleias minerais e estruturas descritas indicam que as rochas na área foram metamorfizadas na fácies xisto verde, zonas da clorita, biotita e granada. O pico metamórfico se deu na fase D_1 , entre a geração das foliações S_{1a} e S_{1b} . A fase D_2 se apresenta como pós-metamórfica. As relações de contatos observadas entre as litologias são geralmente deposicionais, com exceção as falhas de empurrão sem expressão regional dentro do complexo e da falha de empurrão que coloca os metassedimentos da Unidade Superior sobre os metassedimentos do Grupo Araxá no setor nordeste da área. A coluna estratigráfica interpretada neste trabalho indica uma sucessão de rochas metassedimentares sobrepondo rochas metavulcânicas, organizadas da base para o topo da seguinte maneira: a base é composta por plagioclásio-quartzo-sericita filito

(metavulcânica ácida) intercalado com um magnetita-hematita quartzito, sobrepostos por anfíbolito, a parte intermediária apresenta sericita filito com intercalações de granada-sericita filito e quartzito, e o topo é composto por muscovita xisto e granada-muscovita xisto.

Palavras Chave: Evolução estrutural, reconstrução tectono-estratigráfica, Complexo Abadia dos Dourados

ABSTRACT

The city of Abadia dos Dourados, located in the macro-region of Alto Paranaíba, in Minas Gerais, present occurrences of Meso and Neoproterozoic rocks belonging to the internal domain of the southern sector of the Brasília Orogen. This geotectonic unit composes the Tocantins Province, a large diachronic orogenic system developed in the Brasiliano Cycle by the amalgamation of West Gondwana. The present study focuses on the tectonostratigraphic characterization of the northwestern sector of the Abadia dos Dourados Complex, a volcano-sedimentary sequence that is composed of mafic and acid metavolcanic rocks, chemical and siliciclastic metasediments. For this purpose, geological mapping, structural and petrographic analysis were carried out at a scale of 1:25.000. In the present work, the Abadia dos Dourados Complex was subdivided into the Lower Unit, composed of plagioclase-quartz-sericite phyllites, defined as acid metavolcanic rocks, amphibolites and magnetite-hematite quartzites; and the Upper Unit, which presents sericite phyllites, garnet-sericite phyllites and quartzites. Muscovite schists and garnet-muscovite schists associated with the Araxá Group were also described. Two deformation phases responsible for the structuring of the area were defined. Phase D_1 was generated by means of a NE-SW tectonic shortening, being subdivided in two moments: the first one, responsible for the generation of F_{1a} folds, stratigraphy inversion and generation of the first metamorphic foliation S_{1a} , and its parallelism with the compositional layering S_0 ; and a second moment, marked by the generation of F_{1b} folds, of the second metamorphic foliation S_{1b} , of mylonitic foliation S_m , Lb_1 intersection lineations, L_x stretch mineral lineations and thrusts with vergence to NE. Phase D_2 marks a tectonic shortening of NW-SE direction, which generated F_2 folds, the S_2 metamorphic foliation, Lb_2 intersection lineations and the main fractures in the area. The mineral assemblages and structures described indicate that the rocks in the area were metamorphosed into the greenschist facies, zones of chlorite, biotite and garnet. The metamorphic peak occurred in phase D_1 , between the generation of foliations S_{1a} and S_{1b} . Phase D_2 presents itself as post-metamorphic. The contact relations observed among the lithologies are generally depositional, with the exception of the thrust faults without regional expression within the complex and the thrust fault that places the metasediments of the Superior Unit over the metasediments of the Araxá Group in the northeastern sector of the area. The stratigraphic column interpreted in this work indicates a succession of metasedimentary rocks overlying metavolcanic rocks, organized from bottom to top as follows: the base consists of plagioclase-quartz-sericite phyllite (acid metavolcanic) intercalated to magnetite-hematite quartzite, overlain by amphibolite, the intermediate section

presents sericite phyllite with intercalations of garnet-sericite phyllite and quartzite, and the upper part is composed of muscovite schist with intercalations of garnet-muscovite schist, and amphibolite.

Keywords: Structural evolution, tectonostratigraphic reconstruction, Abadia dos Dourados Complex.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** - Localização geográfica da área de estudo.....20
- Figura 2 - a)** Disposição da Província Tocantins em relação a outras unidades geotectônicas brasileiras; **b)** Contexto geológico regional do Orógeno Brasília.....24
- Figura 3** - Colunas estratigráficas simplificadas de sequências vulcano-sedimentares descritas no Orógeno Brasília – **a)** Sequência Silvânia; **b)** Sequência Indaianópolis; **c)** Sequência Juscelândia; **d)** Sequência Abadia dos Dourados; **e)** Sequência Palmeirópolis; **f)** Sequência Rio do Peixe; **g)** Sequência Rio Veríssimo; **h)** Sequência Maratá.28
- Figura 4 - a)** Contexto geológico de parte do setor meridional do Orógeno Brasília. Datações: GA: Grupo Araxá; MVA: Metavulcânica ácida; A: Anfibolito – Pinho et al. (2017); CMC: Complexo Monte Carmelo – Seer e Moraes (2013); **b)** Coluna estratigráfica do Grupo Araxá na região da nappe de Araxá. A: anfibolitos/ortoquartzitos/clorita-actinota xistos; B: Anfibolitos/granitos intrusivos/ clorita-actinota xistos; C: clorita-actinota xistos/granitos intrusivos; D: anfibolitos/micaxistos/ clorita-actinota xistos/ anfibólito-talco xistos; E: quartzitos micáceos/micaxistos/granada micaxistos/anfibolitos/granitos intrusivos. Datum: Sirgas 2000 – Lat/Long. Cidades – AD: Abadia dos Dourados, Ar: Araxá, C: Catalão, CR: Cascalho Rico, I: Ibiá, PA: Patrocínio..... 31
- Figura 5 – a)** Configuração dos terrenos tectonoestratigráficos definidos por Brod et al. (1991) na região de Abadia dos Dourados (MG); **b)** Mapa geológico em escala de 1:50.000 elaborado por Brod et al. (1991).....33
- Figura 6 - a)** Carta hipsométrica da área de estudo; **b)** Zonas homólogas e lineamentos de relevo e drenagem, sobrepostos a imagem de satélite da área.....41
- Figura 7 - a)** Relevo predominante na ZHA onde ocorre principalmente muscovita xisto; **b)** Cristas alinhadas sustentadas por magnetita-hematita quartzito e relevo aplainado onde ocorre plagioclásio-quartzo-sericita filito na ZHB; **c)** Relevo predominante da ZHC, com cristas alinhadas; **d)** Relevo da ZHD, com ocorrência de muscovita xisto e sericita filito. ms: muscovita, se: sericita, grt: granada, mag: magnetita, hem: hematita. Pontos F155, F201, F7, F128.....42
- Figura 8 - a)** Lineamentos magnetométricos interpretados para a área. Destaque para as duas direções predominantes NW-SE e NE-SW. Sobrepostos ao mapa da primeira derivada horizontal de x (DHX); **b)** Domínios de intensidade magnetométrica. Sobrepostos ao mapa de intensidade do sinal analítico (ASA).....43
- Figura 9 - a)** Lineamentos e contatos gamaespectrométricos interpretados. Sobrepostos ao mapa de contagem total (CT); **b)** Domínios gamaespectrométricos da área. Sobrepostos a imagem ternária RGB de K, U e Th.....44
- Figura 10** - Mapa geológico simplificado da área de estudo.....46
- Figura 11 - a)** Rocha com alto grau de alteração com cores rosadas e apenas cristais de quartzo preservados; **b)** Cristal bipiramidal de quartzo azul; **c)** “Olhos” de quartzo azul e cristais de

plagioclásio em plagioclásio-quartzo-sericita filito; **d)** Cristais de plagioclásio esbranquiçados e imersos em matriz sericítica. Acamamento composicional (AC); **e)** Destaque para a matriz sericítica muito fina envolvendo os minerais; **f)** Textura porfiroclástica com cristais reliquias de plagioclásio e quartzo imersos em matriz mais fina. Qtz: quartzo, Pl: plagioclásio, AC: acamamento composicional. Pontos F77, F208, F93, F93, F92, F93.....47

Figura 12 - a) Domínio composto por cristais de sericita e domínios de quartzo marcando o acamamento composicional. Nicóis cruzados; **b)** Fenocristal de quartzo alongado e imerso em matriz mais fina. Nicóis cruzados; **c)** Sombras de pressão assimétricas em cristal de quartzo. Destaque para a formação de outros grãos de quartzo substituindo o fenocristal. Nicóis cruzados; **d)** Cristais de plagioclásio dispostos aleatoriamente na matriz de plagioclásio-quartzo-sericita filito. Nicóis cruzados. As setas no canto superior direito das figuras indicam o topo, enquanto que a posição do corte em relação ao elipsoide de deformação pode ser observada no canto inferior esquerdo. Todas as imagens correspondentes ao ponto L19 – F93.....48

Figura 13 - a) Afloramento de blocos de magnetita-hematita quartzito; **b)** Acamamento composicional (AC) dobrado; **c)** Leitos com predomínio de quartzo e predomínio de hematita/magnetita de espessura variável; **d)** Rocha com predomínio dos leitos de quartzo sobre os leitos de hematita/magnetita; **e)** Rocha com predomínio de leitos de hematita/magnetita sobre os leitos de quartzo; **f)** Cristais bem formados de magnetita imersos em matriz quartzosa. Hem: hematita, Mag: magnetita. Pontos F90, F41, F41, F205, F42, F76.....50

Figura 14 - a) Lâmina delgada com estrutura isotrópica de magnetita-hematita quartzito com quartzo e magnetita. Nicóis cruzados; **b)** Grãos de quartzo com bordas alteradas e hematita com coloração avermelhada. Nicóis cruzados. Imagens do ponto L5.....51

Figura 15 - a) Afloramento de blocos de anfíbolito fino; **b)** Amostra com anfíbólios e plagioclásios finos e de cor esbranquiçada; **c)** Veio de quartzo marcando o acamamento composicional (AC); **d)** Foliação dobrada desenvolvida em anfíbolitos paralela ao acamamento. Destaque para a variação de leitos com concentração de anfíbólio marcando o acamamento composicional; **e)** Rocha com granulação muito fina e capa de alteração derivada do intemperismo; **f)** Dobramento assimétrico com vergência para NE. Tre: tremolita, Act: actinolita. Pontos F192, F192, F36, F36, F192, F36.....52

Figura 16 - a) Cristais finos de actinolita/tremolita marcando textura nematoblástica. Nicóis cruzados; **b)** Cristais de actinolita/tremolita alongados. Nicóis cruzados; **c)** Cristal de plagioclásio com macla do tipo Carsbad. Nicóis cruzados; **d)** Cristais de epidoto associados a um veio de quartzo. Destaque para matriz muito fina composta de anfíbólios e plagioclásio. Nicóis cruzados. Act/Ter: actinolita/tremolita, Ep: epidoto. Pontos L14 – F36.....53

Figura 17 - a) Afloramento composto por blocos de anfíbolito médio-grosso; **b)** Cristais de hornblenda imersos em uma matriz mais fina com plagioclásio; **c)** Rocha com granulação média e grandes cristais de hornblenda; **d)** Capa de alteração em anfíbolito. Hbl: Hornblenda. Pontos F209.....54

Figura 18 - a) Acamamento composicional (AC) composto por leitos com concentração de quartzo e leitos com concentração de sericita; **b)** Domínios de sericita com coloração mais escura; **c)** Acamamento composicional dobrado com destaque para domínios de quartzo de cor

esbranquiçada; **d)** Rocha fina com concentração de sericita; **e)** Acamamento composicional e foliação metamórfica dobrados; **f)** Alternância de leitos de quartzo e turmalina dobradas. Destaca-se que estas rochas são encaixadas na foliação dos filitos e xistos descritos na área. Se: sericita, Tur: turmalina. Pontos F63, F106, F65, F67, F71, F69.....55

Figura 19 - a) Finas lâminas de sericita intercaladas com quartzo marcando o acamamento composicional. Nicóis cruzados; **b)** Massa avermelhada composta por limonita evidenciando oxidação. Nicóis cruzados; **c)** Grãos de quartzo inequigranulares e domínios de sericita marcando o acamamento. Destaque para a ausência da clivagem de crenulação nos domínios com concentração de quartzo. Nicóis cruzados; **d)** Bolsão composto por cristais de quartzo e envolvidos por domínios com sericita. Nicóis cruzados. Opc: opacos, Li: limonita. Pontos L15, L2, L12, L15.....56

Figura 20 - a) Amostra de filito fino com sericita quartzo e granada; **b)** Domínio com concentração de sericita e desenvolvimento de granada marcando o acamamento composicional; **c)** Cristais de granada de cor acastanhada encaixados no plano da foliação filítica; **d)** Granada de cor acinzentada indicando substituição por biotita; **e)** Leito com maior concentração de granada; **f)** Veio de quartzo com turmalina e granada. Os cristais de granada ocorrem apenas no contato com os granada-muscovita filitos. Grt: granada. Pontos F87, F6, F50, F70, F3, F63.....58

Figura 21 - a) Porfiroblasto de granada substituído por biotita, com domínios de quartzo alongados e contínuos. Nicóis cruzados; **b)** Biotita com hábito placóide encaixada na clivagem de crenulação. Nicóis cruzados; **c)** Cristais aciculares de biotita substituindo cristal de granada. Nicóis cruzados; **d)** Grandes cristais com morfologia ovalada de granada. Nicóis cruzados; **e)** Porfiroblasto de granada completamente substituído por biotita. Nicóis cruzados Pontos L9, L10, L10, L10, L9.....59

Figura 22 - a) Afloramento com domínios espessos de quartzo e finas lâminas com concentração de sericita; **b)** Acamamento composicional (AC) marcado por intercalações de quartzo e sericita; **c)** Afloramento com espessas camadas de quartzo; **d)** Acamamento paralelo a foliação principal, que é crenulada por uma clivagem de crenulação; **e)** Amostra de quartzito com granulação média; **f)** Veio de quartzo encaixado na foliação principal dobrada. Pontos F68, F68, F68, F193, F99, F68.....61

Figura 23 - a) Muscovita xisto crenulado da faixa inserida no setor SW, com acamamento composicional paralelo a xistosidade; **b)** Grande concentração de quartzo definindo um quartzo-muscovita xisto; **c)** Muscovita/sericita xisto com granulação fina a média da faixa do setor SW; **d)** Muscovita xisto com granulação média a grossa na faixa do setor NW. Pontos F183, F28, F155, F163, F46, F149.....62

Figura 24 - a) Cristais de muscovita marcando os planos da xistosidade e muscovita xisto. Nicóis cruzados; **b)** Textura porfiroblástica marcada por cristais de granada imersos em uma matriz mais fina de quartzo e muscovita. Nicóis cruzados; **c)** Porfiroblasto de granada rotacionado. Nicóis cruzados; **d)** Granada consumida, com bordas alteradas e substituída em partes por biotita. Nicóis cruzados; **e)** Cristal de granada com bordas retas, não afetando a segunda foliação presente na amostra. Nicóis cruzados; **f)** Porfiroblasto de granada com sombras de pressão constituídas por quartzo. Nicóis cruzados. Pontos L7, L7, L7, L4, L6, L7.....63

Figura 25 - a) Cristais de granada encaixados na xistosidade; **b)** Veios de quartzo encaixados na foliação e biotita com cor acinzentada substituindo a granada; **c)** Granada-muscovita/sericita xisto de granulação fina a média na faixa do setor SW; **d)** Granada-muscovita/sericita xisto com coloração acinzentada indicando maior concentração de filossilicatos. Bt: biotita. Pontos F26, F146, F189, F157.....64

Figura 26 – Mapa estrutural simplificado da área de estudo.....66

Figura 27 - a) Foliação S_{1a} paralela ao acamamento composicional S_0 e crenulada pela clivagem de crenulação S_{1b} . Nicóis cruzados; **b)** Domínios de quartzo e muscovita marcando S_0 paralelo a S_{1a} e tendo como plano axial S_{1b} . Nicóis cruzados; **c)** Porfiroblasto de granada envolvido por matriz de quartzo e muscovita e com sombras de pressão assimétricas. Nicóis cruzados; **d)** Cristal de granada com sombras de pressão compostas por quartzo e foliação milonítica S_m . Nicóis cruzados. Pontos L10, L6, L4, L7, L6, L7.....68

Figura 28 - a) Xistosidade S_{1a} crenulada por S_{1b} ; **b)** Foliação filítica S_{1a} paralela a S_0 ; **c)** Foliação S_{1a} em anfibolito fino crenulada por S_{1b} ; **d)** Foliação milonítica S_m desenvolvida em quartzito; **e)** Bandas de cisalhamento tipo S-C'. Nicóis cruzados; **f)** Fitas de quartzo marcando foliação milonítica S_m . Nicóis cruzados. Pontos F18, F7, F36, F203, L7, L9.....69

Figura 29 - a) Polos e contornos da foliação S_{1a} no DE_1 ; **b)** Polos e contornos da foliação S_{1a} , plano de S_m e lineação mineral L_x no DE_2 ; **c)** Polos e contornos de S_{1a} , planos de S_m e L_x no DE_3 ; **d)** Polos e contornos de S_{1a} , planos de S_m e L_x no DE_470

Figura 30 - a) Lâmina delgada de sericita filito apresentando acamamento composicional S_0 transposto pela foliação metamórfica S_{1a} , evidenciando o paralelismo entre a estrutura metamórfica e a sedimentar. Nicóis cruzados; **b)** Dobra recumbente F_{1a} marcada por S_0 e tendo S_{1a} como plano axial que é crenulada por S_{1b} . Nicóis cruzados; **c)** Dobra recumbente fechada com S_{1a} como plano axial. Nicóis cruzados; **d)** Acamamento composicional dobrado, com S_{1a} paralela ao plano axial, afetados por S_{1b} . Nicóis cruzados.; **e)** Dobra recumbente F_{1A} desenvolvida sobre anfibolitos. A foliação S_{1a} é a principal no afloramento, sendo paralela aos planos axiais desses dobramentos. Pontos L15 e F114.....71

Figura 31 - a) Domínios de clivagem marcados por sericita e micrólitos marcados por quartzo da foliação S_{1b} ; **b)** Domínios de clivagem de S_{1b} suavemente anastomosados; **c)** S_{1b} se apresentando como uma clivagem de crenulação discreta em amostra de sericita filito; **d)** Foliação S_{1b} transpondo a primeira foliação S_{1a} , sendo paralela ao plano axial de dobras F_{1b} ; **e)** Lineações de intersecção L_{b1} e L_{b2} , marcando respectivamente o contato dos planos de S_{1b} e S_2 com S_{1a} ; **f)** Lineação L_{b1} com mergulho baixo vista em afloramento, paralela à direção de S_{1a} . Pontos F188, F203, F7, F65, F92, F63.....72

Figura 32 - a) Domínios de clivagem de S_{1b} marcados pela orientação de cristais placóides de filossilicatos. Relação ortogonal com S_{1a} . Nicóis cruzados; **b)** Relação oblíqua entre S_{1a} e S_{1b} , da ordem de 30° . Nicóis cruzados; **c)** Ângulos elevados entre os domínios de clivagem de S_{1b} e as charneiras de dobras F_{1b} marcadas por S_{1a} , indicando transposição da primeira foliação. Nicóis cruzados; **d)** S_{1a} marcando charneira de dobra rompida, com S_{1b} como plano axial. Nicóis cruzados. Pontos L10, L1, L6, L6.....73

Figura 33 - a) Polos e contornos da foliação S_{1b} e medidas da lineação de intersecção Lb_1 do DE_1 ; **b)** Plano de S_{1b} e medidas de Lb_1 do DE_2 ; **c)** Polos e contornos de S_{1b} e medidas de Lb_1 do DE_3 ; **d)** Polos e contornos de S_{1b} e medidas de Lb_1 do DE_474

Figura 34 - a) Acamamento composicional S_0 paralelo a foliação S_{1a} sendo dobrados pela fase de dobramentos F_{1b} , tendo a foliação S_{1b} como plano axial; **b)** Dobras F_{1b} com alto ângulo de mergulho do plano axial ($180/84$); **c)** Dobras F_{1b} fechadas ($30-70^\circ$); **d)** Dobras F_{1b} abertas ($70-120^\circ$); **e)** Dobras F_{1b} suaves ($>120^\circ$); **f)** Dobra F_{1b} assimétrica. Destaque para o flanco mais curto e com maior ângulo e caimento para NE, que indica uma vergência do dobramento. PA: plano axial. Pontos F66, F87, F66, F62, F163, F114.....76

Figura 35 - a) Dobra F_{1b} em lâmina delgada de granada-muscovita xisto. Destaque para os domínios de quartzo e muscovita marcando o paralelismo do bandamento composicional S_0 e da foliação S_{1a} , dobrados e com a foliação S_{1b} como plano axial. Nicóis cruzados; **b)** Crenulações fechadas F_{1b} , indicando a transposição da primeira foliação S_{1a} . Nicóis cruzados; **c)** Dobra F_{1b} com morfologia em “S”, correlacionada ao flanco com caimento para NE na área. Nicóis cruzados; **d)** Dobras F_{1b} com morfologia em “M”, indicando a charneira de um dobramento F_{1b} em maior escala. Nicóis cruzados. Imagens do ponto L6.....77

Figura 36 - a) Foliação S_2 como uma clivagem de crenulação com domínios de clivagem mais espaçados que os domínios de S_{1b} , com relação subvertical com a primeira foliação S_{1a} ; **b)** Amostra de granada-sericita filito com domínios de clivagem de S_2 pouco desenvolvidos; **c)** S_2 como uma clivagem de crenulação zonal; **d)** Domínios de clivagem de S_2 com variação quando a direção do mergulho; **e)** Lineação de intersecção Lb_2 mais espaçada que a lineação de intersecção Lb_1 ; **f)** Lb_2 com direção ortogonal a direção de S_{1a} . Pontos F92, F105, F98, F73, F106, F73.....78

Figura 37 - a) Lâmina delgada de sericita filito apresentando planos de clivagem de S_2 subdesenvolvidos. Nicóis cruzados; **b)** Mesma lâmina de “a” com planos de clivagem ortogonais a foliação S_{1a} . Nicóis cruzados. Imagens do ponto L21.....79

Figura 38 - a) Crenulações F_2 em plagioclásio-quartzo-sericita filito. Nicóis paralelos; **b)** Dobras F_2 suaves, afetando a foliação S_{1a} e o bandamento S_0 . Nicóis cruzados; **c)** Dobra suave apresentando vergência para a esquerda, que representa a direção SE. Nicóis cruzados; **d)** Mesma lâmina de “c”, onde a dobra em questão apresenta vergência para a direita, correspondente a direção NW. O conjunto das figuras “c” e “d” representam uma dobra em caixa de escala microscópica. Nicóis cruzados. Pontos L19, L19, L21, L21.....80

Figura 39 - a) Foliação S_{1a} juntamente ao bandamento S_0 sendo dobrados por dobras F_2 , tendo a foliação S_2 como plano axial; **b)** Dobra F_2 marcada em leito de quartzo com vergência para SE. Destaca-se que a foliação S_2 não possui direção sempre constante em todos os afloramentos; **c)** Imagem de satélite do conjunto de morros alinhados com topos aguçados, que formam a principal unidade de relevo da área de estudo. O arqueamento da serra se dá em decorrência das dobras F_2 regionais, que além de possuírem vergência para SE, possuem convexidade para NE. Estereograma destacando o padrão arqueado dos polos da foliação S_{1a} em função de dobras F_2 . As lineações Lb_2 marcam as charneiras das crenulações F_2 . Pontos F99, F101.....81

Figura 40 - a) Veios de quartzo encaixados em fraturas; **b)** Fraturamentos ortogonais a direção da foliação S_{1a} . Imagens do ponto F131.....82

Figura 41 - a) Diagrama de roseta de fraturas indicando direção predominante dos planos a NE-SW, no DE₁; **b)** Fraturas com orientação W-E no DE₃; **c)** Fraturas com orientação W-E no DE₄.....82

Figura 42 - a) Possível estrutura de *fiamme* marcada por leitos muito finos de cor preta, em rocha metavulcânica ácida; **b)** Estrutura de embainhamento descrita em fenocristal de quartzo em rocha metavulcânica ácida. Nicóis cruzados; **c)** Estrutura de embainhamento em outro fenocristal de quartzo. Nicóis paralelos. Pontos F93 e L19.....85

Figura 43 - Modelo estrutural proposto para a gênese das estruturas descritas na área de estudo – **a)** Contexto estratigráfico original das rochas do CAD e Grupo Araxá. A ausência de litotipos com granada se dá pelo fato de este mineral foi gerado durante a primeira fase de deformação. Destaca-se ainda que o protólitos dos filitos e xistos poderia ser o mesmo. Nesta figura as rochas em questão representam os protólitos das unidades; **b)** Primeiro momento da fase D₁ marcada pela geração das dobras F_{1a} e foliação S_{1a}. A dobra recumbente em questão apresenta caráter regional, e está simplificada no modelo. Destaque para uma maior intensidade da deformação neste período; **c)** Segundo momento da fase D₁, onde foram geradas as dobras F_{1b} e a foliação S_{1b}, juntamente aos empurrões, foliação milonítica, lineação de intersecção L_{b1} e lineação mineral L_x. Destacam-se as dobras F_{1b} abertas a fechadas e com vergência para NE; **d)** Fase deformacional D₂, que gerou as dobras F₂, a foliação S₂ e as lineações de intersecção L_{b2}. Destaque para os diferentes caimentos de S₂ indicando dobras em caixa, e conseqüentemente uma deformação mais atenuada. Neste momento houve a mudança da direção do encurtamento tectônico de NE-SW para NW-SE; **e)** Contexto atual das rochas na região, onde a estratigrafia se mostra invertida pelas dobras F_{1a} regionais. As posições dos eixos X, Y e Z correspondem ao elipsoide de deformação da fase D₁. As setas correspondem a direção do encurtamento tectônico e possível posição do eixo de maior esforço.....88

Figura 44 - Bloco diagrama representando o bandamento composicional S₀, as foliações S_{1a} e S_{1b}, a lineação de intersecção L_{b1} e a lineação mineral L_x, e as dobras F_{1a} e F_{1b}. Pode-se observar a transposição de S₀ por S_{1a}, o que paraleliza essas estruturas. A L_x se insere no plano XY do elipsoide de deformação finita da fase D₁ enquanto que as dobras F_{1a} e F_{1b} são presentes no plano XZ. Destaque para a interferência entre F_{1a} e F_{1b}, onde a dobras normais de F_{1b} afetam as dobras recumbentes de F_{1a}.....90

Figura 45 - Bloco diagrama representando as relações entre as dobras F_{1b} e F₂, foliações S_{1a}, S_{1b} e S₂ e lineações L_{b1} e L_{b2} descritas para a área de estudo. Nas dobras F_{1b} destacam-se dobras com morfologia em “Z” nos flancos com caimento para SW, dobras em “M” nas charneiras e dobras em “S” nos flancos com caimento para NE. Quando existe a interferência entre F_{1b} e F₂, são vistas relações complexas entre as foliações, onde S_{1a}/S₀ é transposta por S_{1b}, e ambas são crenuladas por S₂. As dobras F_{1b} são presentes no plano XZ do elipsoide de deformação finita, e as dobras F₂ no plano YZ. Destaca-se que a relação dos eixos de deformação finita corresponde ao elipsoide da fase D₁.....92

Figura 46 - Estereogramas, imagens, blocos diagrama e perfil geológico-estrutural A-A'. Os estereogramas demonstram a orientação das medidas estruturais do perfil. Os blocos diagrama e imagens representam as relações estruturais entre as foliações, dobras e lineações na área. E o perfil em si demonstra as relações litológicas e estruturais. Para a legenda dos estereogramas e perfis ver mapa geológico (Apêndice 3). Ver tópico 5.4 para apresentação dos dados e tópico 6.3 para discussão. Os eixos X, Y e Z representam o elipsoide de deformação da fase D₁.....93

Figura 47 - Estereogramas, imagens, blocos diagrama e perfil geológico-estrutural B-B'. Os estereogramas demonstram a orientação das medidas estruturais do perfil. Os blocos diagrama e imagens representam as relações estruturais entre as foliações, dobras e lineações na área. E o perfil em si demonstra as relações litológicas e estruturais. Para a legenda dos estereogramas e perfis ver mapa geológico (Apêndice 3). Ver tópico 5.4 para apresentação dos dados e tópico 6.3 para discussão. Os eixos X, Y e Z representam o elipsoide de deformação da fase D₁.....94

Figura 48 - Mapa estrutural simplificado da área destacando os dobramentos e lineações de intersecção. As antiformais e sinformas são relacionadas aos dobramentos F_{1b}, enquanto que as estruturas de branquissinclinais e branquianticlinadas foram geradas pelo redobramento de F_{1b} pelas dobras suaves e regionais de F₂. Os planos axiais de dobras F₂ foram inferidos com base no mergulho das estruturas.....96

Figura 49 – **a)** Acamamento composicional S₀ dobrado, com foliação plano axial S_{1a} crenulada por foliação F_{1b}. Nicóis paralelos; **b)** Foliação S_{1a} paralela ao acamamento composicional S₀, crenulada pela foliação S_{1b}. Nicóis paralelos. As relações indicam uma sobreposição das estruturas. Corroborando que a clivagem de crenulação se desenvolveu em um momento posterior a geração da primeira foliação. Nicóis paralelos; **c)** Dobra recumbente F_{1a} sendo redobrada por dobras F_{2a}. Nicóis paralelos; **d)** Dobra F_{1a} marcada por veios de quartzo, sendo afetada por dobramento aberto de F_{1b}. Nicóis paralelos. Imagens do ponto L15 e L19.....97

Figura 50 – **a)** Cristal de granada pós-S_{1a}, onde o mesmo não é afetado pela primeira foliação metamórfica desenvolvida na área. Nicóis cruzados; **b)** Cristal de granada pré-S_{1b} com inclusões de quartzo marcando uma possível foliação S_{1a} transposta pela foliação S_{1b}. Nicóis cruzados; **c)** Cristal de granada sin-S_{1b}, marcando a foliação S_{1b} no interior do cristal. Nicóis cruzados. Pontos L7.....99

Figura 51 - Seções esquemáticas do contato entre as litologias da área de estudo – **a)** Intercalação de magnetita-hematita quartzito em rocha metavulcânica ácida, posicionado em charneira de dobra F_{1b}; **b)** Contatos deposicionais entre rocha metavulcânica ácida, anfíbolito e sericita filito; **c)** Contato deposicional onde a rocha metavulcânica ácida esta sobrepondo o sericita filito; **d)** Contato deposicional entre magnetita-hematita quartzito e granada-sericita filito; **e)** Contatos transicionais entre intercalações de quartzito e granada-sericita filito com sericita filito; **f)** Deslocamentos entre o contato de quartzito com sericita filito. Estas falhas não possuem expressão regional e são derivadas do contraste de reologia entre as unidades; **g)** Contato deposicional entre muscovita xisto e rocha metavulcânica ácida no setor SW da área de estudo. Destaca-se a diminuição da granulação e ausência de feições tectônicas com a aproximação do contato; **h)** Contato tectônico entre sericita filito e muscovita xisto e contato transicional entre intercalação de granada-muscovita xisto e muscovita xisto. Destaca-se que a estratigrafia apresentada nas seções esta invertida, bem como a mesma foi descrita em campo. UI: Unidade Superior, UI: Unidade Inferior, CT: contato transicional, GA: Grupo Araxá, S0: bandamento composicional, S1: primeira foliação metamórfica, Sm: foliação milonítica, Ms: muscovita, MVA: metavulcânica ácida, Se: sericita, Qf: quartzito ferruginoso, Grt: granada, Af: Anfíbolito.....100

Figura 52 - Coluna estratigráfica interpretada para a região de estudo. Idades obtidas por Ribeiro e Féboli (2013) e Pinho et al. (2017). A organização das unidades representa o empilhamento normal da sequência.....105

LISTA DE QUADROS

- Quadro 1** - Síntese da descrição litológica de Brod et al. (1991) para a SVSA. hbl: hornblenda, pl: plagioclásio, act: actinolita, ep: epídoto, cl: clorita, ab: albita, grt: granada, RM: retrometamorfismo, MA: metavulcânicas ácidas, MX: micaxistos, XC: xistos carbonosos, A: anfíbolitos, MP: metapelitos.....34
- Quadro 2** - Síntese da descrição litológica de Pinho et al. (2017) para o Complexo Abadia dos Dourados (CAD) e Grupo Araxá (GA). F: filitos, A: anfíbolito, VA: vulcânica ácida, CMC: Complexo Monte Carmelo, GI: Grupo Ibiá, GC: Grupo Canastra, RM: retrometamorfismo.....36
- Quadro 3** - Compilação das estruturas geradas em cada fase deformacional descritas em trabalhos no Orógeno Brasília meridional. A nomenclatura foi padronizada para todos os autores. S0: acamamento composicional; Sn: foliações metamórficas; Lx: lineação de estiramento mineral; Lb: lineação de intersecção; p: precoce; t: tardia; Fn: Dobras.....37
- Quadro 4** - Classificação de Fleuty (1964) para as principais dobras F_{1b} descritas em campo, utilizando como base o mergulho do plano axial e caimento linha de charneira. DM: Direção do mergulho, AM: Ângulo de mergulho. Elaborado pelo autor.....75
- Quadro 5** – Relação das fases deformacionais com as estruturas geradas, cinemática, paragênese mineral e tectônica.....89

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	18
2. OBJETIVOS.....	20
3. MÉTODOS.....	21
3.1. Levantamento de dados.....	21
3.2. Trabalhos de campo e análise estrutural.....	22
3.3. Análise petrográfica.....	23
4. REFERENCIAL TEÓRICO.....	23
4.1. Contexto Geológico Regional.....	23
4.2. Sequências vulcano-sedimentares no Orógeno Brasília.....	27
4.3. Complexo Abadia dos Dourados e Grupo Araxá.....	30
4.4. Geologia Estrutural e Metamorfismo.....	36
4.4.1. Fase D ₁	37
4.4.2. Fase D ₂	38
4.4.3. Fase D ₃	38
4.4.4. Fase D ₄	39
4.4.5. Fase D ₅ e D ₆	39
4.4.6. Metamorfismo.....	39
5. RESULTADOS.....	40
5.1. Geoprocessamento.....	40
5.2. Geofísica.....	43
5.3. Geologia Local e petrografia.....	45
5.3.1. Complexo Abadia dos Dourados.....	45
5.3.1.1. Unidade Inferior.....	45
5.3.1.2. Unidade Superior.....	54
5.3.2. Grupo Araxá.....	61
5.4. Geologia Estrutural.....	65
5.4.1. Acamamento composicional S ₀	65
5.4.2. Foliação S _{1a}	67
5.4.3. Lineação de estiramento mineral L _x	68
5.4.4. Dobras F _{1a}	69
5.4.5. Foliação S _{1b}	70
5.4.6. Lineação de intersecção L _{1b}	73

5.4.7. Dobras F_{1b}	74
5.4.8. Foliação S_2	77
5.4.9. Lineação de intersecção Lb_2	78
5.4.10. Dobras F_2	79
5.4.11. Fraturas.....	79
6. DISCUSSÃO.....	80
6.1. Correlação de dados indiretos.....	80
6.2. Protólitos.....	83
6.3. Evolução Estrutural e Tectonoestratigrafia.....	87
7. CONCLUSÃO.....	104
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	108
APÊNDICES.....	116

1. INTRODUÇÃO

A reconstrução geológica de uma cadeia orogênica antiga é baseada, inicialmente, na integração da estratigrafia com a estrutura (HOWELL, 1993, 1995). Segundo o autor, os dados estratigráficos fornecem informações acerca das idades relativas e das relações paleogeográficas entre as unidades litológicas, enquanto que os dados estruturais descrevem a configuração em que estas unidades estão dispostas.

Os critérios de análise de terrenos propostos por Howell (1993), indicam que o entendimento e definição de uma área metamórfica complexa se dá inicialmente pelo mapeamento geológico criterioso. No âmbito da análise estrutural geométrica, realizada em campo, busca-se a descrição das formas, orientação, tamanho e relações geométricas das estruturas (FOSSEN, 2012). Este conjunto de informações permite a definição de fases de deformação e interpretações cinemáticas preliminares, que são utilizadas para a ordenação cronológica relativa de diferentes estruturas, tornando possível a reconstrução da evolução estrutural de unidades litológicas (RAMSEY, 1967; RAMSEY e HUBER, 1983; PASSCHIER e TROUW, 2005).

A área selecionada para estudo está inserida na zona interna do setor meridional do Orógeno Brasília, uma das faixas orogênicas que compõem a Província Tocantins, compreendendo rochas associadas ao Complexo Abadia dos Dourados (CAD) e Grupo Araxá (BROD et al., 1991; FUCK et al., 1994; RIBEIRO e FÉBOLI, 2013). Outros autores buscaram reconstruir a estratigrafia desta porção do orógeno, como apresentam os trabalhos de Seer (1999) para o Grupo Araxá, Ibiá e Canastra na *nappe* de Araxá, e de Dardenne (2000) para as rochas do Grupo Vazante. Klein (2008) pontua que existem dificuldades quando a ordenação interna do Grupo Araxá, visto que o grupo apresenta grande extensão, variações fáciesológicas diversas e contatos obliterados, pela deformação e metamorfismo, com outras unidades.

O Orógeno Brasília apresenta diversas sequências vulcano-sedimentares, inseridas na zona interna, no Arco Magmático de Goiás e no Maciço de Goiás (PIMENTEL et al., 2000 e 2004). Estas sequências são caracterizadas principalmente por sucessões de rochas vulcânicas félsicas e máficas juntamente a sedimentos químicos e siliciclásticos (DARDENNE et al., 1994; KLEIN, 2008). Boa parte dessas sequências apresentam estudos concretos e já são bem definidas, como demonstram os trabalhos de Moraes et al. (2006) e Klein (2008). No entanto, outras apresentam ainda poucos estudos, e questões como a ordenação estratigráfica das litologias ainda não bem compreendidas, como é o caso da Sequência Vulcano-Sedimentar de Abadia dos Dourados (SVSA), definida inicialmente por Brod et al. (1991).

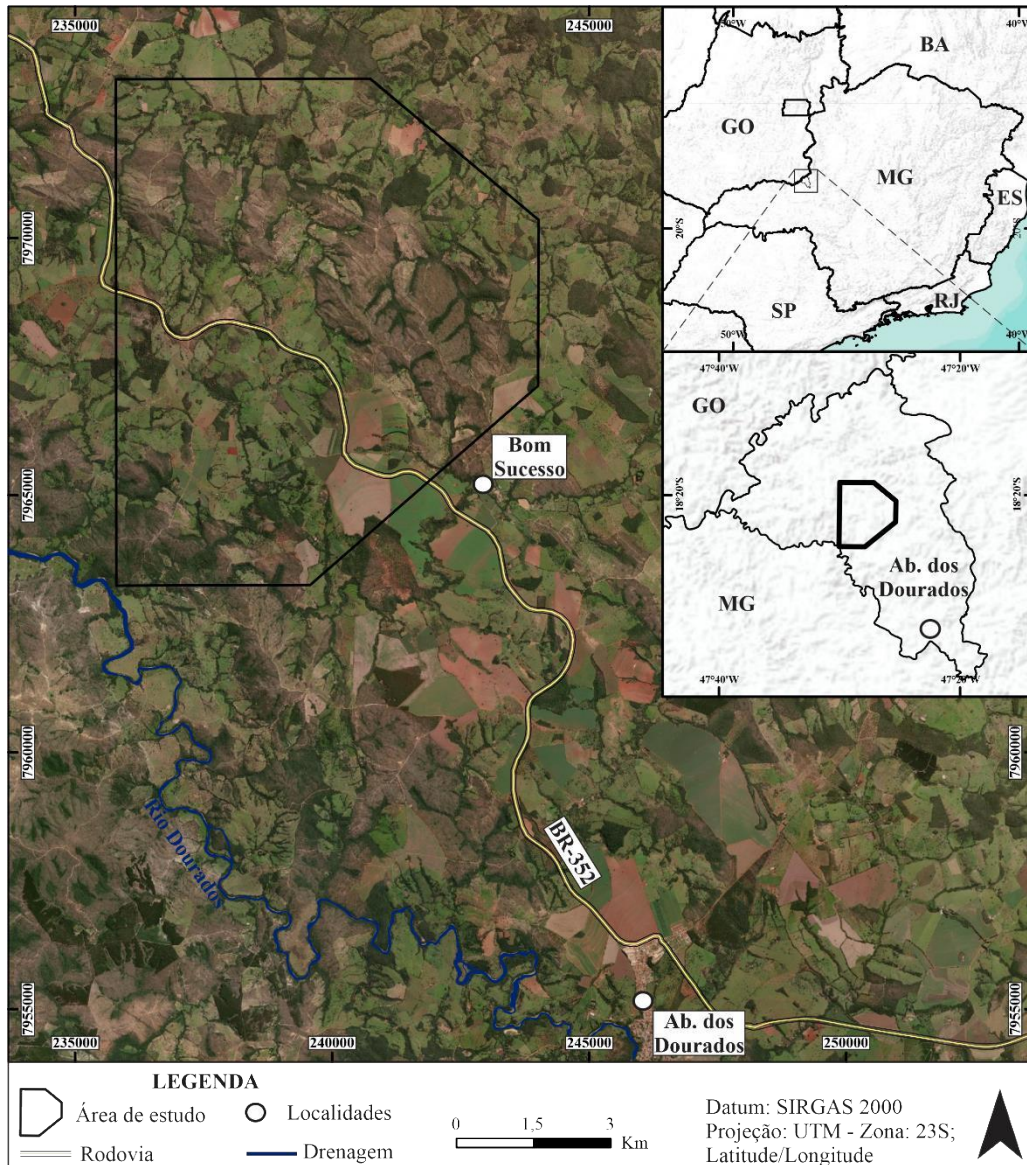
O trabalho de Brod et al. (1991) define a SVSA, descrevendo as litologias presentes, sua organização e as relações estruturais. No entanto, os referidos autores tratam apenas brevemente da origem dessas rochas. Ribeiro e Féboli (2013) também trabalharam na região de Abadia dos Dourados (MG), definindo o termo Complexo Abadia dos Dourados (CAD), mas assim como Brod et al. (1991) não discutem um modelo de evolução exclusivo para as rochas desta sequência. Dessa forma, a SVSA se mostra como uma sucessão de rochas que possui questões a serem entendidas, tanto quanto a estratigrafia, quanto a estruturação e principalmente quanto a sua gênese.

O CAD apresenta extensão restrita, estando circundado pelos metassedimentos do Grupo Araxá, e apresentando grau metamórfico mais baixo que as rochas adjacentes (BROD et al., 1991 e 1992; RIBEIRO e FÉBOLI, 2013). Brod et al. (1991) apresentam uma ordenação estratigráfica composta da base para o topo de anfíbolito finos, metatufos ácidos, micaxistos e xistos carbonosos. Ribeiro e Féboli (2013) indicam que as rochas do Grupo Araxá estão sotopostas pelas rochas do CAD, demonstrando que o complexo apresenta uma sucessão de anfíbolito na base, rochas metavulcânicas ácidas na porção intermediária e filitos no topo.

Os trabalhos supracitados já realizados na área indicam que a região de Abadia dos Dourados (MG) apresenta uma forte complexidade geológica, bem como controvérsias no meio científico e poucos dados geocientíficos disponíveis. Pinho et al. (2017) recomendam estudos mais detalhados para a área de ocorrência do CAD, focados na análise estrutural, petrografia, geocronologia, litogeoquímica e geoquímica isotópica. Algumas questões ainda pouco compreendidas envolvendo as rochas dessa região são listadas a seguir: Quais litologias compõem o CAD e qual a sua organização estratigráfica? Como se deu a evolução estrutural da área? Quais as relações entre os contatos internos do complexo e deste com as rochas adjacentes do Grupo Araxá? O CAD corresponde a um terreno tectonoestratigráfico distinto do terreno Araxá? Qual o ambiente geológico de formação dessas rochas? A SVSA possui relação com outras sequências vulcano-sedimentares no Orógeno Brasília?

A partir deste contexto surgiu a motivação de investigar algumas dessas questões. O presente estudo é focado na reconstrução estratigráfica e no entendimento preliminar da evolução estrutural do CAD. Para isto, foi realizado o mapeamento geológico em escala de 1:25.000, a aplicação de metodologias de análise estrutural e a análise petrográfica de lâminas delgadas de rochas. A área selecionada para estudo compreende um polígono com cerca de 68 quilômetros quadrados, inserido geograficamente no setor oeste da Folha Abadia dos Dourados (SE.23-Y-A-II-3), no município de Abadia dos Dourados, região do Alto Paranaíba, Minas Gerais (Figura 1).

Figura 1 - Localização geográfica da área de estudo.



Fonte: IBGE (2022); elaborado pelo autor.

2. OBJETIVOS

O presente estudo tem como objetivo principal caracterizar a tectonoestratigrafia do Complexo Abadia dos Dourados por meio de mapeamento geológico na escala de 1:25.000, análise estrutural e petrográfica. Como objetivos específicos busca-se descrever e interpretar:

- As litologias presentes na área selecionada para estudo, entendendo a organização estratigráfica em que as mesmas estão dispostas;

- As relações de contato dessas rochas com as unidades adjacentes pertencentes ao Grupo Araxá;
- As relações entre as estruturas dúcteis, correlacionando as mesmas com os eventos deformacionais responsáveis pela estruturação do setor meridional do Orógeno Brasília.

3. MÉTODOS

Para a elaboração do presente estudo, a proposta metodológica contou com três etapas, a saber:

3.1. Levantamento de dados

A primeira etapa do trabalho consistiu no levantamento bibliográfico, e compilação de dados cartográficos e geofísicos disponíveis.

A compilação bibliográfica contou com a apuração de diversos trabalhos com temáticas principais voltadas ao mapeamento geológico, análise estrutural e estratigrafia, dentro e fora dos domínios do Orógeno Brasília.

O levantamento cartográfico foi realizado utilizando como base a carta topográfica Abadia dos Dourados (SE-23-Y-A-II-3) em escala de 1:50.000, com equidistância entre as curvas de nível de 20 metros, disponibilizada pelo IBGE (2006). Para a elaboração da base cartográfica de campo, os dados disponibilizados pela carta topográfica (curvas de nível, estradas e rede de drenagem) no formato *shapefile*, foram recortados para a área selecionada. Foram também utilizados ortomosaicos de fotografias aéreas, folha SE-23-Y-A-II-3-NO e SE-23-Y-A-II-3-SO, em escala de 1:25.000 (IBGE, 2005) e ferramentas para a visualização de imagens de satélite nos softwares ArcMap, QGIS e Google Earth Pro.

A partir da compilação e processamento destes dados, foi feita a fotointerpretação da área de estudo, com a subdivisão em zonas homólogas e a extração de lineamentos de drenagem e relevo, visando identificar feições estruturais e traçar contatos fotolitológicos. Foi também elaborada uma carta hipsométrica, para auxiliar nas interpretações referentes a correlação rocha-relevo.

Os dados geofísicos de magnetometria e gamaespectrometria utilizados são provenientes do Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, Área 7 – Patos de Minas-Araxá-Divinópolis, realizado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Neste levantamento, as linhas de voo e de controle foram espaçadas em 0,4 e 8 Km, respectivamente, orientadas nas

direções N-S e E-W, com uma altura média de voo de 100 metros (LASA, 2006). Os dados pré-processados e corrigidos são disponibilizados em formato de *geodatabase* (GDB).

Os dados pré-processados foram tratados por meio do software Oasis montaj para a aplicação na presente pesquisa. Com este tratamento, foram gerados os seguintes produtos: Para a magnetometria – Mapas da intensidade magnética total (IMT), da amplitude do sinal analítico (ASA), da 1ª derivada horizontal de X (DHX), da 1ª derivada horizontal de Y (DHY) e da 1ª derivada vertical de Z (DVZ); Para a gamaespectometria – Mapas dos canais de potássio (K), urânio (U), tório (Th), fator F (F) e contagem total (CT), das razões de urânio por potássio (U/K), urânio por tório (U/Th) e tório por potássio (Th/K), e imagens ternárias dos canais de K, U e Th nos modelos de cor RGB e CMY.

Os mapas auxiliaram na extração de lineamentos e na subdivisão de domínios magnetométricos e gamaespectométricos, o que contribuiu para a delimitação preliminar de contatos geológicos e feições estruturais. No trabalho de pós-campo, os dados de gamaespectometria também foram utilizados como auxílio a delimitação dos contatos geológicos.

3.2. Trabalhos de campo e análise estrutural

O presente projeto contou com 20 dias de campo. Destes, 6 dias foram destinados para observações regionais com deslocamentos feitos em automóvel. Nos 14 dias restantes foi realizado o levantamento de secções geológico-estruturais para a área de estudo, com caminhamentos perpendiculares a direção das estruturas.

Os trabalhos de campo foram realizados com o objetivo de reconhecer, descrever e interpretar as variações litológicas observadas, entender as relações de contato entre os litotipos presentes, realizar a coleta de dados estruturais (atitude de foliações, lineações, falhas, indicadores cinemáticos, etc.) e coletar amostras orientadas de rochas.

A etapa de campo teve como auxílio os trabalhos de mapeamento geológico prévios de Brod et al. (1991) e Ribeiro e Féboli (2013). Para a análise estrutural, foram seguidas as orientações de trabalhos como o de Ramsey e Huber (1983, 1987), Rowland et al. (2007), Davis et al. (2012) e Fossen (2012, 2019). Os elementos estruturais encontrados em campo foram classificados com base nos critérios de superposição, estilo e relações com minerais metamórficos.

Os dados obtidos foram tratados em softwares específicos para o processamento de dados estruturais, como é o caso do Stereonet, onde foram gerados estereogramas e diagramas

de roseta para as estruturas. Para a elaboração dos produtos, foram subdivididos domínios estruturais para a área de estudo e calculado os polos e contornos para cada conjunto de estruturas.

3.3. Análise petrográfica

O método de coleta orientada de amostras seguiu as orientações de Passchier e Trouw (2005), sempre se preocupando com a orientação em relação as estruturas presentes, o local de coleta e a integridade das amostras. Foram então coletadas amostras de todas as unidades litológicas presentes na área, buscando representar a maior quantidade de estruturas.

As lâminas delgadas foram confeccionadas a partir de cortes paralelos a direção e ao mergulho da foliação principal e paralelos e perpendiculares as lineações de estiramento mineral, analisando os planos XZ e YZ do elipsoide de deformação finita. Dessa forma foi possível descrever microscopicamente as relações entre todas as estruturas encontradas na área.

A etapa de laboratório contou com a descrição de 26 lâminas delgadas, correspondentes a 22 pontos de campo, para a região de estudo. Destas, 8 foram confeccionadas pelo autor no Laboratório de Preparação de Amostras (LAPREA) do curso de Geologia da Universidade Federal de Uberlândia. As restantes foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.

O objetivo desta etapa foi a análise microscópica por meio do microscópio de luz transmitida e refletida, a identificação e definição da assembleia mineral, das microestruturas e texturas presentes nas rochas.

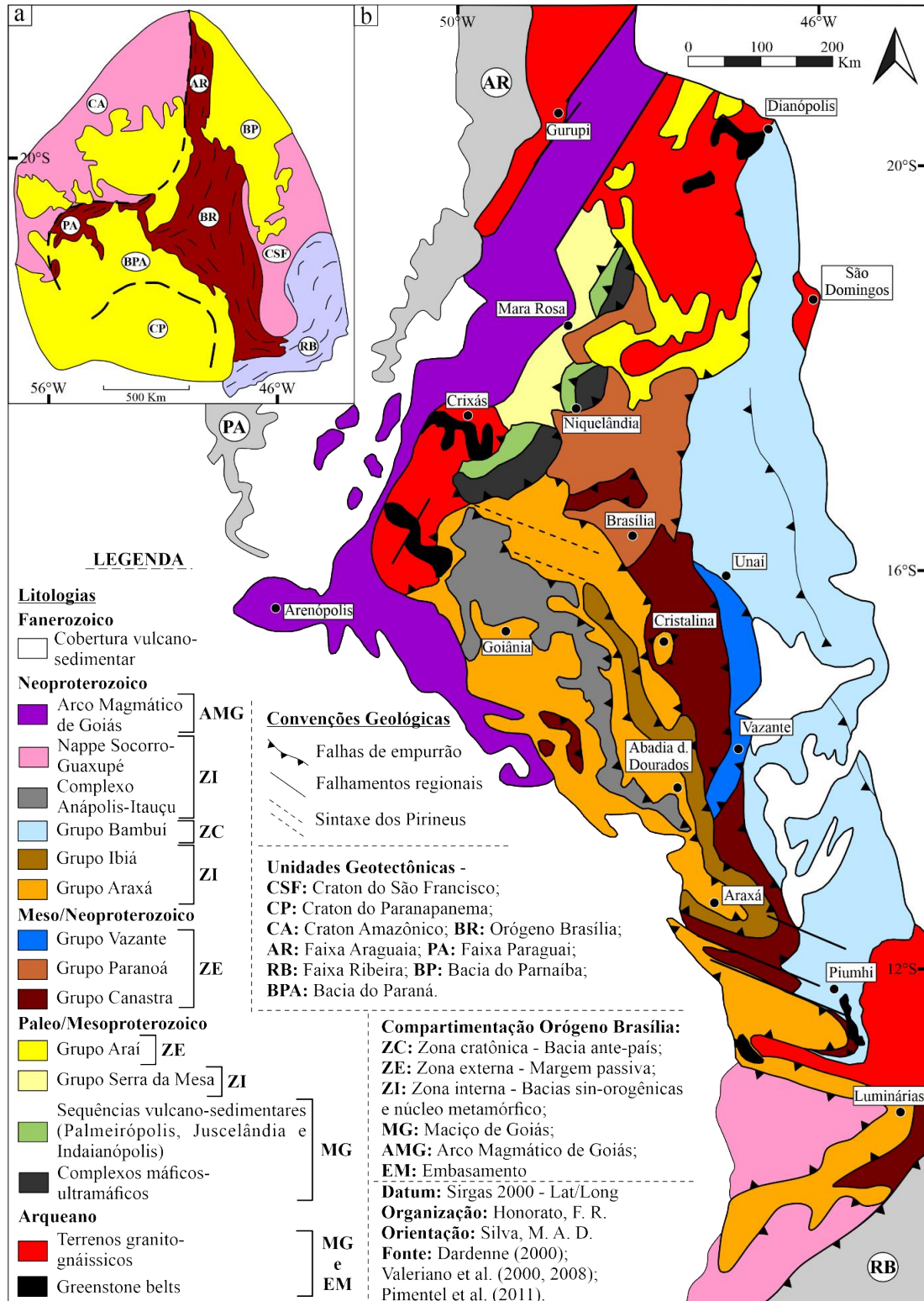
4. REFERÊNCIAL TEÓRICO

4.1. Contexto Geológico Regional

A Província Tocantins (Figura 2a) (Almeida, 1977) compreende uma extensa cadeia orogênica brasileira/Pan-africana gerada pela colisão de três grandes blocos crustais durante a amalgamação do supercontinente Gondwana no Neoproterozoico, sendo estes: o bloco Amazônico a noroeste, o bloco do São Francisco-Congo a leste e o bloco Paranapanema a sudoeste (PIMENTEL et al., 2000). Além destas grandes unidades geotectônicas, a evolução desta província contou também com a acresção de blocos alóctones de menor expressão, como

o Maciço de Goiás, arcos magmáticos e sequências sedimentares meso-neoproterozoicas (VALERIANO et al., 2008; PIMENTEL, 2016).

Figura 2 - a) Disposição da Província Tocantins em relação a outras unidades geotectônicas brasileiras; **b)** Contexto geológico regional do Orógeno Brasília.



Fonte: Modificado de Dardenne (2000), Valeriano et al. (2000, 2008) e Pimentel et al. (2011).

A Província Tocantins é compartimentada em três diferentes cinturões orogênicos (Figura 2a), sendo estes: a Faixa Araguaia e a Faixa Paraguai, que estão localizadas nas margens do Cráton Amazônico e possuem vergência tectônica predominante para oeste; e a Faixa Brasília, que se encontra na borda ocidental do Cráton do São Francisco, com vergência tectônica predominante para leste (VALERIANO et al., 2008).

O Orógeno Brasília, representa a porção oriental da Província Tocantins, caracterizado como um cinturão de dobramentos e empurrões alongado na direção norte-sul, com mais de 1200 km de comprimento e 300 km de largura (ULHEIN et al., 2012). Este cinturão pode ser subdividido em dois segmentos com diferentes tramas estruturais: (i) o setor setentrional, que apresenta trama de direção nordeste, dominada por uma cinemática transcorrente dextral (Fonseca et al., 1995) e; (ii) o setor meridional, com trama de direção noroeste, marcado por uma compressão tectônica sinistral (VALERIANO et al., 2000). Os dois setores demonstram aumento progressivo do grau metamórfico de leste para oeste (VALERIANO et al., 2004b). Segundo Valeriano et al. (2008) a convexidade formada para leste é resultado da acomodação dos terrenos acrecionados a margem irregular e protuberante do Cráton do São Francisco, onde grandes porções da parte ocidental deste paleocontinente se encontram cobertas por finas lascas de empurrão e sistemas de *nappes*.

Fuck et al. (1994) apresentam a primeira síntese de compartimentação da porção oriental da Província Tocantins, caracterizando cinco domínios tectônicos, que podem ser organizados cronologicamente da seguinte maneira: o Maciço de Goiás (Arqueano-Paleoproterozóico); a Faixa Brasília, subdividida nas zonas interna e externa (Paleo, Meso e Neoproterozóico); o Arco Magmático de Goiás (Neoproterozóico); e o domínio do Cráton do São Francisco (Neoproterozóico) (Figura 2b):

a) Segundo Fuck et al. (1994) o Maciço de Goiás engloba terrenos granito-greenstone arqueanos e terrenos ortognáissicos paleoproterozoicos, sobrepostos por sedimentos dos Grupos Serra da Mesa e Araxá. Pimentel et al. (2000) descrevem ainda a presença de complexos máfico-ultramáficos associados a sequências vulcano-sedimentares (Figura 2b). Jost et al. (2013) entendem que esta unidade geotectônica representa uma microplaca alóctone, acrecionada ao Orógeno Brasília no Neoproterozoico.

b) No setor meridional, a zona interna é dominada por sistemas de *nappes*, compostas principalmente pelo Grupo Araxá, que cavalgam a zona de dobramentos e empurrões (SEER et al., 2001). Segundo os referidos autores, estas rochas representam a deposição em um ambiente marinho distal em uma bacia de retro-arco. Pimentel et al. (2011) entendem este compartimento como composto pelos Grupos Araxá, Ibiá e Serra da Mesa, estes depositados em bacias sin-

orogênicas, sendo adjacentes ao núcleo metamórfico do orógeno, representado pelas rochas de alto grau do Complexo Anápolis-Itaçu (Figura 2b).

c) A zona externa, no setor meridional, é representada por um domínio de empurrões e dobramentos, compostos pelos Grupos Vazante, Canastra e Ibiá (DARDENNE, 2000). Segundo Valeriano et al. (2000), os dois primeiros representam unidades depositadas em um ambiente de margem passiva proximal, composta por sucessões siliciclásticas e carbonáticas. Segundo Seer (1999), o Grupo Ibiá representa um fragmento da porção sedimentar de um arco vulcânico, depositado em um contexto de bacia de retro-arco.

d) O Arco Magmático de Goiás (Pimentel e Fuck, 1992) representa uma sucessão de terrenos ortognáissicos e sequências vulcano-sedimentares neoproterozoicas, que representam uma crosta juvenil com assinatura isotópica e geoquímica compatível a de arcos magmáticos intraoceânicos (FUCK et al., 1994). Pimentel (2016) complementa que o Arco Magmático de Goiás é composto por arcos de diferentes idades e naturezas, que representam uma evolução de arcos de ilhas intraoceânicos para arcos de margem continental ativa.

e) Dardenne (2000) e Pimentel et al. (2011) definem a zona do Cráton do São Francisco como uma bacia de ante-país, composta por finas lascas de empurrão sub-horizontais, onde as rochas anquimetamórficas do Grupo Bambuí recobrem o embasamento Arqueano-Paleoproterozoico (Figura 2b). Scarbi et al. (2003) reportam idades entre 750 e 580 Ma. para este grupo.

Uma síntese da evolução tectônica do Orógeno Brasília é apresentada por Valeriano et al. (2008). Neste modelo, os referidos autores propõem um contexto evolutivo dividido em dois estágios: I) do rifte continental (1.1 – 0.8 Ga.) ao início da colisão principal (0.65 Ga.); e II) da colisão em si ao resfriamento regional da cadeia orogênica (0.60 Ga.). Estas duas fases são ainda compartimentadas em três ciclos: a) a ruptura continental (I); b) a subducção da litosfera oceânica e formação de arcos magmáticos (I); e c) a colisão (II).

a) Segundo os referidos autores, a primeira fase é caracterizada por um evento de rifteamento de idade toniana (1.0 – 0.8 Ga.), que levou a ruptura continental e subsequente deriva do paleocontinente São Francisco-Congo. Este evento é marcado por evidências de magmatismo toleítico encontradas tanto no domínio cratônico, como também nas faixas orogênicas adjacentes, como apresentam os trabalhos de Teixeira (1989) para o embasamento do Cráton do São Francisco, de Pedrosa-Soares et al. (1998) para o Orógeno Araçuai, de Tack et al. (2001) para o Orógeno Congo Oeste e de Brod et al. (1992), Valeriano e Simões (1997), Seer et al. (2001), Piuzana et al. (2003) e Klein (2008) para o Orógeno Brasília.

b) Concomitantemente ao desenvolvimento da deriva continental e a construção das margens passivas nas bordas do paleocontinente São Francisco-Congo a leste, se dava a subducção da litosfera oceânica do Oceano Goianide-Farusiano, a norte e oeste (VALERIANO et al., 2008). Este momento da história evolutiva do Orógeno Brasília é marcado pelo intenso magmatismo e formação de arcos magmáticos, como demonstram os trabalhos de Pimentel e Fuck (1992) no Arco Magmático de Goiás, Pimentel et al. (1999) nos Arcos de Mara Rosa e Arenópolis, e Seer e Moraes (2013) no possível Arco de Monte Carmelo. Pimentel et al. (1999) e Laux et al. (2005) discutem que durante este período de forte magmatismo de arco (0.9 – 0.63 Ga.), a margem oeste do paleocontinente São Francisco-Congo era dominada por uma vasta bacia oceânica, onde arcos de ilhas intraoceânicos foram formados e acrecionados uns aos outros. Os arcos foram posteriormente envolvidos na colisão com a margem continental.

c) Para Valeriano et al. (2008) o estágio colisional se inicia com a subducção parcial da pilha sedimentar distal de margem passiva sob o bloco Paranapanema e outros terrenos acrecionados, como o Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. As evidências deste estágio são bem marcadas pelo pico metamórfico entre 0.65 e 0.63 Ga., associado a fusão parcial e intrusão de granitóides sin-tectônicos, como demonstram os trabalhos de Piuzana et al. (2003) no complexo granulítico Anápolis-Itaçu, Seer et al. (2005) na *nappe* de Araxá e Valeriano et al. (2004b) na *nappe* de Passos. Segundo Campos Neto e Caby (2000) o estágio colisional tardio é marcado pela exumação tectônica da cadeia orogênica e pela colocação das *nappes* metamórficas do domínio interno sobre as rochas da margem passiva. Valeriano et al. (2004b) evidenciam ainda que o resfriamento das rochas metamórficas na região da *nappe* de Passos se deu em torno de 0.61 e 0.60 Ga, sendo resultado da exumação tectônica do orógeno.

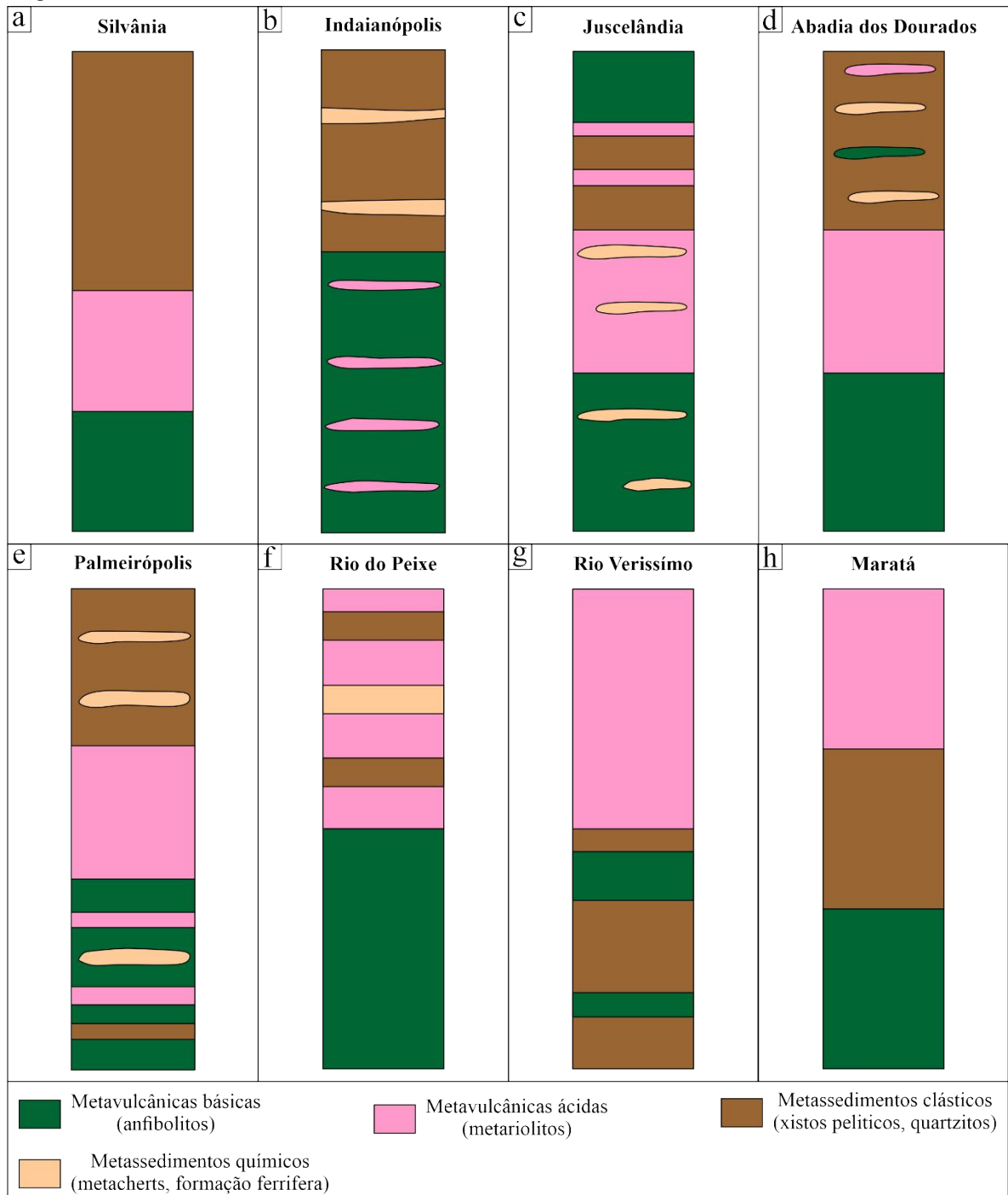
4.2. Sequências vulcano-sedimentares no Orógeno Brasília

Na zona interna do Orógeno Brasília e proximidades como o Maciço de Goiás, foram reconhecidas diversas sequências vulcano-sedimentares que apresentam conjuntos litológicos semelhantes entre si, com variáveis graus de metamorfismo e idades de formação (PIMENTEL et al., 2000 e 2004).

Destacam-se destas: as sequências Silvânia (Valente, 1986), Indaianópolis (Brod e Jost, 1994), Juscelândia (Fuck et al., 1981; Moraes e Fuck, 1999; Moraes et al., 2003, 2006), Palmeirópolis (Ribeiro Filho e Teixeira, 1981; Figueiredo et al., 1981; Araújo, 1986), Rio do Peixe (Nascimento, 1985; Lacerda Filho e Oliveira, 1995), Rio Veríssimo (Dardenne et al., 1994; Klein, 2008) e Maratá (Leonardos et al., 1990; Lacerda Filho et al., 1995; Klein, 2008).

A seguir são apresentadas resumidamente, as litologias, organização estratigráfica (Figura 3a-h), ambiente tectônico e idades para estas seqüências vulcano-sedimentares, visando uma comparação com a SVSA:

Figura 3 - Colunas estratigráficas simplificadas de seqüências vulcano-sedimentares descritas no Orógeno Brasília – **a)** Seqüência Silvânia; **b)** Seqüência Indaianópolis; **c)** Seqüência Juscelândia; **d)** Seqüência Abadia dos Dourados; **e)** Seqüência Palmeirópolis; **f)** Seqüência Rio do Peixe; **g)** Seqüência Rio Veríssimo; **h)** Seqüência Maratá.



Fonte: Ver texto para referências; organizado pelo autor.

- Na sequência de Silvânia ocorrem na base rochas metavulcânicas máficas (anfíbolito, metabasalto) e metavulcânicas félsicas, sobrepostas por uma unidade metassedimentar (Quartzitos, micaxistos) (FISCHEL et al., 2001) (Figura 3a). Segundo os autores, a unidade félsica possui idade de 2115 ± 23 Ma. (U/Pb), e está relacionada a um ambiente de arco magmático.

- Segundo Pimentel et al. (2000) a sequência Indaianópolis pode também ser dividida em três unidades: onde a basal é composta por anfíbolitos finos intercalados com metachert e gnaisses; a intermediária apresenta metatufos intermediários a félsicos com intercalações de anfíbolito, anfíbólio xistos e xistos feldspáticos; e a superior possui rochas metassedimentares químicas e pelíticas (Figura 3b). Correia et al. (1999) apresenta idades de um metariolito em 1299 ± 39 Ma. (U/Pb). Brod (1988) indica que os anfíbolitos possuem similaridade com basaltos de cadeia oceânica e os metatufos possuem semelhança com rochas vulcânicas intraplaca tipo-Havaí.

- A sequência Juscelândia pode ser dividida em quatro unidades segundo Moraes e Fuck (1994): a unidade basal apresenta anfíbolitos finos com intercalações de metachert; a parte inferior da unidade intermediária é composta por gnaisses e metachert, e a parte superior possui rochas metavulcânicas ácidas ricas em oligoclásio e microclínio, com porfiroclastos de feldspatos e quartzo azul; a unidade superior possui rochas metassedimentares químicas e pelíticas com intercalações de anfíbolito (Figura 3c). Moraes et al. (2003) apresenta idade de cristalização de 1280 ± 150 Ma. (Errócrona Sm/Nd) para uma rocha metavulcânica félsica. Moraes et al. (2006) defende uma origem a partir de um rifte continental para a sequência de Juscelândia. Ferreira Filho (1998) pontua similaridades entre as sequências de Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia indicando que as mesmas eram originalmente parte de uma mesma unidade geológica.

- A sequência de Abadia dos Dourados (Brod et al., 1991) apresenta da base para o topo (Figura 3d): anfíbolitos finos, metatufos ácidos, micaxistos e xistos carbonosos. Pinho et al. (2017) reportam idade de 1286 ± 7 Ma. para os metatufos ácidos (U/Pb) e 812 ± 10 Ma. (U/Pb) para os anfíbolitos finos. Brod et al. (1992) associam os anfíbolitos a um ambiente de dorsal oceânica.

- A sequência Palmeirópolis pode ser dividida em três unidades segundo Araújo (1986) e Pimentel et al. (2000): a unidade basal é composta por rochas metavulcânicas máficas (anfíbolitos) intercaladas com formações ferríferas bandadas e metacherts; a unidade intermediária apresenta rochas vulcânicas a subvulcânicas intermediárias a félsicas metamorfizadas. São xistos com plagioclásio, muscovita, biotita e quartzo; a unidade superior

possui intercalações de rochas pelíticas e químicas (Figura 3e). Em datações de Girardi et al. (1978) esta sequência apresenta idade de 1157 ± 50 Ma. (Isócrona Rb/Sr). Figueiredo et al. (1981) descreve esta sequência como bimodal e com caráter toleítico.

- A sequência Rio do Peixe é composta por: uma unidade basal vulcânica a subvulcânica máfica a ultramáfica (metabasaltos, metaperidotitos) e uma unidade superior vulcânica máfica e félsica intercalada com metassedimentos clásticos e químicos (Quartzitos, tufos, metachert) (RESS, 2019) (Figura 3f). Segundo o referido autor esta sequência possui idade de 1042 ± 47 Ma. (Isócrona Sm/Nd), sendo desenvolvida em um ambiente extensional.

- A sequência Rio Veríssimo (Dardenne et al., 1994) apresenta na base clorita xistos, sericita filitos, filitos carbonosos e lentes de quartzito, sobrepostos por xistos com muscovita e clorita e intercalações de anfíbolitos. Segundo os referidos autores o topo da sequência é composto por granada xistos, gnaisses e rochas metavulcânicas ácidas com porfiroclastos de quartzo azul e intercalações de quartzo milonito feldspáticos (Figura 3g). Piaulino et al. (2019) reportam idade de 979 ± 17 Ma. (U/Pb), indicando uma gênese a partir de um evento extensional em um ambiente continental.

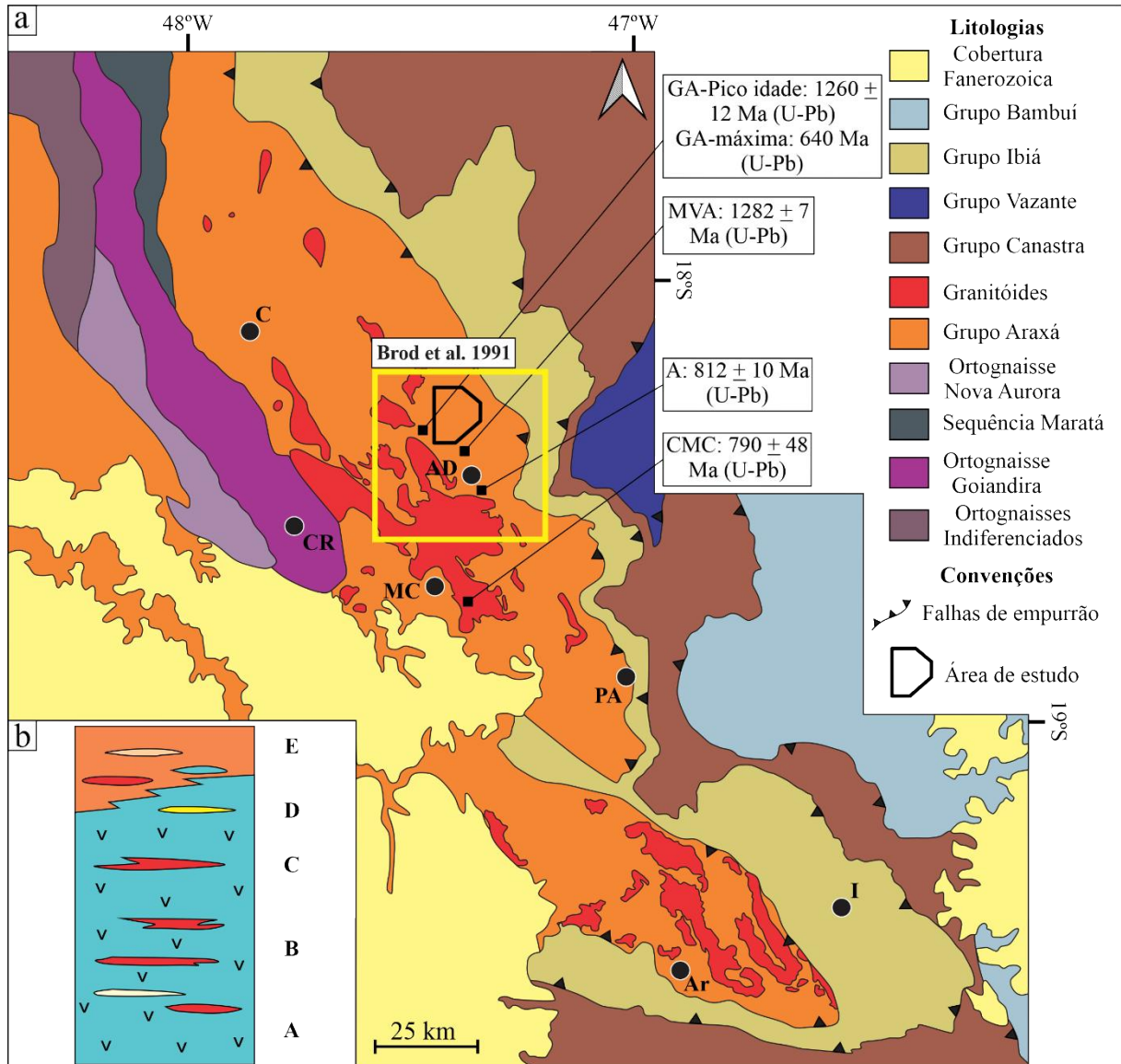
- A parte basal da sequência Maratá é composta por xistos máficos, filitos calcíferos e anfíbolitos, sobrepostos pela unidade superior composta por xistos e mármore subordinados e acima ocorrem rochas metavulcânicas andesíticas a riolíticas, com porfiroclastos de k-feldspato e quartzo azul, com intercalações de quartzitos e granitos (DARDENNE et al., 1991) (Figura 3h). Pimentel et al. (1992) dataram as rochas félsicas em 794 ± 10 Ma. (U/Pb). Klein (2008) defende um ambiente extensional para a formação desta sequência.

4.3. Complexo Abadia dos Dourados e Grupo Araxá

A primeira definição do Grupo Araxá foi realizada por Barbosa (1955), onde o autor definiu um complexo metamórfico de idade pré-cambriana composto por xistos verdes, micaxistos e migmatitos, categorizando estas rochas como Formação Araxá. Atualmente, as rochas pertencentes a este grupo constituem uma longa faixa de direção NW-SE, que se estende desde o sul de Minas Gerais ao sul de Tocantins, sendo constituída principalmente por um conjunto de rochas metassedimentares intrudidas por corpos granitóides, associadas a anfíbolitos e rochas ultramáficas (Figura 4a-b)(SEER, 1999; DARDENNE, 2000; SEER et al., 2001).

Na *nappe* de Araxá, Seer (1999) e Seer et al. (2001) apontam que o aporte que gerou as rochas metassedimentares do Grupo Araxá é associado a uma mistura de sedimentos mais

Figura 4 - a) Contexto geológico de parte do setor meridional do Orógeno Brasília. Datasções: GA: Grupo Araxá; MVA: Metavulcânica ácida; A: Anfibolito – Pinho et al. (2017); CMC: Complexo Monte Carmelo – Seer e Moraes (2013); **b)** Coluna estratigráfica do Grupo Araxá na região da nappe de Araxá. A: anfibolitos/ortoquartzitos/clorita-actinota xistos; B: Anfibolitos/granitos intrusivos/ clorita-actinota xistos; C: clorita-actinota xistos/granitos intrusivos; D: anfibolitos/micaxistos/ clorita-actinota xistos/ anfíbólito-talco xistos; E: quartzitos micáceos/micaxistos/granada micaxistos/anfibolitos/granitos intrusivos. Datum: Sirgas 2000 – Lat/Long. Cidades – AD: Abadia dos Dourados, Ar: Araxá, C: Catalão, CR: Cascalho Rico, I: Ibiá, PA: Patrocínio



Fonte: Modificado de Seer e Moraes (2013) e Seer (1999).

jovens, oriundos do Arco Magmático de Goiás, e sedimentos mais antigos, originados do Crátón do São Francisco. Piuzana et al. (2003), em estudos no sudeste de Goiás, corroboram com esta interpretação, evidenciando um padrão bimodal de idades U/Pb para os metassedimentos, interpretando os mesmos como resultantes de duas fontes, uma mais jovem com 0.64 Ga. e outra paleoproterozoica com picos em 2.0 Ga. Navarro et al. (2013) também obtiveram um padrão bimodal de idades U/Pb no sul-sudoeste de Goiás, no entanto, os autores indicam que a

contribuição mais antiga dos sedimentos na região é derivada do Maciço de Goiás e não do Cráton do São Francisco.

Para as rochas máficas e ultramáficas, as associações mais comuns são de anfíbolitos, serpentinitos, clorita xistos e talco xistos, que ocorrem geralmente na forma de corpos alongados e lenticulares, tectonicamente intercalados nos metassedimentos (BROD et al., 1992; STRIEDER e NILSON, 1992; SEER et al., 2001; KLEIN, 2008). Klein (2008) descreve, na região de Ipameri e Catalão (GO) anfíbolitos derivados de fontes primitivas, semelhantes a basaltos transicionais enriquecidos de cadeias meso-oceânicas (T-MORB para E-MORB). Strieder e Nilson (1992) associam as sequências máficas e ultramáficas de Abadiânia (GO) a basaltos toleíticos, representando uma *mélange* ofiolítica. Seer et al. (2001) também indicam que os anfíbolitos na região de Araxá (MG) possuem protólitos semelhantes a basaltos do tipo E-MORB, representando fragmentos de crosta oceânica. Na região de Passos (MG), Valeriano e Simões (1997) identificaram rochas máficas com assinaturas de basaltos continentais, interpretando as mesmas como resultado de afinamento litosférico e não abertura oceânica.

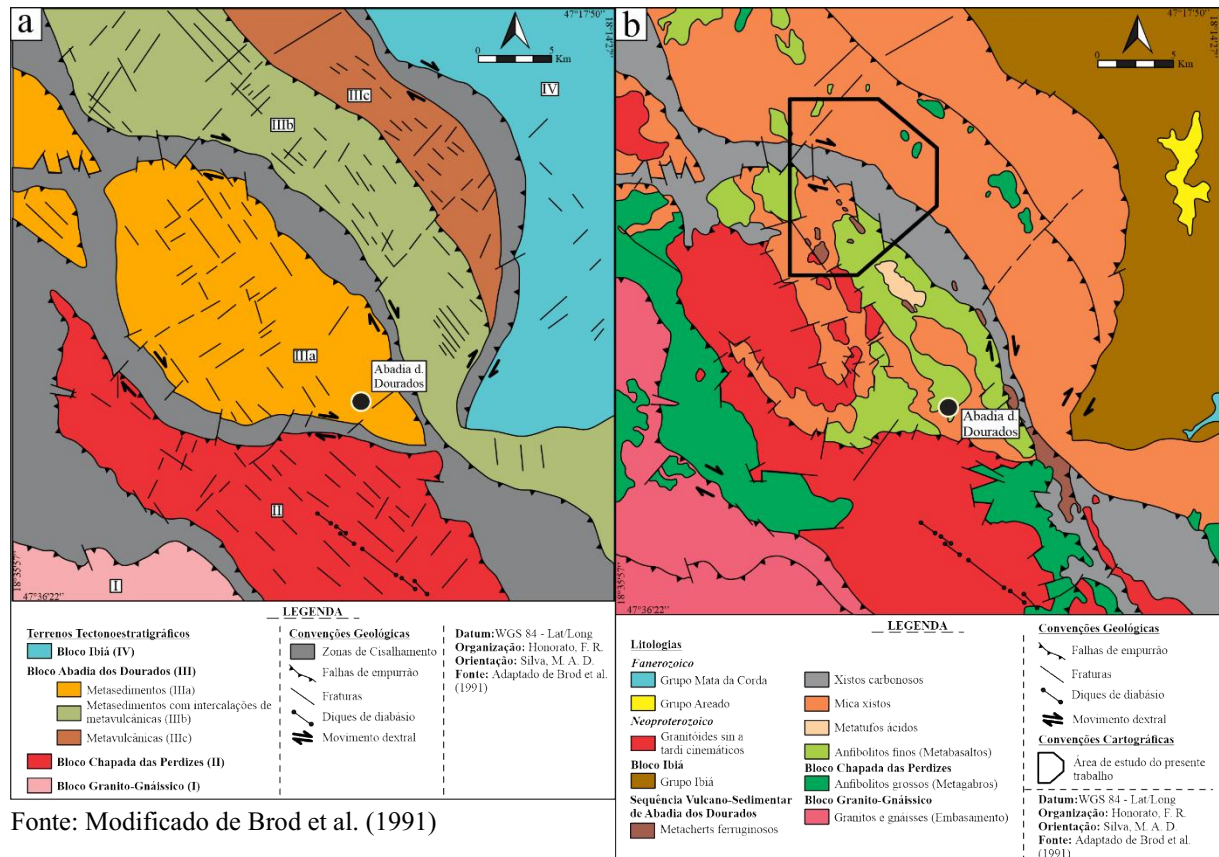
Comumente são encontrados no setor meridional do Orógeno Brasília, rochas granitóides intrusivas nos metassedimentos e unidades máficas do Grupo Araxá (BESANG et al., 1977; BROD et al., 1991; SEER, 1999; VALERIANO et al., 2004b). Seer e Moraes (2013) realizaram estudos geoquímicos, datações U-Pb e análises de Sm-Nd para os granitóides inseridos entre as cidades de Araxá (MG) e Cascalho Rico (MG).

Estes autores reconhecem três episódios de magmatismo granítico Neoproterozoico, relacionados a diferentes ambientes tectônicos: **1)** o primeiro destes tem idade de 833 Ma., sendo associado a anfíbolitos e relacionado a um ambiente intraplaca em um contexto extensional; **2)** o segundo é datado em 790 Ma., e representa os granitóides do Complexo Monte Carmelo, que são interpretados como possuindo fontes juvenis, com assinatura geoquímica semelhante ao Arco Magmático de Goiás. Dessa forma, Seer e Moraes (2013) indicam que são granitóides formados em um ambiente de arco magmático pré-colisional. Segundo os autores essas rochas representariam a raiz de um arco magmático, onde a contraparte vulcânica e sedimentar seria representada pela Sequência Vulcano-Sedimentar de Abadia dos Dourados; **3)** O último episódio possui idade entre 642 - 630 Ma., sendo representado por granitóides de origem colisional, que representariam o retrabalhamento da crosta continental Meso e Neoproterozoica.

Em mapeamento realizado na escala de 1:50.000, Brod et al. (1991) apresentam uma síntese do contexto geológico da região de Abadia dos Dourados, pontuando que a região é dominada por falhas inversas de baixo ângulo com direção de N40W e vergência para NE, e

caracterizando quatro blocos crustais que correspondem a terrenos tectonoestratigráficos justapostos de oeste para leste, sendo estes: o bloco Granito-Gnáissico, o bloco Chapada das Perdizes, o bloco Abadia dos Dourados e o Bloco Ibiá (Figura 5a). Brod et al. (1991) descrevem estes terrenos da seguinte maneira:

Figura 5 – a) Configuração dos terrenos tectonoestratigráficos definidos por Brod et al. (1991) na região de Abadia dos Dourados (MG); **b)** Mapa geológico em escala de 1:50.000 elaborado por Brod et al. (1991).



Fonte: Modificado de Brod et al. (1991)

a) O bloco Granito-Gnáissico compreende rochas de composição monzogranítica a granodiorítica, bandadas e milonitizadas. Estas, são seccionadas por corpos de anfibolitos (metadiabásios) métricos, representantes do magmatismo básico da SVSA, com feições de anatexia e paragêneses de fácies anfibolito médio a superior. Os autores ainda pontuam que este terreno poderia representar o embasamento do Grupo Araxá na região, sendo então mais antigo que este grupo.

b) O bloco Chapada das Perdizes é composto por anfibolitos grosseiros (metagabros), expostos em uma faixa contínua no setor sudoeste da área e na forma de corpos desmembrados e intrudidos na SVSA. O metamorfismo no interior do bloco atinge condições da fácies anfibolito, enquanto que nas zonas de cisalhamento, que ocorrem no seu interior e que o

separam da SVSA, são presentes paragêneses da fácies xisto verde inferior. Para os autores, estas rochas representam a contraparte plutônica dos anfibolitos da SVSA. É descrito ainda a ocorrência de diversas intrusões de corpos granitóides, que variam quanto a dimensão. O bloco Chapada das Perdizes é atualmente conhecido como Complexo Monte Carmelo (SEER e MORAES, 2013).

c) O contato do bloco Abadia dos Dourados com o bloco Chapada das Perdizes e com o bloco Ibiá se dá por meio de falhas de empurrão. Brod et al. (1991) descrevem no bloco Abadia uma sucessão de anfibolitos (metabasaltos), metatufos ácidos, metapelitos localmente carbonosos e metacherts ferruginosos, sugerindo a designação de Sequência Vulcano-Sedimentar de Abadia dos Dourados (SVSA). Segundo análises geoquímicas de Brod et al. (1992), os anfibolitos da SVSA apresentam-se no campo dos basaltos toleíticos, em um ambiente tectônico de dorsal oceânica.

Segundo Brod et al. (1991), este bloco é seccionado internamente por falhas de empurrão, que subdividem três domínios com diferentes características litológicas, estruturais e metamórficas, separados por zonas de cisalhamento, sendo estes: o domínio IIIa, que representa a base da sequência, composto por anfibolito finos, metatufos ácidos, metacherts ferruginosos e intercalações de micaxistos; o domínio IIIb, composto por quartzo-clorita-muscovita xisto, quartzo-granada-muscovita xisto com intercalações de metagabros e anfibolitos finos; e o domínio IIIc, que é composto por metapelitos sem intercalações com rochas máficas (Figura 5b). Uma síntese da descrição feita por Brod et al. (1991) sobre as litologias da SVSA é apresentada no Quadro 1.

d) O bloco Ibiá é descrito como composto por filitos esverdeados, derivados de sedimentos pelito-carbonáticos. A unidade basal deste bloco apresenta paraconglomerados com matriz filítica e seixos de diferentes naturezas, sendo esta descontínua ao longo da área. Pimentel et al. (1999) definem a idade máxima de sedimentação desse grupo em 640 Ma.

Quadro 1 - Síntese da descrição litológica de Brod et al. (1991) para a SVSA. hbl: hornblenda, pl: plagioclásio, act: actinolita, ep: epidoto, cl: clorita, ab: albita, grt: granada, RM: retrometamorfismo, MA: metavulcânicas ácidas, MX: micaxistos, XC: xistos carbonosos, A: anfibolito, MP: metapelitos.

Unidades	SVSA			
	Anfibolito finos	Metatufos ácidos	Micaxistos	Xistos carbonosos
Litologia	Anfibolitos finos (metabasaltos) com hbl, pl, act, ep, cl, ab e grt. Sem estruturas primárias.	Metavulcânicas ácidas finas com fenocristais de quartzo azul e k-feldspato imersos em matriz sericítica.	Quartzo micaxistos com cl e grt. Com intercalações de A, MA, XC, MP.	Metapelitos com intercalações carbonosas e de metacherts. Constituem o topo da SVSA.

Metamorfismo	Fácies anfibolito inferior. RM: fácies xisto verde inferior	-	Fácies xisto verde superior. RM: fácies xisto verde inferior	-
Contatos	Intercalados com MA, MX. Tectônico com XC	Intercalados com A e MX	Intercalados MA. Tectônico com Bloco Ibiá e XC.	Tectônico com MA, A, MX

Fonte: Brod et al. (1991).

Brod et al. (1991) também descrevem quatro zonas de cisalhamento de importância regional: a) o contato entre a SVSA com o bloco Ibiá; b) o contato entre as rochas vulcânicas e pelíticas da SVSA; c) o contato do bloco Chapada das Perdizes com a SVSA; e d) o contato do bloco Granito-Gnáissico com o bloco Chapada das Perdizes. Por estar inserida dentro da área do presente trabalho, destaca-se o contato entre as porções vulcânicas e sedimentares da SVSA. Segundo os referidos autores, esta zona de cisalhamento possui uma convexidade para NE, com largura aflorante de 300 a 500 metros, sendo desenvolvida sobre xistos carbonosos, transformados em ultramilonitos. Lineações de estiramento e dobras de arrasto indicam falhas de empurrão com movimento de SW para NE.

Como parte da evolução do Orógeno Brasília, Brod et al. (1991) entendem que o Ciclo Brasileiro na região de Abadia dos Dourados se iniciou com o rifteamento de um embasamento pré-Grupo Araxá, juntamente a um vulcanismo toleítico, e simultâneo a um processo de abertura continental e formação de crosta oceânica. Estes autores utilizam como evidências para esta interpretação a presença de anfibolitos quimicamente compatíveis a basaltos de cadeia meso-oceânica, e diques básicos que cortam o bloco Granito-Gnáissico. No substrato oceânico, composto por metabasaltos e metagabros, se depositaria a porção sedimentar da SVSA, com sedimentos distais intercalados a metacherts representando a sedimentação abissal, esta acompanhada de vulcanismo básico e posteriormente ácido.

Ribeiro e Féboli (2013) realizaram o desmembramento da SVSA, individualizando os micaxistos descritos por Brod et al. (1991) como pertencentes ao Grupo Araxá. Estes autores tratam a SVSA como um complexo distinto, denominado Complexo Abadia dos Dourados (CAD), composto pelas Unidades Vulcânica Ácida, Filítica (xistos carbonosos para Brod et al. (1991)) e Anfibolítica.

Pinho et al. (2017) em nota técnica sobre o mapeamento de Ribeiro e Féboli (2013), pontuam que a separação dos micaxistos do Grupo Araxá na região foi baseado em: **a)** o contraste entre a idade do protólito dos micaxistos (Grupo Araxá) de 1260 ± 12 Ma (U/Pb), obtida por meio de zircão detrítico, com a idade de cristalização dos ortoanfíbólitos de $812 \pm$

10 Ma (U/Pb), o que coloca duas unidades geológicas com idades muito distintas em contato; **b)** contatos tectônicos entre os micaxistos, filitos (CAD) e ortoanfíbilito (CAD); **c)** quebra abrupta do grau metamórfico; **d)** relações intrusivas de granitóides (Complexo Monte Carmelo) contendo xenólitos de xistos e anfíbilito; **e)** relações intrusivas e tectônicas dos ortoanfíbilito com os xistos.

Uma síntese da descrição para as litologias na região de Abadia dos Dourados feita por Pinho et al. (2017) pode ser visualizada no Quadro 2.

Quadro 2 - Síntese da descrição litológica de Pinho et al. (2017) para o Complexo Abadia dos Dourados (CAD) e Grupo Araxá (GA). F: filitos, A: anfíbilito, VA: vulcânica ácida, CMC: Complexo Monte Carmelo, GI: Grupo Ibiá, GC: Grupo Canastra, RM: retrometamorfismo.

Unidades	CAD			GA
	Vulcânica ácida	Anfibolítica	Filítica	Mica xistos
Litologia	Quartzo-micaxisto com k-feldspato, plagioclásio e quartzo. Com lentes de metachert.	Anfibolito finos com actinolita e plagioclásio.	Filitos sericíticos com intercalações de quartzito ferruginoso e anfíbilito.	Granada-micaxistos com intercalações de quartzitos, anfíbilito e turmalinitos.
Metamorfismo	Fácies xisto verde inferior	Fácies xisto verde inferior	Fácies xisto verde inferior	Fácies xisto verde superior. RM: fácies xisto verde inferior.
Contatos	Tectônicos com F e A	Tectônicos com GA, F e VA	Tectônicos com GA e VA	Intrusivo com CMC, tectônico com CAD, GI, GC
Idades	1286 ± 7 Ma. (U/Pb)	812 ± 10 Ma. (U/Pb)	-	Picos zircão: 1260 ± 12 Ma. (U/Pb) Máxima: 694 Ma. (U/Pb)

Fonte: Ribeiro e Féboli (2013), Pinho et al. (2017).

4.4. Geologia Estrutural e Metamorfismo

Em relação a geologia estrutural do setor meridional do Orógeno Brasília autores como Seer (1999), Dardenne (2000), Ulhein et al. (2012) e Cardoso (2018) descrevem três fases deformacionais para a estruturação desta parte da cadeia orogênica. Outros autores como Simões (1995), Dias (2011), Pinho et al. (2017) e Santos (2019) reconhecem uma estruturação composta por quatro fases de deformação. E existem ainda trabalhos como o de Silva et al. (2012) que apresentam até seis eventos deformacionais. Na grande maioria dos trabalhos, estes autores apresentam a fase D₂ como a principal. Pela análise do Quadro 3 é possível observar que estes trabalhos apresentam como critério para a separação das fases de deformação a geração de novas estruturas.

Quadro 3 - Compilação das estruturas geradas em cada fase deformacional descritas em trabalhos no Orógeno Brasília meridional. A nomenclatura foi padronizada para todos os autores. S0: acamamento composicional; Sn: foliações metamórficas; Lx: lineação de estiramento mineral; Lb: lineação de intersecção; p: precoce; t: tardia; Fn: Dobras.

Autores	Estruturas dúcteis	Fases deformacionais					
		D1	D2	D3	D4	D5	D6
Simões (1995)	Planares	S1//S0	S2	-	-	-	-
	Lineares	-	Lx	-	-	-	-
	Dobras	-	F2	F3	F4	-	-
Seer (1999)	Planares	S1//S0	S2	S3	-	-	-
	Lineares	-	D2p: Lx2p D2t: Lx2t	Lx3	-	-	-
	Dobras	-	F2p; F2t	F3	-	-	-
Dardenne (2000)	Planares	S1//S0	S2	-	-	-	-
	Lineares	-	Lx	-	-	-	-
	Dobras	F1	F2	F3	-	-	-
Dias (2011)	Planares	S1//S0	S2	S3	-	-	-
	Lineares	-	Lx; Lb1	Lb2	-	-	-
	Dobras	-	F2	F3	F4	-	-
Uhlein et al. (2012)	Planares	S1//S0	S2	S3	-	-	-
	Lineares	Le1	Le2	-	-	-	-
	Dobras	-	F2	F3	-	-	-
Silva et al. (2012)	Planares	S1	S2	-	S4	-	-
	Lineares	-	-	-	Lx	-	-
	Dobras	-	F2	F3	F4	-	F5
Pinho et al. (2017)	Planares	S1//S0	S2	S3	S4	-	-
	Lineares	-	Lx2	-	-	-	-
	Dobras	-	F2	F3	F4	-	-
Cardoso (2018)	Planares	S1//S0	S2	-	-	-	-
	Lineares	-	Lx2	-	-	-	-
	Dobras	F1	F2	F3	-	-	-
Santos (2019)	Planares	S1//S0	S2	S3	-	-	-
	Lineares	-	Lx2	Lx3	-	-	-
	Dobras	-	F2	F3	F4	-	-

Fonte: Ver quadro.

4.4.1. Fase D₁

Segundo Simões (1995), Seer (1999), Dias (2011), Ulhein et al. (2012), Pinho et al. (2017), Cardoso (2018) e Santos (2019) a primeira fase deformacional é reconhecida por uma xistosidade S₁ paralela à subparalela ao acamamento composicional S₀, geralmente transposta por S₂, sendo reconhecida em microlitons dessa foliação principal ou em charneiras de dobras F₂.

Dardenne (2000) reconhece a fase D_1 como a principal, descrevendo S_1 como a foliação principal, com direção NW-SE, penetrativa e subparalela a S_0 . Este autor identifica dobras F_1 isoclinais a apertadas, recumbentes e intrafoliais que afetam S_0 . Cardoso (2018) também identifica dobras isoclinais de S_0 e Ulhein et al. (2012) indicam que ocorrem lineações de estiramento de direção E-W associados a esta fase, descrevendo a mesma como uma fase precoce de encurtamento crustal com deslocamentos sub-horizontais.

4.4.2. Fase D_2

A segunda fase deformacional D_2 é descrita como a principal pela grande maioria dos autores citados, com exceção de Dardenne (2000). Segundo este autor a mesma é responsável pela geração da foliação S_2 , que pode se apresentar como uma xistosidade/clivagem ardósiana ou clivagem de crenulação, com direção predominante NW-SE e mergulhos para NE e SW, podendo estar milonitizada em muitos casos, por vezes sendo paralela a subparalela a $S_0//S_1$ e na maioria das vezes transpondo a primeira foliação.

Sãos reconhecidos dobramentos assimétricos F_2 , isoclinais, apertados ou abertos, muitas vezes sem raiz, tendo planos axiais paralelos a foliação S_2 . São dobras com caimento geral para NW e SE, com eixos NNE-SSW (SIMÕES, 1995; SANTOS, 2019). Dardenne (2000) e Ulhein et al. (2012) reconhecem lineações minerais e indicadores cinemáticos indicando vergência para E. Seer (1999) subdivide esta fase nos estágios precoce, marcado por lineações de estiramento e indicadores cinemáticos que evidenciam o transporte para NNW e NNE, e tardia, com transporte para SE. Ulhein et al. (2012) relaciona esta fase a falhas reversas e de empurrão, com transporte para E, e posteriormente a sistemas transcorrentes.

4.4.3. Fase D_3

A terceira fase de deformação D_3 , está associada ao desenvolvimento de uma foliação S_3 , caracterizada como uma clivagem de crenulação espaçada, que pode transpor as foliações anteriores, possuindo direção variável, e sendo muitas vezes incipiente (SEER, 1999; ULHEIN et al., 2012; SANTOS, 2019). Estes autores reconhecem esta foliação, com atitude de 223/66 e como plano axial de dobras F_3 abertas a suaves, que por vezes se manifestam como dobramentos quilométricos com eixo na direção E-W, mas que também podem ocorrer como dobras fechadas e isoclinais. Seer (1999) reconhece lineações minerais paralelas a lineações de estiramento com atitude de 350/10, associadas a esta fase.

4.4.4. Fase D₄

Simões (1995), Dias (2011) e Santos (2019) descrevem a fase D₄ pela formação de dobras abertas e suaves, com planos axiais verticais a subverticais e charneiras com caimento variável para NW e NE. Segundo os autores são dobramentos que afetam todas as estruturas pretéritas, causando sobreposição de dobras. Silva et al. (2012) reconhecem uma foliação S₄ de baixo ângulo, sendo uma clivagem de crenulação, com orientação NW-SE. Associado a esta fase, os autores também reconhecem lineações minerais e de estiramento evidenciando transporte para SE. Pinho et al. (2017) também identificam uma foliação S₄ que forma altos ângulos com a foliação S₂.

4.4.5. Fase D₅ e D₆

Estas fases são descritas apenas por Silva et al. (2012) na região de Tapira (MG). Segundo os autores a fase D₅ é marcada pela formação de zonas de cisalhamento regionais, com caráter dúctil-rúptil e mergulhos verticais e subverticais. Para os autores, a fase D₆ é definida por dobras abertas, normais a inclinadas, centimétricas, com eixos N-S e caimentos verticais a sub-horizontais, onde não foi identificada foliação de plano axial relacionada a esses dobramentos.

4.4.6. Metamorfismo

Segundo Valeriano et al. (2004b) o setor meridional do Orógeno Brasília é característico por apresentar uma diminuição contínua do grau metamórfico de oeste para leste, onde as rochas de mais alto grau atingem a fácies granulito no Complexo Anápolis-Itaçu (Piuzana et al. 2003), anfíbolito a granulito na Zona Interna (Klein, 2008) e xisto verde na Zona Externa (Dias, 2011). Ulhein et al. (2012) pontua que na Zona Cratônica o metamorfismo é incipiente.

Na *nappe* de Araxá, Seer (1999) define a presença de um evento metamórfico e três eventos retrometamórficos, sendo estes: o evento M₁ que é associado a fase deformacional D₁, que atinge a fácies anfíbolito; um evento de retrometamorfismo RM₁ no término da fase D₁, responsável pela substituição de granada por cloritóide, e do crescimento de cloritóide sobre a foliação S₁; um evento RM₂, associado a fase D₂ precoce, onde são formados minerais como a

clorita, muscovita e quartzo; e o evento RM_3 associado a fase D_3 , com a formação de quartzo, muscovita e albita.

Santos (2019) reconhece na região de Estrela do Sul (MG): um evento metamórfico M_1 relacionado a primeira fase deformacional D_1 , com associações de biotita-muscovita-quartzo para os xistos do Grupo Araxá, indicando fácies xisto verde médio; um segundo evento M_2 associado a fase D_2 , com granada-silimanita-biotita-muscovita-quartzo, granada-estaurolita-muscovita-biotita-quartzo para as rochas metassedimentares e hornblenda-plagioclásio-quartzo para anfíbolito, indicando condições na fácies anfíbolito; e um evento retrometamórfico RM_3 associado as fases D_3 e D_4 , responsável pela substituição de hornblenda por actinolita e muscovita formada a partir de biotita e estaurolita.

Pinho et al. (2017) descrevem para a região de Abadia dos Dourados: micaxistos do Grupo Araxá metamorfizados na fácies xisto verde superior, com retrometamorfismo para a fácies xisto verde inferior; e metamorfismo de fácies xisto verde inferior para as rochas do CAD.

Estudos termobarométricos e geobarométricos realizados por Simões (1995) em anfíbolito do Grupo Araxá na *nappe* de Passos, indicam temperaturas de 485-750 °C e pressões de 8.1 a 11.3 Kbar. Em trabalho semelhante de Navarro (2011) nos metassedimentos do Grupo Araxá no sul de Goiás, foram definidas condições de pico metamórfico a 610 °C e pressões de 10 Kbar. Nestes estudos mencionados, os resultados indicam trajetória P-T-t horária, que segundo Santos (2019), indicam ambiente de espessamento crustal por colisão.

5. RESULTADOS

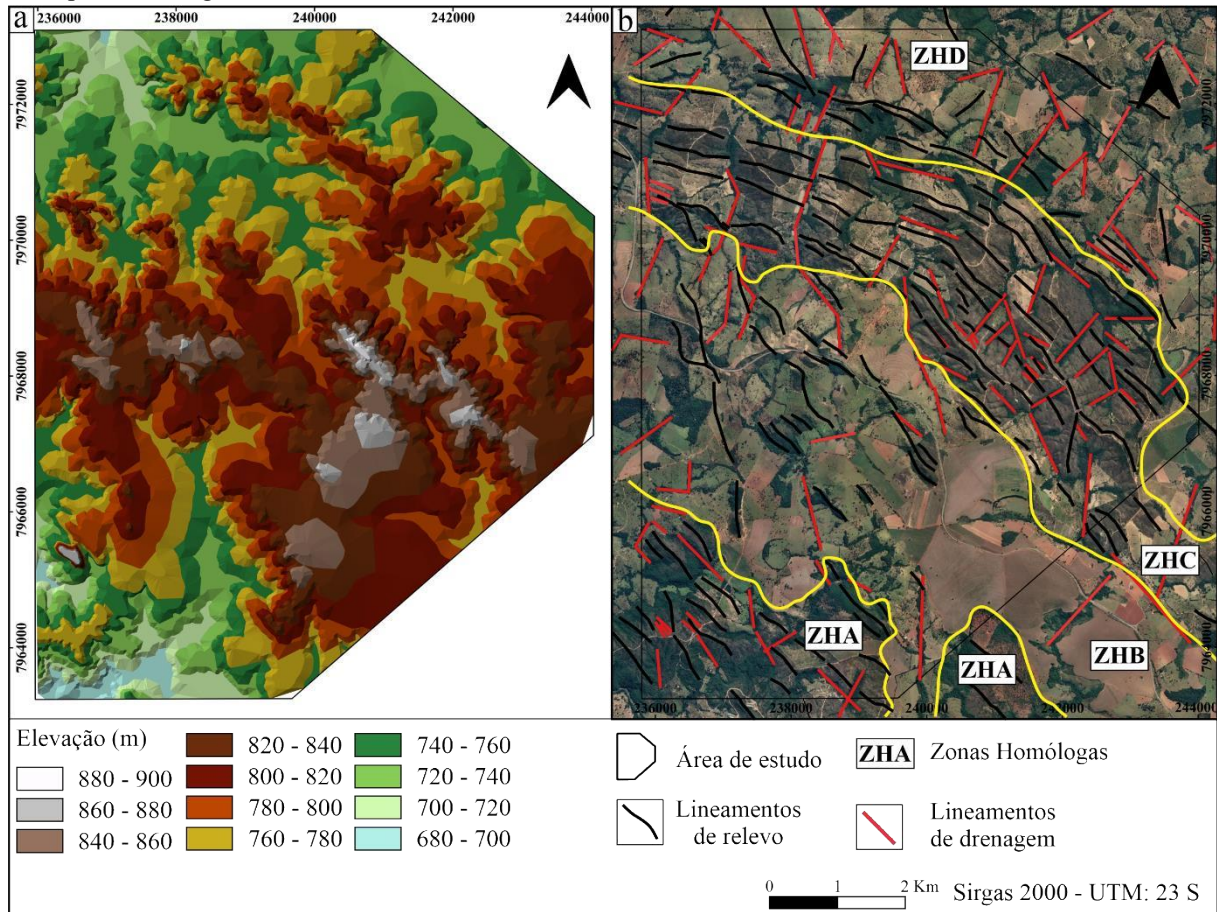
5.1. Geoprocessamento

A etapa de geoprocessamento contou com a fotointerpretação do relevo e criação de uma carta hipsométrica (Figura 6a). A fotointerpretação de imagens de satélite resultou na extração de lineamentos de relevo e drenagem, bem como na delimitação de quatro zonas homólogas (Figura 6b).

A primeira zona homóloga (ZHA) se encontra no extremo sudoeste da área, apresentando um relevo com declividade, dissecação horizontal e vertical de grau forte (Figura 7a). As formas de relevo correspondem a morros de topos convexos, alinhados na direção NW-SE. A densidade dos canais de drenagem é alta, onde estes apresentam um padrão retilíneo, comumente com feições de assimetria como cotovelos. Os canais possuem orientação

semelhante aos traços do relevo, com vales encaixados e de leito rochoso. A altitude no setor varia de 680 a 760 m.

Figura 6 - a) Carta hipsométrica da área de estudo; **b)** Zonas homólogas e lineamentos de relevo e drenagem, sobrepostos a imagem de satélite da área.



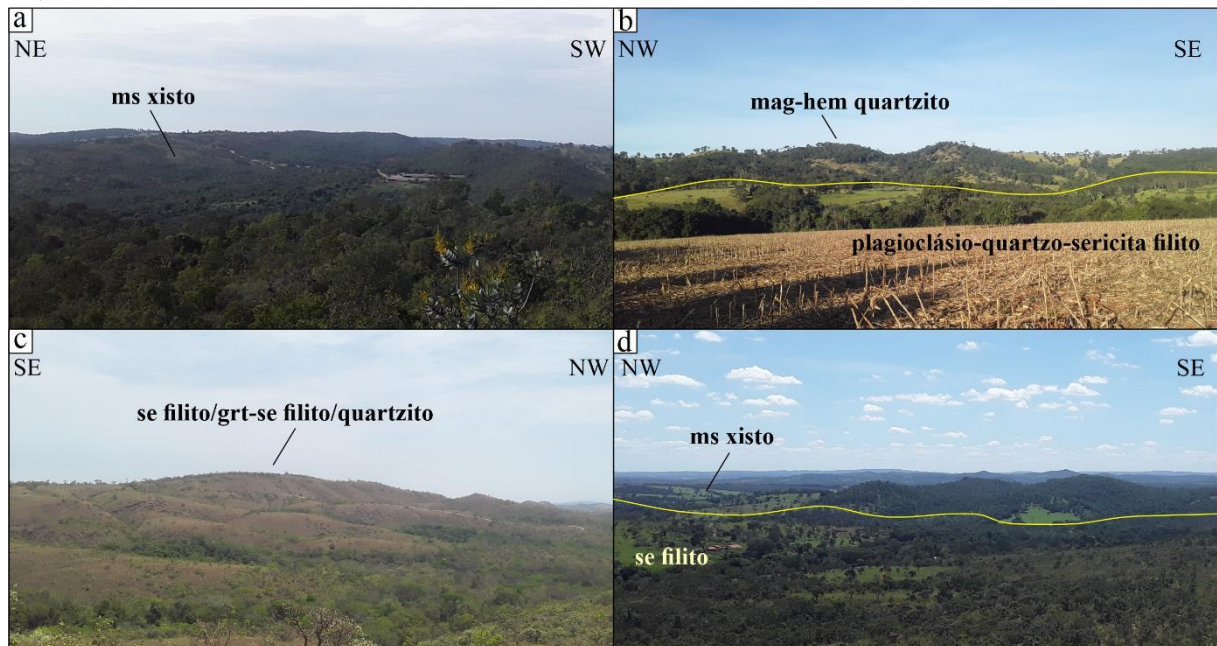
Fonte: IBGE (2006); elaborado pelo autor.

A segunda zona homóloga (ZHB) está presente na parte central da área, fazendo contato a SW com a ZHA. Neste setor a declividade apresenta um grau fraco, assim como a dissecação horizontal e vertical. Dominam morros de topos convexos a planos. Esporadicamente ocorrem cristas de topo aguçado alinhadas na direção NW-SE (Figura 7b). Estas apresentam expressão considerável, marcando alto topográficos, onde as cotas atingem os 880 metros. A densidade de drenagem é baixa, onde são inseridos canais com poucas anomalias, por vezes com trechos alinhados a N-S. Geralmente são vales de fundo plano e pouco encaixados, com leitos dominados pela pedogênese. A altitude ultrapassa os 820 metros apenas nos domínios das cristas.

A terceira zona homóloga (ZHC) faz contato a SW com a ZHB, sendo localizada no setor NE da área. O grau de declividade pode ser considerado como muito forte, bem como a

dissecação horizontal e vertical. O relevo é dominado por cristas de topos aguçados e alinhados predominantemente a NW-SE (Figura 7c). O conjunto dessas formas apresenta uma convexidade para NE. A densidade de drenagem é muito alta, onde os vales são muito encaixados, com grande amplitude vertical, e apresentando leito rochoso. São frequentes as anomalias como cotovelos e grandes trechos retilíneos. Destacam-se canais com a direção NW-SE, que acompanham os alinhamentos de relevo, e canais com direção NE-SW, ortogonais aos traços de relevo. As cotas correspondem as mais altas da área de estudo, atingindo mais de 900 metros.

Figura 7 - a) Relevo predominante na ZHA onde ocorre principalmente muscovita xisto; **b)** Cristas alinhadas sustentadas por magnetita-hematita quartzito e relevo aplainado onde ocorre plagioclásio-quartzito-sericita filito na ZHB; **c)** Relevo predominante da ZHC, com cristas alinhadas; **d)** Relevo da ZHD, com ocorrência de muscovita xisto e sericita filito. ms: muscovita, se: sericita, grt: granada, mag: magnetita, hem: hematita. Pontos F155, F201, F7, F128.



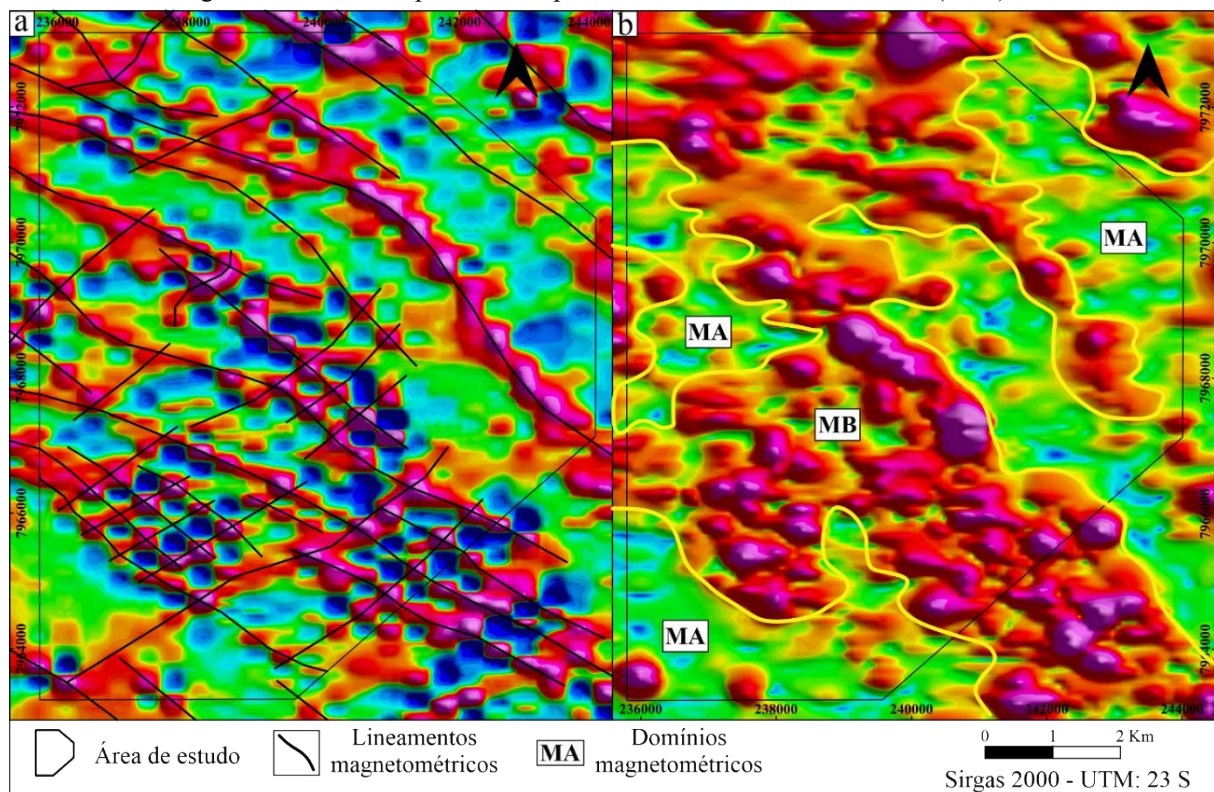
Fonte: O autor.

A última zona homóloga delimitada (ZHD) se encontra no extremo NE, fazendo contato com a ZHC a SW. Esta zona possui um grau de declividade e de dissecação horizontal que pode ser considerado mediano, a dissecação vertical é fraca. São presentes morros de topos convexos, expressivos, com cotas acima de 800 metros e alinhados a NW-SE (Figura 7d). Estas formas colinosas transitam para um patamar de relevo mais rebaixado, sem formas alinhadas. A densidade de drenagem é mediana, onde os canais possuem leitos pouco encaixados. Cursos com trechos alinhados são comuns, onde predomina a direção NE-SW. O intervalo entre 700-720 metros predomina no setor.

5.2. Geofísica

O processamento de dados geofísicos contou com o tratamento e interpretação de dados de magnetometria e gamaespectometria. Por meio dos mapas da primeira derivada horizontal de x (DHX), da primeira derivada horizontal de y (DHY) e da primeira derivada vertical de z (DVZ) foram extraídos lineamentos que possuem duas direções predominantes (Figura 8a). A maior concentração desses lineamentos está orientada a NW-SE, que ocorrem como grandes traços contínuos e arqueados, com convexidade para NE. Os lineamentos NE-SW tem menor persistência (1-2 Km), são mais retilíneos, com exceção a alguns que apresentam uma morfologia curva na forma de “S”, e são ortogonais as feições NW-SE.

Figura 8 - a) Lineamentos magnetométricos interpretados para a área. Destaque para as duas direções predominantes NW-SE e NE-SW. Sobrepostos ao mapa da primeira derivada horizontal de x (DHX); **b)** Domínios de intensidade magnetométrica. Sobrepostos ao mapa de intensidade do sinal analítico (ASA).

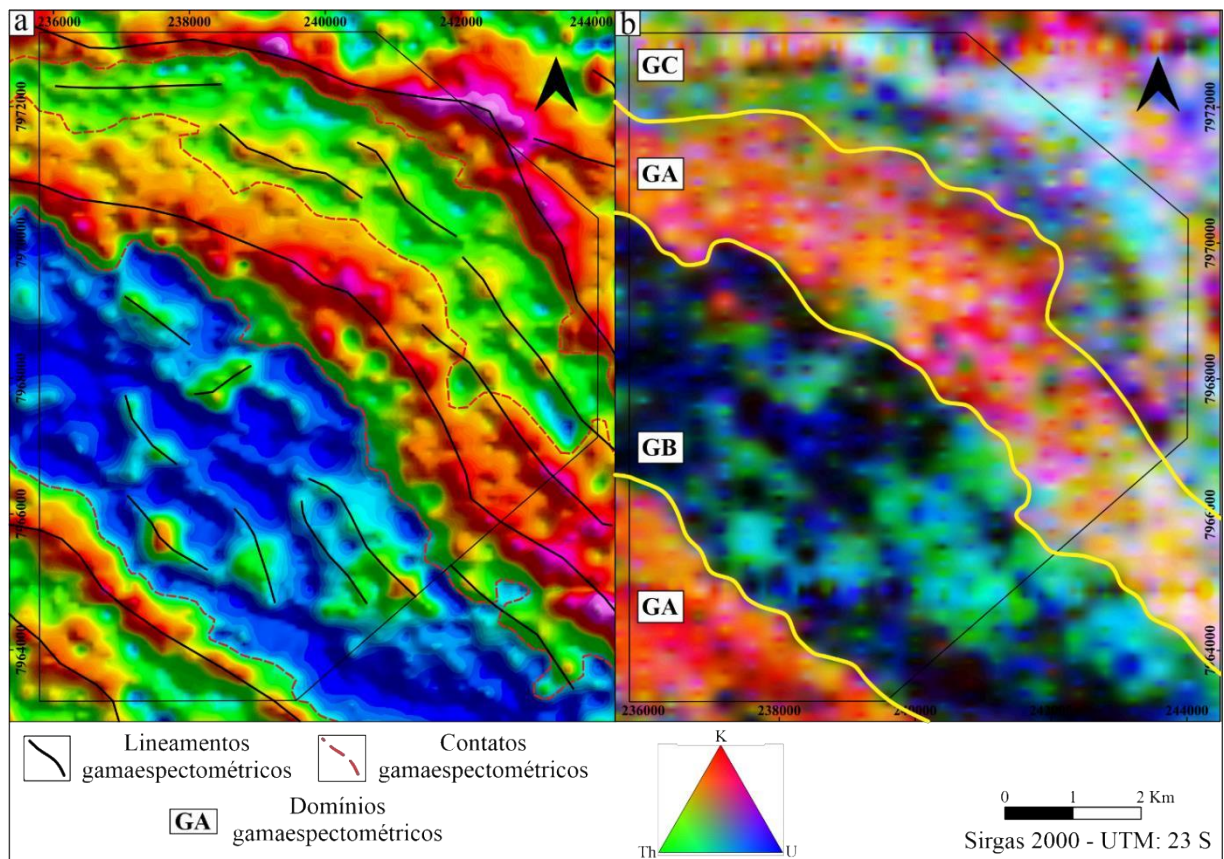


Fonte: LASA (2006); elaborado pelo autor.

A análise do mapa da amplitude do sinal analítico (ASA) resultou na delimitação de dois domínios com diferentes intensidades magnéticas (Figura 8b). O domínio MA apresenta baixa intensidade, sendo presente nas extremidades da área. Enquanto que o domínio MB se concentra na parte central, possuindo alta intensidade magnética, representada pelos tons mais quentes no mapa.

A análise do mapa de contagem total (CT) resultou na interpretação de lineamentos e contatos gamaespectométricos (Figura 9a). Os lineamentos se apresentam curvilíneos e alinhados na direção NW-SE, por vezes com grande extensão. Os contatos definidos correspondem aos domínios apresentados pela imagem ternária, onde é evidenciado uma clara diferença de composição do substrato rochoso.

Figura 9 - a) Lineamentos e contatos gamaespectométricos interpretados. Sobrepostos ao mapa de contagem total (CT); **b)** Domínios gamaespectométricos da área. Sobrepostos a imagem ternária RGB de K, U e Th.



Fonte: LASA (2006); elaborado pelo autor.

A análise do mapa ternário de potássio (K), urânio (U) e tório (Th) resultou na interpretação de três domínios geofísicos com variações destes elementos (Figura 9b). O primeiro deles (GA) ocorre em duas faixas contínuas, no extremo SW e no setor NE, sendo caracterizado por uma alta concentração de K em relação aos outros elementos, representado pela predominância dos tons de vermelho no mapa. O segundo (GB) ocorre na parte central da área e marca um forte baixo de K e concentração de U e Th, o que é evidenciado pela coloração escura e azulada. O terceiro (GC) se encontra no extremo NE da área, possuindo rochas com concentrações semelhantes de K, U e Th, que marcam uma mistura de tonalidades, que variam

do azul ao avermelhado. Estes três domínios descritos apresentam continuidade fora da área de estudo, estando paralelos entre si e alinhados na direção NW-SE.

Os mapas geofísicos elaborados para a área de estudo podem ser visualizados no Apêndice 1A-B.

5.3. Geologia Local e Petrografia

Os trabalhos de campo resultaram na descrição de unidades de rochas que foram associadas ao Complexo Abadia dos Dourados e Grupo Araxá. O quadro de pontos com coordenadas por ser observado no Apêndice 2, o mapa de pontos no Apêndice 3 e o mapa geológico no Apêndice 4.

5.3.1. Complexo Abadia dos Dourados

A descrição do CAD culminou na identificação de duas unidades geológicas com características litológicas distintas. A Unidade Inferior é composta por plagioclásio-quartzo-sericita filito, anfíbolito e magnetita-hematita quartzito, enquanto que na Unidade Superior foram agrupadas as litologias dos sericita filito, granada-sericita filito e quartzito (Figura 10).

5.3.1.1. Unidade Inferior

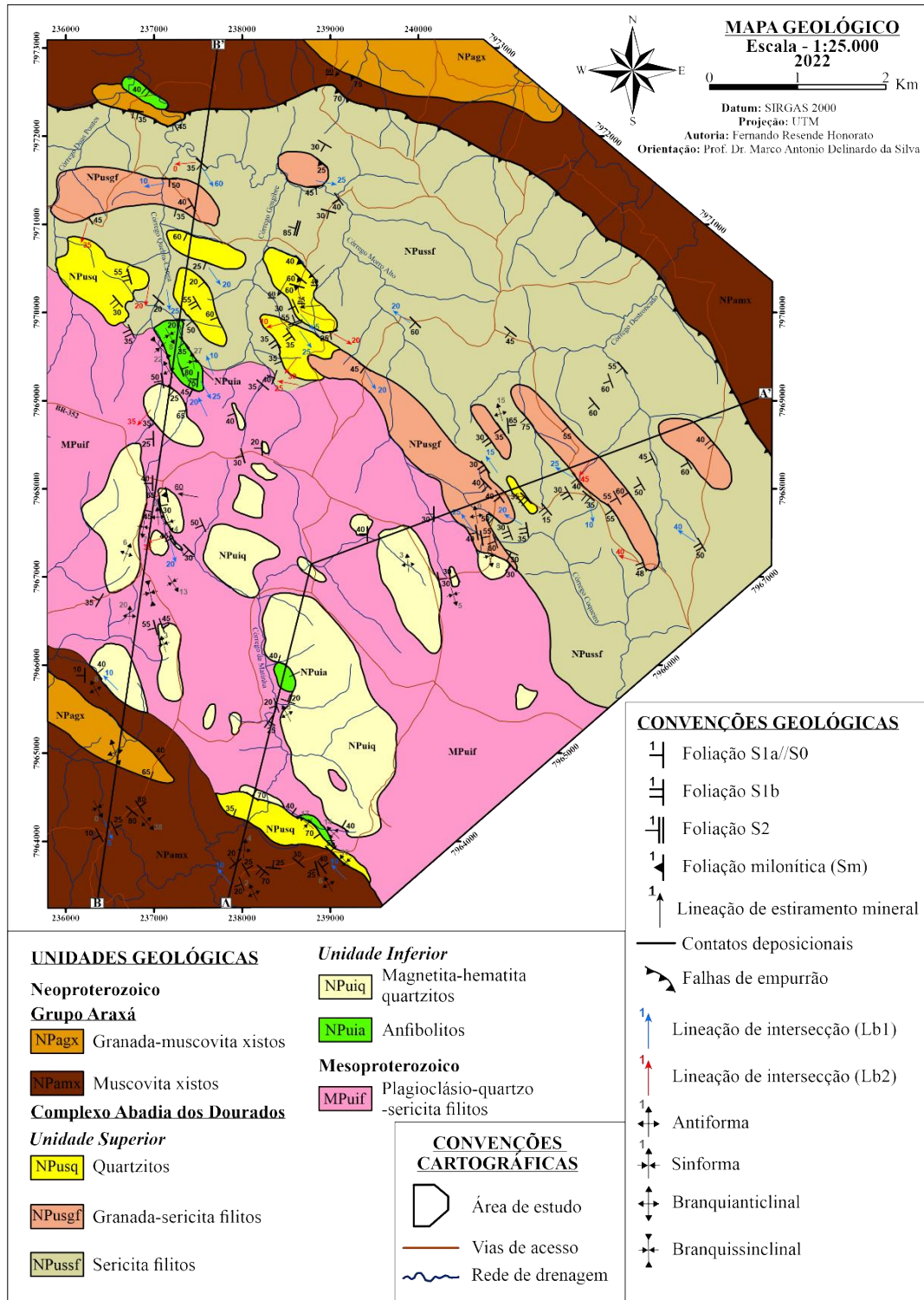
Plagioclásio-quartzo-sericita filito

O plagioclásio-quartzo-sericita filito se encontra presente na parte central da área de estudo, constituindo uma faixa alongada na direção NW-SE, compreendendo 26,9 % da área total e ocupando 18,1 Km². São rochas que marcam um relevo aplainado e solos bem desenvolvidos. Os afloramentos são escassos, ocorrendo principalmente em cortes de estradas e leitos de drenagens, geralmente com alto grau de alteração intempérica, dificilmente sendo encontrados de forma preservada.

Os afloramentos incipientemente intemperizados apresentam rochas com coloração acinzentada, alta resistência ao choque e assembleia mineral preservada. Rochas moderadamente intemperizadas mostram cor variando em tons de amarelo claro e não há a presença cristais de plagioclásio e de sericita preservados, mas o quartzo ainda é presente. Rochas intensamente intemperizadas resultam em cores rosadas, aspecto friável e sem minerais

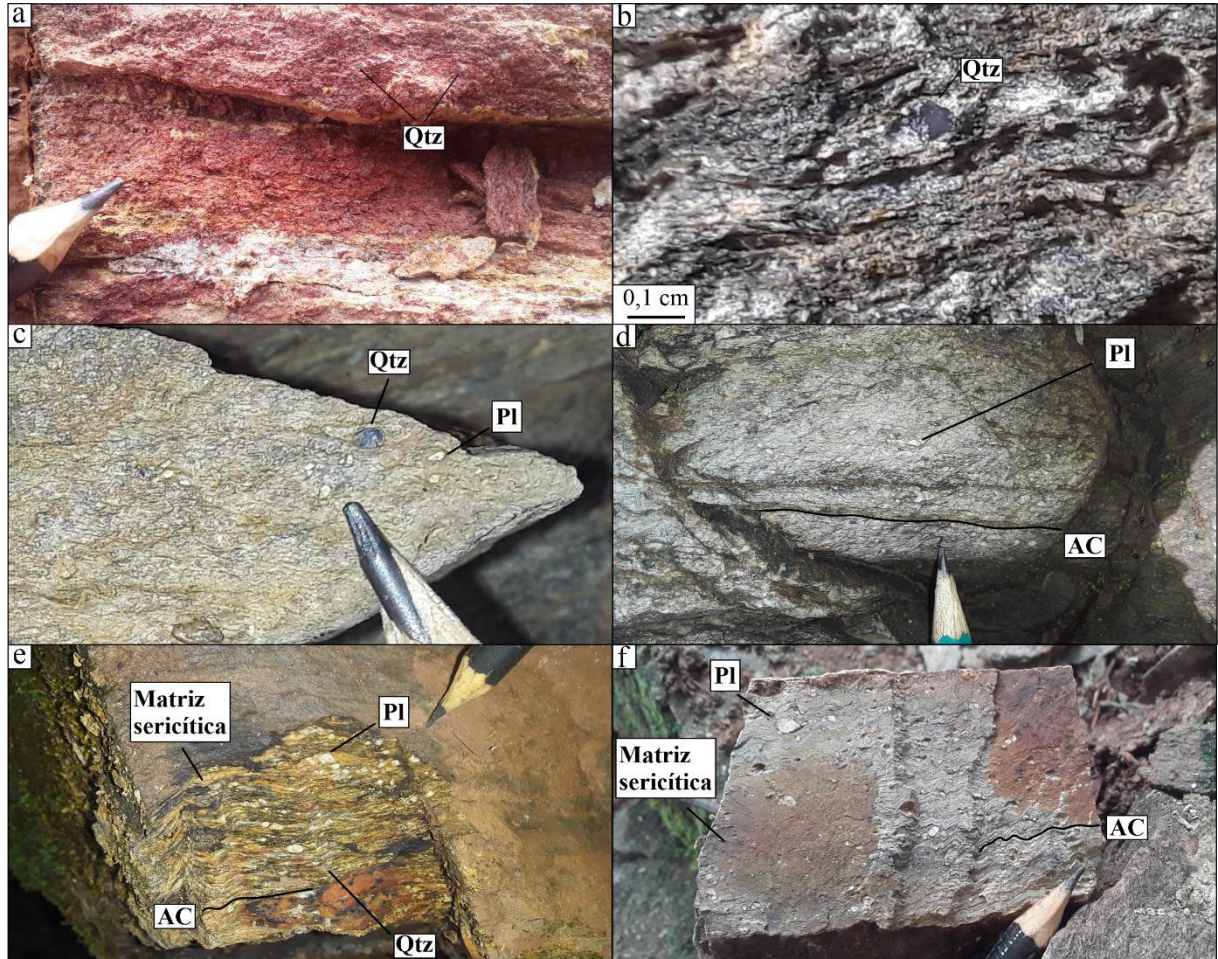
preservados, com exceção a alguns cristais de quartzo (Figura 11a). Nos estágios de intemperismo mais evoluídos, a rocha ganha um aspecto sedoso e um maior destaque da foliação fíltica, sendo facilmente confundida com o sericita filito da Unidade Superior.

Figura 20 - Mapa geológico simplificado da área de estudo.



Fonte: o autor.

Figura 11 - a) Rocha com alto grau de alteração com cores rosadas e apenas cristais de quartzo preservados; **b)** Cristal bipiramidal de quartzo azul; **c)** “Olhos” de quartzo azul e cristais de plagioclásio em plagioclásio-quartzo-sericita filito; **d)** Cristais de plagioclásio esbranquiçados e imersos em matriz sericítica. Acamamento composicional (AC); **e)** Destaque para a matriz sericítica muito fina envolvendo os minerais; **f)** Textura porfiroclástica com cristais reliquiais de plagioclásio e quartzo imersos em matriz mais fina. Qtz: quartzo, Pl: plagioclásio, AC: acamamento composicional. Pontos F77, F208, F93, F93, F92, F93.



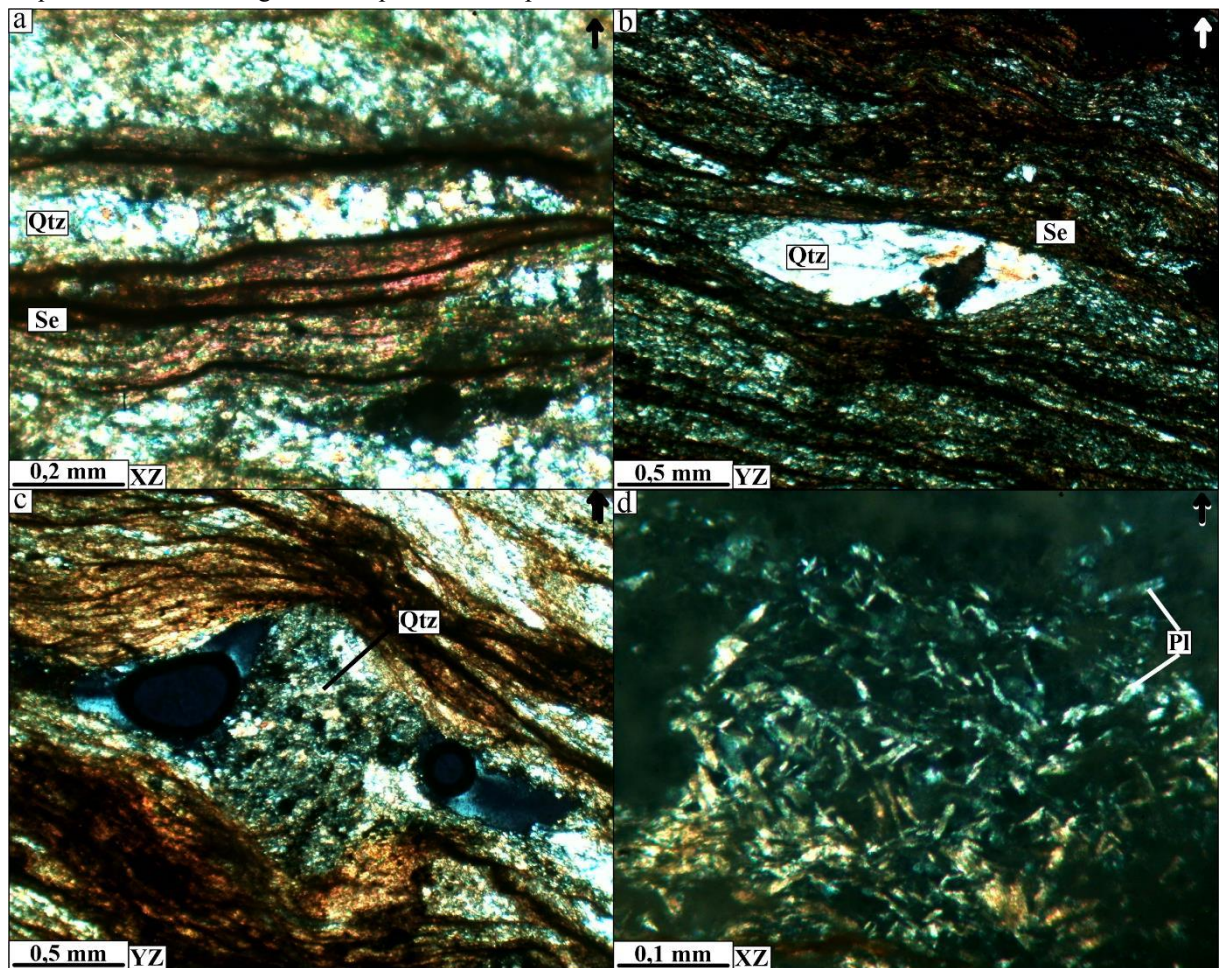
Fonte: O autor.

A composição desta rocha é dada por sericita (40%), quartzo (30%), plagioclásio (25%) e opacos (5%). Em lâminas delgadas, a sericita se apresenta como finos agregados de cristais placóides e alongados, com pleocroísmo rosado a esverdeado (Figura 12a). Dificilmente são observados cristais individuais destes minerais, onde os mesmos formam domínios contínuos em toda a extensão da lâmina. Estes minerais são os principais marcadores dos planos de foliações presentes.

O quartzo apresenta cor acinzentada a azulada e hábito bipiramidal (Figura 11b) nas amostras de mão, onde os cristais são por vezes arredondados e por vezes se encontram estirados, formando uma morfologia semelhante a “olhos” (Figura 11c). Na petrografia, é possível observar que o quartzo é presente de duas formas nestas rochas, fazendo parte da matriz e como porfiroclastos. Na matriz, foram descritos cristais submilimétricos e equigranulares,

com bordas alteradas e consumidas, contatos irregulares, com formatos anédricos e alongados e extinção ondulante. Estes cristais formam domínios, que juntamente a domínios de sericita marcam o acamamento composicional.

Figura 12 - a) Domínio composto por cristais de sericita e domínios de quartzo marcando o acamamento composicional. Nicóis cruzados; **b)** Fenocristal de quartzo alongado e imerso em matriz mais fina. Nicóis cruzados; **c)** Sombras de pressão assimétricas em cristal de quartzo. Destaque para a formação de outros grãos de quartzo substituindo o fenocristal. Nicóis cruzados; **d)** Cristais de plagioclásio dispostos aleatoriamente na matriz de plagioclásio-quartzo-sericita filito. Nicóis cruzados. As setas no canto superior direito das figuras indicam o topo, enquanto que a posição do corte em relação ao elipsoide de deformação pode ser observada no canto inferior esquerdo. Todas as imagens correspondentes ao ponto L19 – F93.



Fonte: O autor.

Os porfiroclastos de quartzo se apresentam como cristais inequigranulares imersos na matriz de menor granulação, com tamanhos de 0,5 – 0,10 mm, formatos subédricos, alongados (Figura 12b) a arredondados, com bordas e contatos pouco alteradas e com extinção ondulante. Em alguns grãos foram identificadas estruturas semelhantes a embainhamentos. Muitas vezes estes grãos estão rotacionados e formam sombras de pressão assimétricas (Figura 12c), sendo que alguns destes se mostram substituídos por cristais menores e mais alterados de quartzo.

Os fenocristais de plagioclásio ocorrem em menor quantidade em relação ao quartzo, possuindo maiores tamanhos. São cristais subédricos a euédricos, de cor esbranquiçada (Figura 11d). Os plagioclásios foram também descritos como parte da matriz da rocha, onde são presentes cristais muitos finos, subédrico e tabulares, com bordas pouco alteradas e contatos irregulares, com maclas simples. Nas lâminas confeccionadas não foram descritos porfiroclastos deste mineral. Os minerais opacos são submilimétricos, arredondados a angulosos, encaixados na foliação filítica.

A matriz dessa rocha pode ser dividida em domínios com concentração de quartzo e plagioclásio e domínios com concentração de sericita. Ambos apresentam orientados segundo a foliação filítica, indicando um paralelismo com o acamamento composicional. Nota-se que no interior de alguns domínios de quartzo e plagioclásio, estes minerais apresentam-se de maneira desordenada, não apresentando orientação preferencial dos cristais (Figura 12d).

A partir da estrutura principal e da assembleia mineral, a nomenclatura da rocha pode ser definida como plagioclásio-quartzo-sericita filito. A rocha possui foliação filítica e clivagem de crenulação, textura grano-lepidoblástica (Figura 11f) e granulação fina a média, marcada pela orientação de cristais pequenos de quartzo, plagioclásio e sericita. Quando existe uma maior concentração de cristais maiores e reliquias de quartzo imersos na matriz mais fina, a textura é porfiroclástica. O acamamento composicional observado nesse litotipo é definido por camadas com espessuras milimétricas (1 – 5 mm) de coloração mais escura e leitos mais acinzentados.

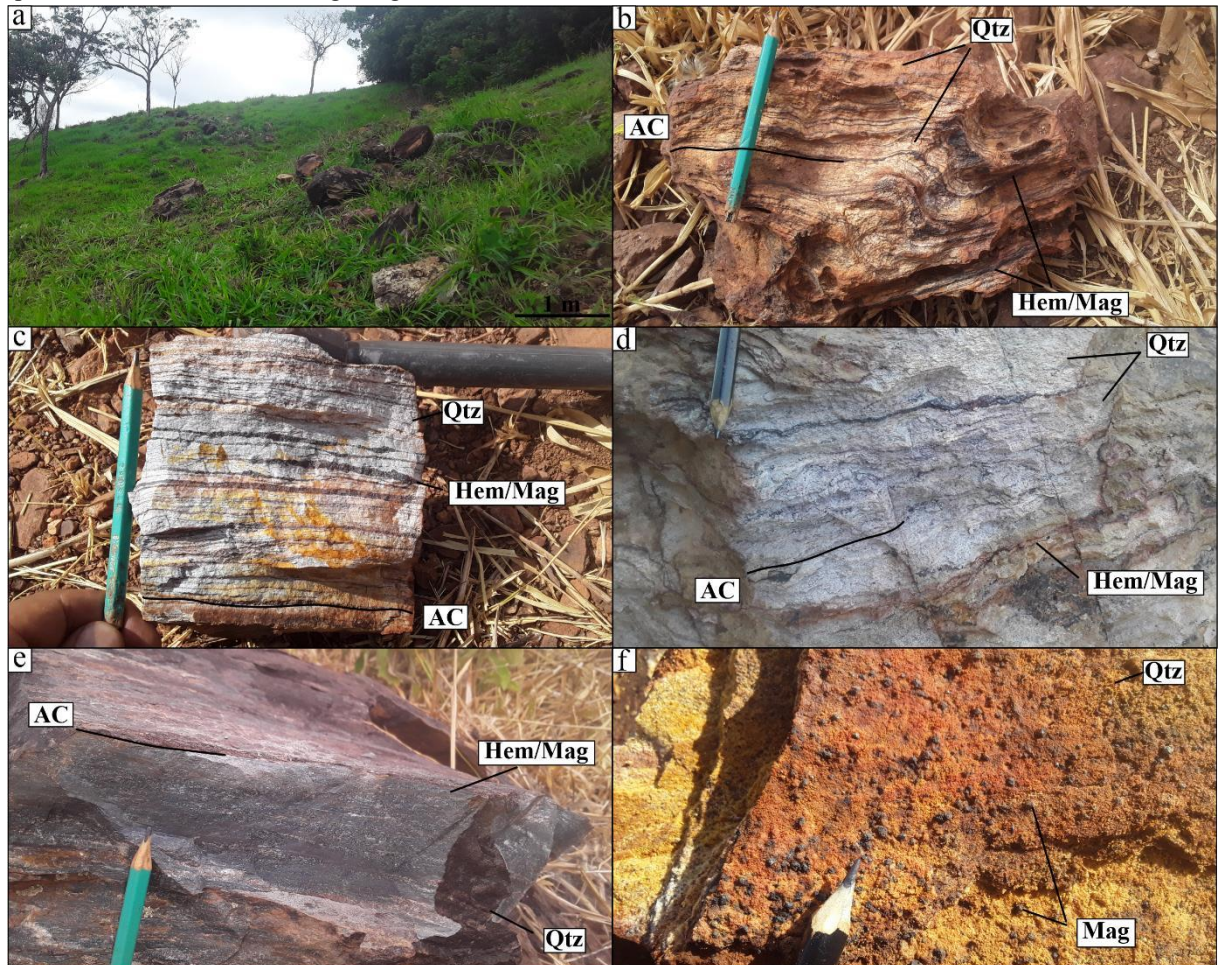
Magnetita-hematita quartzito

O magnetita-hematita quartzito compreende 9,48 % do quadrante, ocupando 6,3 km² e estando inseridos na porção central da área mapeada. Estas rochas ocorrem como intercalações no plagioclásio-quartzo-sericita filito, apresentando tamanhos e dimensões que variam de 1-1000 m. Em alguns casos estas lentes marcam charneiras de grandes dobramentos. Os afloramentos ocorrem na forma de blocos (Figura 13a), na maioria das vezes sustentando cristas de topo aguçado, mas também sendo encontrados em leitos de drenagens de primeira e segunda ordem. Solos são pouco desenvolvidos sobre esta litologia.

A rocha é composta por quartzo (75%) e hematita/magnetita (25%). Os cristais de quartzo são finos e por vezes se apresentam estirados. A individualização entre hematita e magnetita é possível pela cor do traço avermelhado característico da hematita e pelo hábito

octaédrico da magnetita, que por vezes é ressaltado nas amostras. Por se apresentarem como minerais muito finos, esta individualização não é possível na grande maioria dos afloramentos.

Figura 13 - **a)** Afloramento de blocos de magnetita-hematita quartzito; **b)** Acamamento composicional (AC) dobrado; **c)** Leitos com predomínio de quartzo e predomínio de hematita/magnetita de espessura variável; **d)** Rocha com predomínio dos leitos de quartzo sobre os leitos de hematita/magnetita; **e)** Rocha com predomínio de leitos de hematita/magnetita sobre os leitos de quartzo; **f)** Cristais bem formados de magnetita imersos em matriz quartzosa. Hem: hematita, Mag: magnetita. Pontos F90, F41, F41, F205, F42, F76.



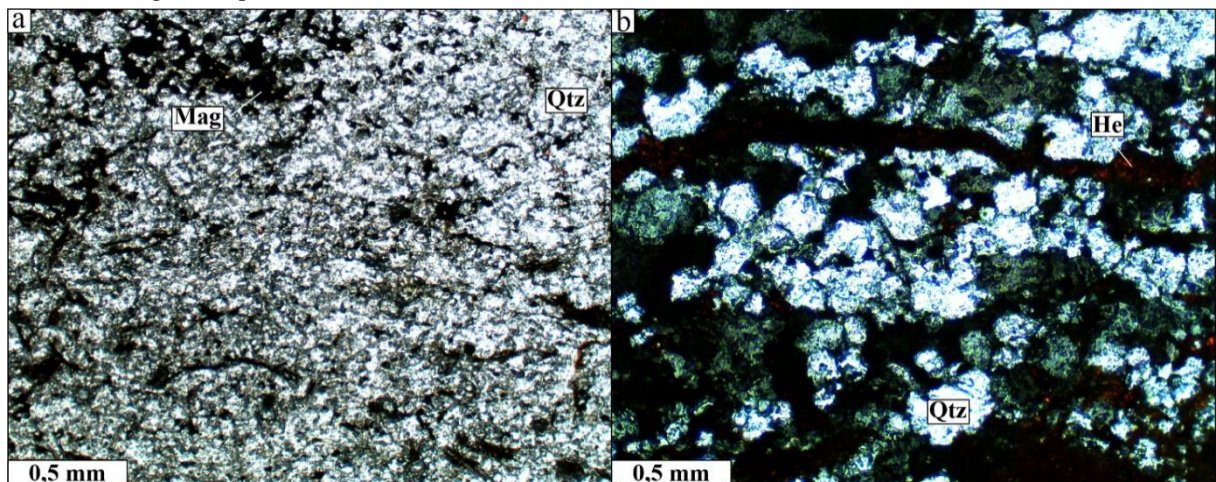
Fonte: O autor.

A estrutura é na maioria das vezes acamadada, onde é possível observar a individualização de leitos de quartzo com cor esbranquiçada e leitos de hematita e magnetita com cores pretas, marcando um acamamento composicional, que por vezes se apresenta dobrado (Figura 13b). Estes leitos são na maioria das vezes irregulares e variáveis quanto a espessura (1mm-15cm) (Figura 13c), alternando-se em zonas com muito quartzo e poucos óxidos (Figura 13d), ou zonas com muitos óxidos e pouco quartzo (Figura 13e), definido um acamamento composicional irregular. Em alguns locais esta rocha apresenta cristais isolados de magnetita, imersos em uma matriz quartzosa (Figura 13f).

A textura do magnetita-hematita quartzito é granoblástica e a granulação é fina. Muitas vezes esse litotipo é associado a turmalinito, rocha que apresenta cristais prismáticos, milimétricos a centimétricos, de turmalina, associados a cristais de quartzo muito finos.

As lâminas descritas indicam que o magnetita-hematita quartzito se apresenta por vezes isotrópico (Figura 14a), com grãos de quartzo equigranulares, subédricos, com contatos irregulares e bordas alteradas (Figura 14b). O quartzo possui tamanhos submilimétricos e extinção ondulante. É um mineral que por vezes não apresenta estiramento ou uma orientação preferencial. A magnetita é opaca, ocorrendo de forma interdigitada com o quartzo. Nas secções delgadas não foram vistos claros domínios com concentração deste mineral, com exceção a alguns fraturamentos que se apresentam preenchidos, por vezes com uma massa mineral de cor avermelhada, que representa a hematita.

Figura 14 - a) Lâmina delgada com estrutura isotrópica de magnetita-hematita quartzito com quartzo e magnetita. Nicóis cruzados; **b)** Grãos de quartzo com bordas alteradas e hematita com coloração avermelhada. Nicóis cruzados. Imagens do ponto L5.



Fonte: O autor.

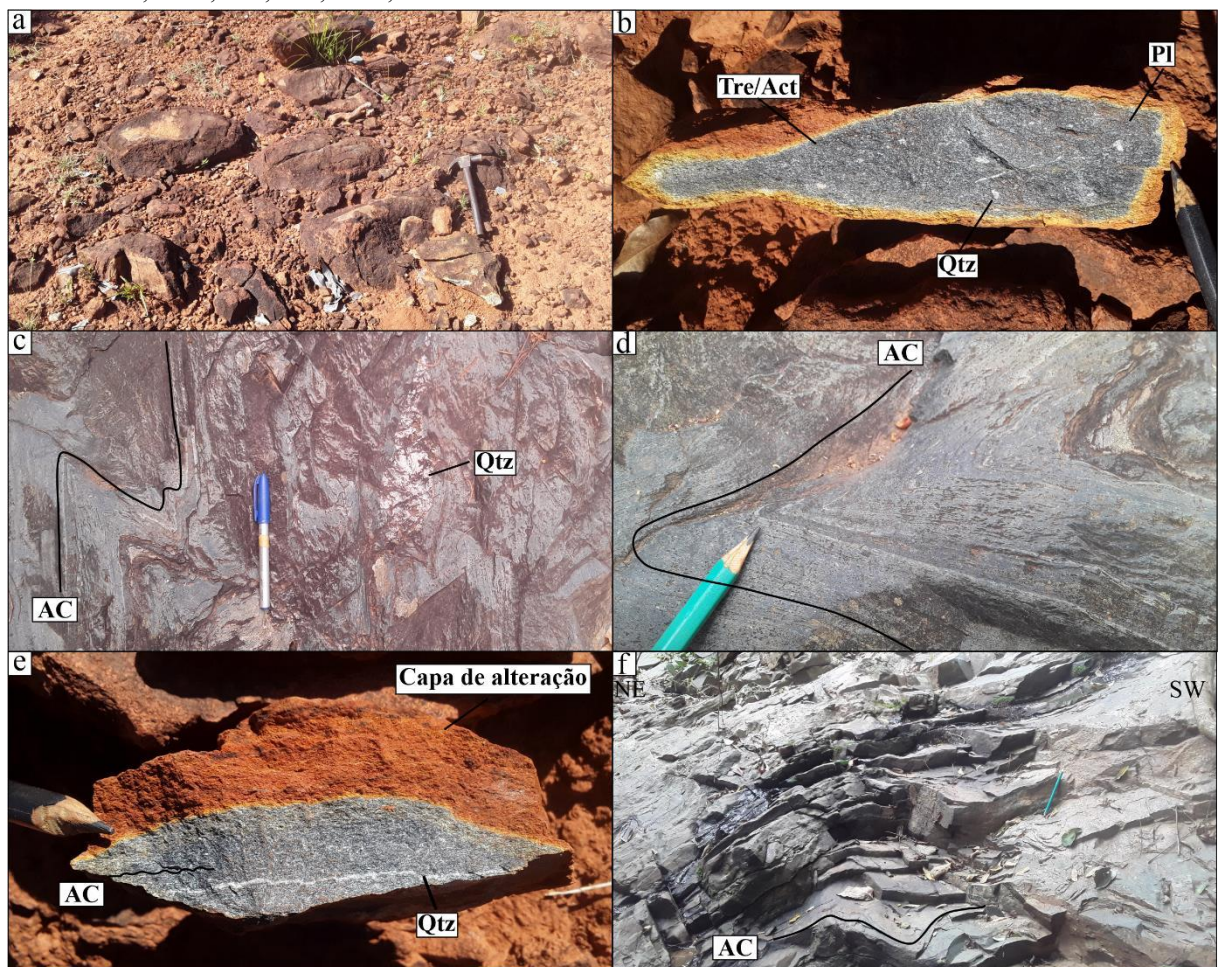
Anfibolito

Os afloramentos de anfibolito compreendem apenas 0,57 % da área, ocupando 391 m² e dispostos em quatro lentes alinhadas a NW-SE, associadas ao plagioclásio-quartzo-sericita filito e intercaladas nos metassedimentos do Grupo Araxá. Os afloramentos dessas rochas são sempre encontrados nas porções mais baixas do relevo, em drenagens com o leito rochoso. Por vezes ocorrem como blocos (Figura 15a). Geralmente condicionam solos bem desenvolvidos e de coloração avermelhada.

A descrição indica que estas rochas são compostas basicamente por tremolita-actinolita (85%) e plagioclásio (15%). São rochas muito finas, o que dificulta a visualização dos minerais

presentes. Os anfibólios são descritos pela coloração esverdeada e hábito acicular, enquanto que os plagioclásios derivam cores esbranquiçadas (Figura 15b) e possuem bordas alteradas, sendo anédricos vistos nas amostras de mão. Comumente são encontrados veios de quartzo preenchendo fraturamentos e encaixados na foliação principal (Figura 16a), com espessuras variáveis (Figura 15c).

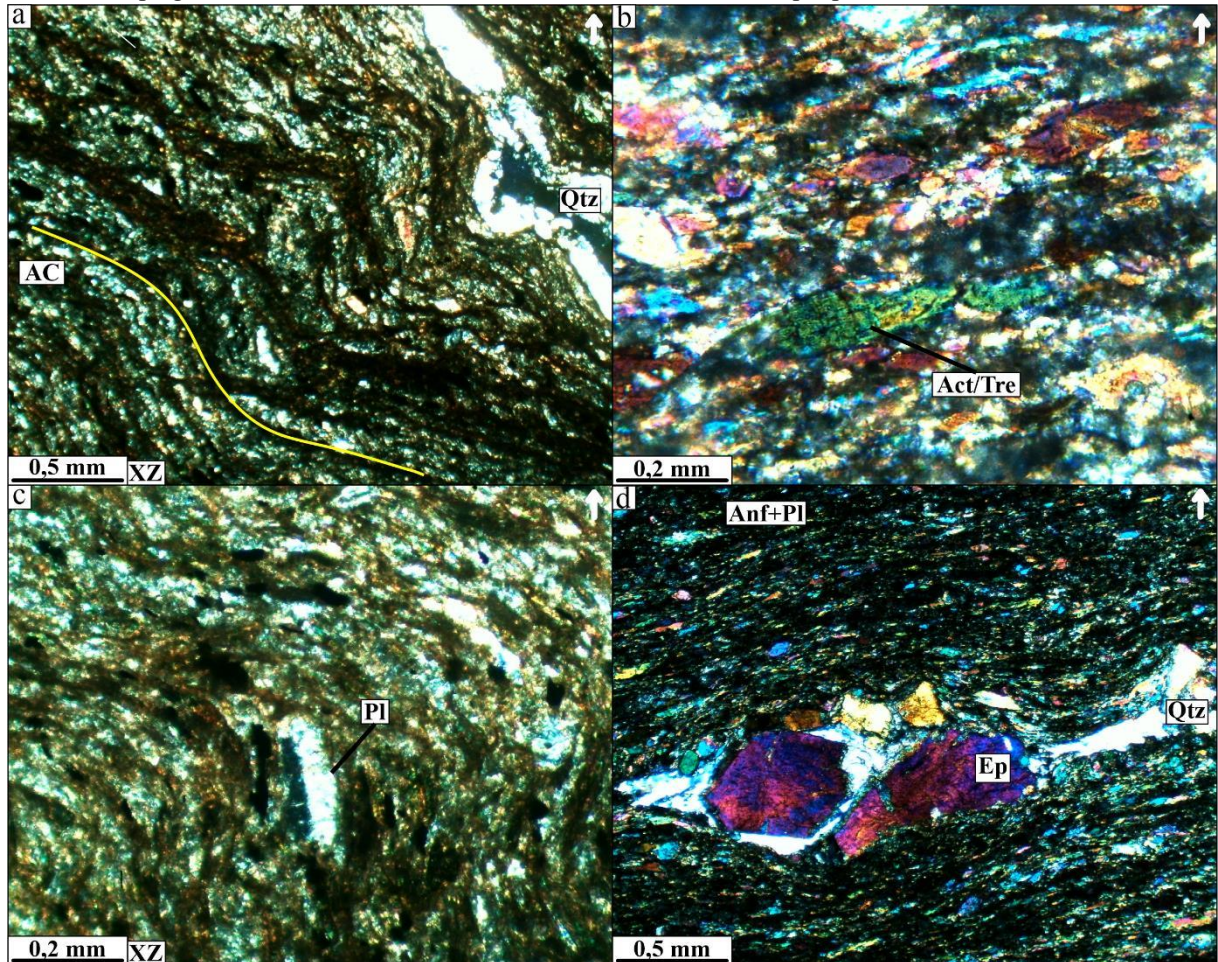
Figura 15 - a) Afloramento de blocos de anfibolito fino; **b)** Amostra com anfibólios e plagioclásios finos e de cor esbranquiçada; **c)** Veio de quartzo marcando o acamamento composicional (AC); **d)** Foliação dobrada desenvolvida em anfibolitos paralela ao acamamento. Destaque para a variação de leitões com concentração de anfibólio marcando o acamamento composicional; **e)** Rocha com granulação muito fina e capa de alteração derivada do intemperismo; **f)** Dobramento assimétrico com vergência para NE. Tre: tremolita, Act: actinolita. Pontos F192, F192, F36, F36, F192, F36.



Fonte: O autor.

A tremolita/actinolita apresenta-se como cristais aciculares (Figura 16b), alongados e finos, submilimétricos, subédricos, com bordas pouco alteradas e contatos pouco irregulares nas lâminas petrográficas. São cristais com pleocroísmo verde, a azulado e castanho, estando orientados segundo uma foliação principal contínua. O plagioclásio é visto raramente como cristais pequenos e alterados, com geminação tipo carlsbad simples (Figura 16c). Em algumas lâminas a visualização dos anfibólios é dificultada pela granulação muito fina da rocha.

Figura 16 - a) Cristais finos de actinolita/tremolita marcando textura nematoblástica. Nicóis cruzados; **b)** Cristais de actinolita/tremolita alongados. Nicóis cruzados; **c)** Cristal de plagioclásio com macla do tipo Carsbad. Nicóis cruzados; **d)** Cristais de epidoto associados a um veio de quartzo. Destaque para matriz muito fina composta de anfibólios e plagioclásio. Nicóis cruzados. Act/Ter: actinolita/tremolita, Ep: epidoto. Pontos L14 – F36.



Fonte: O autor.

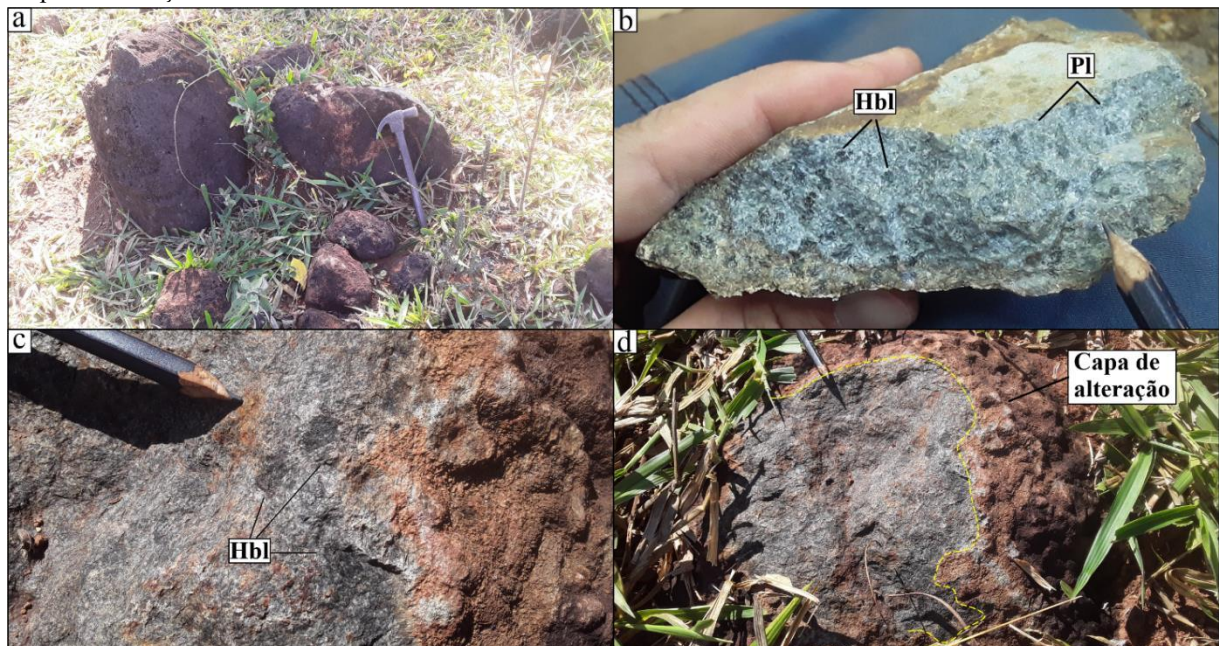
A descrição das lâminas delgadas indica a presença de cristais de epidoto e quartzo associados a zonas de fratura com passagem de fluido. O epidoto é presente na forma de porfiroblastos envolvidos por uma matriz mais fina composta de tremolita/actinolita e plagioclásio (Figura 16d). Estes cristais são euédricos a subédricos, com relevo muito alto, pleocroísmo azulado, amarelado a roxo. As bordas são pouco consumidas, evidenciando cristais angulosos. Tais porfiroblastos marcam ainda pequenas sombras de pressão compostas por quartzo.

O anfibólito apresenta foliação principal bem marcada na maioria dos casos, possuem também foliações secundárias como uma clivagem de crenulação. A textura é nematoblástica, marcada pela orientação de cristais de tremolita/actinolita, e a granulação muito fina (Figura 15d-e). Devido a sua alta competência, as rochas apresentam diversos pares de fraturas, por vezes com movimento, caracterizando fraturas de cisalhamento. Não se verificam estruturas

primárias preservadas em nenhum dos afloramentos descritos. As rochas apresentam dobras centimétricas a métricas, abertas, fechadas e recumbentes (Figura 15f). No geral possuem coloração esverdeada, quando incipientemente intemperizadas, e alaranjada, quando moderada e intensamente intemperizados.

Em um afloramento associado ao plagioclásio-quartzo-sericita filito foi verificado a presença de rochas com uma granulação média-grossa, aflorando como blocos de dimensões variadas (Figura 17a), sustentando uma pequena elevação do relevo e não desenvolvendo solos. Além de cristais de tremolita/actinolita esta rocha apresenta macrocristais (4-5 mm) prismáticos de cor preta, subédricos a euédricos de hornblenda, dispersos em uma matriz fina e acinzentada (Figura 17b). A rocha é maciça e tem textura granoblástica (Figura 17c), possuindo cores esverdeadas a acinzentadas, quando incipientemente intemperizada, e cor alaranjada, quando moderada ou intensamente intemperizada (Figura 17d).

Figura 17 - a) Afloramento composto por blocos de anfibolito médio-grosso; **b)** Cristais de hornblenda imersos em uma matriz mais fina com plagioclásio; **c)** Rocha com granulação média e grandes cristais de hornblenda; **d)** Capa de alteração em anfibolito. Hbl: Hornblenda. Pontos F209.



Fonte: O autor.

5.3.1.2. Unidade Superior

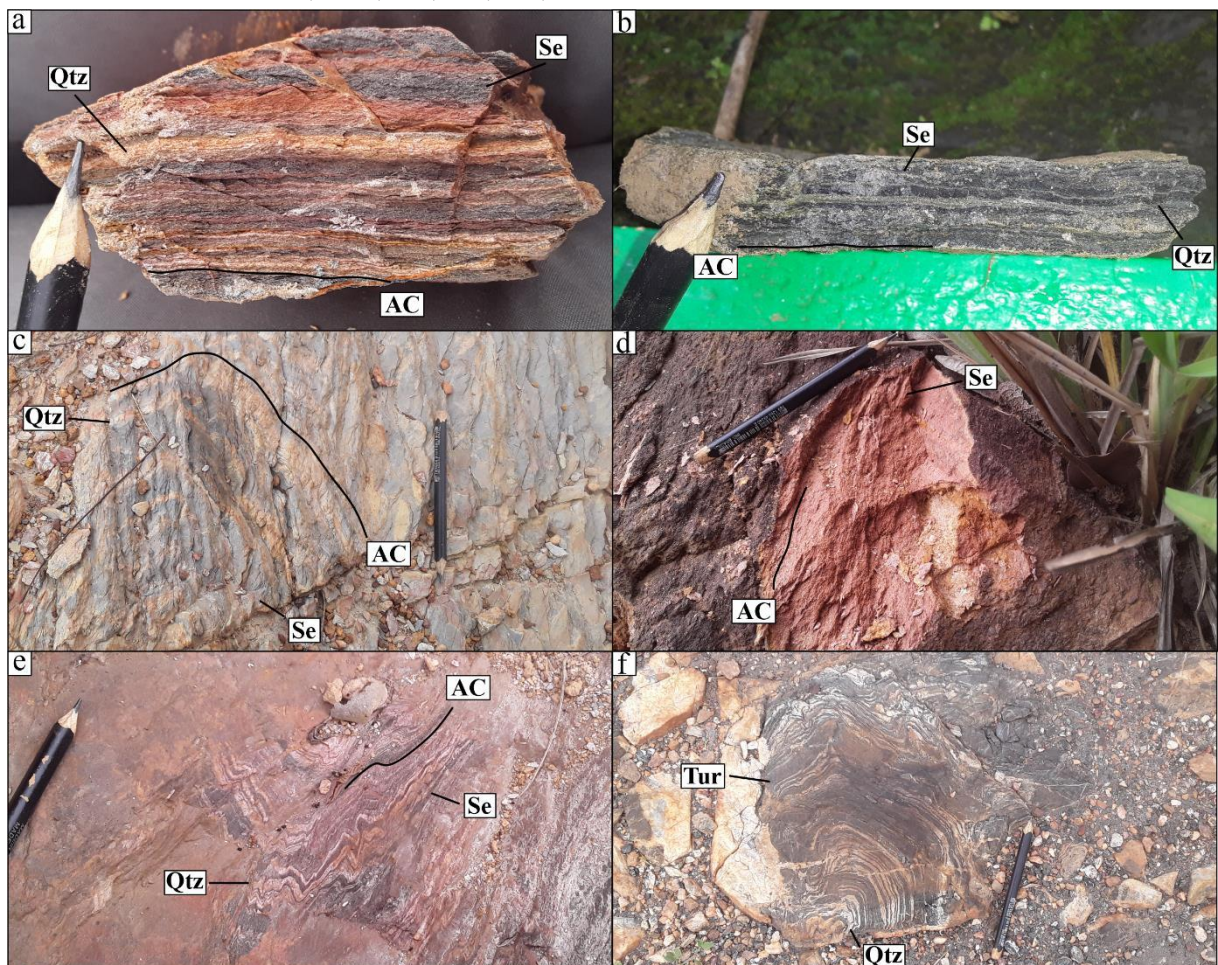
Sericita filito

O sericita filito está disposto em uma extensa faixa alinhada a NW-SE, ocupando 34 % e 23 Km² da área de estudo. Estas rochas sempre possuem afloramentos *in situ*, que variam

quanto ao tamanho e dimensão. As mesmas condicionam um relevo dissecado e declivoso, onde solos são pouco desenvolvidos.

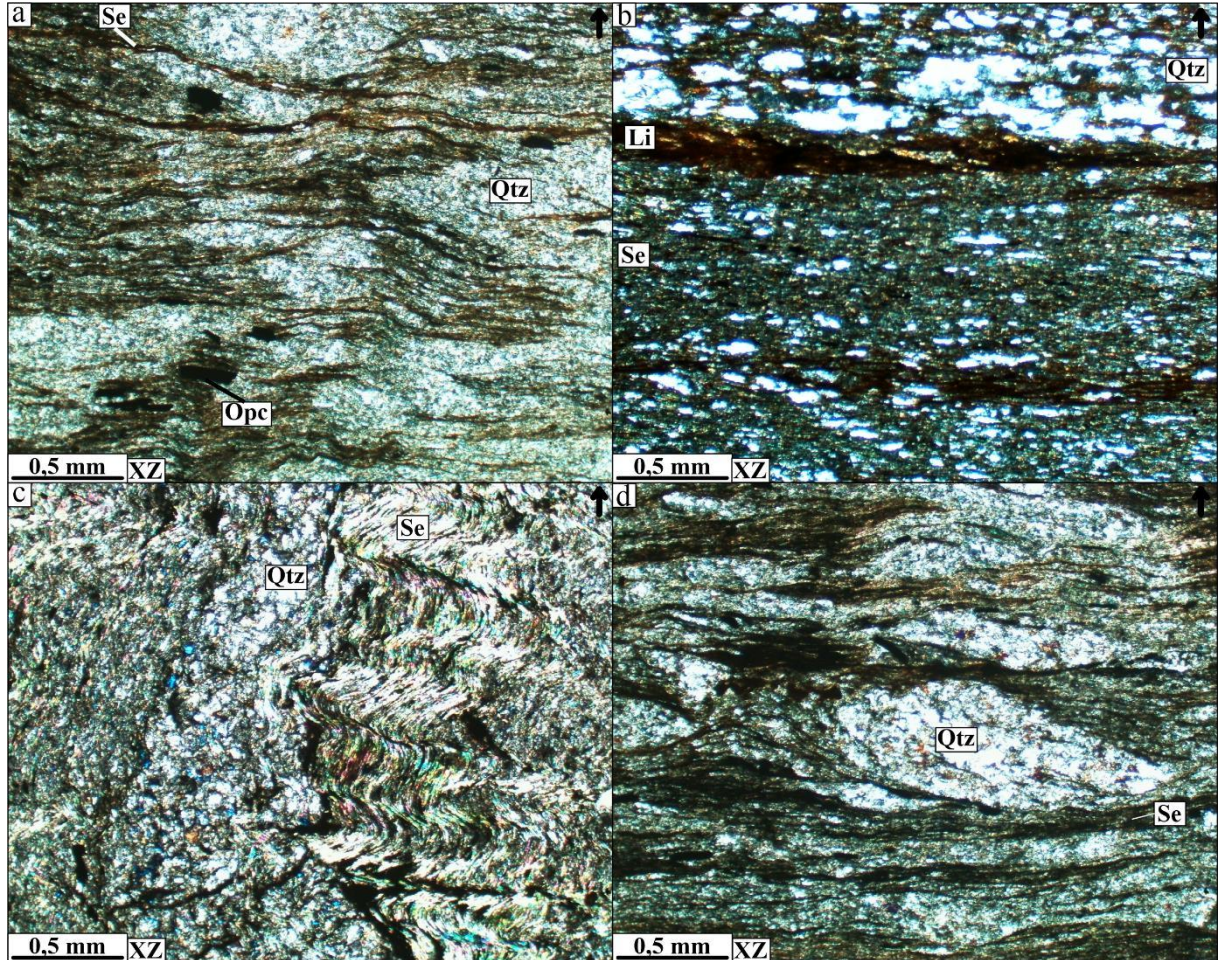
A composição é dada por sericita (80%) e quartzo (20%). Os minerais são muito finos, dificilmente individualizados a olho nu, e se alternam em camadas que constituem um acamamento composicional (Figura 18a). As zonas com concentração de sericita são mais finas e apresentam cores mais escuras (Figura 18b), acinzentadas, rosadas e amareladas, enquanto que os domínios de quartzo apresentam cores mais claras e esbranquiçadas (Figura 18c). Estes leitos são sempre contínuos, mas apresentam variação quanto a espessura, da ordem de 0,1 mm (Figura 19a) até 2 cm, onde por vezes a sericita domina sobre o quartzo, gerando um aspecto mais fino e homogêneo da rocha (Figura 18d). Estas variações indicam uma irregularidade do acamamento.

Figura 18 - a) Acamamento composicional (AC) composto por leitos com concentração de quartzo e leitos com concentração de sericita; **b)** Domínios de sericita com coloração mais escura; **c)** Acamamento composicional dobrado com destaque para domínios de quartzo de cor esbranquiçada; **d)** Rocha fina com concentração de sericita; **e)** Acamamento composicional e foliação metamórfica dobrados; **f)** Alternância de leitos de quartzo e turmalina dobradas. Destaca-se que estas rochas são encaixadas na foliação dos filitos e xistos descritos na área. Se: sericita, Tur: turmalina. Pontos F63, F106, F65, F67, F71, F69.



Fonte: O autor.

Figura 19 - a) Finas lâminas de sericita intercaladas com quartzo marcando o acamamento composicional. Nicóis cruzados; **b)** Massa avermelhada composta por limonita evidenciando oxidação. Nicóis cruzados; **c)** Grãos de quartzo inequigranulares e domínios de sericita marcando o acamamento. Destaque para a ausência da clivagem de crenulação nos domínios com concentração de quartzo. Nicóis cruzados; **d)** Bolsão composto por cristais de quartzo e envolvidos por domínios com sericita. Nicóis cruzados. Opc: opacos, Li: limonita. Pontos L15, L2, L12, L15.



Fonte: O autor.

A sericita ocorre como cristais muito finos, alongados e com hábito placóide, marcando uma foliação metamórfica principal. Por possuírem tamanhos da ordem de micrometros, os cristais de sericita são vistos como agregados, onde dificilmente são distinguidos cristais individuais desse mineral. A sericita também marca o plano de uma segunda foliação em muitos afloramentos. Em algumas lâminas foi observado que a sericita é envolvida por uma massa, constituída de um mineral muito fino e de cor amarronzada (Figura 19b), possivelmente limonita, o que evidencia a presença de oxidação em alguns locais.

Os cristais de quartzo possuem geralmente tamanhos submilimétricos, ocorrendo como grãos anédricos, estirados, equigranulares, com contatos irregulares e consumidos, sempre com extinção ondulante. Localmente, ocorrem domínios com cristais maiores e inequigranulares de quartzo, que apresentam coloração acinzentada, formam agregados que constituem bolsões

dobrados, rompidos e isolados pela foliação principal (Figura 19c-d). Esta feição de domínios de quartzo não é observada em relação a segunda foliação.

Os minerais opacos foram vistos em pequena quantidade nas lâminas delgadas. São cristais submilimétricos e maiores que o quartzo e a sericita. Apresentam hábito prismático, formatos eudrais e bordas integras, estando encaixados na foliação principal e presentes tanto em domínios com concentração de sericita, como em domínios com concentração de quartzo.

A estrutura do sericita filito é foliada, definida por uma foliação filítica paralela ao acamamento composicional, que determina o aspecto sedoso e brilho lustroso para a rocha. A foliação principal é afetada por clivagens de crenulação em muitos afloramentos. A rocha apresenta textura grano-lepidoblástica e granulação muito fina. Os planos de foliação são levemente irregulares.

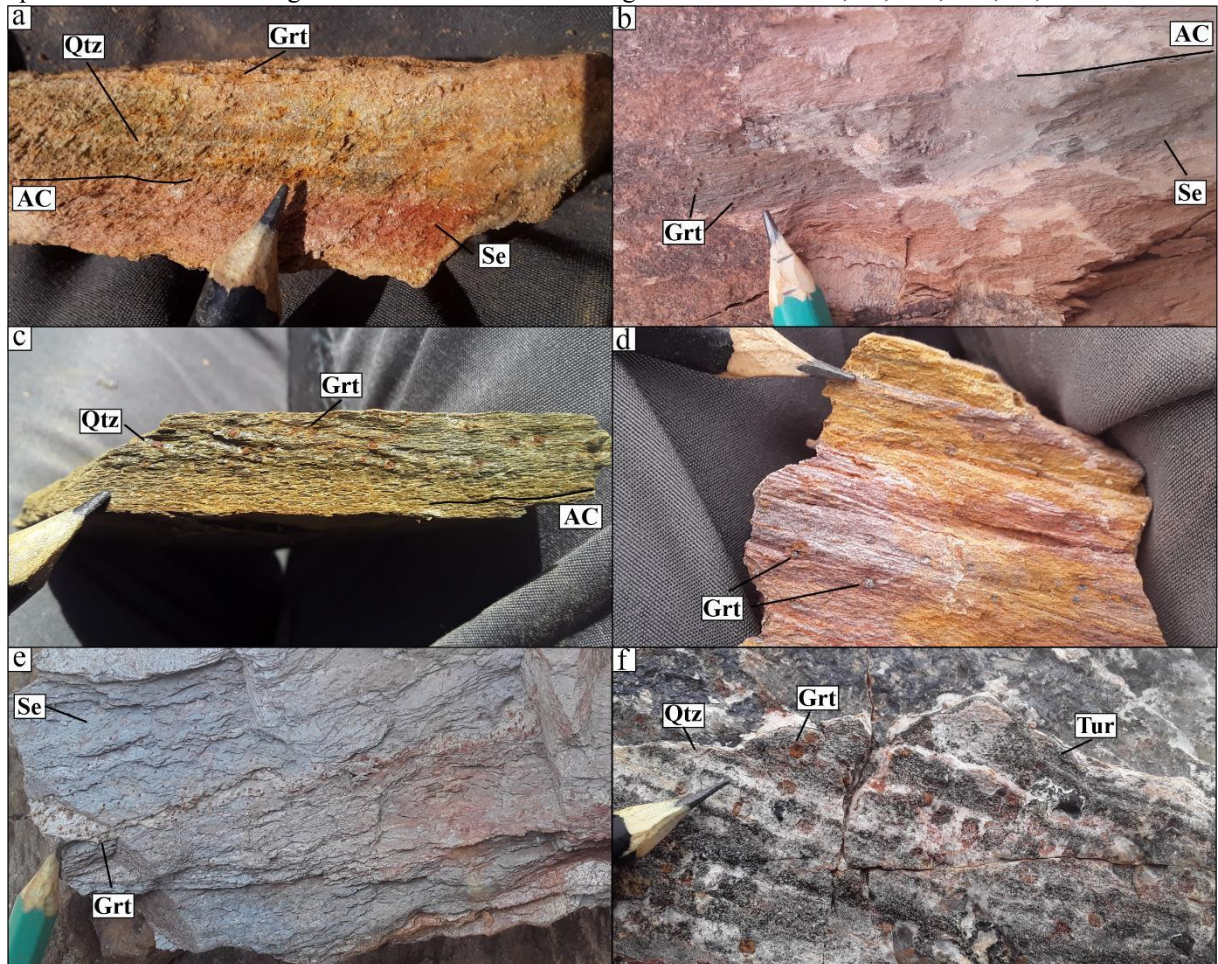
Esta rocha quando moderada a intensamente intemperizada, mostra cores amareladas, o que dificulta a visualização do acamamento composicional. Nos afloramentos são visualizadas dobras assimétricas, abertas à fechadas (Figura 18e). Ocorrem associados a esta rocha, inúmeros veios de quartzo, encaixados na foliação e preenchendo fraturas, muitas vezes com turmalina (Figura 18f). Esta faixa de sericita filito apresenta uma morfologia curvilínea, com uma convexidade para NE.

Granada-sericita filito

O granada-sericita filito (Figura 20a) é disposto em faixas alongadas de direção NW-SE, compreendendo 5 % e 3,43 Km² da área de estudo. O seu modo de ocorrência se dá na forma de intercalações com o sericita filito, não caracterizando faixas com grande extensão lateral. O relevo é dissecado e solos são pouco desenvolvidos sobre esta litologia.

Os minerais constituintes são basicamente sericita (70%), quartzo (20%) e granada (10%). Estas rochas marcam uma variação composicional do sericita filito, apresentando mesmo aspecto e coloração, onde a sericita e o quartzo se alternam e marcam o acamamento composicional (Figura 20b). Os cristais de granada são milimétricos, arredondados a angulosos e com cor acastanhada (Figura 20c) a acinzentada quando alterados ou substituídos por biotita (Figura 20d). São cristais sempre encaixados nos planos da foliação filítica e presentes nos domínios com maior concentração de sericita (Figura 20e). Este litotipo apresenta variações composicionais internas, onde em alguns afloramentos pode ser considerado como um granada-biotita-sericita filito (Figura 21a), sendo então constituído por sericita (55%), quartzo (30%), biotita (8-10%) e granada (5%). Opacos são raramente vistos (<2%).

Figura 20 - a) Amostra de filito fino com sericita quartzo e granada; **b)** Domínio com concentração de sericita e desenvolvimento de granada marcando o acamamento composicional; **c)** Cristais de granada de cor acastanhada encaixados no plano da foliação filítica; **d)** Granada de cor acinzentada indicando substituição por biotita; **e)** Leito com maior concentração de granada; **f)** Veio de quartzo com turmalina e granada. Os cristais de granada ocorrem apenas no contato com os granada-muscovita filitos. Grt: granada. Pontos F87, F6, F50, F70, F3, F63.



Fonte: O autor.

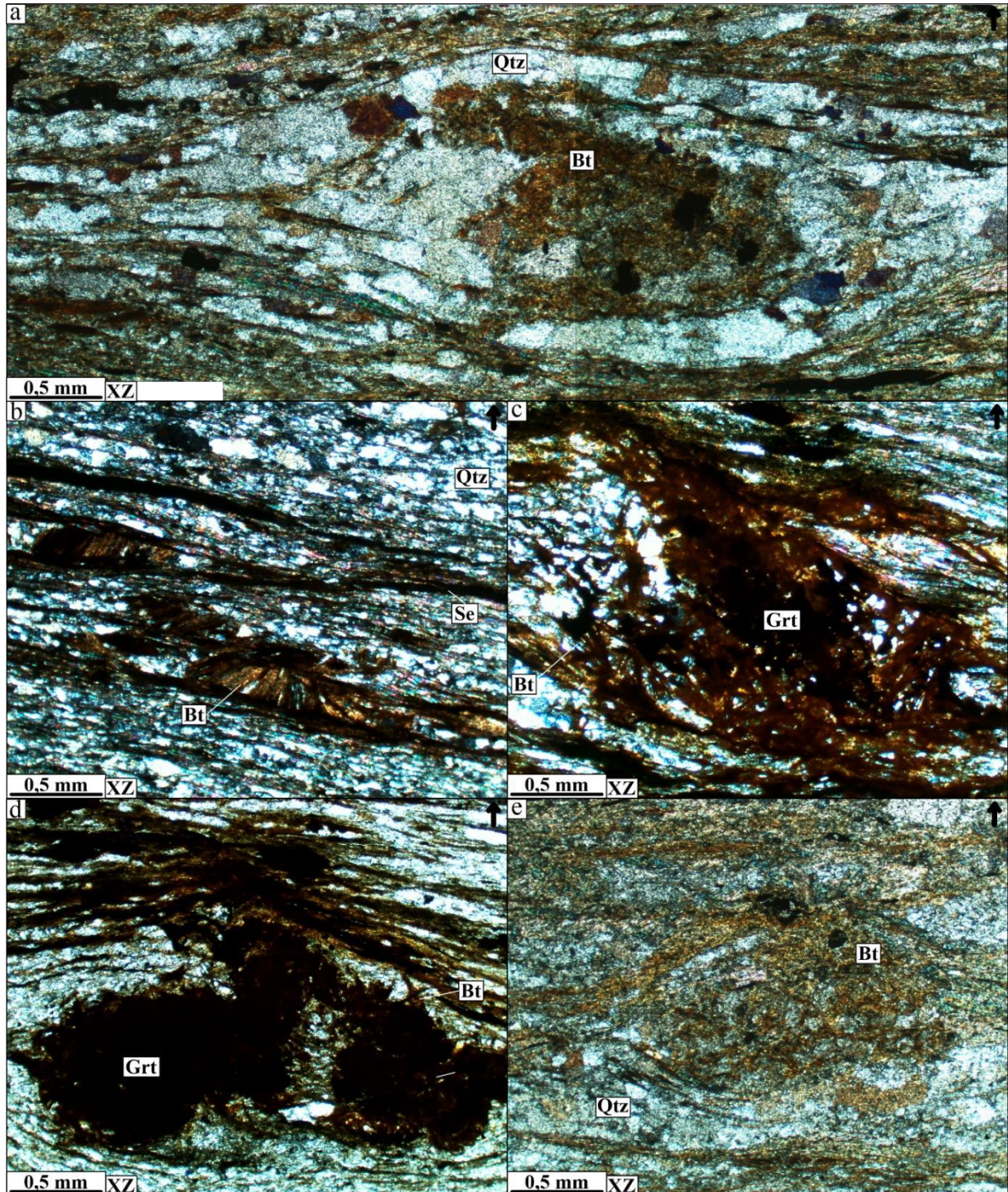
A sericita é muito fina e forma agregados de cristais placóides e alongados, orientados segundo uma foliação principal, sendo geralmente a foliação filítica. A diferenciação de cristais individuais desse mineral é difícil. Os cristais de sericita marcam os domínios de clivagem da segunda foliação.

O quartzo é submilimétrico e se apresenta como grãos equigranulares, alongados, anédricos e com bordas alteradas e extinção ondulante. Estes minerais representam parte do acamamento composicional ou domínios de micrólitos, sendo mais espessos que os domínios com concentração de sericita, e contínuos ao longo das lâminas. Juntamente com a sericita formam uma matriz fina que envolve cristais maiores de biotita e/ou granada.

A biotita é presente com pleocroísmo amarronzado, birrefringência alta e relevo forte. São cristais que se comportam como porfiroblastos (0,6 mm), envolvidos pela matriz e com hábito placóide (Figura 21b), ou como cristais finos e alongados, com hábito acicular (Figura

21c), substituindo a granada. Estes cristais de biotita são bem formados, com clivagem paralela bem delimitada, formatos subédricos a euédricos, com contatos levemente irregulares e pouco consumidos. Os porfiroblastos ocorrem nos micrólitos da segunda foliação.

Figura 21 - a) Porfiroblasto de granada substituído por biotita, com domínios de quartzo alongados e contínuos. Nicóis cruzados; **b)** Biotita com hábito placóide encaixada na clivagem de crenulação. Nicóis cruzados; **c)** Cristais aciculares de biotita substituindo cristal de granada. Nicóis cruzados; **d)** Grandes cristais com morfologia ovalada de granada. Nicóis cruzados; **e)** Porfiroblasto de granada completamente substituído por biotita. Nicóis cruzados Pontos L9, L10, L10, L10, L9.



Fonte: O autor.

Os cristais de granada presentes são porfiroblastos (>0,12 mm) circundados pela matriz de sericita e quartzo, formando sombras de pressão assimétricas. Apresentam-se rotacionados, com morfologia ovalada (Figura 21d), pleocroísmo acastanhado a avermelhado e relevo forte. São cristais anédricos, com contatos muito irregulares e bordas altamente consumidas. Possuem também inclusões de quartzo. Os cristais de granada se mostram substituídos pela biotita em diferentes níveis, por vezes mais avançados, onde os cristais aciculares desse mineral dominam, ocupando os espaços da granada (Figura 21e).

A rocha apresenta uma foliação filítica, que é paralela ao acamamento composicional, muitas vezes afetada por clivagens de crenulação posteriores. A textura é grano-lepidoblástica, a granulação muito fina, o aspecto sedoso e o brilho lustroso. Veios de quartzo leitosos são comuns nestas rochas, em alguns locais possuem concentrações de turmalina e granada no contato com os filitos (Figura 20f). Estas lentes de filitos com granada acompanham a morfologia dos sericita filito, possuindo uma convexidade para NE.

Quartzitos

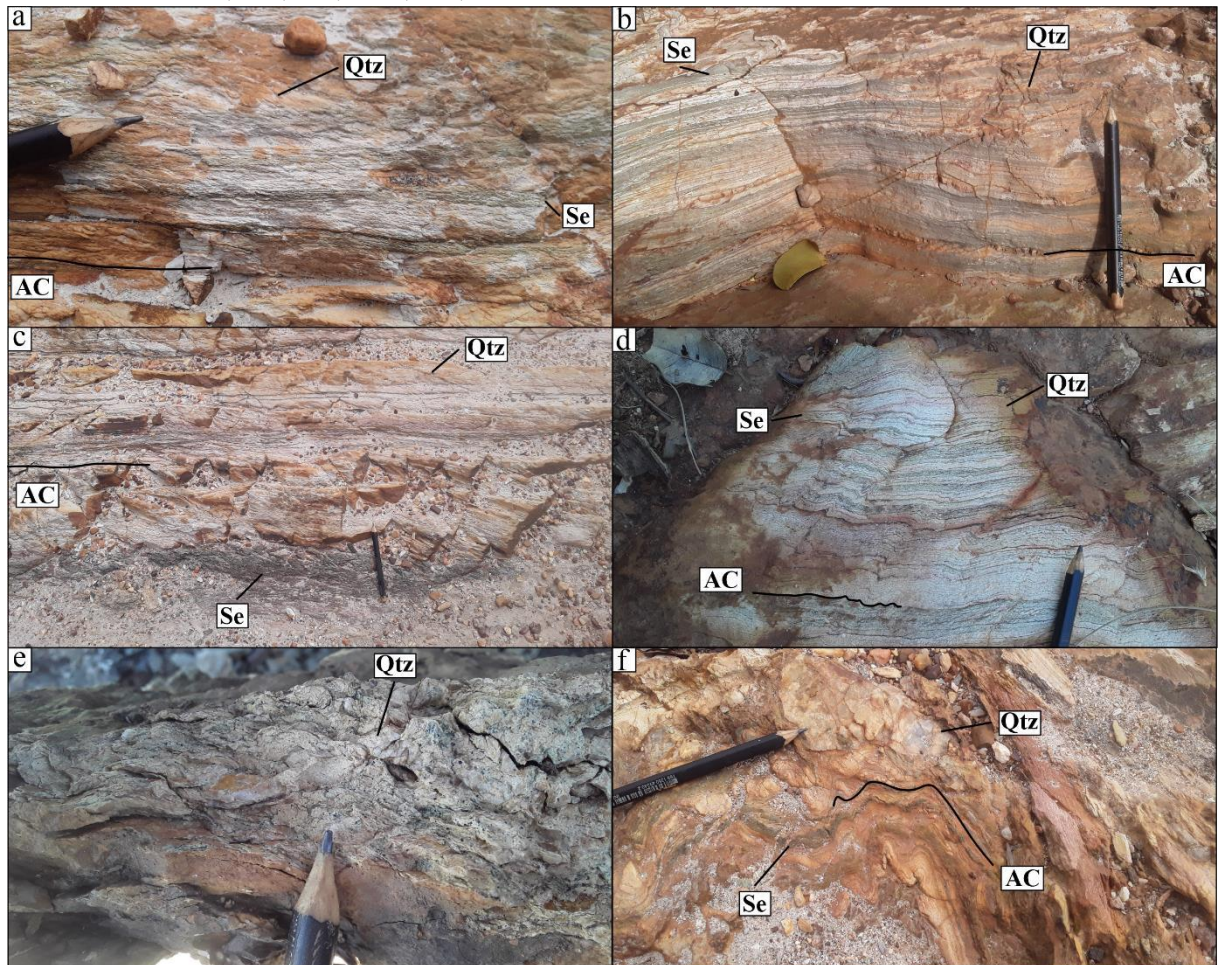
O quartzito corresponde a 3,35 % e 2,26 Km² da área mapeada. Ocorre no formato de lentes, intercaladas no sericita filito do setor NE, e no contato entre o muscovita xisto e o plagioclásio-quartzo-sericita filito no setor SW. São lentes alongadas na direção NW-SE, mas como pouca expressão lateral. Os afloramentos são bem preservados, sustentando, na maioria dos casos, serras de topos alinhados. Os solos são fracamente desenvolvidos.

A rocha em questão é constituída por quartzo (90%) e sericita (10%). O quartzo domina, constituindo mais de 90 % da rocha (Figura 22a). A sericita é presente em finas lâminas intercaladas a estes domínios. Esta alternância de domínios com diferentes composições marca um acamamento composicional (Figura 22b). Este litotipo pode ser considerado como um quartzito impuro, uma variação composicional dos sericita filito, visto que apresenta mineralogia muito semelhante, com a única diferença de que o quartzo domina sobre a sericita (Figura 22c).

A grande parte dos afloramentos descritos apresentam uma foliação milonítica, anastomosada e com quartzo estirado. Em outros locais, os afloramentos apresentam crenulações bem marcadas, onde a primeira foliação é paralela ao acamamento composicional (Figura 22d). O quartzito possui textura granoblástica a grano-lepidoblástica e granulação que varia de fina a média (Figura 22e). A coloração dessa rocha é esbranquiçada a amarelada.

Associados a esta litologia são presentes muitos veios de quartzo leitoso (Figura 22f), de granulação média, muitas vezes com turmalina.

Figura 22 - a) Afloramento com domínios espessos de quartzo e finas lâminas com concentração de sericita; b) Acamamento composicional (AC) marcado por intercalações de quartzo e sericita; c) Afloramento com espessas camadas de quartzo; d) Acamamento paralelo a foliação principal, que é crenulada por uma clivagem de crenulação; e) Amostra de quartzito com granulação média; f) Veio de quartzo encaixado na foliação principal dobrada. Pontos F68, F68, F68, F193, F99, F68.



Fonte: O autor.

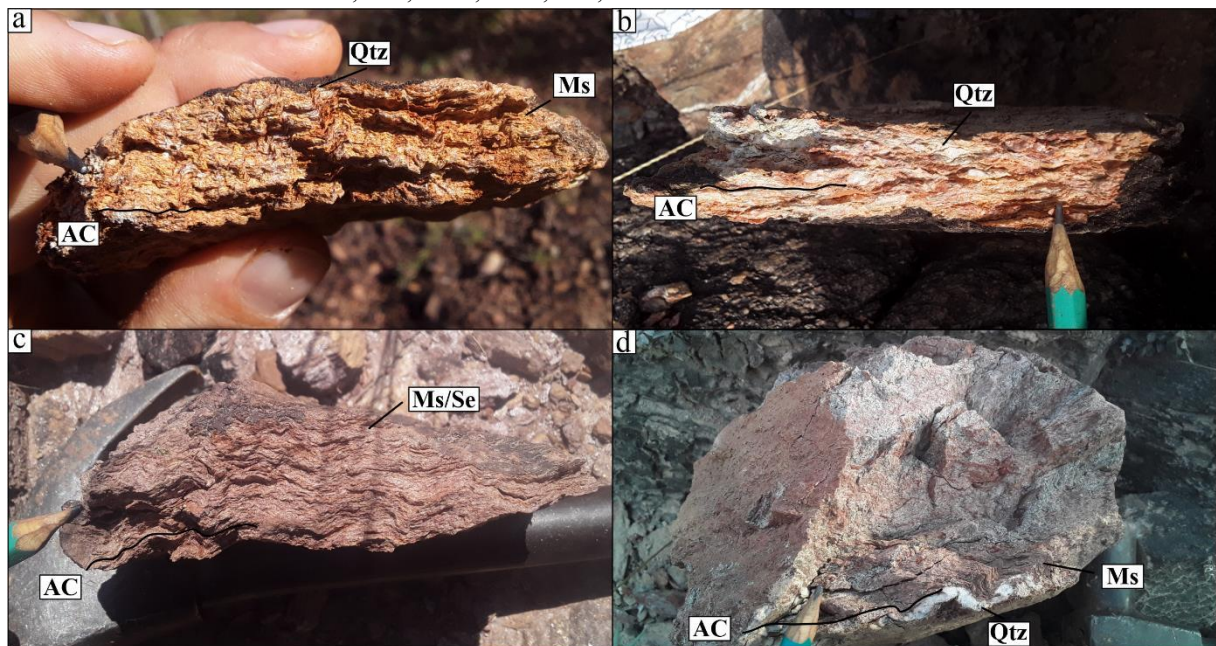
5.3.2. Grupo Araxá

Muscovita xisto

O muscovita xisto na área de estudo aflora em duas faixas dispostas na direção NW-SE, localizadas nos setores NE e SW, compreendendo 16,9 % e 11,45 Km² do quadrante. No geral possuem bons afloramentos em cortes de estrada e no leito de drenagens. Condicionam um relevo dissecado, onde solos são medianamente desenvolvidos.

A análise desta rocha indica que a mesma é composta principalmente por muscovita (75%) e quartzo (20%) (Figura 23a), por vezes com biotita (<5%). A muscovita domina na maioria dos afloramentos, se apresentando com cristais bem definidos e vistos a olho nu. Em alguns locais existe uma maior concentração de quartzo, que constitui grãos arredondados, e por vezes se apresenta estirado. Nestes locais a rocha pode ser considerada como um quartzo-muscovita xisto (Figura 23b). Veios de quartzo leitoso são comuns, muitas vezes associados com turmalina. No geral estas rochas apresentam coloração rosada, amarelada e acinzentada. Um acamamento composicional também é observado, no entanto de forma mais discreta se comparado aos filitos do CAD. No acamamento é possível observar a individualização de leitos com mais quartzo e leitos com mais filossilicatos.

Figura 23 - a) Muscovita xisto crenulado da faixa inserida no setor SW, com acamamento composicional paralelo a xistosidade; **b)** Grande concentração de quartzo definindo um quartzo-muscovita xisto; **c)** Muscovita/sericita xisto com granulação fina a média da faixa do setor SW; **d)** Muscovita xisto com granulação média a grossa na faixa do setor NW. Pontos F183, F28, F155, F163, F46, F149.

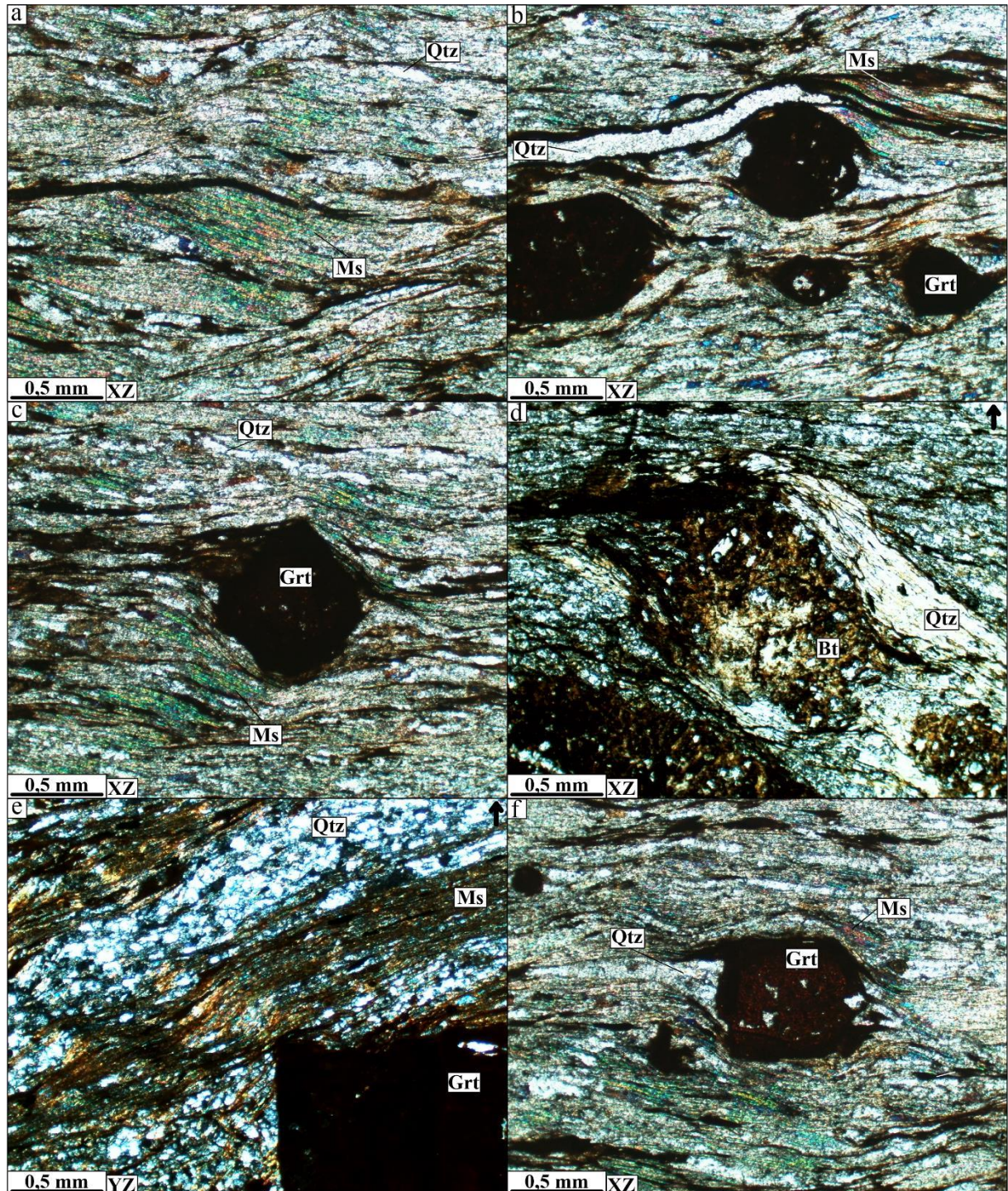


Fonte: O autor.

A muscovita se mostra como cristais placóides, submilimétricos, com formatos euédricos e contatos bem preservados. Diferentemente da sericita é possível identificar cristais individuais, tanto em escala de amostra quanto em lâminas delgadas, que formam feixes alongados, orientados segundo uma xistosidade principal e marcando domínios de clivagem de uma clivagem de crenulação (Figura 24a).

O quartzo apresenta formatos subédricos, grãos estirados e com bordas alteradas, sempre com extinção ondulante. São cristais que ocorrem muitas vezes como agregados, orientados pela primeira foliação e marcando micrólitos da segunda foliação.

Figura 24 - a) Cristais de muscovita marcando os planos da xistosidade e muscovita xisto. Nicóis cruzados; **b)** Textura porfiroblástica marcada por cristais de granada imersos em uma matriz mais fina de quartzo e muscovita. Nicóis cruzados; **c)** Porfiroblasto de granada rotacionado. Nicóis cruzados; **d)** Granada consumida, com bordas alteradas e substituída em partes por biotita. Nicóis cruzados; **e)** Cristal de granada com bordas retas, não afetando a segunda foliação presente na amostra. Nicóis cruzados; **f)** Porfiroblasto de granada com sombras de pressão constituídas por quartzo. Nicóis cruzados. Pontos L7, L7, L7, L4, L6, L7.



Fonte: O autor.

A estrutura dessa litologia é considerada como uma xistosidade, muitas vezes crenulada. Dobras assimétricas, abertas a fechadas são comuns nos afloramentos. A textura dessa rocha é grano-lepidoblástica, marcada pela orientação da muscovita e do quartzo, e o tamanho dos

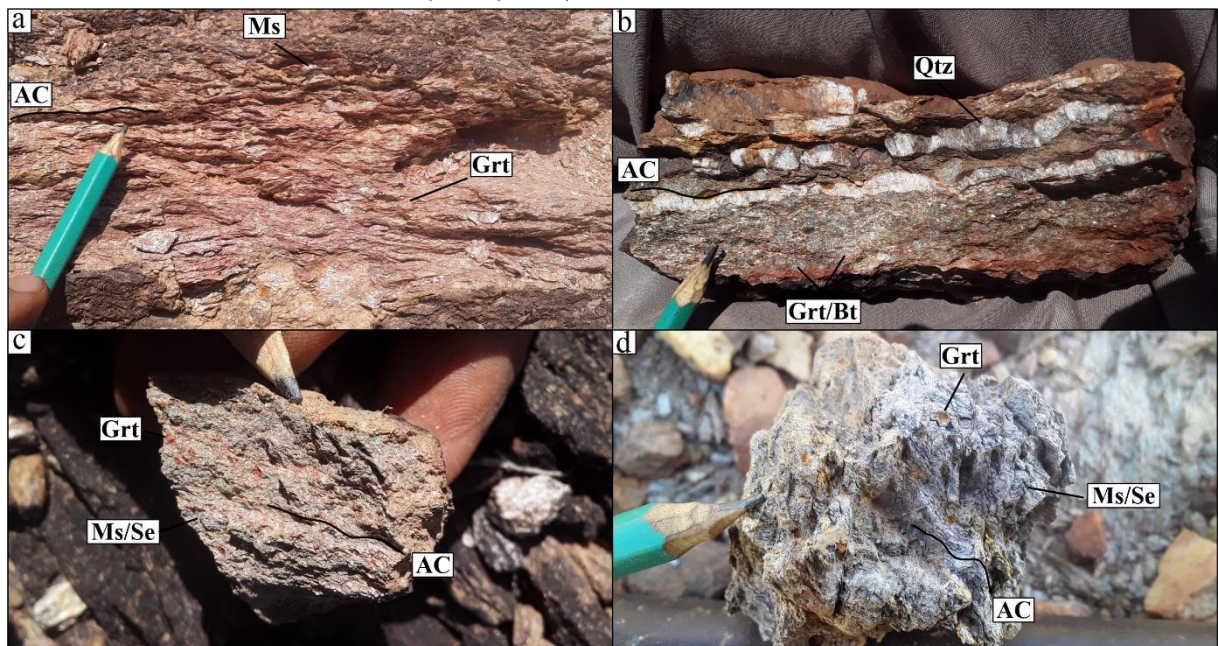
minerais varia ao longo da área. Na faixa do setor SW, são presentes afloramentos com minerais menores, com granulação que se alterna de fina a média (Figura 23c), enquanto que na faixa do setor NW dominam afloramentos mais grosseiros (Figura 23d). Esta diminuição da granulação é mais bem identificada nas proximidades do contato com as rochas do CAD, onde a muscovita é mais fina, podendo ser caracterizada como sericita. Nas porções com granulação grossa é observado uma xistosidade mais bem desenvolvida, compondo planos muito irregulares.

Granada-muscovita xisto

O granada-muscovita xisto ocorre na forma de lentes alongadas na direção NW-SE, com pouca expressão lateral, ocupando 3,42 % e 2,3 Km² da área. São rochas que resultam em um relevo dissecado e solos mediamente desenvolvidos.

A composição desta rocha é dada por muscovita (65%), quartzo (20%) e granada (10%), e por vezes biotita (<5%). As granadas se apresentam como cristais grandes, acastanhados, angulosos a arredondados, sempre encaixados na xistosidade (Figura 25a). A biotita aparece por vezes substituindo a granada, resultando em uma coloração mais escura e amarelada dos cristais (Figura 25b). Veios de quartzo são também comumente associados a esta litologia.

Figura 25 - a) Cristais de granada encaixados na xistosidade; **b)** Veios de quartzo encaixados na foliação e biotita com cor acinzentada substituindo a granada; **c)** Granada-muscovita/sericita xisto de granulação fina a média na faixa do setor SW; **d)** Granada-muscovita/sericita xisto com coloração acinzentada indicando maior concentração de filossilicatos. Bt: biotita. Pontos F26, F146, F189, F157.



Fonte: O autor.

A granada se mostra como porfiroblastos (>0,12 mm), que se apresentam muitas vezes rotacionados (Figura 24b-c), subédricos a anédricos, com bordas consumidas e contatos irregulares (Figura 24d). São comuns inclusões de quartzo nestes cristais. Por vezes são cristais que ocorrem com formatos euédricos, bem formados e com bordas preservadas (Figura 24e). Possuem sombras de pressão marcadas por quartzo (Figura 24f), e em algumas lâminas ocorre substituição por biotita, presente como cristais finos, aciculares e amarronzados.

A estrutura é xistosa, quase sempre crenulada. Dobras abertas e fechadas são comuns. A textura principal é grano-lepidoblástica, sendo por vezes porfiroblástica quando há uma maior concentração de granadas. A granulação varia, assim como no muscovita xisto, com porções mais grosseiras e cristais maiores, e partes mais finas (Figura 25c). A rocha apresenta coloração rosada, amarelada e acinzentada (Figura 25d). Nota-se também a presença de um acamamento composicional. Os leitos com mais filossilicatos e cores acinzentadas concentram os cristais de granada.

5.4. Geologia Estrutural

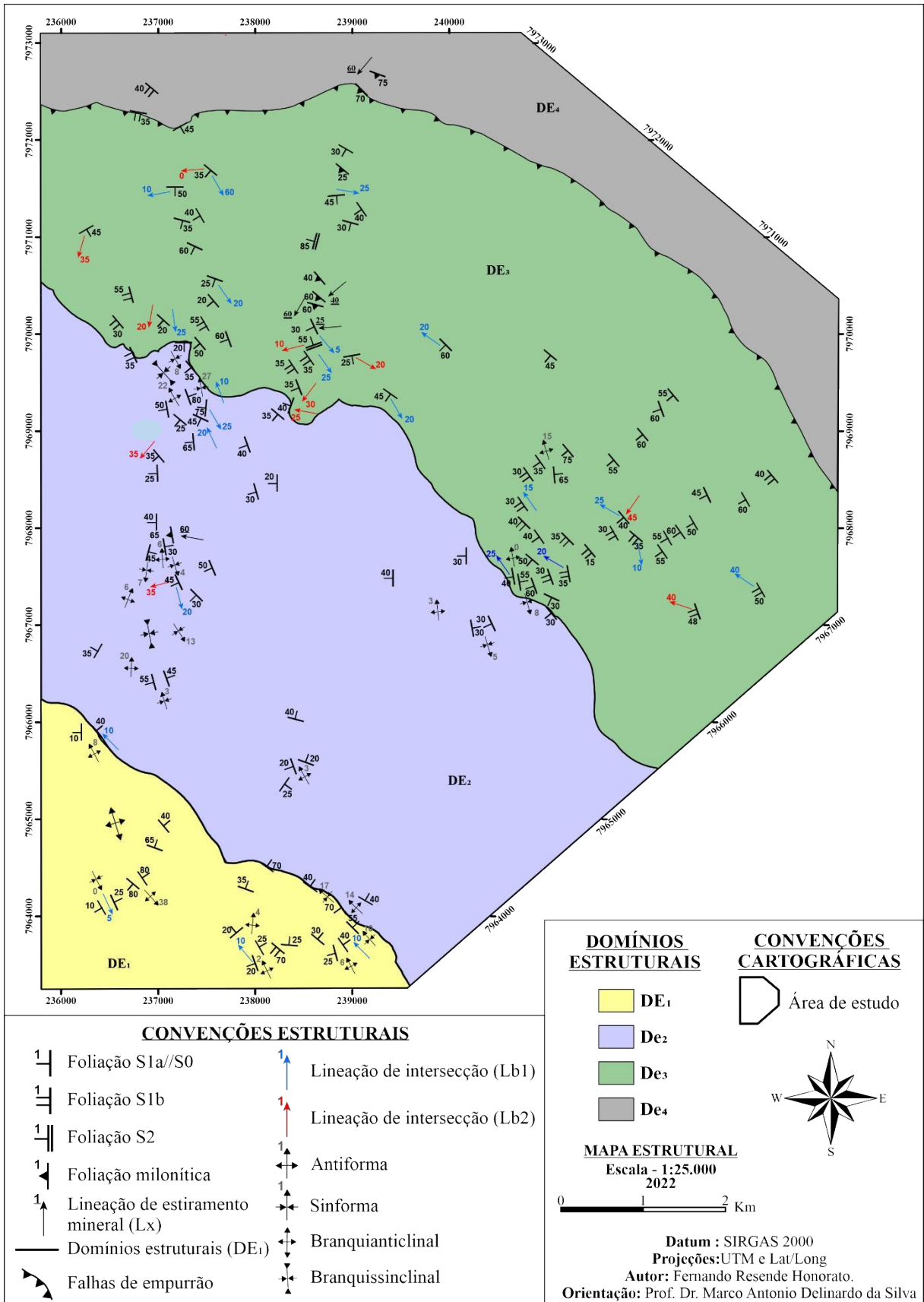
O trabalho de análise estrutural resultou na identificação e descrição das seguintes estruturas planares e lineares: acamamento composicional S_0 ; foliações metamórficas S_{1a} , S_{1b} e S_2 ; lineações de intersecção L_{b1} e L_{b2} ; lineação de estiramento mineral L_x ; e dobramentos F_{1a} , F_{1b} e F_2 . Destaca-se que os estereogramas são em rede equiárea no hemisfério inferior.

A compilação e tratamento dos dados estruturais resultou na individualização de quatro domínios para a área, com base nos tipos e atitudes das estruturas: o domínio estrutural DE_1 , inserido no setor SW da área e composto por muscovita xisto e granada-muscovita xisto do Grupo Araxá e quartzito da Unidade Superior; o domínio DE_2 , presente na parte central e composto por rochas da Unidade Inferior; o domínio DE_3 , inserido no setor NE e composto por rochas da Unidade Superior; e o domínio DE_4 , localizado no extremo do setor NE e composto pelos xistos descritos do Grupo Araxá. A distribuição destes domínios pode ser vista no mapa estrutural da área (Figura 26), apresentado no Apêndice 5.

5.4.1. Acamamento composicional S_0

A grande maioria das rochas na região de estudo apresentam um claro acamamento composicional, denominado como S_0 . Este acamamento se caracteriza como uma estrutura planar sedimentar, gerada durante a deposição dos protólitos e dessa forma sendo pré-tectônica.

Figura 26 – Mapa estrutural simplificado da área de estudo.



Fonte: O autor.

O acamamento S_0 é marcado por variações na composição das rochas. Nos metassedimentos, é possível identificar esta estrutura por meio de domínios com concentração de filossilicatos e domínios com concentração de quartzo, que se alternam quando a espessura (Figura 18 e 22). Nas rochas vulcânicas ocorrem leitos com concentração de quartzo ou plagioclásio, e leitos com concentração de sericita ou anfibólios (Figura 11 e 15). No magnetita-hematita quartzito esta estrutura é identificada pela alternância entre domínios de minerais ferrosos e domínios de quartzo.

5.4.2. Foliação S_{1a}

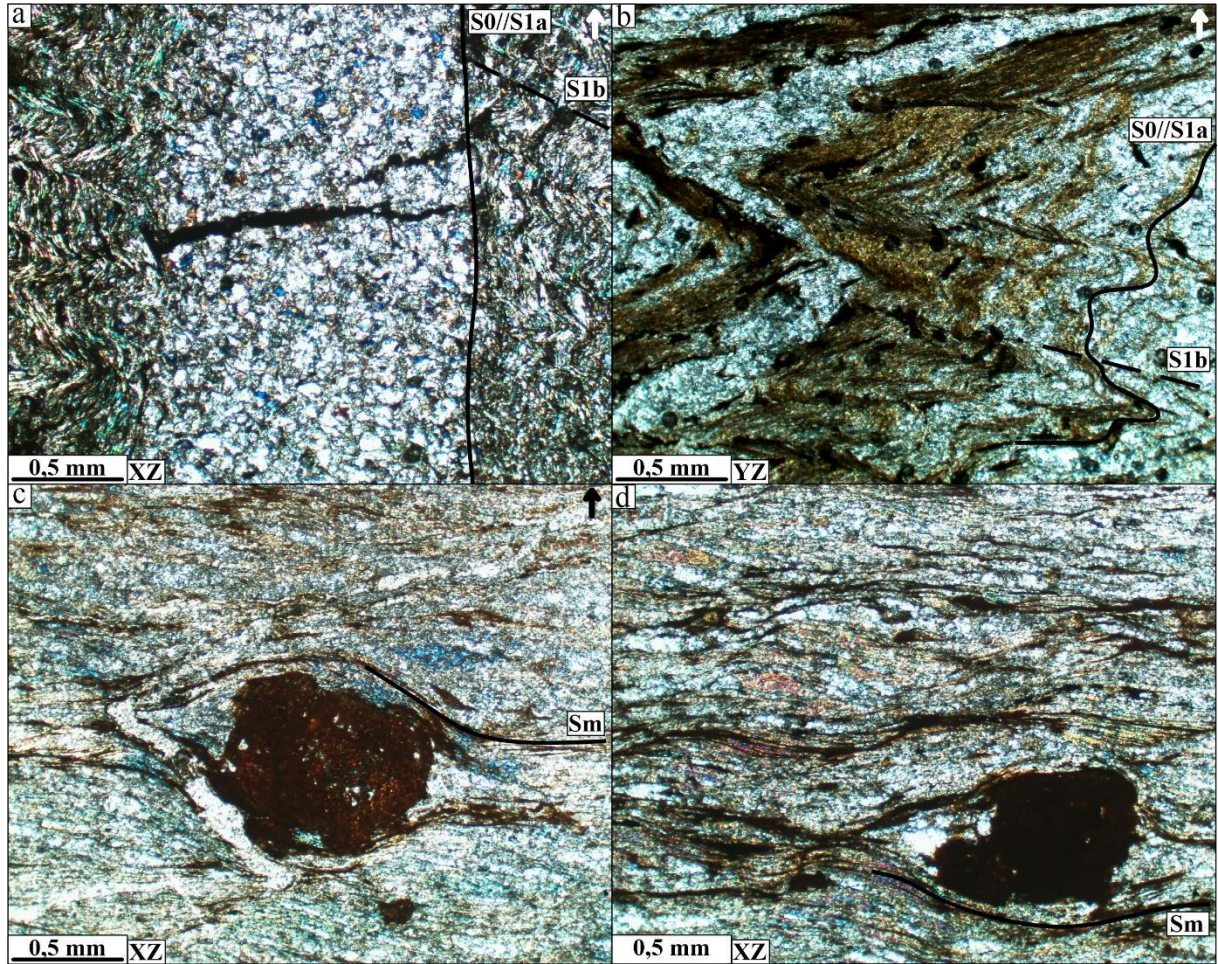
A foliação S_{1a} é presente em todos os domínios estruturais descritos. Se mostra como uma foliação contínua, sempre paralela ao acamamento composicional (S_0) (Figura 27a), sendo a foliação principal na grande maioria dos afloramentos descritos, muitas vezes crenulada por foliações posteriores. Esta foliação é definida por uma clara orientação dos filossilicatos e dos cristais de quartzo (Figura 27b).

A foliação S_{1a} pode variar ao longo da área, sendo uma xistosidade (Figura 28a) ou foliação filítica (Figura 28b-c). Quando desenvolvida sobre os xistos e quartzito impuro é uma foliação que pode ser média ou grosseira, nos filitos é fina e no anfíbolito é muito fina. Por vezes se apresenta transposta por uma foliação milonítica, sendo chamada de S_m , que possui um aspecto anastomosado (Figura 28d), com estruturas S-C e S-C' (Figura 28e) e leitos com concentração de quartzo (Figura 28f). Nestes locais é uma foliação que apresenta altos ângulos de mergulho. Comumente ocorrem situações onde a foliação S_m envolve cristais de granada (Figura 27c-d).

A foliação S_{1a} apresenta mergulhos predominantes para NE, com atitude principal de 35/30 no DE_1 , mas também ocorrem planos com mergulho para SW, com atitude principal de 220/40 (Figura 29a). Os mergulhos dos planos são geralmente suaves, mas também podem apresentar ângulos elevados a subverticais. No DE_2 é possível observar um mergulho predominante para SW, com atitude principal de 260/35, mas também ocorrem planos com mergulho para NE, com atitude principal de 70/50 (Figura 29b).

A foliação S_{1a} possui no DE_3 , mergulhos predominantes para SW, com atitude principal de 230/60. Raramente são vistos planos com mergulho para NE, com atitude de 85/55 (Figura 29c). No DE_4 S_{1a} apresenta mergulho predominante para SW, com atitude principal de 250/35. No entanto foram coletadas muitas medidas com mergulho para NE, com atitude de 50/35 (Figura 29d).

Figura 27 - a) Foliação S_{1a} paralela ao acamamento composicional S_0 e crenulada pela clivagem de crenulação S_{1b} . Nicóis cruzados; **b)** Domínios de quartzo e muscovita marcando S_0 paralelo a S_{1a} e tendo como plano axial S_{1b} . Nicóis cruzados; **c)** Porfiroblasto de granada envolvido por matriz de quartzo e muscovita e com sombras de pressão assimétricas. Nicóis cruzados; **d)** Cristal de granada com sombras de pressão compostas por quartzo e foliação milonítica S_m . Nicóis cruzados. Pontos L10, L6, L4, L7, L6, L7.

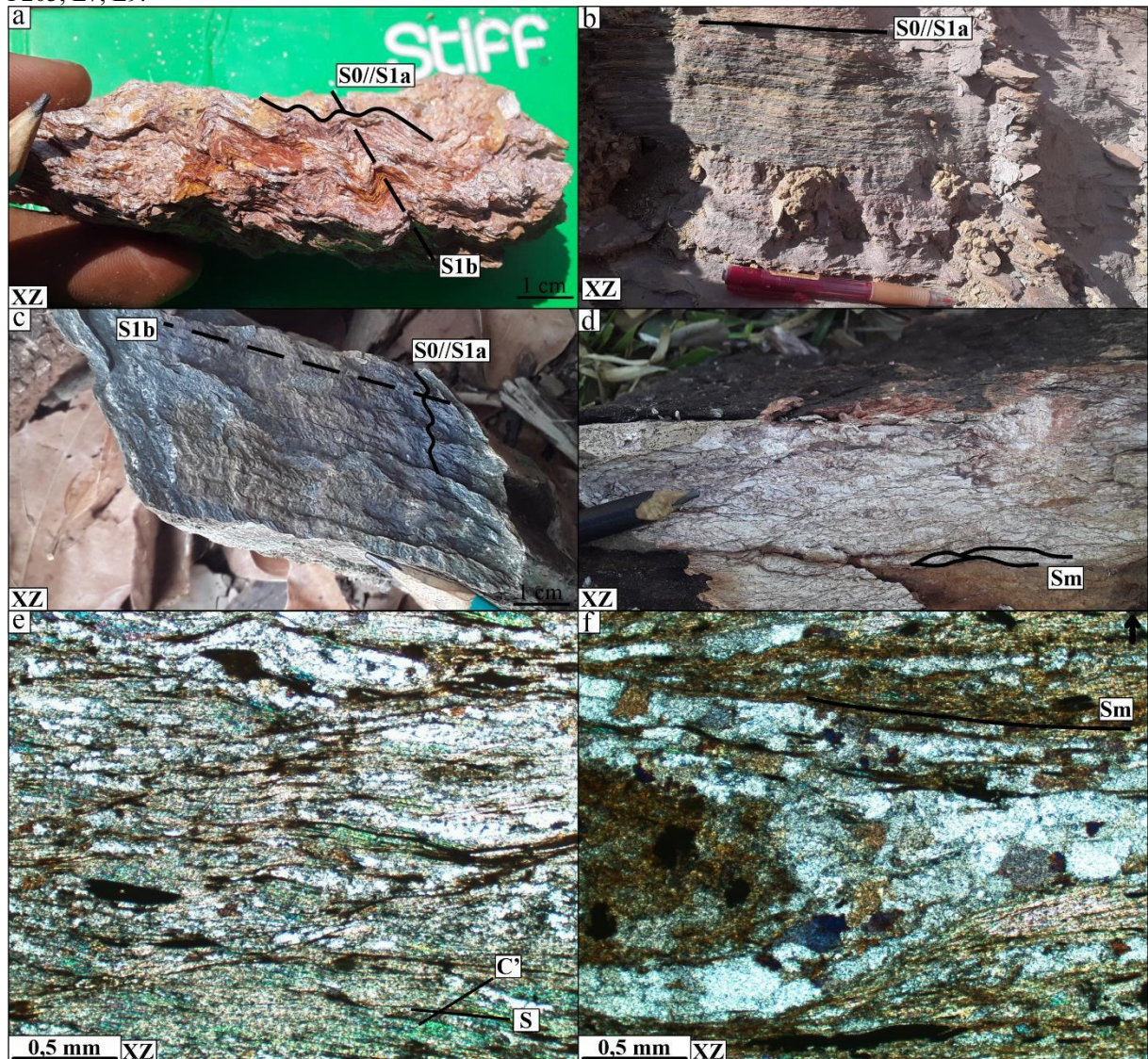


Fonte: O autor.

5.4.4. Lineação de estiramento mineral L_x

As lineações de estiramento mineral estão na maioria dos casos associadas a foliação milonítica (S_m), sendo marcadas por cristais de muscovita nos xistos e sericita nos filitos. São estruturas desenvolvidas com direção subparalela ao mergulho de S_m , alinhadas a NE-SW. Possuem caimento predominante para SW, com ângulos que variam de 25 a 60 graus (Figura 29b-c-d). Estas podem ser encontradas nas proximidades do contato dos filitos da Unidade Superior com os xistos do Grupo Araxá do DE₄, bem como em alguns afloramentos de quartzito do DE₃ e plagioclásio-quartzo-sericita filito do DE₂. Esta lineação se encontra paralela ao eixo X do elipsoide de deformação finita.

Figura 28 - a) Xistosidade S_{1a} crenulada por S_{1b} ; **b)** Foliação fíltica S_{1a} paralela a S_0 ; **c)** Foliação S_{1a} em anfibolito fino crenulada por S_{1b} ; **d)** Foliação milonítica S_m desenvolvida em quartzito; **e)** Bandas de cisalhamento tipo S-C'. Nicóis cruzados; **f)** Fitas de quartzo marcando foliação milonítica S_m . Nicóis cruzados. Pontos F18, F7, F36, F203, L7, L9.



Fonte: O autor.

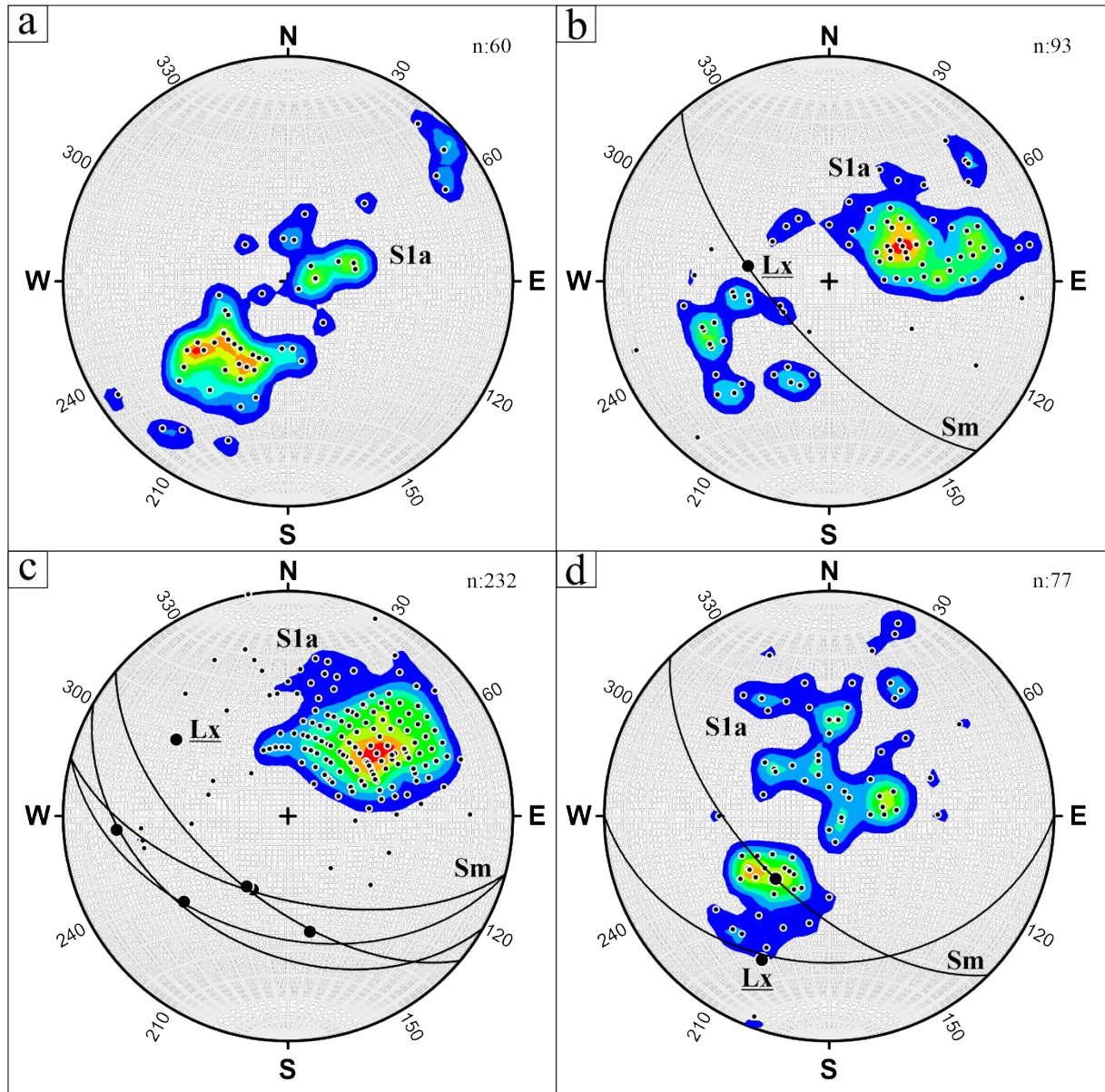
5.4.5. Dobras F_{1a}

As dobras F_{1a} foram responsáveis pela geração de S_{1a} e do paralelismo desta com S_0 (Figura 30a). Estes dobramentos são desenvolvidos em escala regional, no entanto, são mais bem visualizados como dobras parasíticas em lâminas delgadas e afloramentos de rochas com baixo grau metamórfico. Se apresentam como dobras recumbentes (Figura 30b-c), assimétricas e apertadas (Figura 30d), com cinemática dextral e movimentação com topo para NE.

Os dobramentos F_{1a} foram raramente descritos em campo. Um destes casos foi de uma dobra desenvolvida sobre afloramento de anfibolito, que apresenta plano axial com atitude de

240/20 e linha de charneira de 150/5, indicando um dobramento recumbente a pouco inclinado e sub-horizontal (Figura 30e).

Figura 29 - a) Polos e contornos da foliação S_{1a} no DE₁; b) Polos e contornos da foliação S_{1a} , plano de S_m e lineação mineral L_x no DE₂; c) Polos e contornos de S_{1a} , planos de S_m e L_x no DE₃; d) Polos e contornos de S_{1a} , planos de S_m e L_x no DE₄.

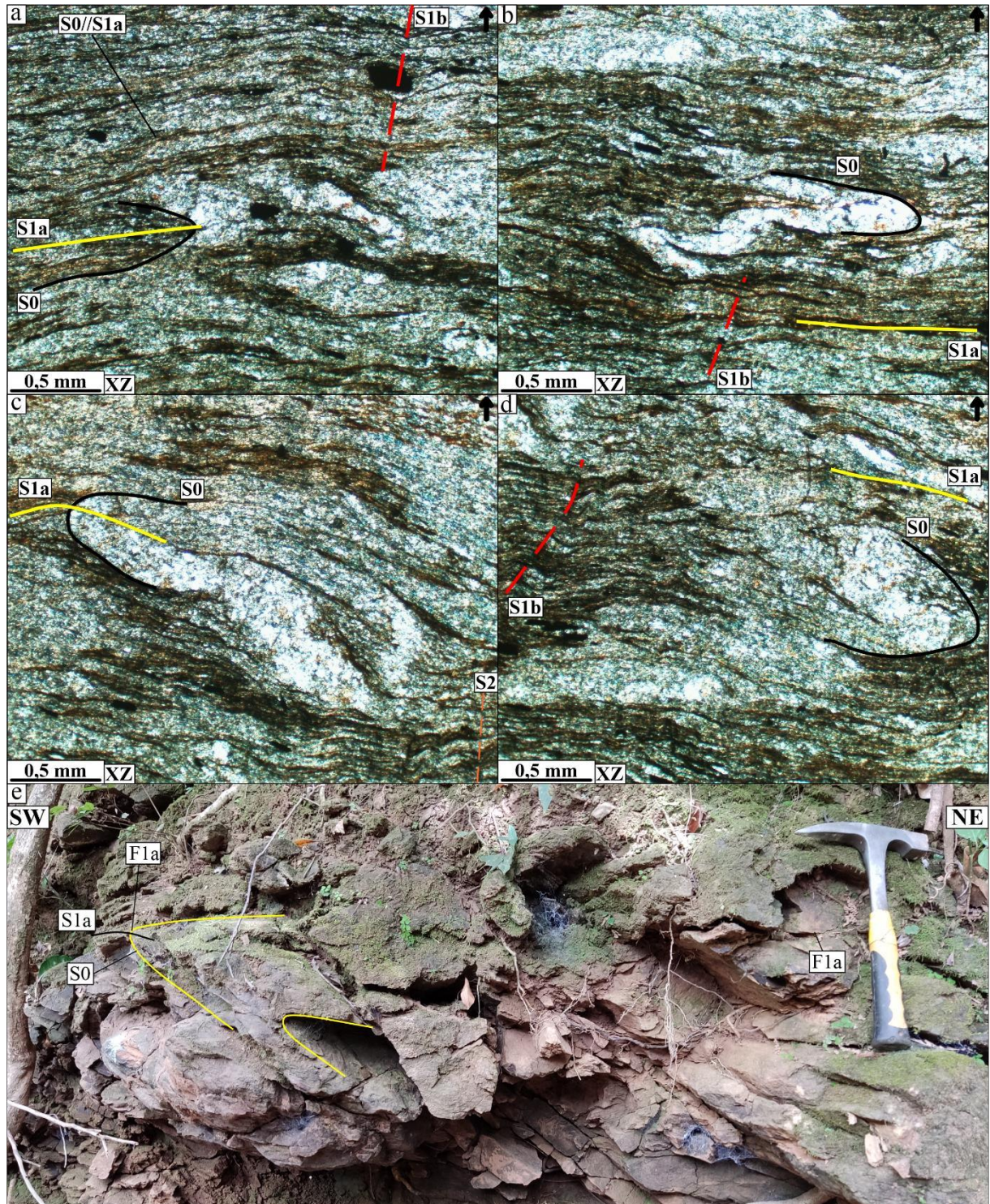


Fonte: O autor.

5.4.6. Foliação S_{1b}

A foliação S_{1a} foi afetada por uma foliação espaçada com crenulações em meio aos micrólitos, caracterizando uma clivagem de crenulação (S_{1b} ; Figura 31a). Quando desenvolvida em anfibolito, os cristais de tremolita/actinolita marcam estes domínios de clivagem. Foram observados espaçamentos entre os domínios de clivagem da ordem de 0,5 –

Figura 30 - a) Lâmina delgada de sericita filito apresentando acamamento composicional S_0 transposto pela foliação metamórfica S_{1a} , evidenciando o paralelismo entre a estrutura metamórfica e a sedimentar. Nicóis cruzados; b) Dobra recumbente F_{1a} marcada por S_0 e tendo S_{1a} como plano axial que é crenulada por S_{1b} . Nicóis cruzados; c) Dobra recumbente fechada com S_{1a} como plano axial. Nicóis cruzados; d) Acamamento composicional dobrado, com S_{1a} paralela ao plano axial, afetados por S_{1b} . Nicóis cruzados.; e) Dobra recumbente F_{1A} desenvolvida sobre anfibolitos. A foliação S_{1a} é a principal no afloramento, sendo paralela aos planos axiais desses dobramentos. Pontos L15 e F114.

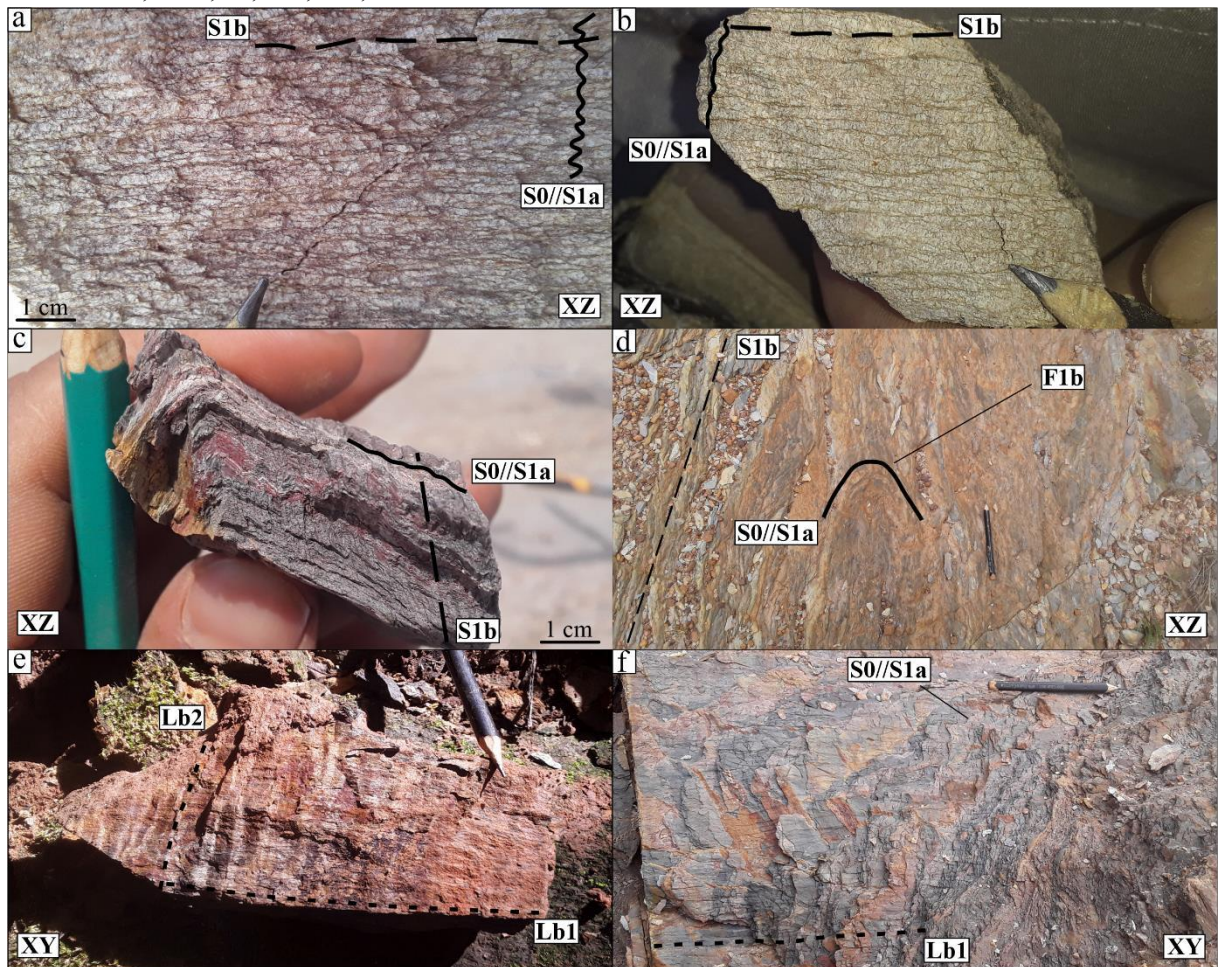


Fonte: O autor.

15 mm (Figura 32a), a morfologia destes domínios é suave, e o volume dos mesmos se encontra entre 30–70 %. Na maioria dos casos é uma clivagem de crenulação paralela, mas por vezes

apresenta padrões levemente anastomosados (Figura 31b). A transição entre os domínios de clivagem e micrólitos é geralmente dado de forma discreta (Figura 31c), mas também pode ocorrer de forma zonal.

Figura 31 - a) Domínios de clivagem marcados por sericita e micrólitos marcados por quartzo da foliação S_{1b} ; **b)** Domínios de clivagem de S_{1b} suavemente anastomosados; **c)** S_{1b} se apresentando como uma clivagem de crenulação discreta em amostra de sericita filito; **d)** Foliação S_{1b} transpondo a primeira foliação S_{1a} , sendo paralela ao plano axial de dobras F_{1b} ; **e)** Lineações de intersecção Lb_1 e Lb_2 , marcando respectivamente o contato dos planos de S_{1b} e S_2 com S_{1a} ; **f)** Lineação Lb_1 com mergulho baixo vista em afloramento, paralela à direção de S_{1a} . Pontos F188, F203, F7, F65, F92, F63.



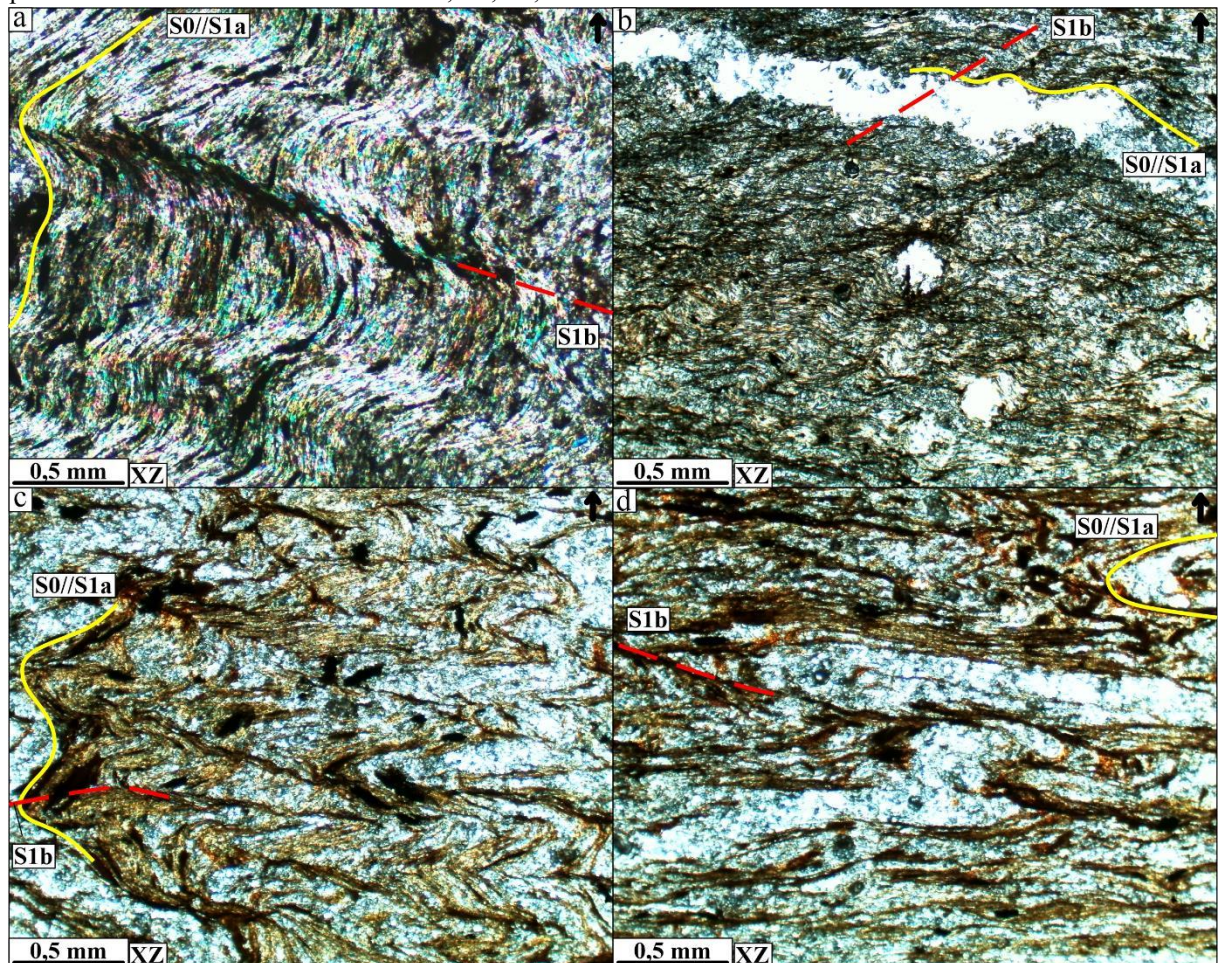
Fonte: O autor.

A foliação S_{1b} se apresenta, em muitos afloramentos, com uma relação ortogonal a foliação S_{1a} , onde ocorre uma relação de transposição (Figura 31d-32c). Por muitas vezes esta relação entre ambas as foliações é oblíqua, com um ângulo baixo (Figura 32b). Ocorrem também momentos onde a foliação S_{1b} secciona dobras marcadas por S_{1a} paralela a S_0 (Figura 32d).

A foliação S_{1b} pode ser encontrada em todas as litologias da área de estudo, no entanto a mesma é pouco presente a incipiente quando são presentes rochas ou domínios com maior

concentração de quartzo. Esse comportamento pode ser observado claramente em lâminas petrográficas (Figura 27a).

Figura 32 - **a)** Domínios de clivagem de S_{1b} marcados pela orientação de cristais placóides de filossilicatos. Relação ortogonal com S_{1a} . Nicóis cruzados; **b)** Relação oblíqua entre S_{1a} e S_{1b} , da ordem de 30° . Nicóis cruzados; **c)** Ângulos elevados entre os domínios de clivagem de S_{1b} e as charneiras de dobras F_{1b} marcadas por S_{1a} , indicando transposição da primeira foliação. Nicóis cruzados; **d)** S_{1a} marcando charneira de dobra rompida, com S_{1b} como plano axial. Nicóis cruzados. Pontos L10, L1, L6, L6.



Fonte: O autor.

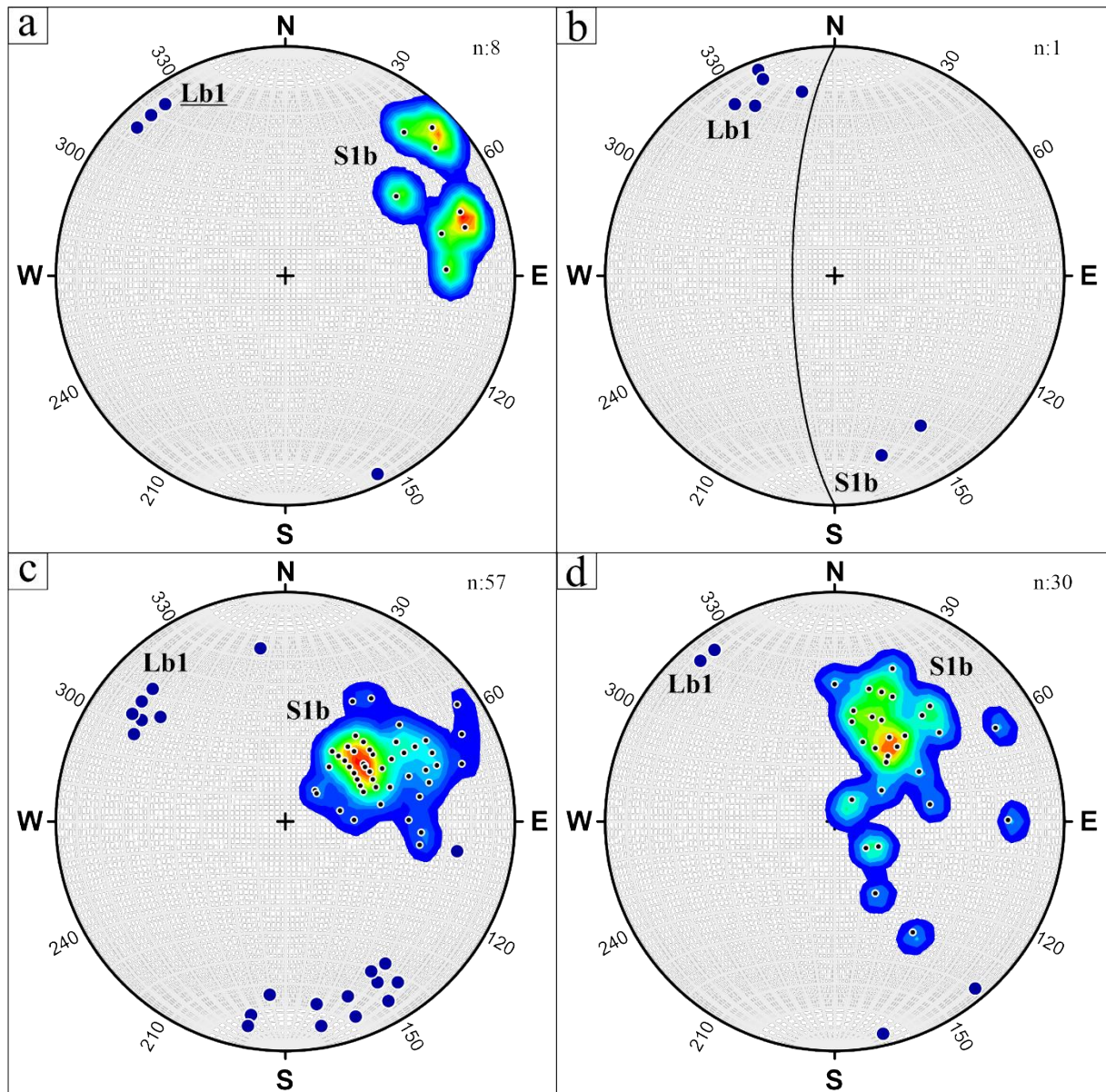
A análise de todos os domínios estruturais indicou que S_{1b} sempre possui mergulhos para SW, não possuindo planos com mergulho para NE (Figura 33a-b-c-d). Geralmente esta foliação apresenta altos ângulos de mergulho ($>70^\circ$). A direção de S_{1b} é constante, sempre orientada a NW-SE.

5.4.7. Lineação de intersecção Lb_1

A lineação de intersecção Lb_1 marca o contato entre os planos de S_{1a}/S_0 com S_{1b} (Figura 31e). É uma estrutura penetrativa, com espaçamentos milimétricos a centimétricos (0,1 – 100

mm). Esta lineação possui *trend* sempre paralelo a subparalelo a direção das foliações S_{1a} e S_{1b} (Figura 33a-b-c-d). É uma estrutura que apresenta caimentos para NW e SE, geralmente com mergulhos baixos entre 5-10 graus (Figura 31f).

Figura 33 - a) Polos e contornos da foliação S_{1b} e medidas da lineação de intersecção Lb_1 do DE_1 ; **b)** Plano de S_{1b} e medidas de Lb_1 do DE_2 ; **c)** Polos e contornos de S_{1b} e medidas de Lb_1 do DE_3 ; **d)** Polos e contornos de S_{1b} e medidas de Lb_1 do DE_4 .



Fonte: O autor.

5.4.8. Dobras F_{1b}

As dobras F_{1b} (Quadro 4) são responsáveis pela geração da segunda foliação S_{1b} , e dobramento da primeira foliação metamórfica S_{1a} e do acamamento composicional S_0 na área de estudo (Figura 34a). Estas dobras possuem expressão regional, mas são frequentemente

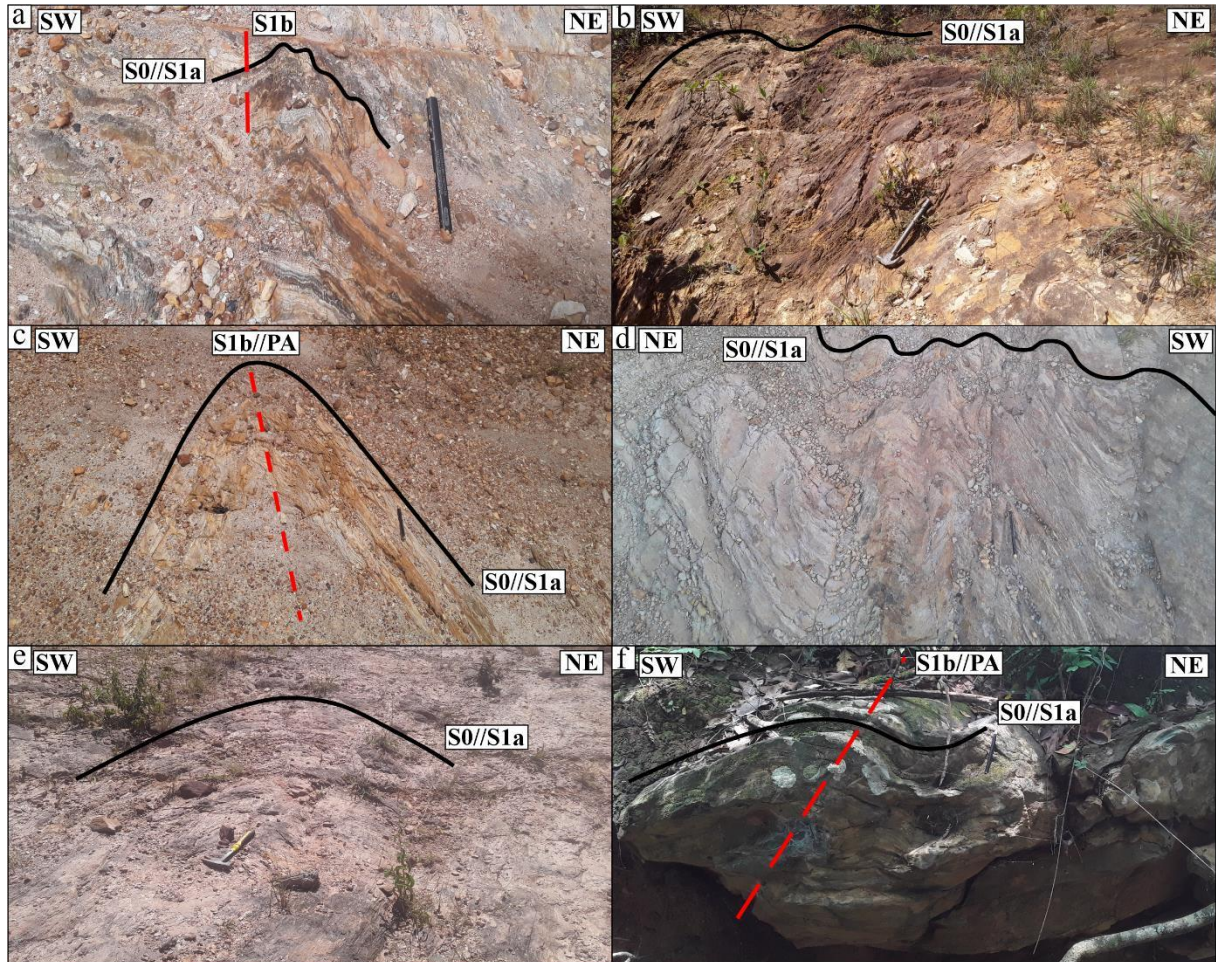
visualizadas em escala de afloramentos, amostras de mão e lâminas delgadas (Figura 35a). Quando em menor escala se mostram como uma crenulação (Figura 35b), onde a linha de charneira é representada pela lineação de intersecção Lb_1 .

Quadro 4 - Classificação de Fleuty (1964) para as principais dobras F_{1b} descritas em campo, utilizando como base o mergulho do plano axial e caimento linha de charneira. DM: Direção do mergulho, AM: Ângulo de mergulho. Elaborado pelo autor.

Pontos	Plano axial		Linha de charneira		Classificação
	DM	AM	Trend	Plunge	
36	248	82	338	0	Normal com mergulho subhorizontal
62	253	80	165	14	Normal com mergulho suave
87	90	84	180	2	Normal com mergulho subhorizontal
95	250	65	340	0	Inclinada abrupta com mergulho subhorizontal
114	241	90	151	0	Normal com mergulho subhorizontal
155	243	82	153	0	Normal com mergulho subhorizontal
156	228	90	138	38	Normal com mergulho moderado
163	242	82	330	8	Normal com mergulho subhorizontal
165	72	85	343	3	Normal com mergulho subhorizontal
169	243	81	155	9	Normal com mergulho subhorizontal
184	275	87	4	15	Normal com mergulho suave
188	242	80	331	6	Normal com mergulho subhorizontal
193	227	87	316	22	Normal com mergulho suave
36/112	241	85	151	8	Normal com mergulho subhorizontal
40/165	268	85	0	20	Normal com mergulho suave
40/168	249	85	21	6	Normal com mergulho subhorizontal
77/78	253	87	163	5	Normal com mergulho subhorizontal
85/86	75	85	164	8	Normal com mergulho subhorizontal
86/87	260	82	350	0	Normal com mergulho subhorizontal
95/97	240	90	320	22	Normal com mergulho suave
114/115	220	77	357	27	Inclinada abrupta com mergulho suave
165/214	213	87	146	13	Normal com mergulho suave
168/171	262	87	188	7	Normal com mergulho subhorizontal
169/171	215	85	355	3	Normal com mergulho subhorizontal
169/215	253	87	163	4	Normal com mergulho subhorizontal
169/170	80	65	350	0	Inclinada abrupta com mergulho subhorizontal
189/193	48	85	318	10	Normal com mergulho subhorizontal
183/184	244	87	334	2	Normal com mergulho subhorizontal
193/194	40	70	317	17	Inclinada abrupta com mergulho suave
193/191	43	70	317	14	Inclinada abrupta com mergulho suave
211/212	241	90	332	3	Normal com mergulho subhorizontal
225/77	264	90	354	3	Normal com mergulho subhorizontal

Fonte: O autor.

Figura 34 - a) Acamamento composicional S_0 paralelo a foliação S_{1a} sendo dobrados pela fase de dobramentos F_{1b} , tendo a foliação S_{1b} como plano axial; **b)** Dobras F_{1b} com alto ângulo de mergulho do plano axial ($180/84$); **c)** Dobras F_{1b} fechadas ($30-70^\circ$); **d)** Dobras F_{1b} abertas ($70-120^\circ$); **e)** Dobras F_{1b} suaves ($>120^\circ$); **f)** Dobra F_{1b} assimétrica. Destaque para o flanco mais curto e com maior ângulo e caimento para NE, que indica uma vergência do dobramento. PA: plano axial. Pontos F66, F87, F66, F62, F163, F114.

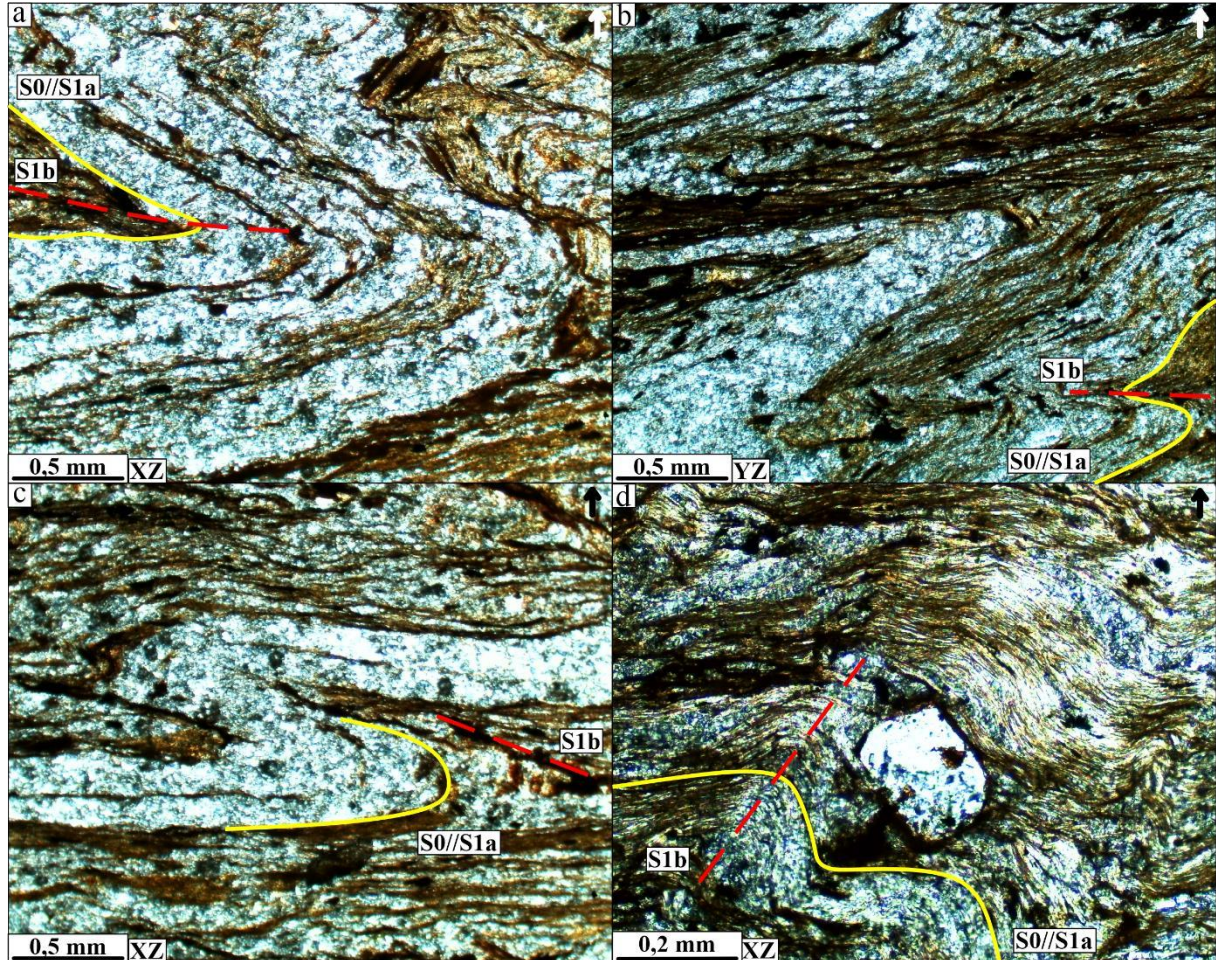


Fonte: O autor.

Os dobramentos F_{1b} são simétricos a pouco assimétricos, geralmente com o plano axial apresentando mergulhos entre $80-90^\circ$ (Figura 34b). Dessa forma são dobras normais ou inclinadas abruptas, com caimento sub-horizontal a suave, raramente com mergulho moderado. Variam quando aos ângulos interflancos, sendo fechadas ($30-70^\circ$) (Figura 34c), abertas ($70-120^\circ$) (Figura 34d) ou suaves ($>120^\circ$) (Figura 34e). Os flancos possuem caimento com tendência para SW e NE. Quando assimétricas é possível identificar uma vergência para NE, visto que muitas vezes os flancos mais angulosos possuem esta orientação (Figura 34f). As dobras F_{1a} foram redobradas por F_{1b} , gerando uma superposição.

Os flancos com caimentos para NE apresentam estruturas com morfologia em “S” (Figura 35c), nas charneiras predominam dobras parasíticas com morfologia em “M” (Figura 35d) e nos flancos com caimento para SW destacam-se estruturas com morfologia em “Z”.

Figura 35 - a) Dobra F_{1b} em lâmina delgada de granada-muscovita xisto. Destaque para os domínios de quartzo e muscovita marcando o paralelismo do bandamento composicional S_0 e da foliação S_{1a} , dobrados e com a foliação S_{1b} como plano axial. Nicóis cruzados; **b)** Crenulações fechadas F_{1b} , indicando a transposição da primeira foliação S_{1a} . Nicóis cruzados; **c)** Dobra F_{1b} com morfologia em “S”, correlacionada ao flanco com caimento para NE na área. Nicóis cruzados; **d)** Dobras F_{1b} com morfologia em “M”, indicando a charneira de um dobramento F_{1b} em maior escala. Nicóis cruzados. Imagens do ponto L6.



Fonte: O autor.

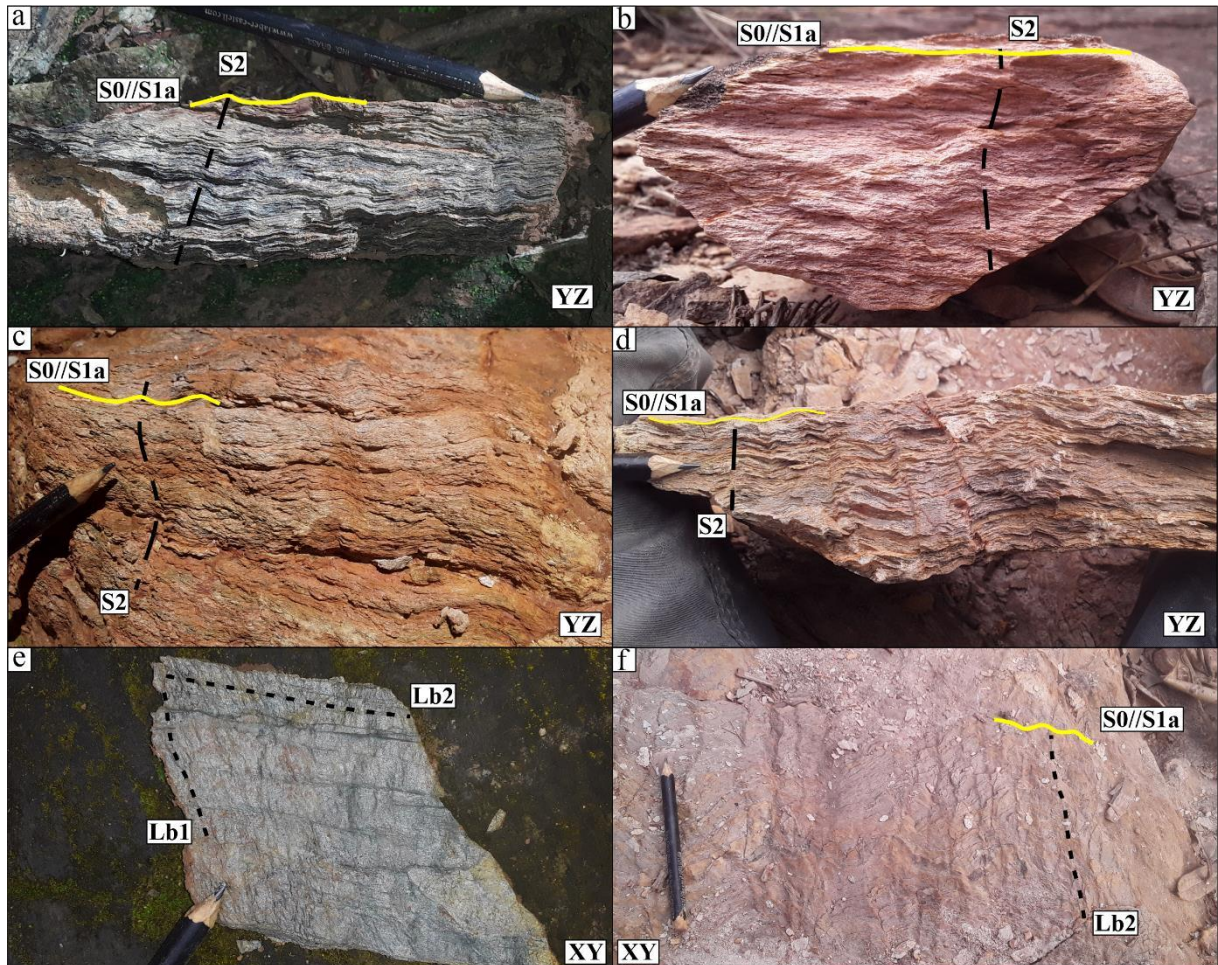
5.4.9. Foliação S_2

A estrutura S_2 está associada ao desenvolvimento de uma foliação espaçada com crenulações sobre S_{1a} e S_{1b} , caracterizando uma clivagem de crenulação zonal (Figura 36a). S_2 se mostra com a terceira foliação gerada na área. É notável uma clara separação entre domínios de clivagem, marcados pela orientação dos filossilicatos e domínios de micrólitos. Esta estrutura apresenta espaçamento entre os planos de clivagem da ordem de 0,5 – 3 cm, sendo mais espaçada que S_{1b} (Figura 36b). Os domínios de clivagem são suaves, com volume de 1 – 30% e sempre paralelos (Figura 36c).

A foliação S_2 se mostra presente em todas as litologias da área, no entanto não é vista com frequência em muitos afloramentos. Se mostra com orientação perpendicular a S_{1a} e S_{1b} ,

onde os planos são geralmente orientados a NE-SW, com mergulhos para NW e SE (Figura 36d). Estes planos são geralmente pouco desenvolvidos, o que torna difícil a coleta de atitudes. Em lâminas de sericita filito é possível observar os domínios de clivagem subdesenvolvidos (Figura 37a,b).

Figura 36 - a) Foliação S_2 como uma clivagem de crenulação com domínios de clivagem mais espaçados que os domínios de S_{1b} , com relação subvertical com a primeira foliação S_{1a} ; **b)** Amostra de granada-sericita filito com domínios de clivagem de S_2 pouco desenvolvidos; **c)** S_2 como uma clivagem de crenulação zonal; **d)** Domínios de clivagem de S_2 com variação quando a direção do mergulho; **e)** Lineação de intersecção Lb_2 mais espaçada que a lineação de intersecção Lb_1 ; **f)** Lb_2 com direção ortogonal a direção de S_{1a} . Pontos F92, F105, F98, F73, F106, F73.

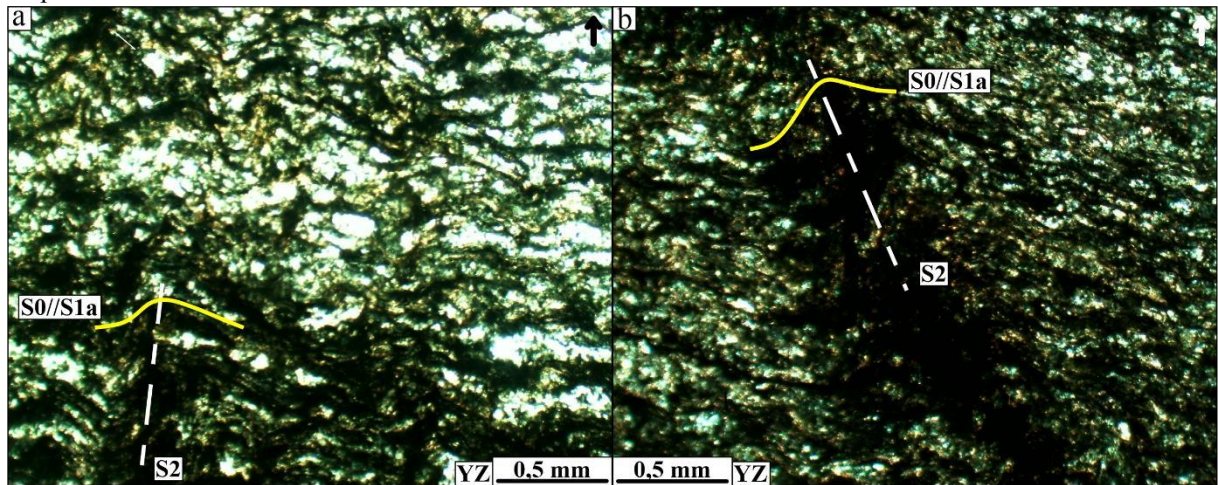


Fonte: O autor.

5.4.10. Lineação de intersecção Lb_2

A lineação Lb_2 marca o contato entre os planos de S_2 com S_{1a}/S_0 e com S_{1b} . É uma estrutura penetrativa, com espaçamentos de cerca de 0,1 – 3 cm (Figura 36e), sendo mais espaçada que a Lb_1 . Possui *trend* com orientação ortogonal a direção de S_{1a} e S_{1b} (Figura 36f), com caimentos que variam de 10 a 60 graus.

Figura 37 - a) Lâmina delgada de sericita filito apresentando planos de clivagem de S_2 subdesenvolvidos. Nicóis cruzados; **b)** Mesma lâmina de “a” com planos de clivagem ortogonais a foliação S_{1a} . Nicóis cruzados. Imagens do ponto L21.



Fonte: O autor.

5.4.11. Dobras F_2

Os dobramentos F_2 foram responsáveis pela geração da foliação S_2 . São estruturas regionais, que são vistas em escala de afloramento principalmente como crenulações (Figura 38a) e dobras parasíticas de pequeno porte.

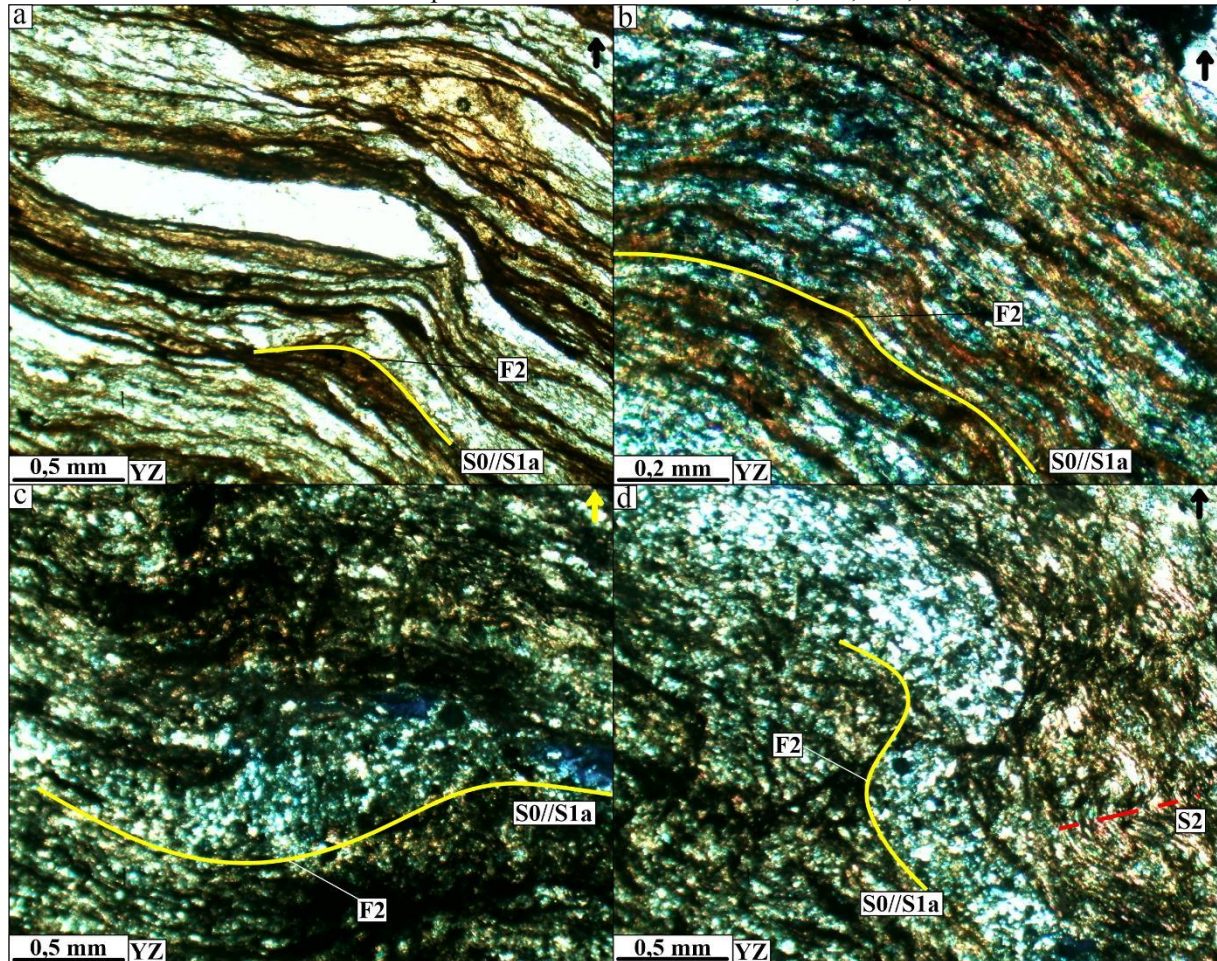
As dobras F_2 foram classificadas como dobras abertas a suaves (Figura 38b), com ângulos interflancos entre 70-120 graus (Figura 39a). Por vezes são descritas dobras em caixa em lâminas delgadas de filitos (Figura 38c-d). Foram descritos uma maior quantidade de planos axiais (S_2) com caimento para NW, o que indica uma vergência dessas dobras para SE (Figura 39b). A melhor visualização desta fase de dobramentos é correlacionada ao arqueamento da serra com topos alinhados da zona homóloga ZHC, onde a convexidade do relevo para NE, é paralela a orientação da foliação S_{1a} e S_{1b} (Figura 39c).

5.4.12. Fraturas

As litologias descritas na área apresentam diversos pares de fraturas, no entanto, as rochas com maior competência reológica, possuem uma maior concentração dessas estruturas. Geralmente são juntas preenchidas por veios de quartzo (Figura 40a) ou óxidos.

O DE_1 apresenta fraturas orientadas a NW-SE, formando pares conjugados e (Figura 41a). No DE_2 e DE_3 apresentam orientação predominante segundo a direção W-E (Figura 41b-c). Estas orientações indicam uma relação ortogonal com as direções das foliações S_1 e S_{1a} (Figura 40b).

Figura 38 - **a)** Crenulações F_2 em plagioclásio-quartzo-sericita filito. Nicóis paralelos; **b)** Dobras F_2 suaves, afetando a foliação S_{1a} e o bandamento S_0 . Nicóis cruzados; **c)** Dobra suave apresentando vergência para a esquerda, que representa a direção SE. Nicóis cruzados; **d)** Mesma lâmina de “c”, onde a dobra em questão apresenta vergência para a direita, correspondente a direção NW. O conjunto das figuras “c” e “d” representam uma dobra em caixa de escala microscópica. Nicóis cruzados. Pontos L19, L19, L21, L21.



Fonte: O autor.

6. DISCUSSÃO

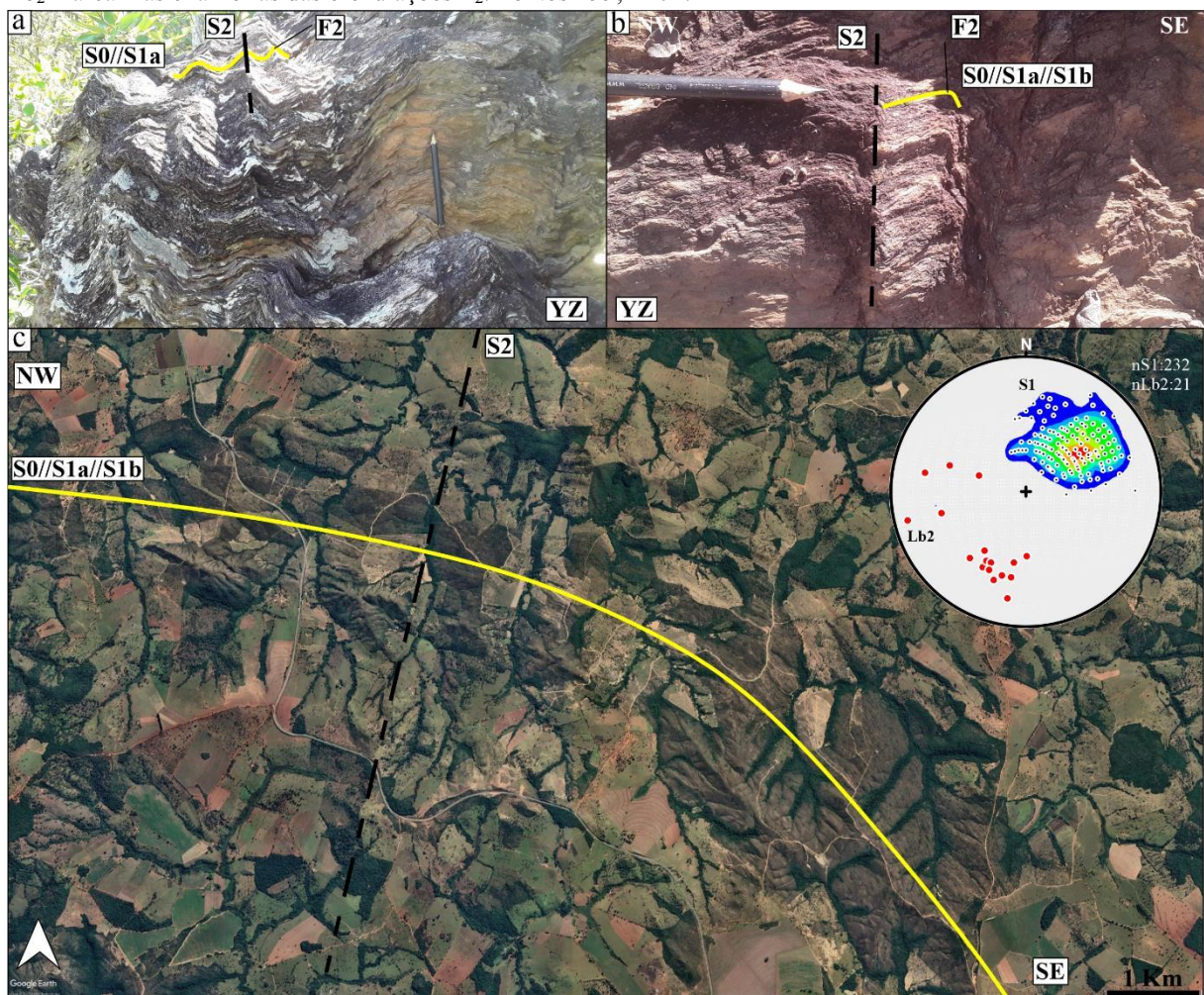
6.1. Correlação de dados indiretos

O presente tópico visa abordar a correlação dos dados de fotointerpretação do relevo e geofísica, obtidos na etapa de pré-campo, com os dados coletados durante os trabalhos de mapeamento.

A uma primeira análise, é possível visualizar uma clara correlação dos dados foto interpretados de relevo (Figura 6b) e dos dados geofísicos de gamaespectrometria (Figura 9a-b). A zona homóloga A (ZHA) e zona homóloga C (ZHC) correspondem ao domínio geofísico (GA). Logo, as rochas com maior concentração de potássio (K) condicionam um relevo mais declivoso e dissecado (Figura 7a-c). A zona homóloga B (ZHB) é equivalente ao domínio

geofísico central (GB), evidenciando que o relevo menos declivoso e dissecado é controlado por rochas com pouco K (Figura 7b). A zona homóloga D (ZHD) apresenta-se correlata com o domínio geofísico do setor nordeste (GC), onde o relevo com declividade e dissecção mediana responde a rochas com teores variados dos elementos analisados (Figura 7d).

Figura 39 - a) Foliação S_{1a} juntamente ao bandamento S_0 sendo dobrados por dobras F_2 , tendo a foliação S_2 como plano axial; **b)** Dobra F_2 marcada em leito de quartzo com vergência para SE. Destaca-se que a foliação S_2 não possui direção sempre constante em todos os afloramentos; **c)** Imagem de satélite do conjunto de morros alinhados com topos aguçados, que formam a principal unidade de relevo da área de estudo. O arqueamento da serra se dá em decorrência das dobras F_2 regionais, que além de possuírem vergência para SE, possuem convexidade para NE. Estereograma destacando o padrão arqueado dos polos da foliação S_{1a} em função de dobras F_2 . As lineações Lb_2 marcam as charneiras das crenulações F_2 . Pontos F99, F101.

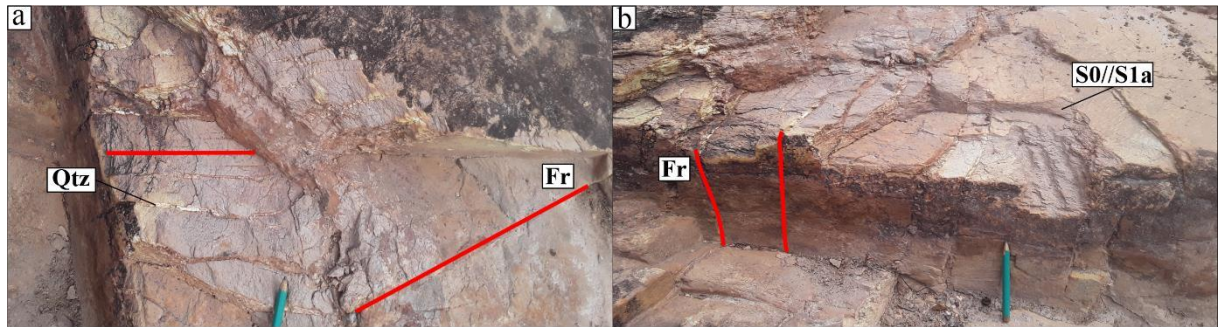


Fonte: O autor.

Os lineamentos de relevo (Figura 6b) também se complementam com os lineamentos geofísicos de magnetometria (Figura 8a) e gamaespectrometria (Figura 9a). As estruturas principais, com direção NW-SE, são correlacionáveis a direção das foliações S_{1a} e S_{1b} , que predominantemente varia de 270 a 360 graus. Esta relação indica que são essas as estruturas

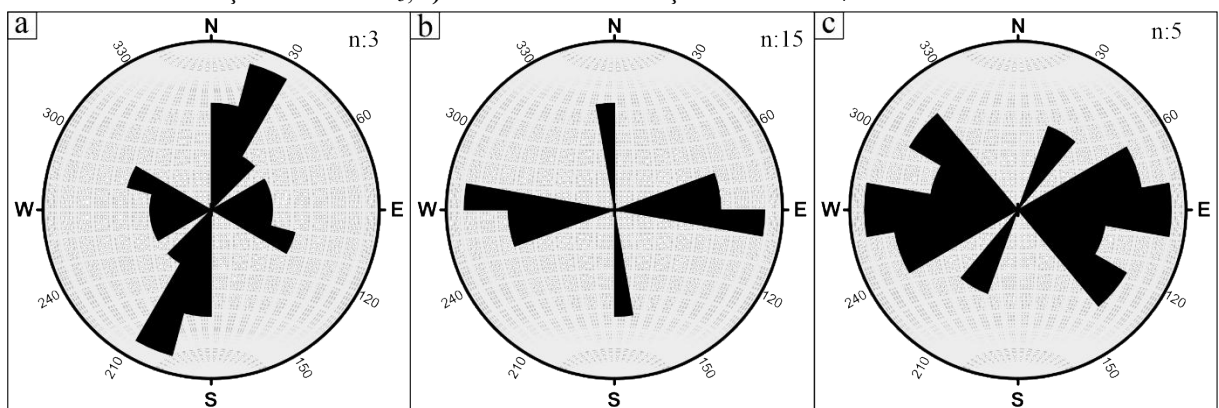
que condicionam as feições alinhadas do relevo e dos mapas geofísicos. Alguns lineamentos de drenagem também se mostram com essa orientação, indicando que são canais encaixados nos planos das foliações e condicionados pela estrutura.

Figura 40 - a) Veios de quartzo encaixados em fraturas; **b)** Fraturamentos ortogonais a direção da foliação S_{1a} . Imagens do ponto F131.



Fonte: O autor.

Figura 41 - a) Diagrama de roseta de fraturas indicando direção predominante dos planos a NE-SW, no DE_1 ; **b)** Fraturas com orientação W-E no DE_3 ; **c)** Fraturas com orientação W-E no DE_4 .



Fonte: O autor.

Os lineamentos de relevo e drenagem com orientação a NE-SW são correlacionáveis a direção dos fraturamentos que ocorrem na região (Figura 6b). Isto indica que são feições e canais hídricos condicionados pela deformação dútil presente na área. De modo geral, observa-se que o relevo e drenagem são fortemente condicionados pela lito-estrutura, indicando uma participação efetiva da tectônica na evolução da paisagem.

A ZHA e a parte a SW do domínio GA são correlacionáveis a litologia do granada-muscovita xisto e muscovita-xisto do setor sudoeste (Figuras 7a e 9b). Logo, a maior concentração de K neste setor é derivada desses metapelitos siliciclásticos. O magnetita-hematita quartzito, plagioclásio-quartzo-sericita filito e anfibolito condicionam a ZHB e o domínio GB (Figuras 7b e 9b), evidenciando que o baixo teor de K é derivado dessas rochas,

visto que são litologias que apresentam minerais como magnetita, hematita, anfibólio, quartzo e plagioclásio. Sem a presença de k-feldspato. O anfibolito ocorre de forma restrita, não sendo o principal responsável pelo baixo teor de K neste setor. As cristas alinhadas são sustentadas pelo magnetita-hematita quartzito, caracterizando formas residuais.

O sericita filito, granada-sericita filito e quartzito impuro condicionam a ZHC e a parte a NE do domínio GA (Figuras 7c e 9b). A composição gamaespectométrica indica forte semelhança com os xistos do Grupo Araxá do setor sudoeste, onde são rochas com maiores teores de K na composição. Este fato indica uma semelhança composicional dessas duas unidades litológicas. O muscovita xisto e granada-muscovita xisto do setor a nordeste controlam a ZHD e domínio GC (Figuras 7d e 9b), indicando que são rochas com composições variáveis dos teores de K, urânio (U) e tório (Th). As lentes de anfibolito que ocorrem associadas são responsáveis pelos menores teores de K. No local onde ocorre o relevo mais colinoso neste setor, foi observado em campo uma concentração de veios de quartzo, indicando que estas formas de relevo são possivelmente condicionadas pelo contato tectônico do sericita filito com o muscovita xisto.

6.2. Protólitos

A partir dos resultados encontrados, no presente trabalho optou-se por tratar as rochas da região de Abadia dos Dourados (MG) utilizando como base a classificação de Ribeiro e Féboli (2013), que definiram o termo Complexo Abadia dos Dourados, simplificado aqui como CAD. Esta interpretação leva em conta que tais litologias se apresentam distintas do Grupo Araxá, o que de fato é corroborado em campo. No entanto, existem ressalvas quando a esta classificação, e as rochas do CAD podem também ser consideradas como uma sequência vulcano-sedimentar (SVSA), visto que apresentam uma sucessão composta por rochas metavulcânicas ácidas e máficas e rochas metassedimentares químicas e siliciclásticas, sendo compatíveis com a descrição de outras sequências deste tipo no Orógeno Brasília.

Os trabalhos de campo e petrografia levaram a distinção de oito tipos litológicos distintos para a área de estudo, sendo eles: Plagioclásio-quartzo-sericita filito, anfibolito e magnetita-hematita quartzito, agrupados neste trabalho como pertencentes a Unidade Inferior do CAD; sericita filito, granada-sericita filito e quartzito, agrupados na Unidade Superior do CAD; e muscovita xisto e granada-muscovita xisto pertencentes ao Grupo Araxá.

O plagioclásio-quartzo-sericita filito da Unidade Inferior, é interpretado no presente trabalho como uma rocha metavulcânica ácida (MVA). Esta rocha possui protólitos que possivelmente variam composicionalmente entre dacitos, riodacitos e riólitos. A presença de fenocristais de quartzo e plagioclásio, e a ausência de cristais de k-feldspato nas amostras descritas, indica uma tendência a protólitos dacíticos e riodacíticos, visto que segundo Frost e Frost (2014) a presença destes minerais como fenocristais são característicos dessas rochas, enquanto que os riólitos são típicos por apresentarem fenocristais de quartzo e de feldspatos alcalinos, como a sanidina.

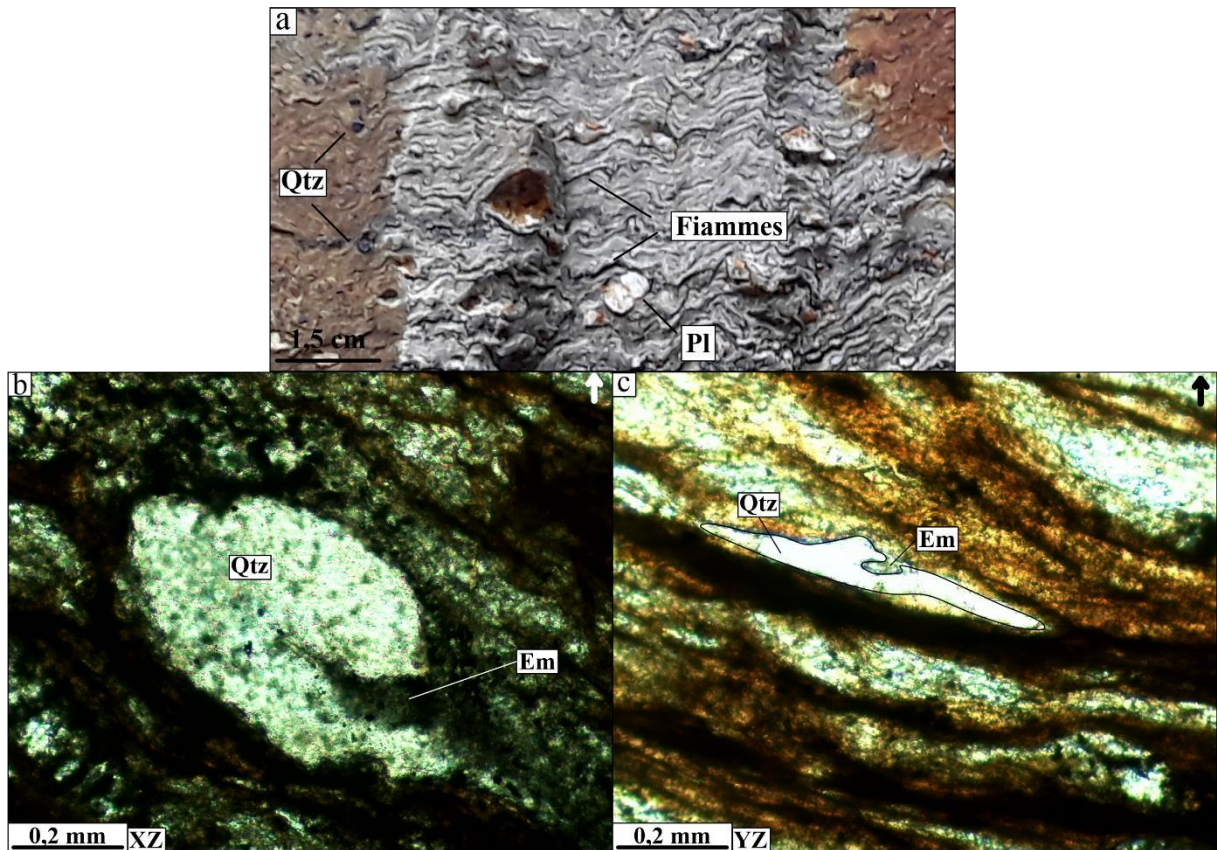
As rochas metavulcânicas ácidas quando frescas, apresentam possíveis estruturas que representam *fiammes* (Figura 42a), caracterizados como um material de cor preta intercalado a matriz sericítica dessas rochas. Segundo Shelley (1993) essas estruturas são encontradas em rochas vulcânicas, tipicamente tufos e ignimbritos, e representam lâminas de material vítreo derivados do rápido resfriamento. Shelley (1993) pontua que rochas vulcânicas apresentam feições de embainhamento em fenocristais de quartzo. Para o autor, este processo é derivado da corrosão magmática, que ocorre quando há a reabsorção do cristal de quartzo pelo líquido magmático durante a ascensão e descompressão, pela mistura de magmas ou pelo rápido crescimento do cristal e resfriamento do magma. As feições de embainhamento descritas nas rochas metavulcânicas ácidas do CAD (Figura 42b-c) podem ser derivadas de algum desses processos.

A ocorrência de cristais de quartzo com hábito bipiramidal, de coloração azulada a acinzentada são típicos de rochas vulcânicas com alto teor de sílica, como os riólitos (ZOLENSKY et al., 1988). Em outras sequências vulcano-sedimentares no Orógeno Brasília, autores como Dardenne et al. (1991), Dardenne et al. (1994) e Moraes e Fuck (1994), descrevem a presença de cristais de quartzo azul associados a rochas metavulcânicas ácidas. Os trabalhos de Brod et al. (1991) e Pinho et al. (2017) para a região de estudo também tratam estas rochas como derivadas de possíveis protólitos riolíticos a riodacíticos. Ambos os trabalhos citados descrevem cristais de k-feldspato para a estas rochas, mineral que não foi encontrado nos afloramentos descritos dentro da área do projeto.

Os trabalhos de Brod et al. (1991) e Pinho et al. (2017) relacionam o magnetita-hematita quartzito da região de Abadia dos Dourados a um metachert. Outros autores reportam a presença dessas rochas em outras sequências vulcano-sedimentares no Orógeno Brasília, como é o caso dos trabalhos de Moraes e Fuck (1994) para a sequência de Juscelândia, Pimentel et al. (2000) para as sequências de Palmeirópolis e Indaianópolis e Ress (2019) para a sequência

Rio do Peixe. Araújo (1986) pontua ainda a presença de formações ferríferas bandadas associadas a estas rochas na sequência de Palmeirópolis.

Figura 42 - a) Possível estrutura de *fiamme* marcada por leitos muito finos de cor preta, em rocha metavulcânica ácida; **b)** Estrutura de embainhamento descrita em fenocristal de quartzo em rocha metavulcânica ácida. Nicóis cruzados; **c)** Estrutura de embainhamento em outro fenocristal de quartzo. Nicóis paralelos. Pontos F93 e L19.



Fonte: O autor.

O magnetita-hematita quartzito na região de Abadia dos Dourados, ocorre exclusivamente como intercalações na rocha metavulcânica ácida, e é geralmente associado a turmalinito. Beljavskis et al. (2005) descrevem associações semelhantes às da área de estudo na sequência vulcano-sedimentar da Formação do Morro da Serra Preta, no Orógeno Ribeira. Os referidos autores descrevem uma sucessão de turmalinitos, rochas metavulcânicas ácidas e máficas, formações ferríferas, metacherts e rochas metassedimentares. A formação dos turmalinitos se deu em um ambiente marinho profundo por meio de processos exalativos e de substituição (BELJAVSKIS et al., 2005). Slack et al. (1984) indica que a formação de turmalinitos é geralmente associada ao metassomatismo e ação de fluidos hidrotermais derivados da intrusão de rochas ácidas. Plimer (1988) entende que a presença de turmalinitos indica a existência de atividades vulcânicas exalativas.

A ocorrência de magnetita-hematita quartzito (metachert) associado a rocha metavulcânica ácida e turmalinito na área de estudo indica que o possível protólito dessas rochas é de origem vulcânica ou hidrotermal, onde os leitos ferruginosos poderiam estar associados a fluidos mineralizantes. Segundo o modelo de Beljavskis et al. (2005) no Orógeno Ribeira, o calor gerado pela intrusão de magma promove a circulação de fluidos pela pilha vulcano-sedimentar, que mobiliza a sílica e o ferro, para a formação de metacherts e formação ferrífera.

O anfibolito apresenta uma assembleia mineral composta principalmente por actinolita/tremolita e plagioclásio, granulação muito fina a fina e sem estruturas de milonitização, sugerindo metamorfismo de baixo grau sobre rochas vulcânicas afaníticas, como os basaltos. Brod et al. (1992) indicam que é um anfibolito com características geoquímicas compatíveis a basaltos toleíticos do tipo MORB (*Mid ocean-ridge basalts*), defendendo uma geração dessas rochas em um ambiente de dorsal oceânica. Em campo não foram encontradas feições primárias no anfibolito que corroborassem o ambiente descrito pelos autores citados, como por exemplo a presença de *pillow* lavas ou complexo de diques.

O trabalho de Rocholl et al. (1995) apresenta que a ocorrência de magmas do tipo MORB não indicam exclusivamente um ambiente relacionado a formação de crosta oceânica. Valeriano e Simões (1997) indicam que a geração dos magmas do tipo MORB na *nappe* de Passos é decorrente da extensão e afinamento da crosta continental. Estes autores interpretam ainda que a extensão continental responsável pela sedimentação do Grupo Araxá levou a diferentes níveis de fragmentação. No setor norte do Orógeno Brasília, foram descritas associações petrotectônicas correspondentes a abertura oceânica (Strieder e Nilson, 1992), enquanto que na porção mais ao sul do orógeno este evento de fragmentação compreendeu apenas fenômenos de extensão e afinamento, sem geração de assoalho oceânico, mas associado a um ambiente marinho profundo (VALERIANO e SIMÕES, 1997).

O anfibolito encontrado na área de estudo pode representar o mesmo contexto descrito por Valeriano e Simões (1997), no entanto, são necessários estudos mais aprofundados para que se corrobore esta hipótese.

Os metassedimentos da Unidade Superior (sericita filito, granada-sericita filito e quartzito) indicam o metamorfismo de baixo grau de protólitos sedimentares finos, argilosos a arenosos. Os contatos entre estas litologias é deposicional. Em campo observam-se variações transicionais quanto a composição destas rochas. Em grande parte da área ocorrem filitos com finas intercalações de sericita e quartzo. Com a aproximação das lentes de quartzitos, existe um

aumento gradual da proporção de areia, onde os leitos com quartzo ficam mais espessos, até atingirem o ponto que o quartzo domina sobre a sericita e caracteriza mais de 90 % da mineralogia da rocha. Com a aproximação das lentes com granada, fato semelhante ocorre, onde as granadas aumentam gradualmente em proporção. As alternâncias entre estas rochas, indicam variações composicionais e de fluxo no ambiente sedimentar dos protólitos.

As rochas xistosas do Grupo Araxá descritas na área são correspondentes a protólitos sedimentares, onde a mineralogia composta basicamente por muscovita + quartzo + granada + biotita indica o metamorfismo de pelitos siliciclásticos. A maior granulação dos minerais e desenvolvimento de uma xistosidade indica um grau metamórfico mais elevado que as rochas do CAD.

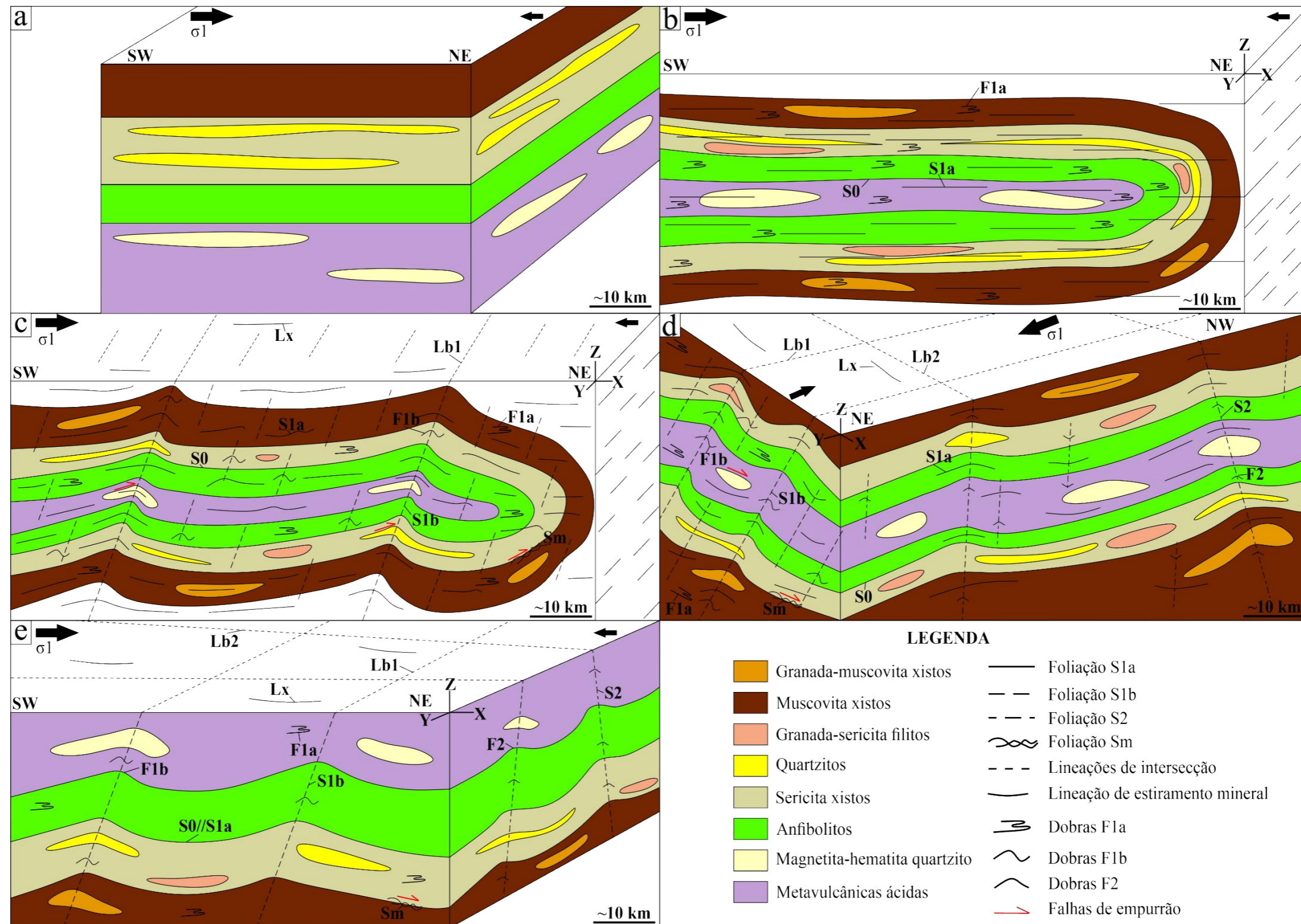
6.3. Evolução Estrutural e Tectonoestratigrafia

As litologias da área de estudo apresentam uma organização estratigráfica intimamente ligada a evolução estrutural desta parte da cadeia orogênica. Um possível modelo que busca explicar a gênese das estruturas e organização estratigráfica da área é apresentado na Figura 43.

O trabalho de Fossen (2019) indica que a definição de fases de deformação deve ser feita utilizando de diversos critérios independentes, como a superposição entre estruturas, evidências estratigráficas, características metamórficas e microtexturais, estimativas de pressão e temperatura e evidências geocronológicas. A definição preliminar das fases de deformação na área de estudo foi baseada em dados de campo e petrografia, onde foram utilizados critérios como: a orientação e posição dos planos das foliações nos elipsoides de deformação finita; as relações de superposição entre as foliações e assembleias minerais; as evidências de eventos de metamorfismo; a cinemática dos dobramentos e empurrões; e a relação estratigráfica das rochas do CAD e Grupo Araxá.

A ordenação das estruturas foi realizada como base no conceito da deformação progressiva, que segundo Davis et al. (2012) é responsável pela geração de estruturas sobrepostas em um mesmo evento estrutural. Segundo estes autores, um conjunto de dobras F_n podem ser sistematicamente redobradas por um segundo conjunto de dobras F_{n+1} em uma mesma fase de deformação, bem como uma foliação S_n desenvolvida nos estágios iniciais de determinado evento pode ser rotacionada e posteriormente ser seccionada por uma nova foliação S_{n+1} , sem que haja alteração da posição dos esforços.

Figura 43 - Modelo estrutural proposto para a gênese das estruturas descritas na área de estudo – **a)** Contexto estratigráfico original das rochas do CAD e Grupo Araxá. A ausência de litotipos com granada se dá pelo fato de este mineral foi gerado durante a primeira fase de deformação. Destaca-se ainda que o protólitos dos filitos e xistos poderia ser o mesmo. Nesta figura as rochas em questão representam os protólitos das unidades; **b)** Primeiro momento da fase D₁ marcada pela geração das dobras F_{1a} e foliação S_{1a}. A dobra recumbente em questão apresenta caráter regional, e está simplificada no modelo. Destaque para uma maior intensidade da deformação neste período; **c)** Segundo momento da fase D₁, onde foram geradas as dobras F_{1b} e a foliação S_{1b}, juntamente aos empurrões, foliação milonítica, lineação de intersecção Lb₁ e lineação mineral L_x. Destacam-se as dobras F_{1b} abertas a fechadas e com vergência para NE; **d)** Fase deformacional D₂, que gerou as dobras F₂, a foliação S₂ e as lineações de intersecção Lb₂. Destaque para os diferentes caimentos de S₂ indicando dobras em caixa, e conseqüentemente uma deformação mais atenuada. Neste momento houve a mudança da direção do encurtamento tectônico de NE-SW para NW-SE; **e)** Contexto atual das rochas na região, onde a estratigrafia se mostra invertida pelas dobras F_{1a} regionais. As posições dos eixos X, Y e Z correspondem ao elipsoide de deformação da fase D₁. As setas correspondem a direção do encurtamento tectônico e possível posição do eixo de maior esforço.



Fonte: O autor.

Os dados obtidos pelos trabalhos de campo e análise petrográfica, indicam que as estruturas descritas na região de estudo podem ser correlacionadas a dois eventos deformacionais, representados pelas fases D₁ e D₂ (Quadro 5). A evolução estrutural da área de estudo pode ser sintetizada em três momentos principais, dois destes agrupados na primeira fase de deformação, e um terceiro que corresponde a segunda fase de deformação. Destaca-se que as estruturas são apresentadas com base no elipsoide de deformação finita da fase D₁.

Quadro 5 – Relação das fases deformacionais com as estruturas geradas, cinemática, paragênese mineral e tectônica.

Fases deformacionais	D1			D2	
	S1	S1a	S _m	S2	Fraturas
Estruturas planares					
Atitudes estruturas planares	Mergulhos suaves para NE e SW	Mergulhos suaves para NE e SW	Mergulhos acentuados para SW e NE	Mergulhos acentuados para SE e NW	Planos com direção NW-SE e NE-SW
Estruturas lineares	-	Lb1	Lx	Lb2	-
Atitudes estruturas lineares	-	Caimentos suaves para SE e NW	Caimentos acentuados para SW	Caimentos acentuados para SW	-
Dobras	F1	F1a	-	F2	-
Atitudes dobras	Flancos com mergulhos suaves para SW	Flancos com mergulhos acentuados para SW e NE	-	Flancos com mergulhos suaves para NW e SE	-
Cinemática	Topo para NE			Topo para SE	
Paragênese	se+qtz, se+qtz+grt, se+qtz+grt+bt, ms+qtz, ms+qtz+grt,ms+qtz+grt+bt			-	
Tectônica	Encurtamento tectônico de direção NE-SW			Encurtamento tectônico de direção NW-SE	

Fonte: O autor.

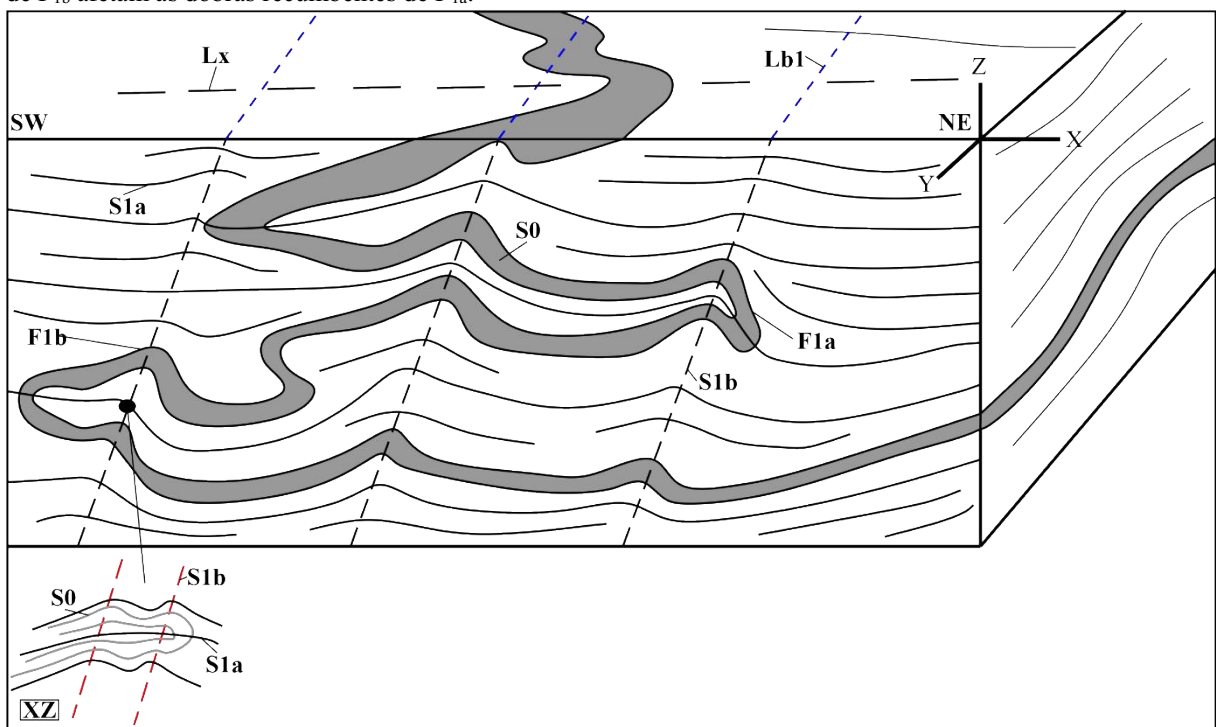
O agrupamento das foliações S_{1a} e S_{1b} em uma única fase de deformação no presente trabalho se difere de outros estudos realizados no setor meridional do Orógeno Brasília, como apresenta a síntese bibliográfica do tópico 4.4. Davis et al. (2012) pontuam que estas divergências podem ocorrer pelo fato de que as estruturas são desenvolvidas de maneira diacrônica em uma cadeia orogênica, onde diferentes locais podem apresentar conjuntos diversos de estruturas tectônicas.

A fase D₁ se mostra como a principal na região, sendo responsável pela geração das dobras F_{1a} e F_{1b}, das foliações S_{1a}, S_{1b} e S_m, e das lineações de intersecção Lb₁ e de estiramento mineral L_x. Pelas atitudes obtidas em campo, observou-se que estas estruturas foram geradas

por um evento de encurtamento tectônico, onde o vetor principal de esforços σ_1 estaria posicionado na direção NE-SW, gerando dobras com vergência para NE. O domínio de estruturas de caráter dúctil pode indicar que esta fase se desenvolveu em níveis crustais mais profundos, como pontua Seer (1999) para as fases D_1 e D_2 na *nappe* de Araxá.

O primeiro momento desta fase deformacional é marcado pelos dobramentos com vergência para NE. Nesta etapa foram geradas as dobras recumbentes F_{1a} , que apresentam expressão regional na área, mas são vistas em campo e em lâminas petrográficas como dobras parasíticas desta grande estrutura. A geração desses dobramentos culminou na formação da foliação metamórfica S_{1a} , e no paralelismo desta como o acamamento composicional S_0 (Figura 44). A foliação S_{1a} se mostra com planos bem definidos nas rochas, sendo contínua e penetrativa em todas as escalas. O caráter recumbente e apertado dessas dobras indica uma maior intensidade da deformação neste primeiro momento.

Figura 44 - Bloco diagrama representando o bandamento composicional S_0 , as foliações S_{1a} e S_{1b} , a lineação de intersecção L_{b1} e a lineação mineral L_x , e as dobras F_{1a} e F_{1b} . Pode-se observar a transposição de S_0 por S_{1a} , o que paraleliza essas estruturas. A L_x se insere no plano XY do elipsoide de deformação finita da fase D_1 enquanto que as dobras F_{1a} e F_{1b} são presentes no plano XZ. Destaque para a interferência entre F_{1a} e F_{1b} , onde as dobras normais de F_{1b} afetam as dobras recumbentes de F_{1a} .



Fonte: O autor.

O modelo de evolução estrutural apresentado no presente trabalho indica que as dobras F_{1a} foram responsáveis pela inversão da estratigrafia na área de estudo (Figura 43b). O

empilhamento provocado pelo encurtamento tectônico NE-SW colocou parte das rochas do Grupo Araxá, que antes se posicionavam acima da pilha vulcano-sedimentar do CAD (Figura 43a), na base da sequência. Esta inversão tectônica determinou aumento da granulação e desenvolvimento de xistosidade nestas rochas. Em campo foram descritos poucos afloramentos com este caráter, indicando que as dobras F_{1a} foram redobradas e obliteradas pelas outras fases de dobramentos.

O segundo momento da fase D_1 indica uma continuação da deformação seguindo os mesmos campos de esforços responsáveis pelas dobras F_{1a} e foliação S_{1a} . Foram gerados dobramentos e empurrões com vergência para NE, evidenciando que o eixo de encurtamento principal manteve a direção NE-SW (Figura 43c). As dobras F_{1b} possuem ângulos interflancos fechados a abertos, sendo dobras normais ou inclinadas, onde o plano axial é marcado pela foliação S_{1b} , que se mostra como uma clivagem de crenulação sempre com caimento para SW. O contato entre os planos de S_{1a} e S_{1b} gera a lineação de intersecção L_{b1} .

As dobras F_{1b} apresentam-se mais suaves que os dobramentos F_{1a} (Figura 44), e juntamente ao desenvolvimento de uma foliação espaçada, indicam que no segundo momento da fase D_1 a deformação é atenuada.

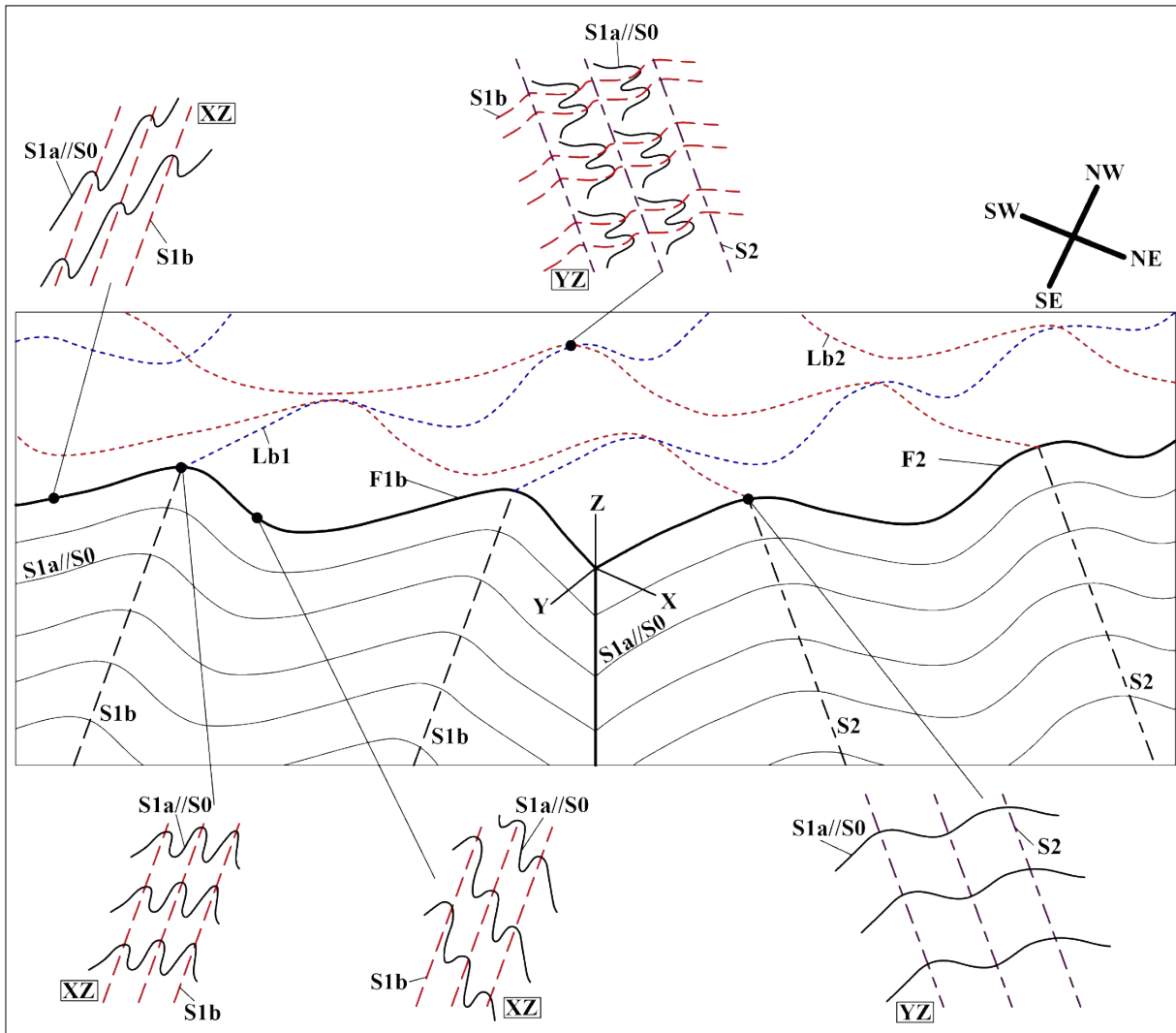
Os empurrões associados a este momento deformacional são responsáveis pela falha de empurrão que coloca as rochas Unidade Superior sobre as rochas Grupo Araxá no setor nordeste, e também pelos outros pequenos deslocamentos que ocorrem no contato entre outras litologias dentro do CAD. A estas estruturas são relacionadas lineações minerais L_x , que possuem direção NE-SW.

Os ângulos entre as foliações S_{1a} e S_{1b} variam de acordo com a posição do afloramento em relação as dobras F_2 (Figura 45). Quando nos flancos, existe uma relação oblíqua entre ambas, com ângulos baixos entre os planos, da ordem de 30 graus. Com a aproximação da charneira dos dobramentos F_{1b} estes ângulos vão se tornando mais elevados ($>80^\circ$), até o momento em que ambas ficam ortogonais, e S_{1b} passa a ser a foliação principal no afloramento. Em muitos casos as charneiras de dobras F_{1b} são rompidas quando há a transposição entre S_{1a} e S_{1b} . Por serem estruturas relacionadas ao mesmo campo de esforços, esta relação é apenas observada no plano XZ do elipsoide de deformação finita da fase D_1 .

As Figuras 46 e 47 demonstram as principais relações entre as estruturas na área de estudo. É possível discernir por meio dos perfis geológicos-estruturais que as dobras F_{1b} também possuem expressão regional. A Unidade Inferior do CAD é localizada em uma sinforma de grande escala (>5 km). Estes dobramentos possuem expressões quilométricas,

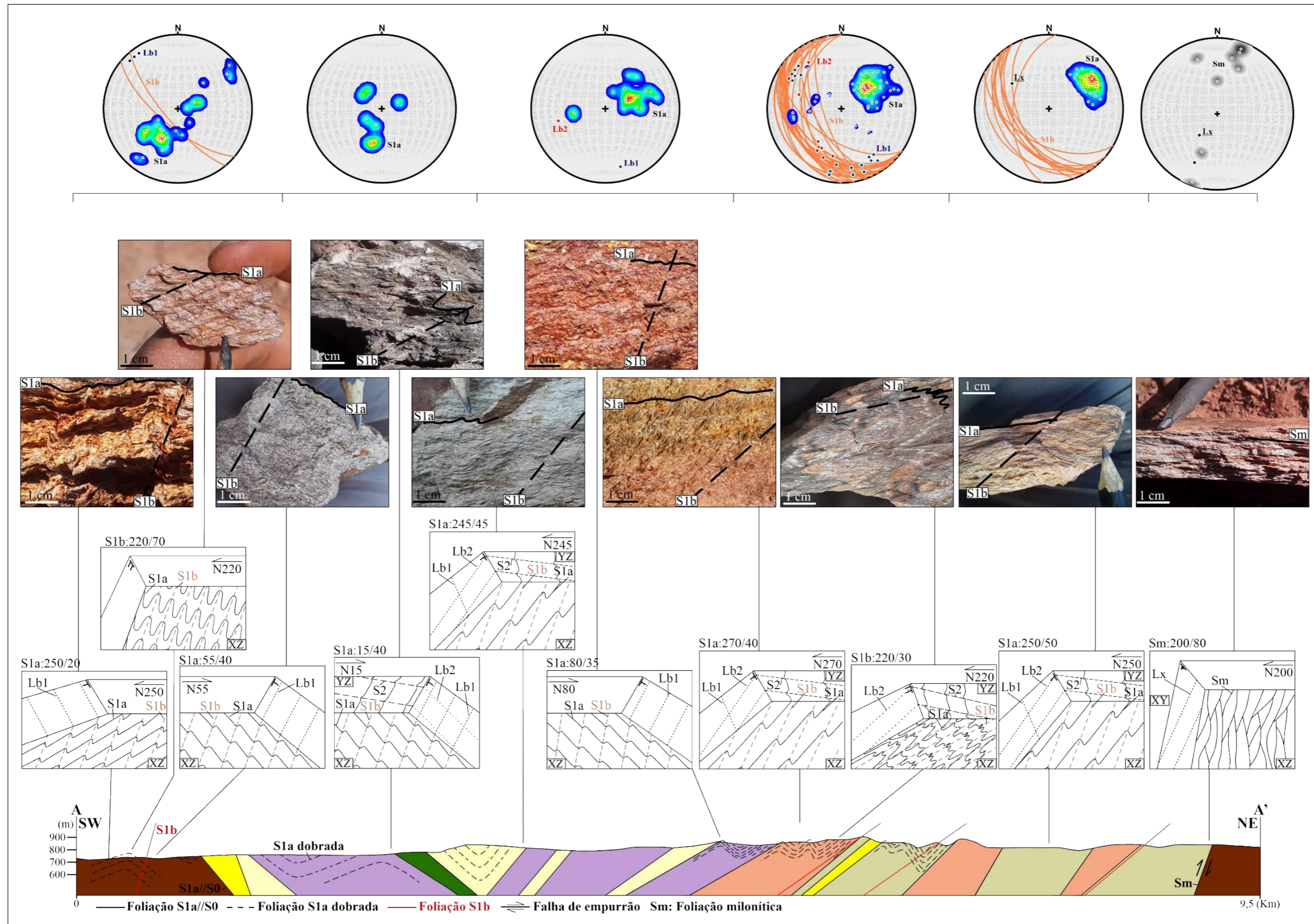
sendo provável a ocorrência de outras sinformas e antiformas regionais na área. No geral, as dobras descritas e visualizadas em campo correspondem a dobras parasíticas dessas grandes estruturas. O setor sudoeste da área parece corresponder a parte de uma antiforma, bem como o setor nordeste. No geral, estes locais apresentam a foliação S_{1b} de maneira mais presente, transpondo a foliação S_{1a} e sendo a foliação principal em muitos afloramentos (Apêndice 4). No modelo estrutural da Figura 43 é possível observar as dobras F_{1b} regionais com maior clareza.

Figura 45 - Bloco diagrama representando as relações entre as dobras F_{1b} e F_2 , foliações S_{1a} , S_{1b} e S_2 e lineações Lb_1 e Lb_2 descritas para a área de estudo. Nas dobras F_{1b} destacam-se dobras com morfologia em “Z” nos flancos com caimento para SW, dobras em “M” nas charneiras e dobras em “S” nos flancos com caimento para NE. Quando existe a interferência entre F_{1b} e F_2 , são vistas relações complexas entre as foliações, onde S_{1a}/S_0 é transposta por S_{1b} , e ambas são crenuladas por S_2 . As dobras F_{1b} são presentes no plano XZ do elipsoide de deformação finita, e as dobras F_2 no plano YZ. Destaca-se que a relação dos eixos de deformação finita corresponde ao elipsoide da fase D_1 .



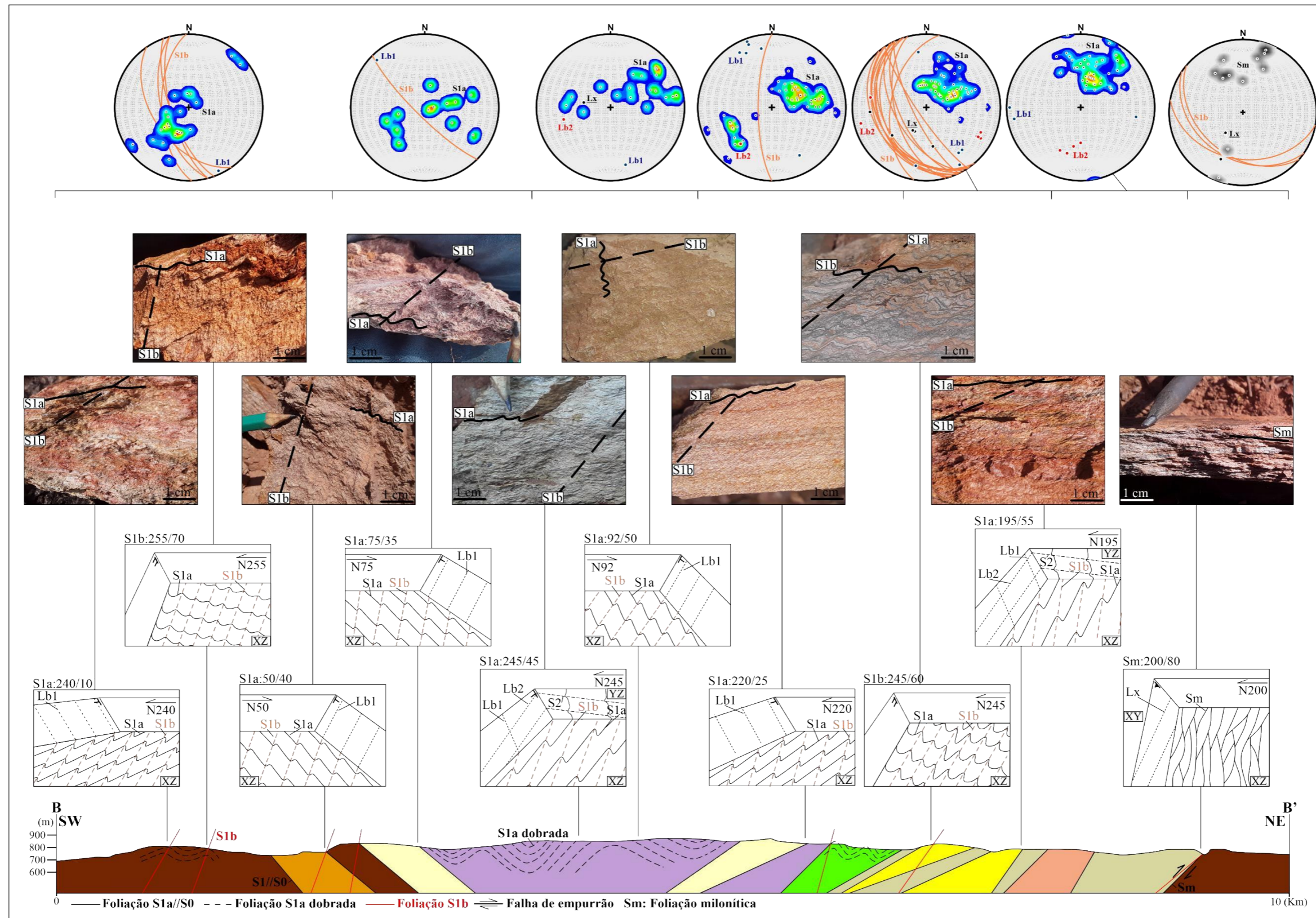
Fonte: O autor.

Figura 46 - Estereogramas, imagens, blocos diagrama e perfil geológico-estrutural A-A'. Os estereogramas demonstram a orientação das medidas estruturais do perfil. Os blocos diagrama e imagens representam as relações estruturais entre as foliações, dobras e lineações na área. E o perfil em si demonstra as relações litológicas e estruturais. Para a legenda dos estereogramas e perfis ver mapa geológico (Apêndice 3). Ver tópico 5.4 para apresentação dos dados e tópico 6.3 para discussão. Os eixos X, Y e Z representam o elipsoide de deformação da fase D₁.



Fonte: O autor.

Figura 47 - Estereogramas, imagens, blocos diagrama e perfil geológico-estrutural B-B'. Os estereogramas demonstram a orientação das medidas estruturais do perfil. Os blocos diagrama e imagens representam as relações estruturais entre as foliações, dobras e lineações na área. E o perfil em si demonstra as relações litológicas e estruturais. Para a legenda dos estereogramas e perfis ver mapa geológico (Apêndice 3). Ver tópico 5.4 para apresentação dos dados e tópico 6.3 para discussão. Os eixos X, Y e Z representam o elipsoide de deformação da fase D₁.



Fonte: O autor.

A fase D₂ foi responsável pela geração das dobras F₂, da foliação S₂, das lineações de intersecção Lb₂ e dos principais pares de fraturas de cisalhamento da área. Observa-se pela análise dos dados um evento de encurtamento tectônico de direção NW-SE (Figura 43d), onde alguns dos dobramentos identificados indicam uma vergência para SE. A mudança na direção das estruturas pode indicar uma possível variação no campo de esforços, onde o vetor principal σ_1 estaria agora na direção NW-SE.

A deformação gerada pela segunda fase D₂ se mostra atenuada, o que reflete na geração de dobras abertas a suaves, por vezes em caixa, juntamente a uma foliação pouco desenvolvida a incipiente (Figura 45). Este caráter pouco expressivo, juntamente a uma maior concentração de estruturas rúpteis pode indicar que esta fase se desenvolveu em níveis crustais mais rasos, assim como pontua Seer (1999) para a fase D₃ na *nappe* de Araxá.

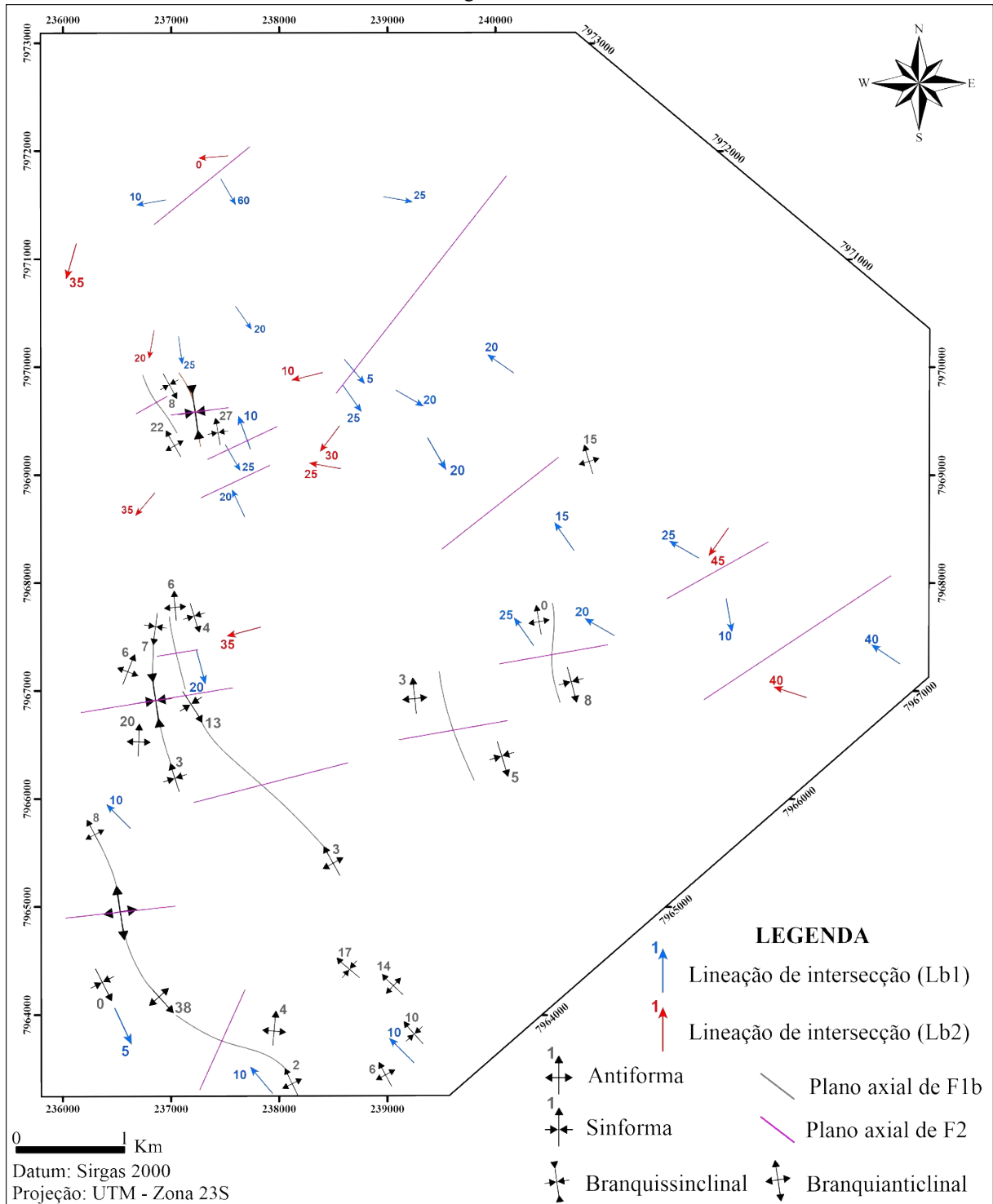
Os dobramentos suaves de F₂ modificam a orientação das estruturas pretéritas ao longo da área, redobrando as dobras F_{1a} e F_{1b}. Por já estarem obliteradas pelo segundo dobramento, não foram descritas em campo interferências entre as fases de dobramentos F_{1a} e F₂. Já o redobramento de F_{1b} por F₂ marca a geração de estruturas branquianticlinais e branquissinclinais regionais. As evidências dessas estruturas são identificadas pelo duplo caimento das linhas de charneira de F_{1b}. Estas estruturas lineares possuem caimento sempre com baixo ângulo, caracterizando mergulhos sub-horizontais a suaves, por vezes com caimento para NW e por vezes com caimento para SE. As lineações de intersecção Lb₁ também marcam o redobramento de F_{1b}, onde apresentam caimentos para NW e para SE (Figura 48). Geralmente as lineações Lb₂ são paralelas a subparalelas aos planos axiais das dobras F₂.

O modelo de evolução estrutural apresentado, indica que as dobras F_{1a} e F_{1b} possuem a mesma cinemática, com encurtamento tectônico de direção NE-SW. A foliação S_{1a} possui planos com orientação a NW-SE, e caimentos para SW e NE. A foliação S_{1b} possui caimentos sempre para SW, onde a interação desta com S_{1a} só é observada no plano XZ do elipsoide de deformação da fase D₁.

A interferência entre esses dobramentos foi observada em lâminas de uma amostra de sericita filito (Figura 49a-b) e de metavulcânica ácida (Figura 49c-d). É visto que a foliação S_{1a} apresenta-se paralela ao plano axial de dobras F_{1a}, bem como são observadas crenulações que possuem S_{1b} como plano axial, marcando a presença da segunda geração de dobras F_{1b}. No bloco diagrama da Figura 44 é possível visualizar a transposição do acamamento composicional S₀ pela foliação S_{1a} e a interferência entre as dobras F_{1a} e F_{1b}. Destaca-se que a interferência

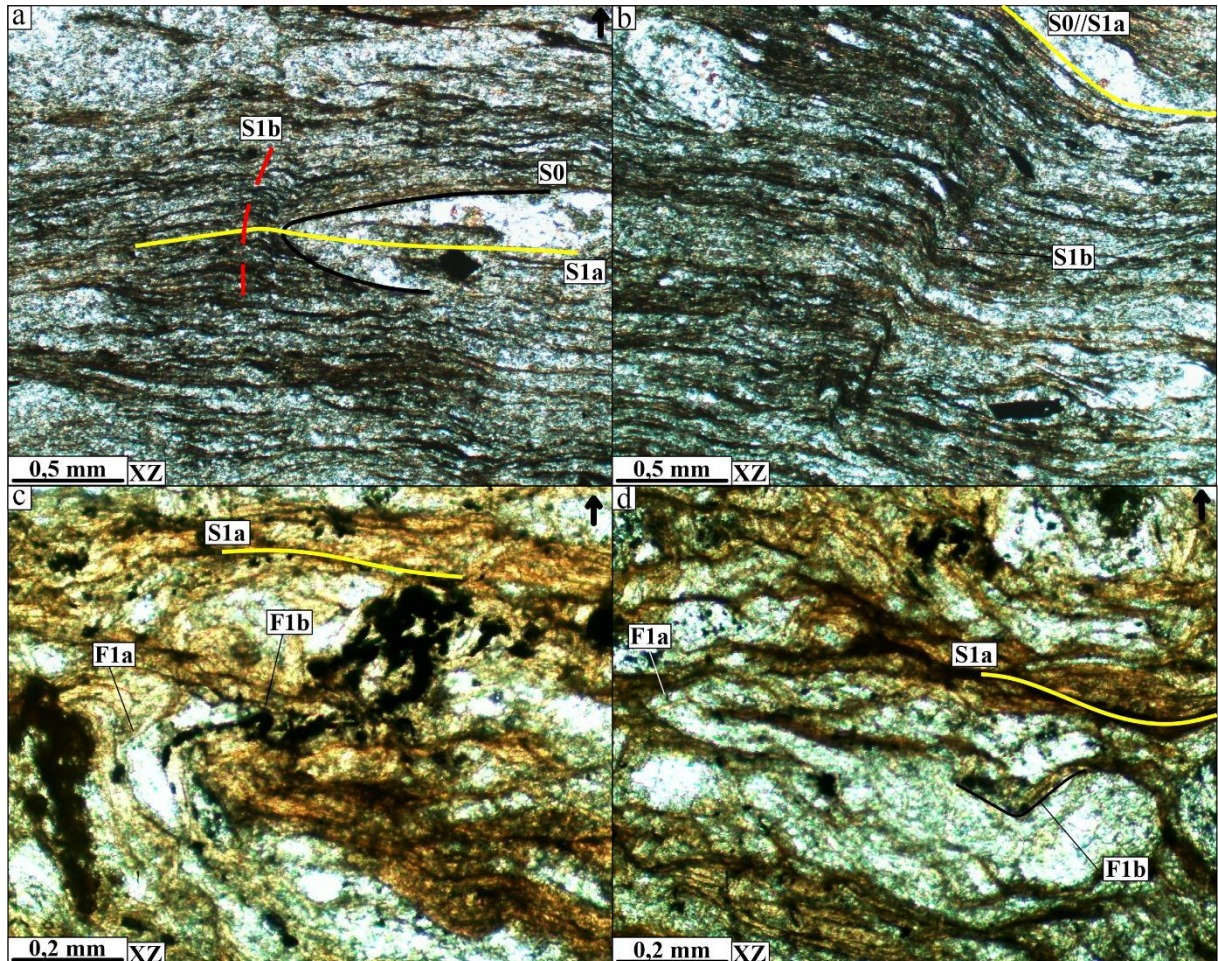
entre esses dobramentos é observada apenas no plano XZ do elipsoide de deformação da fase D_1 .

Figura 48 - Mapa estrutural simplificado da área destacando os dobramentos e lineações de intersecção. As antiformais e sinformas são relacionadas aos dobramentos F_{1b} , enquanto que as estruturas de branquissinclinais e branquianticlinadas foram geradas pelo redobramento de F_{1b} pelas dobras suaves e regionais de F_2 . Os planos axiais de dobras F_2 foram inferidos com base no mergulho das estruturas.



Fonte: O autor.

Figura 49 – **a)** Acamamento composicional S_0 dobrado, com foliação plano axial S_{1a} crenulada por foliação F_{1b} . Nicóis paralelos; **b)** Foliação S_{1a} paralela ao acamamento composicional S_0 , crenulada pela foliação S_{1b} . Nicóis paralelos. As relações indicam uma sobreposição das estruturas. Corroborando que a clivagem de crenulação se desenvolveu em um momento posterior a geração da primeira foliação. Nicóis paralelos; **c)** Dobra recumbente F_{1a} sendo redobrada por dobras F_{2a} . Nicóis paralelos; **d)** Dobra F_{1a} marcada por veios de quartzo, sendo afetada por dobramento aberto de F_{1b} . Nicóis paralelos. Imagens do ponto L15 e L19.



Fonte: O autor.

As dobras F_{1a} , por serem recumbentes, deveriam apresentar uma foliação plano axial S_{1a} com baixos ângulos de mergulho, sendo estes constantes para SW, visto que são dobras com vergência para NE. No entanto, esta situação não foi corroborada em campo, onde se observou que a foliação S_{1a} possui ângulos de mergulho da ordem de 20 a 40 graus, bem como planos com mergulho para SW e NE. Este comportamento de S_{1a} é explicado pela interferência da segunda geração de dobras F_{1b} , que afetam as dobras F_{1a} e conseqüentemente alteram o ângulo e direção de mergulho da foliação S_{1a} .

As dobras F_2 apresentam-se perpendiculares aos dobramentos da primeira fase, com encurtamento tectônico de direção NW-SE. A foliação S_2 apresenta relação com S_{1a} e S_{1b} apenas no plano YZ do elipsoide de deformação finita da fase D_1 . A fase D_2 apresenta uma

mudança no eixo de encurtamento e conseqüentemente ocorre uma distinção no elipsoide de deformação, onde o eixo x se encontra posicionado na direção NW-SE durante esta fase.

O modelo geotectônico de Valeriano et al. (2008) demonstra uma colisão do Cráton do Paranapanema com o Cráton do São Francisco entre 650 e 610 Ma., onde a movimentação se deu de SW para NE. Os referidos autores também descrevem uma acreção posterior do Cráton Amazônico com o Orógeno Brasília já pré-formado e com outros blocos, esta com movimentação de NW para SE. Na região de Abadia dos Dourados a fase deformacional D_1 poderia estar relacionada a esta primeira colisão mais intensa, enquanto que a fase D_2 seria decorrente deste momento posterior de acreção.

A correlação da análise estrutural com os dados de petrografia indica que o pico metamórfico na área se deu durante a primeira fase deformacional D_1 , sendo desenvolvido entre a geração das foliações S_{1a} e S_{1b} . Pela análise de lâminas petrográficas de granada-biotita-muscovita xisto, foi possível distinguir cristais de granada gerados em um momento pós- S_{1a} , onde o mesmo não é afetado pela xistosidade (Figura 50a), cristais pré- S_{1b} , onde é possível observar a foliação S_{1a} preservada no interior do cristal e marcada por inclusões de quartzo (Figura 50b), e cristais gerados sin- S_{1b} , que apresentam uma foliação S_{1b} no rotacionada no interior dos cristais (Figura 50c). As relações das foliações com a granada corroboram o ápice do metamorfismo durante a fase D_1 , assim como também indicam que ambas as foliações, S_{1a} e S_{1b} foram geradas em um mesmo evento tectônico.

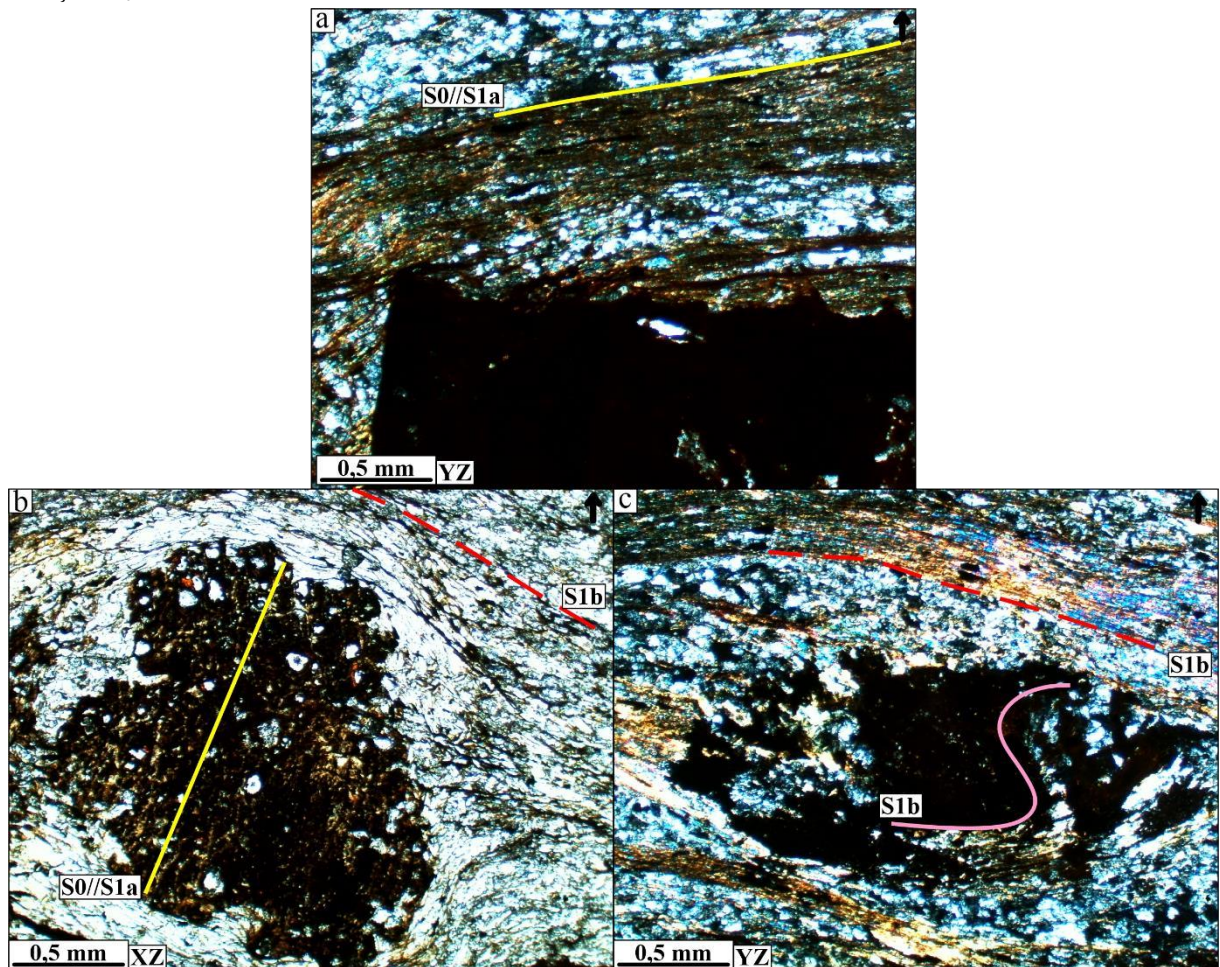
Os cristais de biotita vistos em lâmina foram desenvolvidos nos planos da clivagem de crenulação, indicando formação sin- S_{1b} . Os cristais de biotita substituindo a granada podem representar um evento de retrometamorfismo, que pela ordenação das estruturas poderia ser relacionado ao final da fase D_1 . A fase D_2 é interpretada como sendo pós-metamórfica.

A presença de rocha com granada ocorrendo como intercalações em sericita filito indica que a presença deste mineral parece não corresponder a uma transição entre zonas metamórficas. Para tal, seria necessário que a granada estivesse presente em faixas lateralmente contínuas ao longo da área. Dessa forma, entende-se que durante o ápice metamórfico as rochas do CAD na área de estudo foram metamorfizadas na fácies xisto verde inferior, onde as partes com granada e biotita seriam derivadas de variações composicionais dos protólitos. Este baixo grau é corroborado pela presença de uma foliação filítica.

A presença de biotita e granada nos metassedimentos do Grupo Araxá indicam o metamorfismo na fácies xisto verde médio e superior. Ao contrário dos filitos do CAD, a presença de uma xistosidade nas rochas do Grupo Araxá na região, corrobora um grau

metamórfico mais elevado e indica que estes litotipos foram gerados em maior profundidade. As intercalações de lentes com granada em rocha sem este mineral parecem ser derivadas da influência dos dobramentos descritos, o que explicaria a ausência de zonas contínuas com granada.

Figura 50 – **a)** Cristal de granada pós- S_{1a} , onde o mesmo não é afetado pela primeira foliação metamórfica desenvolvida na área. Nicóis cruzados; **b)** Cristal de granada pré- S_{1b} com inclusões de quartzo marcando uma possível foliação S_{1a} transposta pela foliação S_{1b} . Nicóis cruzados; **c)** Cristal de granada sin- S_{1b} , marcando a foliação S_{1b} no interior do cristal. Nicóis cruzados. Pontos L7.

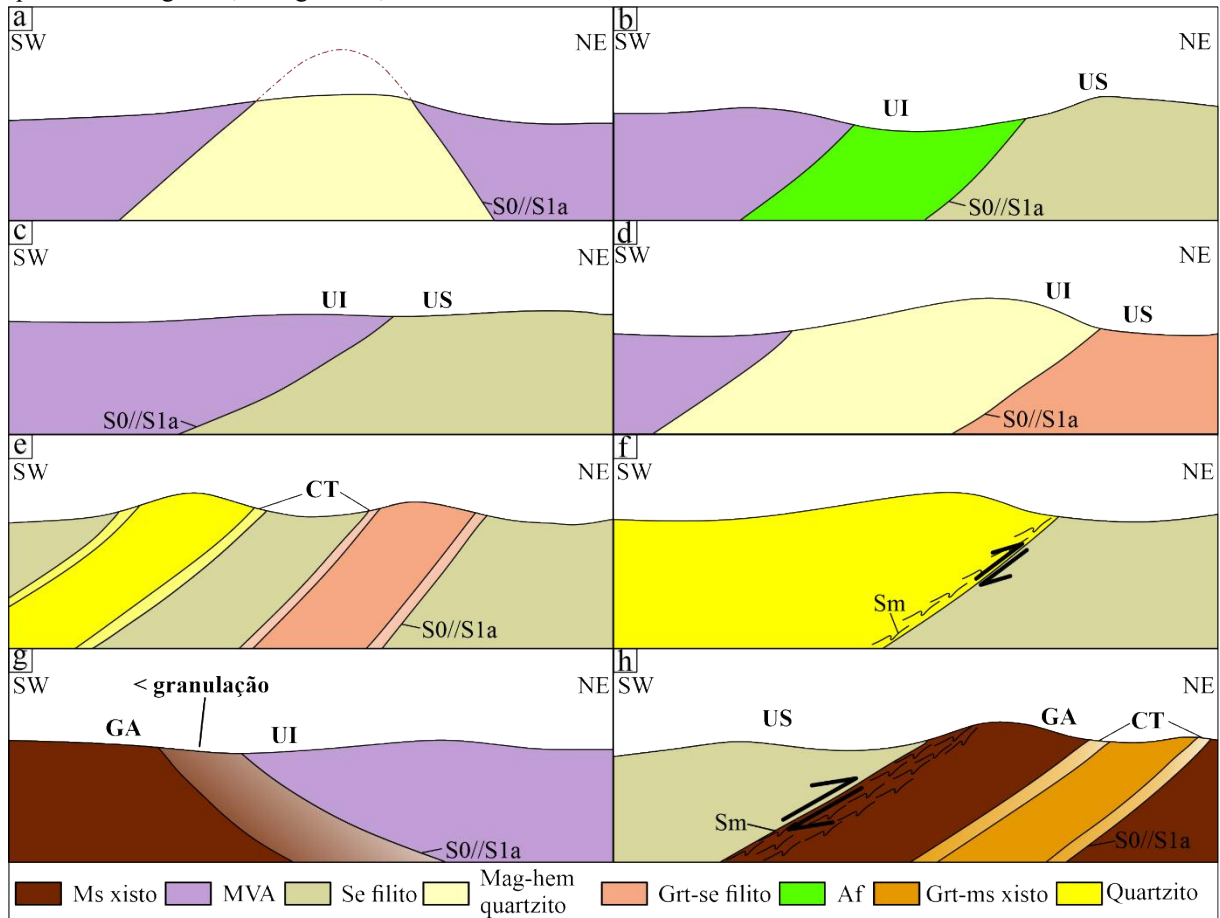


Fonte: O autor.

O modelo estrutural interpretado nesta pesquisa indica que as relações de contato entre os litotipos do CAD e Grupo Araxá na região de Abadia dos Dourados se encontram invertidas, decorrentes dos dobramentos F_{1a} . Dessa forma, os contatos vistos em campo não representam o empilhamento original das litologias (Figura 43e). Estes contatos são geralmente marcados pela foliação S_{1a} paralela ao acamamento composicional S_0 , com exceção aos locais onde ocorrem falhas de empurrão e a foliação S_m transpõe as estruturas pretéritas.

A rocha metavulcânica ácida faz contato com o anfibolito e com o magnetita-hematita quartzito na Unidade Inferior, com quartzito, granada-sericita filito e sericita filito da Unidade Superior, e com muscovita xisto do Grupo Araxá. Estes contatos não são definidos por falhas ou zonas de cisalhamento. As relações estruturais vistas em campo indicam que estas rochas estão intercaladas ao magnetita-hematita quartzito (Figura 51a) e posicionadas de maneira sobreposta ao anfibolito e rochas metassedimentares (Figura 51b).

Figura 51 - Seções esquemáticas do contato entre as litologias da área de estudo – **a)** Intercalação de magnetita-hematita quartzito em rocha metavulcânica ácida, posicionado em charneira de dobra F_{1B} ; **b)** Contatos deposicionais entre rocha metavulcânica ácida, anfibolito e sericita filito; **c)** Contato deposicional onde a rocha metavulcânica ácida esta sobrepondo o sericita filito; **d)** Contato deposicional entre magnetita-hematita quartzito e granada-sericita filito; **e)** Contatos transicionais entre intercalações de quartzito e granada-sericita filito com sericita filito; **f)** Deslocamentos entre o contato de quartzito com sericita filito. Estas falhas não possuem expressão regional e são derivadas do contraste de reologia entre as unidades; **g)** Contato deposicional entre muscovita xisto e rocha metavulcânica ácida no setor SW da área de estudo. Destaca-se a diminuição da granulação e ausência de feições tectônicas com a aproximação do contato; **h)** Contato tectônico entre sericita filito e muscovita xisto e contato transicional entre intercalação de granada-muscovita xisto e muscovita xisto. Destaca-se que a estratigrafia apresentada nas seções esta invertida, bem como a mesma foi descrita em campo. UI: Unidade Superior, UI: Unidade Inferior, CT: contato transicional, GA: Grupo Araxá, S0: bandamento composicional, S1: primeira foliação metamórfica, Sm: foliação milonítica, Ms: muscovita, MVA: metavulcânica ácida, Se: sericita, Qf: quartzito ferruginoso, Grt: granada, Af: Anfibolito.



Fonte: O autor.

Em um afloramento onde há o contato entre a rocha metavulcânica ácida e o magnetita-hematita quartzito, foi descrito a presença de uma foliação anastomosada e a ocorrência de lineações minerais, ambas condizentes com a primeira fase deformacional D₁. A presença dessas estruturas indica que durante os processos de empurrões e dobramentos, houveram pequenos deslocamentos entre alguns litotipos que apresentam contraste elevado de reologia. Estes falhamentos não possuem expressão regional.

As sequências vulcano-sedimentares no Orógeno Brasília apresentam, geralmente, ordenação estratigráfica composta por rochas metabásicas na base, sobrepostas ou intercaladas por rochas metavulcânica ácidas (Figura 3). Moraes e Fuck (2006) correlacionam esta estruturação na sequência de Juscelândia como derivada de um magmatismo bimodal em um ambiente de rifte, onde houve a intrusão de magmas máficos fundindo parcialmente a crosta continental e resultando em um magmatismo félsico, que é marcado pela formação de granitos intrusivos associados a rochas máficas acamadadas e rochas vulcânicas félsicas extrusivas. Segundo os autores, a ruptura continental continua na região até a abertura e formação de assoalho oceânico, gerando um magmatismo máfico extrusivo, que sobrepõe a unidade vulcânica félsica (Figura 3c).

As datações de Ribeiro e Féboli (2013) para a SVSA apresentam idades de cristalização de 1286 ± 7 Ma. (U/Pb) para a rocha metavulcânica ácida e de 812 ± 10 Ma. (U/Pb) para o anfibólito. Brod et al. (1991) descrevem para a região de Abadia dos Dourados um anfibólito grosso (metagabro), indicando que os mesmos correspondem a contraparte intrusiva do anfibólito fino (metabasalto) da SVSA. Segundo Brod et al. (1992) este metagabro possui características químicas compatíveis ao metabasaltos, no entanto, são rochas que não foram datadas. Na área de estudo do presente trabalho não foi encontrado o anfibólito grosso descrito por Brod et al. (1991).

O grande intervalo de 474 Ma. entre o anfibólito e metavulcânica ácida da SVSA, juntamente a ausência de contatos tectônicos separando estas litologias indicam que as mesmas podem representar a evolução de um mesmo ambiente geológico. Seguindo o modelo de Moraes e Fuck (2006) para a sequência de Juscelândia e o trabalho de Brod et al. (1991), os metagabros da região poderiam indicar o primeiro magmatismo que resultou na fusão parcial da crosta continental e formação dos magmas félsicos. Este magma ácido resultaria na gênese das rochas metavulcânicas ácidas da SVSA, enquanto que o anfibólito representaria um magmatismo máfico posterior, mas em um mesmo ambiente. Estas interpretações possuem caráter preliminar e necessitam de novos dados para comprovação. Não se descarta a

possibilidade de que os anfibolitos descritos na área representem diques e sills isolados e intrudidos na rocha metavulcânica ácida.

Os contatos das rochas da Unidade Inferior com as rochas da Unidade Superior são deposicionais. Onde em campo os metassedimentos se posicionam de maneira sotoposta a rocha metavulcânica (Figura 51c), ao magnetita-hematita quartzito (Figura 51d) e anfibolito. No geral, os contatos entre as rochas da Unidade Superior são transicionais (Figura 51e). Em alguns contatos entre o quartzito e sericita filito foram descritas foliações miloníticas, abundância de veios de quartzo e lineações minerais com direção NE-SW. Estas estruturas indicam a ocorrência de pequenas falhas de empurrão entre litologias com contraste de reologia (Figura 51f). São falhamentos pequenos, com vergência para NE, que ocorrem somente nas bordas das intercalações de quartzito.

As rochas da Unidade Superior são frequentemente encontradas no setor nordeste da área, representando uma faixa metassedimentar espessa. O afloramento de uma fina intercalação de quartzitos no setor sudoeste se mostra como uma exceção a este padrão. Esta repetição de unidades é condicionada pelos dobramentos F_{1b} , que possuem expressão regional na área. Esta relação pode ser melhor visualizada no perfil da Figura 46 e no mapa geológico (Apêndice 4). Foi identificado que as unidades litológicas descritas não possuem espessura constante, o que condiciona a ausência dessas repetições em muitos locais. Um exemplo deste contexto se dá quando ocorre o contato direto entre a rocha metavulcânica ácida e o sericita filito. A ausência de anfibolito neste contato indica que a camada dessas rochas possui espessura variável, e por vezes não aflora.

No setor sudoeste da área, o muscovita xisto e granada-muscovita xisto do Grupo Araxá fazem contatos com o magnetita-hematita quartzito e metavulcânica ácida da Unidade Inferior e com quartzito impuro da Unidade Superior. Diferentemente do que é descrito no trabalho de Ribeiro e Féboli (2013), nestes contatos não foram observadas feições estruturais que indicassem uma relação tectônica entre os litotipos, tais quais alterações no ângulo ou morfologia das foliações.

A esta faixa, destaca-se uma diminuição gradual da granulação dos xistos nas proximidades com as rochas do CAD (Figura 51g). A muscovita apresenta diminuição considerável, podendo ser classificada como sericita em alguns afloramentos. Bem como a xistosidade, que forma planos mais regulares e finos. A ausência de estruturas tectônicas somadas a diminuição da granulação nas proximidades com o contato e a semelhança nos dados de gamaespectometria, indicam uma possível correlação dos sericita filito do CAD com esta

faixa a SW do muscovita/sericita xisto do Grupo Araxá, indicando que estas rochas podem ser derivadas de um mesmo protólito. O contato entre estas unidades neste setor é deposicional e transicional, onde as rochas xistosas estão sotopostas pelas rochas do complexo.

A faixa de rochas pertencentes ao Grupo Araxá aflorante no setor nordeste da área é composta por muscovita xisto e granada-muscovita xisto com intercalações de anfíbolito fino. O contato dessas rochas com o sericita filito do CAD é dado por meio de uma falha de empurrão com movimentação para NE, onde as rochas de menor grau metamórfico do CAD cavalgam a faixa xistosa, de grau mais elevado (Figura 51h). Esta estrutura parece ser continua ao longo da área, gerando um contato tectônico entre as litologias e colocando duas unidades geológicas com graus metamórficos diferentes em contato direto. As rochas do Grupo Araxá estão sotopostas as rochas do CAD.

A zona de falha em questão é marcada pela presença de rochas milonitizadas, lineações de estiramento mineral paralelas ao mergulho da foliação principal, com direção NW-SE, foliação anastomosada S_m , pares S-C' e fitas de quartzo (Figura 28e-d), e uma grande quantidade de veios de quartzo leitoso, que marcam a passagem de fluidos hidrotermais condicionados por essa zona de maior deformação. A direção do empurrão foi baseada principalmente nos mergulhos da foliação milonítica e estruturação da área.

Na área selecionada para o projeto ocorrem quatro lentes de anfíbolito, duas sotopostas a rocha metavulcânica ácida, uma intercalada a estas rochas no setor central, e outra intercalada nos metapelitos do Grupo Araxá no setor nordeste da área. Destaca-se que nos contatos entre estas litologias não foram identificadas feições que indicassem um contato tectônico, evidenciando que as mesmas não representam lascas tectônicas. A ocorrência de corpos de anfíbolito intercalados nos metassedimentos do Grupo Araxá, dentro e fora da área do projeto, parece indicar uma independência destas rochas máficas quanto a área aflorante do CAD, onde as mesmas não são restritas a Unidade Inferior. A ocorrência de pequenos afloramentos dentro da área de estudo, dificulta o entendimento das relações de contato com os xistos.

As relações entre o CAD e o Grupo Araxá na área de estudo são deposicionais. A falha de empurrão que separa estas unidades no setor nordeste é derivada do momento de orogenia, onde a pilha de rochas da sequência cavalgou as rochas de maior grau metamórfico do Grupo Araxá. A ausência de outro falhamento limitando as rochas do CAD indica que possivelmente esta sequência vulcano-sedimentar não representa um terreno tectonoestratigráfico distinto do ambiente onde foram gerados o muscovita xisto e granada-muscovita xisto.

O trabalho de Pinho et al. (2017) reporta idades de zircão detrítico com picos em 1260 ± 12 Ma. (U/Pb) para o muscovita xisto e granada-muscovita xisto. Enquanto que Ribeiro e Féboli (2013) reportam idades máximas de sedimentação de 694 Ma. (U/Pb), para estas mesmas rochas. As datações realizadas pelos mesmos autores indicam que a rocha metavulcânica ácida é a mais antiga da região, podendo até ser responsável por gerar sedimentos que posteriormente formaram as rochas metassedimentares da região. Estes dados evidenciam que o magmatismo félsico foi um dos primeiros a se manifestar na região durante o Mesoproterozóico. Não se sabe ainda a idade dos metagabros descritos por Brod et al. (1991). Por estar intercalado a rocha ácida, entende-se que o magnetita-hematita quartzito possui idade semelhante. A idade do anfibolito indica um magmatismo máfico posterior, no Neoproterozoico. As rochas da Unidade Superior ainda não foram datadas.

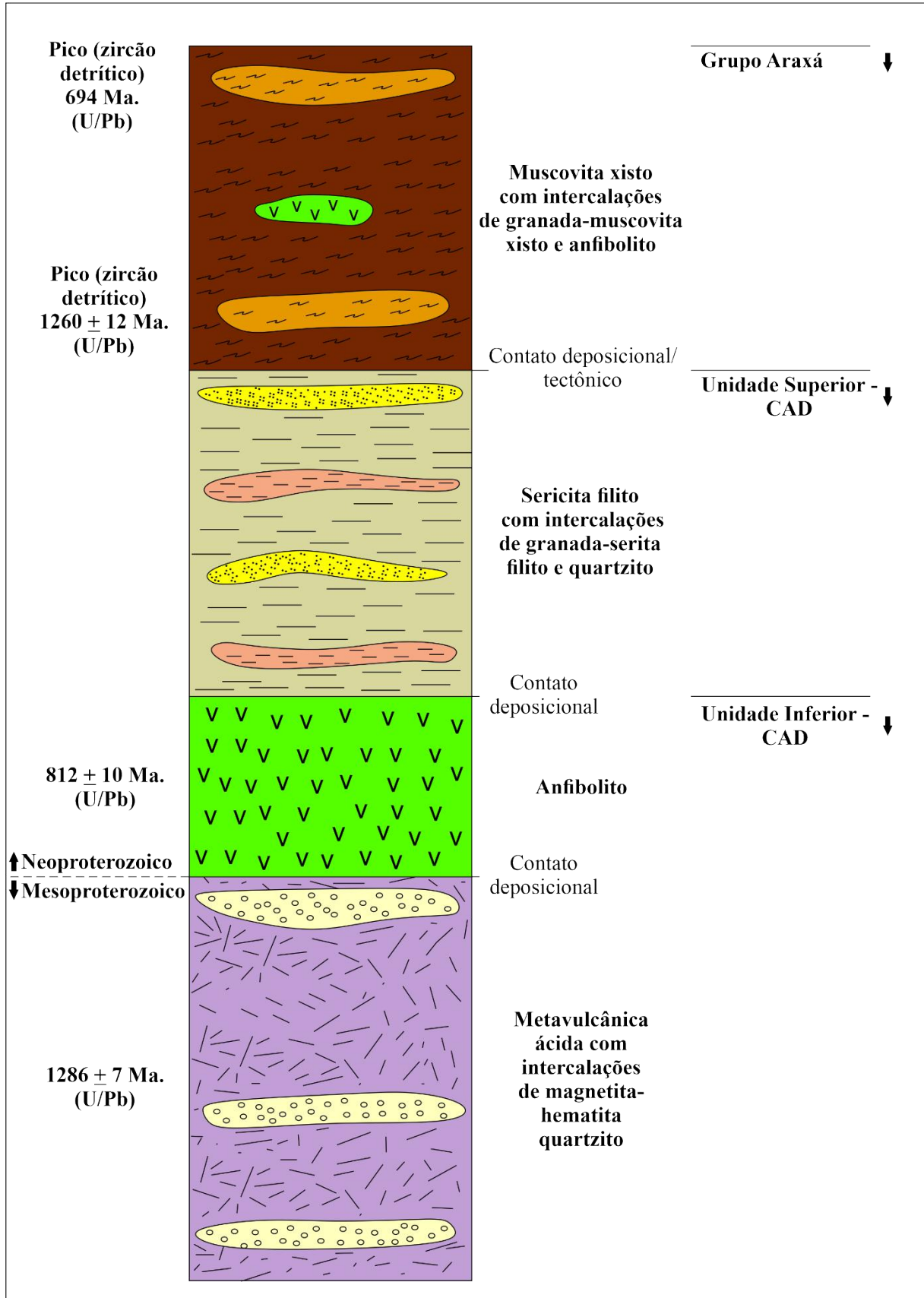
A coluna estratigráfica levantada para a área de estudo pode ser visualizada na Figura 52. A posição dos litotipos representa a possível ordenação original do empilhamento dessas rochas. A rocha metavulcânica ácida intercalada ao magnetita-hematita quartzito, representa a base do CAD, sendo uma interpretação coerente com o modelo de evolução estrutural apresentado e idades obtidas por Pinho et al. (2017). O anfibolito se encontra como a camada acima, que se apresenta descontínua ao longo da área. As intercalações dessa rocha máfica a outros litotipos na área não são tectônicas, o que leva a interpretação de que poderiam ser deposicionais ou intrusivas. As rochas metassedimentares da Unidade Superior são posicionadas acima do anfibolito, o que consequentemente indica que seus protólitos seriam mais novos que 812 ± 10 (U/Pb). No modelo apresentado, as rochas do Grupo Araxá estariam originalmente posicionadas acima do CAD, no entanto, esta interpretação necessita de dados geológicos mais completos para sua comprovação.

7. CONCLUSÃO

Os dados apresentados e interpretados no presente trabalho apontam para as seguintes conclusões:

1 – Por meio dos trabalhos realizados na escala de 1:25.000 foi possível individualizar oito tipos litológicos na região de estudo, agrupados nas Unidades Inferior e Superior do CAD e ao Grupo Araxá, detalhando parte do mapa geológico apresentado por Ribeiro e Féboli (2013) e aumentando a quantidade de dados estruturais disponíveis para o setor noroeste do CAD.

Figura 52 - Coluna estratigráfica interpretada para a região de estudo. Idades obtidas por Ribeiro e Féboli (2013) e Pinho et al. (2017). A organização das unidades representa o empilhamento normal da sequência.



Fonte: O autor.

2 – Diferentemente do que foi identificado por Brod et al. (1991) e Ribeiro e Féboli (2013), não foram descritas falhas de empurrão expressivas e regionais subdividindo as litologias internas do CAD, o que indica relações deposicionais entre estas rochas. O contato com o Grupo Araxá é tectônico em apenas parte da área, levando a interpretação de que o CAD não representa um terreno tectonoestratigráfico distinto, que foi aglutinado ao Grupo Araxá, mas sim rochas que foram formadas em um mesmo ambiente geológico.

3 – As estruturas descritas foram correlacionadas a duas fases deformacionais. A primeira fase D_1 é a principal na área, sendo decorrente de um encurtamento tectônico de direção NE-SW, apresentando a transição entre um momento inicial mais intenso e um momento posterior, mais atenuado. O pico metamórfico que atinge as rochas da região é associado a este primeiro evento. A fase D_2 apresenta uma mudança na direção de encurtamento, onde a orientação principal é NW-SE. É uma fase menos intensa que as anteriores, e ocorre de maneira menos expressiva na região. O primeiro evento de dobramentos F_{1a} foi responsável pela inversão da estratigrafia das rochas do CAD e Grupo Araxá. As dobras F_{1b} redobram esta estrutura regional e afetam os litotipos quando aos seus modos de ocorrência. As dobras F_2 são suaves e não modificam a estratigrafia ou modo de ocorrência das rochas em questão.

4 – A estratigrafia original do CAD é composta por: na base ocorre o magnetita-hematita quartzito (metachert ferruginoso) intercalado a rocha metavulcânica ácida (plagioclásio-quartzo-sericita filito) e sobrepostos pelo anfíbolito, constituindo a Unidade Inferior; no topo do CAD ocorre o sericita filito com intercalações de granada-sericita filito e quartzito, agrupados na Unidade Superior. Acima da SVSA ocorre o muscovita xisto com intercalações de granada-muscovita xisto e anfíbolito, do Grupo Araxá.

5 - A SVSA apresenta forte similaridade litológica e geocronológica como as sequências vulcano-sedimentares de Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia. As idades mais antigas disponíveis para estas sequências são respectivamente de: 1286 ± 7 Ma. (U/Pb) para Abadia; 1157 ± 50 Ma. (U/Pb) para Palmeirópolis; 1299 ± 39 Ma. (U/Pb) para Indaianópolis; e 1280 ± 150 Ma. (Errócrona Sm/Nd) para Juscelândia (GIRARDI, 1978; CORREIA, 1999; MORAES et al., 2003; PINHO et al., 2017). Pelo caráter local e preliminar do presente trabalho, não é possível realizar correlações regionais precisas com outras partes do Orógeno Brasília. Dessa forma é apontada a seguinte dúvida: A SVSA poderia estar relacionada, apesar da distância, ao mesmo ambiente de formação das sequências Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia?

6 – O presente trabalho apresenta caráter preliminar, e as interpretações e modelos elaborados, podem e devem sofrer modificações por meio de trabalhos futuros. Recomenda-se que sejam realizados os seguintes estudos para a região de Abadia dos Dourados: datações geocronológicas e trabalhos de proveniência sedimentar para as rochas metassedimentares e metavulcânicas do CAD e metagabros do Bloco Chapada das Perdizes; a geoquímica dos magnetita-hematita quartzito, visando entender qual o ambiente geológico responsável pela formação dessas rochas; trabalhos de análise estrutural e mapeamento geológico de detalhe para os quadrantes adjacentes ao escolhido para a presente pesquisa, visando corroborar ou refutar o modelo de evolução estrutural apresentado; e o modo de ocorrência dos anfíbolito fora do CAD, buscando a correlação com o ambiente de magmatismo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. O cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.

ARAÚJO, S.M. **Petrologia e Mineralizações Sulfetadas da Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis-GO**. 1986. 196p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1986.

BARBOSA, O. Guia de Excursões do 9º Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia. In: Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia, 9., 1955, Rio de Janeiro. **Anais...** p. 3-5.

BELJAVSKIS, P.; GARDA, G.M.; MANSUETO, M; SILVA, D. Os Turmalinitos vulcanogênicos da Formação Morro da Pedra Preta, Grupo Serra do Itaberaba (SP): petrografia, composição química da turmalina e implicações metalogenéticas. **Geologia USP, Série Científica**, v. 5, n. 1, p. 1–18, 2005.

BESANG, C.; EBERLE, W.; LAHNER, L.; LENZ, H.; MOLLAT, H.; MÜLLER, P.; PAULSEN, S. **Datação radiométrica em rochas de MG e ES**. CPRM, Belo Horizonte, 1977. 41p. Relatório.

BROD, J.A. **Geologia das rochas vulcano-sedimentares da região de Indaianópolis, GO e lineamentos adjacentes**. 1988. 267p. Dissertação (Mestrado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1988.

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

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, Triângulo Mineiro – MG. **Revista Escola de Minas**, v. 45, n. 1/2, p. 164 – 166, 1992.

BROD, J.A.; JOST, H. Revisão Estratigráfica da Região de Indaianópolis. In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 4., 1994, Brasília. **Anais...** p. 138-141.

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.

CARDOSO, A.F. **Proveniência sedimentar e ambientes tectônicos do Grupo Araxá em sua área tipo baseado em dados U-Pb de zircões detríticos, Sm-Nd e 87Sr/86Sr: Implicações para a evolução da porção meridional da Faixa Brasília durante o Neoproterozoico**. 2018.

111p. Dissertação (Mestrado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2018.

CORREIA, C.T.; JOST, H.; TASSINARI, C.C.G.; GIRARDI, V.A.V.; KINNY, P. Ectasian Mesoproterozoic U–Pb ages (SHRIMP-II) for the metavolcano-sedimentary sequences of Juscelândia and Indaianópolis and for high-grade metamorphosed rocks of Barro Alto stratiform igneous complex, Goiás State, central Brazil. In: SAAGI—South American Symposium on Isotopic Geology, 2., 1999, Córdoba. **Anais...** pp. 31–33.

DARDENNE, M.A.; FUCK, R.A.; MENESES, P.R.; PIMENTEL, M.M. **Mapa Geológico – Projeto Sucuri**. UNB, Brasília, 1991. Relatório.

DARDENNE, M.A.; FUCK, R.A.; D’EL-REY SILVA, L.H.; PIMENTEL, M.M. **Mapa Geológico – Projeto Rio Veríssimo**. UNB, Brasília, 1994. Relatório.

DARDENNE, M.A. The Brasília fold belt. 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. 231–263.

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

DIAS, P.H.A. **Estratigrafia e Tectônica da Faixa Brasília na Região de Ibiá, Minas Gerais: Estudo de Proveniência Sedimentar dos grupos Canastra e Ibiá, com base em estudos isotópicos U-Pb e Sm Nd**. 2011. 106p. Dissertação (Mestrado em Geologia) Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2011.

FERREIRA FILHO, C.F.; MORAES, R.; FAWCETT, J.J.; NALDRETT, A.J. Amphibolite to granulite progressive metamorphism in the Niquelândia complex, central Brazil: regional tectonic implication. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 11, p. 35–50, 1998.

FIGUEIREDO, J.A.; LEÃO NETO, R.; VALENTE, C.R. Depósitos de sulfetos maciços de Zn, Cu e Pb da região de Palmeirópolis, Go. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1., 1981, Goiânia. **Anais...** p. 422-441.

FISCHEL, D.P.; PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; ARMSTRONG, R. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of the Silvânia Volcanics and Jurubatuba Granite: juvenile Paleoproterozoic crust in the basement of the Neoproterozoic Brasília Belt, Goiás, central Brazil. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, v. 73, p. 445-460, 2001.

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

FONSECA, M.A.; DARDENNE, M.A.; UHLEIN, A. Faixa Brasília Setor Setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, p. 267–278, 1995. FOSSEN, H. **Geologia estrutural**. 2 ed. São Paulo: Oficina dos textos, 2012. 606 p.

FOSSEN, H. Writing papers with an emphasis on structural geology and tectonics: advices and warnings. **Brazilian Journal of Geology**, v. 49, n. 4, 2019.

FROST, B.R.; FROST, C.D. **Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology**. 1 ed. London: Cambridge University Press, 2014. 331p.

FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; WINGE, M.; ANDRADE, G.F.; BARREIRA, C.F.; LEONARDOS, O.H.; KUYUMJIAN, R.M. Geologia da Região de Goianésia. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1., Goiânia, 1981. **Anais...**p. 447-467.

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

GIRARDI, V.A.V.; KAWASHITA, K.; BASEI, M.A.S.; CORDANI, U.G. Algumas considerações sobre a evolução geológica da região de Cana Brava, a partir de dados geocronológicos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30., 1978, Recife. **Anais...** p.337-347.

HOWELL, D.G. **Tectonics of suspect terranes: mountain building and continental growth**. 1 ed. London: Chapman & Hall, 1993. 231p.

HOWELL, D.G. **Principles of Terrane Analysis: New Applications for the Global Tectonics**. 2 ed. London: Chapman & Hall, 1995. 235 p.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Ortomosaicos - SE.23-Y-A-II-3-SO e SO.23-Y-A-II-SE**. Rio de Janeiro: 2005. Ortomosaicos, escala: 1:25.000.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Folha topográfica de Abadia dos Dourados. SE.23-Y-A-II-3**. Rio de Janeiro: 2006. Carta topográfica, escala: 1:50.000.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Malha Municipal Digital da Divisão Político-Administrativa Brasileira**. Rio de Janeiro: 2020. Malhas territoriais.

JOST, H.; CHEMALE JR., F.; FUCK, R.A.; DUSSIN, I.A. Uvá complex, the oldest orthogneisses of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 47, p. 201-212, 2013.

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. 155p. Tese (Doutorado em Geologia Regional), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2008.

LACERDA FILHO, J.V.; CAMARGO, M.A.; WILDNER, W. Granitóide sintectônico de Maratá. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 5., 1995, Goiânia. **Anais...** p. 66-67.

LACERDA FILHO, J.V.; OLIVEIRA, C.C. Geologia da Região Centro Sul de Goiás. **Boletim de Geociências do Centro Oeste**, v. 18, n. 1/2, p. 3-19, 1995.

LASA, Engenharia e Prospecções S.A. **Relatório final de Levantamento e Processamento de Dados Magnetométricos e Gamaespectrométricos de Minas Gerais: Área 7 – Patos de Minas-Araxá-Divinópolis**. MME/CPRM, 2006. 224p. Relatório.

LAUX, J.H.; PIMENTEL, M.M.; DANTAS, E.L.; ARMSTRONG, R.; JUNGES, S.L. Two Neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 18, p. 183–198, 2005.

LEONARDOS, O.H.; JOST, H.; FUCK, R.A.; BARROS, J.G.C. Geologia da região aurífera de Santa Cruz de Goiás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36., 1990, Natal. **Anais...** p. 338.

MORAES, R.; FUCK, R.A. Deformação e metamorfismo das sequências Juscelândia e Serra da Malacacheta, Complexo Barro Alto, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 24, p. 189–197, 1994.

MORAES, R.; FUCK, R.A. Trajetória P-T Horária para o Metamorfismo da Sequência Juscelândia, Goiás: Condições do Metamorfismo e Implicações Tectônicas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, p. 603–612, 1999.

MORAES, R.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; GIOIA, S.M.C.L.; FIGUEIREDO, A.M.G. Geochemistry and Sm–Nd isotopic characteristics of bimodal volcanic rocks of Juscelândia, Goiás, Brazil: Mesoproterozoic transition from continental rift to ocean basin. **Precambrian Research**, v. 125, p. 317–336, 2003.

MORAES, R.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; GIOIA, S.M.; DE HOLLANDA, M.H.; ARMSTRONG, R. The bimodal rift-related Juscelândia volcanosedimentary sequence in central Brazil: Mesoproterozoic extension and Neoproterozoic metamorphism. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 20, n. 4, p. 287–301, 2006.

NASCIMENTO, F.S. **Projeto Rochas Vulcano-Sedimentares**: Frente Rio do Peixe. METAGO, Goiânia, 1985. Relatório.

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. 170–184, 2011.

NAVARRO, G.R.B.; ZANARDO, A.; CONCEIÇÃO, F. T. O Grupo Araxá na Região Sul-Sudoeste do Estado de Goiás. **Revista Geologia-USP**, v. 13, n. 2, p. 5–28, 2013.

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

PEDROSA-SOARES, A.C.; VIDAL, P.; LEONARDOS, O.H.; BRITO-NEVES, B.B. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo belt. **Geology**, v. 26, p. 519–522, 1998.

PIAULINO, 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, 2019.
PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Geology**, v. 20, p. 375–379, 1992.

PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L.; FUCK, R.A. Idade do metariolito da Sequência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: Estudos geocronológicos pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd. **Academia Brasileira de Ciências**, v. 64, n. 1, p. 19–28, 1992.

PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; BOTELHO, N.F. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: a review. **Lithos**, v. 46, n. 3, p. 463–483, 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^o International Geological Congress, 2000. p.151–182.

PIMENTEL, M.M.; JOST, H.; FUCK, R.A. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITONEVES, B.B. (Org.), **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda., 2004. p. 355–368.

PIMENTEL, M.M.; RODRIGUES, J.B.; DELLAGIUSTINA, M.E.S.; JUNGES, S.L.; MATTEINI M. The Tectonic Evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: a review. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 31, 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. 2, 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, Unaí, Ribeirão Arrojado, Serra da Aldeia, Serra da Tiririca, Paracatu, Guarda-Mor, 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. SHRIMP U–Pb and Sm–Nd data from the Araxa 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.

PLIMER, I.R. Tourmalinites associated with Proterozoic submarine exhalative ores. In: FRIEDERICH, G.H.; HERZIG, P.M. (Org.), **Base metal sulfide deposits in sedimentary and volcanic environments**. Berlin: Springer-Verlag, 1988, p. 255–283.

RAMSAY, J.G. **Folding and fracturing of rocks**. 1 ed. McGraw Hill, New York, 1967. 568 p.

RAMSAY, J.G.; HUBER, M.I. **The techniques of modern structural geology: Strain analysis**. 1 ed. London: Academic Press, 1983. 318 p.

RAMSEY, J.G.; HUBER, M.I. **The Techniques of Modern Structural Geology: Folds and Fractures**. London: Academic Press, 1987. 407 p.

RESS, C.B. **Enquadramento Geológico e Geocronológico da Sequência Rio do Peixe na Sintaxe dos Pirineus, Faixa Brasília**. 2019. 87p. Dissertação (Mestrado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2020.

RIBEIRO FILHO, W.; TEIXEIRA, N.A. Sequência vulcano-sedimentar da borda oeste dos complexos de Niquelândia e Cana Brava. **Boletim - Sociedade Brasileira de Geologia**, n. 10, p. 157-177, 1981.

RIBEIRO, J.H.; FÉBOLI, W.L. **Mapa Geológico da Folha Coromandel**. Belo Horizonte: CPRM, 2013. Escala 1:100.000.

ROCHOLL, A.; STEIN, M.; MOLZAHN, M.; HART, S.R.; WORNER, G. Geochemical evolution of rift magmas by progressive tapping of a stratified mantle source beneath the Ross Sea Rift, Northern Victoria Land, Antarctica. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 131, p. 207-224, 1995.

ROWLAND, S.M.; DUEBENDORFER, E.M.; SCHIEFELBEIN, I.M. **Structural Analysis and Synthesis: A Laboratory Course in Structural Geology**. 3 ed. Oxford: Blackwell Publishing Ltda., 2007. 322 p.

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.

SCARBI, G.N.C.; TULLER, M.P.; RIBEIRO, J.H.; MARTINS-NETO, M.A. The Carrancas Facies and the Sete Lagoas Formation: the record of the Neoproterozoic Snowball Earth glaciation in the Bambuí Group, São Francisco Basin. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 12, 2003, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Minas Gerais, 2003.

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 neoproterozoica na porção meridional da Faixa Brasília. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, p. 33–42, 2005.

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

SHELLEY, D. **Igneous and metamorphic rocks under the microscope**. 1 ed. London: Chapman and Hall, 1993.

SILVA, C.H.; SIMÕES, L.S.A.; DAMÁZIO, W.L.; FERREIRA, S.N.; LUVIZOTTO, G.L. O Grupo Canastra em sua área-tipo, região de Tapira, sudoeste do estado de Minas Gerais. **Geologia USP, Série Científica**, v. 12, p. 83-98, 2012.

SIMÕES, L. S. A. **Evolução tectonometamórfica da nappe de Passos, Sudoeste de Minas Gerais**. 1995, 149p. Tese (Doutorado em Mineralogia e Petrologia). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SLACK, J.F.; HERRIMAN, N.; BARNES, R.G.; PLIMER, I.R. Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. **Geology**, v. 12, p. 713-716, 1984.

STRIEDER, A.J.; NILSON, A.A. Mélange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 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.

TEIXEIRA, W. Dykes in the southern part of the São Francisco craton: a tectonic review based on K–Ar geochronology. **Geologia USP, Série Científica**, v. 20, p. 25–30, 1989.

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

VALENTE, C.R. **Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha Goiânia - SE.22-X-D**. CPRM, Brasília, 1986. 49p. Relatório.

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.M.; SIMÕES, L.S.A.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Southern Brasília belt (SE Brazil): tectonic discontinuities, K–Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 195–199, 2000.

VALERIANO, C.M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C.S.; SEER, H.J.; SIMÕES, L.S.A. U–Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West- Gondwana. **Precambrian Research**, n. 130, p. 27–55, 2004a.

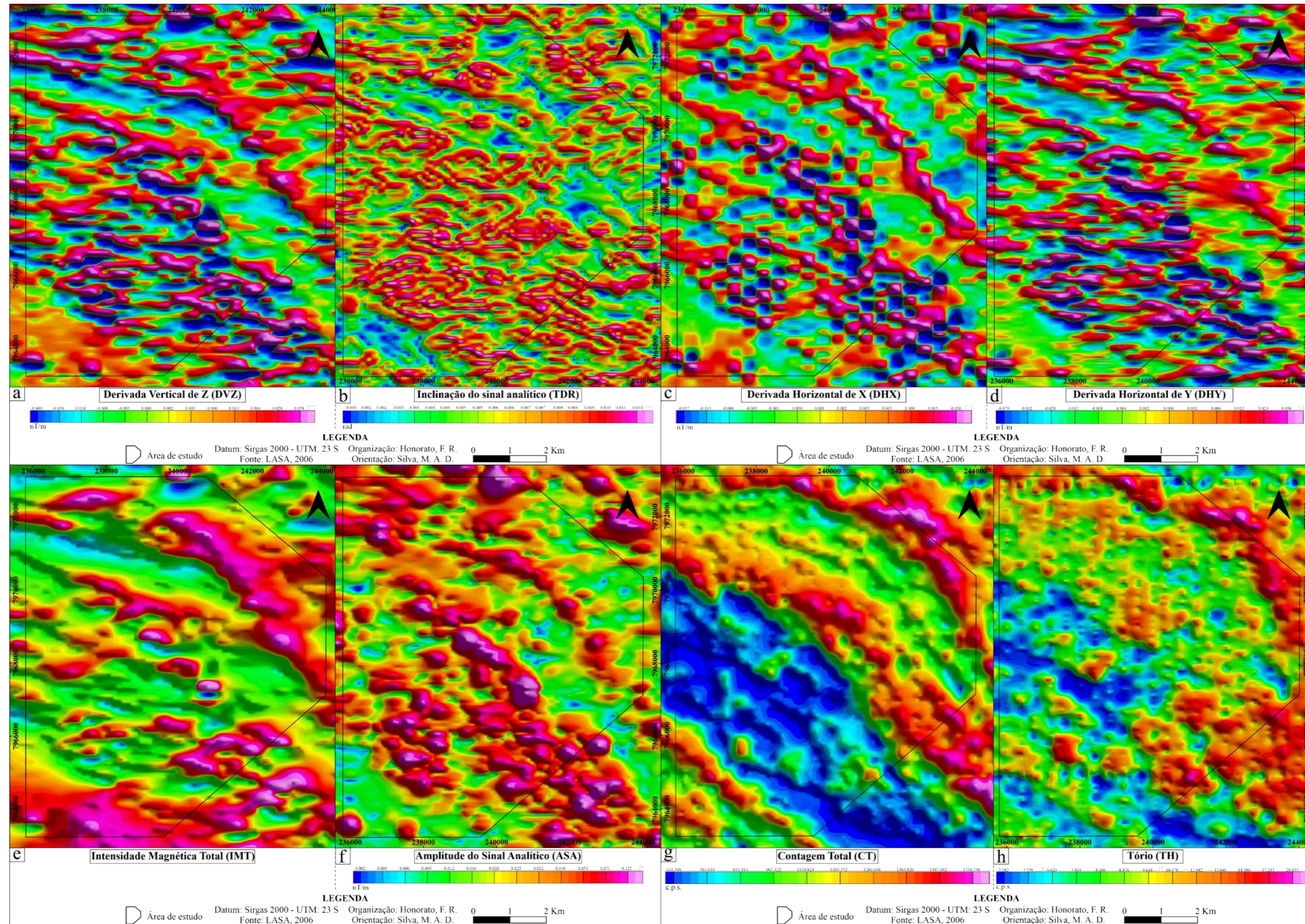
VALERIANO, C.M.; DARDENNE, M.A.; FONSECA, M.A.; SIMÕES, L.S.A.; SEER, H.J. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (Org.), **Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda., 2004b. p. 355–368.

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.

ZOLENSKY, M.E.; SYLVESTER, P.J.; PACES, J.B. Origin and significance of blue coloration in quartz from Llano rhyolite (llanite), north-central Llano County, Texas. **American Mineralogist**, v. 73, p. 313-323, 1988.

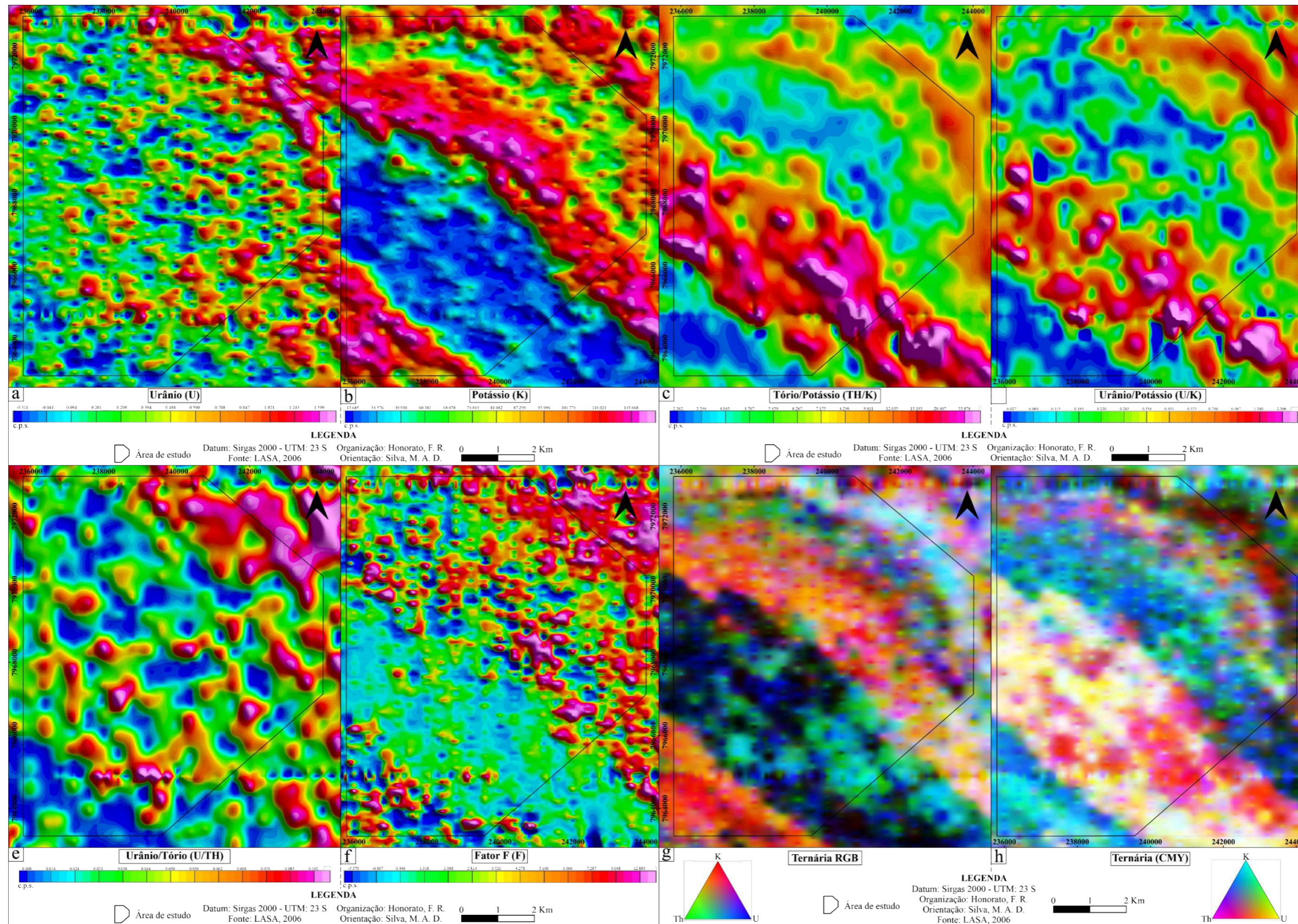
APÊNDICES

APÊNDICE 1A: Mapas geofísicos de magnetometria e gamaespectrometria da área de estudo – a) Derivada vertical de Z; b) Inclinação do sinal analítico; c) Derivada horizontal de X; d) Derivada horizontal de Y; e) Intensidade magnética total; f) Amplitude do sinal analítico; g) Contagem total; h) Concentração de tório.



Fonte: O autor.

APÊNDICE 1B: Mapas geofísicos de gamaespectrometria da área de estudo – a) Concentração de urânio; b) Concentração de potássio; c) Razão tório sobre potássio; d) Razão urânio sobre potássio; e) Razão urânio sobre tório; f) Fato F; g) Imagem ternária de K-U-TH nas cores RGB; h) Imagem ternária de K-U-TH nas cores CMY.



Fonte: O autor.

APÊNDICE 2: Quadro de pontos com suas respectivas coordenadas.

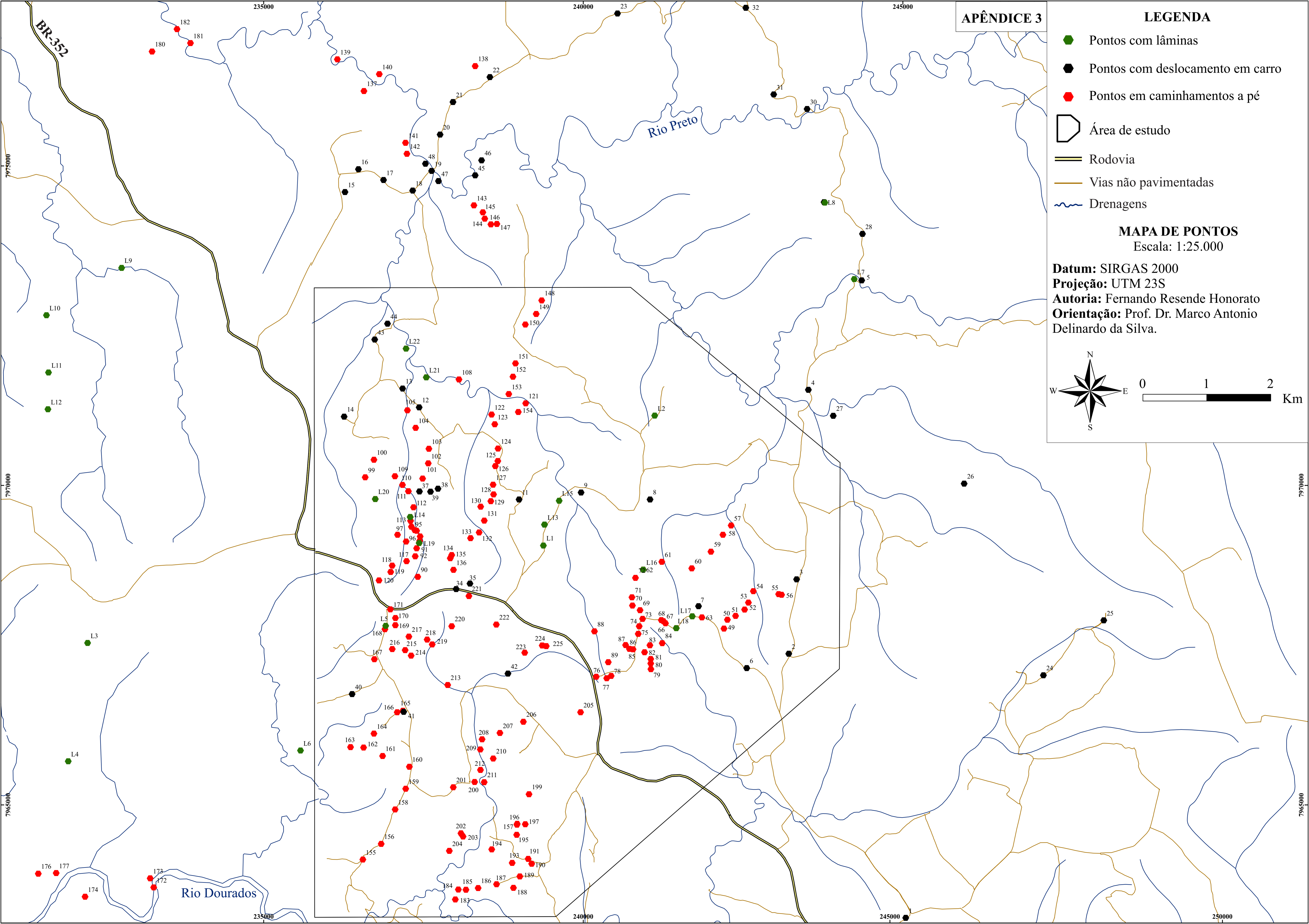
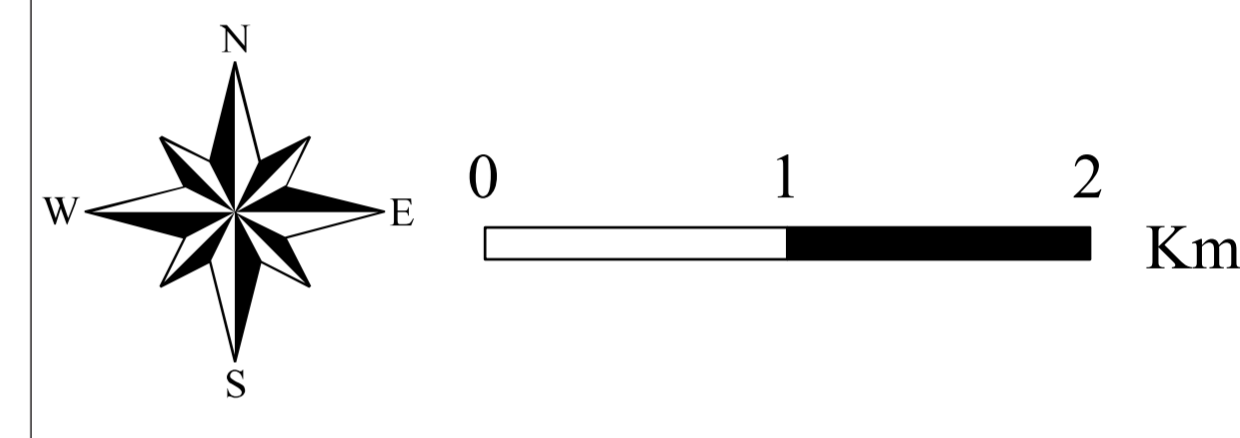
Pontos	Coordenadas		Pontos	Coordenadas		Pontos	Coordenadas		Pontos	Coordenadas		Pontos	Coordenadas	
	X	Y		X	Y		X	Y		X	Y		X	Y
F1	245046	7963232	F51	242383	7967960	F101	237487	7970109	F151	238939	7971910	F101	238592	7965727
F1	243215	7967366	F52	242524	7968057	F102	237576	7970345	F152	238900	7971702	F102	238451	7965356
F2	243337	7968532	F53	242584	7968168	F103	237585	7970573	F153	238835	7971430	F103	238392	7965546
F4	243521	7971496	F54	242660	7968344	F104	237377	7970901	F154	238984	7971150	F104	237879	7966879
F5	244356	7973208	F55	243057	7968298	F105	237249	7971176	F155	236552	7964145	F105	237308	7967338
F6	242558	7967143	F56	243102	7968290	F106	237544	7971690	F156	236839	7964391	F106	237214	7967422
F7	241803	7968112	F57	242314	7969373	F107	237227	7972142	F157	238966	7964706	F107	237012	7967440
F8	241045	7969782	F58	242184	7969228	F108	238056	7971657	F158	237057	7964930	F108	237272	7967634
F9	239966	7969890	F59	241998	7968965	F109	237054	7970144	F159	237222	7965254	F109	237558	7967590
F10	239394	7969385	F60	241698	7968702	F110	237171	7970009	F160	237279	7965599	F110	237637	7967514
F11	238995	7969780	F61	241229	7968804	F111	237264	7969909	F161	236861	7965768	F111	237943	7967798
F12	237433	7971222	F62	240939	7968682	F112	237344	7969659	F162	236563	7965898	F112	238210	7968271
F13	237174	7971517	F63	241856	7967936	F113	237298	7969448	F163	236359	7965906	F113	238640	7967824
F14	236258	7971079	F64	241705	7967950	F114	237365	7969301	F164	236724	7966115	F114	239084	7967383
F15	236272	7974591	F65	241455	7967767	F115	237449	7969201	F165	237089	7966450	F115	239357	7967497
F16	236482	7974951	F66	241286	7967844	F116	237441	7969133	F166	237178	7966472	F116	239421	7967487
F17	236874	7974779	F67	241255	7967875	F117	237235	7968817	F167	236732	7967280	L1	239347	7969102
F18	237332	7974615	F68	241221	7967892	F118	237010	7968745	F168	236897	7967750	L2	241066	7971113
F19	237628	7974921	F69	240889	7968048	F119	236987	7968648	F169	237060	7967813	L3	232203	7967594
F10	237760	7975493	F70	240769	7968121	F120	236804	7968513	F170	237061	7967926	L4	231859	7965729
F11	237962	7976000	F71	240762	7968249	F121	239100	7971286	F171	236982	7968062	L5	236939	7967779
F12	238539	7976389	F72	240817	7968555	F122	238566	7971109	F172	233279	7963709	L6	235510	7965822
F13	240536	7977387	F73	240928	7967911	F123	238616	7970957	F173	233224	7963852	L7	244241	7973203
F14	247199	7967031	F74	240875	7967795	F124	238667	7970577	F174	232206	7963563	L8	243765	7974526

F15	248144	7967889	F75	240859	7967678	F125	238662	7970384	F175	231761	7963739	L9	232864	7973415
F16	245959	7970030	F76	240203	7967005	F126	238624	7970303	F176	231473	7963926	L10	231594	7972780
F17	243911	7971091	F77	240367	7966983	F127	238589	7970010	F177	231754	7963934	L11	231674	7971828
F18	244368	7973936	F78	240437	7967019	F128	238596	7969861	F178	230437	7978689	L12	231621	7971378
F19	243768	7974432	F79	241058	7967126	F129	238553	7969753	F179	230429	7978638	L13	239374	7969380
F20	243502	7975890	F80	241057	7967215	F130	238394	7969667	F180	233254	7976791	L14	237271	7969519
F21	242979	7976119	F81	241056	7967283	F131	238452	7969450	F181	233854	7976922	L15	239764	7969890
F22	242533	7977648	F82	240959	7967389	F132	238371	7969264	F182	233644	7977141	L16	240929	7968679
F23	242803	7978309	F83	241042	7967500	F133	238236	7969176	F183	237998	7963520	L17	241702	7967954
F24	238011	7968377	F84	241235	7967533	F134	237942	7968909	F184	238045	7963676	L18	241448	7967774
F25	238227	7968465	F85	240780	7967435	F135	237919	7968861	F185	238165	7963672	L19	237424	7969098
F26	237292	7969506	F86	240723	7967442	F136	237969	7968678	F186	238355	7963700	L20	236736	7969796
F27	237437	7969906	F87	240663	7967503	F137	236569	7976174	F187	238644	7963760	L21	237541	7971694
F28	237726	7969950	F88	240175	7967715	F138	238309	7976564	F188	238908	7963703	L22	237221	7972144
F29	237610	7969902	F89	240391	7967233	F139	236153	7976667	F189	239008	7963883			
F40	236383	7966734	F90	237411	7968569	F140	236808	7976437	F190	239138	7964157			
F41	237191	7966458	F91	237371	7968890	F141	237219	7975361	F191	238887	7964092			
F42	238821	7967055	F92	237392	7969017	F142	237241	7975191	F192	238568	7964303			
F43	236737	7972283	F93	237433	7969099	F143	238289	7974383	F193	238301	7965361			
F44	236938	7972532	F94	237393	7969290	F144	238429	7974274	F194	238119	7964508			
F45	238309	7974851	F95	237311	7969352	F145	238459	7974175	F195	237905	7964280			
F46	238410	7975089	F96	237229	7969121	F146	238555	7974085	F196	239958	7966449			
F47	237734	7974762	F97	237094	7969229	F147	238648	7974093	F197	239063	7966303			
F48	237531	7975035	F98	236746	7969788	F148	239349	7972896	F198	238696	7966125			
F49	242201	7967760	F99	236589	7970128	F149	239263	7972683	F199	238417	7966028			
F50	242255	7967900	F100	236725	7970403	F150	239095	7972518	F100	238390	7965869			

- Pontos com lâminas
- Pontos com deslocamento em carro
- Pontos em caminhamentos a pé
- Área de estudo
- Rodovia
- Vias não pavimentadas
- Drenagens

MAPA DE PONTOS
Escala: 1:25.000

Datum: SIRGAS 2000
Projeção: UTM 23S
Autoria: Fernando Resende Honorato
Orientação: Prof. Dr. Marco Antonio Delinardo da Silva.



LEGENDA
UNIDADES GEOLÓGICAS

Neoproterozoico

Grupo Araxá

Granada-muscovita xistos: Constituídos por muscovita, quartzo e granada. Biotita ocorre como acessório em alguns afloramentos. Os cristais de granada variam quanto ao tamanho, são arredondados a facetados e possuem cor acastanhada. Rocha com xistossidade, textura lepidoblástica predominante, coloração rosa-amarelada a acinzentada e granulação que varia de média a grossa. Ocorrem como intercalações nos muscovita xistos, representando uma variação composicional desse litotipo.

Muscovita xistos: Constituídos predominantemente por muscovita e quartzo. Rocha com xistossidade, textura lepidoblástica predominante e coloração rosada a amarelada, por vezes acinzentada. Apresentam granulação que varia de média a grossa. Dispostos em duas faixas de direção NW-SE, nos setores nordeste e sudoeste da área.

Complexo Abadia dos Dourados

Unidade Superior

Quartzitos: Constituídos predominantemente por quartzo, com intercalações de domínios com concentração de sericita. Rochas foliadas, com textura grano-lepidoblástica, de cor esbranquiçada e granulação fina. Ocorrem como intercalações nos sericita filitos.

Granada-sericita filitos: Constituídos por sericita, quartzo e granada. Os cristais de granada são milimétricos, arredondados e com cor acastanhada. Por vezes ocorrem cristais de biotita. Rocha com foliação filítica e clivagens de crenulação, textura grano-lepidoblástica predominante, coloração rosa-amarelada a acinzentada, granulação fina, aspecto sedoso e brilho lustroso. Ocorrem como intercalações nos sericita filitos, representando uma variação composicional dessas rochas.

Sericita filitos: Constituídos predominantemente por sericita, com finas intercalações de domínios com quartzo que definem seu bandamento composicional reliquiar. Rochas com foliação filítica e clivagens de crenulação, textura lepidoblástica, granulação fina, aspecto sedoso e brilho lustroso. A coloração varia de rosa-amarelada a acinzentada. Ocorrem como uma faixa orientada na direção NW-SE, inserida na parte setentrional da área.

Unidade Inferior

Magnetita-hematita quartzitos: Rocha composta por quartzo, magnetita e hematita. Possui estrutura bandada, com a individualização de leitos de quartzo e leitos de hematita e magnetita marcando um bandamento composicional reliquiar. Rocha com textura grano-lítica, granulação fina e coloração esbranquiçada. Ocorrem como intercalações nos plagioclásio-quartzo-sericita filitos.

Anfíbolitos: Rocha composta predominantemente por tremolita-actinolita e plagioclásio. Quartzo e epidoto ocorrem como acessórios, preenchendo fraturas. Hornblenda ocorre raramente. Rocha com estrutura foliada a maciça, textura nematoblástica e granoblástica, granulação muito fina a fina e cor esverdeada quando fresca. Não possuem estruturas primárias preservadas. Ocorrem associados aos plagioclásio-quartzo-sericita filitos e muscovita xistos.

Mesoproterozoico

Plagioclásio-quartzo-sericita filitos: Rocha constituída por fenocristais de plagioclásio e quartzo imersos em uma matriz fina composta por cristais menores de quartzo e sericita. Os fenocristais de quartzo possuem hábito bipiramidal e coloração azulada. Rocha com foliação filítica e clivagens de crenulação, textura porfiroclástica, granulação que varia de fina a média e cor acinzentada quando fresca. Ocorre em uma faixa de direção NW-SE na parte central da área.

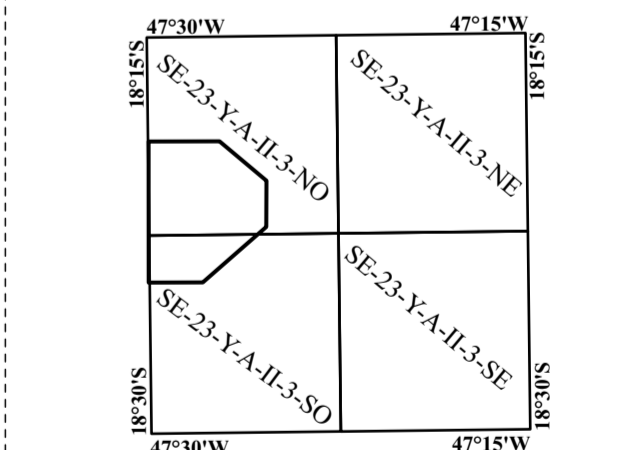
CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Foliação S1a/S0
- Foliação S1b
- Foliação S2
- Foliação milonítica (Sm)
- Lineação de estiramento mineral (Lx)
- Contatos deposicionais
- Falhas de empurrão
- Lineação de intersecção (Lb1)
- Lineação de intersecção (Lb2)
- Antiforma
- Sinforma
- Branquianticlinal
- Branquissinclinal

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Área de estudo
- Vias de acesso
- Rede de drenagem

ARTICULAÇÃO DA FOLHA



SIMBOLOGIA PERFIS

- Foliação S1a/S0
 - Foliação S1b
 - Foliação S1a dobrada
 - Foliação milonítica
 - Falhas de empurrão
- Escala Horizontal: 1:25.000
Escala Vertical: 1:25.000

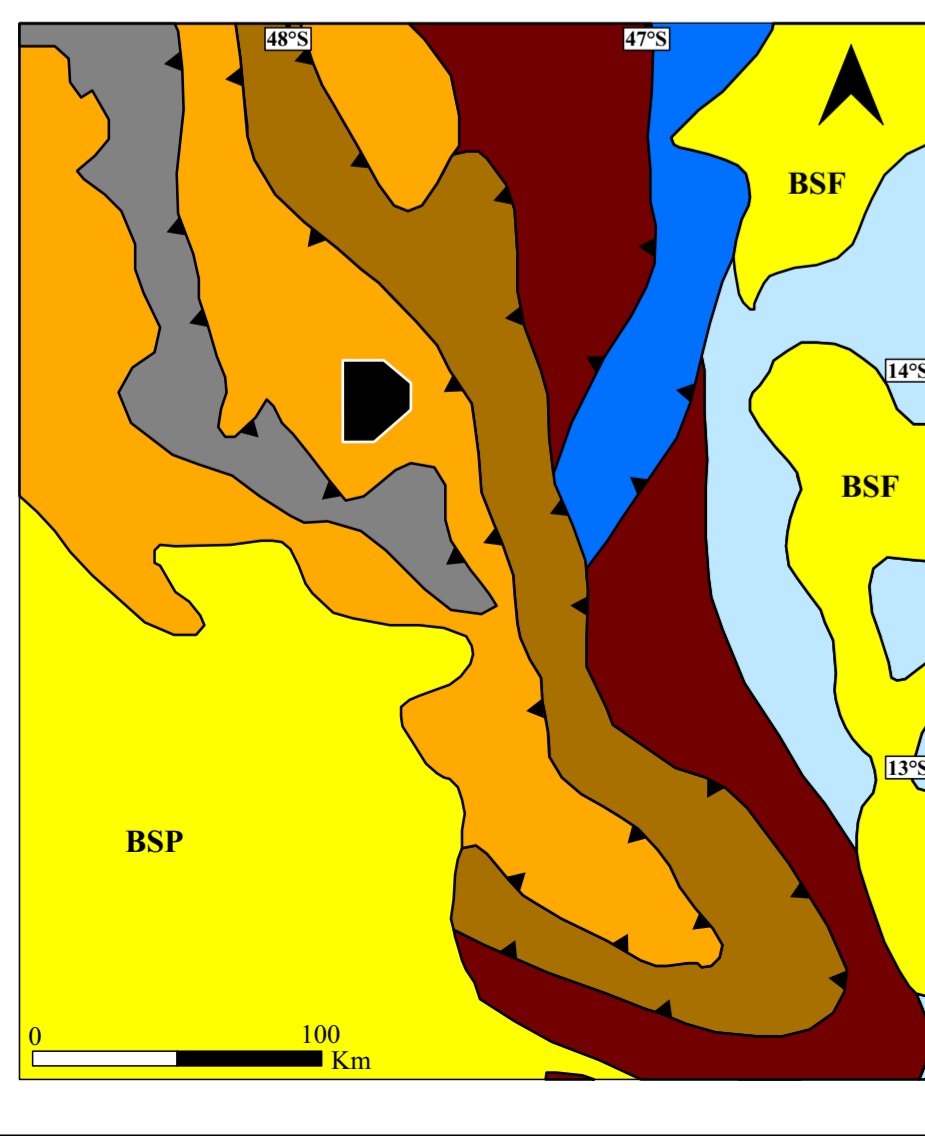
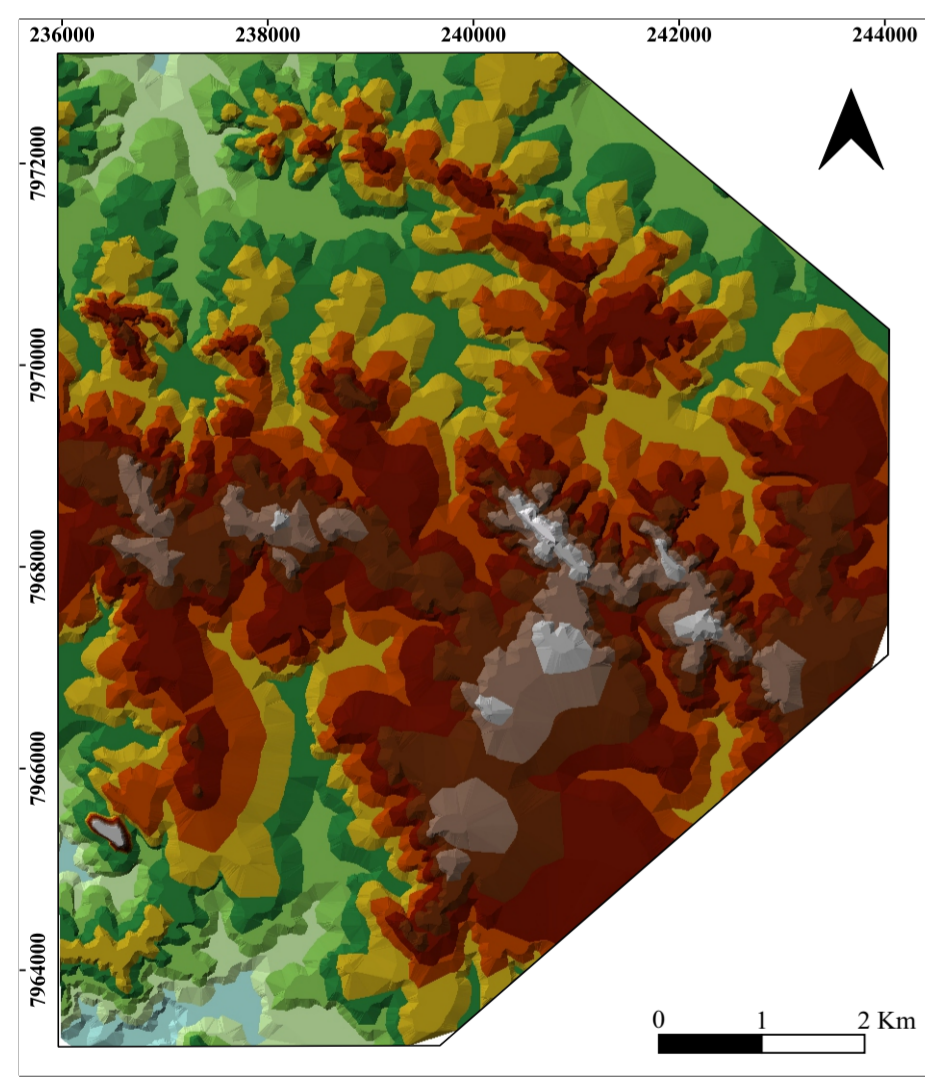
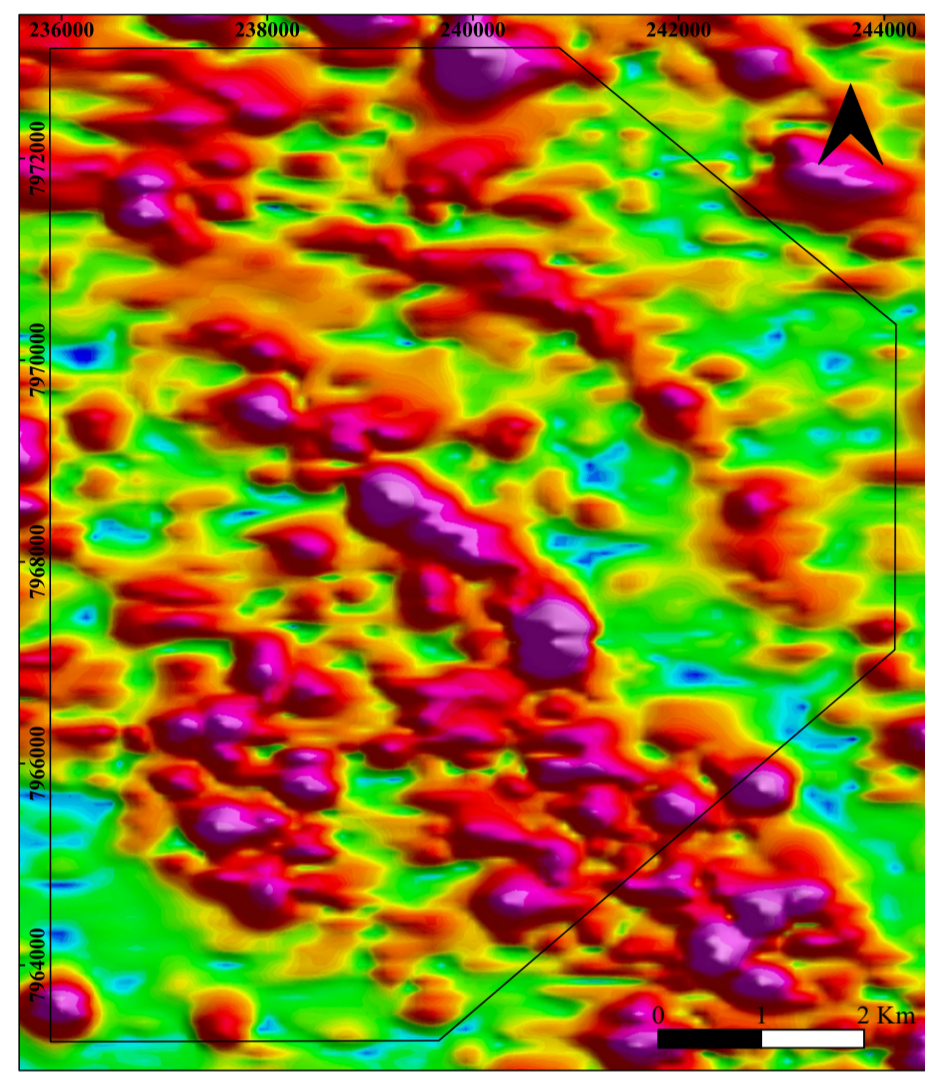
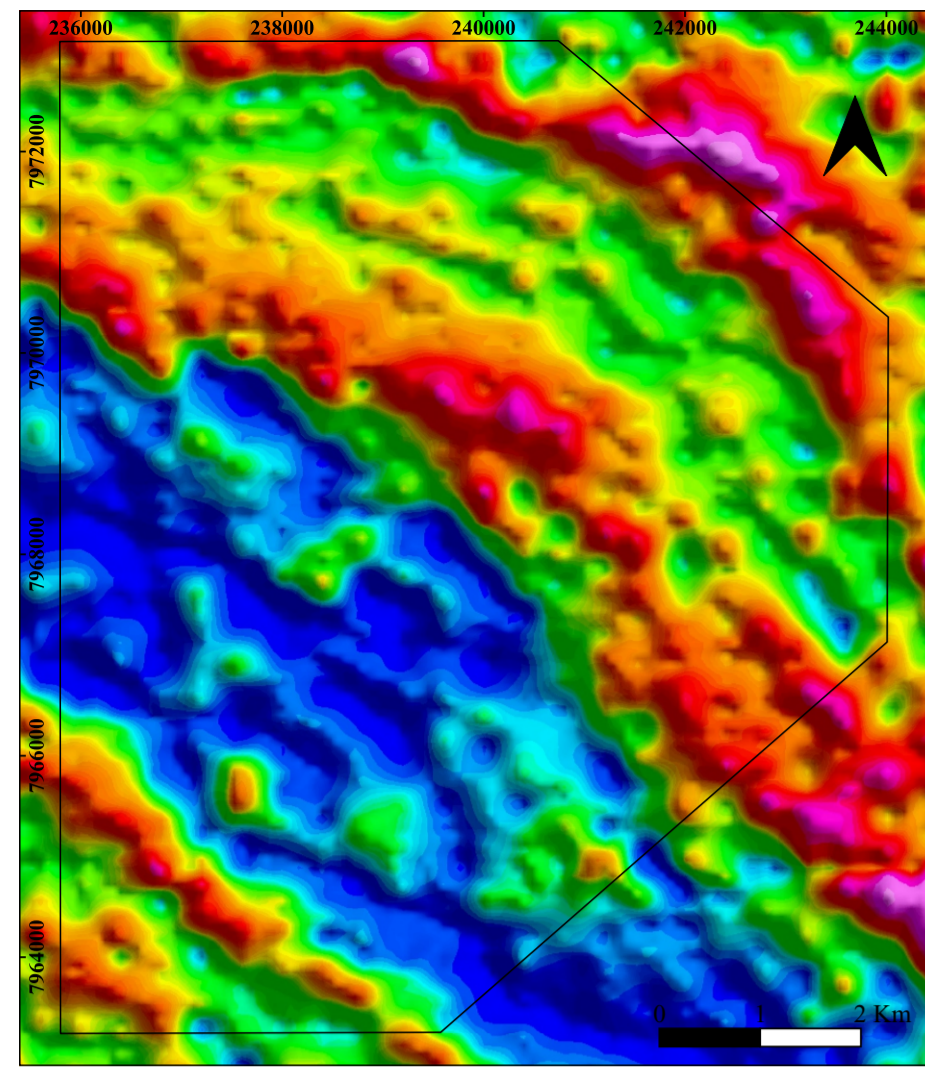
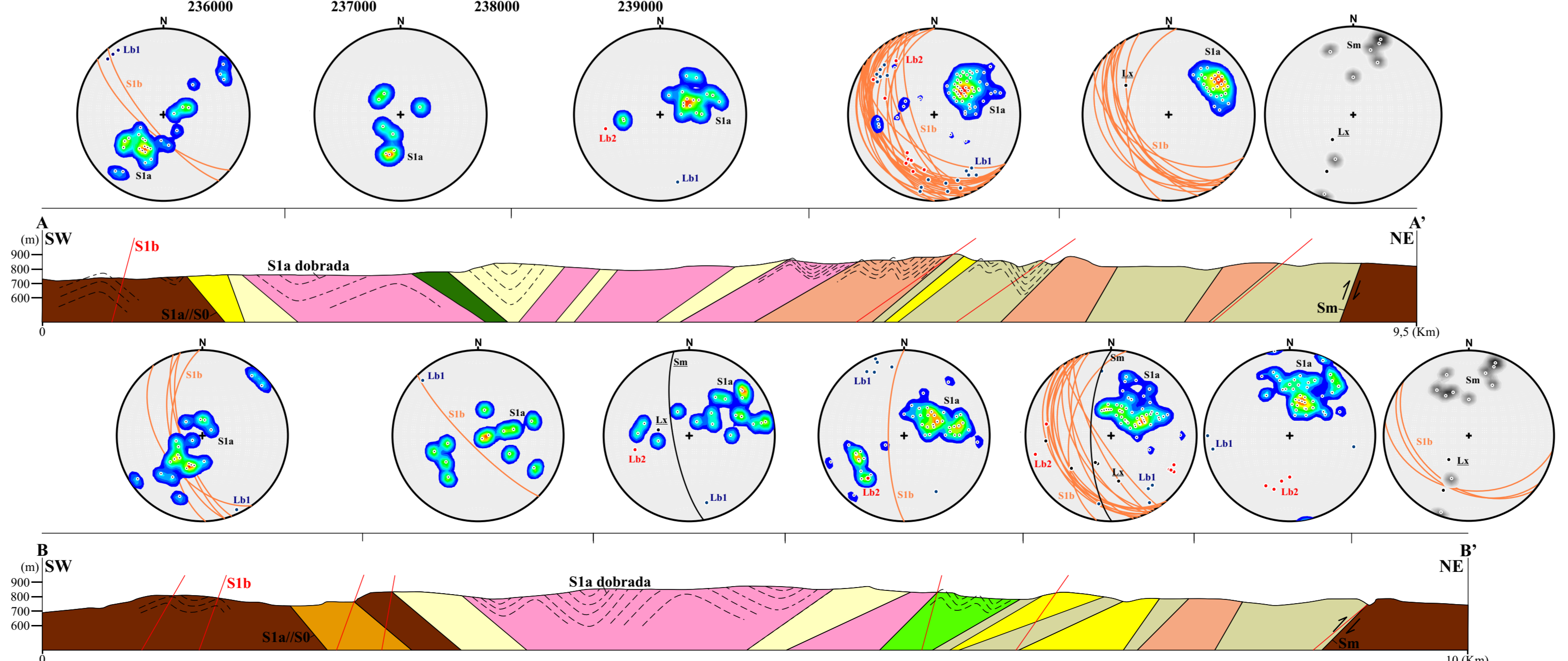
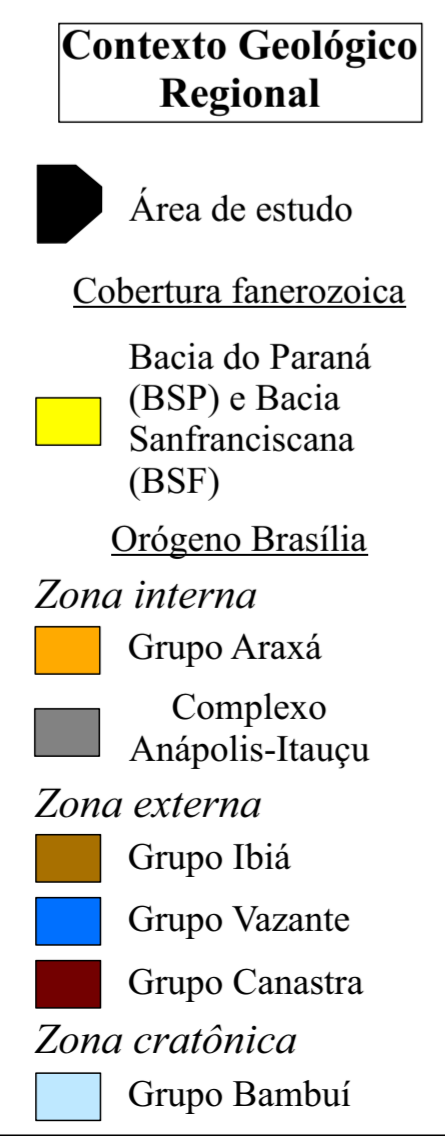
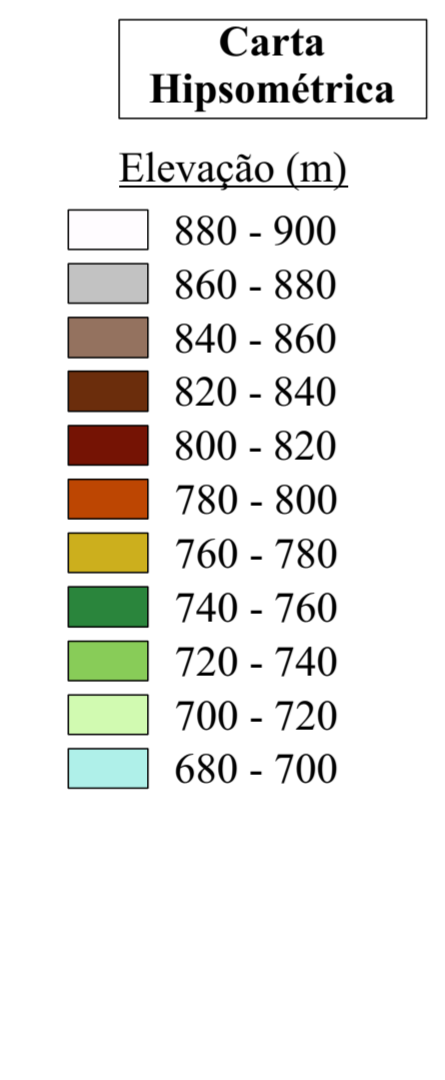
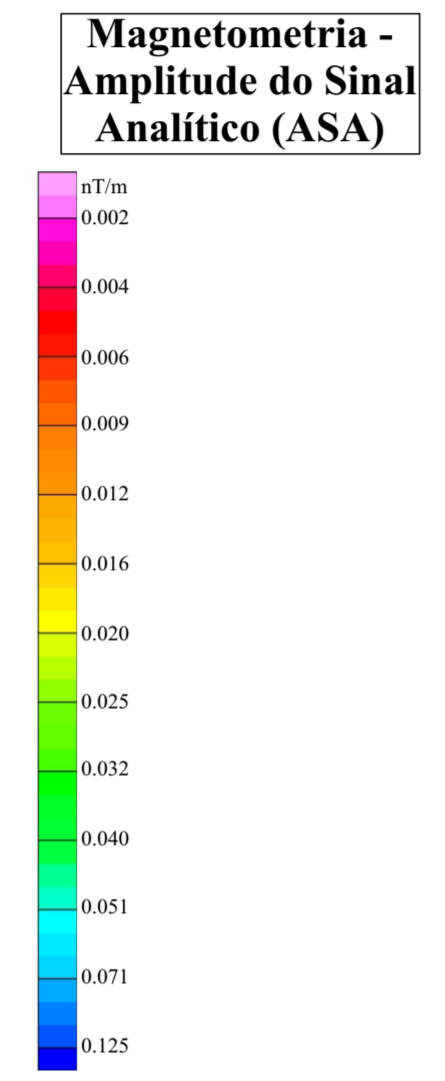
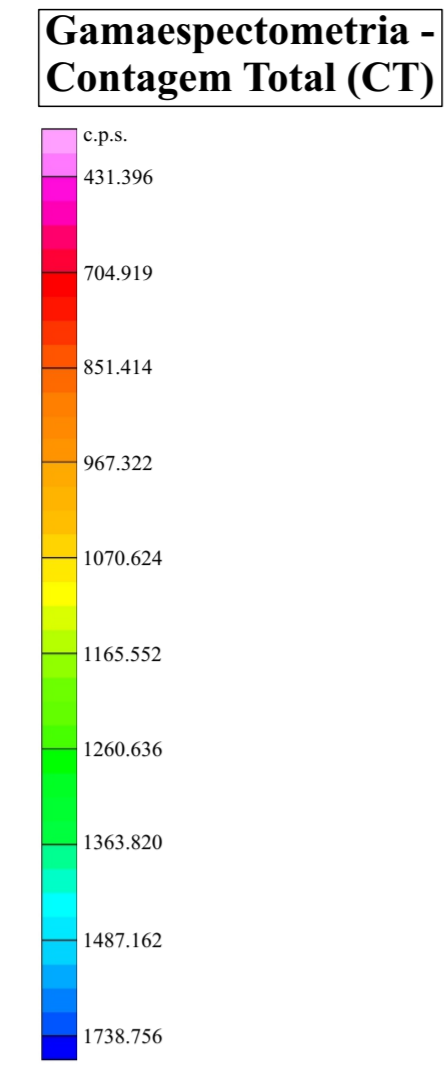
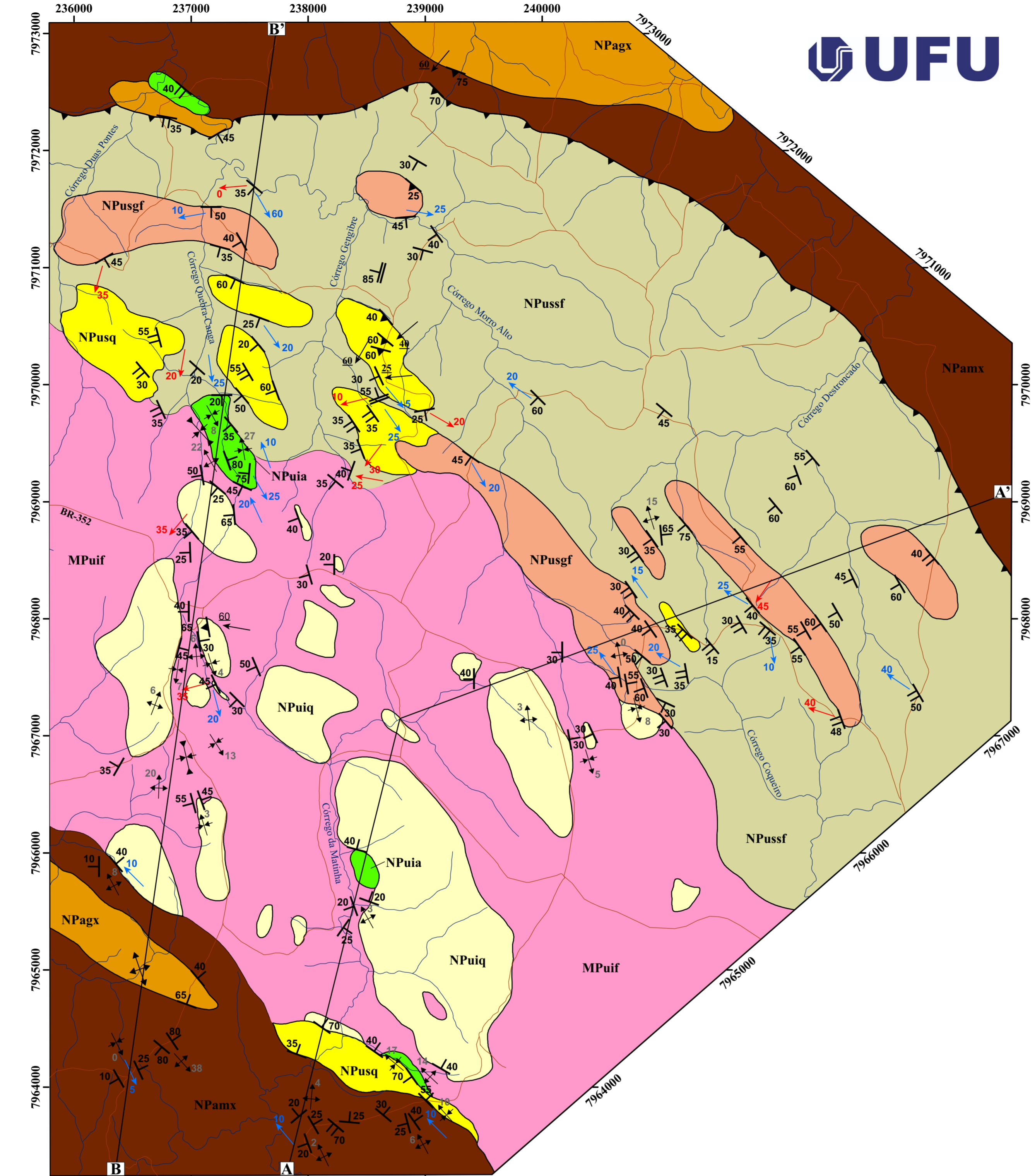
SIMBOLOGIA ESTEREOGRAMAS

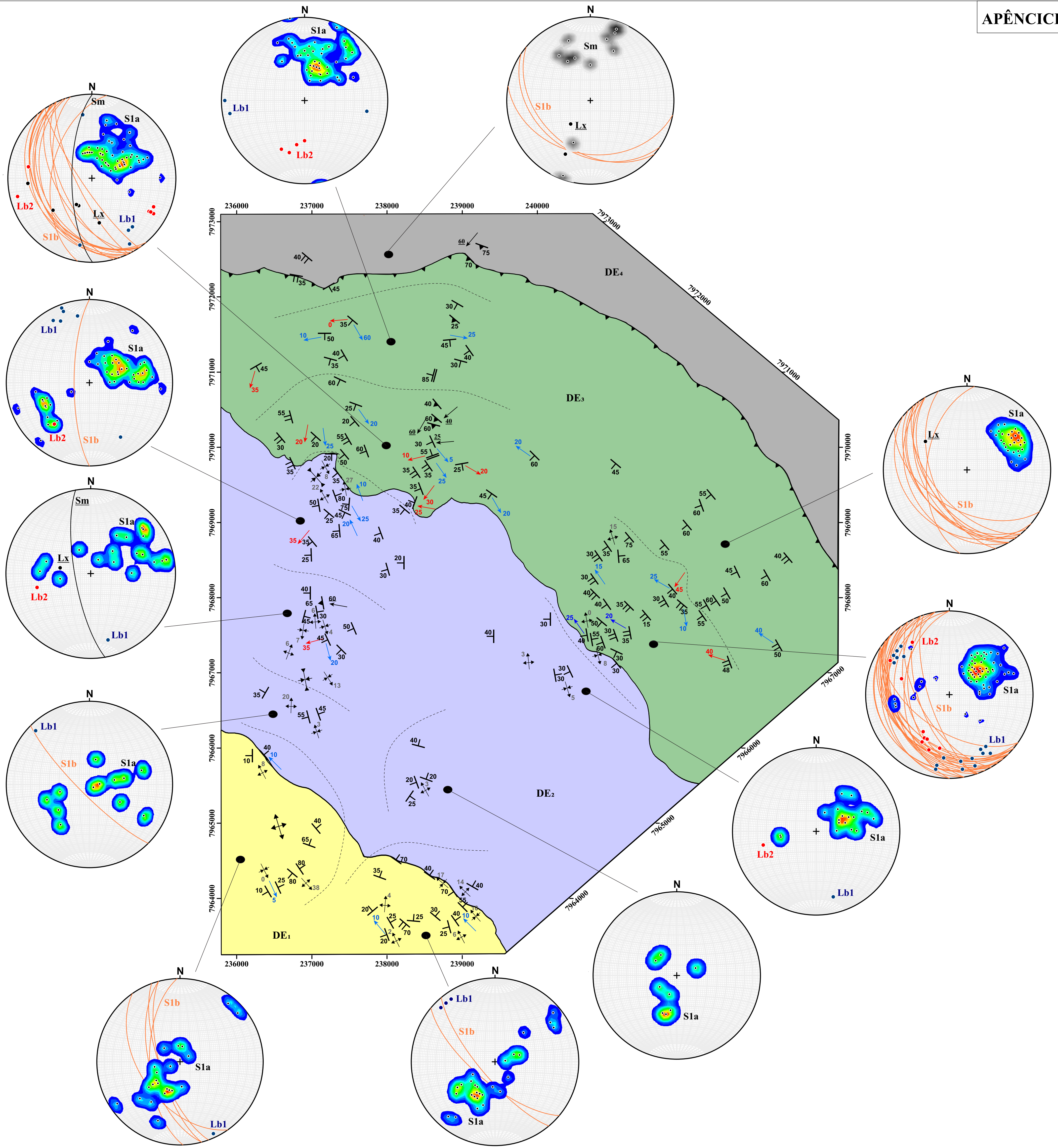
- Foliação S1a/S0
- Foliação S1b
- Lineação de estiramento mineral (Lx)
- Lineação de intersecção (Lb1)
- Lineação de intersecção (Lb2)
- Foliação Sm

MAPA GEOLÓGICO

Escala - 1:25.000
2022

Datum horizontal: SIRGAS 2000
Projeções: Universal Transversa de Mercator e Latitude/Longitude
Declinação magnética do centro da folha em 2022: 22° 1' W
Autoria: Fernando Resende Honorato;
Orientação: Prof. Dr. Marco Antonio Delinardo da Silva
Fontes: Geofísica - LASA (2006); Hipsometria - IBGE (2006); Geologia Regional: Dardenne (2000)





LEGENDA

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS/ESTRUTURAIS

- Foliação S1a/S0
- Foliação S1b
- Foliação S2
- Foliação milonítica
- Lineação mineral (Lx)
- Falhas de empurrão
- Divisões entre sub-domínios estruturais
- Lineação de intersecção (Lb1)
- Lineação de intersecção (Lb2)
- Antiforma
- Sinforma
- Branquianticlinal
- Branquissinclinal

SIMBOLOGIA ESTEREOGRAMAS

- Polos e contornos da foliação S1a (//S0)
- Polos e contornos da foliação Sm
- Foliação S1b
- Lineação de estiramento mineral (Lx)
- Lineação de intersecção (Lb1)
- Lineação de intersecção (Lb2)

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

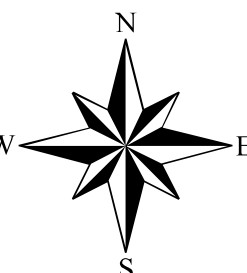
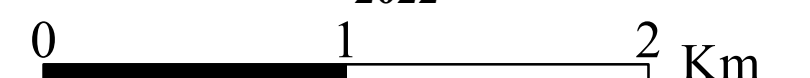
- Área de estudo

DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

- DE₁
- DE₂
- DE₃
- DE₄

MAPA ESTRUTURAL

Escala - 1:25.000
2022



Datum horizontal: SIRGAS 2000
Projeções: Universal Transversa de Mercator e Latitude/Longitude
Declinação magnética do centro da folha em 2022: 22°1' W
Autoria: Fernando Resende Honorato
Orientação: Prof. Dr. Marco Antonio Delinarado da Silva