



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências

MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL
Projeto Mara Rosa (GO)
Área VI

Ana Paula Schuertz Costa
Gustavo Rodovalho Marques

Brasília, fevereiro de 2023

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
Instituto de Geociências

MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL

Projeto Mara Rosa (GO)
Área VI

Ana Paula Schuertz Costa
Gustavo Rodvalho Marques

*Relatório submetido ao Instituto de Geociências
como requisito parcial para obtenção
do grau de bacharel em Geologia*

Banca Examinadora

Prof.^a Dra. Maria Emilia Schutesky, IG/UnB _____
Orientador

Prof. Dr. Alisson Lopes Oliveira, IG/UnB _____
Professor Convidado

Prof. Dr. Flávio Henrique Freitas e Silva, _____
IG/UnB
Professor Convidado

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
Instituto de Geociências

MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL

Projeto Mara Rosa (GO)
Área VI

Ana Paula Schuertz Costa
Gustavo Rodovalho Marques

Coordenador

Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira

Orientadores

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas
Prof. Dr. Guilherme de Oliveira Gonçalves
Prof. Dr. Henrique Llacer Roig
Prof. Dr. Luis Gustavo Ferreira Viegas
Profa. Dra. Maria Emilia Schutesky
Profa. Dra. Natalia Hauser
Profa. Dra. Roberta Mary Vidotti
Prof. Dr. Valmir da Silva Souza

Dedicatórias

Dedico este trabalho a todos que participaram deste momento e me incentivaram durante minha jornada de graduação.

Gustavo Rodovalho Marques

Dedico este trabalho a todos que me apoiaram e me incentivaram a sempre persistir.

Ana Paula Schuertz Costa

Agradecimentos

Agradeço primeiramente aos meus pais, que sempre se esforçaram para que eu tivesse uma boa educação e me apoiaram em diversos momentos de mudança. Ao meu irmão, por sempre estar disposto a me ajudar. À minha avó, Sebastiana, que infelizmente se foi antes de me ver formar, mas que guardo com carinho suas últimas imagens e palavras. Ao Bernardo, que é presença essencial na minha trajetória. Aos bacanas, Rick e Marlon, pelos momentos de desabafos e conversas descontraídas.

Aos amigos da Geologia, gostaria de agradecer ao meu parceiro de TF, Gustavo Rodovalho "Rods", por ter me acompanhado nessa jornada em Mara Rosa e pelos inúmeros trabalhos que fizemos juntos. Ao Miguel Costa, por toda paciência, companheirismo e ajuda. Ao João Gabriel, Gabriel, João Carlos e Lucas Lage, pelas risadas, conselhos e dicas. À Luiza Motta, por me ensinar o básico de ArcMap. A todos que participaram do Projeto Santa Cruz, coordenado pelo Prof. Eloi, em especial ao Matheus Bracioli, minha dupla.

Agradeço ao Instituto de Geociências e a todos os professores e funcionários que estiveram presentes durante essa jornada. Com destaque para todos os incríveis pesquisadores, técnicos e professores que conheci no Laboratório de Geocronologia, que me permitiram ter um amadurecimento científico muito grande.

Aos professores, orientadores e colegas do Projeto Mara Rosa; Ao professor Claudinei, que viabilizou e assumiu a coordenação desse projeto, agradeço pela orientação e suporte.

Ana Paula Schuertz Costa

Agradeço profundamente aos meus familiares, colegas e amigos por me darem apoio emocional e intelectual. Em especial, a minha dupla de TF, Ana Paula, que me acompanhou durante grande parte da graduação, sempre me salvando de várias situações como faltas em aulas e acidentes de campo.

Ao meu amigo Lucas Lage, que me acolheu assim que cheguei em Brasília e sempre foi uma grande inspiração. À professora Adalene que me incentivou a não desistir da Geologia durante a pandemia da COVID-19 e foi fundamental para o meu desenvolvimento acadêmico.

Aos meus amigos Gabriel e João Gabriel, que foram grandes companheiros durante a graduação que também me acolheram e considero como irmãos. Agradeço, por fim, a todos os colegas e professores do Instituto de Geociências que deram apoio durante essa jornada.

Gustavo Rodovalho Marques

RESUMO

O Projeto Mara Rosa representa o Trabalho Final de Graduação em Geologia do ano de 2022, executado no âmbito do Instituto de Geociência da Universidade de Brasília. O trabalho teve como objetivo principal a confecção de um mapa geológico, em escala 1:25.000, em parte dos municípios de Mara Rosa e Alto Horizonte, localizados na porção norte do estado de Goiás. A área mapeada totaliza 665,5 km², sendo dividida em 11 subáreas. O presente relatório correspondente aos resultados da Área VI. O Projeto Mara Rosa abrange dois grandes domínios geotectônicos principais: o Arco Magmático de Goiás - Segmento Mara Rosa, de idade neoproterozoica, e o Arco Magmático Campinorte, correspondente ao embasamento paleoproterozoico da região. As unidades descritas na Área VI incluem: Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, Ortognaisses Mara Rosa, Unidade Hidrotermal e as rochas intrusivas tardi a pós-tectônicas Leucogranitos Bom Jesus. Os dados adquiridos em campo, juntamente com análises petrográfica e estruturais posteriores, permitem associar uma grande faixa de rochas alteradas hidrotermalmente com sistemas transpressionais a transcorrentes que, por sua vez, representam um grande potencial metalogenético, principalmente, a sistemas pórfiro-epitermais, orogênico e residual/supergênico.

Palavras-chaves: Arco Magmático Mara Rosa, Arco Magmático Campinorte, Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte, Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás.

Sumário

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	CONSIDERAÇÕES INICIAIS	1
1.2	OBJETIVOS	1
1.3	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	2
1.4	MATERIAIS E MÉTODOS	3
1.4.1	ETAPA PRÉ-CAMPO	3
1.4.2	ETAPA DE CAMPO	4
1.4.3	ETAPA PÓS-CAMPO	4
1.5	ASPECTOS FISIAGRÁFICOS	6
1.5.1	CLIMA	6
1.5.2	GEOMORFOLOGIA	7
1.5.3	PEDOLOGIA	9
1.5.4	VEGETAÇÃO E OCUPAÇÃO DE SOLO	11
1.5.5	HIDROGRAFIA	13
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	15
2.1	ORÓGENO BRASÍLIA	16
2.2	ARCO MAGMÁTICO GOIÁS	17
2.3	ARCO MAGMÁTICO MARA ROSA	18
2.4	CONTEXTO GEOLÓGICO DO PROJETO MARA ROSA	21
2.5	SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR CAMPINORTE	22
2.6	SUÍTE PAU DE MEL	22
2.7	COMPLEXO GRANULÍTICO URUAÇU	23
2.8	GRUPO SERRA DA MESA	23
2.9	SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR MARA ROSA	24
2.10	ORTOGNAISSES MARA ROSA	24
2.11	SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR SANTA TEREZINHA DE GOIÁS	25
2.12	GRANITO FAINA	25
2.13	CIANITITO	26
3	SENSORIAMENTO REMOTO & GEOFÍSICA	27
3.1	SENSORIAMENTO REMOTO	27
3.1.1	IMAGENS MULTIESPECTRAIS	28

3.1.2	MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO (MDE)	30
3.1.3	ETAPAS DE PROCESSAMENTO	30
3.1.4	PRODUTOS E INTERPRETAÇÕES	33
3.2	MÉTODOS GEOFÍSICOS	43
3.2.1	OBTENÇÃO DE DADOS	43
3.2.2	AEROGAMAESPECTROMETRIA	45
3.2.3	AEROMAGNETOMETRIA	49
3.2.4	ANÁLISES E INTERPRETAÇÕES DOS PRODUTOS GEOFÍSICOS	51
4	GEOLOGIA DO PROJETO MARA ROSA	58
4.1	ARCO MAGMÁTICO CAMPINORTE	58
4.2	ARCO MAGMÁTICO MARA ROSA	60
4.2.1	UNIDADE METAVULCANOSSEDIMENTAR	60
4.2.2	UNIDADE METASSEDIMENTAR	61
4.2.3	ROCHAS INTRUSIVAS PRÉ A SIN-TECTÔNICAS	61
4.2.4	UNIDADE HIDROTHERMAL	62
4.2.5	ROCHAS INTRUSIVAS TARDI A PÓS-TECTÔNICAS	63
5	ESTRATIGRAFIA & PETROGRAFIA DA ÁREA VI	64
5.1	SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR MARA ROSA	66
5.1.1	UNIDADE METAVULCÂNICA MÁFICA (NP1MR1)	66
5.1.2	UNIDADE METAVULCÂNICA INTERMEDIÁRIA	67
5.1.3	UNIDADE METASSEDIMENTAR PSAMO-PELÍTICA (NP1MR3)	69
5.2	ORTOGNAISSES MARA ROSA	70
5.2.1	ORTOGNAISSES INDIFERENCIADOS (NP3 γ 2MR)	70
5.3	UNIDADE HIDROTHERMAL	74
5.3.1	ASSOCIAÇÃO CALCISILICÁTICA (NP3EP)	75
5.3.2	ASSOCIAÇÃO ALUMINOSA (NP3CN)	81
5.4	INTRUSIVAS TARDI A PÓS-TECTÔNICAS	92
5.4.1	LEUCOGRANITOS BOM JESUS (NP3 γ 2L)	92
5.5	DISCUSSÕES	96
6	GEOLOGIA ESTRUTURAL	97
6.1	GEOLOGIA ESTRUTURAL DO PROJETO MARA ROSA	97
6.1.1	DOMÍNIO TRANSBRASILIANO	99
6.1.2	DOMÍNIO MARA ROSA	99
6.1.3	DOMÍNIO BOM JESUS	101
6.1.4	DOMÍNIO CAMPINORTE	102
6.2	GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA VI	104
6.2.1	GEOLOGIA ESTRUTURAL DO DOMÍNIO MARA ROSA 1	106
6.2.2	GEOLOGIA ESTRUTURAL DO DOMÍNIO BOM JESUS	107
6.2.3	GEOLOGIA ESTRUTURAL DO DOMÍNIO MARA ROSA 2	112
6.3	DISCUSSÕES	117

7	GEOLOGIA ECONÔMICA	119
7.1	RECURSOS MINERAIS DO PROJETO MARA ROSA	121
7.1.1	SISTEMA PÓRFIRO-EPITERMAL	121
7.1.2	SISTEMA AURÍFERO OROGÊNICO	123
7.1.3	SISTEMA RESIDUAL/SUPERGÊNICO	124
7.1.4	MINERAIS E ROCHAS INDUSTRIAIS	124
7.2	RECURSOS MINERAIS DA ÁREA VI	126
7.3	CONSIDERAÇÕES METALOGENÉTICAS	130
8	EVOLUÇÃO TECTÔNICA	132
8.1	EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ORÓGENO BRASÍLIA	133
8.2	EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ARCO MAGMÁTICO GOIÁS	133
8.2.1	ESTÁGIO DE ARCO PALEOPROTEROZOICO	134
8.2.2	ESTÁGIO DE ARCO INTRA-OCEÂNICO NEOPROTEROZOICO	136
8.2.3	ESTÁGIO DE COLISÃO ARCO-CONTINENTE	137
8.2.4	ESTÁGIO COLISIONAL A PÓS-COLISIONAL	138
8.2.5	ESTÁGIO EXTENSIONAL PÓS-OROGÊNICO	139
8.3	MODELO EVOLUTIVO DO ARCO MAGMÁTICO MARA ROSA	140
9	CONCLUSÕES & RECOMENDAÇÕES	142
10	REFERÊNCIAS	144
I	APÊNDICES	150

Lista de Figuras

1.1	Mapa de Localização das Áreas de Estudo do Projeto Mara Rosa.	2
1.2	Mapa de pontos da Área VI.	5
1.3	Gráfico com a média de precipitação e de temperaturas máximas e mínimas anuais dos últimos 30 anos no município de Mara Rosa. Fonte: Climatempo.	6
1.4	Contraste entre o relevo aplainado e o relevo de Morros e Colinas, da Serra de Bom Jesus, presente no limite da Área V e Área VI.	7
1.5	Mapa Geomorfológico Simplificado da região de estudo, elaborado a partir de dados vetoriais disponíveis no portal SIEG (2022) e MDE Alos Palsar (ASF, 2022). . . .	8
1.6	Solos observados, em campo, na Área VI. (A) Cambissolo Háplico; (B) Neossolo Litólico; (C) Concreção laterítica associada ao Plintossolo Pétrico.	9
1.7	Mapa Pedológico Simplificado do Projeto Mara Rosa. Fonte dos dados: portal SIEG (2022).	10
1.8	Vegetação e utilização do solo presente na Área VI. (A) Mata de Galeria; (B) Formações savânicas típicas do Cerrado; (C) Área de Pastagem; (D) Plantação de Açafrão.	11
1.9	Cobertura vegetal do Projeto Mara Rosa. Fonte dos dados: portal SIEG (2022). . .	12
1.10	Hidrografia da Área VI, observada em campo. (A) Drenagem efluente do Córrego Catangu; (B) Drenagem efluente do Córrego das Vertentes; (C) Drenagem intermitente, em fase seca; (D) Ribeirão das Antas.	13
1.11	Hidrografia do Projeto Mara Rosa. Fonte dos dados: portal SIEG (2022).	14
2.1	Compartimentação geotectônica no Ciclo Brasileiro, destacando os crátons, bacias e sistemas orogênicos. Adaptado de Hasui <i>et al.</i> (2012)	15
2.2	Compartimentação do Orógeno Brasília, mostrando os limites das áreas do Projeto Mara Rosa. Adaptado de Oliveira <i>et al.</i> (2016).	16
2.3	Mapa Geológico do Arco Magmático Goiás, mostrando as sequências metavulcanosedimentares Santa Terezinha (670-600 Ma) e Mara Rosa (900-800 Ma) e localização das áreas do Projeto Mara Rosa. Adaptado de Oliveira <i>et al.</i> (2016).	18

2.4	Unidades geológicas presentes nas áreas do Projeto Mara Rosa, segundo dados da CPRM - Folha Campinorte e Santa Terezinha (2007).	19
3.1	Fluxograma das etapas de processamento dos dados de sensoriamento remoto do Projeto Mara Rosa.	32
3.2	Composições coloridas da imagem do satélite CBERS 04A utilizada no Projeto Mara Rosa.	34
3.3	Análise de componentes principais da imagem do satélite CBERS 04A, com bandas de 1 a 4 (A-D)	35
3.4	Composições coloridas da imagem do satélite Landsat 8 utilizada no Projeto Mara Rosa.	37
3.5	Análise de componentes principais da imagem do satélite Landsat 08, com bandas de 2 a 7 (A-F).	38
3.6	(A) Relevo sombreado gerado a partir do MDE do ALOS PALSAR; (B) destaque do hillshade para a área VI; (C) Curvas de nível com espaçamento de 50 m para a área VI.	39
3.7	Hipsometria das áreas do Projeto Mara Rosa.	40
3.8	Lineamentos de drenagem e relevo e respectivos diagramas de roseta do Projeto Mara Rosa.	41
3.9	Mapa base simplificado da Área VI.	42
3.10	Localização do Levantamento Aerogeofísico. Fonte: CPRM, 2004.	43
3.11	Gráfico da radiação gama. A distinção da fonte de emissão é feita pela relação entre a intensidade, em contagens/s, e energia da radiação, em MeV. Adaptado de Ferreira <i>et al.</i> (2016).	45
3.12	Fluxograma referente aos produtos gerados pelo processamento dos dados gamaespectrométricos. A contagem total representa a medida da radiação em microRoentgen por hora. O canal do potássio (K) representa a concentração em % e os canais dos equivalentes de tório (eTh) e urânio (eU) representam a concentração em ppm. A partir destes últimos, foram geradas as composições ternárias RGB e CMY.	46
3.13	Produtos gamaespectrométricos regionais gerados com o processamento dos dados. (A) Contagem total ($\mu\text{R/h}$); (B) Potássio (%); (C) Equivalente de tório (ppm); (D) Equivalente de urânio (ppm).	47
3.14	Composição ternária gerada a partir dos canais de potássio (K) e equivalentes de tório e urânio (eTh e eU), em que o vermelho (R), verde (G) e azul (B) representam o K, eTh e eU, respectivamente.	48
3.15	Fluxograma referente aos produtos gerados pelo processamento dos dados aeromagnetométricos.	50

3.16	Produtos magnetométricos regionais gerados com o processamento dos dados. (A) Anomalia Magnética; (B) Primeira Derivada Vertical; (C) Gradiente Horizontal Total; (D) Sinal Analítico 3D.	52
3.17	Mapa de domínios gamaespectrométricos do Projeto Mara Rosa e domínios interpretados para a Área VI. Ogn - ortognaisse; Cn - cianitito; Smv1- sequência metavulcanossedimentar 1; Smv2 - sequência metavulcanossedimentar 2; Grn - granito.	53
3.18	Mapa regional de lineamentos magnéticos, com destaque para os lineamentos da área VI.	56
3.19	Mapa geológico-geofísico preliminar do Projeto Mara Rosa, com os domínios gamaespectrométricos interpretados e o mapa geológico em escala 1:100.000 apresentado pela CPRM (2007).	57
4.1	Mapa Geológico Integrado do Projeto Mara Rosa (versão simplificada).	59
5.1	Mapa Geológico Simplificado da Área VI, Projeto Mara Rosa.	65
5.2	(A) Amostra de anfibolito foliado com presença de veio, composto por quartzo e epidoto, concordante com a foliação da amostra (TF22-VI-004); (B) Amostra de anfibolito fino e homogêneo (TF22-VI-053); (C) Anfibolito exibindo um bandamento composicional, com bandas predominantemente compostas por plagioclásio e epidoto em contraste com a composição máfica geral da rocha (TF22-VI-048); (D) Amostra de granada anfibolito de granulação fina, com presença de pseudomorfo de granada (TF22-VI-084).	67
5.3	Fotografias da amostra TF22-VI-093; (A) Amostra macroscópica de metavulcânica intermediária com bandamentos irregulares; (B) Hornblenda verde em textura nematoblástica na matriz quartzosa, domínio principal da rocha (LT/NP/2,5x); (C) Porfiroclasto de plagioclásio com alteração nas bordas e reabsorção na parte interna (LT/NC/2,5x); (D) Epidoto em textura coronítica sobre allanita (LT/NP/10x).	68
5.4	(A) Fotografia na porção sudeste da área, exibindo extensa cobertura por perfis lateríticos (ponto TF22-VI-149); (B) Amostra de crosta laterítica encontrada no ponto TF22-VI-147.	69
5.5	(A) Amostra de clorita-muscovita xisto, na porção sul da Área X (TF22-X-227); (B) Clorita-muscovita xisto, observado na porção noroeste da Área VI, ponto 144 (TF22-VI-144).	70
5.6	(A) Afloramento de ortognaisses em blocos in situ, em meio aos pastos (TF22-VI-003); (B) Lajedos extensos de ortognaisses, próximo ao Ribeirão das Antas (TF22-VI-115).	71
5.7	Amostras de ortognaisses tonalíticos encontrados na Área VI (A: TF22-VI-020; B: TF22-VI-021), com presença de cristais de hornblenda com tamanhos milimétricos a centimétricos, podendo chegar a 1 cm, e veios centimétricos de epidoto.	71

5.8	Amostras de ortognaisses tonalíticos encontrados na Área VI (A: TF22-VI-020; B: TF22-VI-021), com presença de cristais de hornblenda com tamanhos milimétricos a centimétricos, podendo chegar a 1 cm.	72
5.9	Fotomicrografias da amostra TF22-VI-016A: (A) Cristais milimétricos de biotita, associados com cristais de hornblenda verde (LT/NP/2,5x); (B) Presença de cristais de epidoto intercrescidos em cristais de hornblenda (LT/NC/2,5x); (C) Cristais de plagioclásio em contatos poligonais com cristais de hornblenda (LT/NC/2,5x), às vezes com geminação pseudo-xadrez; (D) Intercrescimento entre as fases de epidoto e plagioclásio (LT/NC/10x).	73
5.10	(A) Enclave máfico de granulação fina em amostra de gnaisse quartzo-diorítico (TF22-VI-003); (B) Amostra de hornblenda gnaisse quartzo-diorítico (TF22-VI-001); (C) e (D) Afloramento do Ribeirão das Antas (TF22-VI-115), exibindo enclaves compostos principalmente por hornblenda, plagioclásio e quartzo, de granulação média e veios quartzosos recristalizados.	74
5.11	(A) Abertura de ferrovia, com exibição de rochas com alteração calcissilicática (TF22-VI-029); (B) Rocha calcissilicática (TF22-VI-023) mostrando faixas enriquecidas em epidoto, intercaladas com domínios formados por quartzo, plagioclásio e anfibólio; (C) e (D) Amostras de hornblenda calcissilicáticas grossas, pontos TF22-VI-080 e TF22-VI-107, respectivamente.	75
5.12	(A) Amostra TF22-VI-019 macroscópica, com um domínio composto por anfibólio e epidoto e outro domínio composto por quartzo e plagioclásio; (B) Cristais de actinolita orientados em meio a domínio granoblástico (LT/NP/2,5x); (C) Cristais de clinzoisita, com cores de interferência baixas (LT/NP/10x); (D) Intercrescimento de epidoto em cristais de plagioclásio e quartzo (LT/NP/10x).	76
5.13	(A) Exposição de rochas em abertura da ferrovia; (B) Amostra TF22-VI-058, classificada como biotita calcissilicática fina, com presença de níveis sulfetados.	77
5.14	Fotomicrografias da amostra TF22-VI-058: (A) Cristais milimétricos de biotita orientados (LT/NP/5x); (B) Cristais intersticiais, anédricos a subédricos, de epidoto, em meio a domínio quartzoso, com cristais subordinados de plagioclásio (LT/NC/5x); (C) e (D) À luz refletida, cristais submilimétricos de pirita e calcopirita, e cristais de magnetita, por vezes inclusos em cristais de epidoto (C, LR/NP/5x e D, LR/NC/5x).	78
5.15	Amostra TF22-VI-045: (A) Amostra macroscópica TF22-VI-045, com destaque para veio composto por quartzo, epidoto e plagioclásio; (B) Cristais milimétricos a centimétricos de hornblenda verde, com inclusão de cristais de titanita e cristais anédricos de epidoto intersticiais (LT/NC/2,5x); (C) Cristais de clorita em contato com os cristais de hornblenda (LT/NP/2,5x); (D) Intercrescimento de cristais de epidoto com a hornblenda (LT/NC/2,5x).	79

- 5.16 Gráficos com composições químicas dos grupos minerais analisados na amostra TF22-VI-045 pela microsonda eletrônica; (A) e (B) Gráficos de teor de Mg (XMg) vs átomos por fórmula unitária (APFU) de Si; e APFU dos sítios cristalográficos A vs APFU dos sítios cristalográficos C, mostrando o campo da magnésio-hornblenda; (C) Gráfico binário de teor de epidoto (XEp), considerando uma solução sólida com clinzoisita; (D) Gráfico de teor de Mg (XMg) vs APFU de Al no sítio M, mostrando os intervalos de composições de clorita, podendo variar entre clinocloro, sudoita e chamosita. 80
- 5.17 Rochas da associação aluminosa observadas na Área VI: (A) Cianita-muscovita-quartzo xisto (TF22-VI-014); (B) e (C) Clorita-muscovita-quartzo xisto com vugs preenchidos por óxidos e Cianita-epidoto-granada-clorita-muscovita xisto (TF22-VI-097); (D) Quartzo-muscovita xisto (TF22-VI-052); (E) Anfibólio-biotita-quartzo xisto (TF22-VI-124); (F) Cianita quartzito (TF22-VI-123). 82
- 5.18 Amostra TF22-VI-083: (A) Amostra macroscópica TF22-VI-083, com xistosidade evidente pelos planos de concentração de óxidos e muscovitas, nos domínios mais cinza escuros; (B) e (C) Intercalações de domínios de quartzo e muscovita com domínios de intensa sericitização, sendo que ao longo da foliação observa-se a concentração de hematita e rutilo disseminado (B, LT/NP/2,5x e C, LT/NC/2,5x); (D) Cristais de cianita sendo fragmentados, conferindo um aspecto anédrico (LT/NP/2,5x). 83
- 5.19 (A) Amostra macroscópica classificada como cianita-epidoto-granada-clorita-muscovita xisto; (B) Textura lepidoblástica marcada por cristais lamelares de muscovita e clorita (LT/NP/2,5x); (C) e (D) Porfiroblastos de granada e porfiroclastos de estauro-lita sericitizados, respectivamente (LT/NP/2,5x). 84
- 5.20 Gráficos com composições químicas dos grupos minerais analisados na amostra TF22-VI-097 pela microsonda eletrônica; (A) Gráfico de átomos por fórmula unitária (APFU) de Si vs APFU de Na, indicando a presença de muscovita e paragonita na amostra; (B) Gráfico de teor de Mg (XMg) vs APFU de Al no sítio M, mostrando os intervalos de composições de clorita, podendo variar entre clinocloro, sudoita e chamosita; (C) Gráfico ternário da granada, com os end-members almandina + espessartita (Alm + Sps), grossulária (Grs) e piropo (Prp), indicando uma composição mais próxima da almandina; (D) Gráfico binário de teor de epidoto (XEp), considerando uma solução sólida com clinzoisita. 86
- 5.21 (A) Amostra macroscópica do cianita quartzito, exibindo domínios azulados, associado aos cristais de cianita, intercalados com segregações quartzosas; (B) Cristal centimétrico de quartzo com extinção ondulante em domínio granoblástico (LT/NC/2,5x); (C) Cristais subédricos orientados de cianita (LT/NC/2,5x); (D) Cristais disseminados de rutilo em cristais de cianita (LT/NP/10x). 87

5.22	(A) Amostra macroscópica de Clorita-muscovita-quartzo-xisto sulfetado (TF22-VI-026B); (B e C) Cristais de muscovita em contato com domínio granoblástico quartzoso, além disso é possível ver uma sericitização associada aos cristais de plagioclásio (LT/NP/NC/2,5x); (D) Exsoluções de ilmenita em cristal de magnetita (LR/NP/20x).	88
5.23	(A) Amostra macroscópica de metariolito (TF22-VI-026A); (B) Fenocristais de plagioclásio, com planos de geminação encurvados, em meio a matriz felsítica (LT/NC/2,5x); (C) e (D) Cristais de allanita, com coroas de epidoto (LT/NC/NP/10x).	89
5.24	(A) Amostra macroscópica de muscovita-clorita xisto (TF22-VI-108); (B) Cristal lamelar, milimétrico, de muscovita, em meio a matriz sericitizada e cristais intersticiais de epidoto com hábito pseudo-hexagonal (LT/NC/5x); (C e D) Cristais de clorita em contato com domínio granoblástico, marcado pelos cristais de quartzo, e cristais de muscovita (C, LT/NP/2,5x e D, LT/NC/2,5x).	90
5.25	(A) Amostra macroscópica de muscovita-clorita xisto (TF22-VI-108); (b) Cristal lamelar, milimétrico, de muscovita, em meio a matriz sericitizada e cristais intersticiais de epidoto com hábito pseudo-hexagonal (LT/NC/5x); (C e D) Cristais de clorita em contato com domínio granoblástico, marcado pelos cristais de quartzo, e cristais de muscovita (LT/NP/NC/2,5x).	91
5.26	Fotografias e diagrama da amostra TF22-VI-010; (A) Amostra macroscópica de leucotonalito epidotizado; (B) Diagrama ternário QAP (quartzo-álcali-feldspato-plagioclásio) destacando a composição da amostra no campo dos tonalitos; (C) Plagioclásio com geminação polissintética, sendo medido um teor de An ₂₅ , classificado como oligoclásio (LT/NC/2,5x); (D) Cluster de epidoto com textura simplectítica (LT/NC/2,5x); (E) Feldspato sendo alterado para muscovita (LT/NC/2,5x); (F) Inclusão de rutilo (óxido) em cristais de epidoto (LT/NP/2,5x).	94
5.27	Fotografias e diagrama da amostra TF22-VI-073; (A) Amostra macroscópica de leucogranito epidotizado com foliação incipiente; (B) Diagrama ternário QAP (quartzo-álcali-feldspato-plagioclásio) destacando a composição da amostra no campo dos granitos; (C) Domínio com grãos de quartzo recristalizados, de cerca de 0,1 mm e lamela de muscovita definindo uma foliação incipiente (LT/NC/2,5x); (D) Domínios com presença de feldspato potássico, no caso microclínio, com até 2 mm de tamanho, além de plagioclásio e muscovita (LT/NC/2,5x); (E) Cristais subédricos a euédricos de clinozoisita, com destaque para a cor de interferência “azul da prússia” característica (LT/NC/2,5x); (F) Cristal euédrico de epidoto associado às lamelas de muscovita (LT/NC/2,5x).	95
6.1	Mapa estrutural integrado do Projeto Mara Rosa, destacando os domínios estruturais e zonas de cisalhamento (Z. C.).	98

6.2	Estereogramas referentes ao Domínio Transbrasiliano. (A) Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando de 30 a 60° para NW; (B) Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de 40 a 80° para NW.	99
6.3	Estereogramas referentes ao Domínio Mara Rosa. (A) Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW; (B) Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de suaves a moderados, entre 15 e 45°, para WSW e NW; (C) Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando mais do que 60° para W; (D) Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos menores que 30° para SW.	100
6.4	Estereogramas referentes ao Domínio Bom Jesus. (A) Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW; (B) Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos menores que 15° para NNE e localmente de 20° para SW; (C) Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NNW; (D) Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos menores que 15° para NE.	102
6.5	Estereogramas referentes ao Domínio Campinorte. (A) Estereograma com densidade de polos de foliações, destacando a presença das três direções preferenciais desse domínio; (B) Representação das medidas de lineação destacando a principal direção N-S.	103
6.6	Mapa de domínios estruturais da Área VI com estereogramas de foliação (Sn) e lineação (Ln). Perfil A-B representado na Figura 6.18.	105
6.7	Estereogramas de densidade de polos de foliação e lineação do Domínio Mara Rosa 1. (A) Medidas de bandamento gnáissico mergulhando moderadamente cerca de 45° para NW; (B) Medidas de lineação de estiramento, caindo cerca de 15° para WSW.	106
6.8	Estruturas observadas no Domínio Mara Rosa 1. (A) Dobras isoclinais em ortognaises em afloramento de lajedo em drenagem destacadas pelas bandas onde se concentram quartzo, ponto TF22-VI-005, noroeste do domínio; (B) Lineação de estiramento (Ln) em ortognaisse, ponto TF22-VI-042, centro-sul do domínio; (C) Zona de cisalhamento e arqueamento do bandamento gnáissico (Sn) em afloramento em ninho de blocos, mesmo ponto que (B).	107

- 6.9 Estereogramas de densidade de polos de foliação e lineação e diagrama de roseta do Domínio Bom Jesus. As medidas de foliação apresentam duas regiões com diferentes densidades de polos, considerados flancos de uma dobra assimétrica, sendo o flanco longo a região com maior densidade e flanco curto a região de menor densidade; (A) Medidas de foliação indicando atitudes dos flancos longo, mergulhando cerca de 45° para NW, e curto, mergulhando cerca de 40° para SSE; (B) Medidas de lineação indicando caimento de cerca de 15° para SW; (C) Medidas de estruturas rúpteis plotadas em diagrama de roseta, sem a indicação de um *trend* principal, porém com direções NW-SE mais evidentes. 108
- 6.10 Estruturas observadas nas rochas do Domínio Bom Jesus. (A) Dobras assimétricas em muscovita-quartzo xisto a NE do domínio, ponto TF22-VI-027; (B) Dobras simétricas chevron em clorita-muscovita-quartzo xisto a SW do domínio, ponto TF22-VI-097; (C) Zona de cisalhamento dextral provocando o arqueamento da foliação em afloramento em lajedo de ortognaisse, porção central do domínio, ponto TF22-VI-021; (D) Foliação em calcissilicática próxima a Serra de Bom Jesus evidenciando par S-C, sendo que a biotita se concentra ao longo do plano de cisalhamento (C) e o cristal de anfibólio (S) forma sigmoides, ponto TF22-VI-124. 109
- 6.11 Estruturas em ortognaisses do afloramento Ribeirão das Antas, pontos TF22-VI-079 e TF22-VI-115. (A) Localização do afloramento na Área VI; (B) Dique anfíbolítico destacado em azul com direção N60E observado em perfil; (C) Dique anfíbolítico observado em planta. Detalhe para os veios multidirecionais de epidoto destacados em verde que cortam a estrutura. 110
- 6.12 Estruturas em ortognaisses do afloramento Ribeirão das Antas, pontos TF22-VI-079 e TF22-VI-115. (A) Vista da porção N do afloramento; (B) Veios de epidoto destacados em verde cortando veio de quartzo com magnetita destacado em vermelho, sendo que ocorre uma zona de cisalhamento dextral ao longo do veio de quartzo; (C) Zona de cisalhamento dextral ao longo de veios de epidoto, formando dobras de arraste evidenciadas pela inflexão do bandamento gnáissico; (D) Veio de quartzo pegmatoide destacado em rosa ao longo do bandamento gnáissico cortando veios de epidoto. 111
- 6.13 Estruturas rúpteis e medidas observadas nas rochas calcissilicáticas do Domínio Bom Jesus. (A) *Slickenside* (Fx) em veio de quartzo com destaque para *step* indicando a cinemática da *slickenline* (Ln) com topo para SE, ponto TF22-VI-106. (B) *Slickenside* e *slickenline* em veio de quartzo. *Step* indica cinemática aproximadamente transcorrente sinistral, ponto TF22-VI-054. (C) Mapa de localização das estruturas fotografadas, indicando uma tendência da mudança na cinemática de oblíqua para transcorrente indo de N para S no domínio. 112

- 6.14 Estereogramas de densidade de polos de foliação e lineação e diagrama de roseta do Domínio Mara Rosa 2. (A) Medidas de foliação indicando atitudes dos flancos sub-horizontais de dobras suaves, com mergulhos para SSE e N; (B) Medidas de lineação indicando caimento sub-horizantal para ENE; (C) Medidas de estruturas rúpteis plotadas em diagrama de roseta, indicando dois *trend* principais N35E e N15E. 113
- 6.15 Estruturas observadas nos anfíbolitos do Domínio Mara Rosa 2. (A) A foliação se apresenta como uma estrutura bastante penetrativa, com mergulhos de 10 a 30°, na medida em que se aproxima da ZCSBJ, à norte do domínio, podendo atingir mergulhos de até 50° nessa região, ponto TF22-VI-071; (B) Drenagem com direção paralela à direção das fraturas, reforçando o controle estrutural sobre o padrão de drenagem, ponto TF22-VI-111; (C) Par conjugado de fraturas, mesmo ponto que (A); (D) Falhas aparentemente reversas com deslocamentos milimétricos ao longo de veios de quartzo, destacados em vermelho. Foliação é destacada em preto e veios de epidoto, em verde, mesmo ponto que (A). 114
- 6.16 Estruturas observadas em xistos do Domínio Mara Rosa 2. (A) Dobras suaves em corte de estrada, ponto TF22-VI-140, sudoeste do domínio; (B) Dobra parasítica no mesmo afloramento das dobras suaves, com vergência para N, mesmo ponto que (A); (C) Dobras abertas a apertadas vistas em planta, ponto TF22-VI-113, norte do domínio. Os ângulos interlimbos foram calculados a partir das medidas dos flancos e os eixos de dobra medidos diretamente nas estruturas, ambos indicados na ordem em que foram destacados na figura, da esquerda para a direita. 115
- 6.17 Aspectos estruturais de leucogranitos do Domínio Mara Rosa 2. (A) Mapa de localização das rochas fotografadas, indicando uma tendência de aumento da deformação indo de S para N no domínio; (B) Leucogranito isotrópico com aspecto pulverulento, causado pela alteração dos feldspatos para argilominerais, ponto TF22-VI-136; (C) Leucogranito apresentando foliação incipiente definida pelo arranjo dos cristais de muscovita, ponto TF22-VI-073; (D) Veio de quartzo sigmoidal de poucos metros de comprimento associados aos leucogranitos próximos a ZCSBJ. Próximo a esse afloramento, ocorrem outros veios seguindo a direção E-W, ponto TF22-VI-087. . . 116
- 6.18 Perfil geológico A-B de direção N-S mostrando a compartimentação dos domínios estruturais da Área VI. Localização do perfil indicada na Figura 6.6. 118

7.1	Desenho esquemático mostrando a evolução de um Sistema Pórfiro-Epitermal, destacando a relação entre o pórfiro e suas rochas hospedeiras, até a formação de depósitos proximais epitermais de alta e média sulfetação. As letras destacadas indicam características importantes da evolução dos depósitos. (A) Baixa diluição, corpo restrito do pórfiro e baixo teor da mineralização; (B) Grande volume de brechas magmático-hidrotermais bem mineralizadas; (C) Brechas não mineralizadas, fora da zona de mineralização; (D, F) Precipitação efetiva da mineralização na zona de alteração potássica; (E) Rochas carbonáticas maciças podem favorecer a precipitação interna da mineralização e aumento do teor; (G) Enriquecimento hipogênico por minerais sulfetados de alto estado de sulfetação na zona sericítica; e desenvolvimento de (H) <i>Skarn</i> com teores superiores do minério em relação ao stock porfirítico adjacente (Modificado de Sillitoe, 2012).	122
7.2	Mapa geológico simplificado do Arco Magmático Mara Rosa destacando zonas hidrotermais e correlação com estruturas regionais. Há uma coincidência espacial entre as ocorrências e depósitos de Cu-Au e Au, e zonas de alteração hidrotermal avançadas, marcadas por rochas aluminosas, podendo conter cianita, e rochas calcissilicáticas. Essas zonas hidrotermais, por sua vez, coincidem com sistemas de falhas transcorrentes. Modificado de Oliveira <i>et al.</i> , 2016.	123
7.3	(A) Fotomicrografia exibindo cristal anédrico e submilimétrico (~0,1 mm) de calcopirita na amostra TF22-VI-026B, descrita como clorita-muscovita-quartzo xisto (LR/NP/20x); (B) Fotomicrografia da amostra TF22-VI-98, classificada como clorita-estaurolita-quartzo-muscovita xisto, com destaque para cristais subédricos de pirita e magnetita, com intensa oxidação (LR/NP/10x); (C) Fotomicrografia da amostra TF22-VI-108, classificada como muscovita-clorita calcissilicática fina, exibindo cristal subédrico de calcopirita intercrescido em cristal de magnetita (LR/NP/10x); (D) <i>Boxwork</i> de pirita oxidada em cianita quartzito (TF22-VI-123).	126
7.4	Amostra de rocha calcissilicática, destacando disseminações de malaquita (TF22-VI-045B).	127
7.5	(A) Amostra de biotita-clorita calcissilicática fina (TF22-VI-058), com concentração de sulfetos em destaque; (B) Fotomicrografia da amostra TF22-VI-058, destacando cristais anédricos de pirita (LR/NP/5x), (C) cristais anédricos de pirita levemente orientados (LR/NP/2,5x), e (D) cristais anédricos de calcopirita, pirita e magnetita disseminados (LR/NP/10x); (E e F) Dobras intrafoliares e estruturas sigmoidais de quartzo observadas em rochas calcissilicáticas bandadas a finamente foliadas na abertura da ferrovia, associadas, portanto, à concentração de sulfetos em zonas de charneira ou sombras de pressão.	128

7.6	(A) Amostra macroscópica de cianita quartzito (TF22-VI-123), com cristais milimétricos a centimétricos de cianita; (B) Fotomicrografia (TF22-VI-123) exibindo cristais de cianita orientados (LT/NC/10x); (C) Amostra macroscópica de cianita-muscovita-quartzo xisto (TF22-VI-83), com cristais subordinados de cianita em meio a domínios compostos por muscovita e quartzo, como evidenciado na fotomicrografia (D) (LT/NP/10x).	129
7.7	Crosta laterítica manganésifera na porção sudeste da área VI (TF22-VI-145), originada a partir do enriquecimento por processos intempéricos em gonditos.	130
8.1	Estágio de Arco Paleoproterozoico, ocorrido entre 2200 e 2000 Ma. O Arco Campinorte seria considerado por Cordeiro & Oliveira (2017) um dos domínios do que viria a ser o Maciço de Goiás, extensão pericratônica do Cráton São Francisco. . .	135
8.2	Estágio de Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico. Nesse estágio teria ocorrido a formação da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa e corpos intrusivos equivalentes aos Ortognaisses Mara Rosa.	137
8.3	Estágio de Colisão Arco-Continente. Nesse estágio teria ocorrido a colisão entre o Arco Mara Rosa e o Maciço de Goiás-Cráton São Francisco, evento marcado pela Falha Rio dos Bois. Essa colisão resultou na formação do arco continental Santa Terezinha de Goiás.	138
8.4	Estágio Colisional a Pós-Colisional. Nesse estágio há a colagem dos crátons Amazônico e São Francisco. Esse estágio é marcado pelo Lineamento Transbrasiliano, entre o Cráton Amazônico e o Orógeno Brasília, caracterizado por zonas de cisalhamento transpressivas.	139
8.5	Estágio Extensional a Pós-Orogênico. Destaque para o colapso gerando estruturas rúpteis extensionais no topo do orógeno.	139
8.6	Estágios de evolução tectônica do Orógeno Brasília envolvendo os arcos Campinorte, Mara Rosa e Santa Terezinha de Goiás; (A) Estágio de Arco Intra-Oceânico Paleoproterozoico, correspondente ao Arco Campinorte, 2200-2000 Ma; (B) Maciço de Goiás como uma extensão pericratônica do Cráton São Francisco, 2000 Ma; (C) Estágio de Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico, correspondente ao Arco Mara Rosa, 900-800 Ma; (D) Estágio de Colisão Arco-Continente, correspondente ao Arco Santa Terezinha de Goiás, 670-600 Ma; (E) Estágio Colisional a Pós-Colisional, destacando a influência do Lineamento Transbrasiliano no Orógeno Brasília após a formação do supercontinente Gondwana pela colisão entre os crátons. Adaptado de Oliveira <i>et al.</i> (2004).	141

Lista de Tabelas

1.1	Cronograma de atividades.	3
2.1	Siglas e unidades descritas na Folha Campinorte (2007).	20
2.2	Compilado de idades para as unidades. Ma, milhões de anos; Ga, bilhões de anos. T_{DM} , idade modelo do manto depletado.	21
3.1	Especificações do CBERS 04A e dados de aquisição da cena utilizada.	28
3.2	Especificações do Landsat 8 (Sensores OLI e TIRS) e dados de aquisição da cena utilizada.	29
3.3	Especificações do ALOS PALSAR e dados de aquisição da cena utilizada.	30
3.4	Parâmetros de geração do Hillshade e curvas de nível com a ferramenta de suavização aplicada.	31
3.5	Informações técnicas do Levantamento Aerogeofísico.	44
3.6	Faixas de valores dos sensores de gamaespectrometria e magnetometria.	44
3.7	Descrição dos domínios gamaespectrométricos do Projeto Mara Rosa.	54
5.1	Fórmulas gerais e resultados dos minerais analisados com microsonda eletrônica da amostra TF22-VI-045.	80
5.2	Fórmulas gerais e resultados dos minerais analisados com microsonda eletrônica da amostra TF22-VI-097.	85
6.1	Resumo das principais características geológicas e estruturais observadas em cada domínio.	106
7.1	Principais depósitos do Distrito Auro-Cuprífero Mara Rosa (Oliveira <i>et al.</i> , 2007).	120
8.1	Resumo dos principais estágios de evolução tectônica das unidades geológicas da área do PMR.	132

Lista de Abreviaturas e Siglas

Siglas

ALOS	Advanced Land Observing Satellite
ANM	Agência Nacional de Mineração
AM	Anomalia Magnética
ASF	Alaska Satellite Facility
CMT	Campo magnético total
CBERS	China-Brazil Earth Resources Satellite
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
CMT	Campo Magnético Total
CT	Contagem Total
Dx	Primeira derivada horizontal
Dy	Segunda derivada horizontal
Dz	Primeira derivada vertical
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ERTS	Earth Resources Technology Satellite
eTh	Equivalente de Tório
eU	Equivalente de Urânio
FB	Faixa Brasília
Fm	Formação
Fn	Faturas
Ga	Bilhões de anos
Gr	Grupo
GHT	Gradiente Horizontal Total
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ICP	Inductively Coupled Plasma
ICC	Instituto Central de Ciências
IG	Instituto de Geociências
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency
Landsat	Land Remote-Sensing Satellite System
LWIR	Longwave Infrared
LTB	Lineamento Transbrasiliano
Ma	Milhões de anos
MDE	Modelo digital de elevação
NASA	Administração Nacional da Aeronáutica e Espaço

NIR	Near-infrared spectroscopy
NX e NC	Nicol Cruzado
N// e NP	Nicol Paralelo
OLI	Operational Land Imager
PALSAR	Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar
PCA	Análise de Componentes Principais
PMR	Projeto Mara Rosa
RGB	Red - Green - Blue
SA3D	Sinal Analítico 3D
S0	Acamamento
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SIRGAS	Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas
SGM	Secretaria de Geologia, Mmineração e Transformação Mineral
SRTM	Shuttle Radar Topographic Mission
SWIR	Shortwave Infrared
TIRS	Thermal Infrared Sensor
TF	Trablho Final
TILT	Derivada Tilt
UnB	Universidade de Brasilia
UTM	Universal Transversa de Mercator
WGS	World Geodetic System
WPM	Câmera Multiespectral e Pancromática de Ampla Varredura
ZCA	Zona de Cisalhamento Amarolândia
ZCBJ	Zona de Cisalhamento Bom Jesus
ZCR	Zona de Cisalhamento Ribeirãozinho

Aln	Allanita
Qz/Qtz	Quartzo
Ms/Mus	Muscovita
Plg	Plagioclásio
KF	Feldspato potássico
Grt	Granada
Bt	Biotita
Ccp	Calcopirita
Chl	Clorita
Ep	Epidoto
Ser	Sericita
Py	Pirita
Rt	Rutilo
St	Estaurolita
Hbl	Hornblenda
Ky	Cianita
Mag	Magnetita

Capítulo 1

Introdução

1.1 Considerações Iniciais

A disciplina Trabalho de Mapeamento Geológico Final (TF) é requisito curricular do curso de graduação em Geologia da Universidade de Brasília (UnB), desenvolvida no ano de 2022, na porção norte do Arco Magmático Goiás, oeste do Orógeno Brasília. A proposta da disciplina neste ano é realizar um mapeamento na escala 1:25.000 na região noroeste do estado de Goiás, nas proximidades dos municípios de Mara Rosa, Alto Horizonte, Nova Iguaçu de Goiás e Amaralina.

O Projeto Mara Rosa cobre uma área de 665,50 km², subdividida em 11 áreas (I-XI), sendo a Área VIII de 80 km², a Área XI de 45,5 km² e as demais de 60 km². Este projeto cobre uma área complementar à do trabalho da disciplina Mapeamento Geológico 2, realizada no segundo semestre de 2021, localizada entre as áreas II, III, VII, VIII e XI (Figura 1.1).

O presente trabalho conta com apoio financeiro e logístico fornecido pela UnB, assim como a colaboração e coordenação dos professores doutores: Claudinei Gouveia de Oliveira, Elton Luiz Dantas, Guilherme de Oliveira Gonçalves, Henrique Llacer Roig, Luis Gustavo Ferreira Viegas, Maria Emilia Schutesky, Natalia Hauser, Roberta Mary Vidotti e Valmir da Silva Souza. Este relatório tem como foco as informações da Área VI, sob responsabilidade dos estudantes Ana Paula Schuertz Costa e Gustavo Rodovalho Marques.

1.2 Objetivos

A geologia da região foi detalhada em três outros trabalhos de mapeamento distintos, sendo dois na escala 1:100.000, cobrindo a maior parte do projeto, e um na escala 1:25.000, cobrindo uma porção das áreas a norte. Estes três trabalhos dizem respeito à Folha Campinorte, Folha Santa Terezinha de Goiás e Projeto Mutunópolis, com os dois primeiros publicados em 2007 pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e o último corresponde ao Trabalho Final do Instituto de Geociências (IG) da UnB, realizado em 2006 (Oliveira *et al.*, 2007; Dantas *et al.*, 2007).

O objetivo central do Projeto Mara Rosa é, portanto, detalhar as áreas anteriores, propondo um mapa geológico integrado em escala de semidetalhe (1:25.000) na região, bem como notas explicativas para cada subárea mapeada. Além disso, melhorar o entendimento da evolução crustal que originou o arco e suas relações tectônicas com o Orógeno Brasília.

Em relação ao potencial metalogenético, alguns depósitos vulcanogênicos e depósitos Cu-Au pórfiro ocorrem na região, com a atuação de empresas como a *Hochschild Mining* e *Lundin Mining* na exploração econômica desses recursos. O mais conhecido é o depósito Cu-Au de Chapada, inserido na Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, a sudoeste de Alto Horizonte (Oliveira *et al.*, 2016). Sendo assim, um dos objetivos do Projeto Mara Rosa é, para além do mapeamento e detalhamento geológico da área, estudar o contexto em que esses depósitos se formaram e avaliar o potencial prospectivo das unidades que afloram na área.

1.3 Localização e Vias de Acesso

A área do Projeto Mara Rosa está localizada na porção noroeste do Estado de Goiás, próximo dos municípios de Mara Rosa, Alto Horizonte, Nova Iguaçu de Goiás e Amaralândia, com a base do projeto estabelecida em Mara Rosa (Figura 1.1).

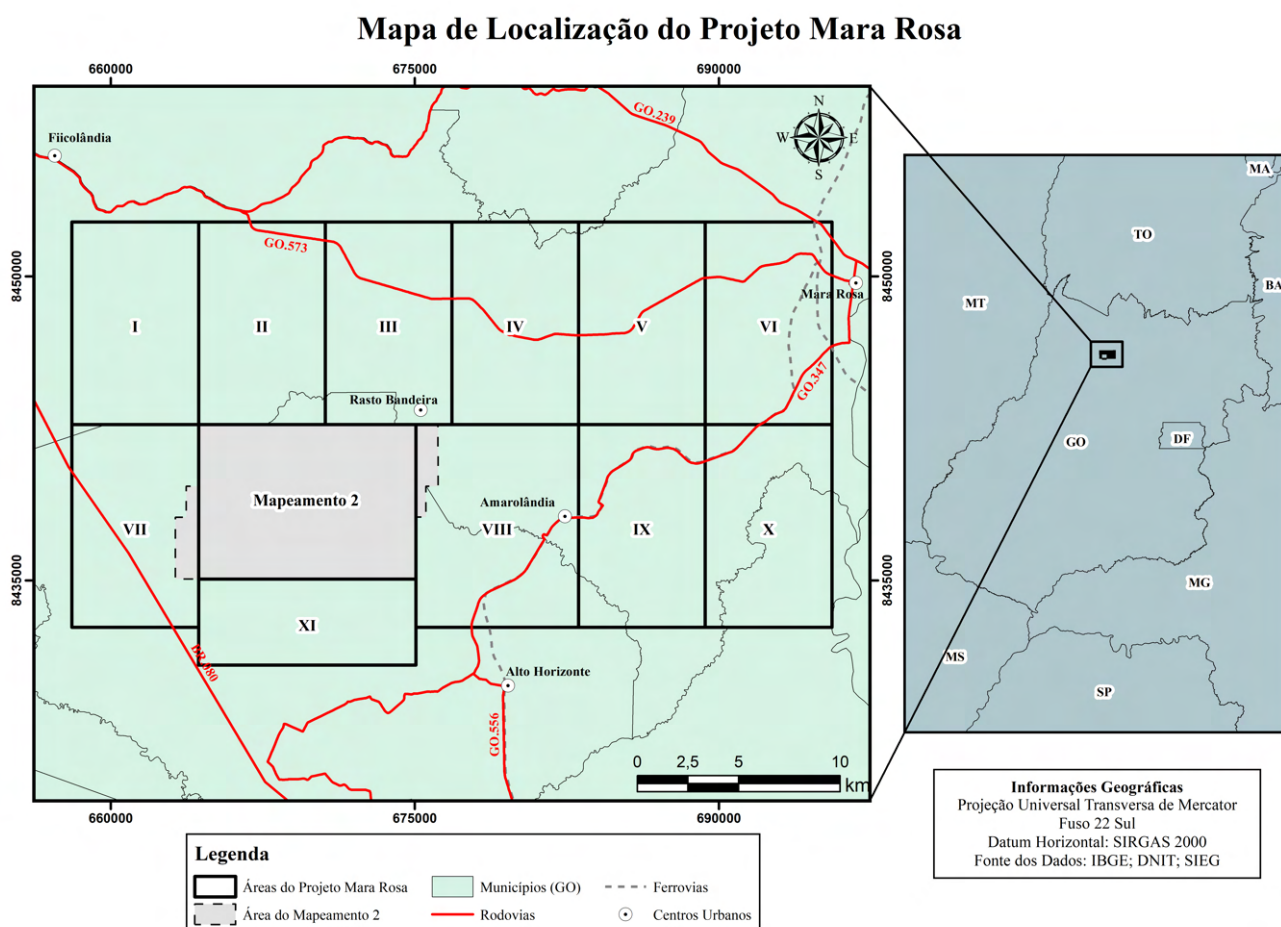


Figura 1.1: Mapa de Localização das Áreas de Estudo do Projeto Mara Rosa.

A principal rota de acesso à área, a partir da Universidade de Brasília, se dá pela BR-070 até a cidade de Cocalzinho de Goiás, em seguida pela BR-414 até a cidade de Assunção de Goiás e acesso pela BR-080 até a cidade de Uruaçu. Posteriormente, o trajeto continua pela BR-153 (Belém-Brasília) até a GO-253, de onde segue para a cidade de Mara Rosa.

A Área VI está localizada na porção nordeste da área total do projeto, à oeste de Mara Rosa, com acesso por três rodovias: a GO-239, GO-573 e GO-347. Além disso, possui uma ferrovia na direção N-S, e a abertura de uma nova malha ferroviária adjacente, ainda em construção.

1.4 Materiais e Métodos

Para uma melhor organização e elucidação dos dados, as atividades ao longo deste trabalho foram desenvolvidas em três etapas: Pré-campo, Campo e Pós-campo, organizadas conforme o cronograma de atividades da Tabela 1.1.

Tabela 1.1: Cronograma de atividades.

Etapas	Atividades	Mai/Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	Jan.	Fev.
Pré-Campo	Introdução			X						
	Sensoriamento Remoto & Geofísica	X	X							
	Geologia Regional		X	X						
	Mapa Base			X						
Campo	Mapeamento Geológico				X					
	Confecção do Mapa Geológico Integrado				X	X	X			
	Geologia do Projeto Mara Rosa						X			
	Estratigrafia & Petrografia						X	X		
Pós-Campo	Geologia Estrutural							X	X	
	Geologia Econômica							X	X	
	Evolução Tectônica								X	X
	Conclusões & Recomendações									X
	Volume Final									X
	Apresentação e Defesa									X

1.4.1 Etapa Pré-Campo

A fase pré-campo ocorreu na segunda metade do ano de 2022, no período de final de maio a setembro. Nesta etapa, foi realizada uma revisão bibliográfica de trabalhos publicados e mapas regionais para confecção do capítulo de Geologia Regional (Capítulo 2) e o capítulo de Sensoriamento Remoto e Geofísica (Capítulo 3).

Os principais produtos gerados nessa etapa foram: mapas base e mapa de localização; produtos de sensoriamento remoto e mapas geofísicos; e mapas complementares, incluindo informações geológicas, pedológicas e geomorfológicas. As técnicas de processamento e interpretação de dados geofísicos e de sensoriamento remoto estão detalhadas no Capítulo 3.

1.4.2 Etapa de Campo

O trabalho de campo ocorreu entre os dias 16 de setembro e 1 de outubro de 2022. Nesta etapa foram realizados perfis de caminhamento, definidos anteriormente no pré-campo, contendo as principais feições encontradas na área. Todo o suporte acadêmico, financeiro e logístico foi fornecido pela Universidade de Brasília.

Na Área VI, nos primeiros dias, foram realizados perfis de caminhamento na direção E-W na sua porção norte; nos dias seguintes, foram realizados perfis na direção NW-SE na porção central e sul da área; e, nos dias finais, foram feitos caminhamentos específicos para solucionar problemas de contatos entre as litologias e dúvidas sobre a estruturação do arcabouço de certas regiões. Na área foram descritos ao todo 153 pontos (Figura 1.2) durante a etapa de campo.

Para execução do mapeamento geológico e coleta dos dados, foram utilizados mapas físicos e digitais, previamente elaborados, e equipamentos técnicos variados: bússola geológica do tipo BruntonTM, com declinação magnética de 21,1°W; receptor GNSS de navegação; caderneta de campo; marreta e martelo geológico; rádio de comunicação; aplicativos *Avenza MapsTM* e *FieldMove ClinoTM* para *smartphone*; lupa e ímã. As medidas estruturais neste trabalho foram coletadas com a notação "*dip direction, dip*".

Ao final da etapa de campo foi elaborado o mapa geológico preliminar integrado de todas as áreas, na escala 1:25.000, com os limites geológicos e a orientação das principais estruturas identificadas.

1.4.3 Etapa Pós-Campo

A etapa pós-campo ocorreu no segundo semestre letivo de 2022 da UnB, começando em 03 de outubro, logo após o retorno da atividade de campo, e terminando na segunda semana de fevereiro de 2023, com a apresentação e defesa dos relatórios.

Durante esse período os principais objetivos foram: a elaboração do mapa geológico e a confecção do relatório final, utilizando os produtos do sensoriamento remoto e da geofísica; detalhamento petrográfico das unidades mapeadas, através da descrição macroscópica e microscópica das amostras coletadas em campo; interpretação das feições estruturais da região de estudo; interpretações metalogenéticas e tectônicas do contexto geológico das áreas do projeto.

Na petrografia, foram selecionadas, entre as áreas, amostras representativas das unidades mapeadas e das ocorrências minerais, sendo confeccionadas 135 lâminas petrográficas, das quais 14 foram descritas pela Área VI e cujas fichas petrográficas estão disponíveis em apêndice. Além disso, foram realizadas análises químico-mineralógicas por microsonda eletrônica em 2 lâminas da área VI (TF22-VI-045, TF22-VI-097), com resultados detalhados no Capítulo 5.

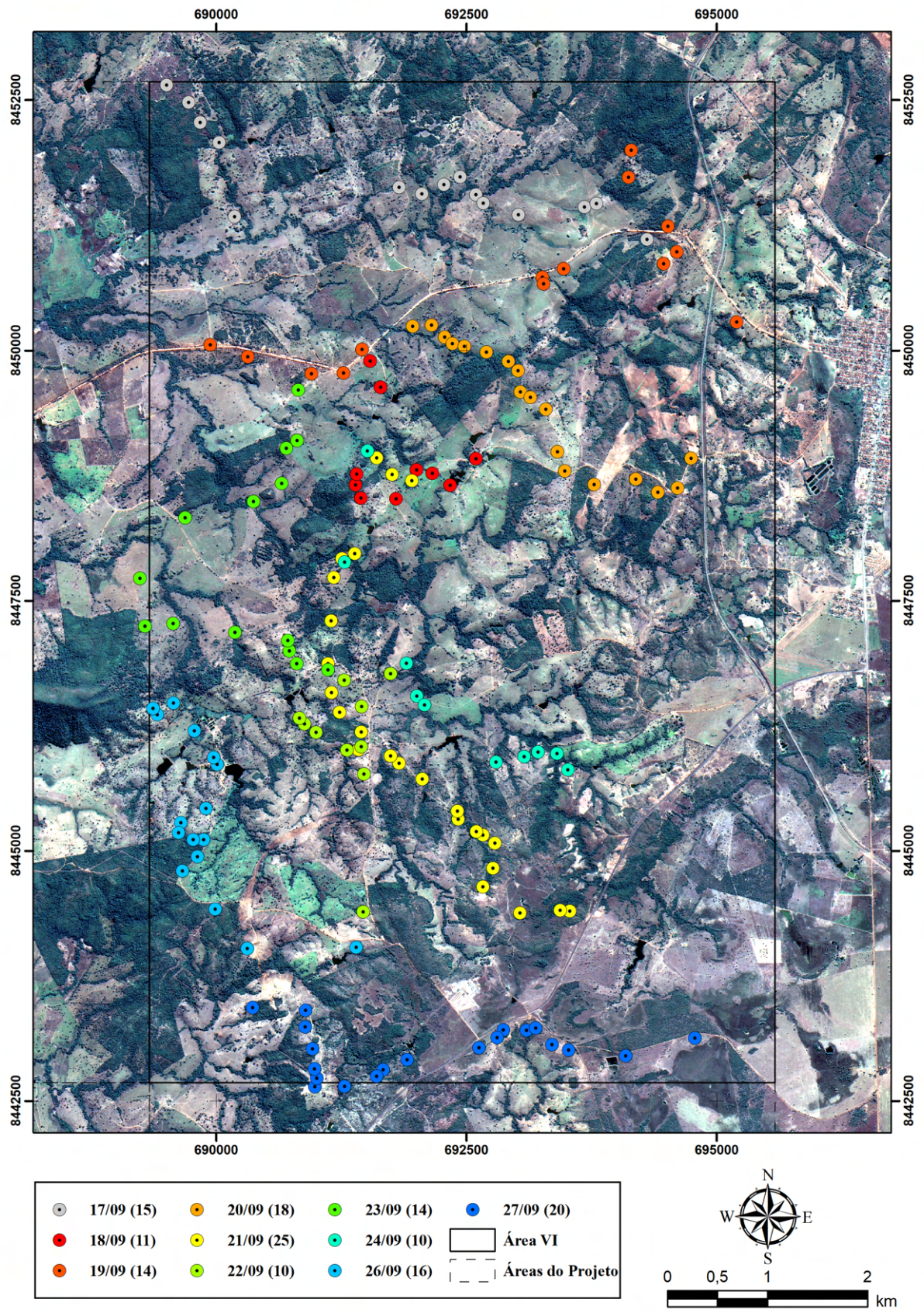


Figura 1.2: Mapa de pontos da Área VI.

1.5 Aspectos Fisiográficos

Os aspectos fisiográficos de uma região estão diretamente ligados à sua geologia. Dessa forma, é importante uma caracterização da geografia física no mapeamento geológico, funcionando como um bom apoio para interpretação e delimitação das unidades litológicas e domínios estruturais. Os aspectos fisiográficos abordados a seguir abrangem clima, geomorfologia, pedologia, vegetação e hidrografia, relativos à área do Projeto Mara Rosa.

1.5.1 Clima

O clima da região é caracterizado como *Aw*, segundo a classificação climática de Köppen-Geiger, ou seja, apresenta dois períodos cujas medidas térmicas e pluviométricas são bem distintas (Figura 1.3). Um período, durante a primavera e o verão, é caracterizado por temperatura quente e aumento das chuvas; o outro, durante o outono e inverno, é caracterizado por redução das chuvas e uma pequena queda térmica.

A região apresenta temperaturas elevadas durante todo o ano, com média anual de aproximadamente 25°C, a partir de uma série de dados de 30 anos observados. As menores temperaturas são registradas entre maio e agosto (período de estiagem), com média de temperaturas mínimas em 20,5°C, e menor nível de precipitação do ano entre os meses de junho a agosto, com média de 3,6 mm. O período chuvoso ocorre entre os meses de outubro a março, com temperaturas mais elevadas, e o mês de dezembro apresenta a maior média de precipitação, com 322 mm.

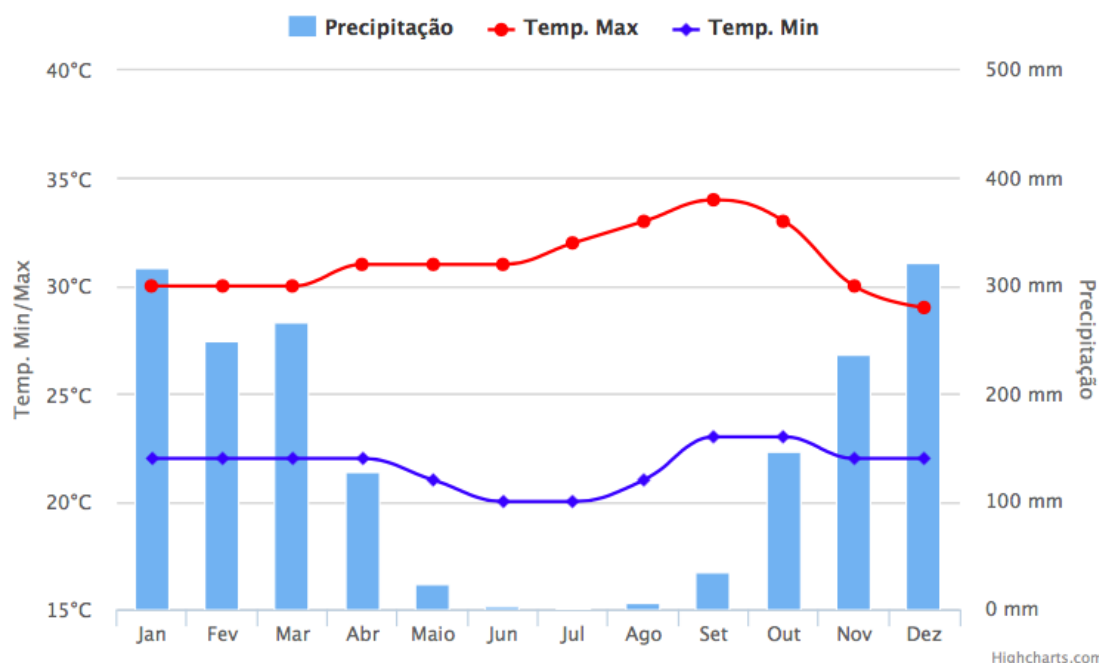


Figura 1.3: Gráfico com a média de precipitação e de temperaturas máximas e mínimas anuais dos últimos 30 anos no município de Mara Rosa. Fonte: Climatempo.

1.5.2 Geomorfologia

A região é caracterizada por um relevo aplainado com desníveis pouco acidentados, sendo a maior parte de sua extensão classificada entre as superfícies regionais de aplainamento (Figura 1.4). A classificação de Superfície Regional de Aplainamento IVC é a dominante na área do projeto (Figura 1.5), com cerca de 80% da área total em um relevo do tipo SRAIVC1(fr), com cotas entre 250 e 400 m e dissecação fraca, desenvolvida sobre rochas pré-cambrianas. O relevo é classificado em SRAIVC1(m) na porção oeste da área, com grau de dissecação médio. Já no extremo leste, encontra-se um relevo SRAIIIA(fr), caracterizado por uma Superfície Regional de Aplainamento IIIA, com cotas entre 700 e 800 m e dissecação fraca. Por fim, em uma pequena porção no extremo nordeste da área, o relevo é caracterizado como SRAIVA(fr), uma Superfície Regional de Aplainamento IVA, com cotas entre 400 e 550 m e dissecação fraca.

Em meio ao terreno aplainado dominante, relevos tipo Planície Fluvial com Padrão Meandri-forme (PMf), presente a sudoeste na Área VII, e Relevo de Morros e Colinas (MC) se destacam. Este último pode ser diretamente relacionado a importantes unidades geológicas da região, como o Granito Faina e o Morro Redondo, a oeste; os cianititos e a Serra de Bom Jesus, da Sequência Mara Rosa, a nordeste; e o Grupo Serra da Mesa, representado pela Serra Amaro Leite, a sudeste.

A Área VI apresenta as superfícies aplainadas, similar ao padrão geral, do tipo SRAIVC1(fr) e SRAIIIA(fr), correspondentes à sequência metavulcanossedimentar Mara Rosa, como também o relevo de Morros e Colinas, associado aos cianititos e a Serra de Bom Jesus.

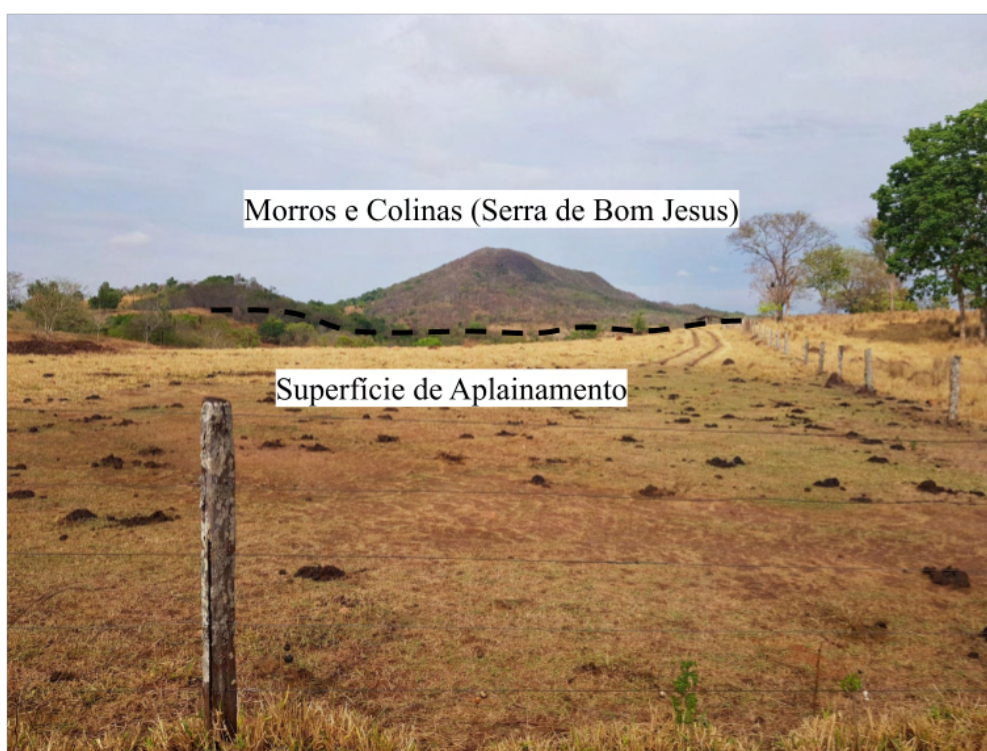


Figura 1.4: Contraste entre o relevo aplainado e o relevo de Morros e Colinas, da Serra de Bom Jesus, presente no limite da Área V e Área VI.

Mapa Geomorfológico Simplificado - Projeto Mara Rosa

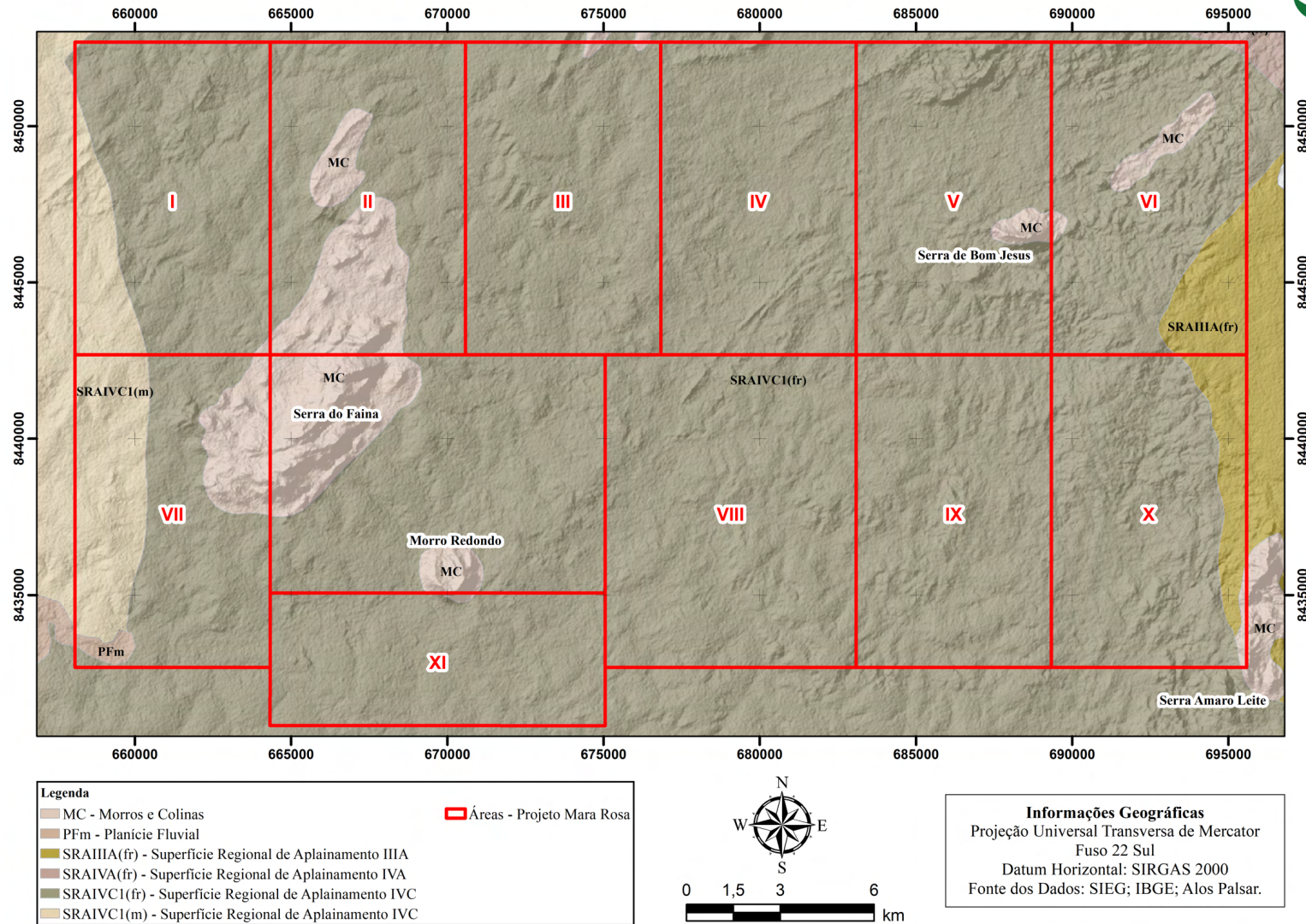


Figura 1.5: Mapa Geomorfológico Simplificado da região de estudo, elaborado a partir de dados vetoriais disponíveis no portal SIEG (2022) e MDE Alos Palsar (ASF, 2022).

1.5.3 Pedologia

A cobertura de solos do Projeto Mara Rosa é classificada, conforme o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS), como: Plintossolo Pétrico concrecionário (FFc); Latossolo Vermelho distrófico (LVd); Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico (LVAd); Neossolo Litólico distrófico (RLd); Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico (PVAd); e Cambissolo Háptico distrófico (CXbd) (Figura 1.7).

Os Cambissolos Hápticos distróficos (CXbd) (Figura 1.6-A) correspondem a 23% da área do Projeto Mara Rosa e são dominantes na Área VI. São solos pouco desenvolvidos, com características do material originário e horizonte diagnóstico B incipiente (Walter, 2006).

Os Neossolos Litólicos distróficos (RLd) correspondem a 3,4% das áreas de estudo. São solos pouco evoluídos, sem horizonte B diagnóstico, quase sem alterações com relação ao material de origem, mantendo uma cobertura incipiente sobre a rocha-mãe (Figura 1.6-B).

Os Plintossolos Pétricos concrecionários (FFc), por sua vez, correspondem a maior parte das áreas do projeto, com cerca de 58% da área total. São solos associados ao relevo aplainado, distróficos, com formação de horizontes concrecionários ou litoplínticos (Figura 1.6-C).

Os Argissolos Vermelho-Amarelos distróficos (PVAd) correspondem a, aproximadamente, 2% da área do Projeto Mara Rosa, e podem ser caracterizados como solos com horizonte diagnóstico B textural (Bt) e argila de baixa atividade (Tb) abaixo dos horizontes A ou E. Estes solos possuem uma coloração tipicamente vermelha-amarelada, sendo estruturados e levemente ácidos.

Os Latossolos Vermelho-Amarelos distróficos (LVAd) abrangem apenas 1,5% da área do projeto, presentes somente nas Áreas VI e X. São solos significativamente evoluídos, caracterizados por um perfil muito espesso, não hidromórfico, com horizonte subsuperficial B weathering (Bw) abaixo de um horizonte A. Os Latossolos Vermelhos distróficos também ocorrem na área do projeto, em cerca de 12%, restrito às subáreas a oeste.

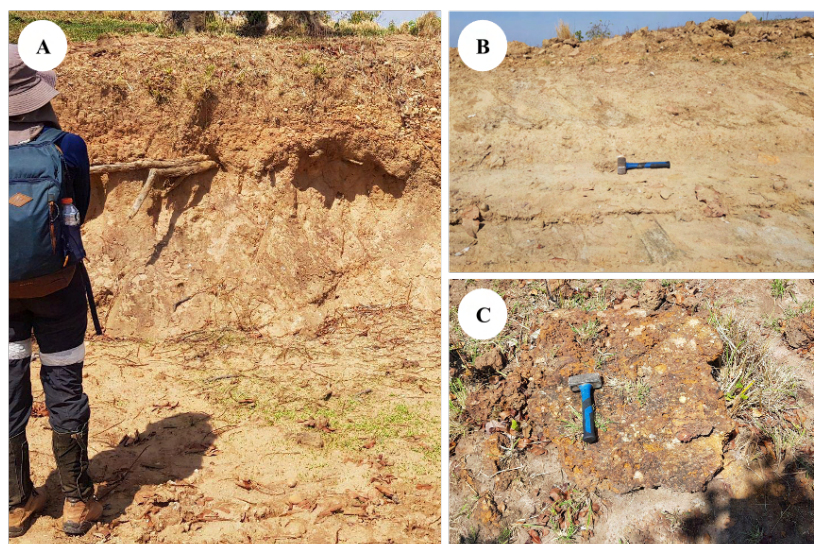


Figura 1.6: Solos observados, em campo, na Área VI. (A) Cambissolo Háptico; (B) Neossolo Litólico; (C) Concreção laterítica associada ao Plintossolo Pétrico.

Mapa Pedológico Simplificado - Projeto Mara Rosa

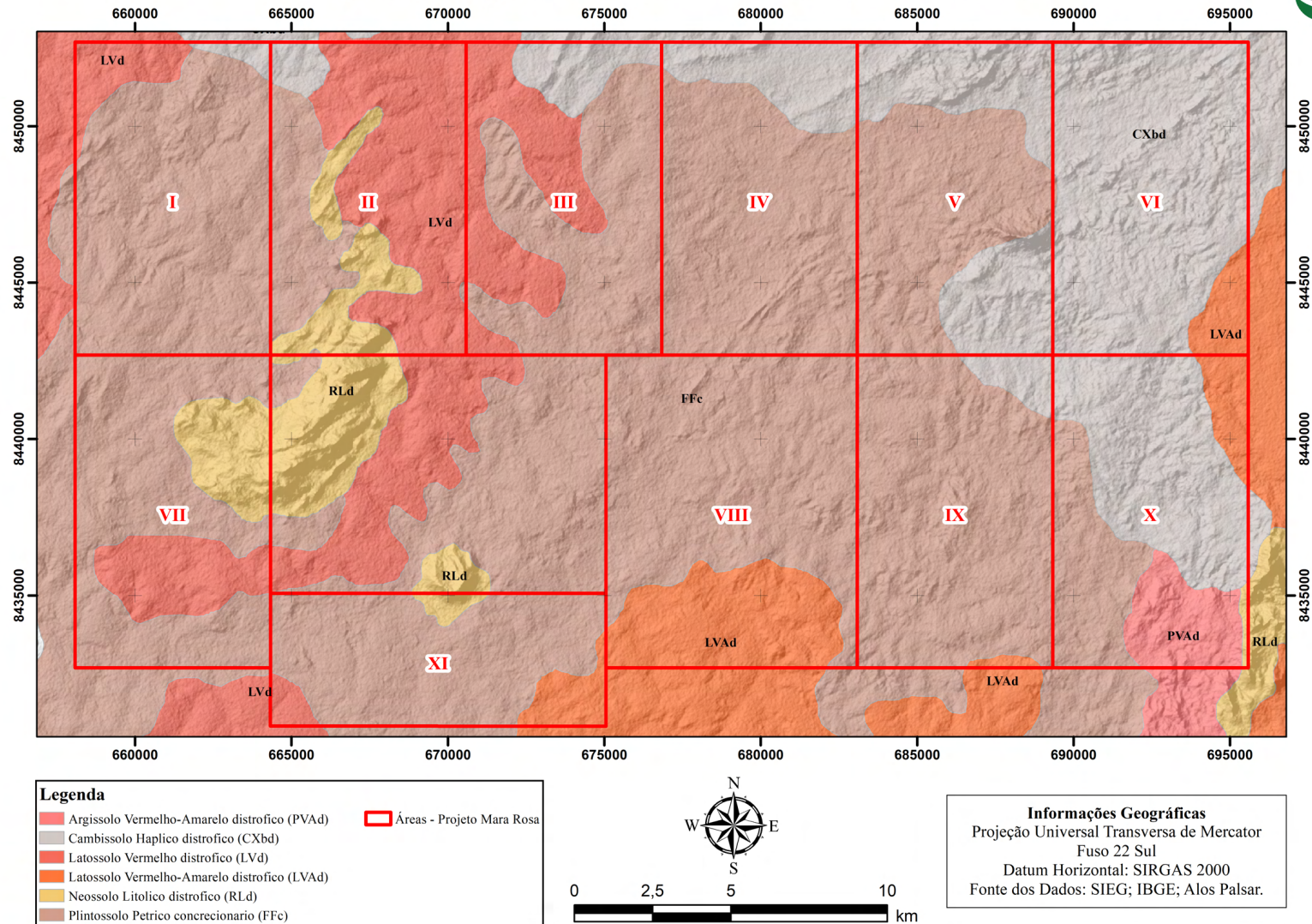


Figura 1.7: Mapa Pedológico Simplificado do Projeto Mara Rosa. Fonte dos dados: portal SIEG (2022).

1.5.4 Vegetação e Ocupação de Solo

A cobertura vegetal das áreas de estudo corresponde ao bioma Cerrado, tipicamente com formações savânicas e florestais, e pode apresentar as seguintes fitofisionomias: Savana Arborizada com Mata de Galeria; Savana Arborizada sem Mata de Galeria; Savana Florestada; e Floresta Estacional Semidecidual Aluvial (Figura 1.9).

A Savana Arborizada com Mata de Galeria (Figura 1.8-A), dominante nas áreas do projeto, acompanha cursos d'água em regiões aplainadas. A Savana Arborizada sem Mata de Galeria e a Savana Florestada podem ser encontradas em relevos de mais alto topográfico, como Morros e Colinas. As formações savânicas (Figura 1.8-B) são caracterizadas pelo aspecto xeromórfico de vegetações arbustivas-arbóreas, com estrato herbáceo expressivo. Com ocorrência limitada, a Floresta Estacional Semidecidual Aluvial corresponde a uma vegetação de maior porte, com perda parcial de folhas, associada às margens do Rio Formiga.

Na área do projeto, o principal uso do solo destina-se à agropecuária, com a pecuária de gado leiteiro e pecuária de corte, de maioria familiar. Os pastos ocupam a maior parte da cobertura de solo das áreas do projeto (Figura 1.8-C) e, normalmente, localizam-se nas porções de relevo aplainadas, onde o manejo é facilitado. As lavouras são, na maior parte, para a produção de grãos e tubérculos, principalmente açafrão (Figura 1.8-D), e estão localizadas em áreas entre os pastos.

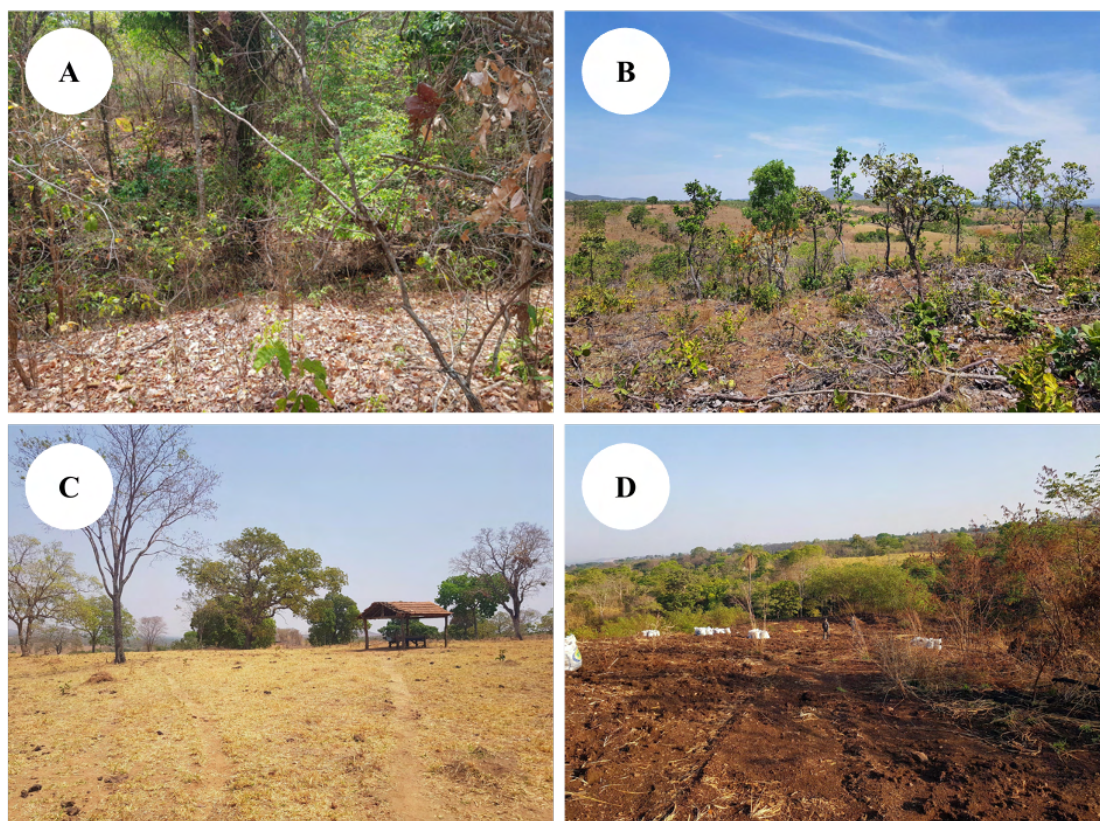


Figura 1.8: Vegetação e utilização do solo presente na Área VI. (A) Mata de Galeria; (B) Formações savânicas típicas do Cerrado; (C) Área de Pastagem; (D) Plantação de Açafrão.

Mapa de Vegetação Simplificado - Projeto Mara Rosa

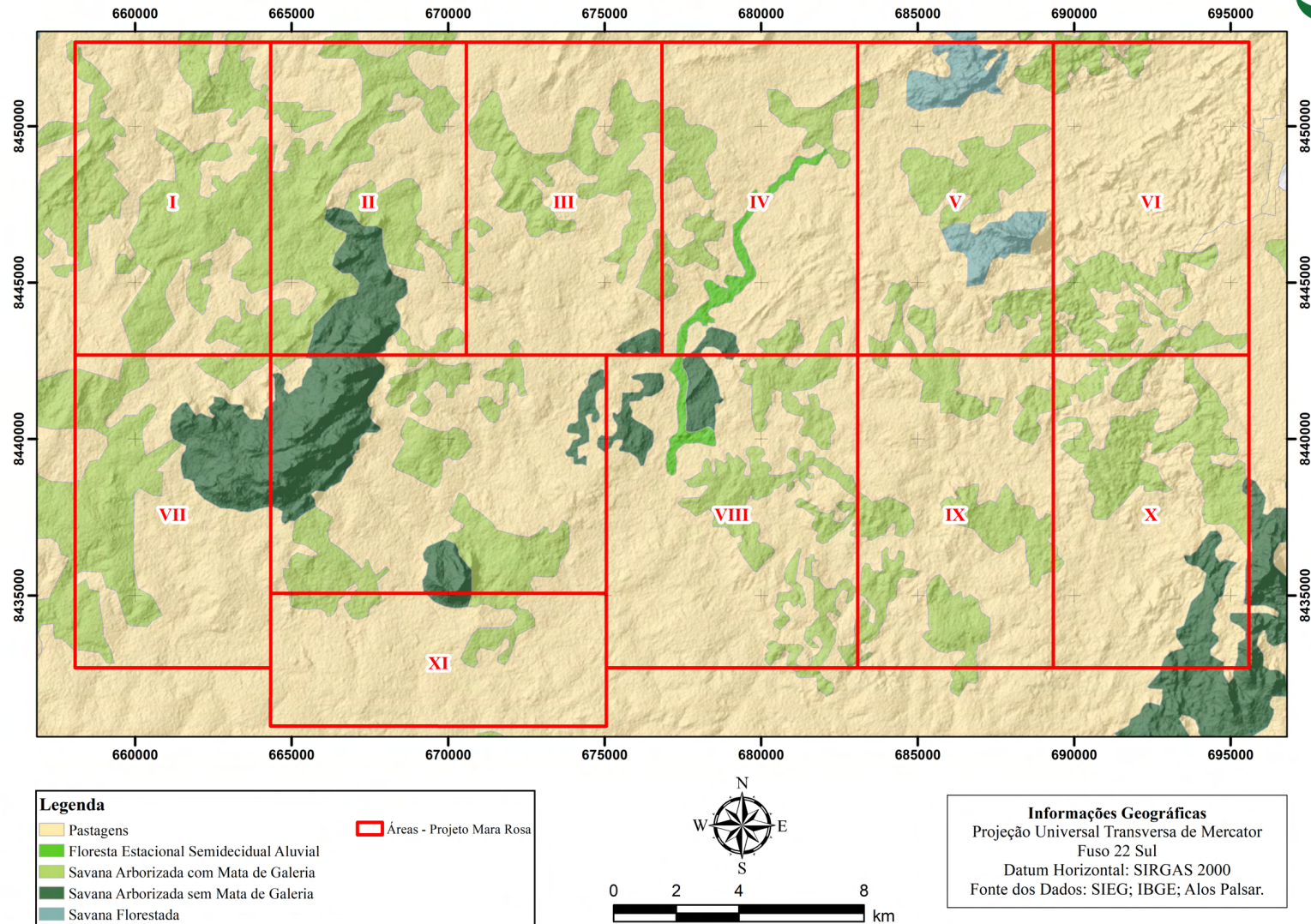


Figura 1.9: Cobertura vegetal do Projeto Mara Rosa. Fonte dos dados: portal SIEG (2022).

1.5.5 Hidrografia

As áreas do projeto estão distribuídas em quatro bacias hidrográficas: Córrego Armador, Santa Maria, Rio Formiga e Rio do Ouro (Figura 1.11). Além disso, são encontradas quatro regiões hidrográficas definidas a partir dos seus principais cursos d'água: Rio Tocantins, onde se encontram a Foz do Rio Bagagem e Rio Maranhão; e Rio dos Bois, onde estão a Foz Ribeirão Santa Maria e Rio Formiga; Foz do Rio Formiga e Córrego Taquarucu; e, por fim, Foz Rio Pouso Alto.

Os principais rios da região são o Rio dos Bois e o Rio Formiga, com direção preferencial NE-SW e padrão sub-paralelo, indicando um forte controle estrutural. Os canais de drenagem secundários (Figura 1.10) apresentam padrão dendrítico, com densidade variável, e são frequentemente intermitentes, controlados pela sazonalidade do clima da região.



Figura 1.10: Hidrografia da Área VI, observada em campo. (A) Drenagem efluente do Córrego Catangu; (B) Drenagem efluente do Córrego das Vertentes; (C) Drenagem intermitente, em fase seca; (D) Ribeirão das Antas.

Mapa Hidrográfico Simplificado - Projeto Mara Rosa

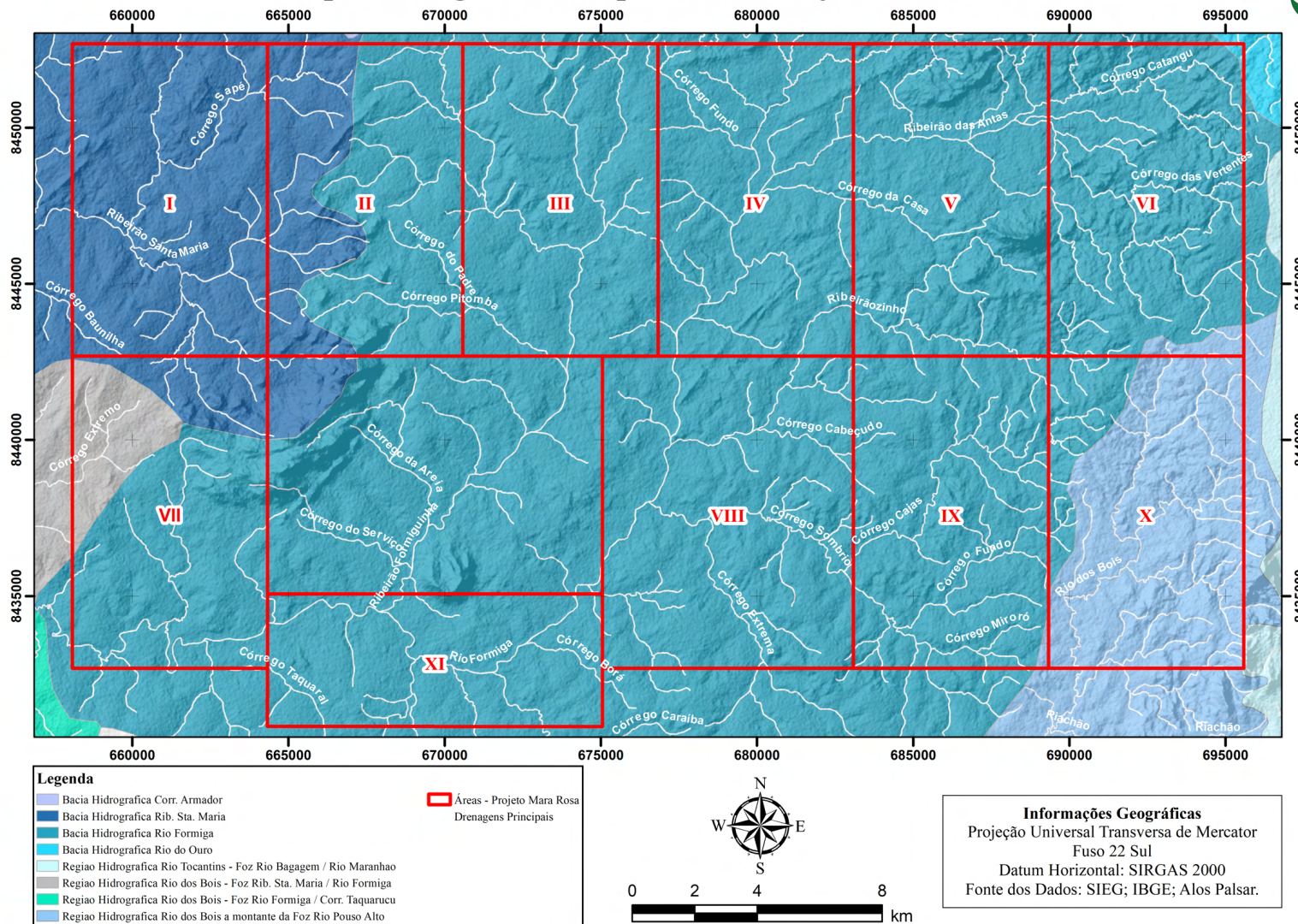


Figura 1.11: Hidrografia do Projeto Mara Rosa. Fonte dos dados: portal SIEG (2022).

Capítulo 2

Contexto Geológico Regional

A área de estudo está contida no contexto regional da Província Tocantins (Figura 2.1), localizada na porção central do Brasil, entre os crátons São Francisco, a leste, e Amazônico, a oeste, e é delimitada a norte pela Bacia do Parnaíba e a sul, pela Bacia do Paraná (Almeida *et al.*, 1977, 1981). Esta província representa um orógeno de grandes dimensões desenvolvido no Ciclo Orogenético Pan-Africano/Brasiliano, durante o Neoproterozoico e Eocambriano, decorrente da almagação dos crátons São Francisco e Amazônico, e do Bloco Paranapanema, na porção oeste do supercontinente Gondwana. Esse evento resultou na formação de três cinturões orogênicos: (i) Paraguai, na porção sudoeste; (ii) Araguaia, na porção noroeste; e (iii) Brasília, que contorna a margem oeste do cráton do São Francisco (Pimentel *et al.*, 2000).

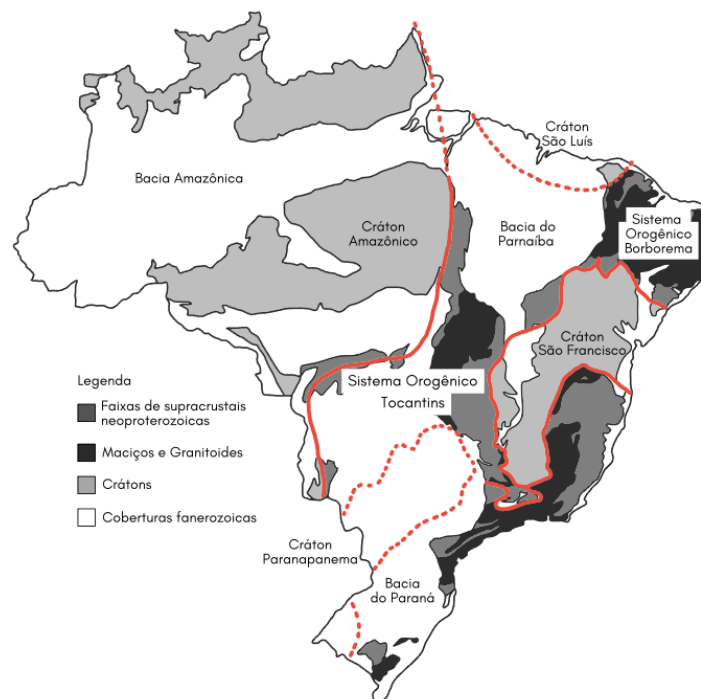


Figura 2.1: Compartimentação geotectônica no Ciclo Brasiliano, destacando os crátons, bacias e sistemas orogênicos. Adaptado de Hasui *et al.* (2012)

2.1 Orógeno Brasília

O Orógeno Brasília (Figura 2.2) compreende um sistema complexo de dobramentos e cavalgamentos de idade neoproterozoica, com mais de 1000 km de extensão em direção aproximadamente N-S, através dos estados de Minas Gerais, Goiás, Distrito Federal e Tocantins (Fonseca *et al.*, 1995). Apresenta compartimentação tectônica no sentido norte-sul e leste-oeste. Esta compartimentação corresponde às seguintes divisões: i) Norte-Sul, composta por dois segmentos, um Setentrional (Porção norte) e outro Meridional (Porção sul), que se unem na estrutura conhecida como Sintaxe dos Pirineus (Araújo Filho, 2000); ii) Leste-Oeste, tradicionalmente representada pelas zonas Cratônicas, Interna, Externa e pelas unidades geotectônicas do Arco Magmático Goiás e Maciço de Goiás (Fuck *et al.*, 1994).

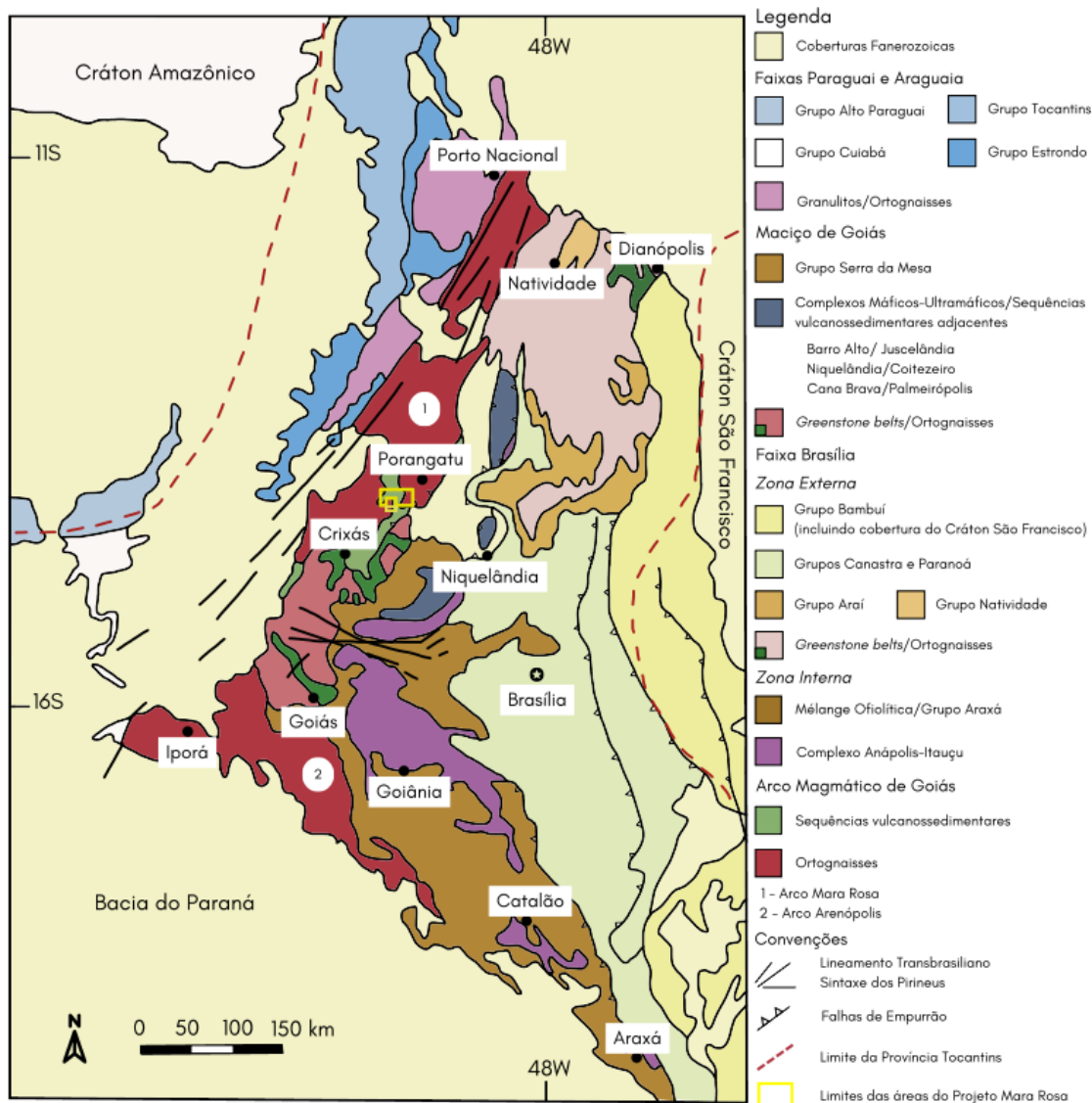


Figura 2.2: Compartimentação do Orógeno Brasília, mostrando os limites das áreas do Projeto Mara Rosa. Adaptado de Oliveira *et al.* (2016).

A Zona Cratônica é constituída pelos grupos Bambuí e Vazante (Dardenne 1981, 2000), interpretada como um domínio autóctone onde o embasamento não está envolvido na deformação. É limitada pela Faixa Brasília Externa, com o limite indicado por falhas de empurrão de baixo a médio ângulo, que expõem as unidades mesoproterozoicas do Grupo Paranoá e Grupo Canastra (Uhlein *et al.*, 2012).

Em sua Zona Externa estão presentes unidades metassedimentares meso-neoproterozoicas (grupos Araí, Natividade, Paranoá e Canastra), assim como porções do embasamento arqueano-paleoproterozoico (Uhlein *et al.*, 2012). A Zona Interna inclui unidades dos grupos Araxá e Serra da Mesa, além de porções do seu embasamento fortemente envolvidas na tectônica brasileira (Pimentel *et al.*, 2000) e, localmente, complexos máfico-ultramáficos granulíticos (Ferreira Filho *et al.*, 1994) e sequências metavulcanossedimentares (Pimentel *et al.*, 2000).

O Maciço de Goiás é interpretado inicialmente pelo trabalho de Fuck *et al.* (1994) como um microcontinente acrescido durante o ciclo orogênico Brasileiro, porém seu significado tectônico permaneceu complexo. Atualmente, a interpretação mais recente, do trabalho de Cordeiro & Oliveira (2017), a partir de evidências geológicas, geocronológicas e geofísicas de amalgamação entre o maciço e o Cráton São Francisco no Paleoproterozoico (2.19 a 2.04 Ga), sugere que o Maciço representa uma extensão pericratônica nas margens oeste do cráton São Francisco.

2.2 Arco Magmático Goiás

O Arco Magmático Goiás é caracterizado por ortognaisses e sequências metavulcanossedimentares neoproterozoicas, com assinaturas geoquímicas e isotópicas características de arcos vulcânicos (Kuymjian *et al.*, 2008). Rochas graníticas sin-tectônicas até tardi e pós tectônicas também são frequentes ao longo de cisalhamentos transcorrentes (Fuck *et al.*, 1994). O arco encontra-se bem exposto na porção oeste de Goiás, entre Sanclerlândia e Bom Jardim de Goiás, de onde se estende para norte, até a região de Mara Rosa-Porangatu, no noroeste de Goiás.

O arco é subdividido em duas porções com direções distintas: (i) o segmento Mara Rosa, ao norte da faixa e direção NNE, e (ii) o segmento Arenópolis, ao sul e direção NNW (Oliveira *et al.*, 2016). Seu limite leste na porção norte é representado pela Falha Rio dos Bois, que o coloca em contato com a Sequência Campinorte e Serra da Mesa. A oeste, seu contato está relacionado ao Lineamento Transbrasiliano, formado por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais (Figura 2.3).

As estruturas mais penetrativas do segmento Mara Rosa são zonas de cisalhamento de empurrão ou reversas com vergência para SE que, por sua vez, separam a Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa dos terrenos granito-*greenstone* de Crixás-Hidrolina e da sequência metassedimentar do Grupo Serra da Mesa.

2.3 Arco Magmático Mara Rosa

O segmento Mara Rosa, onde encontram-se as áreas do projeto, é representado por ortognaisses tonalíticos/dioríticos e sequências metavulcanossedimentares com intrusões de corpos graníticos/dioríticos tardi a pós-tectônicos (Oliveira *et al.*, 2016). As sequências metavulcanossedimentares são representadas principalmente por associações de metabasaltos, metatufos intermediários a félsicos, metaultramáficas, metagrauvas finas a médias, metacherts, formações ferríferas, além de grande variedade de metassedimentares psamo-pelíticas (Oliveira, 2009).

Segundo Junges *et al.* (2002), as associações supracrustais no arco Mara Rosa possuem uma maior quantidade de sedimentos detríticos em detrimento das rochas vulcânicas félsicas a intermediárias, enquanto que no arco de Arenópolis, os sedimentos detríticos são menos volumosos e as rochas vulcânicas andesíticas a dacíticas são predominantes.

Além disso, os granitos pós-orogênicos de Arenópolis são metaluminosos do tipo I e A, sendo que em Mara Rosa, essas rochas tardias/pós-orogênicas são tipicamente leucocráticas e comumente apresentam muscovita primária, indicando sua natureza aluminosa (Junges *et al.*, 2002). Em ambos casos, entretanto, o evento magmático tardio a pós-magmático é tipicamente bimodal e interpretado como contemporâneo ao soerguimento, extensão e denudação do Orógeno Brasília (Pimentel *et al.*, 1996 *in* Junges *et al.*, 2002).

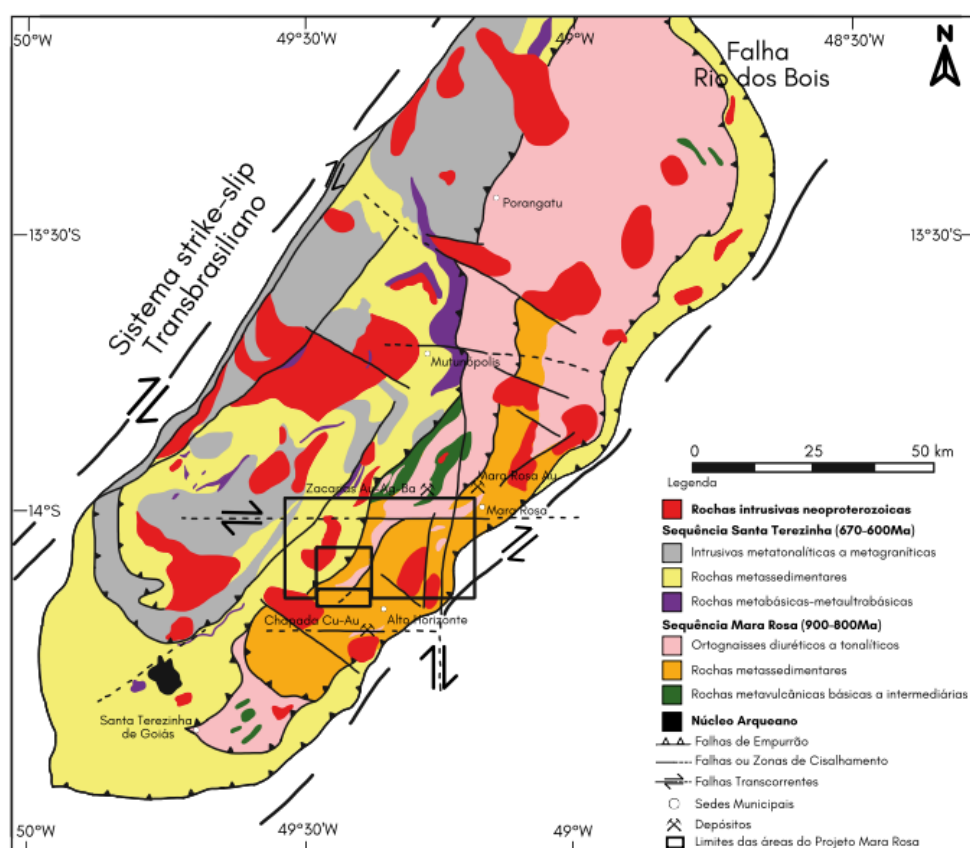


Figura 2.3: Mapa Geológico do Arco Magmático Goiás, mostrando as sequências metavulcanossedimentares Santa Terezinha (670-600 Ma) e Mara Rosa (900-800 Ma) e localização das áreas do Projeto Mara Rosa. Adaptado de Oliveira *et al.* (2016).

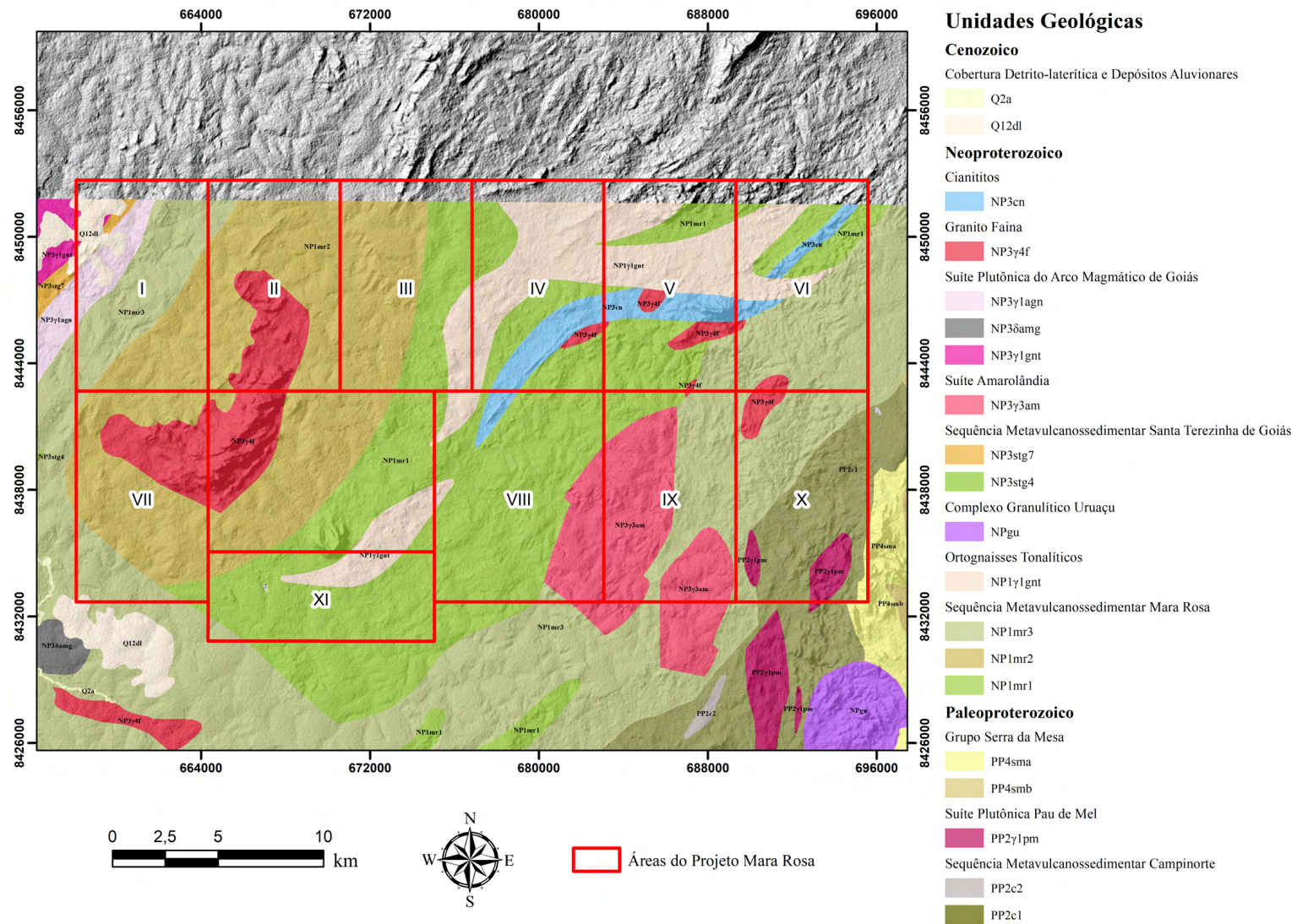


Figura 2.4: Unidades geológicas presentes nas áreas do Projeto Mara Rosa, segundo dados da CPRM - Folha Campinorte e Santa Terezinha (2007).

Tabela 2.1: Siglas e unidades descritas na Folha Campinorte (2007).

Unidades Geológicas - Folha Campinorte (2007)		
Cenozoico	Q2a	Depósitos aluvionares.
	Q12dl	Coberturas detrítico-lateríticas.
Neoproterozoico	NP3cn	Cianititos, cianita quartzitos, cianita-quartzo-muscovita xistos.
	NP3γ1agn	Augen gnaiss granítico a tonalítico.
	NP3δamg	Gabro e diorito.
	NP3γ1gnt	Biotita-hornblenda gnaiss e epidoto-hornblenda gnaiss.
	NP3γ3am	Metatonalitos, metagabros e metaquartzo dioritos.
	NP3stg7	Muscovita-quartzo xisto branco a cinza claro, magnetita-muscovita xisto, com intercalações de formação ferromanganesífera.
	NP3stg4	Clorita-muscovita-quartzo xisto, com variações para clorita-quartzo xisto, granada-clorita quartzo xisto, magnetita-clorita xisto, carbonato-clorita xisto.
	NPgu	Kinzigitos, biotita gnaisses, migmatitos e granitos porfíricos anatéticos associados a corpos subordinados de talco xisto, clorita-talco xisto, clorita-actinolita xisto.
	NP1γ1gnt	Ortognaisses tonalíticos (biotita gnaisses).
	NP1mr3	Granada-estauroлита-plagioclásio-quartzo-muscovita-biotita xisto, cianita-granada-biotita xisto, biotita-quartzo xisto, metachert e gonditos.
	NP1mr2	Metavulcânicas básicas: estauroлита-cianita anfibolito, quartzo epidositos, gedrita-antofilita xisto, granada anfibolito, biotita anfibolito. Metavulcânicas ácidas: biotita-microclínio gnaisses, epidoto-biotita-plagioclásio gnaisses, muscovita-plagioclásio gnaisses. Metassedimentares psamo-pelíticas: pirita-quartzo-sericita xistos, muscovita-biotita xisto feldspático, muscovita-biotita xisto feldspático.
NP1mr1	Granada-muscovita-biotita xisto, quartzo-muscovita-cianita xisto, pirita-clorita-sericita xisto, intercaladas por metavulcânicas básicas a intermediárias.	
Mesoproterozoico	PP4sma	Muscovita-quartzo xisto, quartzitos finos a médios e muscovita quartzitos.
	PP4smb	Clorita-muscovita-quartzo xisto, biotita-muscovita xisto, granada-muscovita xisto, magnetita-clorita-muscovita xisto, quartzo xisto e quartzito.
	PP2γ1pm	Milonito granítico, gnaiss tonalítico, protomilonito tonalítico e metatonalito hidrotermalizado.
	PP2c2	Metavulcânicas ácidas (metariodacito e metariolito) e metatufos.
	PP2c1	Quartzito, muscovita quartzito e quartzo-mica xisto, muscovita xisto, clorita-muscovita com ou sem granada, clorita-biotita-carbonato xisto.

2.4 Contexto Geológico do Projeto Mara Rosa

As unidades geológicas que compõem o Projeto Mara Rosa são, em ordem da mais antiga para a mais recente: (i) Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte, (ii) Suíte Pau de Mel, (iii) Complexo Granulítico Uruaçu, (iv) Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, (v) Ortognaisses Mara Rosa, que incluem a Suíte Amarolândia (vi) Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás, (vii) Granito Faina e (viii) Cianititos (Figura 2.4 e Tabela 2.2) (Oliveira *et al.*, 2007); Fuck *et al.*, 2007). O posicionamento cronoestratigráfico do Grupo Serra da Mesa é controverso, porém correlações geocronológicas realizadas por Cordeiro (2014), sugerem que os metassedimentos do Grupo Serra da Mesa associados ao Domínio Campinorte são do meso-neoproterozoico.

Tabela 2.2: Compilado de idades para as unidades. Ma, milhões de anos; Ga, bilhões de anos. T_{DM} , idade modelo do manto depletado.

Unidade	Idade	Material
Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte	U-Pb em zircão: 2180-2160 Ma (Giustina <i>et al.</i> , 2009)	Metagranitos (Giustina <i>et al.</i> , 2009)
Suíte Pau de Mel	U-Pb em zircão: 2,17 Ga $T_{DM}(Sm-Nd)$ entre 2,2 e 2,4 Ga (Oliveira <i>et al.</i> , 2007)	Metagranito (Oliveira <i>et al.</i> , 2007)
Complexo Granulítico Uruaçu	U-Pb em zircão: 2,14-2,08 Ga (Cordeiro, 2014)	Granulitos Máficos (Cordeiro, 2014)
Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa	U-Pb em zircão: 930-890 Ma $\epsilon Nd = +2,2$ a $+5,9$ $T_{DM}(Nd)$ entre 0,92 e 1,21 Ga (Oliveira <i>et al.</i> , 2016)	Metavulcanoclástica (Oliveira <i>et al.</i> , 2016)
	U-Pb em zircão: 916 ± 8 Ma $\epsilon Nd = +5,4$ $T_{DM}(Nd)$ Sm-Nd 0,97 Ga (Matteini <i>et al.</i> , 2010)	Metassedimentar arcoesana (Matteini <i>et al.</i> , 2010)
Ortognaisses Mara Rosa (Suíte Amarolândia)	U-Pb em zircão: 890-848 Ma $\epsilon Nd = +2,3$ a $+6,9$ $T_{DM}(Nd)$ entre 0,81 e 1,12 Ga (Ferreira, 2020)	Metadioritos (Ferreira, 2020)
Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás	U-Pb em zircão: 670 ± 4 Ma $T_{DM}(Nd)$ entre 0,8 e 1,9 Ga (Oliveira <i>et al.</i> , 2007)	Andesito pórfiro (Oliveira <i>et al.</i> , 2007)
Granito Faina	U-Pb em zircão: 576 ± 6 Ma $T_{DM}(Sm-Nd)$ entre 1,1 e 1,5 Ga (Junges <i>et al.</i> , 2002, 2003)	Biotita granitos e leucogranitos (Oliveira <i>et al.</i> , 2007)
Cianititos	U-Pb em rutilo: $570 \pm 5,6$ Ma (Joffily, 2006)	Muscovita-cianita quartzito (Joffily, 2006)

2.5 Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte

A Sequência Campinorte consiste de uma unidade com natureza sedimentar e vulcânica associada a rochas intrusivas ácidas de composição tonalítica a granítica. Esta unidade é interpretada como parte do embasamento arqueano-paleoproterozoico do Orógeno Brasília, formado anteriormente ao evento orogênico Brasileiro (Giustina, 2007).

Os litotipos mais frequentes na sequência incluem metapsamitos, metapelitos e rochas metassedimentares químicas. Metavulcânicas ácidas podem ocorrer como espessos pacotes ou como lentes intercaladas nas rochas metassedimentares. Rochas piroclásticas ácidas, riolitos e riodacitos porfiríticos, são os litotipos vulcânicos mais representativos dessa sequência. Intercalações de rochas metaultramáficas, anfíbolito fino e epidoto anfíbolito ocorrem subordinados. Os equivalentes plutônicos do vulcanismo presente na sequência são representados por tonalitos, granodioritos e granitos (Oliveira *et al.*, 2007). Os principais corpos graníticos são representados pelas intrusões Mundinho e Viúva, que abrigam depósitos de ouro relacionados às zonas de cisalhamento transcorrentes (Oliveira *et al.*, 2004).

Giustina *et al.* (2009) definem a idade máxima deposicional de 2190 Ma na unidade supracrustal, sugerindo que as rochas metassedimentares foram geradas a partir da erosão do arco paleoproterozoico periférico. As idades U-Pb em zircões para as rochas graníticas no mesmo trabalho apresentam idades variando de 2,18 a 2,16 Ga e, portanto, indicam contribuição mínima ou ausência de crosta arqueana na gênese das rochas graníticas (Giustina *et al.*, 2009).

2.6 Suíte Pau de Mel

A Suíte Pau de Mel compreende um conjunto de rochas plutônicas ácidas deformadas e metamorfizadas em fácies xisto verde a anfíbolito, tratando-se de granitos e tonalitos. De acordo com Oliveira *et al.* (2007), tais rochas provavelmente constituem equivalentes plutônicos do vulcanismo ácido da Sequência Campinorte (Oliveira *et al.*, 2007).

As rochas dessa suíte podem apresentar tanto foliação milonítica quanto bandamento gnáissico de direção NNE, sendo que o grau de milonitização pode variar. Além das bandas de quartzo e feldspato, a foliação é definida pelas faixas estreitas e anastomosadas de biotita e muscovita. Em relação aos aspectos texturais, essas rochas podem apresentar textura granoblástica, além de porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio e textura diablástica dos produtos de alteração do plagioclásio, como epidoto e zoisita (Oliveira *et al.*, 2007).

Além disso, essa suíte apresenta fácies de alteração hidrotermal, caracterizada por domínios reliquias com texturas metamórficas preservadas, além de textura diablástica de sericita, epidoto, carbonato e disseminações de pirita. O metagranito Mundinho foi datado pelo método U-Pb em zircão e foi obtida a idade de 2,17 Ga para essa unidade. Além disso, o método Sm-Nd obteve a idade modelo T_{DM} de 2,2 a 2,4 Ga (Oliveira *et al.*, 2007).

2.7 Complexo Granulítico Uruaçu

O Complexo Granulítico Uruaçu consiste de para- e ortognaisses, máficos a intermediários, metamorfizados em fácies anfibolito a granulito aflorantes principalmente entre as cidades de Uruaçu e Campinorte, sendo limitado a oeste pelo complexo de Hidrolina e a Sequência Campinorte (Lacerda Filho *et al.*, 2000; Oliveira *et al.*, 2007). Caracteriza um evento magmático neoproterozoico contemporâneo ao metamorfismo de alto grau, ocorrido no interior do Maciço de Goiás em função da colisão dos crátoms Amazônico e São Francisco na orogênese Brasileira (Giustina, 2007).

Esta unidade é composta por kinzigitos, biotita gnaisses, migmatitos e granitos porfíricos anatólicos, além de pequenos fragmentos de corpos metaultrabásicos (talco xisto, clorita-talco xisto, clorita-actinolita xisto) e intrusões metabásicas de dimensão variável e composição gabronorítica (Oliveira *et al.*, 2007).

O Complexo é majoritariamente composto de ortognaisses com idade entre 690 Ma a 650 Ma. Esse magmatismo tardio apresenta uma assinatura de contaminação crustal, com valores ϵNd negativos, diferente das rochas do Arco Mágmatco Goiás (Giustina, 2007).

2.8 Grupo Serra da Mesa

O Grupo Serra da Mesa é uma sequência metassedimentar psamo-pelítica constituída de quartzitos finos a médios, quartzo xistos, clorita-muscovita-quartzo xisto, magnetita-clorita-muscovita xisto e granada-clorita-muscovita xisto cujas paragêneses metamórficas indicam metamorfismo da fácies xisto verde, transição entre as zonas da clorita e da biotita/granada (Oliveira *et al.*, 2007). Essa unidade possui um limite tectônico definido pela Falha Rio dos Bois que separa os terrenos vulcano-sedimentares de Mara Rosa, a oeste, das rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa e seu embasamento siálico a leste (Viana *et al.*, 1995).

Nessa unidade ocorre associação de metamargas e metacalcários dolomíticos de granulação fina a média e macroestrutura bandada e/ou laminada realçada pela alternância de domínios brancos com predominância de carbonato e cinzas com maior proporção de flossilicatos (Oliveira *et al.*, 2007).

O posicionamento cronoestratigráfico desta unidade é controverso, e, a partir de sua distribuição e associação faciológica, é correlacionada ao Grupo Araí (Marques, 2009); Pimentel *et al.*, 2010), tendo idade máxima de deposição de 1.55 a 1.77 Ga (Marques, 2009), porém ainda não foram apresentados dados consistentes que comprovem essa hipótese (Martins-Ferreira *et al.*, 2018). Entretanto, Cordeiro *et al.* (2014) enquadraram esta unidade como de idade meso-neoproterozoica. No contexto do Projeto Mara Rosa, o Grupo Serra da Mesa encontra-se depositado acima da Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte.

2.9 Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa

A Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa foi inicialmente descrita por Arantes *et al.* (1991) como três faixas de direção NNE e mergulho NW, sendo elas leste, central e oeste. Essa unidade é constituída por uma grande variedade de rochas metamórficas em fácies xisto verde a anfibolito, como metabasaltos, metatufos intermediários a félsicos, metadacitos, metandesitos, metariolitos, metaultramáficas, metagrauvacas, metacherts, formações ferríferas, gonditos, metassedimentares pelíticas/psamíticas, dentre elas xistos e quartzitos, além de rochas de origem hidrotermal (Viana *et al.*, 1995; Oliveira *et al.*, 2016; Ferreira, 2020).

De acordo com Oliveira *et al.* (2007), as faixas leste e central descritas por Arantes *et al.* (1991) são as subunidades metavulcânicas-metassedimentares e metavulcânicas máficas, respectivamente. A faixa oeste, caracterizada por um espesso pacote de metassedimentos, foi considerada parte da unidade Sequência Santa Terezinha, sendo mais recente que a Sequência Mara Rosa (Viana *et al.*, 1995; Oliveira *et al.*, 2016).

Os anfibolitos da Sequência Mara Rosa possuem três afinidades tectônicas distintas, sendo elas associadas a: (i) arcos oceânicos, (ii) bacias de back-arc e (iii) bacias de forearc. (Richardson *et al.*, 1986; Kuyumjian, 1989). Essas afinidades são inferidas a partir das assinaturas geoquímicas e associações com outros tipos de rochas, como no caso dos boninitos, de ambientes de forearc (Palermo, 1996). Os boninitos são rochas com altos teores de MgO ($\geq 6\%$) e CrO (≥ 900 ppm) e baixo teor de TiO₂, normalmente associadas a metassedimentares químicas (cherts, gonditos e formações ferríferas) e pelíticas (Ferreira, 2020).

A datação de uma rocha metavulcanoclástica da Sequência Mara Rosa revelou idade de U-Pb em zircão de 930 a 890 Ma, ϵ Nd de +2,2 a +5,9 e idade modelo T_{DM} (Nd) entre 0,92 e 1,21 Ga. Já a datação de uma rocha metassedimentar arcoseana da sequência indicou idade de U-Pb em zircão de 916 ± 8 Ma, ϵ Nd de +5,4, ϵ Hf de +8 a +10 e idade modelo T_{DM} (Nd) de 0,97 Ga (Matteini *et al.*, 2010; Oliveira *et al.*, 2016).

2.10 Ortognaisses Mara Rosa

Os Ortognaisses Mara Rosa abrangem um conjunto de rochas intermediárias a félsicas, de composição predominantemente tonalítica, podendo ser diorítica e, subordinadamente, granodiorítica. A composição de SiO₂ desses gnaisses varia entre 52 a 69%, estando dentro do espectro diorito-granodiorito-granito. Os gnaisses tonalíticos são rochas de granulação média, tonalidade cinza claro a médio e possuem, além de plagioclásio e quartzo, biotita, feldspato potássico e, por vezes, hornblenda, com arranjo granoblástico (Oliveira *et al.*, 2007; Ferreira, 2020).

Os gnaisses dessa unidade podem apresentar um bandamento gnáissico bem desenvolvido, com bandas milimétricas a centimétricas. Esse bandamento é realçado pela alternância de bandas quartzo feldspáticas com diferentes proporções de biotita e anfibólio. Além disso, essas rochas apresentam localmente texturas e estruturas plutônicas reliquias (Viana *et al.*, 1995; Oliveira *et al.*, 2007; Ferreira, 2020).

Destacam-se entre essas rochas, intrusões batolíticas de tonalitos pouco ou não deformados de granulação média, descritos como Suíte Amarolândia (Oliveira *et al.*, 2007). Os litotipos mais representativos da Suíte Amarolândia possuem macroestrutura isótropa a ligeiramente foliada, podendo apresentar uma profoliação milonítica na borda dos corpos.

A classificação geoquímica dessas rochas é metaluminosa a calci-alcalina, sendo consideradas rochas primitivas manto-derivadas. Essas suítes de rochas ocorrem predominantemente em ambientes de arcos de ilha imaturos, intraoceânicos. Datações de metadioritos dessa unidade indicam idade U-Pb em zircão de 890 a 848 Ma, ϵNd de +2,3 a +6,9 e idade modelo T_{DM} (Nd) entre 0,81 e 1,12 Ga (Viana *et al.*, 1995; Ferreira, 2020).

2.11 Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás

A Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás abrange uma grande variedade de rochas em fácies anfibolito com superposição de condições de fácies xisto verde. A porção metavulcânica desta unidade corresponde a anfibolitos, metandesitos porfíricos e epidiositos, que podem estar intercalados com metassedimentares. Estas, por sua vez, são representadas por xistos com minerais como clorita, quartzo, muscovita, biotita, granada, plagioclásio, carbonato e, mais raramente, estauroлита e cloritóide (Oliveira *et al.*, 2007; Fuck *et al.*, 2007).

Na área do Projeto Mara Rosa, a Sequência Santa Terezinha se trata de um pacote de rochas metassedimentares psamo-pelíticas, representadas por xistos de diferentes composições, intercaladas com gonditos e metacherts. Esses xistos podem apresentar granada, estauroлита, plagioclásio, quartzo, muscovita, biotita, além de cianita, indicando condições metamórficas de fácies anfibolito. Dentre os aspectos texturais desses litotipos, podem ser observados porfiroblastos poiquilíticos centimétricos de granada e estauroлита imersos em uma matriz de plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita (Oliveira *et al.*, 2007).

De acordo com Fuck *et al.* (2007) esta unidade representa um arco continental e abrange rochas derivadas da atividade vulcânica, como derrames e manifestações piroclásticas, além de depósitos sedimentares que incorporaram produtos do próprio arco. Em relação a composição dos xistos, infere-se que os protolitos sejam de origem sedimentar, predominantemente pelítica, com certo grau de imaturidade, dada a presença de plagioclásio e outros minerais ricos em Ca, representando uma possível contribuição vulcanoclástica (Oliveira *et al.*, 2007; Fuck *et al.*, 2007).

2.12 Granito Faina

A unidade Granito Faina consiste de intrusões colocadas no interior das rochas supracrustais das sequências Santa Terezinha de Goiás e Mara Rosa (Fuck *et al.*, 2007). Essa unidade faz parte de uma suíte de rochas plutônicas ácidas, representada por corpos pouco ou não deformados de natureza tardi a pós-tectônica. As rochas são biotita granitos e leucogranitos duas micas, com fácies granodiorítica subordinada, que exibem granulação média a grossa e tonalidade cinza claro

(Oliveira *et al.*, 2007). Os granitos possuem afinidade calci-alkalina, baixos conteúdos de elementos incompatíveis e moderado enriquecimento em elementos *Large Ion Lithophile* (LIL) (Junges, 1998).

O Granito Faina, localizado a cerca de 15 km a noroeste de Alto Horizonte (Chapada), constitui um batólito alongado disposto segundo NE-SW, cujo contato deste corpo com as metassedimentares encaixantes é marcado por uma faixa larga de milonitos a ultramilonitos. O granito é isotrópico, embora possa estar deformado ao longo de zonas de cisalhamento. A cor varia de branca a cinza clara a rosa, exibe granulação média a grossa e, além de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, compõe-se de biotita, muscovita e granada, eventualmente pode apresentar cordierita indicando seu caráter peraluminoso (Fuck *et al.*, 2007; Oliveira *et al.*, 2007).

O granito Faina foi datado em 576 ± 6 Ma (Junges *et al.*, 2002, 2003), enquanto as idades modelo Sm-Nd se situam entre 1,1 e 1,5 Ga (Viana *et al.*, 1995; Junges *et al.*, 2002b). Dessa forma, sugere-se que essa suíte de intrusões seja do Ediacarano.

2.13 Cianitito

Essa unidade descreve rochas metassedimentares ricas em cianita, com variações entre granada-cianita-muscovita-biotita xisto, quartzo-muscovita-cianita xisto, cianita quartzito e cianitito, intercaladas subordinadamente com metavulcânicas básicas a intermediárias e quartzo-clorita-muscovita xisto e pirita-clorita-sericita xisto (Oliveira, 2009). A ocorrência dos cianititos está associada, principalmente, à Serra de Bom Jesus e Serra das Araras, e em rochas encaixantes do depósito de Cu-Au de Chapada (Joffily, 2006).

De acordo com Palermo (1996), o crescimento de cianita pode estar ligado à alteração hidrotermal magmática prévia de rochas intrusivas ácidas, datadas em cerca de 860 Ma (Pimentel *et al.*, 1996), seguido por metamorfismo de fácies anfíbolito de produtos hidrotermais aluminosos de estágio avançado de alteração, durante pico metamórfico em cerca de 760 Ma (Junges *et al.*, 2002). Datações U-Pb em rutilo apresentaram idade de 569 ± 9 Ma, sendo associada ao resfriamento posterior ao evento metamórfico em fácies anfíbolito, iniciado em 630 Ma (Joffily, 2006).

Capítulo 3

Sensoriamento Remoto & Geofísica

O sensoriamento remoto e a geofísica são ferramentas importantes durante as etapas do mapeamento geológico. Essas tecnologias oferecem novas possibilidades para extração de informações de diversos alvos naturais, tais como rochas, solos, vegetação e corpos d'água, por exemplo. Assim, funcionam como bons guias no mapeamento geológico, possibilitando análises e interpretações da geologia da região e auxílio logístico para o campo.

Este capítulo tem como objetivo demonstrar os procedimentos utilizados na elaboração dos produtos geofísicos e de sensoriamento remoto, no Projeto Mara Rosa. Suas aplicações são principalmente focadas na análise de feições estruturais, identificação de alvos geológicos, considerando suas características físicas, químicas e reológicas, e correlações com as unidades geológicas.

A base de dados utilizada para o projeto é composta por imagens de sensores óticos, dados de radar e dados magnetométricos e gamaespectrométricos. A integração desses dados e posterior processamento, permitiram a elaboração do mapa base e mapa geológico-geofísico integrado.

3.1 Sensoriamento Remoto

O Sensoriamento Remoto é o conjunto de técnicas que visam a obtenção de dados por meio da detecção e medição das respostas das interações da radiação eletromagnética com os materiais terrestres (Meneses & Almeida, 2012). Atualmente, para a maioria das aplicações no sensoriamento remoto, as imagens são obtidas por satélites orbitais, mas podem incluir fotografias aéreas instrumentalizadas por aviões e RPAs (*Remotely Piloted Aircraft System*).

A escolha dos sensores depende fundamentalmente do tipo de informação que se pretende obter. Nas geociências, os sensores orbitais imageadores são amplamente utilizados, pois possibilitam uma gama de análises espaciais e temporais, onde é possível obter informações indiretas sobre a superfície terrestre, estruturas geológicas, texturas fisiográficas, litologias e cobertura vegetal (Meneses & Almeida, 2012).

As etapas do sensoriamento remoto foram divididas em quatro fases principais: aquisição de dados, processamento dos dados, análise dos produtos e interpretação. Na fase de aquisição de

dados, foram utilizadas imagens multiespectrais dos sensores orbitais Landsat 8 e CBERS4A e dados de elevação de terreno pelo sensor de radar ALOS PALSAR. O processamento dos dados foi realizado com auxílio dos *softwares* ArcMap, QGis e ENVI. Os principais produtos dos sensores orbitais Landsat 8 e CBERS4A envolvem composições coloridas RGB, PCA (*Principal Component Analysis*) e razões de bandas. Para o Modelo Digital de Elevação (MDE) dos ALOS PALSAR, foi gerado um *hillshade* (relevo sombreado) e curvas de nível. Esses produtos foram integrados e utilizados para elaboração do mapa base.

3.1.1 Imagens Multiespectrais

Sistemas de sensoriamento remoto multiespectrais registram energia em múltiplas bandas do espectro eletromagnético. A partir das imagens multiespectrais é possível distinguir diferentes objetos de acordo com sua resposta espectral. A escala de análise dessas imagens, bem como a obtenção de dados multitemporais tornam as imagens multiespectrais de sensores orbitais fundamentais em estudos geológicos. Neste trabalho foram utilizadas imagens multiespectrais dos sensores CBERS 4A WPM e Landsat 8 OLI e TIRS, disponibilizadas no portal do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais).

Os satélites do programa CBERS (*China-Brazil Earth Resources Satellites ou Satélites Sino-Brasileiros de Recursos Terrestres*) são resultados de uma parceria sino-brasileira envolvendo o INPE e a CAST (Academia Chinesa de Tecnologia Espacial). O CBERS 4A é o sexto satélite desenvolvido no programa CBERS e foi lançado e colocado em órbita no dia 20 de dezembro de 2019, pelo foguete Longa Marcha 4B, a partir da base de lançamento de Taiyuan, na China. O satélite possui três câmeras: a Câmera Multiespectral e Pancromática de Ampla Varredura (WPM), a Câmera Multiespectral (MUX) e a Câmera Imageadora de Campo Largo (WFI). Os dados utilizados neste projeto são do tipo WPM, com imagens de até 2 metros de resolução espacial. Na Tabela 3.1 constam informações técnicas sobre o sensor, bem como a cena utilizada no projeto.

Tabela 3.1: Especificações do CBERS 04A e dados de aquisição da cena utilizada.

Câmera WPM - CBERS 04A		Cena Utilizada	
Resolução Espectral (Bandas)	0,45-0,52 μm (B) 0,52-0,59 μm (G) 0,63-0,69 μm (R) 0,77-0,89 μm (NIR) 0,45-0,90 μm (PAN)	Identificação	CBERS4A_WPM20913020220612
Resolução Espacial	2 m (Pancromática) 8 m (Multiespectral)	Nível de Processamento	Nível 4 (L4) - Ortorretificada
Resolução Temporal (Revisita)	31 dias	Tipo de Dado	Número Digital
Resolução Radiométrica	10 bits	Aquisição	12/06/2022 - 13:59:02
Largura da Faixa Imageada	92 km	Cobertura de Nuvens	0%

Os satélites da Série Landsat foram desenvolvidos pela Agência Espacial Americana (*National Aeronautics and Space Administration* - NASA), por iniciativa do Instituto Americano de Estudos Geológicos (USGS) e do Departamento de Agricultura, na década de 60, com o programa sendo pioneiro no desenvolvimento de satélites de reconhecimento ótico para uso civil. O Landsat 08 foi lançado em 11 de fevereiro de 2013, pelo foguete Atlas V 401, no centro espacial *Kennedy Space Center*, e opera com os sensores OLI (*Operational Land Imager*) e TIRS (*Thermal Infrared Sensor*). O TIRS é um radiômetro infravermelho multiespectral que opera em dois canais (Bandas 10 e 11 do infravermelho médio), já o OLI adquire imagens em nove bandas espectrais, que variam do visível ao infravermelho médio. Informações técnicas sobre os sensores do Landsat 08 e dados de aquisição da cena utilizada no projeto encontram-se na Tabela 3.2.

Tabela 3.2: Especificações do Landsat 8 (Sensores OLI e TIRS) e dados de aquisição da cena utilizada.

Sensor OLI - Landsat 8		Sensor TIRS - Landsat 8
Resolução Espectral (Bandas)	0,433-0,453 μm (Bc) 0,450-0,515 μm (B) 0,525-0,600 μm (G) 0,630-0,680 μm (R) 0,845-0,885 μm (NIR) 1,560-1,660 μm (SWIR1) 2,100-2,300 μm (SWIR2) 0,500-0,680 μm (PAN) 1,360-1,390 μm (CIRRUS)	10,30-11,30 μm (LWIR1) 10,50-12,50 μm (LWIR2)
Resolução Espacial	15 m (Pancromática) 30 m (Multiespectral)	100 m - reamostrada para 30 m
Resolução Temporal (Revisita)	16 dias	16 dias
Resolução Radiométrica	12 bits	12 bits
Largura da Faixa Imageada	185 km	185 km
Cena Utilizada		
Identificação	LC08_L2SP_222070_20210726_20210804_02_T1	
Nível de Processamento	L2SP	
Tipo de Dado	Reflectância de Superfície (OLI) Temperatura de Superfície (TIRS)	
Aquisição	26/07/2021 - 13:20:31	
Cobertura de Nuvens	1%	

3.1.2 Modelo Digital de Elevação (MDE)

O Modelo Digital de Elevação é uma denominação para um conjunto de dados altimétricos. Uma das principais tecnologias para obter informações de elevação é através da interferometria por radar de abertura sintética (InSAR), que combina a técnica SAR (*Synthetic Aperture Radar* – Radar de abertura sintética) e a interferometria. Os sistemas de SAR promovem o imageamento da superfície terrestre emitindo radiação na frequência de microondas e o sinal refletido é utilizado para deduzir informações sobre o alvo (Osmanoğlu *et al.*, 2016). A partir desses sinais, podem ser geradas imagens de amplitude e fase e, através da técnica do InSAR, pode-se gerar uma nova imagem representando a fase interferométrica entre as duas imagens originais.

O *Advanced Land Observing Satellite* (ALOS), lançado em janeiro de 2006 pela *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA), é um radar interferométrico (InSAR) que através de um sensor ativo que utiliza a banda L (1270 MHz) (Phased Arrayed type L-Band SAR - PALSAR) gera um modelo digital de elevação (MDE). Esses dados estão disponíveis gratuitamente no portal da ASF (*Alaska Satellite Facility*) com correções radiométricas e geométricas incluídas. Detalhes técnicos do MDE gerado pelo ALOS PALSAR e os dados de aquisição das cenas utilizadas neste trabalho encontram-se na Tabela 3.3.

Tabela 3.3: Especificações do ALOS PALSAR e dados de aquisição da cena utilizada.

MDE - ALOS PALSAR		Cena Utilizada	
Frequência	1270 MHz (Banda L)	Identificação	ALPSRP269276900
Resolução Espacial	12,5 m	Polarização (<i>Beam Mode</i>)	<i>Single Polarization (FBS)</i>
Resolução Radiométrica	5 bits	Nível de Processamento	RT1 (<i>High Resolution Terrain Corrected</i>)
Ângulo de Visada <i>off nadir</i>	34,3°	Tipo de Dado	Elevação (m)
Largura da Faixa Imageada	70 km	Aquisição	13/02/2011 - 02:11:05

3.1.3 Etapas de Processamento

As imagens geradas pelo CBERS O4A, Landsat e ALOS PALSAR foram processadas individualmente, com seus principais produtos analisados e posteriormente integrados na elaboração de produtos finais, conforme o fluxograma da Figura 3.1. O processamento desses dados foi realizado no *software* livre QGIS (3.20.2) e ENVI, disponível no Laboratório de Microinformática do Instituto de Geociências da UnB. Para realização da extração das feições estruturais, componentes do mapa base e geração dos mapas temáticos foram utilizados os *softwares* QGIS e o Arcmap (10.5 e 10.8), disponibilizado pelo licenciamento institucional aos alunos da UnB.

Inicialmente, as imagens multiespectrais do CBERS 04A passaram por um empilhamento das bandas 1 a 4 (*layerstacking*), de forma a uní-las em uma nova imagem e possibilitar a análise das variadas composições coloridas. Em seguida, a partir da ferramenta pansharpening, os pixels das bandas 1 a 4, com resolução espacial de 8 metros, foram reamostrados com base nos pixels da banda pancromática, de 2 metros de resolução espacial, por meio de um processo de fusão. O resultado desse procedimento resultou em uma imagem multiespectral com 4 bandas (B, G, R e NIR), com resolução compatível para a escala adotada para este trabalho. Assim, a imagem reamostrada foi utilizada para a confecção das composições coloridas exibidas na Figura 3.2.

As imagens multiespectrais do Landsat 08 foram processadas de maneira similar, com um empilhamento inicial de bandas, envolvendo as bandas 1 a 7 em uma única imagem e, posteriormente, reamostrada em relação a banda pancromática. Após os procedimentos aplicados, a imagem foi utilizada para confecção das composições coloridas exibidas na Figura 3.3. Além disso, foi realizada uma análise de componentes principais (*Principal Component Analysis*), cuja função envolve estabelecer a extensão da correlação entre as bandas e, através de uma transformação matemática, remover a correlação entre as bandas (de Souza *et al.*, 2010).

Para o MDE Alos Palsar foram aplicados os algoritmos de sombreamento de relevo (*hillshade*) e de extração de curvas de nível (*contour*), com seus parâmetros detalhados na Tabela 3.4 e produtos na Figura 3.5.

Tabela 3.4: Parâmetros de geração do Hillshade e curvas de nível com a ferramenta de suavização aplicada.

<i>Hillshade</i>		Curvas de Nível	
Fator z	2,5	Identificação	ALPSRP269276900
Azimute	300°	Suavização	
Ângulo Vertical	40°	Iterações	3
Escala de Cores	Branco a Cinza 50%	Deslocamento	0,25
		Ângulo máximo de nó para suavizar	180°

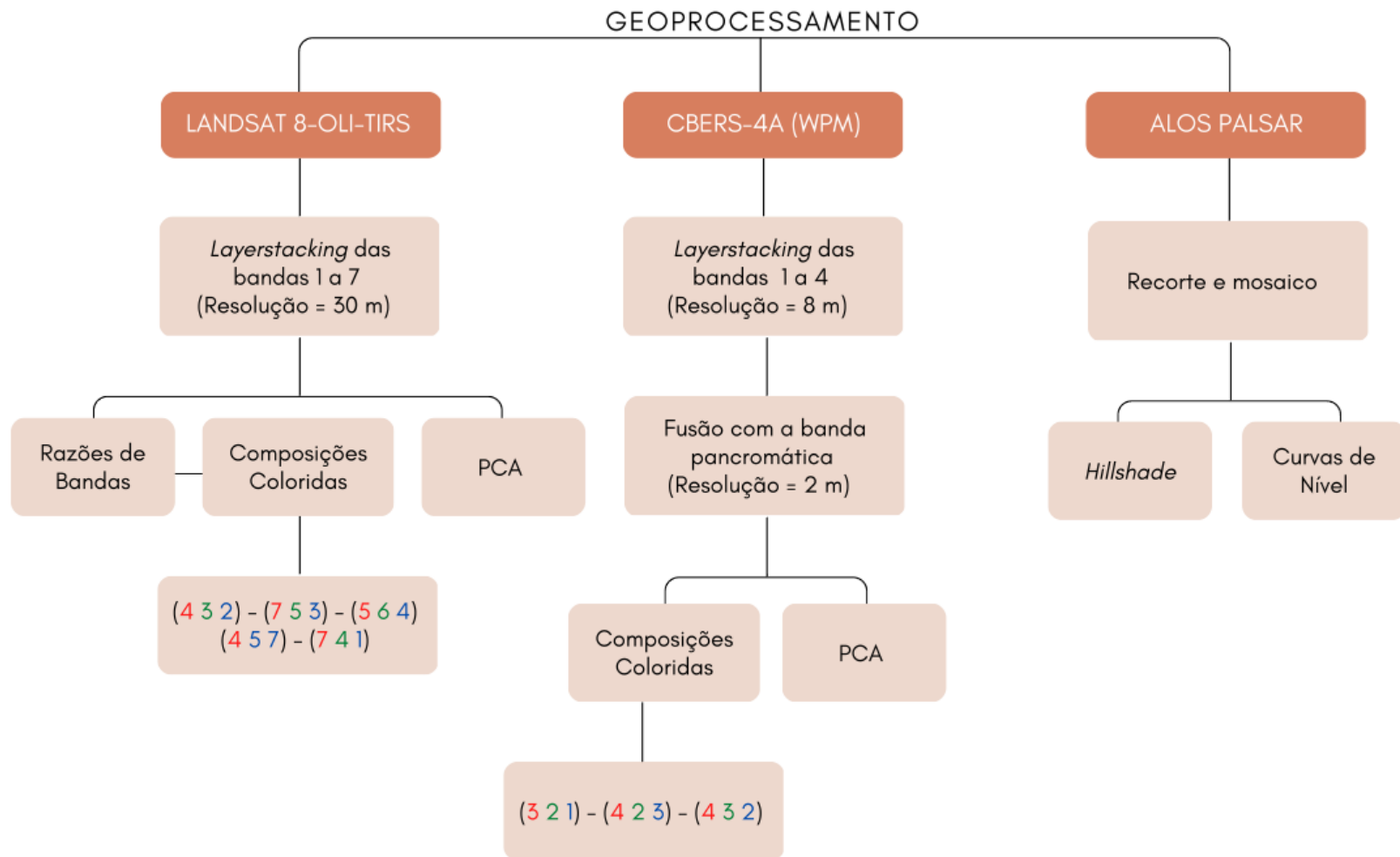


Figura 3.1: Fluxograma das etapas de processamento dos dados de sensoriamento remoto do Projeto Mara Rosa.

3.1.4 Produtos e Interpretações

A partir dos produtos gerados, buscou-se interpretar e analisar as imagens de forma integrada, considerando as diferentes respostas de reflectância dos alvos naturais nas imagens multiespectrais e as informações de relevo obtidas através do Modelo Digital de Elevação. É importante destacar que o sensoriamento remoto por si só, tal como qualquer outra técnica isolada aplicada à geologia, é insuficiente para resolver todos os problemas geológicos. Dessa forma, a análise integrada com outras técnicas é imprescindível para uma melhor discriminação de materiais.

As composições coloridas RGB para a imagem do CBERS 04A mostram a cor verdadeira para as bandas 3(R), 2(G) e 1(B) (Figura 3.2-A) e falsa cor para as demais bandas selecionadas (Figura 3.2-B-C). A composição 432 (infravermelho-próximo, vermelho e verde) mostra vegetações com água em tons de vermelho, sendo principalmente matas de galeria na cor vermelho mais escuro e plantios irrigados em vermelho mais claro. As tonalidades de verde podem estar associadas à vegetação não fotossinteticamente ativa, e variações pontuais de azul podem estar ligadas às construções e usos antrópicos. Essa composição do CBERS 04A, em comparação com as demais, apresentou melhor realce para extração de drenagens, com aumento do contraste entre vegetações. Já a composição 423 mostrou um realce grande para áreas antropizadas, com destaque para vias pavimentadas.

A análise de componentes principais (PCA) é uma técnica importante na interpretação dos dados de sensoriamento remoto, pois elimina as informações redundantes presentes nos dados originais, como a semelhança dos espectros dos materiais de determinada área. Dessa forma, é um complemento importante na integração dos dados. As bandas selecionadas para PCA do CBERS 04A foram de 1 a 4 (Figura 3.3 A-D, respectivamente). Os produtos PCA das bandas 1 (Azul) e 3 (Vermelho) destacam bem vias pavimentadas e estradas não pavimentadas, com resultados similares, porém a banda 1 apresenta menor saturação e algumas vias apresentam maior contraste na banda 3. Na banda 2 (Verde), o PCA ressaltou bem as vegetações fotossinteticamente ativas que circundam canais de drenagens. E na banda 4 (NIR), o PCA apresentou ruídos, mas destacou regiões de vegetação com baixa atividade fotossintética associadas a possíveis áreas de pastagem.

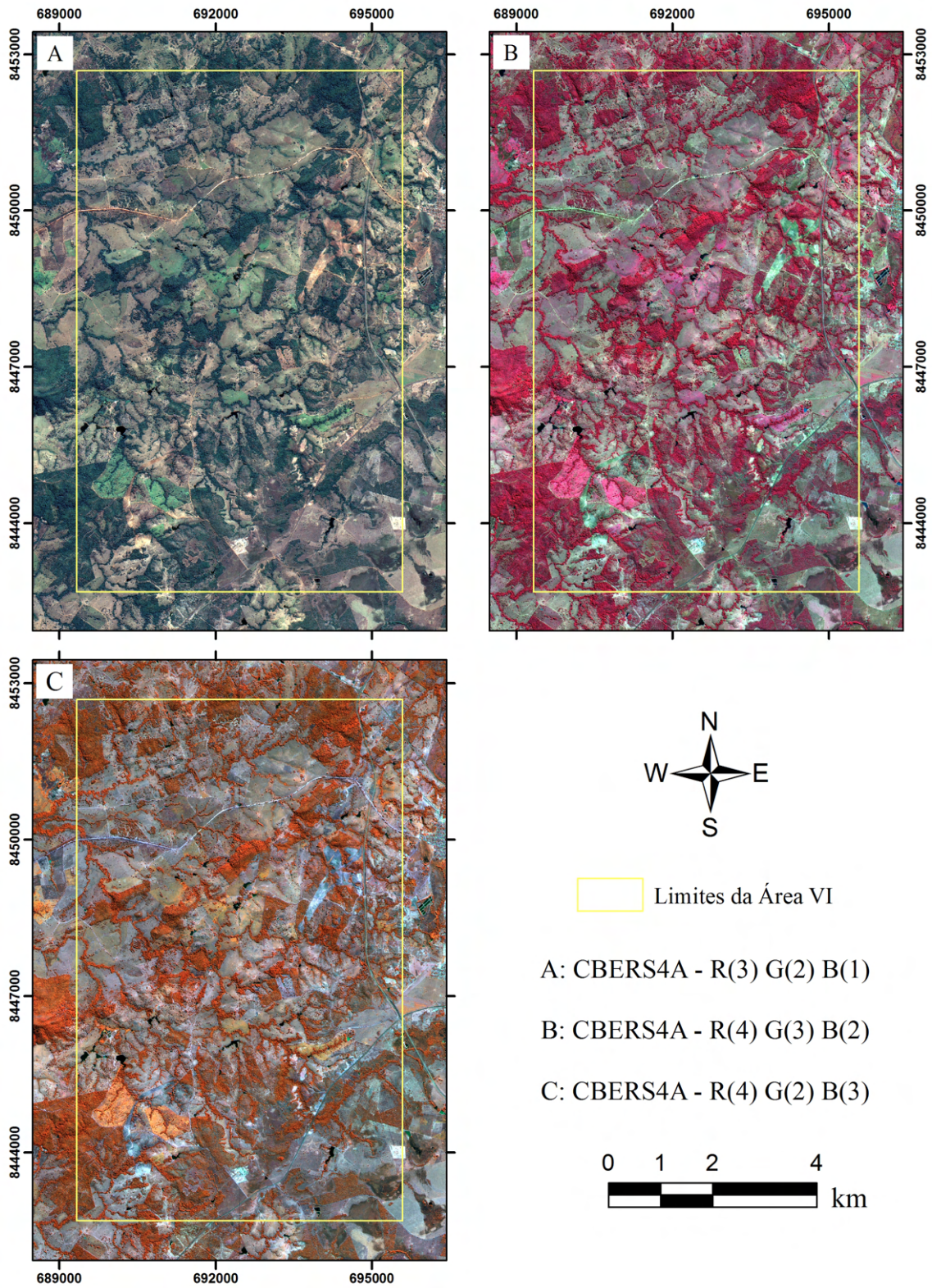


Figura 3.2: Composições coloridas da imagem do satélite CBERS 04A utilizada no Projeto Mara Rosa.

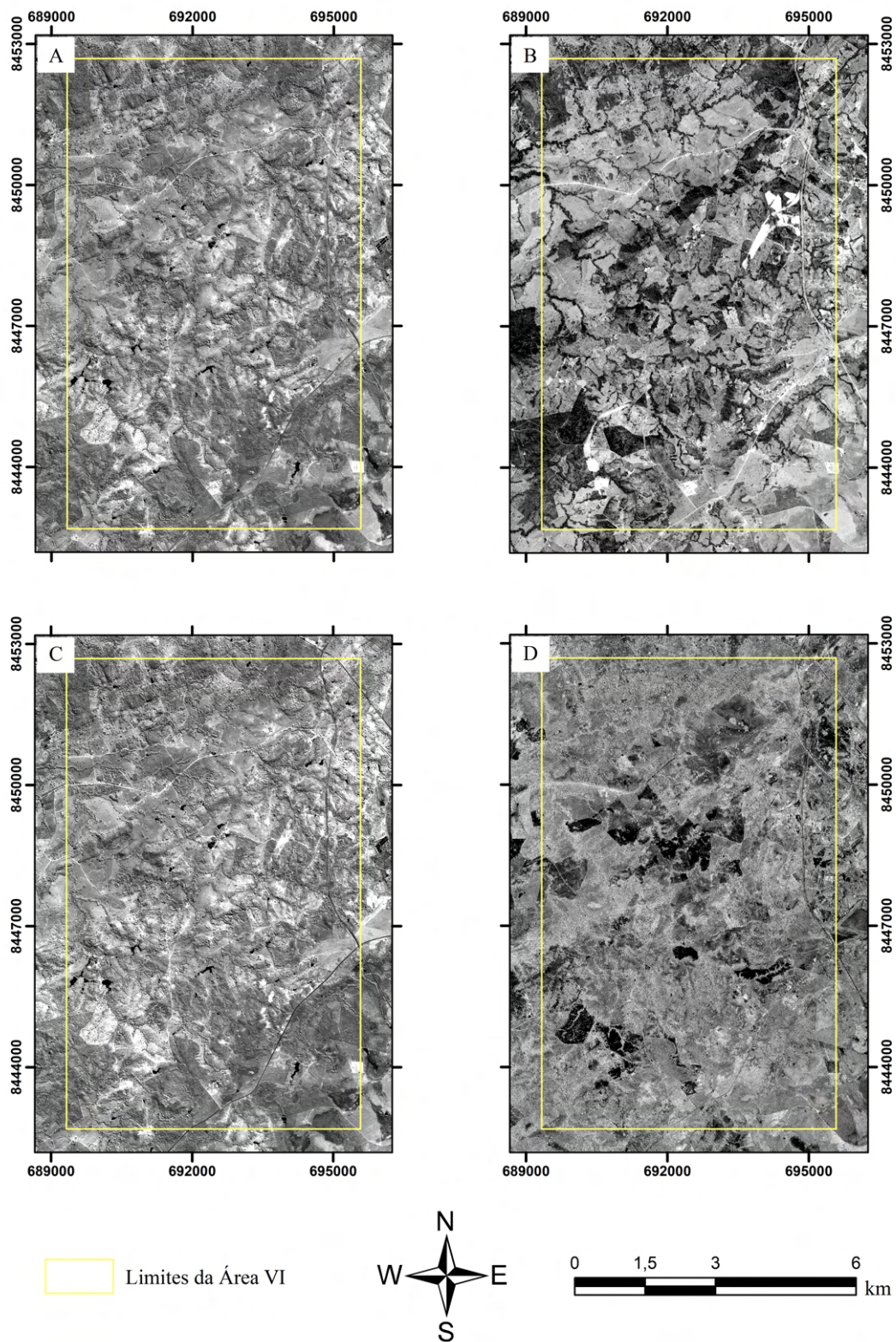


Figura 3.3: Análise de componentes principais da imagem do satélite CBERS 04A, com bandas de 1 a 4 (A-D)

Para as composições coloridas RGB da imagem do Landsat 08, as composições em falsa cor 753 e 457 (Figura 3.4-B-D) mostraram as vegetações fotossinteticamente ativas em tons de verde e áreas com pouca cobertura vegetal em tons esbranquiçados. A composição 753 também destaca regiões em tons rosados, associado a solos, tons alaranjados para vegetação seca e água em azul. A banda 4 (Vermelho) no Landsat 08 é uma das bandas mais importantes para destacar a vegetação, e também pode ser útil para determinar limites geológicos e pedológicos, como evidenciado na composição 457. Além disso, a banda 5 (NIR) é útil para a identificação de culturas, apresentando um aumento do contraste solo-vegetação e água-terra. As composições 564 e 741 (Figura 3.4-C-E) realçam as porções com maior umidade do solo e vegetação.

As bandas selecionadas para PCA do Landsat 08 foram de 2 a 7 (Figura 3.5-A-F, respectivamente). O PCA da banda 2 (Azul) apresenta baixo contraste entre os elementos, possivelmente devido às interferências atmosféricas na faixa do espectro do azul. Da mesma forma, na banda 3 (Verde), o PCA não ressaltou muito os elementos morfológicos e estruturais, pela grande ocorrência de vegetação, contudo destacou uma região com alta reflectância à sudeste da área, provavelmente atribuída à área de pastagem. Os corpos d'água ficam bem destacados na banda 2 e 3, em preto. Na banda 4 (Vermelho), o PCA ressaltou bem as rodovias/estradas pavimentadas. Nas bandas 5 e 7 (NIR e SWIR 2), os dados gerados pelo PCA apresentaram muitos ruídos. O PCA da banda 6 (SWIR 1) mostrou bastante contraste nos canais de drenagem, associado às vegetações densas e úmidas.

As variações altimétricas e texturais do terreno são realçadas pelos produtos gerados a partir do MDE do ALOS PALSAR, como o *hillshade* (Figura 3.4-A) e a hipsometria (Figura 3.7), mostrando uma superfície relativamente aplainada nas áreas do projeto como um todo e mais ao extremo leste da área VI, próximo da cidade de Mara Rosa, presença de morros isolados com altitude acima de 500 metros de elevação (Figura 3.7-C).

Por fim, os produtos do sensoriamento remoto foram utilizados como base para reconhecimento de estradas, localidades e drenagens na região, utilizados no mapa da Figura 3.9, e extração de lineamentos de relevo e drenagens. Os lineamentos de relevo apresentam direção preferencial NE-SW, enquanto os lineamentos de drenagens apresentam duas direções preferenciais, NE-SW e NW-SE, conforme os diagramas de roseta mostram na Figura 3.8.

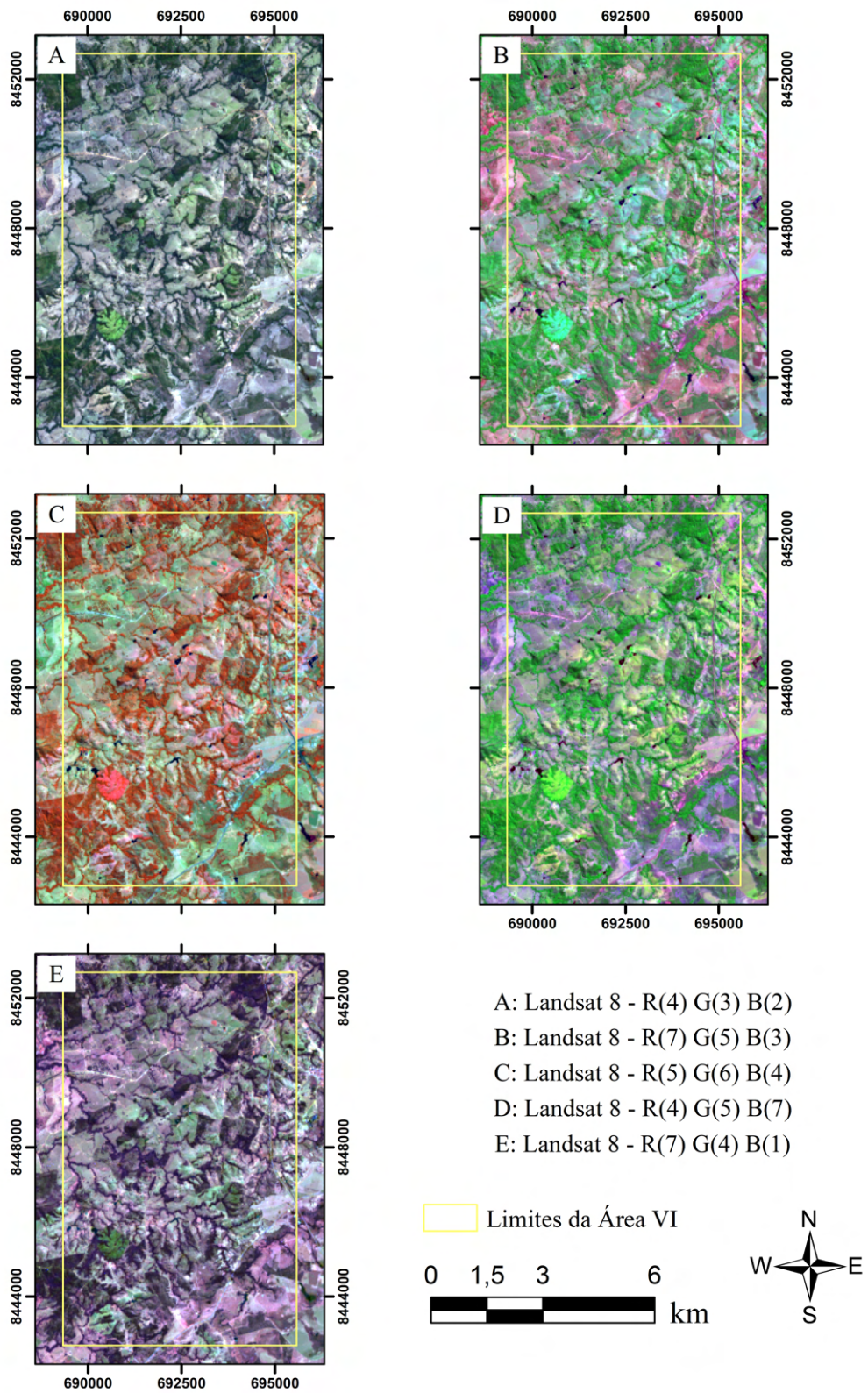


Figura 3.4: Composições coloridas da imagem do satélite Landsat 8 utilizada no Projeto Mara Rosa.

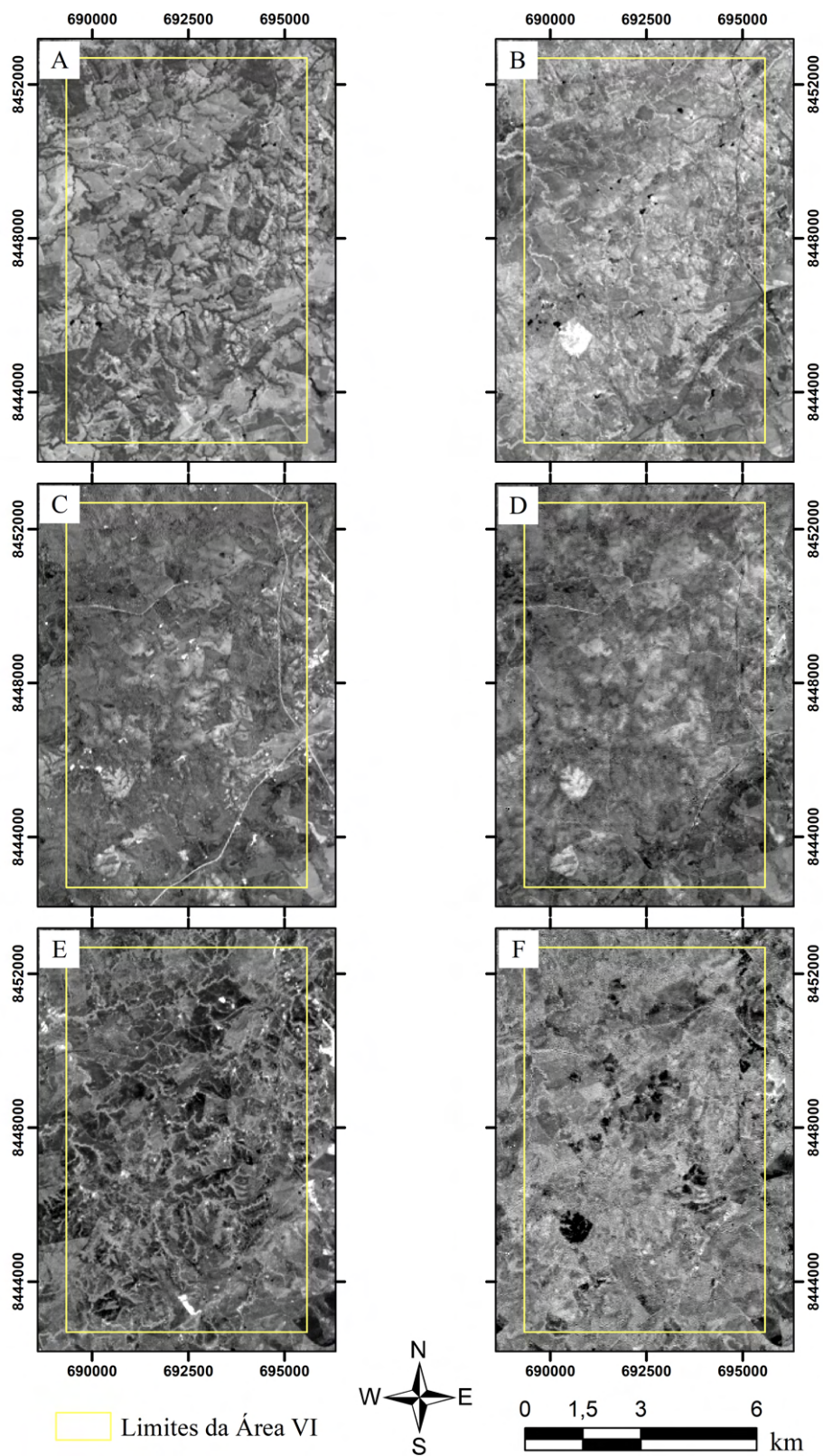


Figura 3.5: Análise de componentes principais da imagem do satélite Landsat 08, com bandas de 2 a 7 (A-F).

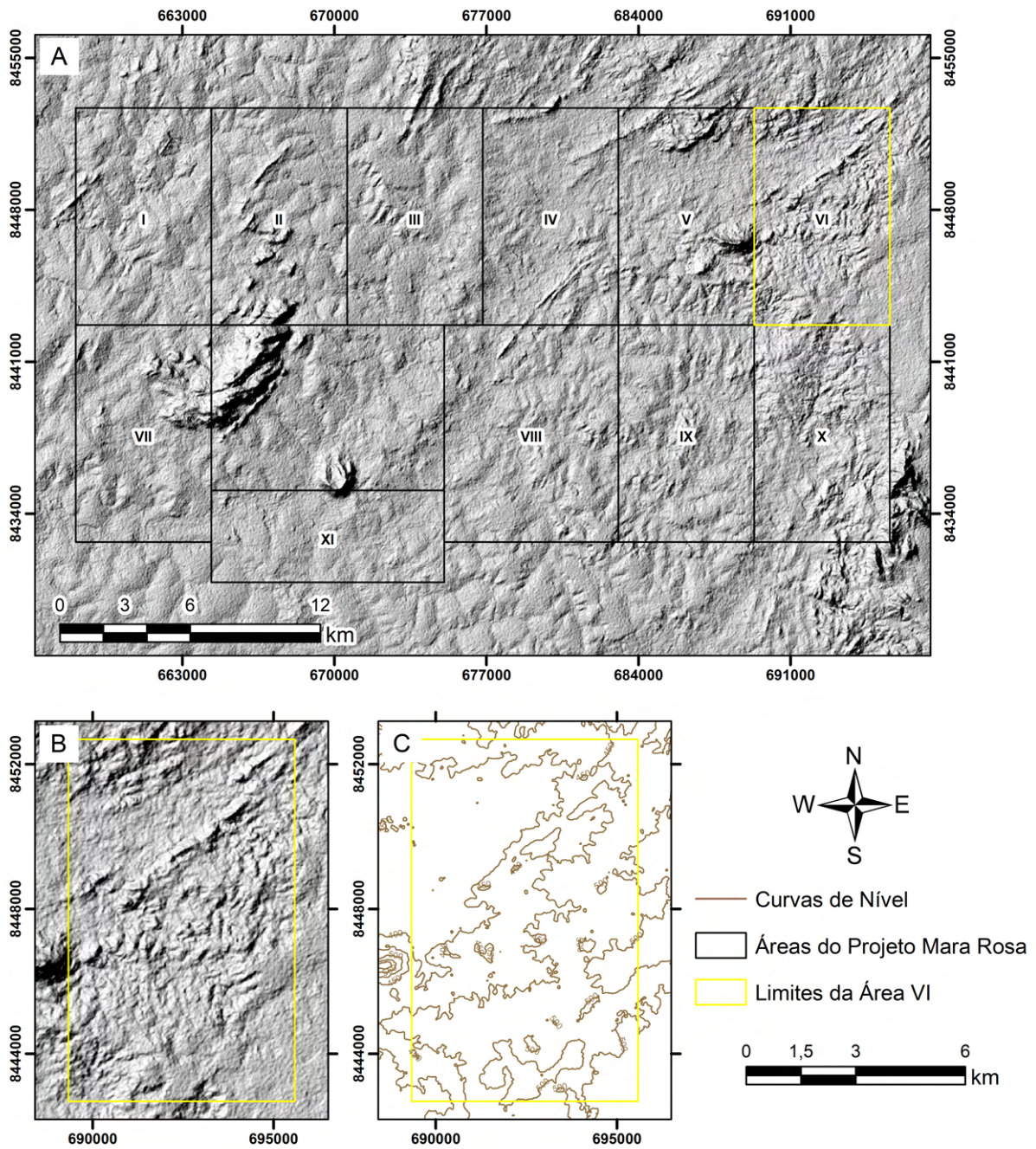


Figura 3.6: (A) Relevo sombreado gerado a partir do MDE do ALOS PALSAR; (B) destaque do hillshade para a área VI; (C) Curvas de nível com espaçamento de 50 m para a área VI.

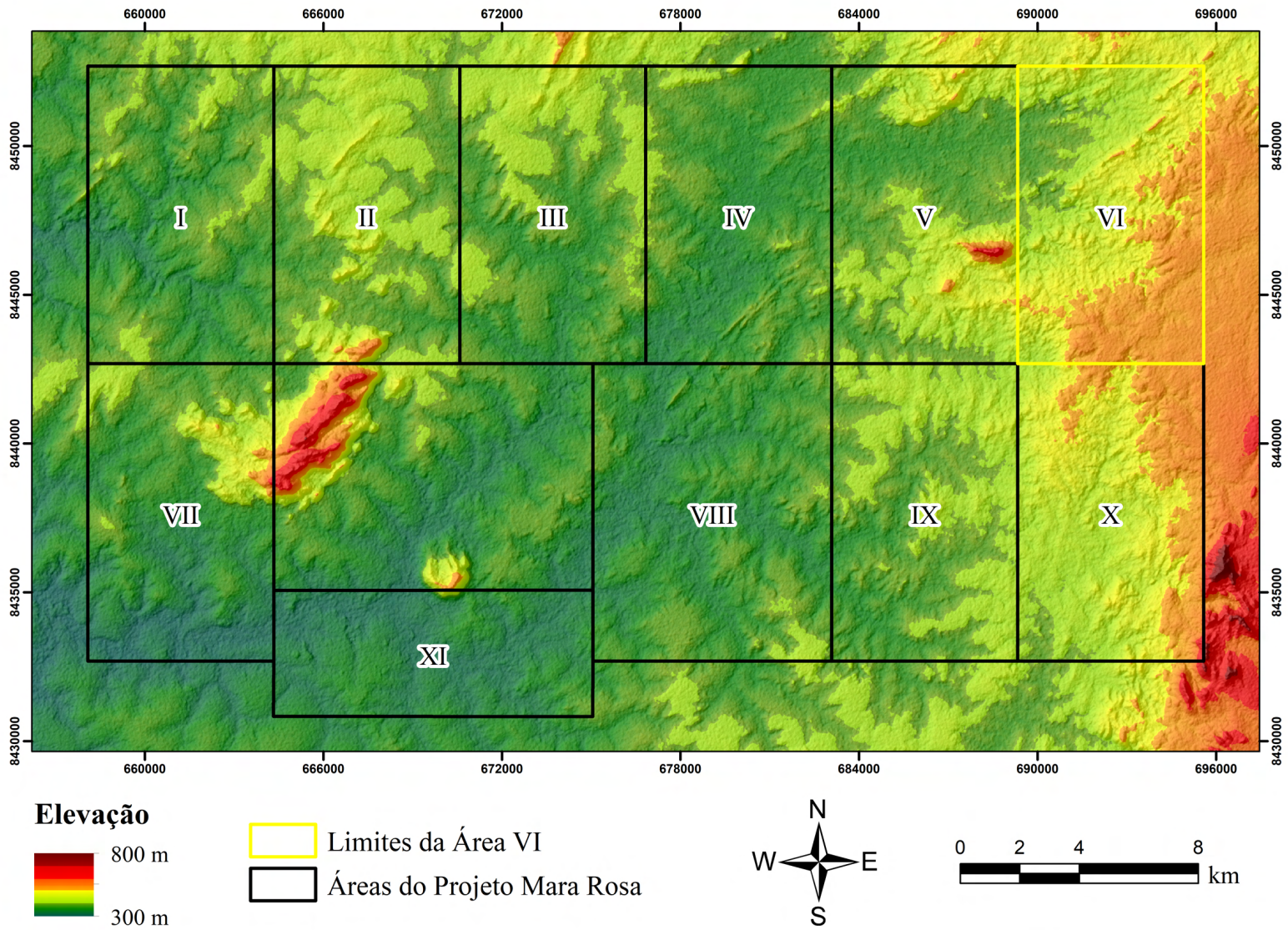


Figura 3.7: Hipsometria das áreas do Projeto Mara Rosa.

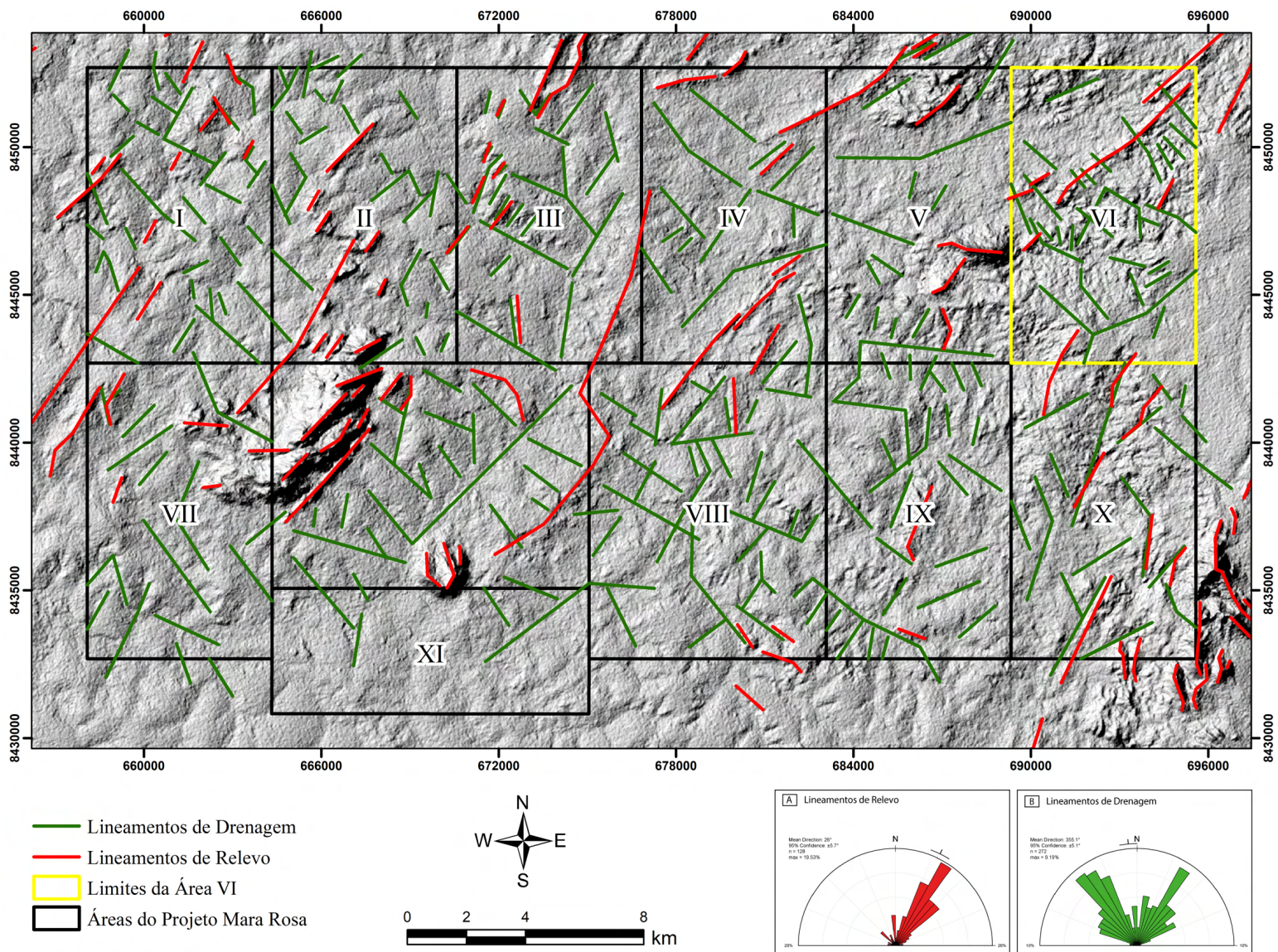


Figura 3.8: Lineamentos de drenagem e relevo e respectivos diagramas de roseta do Projeto Mara Rosa.

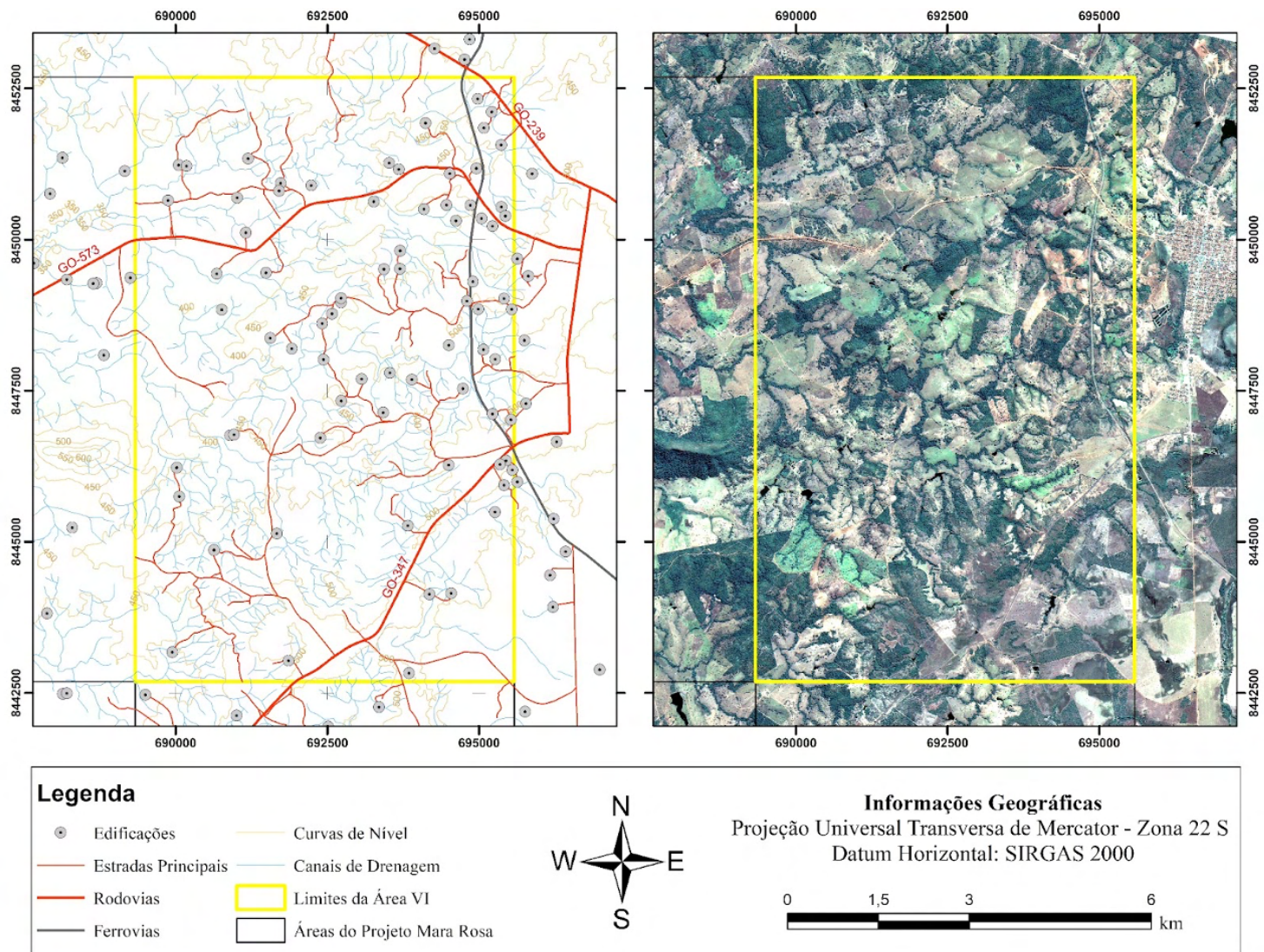


Figura 3.9: Mapa base simplificado da Área VI.

3.2 Métodos Geofísicos

Os métodos geofísicos são muito utilizados na etapa pré-campo do mapeamento geológico porque auxiliam na definição de feições geológicas. Estes métodos se baseiam na medição de grandezas físicas que variam em função das propriedades das rochas, sendo que um dos objetivos é separar os domínios com as mesmas assinaturas. Os levantamentos aerogeofísicos em especial são úteis porque possuem um sistema de posicionamento acoplado que possibilitam o processamento dos dados obtidos com georreferenciamento.

A gamaespectrometria consiste na análise da radiação gama, cuja fonte de emissão são os isótopos radioativos contidos nos minerais das rochas. Um levantamento gamaespectrométrico aéreo realiza medidas da energia da radiação (E , em MeV) e sua intensidade (I , em contagens por segundo) que representam os espectros dos isótopos e sua concentração, respectivamente. Os principais responsáveis pela radiação gama são os isótopos do potássio (K) e os da série do tório (Th) e urânio (U) (Ferreira *et al.*, 2016).

A magnetometria mede os campos magnéticos (nT) que podem ser intrínsecos, causados pelo magnetismo remanente dos próprios corpos, ou induzidos pelo campo geomagnético. Como o vetor campo magnético terrestre varia com a latitude, as anomalias magnéticas podem apresentar diferentes comportamentos. A susceptibilidade (κ) e permeabilidade magnética (μ) são os parâmetros relacionados com a taxa de campo remanente em um corpo que foi induzido e a facilidade de apresentar um campo magnético, respectivamente (Dentith & Mudge, 2014).

3.2.1 Obtenção de Dados

O levantamento aerogeofísico que gerou os bancos de dados utilizados neste trabalho foi realizado na parte norte do Estado de Goiás, recobrimdo cerca de 36569,73 km de perfis de alta resolução (Figura 3.10). As linhas de voo e de controle do levantamento tiveram espaçamento de 0,5 e 5,0 km, respectivamente e foram orientadas nas direções N-S e E-W, envolvendo uma área de 15890 km². Além disso, a altura do voo foi fixada em 100 m. Os trabalhos foram realizados entre os períodos de 15/07-02/08 pela aeronave PR-FAS e 06/10-11/11 pela aeronave PT-WQT, ambos ocorridos no ano de 2004 (Tabela 3.5).

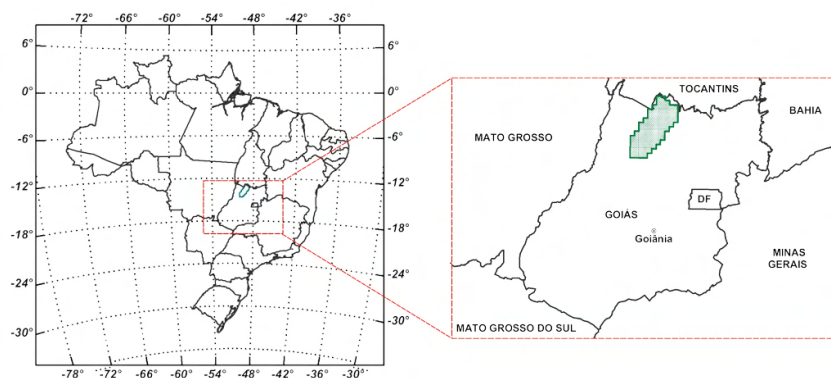


Figura 3.10: Localização do Levantamento Aerogeofísico. Fonte: CPRM, 2004.

Tabela 3.5: Informações técnicas do Levantamento Aerogeofísico.

Aerogeofísica	
Direção da linha de voo	N-S
Espaçamento entre linhas de voo	0,5 km
Direção das linhas de controle	E-W
Espaçamento entre linhas de controle	5,0 km
Intervalo entre medições consecutivas	1,0 s (espectrômetro) 0,1 s (magnetômetro)
Altura média de voo	100 m
Velocidade PR-FAS	260 km/h
Velocidade PT-WQT	302 km/h

Dentre os sensores utilizados para a aquisição dos dados estão um gamaespectrômetro Exploranium GR-820, de 256 canais espectrais, e um aeromagnetômetro (vapor de césio) Scintrex CS-2, com montagem tipo *stinger*. O sistema detector da radiação gama é constituído por três conjuntos de cristais de iodeto de sódio (NaI), sendo que as medidas são feitas em contagens por segundo. O sistema aeromagnético, por sua vez, é acoplado na cauda da aeronave com o sinal passando por um pré-amplificador e sendo enviado para um sistema de aquisição/compensação aeromagnética. Os valores de interesse para a leitura da radiação gama e campo magnético estão resumidos na Tabela 3.6.

Tabela 3.6: Faixas de valores dos sensores de gamaespectrometria e magnetometria.

Gamaespectrômetro				
	Contagem total	Potássio	Tório	Urânio
Faixa de energia (MeV)	0,41-2,81	1,37-1,57	2,41-2,81	1,66-1,86
Canal correspondente	34-233	115-131	139-155	202-233
Magnetômetro				
Faixa	20000-95000 nT			
Resolução	0,001 nT			

3.2.2 Aerogamaespectrometria

O método gamaespectrométrico consiste na determinação da radiação gama emitida pelos radioelementos contidos nos minerais das rochas em superfície. O K, Th e U são os elementos associados à emissão dessa radiação, sendo que sua concentração nas rochas pode ser inferida a partir dos produtos gerados pela gamaespectrometria. A medida da radiação é dada em contagens por segundo, sendo que os sensores distinguem a fonte de emissão a partir das faixas de energia associadas ao decaimento radioativo das séries desses elementos (Figura 3.11).

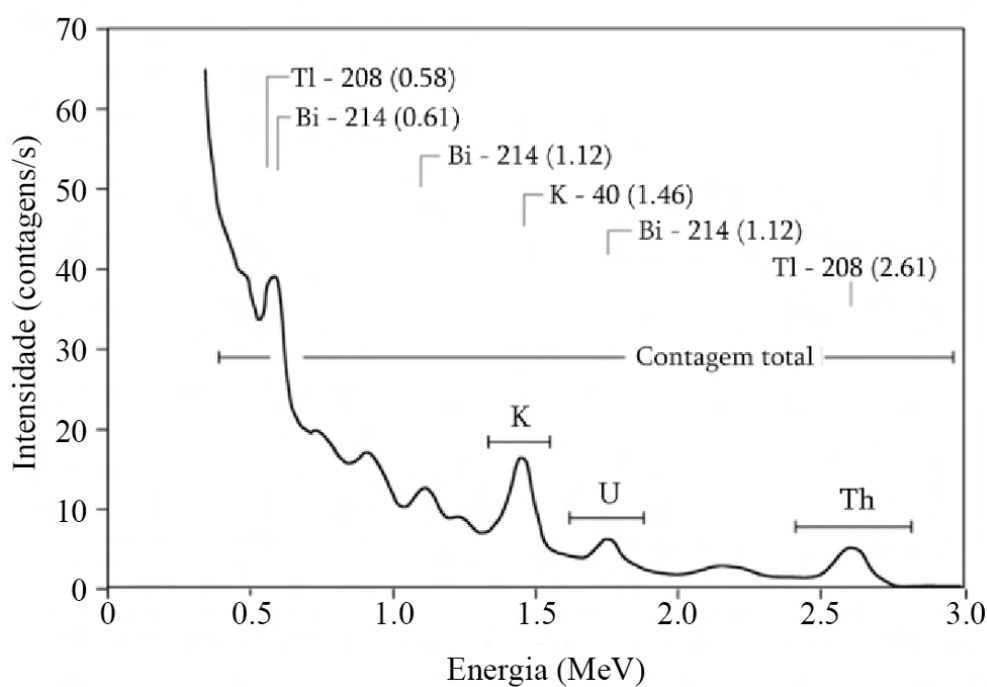


Figura 3.11: Gráfico da radiação gama. A distinção da fonte de emissão é feita pela relação entre a intensidade, em contagens/s, e energia da radiação, em MeV. Adaptado de Ferreira *et al.* (2016).

A interpretação dos produtos da gamaespectrometria está relacionada com a ocorrência de cada radionuclídeo na crosta superior. O K ocorre principalmente em feldspatos potássicos, micas e argilominerais, enquanto o Th e U ocorrem em minerais acessórios de rochas ígneas e metamórficas, como monazita, xenotima, zircão, allanita, apatita e óxidos. As rochas em que o K ocorre são ígneas ácidas, metamórficas micáceas e quartzo-feldspáticas e sedimentares ricas em argila, enquanto o Th e U ocorrem em rochas ígneas e metamórficas quartzo-feldspáticas (Ferreira *et al.*, 2016).

Em relação ao comportamento geoquímico desses elementos, o K é solúvel e móvel durante o intemperismo e na alteração hidrotermal. O Th e U, por sua vez, são enriquecidos em granitoides evoluídos, podendo estar associados a pegmatitos e aplitos, e estão mais vinculados à atividade hidrotermal. Em relação ao intemperismo, o Th e U são mais estáveis durante o intemperismo que o K, sendo que o U se torna solúvel quando em seu estado hexavalente, ou seja, oxidado, além de ser fixado por compostos orgânicos (Ferreira *et al.*, 2016).

O processamento dos dados foi feito utilizando o Oasis Montaj 2021.2.1. O método de interpolação utilizado para os dados de gamaespectrometria foi o da curvatura mínima. O tamanho da célula unitária da malha quadrada utilizada para a interpolação foi de 125 m, sendo equivalente a 1/4 do espaçamento da linha de voo. Dentre os produtos obtidos para os dados de gamaespectrometria estão: contagem total (em microRoentgen por hora, $\mu\text{R/h}$), potássio (%), equivalente de tório (ppm) e equivalente de urânio (ppm) e, a partir destes, composição ternária RGB e CMY (Figuras 3.12, 3.13 e 3.14).

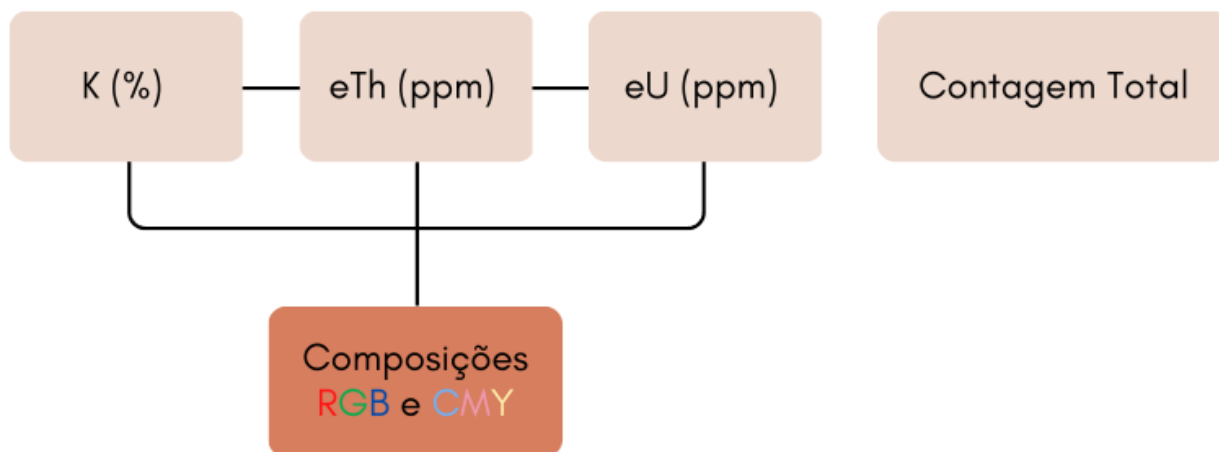


Figura 3.12: Fluxograma referente aos produtos gerados pelo processamento dos dados gamaespectrométricos. A contagem total representa a medida da radiação em microRoentgen por hora. O canal do potássio (K) representa a concentração em % e os canais dos equivalentes de tório (eTh) e urânio (eU) representam a concentração em ppm. A partir destes últimos, foram geradas as composições ternárias RGB e CMY.

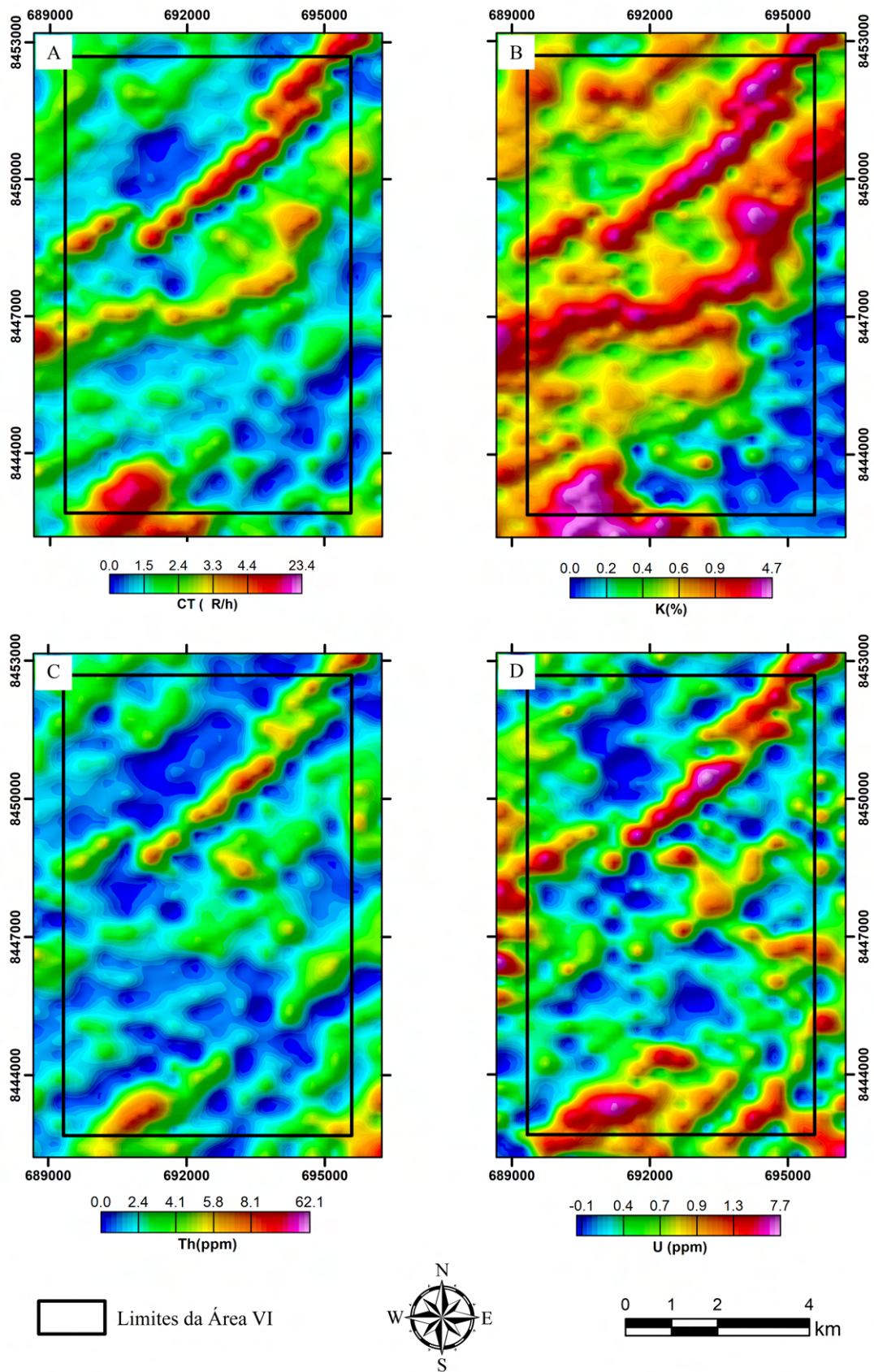


Figura 3.13: Produtos gamaespectrométricos regionais gerados com o processamento dos dados. (A) Con-tagem total ($\mu\text{R/h}$); (B) Potássio (%); (C) Equivalente de tório (ppm); (D) Equivalente de urânio (ppm).

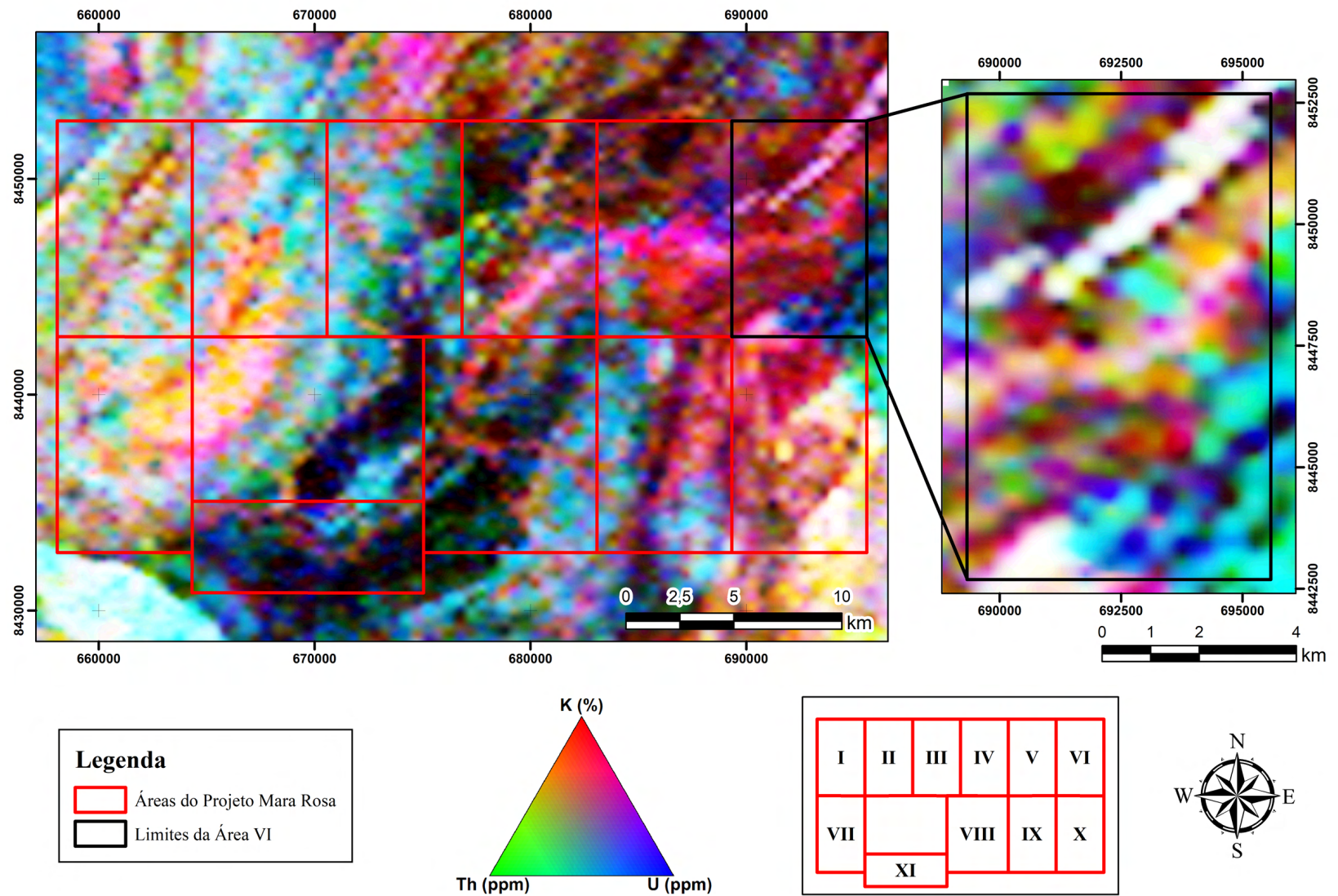


Figura 3.14: Composição ternária gerada a partir dos canais de potássio (K) e equivalentes de tório e urânio (eTh e eU), em que o vermelho (R), verde (G) e azul (B) representam o K, eTh e eU, respectivamente.

3.2.3 Aeromagnetometria

O método magnetométrico é um método potencial que consiste na determinação do contraste de susceptibilidade magnética das rochas aflorantes e subsuperficiais detectando variações locais no campo magnético terrestre. Essas variações permitem a dedução da litologia e estruturas geológicas sendo uma ótima ferramenta auxiliar para realização de mapeamento geológico.

As variações locais no campo magnético estão relacionadas com a concentração e distribuição de minerais magnéticos nas rochas e sua intensidade depende da magnetização induzida e magnetização remanente.

A susceptibilidade magnética é uma medida da resposta de uma rocha a um campo magnético aplicado a ela. Quando o campo magnético terrestre afeta as rochas crustais é induzido um campo magnético em rochas com susceptibilidade magnética, permitindo que as rochas se magnetizem. Todos os minerais possuem susceptibilidade magnética e exibem três classes: i) minerais diamagnéticos, os quais possuem susceptibilidade magnética negativa muito baixa para ser observada em levantamentos aeromagnéticos e permeabilidade magnética nula; ii) minerais paramagnéticos de susceptibilidade magnética positiva baixa; iii) minerais ferromagnéticos que exibem valores de susceptibilidade magnética positivas e altas.

A magnetização remanente surge como resultado de uma competição de forças dentro de cristais magnéticos (Isles & Rankin, 2013). De acordo com Sordi (2007), está relacionada ao resfriamento de rochas ígneas abaixo da temperatura de Curie e transformações de várias naturezas que alteram o estado da rocha durante sua história geológica. Particularmente, no Brasil, a intensidade do campo magnético é menor em função da Anomalia do Atlântico Sul, dessa forma, a componente remanente da magnetização torna-se relativamente mais importante frente a magnetização induzida (Cordani & Shukowsky, 2009).

Os dados magnéticos permitem localizar as principais acumulações de minerais magnéticos e a detecção de assinaturas magnéticas relacionadas ao arranjo estrutural regional. Ao se utilizar esses dados, é necessária a geração da Anomalia Magnética (AM), ou seja, o Campo Magnético Total sem o IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) (Figura 3.16-A). Logo, o processamento dos dados foi feito utilizando o Oasis Montaj 2021.2.1 e o método de interpolação utilizado na magnetometria foi o método de gridagem bidirecional (BIGRID), ideal para dados dispostos em linhas paralelas, ortogonais e irregulares, e quando a densidade de dados alinhados é muito alta (Reeves, 2005). Os produtos gerados para a magnetometria foram: Derivada Vertical (Dz), Gradiente Horizontal Total (GHT) e Sinal Analítico 3D (SA3D). A Figura 3.15 apresenta o fluxograma de processamento dos dados.

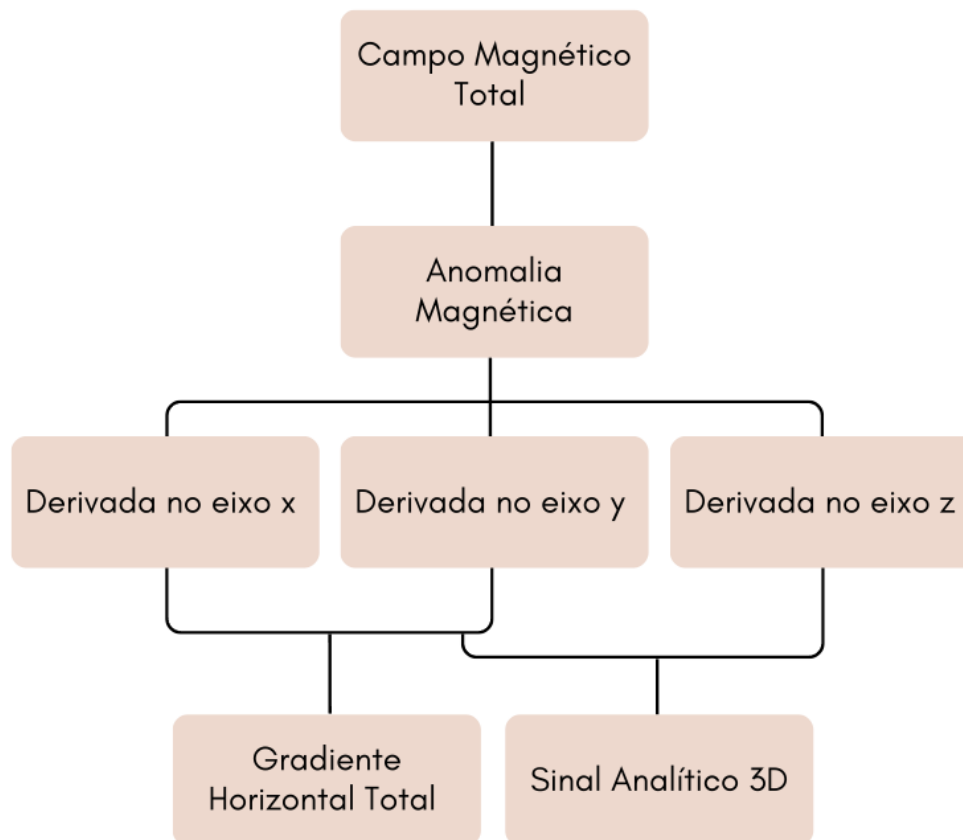


Figura 3.15: Fluxograma referente aos produtos gerados pelo processamento dos dados aeromagnetométricos.

Derivadas de primeira ordem da Anomalia Magnética

As derivadas de primeira ordem da Anomalia Magnética nas direções x e y são utilizadas para gerar os produtos do Gradiente Horizontal Total e Sinal Analítico 3D (Figura 3.16-C-D). A primeira derivada vertical (Dz) consiste na taxa de variação da Anomalia Magnética em relação à distância vertical da fonte causadora (Blakely *et al.*, 1986) (Figura 3.16-B). Esse produto realça as altas frequências do sinal analítico, fazendo com que a primeira derivada da componente vertical z seja uma anomalia magnética, assim, fornece informações sobre os contatos, descontinuidades e lineamentos.

As derivadas horizontais realçam feições nas direções x e y , acentuando o gradiente lateral da propriedade física investigada na direção escolhida, ou seja, na localização de extremidades de fontes (Blakely *et al.*, 1986). A primeira derivada horizontal em x (Dx) ressalta as feições de orientação norte-sul, enquanto as feições de orientação leste-oeste são ressaltadas pela derivada horizontal em y (Dy). São importantes pois trazem indícios dos contrastes laterais nas propriedades físicas do meio nas direções x e y , contribuindo para a delimitação dos contornos geológicos.

Gradiente Horizontal Total (GHT)

O Gradiente Horizontal Total, tem como sua principal função realçar as bordas e os centros das fontes através dos máximos e mínimos, respectivamente (Cordell & Grauch, 1985). Relaciona o módulo dos gradientes horizontais (D_x e D_y) de forma a representar as taxas de variação lateral nos dados e assim realçar limites das fontes magnéticas (Cordell & Grauch, 1985).

Sinal Analítico 3D (SA3D)

O Sinal Analítico 3D, resultado da raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas nas três direções principais, é útil para localizar as bordas de corpos rasos, limitados a uma razão tamanho/profundidade de 0,1.

3.2.4 Análises e Interpretações dos Produtos Geofísicos

A partir dos produtos de gamaespectrometria e magnetometria, foi feita uma análise em escala regional (1:50.000) com enfoque nas feições observadas na Área VI. Dessa forma, foram gerados mapas de domínios gamaespectrométricos e domínios e lineamentos magnéticos. Além disso, a partir desses mapas e do banco de dados de afloramentos disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) das folhas Campinorte e Santa Terezinha de Goiás e pelo Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB) do Projeto Mutunópolis, foi gerado um mapa interpretado das possíveis unidades correspondentes.

Os produtos gamaespectrométricos são muito úteis na identificação das unidades geológicas que possuem determinadas assinaturas de radioelementos. Essas assinaturas correspondem às variações da proporção entre as concentrações de K, eTh e eU no ambiente superficial, sendo utilizadas para identificação dos domínios gamaespectrométricos. Dessa forma, a composição ternária RGB foi utilizada juntamente com o relevo sombreado do Modelo Digital de Elevação (MDE) do ALOS PALSAR para a delimitação desses domínios (Figura 3.17).

A partir da observação dos domínios gamaespectrométricos, pode-se observar que a área apresenta quatro grandes compartimentos separados por contatos NE-SW da seguinte forma: (i) As tonalidades mais claras a oeste, definem a Sequência Santa Terezinha de Goiás, representante de um arco continental neoproterozoico, e o Granito Faina; (ii) As cores mais escuras no centro, estão associadas a uma das faixas da Sequência Mara Rosa, associada a um arco insular neoproterozoico; (iii) Os domínios de cor rosa avermelhado a nordeste da área estão bem delimitados pela estruturação E-W que caracteriza a Zona de Cisalhamento Direcional Oblíqua Serra de Bom Jesus, associada a uma zona de alteração hidrotermal; e (iv) As tonalidades mais claras na porção sudeste da área estão relacionadas com as rochas intrusivas e o embasamento paleoproterozoico das sequências Campinorte e Serra da Mesa. A descrição detalhada das assinaturas geofísicas e afloramentos de cada domínio estão resumidos na Tabela 3.7.

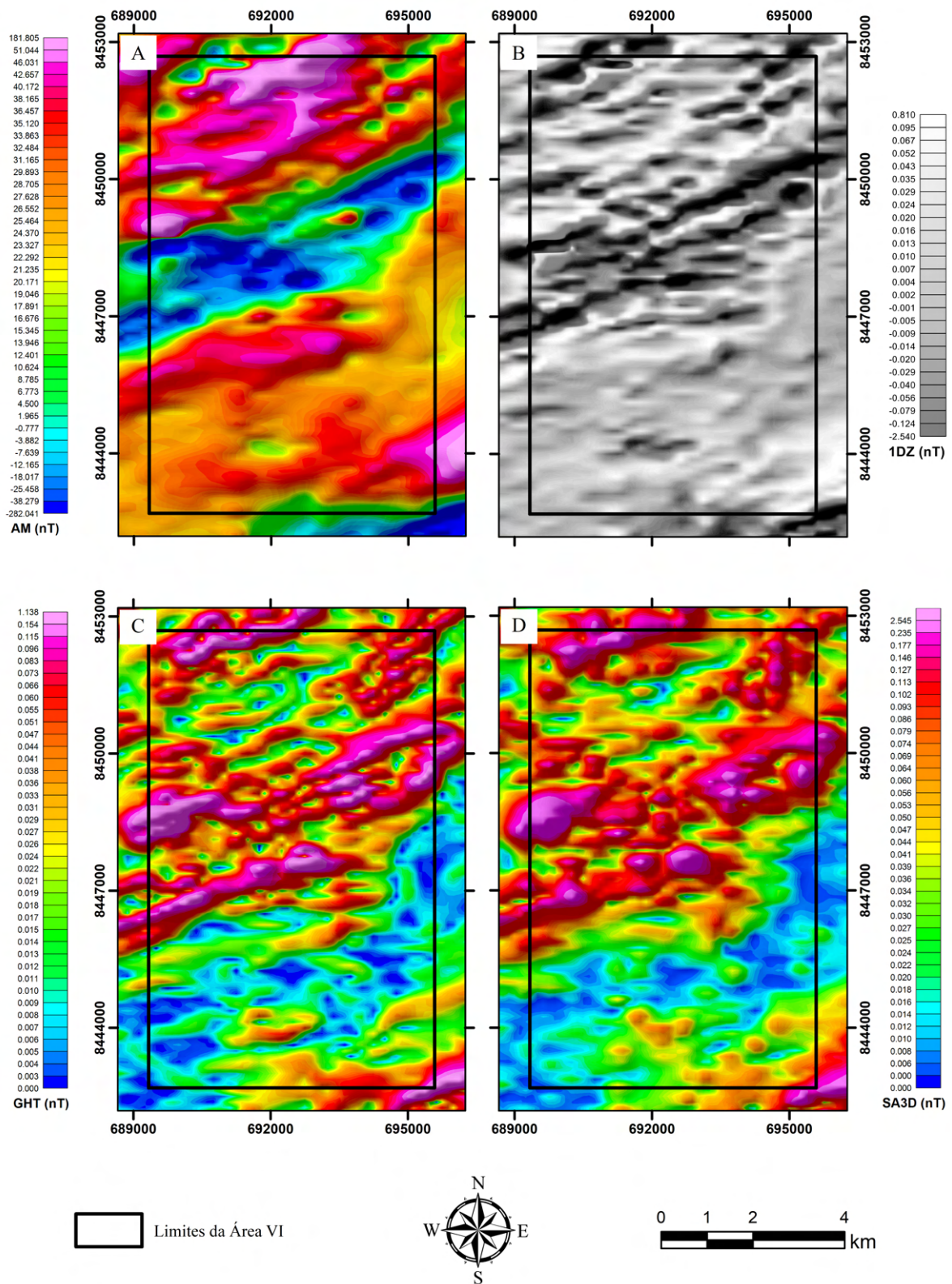


Figura 3.16: Produtos magnetométricos regionais gerados com o processamento dos dados. (A) Anomalia Magnética; (B) Primeira Derivada Vertical; (C) Gradiente Horizontal Total; (D) Sinal Analítico 3D.

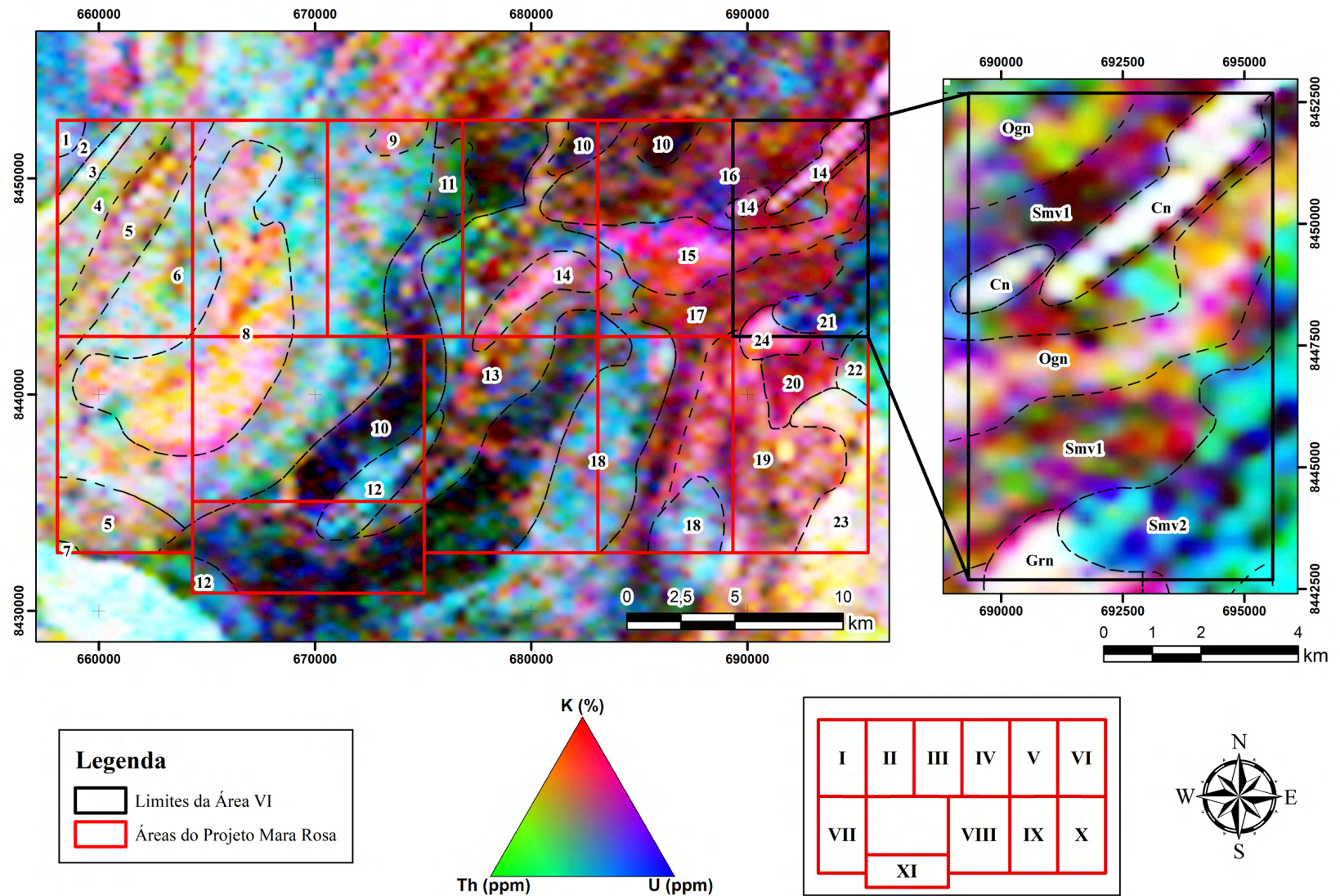


Figura 3.17: Mapa de domínios gamaespectrométricos do Projeto Mara Rosa e domínios interpretados para a Área VI. Ogn - ortogneisse; Cn - cianitito; Smv1- sequência metavulcanossedimentar 1; Smv2 - sequência metavulcanossedimentar 2; Grn - granito.

Tabela 3.7: Descrição dos domínios gamaespectrométricos do Projeto Mara Rosa.

Domínio	K	eTh	eU	Descrição (cor e tonalidade - RGB, geometria, homogeneidade)	Litotipos/Afloramentos (CPRM)
1	Médio	Alto	Alto	Ciano claro azulado, alongado, homogêneo.	Cobertura detrito-laterítica.
2	Médio	Médio/Alto	Alto	Azul claro, alongado (NE-SW), homogêneo.	Cobertura detrito-laterítica.
3	Alto	Alto	Alto	Branco, alongado (NE-SW), heterogêneo.	Muscovita-quartzo xisto.
4	Médio/Alto	Alto	Médio/Alto	Verde azulado, alongado (NE-SW), heterogêneo.	Biotita-muscovita augengnaise.
5	Alto	Médio/Alto	Médio/Alto	Rosa amarelado, alongado (NE-SW), homogêneo.	Clorita xisto quartzo xisto e rochas ultramáficas.
6	Médio/Alto	Alto	Alto/Médio	Ciano claro, alongado (NE-SW), heterogênea.	Xistos aluminosos, metagrauvaca e metatufo.
7	Médio	Alto	Médio	Verde azulado, alongado, homogêneo.	Cobertura detrito-laterítica.
8	Alto	Alto/Médio	Baixo/Alto	Rosa amarelado, irregular/arredondado, heterogêneo.	Granitoides, xistos e quartzitos.
9	Alto	Médio	Baixo/Alto	Rosa alaranjado, arredondado, homogêneo.	Granada-biotita-quartzo xisto.
10	Baixo	Baixo	Baixo	Azul escuro, anastomosado/alongado (NE-SW), homogêneo.	Rochas calcissilicáticas, metamáficas, hornblenditos e gonditos.
11	Baixo/Médio	Médio	Médio	Verde escuro/azulado, irregular, homogêneo.	Anfibolito.
12	Baixo/Médio	Alto	Alto	Ciano, irregular/alongado (NE-SW), homogêneo.	Gnaise tonalítico.
13	Baixo/Alto	Médio/Alto	Baixo/Alto	Ciano esverdeado/amarelado, irregular/alongado (NE-SW), heterogêneo.	Ortognaise, anfibolito, xistos, quartzito e turmalinito.
14	Alto	Médio/Alto	Alto	Branco rosado, seções alongadas (NE-SW), homogêneo.	Cianitito.
15	Alto	Médio	Médio/Alto	Vermelho rosado, irregular/alongado (E-W), heterogêneo	Granito milonítico, cianitito, anfibolito.
16	Médio	Baixo	Baixo	Magenta escuro, irregular-arredondado, heterogêneo.	Gnaisses, anfibolito, xistos.
17	Médio	Baixo	Baixo	Vermelho escuro/violeta, irregular/alongado (ENE-WSW), homogêneo.	Gnaisses, anfibolito, xistos.
18	Médio	Médio/Alto	Alto	Ciano claro, arredondado/alongado (NE-SW), homogêneo.	Granitoides.
19	Médio/Alto	Médio	Médio	Rosa amarelado, irregular, heterogêneo.	Rochas metassedimentares.
20	Médio/Alto	Baixo	Baixo/Médio	Vermelho rosado, irregular, homogêneo.	Rochas metassedimentares.
21	Baixo	Baixo/Médio	Médio/Alto	Azul escuro, irregular, heterogêneo.	Rochas metassedimentares.
22	Baixo/Médio	Médio/Alto	Médio	Ciano esverdeado; arredondado; heterogêneo.	Rochas metassedimentares/metabásicas
23	Alto	Alto	Alto/Médio	Branco amarelado, irregular, heterogêneo.	Quartzito.
24	Alto	Médio	Alto	Rosa claro, arredondado, homogêneo.	Granitoide.

Na imagem da composição ternária RGB foi realizado um recorte dos produtos da gamaespectrometria para realçar os contrastes entre os valores máximos e mínimos apenas da Área VI. Esse produto também foi interpretado e, com ele, foi possível separar um novo domínio que não estava delimitado no mapa integrado. Dessa forma, pode-se concluir que: (i) A Área VI se encontra no domínio das rochas de alteração hidrotermal, com valores muito altos de K, sendo associados aos cianititos; (ii) Além disso, foram identificados valores elevados de K em uma faixa alongada ENE-WNW, associada a um ortognaisse que se estende para as áreas a oeste e um corpo no limite com a Área X, associado a um granitoide; (iii) Por fim, o background desses domínios principais é onde se encontra a Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, que pode ser subdividida em uma porção central e outra a sudeste da Área VI (Figura 3.17).

Os produtos magnéticos ressaltam feições geológicas tais como: falhas, zonas de cisalhamento, zona de sutura e zonas de alteração hidrotermal. Nessas feições há acúmulo de minerais magnéticos que resultam em altos gradientes magnéticos, enquanto os baixos gradientes magnéticos são representados pela prevalência de minerais paramagnéticos e diamagnéticos.

A primeira derivada vertical (Dz) foi utilizada para traçar os lineamentos regionais e locais (Figura 3.18). A partir da observação e análise das direções e da organização espacial dos lineamentos magnéticos no mapa confeccionado, pode-se concluir que: (i) Regionalmente, há evidência da compartimentação entre a Sequência Santa Teresinha e o Segmento Mara Rosa, onde predominam lineamentos de direção NE-SW e NE-SW com inflexão para E-W, respectivamente; (ii) A forte estruturação NE-SW é condizente com o Lineamento Transbrasiliano; (iii) Lineamentos de direção N-S ocorrem em porções com baixa densidade de lineamentos nas áreas IX e X; (iv) Há um lineamento marcante de direção NW-SE que trunca a área do projeto ao meio e, (v) A maior expressão de lineamentos E-W nas áreas IV, V e VI, correlaciona-se com a Zona de Cisalhamento Serra de Bom Jesus, principal manifestação do sistema cisalhante que representa a compartimentação de blocos geotectônicos com história evolutiva distinta.

Com base nas interpretações dos produtos geofísicos, foi possível relacionar a geofísica com as unidades geológicas já mapeadas na região, através de um mapa geológico-geofísico preliminar para as áreas do Projeto Mara Rosa (Figura 3.19).

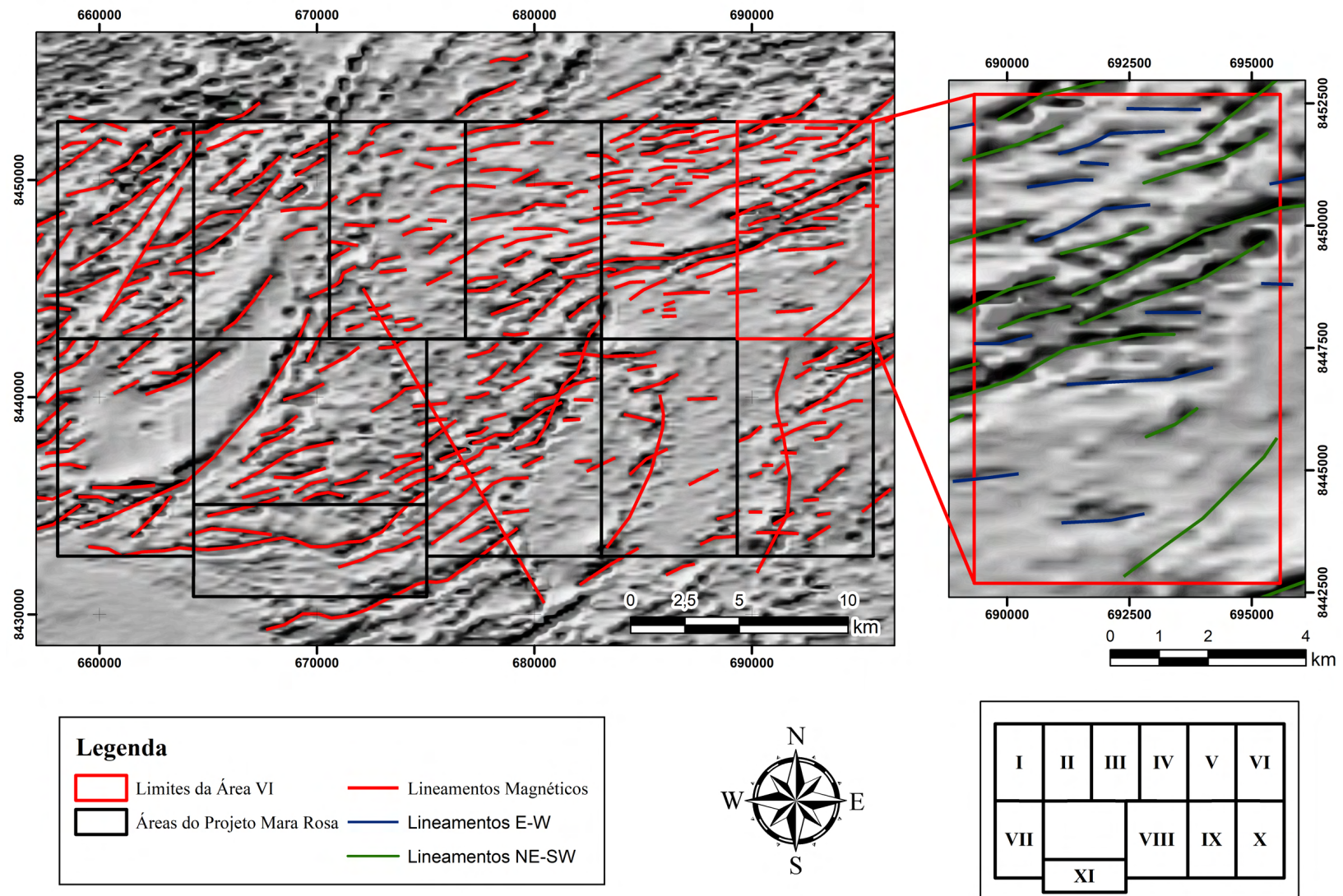


Figura 3.18: Mapa regional de lineamentos magnéticos, com destaque para os lineamentos da área VI.

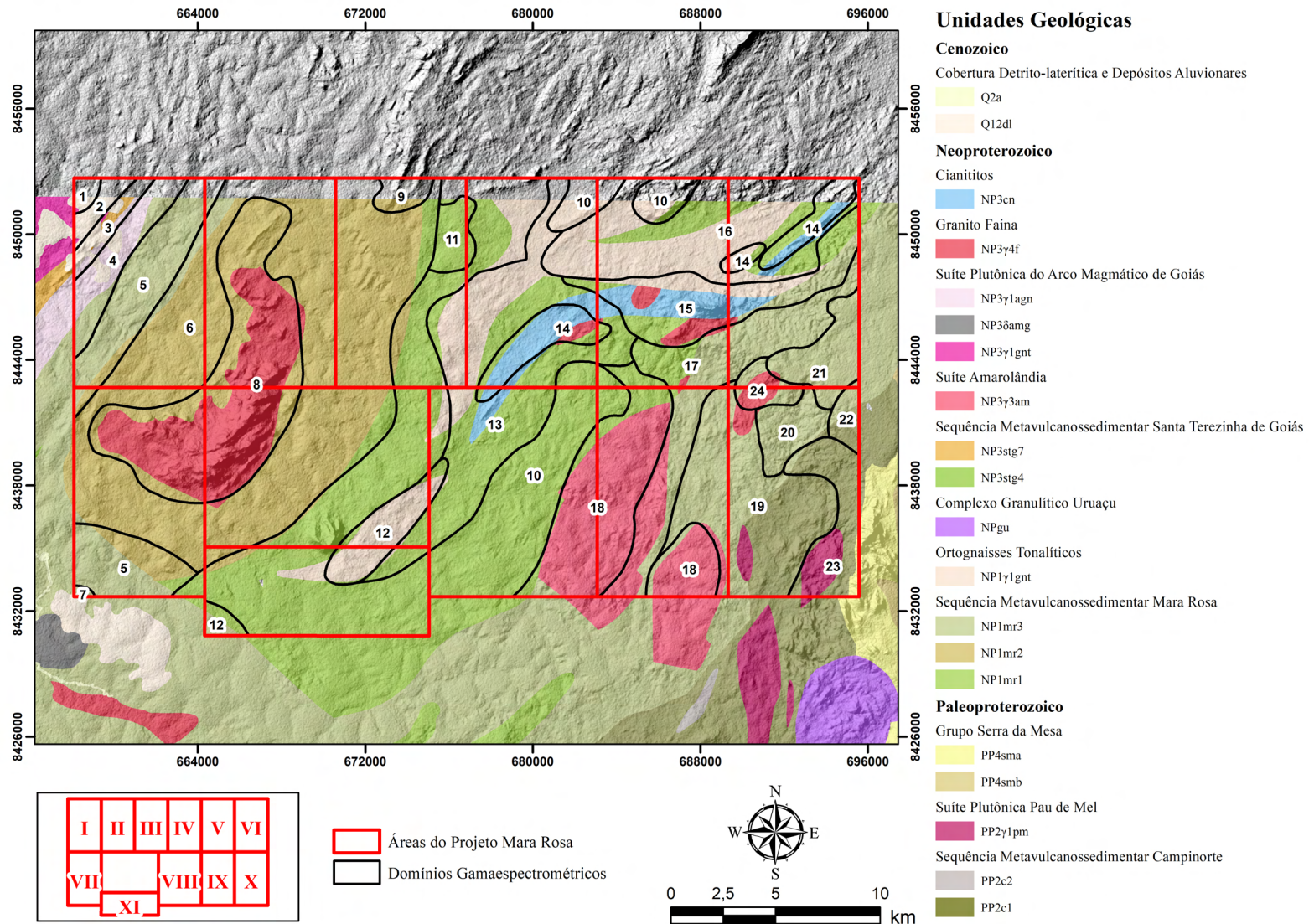


Figura 3.19: Mapa geológico-geofísico preliminar do Projeto Mara Rosa, com os domínios gamaespectrométricos interpretados e o mapa geológico em escala 1:100.000 apresentado pela CPRM (2007).

Capítulo 4

Geologia do Projeto Mara Rosa

O mapeamento geológico realizado no âmbito do Projeto Mara Rosa, em escala 1:25.000, permitiu reconhecer diferentes unidades geológicas, definidas com base em critérios petrográficos, deformacionais, metamórficos e geocronológicos (Figura 4.1). Na área mapeada, composta por 11 subáreas, afloram unidades litoestratigráficas pertencentes ao Arco Magmático Campinorte, representativo do embasamento paleoproterozoico, (Giustina *et al.*, 2009), ao Arco Magmático Goiás, de idade neoproterozoica (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1997, 2000), e ao Grupo Serra da Mesa, também de idade neoproterozoica (Cordeiro *et al.*, 2014). O contato entre o Arco Magmático Campinorte e o Arco Magmático Goiás é marcado pela zona de falhas de empurrão Rio dos Bois, enquanto o Grupo Serra da Mesa ocorre sobreposto ao Arco Magmático Campinorte.

4.1 Arco Magmático Campinorte

O Arco Magmático Campinorte aflora, de forma restrita, dentro dos limites da Área X. É representado por uma faixa alongada e encurvada, limitada pela falha de empurrão Rio dos Bois, com direção variando de N-S a NE-SW e corresponde a 4% do total mapeado pelo projeto. Apresenta relevo associado à superfície regional de aplainamento, com ocorrência de um platô laterítico em seu extremo leste, além de relevo de morros e colinas, caracterizando uma porção mais acidentada nas proximidades da porção recoberta pelo Grupo Serra da Mesa. Já sua assinatura gamaespectrométrica é bastante variada, sendo predominantemente rosa esverdeada na composição RGB ternária (K, eTh e eU), com domínios branco-amarelados subordinados, associados às rochas intrusivas pré-tectônicas, e um domínio verde azulado a leste, associado à cobertura laterítica.

Esta unidade é composta por rochas metavulcânicas félsicas e metassedimentares psamo-pelíticas da Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte (PP2c1 e PP2c2), de idade riaciana (Giustina *et al.*, 2009), com metamorfismo geral em fácies xisto verde. Em meio à Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte, encontram-se granito e tonalitos miloníticos a ultramiloníticos da Suíte Pau de Mel (PP2 γ 1pm), também de idade riaciana (Giustina *et al.*, 2009), e ocorrência de granulitos do Complexo Uruaçu (PP2gu) (Cordeiro *et al.*, 2014), exumados na forma de um complexo de núcleo metamórfico.

Mapa Geológico Simplificado - Projeto Mara Rosa

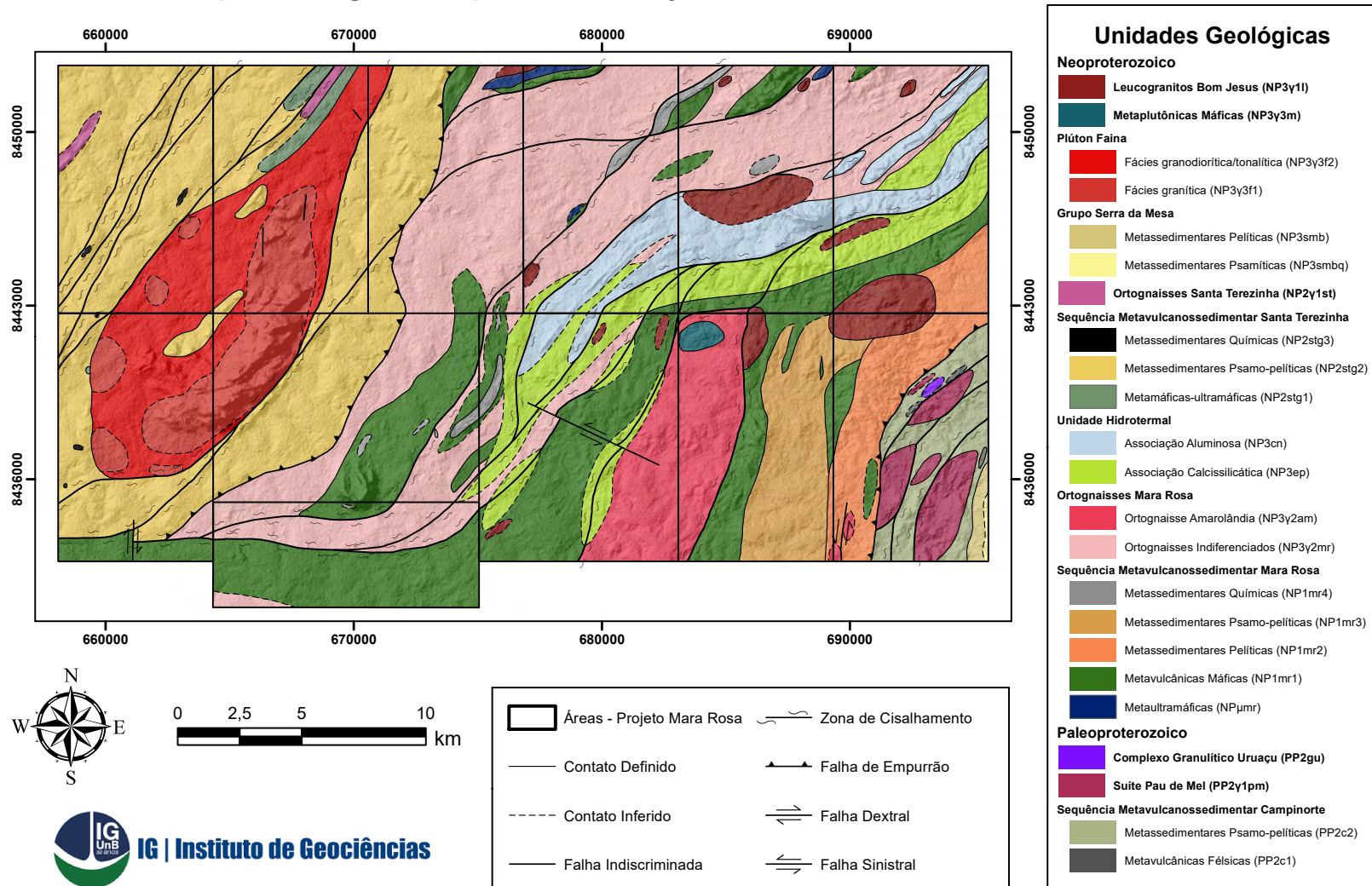


Figura 4.1: Mapa Geológico Integrado do Projeto Mara Rosa (versão simplificada).

4.2 Arco Magmático Mara Rosa

Arco Magmático Goiás (Segmento Mara Rosa) é a principal unidade aflorante no âmbito do Projeto Mara Rosa, representado pela Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa (NP1mr), de idade toniana (Pimentel *et al.*, 2000), e a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha (NP2stg), de idade criogeniana (Fuck *et al.*, 2006).

A Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa ocorre compartimentada nas subunidades metaultramáfica (NP μ mr), metavulcânica máfica (NP1mr1), metassedimentar psamo-pelítica (NP1mr2 e NP1mr3) e metassedimentar química (NP1mr4), sendo englobada por um conjunto volumoso de ortognaisses dioríticos a tonalíticos indiferenciados (NP3 γ 2mr) e o ortognaisse diorítico Amarolândia (NP3 γ 2am) (Oliveira *et al.*, 2007). Neste contexto, são descritos também produtos de alteração hidrotermal, agrupados em associações mineralógicas diagnósticas, incluindo rochas calssilicáticas (NP3ep) e rochas aluminosas (NP3cn). Já a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha é representada pelas unidades metamáfica-ultramáfica (NP2stg1), metassedimentar psamo-pelítica (NP2stg2) e metassedimentar química (NPstg3), com ortognaisses tonalíticos associados (NP2 γ 1st). O contato entre ambas as sequências é marcado pela zona de falha transpressional Amaralina.

4.2.1 Unidade Metavulcanossedimentar

A Unidade Metavulcanossedimentar é representada pela Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, e corresponde a aproximadamente 24% da área total do projeto. Ocorre principalmente na porção central da área, estando presente nas Áreas III, IV, V, VI, VIII, IX, X e XI, além de parte da região adjacente, mapeada pelo projeto de Mapeamento Geológico 2 - Mara Rosa. Esta unidade é estruturada na forma de corpos alongados, com orientação preferencial NE-SW e inflexões E-W, especialmente nas Áreas IV, V, VI e XI. É englobada pelos Ortognaisses Mara Rosa e está delimitada pelas zonas de falha Rio dos Bois, a leste, onde se encontra com o embasamento paleoproterozoico, e Amaralina, a oeste, onde está em contato com a unidade metassedimentar.

Apresenta morfologia de relevo representada por regiões planas, tipicamente de superfície regional de aplainamento, com ocorrência local de relevo de morros e colinas. Já a assinatura gama-espectrométrica, na composição ternária RGB (K, eTh, eU), é marcada por tonalidades majoritariamente esverdeadas a azuladas escuras, chegando ao preto. Localmente, apresentam tonalidades rosadas, especialmente ao norte, onde a alteração hidrotermal é mais intensa, indicando a grande variedade litológica desta unidade.

A sequência apresenta rochas metavulcânicas e metassedimentares psamo-pelíticas, representadas por anfibolitos, paragnaisses e xistos aluminosos. Subordinadamente, ocorrem rochas metassedimentares químicas, como gonditos, metacherts e formações ferríferas. Estas rochas encontram-se metamorfizados em condições de fácies xisto verde superior a anfibolito, com retrometamorfismo em fácies xisto verde inferior.

4.2.2 Unidade Metassedimentar

A ocorrência da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha no contexto do Projeto Mara Rosa evidencia uma porção com baixa contribuição vulcânica, sendo classificada como predominantemente metassedimentar, metamorfozada em fácies xisto verde a anfibolito. Estas rochas afloram na porção oeste da área de estudo, englobando as Áreas I, II, III e VI, além de parte da região adjacente, mapeada pelo Projeto de Mapeamento Geológico 2 - Mara Rosa. Esta unidade é limitada, no Projeto Mara Rosa, pela zona de falha transpressional Amaralina à leste, de orientação NNE-SSW, se estendendo para oeste além dos limites do mapa. Sua geometria é regionalmente alongada de acordo com a tectônica brasileira, porém na escala mapeada, apresenta formato relativamente regular, correspondendo a 20% da área mapeada.

Esta unidade apresenta relevo associado a superfície regional de aplainamento, com ocorrência de coberturas lateríticas em suas porções nordeste e sul, além de relevos de morros e colinas, mais acidentados, em meio à região onde ocorre o Plúton Faina. A gamaespectrometria deste domínio apresenta tonalidade predominantemente azulada na composição RGB (K, eTh e eU), onde afloram as rochas metassedimentares, com uma grande área branca em sua porção central, indicativa da presença do Plúton Faina. Podem ser vistas também faixas menores, com orientação NE-SW, em seu extremo nordeste, onde a assinatura passa a ter colorações variadas, em tons de branco e roxo.

Abrange rochas máfico-ultramáficas e rochas metassedimentares, incluindo xisto aluminosos e paragneisses, com lentes de gonditos e formações ferríferas. Em meio ao domínio principal, encontram-se rochas intrusivas tardi a pós-tectônicas, como o Plúton Faina. Vale notar que parte da unidade metassedimentar é encontrada, com contato irregular, na porção central do Plúton Faina, sendo interpretada como um *roof pendant*, resultante da ascensão e erosão do corpo intrusivo.

4.2.3 Rochas Intrusivas Pré a Sin-Tectônicas

No contexto do Projeto Mara Rosa, afloram rochas metaplutônicas de caráter pré a sin-tectônico, intituladas como Ortognaisses Mara Rosa, quando associadas à Unidade Metavulcanossedimentar, e Ortognaisses Santa Terezinha, quando associadas à Unidade Metassedimentar.

Os Ortognaisses Mara Rosa afloram de duas formas na área de estudo, incluindo uma larga faixa NE-SE entre as unidades da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa e, localmente, na porção sudeste, ocorre em corpos individualizados e envoltos pelas rochas da unidade metavulcanossedimentar, onde é definido como Ortognaisse Amarolândia, de composição predominantemente diorítica. Os Ortognaisses Mara Rosa indiferenciados compreendem cerca de 21% da área total do projeto, com afloramentos nas áreas III, IV, V, VI, VIII, IX e XI, enquanto o Ortognaisse Amarolândia é restrito às áreas VIII, IX e X, representando 5% do total mapeado. As rochas desta unidade ocorrem em áreas planas, tipicamente de superfície regional de aplainamento. Sua assinatura gamaespectrométrica apresenta tonalidades predominantemente rosadas para os Ortognaisses Indiferenciados, enquanto Amarolândia possui resposta em tonalidade azul bem definida. São compostos majoritariamente por corpos dioríticos, quartzo-dioríticos e tonalíticos, com variação composicional discreta e recorrente, de forma que não foi realizada sua diferenciação na

escala mapeada pelo projeto. Apenas os corpos relativos ao Ortognaisse Amarolândia, de composição diorítica com fácies tonalítica subordinada, foram delimitados na escala do mapa, tendo em vista sua relação espacial e assinatura geofísica características com relação às rochas da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa.

Já os Ortognaises Santa Terezinha afloram localmente na porção noroeste do PMR, nas áreas I e II, formando corpos alongados de direção NE-SW que representam menos de 1% do projeto. Estas rochas afloram entre as unidades metassedimentar e máfico-ultramáfica da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha, tendo composição predominantemente tonalítica.

4.2.4 Unidade Hidrotermal

O Arco Magmático Mara Rosa apresenta, ainda, uma associação importante de produtos de alteração hidrotermal. Estas rochas afloram nas Áreas IV, V, VI e VIII, compreendendo 11% do Projeto Mara Rosa, e se associam a zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis, dispostas preferencialmente segundo a direção NE-SW, com inflexões E-W. Dentro desses corredores deformacionais, ocorre grande diversidade de rochas intensamente deformadas e alteradas hidrotermalmente, onde se destacam avançadas reações de epidotização, saussuritização, sericitização, cloritização, biotitização, muscovitização e sulfetação, de forma que seus protólitos nem sempre podem ser identificados.

As rochas hidrotermais aluminosas, quando ricas em cianita, se destacam em meio ao relevo aplainado, associadas a altos topográficos, tipicamente em relevo de morros e colinas, com ênfase para Serra de Bom Jesus, localizada entre as Áreas V e VI. Já as demais associações não possuem feições diferenciadas em meio ao relevo geral da região. A assinatura gamaespectrométrica do domínio hidrotermal apresenta resposta distinta em tonalidades esbranquiçadas, com tonalidades levemente rosadas na porção central dos corpos, caracterizando a associação de rochas calcissilicáticas.

Esta unidade é subdividida de acordo com suas associações minerais, sendo: rochas aluminosas (cianita-muscovita-quartzo-pirita) e rochas calcissilicáticas (epidoto-quartzo-clorita e epidoto-quartzo-hornblenda).

Na porção extremo sudeste do Projeto Mara Rosa, no contexto da Área X, aflora um pacote de rochas metassedimentares psamo-pelíticas pertencentes ao Grupo Serra da Mesa (NP3smb e NP3smbq), de provável idade criogeniana (Cordeiro *et al.*, 2014). O Grupo Serra da Mesa possui intensa expressão na topografia, estabelecendo relevo de morros e colinas, com destaque para a Serra Amaro Leite. Estes altos topográficos associam-se especialmente aos quartzitos, contrastantes com a superfície de aplainamento adjacente. Já sua assinatura gamaespectrométrica varia em tons azulados a esbranquiçados, de acordo com a variação litológica observada.

Esta unidade é representada por muscovita xistos e quartzitos, sobrepostos às rochas do embasamento paleoproterozoico (Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte). Seus limites são de natureza deposicional, estabelecidos por discordância, e conferindo-lhe geometria irregular. Representa menos de 1% da área total do projeto.

4.2.5 Rochas Intrusivas Tardi a Pós-Tectônicas

As unidades descritas acima são cortadas por rochas intrusivas, pouco ou não deformadas, representadas pelo Plúton Faina (NP3 γ 3f), Leucogranitos Bom Jesus (NP3 γ 3l) e um corpo de rochas Metaplutônicas Máficas (NP3 γ 3m).

O Plúton Faina ocorre na porção oeste das áreas mapeadas e abrange as Áreas I, II, III e VI, além de parte da região adjacente, mapeada pelo Projeto de Mapeamento Geológico 2 - Mara Rosa, correspondendo a 11% da cobertura total do projeto. Está intrudido na Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha, tendo, em sua porção central, um enclave de mesma natureza de suas rochas encaixantes, interpretado como *roof pendant*. Possui geometria sigmoidal, alongada em NE-SW. Seu relevo está associado principalmente a morros e colinas, em meio a superfície regional de aplainamento, enquanto sua assinatura gamaespectrométrica é predominantemente esbranquiçada com tonalidades amareladas disseminadas e tons rosados nas bordas.

Em contraste com o Plúton Faina, os Leucogranitos Bom Jesus são intrusões com poucos quilômetros de extensão, aflorando nas Áreas V, VI, IX e X. Correspondem a 3% da área do Projeto Mara Rosa. Intrudem as rochas da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa e Ortognaisses Mara Rosa, com geometrias condicionadas pela deformação imposta ao Arco Magmático Mara Rosa, com alongação preferencial NE-SW, eventualmente infletidas em direção E-W. Possuem pouca expressão no relevo, formando pequenos morros em meio à superfície regional de aplainamento, sendo, por vezes, englobados nesta classificação. Por fim, sua assinatura gamaespectrométrica é vista tipicamente na cor branca.

O Plúton Faina foi compartimentado em fácies granítica e fácies granodiorítica/tonalítica, com foliação milonítica desenvolvida ao longo de toda a sua extensão. Já os Leucogranitos Bom Jesus se caracterizam por sua deformação mais desenvolvida e grau metamórfico chegando a fácies xisto verde, além de possuir assembleia exclusivamente granítica, enquanto as rochas Metaplutônicas Máficas são constituídas por metagabros e metahornblenditos, pouco deformados.

Capítulo 5

Estratigrafia & Petrografia da Área VI

Este capítulo aborda as características estratigráficas e petrográficas das unidades mapeadas na Área VI, com base, principalmente, em descrições de campo e interpretações da petrografia. A integração desses dados com informações obtidas por sensoriamento remoto e geofísica possibilitaram a construção do mapa geológico da Área VI, em escala 1:25.000 (Figura 5.1).

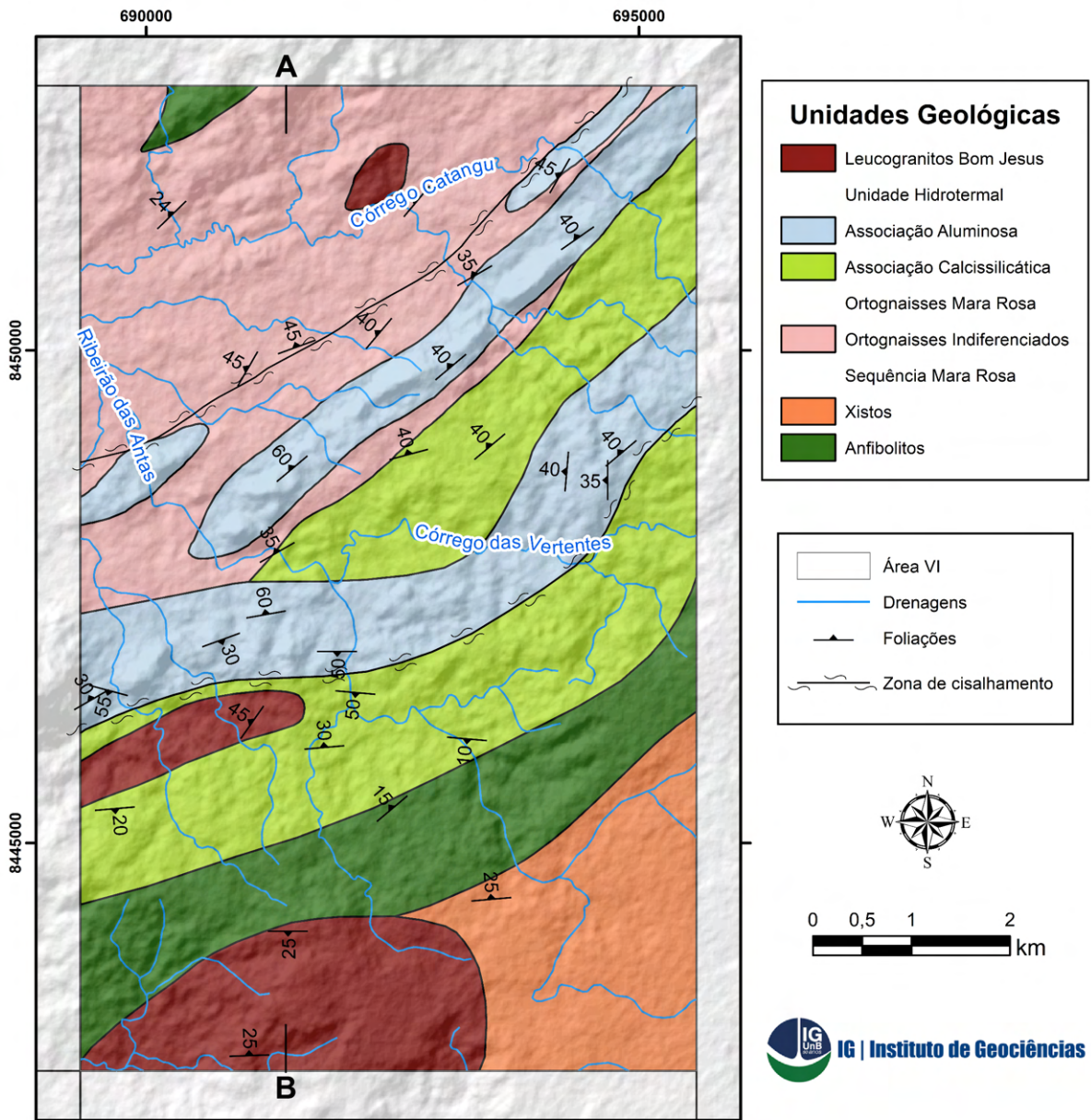
Na Área VI, afloram rochas da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, Ortognaisses Mara Rosa e uma associação de rochas com alterações hidrotermais (Unidade Hidrotermal), além de corpos tardi a pós-tectônicos, representados pelos Leucogranitos Bom Jesus. A correlação geocronológica entre as diferentes unidades foi baseada em dados bibliográficos e nas relações geológicas em campo.

A análise petrográfica foi elaborada a partir da descrição de 14 lâminas delgadas, confeccionadas a partir de diferentes amostras, representativas do contexto geral da área. As fichas descritivas referentes a cada lâmina encontram-se no apêndice do relatório. Aspectos gerais, tais como distribuição geográfica, assinatura geofísica, padrão de afloramento e aspectos fisiográficos serão abordados juntamente com descrições petrográficas de cada unidade.

Além disso, foi realizada uma caracterização químico-mineralógica por microsonda eletrônica em minerais de difícil identificação e minerais que pertencem a uma série de solução sólida, como granada, anfibólio, epidoto, clorita e muscovita. A microsonda utilizada é do modelo JEOL JXA-8230 SuperProbe, possuindo cinco espectrômetros do tipo *Wavelength Dispersive Spectrometer* (WDS) e um do tipo *Energy Dispersive Spectrometer* (EDS), responsáveis por realizar análises pontuais quantitativas e qualitativas, respectivamente.

Os elementos analisados pela microsonda foram Na, Mg, F, Al, Si, P, K, Ca, Cl, Ti, Ni, V, Mn, Fe, Ba e Cr, sendo que o Fe foi obtido na forma de FeO. Além disso, a água na mica e clorita foi estimada a partir da soma total de elementos. Os gráficos de composição química mineral e as fórmulas minerais recalculadas foram gerados utilizando o programa de plotagem MinPlot baseado na linguagem de programação MATLABTM (Walters, 2021).

Mapa Geológico Simplificado - Área VI - Projeto Mara Rosa



Perfil Geológico A-B

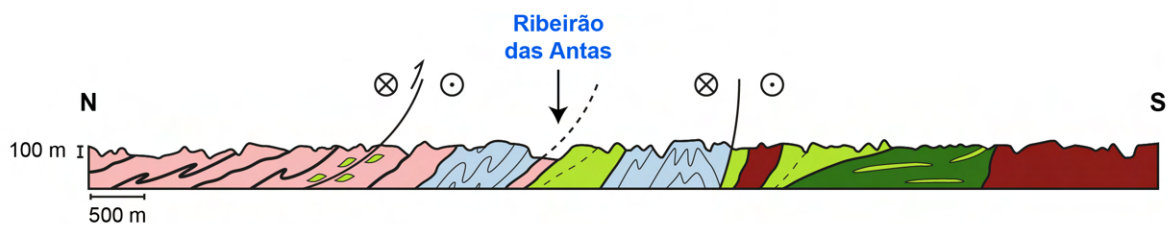


Figura 5.1: Mapa Geológico Simplificado da Área VI, Projeto Mara Rosa.

5.1 Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa

Das unidades que compõem a Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, apenas rochas da Unidade Metavulcânica Máfica e Unidade Metassedimentar Psamo-Pelítica afloram no contexto da Área VI com expressividade. No entanto, foi observado uma ocorrência pontual de rocha metavulcânica intermediária, não delimitada cartograficamente na escala do projeto, porém descrita em detalhe a seguir, assim como as ocorrências das demais unidades.

5.1.1 Unidade Metavulcânica Máfica (NP1mr1)

Os anfibolitos ocorrem como corpos lenticulares em meio aos ortognaisses e dispostos em faixas orientadas à NNE, limitados localmente por rochas hidrotermais com inflexões E-W. Essas rochas são comuns em lajedos e blocos *in situ*.

Normalmente, ocorrem com coloração verde escuro, quando pouco alterados, granulação fina a média, e foliação proeminente definida pela orientação dos cristais de anfibólio (Figura 5.2-A). Podem apresentar-se também homogêneos e maciços (Figura 5.2-B), e eventualmente apresentam bandamentos bem marcados, com alternância de bandas claras de plagioclásio, epidoto e quartzo, e bandas escuras de hornblenda e opacos (Figura 5.2-C).

De maneira geral, os anfibolitos são constituídos essencialmente por anfibólio, plagioclásio e quartzo e, subordinadamente, epidoto, clorita, granada e óxidos. São caracterizados principalmente por uma textura granoblástica, com cristais equigranulares e anedrais, com tamanhos submilimétricos a milimétricos, de anfibólio, quartzo e plagioclásio. Por vezes, podem apresentar uma textura granonematoblástica, com uma orientação sutil dos cristais prismáticos de anfibólio, marcando uma foliação.

Além disso, os cristais de anfibólio podem formar agregados centimétricos de aproximadamente 1 cm em meio a bandamentos, compostos por quartzo e plagioclásio. Apresentam frequentemente evidências de alterações secundárias, possivelmente de uma associação formada por epidoto e clorita. Os anfibolitos encontrados são classificados, sobretudo, como epidoto anfibolito, quartzo-epidoto anfibolito e granada anfibolito (Figura 5.2-D).

Essas rochas, portanto, foram metamorizadas predominantemente sob condições de fácies anfibolito, marcada pela paragênese anfibólio-plagioclásio-granada, porém são comuns domínios de fácies xisto verde, marcados pela presença de clorita e epidoto, resultantes do retrometamorfismo superimposto.

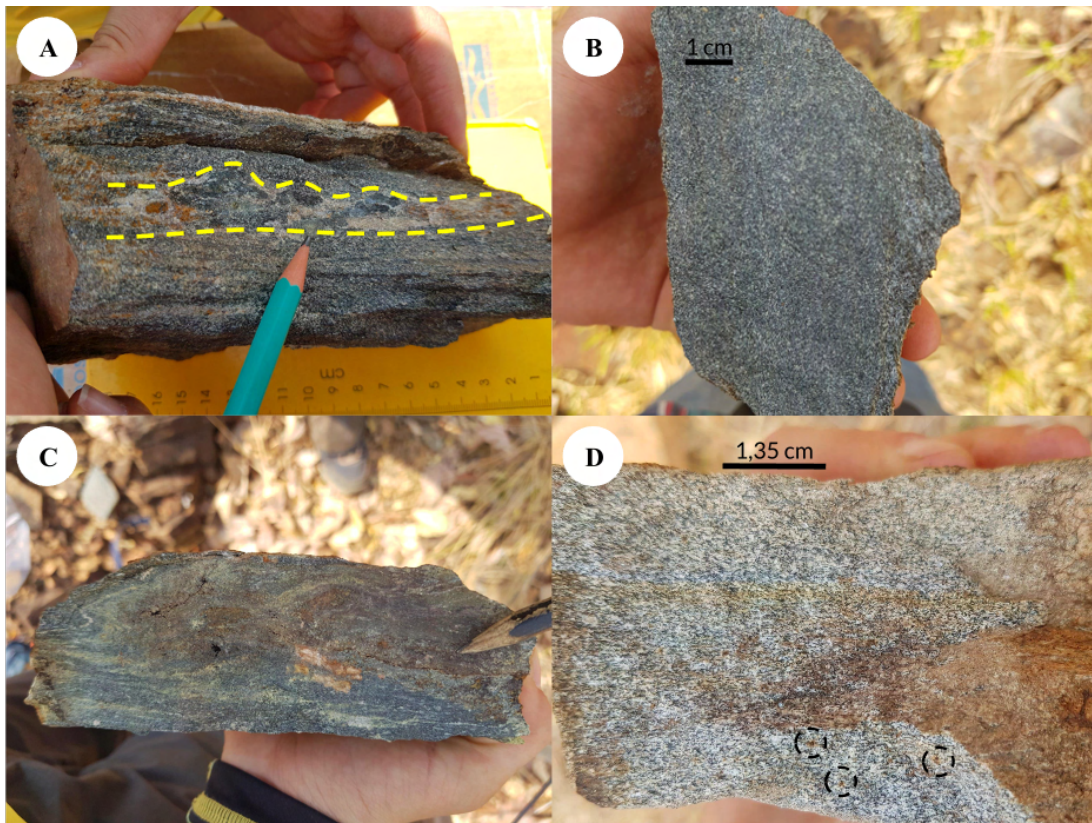


Figura 5.2: (A) Amostra de anfibolito foliado com presença de veio, composto por quartzo e epidoto, concordante com a foliação da amostra (TF22-VI-004); (B) Amostra de anfibolito fino e homogêneo (TF22-VI-053); (C) Anfibolito exibindo um bandamento composicional, com bandas predominantemente compostas por plagioclásio e epidoto em contraste com a composição máfica geral da rocha (TF22-VI-048); (D) Amostra de granada anfibolito de granulação fina, com presença de pseudomorfos de granada (TF22-VI-084).

5.1.2 Unidade Metavulcânica Intermediária

A Unidade Metavulcânica Intermediária de fato não ocorre na Área VI, porém associados às vulcânicas máficas da Sequência Mara Rosa há ocorrências locais de blocos rolados de rochas com composição mais intermediária na porção sudoeste da área. Essas rochas apresentam uma estrutura de bandamento irregular, marcado pela presença de lentes esbranquiçadas de composição quartzo-feldspática. Mineralogicamente, diferenciam-se dos anfibolitos pela menor proporção de anfibólio (35-40%) em relação à quartzo e feldspato (45-60%), além dos minerais acessórios.

Calcissilicática fina bandada com porfiroclastos de plagioclásio (TF22-VI-093)

A amostra TF22-VI-093 revelou a presença de dois domínios composicionais bem distintos, sendo eles um principal cinza claro esverdeado e outro definido pelos bandamentos irregulares de até 5 mm de espessura, de cor esbranquiçada (Figura 5.3-A). O domínio cinza claro possui uma matriz quartzo-feldspática com anfibólio, com cerca de 40% de minerais máficos e 60% de minerais félsicos. O domínio branco, por sua vez, é formado por uma matriz quartzosa, com cristais de plagioclásio subédricos a euédricos de 3 a 4 mm de tamanho imersos na matriz.

Na lâmina, foi possível observar a ocorrência de hornblenda verde (35%), além de quartzo (30%) e plagioclásio (15%) na matriz. A hornblenda verde se apresenta como cristais subédricos de cerca de 0,1 mm, podendo chegar a até 2 mm, além de apresentar textura nematoblástica (Figura 5.3-B). Além disso, nas bandas esbranquiçadas é possível observar um domínio de quartzo granoblástico, havendo a presença de porfiroclastos de feldspato de 0,5 a 2,5 mm sendo recristalizados, apresentando texturas de reabsorção (Figura 5.3-C).

Os porfiroclastos de feldspato não apresentam geminação muito evidente devido à sua recristalização, porém por vezes nas bordas de alguns é possível observar geminação lei da albita. Apesar disso, alguns cristais de plagioclásio na matriz se encontram mais preservados, sendo que estes apresentam teor de anortita de 22%, sendo classificados como oligoclásio.

Na rocha também são observados minerais do grupo do epidoto com tamanhos de até 1 mm e hábitos euédricos a subédricos, formando prismas alongados e ocorrendo disseminados pelos dois domínios. Esses minerais são: epidoto (12%), clinozoisita (5%) e allanita (3%). O epidoto pode apresentar textura coronítica sobre a allanita, que frequentemente se apresenta com zonação (Figura 5.3-D). Por fim, a rocha pode apresentar pequenos cristais de granada (< 1%) anédricos, com cerca de 0,1 mm.

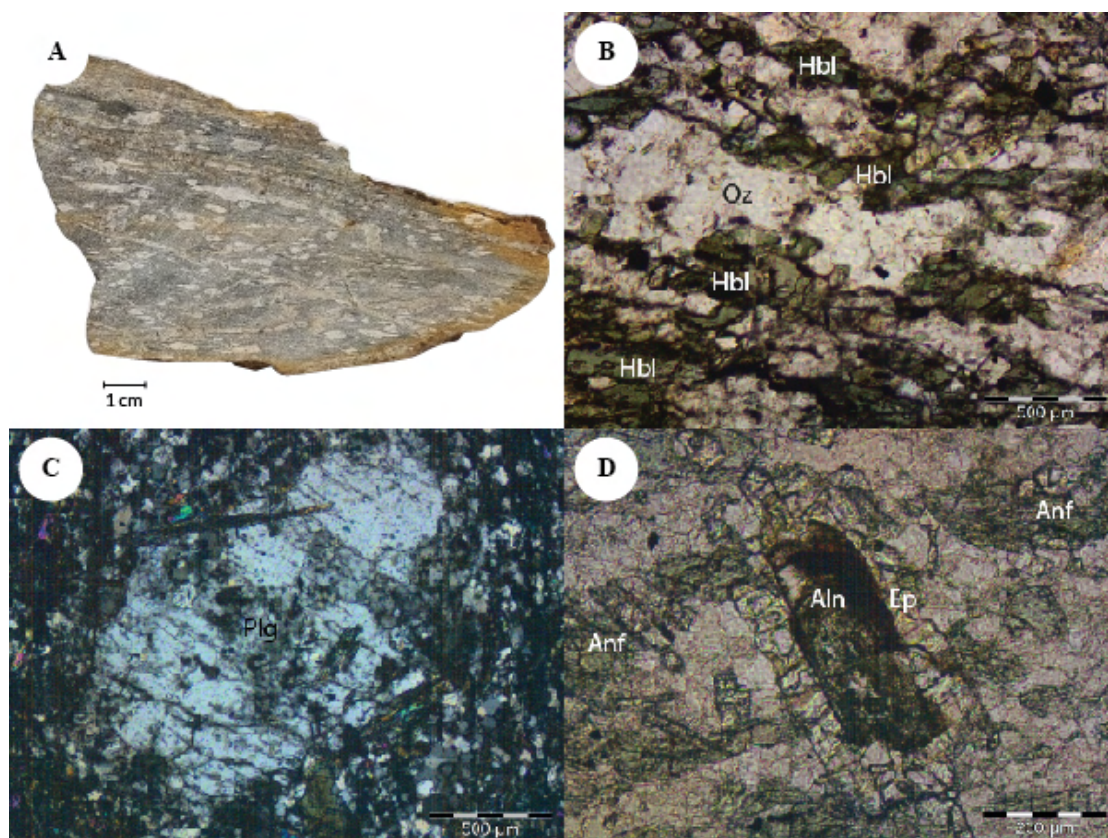


Figura 5.3: Fotografias da amostra TF22-VI-093; (A) Amostra macroscópica de metavulcânica intermediária com bandamentos irregulares; (B) Hornblenda verde em textura nematoblástica na matriz quartzosa, domínio principal da rocha (LT/NP/2,5x); (C) Porfiroclasto de plagioclásio com alteração nas bordas e reabsorção na parte interna (LT/NC/2,5x); (D) Epidoto em textura coronítica sobre allanita (LT/NP/10x).

5.1.3 Unidade Metassedimentar Psamo-Pelítica (NP1mr3)

Poucos afloramentos *in situ* dessa unidade foram observados em campo, em função dos espessos perfis lateríticos e das áreas de pasto que recobrem grande parte da região (Figura 5.4). A assinatura da unidade é bem marcada na gamaespectrometria, com domínios de coloração ciano na composição RGB (K, eTh, eU), que refletem a cobertura da área por pastos ou por perfis lateríticos. Os produtos da magnetometria também podem registrar lineamentos magnéticos que auxiliam na delimitação da unidade (Detalhes no Capítulo 3), localizada à sudeste da área.

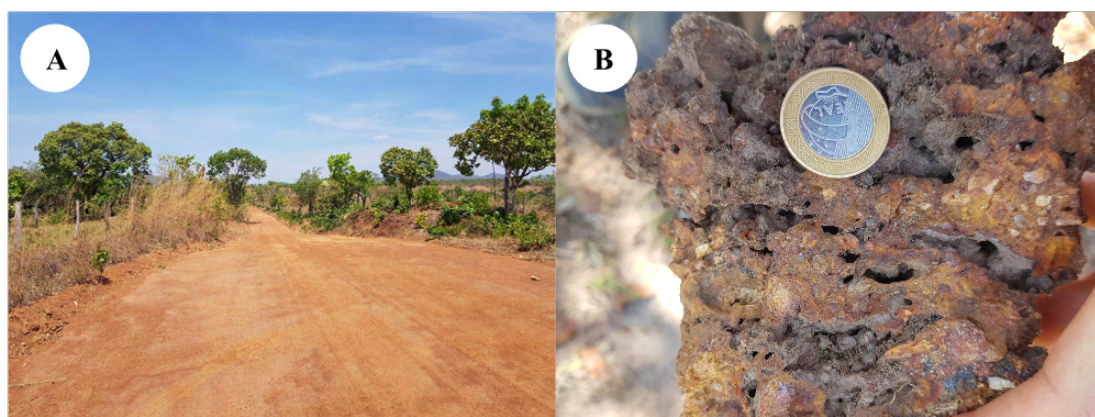


Figura 5.4: (A) Fotografia na porção sudeste da área, exibindo extensa cobertura por perfis lateríticos (ponto TF22-VI-149); (B) Amostra de crosta laterítica encontrada no ponto TF22-VI-147.

Com a falta de afloramentos na Área VI, exemplares da área adjacente (X), na porção norte, foram utilizados para caracterizar petrograficamente a unidade. As rochas encontradas possuem pouca variação, e incluem, principalmente, muscovita-quartzo xistos, quartzo-muscovita xistos, quartzo-clorita xistos e clorita-muscovita xistos, eventualmente com granada. Na Área VI, os xistos mais representativos dessa unidade são clorita-muscovita xistos.

Os xistos da unidade são compostos majoritariamente por muscovita, clorita, podendo ter ou não biotita, além de quartzo, plagioclásio e óxidos, como magnetita (Figura 5.5). Apresentam granulação fina, com xistosidade contínua, marcada pela orientação das lamelas dos minerais micáceos. Apresentam também indícios de cloritização, resultante da percolação de fluidos e consequente transformação dos minerais primários.

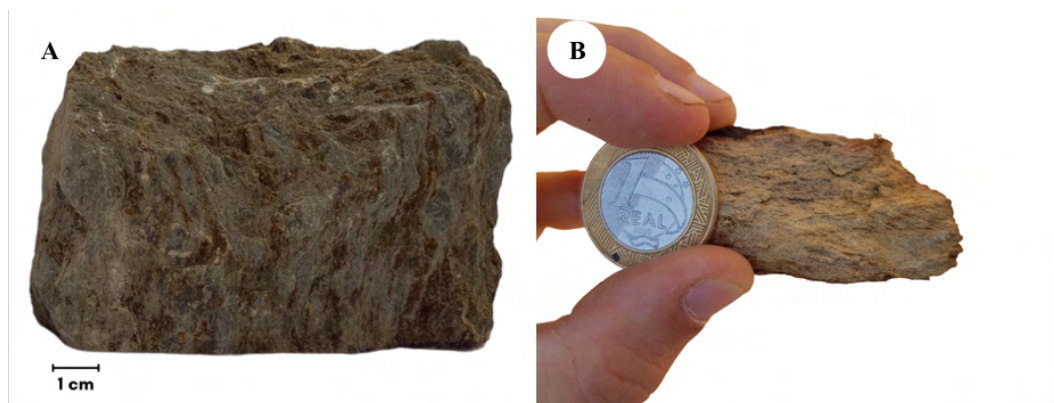


Figura 5.5: (A) Amostra de clorita-muscovita xisto, na porção sul da Área X (TF22-X-227); (B) Clorita-muscovita xisto, observado na porção noroeste da Área VI, ponto 144 (TF22-VI-144).

5.2 Ortognaisses Mara Rosa

No contexto do Projeto Mara Rosa, os Ortognaisses Mara Rosa foram divididos em duas unidades, sendo elas Ortognaisses Indiferenciados e Ortognaisse Amarolândia. Na Área VI afloram rochas dos Ortognaisses Indiferenciados, descritos como ortognaisses dioríticos, quartzo-dioríticos e tonalíticos.

5.2.1 Ortognaisses Indiferenciados (NP3 γ 2mr)

Esta unidade aflora, principalmente, na porção noroeste da Área VI, sempre com orientação para NNE. Associa-se às rochas supracrustais da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, com eventuais intrusões tardi a pós-tectônicas. As rochas dessa unidade ocorrem como grandes lajedos, próximo de canais de drenagens, ou como blocos *in situ* em meio aos pastos (Figura 5.6). Apresentam-se, ainda, recobertas por crostas lateríticas, em estágio avançado de degradação, com ampla dispersão de solos arenosos lixiviados, fragmentos quartzosos e nódulos lateríticos.

A morfologia dessa unidade é representada principalmente por superfícies aplainadas, com cotas entre 400 e 450 metros, onde se encontram as principais drenagens da área, como Córrego Jatobá e Ribeirão das Antas. As rochas observadas foram gnaisses ortoderivados, consistindo de: gnaisses dioríticos, gnaisses quartzo-diorítico e, predominantemente, gnaisses tonalíticos.

As rochas supracrustais associadas aos Ortognaisses Mara Rosa podem ocorrer como pequenos corpos circulares e lenticulares de, sobretudo, anfibolitos finos, mas também metahornblenditos. A relação das supracrustais e os ortognaisses pode ser enigmática, porém enclaves dessas rochas em metatonalitos, como nas exposições em ortognaisses ao longo da área (Figura 5.10), sugerem a natureza intrusiva do protólito.

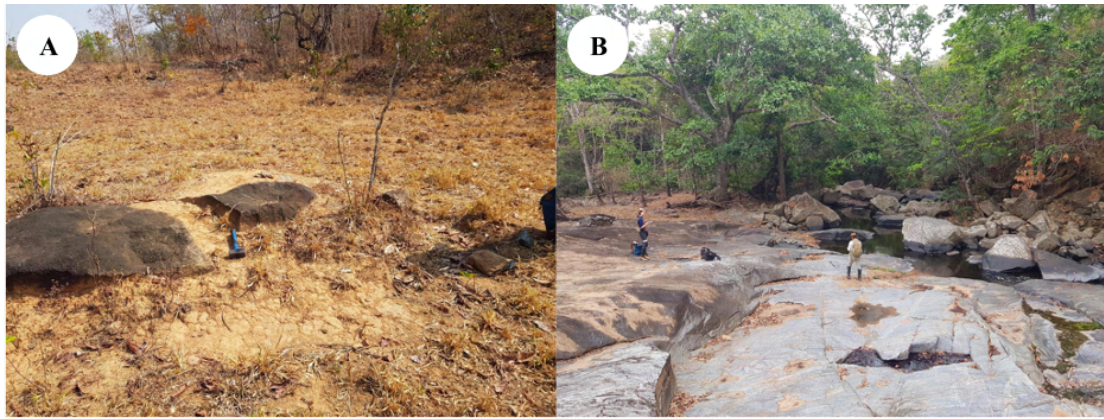


Figura 5.6: (A) Afloramento de ortognaisses em blocos in situ, em meio aos pastos (TF22-VI-003); (B) Lajedos extensos de ortognaisses, próximo ao Ribeirão das Antas (TF22-VI-115).

Os ortognaisses tonalíticos são a principal ocorrência dessa unidade na região e apresentam, pelo menos, duas fácies na área, definidas a partir da porcentagem de biotita e hornblenda. De maneira geral, são rochas de granulação média-grossa, com tonalidades variando de cinza claro a escuro, constituídas essencialmente de plagioclásio, quartzo, biotita, e, por vezes, hornblenda, em textura granoblástica a nematoblástica (Figura 5.7).



Figura 5.7: Amostras de ortognaisses tonalíticos encontrados na Área VI (A: TF22-VI-020; B: TF22-VI-021), com presença de cristais de hornblenda com tamanhos milimétricos a centimétricos, podendo chegar a 1 cm, e veios centimétricos de epidoto.

Biotita-hornblenda gnaiss tonalítico (TF22-VI-016)

No afloramento do ponto 16, na porção nordeste da área, com blocos de até 1 metro, são descritas variações laterais composicionais, predominando a fácies definida por Biotita-hornblenda gnaiss tonalítico. Essas rochas possuem granulação média a grossa, coloração cinza escuro, e bandamento gnáissico, definido por domínios máficos, com textura lepidoblástica a nematoblástica, e domínios félsicos, com textura granoblástica. Quando menos deformados, apresentam gnaissificação incipiente, com bandamento difuso e aspecto mosqueado (Figura 5.8).

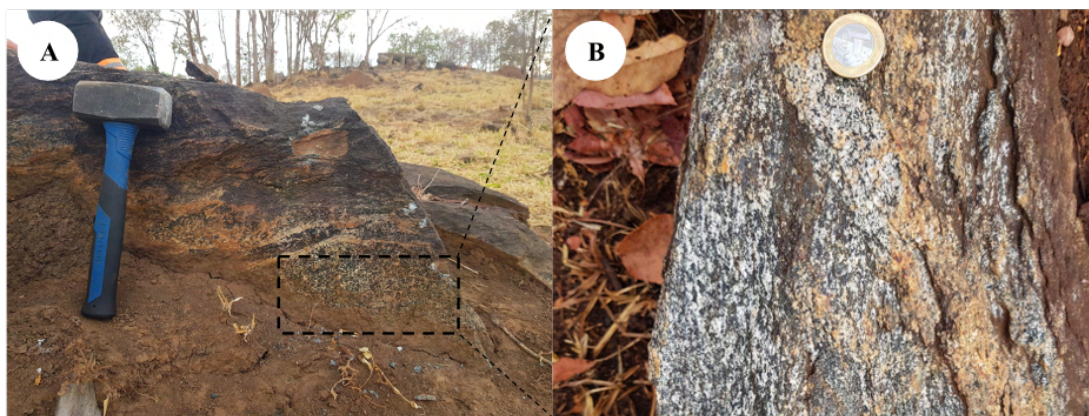


Figura 5.8: Amostras de ortogneisses tonalíticos encontrados na Área VI (A: TF22-VI-020; B: TF22-VI-021), com presença de cristais de hornblenda com tamanhos milimétricos a centimétricos, podendo chegar a 1 cm.

Na microscopia, por meio da lâmina TF22-VI-016A, foi observado que a amostra possui aproximadamente 35% de quartzo, 23% de plagioclásio, 20% de hornblenda, 15% de biotita primária, 2% feldspato potássico, além de allanita como acessório, e opacos (magnetita, calcopirita e goethita). Eventualmente, podem apresentar cristais neoformados de biotita, epidoto e muscovita (~5%).

A textura nematoblástica é definida pelos cristais subédricos e milimétricos (1 a 4 mm) de hornblenda verde, associado a cristais subédricos e milimétricos (2 mm) de biotita, orientados concordantemente com a foliação. Há, ainda, indícios de uma segunda geração de cristais de biotita, apresentando-se anédricos e milimétricos (~1 mm), com extinção ondulante, em disposição irregular, frequentemente sobrecrecidos em cristais de hornblenda (Figura 5.9-A-B).

Já a textura granoblástica é definida por cristais subédricos a anédricos de quartzo, plagioclásio (andesina) e microclínio, com tamanhos variando aproximadamente de 0,8 a 4 mm (Figura 5.9-C). Os cristais de plagioclásio, localmente, podem apresentar alterações para agregados finos, compostos por mica branca (sericitização).

Os cristais de epidoto são principalmente anédricos, com tamanhos de 0,5 a 2 mm, e podem ocorrer como agregados intersticiais, associados aos cristais de hornblenda, ou formando texturas de intercrescimento em cristais de plagioclásio, biotita e muscovita (Figura 5.9-D). Cristais milimétricos (~1 mm), anédricos a subédricos, de muscovita também podem ocorrer intercrecidos em cristais neoformados de epidoto e biotita. Podem ocorrer, ainda, cristais subédricos e submilimétricos (~0,2 mm) de allanita, com a presença de coroas de epidoto.

Através da mineralogia descrita é possível interpretar que a rocha foi submetida ao metamorfismo de fácies anfibolito, através da paragênese plagioclásio-hornblenda. Porém, cristais neoformados de biotita, epidoto e muscovita indicam metamorfismo retrógrado, para fácies xisto verde. Transformações geradas por processos hidrotermais associados a um retrometamorfismo em fácies xisto verde podem ter ocasionado o intercrescimento de biotita, muscovita, epidoto, e também a presença de sulfeto (calcopirita).

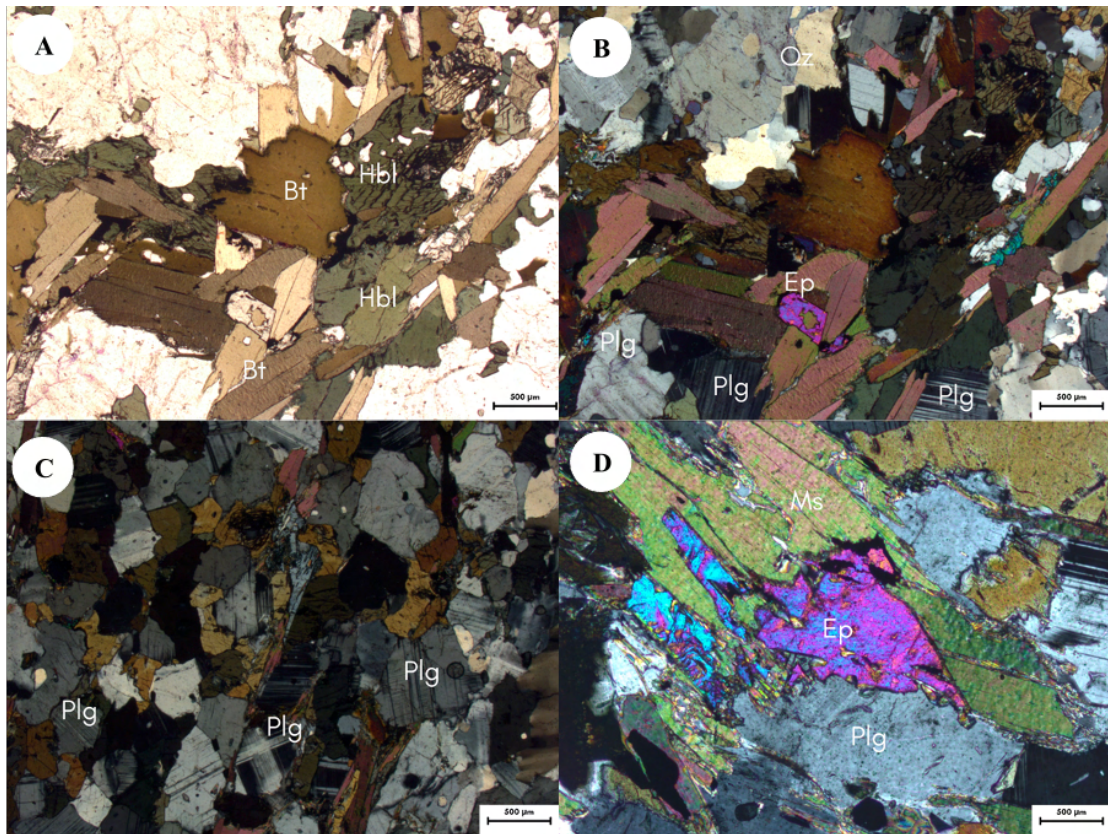


Figura 5.9: Fotomicrografias da amostra TF22-VI-016A: (A) Cristais milimétricos de biotita, associados com cristais de hornblenda verde (LT/NP/2,5x); (B) Presença de cristais de epidoto interescridos em cristais de hornblenda (LT/NC/2,5x); (C) Cristais de plagioclásio em contatos poligonais com cristais de hornblenda (LT/NC/2,5x), às vezes com geminação pseudo-xadrez; (D) Intercrescimento entre as fases de epidoto e plagioclásio (LT/NC/10x).

Hornblenda gnaisses quartzo-dioríticos a tonalíticos

Subordinadamente aos gnaisses tonalíticos com biotita e hornblenda, podem ocorrer Hornblenda gnaisses quartzo-dioríticos (Figura 5.10-A-B) a tonalíticos, de granulação média, com a hornblenda constituindo o único mineral máfico. Eventualmente podem apresentar enclaves com mineralogia composta principalmente por minerais máficos, com foliação incipiente e granulação fina (Figura 5.10-A).

Próximo ao Riberão das Antas, ocorrem lajedos extensos de dimensões decamétricas, de Hornblenda gnaisses tonalíticos, com foliação anastomosada penetrativa. São frequentes enclaves dioríticos a tonalíticos, similares a rocha hospedeira, compostos majoritariamente por plagioclásio, anfibólio e quartzo, com granulação média e foliação incipiente (Figura 5.10-C). Enclaves máficos, constituídos essencialmente de anfibólio, com granulação fina e foliação incipiente, podem ocorrer de forma subordinada. Há, ainda, veios quartzosos de granulação grossa, com intensa recristalização (Figura 5.10-D).

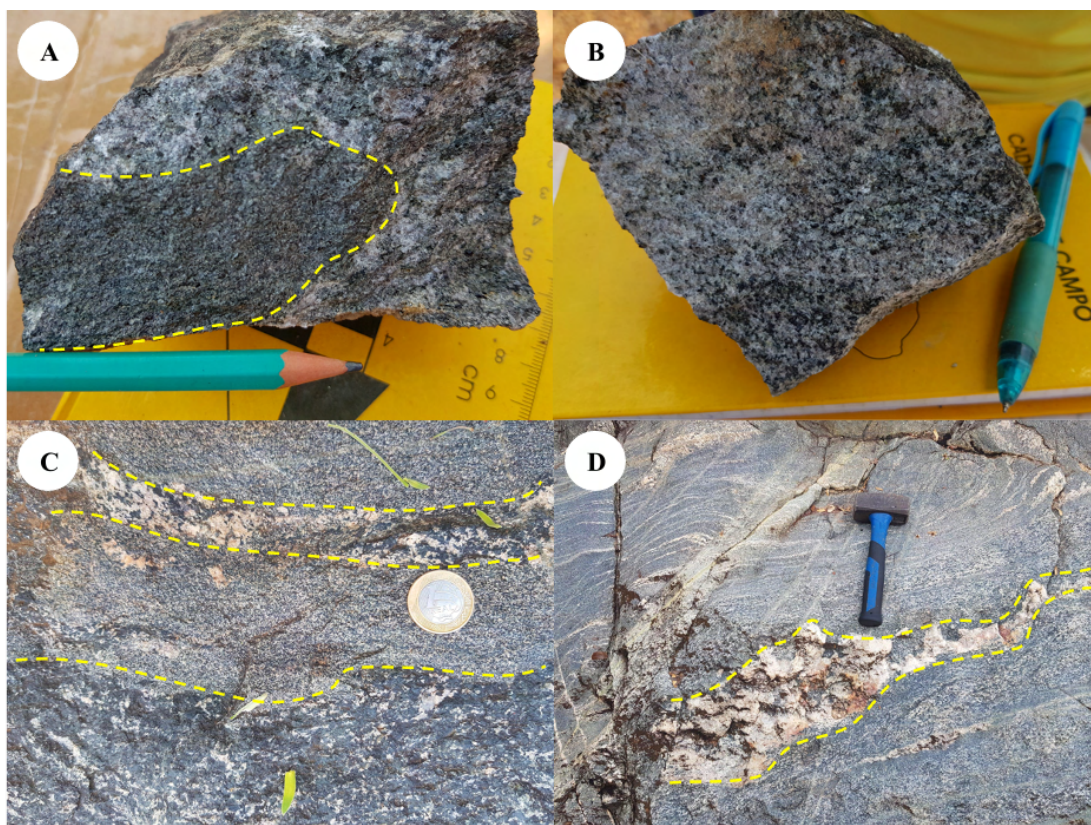


Figura 5.10: (A) Enclave máfico de granulação fina em amostra de gnaiss quartzo-diorítico (TF22-VI-003); (B) Amostra de hornblenda gnaiss quartzo-diorítico (TF22-VI-001); (C) e (D) Afloramento do Ribeirão das Antas (TF22-VI-115), exibindo enclaves compostos principalmente por hornblenda, plagioclásio e quartzo, de granulação média e veios quartzosos recristalizados.

5.3 Unidade Hidrotermal

No contexto da área são descritas duas subunidades da Unidade Hidrotermal, individualizadas de acordo com suas associações minerais, sendo: Associação de rochas aluminosas, frequentemente com cianita (cianita-muscovita-quartzo); e Associação de rochas calcissilicáticas (epidoto-quartzo-clorita e epidoto-quartzo-hornblenda). A organização da descrição da Associação Calcissilicática buscou seguir uma ordem de representatividade, destacando primeiramente amostras com maior ocorrência dentro da unidade e, posteriormente, as ocorrências mais locais. As descrições da Associação Aluminosa contemplam primeiramente rochas com cianita e, posteriormente, rochas sem cianita.

A classificação de calcissilicática foi utilizada nesse projeto para contemplar rochas com alterações hidrotermais pervasivas, resultando em assembleias minerais complexas, compostas principalmente por minerais silicáticos ricos em Ca e com quantidade mínima de minerais carbonáticos. Dessa forma, a nomenclatura de rochas com associações calcissilicáticas evidentes foi utilizada seguindo as recomendações da SCMR (*Subcommission for the nomenclature of Metamorphic Rocks*), conforme descrito no trabalho de Rosen *et al.* (2007).

5.3.1 Associação Calcissilicática (NP3ep)

A associação de rochas calcissilicáticas compreende uma faixa praticamente E-W no centro da área, com uma inflexão orientada à NNE. As rochas dessa subunidade possuem relações complexas, promovidas por intensas alterações hidrotermais. Ocorrem em altos topográficos, com relevo de morros e colinas, principalmente em blocos *in situ*. Além disso, com a abertura de uma nova ferrovia na região, exposições dessas rochas foram encontradas no sítio de obras (Figura 5.11-A).

A alteração hidrotermal é um dos processos responsáveis pela geração desses produtos calcissilicáticos a partir da interação dos fluidos e das rochas encaixantes do sistema hidrotermal. A presença de minerais cálcicos e silicáticos, como minerais do grupo do epidoto, anfibólio e quartzo, em desequilíbrio com outros minerais da paragênese original da rocha caracteriza essa associação (Figura 5.11-B-D).

Para o estudo petrográfico da Associação Calcissilicática, foram selecionadas as seguintes amostras: TF22-VI-019, TF22-VI-058 e TF22-VI-045.

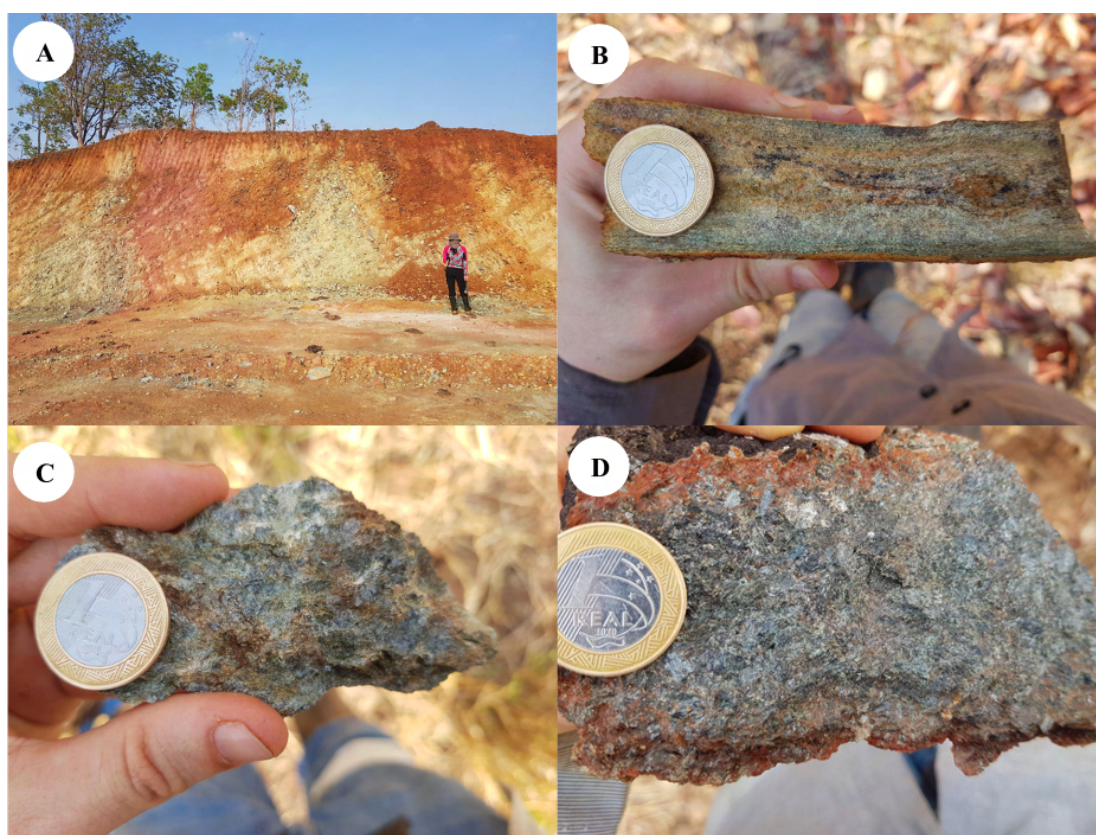


Figura 5.11: (A) Abertura de ferrovia, com exibição de rochas com alteração calcissilicática (TF22-VI-029); (B) Rocha calcissilicática (TF22-VI-023) mostrando faixas enriquecidas em epidoto, intercaladas com domínios formados por quartzo, plagioclásio e anfibólio; (C) e (D) Amostras de hornblenda calcissilicáticas grossas, pontos TF22-VI-080 e TF22-VI-107, respectivamente.

Calcissilicática fina com rutilo (TF22-VI-019)

A amostra TF22-VI-019 (Figura 5.12-A) apresenta uma mineralogia composta por epidoto (40%), actinolita (24%), clinozoisita (15%) e cristais subordinados de plagioclásio e rutilo. A rocha apresenta uma trama finamente epidotizada, superpondo os contatos entre quartzo, anfibólio e plagioclásio, além de bandamentos com maior granulação e espessura de 0,2 a 0,5 mm. O domínio principal da rocha é composto por uma matriz com cristais de epidoto, quartzo e plagioclásio, de tamanhos médios de 0,2 mm. Os cristais de plagioclásio encontram-se fortemente sericitizados e, quando mais preservados, é possível obter um teor de anortita entre oligoclásio e andesina (~30% An).

Associados aos cristais milimétricos, de até 4 mm, de actinolita (Figura 5.12-B), são observados minerais neoformados, como epidoto e clinozoisita (Figura 5.12-C), com tamanhos de 0,3 a 0,6 mm, e frequentemente com textura simplectítica em cristais de plagioclásio e quartzo (Figura 5.12-D).

Os minerais presentes na rocha indicam uma composição calcissilicática, sendo classificada como uma calcissilicática fina com rutilo. A abundante presença de minerais do grupo do epidoto superpondo os contatos dos minerais da matriz, bem como texturas de intercrescimento, permitem inferir que esses minerais são neoformados. Devido a presença de anfibólio e plagioclásio, é possível que a rocha tenha atingido a fácies anfibolito, porém sofreu um processo de retrometamorfismo para fácies xisto verde.

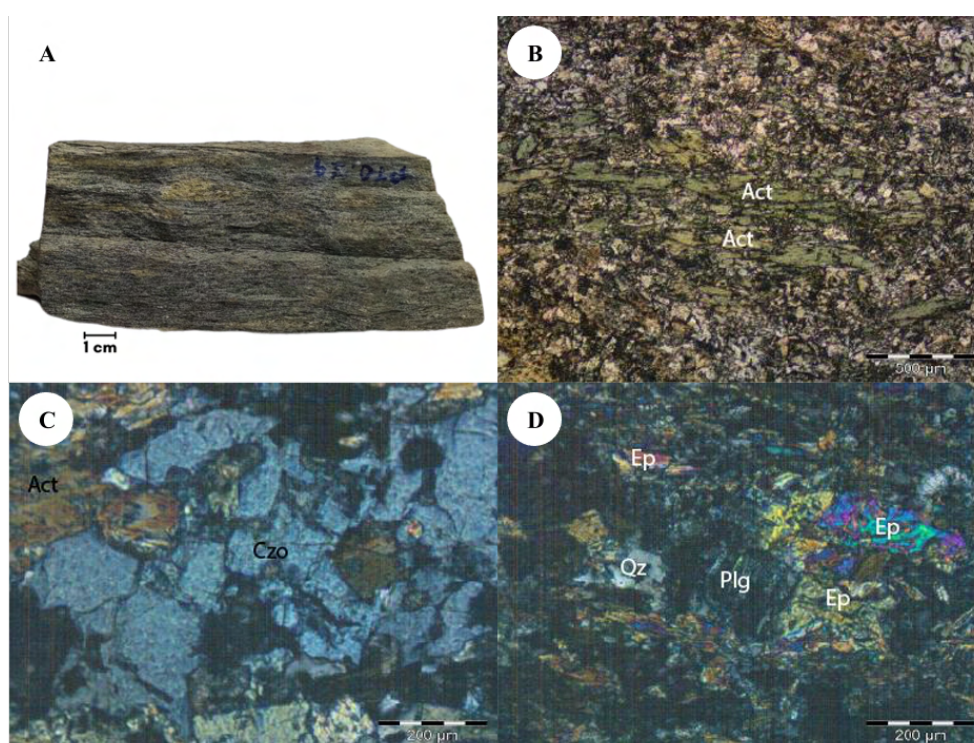


Figura 5.12: (A) Amostra TF22-VI-019 macroscópica, com um domínio composto por anfibólio e epidoto e outro domínio composto por quartzo e plagioclásio; (B) Cristais de actinolita orientados em meio a domínio granoblástico (LT/NP/2,5x); (C) Cristais de clinozoisita, com cores de interferência baixas (LT/NP/10x); (D) Intercrescimento de epidoto em cristais de plagioclásio e quartzo (LT/NP/10x).

Biotita-clorita calcissilicática fina (TF22-VI-058)

A amostra TF22-VI-058 é recorrente no sítio de obras da abertura da ferrovia (Figura 5.13). Apresenta tonalidade cinza claro, constituída essencialmente de epidoto (35%), quartzo (30%), biotita (15%), clorita (10%), plagioclásio (5%). As fases opacas correspondem a cristais anédricos de magnetita (5%) e cristais euédricos a subédricos de calcopirita e pirita (<1%).

Apresenta domínio lepidoblástico, marcando uma leve foliação na rocha, com cristais milimétricos (~2 mm) de biotita e clorita orientados, em meio a uma matriz quartzo-feldspática, com granulação fina (Figura 5.14-A-B). As faixas lepidoblásticas são marcadas por lamelas de biotita e clorita, subédricas, associadas aos cristais de sulfeto e epidoto (Figura 5.14-C-D). Por vezes, cristais de biotita encontram-se parcialmente cloritizados.

A matriz, de textura granoblástica e granulação fina, é composta principalmente por cristais anédricos de quartzo, submilimétricos (~0,4 mm), com extinção ondulante e contatos suturados. Os cristais de plagioclásio são submilimétricos (0,2 - 0,4 mm), anédricos a subédricos, com planos de geminação irregulares, frequentemente apresentam geminação com “*flame-shape twinning*”, dificultando a obtenção do teor de anortita.

Cristais com tamanhos em torno de 1 mm, subédricos a anédricos, de epidoto podem ocorrer intersticialmente em meio aos cristais de quartzo e plagioclásio, ou podem apresentar-se em textura de intercrescimento em cristais de plagioclásio.

A rocha apresenta uma associação mineral possivelmente de natureza hidrotermal, com texturas de intercrescimento envolvendo cristais neoformados de epidoto e níveis sulfetados. A rocha pode ser classificada, portanto, como biotita calcissilicática fina.

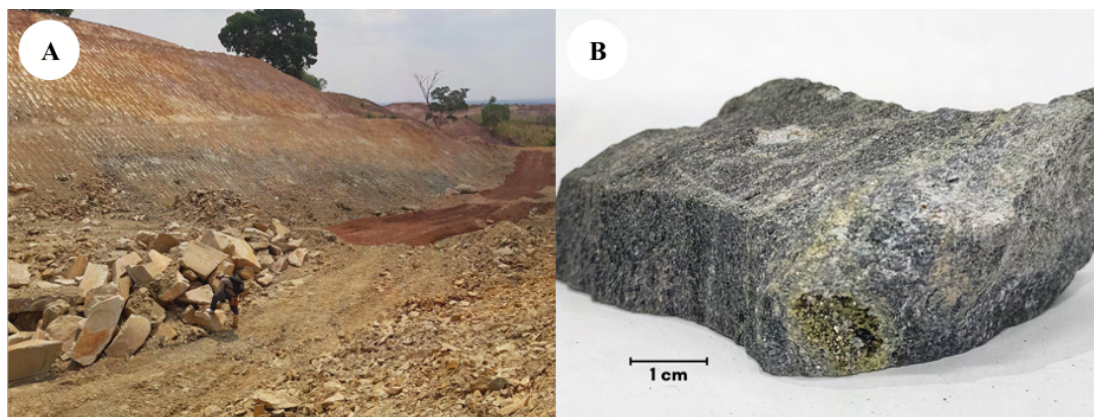


Figura 5.13: (A) Exposição de rochas em abertura da ferrovia; (B) Amostra TF22-VI-058, classificada como biotita calcissilicática fina, com presença de níveis sulfetados.

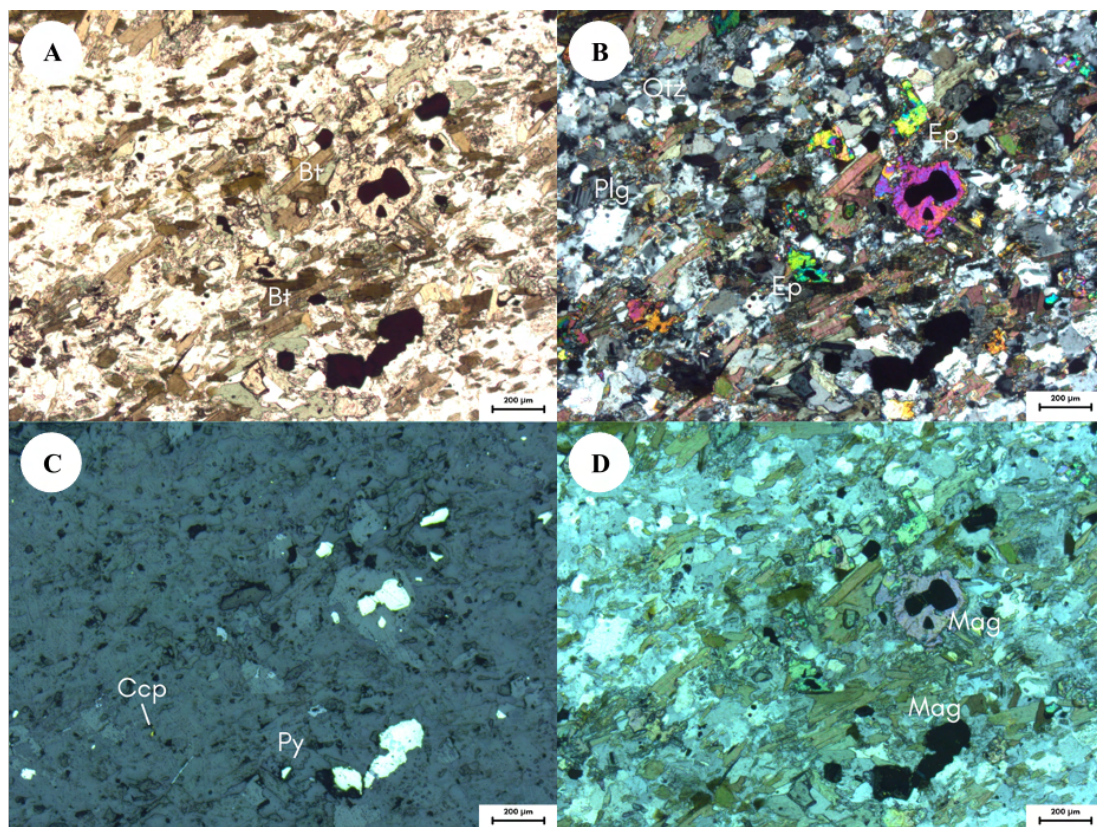


Figura 5.14: Fotomicrografias da amostra TF22-VI-058: (A) Cristais milimétricos de biotita orientados (LT/NP/5x); (B) Cristais intersticiais, anédricos a subédricos, de epidoto, em meio a domínio quartzoso, com cristais subordinados de plagioclásio (LT/NC/5x); (C) e (D) À luz refletida, cristais submilimétricos de pirita e calcopirita, e cristais de magnetita, por vezes inclusos em cristais de epidoto (C, LR/NP/5x e D, LR/NC/5x).

Hornblenda calcissilicática grossa (TF22-VI-045)

A amostra TF22-VI-045 (Figura 5.15-A) encontra-se como blocos in situ no contato entre os Ortognaisses Mara Rosa e a Unidade Hidrotermal. Apresenta granulação grossa, coloração escura, constituída essencialmente por hornblenda (50%), epidoto (20%), quartzo (18%), plagioclásio (5%), clorita (5%), muscovita (2%).

A rocha é majoritariamente composta por cristais subédricos, milimétricos a centimétricos (5 mm até 1 cm), de hornblenda verde, orientados formando uma textura nematoblástica e, localmente, podem apresentar uma textura diablástica (Figura 5.15-B). Quando em contato com outros minerais, a hornblenda pode apresentar contato interlobado.

Em meio ao domínio nematoblástico, também podem ocorrer intersticialmente, cristais lamelares, com tamanhos de até 2 mm, de clorita e muscovita, e cristais anédricos a subédricos de epidoto, frequentemente apresentando texturas de intercrescimento nos cristais de hornblenda (Figura 5.15-C-D).

Apresenta, ainda, um domínio granoblástico, associado a veios de até 2 cm, definido por cristais de epidoto, quartzo e plagioclásio (andesina). Como acessórios, são visualizados cristais submilimétricos (0,1 - 0,2 mm) de zircão e titanita, e como opacos, magnetita, pirita e calcopirita.

A presença de hornblenda e plagioclásio sugerem que a rocha atingiu fácies anfibolito, porém minerais neoformados, como epidoto, muscovita e clorita, com texturas de intercrescimento em cristais de hornblenda, indicam um retrometamorfismo em fácies xisto verde.

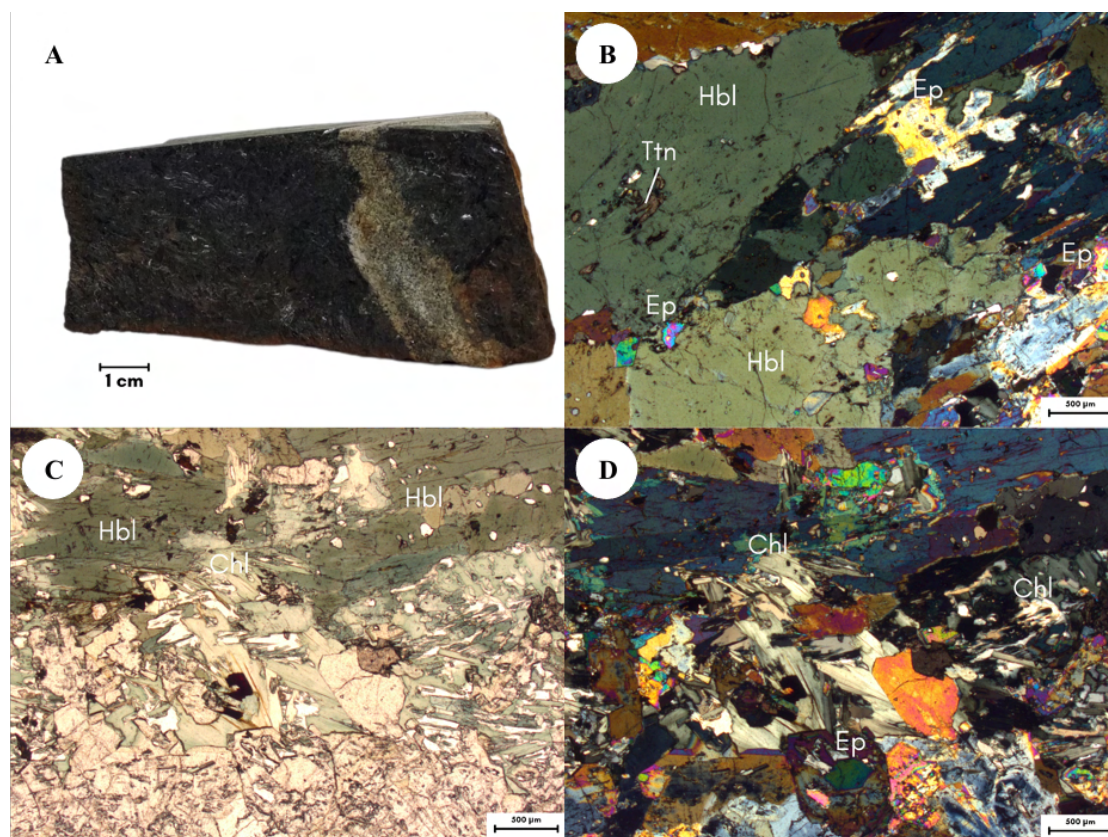


Figura 5.15: Amostra TF22-VI-045: (A) Amostra macroscópica TF22-VI-045, com destaque para veio composto por quartzo, epidoto e plagioclásio; (B) Cristais milimétricos a centimétricos de hornblenda verde, com inclusão de cristais de titanita e cristais anédricos de epidoto intersticiais (LT/NC/2,5x); (C) Cristais de clorita em contato com os cristais de hornblenda (LT/NP/2,5x); (D) Intercrescimento de cristais de epidoto com a hornblenda (LT/NC/2,5x).

Química mineral da amostra TF 22-VI-045

Análises pontuais por meio da microsonda na amostra TF22-VI-045 foram realizadas em cristais de anfibólio, epidoto e clorita (Tabela 5.1). O anfibólio pode ser classificado como uma magnésio-hornblenda ($\text{Ca}_2(\text{Mg}_4\text{Al})(\text{Si}_7\text{Al})(\text{OH})_2$), porém apresentando Na e K no sítio cristalográfico A, além de Fe associado ao Mg e Al no sítio C (Figura 5.16-A-B). Já o epidoto foi classificado como uma solução sólida entre epidoto ($\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{Fe}^{3+},\text{Al})\text{Si}_3(\text{O},\text{OH},\text{F})_{12}$) e clinozoisita ($\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3(\text{O},\text{OH},\text{F})_{12}$), com teores de 50 a 80% de epidoto (XE_p) e de 20 a 50% de clinozoisita (XC_{zo}) (Figura 5.16-C). Por fim, a clorita analisada se trata de uma magnésio-ferro clorita, com composição mais próxima de um clinocloro ($(\text{Mg}_5\text{Al})(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_8$) (Figura 5.16-D).

Tabela 5.1: Fórmulas gerais e resultados dos minerais analisados com microsonda eletrônica da amostra TF22-VI-045.

Mineral	Fórmula geral	Resultados por sítios cristalográficos
Anfibólio	$A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}W_2$	A: $Na_{0.3}K_{0.1}$ B: $Fe^{2+}_{0-0.1}Ca_{1.8-1.9}Na_{0-0.1}$ C: $Al_{0.5-0.6}Fe^{3+}_{0.4-0.6}Mg_{2.5-2.7}Fe^{2+}_{1.1-1.4}$ T: $Si_{6.5-6.6}Al_{1.5-1.4}$ W: $OH_{1.8-1.9}F_{0-0.1}$
Epidoto	$A_2M_3T_3(O,OH,F)_{12}$	A: Ca_2 M: $Al_{2.2-2.5}Fe_{0.5-0.8}$ T: Si_3
Clorita	$M_6T_4O_{10}(OH)_8$	M: $Al_{1.3-1.4}Fe_{1.3-1.5}Mg_{3.0-3.3}$ T: $Si_{2.7-2.8}Al_{1.2-1.}$

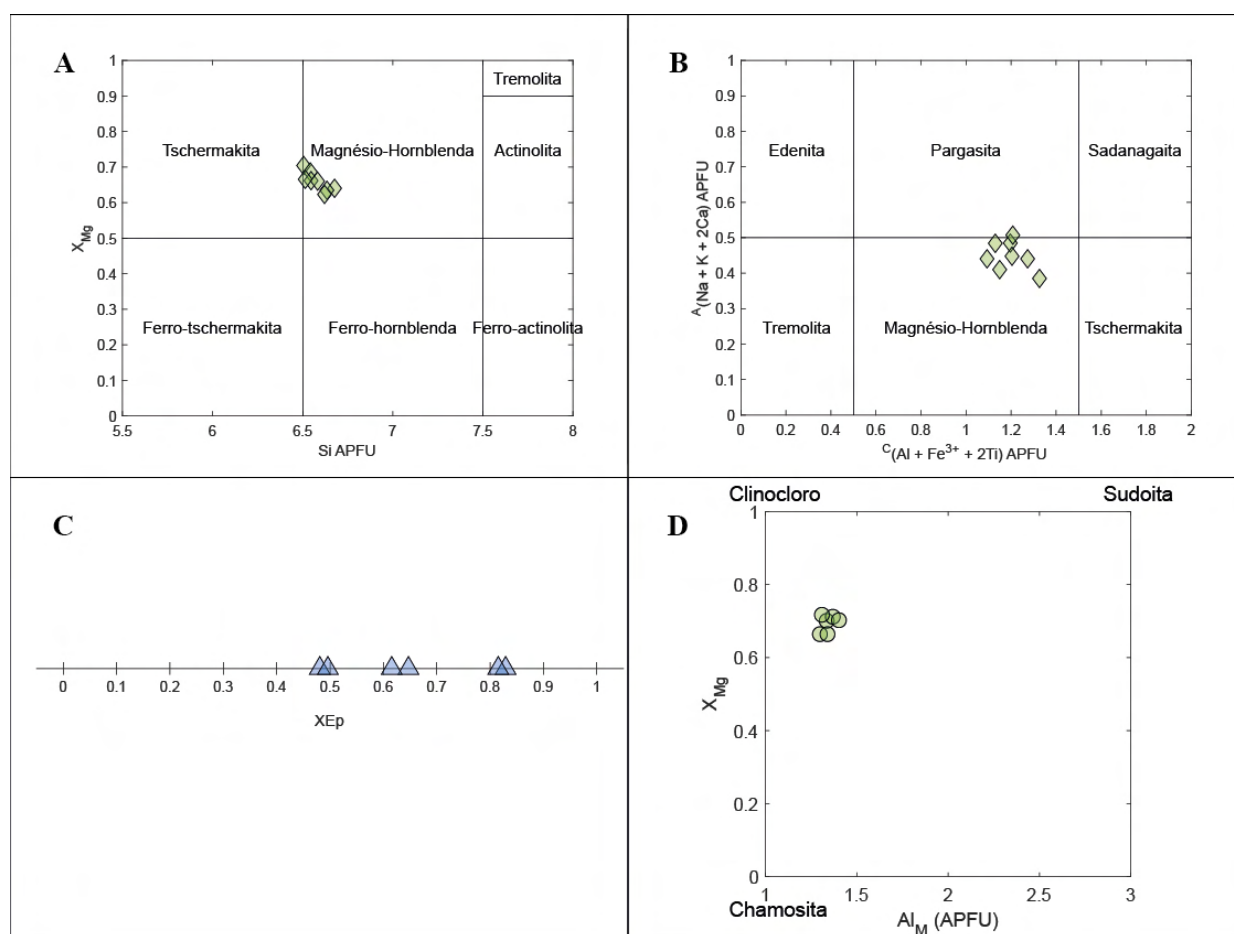


Figura 5.16: Gráficos com composições químicas dos grupos minerais analisados na amostra TF22-VI-045 pela microsonda eletrônica; (A) e (B) Gráficos de teor de Mg (X_{Mg}) vs átomos por fórmula unitária (APFU) de Si; e APFU dos sítios cristalográficos A vs APFU dos sítios cristalográficos C, mostrando o campo da magnésio-hornblenda; (C) Gráfico binário de teor de epidoto (X_{Ep}), considerando uma solução sólida com clinozoisita; (D) Gráfico de teor de Mg (X_{Mg}) vs APFU de Al no sítio M, mostrando os intervalos de composições de clorita, podendo variar entre clinocloro, sudoita e chamosita.

5.3.2 Associação Aluminosa (NP3cn)

A Associação Aluminosa abrange uma grande diversidade de rochas, sendo classificadas como xistos aluminosos e produtos monominerálicos, podendo conter óxidos como magnetita, hematita, rutilo e ilmenita, além de sulfetos como calcopirita e pirita. Sua composição aluminosa pode ser atribuída a alguns minerais identificados como muscovita, estauroilita, clorita, biotita, granada e cianita.

Esse domínio é bem delimitado pela resposta gamaespectrométrica, com resposta distinta em tonalidades esbranquiçadas e rosa claro. Além disso, os afloramentos da unidade ocorrem em regiões mais elevadas, como pequenas serras de direção NE-SW e E-W, na porção central da área. Dentre essas serras, se destaca a Serra de Bom Jesus de direção E-W e localizada entre as Áreas V e VI.

A alteração hidrotermal é um dos processos responsáveis pela geração desses produtos aluminosos a partir dos halos ricos em argilominerais. Dessa forma, o sistema químico dessas rochas apresenta uma composição completamente influenciada pelas rochas encaixantes e pelo fluido do sistema hidrotermal. Apesar disso, a presença dos minerais aluminosos e ferro-magnesianos supracitados permite relacionar essas rochas ao diagrama composicional AFM (alumínio-ferro-magnésio).

Dentre os litotipos observados na unidade Associação Aluminosa, pode-se citar: cianita-muscovita-quartzo xisto (Figura 5.17-A), clorita-muscovita-quartzo xisto (Figura 5.17-B), cianita-epidoto-granada-clorita-muscovita xisto (Figura 5.17-C), muscovita xisto com magnetita (Figura 5.17-D), biotita xisto com anfibólio (Figura 5.17-E) e cianita quartzito (Figura 5.17-F). As associações com cianita foram observadas nas amostras TF22-VI-083, TF22-VI-097 e TF22-VI-123, e as associações sem cianita, nas amostras TF22-VI-026, TF22-VI-108 e TF22-VI-098.

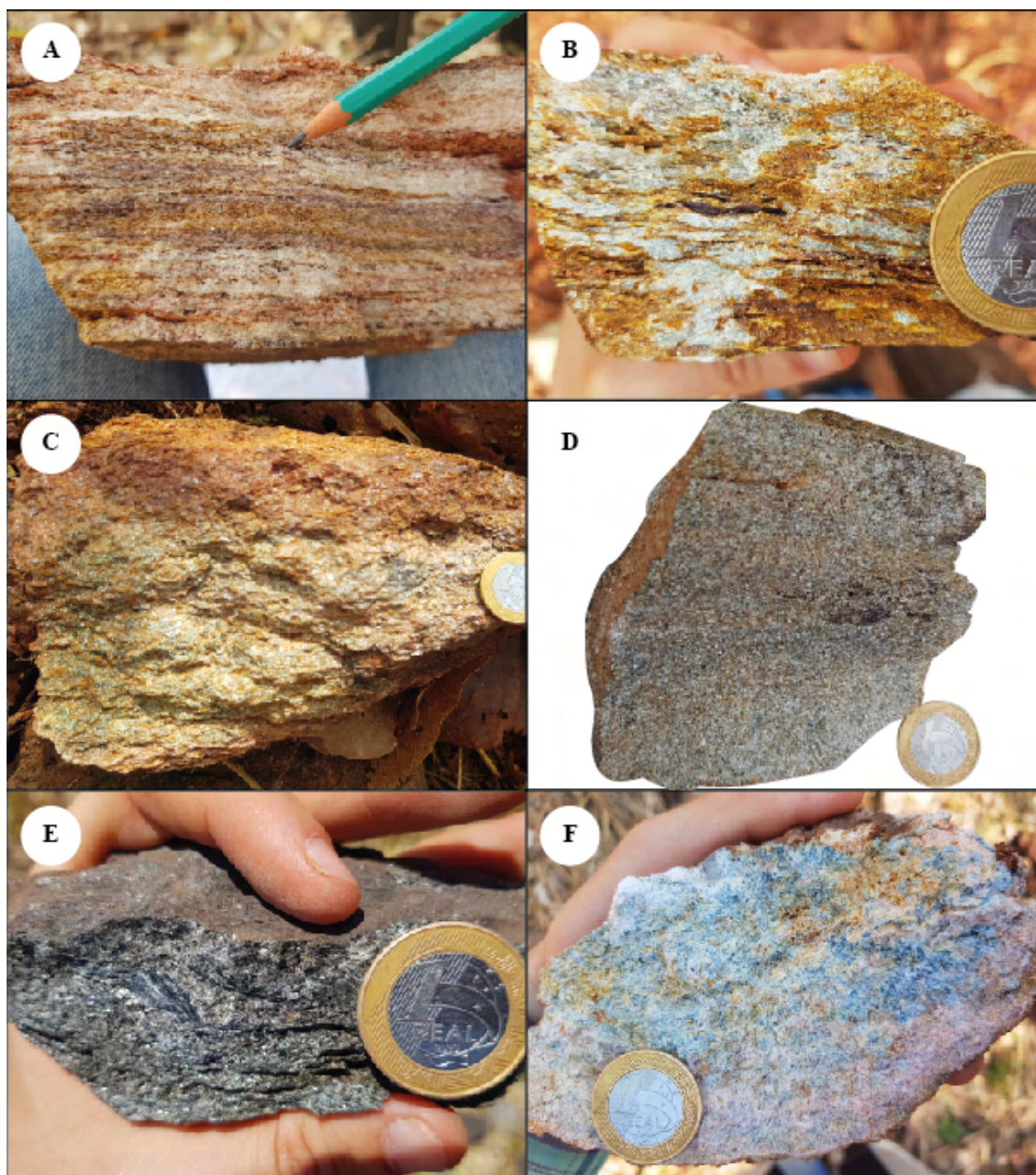


Figura 5.17: Rochas da associação aluminosa observadas na Área VI: (A) Cianita-muscovita-quartzo xisto (TF22-VI-014); (B) e (C) Clorita-muscovita-quartzo xisto com vugs preenchidos por óxidos e Cianita-epidoto-granada-clorita-muscovita xisto (TF22-VI-097); (D) Quartzo-muscovita xisto (TF22-VI-052); (E) Anfibólio-biotita-quartzo xisto (TF22-VI-124); (F) Cianita quartzito (TF22-VI-123).

Cianita-muscovita-quartzo xisto (TF22-VI-083)

A amostra TF22-VI-083 se trata de uma rocha cinza claro com xistosidade marcada pela orientação de lamelas de muscovita e filmes de óxidos de cor marrom avermelhada de espessura submilimétrica. Em termos de composição mineralógica, é possível separar a rocha em dois domínios de diferentes tonalidades, sendo eles um domínio cinza e outro branco, formando bandas anastomosadas de poucos milímetros a até 1 cm de espessura (Figura 5.18-A).

O domínio cinza é o principal da rocha, onde é possível observar uma matriz quartzosa rica em muscovita, marcando a textura lepidoblástica observada também ao longo dos planos de oxidação. O domínio branco, por sua vez, apresenta contatos anastomosados com o domínio cinza, sendo que nele é possível observar uma matriz esbranquiçada com cristais submilimétricos de cianita, podendo chegar a até 1 mm. Além disso, é possível observar cavidades ao longo dos filmes de óxidos.

Na lâmina, a rocha apresenta intercalações entre um domínio com predomínio de quartzo e muscovita e outro, de sericita, sendo que ao longo das lamelas de muscovita é observado um processo de oxidação (Figura 5.18-B-C). Entre os dois domínios ocorrem cristais subédricos a euédricos de cianita de 0,4 a 0,8 mm, por vezes formando agregados (Figura 5.18-D). Dessa forma, a mineralogia do domínio principal é composta por quartzo (35%), muscovita (17%), cianita (10%) e opacos como magnetita (1%), hematita (1%), rutilo (1%) e ilmenita (<1%). O domínio mais alterado é marcado por um predomínio de sericitização (35%) em meio à matriz quartzosa da rocha. A oxidação ocorre tanto como veios de rutilo preenchendo parcialmente algumas cavidades, quanto de forma disseminada pela matriz.

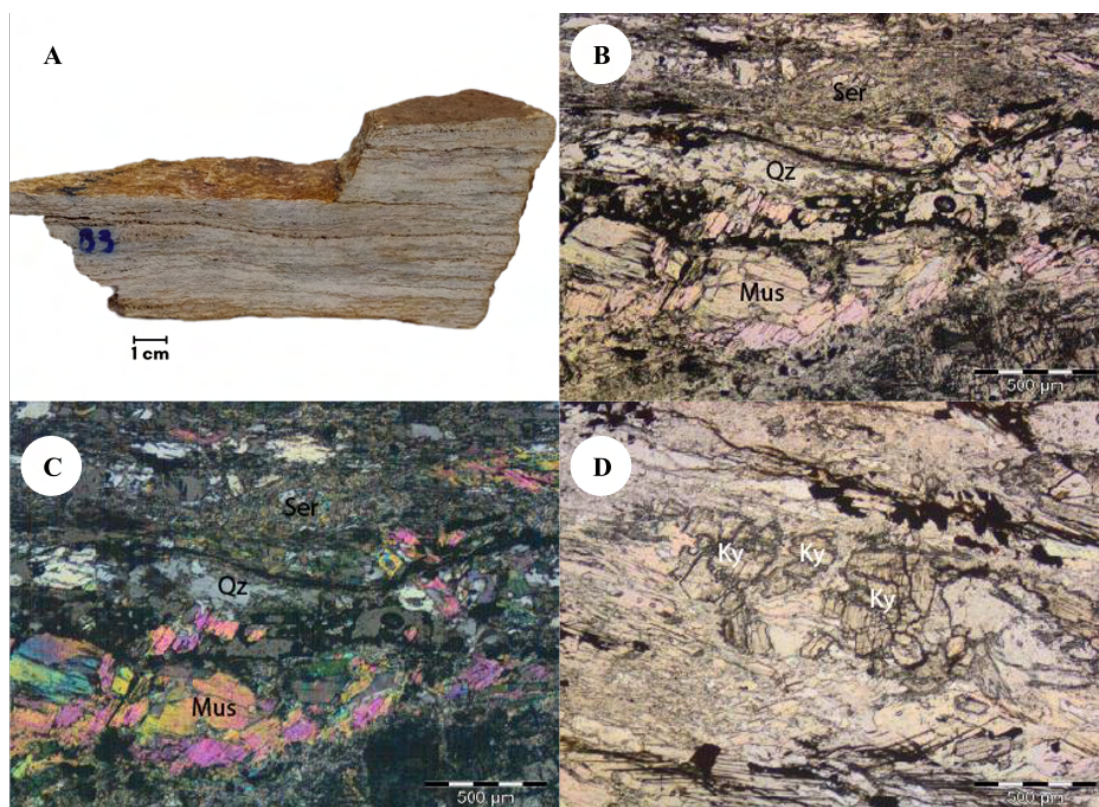


Figura 5.18: Amostra TF22-VI-083: (A) Amostra macroscópica TF22-VI-083, com xistosidade evidente pelos planos de concentração de óxidos e muscovitas, nos domínios mais cinza escuros; (B) e (C) Intercalações de domínios de quartzo e muscovita com domínios de intensa sericitização, sendo que ao longo da foliação observa-se a concentração de hematita e rutilo disseminado (B, LT/NP/2,5x e C, LT/NC/2,5x); (D) Cristais de cianita sendo fragmentados, conferindo um aspecto anédrico (LT/NP/2,5x).

Cianita-epidoto-granada-clorita-muscovita xisto (TF22-VI-097)

No ponto 97 (Figura 5.19), é descrito um xisto de coloração esverdeada com foliação marcada pela orientação, principalmente, de lamelas de muscovita e clorita (Figura 5.19-B), além de domínios com porfiroblastos de granada de tamanhos variados entre 5 e 0,5 mm (Figura 5.19-C). Subordinadamente, ocorrem cristais de estauroлита de 0,5 a 1 mm, com bordas e fraturas completamente preenchidas por mica branca muito fina (sericitização) (Figura 5.19-D).

Além disso, o epidoto ocorre disseminado pela rocha, apresentando tamanhos médios de 0,5 mm, eventualmente formando coroas na allanita. A rocha apresenta localmente cianita com tamanhos médios de 0,5 mm. A presença de sulfetos é indicada pela ocorrência de pseudomorfos cúbicos de pirita que, posteriormente, sofreram processo de oxidação com a formação de hematita.

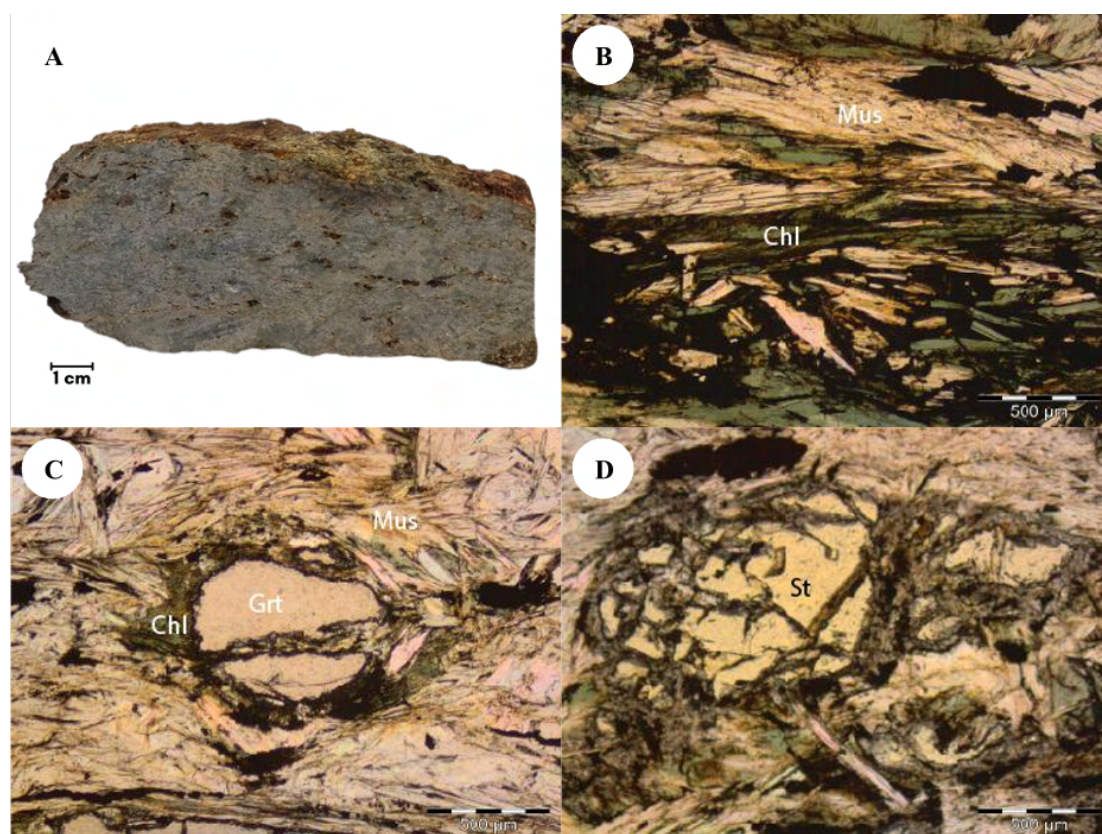


Figura 5.19: (A) Amostra macroscópica classificada como cianita-epidoto-granada-clorita-muscovita xisto; (B) Textura lepidoblástica marcada por cristais lamelares de muscovita e clorita (LT/NP/2,5x); (C) e (D) Porfiroblastos de granada e porfiroclastos de estauroлита sericitizados, respectivamente (LT/NP/2,5x).

Química mineral da amostra TF22-VI-097

As análises pontuais de microsonda na amostra TF22-VI-097 foram realizadas em cristais de muscovita, clorita, granada e epidoto (Tabela 5.2). As análises de muscovita revelaram a presença de paragonita ($\text{NaAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})(\text{OH})_2$), além de muscovita ($\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})(\text{OH})_2$), pela presença de Na no lugar do K no sítio cristalográfico I (Figura 5.20-A). A clorita, por sua vez, foi classificada como uma magnésio-ferro clorita, se aproximando da composição do clinoclоро ($(\text{Mg}_5\text{Al})(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_8$) (Figura 5.20-B). Já a composição da granada revelou se tratar de uma almandina ($\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), enquanto o epidoto, se tratando de uma solução sólida entre epidoto e clinozoisita, apresentou teores de cerca de 60% de epidoto (XE_p) e 40% de clinozoisita (XC_{zo}) (Figura 5.20-C-D).

Tabela 5.2: Fórmulas gerais e resultados dos minerais analisados com microsonda eletrônica da amostra TF22-VI-097.

Mineral	Fórmula geral	Resultados por sítios cristalográficos
Muscovita	$\text{IM}_{2-3}\text{T}_4\text{O}_{10}\text{W}_2$	I: $\text{Na}_{0.2}\text{K}_{0.8}$ M: $\text{Al}_{1.8}\text{Fe}_{0.1-0.2}\text{Mg}_{0.1}$ T: $\text{Si}_{3.1}\text{Al}_{0.9}$ W: $\text{OH}_{1.9-2}\text{F}_{0-0.1}$
Paragonita	$\text{IM}_{2-3}\text{T}_4\text{O}_{10}\text{W}_2$	I: $\text{Ca}_{0-0.1}\text{Na}_{0.9}\text{K}_{0.1}$ M: $\text{Al}_{1.9-2}\text{Fe}_{0-0.1}$ T: $\text{Si}_{2.9-3.0}\text{Al}_{1.0-1.1}$ W: OH_2
Clorita	$\text{M}_6\text{T}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	M: $\text{Al}_{1.4-2.2}\text{Fe}_{1.7-1.9}\text{Mg}_{1.8-2.7}$ T: $\text{Si}_{2.6-3.0}\text{Al}_{1.0-1.4}$ X: $\text{Mg}_{0.4}\text{Fe}_{1.8}\text{Mn}_{0.7}\text{Ca}_{0.1}$
Granada	$\text{X}_3\text{Y}_2\text{Z}_3\text{O}_{12}$	Y: Al Z: Si A: $\text{Ca}_{1.9}$
Epidoto	$\text{A}_2\text{M}_3\text{T}_3(\text{O},\text{OH},\text{F})_{12}$	M: $\text{Al}_{2.4}\text{Fe}_{0.6}$ T: Si

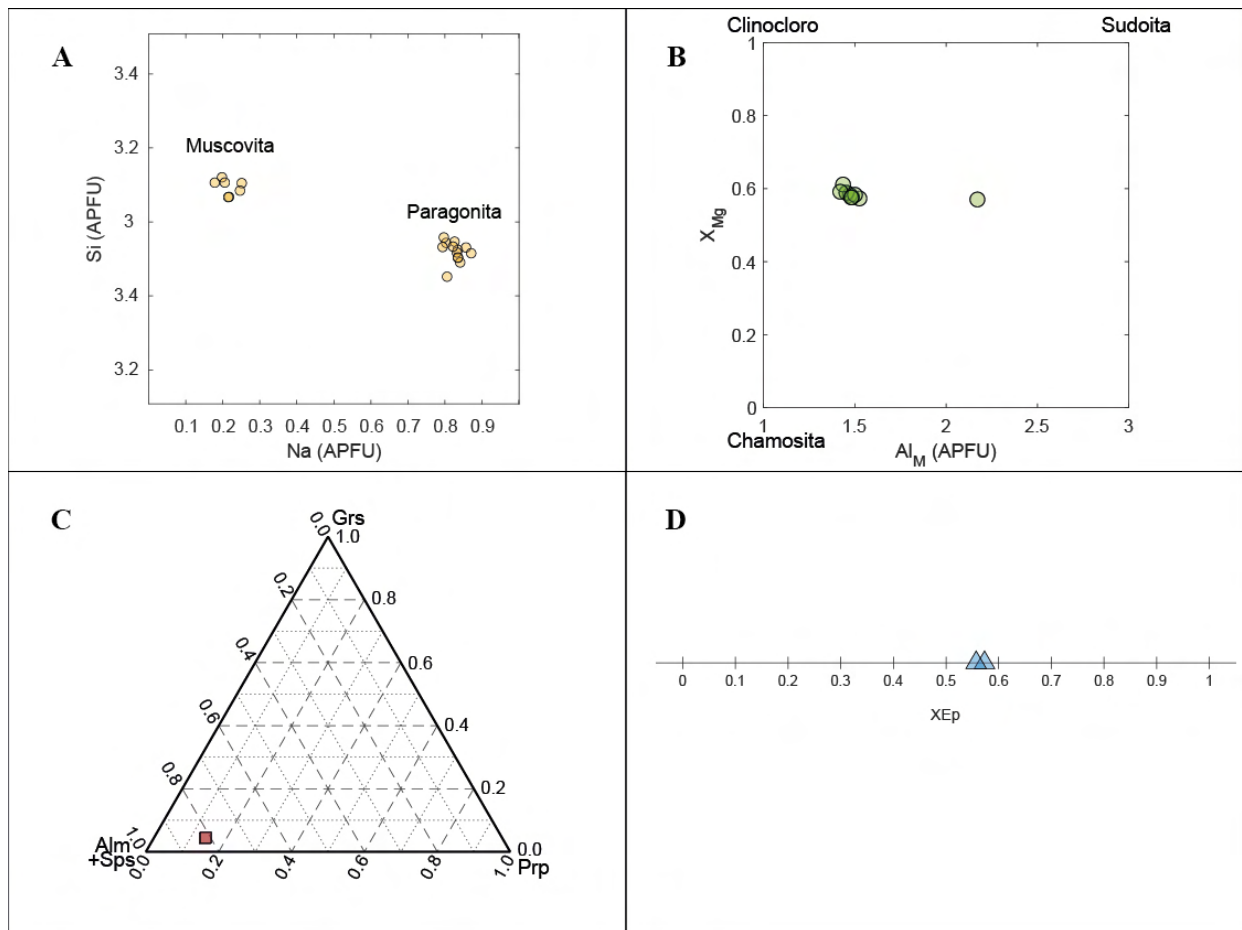


Figura 5.20: Gráficos com composições químicas dos grupos minerais analisados na amostra TF22-VI-097 pela microsonda eletrônica; (A) Gráfico de átomos por fórmula unitária (APFU) de Si vs APFU de Na, indicando a presença de muscovita e paragonita na amostra; (B) Gráfico de teor de Mg (X_{Mg}) vs APFU de Al no sítio M, mostrando os intervalos de composições de clorita, podendo variar entre clinocloro, sudoita e chamosita; (C) Gráfico ternário da granada, com os end-members almandina + espessartita (Alm + Sps), grossulária (Grs) e piropo (Prp), indicando uma composição mais próxima da almandina; (D) Gráfico binário de teor de epidoto (X_{Ep}), considerando uma solução sólida com clinzoisita.

Cianita quartzito (TF22-VI-123)

O cianita quartzito (Figura 5.21-A), associado à Serra de Bom Jesus, é uma rocha levemente foliada, de coloração branca, com porções azuladas, definida pelos cristais de cianita, com granulagem média a grossa. Essa rocha é composta por quartzo (50%), cianita (40%), clorita (4%), muscovita (4%), além de opacos como rutilo (2%), magnetita (<1%) e zircão (<1%).

Os cristais de quartzo podem apresentar-se com tamanhos milimétricos, entre 1 a 3 mm, e centimétricos, com aproximadamente 1 cm. Estão dispostos em textura granoblástica, em formatos anedrais, com contatos interlobados e extinção ondulante, por vezes ocorrem estirados (Figura 5.21-B). Entre os domínios granoblásticos quartzosos, ocorrem cristais subédricos e milimétricos (~2 mm) de cianita, orientados paralelamente à foliação (Figura 5.21-C). Concordantes à foliação também ocorrem, subordinadamente, lamelas de muscovita e clorita.

À luz refletida, cristais anédricos, com tamanhos de aproximadamente 0,2 mm, de rutilo encontram-se disseminados ao longo da lâmina, podendo ocorrer inclusos nos cristais de cianita e quartzo ou preenchendo contatos entre esses cristais (Figura 5.21-D).

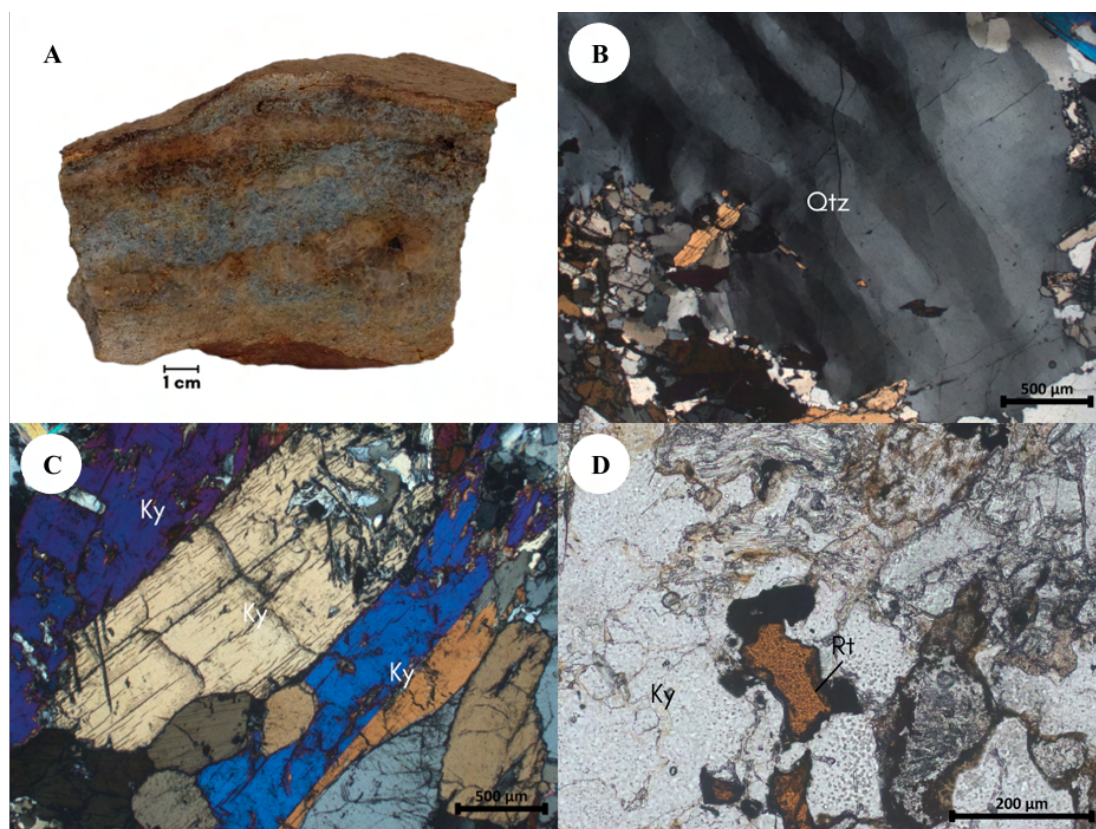


Figura 5.21: (A) Amostra macroscópica do cianita quartzito, exibindo domínios azulados, associado aos cristais de cianita, intercalados com segregações quartzosas; (B) Cristal centimétrico de quartzo com extinção ondulante em domínio granoblástico (LT/NC/2,5x); (C) Cristais subédricos orientados de cianita (LT/NC/2,5x); (D) Cristais disseminados de rutilo em cristais de cianita (LT/NP/10x).

Clorita-muscovita-quartzo xisto e Metariolito (TF22-VI-026)

Em topografia mais elevada, na porção centro-norte da área, foi descrito amostra de xisto de coloração rosada, com xistosidade marcada pela orientação de muscovita, entre domínios quartzosos (Figura 5.22-A). A rocha é composta majoritariamente por quartzo (75%), muscovita (15%), plagioclásio (5%), além de magnetita (5%) e acessórios como clorita, hematita, goethita, calcopirita e ilmenita.

Os cristais de quartzo são anédricos, com tamanhos de 0,5 mm até 2 mm, em textura granoblástica, principalmente em contatos poligonais e, quando maiores, frequentemente estão estirados, seguindo a foliação geral da rocha. Os cristais de muscovita são milimétricos (~2 mm), bem formados (Figura 5.22-B-C). Finas lamelas de clorita podem ocorrer associadas aos cristais de muscovita. Subordinadamente, podem ocorrer cristais de plagioclásio sericitizados, dificultando sua identificação.

À luz refletida, são encontrados cristais subédricos, submilimétricos (0,1 mm), de calcopirita e cristais subédricos, milimétricos (~1 mm) de magnetita e hematita. Além disso, é possível observar exsoluções de ilmenita em cristais de magnetita (Figura 5.22-D).

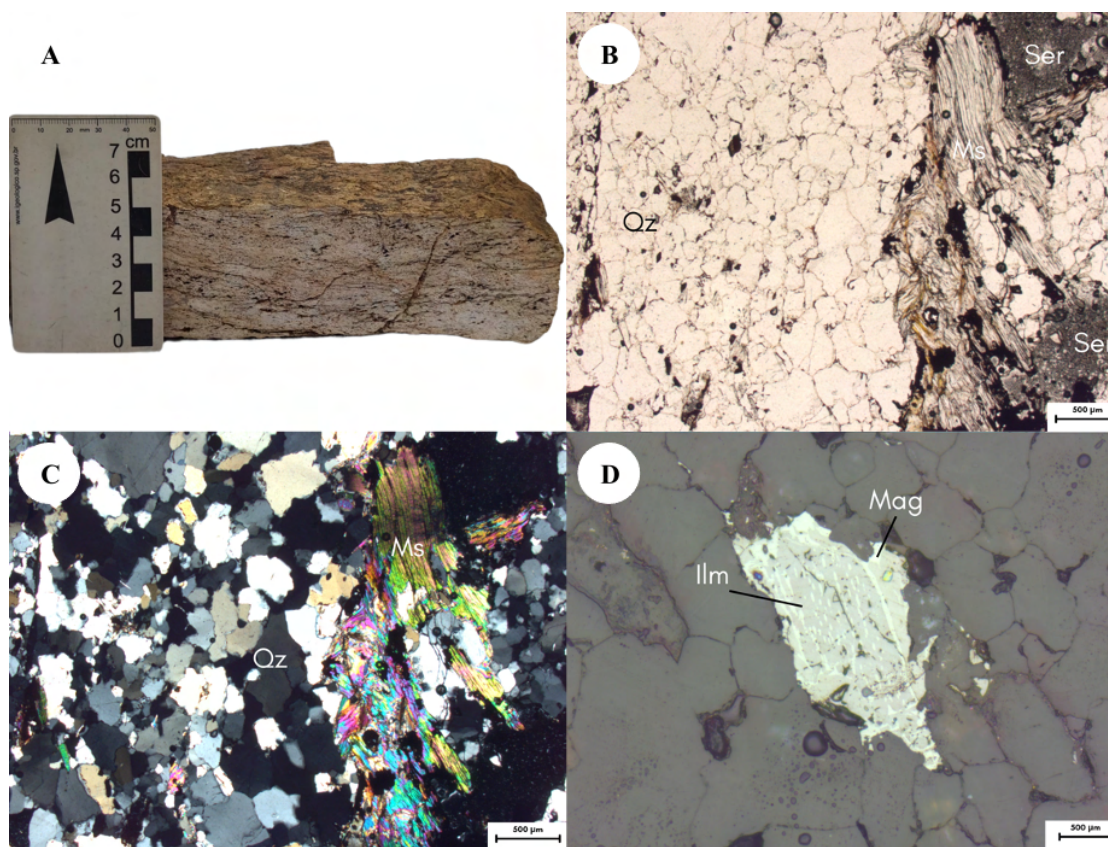


Figura 5.22: (A) Amostra macroscópica de Clorita-muscovita-quartzo-xisto sulfetado (TF22-VI-026B); (B e C) Cristais de muscovita em contato com domínio granoblástico quartzoso, além disso é possível ver uma sericitização associada aos cristais de plagioclásio (LT/NP/NC/2,5x); (D) Exsoluções de ilmenita em cristal de magnetita (LR/NP/20x).

Localmente, foi descrita uma rocha (TF22-VI-026A) leucocrática, constituída predominantemente por uma matriz félsica fina e recrystalizada. É composta por quartzo (50%), sanidina (25%), plagioclásio (15%), muscovita (5%), epidoto (5%), e opacos como calcopirita e magnetita.

A rocha é predominantemente composta por uma matriz fina de cristais de quartzo, sanidina e plagioclásio, e, subordinadamente, muscovita e epidoto (Figura 5.23-A). Em meio a essa matriz fina, são encontrados cristais maiores de até 3 mm de plagioclásio, quartzo e sanidina, caracterizando uma textura ígnea parcialmente preservada (Figura 5.23-B).

Os cristais de quartzo são anédricos, com extinção ondulante, submilimétricos a milimétricos (0,6-2 mm), em contato suturado. Já os cristais de plagioclásio são submilimétricos a milimétricos (0,8-4 mm), subédricos a anédricos, frequentemente com encurvamento dos planos de geminação. Além disso, a rocha apresenta cristais de 0,2 mm e subédricos de epidoto disseminados em meio a matriz (Figura 5.23-C). Por vezes, o epidoto encontra-se ao redor dos cristais de allanita, formando coroas de epidoto (Figura 5.23-D).

Cristais de sanidina, com tamanhos de até 2 mm, apresentam geminação simples típica e estão, eventualmente, saussoritizados.

À luz refletida, podem ser encontrados cristais subédricos e submilimétricos ($\sim 0,1$ mm) de calcopirita. Os cristais de magnetita são anédricos e contêm inclusões de minerais transparentes, possivelmente da mesma assembleia silicática da rocha.

A relação entre a matriz félsica e os fenocristais indica uma textura ígnea típica de rocha vulcânica, com composição similar a um riolito. A presença de cristais de epidoto disseminados na matriz, bem como em coroas nos cristais de allanita, além da matriz recristalizada e fenocristais deformados, sugerem que a rocha possivelmente sofreu um processo metamórfico de baixo grau, caracterizando sua natureza metavulcânica félsica, porém com sua textura ígnea parcialmente preservada.

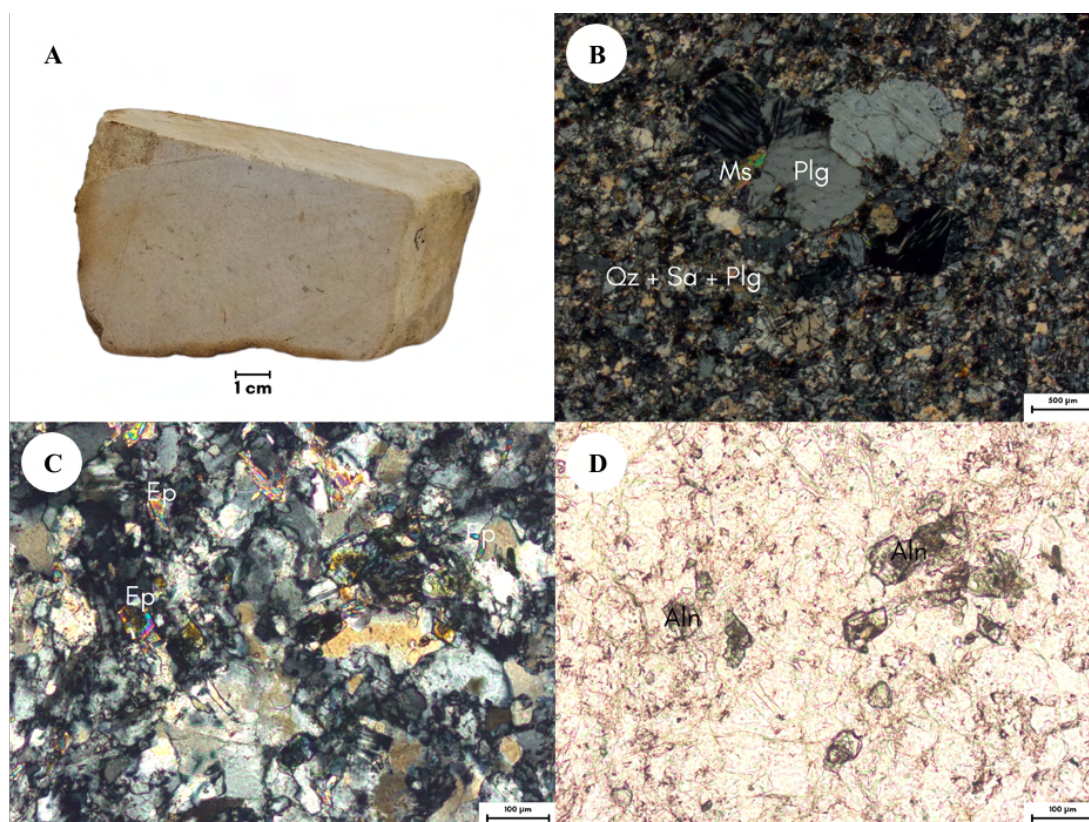


Figura 5.23: (A) Amostra macroscópica de metariolito (TF22-VI-026A); (B) Fenocristais de plagioclásio, com planos de geminação encurvados, em meio a matriz félsica (LT/NC/2,5x); (C) e (D) Cristais de allanita, com coroas de epidoto (LT/NC/NP/10x).

Muscovita-clorita xisto (TF22-VI-108)

A amostra TF22-VI-108 (Figura 5.24) apresenta coloração esverdeada, com xistosidade marcada pelos minerais micáceos, como a mica branca (muscovita) e clorita, com intercalações de níveis quartzosos. É constituída por 30% de quartzo, 15% de muscovita, 15% de clorita, 10% de epidoto, 5% de biotita. Além disso, os níveis sericíticos são abundantes, podendo apresentar até 25% da rocha. Os minerais opacos presentes são calcopirita, pirita, hematita e goethita.

É constituída predominantemente por uma matriz submilimétrica sericitizada, com ocorrência de cristais lamelares de aproximadamente 1 mm de muscovita e clorita, em uma textura lepidoblástica. Localmente, cristais com tamanhos em torno de 0,8 mm de biotita ocorrem de forma esparsa no domínio lepidoblástico. Apresenta cristais anédricos e milimétricos (~ 1 mm) de quartzo na forma de aglomerados granoblásticos, com extinção ondulante e contato interlobado. Há, ainda, um domínio composto por cristais de epidoto, submilimétricos ($\sim 0,5$ mm), visualizados em suas seções basais pseudo-hexagonais, com presença de cristais intersticiais de muscovita. Podem ocorrer opacos como hematita, frequentemente alterados para goethita, e cristais subédricos de calcopirita e pirita.

A rocha apresenta uma associação mineral, possivelmente associada a um retrometamorfismo em fácies xisto verde, constituída por muscovita, biotita, clorita, quartzo e epidoto, acentuada pela intensa sericitização e níveis sulfetados. Assim, pode ser classificada como Muscovita-clorita xisto.

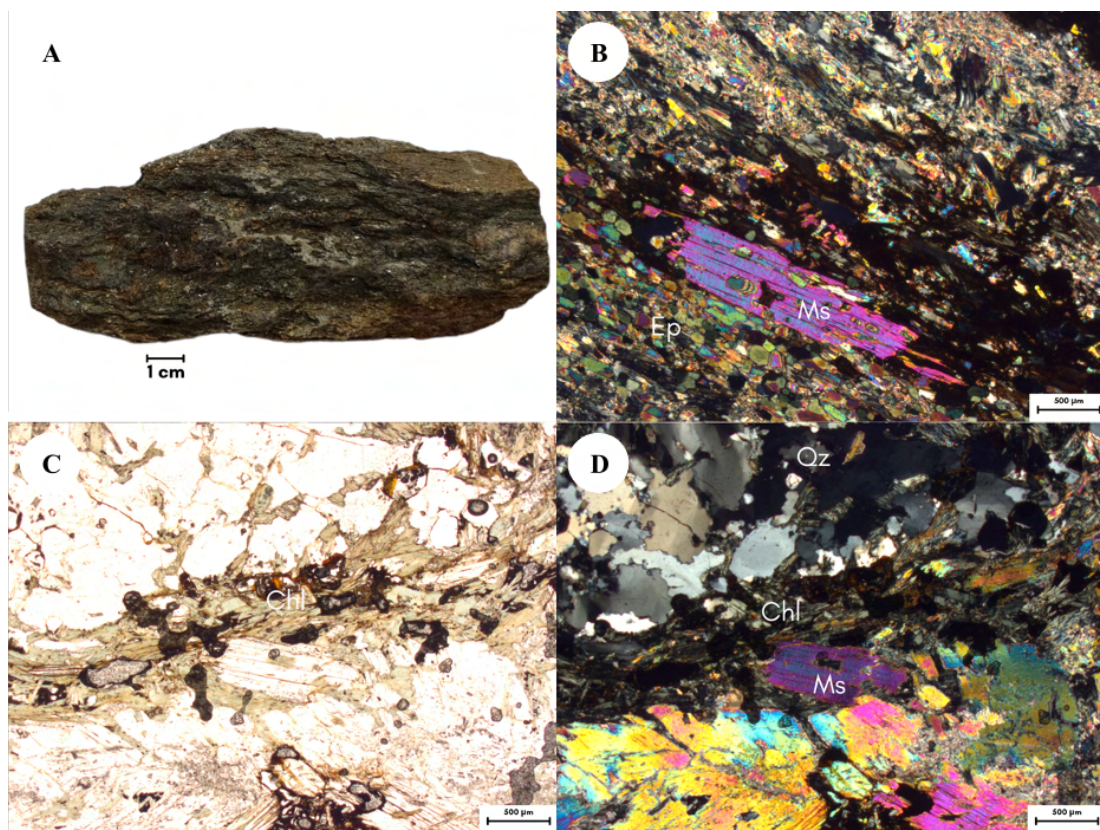


Figura 5.24: (A) Amostra macroscópica de muscovita-clorita xisto (TF22-VI-108); (B) Cristal lamelar, milimétrico, de muscovita, em meio a matriz sericitizada e cristais intersticiais de epidoto com hábito pseudo-hexagonal (LT/NC/5x); (C e D) Cristais de clorita em contato com domínio granoblástico, marcado pelos cristais de quartzo, e cristais de muscovita (C, LT/NP/2,5x e D, LT/NC/2,5x).

Clorita-estauroлита-quartzo-muscovita xisto (TF22-VI-098)

A amostra 98 (Figura 5.25-A) possui coloração acizentada a esverdeada, com granulação fina, apresentando uma xistosidade, marcada por cristais lamelares orientados de clorita e muscovita, em textura lepidoblástica (Figura 5.25-B). Apresenta 20% de quartzo, 20% de muscovita, 15% de estauroлита, 15% de clorita, além de acessórios como zircão e titanita, e opacos como magnetita, goethita e pirita.

O domínio granoblástico é definido por cristais anédricos e estirados de quartzo. Além disso, é comum encontrar cristais milimétricos (1-4 mm) de estauroлита, com uma alteração intensa por sericitização (Figura 5.25-C-D).

A paragênese estabelecida entre esses minerais pode ocorrer no campo de estabilidade de baixa temperatura e baixa pressão para rochas pelíticas, com pico metamórfico indicado pela estauroлита. Além disso, a alteração secundária promove a transformação da estauroлита em flossilicatos, incluindo sericita e clorita. Essas paragêneses minerais indicam a ocorrência de dois eventos metamórficos distintos. O primeiro de mais alto grau, atingindo fácies anfibolito, e o segundo, em fácies xisto verde inferior, caracterizando um retrometamorfismo.

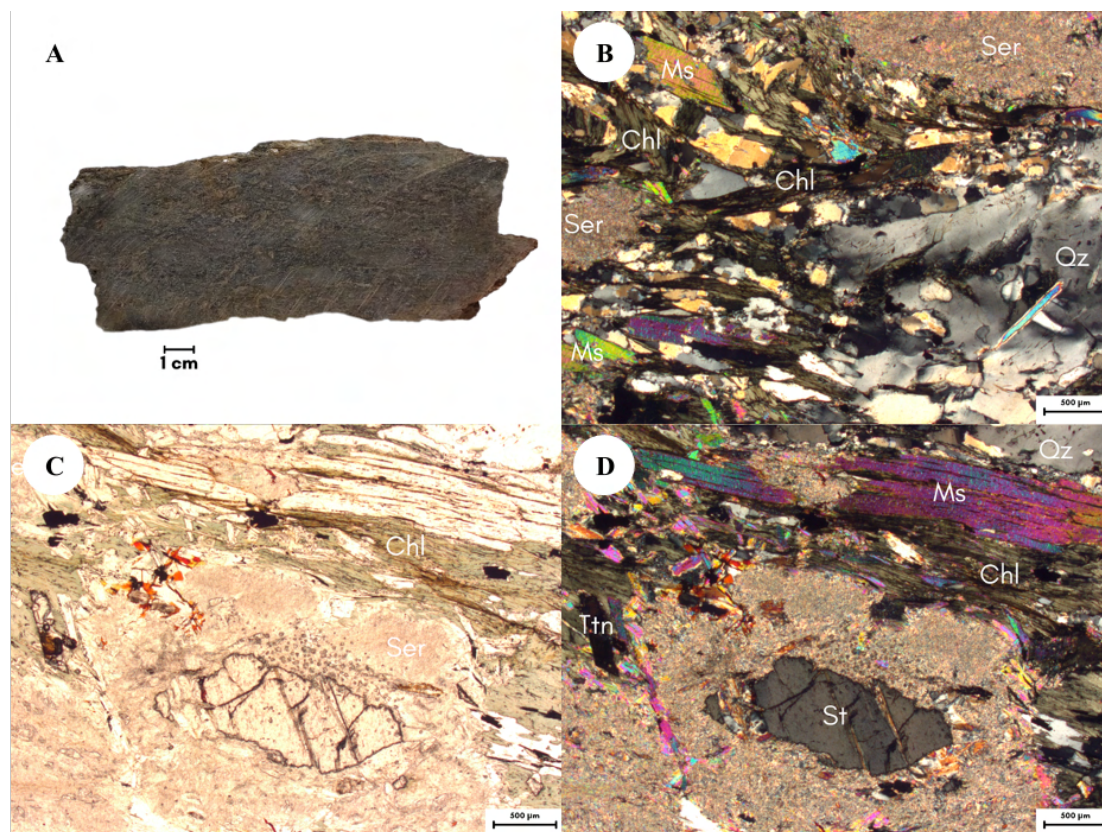


Figura 5.25: (A) Amostra macroscópica de muscovita-clorita xisto (TF22-VI-108); (b) Cristal lamelar, milimétrico, de muscovita, em meio a matriz sericitizada e cristais intersticiais de epidoto com hábito pseudo-hexagonal (LT/NC/5x); (C e D) Cristais de clorita em contato com domínio granoblástico, marcado pelos cristais de quartzo, e cristais de muscovita (LT/NP/NC/2,5x).

5.4 Intrusivas Tardi a Pós-Tectônicas

Dentre as unidades intrusivas tardias integrantes do Projeto Mara Rosa, apenas os Leucogranitos Bom Jesus afloram no contexto da Área VI. Três ocorrências em escala mapeável foram cartografadas durante o trabalho de campo, distribuídas ao longo da região de estudo em meio aos litotipos do Arco Magmático Mara Rosa. Uma ocorrência menos volumosa pode ser descrita na porção norte da área, enquanto os corpos em sua região sudoeste possuem extensões quilométricas, se estendendo para dentro da Área X.

5.4.1 Leucogranitos Bom Jesus (NP3 γ 2l)

Os corpos graníticos da unidade Bom Jesus são marcados por sua deformação incipiente. Apresentam geometria sigmoidal em escala regional, com estiramento ao longo da direção NE-SW dominante no contexto do projeto. Sua assinatura gamaespectrométrica é marcada, em uma composição ternária RGB (K, eTh e eU), por tonalidades claras, típicas de unidades pós-tectônicas recentes.

Essa unidade é recoberta predominantemente por vegetação rasteira e solos rasos, como neossolos e cambissolos, resultando em comum exposição de suas rochas na área de estudo. Possui expressão moderada no relevo, marcando ondulações suaves em meio às superfícies aplainadas. Os afloramentos descritos nesta unidade ocorrem na forma de lajedos, blocos rolados, blocos *in situ* e canais de drenagem.

Seus litotipos apresentam composição variando entre fácies tonalítica e granítica, por vezes marcados por foliação incipiente, evidenciada por domínios lepidoblásticos orientados, seccionando a trama principal (Figuras 5.26 e 5.27). A mineralogia destas rochas é formada por quartzo (30 a 55%), plagioclásio (10 a 40%), microclínio (0 a 20%), muscovita (6 a 10%), biotita (0 a 10%) e minerais do grupo do epidoto, com ocorrências de rutilo, titanita e allanita como minerais acessórios.

Dessa forma, as rochas dessa unidade podem ser consideradas supersaturadas e hololeucocráticas pela ausência ou baixa quantidade de minerais insaturados e máficos. O elevado teor de sílica, presença de oligoclásio e ausência de minerais máficos nas rochas da unidade são características que diferenciam dos metatonalitos e metadioritos dos Ortognaisses Mara Rosa.

Leucotonalito (TF22-VI-010)

No pequeno corpo da unidade que aflora na porção norte da área em meio aos ortognaisses tonalíticos a dioríticos, foi descrita a amostra TF22-VI-010. Essa rocha é hololeucocrática, possui cor branca, com tons de verde e castanho escuro e texturas fanerítica e holocristalina. Em termos de mineralogia, apresenta uma matriz de quartzo e feldspato anédricos a subédricos com tamanhos médios de 1 mm. Além disso, a rocha tem uma foliação incipiente marcada por faixas lenticulares submilimétricas de agregados de epidoto e muscovita (Figura 5.26-A).

Na lâmina, é possível observar que a rocha possui principalmente quartzo (40%) e o feldspato predominante, que no caso é o plagioclásio (40%), sendo que seu teor é de 25% de anortita, classificado como oligoclásio (Figura 5.26-B-C). A rocha é inequigranular seriada, sendo que os cristais possuem tamanhos médios de 1 mm, variando de 0,2 a 1,5 mm.

Em relação à mineralogia secundária, a rocha apresenta epidoto (8%) e clinozoisita (5%) disseminados com hábitos subédricos a euédricos, sendo que por vezes o epidoto apresenta textura simplectítica (Figura 5.26-D). A muscovita (7%) se apresenta tanto como alteração do plagioclásio, formando listras internas e nas bordas do mineral, quanto como cristais individuais formando foliação incipiente (Figura 5.26-E). Outro mineral acessório da rocha é o rutilo, que ocorre disseminado e pode estar incluso em epidoto (Figura 5.26-F).

Leucogranito (TF22-VI-073)

Ao longo da Zona de Cisalhamento Serra de Bom Jesus afloram rochas partes de um corpo alongado na direção E-W, pertencente à unidade. Esse corpo é formado por leucogranitos que apresentam foliação incipiente marcada pela orientação de minerais micáceos, muito provavelmente devido à influência da zona de cisalhamento. A amostra mais representativa desse corpo é a TF22-VI-073, descrita a seguir.

Essa rocha possui coloração cinza claro com tons de bege e verde, além de uma textura fanerítica e holocristalina. A trama principal da rocha é formada por uma matriz de quartzo e feldspato anédricos a subédricos de tamanhos submilimétricos a até 4 mm, com cerca de 50% de quartzo, 30% de feldspato alcalino e 20% de plagioclásio. Além disso, é marcada por uma foliação incipiente evidenciada pelo arranjo de agregados de muscovita e epidoto ao longo de planos anastomosados (Figura 5.27-A).

Na lâmina, foi possível identificar a predominância de quartzo (45%), microclínio (30%) e plagioclásio (10%) na rocha, sendo o teor do plagioclásio de 14% de anortita, classificado como oligoclásio (Figura 5.27-B). Em relação ao tamanho relativo dos cristais, a rocha é inequigranular seriada, em que a maioria dos cristais têm tamanhos entre 0,1 a 2 mm (Figura 5.27-C-D). Além da muscovita (6%) e sericita (5%), ocorrem minerais do grupo do epidoto, como clinozoisita (2%) e epidoto (2%) (Figura 5.27-E-F).

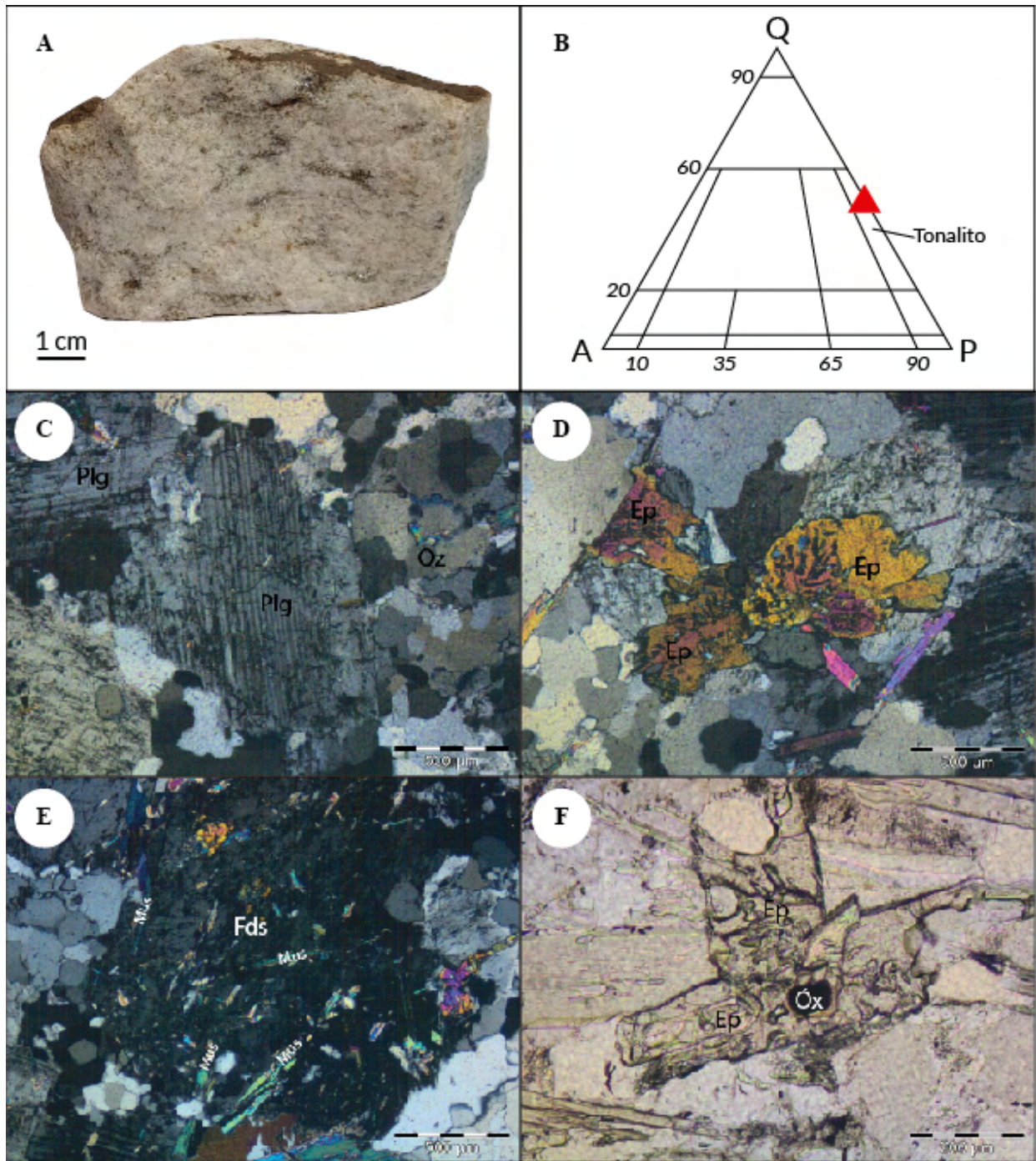


Figura 5.26: Fotografias e diagrama da amostra TF22-VI-010; (A) Amostra macroscópica de leucotonalito epidotizado; (B) Diagrama ternário QAP (quartzo-álcali-feldspato-plagioclásio) destacando a composição da amostra no campo dos tonalitos; (C) Plagioclásio com geminação polissintética, sendo medido um teor de An₂₅, classificado como oligoclásio (LT/NC/2,5x); (D) Cluster de epidoto com textura simplectítica (LT/NC/2,5x); (E) Feldspato sendo alterado para muscovita (LT/NC/2,5x); (F) Inclusão de rutilo (óxido) em cristais de epidoto (LT/NP/2,5x).

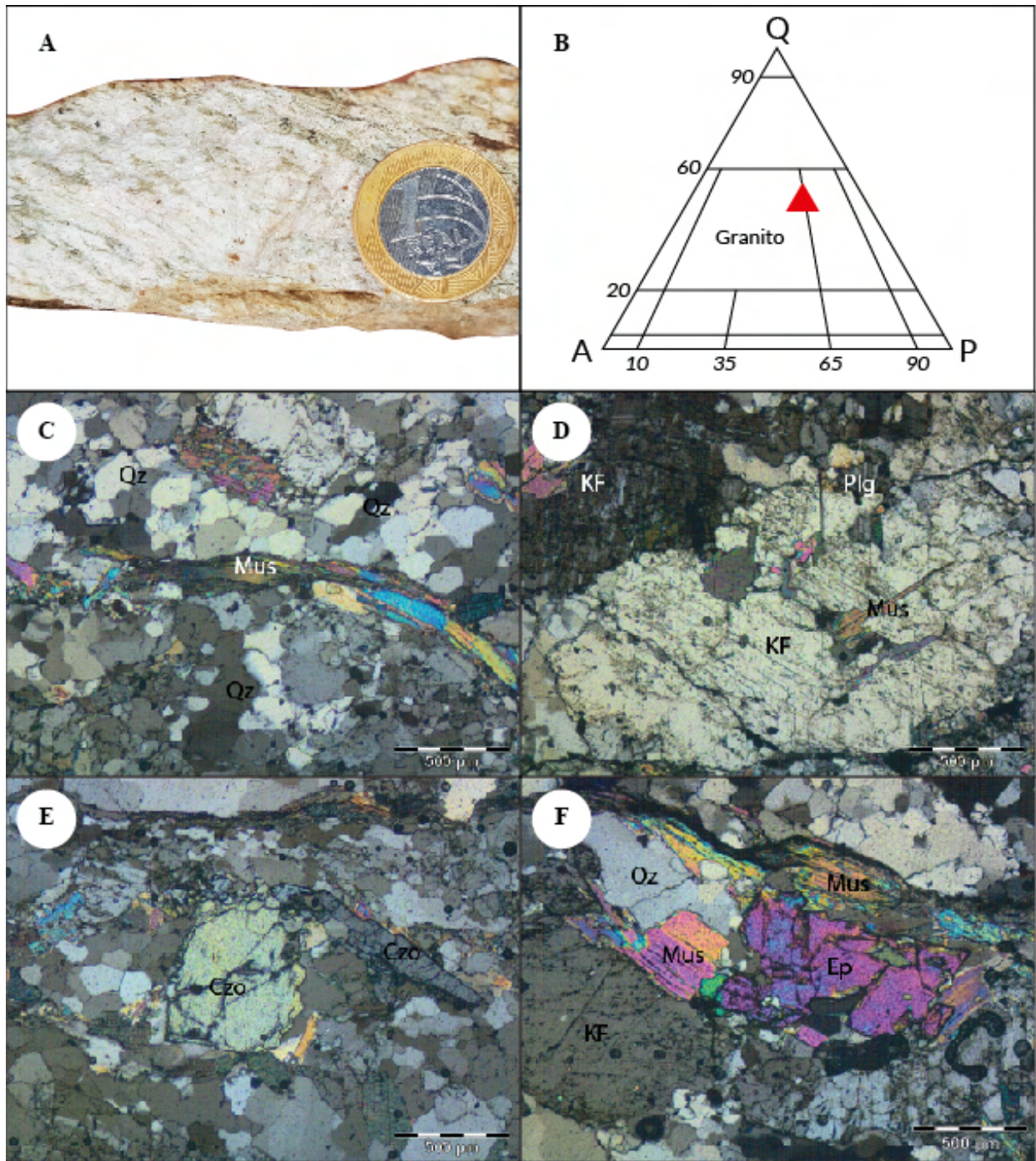


Figura 5.27: Fotografias e diagrama da amostra TF22-VI-073; (A) Amostra macroscópica de leucogranito epidotizado com foliação incipiente; (B) Diagrama ternário QAP (quartzo-álcali-feldspato-plagioclásio) destacando a composição da amostra no campo dos granitos; (C) Domínio com grãos de quartzo recristalizados, de cerca de 0,1 mm e lamela de muscovita definindo uma foliação incipiente (LT/NC/2,5x); (D) Domínios com presença de feldspato potássico, no caso microclínio, com até 2 mm de tamanho, além de plagioclásio e muscovita (LT/NC/2,5x); (E) Cristais subédricos a euédricos de clinozoisita, com destaque para a cor de interferência “azul da prússia” característica (LT/NC/2,5x); (F) Cristal euédrico de epidoto associado às lamelas de muscovita (LT/NC/2,5x).

5.5 Discussões

A Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa compreende uma grande variedade de rochas, predominando os anfibolitos na Área VI. A composição química dessas rochas é normalmente representada no diagrama ACF (alumínio-cálcio-ferro), a partir da paragênese entre hornblenda, plagioclásio e granada (Bucher & Grapes, 2011). Essa paragênese foi observada na amostra TF22-VI-093, classificada como uma calcissilicática fina bandada com porfiroclastos de plagioclásio, e pode indicar que a rocha atingiu fácies anfibolito durante o metamorfismo. No entanto, a presença do epidoto também pode indicar um processo de retrometamorfismo em fácies xisto verde ou alteração hidrotermal.

A unidade Ortognaisses Mara Rosa, representada principalmente por biotita-hornblenda gnaisses tonalíticos e hornblenda gnaisses tonalíticos, e fácies quartzo-dioríticas subordinadas, apresenta uma variação composicional, observada principalmente no conteúdo de biotita e hornblenda. Conforme apresenta Viana (1995), as intrusões tonalíticas da região de Mara Rosa estão associadas a magmas juvenis cálcicos a calci-alcalinos, de ambiente de arco intraoceânico juvenil. A diferença composicional observada, assim, pode ser explicada pela cristalização fracionada da série calci-alcalina, com a cristalização inicial de fases ricas em hornblenda e, em fases tardias, a biotita. Os enclaves observados nos ortognaisses indicam diferentes graus de hibridização durante o estágio magmático dessas rochas, envolvendo magmas máficos e intermediários por processos de *mixing/mingling*.

A principal fácies metamórfica observada nessas rochas é anfibolito, com paragênese formada por hornblenda, plagioclásio, biotita, epidoto (Yardley, 1989). Há, contudo, um retrometamorfismo em fácies xisto verde, representado por saussoritização do plagioclásio, epidotização disseminada, cloritização da biotita, com paragênese formada por epidoto e clorita.

A Unidade Hidrotermal, por sua vez, comporta duas associações de rochas com sistemas químicos bem distintos. A Associação Calcissilicática pode ser interpretada como um halo de alteração hidrotermal propilítico de um sistema pórfiro-epitermal devido aos processos de epidotização que ocorrem de forma pervasiva, alterando tanto os ortognaisses quanto os anfibolitos para calcissilicáticas, como as hornblenda calcissilicáticas e epidoto calcissilicáticas. Já a Associação Aluminosa pode estar relacionada a um halo de alteração hidrotermal argílico, caracterizado pela presença de clorita e cianita; e a um halo de alteração hidrotermal sericítico, caracterizado pela presença de sericita, quartzo e muscovita.

Por fim, os leucogranitos da Área VI se destacam das outras rochas pela sua composição leucocrática e ausência ou mínima quantidade de minerais máficos. Essas rochas mais evoluídas ocorrem associadas à todas as outras unidades e sua foliação incipiente ou ausente reforça seu caráter tardio. A presença de epidotização nessas rochas, no entanto, levanta a possibilidade de que exista uma relação com os eventos metassomáticos que produziram paragêneses exóticas.

Capítulo 6

Geologia Estrutural

Este capítulo conta com a descrição geral da Geologia Estrutural das áreas do Projeto Mara Rosa e, mais especificamente, da Área VI, a partir dos domínios estruturais. O contexto geológico da região de Mara Rosa permite observar uma forte influência das estruturas NE-SW do Arco Magmático Mara Rosa, principalmente nos domínios Transbrasiliano e Mara Rosa. Além disso, ocorrem também estruturas E-W associadas às estruturas NE-SW, formando grandes inflexões ao longo de toda a área do projeto, sendo destacado o Domínio Bom Jesus. Por fim, são observadas estruturas N-S mais localizadas nas áreas a SE, que se concentram próximas ao Domínio Campinorte.

Os estereogramas com as densidades das medidas de foliações e lineações coletadas em campo foram gerados utilizando a biblioteca *mplstereonet* na linguagem de programação Python (Kington, 2013). A projeção estereográfica utilizada foi a de Schmidt, que representa o hemisfério inferior da esfera e uma rede dividida em áreas iguais. O método de interpolação utilizado para os contornos de densidade foi o método exponencial de Kamb, que leva em conta a quantidade de desvios padrão (σ) de medidas aleatórias que poderiam variar do banco de dados, influenciando no tamanho dos círculos dos contornos (Vollmer, 1995). Dessa forma, quanto maior a quantidade de desvios padrão, mais suavizado e maiores as áreas dos contornos, sendo que a suavização escolhida para os estereogramas de polos de foliação foi de 3σ e para os de lineação, de 2σ .

6.1 Geologia Estrutural do Projeto Mara Rosa

Esta seção tem como objetivo a apresentação e descrição dos domínios estruturais do Projeto Mara Rosa. Estes domínios foram delimitados de maneira integrada, tendo como base a análise dos dados estruturais coletados em campo, bem como a correlação deles com estruturas identificadas nos produtos derivados dos levantamentos aerogeofísicos e de sensoriamento remoto. Dado isso, quatro domínios estruturais foram definidos, sendo eles de oeste para leste: Transbrasiliano, Mara Rosa, Bom Jesus e Campinorte (Figura 6.1). Para a individualização de tais domínios, levou-se em consideração essencialmente o padrão geométrico das estruturas planares e lineares mapeadas, assim como feições assimétricas.

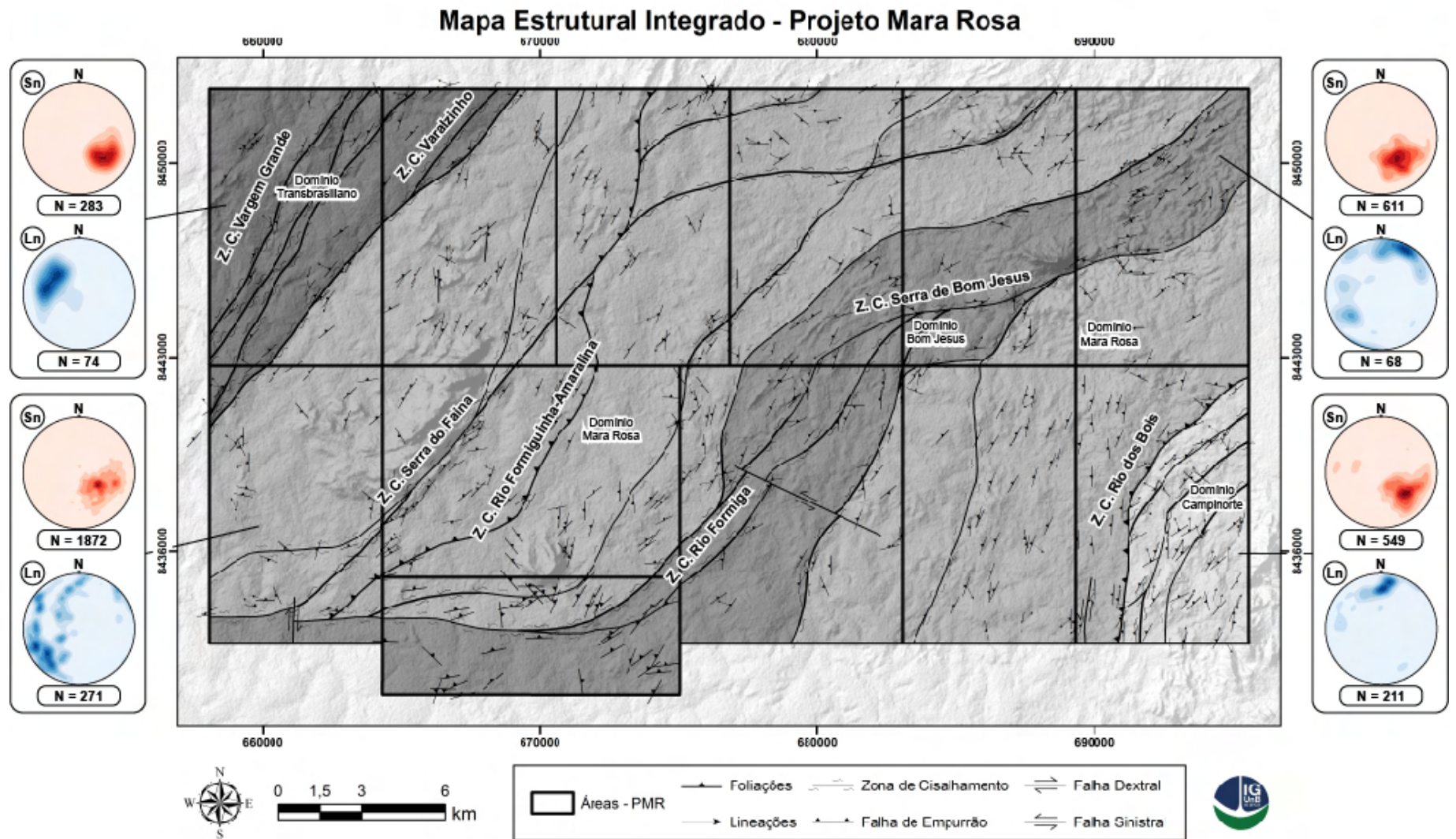


Figura 6.1: Mapa estrutural integrado do Projeto Mara Rosa, destacando os domínios estruturais e zonas de cisalhamento (Z. C.).

6.1.1 Domínio Transbrasiliano

O Domínio Transbrasiliano situa-se no extremo noroeste da área mapeada, abrangendo parte das rochas metapelíticas da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha. Ele é separado do Domínio Mara Rosa pela Zona de Cisalhamento Compressional Varalzinho (Fuck *et al.*, 2007).

Esse domínio define-se por uma certa homogeneidade da distribuição das estruturas planares, representada por foliações com direção preferencial NE-SW que tendem a acompanhar a geometria desse compartimento. As foliações de direção NE-SW apresentam predominantemente mergulhos suaves a moderados ($30-60^\circ$) para NW (Figura 6.2-A).

Essas estruturas são predominantemente xistosidades, representando cerca de 90% das medidas, sendo que os outros 10% são de bandamentos gnáissicos. Essas foliações se associam a uma lineação de estiramento na direção do mergulho da foliação, com caimento para NW entre 40 e 80° (Figura 6.2-B). Ocorrendo de forma mais restrita, ao centro do domínio, observa-se uma foliação subvertical com mergulhos entre 70 e 80° que definem corredores transcorrentes de direção NE.

Por fim, esse domínio tem como característica principal a presença de zonas de cisalhamento, como a Zona de Cisalhamento Compressional Vargem Grande (Fuck *et al.*, 2007), com forte influência do Lineamento Transbrasiliano.

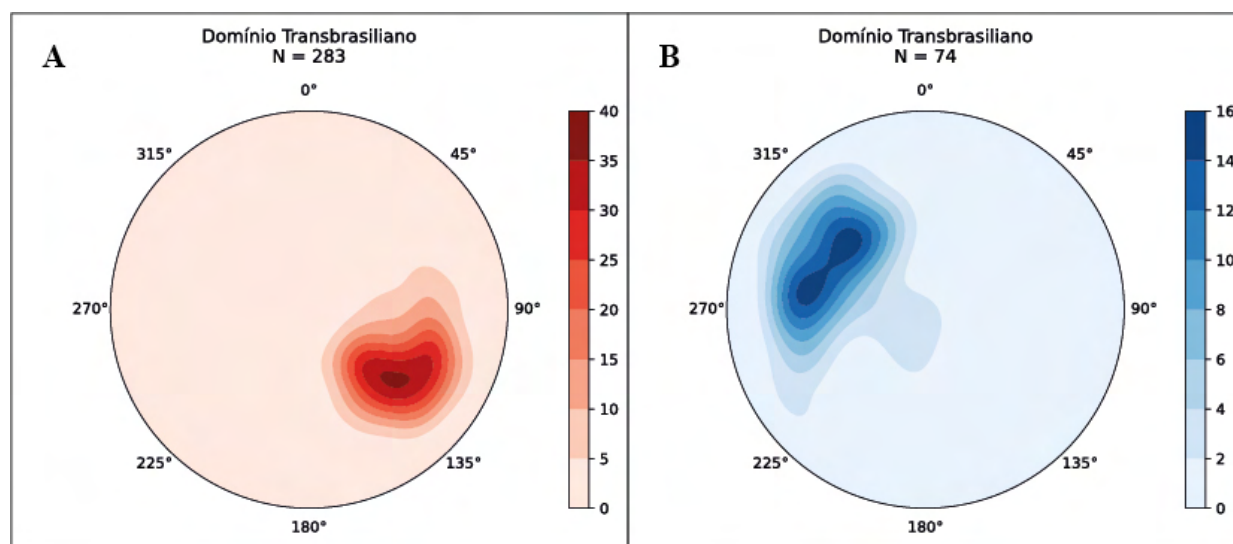


Figura 6.2: Estereogramas referentes ao Domínio Transbrasiliano. (A) Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando de 30 a 60° para NW; (B) Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de 40 a 80° para NW.

6.1.2 Domínio Mara Rosa

O Domínio Mara Rosa contempla a maior parte da área mapeada pelo Projeto Mara Rosa, sendo caracterizado por rochas pertencentes às sequências metavulcanossedimentares Santa Terezinha de Goiás e Mara Rosa, além dos Ortognaisses Mara Rosa e a rochas intrusivas tardi a pós-tectônicas. A oeste limita-se pela Zona de Cisalhamento Varalzinho e a leste, pela Zona de Cisalhamento Rio dos Bois.

Esse domínio define-se por uma certa heterogeneidade da distribuição das foliações, com duas direções preferenciais: (i) foliações com direção NE-SW no setor oeste e (ii) foliações com direção N-S no setor leste. As foliações de direção NE-SW apresentam mergulhos moderados de 30 a 60° (Figura 6.3-A) para NW e as de direção N-S apresentam mergulhos moderados a altos, maiores que 60°, para W (Figura 6.3-C).

Essas estruturas são representadas por foliações de anfibolitos e leucogranitóides (50-60%), bandamentos gnáissicos (15-20%) e xistosidades (20-25%). As lineações características para o setor oeste apresentam caimento suave, menor que 30°, principalmente para WSW e localmente suave a moderado, entre 15 e 45°, para NW (Figura 6.3-B). Já as lineações do setor leste apresentam caimento suave para SW, aparentando ser oblíquas à foliação N-S (Figura 6.3-D).

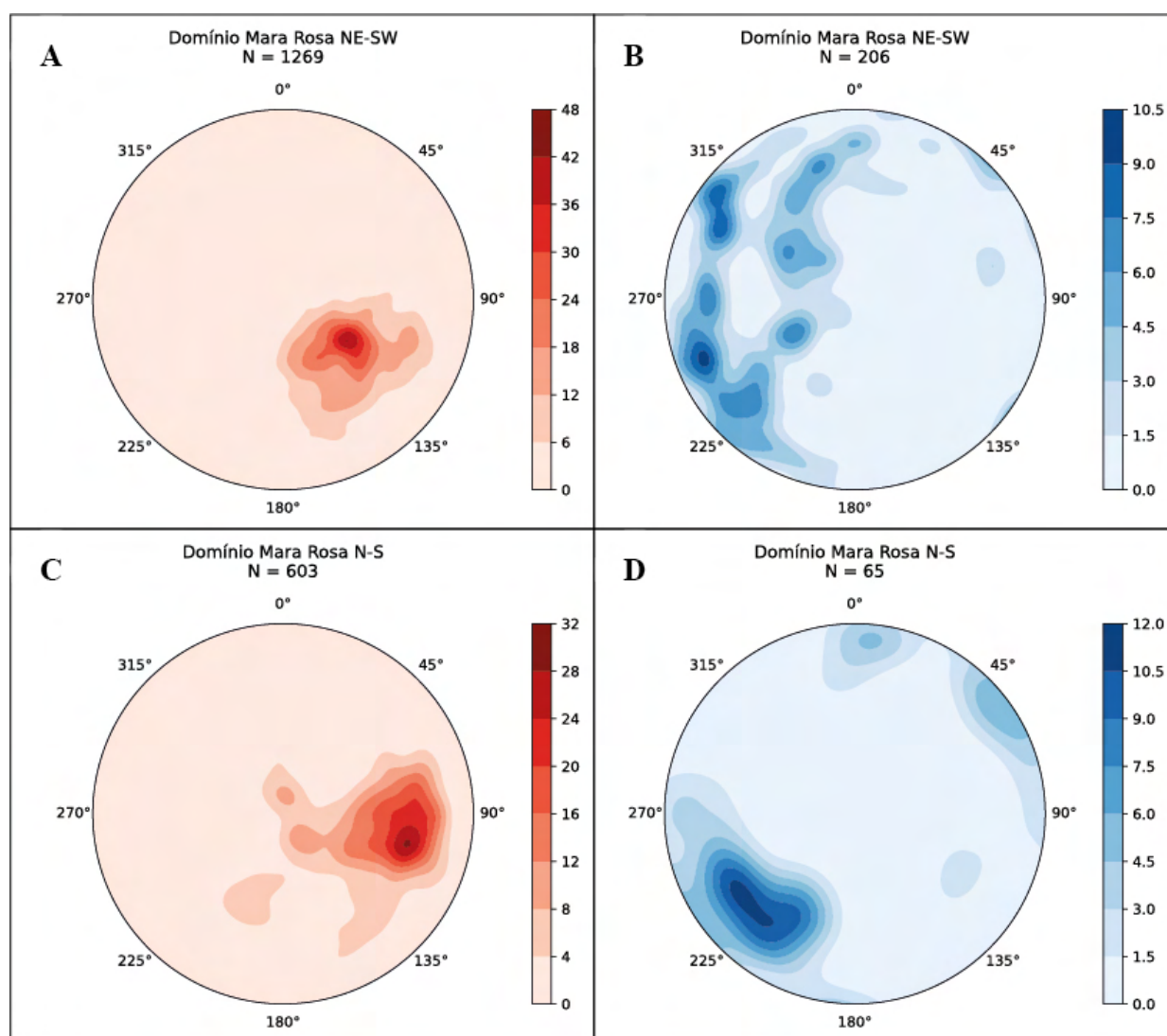


Figura 6.3: Estereogramas referentes ao Domínio Mara Rosa. (A) Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW; (B) Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de suaves a moderados, entre 15 e 45°, para WSW e NW; (C) Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando mais do que 60° para W; (D) Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos menores que 30° para SW.

Dentro do setor oeste do domínio ocorrem, de oeste para leste, as zonas de cisalhamento Serra do Faina e Rio Formiguinha-Amaralina. No setor centro-leste desse domínio foi definido o Domínio Bom Jesus, que abrange as zonas de cisalhamento Serra de Bom Jesus e Rio Formiga, descrito na seção 6.1.3 (Fuck *et al.*, 2007; Oliveira *et al.*, 2007).

6.1.3 Domínio Bom Jesus

O Domínio Bom Jesus é caracterizado por um corredor de cisalhamento que se estende de NE a SW e separa os setores leste e oeste do Domínio Mara Rosa. Este domínio compreende as rochas pertencentes a Unidade Hidrotermal, aos Ortognaisses Mara Rosa e a Sequência Metavulcanosedimentar Mara Rosa, cuja orientação geral é NE-SW, porém nos setores centro-leste e sudoeste da área sofre uma inflexão para E-W, sendo que esta possui correlação com a morfologia da crista da Serra de Bom Jesus.

O padrão de direções das foliações define a orientação do domínio, havendo duas direções preferenciais: (i) foliações com direções NE-SW e (ii) foliações com direções E-W. As foliações de direção NE-SW (Figura 6.4-A) apresentam mergulhos moderados, de 30 a 60^o, para NW, sendo representadas por foliações de anfibolitos, calcissilicáticas e leucogranitos (35%), xistosidades (35%) e bandamentos gnáissicos (30%). As lineações associadas a direção NE-SW apresentam caimento suave, menor que 15^o, para NNE, sendo paralelas às direções das foliações (Figura 6.4-B) e, localmente, com caimento de 20^o para SW.

Já as estruturas de direção E-W (Figura 6.4-C) apresentam mergulhos moderados para NNW e são representados pelas foliações de anfibolitos, calcissilicáticas e leucogranitos (70%), bandamentos gnáissicos (20%) e xistosidades (10%). As lineações associadas a direção E-W apresentam-se com caimento suave para NE, sendo que as lineações estão oblíquas às foliações (Figura 6.4-D).

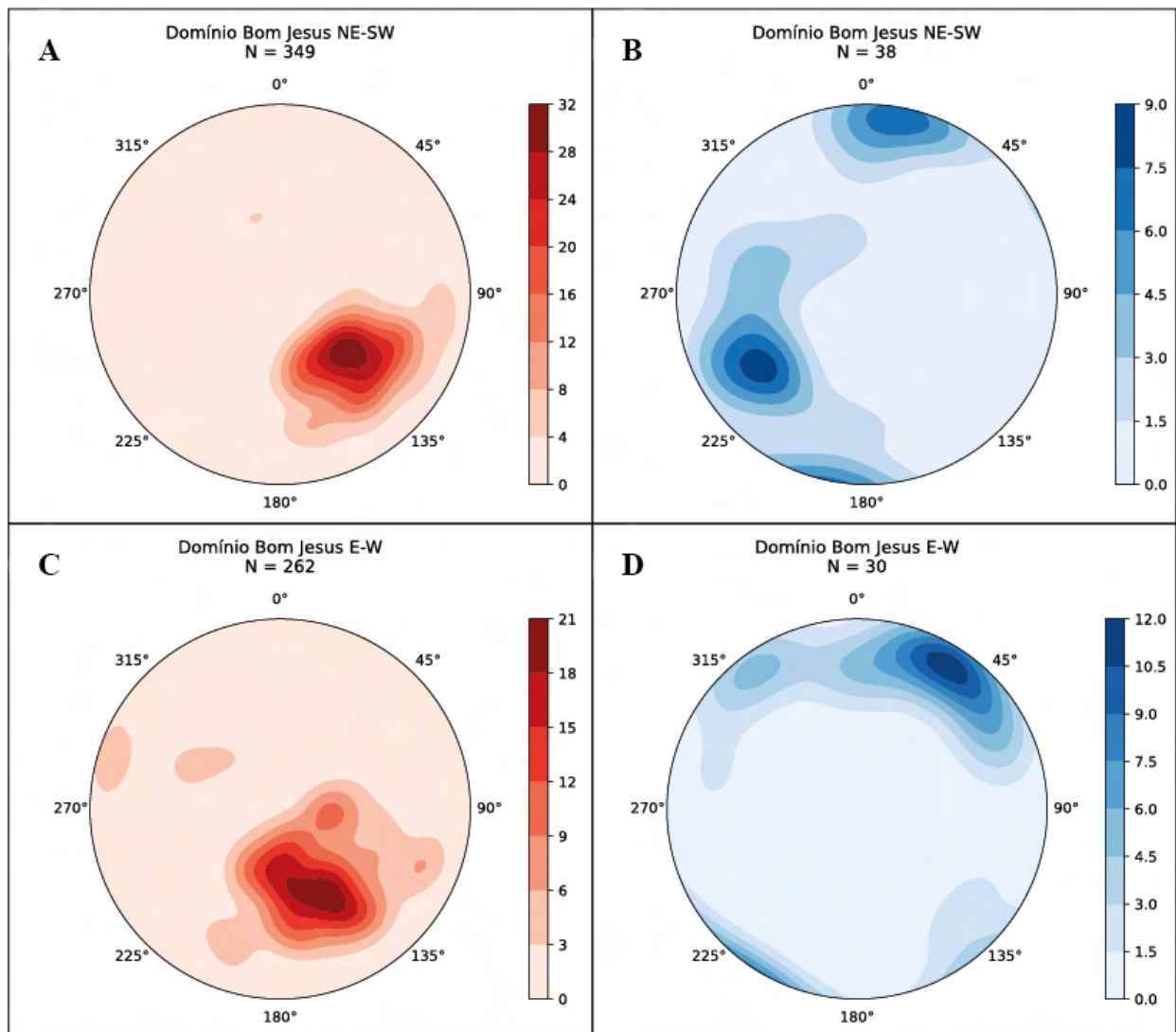


Figura 6.4: Estereogramas referentes ao Domínio Bom Jesus. (A) Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW; (B) Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos menores que 15° para NNE e localmente de 20° para SW; (C) Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NNW; (D) Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos menores que 15° para NE.

6.1.4 Domínio Campinorte

O Domínio Campinorte, delimitado na porção sudeste da Área X, apresenta geometria de faixa arqueada, com orientação N-S e inflexão para NE-SW em sua porção norte. Sua estruturação principal é definida pelas feições observadas nas rochas da Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte, Suíte Pau de Mel e Grupo Serra da Mesa, sendo marcada por foliações do tipo xistosidade, milonítica e ultramilonítica.

Esse domínio apresenta três direções preferenciais de foliação: (i) uma foliação N-S, observada a sul e oeste no domínio, (ii) uma foliação NE-SW, vista ao longo de todo o domínio, e (iii) uma foliação E-W, descrita na porção central. A relação entre ambas se dá pela predominância da foliação NE-SW, com as demais direções subordinadas, associadas à inflexão regional observada na zona de falha Rio dos Bois e aos corredores de cisalhamento N-S.

O *trend* N-S pode ser correlacionado aos corredores de cisalhamento dúctil-rúpteis de mesma orientação, desenvolvidos em uma tectônica pré-brasiliana. A estruturação N-S é marcada por mergulho moderado para W, de 30 a 50°, e lineações de estiramento mineral associadas, com caimento de até 40° para norte (Figura 6.5-A-B).

Já o *trend* NE-SW ocorre de forma predominante no Domínio Campinorte, associado ao evento deformacional transbrasiliano. Estes planos apresentam mergulho variável para NW, entre 30 e 80° aproximadamente, conforme a proximidade com as zonas de cisalhamento e com a Zona de Cisalhamento Rio dos Bois. Assim como a foliação anterior, o NE-SW também compreende uma série de lineações de estiramento mineral, com baixo ângulo de caimento para norte.

Por fim, o *trend* E-W, de ocorrência local, encontra-se evidenciado na porção centro-norte do domínio, ocorrendo associado às inflexões regionais, evidentes nas bordas dos corpos graníticos da Suíte Pau de Mel. Há, ainda, associada a essa direção, lineações de estiramento de ângulo moderado, variando de 25° a 35° para o quadrante NW.

O estereograma de foliação referente a este domínio evidencia as três principais direções de foliação, ambas com mergulho moderado, variando em maioria entre 45° e 60° (Figura 6.5-A). Já o estereograma de lineações demonstra caimentos destas feições em baixo ângulo para norte (Figura 6.5-B).

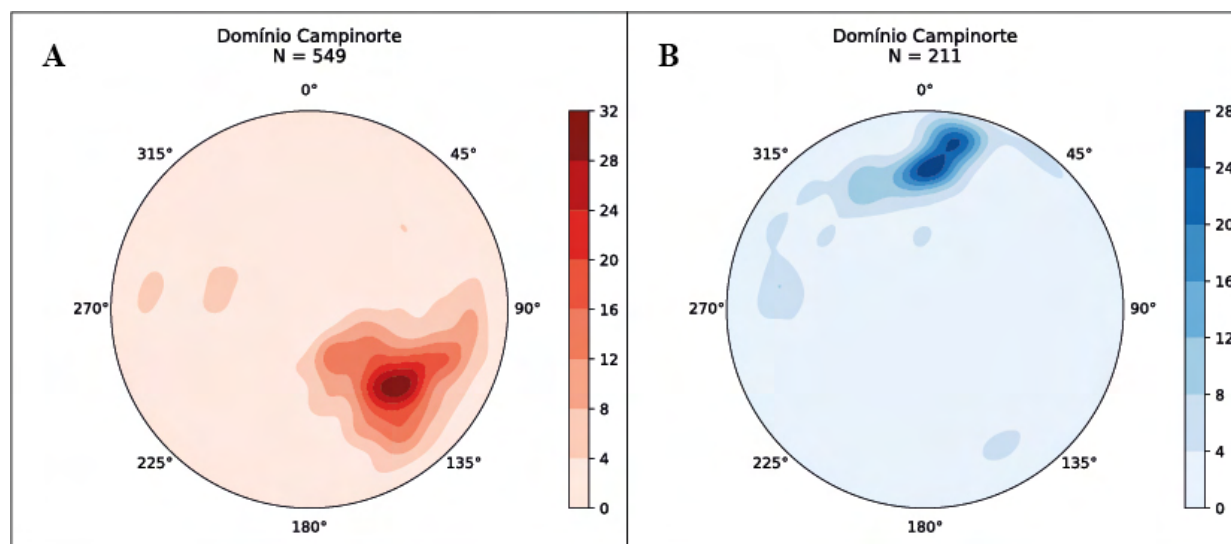


Figura 6.5: Estereogramas referentes ao Domínio Campinorte. (A) Estereograma com densidade de polos de foliações, destacando a presença das três direções preferenciais desse domínio; (B) Representação das medidas de lineação destacando a principal direção N-S.

6.2 Geologia Estrutural da Área VI

A Geologia Estrutural da Área VI do Projeto Mara Rosa está inserida no contexto dos domínios estruturais Mara Rosa e Bom Jesus. Na área, se destaca o Domínio Bom Jesus que, por sua vez, compreende uma zona de cisalhamento definida por Oliveira *et al.* (2007) como Serra de Bom Jesus (ZCSBJ). Essa zona de cisalhamento ocorre associada principalmente às rochas da Unidade Hidrotermal descritas no Capítulo 5.

A partir da análise regional da geometria da ZCSBJ, é possível associar a um sistema transcorrente, com plano de falha aproximadamente E-W, cuja expressão se dá localmente no setor centro-oeste da área, onde são observados mergulhos de 30° para NNE e 55° para SSW. Dessa forma, a feição estrutural mais representativa dessa zona de cisalhamento no restante da área é a de um *splay* ou *horsetail* de direção NE-SW.

Na Área VI, o Domínio Mara Rosa é separado em dois pelo Domínio Bom Jesus, sendo o Domínio Mara Rosa 1 o setor a NW da área, dominado pelo trend regional NE-SW e o Domínio Mara Rosa 2 o setor a SE, marcado por uma inflexão das estruturas de N-S para E-W, indo de sul para norte no domínio. O Domínio Bom Jesus, por sua vez, ocorre como uma faixa que atravessa a área da porção NE até o setor centro-oeste, apresentando uma transição do trend NE-SW para E-W (Figura 6.6).

Mapa Estrutural Simplificado - Área VI - Projeto Mara Rosa

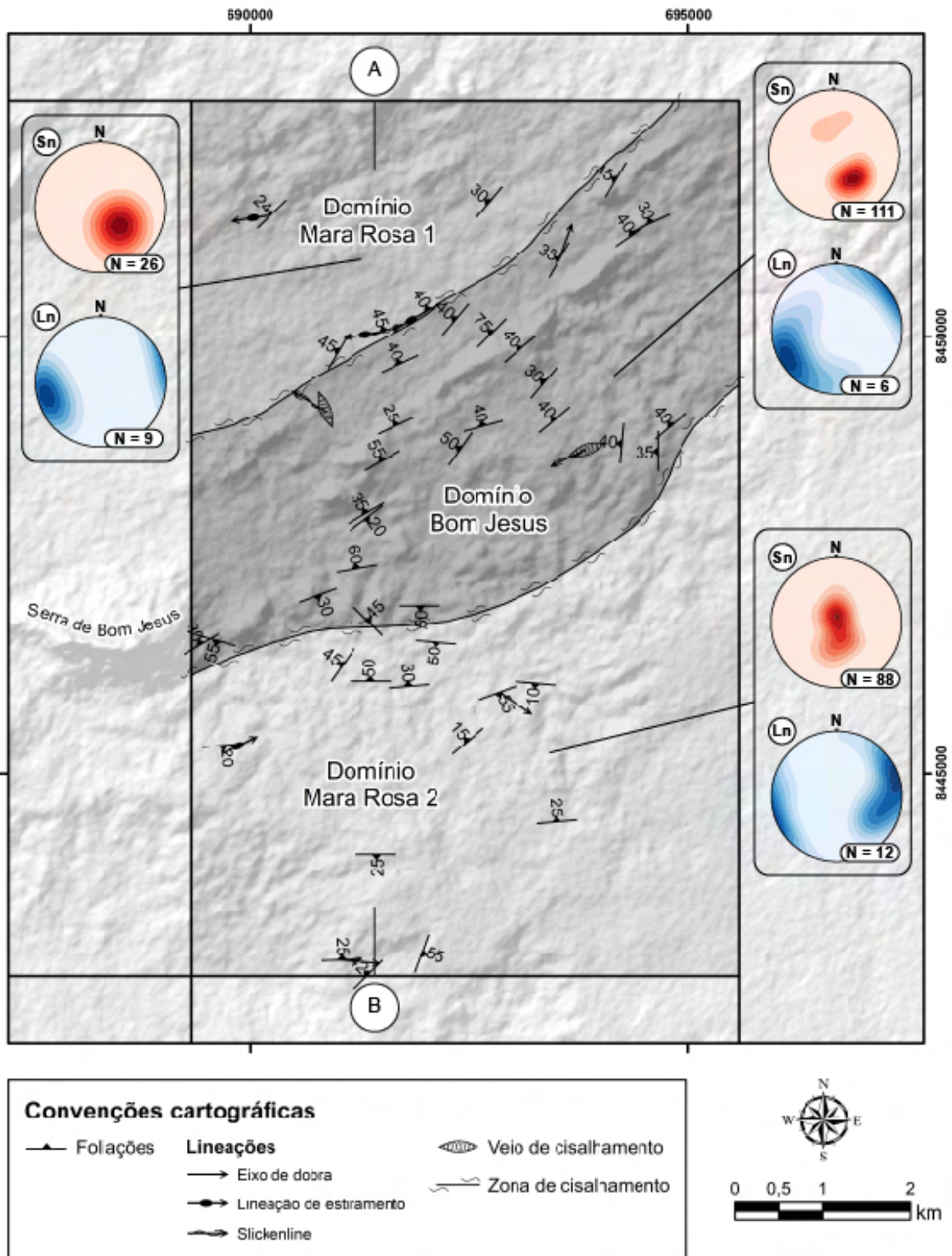


Figura 6.6: Mapa de domínios estruturais da Área VI com estereogramas de foliação (Sn) e lineação (Ln). Perfil A-B representado na Figura 6.18.

As estruturas planares e lineares consideradas como parte do arcabouço dúctil foram foliações, lineações de estiramento e eixos de dobra e as do arcabouço rúptil, falhas, veios, fraturas e *slickenlines*. Em relação às estruturas dúcteis em mesoescala, foram identificadas dobras e zonas de cisalhamento. A descrição e associação dessas estruturas com a compartimentação regional foi feita a partir dos domínios estruturais da área (Tabela 6.1).

Tabela 6.1: Resumo das principais características geológicas e estruturais observadas em cada domínio.

Domínio Estrutural	Litotipos principais	Estruturas	
		Arcabouço dúctil	Arcabouço rúptil
Mara Rosa 1	Ortognaisses tonalíticos e dioríticos	Bandamento gnáissico, lineação de estiramento em quartzo, dobras isoclinais em ortognaisses	Veios de quartzo e epidoto
Bom Jesus	Xistos e calcissilicáticas	Xistosidade, foliação em calcissilicáticas, crenulações e dobras chevron em xistos, zona de cisalhamento em ortognaisse	Veios de quartzo, epidoto, rutilo e turmalina, diques graníticos e anfibolíticos
Mara Rosa 2	Anfibolitos, leucogranitos e xistos	Foliação em anfibolitos, dobras suaves em xistos	Fraturas em anfibolitos

6.2.1 Geologia Estrutural do Domínio Mara Rosa 1

O Domínio Mara Rosa 1 se situa a noroeste da área VI e é delimitado do Domínio Bom Jesus por uma zona de cisalhamento de direção aproximadamente N60E. A direção do *strike* da foliação possui um *trend* NE, sofrendo uma rotação no sentido anti-horário ao deslocar-se de oeste para leste no domínio (Figura 6.7). Neste domínio ocorre uma associação de ortognaisses tonalíticos, dioríticos e quartzo-dioríticos, além de metahornblenditos e lentes de anfibolitos.

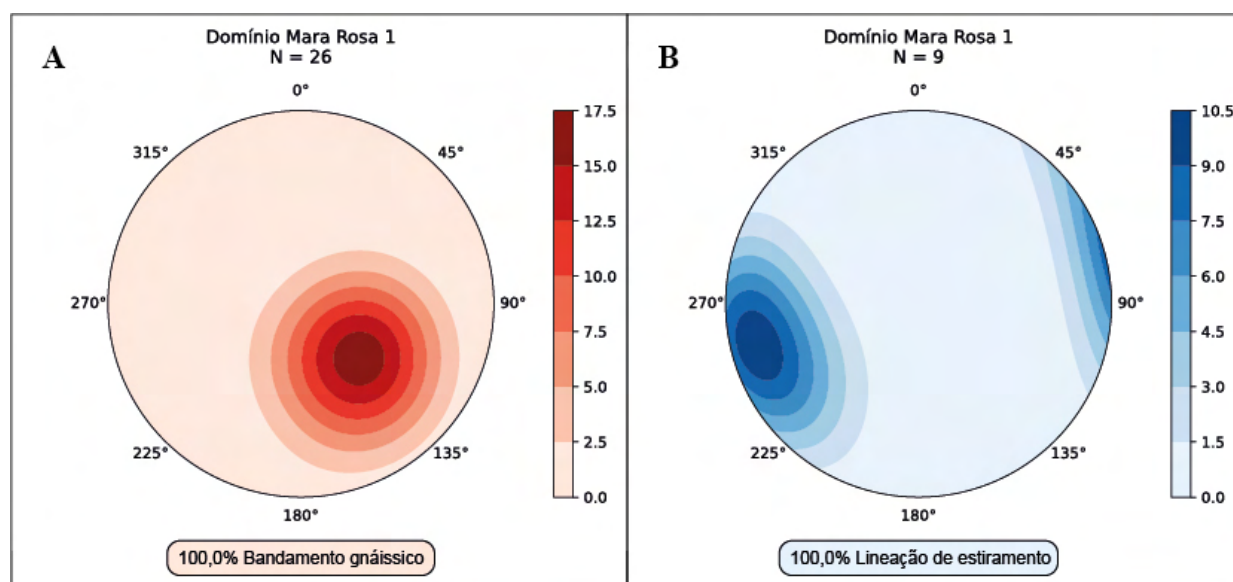


Figura 6.7: Estereogramas de densidade de polos de foliação e lineação do Domínio Mara Rosa 1. (A) Medidas de bandamento gnáissico mergulhando moderadamente cerca de 45° para NW; (B) Medidas de lineação de estiramento, caindo cerca de 15° para WSW.

No Domínio Mara Rosa 1 se destacam as estruturas do arcabouço dúctil, sendo comuns dobras isoclinais nos ortognaisses e lineações de estiramento em bandas de quartzo (Figura 6.8-A-B). Nesse domínio, as foliações mergulham para NW e as lineações apresentam caimento para SW com baixo a médio *rake*, indicando um caráter transcorrente a oblíquo de cisalhamento. Além disso, o domínio apresenta zonas de cisalhamento provocando arqueamentos na foliação (Figura 6.8-C).

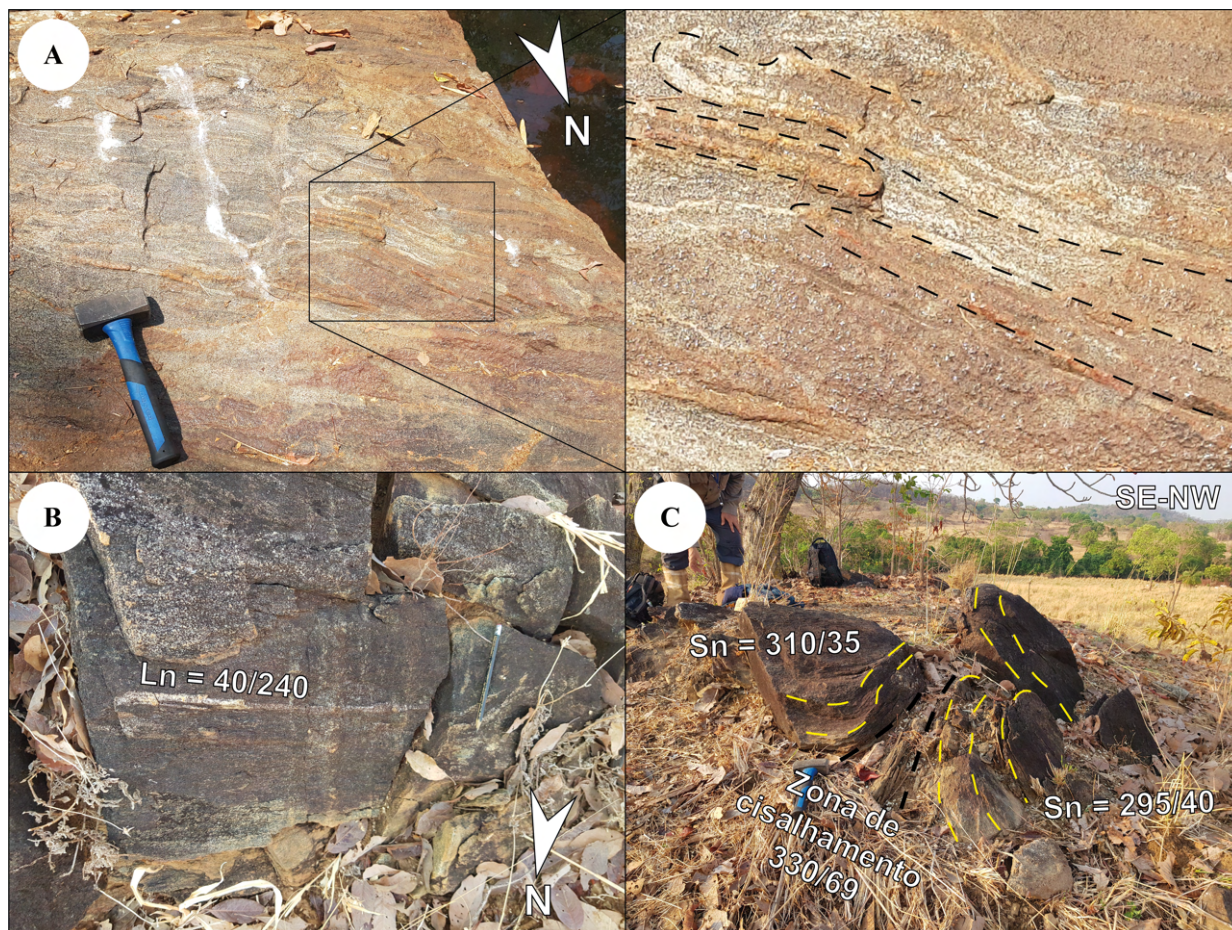


Figura 6.8: Estruturas observadas no Domínio Mara Rosa 1. (A) Dobras isoclinais em ortognaisses em afloramento de lajedo em drenagem destacadas pelas bandas onde se concentram quartzo, ponto TF22-VI-005, noroeste do domínio; (B) Lineação de estiramento (Ln) em ortogneisse, ponto TF22-VI-042, centro-sul do domínio; (C) Zona de cisalhamento e arqueamento do bandamento gnáissico (Sn) em afloramento em ninho de blocos, mesmo ponto que (B).

6.2.2 Geologia Estrutural do Domínio Bom Jesus

O Domínio Bom Jesus apresenta um grande conjunto de estruturas dúcteis e rúpteis relacionadas às zonas de cisalhamento NE-SW e a um conjunto de veios e diques de diversas composições. Além disso, avaliando as medidas de foliações e lineações, o domínio pode representar uma dobra assimétrica com vergência para SE e caimento de eixo para SW (Figura 6.9). Uma grande diversidade de litotipos compõe o domínio, como ortognaisses tonalíticos a dioríticos, calcissilicáticas ricas em anfibólio e epidoto e, não menos importantes, xistos de composições variadas.

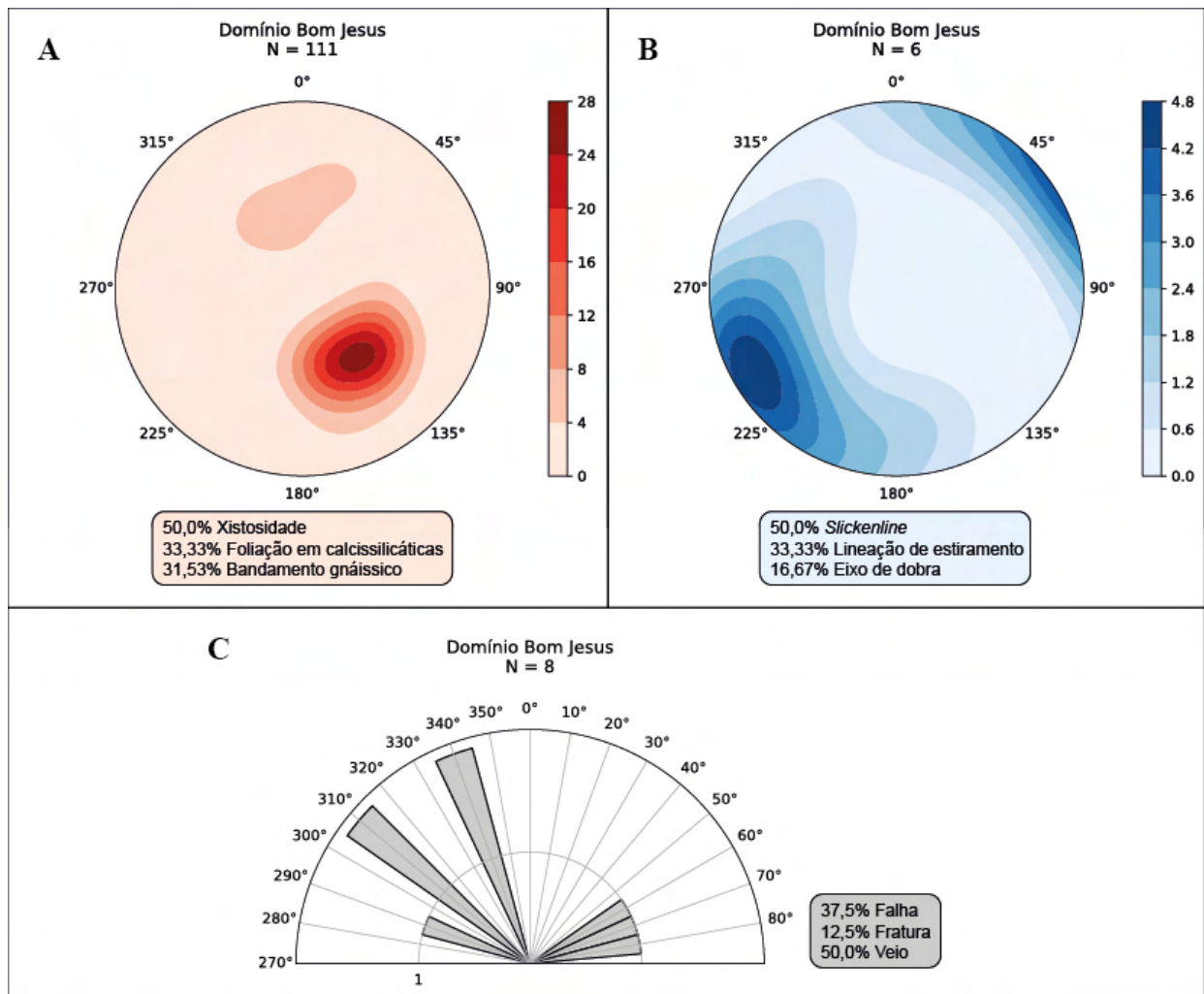


Figura 6.9: Estereogramas de densidade de polos de foliação e lineação e diagrama de roseta do Domínio Bom Jesus. As medidas de foliação apresentam duas regiões com diferentes densidades de polos, considerados flancos de uma dobra assimétrica, sendo o flanco longo a região com maior densidade e flanco curto a região de menor densidade; (A) Medidas de foliação indicando atitudes dos flancos longo, mergulhando cerca de 45° para NW, e curto, mergulhando cerca de 40° para SSE; (B) Medidas de lineação indicando caimento de cerca de 15° para SW; (C) Medidas de estruturas rúpteis plotadas em diagrama de roseta, sem a indicação de um *trend* principal, porém com direções NW-SE mais evidentes.

As dobras assimétricas são bem observadas nos xistos, mais especificamente na porção NE do domínio, enquanto na porção SW, mais especificamente próximo à ZCSBJ, ocorrem dobras mais simétricas (Figura 6.10-A-B). Essa variação de simetria de dobras pode estar relacionada à mudança da cinemática das zonas de cisalhamento ao longo do domínio, sendo mais direcional ou *strike-slip* próximo à porção E-W da ZCSBJ e mais oblíqua na sua porção NE-SW.

A influência das zonas de cisalhamento no arqueamento da foliação pode ser observada nos afloramentos de ortognaisses na porção central do domínio. Essas estruturas ocorrem muito localmente, sendo que a cinemática é sempre dextral (Figura 6.10-C). O arqueamento das foliações também é observado nos xistos na porção SW do domínio, próximo da Serra de Bom Jesus, evidenciado pela formação de pares S-C entre biotita e anfíbio (Figura 6.10-D).



Figura 6.10: Estruturas observadas nas rochas do Domínio Bom Jesus. (A) Dobras assimétricas em muscovita-quartzo xisto a NE do domínio, ponto TF22-VI-027; (B) Dobras simétricas chevron em clorita-muscovita-quartzo xisto a SW do domínio, ponto TF22-VI-097; (C) Zona de cisalhamento dextral provocando o arqueamento da foliação em afloramento em lajedo de ortogneisse, porção central do domínio, ponto TF22-VI-021; (D) Foliação em calcissilicática próxima a Serra de Bom Jesus evidenciando par S-C, sendo que a biotita se concentra ao longo do plano de cisalhamento (C) e o cristal de anfibólio (S) forma sigmoides, ponto TF22-VI-124.

As estruturas rúpteis também estão associadas às zonas de cisalhamento, sendo que o afloramento do Ribeirão das Antas apresenta a relação mais completa entre essas estruturas nos ortogneisses (Figura 6.11-A). Na porção mais a sul do afloramento, ocorrem veios multidirecionais de epidoto, sendo que estes cortam um dique anfibolítico de direção N60E (Figura 6.11-B-C).

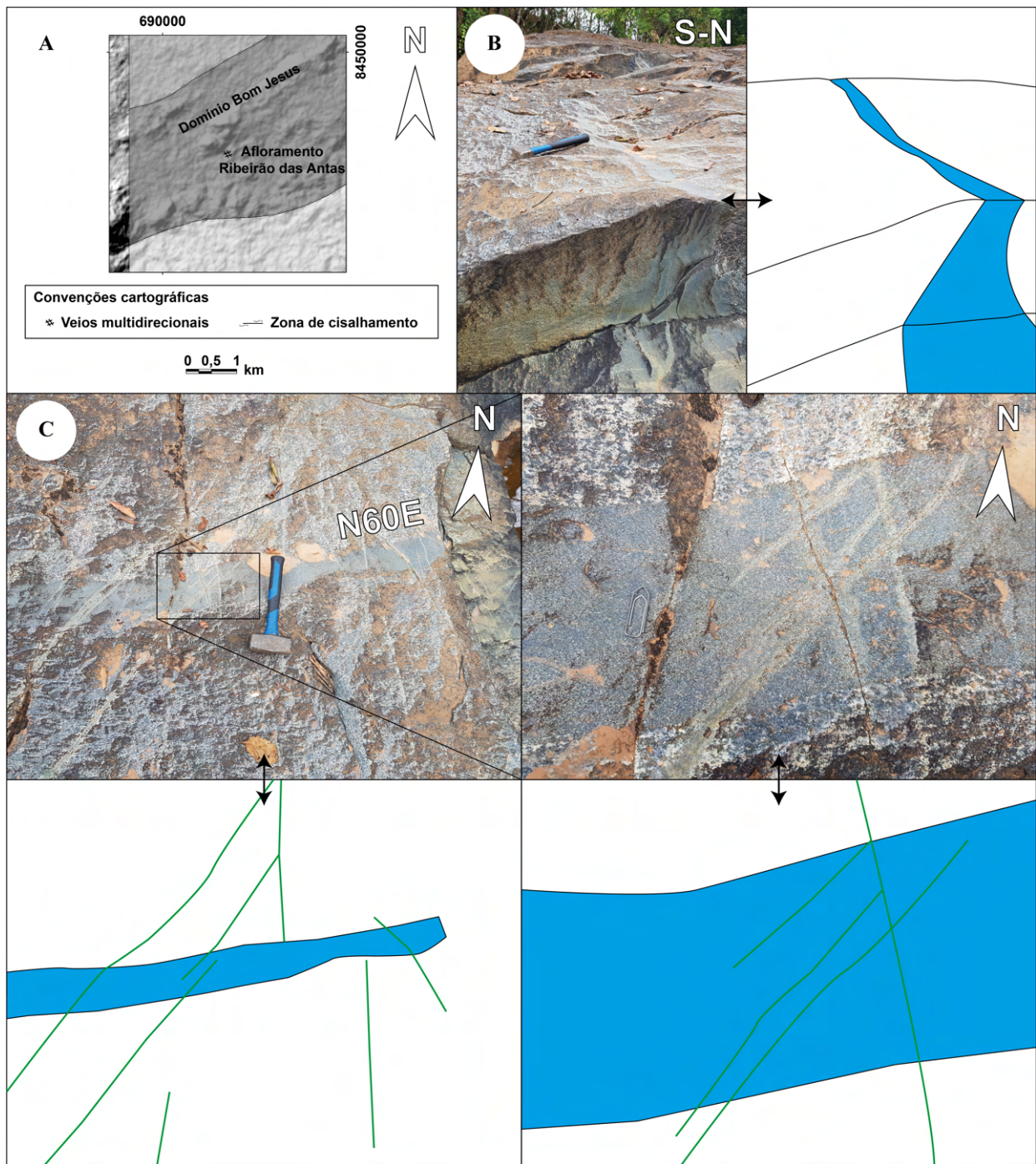


Figura 6.11: Estruturas em ortogneisses do afloramento Ribeirão das Antas, pontos TF22-VI-079 e TF22-VI-115. (A) Localização do afloramento na Área VI; (B) Dique anfibolítico destacado em azul com direção N60E observado em perfil; (C) Dique anfibolítico observado em planta. Detalhe para os veios multidirecionais de epidoto destacados em verde que cortam a estrutura.

Na porção mais a norte do afloramento (Figura 6.12-A), é possível observar que os veios de epidoto sobrepõe veios de quartzo com magnetita, sendo que ao longo de ambos os veios ocorrem zonas de cisalhamento dextrais, formando dobras de arrasto (Figura 6.12-B-C). Outra feição estrutural que se destaca nesse afloramento são veios de quartzo pegmatoides ao longo da foliação, cortando os veios de epidoto (Figura 6.12-D).

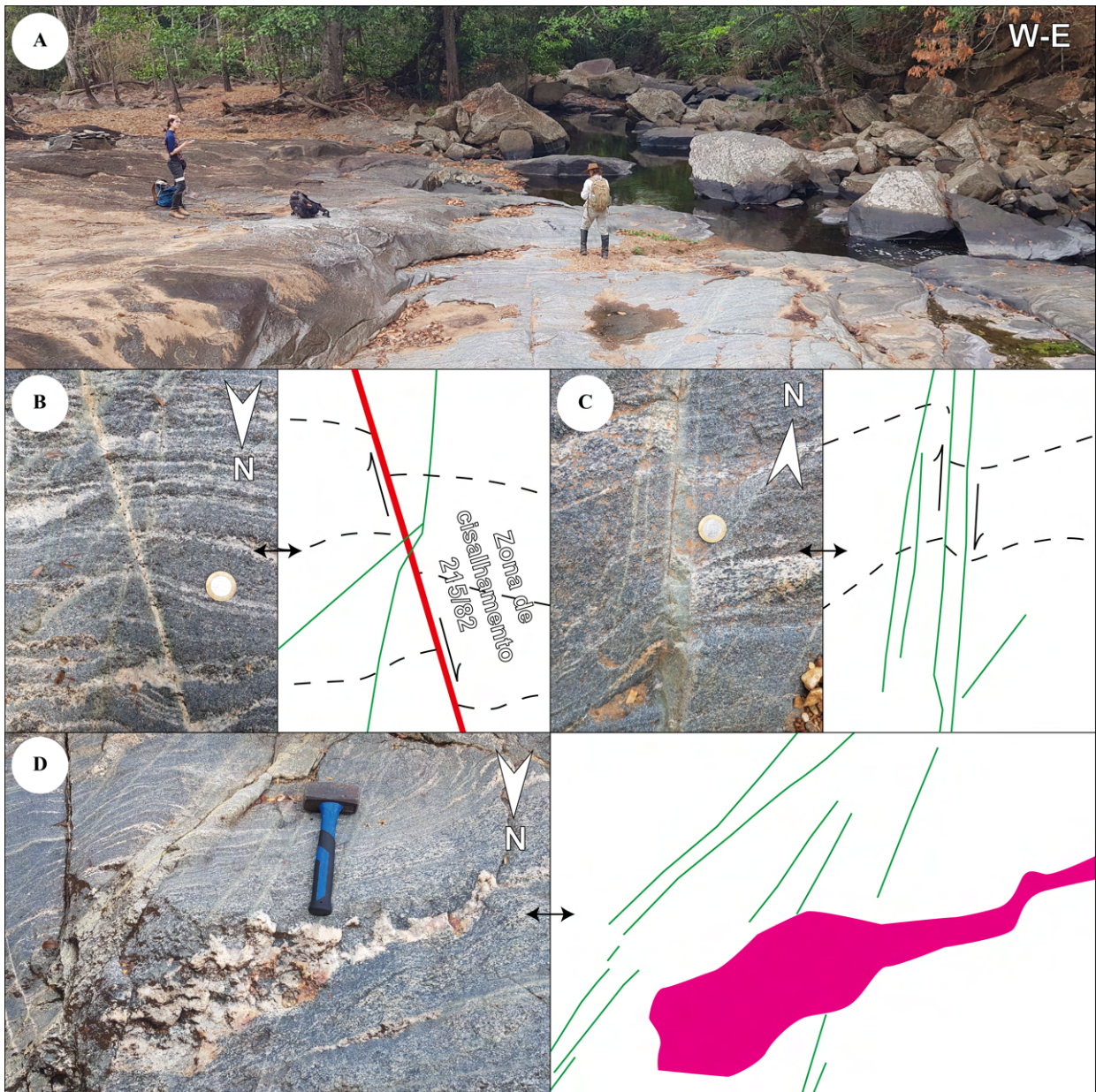


Figura 6.12: Estruturas em ortognaisses do afloramento Ribeirão das Antas, pontos TF22-VI-079 e TF22-VI-115. (A) Vista da porção N do afloramento; (B) Veios de epidoto destacados em verde cortando veio de quartzo com magnetita destacado em vermelho, sendo que ocorre uma zona de cisalhamento dextral ao longo do veio de quartzo; (C) Zona de cisalhamento dextral ao longo de veios de epidoto, formando dobras de arraste evidenciadas pela inflexão do bandamento gnáissico; (D) Veio de quartzo pegmatóide destacado em rosa ao longo do bandamento gnáissico cortando veios de epidoto.

Próximas às zonas de cisalhamento que delimitam o Domínio Bom Jesus, ocorrem falhas com planos representados por *slickensides* em veios de quartzo e nas rochas calcissilicáticas. Na porção noroeste do domínio, essas estruturas possuem direção NW-SE e mergulho de cerca de 60° para SW, com *steps* indicando movimento transpressivo com topo para SE (Figura 6.13-A). Já na porção sudeste do domínio, essas falhas assumem uma direção ENE-WSW e mergulhos subverticais para NNW, com *steps* indicando movimento aproximadamente transcorrente sinistral (Figura 6.13-B).

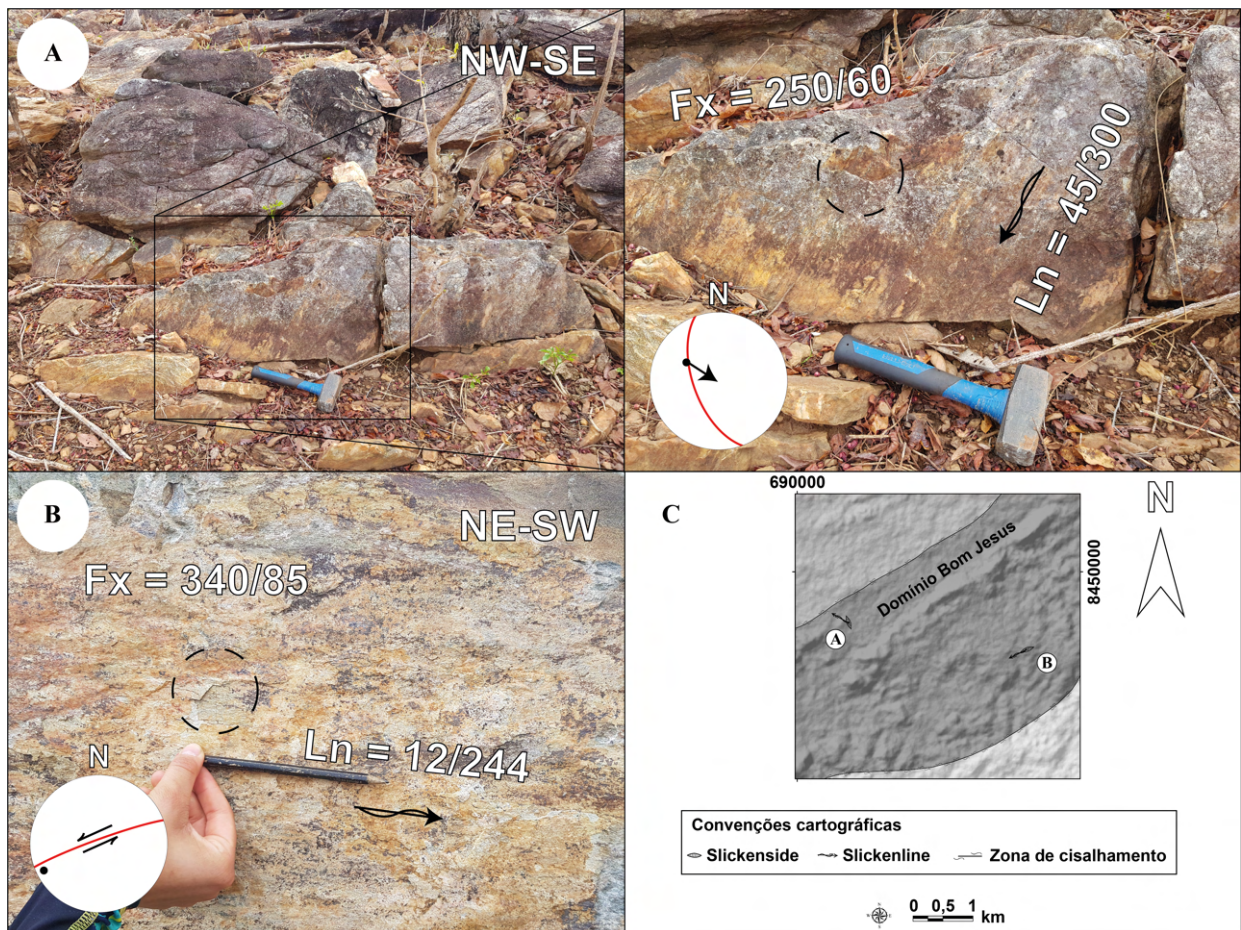


Figura 6.13: Estruturas rúpteis e medidas observadas nas rochas calcissilicáticas do Domínio Bom Jesus. (A) *Slickenside* (Fx) em veio de quartzo com destaque para *step* indicando a cinemática da *slickenline* (Ln) com topo para SE, ponto TF22-VI-106. (B) *Slickenside* e *slickenline* em veio de quartzo. *Step* indica cinemática aproximadamente transcorrente sinistral, ponto TF22-VI-054. (C) Mapa de localização das estruturas fotografadas, indicando uma tendência da mudança na cinemática de oblíqua para transcorrente indo de N para S no domínio.

Em suma, o Domínio Bom Jesus representa um grande conjunto de estruturas dúcteis e rúpteis afetando um amplo conjunto de litotipos de diferentes competências. Os ortognaisses se encontram muito afetados pelas zonas de cisalhamento NE-SW e pelos veios multidirecionais. Os xistos e as rochas calcissilicáticas, por sua vez, apresentam estruturas que refletem bem a geometria e cinemática das zonas de cisalhamento. A mudança da cinemática de transpressiva para transcorrente ocorre de NE para SW, pela mudança da simetria das dobras nos xistos, e de N para S, pela mudança na cinemática das falhas afetando os veios de quartzo e rochas calcissilicáticas.

6.2.3 Geologia Estrutural do Domínio Mara Rosa 2

O Domínio Mara Rosa 2 ocorre à sul da área VI e é delimitado a norte pela ZCSBJ, a qual assume direção de aproximadamente N60E. A direção do strike da foliação é aproximadamente E-W, sofrendo inflexões para NE próximas às zonas de cisalhamento. Os litotipos presentes neste domínio são anfibolitos, leucogranitos e xistos, sendo que predominam os anfibolitos e xistos.

Os estereogramas de densidade de polos de foliação e lineação permitem observar que ocorrem dobras suaves com eixos sub-horizontais caindo para ENE (Figura 6.14).

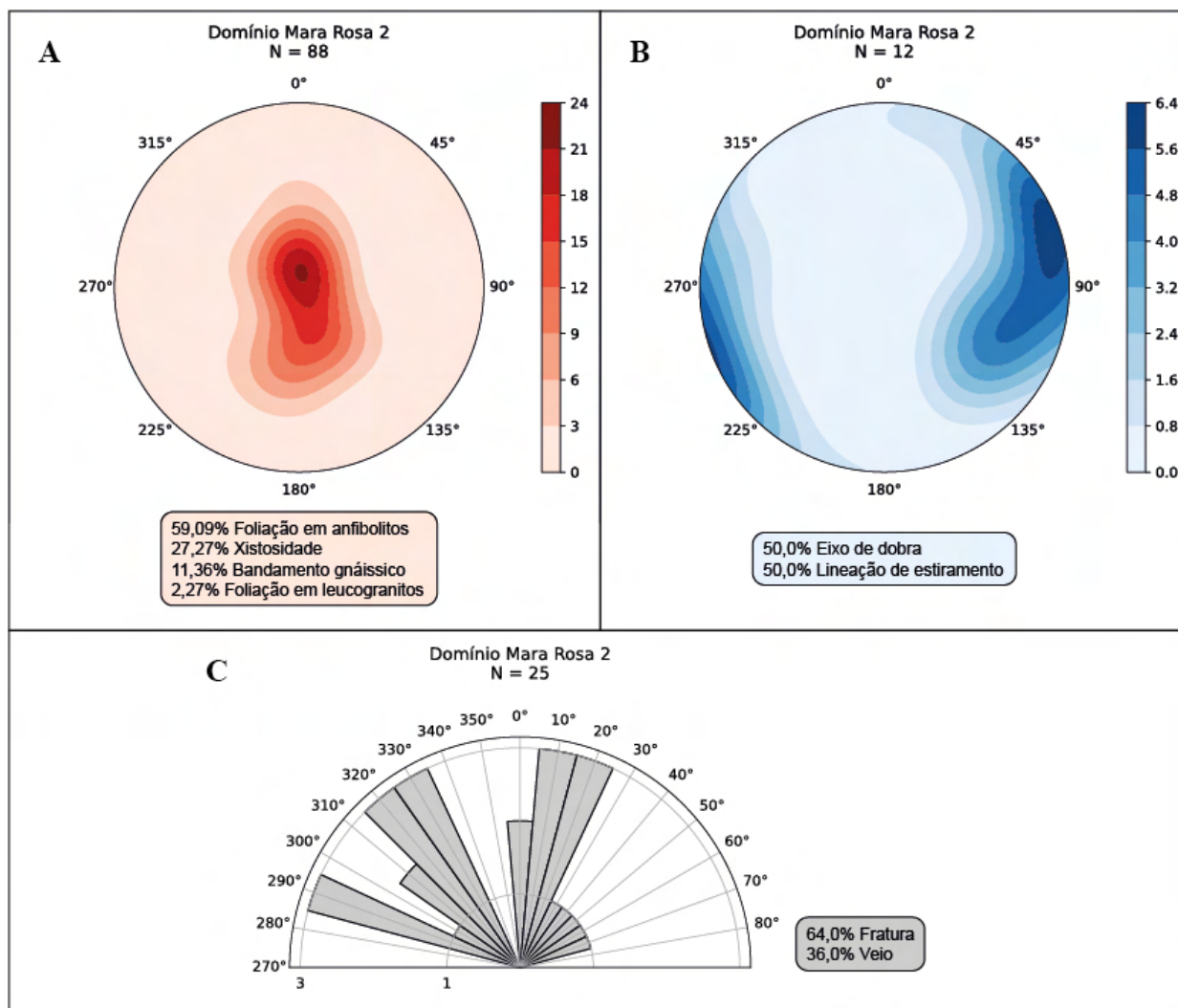


Figura 6.14: Estereogramas de densidade de polos de foliação e lineação e diagrama de roseta do Domínio Mara Rosa 2. (A) Medidas de foliação indicando atitudes dos flancos sub-horizontais de dobras suaves, com mergulhos para SSE e N; (B) Medidas de lineação indicando caimento sub-horizontais para ENE; (C) Medidas de estruturas rúpteis plotadas em diagrama de roseta, indicando dois *trend* principais N35E e N15E.

Nesse domínio, são comuns anfibolitos com foliação mergulhando suavemente para N e S, muitas vezes afetados por fraturas, as quais estão normalmente associadas a direção das drenagens (Figura 6.15-A-C). Além disso, ocorrem eventualmente veios de quartzo e epidoto, sendo que ao longo deles podem ser observadas falhas com deslocamentos de poucos milímetros sem causar o arqueamento da foliação, reforçando um caráter mais rúptil desse domínio (Figura 6.15-D).

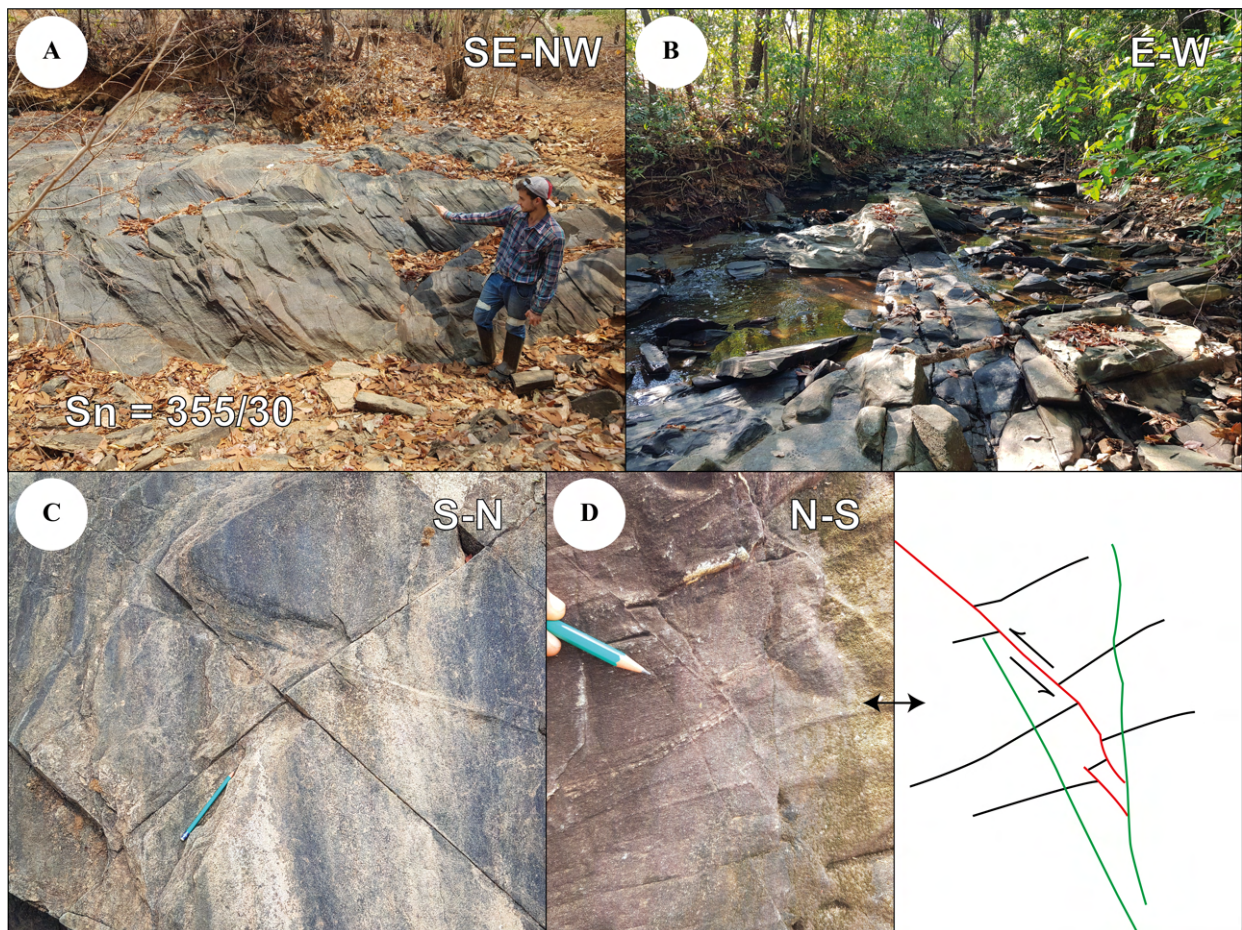


Figura 6.15: Estruturas observadas nos anfibolitos do Domínio Mara Rosa 2. (A) A foliação se apresenta como uma estrutura bastante penetrativa, com mergulhos de 10 a 30^o, na medida em que se aproxima da ZCSBJ, à norte do domínio, podendo atingir mergulhos de até 50^o nessa região, ponto TF22-VI-071; (B) Drenagem com direção paralela à direção das fraturas, reforçando o controle estrutural sobre o padrão de drenagem, ponto TF22-VI-111; (C) Par conjugado de fraturas, mesmo ponto que (A); (D) Falhas aparentemente reversas com deslocamentos milimétricos ao longo de veios de quartzo, destacados em vermelho. Foliação é destacada em preto e veios de epidoto, em verde, mesmo ponto que (A).

Os xistos do Domínio Mara Rosa 2 ocorrem localmente próximos aos leucogranitos e da ZCSBJ, nas porções SW e NE do domínio, respectivamente. Na porção SW do domínio, esses xistos apresentam dobras suaves com dobras parasíticas indicando vergência para N (Figura 6.16-A-B). Já na porção NE do domínio, esses xistos apresentam dobras abertas a apertadas, com ângulos interlimbos de aproximadamente 70^o e caimentos de charneira moderados, entre 30 e 60^o (Figura 6.16-C).

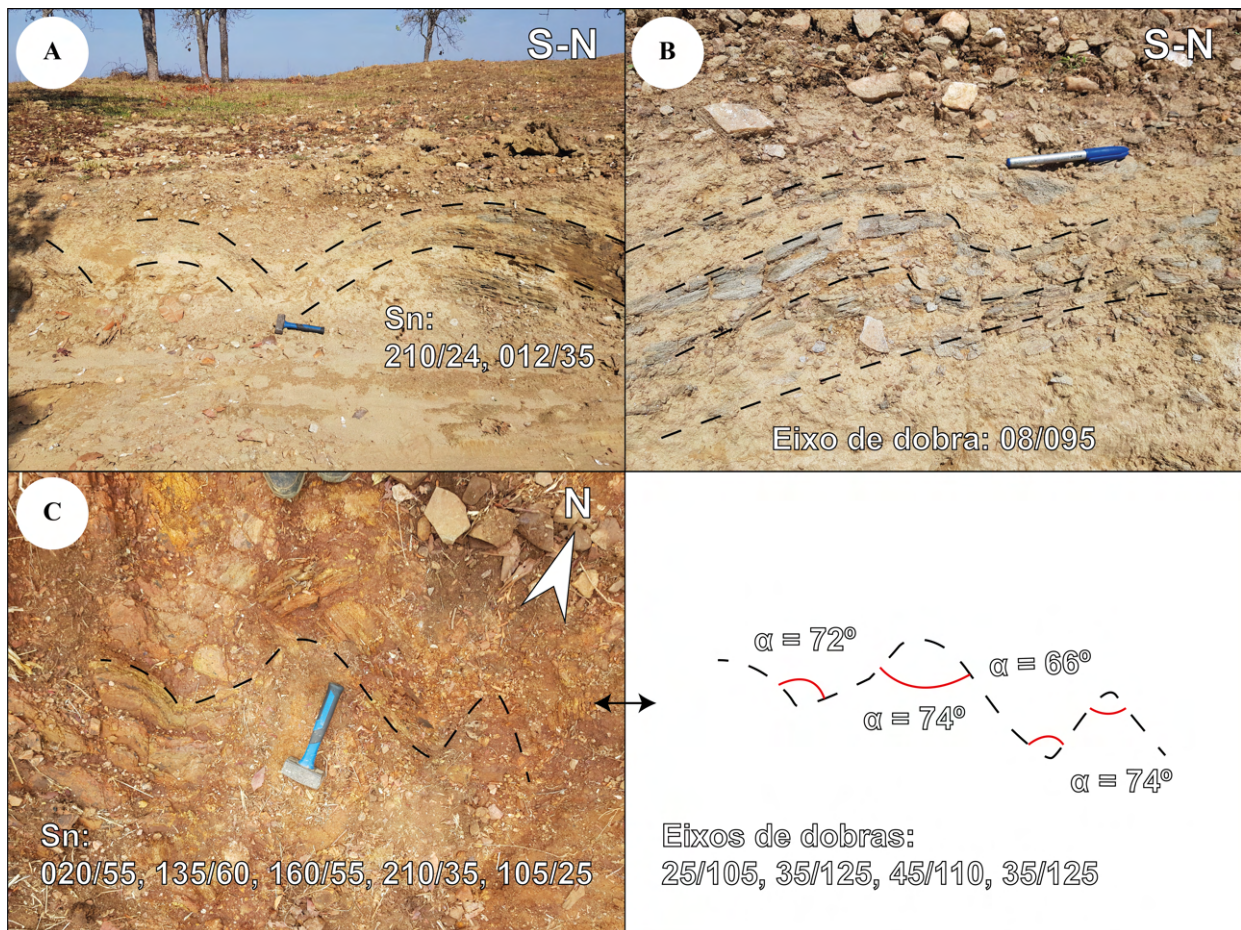


Figura 6.16: Estruturas observadas em xistos do Domínio Mara Rosa 2. (A) Dobras suaves em corte de estrada, ponto TF22-VI-140, sudoeste do domínio; (B) Dobra parasítica no mesmo afloramento das dobras suaves, com vergência para N, mesmo ponto que (A); (C) Dobras abertas a apertadas vistas em planta, ponto TF22-VI-113, norte do domínio. Os ângulos interlimbos foram calculados a partir das medidas dos flancos e os eixos de dobra medidos diretamente nas estruturas, ambos indicados na ordem em que foram destacados na figura, da esquerda para a direita.

Em relação aos leucogranitos do Domínio Mara Rosa 2, há uma diferença das suas estruturas entre as porções SW e NW do domínio (Figura 6.17-A). Na porção SW, eles são mais isotrópicos, não sofrendo tanta influência das zonas de cisalhamento (Figura 6.17-B). Já na porção NW, eles apresentam uma foliação marcada pela orientação de cristais de muscovita, além de eventualmente apresentarem cristais de granada submilimétricos (Figura 6.17-C). Associados a esses leucogranitos próximos à ZCSBJ, ocorrem veios escalonados sigmoidais de poucos metros de comprimento (Figura 6.17-D).

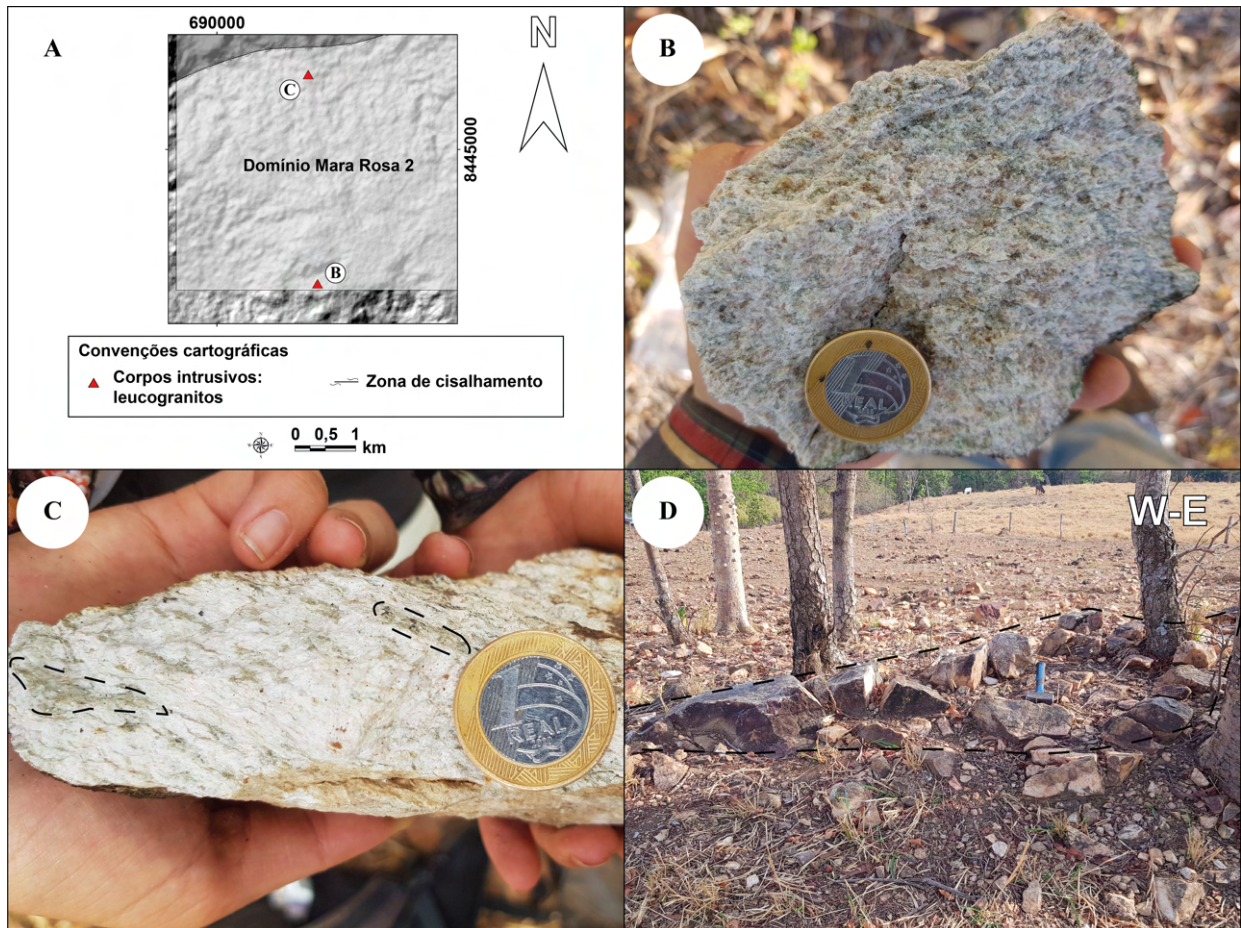


Figura 6.17: Aspectos estruturais de leucogranitos do Domínio Mara Rosa 2. (A) Mapa de localização das rochas fotografadas, indicando uma tendência de aumento da deformação indo de S para N no domínio; (B) Leucogranito isotrópico com aspecto pulverulento, causado pela alteração dos feldspatos para argilominerais, ponto TF22-VI-136; (C) Leucogranito apresentando foliação incipiente definida pelo arranjo dos cristais de muscovita, ponto TF22-VI-073; (D) Veio de quartzo sigmoidal de poucos metros de comprimento associados aos leucogranitos próximos a ZCSBJ. Próximo a esse afloramento, ocorrem outros veios seguindo a direção E-W, ponto TF22-VI-087.

Dessa forma, observa-se no Domínio Mara Rosa 2 a influência da ZCSBJ na porção N do domínio, sendo que há a tendência de aumento da deformação indo de S para N. O aumento dos mergulhos das foliações e aparição de veios métricos sigmoidais podem ser evidências da presença dessa zona de cisalhamento. Além disso, os xistos do domínio apresentam dobras que são mais suaves na porção S e mais abertas a apertadas indo para a porção N.

6.3 Discussões

Com base na cinemática das estruturas observadas na Área VI é possível associar um sistema transpressional a transcorrente às zonas de cisalhamento. No contexto do Arco Mara Rosa, esse sistema apresenta uma grande correlação com os xistos e rochas calcissilicáticas da Unidade Hidrotermal, contendo uma ampla variedade de estruturas dúcteis e rúpteis.

No caso da Área VI, esse sistema transpressional-transcorrente marca a transição entre duas unidades geológicas contendo rochas com alto contraste de competências, sendo elas os gnaisses tonalíticos a dioríticos a norte e os anfibolitos e xistos a sul (Figura 6.18). Além disso, ao longo das zonas de cisalhamento ocorrem afloramentos de rochas graníticas, cuja trama é caracterizada por uma foliação incipiente.

As relações de contato entre os ortognaisses e os xistos contendo cianita no domínio Bom Jesus no geral é abrupta, porém são observadas ocorrências locais de cianita em alguns desses ortognaisses. Além disso, são observados corpos lenticulares de rochas calcissilicáticas nos ortognaisses ao longo de zonas de cisalhamento, além de enclaves anfibolíticos.

O Domínio Bom Jesus, por sua vez, é o mais afetado pelas zonas de cisalhamento e se destaca por apresentar respostas geofísicas bem distintas dos outros domínios tanto na gamaespectrometria quanto na magnetometria. As linhas formadas pelas cristas das serras NE-SW localizadas no limite norte do domínio são aproximadamente paralelas aos eixos das dobras assimétricas com vergência para SE nos xistos. Além disso, o aspecto segmentado dessas serras pode estar relacionado a um processo de rompimento do eixo dessas dobras, sugerindo um regime dúctil-rúptil de deformação.

A partir do pé da Serra de Bom Jesus se estende uma faixa E-W de xistos e rochas calcissilicáticas, sendo que sua geometria sofre uma inflexão para NE-SW no setor centro-leste da área. Essa inflexão pode ter sido provocada pela interferência de uma zona de cisalhamento N-S que ocorre próxima da extremidade leste da ZCSBJ, cuja continuidade para sul do domínio não foi representada pela ausência de dados estruturais e geofísicos.

No Domínio Mara Rosa 2, ocorrem intercalações de quartzitos, metagrauvas, além de rochas calcissilicáticas com feições reliquias de rochas vulcânicas intermediárias subordinadas aos anfibolitos epidotizados da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa. Os leucogranitos mais deformados desse domínio ocorrem próximos à ZCSBJ, enquanto os mais isotrópicos estão associados à subunidade de xistos a sul da área, sugerindo um aspecto sin a pós-tectônico.

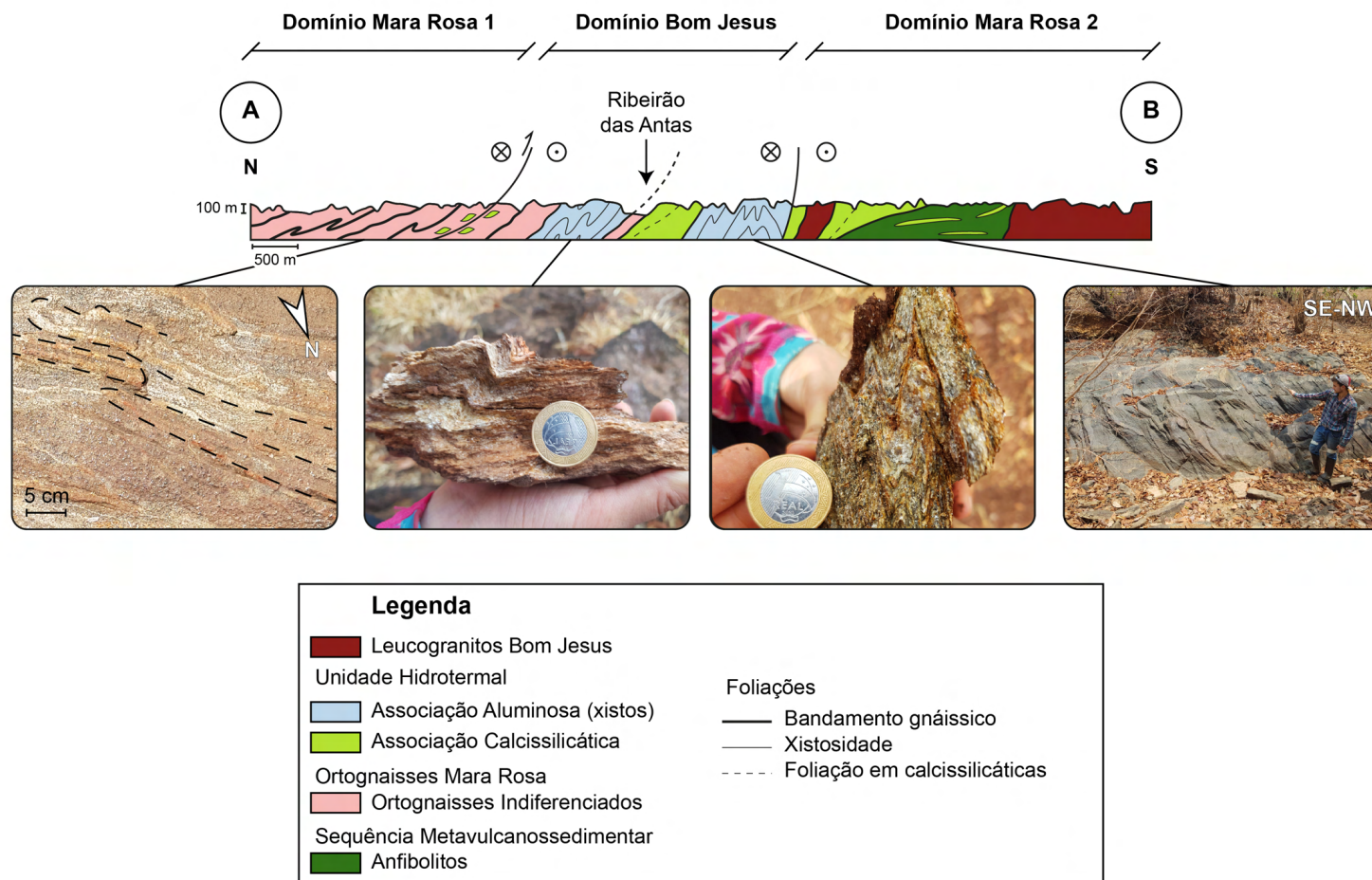


Figura 6.18: Perfil geológico A-B de direção N-S mostrando a compartimentação dos domínios estruturais da Área VI. Localização do perfil indicada na Figura 6.6.

Capítulo 7

Geologia Econômica

A área de estudo do Projeto Mara Rosa está inserida no distrito auro-cuprífero Chapada-Mara Rosa (Oliveira *et al.*, 2004), constituído por sistemas minerais do tipo pórfiro, orogênicos e vulcanogênicos, tendo, atualmente, intensa atividade exploratória em andamento. Os depósitos de maior expressão descritos na região associam-se majoritariamente a sistemas de cobre e ouro (Tabela 7.1), incluindo: (i) Depósito Zacarias (Au-Ag-Ba), pertencente a um sistema vulcanogênico disseminado, de natureza estratiforme (Poll, 1994; James, 2022); (ii) Depósito Chapada (Cu-Au), interpretado como um sistema do tipo pórfiro (Richardson *et al.*, 1986; Oliveira *et al.*, 2016); (iii) Depósito Posse (Au), descrito como um depósito aurífero orogênico (Oliveira *et al.*, 2004), sendo do tipo epigenético disseminado (Palermo *et al.*, 2000); (iv) Depósito Mundinho (Au-Cu-Bi), caracterizado por veios de quartzo sulfetados, controlados por zonas de cisalhamento N-S e magmatismo pós-orogênico associado (Oliveira *et al.*, 2004).

No contexto do Projeto Mara Rosa, encontram-se os depósitos de cobre e ouro “Saúva” e “Formiga” (*News Release, Lundin Mining*, 2022), recém-descritos e associados ao sistema pórfiro-epitermal, juntamente com o depósito de Chapada. O depósito Saúva é marcado por mineralização de cobre e ouro do tipo pórfiro, enquanto o depósito Formiga caracteriza um sistema do tipo *skarn* associado. Já as ocorrências de ouro “Garimpo Chico de Assis” e “Garimpo Viúva” estão relacionadas ao sistema orogênico do depósito Mundinho, alinhadas ao longo das zonas de cisalhamento de orientação N-S, próximas à falha Rio dos Bois. Suas ocorrências auríferas se dão na forma de veios de quartzo sulfetados, hospedados em rochas metaplutônicas, intrudidas em meio às rochas metapsamo-pelíticas da Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte (Oliveira *et al.*, 2007).

Tabela 7.1: Principais depósitos do Distrito Auro-Cuprífero Mara Rosa (Oliveira *et al.*, 2007).

Depósito (Idade)	Descrição	Alteração Hidrotermal	Associação Mineral	Associação de Metais	Tipo do Depósito
Zacarias (908 Ma)	Sulfetos disseminados hospedados em barita quartzito e oellacherita-barita quartzito	Metassomatismo magnesiano (flogopita, talco), argilização (?)	Ouro, pirita, (esfalerita, galena, calcopirita, magnetita, freibergita, boulangerita) Calcopirita, pirita,	Au-(Ag-Ba)	VMS
Chapada (880 - 870 Ma)	Sulfetos disseminados hospedados em metadioritos	Propilítica, potássica, argílica	(bornita, molibdenita, galena, magnetita) Pirita, teluretos,	Cu-Au-(Mo)	Pórfiro ¹
Posse (630 - ? Ma)	Sulfetos disseminados hospedados em gnaisses granodioritos deformados e alterados hidrotermalmente	Biotitização, sericitização, carbonatação, silicificação, sulfetação	(frohbergita, calaverita), ouro (calcopirita, pirrotita)	Au-(Te)	Au Orogênico
Mundinho (580 - 540 Ma)	Sulfetos disseminados e veios de quartzo concordantes hospedados em gnaiss tonalítico deformado e alterado hidrotermalmente	Biotitização, muscovitização, carbonatação, sulfetação	Pirita, (calcopirita, bismutinita, magnetita)	Au-(Cu-Bi)	Au Orogênico

¹ A interpretação mais atual para o Depósito Chapada envolve uma gênese mista, com uma mineralização singenética tipo Cu-Au Pórfiro e consequente remineralização orogênica em modelo genético do tipo Au orogênico/*lode* ou *Intrusion Related*, associado à Zona de Cisalhamento Rio dos Bois (Oliveira, 2009).

7.1 Recursos Minerais do Projeto Mara Rosa

Com base no contexto metalogenético apresentado, esta seção detalha as ocorrências e potencialidades minerais descritas no âmbito das áreas mapeadas pelo Projeto Mara Rosa. Os recursos apresentados incluem ocorrências de natureza metálica e rochas e minerais industriais, sendo os metálicos agrupados com base em seus aspectos genéticos, conforme a divisão estabelecida por Robb (2005). Os processos metalogenéticos descritos incluem modelos genéticos magmático-hidrotermais (Sistema Pórfiro-Epitermal), hidrotermais (Sistema Aurífero Orogênico) e residuais/supergênicos.

7.1.1 Sistema Pórfiro-Epitermal

Diversas feições descritas nas áreas de estudo podem ser interpretadas como expressões de um sistema de mineralização do tipo pórfiro-epitermal, associadas aos depósitos Chapada, Saúva e Formiga. Dentre elas, destacam-se os halos de alteração hidrotermal, correspondentes às rochas da Unidade Hidrotermal, composta por associações de rochas calcissilicáticas, ricas em epidoto e anfibólio, e rochas aluminosas, ricas em cianita e muscovita.

Os depósitos de ouro epitermal estão ligados ao pórfiro, porém alojados em níveis crustais mais rasos e, quando há maior proximidade em relação à fonte magmática, geram ambientes com alta fugacidade de enxofre, promovendo alterações pervasivas ácidas e sulfatadas (Biondi, 2003). Essas alterações associadas a rochas ricas em cianita, portanto, podem resultar em mineralizações importantes, atribuídas ao sistema epitermal, relacionadas ao pórfiro (Figura 7.1).

Processos de sulfetação, marcados por disseminação de pirita e calcopirita, foram descritos majoritariamente em meio às rochas da associação aluminosa, como cianititos e cianita-xistos. Estas rochas, conforme evidenciado no Capítulo 4, se dispõem ao longo de uma faixa NE-SW quilométrica, com inflexão E-W (Figura 7.2), ao longo das Áreas IV, V, VI e VIII, tendo forte expressão topográfica e assinatura branca na composição ternária RGB da gamaespectrometria (Capítulo 3), contrastando com as rochas encaixantes. Esporadicamente, a malaquita pode ser encontrada em associação com rochas sulfetadas (Áreas VI e IX), sendo interpretadas como minerais de alteração de sulfetos de cobre primários. Demais ocorrências de pirita e calcopirita foram observadas, de maneira disseminada, como minerais acessórios nas rochas metavulcanossedimentares e metaplutônicas do Arco Magmático Mara Rosa, podendo ser produtos distais, com menor expressividade, dos halos de alteração hidrotermal observados.

Dentre as associações de rochas calcissilicáticas descritas ao longo da região mapeada, destaca-se um conjunto observado na Área VIII, composta por biotita, clinopiroxênio, granada, hornblenda, clorita, epidoto e quartzo, exibindo feições típicas de zonação composicional. Esta associação de rochas se desenvolve em meio aos dioritos dos Ortognaisses Mara Rosa, sendo interpretadas como um sistema *skarn*, gerado por fluido pervasivo, sem relação direta observada com o plúton gerador. Esta ocorrência pode ser correlacionada ao depósito Formiga, onde a mineralização de Cu-Au é encontrada na forma de sulfetos maciços, compostos por pirita, calcopirita e bornita.

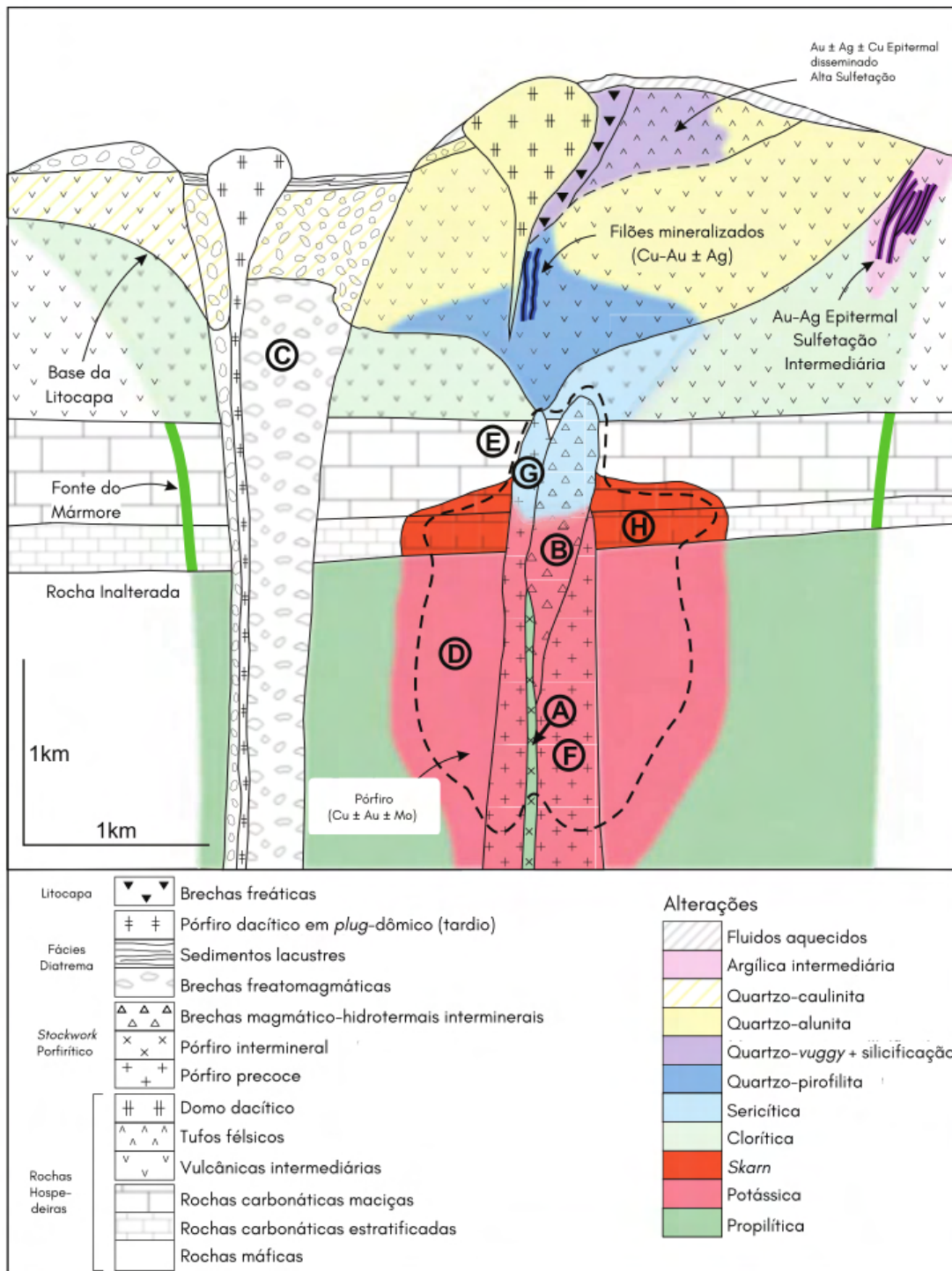


Figura 7.1: Desenho esquemático mostrando a evolução de um Sistema Pórfiro-Epitermal, destacando a relação entre o pórfiro e suas rochas hospedeiras, até a formação de depósitos proximais epitermais de alta e média sulfetação. As letras destacadas indicam características importantes da evolução dos depósitos. (A) Baixa diluição, corpo restrito do pórfiro e baixo teor da mineralização; (B) Grande volume de brechas magmático-hidrotermais bem mineralizadas; (C) Brechas não mineralizadas, fora da zona de mineralização; (D, F) Precipitação efetiva da mineralização na zona de alteração potássica; (E) Rochas carbonáticas maciças podem favorecer a precipitação interna do mineralização e aumento do teor; (G) Enriquecimento hipogênico por minerais sulfetados de alto estado de sulfetação na zona sericítica; e desenvolvimento de (H) *Skarn* com teores superiores do minério em relação ao stock porfirítico adjacente (Modificado de Sillitoe, 2012).

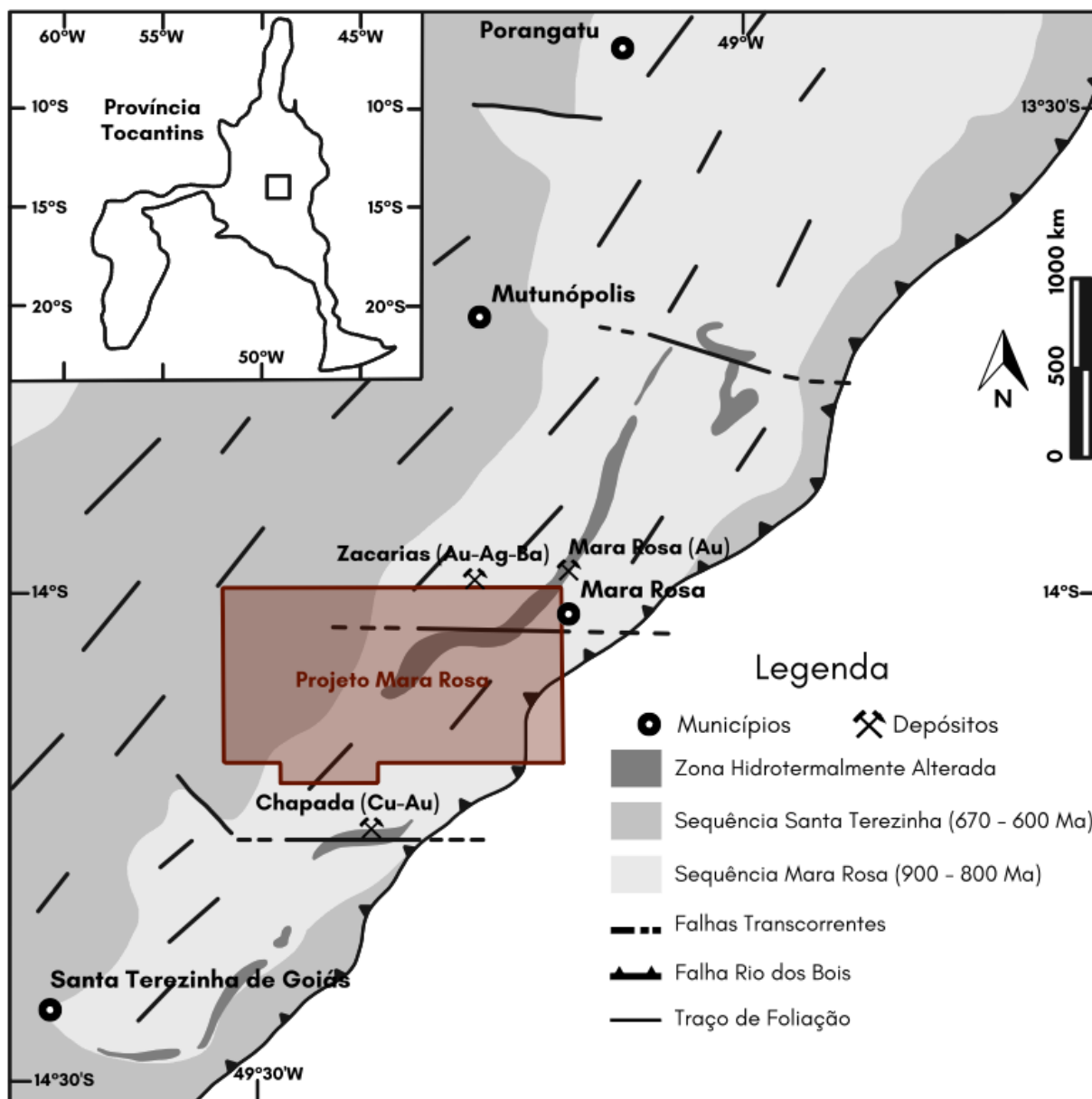


Figura 7.2: Mapa geológico simplificado do Arco Magmático Mara Rosa destacando zonas hidrotermais e correlação com estruturas regionais. Há uma coincidência espacial entre as ocorrências e depósitos de Cu-Au e Au, e zonas de alteração hidrotermal avançadas, marcadas por rochas aluminosas, podendo conter cianita, e rochas calcissilicáticas. Essas zonas hidrotermais, por sua vez, coincidem com sistemas de falhas transcorrentes. Modificado de Oliveira *et al.*, 2016.

7.1.2 Sistema Aurífero Orogênico

Evidências de mineralização associadas ao sistema orogênico foram descritas nas Áreas V, VI e X. Nas áreas V, VI, processos hidrotermais epigenéticos associados à zonas de cisalhamento NE-SW e ENE-WSW, podem ter condicionado o crescimento de sulfetos em planos axiais, zonas de charneira e sombras de pressão de sigmoides (Oliveira, 2009). Evidências dessas mineralizações são nítidas em rochas calcissilicáticas no corte da FICO (Ferrovia de Integração do Centro-Oeste), localizada na área VI.

Na Área X, sua principal ocorrência é o Garimpo Viúva, o qual possui gênese associada a um plutonismo paleoproterozoico pós-tectônico, fortemente controlado pelo sistema transcorrente N-S, responsável também pela formação dos depósitos Mundinho, Zé Nunes e Pedro Coelho, entre outros (Oliveira, 2004; Abdallah, 2014). A mineralização ocorre em veios, bolsões e lentes de quartzo com, disseminações de sulfetos (pirrotita, pirita e calcopirita) em rochas graníticas e metassedimentos psamo-pelíticos, relacionadas a zonas de biotitização e muscovitização. Entre as Áreas IX e X, está localizado também o Garimpo Chico de Assis, cujo contexto metalogenético foi pouco estudado.

7.1.3 Sistema Residual/Supergênico

Ao longo de todas as subáreas do Projeto Mara Rosa, foram descritos horizontes de alteração caracterizados por intensos processos de lixiviação, conforme descrito nos Capítulos 1 e 4, resultando na geração de crostas lateríticas ferro-manganesíferas disseminadas, ocorrendo especialmente a partir das cotas de 400 metros do relevo, aproximadamente. Embora estas concreções sejam comumente encontradas nas regiões adjacentes, sua disposição na área de estudo se mostra relevante por conta dos tipos de rochas aos quais se associam. Rochas metassedimentares químicas, como gonditos e formações ferríferas, podem ser encontradas de maneira disseminada ao longo de toda a região mapeada, caracterizando protominérios para formação de crostas ferríferas e manganesíferas economicamente exploráveis.

As rochas metassedimentares químicas ocorrem associadas às sequências metavulcanossedimentares Mara Rosa, Santa Terezinha e Campinorte, ocorrendo pontualmente ao longo de todas as subáreas do projeto. Estas unidades afloram de maneira mais significativa nas Áreas I, III, IV, V, VII, VIII e XI, onde caracterizam unidades em escala mapeável, tendo maior potencial para a geração de depósitos minerais em concreções lateríticas associadas.

7.1.4 Minerais e Rochas Industriais

Segundo Ciminelli (2005), Minerais e Rochas Industriais agrupam todas as rochas e minerais, tanto naturais quanto sintéticos, predominantemente não-metálicos, cujas propriedades físico-químicas podem ser utilizadas para aplicações como matéria prima para atividade industrial, bem como insumos e aditivos para seus processos. Suas aplicabilidades incluem a indústria de construção civil, cerâmica, cimento, fertilizantes, metalurgia, química, celulose, vidros, tecnologia, entre outros. Para o Projeto Mara Rosa, foram elencados potenciais de aplicação industrial para ocorrências de cianita, grafita, talco, areia e seixos, além de rochas ornamentais e minerais com potencial gemológico.

A associação de rochas ricas em cianita, descritas acima como um halo hidrotermal do sistema pórfiro, são feições de suma importância para as potencialidades econômicas do Projeto Mara Rosa. Além de uma litocapa indicativa das mineralizações magmático-hidrotermais, os cianititos e cianita-xistos observados nas Áreas III, IV, V, VI e VIII podem ser diretamente explorados para aplicação na indústria de materiais refratários e/ou gemológicos (Joffily & Oliveira *in* Lins, 2008).

Ocorrências de talco xistos são descritas nas Áreas II, III, IV e V, caracterizando rochas metaultramáficas, aflorantes em meio às rochas das Sequências Metavulcanossedimentares Santa Teresinha e Mara Rosa e aos Ortognaisses Mara Rosa. As principais aplicações do talco na indústria se baseiam em uso como matéria prima para fabricação de produtos diversos, incluindo cosméticos, tintas, cerâmica, papel, borracha, inseticidas e fertilizantes (Almeida & Pontes *in* Lins, 2008).

Uma ocorrência de quartzitos grafitosos foi descrita na Área IV, em meios às rochas metassedimentares químicas da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa. Embora a grafita ocorra associada a grandes quantidades de quartzo, existe potencial de aplicabilidade industrial. Seus usos na indústria são diversos, incluindo materiais refratários, baterias, lubrificantes, grafite para lápis, galvanoplastia, entre outros (Sampaio *in* Lins, 2008).

Extensos depósitos aluvionares de areia e seixos podem ser observados ao longo das Áreas do Projeto Mara Rosa. Em especial, os canais de drenagem Rio dos Bois, Rio Formiga, Ribeirão das Antas e Ribeirão Santa Maria apresentam potencial para extração de sedimentos, tendo em vista a dimensão de seus canais e seu fluxo intenso, capaz de transportar e acumular material de granulometria média a grossa. As aplicabilidades da areia na indústria são variadas, especialmente para sedimentos puros (quartzosos) e bem selecionados. Além do abastecimento da construção civil, a areia é utilizada na fabricação de vidro, moldes para fundição, cerâmica, refratários, cimento, entre outros. Já os sedimentos de granulometria mais grossa, como grânulos e seixos, são utilizados em construção civil e para aplicações ornamentais, em especial quando arredondados e esféricos (Lins, 2008).

Embora não exista extração de rochas ornamentais em atividade no contexto do Projeto Mara Rosa, algumas porções do Plúton Faina, aflorantes nas Áreas I, II, III e VII, mostram potencial para aplicações ornamentais. Estas rochas possuem granulação média a grossa, com composição granítica a tonalítica. Além do Plúton Faina, os Leucogranitos Bom Jesus, a Suíte Pau de Mel e as rochas exóticas da Unidade Hidrotermal, ricas em cianita e epidoto, também podem ser utilizados para fins ornamentais.

Por fim, minerais com potencial para utilização gemológica são encontrados na maior parte das áreas mapeadas. Além das rochas ricas em cianita, de granulação grossa, destacam-se as disseminações de veios de quartzo ricos em epidoto, descritos ao longo das unidades do Arco Magmático Mara Rosa. Os cristais de epidoto são vistos na forma de prismas eudrais, chegando a tamanhos centimétricos. Veios pegmatóides ricos em quartzo, muscovita e/ou turmalina são, por vezes, encontrados em associação. Já no contexto da Área VII, encontram-se cristais de granada eudrícos, chegando a tamanhos centimétricos. Estes cristais podem ser aplicados, tanto para fins gemológicos, quanto para a indústria de abrasivos.

7.2 Recursos Minerais da Área VI

A Área VI é caracterizada por uma extensa zona de alteração hidrotermal, formada por uma associação de rochas aluminosas e rochas calcissilicáticas variadas, que representam o maior potencial metalogenético da área, com ocorrências de sulfetos, cianita e malaquita. Essas ocorrências estão associadas à mineralizações geradas em sistema pórfiro-epitermal e ouro orogênio/intrusion related, relacionados à zonas de cisalhamento transpressivas e transcorrentes que ocorrem na porção central da área, de direção NE-SW e ENE-WSW, respectivamente.

Sulfetos em Associações Aluminosas

Os sulfetos descritos em xistos aluminosos são principalmente pirita e calcopirita. Esses xistos possuem associações minerais compostas por muscovita-clorita, muscovita-clorita-estaurolita e cianita-muscovita-quartzo. Além disso, pontualmente foram descritos xistos ricos em muscovita (muscovitos, biotita-muscovita xistos) e anfibólio-quartzo-biotita xisto, potenciais produtos de alterações hidrotermais pervasivas, que promovem mineralizações importantes.

Os cristais de calcopirita e pirita são subédricos a anédricos, com tamanhos submilimétricos, frequentemente disseminados (Figura 7.3-A-B) e, ocasionalmente, cristais de calcopirita podem apresentar-se inclusos ou intercrescidos em magnetita e pirita (Figura 7.3-C). Além disso, em rochas ricas em cianita, podem ocorrer *boxworks* de sulfetos/óxidos, sobretudo formados pela alteração da pirita (Figura 7.3-D).

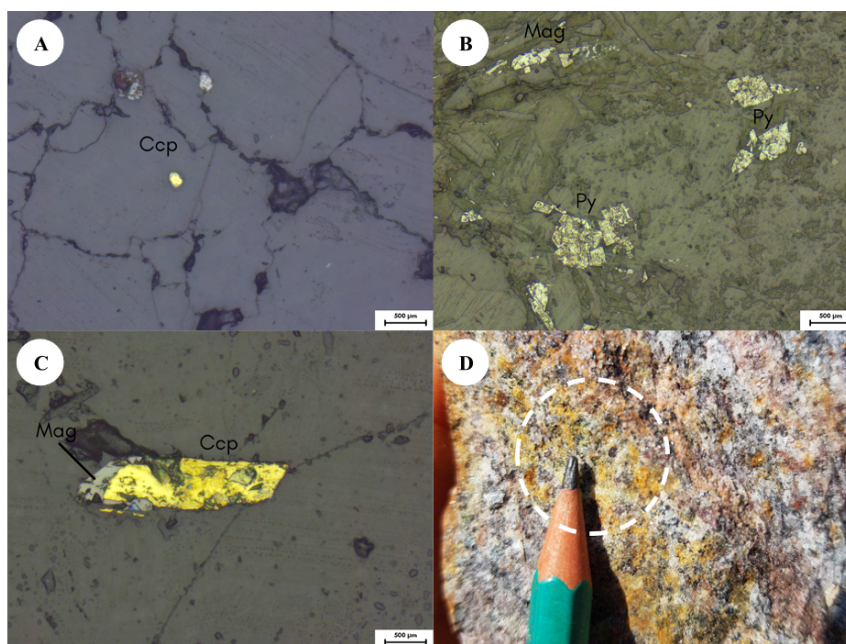


Figura 7.3: (A) Fotomicrografia exibindo cristal anédrico e submilimétrico ($\sim 0,1$ mm) de calcopirita na amostra TF22-VI-026B, descrita como clorita-muscovita-quartzo xisto (LR/NP/20x); (B) Fotomicrografia da amostra TF22-VI-98, classificada como clorita-estaurolita-quartzo-muscovita xisto, com destaque para cristais subédricos de pirita e magnetita, com intensa oxidação (LR/NP/10x); (C) Fotomicrografia da amostra TF22-VI-108, classificada como muscovita-clorita calcissilicática fina, exibindo cristal subédrico de calcopirita intercrescido em cristal de magnetita (LR/NP/10x); (D) *Boxwork* de pirita oxidada em cianita quartzito (TF22-VI-123).

Sulfetos em Associações Calcissilicáticas

Em rochas com alteração calcissilicática pervasiva, sulfetos, sobretudo pirita, podem ocorrer disseminados ou inclusos em cristais de epidoto e magnetita. A presença de sulfetos associados ao epidoto pode ser observada na borda de veios ou vênulas compostos majoritariamente por quartzo, como ocorre na amostra TF22-VI-045 (hornblenda calcissilicática grossa). A pirita é subédrica a euédrica, submilimétrica, com cristais inferiores a 0,2 mm, e inclusões de magnetita e silicatos frequentes.

Também foram observadas impregnações difusas de malaquita, com identificação macroscópica facilitada pelo verde diagnóstico do mineral (Figura 7.4), em rocha com associação de minerais calcissilicáticos, como epidoto, hornblenda, quartzo, plagioclásio e, por vezes, sulfetos (como calcopirita e pirita). A malaquita é um mineral secundário, formada por alteração de sulfetos de cobre, como calcopirita, calcocita e bornita, importantes indicadores de mineralização de cobre.

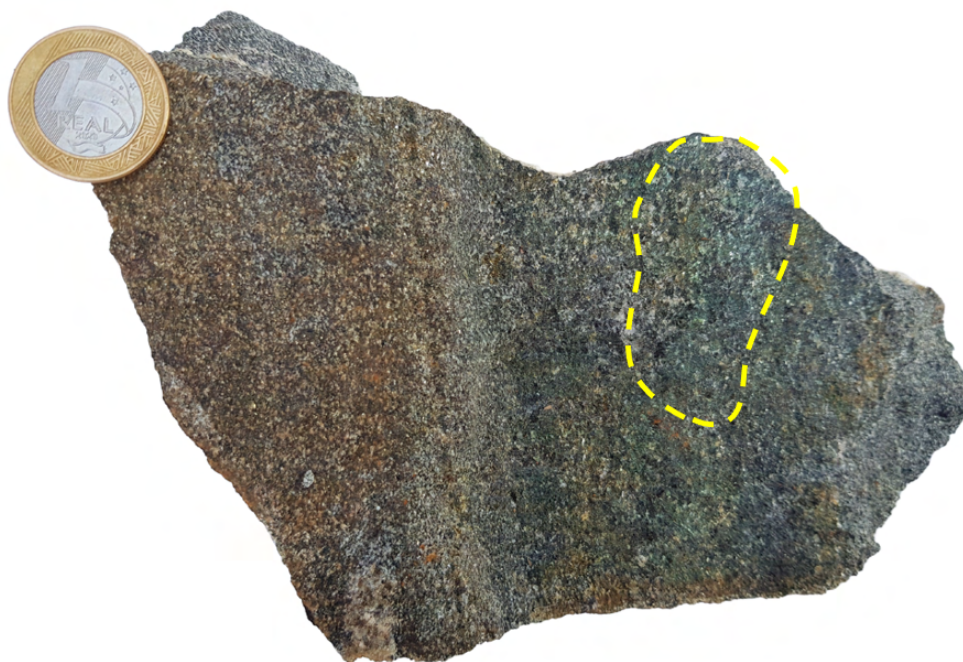


Figura 7.4: Amostra de rocha calcissilicática, destacando disseminações de malaquita (TF22-VI-045B).

A amostra TF22-VI-058, presente no corte da FICO, classificada como clorita-biotita calcissilicática fina, apresenta faixas lepidoblásticas, marcada pela orientação de lamelas de biotita e clorita. Sulfetos, como pirita e calcopirita, podem ocorrer disseminados ao longo dessas faixas, acompanhando a foliação geral da rocha. Ao longo do corte da ferrovia, a ocorrência mais comum dos sulfetos é em cristais estirados ao longo de sombras de pressão de boudins e sigmoides, e zonas de charneira em dobras intrafoliais, acompanhando zonas de cisalhamento com direção NE-SW e ENE-WSW.

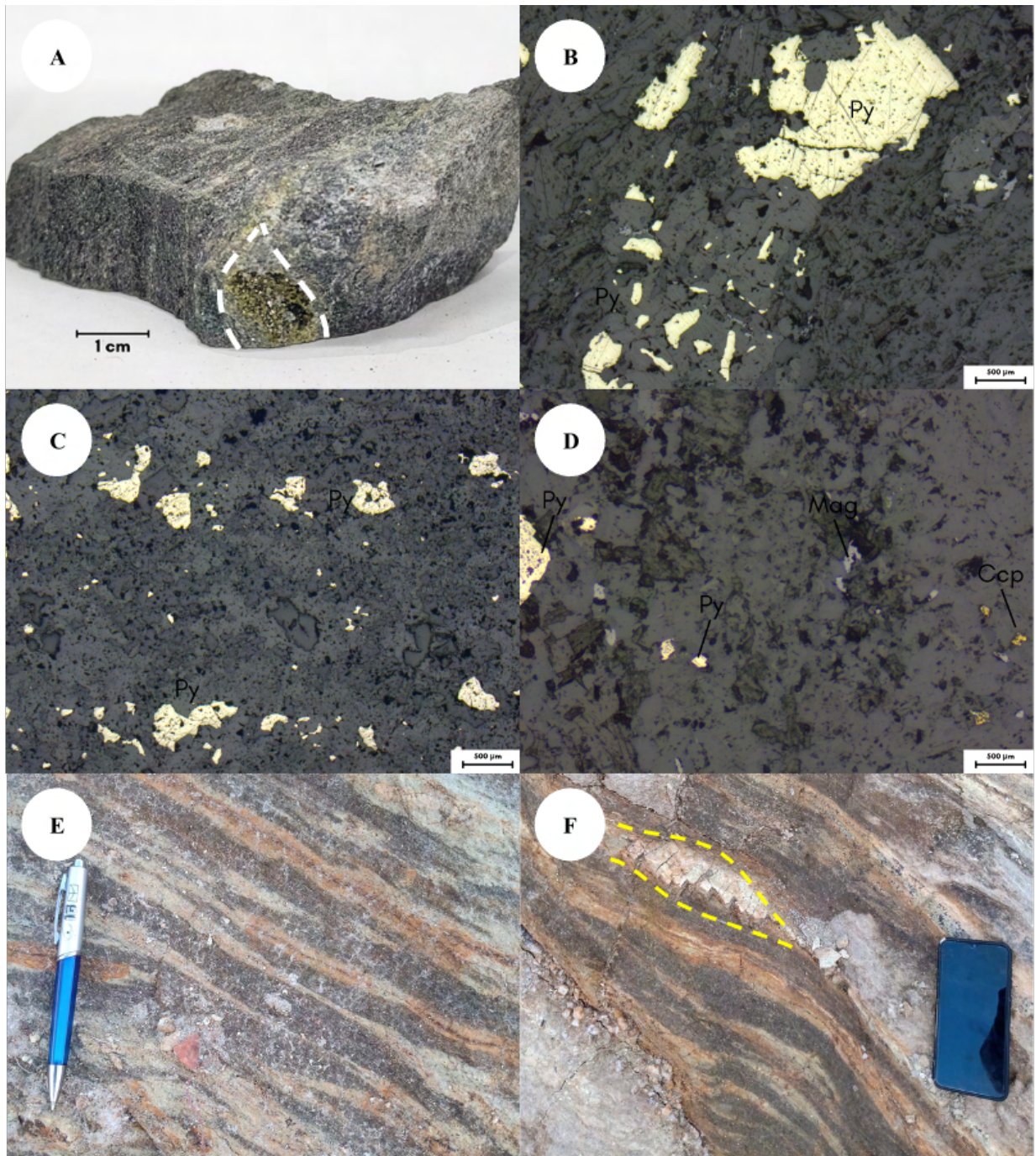


Figura 7.5: (A) Amostra de biotita-clorita calcissilicática fina (TF22-VI-058), com concentração de sulfetos em destaque; (B) Fotomicrografia da amostra TF22-VI-058, destacando cristais anédricos de pirita (LR/NP/5x), (C) cristais anédricos de pirita levemente orientados (LR/NP/2,5x), e (D) cristais anédricos de calcopirita, pirita e magnetita disseminados (LR/NP/10x); (E e F) Dobras intrafoliais e estruturas sigmoidais de quartzo observadas em rochas calcissilicáticas bandadas a finamente foliadas na abertura da ferrovia, associadas, portanto, à concentração de sulfetos em zonas de charneira ou sombras de pressão.

Cianita

Na Área VI, a cianita ocorre nos xistos e quartzitos da Unidade Hidrotermal, sendo associadas às serras NE-SW e à Serra de Bom Jesus. Além disso, podem ocorrer localmente nas calcissilicáticas associadas aos Ortognaisses Mara Rosa.

As rochas ricas em cianita que envolvem a Serra de Bom Jesus são principalmente cianita-quartzito xisto, por vezes denominado cianita quartzito, com baixo conteúdo de filossilicatos. Essa rocha é composta por cianita (40-50%), quartzo (30-50%), rutilo e muscovita, com cristais euédricos a subédricos de cianita, com tamanhos milimétricos a centimétricos (~1cm), orientados paralelamente à foliação e intercalados por segregações de quartzo com bordas irregulares (Figura 7.6-A-B).

Rochas com quantidade subordinada de cianita incluem xistos aluminosos da Unidade Hidrotermal, com cristais euédricos a subédricos de cianita, com tamanhos submilimétricos (0,4 - 0,8 mm), frequentemente fraturadas (Figura 7.6-C-D).

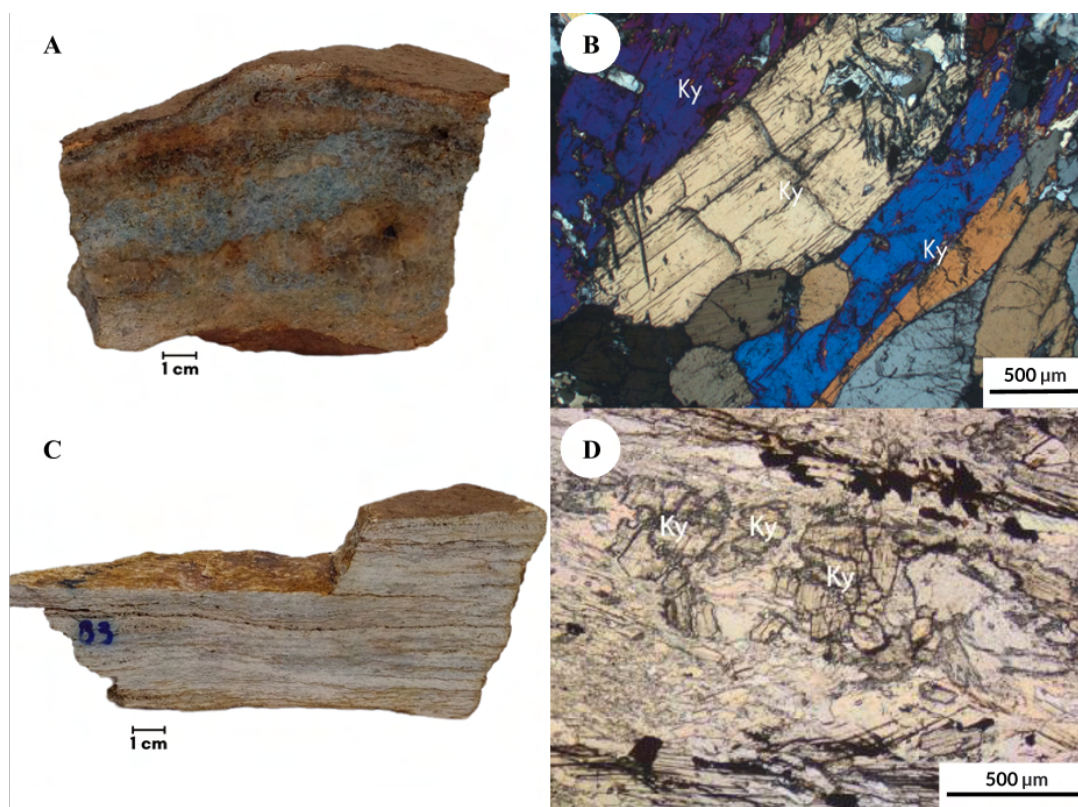


Figura 7.6: (A) Amostra macroscópica de cianita quartzito (TF22-VI-123), com cristais milimétricos a centimétricos de cianita; (B) Fotomicrografia (TF22-VI-123) exibindo cristais de cianita orientados (LT/NC/10x); (C) Amostra macroscópica de cianita-muscovita-quartzito xisto (TF22-VI-83), com cristais subordinados de cianita em meio a domínios compostos por muscovita e quartzo, como evidenciado na fotomicrografia (D) (LT/NP/10x).

Manganês

Associados à Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, crostas lateríticas manganésíferas podem ser encontradas pontualmente ao longo da área VI (Figura 7.7), principalmente na porção sudeste, em meio a crostas lateríticas ferruginosas. Essas crostas são formadas por processos de enriquecimento supergênico em gonditos (protominério).



Figura 7.7: Crosta laterítica manganésífera na porção sudeste da área VI (TF22-VI-145), originada a partir do enriquecimento por processos intempéricos em gonditos.

7.3 Considerações Metalogenéticas

O contexto da região de Mara Rosa apresenta grande potencial metalogenético para sistemas magmático-hidrotermais, tais como depósitos Cu-Au pórfiro, depósitos auríferos epitermais e depósitos associados a *skarn*; e sistemas hidrotermais, como depósitos auríferos orogênicos e *intrusion related*. O mapeamento realizado no Projeto Mara Rosa possibilitou a obtenção de novas informações acerca desses sistemas, contribuindo com o entendimento metalogenético da região.

No âmbito da Área VI, foram observadas associações minerais sugestivas de uma zonação hidrotermal, típica de depósitos pórfiro-epitermal. A alteração propilítica caracteriza-se pela adição de H₂O, CO₂ e, localmente S no sistema, gerada por soluções quase neutras em um intervalo variável de temperatura, em porções distais da intrusão e mais profundas (Pirajno, 2012).

A presença de rochas calcissilicáticas, ricas em epidoto, frequentemente sulfetadas (pirita), podem pertencer a uma zona de alteração propilítica. Essa alteração, na área VI, é marcada por assembleias envolvendo principalmente epidoto, clorita, biotita, quartzo, eventualmente plagioclásio, sericita e sulfetos (calcopirita e pirita), bem representada na amostra TF22-VI-058 (biotita-clorita calcissilicática fina).

Além disso, foram observadas rochas ricas em muscovita e sericita, associadas à zona de alteração sericítica/fílica. A alteração sericítica é formada por reações metassomáticas que resultam em fases residuais compostas essencialmente por quartzo, micas brancas (muscovita, paragonita, fengita, fuchcita, e roscoelita), clorita e pirita. Essa alteração é bem representada na amostra TF22-VI-026B (Clorita-muscovita-quartzo xisto sulfetado).

As rochas ricas em cianita e muscovita estão associadas a alterações argílicas avançadas. Este tipo de alteração é caracterizada pela cristalização da paragênese quartzo–alunita–pirofilita, produtos da lixiviação ácida causada por um fluido magmático oxidado e com alto conteúdo de enxofre, com pouca mistura de fluidos meteóricos (Pirajno, 2012). Na Área VI, conforme descrito por Oliveira *et al.* (2016), rochas ricas em cianita e muscovita, como observado na amostra TF22-VI-123 (cianita quartzito), presente na Serra de Bom Jesus, podem ser interpretadas como litocapas metamorizadas (halos hidrotermais argílicos metamorizados). As zonas argílicas avançadas podem apresentar altas concentrações de ouro em sistemas epitermais com alta concentração de enxofre (Oliveira *et al.* (2016).

Tendo em vista a caracterização metalogenética da área como um dos objetivos específicos do mapeamento realizado pelo Projeto Mara Rosa, especialmente pela Área VI, ressalta-se a importância e o potencial econômico da região, evidenciados por um complexo sistema de interações hidrotermais superimpostas, sendo cabíveis estudos mais detalhados para progressão do conhecimento geológico aplicado na região.

Capítulo 8

Evolução Tectônica

Este capítulo tem como objetivo apresentar o desenvolvimento tectônico das unidades descritas e classificadas no Projeto Mara Rosa (PMR), utilizando dados e informações de revisões bibliográficas aliadas às características individuais que definem as relações estruturais e petrogenéticas destas unidades. Para fins de simplificação e adequação das evidências encontradas foi adaptada a divisão proposta por Frasca (2015) que divide a evolução do Arco Magmático Goiás (AMG) em cinco estágios principais, sendo eles: (1) Arco Paleoproterozoico; (2) Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico; (3) Colisão Arco-Continente; (4) Colisional a Pós-Colisional; e (5) Extensional Pós-Orogênico (Tabela 8.1).

Tabela 8.1: Resumo dos principais estágios de evolução tectônica das unidades geológicas da área do PMR.

Estágio Tectônico	Idade	Arco Correspondente
Arco Paleoproterozoico	Riaciano, Paleoproterozoico 2300-2000 Ma (Cordeiro & Oliveira, 2017)	Campinorte
Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico	Toniano, Neoproterozoico 900-800 Ma (Oliveira <i>et al.</i> , 2004)	Mara Rosa
Colisão Arco-Continente	Criogeniano, Neoproterozoico 670-600 Ma (Oliveira <i>et al.</i> , 2004)	Santa Terezinha de Goiás
Colisional a Pós-Colisional	Ediacariano, Neoproterozoico 590-560 Ma (Oliveira <i>et al.</i> , 2004)	-
Extensional Pós-Orogênico	Fanerozoico (Frasca, 2015)	-

A compartimentação tectônica da área do PMR tem seu contexto atrelado ao setor setentrional do Orógeno Brasília, mais especificamente na porção sudeste do Arco Mara Rosa. Esse setor é resultado dos eventos orogênicos ocorridos entre os crátons São Francisco e Amazônico, envolvendo acreções de unidades tectônicas como o Maciço de Goiás e o AMG (Uhlein *et al.*, 2012).

Diversos estudos utilizando diferentes métodos geocronológicos foram realizados para a definição das unidades tectônicas que ocorrem no PMR. Além disso, os eventos tectônicos de acreção crustal foram destacados a partir das grandes estruturas que ocorrem nas áreas do projeto e se estendem para outras áreas do Arco Mara Rosa. Por fim, os estágios que dizem respeito ao final da orogênese, sendo eles colisional, pós-colisional e de extensão orogênica, foram sugeridos a partir das feições tectônicas superimpostas na área.

8.1 Evolução Tectônica do Orógeno Brasília

O Orógeno Brasília é caracterizado por um cinturão de dobramentos resultantes de eventos de acreção crustal de idades neoproterozoicas, localizado na porção leste da Província Tocantins e na porção ocidental do Cráton São Francisco (Almeida *et al.*, 1977; Hasui & Almeida, 1970; Fuck *et al.*, 2005), formado durante a orogenia Brasileira-Panafricana.

O uso de dados de U-Pb, em conjunto com Sm-Nd e Lu-Hf, permite entender que a evolução do orógeno se dá entre 900 a 600 Ma (Pimentel & Fuck, 1992; Cordani *et al.*, 2013) no Gondwana Ocidental, tendo início a partir de arcos de ilha intra-oceânicos, eventos de subducção, formação de arcos magmáticos, acreção de terrenos por eventos colisionais, arcos continentais e posterior fechamento do oceano Goiás (Almeida *et al.*, 1977; Hasui & Almeida, 1970; Fuck *et al.*, 2005).

Pimentel & Fuck (1992) o dividiram em dois segmentos, o domínio interno e o domínio externo, que se distinguem pelo grau metamórfico que se apresenta mais elevado em direção ao centro do orógeno. Ainda, se considera uma divisão que leva em conta suas características estruturais, tectônicas, geocronológicas e diferenças estratigráficas, dividindo o orógeno em setor meridional e setor setentrional (Uhlein *et al.*, 2012; Dardenne, 2000; Valeriano *et al.*, 2004, 2008; D'el-Rey Silva *et al.*, 2011).

O setor meridional tem sua origem atrelada aos eventos colisionais entre os crátons São Francisco e Paranapanema, já o setor setentrional resulta dos eventos orogênicos ocorridos entre os crátons São Francisco e Amazônico (Uhlein *et al.*, 2012), envolvendo unidades tectônicas como o Maciço de Goiás, arcos magmáticos Mara Rosa e Arenópolis, pertencentes ao Arco Magmático Goiás, e sequências sedimentares meso-neoproterozoicas.

8.2 Evolução Tectônica do Arco Magmático Goiás

O modelo de evolução tectônica do Arco Magmático Goiás proposto por Oliveira *et al.* (2004) do Arco Magmático Goiás leva em conta quatro estágios relacionados à evolução do Orógeno Brasília, sendo eles: (i) subducção intra-oceânica; (ii) magmatismo sin-tectônico colisional; (iii) magmatismo pós-tectônico colisional; e (iv) extensional pós-orogênico.

Os dois principais eventos de magmatismo do Arco Mara Rosa foram datados de 900 a 800 Ma, ocorrendo durante o estágio tectônico de subducção, e de 670 a 600 Ma, relacionado ao estágio sin-tectônico colisional.

O evento mais antigo de magmatismo é considerado parte de um contexto de arco de ilha e o mais novo, de um arco continental (Oliveira *et al.*, 2004).

Além disso, houveram dois picos de metamorfismo, um de 760 a 730 Ma de altas condições de P-T, na transição do arco de ilha para arco continental, e outro de 630 Ma, de mais baixas condições de P-T, durante a orogênese do Brasileiro que juntou os crátons Amazônico e São Francisco (Oliveira *et al.*, 2004; Oliveira *et al.*, 2016).

Após esses principais eventos de magmatismo e metamorfismo, ocorreu um estágio de magmatismo pós-tectônico colisional, caracterizado pela extensão litosférica e intrusão de corpos graníticos, como biotita granitos e leucogranitos, e gabro-dioritos, entre 590 a 560 Ma. Além disso, houve um estágio extensional pós-orogênico, que causou a intrusão de leucogranitos e gabro-dioritos (Oliveira *et al.*, 2004).

De acordo com Oliveira *et al.* (2016) e Ferreira (2020), a Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, os Ortognaisses Mara Rosa e o Ortognaisse Amarolândia podem ser correlacionados ao primeiro evento de magmatismo do Arco Mara Rosa, no estágio insular. Nesse contexto, o plúton sin-tectônico Amarolândia foi datado em 870 Ma (Ferreira, 2020).

Oliveira *et al.* (2007, 2016) caracterizam a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás como o segundo estágio de magmatismo, agora do Arco Santa Terezinha, no estágio continental. O Plúton Faina intrude a sequência, sendo datado em 576 Ma (Junges *et al.*, 2002b, 2003).

8.2.1 Estágio de Arco Paleoproterozoico

O Maciço de Goiás se trata de uma amalgamação de rochas cristalinas com idades arqueanas a mesoproterozoicas localizadas a leste do Arco Magmático de Goiás. A interpretação sobre o significado tectônico desta unidade adotada neste trabalho está de acordo com a de Cordeiro & Oliveira (2017), que sugere que o maciço seja uma extensão pericratônica na margem oeste do Cráton São Francisco. De acordo com Pimentel (2000), o Maciço de Goiás pode ser dividido em três domínios distintos: Crixás-Goiás, Campinorte e Cavalcante-Arraias.

O Arco Campinorte é descrito pelas rochas da sequência metavulcanossedimentar Campinorte, os metagranitos a metatonalitos da Suíte Pau de Mel e os granulitos do Complexo Uruaçu (Cordeiro & Oliveira *et al.*, 2017) e está associado ao Domínio Campinorte (Giustina *et al.*, 2009; Cordeiro *et al.*, 2014). Dados geocronológicos U - Pb realizados em zircão de amostras de quartzitos micáceos supracrustais indicam idades máximas de deposição desse domínio em cerca de 2190 Ma (Giustina *et al.*, 2009), enquanto dados adquiridos por análises em zircão em amostras de metatufos riolíticos indicam idades de 2179 ± 4 Ma (Giustina *et al.*, 2009).

Cordeiro *et al.* (2014) também datou, por intermédio da análise de zircões em granulitos, idades de 2170 a 2080 Ma para o domínio Campinorte, o que corrobora a ideia de que esse arco foi formado no paleoproterozoico. Ademais, valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ variando entre - 2.1 e + 3.4 descrevem uma maior participação de uma crosta paleoproterozoica em detrimento de uma arqueana para esse domínio (Giustina *et al.*, 2009).

A partir disso e levando em consideração as rochas descritas dentro do domínio Campinorte pelo PMR, a saber, rochas metavulcânicas intermediárias, como metadacitos e metariolitos, bem como xistos, incluindo muscovita-clorita xistos, metassedimentos químicos, como gonditos, e granulitos, além de rochas associadas a intrusões graníticas, mais especificamente de composições graníticas a tonalíticas, é possível interpretar que esse domínio está associado a um ambiente deposicional marinho próximo a um arco magmático (Giustina *et al.*, 2009).

Dessa forma, é possível que a evolução geológica da área do PMR tenha tido início no paleoproterozoico, mais especificamente, na formação do Arco Campinorte, a qual ocorreu entre 2300 e 2000 Ma (Cordeiro & Oliveira *et al.*, 2017), uma vez que o domínio Campinorte abrange as rochas mais antigas do projeto (Figura 8.1).

Em relação ao arcabouço estrutural, as rochas pertencentes ao Domínio Campinorte, dentro do contexto do PMR, possuem uma foliação milonítica N-S impressa, interpretada como um evento E_0 , de idade pré-brasiliana. A análise dos dados estruturais permite sugerir que estas estruturas tenham sido geradas como resposta a um evento transcorrente, responsável pela formação das zonas de cisalhamento observadas no extremo SE da área do PMR, mais especificamente na Área X. Associada a deformação do evento E_0 , há metamorfismo em fácies xisto verde inferior.

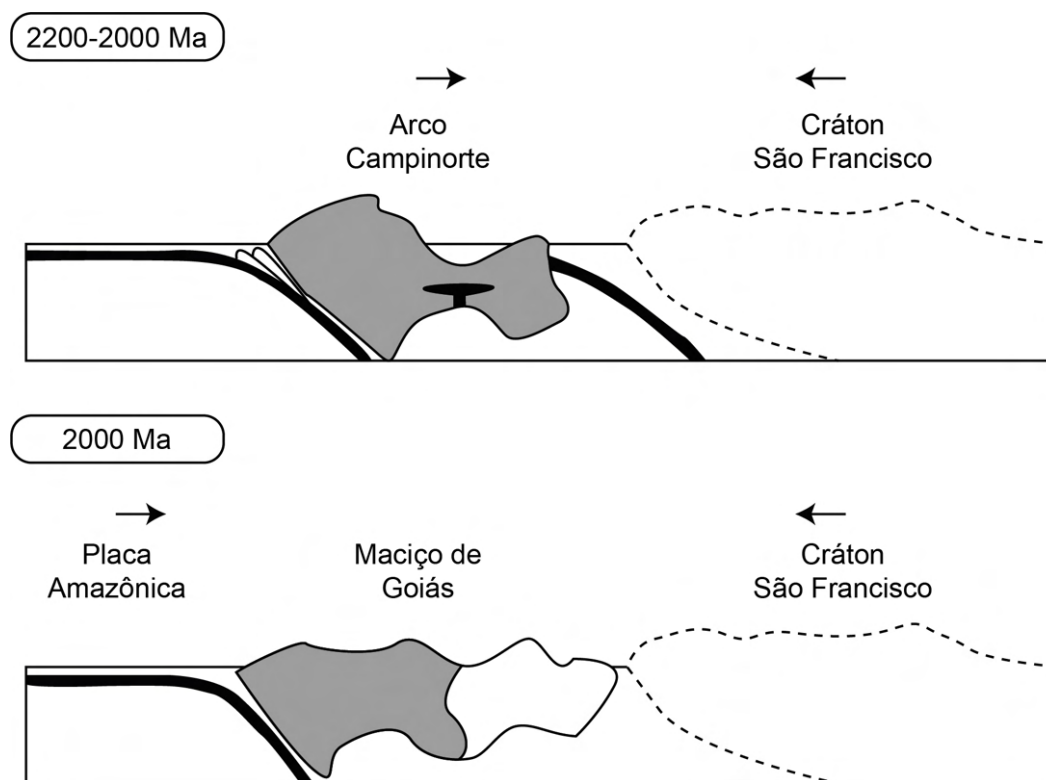


Figura 8.1: Estágio de Arco Paleoproterozoico, ocorrido entre 2200 e 2000 Ma. O Arco Campinorte seria considerado por Cordeiro & Oliveira (2017) um dos domínios do que viria a ser o Maciço de Goiás, extensão pericratônica do Cráton São Francisco.

8.2.2 Estágio de Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico

O início da formação do AMG é marcado pelo consumo e fechamento do Oceano Goianides-Pharusian (Kröner & Cordani, 2003; Caby, 1994; Valeriano *et al.*, 2004) entre os crátons Amazônico e São Francisco, a princípio com a formação de arcos acrescionários insulares e, posteriormente, margens continentais e orógenos colisionais com reciclagem crustal (Junges *et al.*, 2002; Laux *et al.*, 2005).

O primeiro período de acreção magmática de idade 900 a 800 Ma marca o início de sua evolução (Figura 8.2), com o processo de subducção da litosfera oceânica localizada entre o Cráton Amazônico e o Maciço de Goiás, ocasionada por esforços compressivos gerados pela colisão dos crátons (Viana *et al.*, 1995). Tal processo gera um sistema de arcos de ilha intra-oceânicos e bacias de retroarco, caracterizados por rochas vulcânicas calci-alcalinhas intermediárias a ácidas e metaluminosas, bem como corpos plutônicos tonalíticos e dioríticos, alguns dos quais com características geoquímicas semelhantes a magmas adakíticos (Chiarini, 2007). Na porção do Arco Magmático Mara Rosa, as rochas apresentam razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais baixas, idades de cristalização de 848 Ma e 810 Ma, idade modelo T_{DM} principalmente entre 1,1 e 0,8 Ga e valores ϵNd positivos, sugerindo fontes juvenis (Pimentel & Fuck, 1992; Laux *et al.*, 2005; Matteini *et al.*, 2010).

Na área do PMR, a estrutura que marca a acreção da sequência metavulcanossedimentar Mara Rosa ao arco paleoproterozoico Campinorte é marcada pela Zona de Cisalhamento Rio dos Bois. As rochas descritas dentro do domínio são representadas por um conjunto extenso de anfibolitos, paragneisses e xistos aluminosos, com eventuais associações de rochas metaultramáficas, especialmente na porção norte da área. Subordinadamente, ocorrem rochas metaquímicas, definidas por gonditos, metacherts e formações ferríferas. Além disso, na sequência encontram-se intrusões tardi a pós tectônicas de composição granítica a diorítica. Os litotipos encontram-se metamorfizados em condições de fácies anfibolito, com retrometamorfismo em fácies xisto verde inferior.

A predominância da composição calci-alcalina dessas rochas magmáticas indica a ação de contínuos processos relacionados à subducção. Dantas *et al.* (2007) acrescentaram que na região as rochas plutônicas são peraluminosas, com assinatura isotópica de material juvenil relacionado à evolução dos arcos.

O estágio intra-oceânico é representado pelo início do evento tectônico E_1 , de idade neoproterozoica. O regime compressivo regional nesse estágio está relacionado a formação de xistosidade e bandamento gnáissico em rochas da sequência metavulcanossedimentar Mara Rosa, ambas com direção de mergulho para NW. No plano de foliação, associa-se uma lineação de estiramento mineral com transporte tectônico para SE.

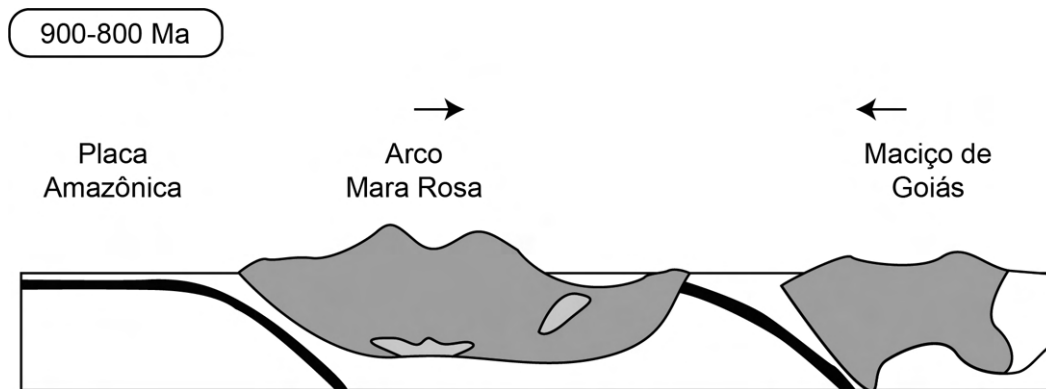


Figura 8.2: Estágio de Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico. Nesse estágio teria ocorrido a formação da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa e corpos intrusivos equivalentes aos Ortognaisses Mara Rosa.

8.2.3 Estágio de Colisão Arco-Continente

A evolução do estágio de arco intra-oceânico é marcada pelo desenvolvimento de uma margem continental ativa, onde há a formação do arco magmático Santa Terezinha de Goiás em 670-600 Ma (Figura 8.3). É nesse estágio em que há a formação da sequência metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás, originalmente proposta por Souza & Leão Neto (1984). Essa sequência é composta majoritariamente por rochas metassedimentares, incluindo mica xisto feldspático, mica xisto e quartzito, além de uma unidade vulcânica de anfibolitos e meta-andesitos (Fuck *et al.*, 2007). Dantas *et al.* (2001) dataram uma amostra de rocha metavulcânica félsica em 661 ± 8 Ma, atribuindo idade estimada para a sequência.

Na área do PMR, a estrutura que marca a acreção da sequência metavulcanossedimentar Santa Terezinha à sequência metavulcanossedimentar Mara Rosa foi descrita por Chiarini (2007) como discordância geofísica Porangatu-Mutunópolis-Amaralina. Para o projeto, foi denominada como Zona de Cisalhamento Rio Formiguinha-Amaralina, a qual possui extensão quilométrica, passando pelas áreas III, VII e de Mapeamento Geológico 2, com direção NE. Essa zona de cisalhamento é um importante limite tectônico, o qual justapõe dois estágios evolutivos do sistema de arco magmático.

À leste da zona de cisalhamento predominam rochas com ϵNd positivo (+0.01 e +8.01), o qual mostra a derivação a partir de uma crosta juvenil com pouca contaminação crustal. Essa assinatura está relacionada ao estágio de arco de ilha intra-oceânico (900-800 Ma) e corresponde a assinatura da sequência metavulcanossedimentar Mara Rosa. A oeste, predominam rochas com ϵNd negativo (-25.44 a -0.60), com sugestão de entrada de material juvenil e reciclagem crustal. Essa assinatura demonstra um estágio de acreção mais evoluído, ou seja, de formação do arco magmático continental (Chiarini, 2007; Frasca, 2015). Dessa forma, o estágio de colisão arco-continente é marcado pela mistura de fontes, juvenis e crustais, em torno de 660 Ma quando se inicia o desenvolvimento da margem continental ativa.

Associado à progressão do estágio de arco de intra-oceânico, o estágio da colisão arco-continente ainda é representado pelo evento tectônico E_1 . O regime compressivo regional nesse estágio está relacionado a formação de xistosidade na sequência metavulcanossedimentar Santa Terezinha com mergulho para NW e lineação de estiramento mineral indicando transporte tectônico para SE. Junges *et al.* (2002) interpretam que o metamorfismo de 640-610 Ma é de baixa condições P-T, a partir de idades Sm-Nd e geotermobarometria em rochas metassedimentares do arco.

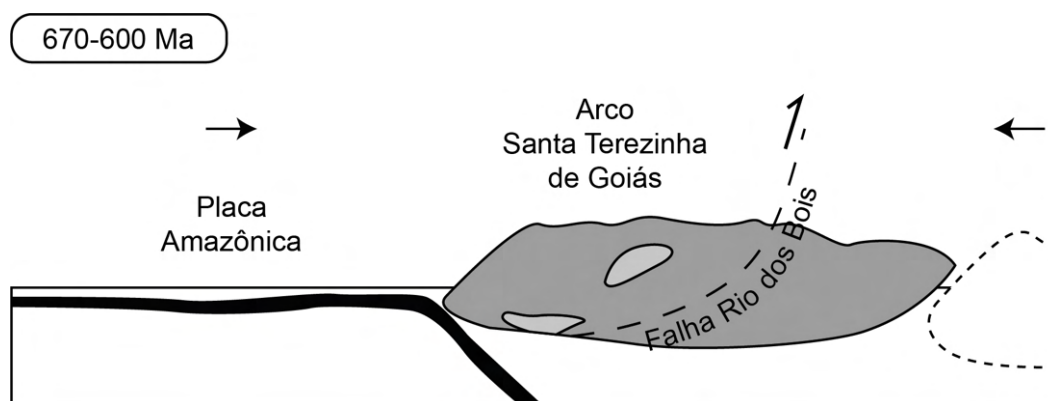


Figura 8.3: Estágio de Colisão Arco-Continente. Nesse estágio teria ocorrido a colisão entre o Arco Mara Rosa e o Maciço de Goiás-Cráton São Francisco, evento marcado pela Falha Rio dos Bois. Essa colisão resultou na formação do arco continental Santa Terezinha de Goiás.

8.2.4 Estágio Colisional a Pós-Colisional

O estágio colisional a pós-colisional do Arco Mara Rosa está inserido no contexto de amalgamação do supercontinente Gondwana. O fechamento do ciclo Brasileiro resultou na formação de uma estrutura de magnitude continental, de orientação NE-SW, que ocorreu na porção oeste do supercontinente Gondwana, o Lineamento Transbrasiliiano (LTB) (Schobbenhaus, 2003).

O LTB é um extenso feixe de falhas transcorrentes formadas durante o encurtamento crustal gerado no fim da orogenia neoproterozoica. Nesse contexto, insere-se o evento tectônico E_1 , o qual no PMR é representado por zonas de cisalhamento transpressivas de orientação NE-SW com inflexões para E-W.

São observadas na área mapeada pelo projeto extensas zonas de cisalhamento dextrais paralelizadas de direção concordante ao LTB (Figura 8.4), mais especificamente na porção oeste, nas áreas I, II, III e VII. A geometria dessas zonas de cisalhamento se destaca nos produtos geofísicos aeromagnéticos, detalhados no Capítulo 3. Além dessas zonas, o LTB é o responsável pela assimetria geométrica do Plúton Faina, o qual é limitado pelas zonas de cisalhamento Varalzinho e Serra do Faina, estruturas discutidas no Capítulo 6.

Ainda relacionado ao estágio colisional a pós-colisional, há um importante evento magmático Ediacariano (590-550 Ma), o qual registra um aumento na contribuição de material crustal e diminuição de fontes mantélicas (Frasca, 2015). O aumento nos valores de elementos como Pb e Th sugerem aumento da entrada de sedimentos na zona de subducção, confirmada pela presença de rochas de afinidade peraluminosa e valores negativos de ϵ_{Nd} (Frasca, 2015).

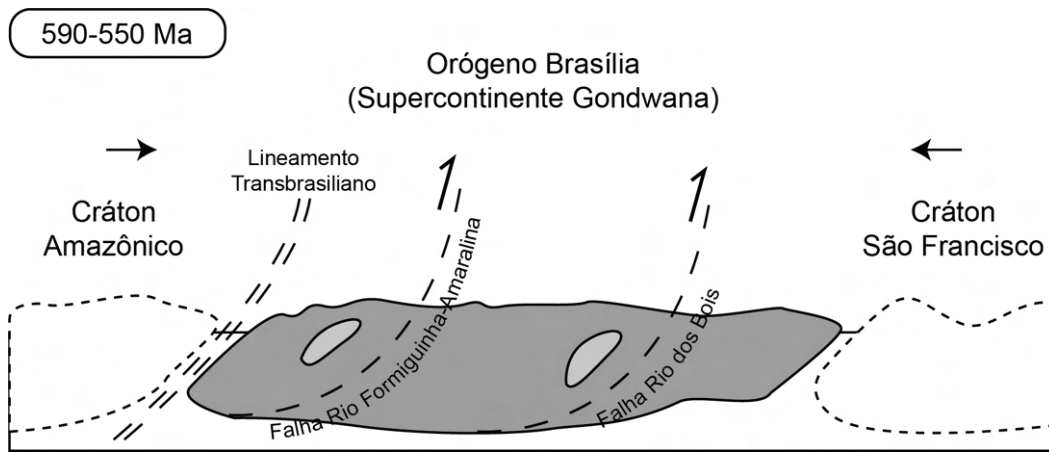


Figura 8.4: Estágio Colisional a Pós-Colisional. Nesse estágio há a colagem dos crátons Amazônico e São Francisco. Esse estágio é marcado pelo Lineamento Transbrasiliano, entre o Cráton Amazônico e o Orógeno Brasília, caracterizado por zonas de cisalhamento transpressivas.

8.2.5 Estágio Extensional Pós-Orogênico

O estágio extensional é caracterizado como o evento mais jovem de idade fanerozoica, definido como pós Brasileiro, sendo representado por estruturas rúpteis multidirecionais (Frasca, 2015). Essas direções se apresentam em sistema de falhas e fraturas de direção NW-SE, E-W e N-S, que sobrepõem todas as unidades estratigráficas do PMR.

Dentre essas estruturas, destaca-se a presença de falhas e juntas associadas à reativação de zonas de fraqueza do LTB. Essas estruturas rúpteis foram responsáveis por gerar o padrão de drenagens atual, formando lineamentos de direção NW-SE. Este estágio pode ser responsável por intrusões de leucogranitos que ocorrem na área do PMR e se encontram pouco deformados.

Por fim, este é classificado como colapso pós-orogênico (Figura 8.5), que foi responsável pela geração de estruturas antitéticas de alívio. Porém, ainda não existem muitas datações ou estudos detalhados referentes aos efeitos dessas estruturas no orógeno.



Figura 8.5: Estágio Extensional a Pós-Orogênico. Destaque para o colapso gerando estruturas rúpteis extensionais no topo do orógeno.

8.3 Modelo Evolutivo do Arco Magmático Mara Rosa

O início da evolução tectônica do Orógeno Brasília é marcado por períodos de acreção crustal durante o Paleoproterozoico e Neoproterozoico, envolvendo vários estágios de subducção. Esses estágios são colocados principalmente com relação aos crátons São Francisco e Amazônico, que atualmente se situam nas porções leste e oeste do Arco Mara Rosa, respectivamente. Além disso, os estágios relativos ao ápice da orogênese são marcados por uma tectônica transcorrente representada pelo Lineamento Transbrasiliano.

O primeiro estágio, ocorrido entre 2200 e 2000 Ma, é o da subducção do Arco Campinorte que evoluiu para o Maciço de Goiás, considerado uma extensão pericratônica do Cráton São Francisco (Cordeiro & Oliveira, 2017) (Figura 8.6-A-B). Em seguida, entre 900 e 800 Ma, houve um estágio de subducção de um arco intra-oceânico, correspondente ao Arco Mara Rosa (Oliveira *et al.*, 2004) (Figura 8.6-C).

O estágio de colisão entre o Arco Mara Rosa e o Cráton São Francisco, ocorrido entre 670 e 600 Ma, marcou a evolução de um arco intra-oceânico para um arco continental (Oliveira *et al.*, 2004) (Figura 8.6-D), correspondente ao Arco Santa Terezinha. O estágio colisional a pós-colisional, que ocorre entre 590 e 560 Ma, marca a colagem dos crátons Amazônico e São Francisco, representando a porção ocidental do supercontinente Gondwana (Oliveira *et al.*, 2004) (Figura 8.6-E).

Por fim, o colapso orogênico marca um período de tectônica extensional, possivelmente ocorrido durante o Fanerozoico (Frasca, 2015). Poucos estudos foram realizados nas áreas do PMR sobre as implicações desse estágio para a evolução tectônica da área, porém certamente apresenta feições que não se enquadram nos outros estágios tectônicos.

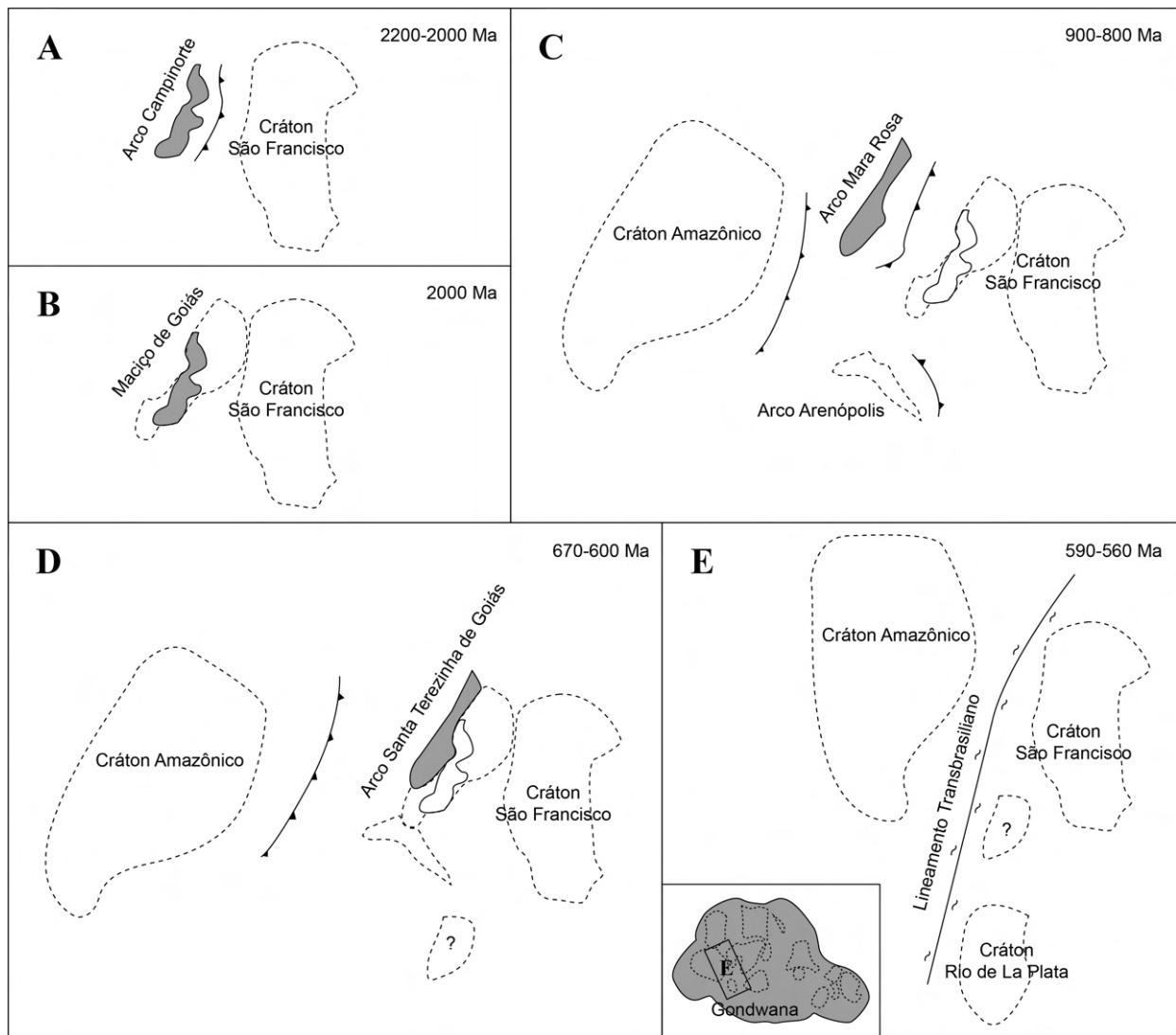


Figura 8.6: Estágios de evolução tectônica do Orógeno Brasília envolvendo os arcos Campinorte, Mara Rosa e Santa Terezinha de Goiás; (A) Estágio de Arco Intra-Oceânico Paleoproterozoico, correspondente ao Arco Campinorte, 2200-2000 Ma; (B) Maciço de Goiás como uma extensão pericratônica do Cráton São Francisco, 2000 Ma; (C) Estágio de Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico, correspondente ao Arco Mara Rosa, 900-800 Ma; (D) Estágio de Colisão Arco-Continente, correspondente ao Arco Santa Terezinha de Goiás, 670-600 Ma; (E) Estágio Colisional a Pós-Colisional, destacando a influência do Lineamento Transbrasiliano no Orógeno Brasília após a formação do supercontinente Gondwana pela colisão entre os crátons. Adaptado de Oliveira *et al.* (2004).

Capítulo 9

Conclusões & Recomendações

O Projeto Mara Rosa realizou o mapeamento geológico em escala 1:25.000 de parte dos municípios de Mara Rosa, Amaralina e Alto Horizonte, localizados na porção norte do estado de Goiás. Este estudo permitiu aumentar o nível de detalhamento da cartografia da região, bem como caracterizar seus aspectos petrográficos, metamórficos, tectono-estruturais e metalogenéticos. As unidades mapeadas foram associadas aos Arcos Magmáticos Campinorte e Goiás - Segmento Mara Rosa, de idades paleoproterozoica e neoproterozoica, respectivamente, além do Grupo Serra da Mesa e rochas intrusivas tardi a pós-tectônicas associadas.

Os resultados alcançados promoveram a evolução da cartografia geológica na região, tanto para o refinamento das unidades já conhecidas no local quanto na delimitação de novas ocorrências litológicas. Em especial, maior detalhamento foi dado às rochas hidrotermais associadas ao Arco Magmático Mara Rosa, com delimitação de suas ocorrências e rearranjo de suas associações de rochas em Associação Aluminosa e Associação Calcissilicática. Demais refinamentos da cartografia prévia incluem as rochas do embasamento paleoproterozoico (Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte e Suíte Pau de Mel), rochas metassedimentares químicas das Sequências Metavulcanossedimentares Santa Terezinha e Mara Rosa e definição de fácies para o Plúton Faina. Já as novas ocorrências mapeadas incluem a identificação do Complexo Granulítico Uruaçu em meio às rochas do embasamento e o agrupamento das intrusões graníticas tardias como Leucogranitos Bom Jesus.

Em conformidade com modelos evolutivos descritos na literatura, cinco estágios técnicos principais foram identificados na área mapeada, associados a quatro eventos deformacionais. O primeiro deles corresponde ao estágio de Arco Paleoproterozoico, ocorrido entre 2200 e 2000 Ma, e responsável por sua deformação E_0 . Em seguida, os estágios de Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico (900-800 Ma) e Colisão Arco-Continente (670-600 Ma) representam o evento E_1 . Já os estágios Colisional a Pós Colisional e Extensional Pós-Orogênico indicam os eventos E_2 e E_3 , respectivamente.

Do ponto de vista da geologia econômica, a região possui depósitos minerais consagrados associados a sistemas pórfiro, vulcanogênicos, orogênicos e residuais/supergênicos, podendo suas extensões serem caracterizadas na área mapeada. As rochas de alteração hidrotermal, mapeadas desde a Área VI até a Área VII, podem ser correlacionadas aos halos de alteração hidrotermal do sistema Cu-Au pórfiro-epitermal, configurando um importante vetor prospectivo para a região. Zonas de cisalhamento com orientação N-S, mapeadas na porção sudeste do projeto, evidenciam importantes extensões do sistema aurífero orogênico, condicionando a formação de depósitos como Mundinho, Viúva, Chico de Assis, entre outros. Já do ponto de vista dos depósitos residuais/supergênicos, destacam-se as ocorrências de gonditos e formações ferríferas, amplamente disseminadas ao longo das sequências Metavulcanossedimentares mapeadas. O potencial da região inclui também aplicações diversas para rochas ornamentais, minerais gemológicos, e matéria-prima industrial, como cianita, talco, grafita, granada, areia e seixos, entre outros.

Neste cenário, recomenda-se para a região a progressão de estudo especializados, visando maior compreensão de seus aspectos evolutivos, petrogenéticos e metalogenéticos. Análises geoquímicas e geocronológicas podem ser aplicadas para mapear a assinatura dos diferentes estágios evolutivos do Arco Magmático Mara Rosa e suas unidades associadas, bem como determinar suas fertilidade metalogenética. Especialmente, estudos potenciais incluem análises em minerais acessórios, como zircão e rutilo, os quais preservam suas assinaturas geoquímicas, mesmo após serem submetidos a processos de alteração hidrotermal, como amplamente observado na região. Estas análises podem ser aplicadas especialmente às rochas hidrotermais e aos Ortognaisses Mara Rosa, tendo em vista sua associação com o amplo sistema pórfiro-epitermal do arco, onde os ortognaisses podem representar potenciais plútons parentais, enquanto as rochas hidrotermais configuram a litocapa do depósito mineral. Para este fim, métodos como datação U-Pb, ICP e extensão de aplicação da Microsonda Eletrônica, aliados à extensão do levantamento de dados geofísicos da região podem ser aplicados, sendo úteis também para estabelecer o *foot* exploratório da região, a qual apresenta grande perspectiva de crescimento econômico, bem como questões geológicas a serem respondidas.

Capítulo 10

Referências

- ABDALLAH, S. (2014). Geology and geochemistry of Bois River Suite, Mara Rosa (GO): evidence of magmatic arc paleoproterozoic. *Geochimica Brasiliensis*, 28(1), 43-43.
- ALMEIDA F.F.M.d. (1977). O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7(4):349-364.
- ALMEIDA, F.F.M.d.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de; FUCK, R.A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29.
- BIONDI, J.C. (2003). Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros. [S.l.]: Oficina de Textos.
- BUCHER, K. & GRAPES, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Heidelberg: Springer Berlin.
- CABY, R. (1994) Precambrian coesite from northern Mali: first record and implications for plate tectonics in the trans Saharan segment of the Pan-African belt. *European Journal of Mineralogy*, Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart, Germany, v. 6, n. 2, p. 235-244. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1127/ejm/6/2/0235>>.
- CHIARINI, M.F.N. (2007). Contribuição da aerogeofísica na caracterização de suturas e de sistemas transcorrentes: o exemplo de Porangatu, Brasil Central. Universidade de Brasília.
- CIMINELLI, R.R. (2005). Desempenho Funcional dos Minerais. *Rochas & Minerais Industriais*, p. 31.
- CLIMATEMPO (2022); "Climatologia e histórico de previsão do tempo em Mara Rosa, BR" Disponível em <<https://www.climatempo.com.br/climatologia/4945/mararosa-br>>. Acesso em: 29, agosto de 2022.
- CORDANI, R. & SHUKOWSKY, W. (2009). Magnetização remanescente: Um parâmetro crucial para a interpretação e modelamento de anomalias magnéticas em território brasileiro. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 27, p. 659-667.

- CORDANI, U.G.; PIMENTEL, M.M.; ARAÚJO, C.D.; Fuck, R.A. (2013). The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian journal of Geology*, 43(3), 583-597.
- CORDEIRO, P.F.d.O. (2014). Compartimentação geológica e geocronológica dos terrenos do embasamento norte da faixa Brasília.
- CORDEIRO, P.F.d.O. & OLIVEIRA, C.G.d. (2017). The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2–2.0Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. *Precambrian Research*, v. 298, p. 403–420.
- CORDELL, L. & GRAUCH, V. (1985). Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, p. 181–197.
- DANTAS, E.L.; ARAÚJO FILHO, J.O.; OLIVEIRA, C. G. D.; CHIARINI, M. F. N.; FUCK, R. A.; SORDI, D. A. D.; ALVARENGA, C. J. S. D. (2007). Geologia da folha Porangatu SD. 22-XDI.
- DANTAS, E.L.; JOST, H.; FUCK, R.A.; BROD, J.A.; PIMENTEL, M.M.; MENESES, P.R. (2001). Provenance and depositional age of metavolcano-sedimentary sequences of the Santa Teresinha de Goiás, based on Sm-Nd and U-Pb zircon single grain. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3), 329-334.
- DARDENNE, M.A. (1981). Os grupos Paranoá e Bambuí na faixa dobrada Brasília. *Simpósio sobre o Cráton São Francisco e suas faixas marginais*, v. 1, p. 140–157.
- DARDENNE, M.A. (2000). The Brasília fold belt. *Tectonic Evolution of South America*, 1, 231-263.
- DENTITH, M. & MUDGE, S.T. (2014). *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. [S.l.]: Cambridge University Press.
- D'EL REY SILVA, L.J.; OLIVEIRA, Í.L.d.; POHREN, C.B.; TANIZAKI, M.L.N.; CARNEIRO, R.C.; FERNANDES, G.L.D.F.; ARAGÃO, P.E. (2011). Coeval perpendicular shortenings in the Brasília belt: Collision of irregular plate margins leading to oroclinal bending in the Neoproterozoic of central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(1), 1-13.
- FERREIRA, A.T.R. (2020). Magmatismo toniano do arco intra-oceânico Mara Rosa, província Tocantins, Brasil: significado tectônico e implicação na mineralização de Cu-Au pórfiro.
- FERREIRA, F.J.F. (2016). *Gamaespectrometria Aérea e sua Aplicação na Cartografia Geológica. Tópicos Especiais em Cartografia Geológica*. 2ª edição, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.
- FERREIRA-FILHO, C.F.; KAMO, S.L.; FUCK, R.A.; KROGH, T.E.; NALDRETT, A.J. (1994). Zircon and rutile U-Pb geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. *Precambrian Research*, 68(3-4), 241-255.

- FILHO, J.O.d.A. (2000). The Pirineus Syntaxis: An example of the intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1, p. 144–148.
- FILHO, J.V.d.L.; REZENDE, A.; SILVA, A.d. (2000). Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal. CPRM; METAGO; Universidade de Brasília.
- FONSECA, M.A.; DARDENNE, M.A.; UHLEIN, A. (1995). Faixa Brasília setor setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico.
- FRASCA, A.A.S. (2015). Amálgamas do W-Gondwana na Província Tocantins. Universidade de Brasília.
- FUCK, R.A. (1994). A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, v. 4, p. 184–187.
- FUCK, R.A.; DANTAS, E.L.; PIMENTEL, M.M.; LAUX, J.H.; JUNGES, S.L.; OLIVEIRA, C.G.; ... CHIARINI, M.F. (2006). The Santa Terezinha sequence, Goiás magmatic arc, central Brazil: constraints from U-PB and SM-ND data.
- FUCK, R.A.; DANTAS, E.L.; SORDI, D.A.D.; CHIARINI, M.F.N.; OLIVEIRA, C.G.D.; ALVARENGA, C.J.S.D. (2007). Geologia da folha Santa Terezinha de Goiás SD. 22-ZA-III.
- FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; SOARES, J.E.P.; Dantas, E.L. (2005). Compartimentação da Faixa Brasília. SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 9, 26-27.
- GIUSTINA, M.E.S.D. (2007). Geologia e geocronologia da sequência Vulcano-sedimentar Campinorte e do Complexo Uruaçu, província Tocantins.
- GIUSTINA, M.E.S.D.; Oliveira, C.G.d.; Pimentel, M.M.; MELO, L.V.d.; FUCK, R.A.; DANTAS, E.L.; BUHN, B. (2009). U-Pb and Sm-Nd constraints on the nature of the Campinorte sequence and related Palaeoproterozoic juvenile orthogneisses, Tocantins Province, central Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 323(1), 255-269.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M.d. (1970). Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 19, n. 1, p. 6–18.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; Almeida, F.F.M.d.; Bartorelli, A.; (2012). Geologia do Brasil.
- ISLES, D.J. & RANKIN, L.R. (2013). Geological interpretation of aeromagnetic data. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists and Australian Society of Exploration.
- JAMES, M.J.O. 2022. depósito de au-ag-barita zacarias, orógeno Brasília, Brasil central: mineralização vulcanogênica toniana associada ao arco magmático Goiás.
- JOFFILY, C.M.L.D.C. (2006). Caracterização descritiva e genética do cianitito da Serra das Araras, arco magmático Mara Rosa.
- JUNGES, S.L. (1998). Caracterização geoquímica e isotópica da faixa oeste da sequência vulcanossedimentar de Mara Rosa.

- JUNGES, S.L.; PIMENTEL, M.M.; DANTAS, E.L.; LAUX, J.H. (2002). Idades U-Pb de granitos sin-a tardi-tectônicos do Arco de Mara Rosa, Goiás. In 41 Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, p. 312.
- JUNGES, S.L.; PIMENTEL, M.M.; Moraes, R.d. (2002). Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, 117(1-2), 101-118.
- JUNGES, S.L.; PIMENTEL, M.M.; DANTAS, E.L.; Laux, J.H. (2003). New ID-TIMS U-Pb ages in the western portion of the Mara Rosa Arc: two hundred million years of arc building. In *Symposium on Isotope Geology*.
- KINGTON, J. (2013). Docs - mplstereonet: Stereonets for matplotlib. Acessado em 07-02-2023. Disponível em: <<https://mplstereonet.readthedocs.io/en/latest/>>.
- KRÖNER, A. & CORDANI, U. (2003). African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics*, v. 375, n. 1, p. 325–352. ISSN 0040-1951. *Orogenic Belts, Regional and Global Tectonics: A Memorial Volume to Chris McAulay Powell*.
- KUYUMJIAN, R.M. (1989). The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from the chapada sequence, central Brazil. Imperial College London.
- KUYUMJIAN, R.M.; OLIVEIRA, C.G.d.; CAMPOS, J.E.G.; QUEIROZ, C.L.d.(2008). Geologia do limite entre os terrenos arqueanos e o Arco Magmático de Goiás na região de Chapada-Campinorte, Goiás. *Brazilian Journal of Geology*, 34(3), 329-334.
- LAUX, J.H.; PIMENTEL, M.M.; DANTAS, E.L.; ARMSTRONG, R.; Junges, S.L. (2005). Two Neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(2), 183-198.
- LINS, F.A.F. (2008). Panorama das rochas e minerais industriais no Brasil. CETEM/MCTI.
- MARQUES, G.C. (2009). Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins.
- MARTINS-FERREIRA, M.A.C.; CAMPOS, J.E.G.; VON HUELSEN, M.G.; NERI, B.L. (2018). Paleorift structure constrained by gravity and stratigraphic data: the Statherian Araí rift case. *Tectonophysics*, 738, 64-82.
- MATTEINI, M.; JUNGES, S.L.; DANTAS, E.L.; Pimentel, M.M.; BUHN, B. (2010). In situ zircon U–Pb and Lu–Hf isotope systematic on magmatic rocks: insights on the crustal evolution of the Goiás Magmatic Arc, Brasília belt, Central Brazil. *Gondwana Research*, 17(1), 1-12.
- MENESES, P.R. & ALMEIDA, T.d. (2012). Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto. Universidade de Brasília.
- OLIVEIRA, C.G.d.; QUEIROZ, C.L.d.; PIMENTEL, M.M. (2000). The Arenópolis-Mara Rosa gold-copper belt, neoproterozoic goiás magmatic arc. *Revista Brasileira Geociências*, 30, 219-221.

- OLIVEIRA, C.G.d.; OLIVEIRA, F.B.; DANTAS, E.L.; FUCK, R.A. (2007). Programa Geologia do Brasil– Folha Campinorte. FUB/CPRM, Brasília, pp. 124.
- OLIVEIRA, F. B. (2009). Características epigenéticas do depósito de Cu-Au Chapada, arco magmático de Goiás.
- OLIVEIRA, C.G.d.; OLIVEIRA, F.B.; GIUSTINA, M.E.S.D.; MARQUES, G.C.; DANTAS, E.L.; PIMENTEL, M.M.; BUHN, B.M. (2016). The Chapada Cu–Au deposit, Mara Rosa magmatic arc, Central Brazil: constraints on the metallogenesis of a Neoproterozoic large porphyry-type deposit. *Ore Geology Reviews*, 72, 1-21.
- OSMANOĞLU, B.; SUNAR, F.; WADOWINSKI, S.; CABRAL-CANO, E. (2016). Time series analysis of InSAR data: Methods and trends. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 115, 90-102.
- PALERMO, N. (1996). Identificação de três séries magmáticas na região de Mara Rosa, Goiás. *Cong. Bras. Geol*, 39, 219-222.
- PALERMO, N.; PORTO, C.G.; JUNIOR, C.C. (2000). The mara rosa gold district, central brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 2, p. 256–260.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. (1992). Neoproterozoic crustal accretion in central brazil. *Geology*, Geological Society of America, v. 20, n.4, p. 375–379.
- PIMENTEL, M.M. & Fuck, R.A. (1992). Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20(4), 375-379.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; Silva, L.J.D.R. (1996). Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossamedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do maciço de Goiás e o arco magmático de Goiás. *Brazilian Journal of Geology*, 26(2), 61-70.
- PIMENTEL, M.M.; WHITEHOUSE, M.J.; VIANA, M.D.G.; FUCK, R.A.; NUNO, M. (1997). The Mara Rosa arch in the Tocantins province: Further evidence for neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, 81(3-4), 299-310.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C.F.; ARAÚJO, S. D. (2000). The basement of the Brasília fold belt and the Goiás magmatic arc. *Tectonic Evolution of South America*, 31, 195-229.
- PIRAJNO, F. (2012). Hydrothermal mineral deposits: principles and fundamental concepts for the exploration geologist. Springer Science & Business Media.
- POLL, N.J. (1994). Geology of the Zacarias gold-silver-barite deposit, Goiás State, Brazil, The. 1990-1999-Mines Theses & Dissertations.
- RICHARDSON, S.V.; KESLER, S.E.; ESSENE, E.J.; Jones, L.M. (1986). Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goias, Brazil; a metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 81(8), 1884-1898.
- ROBB, L. (2005). Introduction to ore forming processes. Blackwell, p. 373.

- ROSEN, O.; DESMONS, J.; FETTES, D. (2007). Metacarbonate and related rocks. Metamorphic rocks. A classification and glossary of terms. Cambridge University Press, Cambridge, p. 46–50.
- SCHOBENHAUS, C. & NEVES, B.B.d.B. (2003). A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. CPRM.
- SIMPSON, R.W.; JACHENS, R.C.; BLAKELY, R.J.; SALTUS, R.W. (1986). A new isostatic residual gravity map of the conterminous United States with a discussion on the significance of isostatic residual anomalies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B8), 8348-8372.
- SORDI, D.A.d. (2007). Aerogeofísica aplicada à compreensão do sistema de empurrões da sequência Santa Terezinha de Goiás, Brasil central.
- SOUZA, J.O. & NETO, R.L. (1984). Projeto estudo dos garimpos brasileiros: mapeamento geológico da área do garimpo de esmeralda de Santa Terezinha de Goiás, Goiás. CPRM.
- SOUZA, S.F.d.; ARAÚJO, M.d.S.B.D.; GALVÍNCIO, J.D. Mudanças do uso da terra no município de Serra Talhada-PE utilizando Análise por Componentes Principais (ACP). *Revista de Geografia (Recife)*, v. 24, n. 3, p. 85–100, 2010.
- UHLEIN, A.; FONSECA, M.A.; SEER, H.J.; DARDENNE, M.A. (2012). Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília–Setores Setentrional e Meridional. *Geonomos*.
- VALERIANO, C.D.M.; DARDENNE, M.A.; FONSECA, M.A.; SIMÕES, L.S.A.; SEER, H.J. (2004). A evolução tectônica da Faixa Brasília. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. BECA, 575-592.
- VALERIANO, C.D.M.; PIMENTEL, M.M.; HEILBRON, M.; Almeida, J.C.H.; TROUW, R.A.J. (2008). Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 197-210.
- VOLLMER, F.W. (1995). C program for automatic contouring of spherical orientation data using a modified Kamb method. *Computers & Geosciences*, 21(1), 31-49.
- WALTER, B.M.T. (2006). Fitofisionomias do bioma Cerrado: síntese terminológica e relações florísticas.
- WALTERS, J.B. (2021). Minplot: A mineral formula recalculation and plotting program for electron probe microanalysis. *Mineralogia*, v. 53, n. 1, p. 51–66.
- YARDLEY, B.W.D. (1989). *An Introduction to Metamorphic Petrology*. [S.l.]: Longman Scientific Technical.

Parte I

Apêndices

**Amostra**

TF22-VI-093

Localização - Coordenadas UTM

Mara Rosa/GO - 22S W 691519 S 8444435

Unidade Litológica

Unidade Metavulcânica Intermediária, Sequência Meta-vulcanossedimentar Mara Rosa

Descrição Macroscópica

Rocha vulcânica de cor cinza claro, com um domínio principal cinza e bandamentos irregulares esbranquiçados de até 5 mm de espessura. O domínio cinza é o principal da rocha e é formado por uma matriz quartzo-feldspática com anfibólio, com cerca de 40% de máficos e 60% de félsicos. Além disso, apresenta cristais granulares submilimétricos dispersos pelos dois domínios de um mineral castanho. O domínio branco é caracterizado por uma matriz quartzo-feldspática com cristais de plagioclásio subédrico a euédrico de 3 a 4 mm de tamanho. Observação: a rocha está em contato com um material formado por quartzo recristalizado.

Descrição Microscópica

O domínio principal dessa rocha é uma matriz quartzosa com cristais de anfibólio subédricos com tamanhos médios de 0,1 mm, sendo que localmente chegam a 2 mm. Além disso, a rocha apresenta bandas de 1 a 3 mm de espessura com quartzo granoblástico, havendo também a presença de cristais de feldspato de 0,5 a 2,5 mm sendo recristalizados (porfiroclastos). Os porfiroclastos de feldspato na rocha não apresentam maclas muito evidentes por estarem fortemente deformados, porém nas bordas de alguns é possível observar geminação lei da albita. O plagioclásio da matriz apresenta teor de An₂₂, sendo classificado como oligoclásio. O anfibólio se apresenta com textura nematoblástica e pleocroísmo verde pálido a azul esverdeado, podendo ser hornblenda verde. Os minerais do grupo do epidoto são muitas vezes euédricos a subédricos, formando prismas alongados, e ocorrem disseminados pelos dois domínios, podendo apresentar tamanhos de até 1 mm. Quando mais subédrico, epidoto apresenta textura simplectítica caracterizada pelas formas ameboides em seu interior. A allanita, por sua vez, apresenta pleocroísmo vermelho-marrom, além de estar zonada. Rocha pode apresentar granada anédrica de 0,1 mm.

Composição Modal

Hornblenda verde	35%	Clinozoisita	5%
Quartzo	30%	Allanita	3%
Plagioclásio	15%	Granada	<1%
Epidoto	12%		

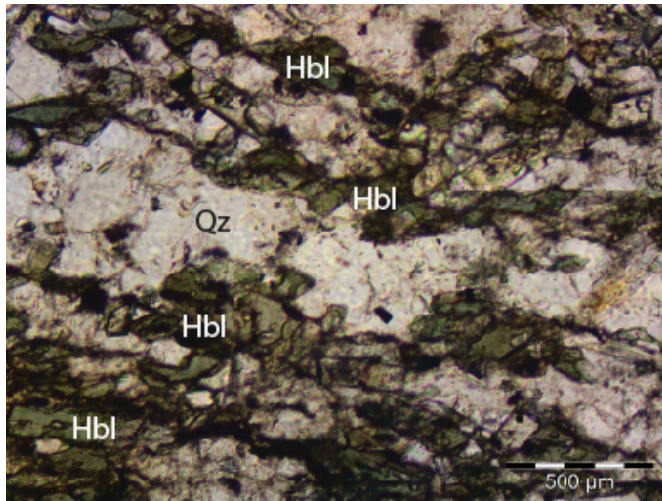
Fotomicrografia**Seção para Micrografia****Discussão e Interpretação**

Os bandamentos irregulares da rocha e presença de porfiroclastos de feldspato associado a quartzo com textura granoblástica permitem inferir um processo microestrutural de deformação dúctil chamado de rotação de subgrão. Além disso, a textura nematoblástica dos anfibólios ocorre onde há domínios mais ricos em minerais máficos. Devido a presença de epidoto na paragênese, essa rocha pode ter sofrido um evento de retrometamorfismo ou alteração hidrotermal.

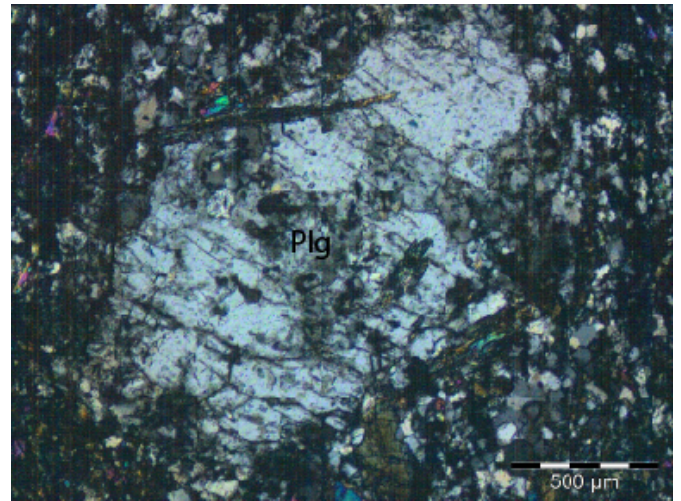
Classificação

Calcissilicática fina bandada com porfiroclastos de plagioclásio

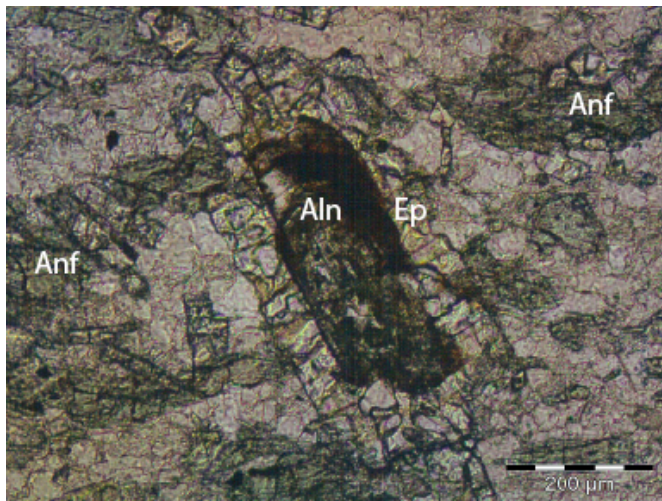
Fotomicrografia NP e NC



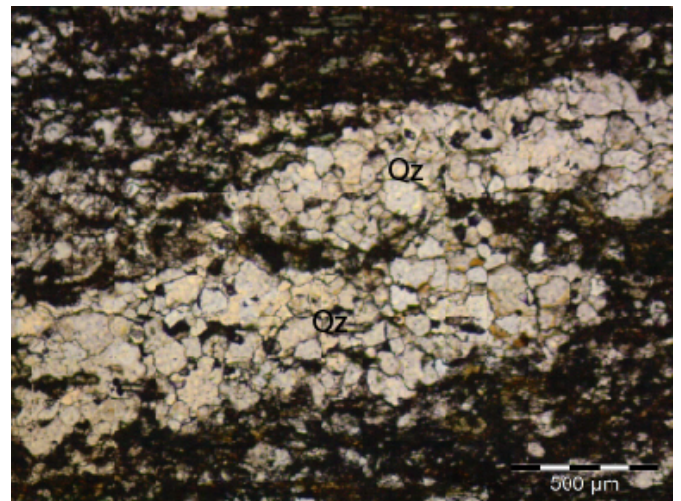
(a)



(b)



(c)



(d)

Fotomicrografias da amostra TF22-VI-093: (a) Cristais de hornblenda verde ao longo da foliação (LT/NP/10x); (b) Presença de porfiroclastos de plagioclásio (LT/NC/10x); (c) Textura coronítica de epidoto formando sobre allanita (LT/NP/10x); (d) Microdobras em banda de quartzo (LT/NP/2,5x).

**Amostra**

TF22-VI-16A

Localização - Coordenadas UTM

Mara Rosa/GO - 22S W 691588 S 8449940

Unidade Litológica

Ortognaisses Mara Rosa

Descrição Macroscópica

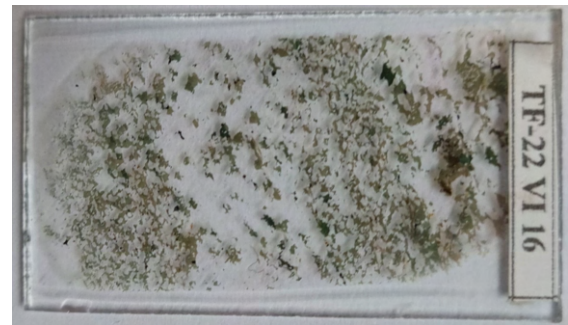
Rocha de granulação média, com domínios quartzo-feldspáticos, em coloração esbranquiçada, e domínios compostos principalmente por cristais milimétricos de anfibólio e biotita, com coloração escura. A intercalação entre esses domínios pode definir bandamentos lenticulares, com dimensões e espessuras variadas, apresentando uma disposição irregular ao longo da rocha.

Descrição Microscópica

Rocha com intercalações entre domínios nematoblásticos e granoblásticos. A textura nematoblástica é definida pelos cristais subédricos e milimétricos (1 a 4 mm) de hornblenda verde, associado a cristais subédricos e milimétricos (2 mm) de biotita, orientados concordantemente com a foliação. Já a textura granoblástica é definida por cristais subédricos a anédricos de quartzo, plagioclásio (andesina) e microclínio, submilimétricos a milimétricos. O epidoto pode ocorrer associado aos cristais de anfibólio, como agregados intersticiais ou formando texturas de sobre crescimento. Cristais milimétricos de muscovita ocorrem em ambos domínios, sendo concordante com a foliação geral da rocha. Podem ocorrer, ainda, cristais subédricos e submilimétricos de allanita, com a presença de coroas de epidoto. À luz refletida, são encontrados cristais anédricos e submilimétricos de magnetita e eventuais cristais submilimétricos de calcopirita.

Composição Modal

Mineralogia Original			
Quartzo	30%	Magnetita	1%
Andesina	23%	Allanita	<1%
Hornblenda verde	20%	Calcopirita	<1%
Biotita	20%	Goethita	<1%
Microclínio	2%		
Minerais Neoformados			
Epidoto	2%	Biotita Secundária	~1%
Muscovita	~1%		

Fotomicrografia**Seção para Micrografia****Discussão e Interpretação**

Através da mineralogia descrita é possível interpretar que a rocha foi submetida ao metamorfismo de fácies anfibolito, com desenvolvimento de foliação penetrativa e bandamento gnáissico. Porém, o epidoto de alteração pode ser indicativo de metamorfismo retrógrado, para fácies xisto verde. Além disso, a biotita secundária é típico como produto de alteração hidrotermal de minerais ricos em potássio, podendo ser um produto direto da alteração da hornblenda.

Paragêneses

Paragênese Primária: Quartzo + andesina + hornblenda verde + biotita + microclínio + magnetita.

O epidoto, a biotita e muscovita de alteração são minerais de retrometamorfismo, mas não chegam a formar uma paragênese.

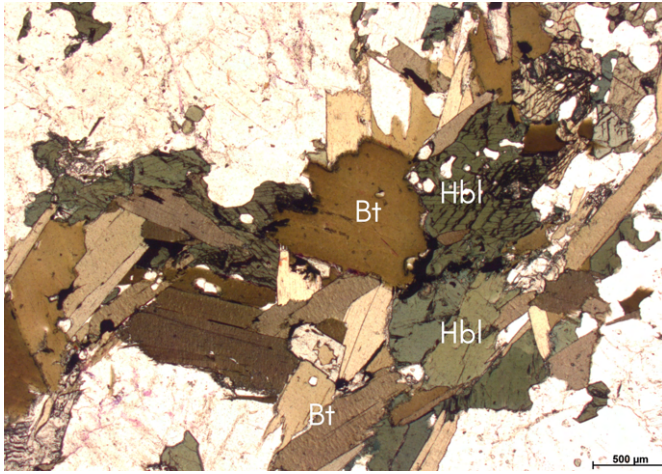
Fácies Metamórfica

Anfibolito, com retrometamorfismo em xisto verde

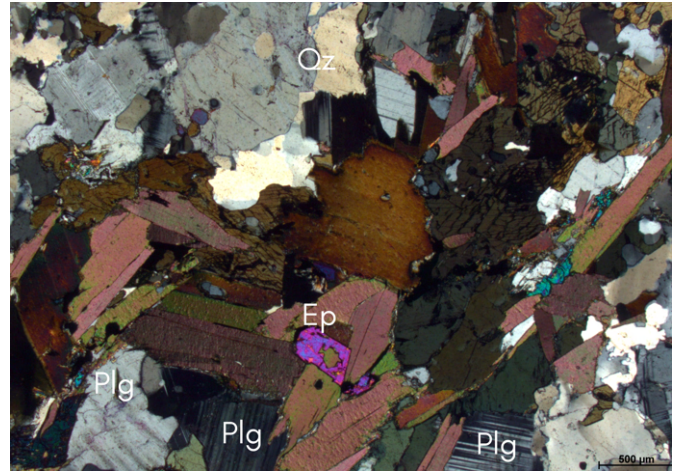
Protólito

Granitoide

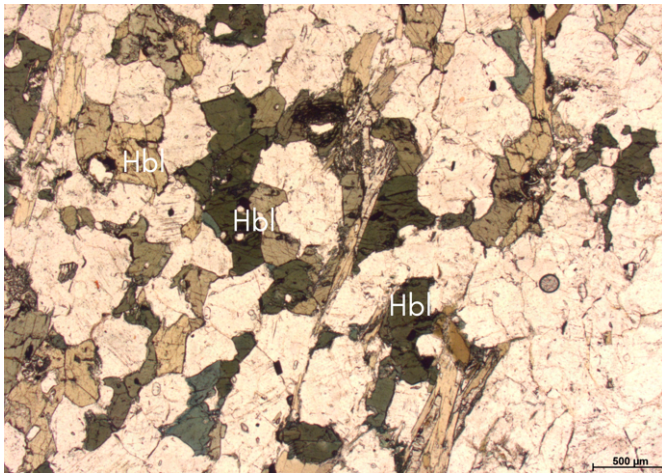
Fotomicrografia NP e NC



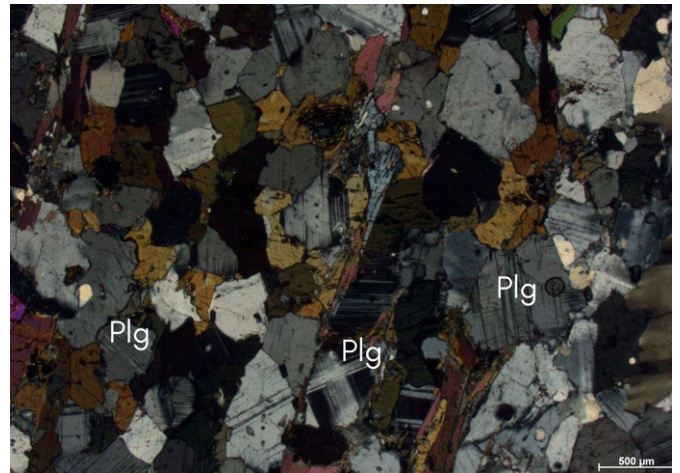
(a)



(b)



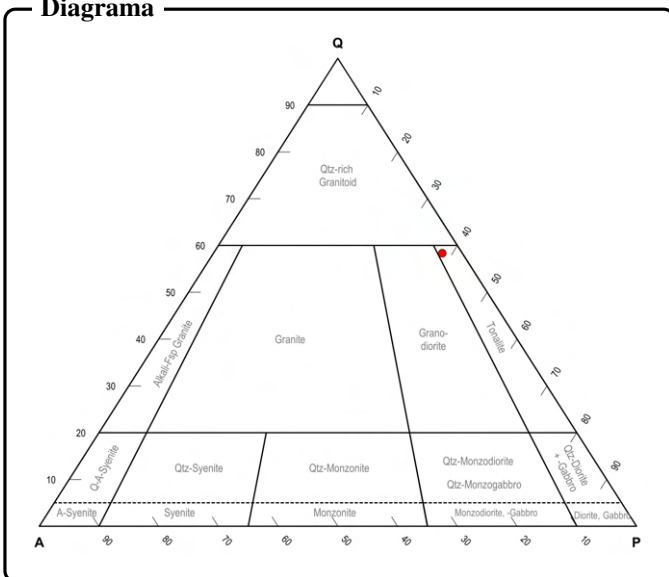
(c)



(d)

Fotomicrografias da amostra TF22-VI-16A: (a) Cristais milimétricos de biotita, associados com cristais de hornblenda verde (LT/NP/2,5x); (b) Presença de cristais de epidoto sobrecrecidos em cristais de hornblenda (LT/NC/2,5x); (c) e (d) Cristais de plagioclásio em contatos poligonais com cristais de hornblenda (c, LT/NP/2,5x e d, LT/NC/2,5x).

Diagrama



Classificação

Biotita-hornblenda gnaiss tonalítico

**Amostra**

TF22-VI-019

Localização - Coordenadas UTM

Mara Rosa/GO - 22S W 692209 S 8448816

Unidade Litológica

Associação Calcissilicática, Unidade Hidrotermal

Descrição Macroscópica

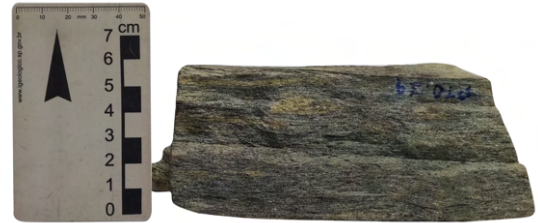
Rocha bandada com dois domínios, um verde claro e outro cinza, de espessuras variando entre 2 e 7 mm. Nos domínios verde claro observa-se um aspecto pulverulento de um mineral esverdeado muito fino, possivelmente do grupo do epidoto, onde também ressaltam cristais de anfibólio aciculares de até 1 mm de comprimento, possivelmente actinolita. Nos domínios cinza observa-se um arranjo granoblástico entre quartzo e feldspato, além de agregados de um mineral preto, possivelmente um óxido, e epidoto. Quando menos alterada, a rocha é mais coesa e tem um aspecto geral cinza esverdeado, com apenas algumas lentes e bandas esverdeadas. É possível observar uma textura nematoblástica entre os cristais de actinolita, ocorrendo isolados na matriz de quartzo e feldspato ou como aglomerados de até 4 mm.

Descrição Microscópica

A rocha apresenta uma trama finamente epidotizada, superpondo os contatos entre quartzo, anfibólio e plagioclásio, além de bandamentos com maior granulação de 0,2 a 0,5 mm de espessura. O domínio principal da rocha é uma matriz com cristais de epidoto, quartzo e plagioclásio de tamanhos médios de 0,2 mm. A epidotização também ocorre nos domínios com textura nematoblástica, nos contatos entre cristais de actinolita de até 4 mm de comprimento. Os bandamentos que ocorrem na rocha são marcados pela presença de diferentes minerais, sendo um tipo constituído por quartzo com extinção ondulante e outro formado por quartzo e minerais do grupo do epidoto com tamanhos de 0,3 a 0,6 mm, como epidoto com textura simplectítica e cristais grandes de clinozoisita incluindo epidoto. Outro aspecto marcante da rocha são domínios de oxidação que formam agregados de rutilo, paralelos aos veios. Observação: muitos cristais de plagioclásio se encontram alterados e apenas em alguns foi possível medir o teor de An, sendo cerca de 30, entre oligoclásio e andesina.

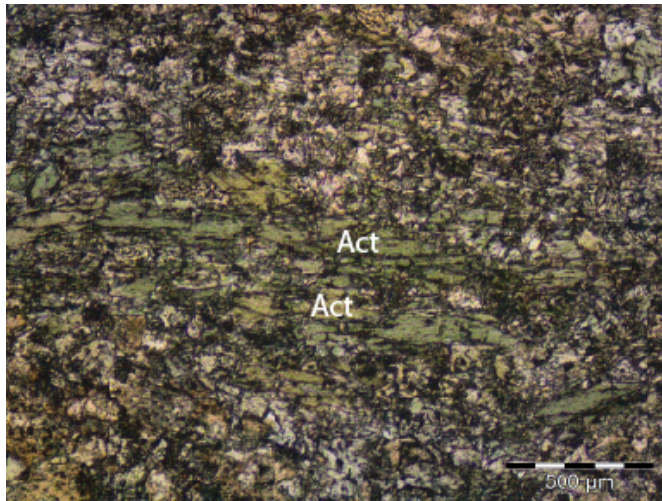
Composição Modal

Epidoto	40%	Clinozoisita	15%
Actinolita	24%	Plagioclásio	<1%
Quartzo	20%	Rutilo	<1%

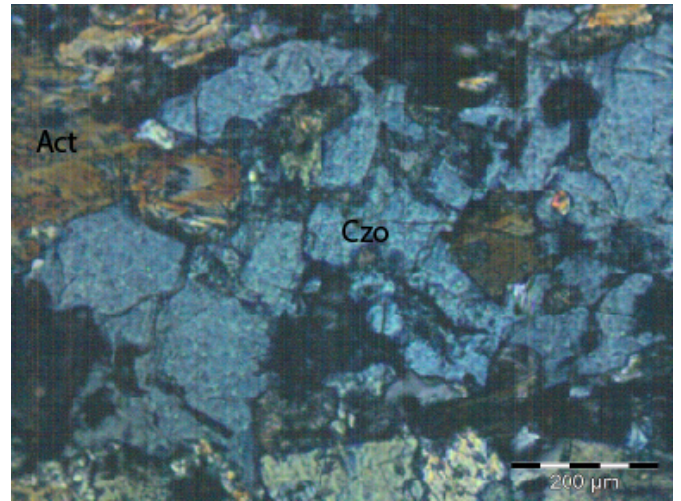
Fotomicrografia**Seção para Micrografia****Discussão e Interpretação**

Os minerais presentes na rocha indicam uma composição calcissilicática. A abundante presença de minerais do grupo do epidoto superpondo os contatos dos minerais da matriz e concentrados de epidoto em bandamentos permite inferir pelo menos dois tipos de epidotização. Devido a presença de plagioclásio e anfibólio, é possível que essa rocha tenha atingido as fácies anfibolito e um evento de retrometamorfismo para fácies xisto verde, gerando uma das gerações de epidoto. Devido às relações de contato da unidade observadas em campo, há a possibilidade de a rocha fazer parte de um halo de alteração hidrotermal de um depósito tipo pórfiro, mais especificamente do halo propilítico.

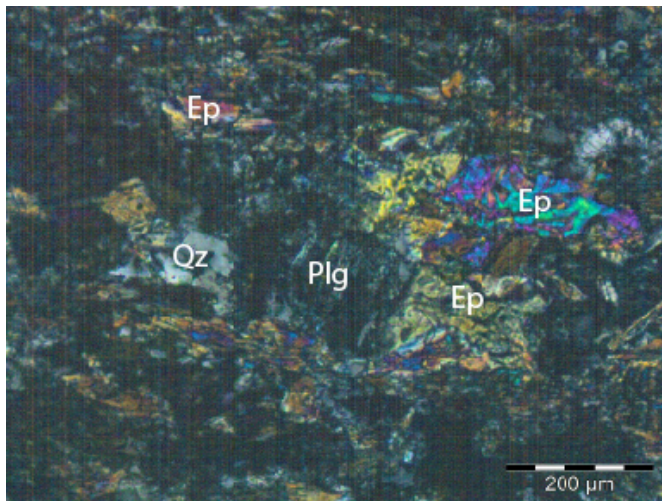
Fotomicrografia NP e NC



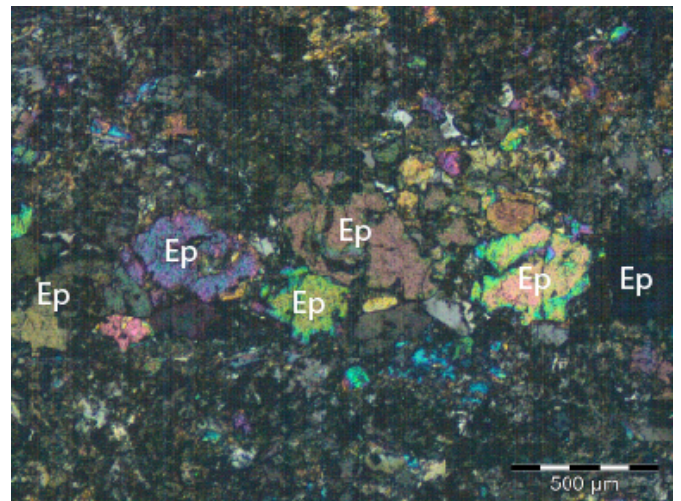
(a)



(b)



(c)



(d)

Fotomicrografias da amostra TF22-VI-019: (a) Cristais de actinolita orientados seguindo a foliação da rocha (LT/NP/2,5x); (b) Clinozoisita apresentando cor de interferência típica "azul da prússia"(LT/NC/10x); (c) Matriz de quartzo e plagioclásio sendo epidotizada (LT/NC/10x); e (d) Veios de epidoto (LT/NC/2,5x).

Classificação

Calcissilicática fina bandada com rutilo

**Amostra**

TF22-VI-058

Localização - Coordenadas UTM

Mara Rosa/GO - 22S W 694792 S 8448965

Unidade Litológica

Associação Calcissilicática, Unidade Hidrotermal

Descrição Macroscópica

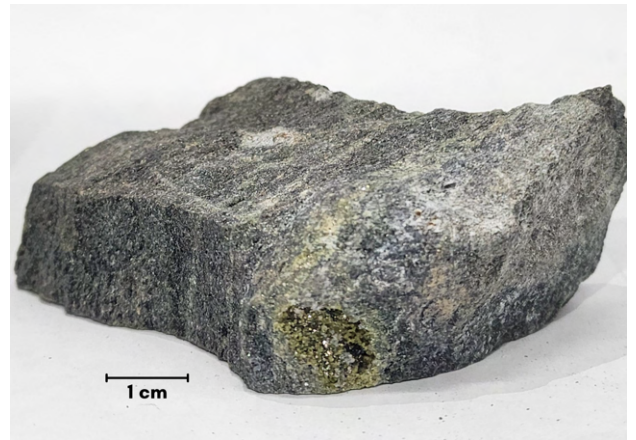
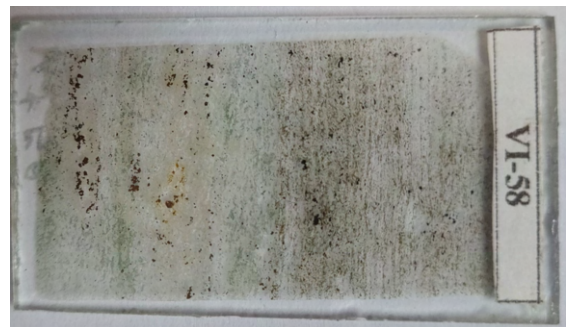
Rocha de coloração acinzentada, com granulação fina. Apresenta uma mineralogia composta principalmente por cristais finos de quartzo e epidoto, em textura granoblástica. Cristais de biotita encontram-se orientados seguindo a foliação geral da rocha. A rocha apresenta uma grande quantidade de opacos, como magnetita, e níveis sulfetados, com pirita e calcopirita.

Descrição Microscópica

A amostra apresenta predominantemente textura granoblástica, composta por cristais de quartzo, epidoto e, subordinadamente, plagioclásio. Em meio ao domínio granoblástico, é possível ver cristais milimétricos, com tamanhos em torno de 2 mm, de clorita e biotita, orientados marcando uma foliação, frequentemente com contato serrilhado. Os cristais de quartzo são anédricos, submilimétricos (~0,4 mm), com extinção ondulante e contatos suturados. Os cristais de plagioclásio são submilimétricos (0,2 - 0,4 mm), anédricos a subédricos, com planos de geminação irregulares, frequentemente apresentam geminação com “flame-shape twinning”, dificultando a obtenção do teor de anortita. Cristais milimétricos, subédricos a anédricos, de epidoto podem ocorrer intersticialmente em meio aos cristais de quartzo e plagioclásio, ou podem apresentar-se em textura de sobrecrecimento em cristais de plagioclásio. À luz refletida, são encontrados cristais anédricos submilimétricos de magnetita e cristais euédricos a subédricos de calcopirita e pirita.

Composição Modal

Epidoto	35%	Plagioclásio	5%
Quartzo	30%	Magnetita	5%
Biotita	15%	Pirita	<1%
Clorita	10%	Calcopirita	<1%

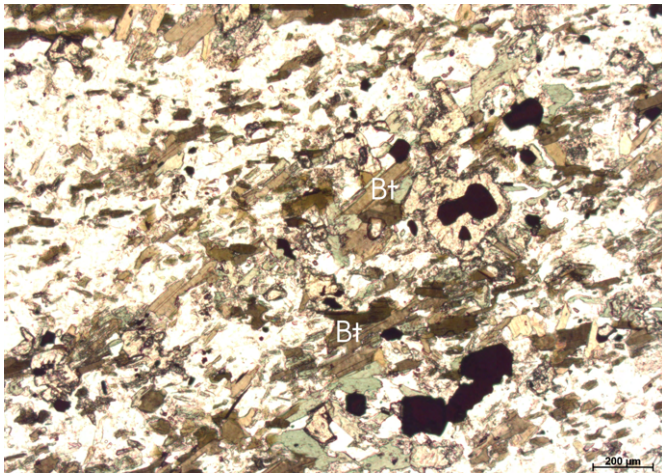
Fotomicrografia**Seção para Micrografia****Discussão e Interpretação**

A rocha apresenta uma associação mineral de natureza hidrotermal, observada pelos grãos recristalizados de quartzo e plagioclásio, alto conteúdo de epidoto, frequentemente com texturas de intercrescimento, e presença de níveis sulfetados.

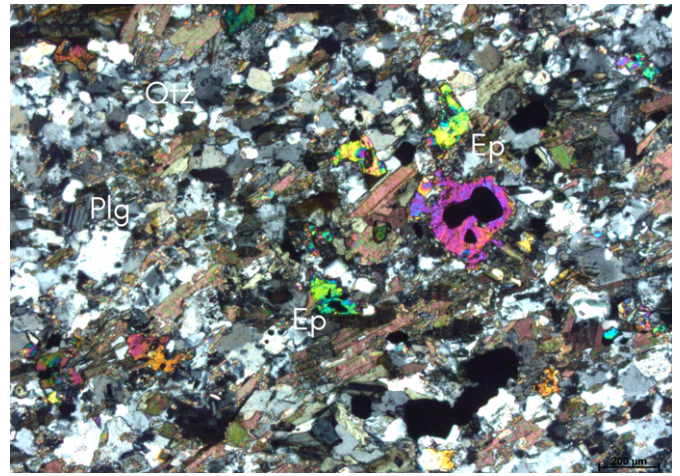
Classificação

Biotita-clorita calcissilicática fina

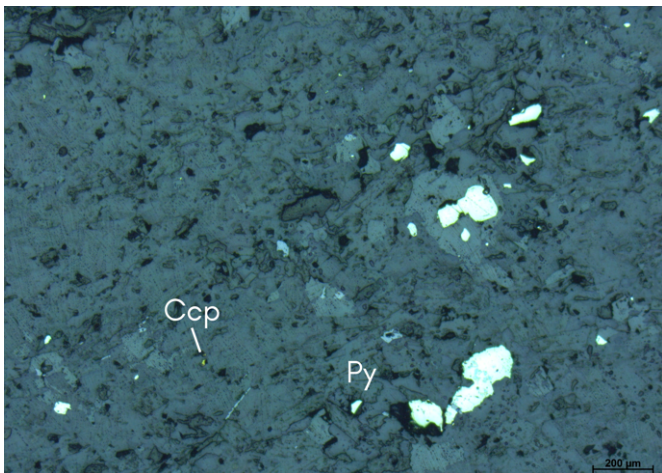
Fotomicrografia NP e NC



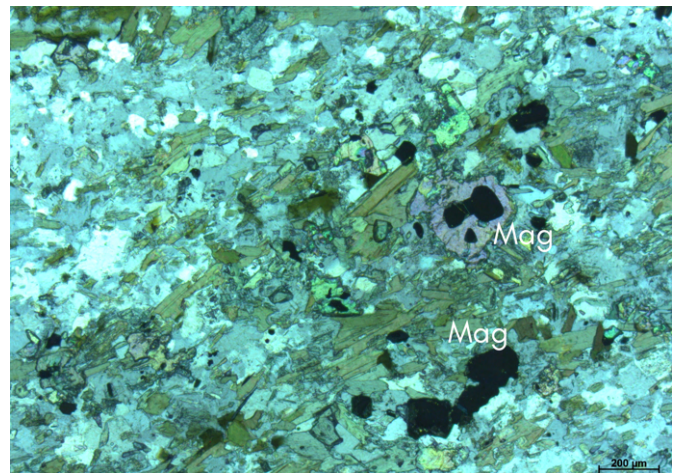
(a)



(b)



(c)



(d)

Fotomicrografias da amostra TF22-VI-058: (a) Cristais milimétricos de biotita orientados (LT/NP/5x); (b) Cristais intersticiais, anédricos a subédricos, de epidoto, em meio a domínio quartzoso, com cristais subordinados de plagioclásio (LT/NC/5x); (c) e (d) À luz refletida, cristais submilimétricos de pirita e calcopirita, e cristais de magnetita, por vezes inclusos em cristais de epidoto (c, LR/NP/5x e d, LR/NC/5x).

**Amostra**

TF22-VI-045

Localização - Coordenadas UTM

Mara Rosa/GO - 22S W 692529 S 8450086

Unidade Litológica

Associação Calcissilicática, Unidade Hidrotermal

Descrição Macroscópica

Rocha de granulação grossa, de coloração escura, majoritariamente composta por cristais centimétricos e bem formados de hornblenda, em textura nematoblástica, localmente diablastica. A rocha apresenta, ainda, veios centimétricos constituídos por cristais milimétricos de quartzo e epidoto.

Descrição Microscópica

Amostra composta majoritariamente por cristais subédricos, milimétricos a centimétricos (5 mm - 1 cm), de hornblenda verde, orientados formando uma textura nematoblástica e, localmente, podem apresentar uma textura diablastica, com tramas poligonais entre os cristais individuais de hornblenda. Quando em contato com outros minerais, a hornblenda pode apresentar contato interlobado. Em meio ao domínio nematoblástico, também podem ocorrer intersticialmente, cristais lamelares e milimétricos de clorita e muscovita, e cristais anédricos a subédricos de epidoto, frequentemente apresentando texturas de intercrescimento nos cristais de hornblenda. Apresenta, ainda, um domínio granoblástico, associado a veios centimétricos, definido por cristais de epidoto, quartzo e plagioclásio (andesina). Os cristais de quartzo são anédricos a subédricos, submilimétricos (<2 mm), apresentando contatos poligonais a interlobados. Como acessórios, são visualizados cristais submilimétricos de zircão e titanita (0,1 - 0,2 mm). À luz refletida, encontram-se cristais submilimétricos, subédricos a anédricos, de magnetita, pirita e calcopirita.

Composição Modal

Hornblenda verde	50%	Muscovita	2%
Epidoto	20%	Magnetita	<1%
Quartzo	18%	Calcopirita	<1%
Plagioclásio	5%	Titanita	<1%
Clorita	5%	Zircão	<1%

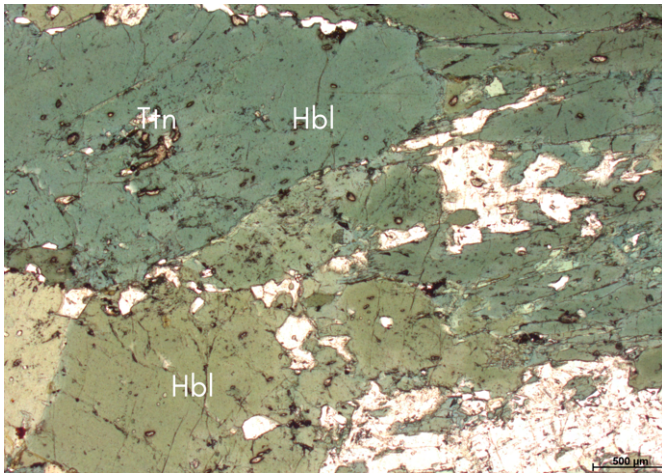
Fotomacrografia**Seção para Micrografia****Discussão e Interpretação**

A presença de hornblenda e plagioclásio sugerem que a rocha atingiu fácies anfibolito, porém minerais neoformados, como epidoto, muscovita e clorita, com texturas de intercrescimento em cristais de hornblenda, indicam um retrometamorfismo em fácies xisto verde.

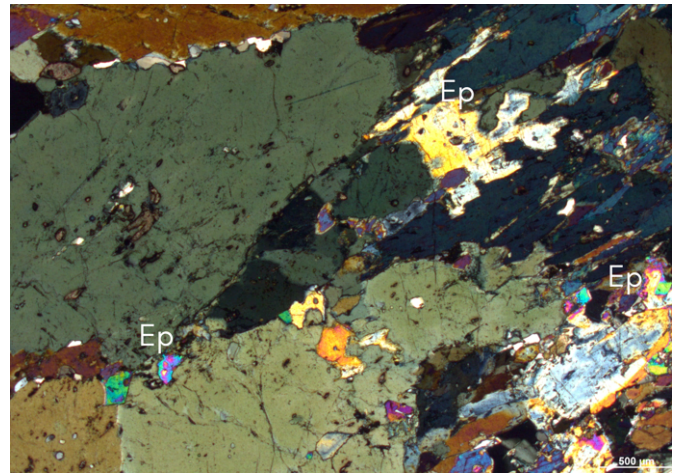
Classificação

Hornblenda calcissilicática grossa

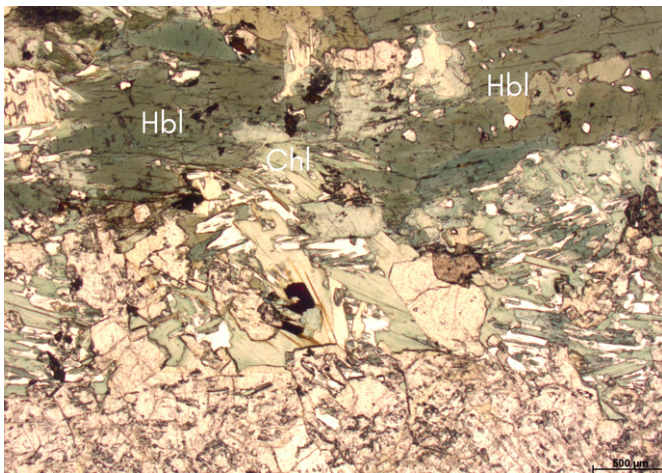
Fotomicrografia NP e NC



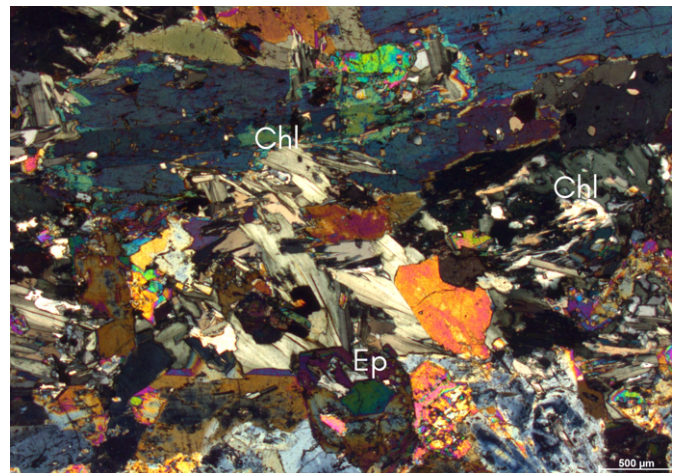
(a)



(b)



(c)



(d)

Fotomicrografias da amostra TF22-VI-045: (a) Cristais milimétricos a centimétricos de hornblenda verde, com inclusão de cristais de titanita (LT/NP/2,5x); (b) Presença de cristais anédricos de epidoto intersticiais (LT/NC/2,5x); (c) Cristais de clorita em contato com os cristais de hornblenda (LT/NP/2,5x); (d) Intercrescimento de cristais de epidoto com a hornblenda (LT/NC/2,5x).

**Amostra**

TF22-VI-083

Localização - Coordenadas UTM

Mara Rosa/GO - 22S W 691653 S 8448969

Unidade Litológica

Associação Aluminosa, Unidade Hidrotermal

Descrição Macroscópica

Rocha cinza claro que apresenta xistosidade marcada pela orientação de muscovitas e filmes submilimétricos de óxidos de cor marrom avermelhada. Em termos de mineralogia, é possível separar a rocha em dois domínios de diferentes tonalidades, sendo elas cinza e branco. No domínio cinza, é possível observar uma matriz quartzosa rica em muscovita que ressalta uma textura lepidoblástica observada principalmente nos planos de oxidação. Já nos domínios brancos, é possível observar uma matriz quartzosa de algum mineral muito fino, que forma contatos anastomosados com o domínio cinza.

Descrição Microscópica

A rocha apresenta intercalações entre domínios de muscovita, quartzo e sericita, com textura lepidoblástica marcante. Ao longo das lamelas de muscovita é possível observar um processo de oxidação que também forma agregados de tamanhos variados entre 0,05 e 0,3 mm. Essa alteração é caracterizada pela presença de hematita na cor branca, por vezes intercaladas por ilmenita de cor marrom acinzentada e grãos de rutilo. Entre os domínios de muscovita e sericita ocorrem cristais subédricos a euédricos de cianita de 0,4 a 0,8 mm, por vezes formando agregados. Observações: rutilo pode ocorrer preenchendo as cavidades. Quartzo apresenta extinção ondulante.

Composição Modal

Mineralogia Original			
Quartzo	15%	Hematita	1%
Muscovita	17%	Rutilo	1%
Cianita	10%	Ilmenita	<1%
Magnetita	1%		
Minerais Neoformados			
Sericita	35%		

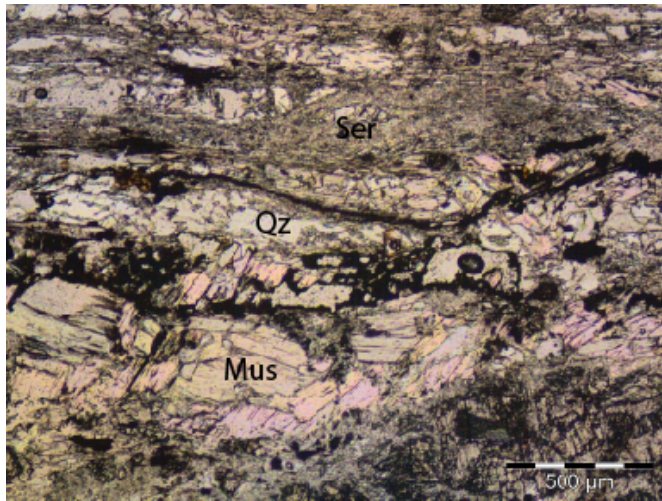
Fotomicrografia**Seção para Micrografia****Discussão e Interpretação**

De acordo com a relação de contato observada entre as unidades em campo, essa rocha representa um halo de alteração hidrotermal. A intensa sericitização dessa rocha permite associar esse halo de alteração hidrotermal ao halo fílico de um depósito tipo pórfiro. A presença da cianita e muscovita, bem como do processo de sericitização, indicam uma composição rica em Al. Já a presença de rutilo e ilmenita indicam a presença de Ti no sistema.

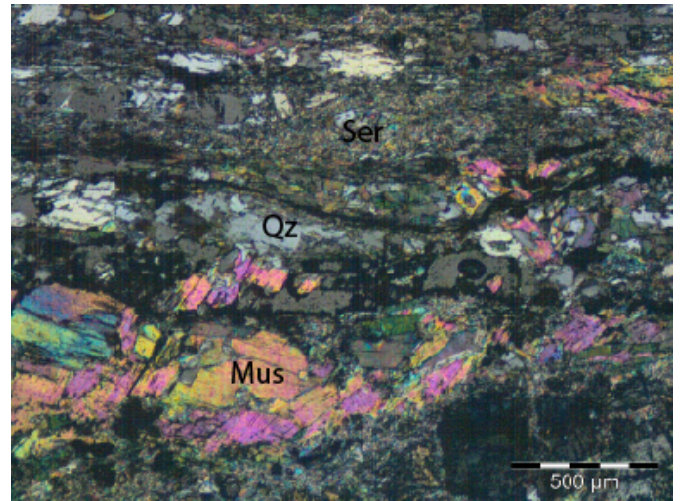
Classificação

Cianita-muscovita-quartzo xisto com hematita, ilmenita e rutilo

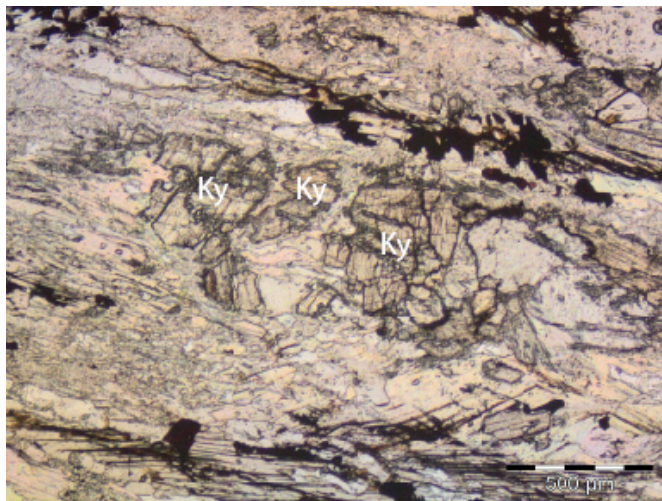
Fotomicrografia NP e NC



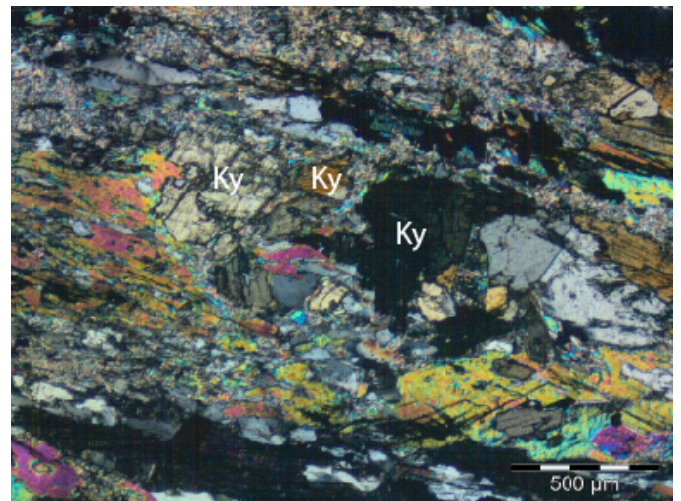
(a)



(b)



(c)



(d)

Fotomicrografias da amostra TF22-VI-083: (a) Intercalações entre domínios com diferentes predomínios de quartzo, muscovita e sericita (LT/NP/2,5x); (b) Aspecto disseminado da sericitização e localizado ao longo da foliação da oxidação (LT/NC/2,5x); (c) e (d) Cristais de cianita subédricos a anédricos com aspecto fragmentado (c, LT/NP/2,5x e d, LT/NC/2,5x).

**Amostra**

TF22-VI-097

Localização - Coordenadas UTM

Mara Rosa/GO - 22S W 690765 S 8447145

Unidade Litológica

Associação Aluminosa, Unidade Hidrotermal

Descrição Macroscópica

Rocha de coloração cinza esverdeada com tons castanhos e avermelhados. A xistosidade presente na rocha é definida pelos minerais micáceos e onde há concentrações de óxidos. A mica esbranquiçada possivelmente se trata de muscovita, enquanto o mineral esverdeado de hábito lamelar pode ser clorita. Na rocha são observados porfiroblastos de granada de cor vermelho escuro subédricos a euédricos de tamanhos variados entre 2 e 8 mm, sendo que alguns são cortados pela foliação e outros não. Além disso, dispersos pela matriz se encontra um mineral de cor cinza escuro de tamanhos submilimétricos a até 5 mm, formando losangos estirados nas seções longitudinais e pseudo-hexágonos nas seções basais. Por fim, a rocha apresenta porções com intensa oxidação, preenchendo também vugs de formas alongadas paralelas à foliação.

Descrição Microscópica

Consiste majoritariamente de um domínio com muscovita e clorita em textura lepidoblástica, além de domínios com porfiroblastos de granada de tamanhos variados entre 5 e 0,5 mm. Os espaços entre as lamelas de clorita são ocupados por óxidos. Próximo aos domínios com granada, ocorrem porfiroclastos de estauroлита de 0,5 a 1 mm, sendo que as suas bordas e fraturas estão completamente preenchidas por mica branca muito fina (sericitização). Além disso, epidoto ocorre disseminado pela rocha, apresentando tamanhos médios de 0,5 mm e hábitos euédricos a subédricos, além de eventualmente apresentarem zonação com allanita. A rocha apresenta localmente cianita com tamanhos médios de 0,5 mm. Por fim, o mineral opaco predominante da rocha é anédrico e possui cor cinza claro, sendo provavelmente hematita. Por fim, podem ocorrer pseudomorfos de pirita substituídos por hematita.

Composição Modal

Muscovita	35%	Epidoto	3%
Clorita	30%	Magnetita	3%
Granada	10%	Quartzo	3%
Estauroлита	8%	Cianita	<1%
Sericita	7%	Rutilo	<1%

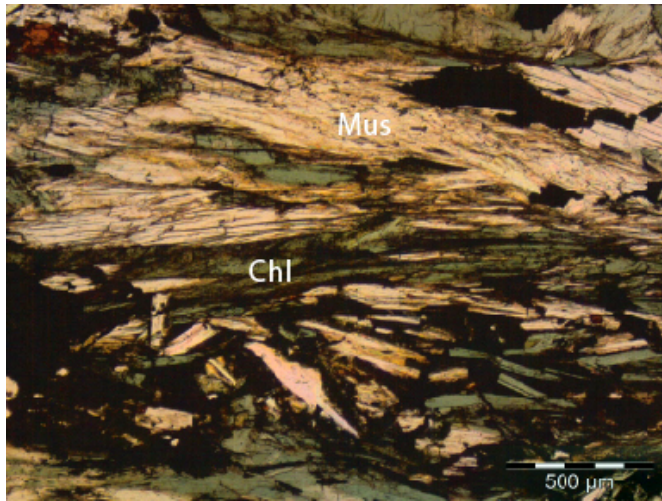
Fotomicrografia**Seção para Micrografia****Discussão e Interpretação**

As relações de contato entre os minerais e as cavidades podem indicar que a rocha sofreu uma série de alterações ao longo de sua evolução. A rocha pode ter apresentado sulfetos, devido a presença de pseudomorfos cúbicos de pirita, e posteriormente passado por um processo de oxidação com a formação de hematita e rutilo. Além disso, a rocha também sofreu um processo de epidotização. Em se tratando de fácies metamórficas, a rocha apresentou uma paragênese com estauroлита indicativa de fácies anfíbolito, tendo sofrido retrometamorfismo para fácies xisto verde por evidência da cloritização e sericitização que, por sua vez, ocorreu de forma a desestabilizar a paragênese original da rocha.

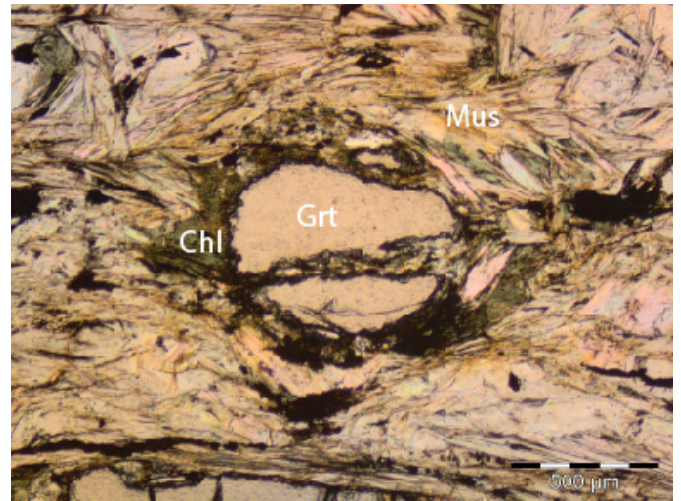
Classificação

Cianita-epidoto-granada-clorita-muscovita xisto com hematita e rutilo

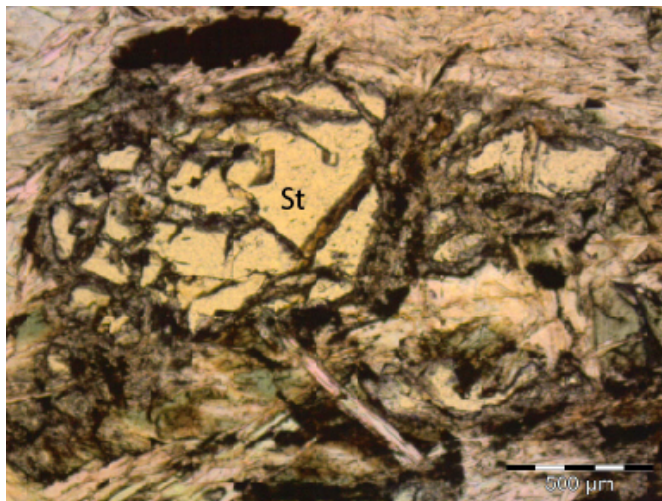
Fotomicrografia NP e NC



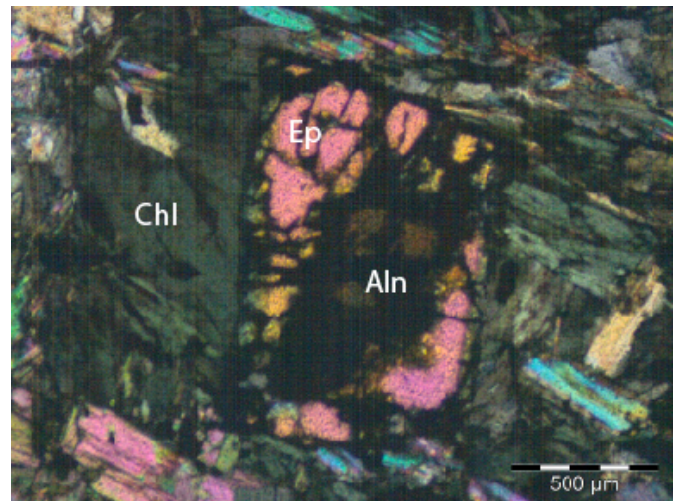
(a)



(b)



(c)



(d)

Fotomicrografias da amostra TF22-VI-097: (a) Textura lepidoblástica marcada pelo arranjo entre cristais lamelares de muscovita e clorita (LT/NP/2,5x); (b) Porfiroblasto de granada sendo cortado pela foliação (LT/NP/2,5x); (c) Porfiroclasto de estaurolita com hábito losangular, sendo alterada nas bordas e fraturas (LT/NP/2,5x); (d) Cristal de epidoto zonado (LT/NC/2,5x).

**Amostra**

TF22-VI-123

Localização - Coordenadas UTM

Mara Rosa/GO - 22S W 689422 S 8446469

Unidade Litológica

Associação Aluminosa, Unidade Hidrotermal

Descrição Macroscópica

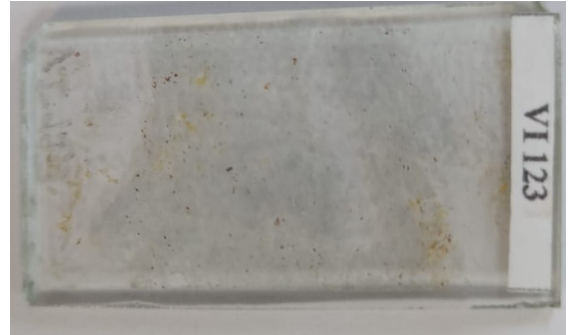
Rocha levemente foliada, de granulação média a grossa, com coloração branca, marcada pelas segregações centimétricas quartzosas, intercaladas com porções azuladas, definida pelos cristais de cianita.

Descrição Microscópica

Os cristais de quartzo podem apresentar-se com tamanhos milimétricos, entre 1 a 3 mm, e centimétricos, com aproximadamente 1 cm. Estão dispostos em textura granoblástica, em formatos anedrais, com contatos interlobados e extinção ondulante, por vezes ocorrem estirados. Entre os domínios granoblásticos quartzosos, ocorrem cristais subédricos e milimétricos (~2 mm) de cianita, orientados paralelamente à foliação. Concordantes à foliação também ocorrem, subordinadamente, lamelas de muscovita e clorita. À luz refletida, cristais anédricos, com tamanhos de aproximadamente 0,2 mm, de rutilo encontram-se disseminados ao longo da lâmina, podendo ocorrer inclusos nos cristais de cianita e quartzo ou preenchendo contatos entre esses cristais.

Composição Modal

Cianita	40%	Rutilo	2%
Quartzo	50%	Magnetita	<1%
Clorita	4%	Zircão	<1%
Muscovita	4%		

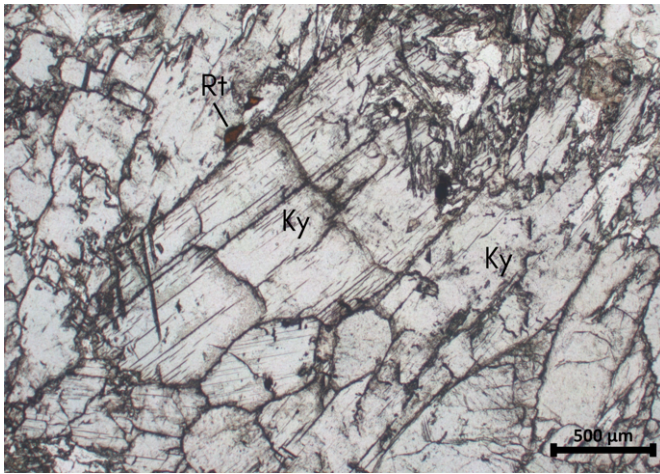
Fotomicrografia**Seção para Micrografia****Discussão e Interpretação**

A rocha apresenta uma associação mineral possivelmente de natureza hidrotermal, com cianita, quartzo, clorita e muscovita, podendo associar-se a uma alteração argílica avançada.

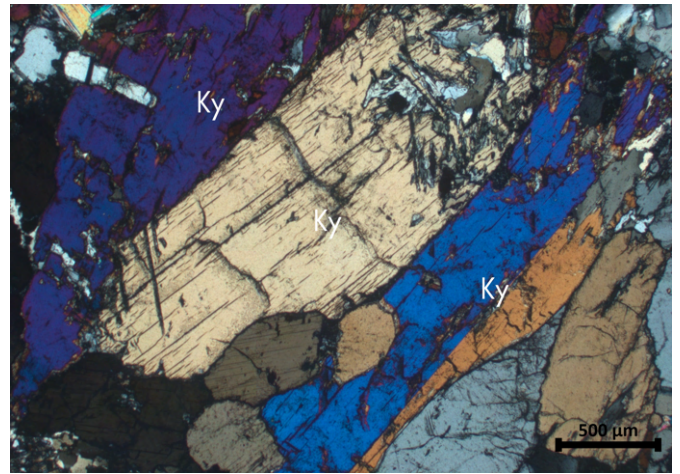
Classificação

Cianita quartzito

Fotomicrografia NP e NC



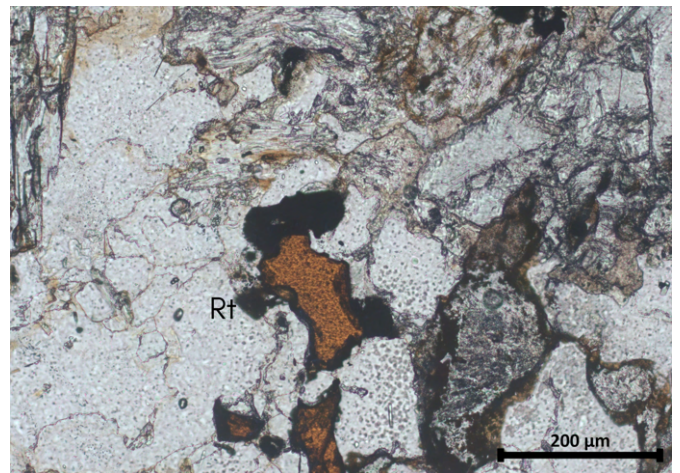
(a)



(b)



(c)



(d)

Fotomicrografias da amostra TF22-VI-123: (a e b) Cristais subédricos orientados de cianita (a, LT/NP/2,5x e b, LT/NC/2,5x); (c) Cristal centimétrico de quartzo com extinção ondulante em domínio granoblástico (LT/NC/2,5x); (d) Cristais disseminados de rutilo em cristais de cianita (LT/NP/10x).

**Amostra**

TF22-VI-026B

Localização - Coordenadas UTM

Mara Rosa/GO - 22S W 691454 S 8448808

Unidade Litológica

Associação Aluminosa, Unidade Hidrotermal

Descrição Macroscópica

Rocha de granulação fina a média, com uma coloração esbranquiçada, levemente rosada, em decorrência de oxidação. Apresenta estrutura foliada, com uma xistosidade marcada pela orientação de cristais milimétricos de muscovita. É composta majoritariamente por cristais milimétricos de quartzo, definindo uma textura granoblástica. Os opacos seguem a foliação principal da rocha e se tratam, principalmente, de magnetita, gerando um leve magnetismo na rocha.

Descrição Microscópica

Rocha composta majoritariamente por grãos anédricos de quartzo, com textura granoblástica, em tamanhos submilimétricos a milimétricos, podendo chegar a 2 mm. Os cristais de quartzo encontram-se principalmente em contatos poligonais e, quando maiores, frequentemente estão estirados, seguindo a foliação geral da rocha. Os cristais de muscovita são milimétricos (~2 mm), bem formados. Subordinadamente, podem ocorrer cristais de plagioclásio sericitizados, dificultando sua identificação, e cristais lamelares de clorita, como acessório. À luz refletida, são encontrados cristais subédricos e submilimétricos (0,1 mm) de calcopirita e cristais subédricos e milimétricos (~1 mm) de magnetita e hematita. Além disso, é possível observar uma oxidação constante, possivelmente goethita, associado as fraturas.

Composição Modal

Quartzo	75%	Hematita	<1%
Muscovita	15%	Clorita	<1%
Plagioclásio	5%	Calcopirita	<1%
Magnetita	5%	Goethita	<1%

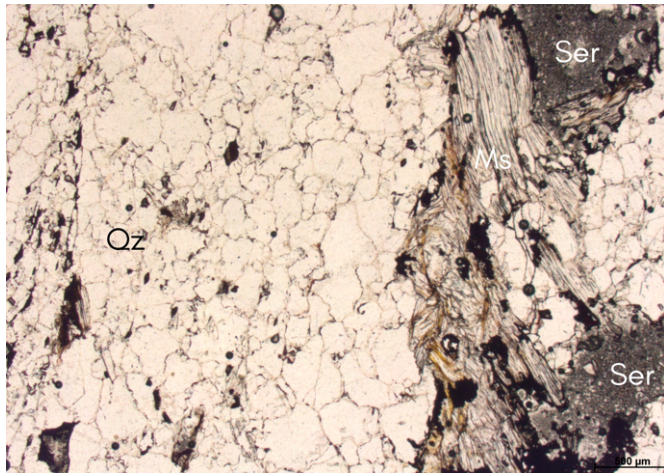
Fotomacrografia**Seção para Micrografia****Discussão e Interpretação**

A associação entre quartzo, muscovita, clorita e sericita, bem como magnetita e calcopirita disseminada, sugere uma natureza hidrotermal para a rocha, associada a uma alteração sericítica hidrotermal.

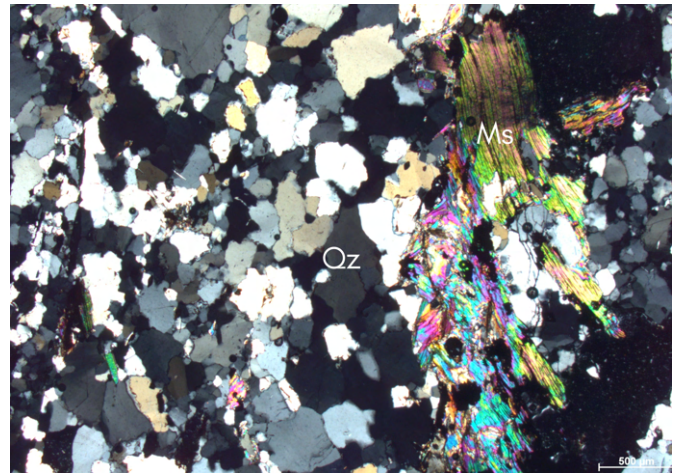
Classificação

Clorita-muscovita-quartzo-xisto

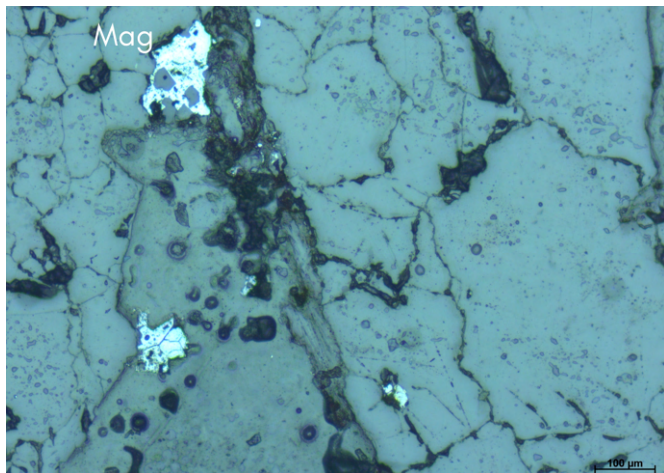
Fotomicrografia NP e NC



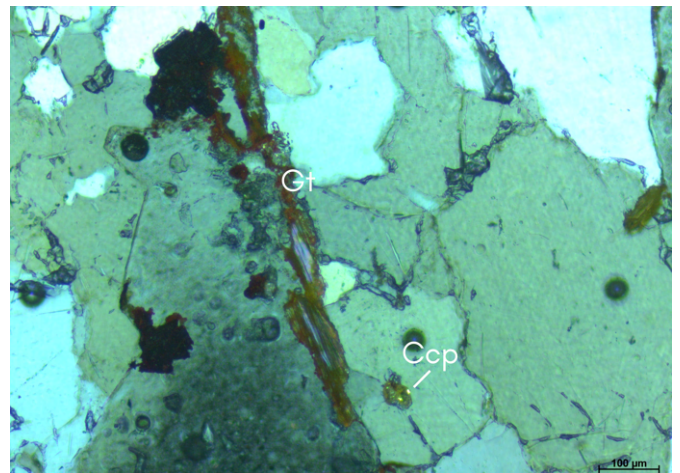
(a)



(b)



(c)



(d)

Fotomicrografias da amostra TF22-VI-026B: (a) e (b) Cristais de quartzo em domínio granoblástico, e cristais de muscovita intersticiais, com níveis sercíticos associados a alteração de plagioclásio (a, LT/NP/2,5x e b, LT/NC/2,5x); (c) e (d) À luz refletida, é possível ver o desenvolvimento de goethita em fraturas, com cristais de magnetita associados e cristais submilimétricos de calcopirita (c, LR/NP/10x e d, LR/NC/10x).

**Amostra**

TF22-VI-026A

Localização - Coordenadas UTM

Mara Rosa/GO - 22S W 691454 S 8448808

Unidade Litológica

Associação Aluminosa, Unidade Hidrotermal

Descrição Macroscópica

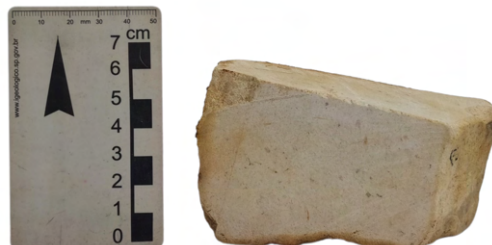
Rocha leucocrática, constituída predominantemente por uma matriz félsica fina e recristalizada, com cristais equigranulares de quartzo, feldspato e plagioclásio. Em meio a matriz, é possível visualizar cristais de até 2 mm, possivelmente de feldspato potássico.

Descrição Microscópica

Rocha predominantemente composta por uma matriz fina de cristais de quartzo, sanidina e plagioclásio e, subordinadamente, muscovita e epidoto. Em meio a essa matriz fina, são encontrados cristais maiores de até 3 mm de plagioclásio, quartzo e sanidina, caracterizando uma textura ígnea parcialmente preservada. Os cristais de quartzo são anédricos, com extinção ondulante, submilimétricos a milimétricos (0,6-2 mm), em contato suturado. Já os cristais de plagioclásio são submilimétricos a milimétricos (0,8-4 mm), subédricos a anédricos, frequentemente com encurvamento dos planos de geminação. Além disso, a rocha apresenta cristais submilimétricos (~0,2 mm) e subédricos de epidoto disseminados em meio a matriz. Por vezes, o epidoto encontra-se ao redor dos cristais de allanita, formando coroas de epidoto. Cristais de sanidina, com tamanhos de até 2mm, apresentam geminação simples típica e estão, eventualmente, saussoritizados. À luz refletida, podem ser encontrados cristais subédricos e submilimétricos de calcopirita. Os cristais de magnetita são anédricos e contêm inclusões de minerais transparentes, possivelmente da mesma assembleia silicática da rocha.

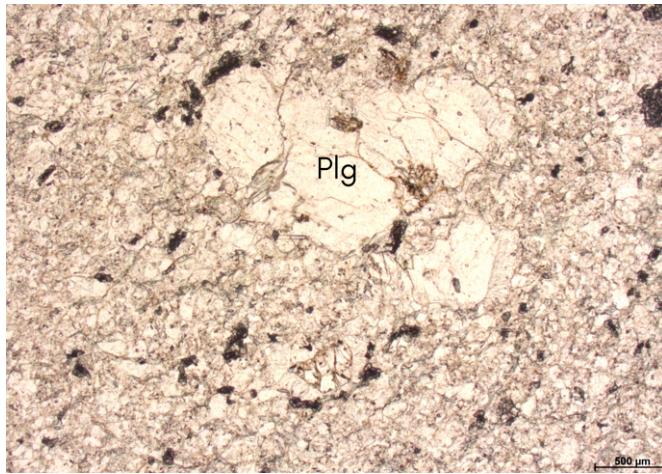
Composição Modal

Quartzo	50%	Epidoto/Allanita	5%
Sanidina	25%	Calcopirita	<1%
Plagioclásio	15%	Magnetita	<1%
Muscovita	5%		

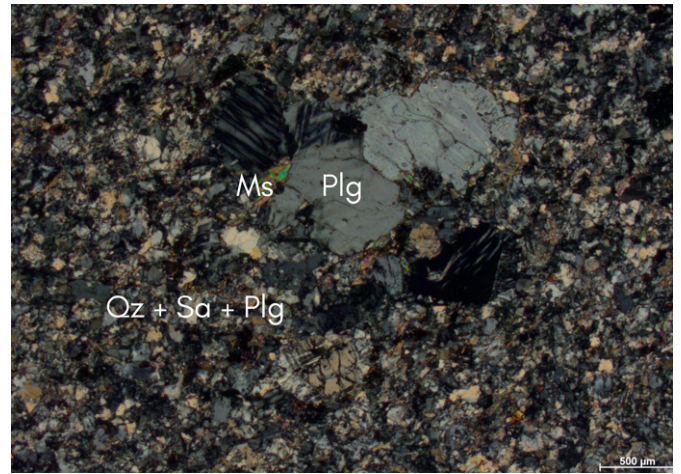
Fotomicrografia**Seção para Micrografia****Discussão e Interpretação**

A relação entre a matriz félsica e os fenocristais indica uma textura ígnea típica de rocha vulcânica. A presença de cristais de epidoto disseminados na matriz, bem como em coroas nos cristais de allanita, além da matriz recristalizada e fenocristais deformados, sugerem que a rocha possivelmente sofreu um processo metamórfico de baixo grau, caracterizando sua natureza metavulcânica félsica, porém com sua textura ígnea parcialmente preservada.

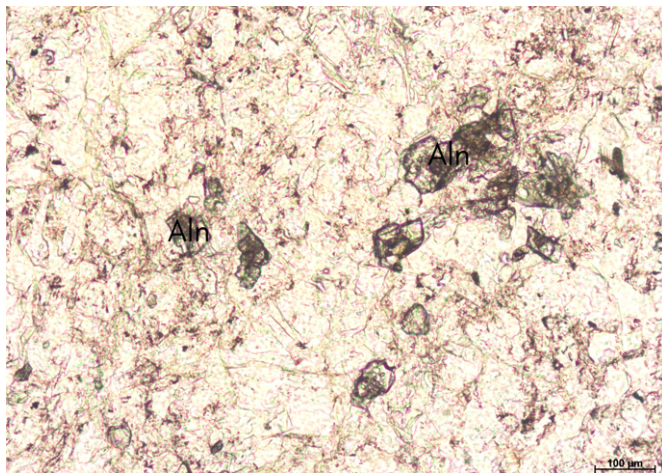
Fotomicrografia NP e NC



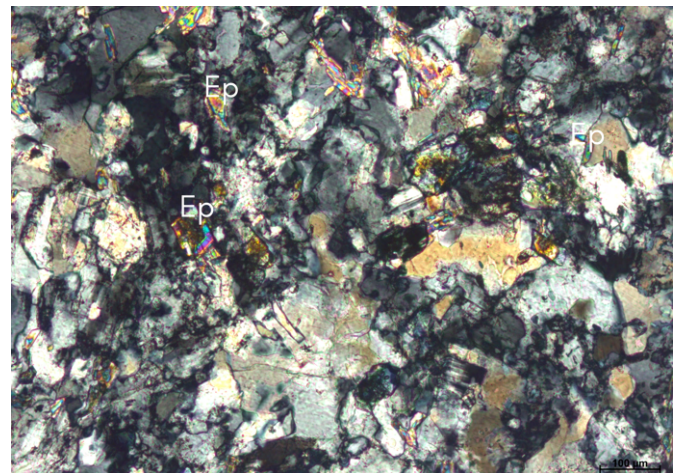
(a)



(b)



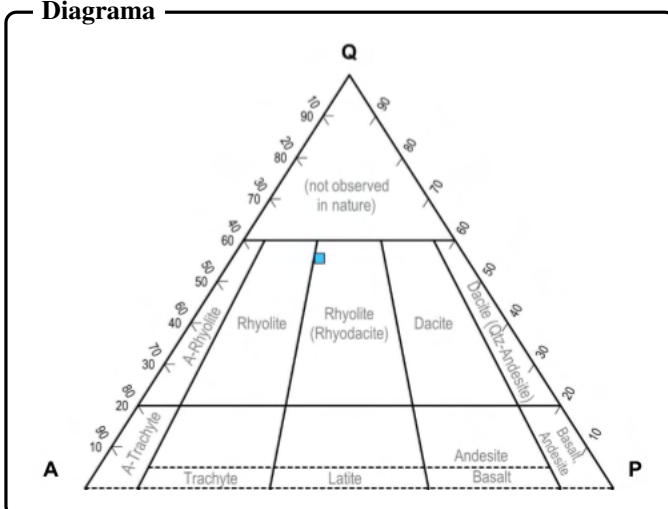
(c)



(d)

Fotomicrografias da amostra TF22-VI-026A: (a) e (b) Fenocristais de plagioclásio, com planos de geminação encurvados, em meio a matriz felsítica (a, LT/NP/2,5x e b, LT/NC/2,5x); (c) e (d) Cristais de allanita, com coroas de epidoto (c, LT/NP/10x e d, LT/NC/10x).

Diagrama



Protólito

Rocha vulcânica (Riolito)

Classificação

Metariolito

**Amostra**

TF22-VI-108

Localização - Coordenadas UTM

Mara Rosa/GO - 22S W 691561 S 8449041

Unidade Litológica

Associação Aluminosa, Unidade Hidrotermal

Descrição Macroscópica

Rocha de granulação fina, com coloração esverdeada, destacando porções em verde pálido, porém uma capa de alteração intempérica é presente ao longo de toda a amostra. Apresenta xistosidade marcada pela orientação de minerais micáceos, como a mica branca e clorita, formando uma textura lepidoblástica, com intercalações de níveis mais quartzosos.

Descrição Microscópica

Rocha constituída predominantemente por uma matriz sub-milimétrica sericitizada, com ocorrência de cristais lamelares milimétricos, de até 6 mm, de muscovita, e cristais com tamanhos de aproximadamente 2 mm de clorita, em uma textura lepidoblástica. Localmente, cristais milimétricos (~0,8 mm) de biotita ocorrem de forma esparsa no domínio lepidoblástico. Apresenta cristais anédricos e milimétricos (~1 mm) de quartzo na forma de aglomerados granoblásticos, com extinção ondulante e contato interlobado. Há, ainda, um domínio composto por cristais milimétricos de epidoto, visualizados em suas seções basais pseudo-hexagonais, com presença de cristais intersticiais de muscovita. À luz refletida, é possível identificar cristais milimétricos, subédricos a anédricos de hematita, frequentemente alterados para goethita. Também são visualizados cristais subédricos de calcopirita e magnetita.

Composição Modal

Quartzo	30%	Biotita	5%
Sericita	25%	Calcopirita	<1%
Muscovita	15%	Magnetita	<1%
Clorita	15%	Hematita	<1%
Epidoto	10%	Goethita	<1%

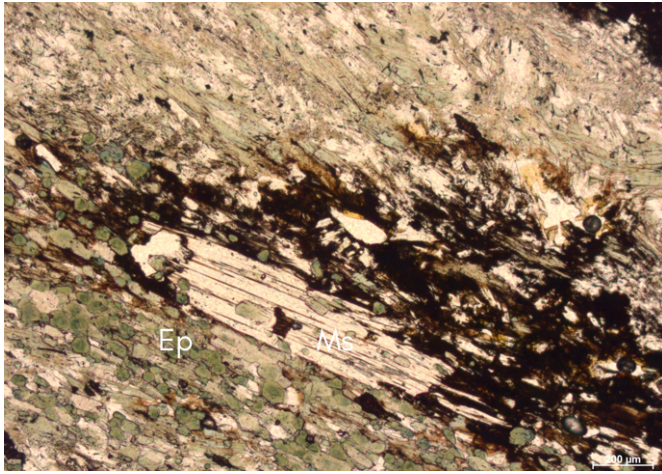
Fotomacrografia**Seção para Micrografia****Discussão e Interpretação**

A rocha apresenta uma associação mineral possivelmente de natureza hidrotermal, associada a um metamorfismo em fácies xisto verde, constituída por muscovita, biotita, clorita, quartzo e epidoto, acentuada pela intensa sericitização e presença de epidoto.

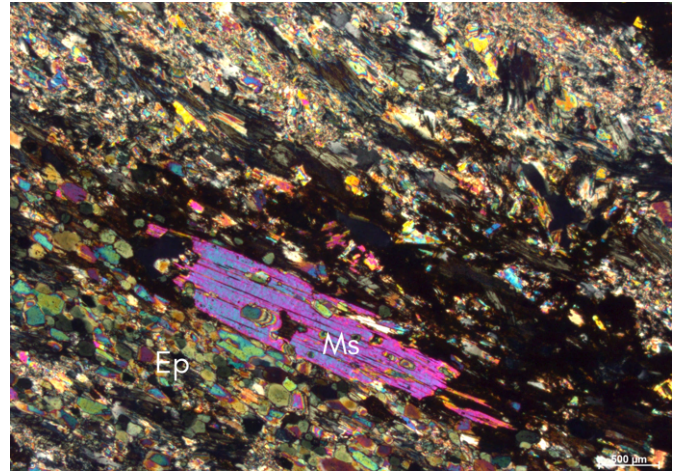
Classificação

Muscovita-clorita xisto

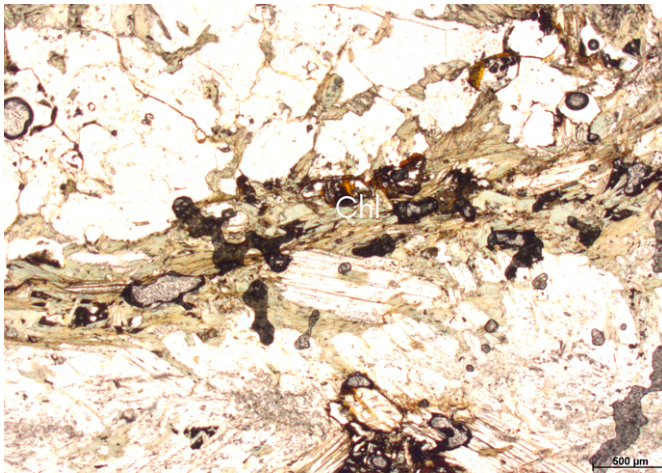
Fotomicrografia NP e NC



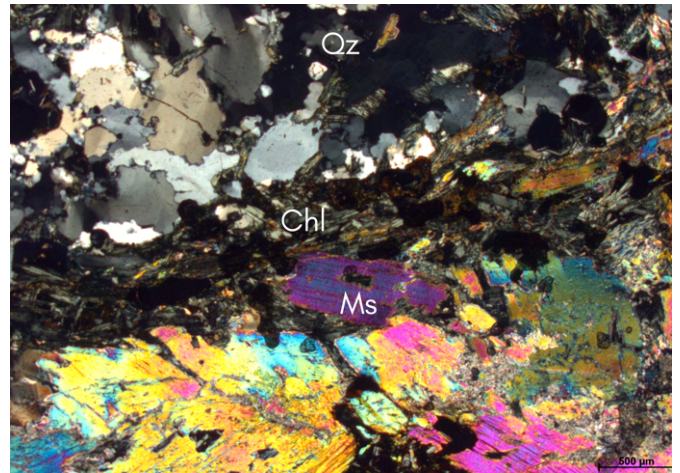
(a)



(b)



(c)



(d)

Fotomicrografias da amostra TF22-VI-108: (a) Cristal lamelar, milimétrico, de muscovita, em meio a matriz seritizada (LT/NP/5x); (b) Cristais de epidoto com hábito pseudo-hexagonal (LT/NC/5x); (c) e (d) Cristais de clorita em contato com domínio granoblástico, marcado pelos cristais de quartzo, e cristais de muscovita (c, LT/NP/2,5x e d, LT/NC/2,5x).

**Amostra**

TF22-VI-098

Localização - Coordenadas UTM

Mara Rosa/GO - 22S W 690239 S 8447227

Unidade Litológica

Associação Aluminosa, Unidade Hidrotermal

Descrição Macroscópica

Rocha de coloração acinzentada a esverdeada, com granulação fina, apresentando uma xistosidade, marcada pela orientação preferencial de minerais micáceos, possivelmente clorita e muscovita, em textura lepidoblástica. Há, ainda, em meio ao domínio micáceo, pseudomorfos, substituídos por uma mica fina branca, contornando a foliação principal.

Descrição Microscópica

Rocha predominantemente com textura lepidoblástica, marcada pela orientação da muscovita e clorita, com tamanhos de até 5 mm. Subordinadamente, possui domínio granoblástico de cristais milimétricos (<5 mm) e anédricos de quartzo, que encontram-se bastante estirados seguindo a foliação da rocha, com extinção ondulante e contatos variando de interlobados até suturados. Além disso, é comum encontrar cristais milimétricos a centimétricos (>5 mm, podendo chegar a 1 cm) de estaurolita, com uma alteração intensa por sericitização. À luz refletida, são visualizados cristais subédricos e submilimétricos de magnetita e pirita. É possível, ainda, verificar uma oxidação geral da rocha, com formação de goethita e na forma de acessórios, ocorrência de titanita e zircão.

Composição Modal

Mineralogia Original			
Quartzo	20%	Titanita	<1%
Muscovita	20%	Magnetita	<1%
Estaurolita	15%	Goethita	<1%
Clorita Primária	15%	Pirita	<1%
Zircão	<1%		
Minerais Neoformados			
Sericita	25%	Clorita Secundária	5%

Fotomacrografia**Seção para Micrografia****Discussão e Interpretação**

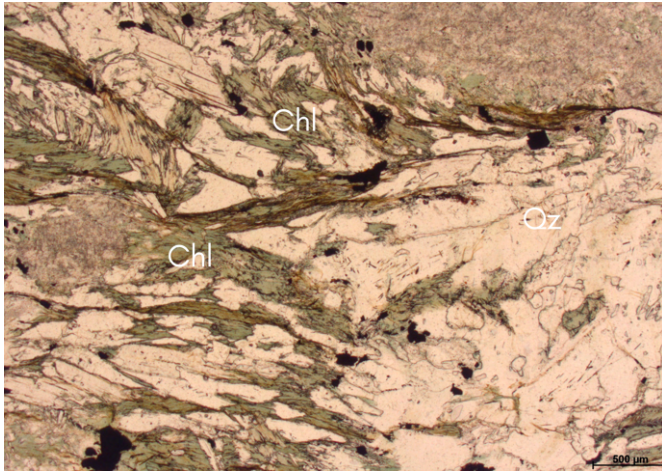
A rocha apresenta uma mineralogia principal formada por estaurolita, quartzo, muscovita e clorita. A paragênese estabelecida entre esses minerais pode ocorrer no campo de estabilidade de baixa temperatura e baixa pressão para rochas pelíticas, com pico metamórfico indicado pela estaurolita. Além disso, a alteração secundária promove a transformação da estaurolita em filossilicatos, incluindo sericita e clorita. Essas paragêneses minerais indicam a ocorrência de dois eventos metamórficos distintos. O primeiro de mais alto grau, atingindo fácies anfíbolito, e o segundo, em fácies xisto verde inferior, caracterizando um retrometamorfismo.

Paragêneses

Paragênese Primária: Quartzo + muscovita + estaurolita + clorita + zircão + titanita + magnetita + pirita.

Associação de Minerais Neoformados: Sericita + clorita secundária.

Fotomicrografia NP e NC



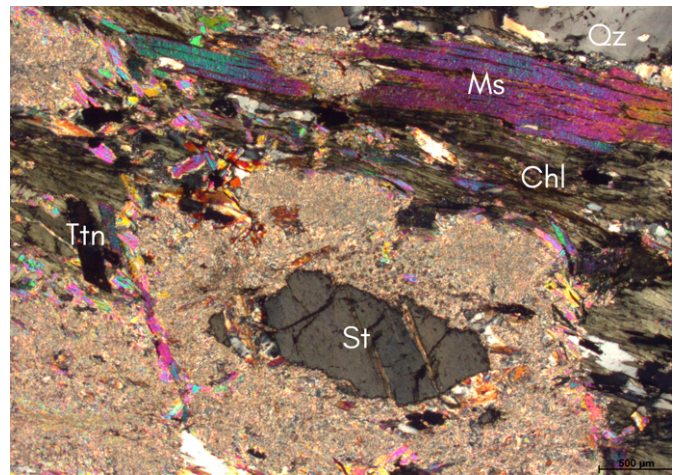
(a)



(b)



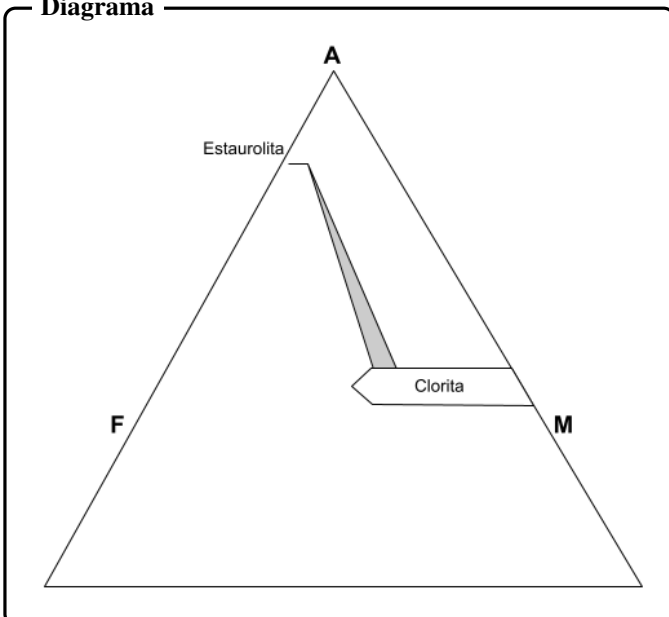
(c)



(d)

Fotomicrografias da amostra TF22-VI-098: (a) Cristais milimétricos orientados de clorita (LT/NP/2,5x); (b) Cristais de quartzo em contato com domínio lepidoblástico, marcado pela orientação da clorita e muscovita (LT/NC/2,5x); (c) e (d) Cristal de estaurolita intensamente sericitizado (c, LT/NP/2,5x e d, LT/NC/2,5x).

Diagrama



Classificação

Clorita-estaurolita-quartzo-muscovita xisto

Fácies Metamórfica

Anfibolito, com retrometamorfismo em xisto verde

**Amostra**

TF22-VI-073

Localização - Coordenadas UTM

Mara Rosa/GO - 22S W 691498,4 S 8446231

Unidade Litológica

Leucogranitos Bom Jesus

Descrição Macroscópica

Rocha plutônica de coloração cinza claro com tons de bege e verde com textura holocristalina. Sua trama principal é formada por uma matriz de quartzo e feldspato anédricos a subédricos (cerca de 50% de quartzo, 30% de feldspato alcalino e 20% de plagioclásio) de tamanhos submilimétricos a 4 mm. Dessa forma, se trata de uma rocha com textura fanerítica, de granulação fina a média e assinatura geométrica dos cristais hipidiomórfica. Além disso, é marcada por uma foliação incipiente evidenciada pelo arranjo de agregados de muscovita e epidoto ao longo de planos anastomosados. De acordo com a classificação IUGS, essa rocha se trata de um Granito. Observações: A ausência de minerais insaturados e máficos caracteriza a rocha como supersaturada e hololeucocrática. A rocha possui um veio de epidoto de cerca de 1 mm de espessura e uma capa de intemperismo avermelhada, provavelmente de algum óxido-hidróxido.

Descrição Microscópica

Rocha hololeucocrática em que predominam quartzo, microclínio e plagioclásio. O teor do plagioclásio é An14, classificado como oligoclásio. Em relação ao tamanho relativo dos cristais, é inequigranular seriada, em que a maioria dos cristais tem tamanhos entre 0,1 a 2 mm. Além disso, a rocha apresenta uma foliação discreta definida pelo arranjo entre cristais de muscovita, ao longo da qual ocorrem eventualmente cristais de 0,5 a 1,5 mm de minerais do grupo do epidoto, como clinzoisita e epidoto. O processo de oxidação e epidotização na rocha ocorre próximo aos cristais de muscovita, além de ser pervasivo, formando manchas avermelhadas nos limites entre os cristais. Por fim, os cristais maiores de microclínio sofrem sericitização.

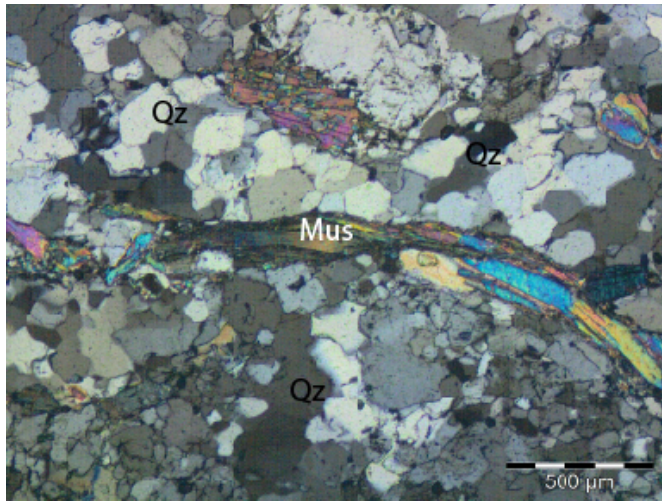
Composição Modal

Quartzo	40%	Sericita	<5%
Microclínio	30%	Epidoto	2%
Plagioclásio	10%	Clinzoisita	2%
Muscovita	6%	Óxidos	<1%

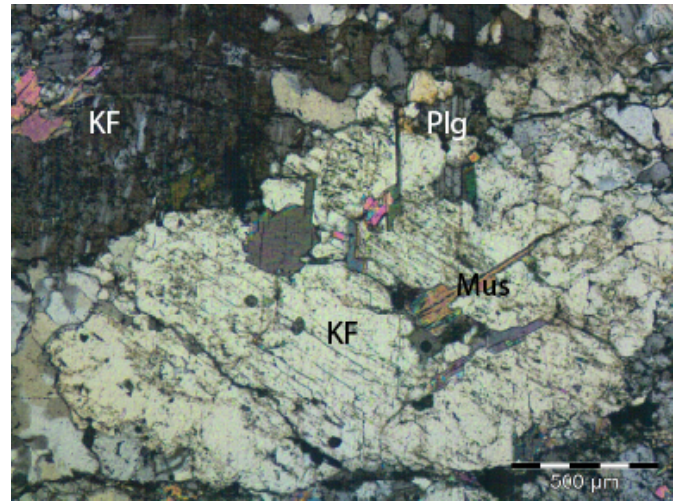
Fotomicrografia**Seção para Micrografia****Discussão e Interpretação**

O microclínio é um feldspato alcalino de baixa temperatura de cristalização em relação aos outros. O elevado teor de sílica, presença de oligoclásio e ausência de minerais máficos nessa rocha indica um estágio de evolução tardio em relação aos metatonalitos e metadioritos dos Ortognaisses Mara Rosa. A foliação incipiente e presença de minerais indicadores de alteração hidrotermal, como epidoto e clinzoisita, sugere que esse seja um dos últimos eventos dada o caráter evoluído dessa rocha.

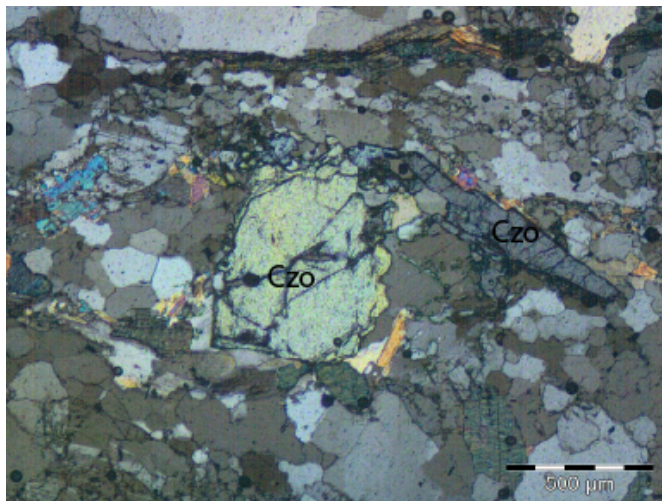
Fotomicrografia NP e NC



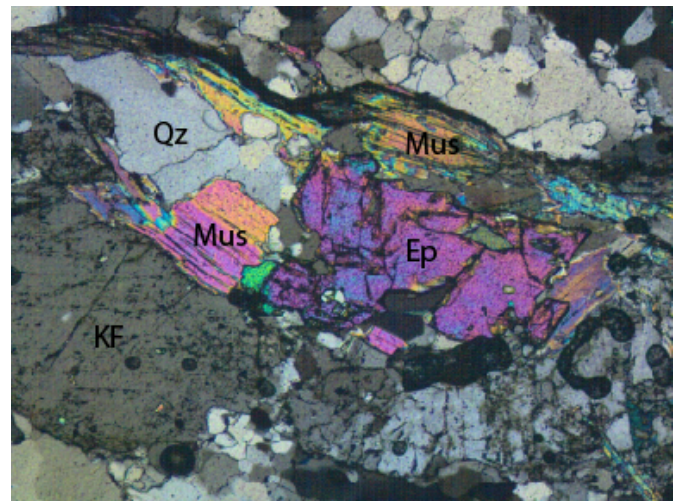
(a)



(b)



(c)



(d)

Fotomicrografias da amostra TF22-VI-073: (a) Domínio com grãos de quartzo recristalizados, de cerca de 0,1 mm e lamela de muscovita definindo uma foliação incipiente (LT/NC/2,5x); (b) Domínios com microclínio, com até 2 mm de tamanho, além de plagioclásio e muscovita (LT/NC/2,5x); (c) Cristais subédricos a euédricos de clinozoisita, com destaque para a cor de interferência azul da prússia (LT/NC/2,5x); e (d) Cristal euédrico de epidoto associado às lamelas de muscovita (LT/NC/2,5x).

Classificação

Leucogranito epidotizado

**Amostra**

TF22-VI-010

Localização - Coordenadas UTM

Mara Rosa/GO - 22S W 692644,165 S 8451602,099

Unidade Litológica

Leucogranitos Bom Jesus

Descrição Macroscópica

Rocha plutônica de cor branca com tons de verde e castanho escuro com textura holocristalina. Em termos de mineralogia, a rocha possui uma matriz de quartzo e feldspato anédricos a subédricos com tamanhos médios de 1 mm (cerca de 50% de quartzo e 50% feldspato branco). Dessa forma, se trata de uma rocha com textura fanerítica, de granulação fina a média e assinatura geométrica dos cristais hipidiomórfica. Além disso, possui faixas lenticulares submilimétricas de agregados de epidoto e muscovita marcando uma foliação incipiente. Por fim, a rocha apresenta rutilos submilimétricos disseminados pela rocha. De acordo com a classificação IUGS, essa rocha pode se tratar de um Granito. Observação: a ausência de minerais insaturados e baixa quantidade de minerais máficos caracteriza a rocha como supersaturada e hololeucocrática.

Descrição Microscópica

Rocha hololeucocrática em que predomina quartzo e plagioclásio, sendo que o plagioclásio apresenta alteração para sericita. Além disso, rocha apresenta cristais de muscovita de até 1 mm. O teor do plagioclásio é de An₂₅, sendo classificado como oligoclásio. A rocha é inequigranular seriada, sendo que os cristais possuem tamanhos médios de 1 mm, com tamanhos variando entre 0,2 e 1,5 mm. A muscovita se apresenta tanto como alteração do plagioclásio, formando listras internas e nas bordas do mineral (sericitização), quanto como cristais individuais formando uma foliação incipiente. Além disso, minerais do grupo do epidoto ocorrem de forma disseminada, com tamanhos variando de 0,2 a 1 mm e com hábitos subédricos a euédricos, sendo que epidoto pode apresentar textura simplectítica. Observação: epidoto pode estar incluindo rutilo.

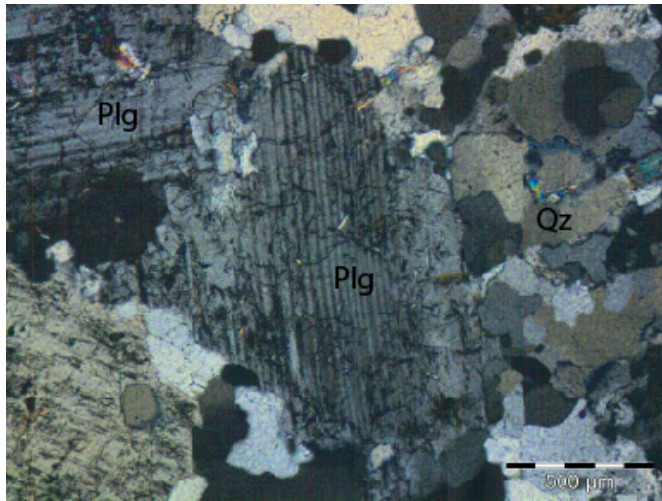
Composição Modal

Plagioclásio	40%	Muscovita	<7%
Quartzo	40%	Clinozoisita	5%
Epidoto	8%	Rutilo	<1%

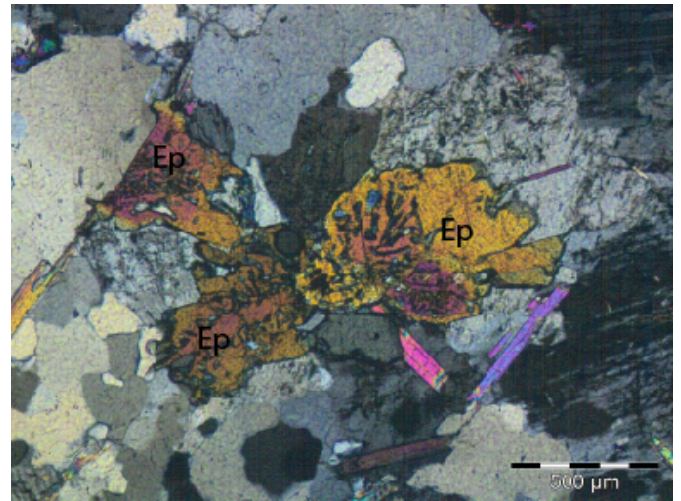
Fotomicrografia**Seção para Micrografia****Discussão e Interpretação**

O elevado teor de sílica, presença de oligoclásio e ausência de minerais máficos nessa rocha indica um estágio de evolução tardio em relação aos metatonalitos e metadioritos dos Ortognaisses Mara Rosa. A foliação incipiente e presença de minerais indicadores de alteração hidrotermal, como epidoto e clinozoisita, sugere que esse seja um dos últimos eventos dado o caráter evoluído dessa rocha.

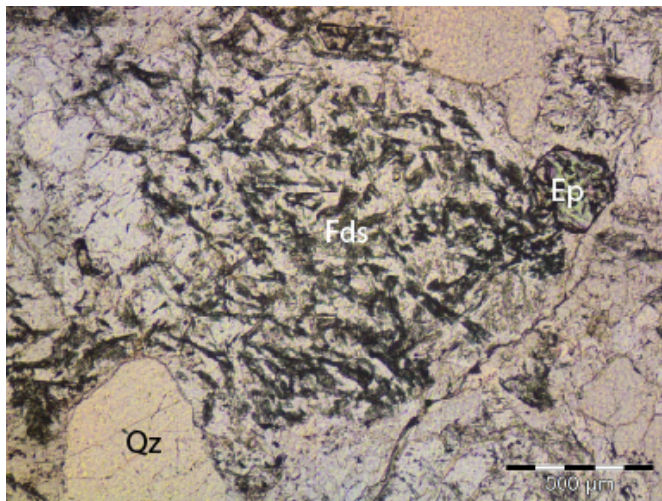
Fotomicrografia NP e NC



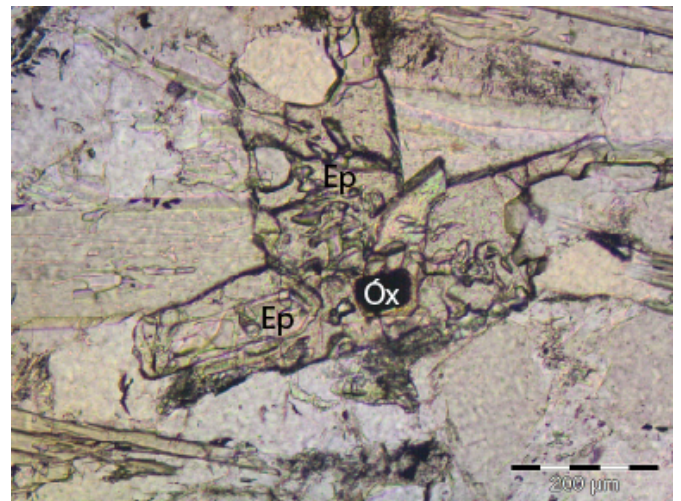
(a)



(b)



(c)



(d)

Fotomicrografias da amostra TF22-VI-010: (a) Oligoclásio apresentando geminação polissintética com baixo ângulo de extinção (LT/NC/2,5x); (b) Clusters de epidoto com textura simplectítica (LT/NC/2,5x); (c) Cristal de feldspato sofrendo alteração para sericita (LT/NP/2,5x); e (d) Inclusão de rutilo em cristais de epidoto (LT/NP/10x).

Classificação

Leucotonalito epidotizado