



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG
TRABALHO FINAL DE GRADUAÇÃO

Douglas Alves dos Santos

Felipe Alves de Oliveira

Murilo Machado Faccioli

TF Projeto Mara Rosa
Área IX

BANCA EXAMINADORA

Federico Alberto Cuadros Jiménez

Luis Gustavo Ferreira Viegas

Pedro Luiz Gomes Martins

Brasília - DF

2023

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

Autores:

Douglas Alves dos Santos - 16/0005175

Felipe Alves de Oliveira - 15/0034491

Murilo Machado Faccioli - 16/0139228

TF 2022 PROJETO MARA ROSA

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto de Geociências como requisito para obtenção do diploma de bacharelado em Geologia.

ORIENTADORES

Claudinei Gouveia de Oliveira (Coordenador)

Elton Luiz Dantas

Luís Gustavo Viegas

Maria Emília Schutesky Della Giustina

Natália Hauser

Roberta Mary Vidotti

Valmir Silva Souza

Brasília - DF

2023

Projeto Mara Rosa 2022 - Subárea IX



“Não existe vento favorável para o marinheiro que não sabe onde vai”

Sêneca

AGRADECIMENTOS

A Área IX agradece, de maneira geral, ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, por todo apoio dado que nos fez ter uma graduação recheada de aprendizados. Fez-nos crescer como pessoas e nos preparar para a vida profissional. Em especial, nosso muito obrigado aos motoristas que nunca mediram esforços e que, além de nos guiar, foram fonte de humanização. Obrigado, queridos Mendes, Serjão, Péricles, Marcos e Amadeu.

Eu, Douglas Alves dos Santos, em primeiro lugar gostaria de agradecer as forças que regem nosso planeta por toda proteção e discernimento durante a realização das etapas do curso de Geologia, em todos os momentos não deixaram faltar coragem para continuar essa jornada. Não poderia esquecer de agradecer meus pais, Rubens e Mariza, que sempre me apoiaram e deram suporte total necessário para que tudo fosse possível na realização desse sonho. A todos os meus amigos e parentes, que sempre me estimularam a buscar o melhor, porém em especial à minha amiga Gizelle Stefanne, que nos momentos de fraqueza me estimulou e me encorajou a não deixar de lado o sonho de se tornar Geólogo, meu muito obrigado irmã! Aos professores do IG, por todo conhecimento proporcionado durante essa longa jornada geológica, em especial a equipe Projeto Mara Rosa, meu muito obrigado ! Não poderia deixar de falar do meu trio **Jovem Guarda**, por todo companheirismo e amizade: Felipe sempre calmo, sensato, amigo, companheiro e sorridente, com sua paciência e sabedoria fez com que tudo fosse suportável e fácil; Murillo, com seu jeito calado e sério nos trouxe boas risadas e sabedoria, se mostrou um grande profissional e um excelente amigo. Eu quero levar vocês pro resto da minha existência!

Eu, Felipe Alves de Oliveira, em primeiro lugar, agradeço a Deus, que tem sido meu alicerce, minha segurança e meu caminho nos momentos bons e nas situações mais desafiadoras, é Dele todo o meu coração. Agradeço a minha mãe, Lúcia de Fátima que se doou além de todos os limites para que eu estivesse onde estou nunca cogitando desistir, ela tem sido minha inspiração e meu refúgio e meu ponto de partida todos os dias. Não poderia deixar de agradecer às professoras Dra. Adalene Moreira Silva e Dra. Catarina Labouré Bemfica Toledo e ao professor Dr. Claudinei Gouveia

de Oliveira que além de me mostrarem o exemplo de geólogo que pretendo ser, também aumentaram ainda mais a paixão por essa ciência e profissão. Agradeço ao Douglas Alves pelo companheirismo, aprendizado e alegrias nesse caminho que trilhamos. Agradeço ao Murilo Machado que, antes de ser parceiro de TF, é um verdadeiro irmão que a geologia me apresentou, provavelmente eu não chegaria aqui se não fosse sua amizade e ajuda nesses anos. Agradeço ao Arthur, que também tem sido um irmão durante todos esses anos de geologia.

Eu, Murilo Faccioli, gostaria de agradecer primeiramente a Deus que foi entidade apaziguadora nos tormentos. Agradeço também, aos meus pais que sempre estiveram comigo. Sem esse suporte, confesso que a trajetória teria sido menos bela. Agradeço a todos os companheiros que fizeram esse caminho o mais animoso de minha vivência. Aos professores que despertaram e confirmaram meu fervor por seguir carreira de geólogo de exploração, em especial, à professora Dra. Adalene Moreira e ao professor Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira, minha eterna gratidão a vocês, carregarei-os sempre em minha vida. Ao professor Dr. Valmir Souza que, lá no início, conseguiu despertar o olhar geológico e mostrar a riqueza que é poder olhar para a natureza com uma visão singular. Às professoras Dra. Catarina Toledo e Dra. Natália Hauser, por terem instigado o aprendizado da petrografia. Vocês são incríveis. Não menos importante, ao meu caro amigo Felipe, uma pessoa que me fez crescer no curso e na vida, obrigado pelas partilhas e pelos momentos vividos. Ao meu amigo Arthur Amaral, parceiro há mais de 20 anos, obrigado pelos momentos dentro e fora da geologia, que sua companhia seja para sempre. Douglas, obrigado pela companhia e pelas risadas. Sem você, alguns dias não teriam sido tão alegres! Desejo a vocês a mais bela carreira!

No mais, a Área IX agradece a todos que fizeram parte dessa etapa de vida. Desejamos uma bela caminhada a todos! Muito obrigado!

RESUMO

O Projeto Mara Rosa compreende o trabalho de mapeamento final da graduação em Geologia pela Universidade de Brasília do ano de 2023. O presente trabalho envolve os processos envolvidos na elaboração de um mapa geológico na escala de 1:25000, realizado no noroeste de Goiás entre os municípios de Mara Rosa e Alto Horizonte. O projeto é composto 30 alunos agrupados em 11 áreas, perfazendo aproximadamente 628 km^2 .

O projeto Mara Rosa expandiu as ocorrências do Arco Magmático Campinorte compartimentando em Complexo Granulítico Uruaçu, Suíte Pau de Mel e Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte subdividida em unidades Metassedimentares Psamo-pelíticas e unidade Metavulcânica Félsica. A Sequência Mara Rosa foi individualizada nas subunidades Metaultramáfica, Metavulcânica Máfica, Metassedimentar Psamo-pelítica, Metassedimentar Química, Ortognaisses dioríticos à tonalíticos e, por fim, Ortognaisse diorítico Amarolândia. A sequência Santa Terezinha foi compartimentada em uma sequência contendo subunidades metamáfica-ultramáficas, metassedimentares, metassedimentares químicas e ortognaisses tonalíticos associados. No contexto das sequências Metavulcanossedimentares foi individualizada ainda uma Sequência hidrotermal composta por membros aluminosos e calcissilicáticos. O Grupo Serra da Mesa Ocorre discretamente no sudoeste do projeto dispondo-se de unidades metassedimentares psamo-pelíticas. Por fim, há a ocorrência de Intrusivas Tardi a Pós-Tectônicas, que no projeto foram individualizadas como Plúton Faina, Leucogranito Bom Jesus e Metaplutônicas Máficas. O presente relatório detalhou das unidades que ocorrem na Área IX, a saber, as Metavulcânicas Máficas subdividindo-a em duas subunidades, a Metassedimentar psamo-pelíticas e Ortognaisse Amarolândia pertencentes a Sequência Mara Rosa, as Metaplutônicas Máficas e o Leucogranito Bom Jesus. Discute-se ainda, a dinâmica estrutural nas zonas de cisalhamento nas bordas do Amarolândia e sua respectiva contribuição na geração de mineralizações.

Palavras-chave: Província Tocantins; Arco Magmático de Goiás Segmento Mara Rosa; Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa; Ortognaisse Amarolândia;

Sumário

Capítulo 1	19
1.1 Justificativa e Objetivos	20
1.2 Localização e vias de acesso	21
1.3 Metodologia	22
– Etapa Pré-Campo	22
– Etapa de Campo	23
– Etapa Pós-Campo	26
1.4 Aspectos Fisiográficos	26
1.4.1 Clima	26
1.4.2 Geomorfologia	27
1.4.3 Vegetação	28
1.4.4 Solos	29
1.4.5 Hidrografia	31
Capítulo 2	33
2.1 PROVÍNCIA TOCANTINS	33
2.2 UNIDADES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS RELACIONADAS À ÁREA DE ESTUDO	38
– Sequência metavulcano-sedimentar Campinorte	39
– Suíte plutônica Pau de Mel	40
– Grupo Serra da Mesa	40
– Sequência metavulcano-sedimentar Mara Rosa	41
– Ortognaisses tonalíticos	41
– Sequência metavulcano-sedimentar Santa Terezinha	42
– Suíte Amarolândia	42
– Granito Faina	43
2.3 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ORÓGENO BRASÍLIA	43

2.4 SÍNTESE METALOGENÉTICA DO ARCO MAGMÁTICO MARA ROSA	45
Capítulo 3	46
3.1 SENSORIAMENTO REMOTO	47
3.1.1 Natureza dos dados	47
3.1.2 Processamento de dados	48
3.1.3 Confecção de Mapa Base	54
3.1.4 Análise e interpretação dos dados obtidos por sensores remotos	56
3.1.5 Zonas homólogas do Projeto Mara Rosa	58
3.2 Aerogeofísica	61
3.2.1 Embasamento Teórico	62
3.2.1.1 Magnetometria	62
3.2.1.2 Gamaespectrometria	63
3.2.2 Características do aerolevanteamento	65
3.2.3 Processamento de dados	65
3.2.3.1 Método Magnético	66
3.2.3.2 Método Gamaespectrométrico	69
3.2.4 Análise e Interpretação de dados	71
3.2.4.1 Dados Magnéticos	71
3.2.4.2 Dados Gamaespectrométricos	73
3.2.5 Interpretação da Área IX	75
3.2.5.1 Gamaespectrometria	75
3.2.5.2 Magnetometria	79
3.2.6 Integração de dados	81
Capítulo 4	86
GEOLOGIA DO PROJETO MARA ROSA	87
Capítulo 5	96
GEOLOGIA LOCAL	96
5.1 LITOESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA DA ÁREA IX	99
Capítulo 6	143
GEOLOGIA ESTRUTURAL	143

6.1 GEOLOGIA ESTRUTURAL DO PROJETO MARA ROSA	144
6.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA IX	153
6.2.1 MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL ÁREA IX	154
6.2.2 ARCABOUÇO DÚCTIL	155
6.2.3 ARCABOUÇO RÚPTIL	166
6.3 EVOLUÇÃO ESTRUTURAL	173
Capítulo 07	177
GEOLOGIA ECONÔMICA	177
7.1. Recursos Minerais do Projeto Mara Rosa	178
7.1.1. Sistema Pórfiro-Epitermal	179
7.1.2. Sistema Aurífero Orogênico	180
7.1.3. Sistema Residual/Supergênico	180
7.1.4. Minerais e Rochas Industriais	181
7.2 RECURSOS MINERAIS LOCAIS	183
7.2.2 Sulfetos relacionados a alteração calcissilicática	185
7.2.1 Malaquita relacionada a metassomatismo dos Ortognaisses	185
7.2.3 Ocorrência de minerais industriais (granada, cianita e turmalina)	186
7.4 CONSIDERAÇÕES METALOGENÉTICAS	189
Capítulo 08	196
EVOLUÇÃO TECTÔNICA	196
8. Evolução Tectônica	197
8.2.1. Estágio de Arco Paleoproterozóico	200
8.2.2. Estágio de Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico	202
8.2.3. Estágio de Colisão Arco-Continente	204
8.2.4. Estágio Colisional a Pós-Colisional	205
8.2.5. Estágio Extensional Pós-Orogênico	207
Capítulo 09	210
CONCLUSÕES	210
BIBLIOGRAFIA	215
ANEXOS	223

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de localização das vias de acesso	14
Figura 1.2: Mapa de pontos realizados na área IX.	18
Figura 1.3: Gráfico representando o comportamento da temperatura e da pluviosidade no regime anual.	20
Figura 1.4: Mapa geomorfológico ilustrando a disposição do relevo da região da área de estudo.	21
Figura 1.5: Fotografia tirada na área IX mostrando a extensão das pastagens.	22
Figura 1.6: A) Pequena exposição de agregados de nódulos lateríticos. B) Exposição de horizontes de perfil de solo.	23
Figura 1.8: Mapa das principais bacias hidrográficas da região.	24
Figura 2.1: Distribuição das rochas Paleoproterozóicas no escudo brasileiro. T - Província Tocantins, BOR - Província Borborema, M - Província Mantiqueira, A - Faixa Araguaia, P - Faixa Paraguai, B - Faixa Brasília. Baseado em Bizzi et al. (2003) e retirado de Fuck et al. (2014).	27
Figura 2.1.1: Porção leste da Província Tocantins evidenciando os segmentos dos arcos magmáticos Mara Rosa e Arenópolis (Junges et al., 2002).	29
Figura 2.2: Arco Magmático Mara Rosa com ênfase nas principais unidades, elementos estruturais regionais e os depósitos associados.	32
Figura 3.1: Fluxograma de processamento dos produtos.	43
Figura 3.2: Mapa hipsométrico do Projeto Mara rosa.	44
Figura 3.3: Mapa de modelo digital de elevação sombreado.	45
Figura 3.4: Mapa de composição das Bandas 321.	46
Figura 3.5: Mapa de composição das Bandas 432.	47
Figura 3.6: Mapa de composição das Bandas 423	49
Figura 3.7: Mapa Base do Projeto Mara Rosa.	50
Figura 3.8: Mapa de lineamentos do projeto Mara Rosa.	51
Figura 3.9: Representação esquemática da superfície associada ao perfil intempérico de Mara Rosa (Modificado de Hale e Porto, 1994	53
Figura 3.10: Mapa de Zonas homólogas de drenagens.	54
Figura 3.11: Influência dos processos geomorfológicos na emissão de radiação gama (Ferreira et al., 2016).	60
Figura 3.12: Fluxograma de produtos e relações de processamento dos dados magnetométricos. AM - Anomalia magnética; 1Dx - Derivada horizontal em x; 1Dy - derivada horizontal em y; 1Dz - Derivada vertical ;GHT - Gradiente horizontal total; SA3D - Sinal analítico 3D.	61
Figura 3.13: Mapas magnetométricos: A)1Dz- Primeira derivada vertical ; B) AM-Anomalia magnética;C) GHT- Gradiente horizontal total;D) SA3D- Sinal analítico 3D.	63

- Figura 3.14:** Fluxograma de produtos e relações de processamento dos dados gamaespectrométricos. 64
- Figura 3.15:** Mapas de produtos gamaespectrométricos: A) Mapa ternário RGB; B) Mapa ternário CMY; C) Mapa de contagem total; D) Mapa de Potássio (%); E) Mapa de Equivalente em Urânio (ppm); F) Mapa de equivalente em Tório (ppm). 65
- Figura 3.16:** (A) Mapa de lineamentos sobre 1Dz; (B) Mapa de lineamentos sobre SA3D; (C) Mapa de Domínios magnéticos; (D) Mapa de domínios magnéticos sobre SA3D. 66
- 3.17:** Domínios extraídos do mapa ternário RGB. 69
- Figura 3.18:** Mapas na escala de 1:25000 da área IX A) Domínios de gamaespectrometria sobre mapa ternário RGB; B) Domínios de gamaespectrometria sobre mapa de potássio da área IX. 73
- Figura 3.19:** Mapas na escala de 1:25000 da área IX A) Domínios de gamaespectrometria sobre mapa de equivalente em tório; B) Domínios de gamaespectrometria sobre mapa de equivalente em urânio. 74
- Figura 3.20:** Mapas na escala de 1:25000 da área IX; A) Domínios magnéticos e de lineamentos; B) Lineamentos sobre 1Dz; C) Lineamentos sobre AM; D) Lineamentos sobre SA3D. 75
- Figura 3.21:** Comparação entre os domínios de gamaespectrometria em A e B ocorrências litológicas em afloramento. 79
- Figura 3.22:** Mapa de integração de dados. 80
- Figura 4.1:** Mapa Geológico Integrado do Projeto Mara Rosa em versão simplificada. 84
- Figura 5:** Mapa geológico referente à Área IX. 93
- Figura 5.1.** Tipo de afloramento típico da unidade dos anfíbolitos presentes na Área IX. Geralmente pouco preservados e comum a ocorrência em blocos basculados. 95
- Figura 5.2:** (A) amostra retirada do ponto 138 explicitando bandamento, mesmo que os minerais prismáticos tenham comportamento diblástico, há uma alternância de domínios composicionais. Há venulações com cristais de muscovita que intersectam a foliação. (B) amostra retirada do ponto 85, a qual explicita o caráter diblástico por parte dos cristais de actinolita dispersos em matriz de plagioclásio e quartzo. 96
- Figura 5.4:** Lâmina TF-IX-89 (A)(B): polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, ilustrando a foliação proeminente da rocha, com orientação de anfíbólio configurando textura nematoblástica, domínios granoblásticos de quartzo microcristalino recristalizado e plagioclásio, bem como cristais de epidoto diablásticos. (C e E)(D e F) polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, ressaltando os domínios texturais e a variação de granulação entre eles. Ressalta-se que os cristais de anfíbólios demarcam duas orientações distintas de foliação. 97
- Figura 5.5:** TF-IX-137. As fotomicrografias ressaltam a textura nematoblástica da amostra, além de evidenciar a presença de duas foliações e domínio interfoliar matricial com quartzo recristalizado e cristais de plagioclásio com contatos tríplices. 99
- Figura 5.6:** Diagrama QAP com plotagem dos protólitos das amostras analisadas da unidade. 100
- Figura 5.10:** Compilado de imagens demonstrando as principais ocorrências dos afloramentos mais expressivos da unidade na área, evidenciando as formas de lajedo e composito leito de drenagens. 101
- Figura 5.11:** Amostras de paragnaisses que evidenciam a foliação bem marcada. O aspecto mais esbranquiçado e bandamentos mais ressaltados são feições comuns que a unidade demonstra na porção centro-norte da Área IX. 102
- Figura 5.12:** TF-IX-162: Fotomicrografia correspondente ao epidoto-muscovita-biotita gnaisse em que, nessa escala, a rocha possui foliação com caráter difuso, granulação fina da assembleia mineral encontrada. Muscovita ocorre de maneira mais pontual, como demonstra as imagens (E) e (F). 103

Figura 5.13: Lâmina TF-IX-127. (A)(B): polarizadores paralelo e cruzado, respectivamente, com porfiroblasto, sin-a pós-cinemático, de granada, em matriz quartzo. (C)(D) polarizadores paralelo e cruzado, respectivamente, ilustrando a textura lepidoblástica pelos cristais de biotita, além de clorita com crescimento levemente radial e muscovita diablástica. (E)(F) polarizadores paralelo e cruzado, respectivamente, reafirmando a textura lepidoblástica dada pelas biotitas em meio à matriz granoblástica quartzo-feldspática. 105

Figura 5.14: O paragnaisse observado nesse ponto, além de apresentar a assembleia mineral característica com hornblenda, biotita, quartzo, plagioclásio e \pm muscovita, expõe a ocorrência de veio 107

Figura 5.15: TF-IX-134a - (A) e (B) representam a porção das rochas com pouca ou nenhuma alteração. Mineralogia dada por cristais de hornblenda com opacos internos, biotita, quartzo, plagioclásio, \pm epidoto e \pm muscovita, assembleia essa que caracteriza o paragnaisse. (C) e (D) representam a porção do halo de albitização, com a presença de plagioclásios zonados com geminações irregulares, bem como cristais de epidoto finos ripiformes e relevo alto. (E) e (F) expõem o veio calcissilicático que tem textura diblástica, onde os cristais de biotita e actinolita formam interstícios ocupados por cristais de calcita. 108

Figura 5.16: Ocorrências de veios em escala de afloramento, ora com pouca espessura (A), ora mais pervasivo e espesso (B), sempre apresentando o halo de alteração. 109

Figura 5.17: TF-IX-136 - (A) explicita a feição do paragnaisse com maior quantidade de porfiroblastos de granada dispersos na rocha. (B) expõe um plano de fratura onde foi reconhecido processo de silicificação. 111

Figura 5.18: Lâmina TF-IX-136. A fotomicrografia apresenta a foliação bem marcada da rocha, a qual é dada pela orientação dos cristais de biotita e hornblenda. Ressalta-se que a muscovita ocorre discretamente. Há uma clara intercalação que é bem definida pelos domínios de quartzo recristalizado e plagioclásio. Observa-se em (E) e (F) que o cristal de hornblenda está fraturado em relação à disposição da foliação. 112

Figura 5.19: Lâmina TF-IX-136. Esse compilado de fotomicrografias evidencia domínios mais ricos em epidoto, além de destacar granada com caráter porfiroblástico sin-cinemático. Observa-se em (D), na porção inferior direita, o agregado de cristais de quartzo recristalizado. 113

Figura 5.20: (A) Bloco rolado de xisto observado na Área IX. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (B) e cruzados (C), fornecida pela área X. Destaca-se o predomínio do arranjo lepidoblástico. 115

Figura 5.21: TF-IX-94 - Os afloramentos da unidade ocorrem por meio de lajedos (A) e blocos abaulados dispersos na vegetação (B). (C) evidencia o bandamento composicional explícito nas rochas da unidade. (D) e (E) são exemplares, dos pontos 94 e 159, respectivamente, ressaltando a coloração cinza esbranquiçada e granulação fina-média padrão. 117

Figura 5.22: Lâmina TF-IX-94. Fotomicrografia exemplar do Ortognaisse Amarelândia demonstrando foliação marcada pela textura lepidoblástica, dos cristais de biotita, e nematoblástica, dos cristais de hornblenda. Destaque para a textura granoblástica dada pelos cristais mais equigranulares de plagioclásio e feldspato potássico, além do quartzo que apresenta microestruturas, como migração de borda de grão e extinção ondulante. 118

Figura 5.7: Ortognaisse no ponto 4 (lâmina TF-IX-4) com segregação composicional entre domínios máficos, com biotita e hornblenda, e félsicos, como quartzo, plagioclásio e mica. 119

Figura 5.8: TF-IX-4 (A)(B): polarizadores paralelo e cruzado, respectivamente, em que o ortognaisse em questão domínio diblástico por parte da biotita e do anfibólio, bem como ocorrência de cristal de granulação maior de plagioclásio (0,75 mm) e quartzo apresentando migração de borda de grão. (C)(D): polarizadores paralelo e cruzado, com domínio lepidoblástico dado pelos cristais de biotita, variações de granulação de quartzo e plagioclásio, além de ocorrência pontual de apatita. Epidoto apresentando variações de hábito, prismático abaulado e acicular euhédrico. 120

Figura 5.23: Os afloramentos de epidoto-clorita-biotita-muscovita gnaisse localizados a sul da área são pouco expressivos, apesar da assinatura gamaespectométrica ser bem ressaltada. Nessa região, as rochas apresentam deformação mais incisiva, com foliação e lineação bem marcadas. 121

Figura 5.24: A rocha encontrada nos afloramentos da figura 5.33 classifica-se como um epidoto-clorita-biotita-muscovita gnaisse e possui seu bandamento dobrado, configurando aspecto mais difuso à foliação 122

Figura 5.25: Lâmina TF-IX-166. Fotomicrografia de epidoto-clorita-biotita-muscovita-gnaïsse, onde a rocha apresenta uma foliação difusa. Os cristais de biotita apresentam-se com alteração avançada para clorita. A muscovita pode ocorrer direcionada na foliação ou participando de forma diablástica na matriz. É importante ressaltar que a rocha apresenta, de forma disseminada, calcita de granulação fina. 123

Figura 5.26: Diagrama QAP com as composições das lâminas do Ortognaisse Amarolândia. 124

Figura 5.27: Amostra de metagabro retirado do ponto 155. Cristais de granulação muito grossa de hornblenda, sendo possível observar a porção intercumulus ocupada por plagioclásio alterando para epidoto. 125

Figura 5.28: Bloco de metagabro hospedando fratura com preenchimento de cianitas de granulação grossa. 126

Figura 5.29: TF-IX-17 - A fotomicrografia desse exemplar de metagabro explicita a avançada alteração da rocha pretérita, onde os cristais de actinolita alterados para clorita e óxidos, como pode se observar em (B), o interstício ocupado por cloritas que avançam a borda do cristal de anfibólio. (D) resalta a textura simplectítica entre epidoto e quartzo. (E) e (F) demonstram os cristais com hábitos mais idiomórficos, como mica branca, epidoto e quartzo, além de alterações para clorita. 128

Figura 5.30: TF-IX-155a - Assim como a figura 5.27, essa fotomicrografia expõe os cristais de actinolita alterados, com porções cloritizadas e presença de óxidos (A)(B). O epidoto se apresenta de duas formas, tanto com característica mais prismática irregular, como aspecto vermiforme advindo da textura simplectítica com quartzo e clorita (C)(D). (E)(F) a relação da borda de um cristal de actonlita com a matriz mais alterada. 129

Figura 5.31: Diagrama de classificação de máficas-ultramáficas aplicado para as três lâminas de metagabro. 129

Figura 5.32: Afloramento e amostra de mão do Leucogranito Bom Jesus. Ocorre pontualmente na Área IX e sempre com aspecto friável. 131

Figura 5.34: Diagrama ACF representando a paragênese observada nos Metagabros. 132

Figura 5.35: Diagrama AFM representando a paragênese observada nos Xistos. 133

Figura 5.36: Diagrama AFM representando a paragênese observada nos Xistos levando em consideração a presença da granada nas amostras de mão. 133

Figura 5.37: Diagrama ACF representando a paragênese observada nos Anfibolitos. evidencia-se que essa paragênese foi definida a partir de amostras macroscópicas. 134

Figura 5.38: assembleias minerais em equilíbrio calculados para P-T para composição de grauvacas psamitos (e granodoritos) (SiO_2 – 73.83%; Al_2O_3 – 13.25%; FeO (ferro total) – 3.37%; MgO – 1.16%; CaO – 1.41%; Na_2O – 3.10; K_2O – 2.53%). As isogradas de entrada e saída de minerais estão realçadas e a área sombreada indica o campo de estabilidade de K-mica branca (Ms,Phe,Cel) (modificado de Bucher & Frey, 2014). A vermelha representa a mudança da paragênese com Hbl para a paragênese contendo apenas Grt. A seta amarela representa o caminho hipotético do sistema para a formação da paragênese 3 observada. 136

Figura 5.39: Diagrama ACF representando a paragênese observada nos Paragnaisse. Detalhe em A para a paragênese de fácies anfibólito com foco na linha que separa a estabilidade da hornblenda e granada no sistema. Em B apresenta-se a paragênese em fácies xisto verde. 137

Figura 5.40: Diagrama ACF representando a paragênese observada nas Metavulcânicas Intermediárias a Félsicas. 138

Figura 5.41: Diagramas ACF representando as paragêneses observadas no Ortognaisse Amarolândia. (A) evidencia a paragênese em fácies anfibólito e em B a paragênese em fácies xisto verde. 139

Figura 6.1: Mapa Estrutural Integrado do Projeto Mara Rosa, evidenciando os domínios estruturais definidos para a região. 142

Figura 6.1.1: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural I - Transbrasiliiano. 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 40 a 80° para NW. 144

Figura 6.2: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural II - Mara Rosa. A: Estereograma com densidade de pólos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW; B: Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de suaves a moderados (15-45°) para WSW e NW. C: Estereograma com densidade de

pólos de foliações mergulhando $> 60^\circ$ para W; D: Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de $< 30^\circ$ para SW. 145

Figura 6.3: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural III - 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 de $< 15^\circ$ 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 caimentos de $< 15^\circ$ para NE. 147

Figura 6.4: Estereogramas associados ao Domínio Campinorte. (A) Contornos de probabilidade relativos aos polos das foliações, destacando a presença das três direções preferenciais desse domínio; (B) Representação das medidas de lineação destacando a principal direção N-S. 149

Figura 6.5: Mapa geológico-estrutural da Área IX contendo as principais estruturas cartografadas. 151

Figura 6.6: Mapa de trajetória de foliações da Área IX. 152

Figura 6.7: Estereogramas contendo a densidade dos pólos das foliações observadas. É nítida que a variação entre S_n e S_{n+1} é ínfima, variando-se apenas poucos graus, tanto na atitude, como no mergulho 153

Figura 6.8: Relações de truncamento entre foliações S_n e S_{n+1} em A e B. C e D mostram as foliações comportando-se como par SC. 154

Figura 6.9: estereograma com as plotagens das foliações S_n e S_{n+1} . Detalhe para o quadro evidenciando a cinemática dextral do par SC, onde S é a foliação inicial S_n e C a foliação posterior S_{n+1} . 155

Figura 6.10: Compilado dos estilos de foliações observadas nas unidades da área. Nesses casos, a foliação é dada pela alternância de domínios composicionais distintos. (A) Foliação marcada pelo bandamento composicional observado na mesoescala que apresenta, ao microscópio, foliação dada, também, pela orientação dos cristais de biotita. (B) Foliação marcada pela orientação dos cristais de biotita e alternância de domínios máficos e félsicos no ortognaisse. (C) Foliação em rocha calcissilicática marcada por bandamento, mesmo os cristais prismáticos apresentando trama diablastica. 156

Figura 6.11: Afloramento contendo camadas de geometria lenticular, evidenciando o bandamento relacionado a porções com granada presente ou ausente. Detalhe para truncamento de foliações internas da lente. 157

Figura 6.12 Afloramento apresentando intercalações de xisto no centro e paragnaisse na parte inferior, ressaltando a modalidade que cada litologia acomoda a deformação. 157

Figura 6.13: Projeção estereográfica com contorno de densidade das medidas de lineação da área IX. 158

Figura 6.14: Lineações de interseção sobressaltadas no topo de uma camada em um quartzo-anfibolito. 159

Figura 6.15: Estiramento da granada em hornblenda-biotita-gnaisse. 160

Figura 6.16: Lineamentos magnetométricos coincidentes com as ZCs . 161

Figura 6.17: Ponto 139 - afloramento em alto topográfico expondo foliação subvertical que expõe rocha com mineralogia dada por quartzo de granulação média-grossa e cristais de granulação grossa a muito grossa de granada. 162

Figura 6.18: Afloramento do ponto 02 em superfície expondo foliação subvertical em rocha bastante intemperizada, localizada na região extremo noroeste da área. No centro da figura destaca-se um veio de quartzo contendo a foliação. 163

Figura 6.19: Quebras de relevo sugerindo falhamento. 164

Figura 6.20: Veio contendo fragmentos angulosos da rocha hospedeira. 165

Figura 6.21: Exemplares de conjunto de fraturas em diferentes tipos litológicos. (A) expõe fraturamento em duas direções (030/70 e 300/65) registradas em veio de quartzo. (B) as fraturas, com direção 290/80, acometem o afloramento de anfibolito de grão fino-médio, que explicita segregação entre minerais máficos e félsicos. 166

Figura 6.22: Conjuntos de afloramentos, (A) pertencente à unidade das metavulcânicas intermediárias a félsicas e (B) unidade dos paragneisses), evidenciando fraturamento. 167

Figura 6.23: Diagrama de rosetas com os dados de fraturas da área IX e a respectiva representação da frequência vs orientação em histograma. 168

Figura 6.24: TF-IX-4 - Veio com aspecto convoluto em A e veios tabulares apresentando dobramento na extremidade inferior em B. 169

Figura 6.25: Relação de corte do veio com as foliações S_n e S_{n+1} em A (afloramento de paragnaisse) e o mesmo conjunto de veios em afloramento em B (afloramento de calcissilicática). 170

Figura 6.3: Ilustração esquemática demonstrando a migração do regime compressional para transpressional observado nas estruturas da área IX, como foi observado na amostra de epidoto-clorita-biotita-muscovita gnaisse referente ao ponto 166 (TF-IX-166). 179

Figura 7.1: Mapa de localização das ocorrências minerais, com aspectos econômicos, na Área IX. 181

Figura 7.2: Amostra da unidade de paragneisses. O sulfeto ocorre disseminado no plano de fratura. 182

Figura 7.3: Amostra de ortognaisse pertencente à unidade dos Ortognaises Mara Rosa. Foi identificada disseminação de malaquita associada à zona de intensa biotitização. Detalhe para as áreas delimitadas pela linha pontilhada em amarelo evidenciando a biotitização. (Ponto TF-IX-04, 684045 E, 8442470 N). 183

Figura 7.4: Cristais de granada euédricos de granulação grossa em meio a matriz quartzosa 184

Figura 7.5: Localizada na zona de cisalhamento NNE-SSW na porção central da área, contida na unidade das Metavulcânicas Intermediárias a Félsicas, ocorrem as venulações quartzosas com cristais grossos a muito grossos de granada, por vezes com hábito euédrico muito bem preservado. "A" apresenta rochas com granada de granulação grossa e muito grossa e "B" um detalhe para um cristal euédrico com boa translucidez. 184

Figura 7.6: Bloco rolado de metagabro expondo fratura com cristais de granulação grossa de cianita. 185

Figura 7.7: Amostras de agregados de turmalina em matriz quartzosa. 186

Figura 7.8: Amostra de hornblenda-biotita-gnaisse da unidade dos Ortognaises Mara Rosa. A rocha apresenta intensa biotitização. Em lâmina, observou-se que essa alteração se dá, também, pela substituição de cristais de anfibólio por biotita, ilustrando uma alteração potássica. Em B está esquematizado a penetração da biotitização na rocha preservada limitada pela linha pontilhada branca, detalhe para a região pontilhada amarela que apresenta uma venulação contendo quartzo e biotita. 187

Figura 7.9: A epidotização ocorre na área sob a forma de veios discordantes às foliações. Em A tem-se a ocorrência do veio calcissilicático de maior expressão, onde é possível observar, por meio da análise microscópica, o crescimento dos cristais prismáticos de actinolita e biotita, os quais formam interstícios ocupados por calcita. Nesse caso o halo de albitização é bem pronunciado. Em B e C têm-se as venulações mais recorrentes, em que os veios calcissilicáticos provocam epidotização no contato com a rocha. 188

Figura 7.10: Esquema demonstrando como o veio calcissilicático (superior direita) e o halo de albitização (inferior esquerda) produzido na rocha encaixante se comportam ao microscópio. 189

Figura 7.11: Mapa com esquema simplificado da zona de cisalhamento com traço inferido em que se observa o afloramento de hidrotermalito 191

Figura 8.1: Modelo de evolução tectônica do Maciço de Goiás durante a fase do orógeno (2200 a 2000Ma). Destaque para a formação do Arco Campinorte, o qual é a única unidade contida no contexto do PMR (Adaptado de Cordeiro et.al, 2017). 198

Figura 8.2: Estágio de Arco Paleoproterozóico, ocorrido entre 2200 e 2000 Ma. CP = Arco Campinorte. 199

Figura 8.3: Estágio de Arco Intra-Oceânico Neoproterozóico. CP =Arco Campinorte, MR= Arco Mara Rosa. 201

Figura 8.4: Estágio de Colisão Arco-Continente. ST= Arco Santa Terezinha de Goiás; MR = Arco Mara Rosa; CP = Arco Campinorte. 202

Figura 8.5: Estágio Colisional a Pós-Colisional. LTB = Lineamento Transbrasiliano; ST= Arco Santa Terezinha de Goiás; MR = Arco Mara Rosa; CP = Arco Campinorte. 204

Figura 8.6: Estágio Extensional a Pós-Orogênico. Destaque para o colapso aproveitando as estruturas formadas durante o Transbrasiliano. LTB = Lineamento Transbrasiliano; ST= Arco Santa Terezinha de Goiás; MR = Arco Mara Rosa; CP = Arco Campinorte. 205

Figura 8.7: 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). 206

Figura 9.1: Comparação entre a porção correspondente à Área IX entre o que foi cartografado na Folha Campinorte e no Projeto Mara Rosa. 210

LISTA DE TABELAS

<i>Tabela 1.1: Etapas a serem seguidas com o fluxo de atividades.</i>	22
<i>Tabela 3.1: Parâmetros utilizados na produção do Mapa de modelo digital de elevação.</i>	52
<i>Tabela 3.2: Domínios magnéticos, suas características e direções de lineamentos.</i>	74
<i>Tabela 3.3: Domínios Gamaespectrométricos e suas características.</i>	76
<i>Tabela 3.4: Domínios gamaespectrométricos e suas interpretações.</i>	77
<i>Tabela 5.1: Intervalo de ocorrência de cada mineral presente nas amostras retiradas na unidade.</i>	121
<i>Tabela 8.1. Principais estágios de evolução tectônica das unidades geológicas da área do PMR.</i>	201

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

1.1 Justificativa e Objetivos

O presente trabalho é o resultado da disciplina de Mapeamento Geológico Final do curso de Geologia da Universidade de Brasília, componente curricular obrigatório para a finalização da graduação. Recebendo o nome de Projeto Mara Rosa, o trabalho é composto por 30 alunos divididos em 8 trios e 3 duplas. Ao todo, a área mapeada possui aproximadamente 628 km², sendo 9 áreas responsáveis por mapear aproximadamente 62,7 km², uma área 80 km² e outra 45,5 km². O mapeamento em questão é dado por uma cartografia geológica na escala de 1:25000.

A orientação do estudo foi realizada pelo coordenador, professor Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira e pelos professores Drs. Elton Luiz Dantas, Guilherme Oliveira, Henrique Llacer Roig, Luís Gustavo Ferreira Viegas, Maria Emília Schutesky Della Giustina, Roberta Mary Vidotti e Valmir Silva Souza.

Este trabalho objetiva o mapeamento geológico de parte da região de Mara Rosa, inclusa no contexto do Arco Magmático de Goiás no segmento Mara Rosa. A sistemática adotada para esse trabalho visa a caracterização litológica e estrutural, bem como as relações entre as unidades geológicas que ocorrem na região. Ao final são apresentados um mapa geológico integrado e um relatório individualizado por áreas contendo as descrições e interpretações do estudo.

O detalhamento dessa região é de grande importância uma vez que a escala desse mapeamento já existe na região respectivas a norte o Projeto Mutunópolis. Além de ser uma região importante para o entendimento da Faixa Brasília, há, ainda, um grande potencial econômico vinculado à presença de mineralizações Cu-Au pórfiro, Au orogênico e sistemas vulcano-exalativos, como bem explicitado pela presença de garimpos históricos, como o da Viúva e Mundinho, e minas modernas, como a de Chapada e de Posse.

1.2 Localização e vias de acesso

O Projeto Mara Rosa situa-se no estado de Goiás abrangendo os municípios de Mara Rosa, Alto Horizonte, e uma pequena porção em Amaralina e Nova Iguaçu de Goiás. Para acessar a área de estudo utilizam-se as rodovias GO-573 e GO-347 partindo da cidade de Mara Rosa. A área de estudo está há aproximadamente 347 km de Brasília-DF utilizando as rodovias BR-070, BR-414, BR-080- BR-153 e GO-239 e aproximadamente 346 km de Goiânia-GO utilizando as rodovias GO-080, BR-153 e GO-239.

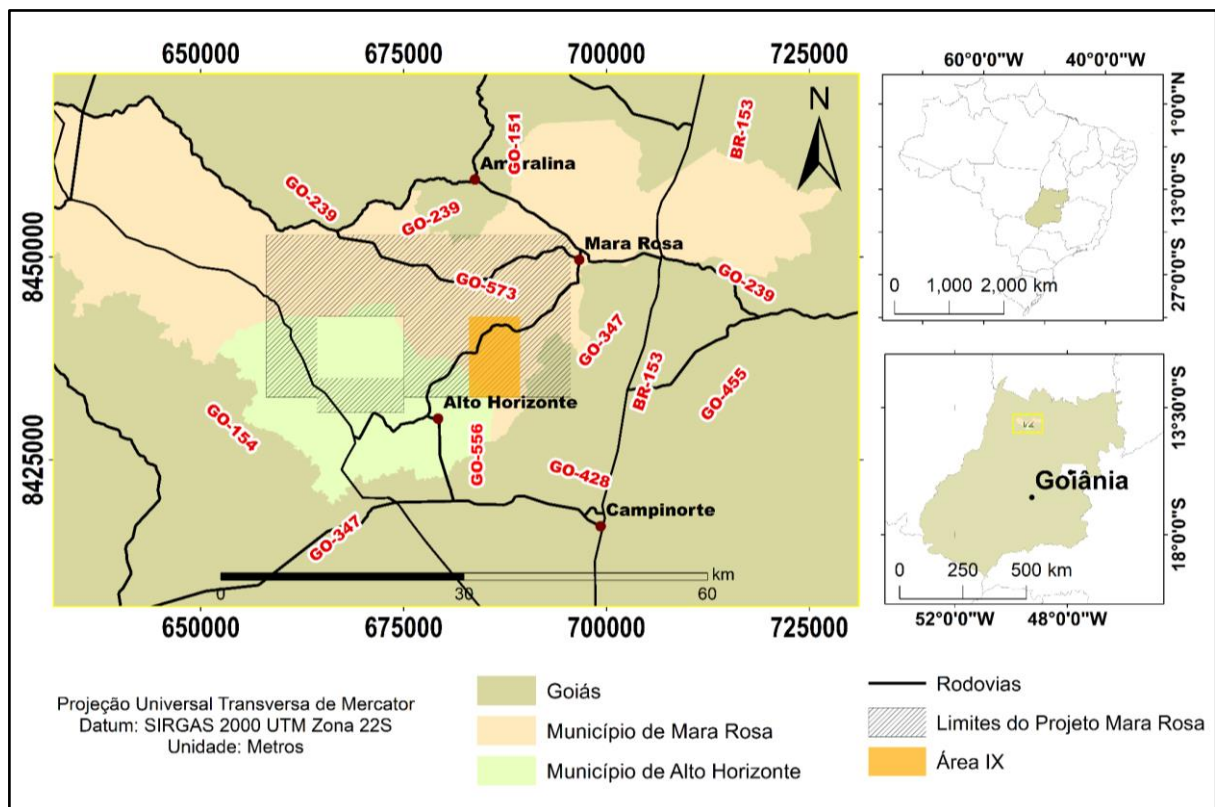


Figura 1.1 Mapa de localização das vias de acesso

1.3 Metodologia

Para que o trabalho geral ocorra de maneira adequada, faz-se necessário a divisão em três etapas principais, em que cada etapa são reunidas informações que auxiliam no detalhamento geológico, bem como o entendimento do contexto, em específico, das unidades presentes na região do Arco Magmático Mara Rosa. Esse trabalho foi desenvolvido entre junho de 2022 e fevereiro de 2023, seguindo-se um cronograma de atividades com prazos estipulados para a entrega de cada uma delas.

Etapas	Atividades	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro	Janeiro	Fevereiro
P R É	Revisão Bibliográfica	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Cap. Interpretação de dados Aerogeofísicos e Sensoriamento Remoto		■							
	Cap. Geologia Regional		■	■						
C A M P O	Cap. Introdução			■						
	Mapa Base Integrado			■						
	Mapa geológico-geofísico integrado e interpretado			■						
CAMPO	Mapeamento Geológico e confecção do mapa Geológico Preliminar				■					
	Confecção do mapa Geológico					■	■	■	■	■
P Ó S	Cap. de Petrografia						■			
	Refinamento do mapa geológico						■	■		
	Cap. de Geologia do Projeto Mara Rosa						■	■	■	
C A M P O	Cap. de Geologia Local							■		
	Cap. de Geologia Estrutural							■	■	
	Cap. de Geologia Econômica								■	■
P O	Cap. de Evolução Tectônica								■	■
	Cap. de Conclusões									■
	Volume Final					■	■	■	■	■

Tabela 1.1: Etapas a serem seguidas com o fluxo de atividades.

– Etapa Pré-Campo

Nesse momento reúne-se informações acerca da área que vai ser detalhada com o objetivo de melhorar a eficácia das próximas etapas. A partir do início do 1º semestre de 2022, em 6 de junho, e até a primeira quinzena de setembro, se fez necessária a contemplação de três fundamentos inerentes à cartografia geológica de detalhe: uma revisão bibliográfica a fim de haver familiarização com o contexto geológico-estrutural da região; aquisição e tratamento de interpretação de dados geofísicos; análise de dados provenientes de sensoriamento remoto. Com a união

dessas informações, objetiva-se a preparação e a construção do planejamento para as demais etapas. Esses três pilares são subdivididos nos capítulos subsequentes. A revisão bibliográfica se deu com a seleção de artigos, teses, que embasaram o raciocínio e a compreensão do conhecimento geológico disponível. O resultado desse estudo é a confecção do Capítulo 2 deste trabalho.

O trabalho envolvendo geofísica parte do tratamento e processamento de dados de aerolevante relacionados à magnetometria e à gamaespectrometria.

O sensoriamento remoto é utilizado para análise de aspectos geomorfológicos, bem como para a elaboração de mapas base e fotointerpretados. A partir de imagens retiradas do satélite CBERS-4A e da plataforma *Google Earth*, foi possível obter informações sobre estradas, trilhas, drenagens, variações da vegetação, propriedades, entre outros. Por meio do radar ALOS PALSAR, o qual possui extrema eficiência na obtenção dos dados, foi possível confeccionar o modelo digital de elevação a ser utilizado. Esse produto é importante para a verificação do relevo da região, o qual proporcionou a geração de um mapa hipsométrico. O mapa base contempla as informações necessárias para que os caminhamentos realizados na etapa de campo sejam eficientes.

Vale ressaltar que, concomitantemente a esta etapa, foram ministradas palestras pelos integrantes da equipe docente como forma de contextualizar os aspectos geológicos em que devem ser tratados com atenção plena.

- Etapa de Campo

Durante o período de 16 de setembro a 1º de outubro todos os grupos se organizaram, em conjunto com a equipe docente e de apoio, e realizaram caminhamentos para fins de mapeamento, nesse caso sendo na escala 1:25.000. Com o auxílio de três meios de transportes rodoviários, a logística foi montada dia após dia buscando sempre uma maior eficácia no deslocamento. Dentro da respectiva área do grupo, os perfis foram realizados a pé, objetivando sempre o reconhecimento da maior variedade litológica, interceptando perpendicularmente as atitudes das unidades levando em consideração as informações extraídas da etapa pré-campo.

O decorrer de cada dia de mapeamento se deu pela sistemática de descrição local que levasse em consideração relevo, vegetação, disposição do solo e características

do afloramento, bem como descrição macroscópica de amostras de mão. Durante essa etapa foram usados mapas gerados na etapa pré-campo, caderneta para descrição, martelo e marreta para coleta de amostras e lupa com aumento para identificação de minerais e estruturas, bem como equipamentos de proteção individual. As amostras foram armazenadas e identificadas com número de referência do ponto e litologia. Ao fim desta tarefa, o produto integrado do reconhecimento de cada área é um mapa geológico-estrutural de caráter preliminar, sujeito a melhorias. Na figura 1.2 é possível observar o traçado dos caminhamentos feitos, bem como os pontos de coleta, com o auxílio do aplicativo Avenza, utilizado para navegação.

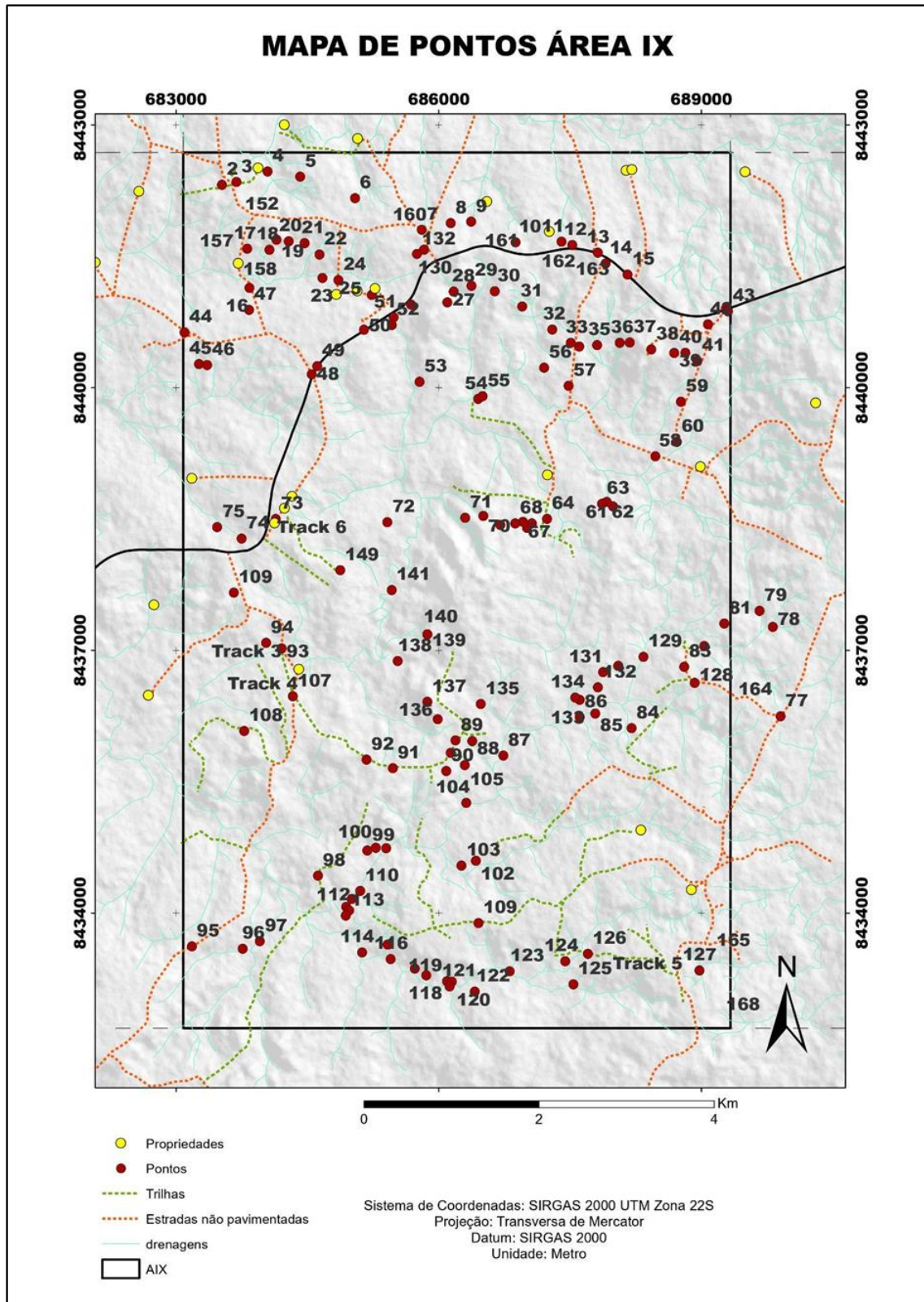


Figura 1.2: Mapa de pontos realizados na área IX.

- Etapa Pós-Campo

Essa etapa foi destinada para o tratamento e integração dos dados adquiridos na fase de campo, tendo seu início no primeiro dia letivo do segundo semestre de 2022, findando-se em fevereiro de 2023 com a apresentação final. As metas desta fase são centradas com objetivo na elaboração dos capítulos subsequentes referentes à geologia do projeto, geologia local da respectiva área, geologia econômica e evolução tectônica. Uma das mais importantes atividades realizadas nessa etapa é a descrição microscópica de lâminas delgadas com base nos requisitos necessários para uma análise petrográfica, em que cada área separou algumas unidades representativas de rochas para serem submetidas à laminação. Esse processo foi parte realizado no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, sendo finalizada a confecção pela empresa Geolab. Com um número menor de exemplares, mas não menos importante, algumas rochas foram selecionadas para análise geoquímica.

1.4 Aspectos Fisiográficos

Como forma de familiarização e reconhecimento da área como um todo, é de suma importância analisar os aspectos fisiográficos da região, pois são pilares para uma melhor eficácia no mapeamento. Os fenômenos naturais de determinada região como clima, relevo, vegetação, solos e hidrografia são fatores que ditam a ação do intemperismo, por exemplo. Esses aspectos, relacionados à região de Mara Rosa e adjacências, são descritos abaixo.

1.4.1 Clima

O Clima do noroeste de Goiás, onde se inclui o município de Mara Rosa, está classificado como clima tropical com estação seca no inverno (Cardoso et al., 2014) podendo sofrer influência de um clima de monção, uma vez que no norte goiano há ocorrência desse clima (Cardoso et al., 2014). A estação seca ocorre de maio a setembro e a estação chuvosa de outubro a abril.

A média de precipitação anual do Estado de Goiás segundo Cardoso et al. (2014) é de 1500 mm, no entanto há uma certa discrepância entre as regiões do estado. A temperatura média anual na região da área de estudo é de 26°C. A figura

1.4.1 apresenta dados de monitoramento do município de Mara Rosa promovido pelo Instituto Nacional de Meteorologia- INMET.

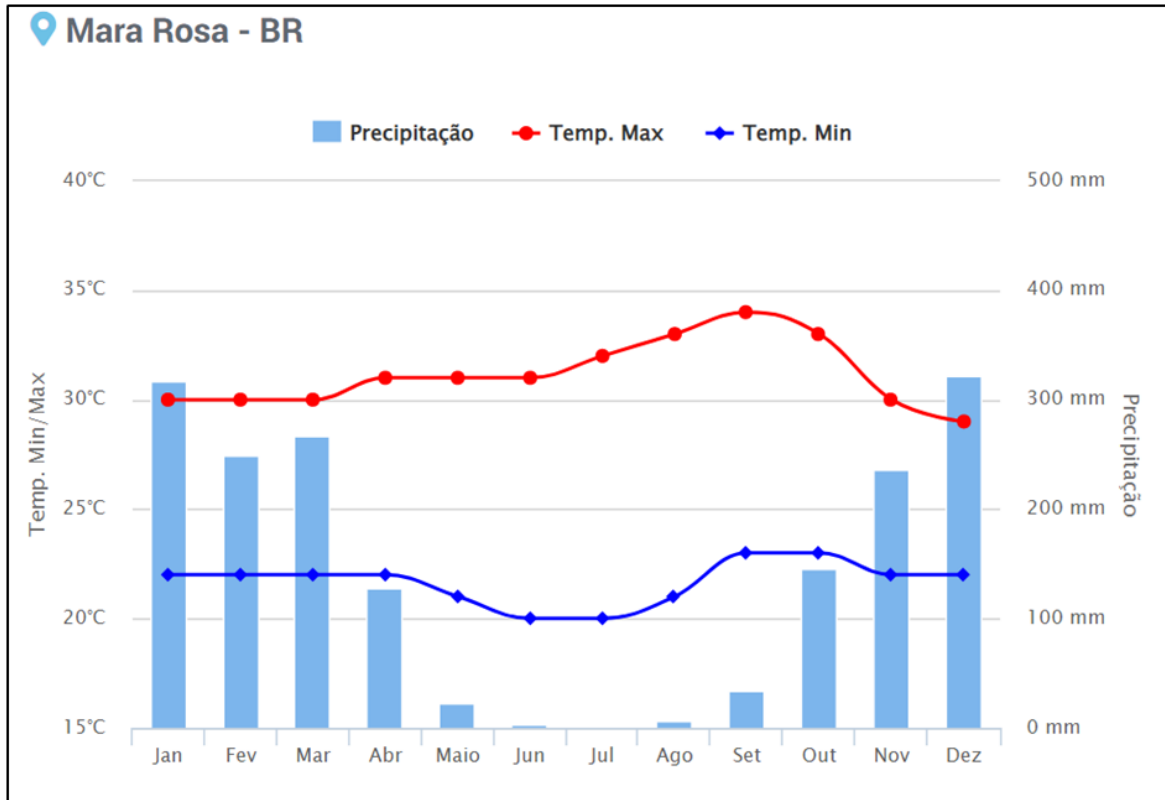


Figura 1.3: Gráfico representando o comportamento da temperatura e da pluviosidade no regime anual.

1.4.2 Geomorfologia

A geomorfologia da área de mapeamento apresenta um relevo ondulado com vales dissecados. A cota de 400 metros, aproximadamente, é a mais recorrente, mas a paisagem pode apresentar elevações dada pelo conjunto de morros e colinas que ocorrem na região. O que se observa na área de estudo, principalmente, é a predominância de uma superfície regional de aplainamento com dissecação fraca, ocorrendo em duas cotas principais: de 700 a 800 metros na porção extremo leste, e outra de 250 a 400 metros que abrange a maior parte da área. A outra superfície regional de aplainamento se dá por uma dissecação em nível moderado, ocorrendo na cota de 250 a 400 metros na porção extremo oeste. Mara Rosa e regiões adjacentes foram bastante acometidas pelo chamado Ciclo Velhas, expondo

laterização e pediplanação intensas. De acordo com Braun (1970), portanto, a geomorfologia da região central do Brasil é dominada pela superfície Velhas.

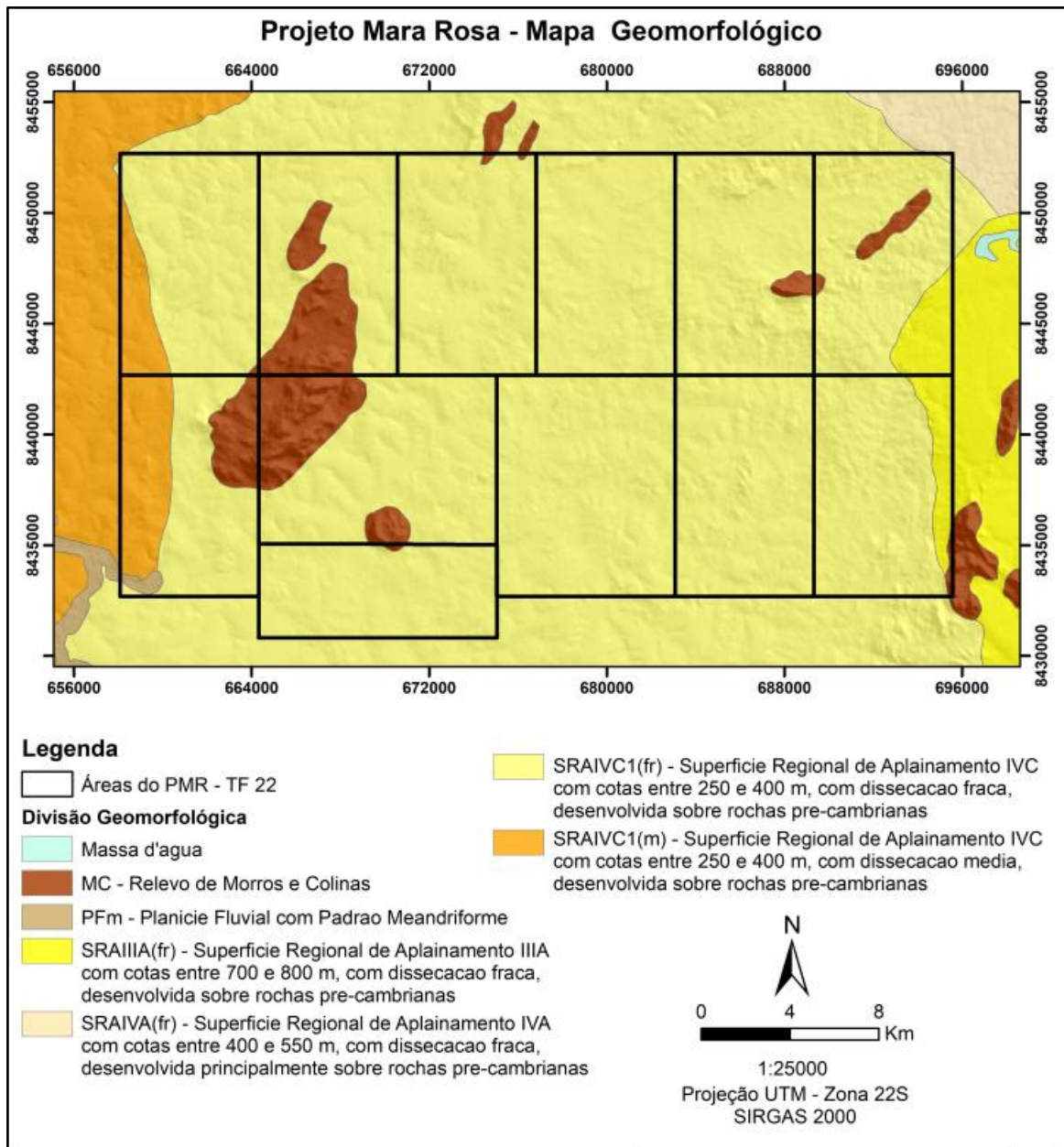


Figura 1.4: Mapa geomorfológico ilustrando a disposição do relevo da região da área de estudo.

1.4.3 Vegetação

O bioma mais expressivo no estado de Goiás é o cerrado, possuindo uma diversidade na fisionomia, variado desde matas secas, matas de galeria e ciliares

para feições campestres como campos sujos, campos limpos e campos rupestres (Oliveira, 2014). De forma mais restrita existem veredas e palmeirais.

A vegetação mais preservada na área de estudo se encontra principalmente ao longo das drenagens e ao longo de altos topográficos, predominando árvores de pequeno porte e uma variedade de palmeiras. Grande parte da vegetação na área de estudo está suprimida sendo substituída por pasto para pecuária.



Figura 1.5: Fotografia tirada na área IX mostrando a extensão das pastagens.

1.4.4 Solos

Compreendidos no contexto do bioma Cerrado, os solos do Estado de Goiás são espessos, possuindo cores avermelhadas e/ou amareladas. Pelo fato de serem porosos e permeáveis, dada pela predominância da fração arenosa, eles são intensamente lixiviados. Frações como argila e silte também ocorrem, respectivamente, em ordem proporcional. Portanto, solo arenosos, areno-argilosos ou, eventualmente, argilosos são os mais comuns.

Localmente, a área de estudo apresenta espessa cobertura laterítica. Fator esse que é fruto de uma série de interações entre clima tropical e o substrato, gerando solos lateríticos residuais bem evoluídos (lanhes et al., 1983).



Figura 1.6: A) Pequena exposição de agregados de nódulos lateríticos. B) Exposição de horizontes de perfil de solo.

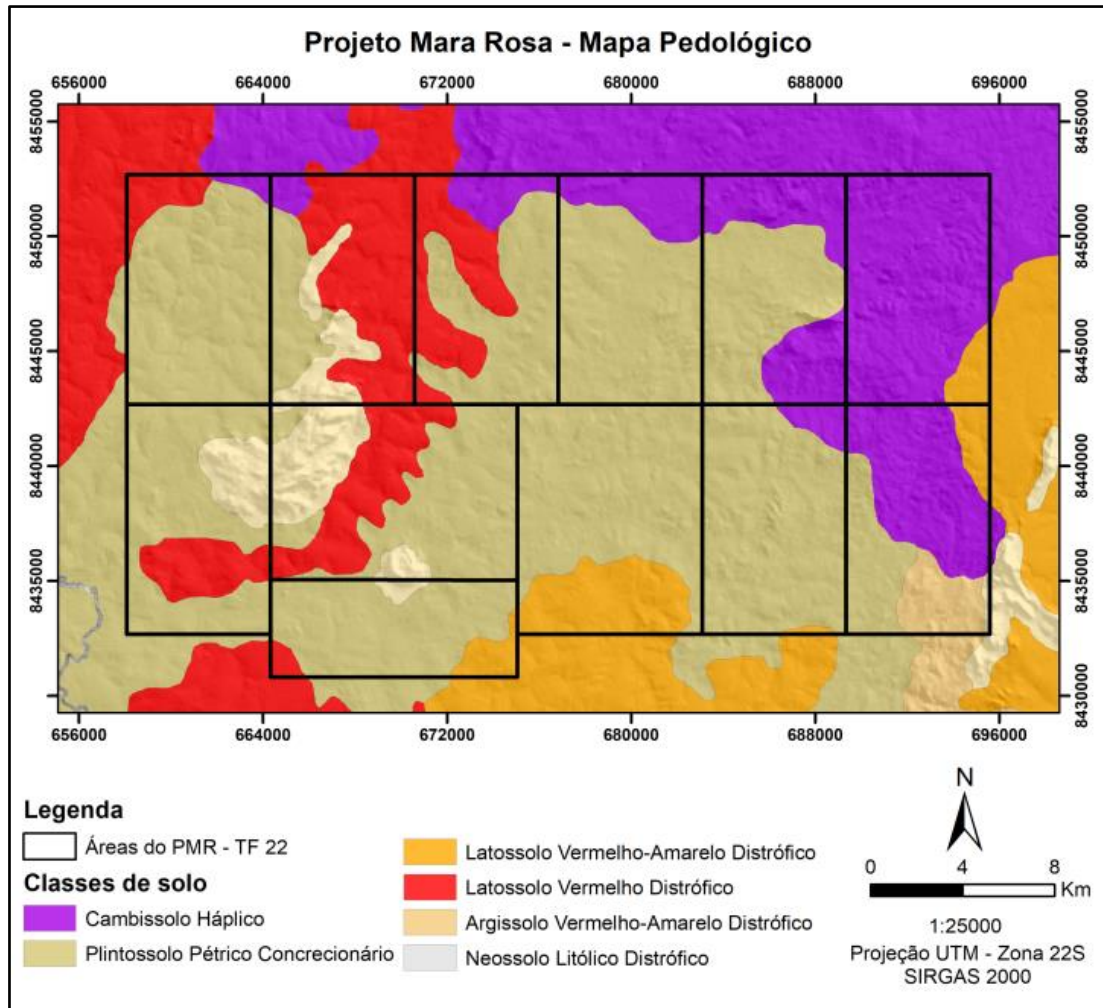


Figura 1.7: Mapa pedológico ressaltando os principais tipos que ocorrem na região.

1.4.5 Hidrografia

O município de Mara Rosa se insere na Bacia Hidrográfica do Rio Araguaia - Tocantins, mais precisamente na Bacia Hidrográfica do Rio Araguaia, segundo a Agência Nacional das Águas - ANA. O município conta com um potencial hidrográfico considerável, pois o mesmo é banhado por várias bacias hidrográficas adjacentes, sendo as principais: Bacia Hidrográfica Sta. Maria, Rio dos Bois e a bacia hidrográfica do Rio Formiga. A bacia hidrográfica do Rio Formiga é onde predominam grande parte das áreas de estudo, cujo o Rio Formiga é o principal curso d'água da região e apresenta disposição NE-SW.

No que diz respeito à área IX, grande parte dos córregos são corpos de água perenes, com vazões que aumentam consideravelmente nos períodos de chuva.

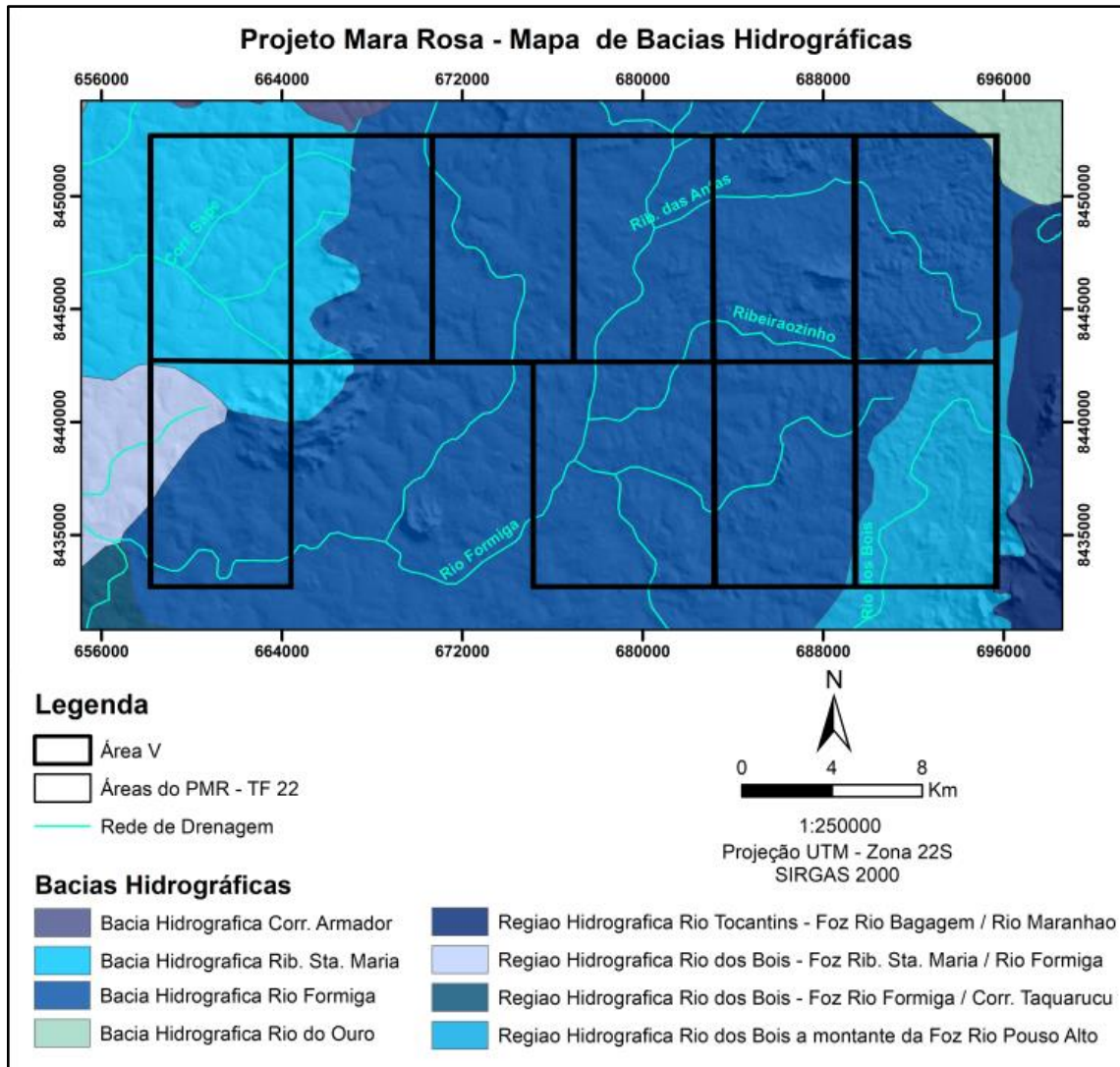


Figura 1.8: Mapa das principais bacias hidrográficas da região.

Capítulo 2

GEOLOGIA REGIONAL

2.1 PROVÍNCIA TOCANTINS

A região do Projeto Mara Rosa está situada no contexto da Província Tocantins, definida pioneiramente por Almeida *et al.* (1981) e atualizada por Hasui (2014). Essa província tectônica da região central do Brasil é balizada a oeste pelo Cráton Amazonas, a leste pelo Cráton São Francisco, a sul pela Bacia do Paraná, a qual recobre o bloco Paranapanema, e a norte pela Bacia do Parnaíba (Almeida *et al.* 1981; Hasui 2014). É um sistema orogênico de idade neoproterozóica fruto da colisão dos crátons Amazonas e São Francisco, com possível participação do bloco Paranapanema, registrando a orogênese Brasileira (Brito Neves & Cordani, 1991).

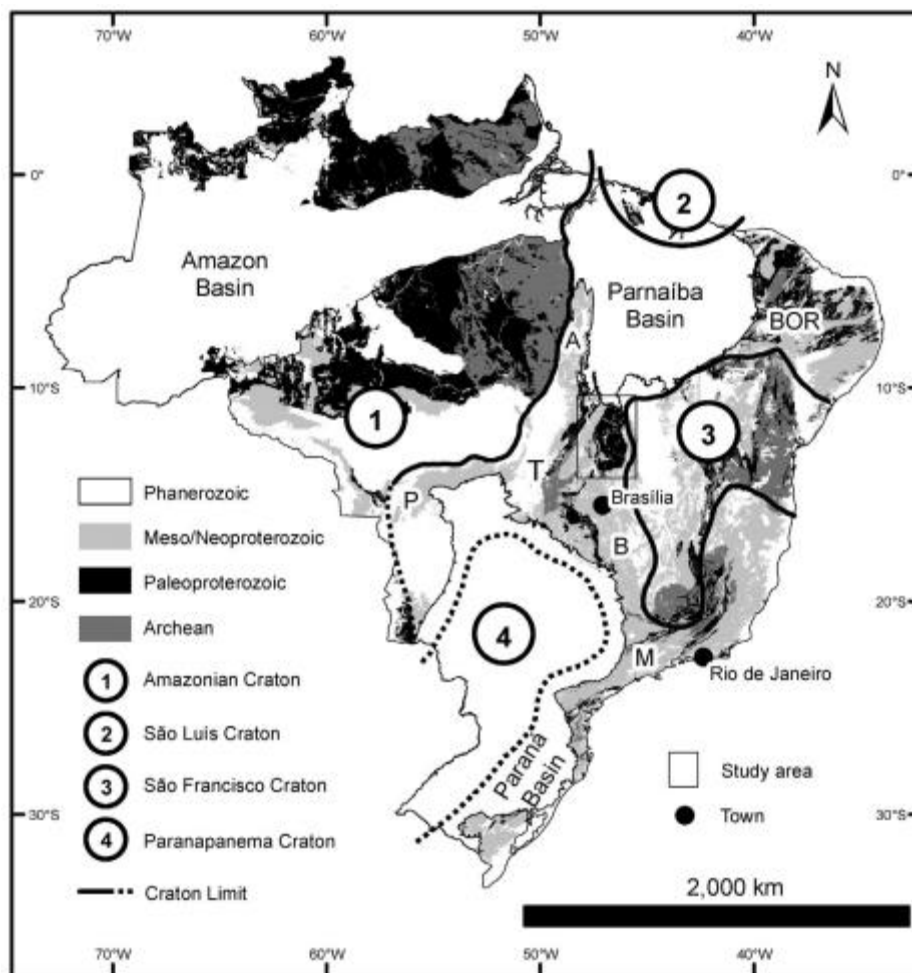


Figura 2.1: Distribuição das rochas Paleoproterozóicas no escudo brasileiro. T - Província Tocantins, BOR - Província Borborema, M - Província Mantiqueira, A - Faixa Araguaia, P - Faixa Paraguai, B - Faixa Brasília. Baseado em Bizzi *et al.* (2003) e retirado de Fuck *et al.* (2014).

Três faixas de dobramentos/cinturões orogênicos integram a província. Com disposição norte-sul ocorre a Faixa Araguaia, com disposição para sudoeste ocorre a Faixa Paraguai, em que ambas possuem vergência para leste e bordejam a parte sul/sudoeste do Cráton Amazonas. Por último, ocorre a Faixa Brasília, possuindo disposição norte-sul, vergência para oeste, bordejando o Cráton São Francisco. Cabe ressaltar que a Faixa Brasília é a de maior complexidade geológica agregada dentre as três. Compreendendo a região de estudo deste trabalho, a Faixa Brasília se estende por Minas Gerais, Goiás e Tocantins (Pimentel 2016).

O modelo proposto por Valeriano., et al. (2008) contempla uma compartimentação que leva mais em consideração a tectônica envolvida, com estilo deformacional do tipo *thin-skinned* na zona externa e *thick-skinned* na zona interna (Uhlein et al. 2012). É válido ressaltar, entretanto, que Pimentel (2016) optou por compartimentar o orógeno Brasília em quatro (i, ii, iii e iv) regiões típicas de ambientes colisionais com seguidos eventos acrescionários, levando em consideração o contexto das rochas dos grupos Araxá, Ibiá, Paranoá, Canastra e Bambuí. Com isso, a compartimentação se dá por meio de bacia de antepaís, margem passiva, bacias sin-orogênicas e núcleo metamórfico, bem como o Arco Magmático de Goiás. Os trabalhos realizados nessa região buscaram definir modelos de compartimentação levando em consideração os atributos ligados à gênese, às deformações associadas, às características metamórficas e geocronológicas. Com isso, proposto inicialmente por Fuck et al. (1994), Valeriano et al. (2008) apresentam um modelo similar que é estruturado em zonas antepaís, externa, interna, bem como o Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás.

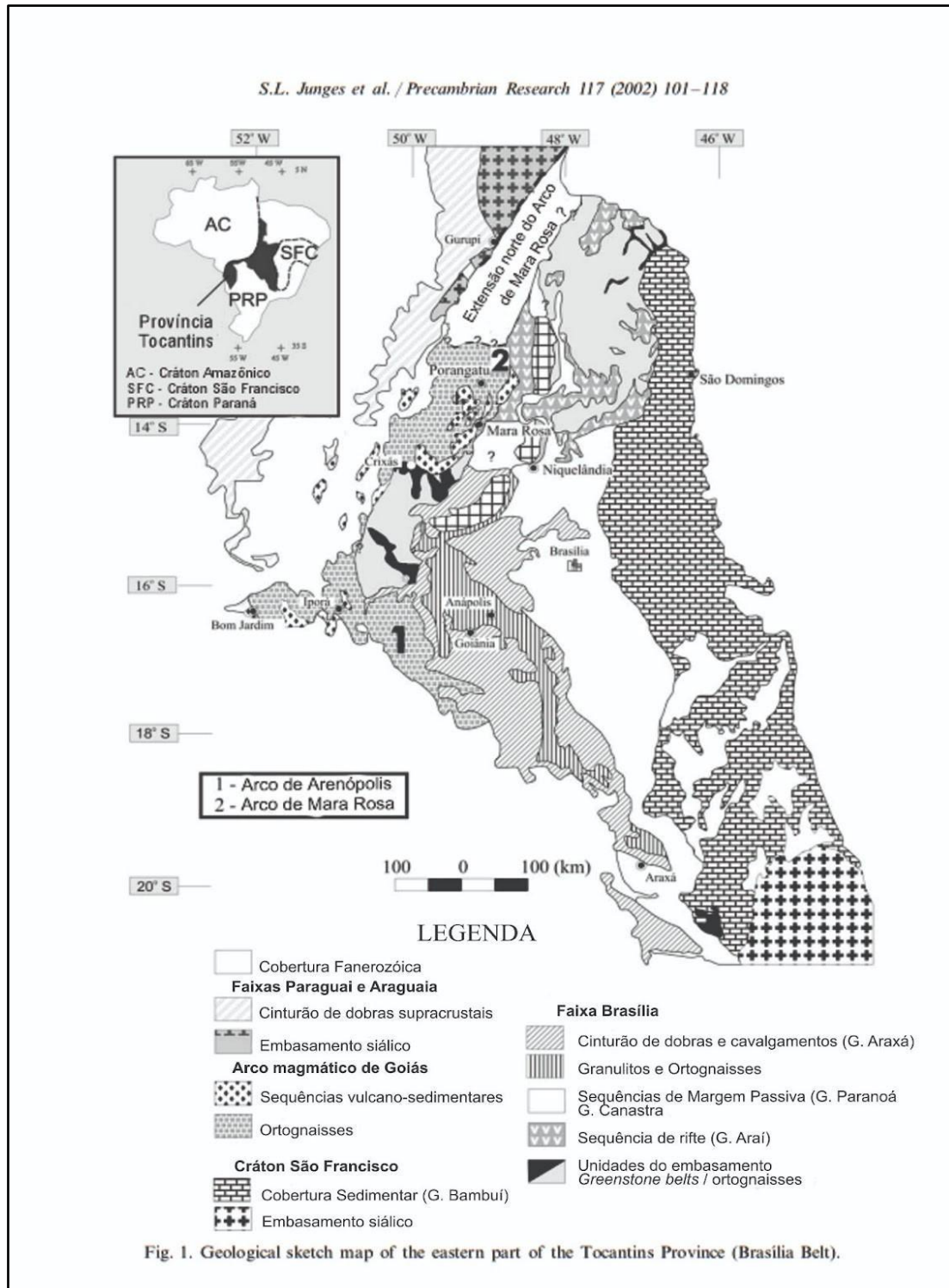


Figura 2.1.1: Porção leste da Província Tocantins evidenciando os segmentos dos arcos magmáticos Mara Rosa e Arenópolis (Junges et al., 2002).

A zona antepaís está localizada no extremo leste da faixa, é caracterizada pela exposição das rochas sedimentares em grau anquimetamórfico do Grupo Bambuí, que recobrem o embasamento Arqueano-Paleoproterozóico do Cráton São Francisco. Os empurrões de ângulo médio expõem as rochas do Grupo Paranoá ou Grupo Canastra, em que a deformação não atinge o embasamento (Dardenne 2000).

A compartimentação dada pela zona externa apresenta identidade de uma margem passiva proximal, possuindo variação entre as porções norte e sul. A parte norte desta zona apresenta uma grande exposição do embasamento Paleoproterozóico, este sendo parcialmente recoberto pelas sequências de rifte relacionadas às rocha metassedimentares do Grupo Araí. Já na porção sul, o Grupo Paranoá recobre o Grupo Araí de forma discordante, em que o cinturão de dobras e cavalgamentos com vergência para SE posiciona o Grupo Paranoá acima das sequências pelito-carbonatadas do Grupo Bambuí (Valeriano et al. 2008). A zona interna é caracterizada pela sobreposição do cinturão de dobras e cavalgamentos da zona externa por um sistema de nappes, onde as condições metamórficas variam entre fácies xisto verde e anfibolito. Esse sistema causa uma série de sobreposições entre diferentes unidades, como por exemplo a sobreposição do Grupo Araxá em relação aos Grupos Ibiá e Canastra, formando uma estrutura sinforme com vergência para NW (Valeriano et al. 2008). Os Grupos Araxá e Andrelândia abrigam as rochas metassedimentares dessa zona, onde expõem xistos com contribuição pelítica, intercalação de quartzitos finos lenticulares e rochas calcissilicáticas, o que segundo Valeriano *et al.* (2008) indica ser um ambiente deposicional de plataforma continental distal e/ou talude continental. Essa zona também abriga um núcleo metamórfico de alto grau dado pelo complexo granulítico Anápolis-Itauçu, sendo relacionado à orogênese formadora da Faixa Brasília (Piuzana *et al.* 2003).

Composto por rochas de idades que variam de 3.0 Ga a 800 Ma, o Maciço de Goiás abrange terrenos entre o arco magmático de Mara Rosa e a Região da Margem do Paleocontinente São Francisco. Limitado a oeste pela Falha Rio dos Bois e a leste pela Falha Rio Maranhão, o maciço encontra-se setorizado (Cordeiro e Oliveira, 2017) em Domínio Crixás-Goiás, Domínio Campinorte, Domínio Cavalcante-Arraias e Domínio Almas-Conceição do Tocantins. É compreendido como um provável microcontinente que foi amalgamado durante o Paleoproterozóico (Cordeiro e

Oliveira, 2017) à margem do Paleocôntinente São Francisco. Segundo Cordeiro 2014, o domínio Crixás-Goiás e Almas compunham um único bloco que colidiu com a margem do Paleocôntinente São Francisco em 2,0-2,2 Ga. A posterior formação de arcos compõe o domínio Campinorte, sequências greenstone e as suítes Aurumina e Conceição do Tocantins. Ocorrendo, na porção central e na parte do sudoeste do maciço, inclusos no domínio Campinorte, estão os complexos máficos-ultramáficos acamadados de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto. Compreendidos como intrusões contemporâneas ao magmatismo de antearco Meso-Neoproterozóico, sendo concomitante com a colisão do Arco Magmático de Goiás. A Falha Rio Maranhão, anteriormente compreendida como uma zona de sutura, é definida como uma falha intracontinental (D'el Rey Silva, 2005) formada pela reativação de estruturas do sistema de rifteamento ocorrido em 1,25 Ga (Cordeiro e Oliveira, 2017).

– **Arco Magmático Arenópolis**

Localizado na porção sul do Arco Magmático de Goiás, esse segmento possui vergência NW-SE e apresenta ortognaisses e sequências vulcano-sedimentares neoproterozóicas, bem como corpos intrusivos pós orogênicos de caráter metaluminoso, com granitóides tipo I a tipo A (Pimentel & Fuck 1992; Junges *et al.* 2002).

– **Arco Magmático Mara Rosa**

O segmento norte do Arco Magmático de Goiás possui vergência NE-SW e abriga a região da área de estudo deste presente trabalho. Essa porção apresenta sequências metavulcano-sedimentares separadas por faixas anastomosadas de ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, além de possuir suítes plutônicas pós-orogênicas de caráter gabróico a granítico (Arantes *et al.*, 1991). Kuyumjian (1994a) destaca o cavalgamento da sequência de Mara Rosa sobre os terrenos granito-greenstone de Pilar de Goiás-Hidrolina por meio da falha do Rio dos Bois. Dantas *et al.* (2001) destacam a sequência metavulcano-sedimentar oriunda da colisão continental que teve seu início em, aproximadamente, 670 Ma.

2.2 UNIDADES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS RELACIONADAS À ÁREA DE ESTUDO

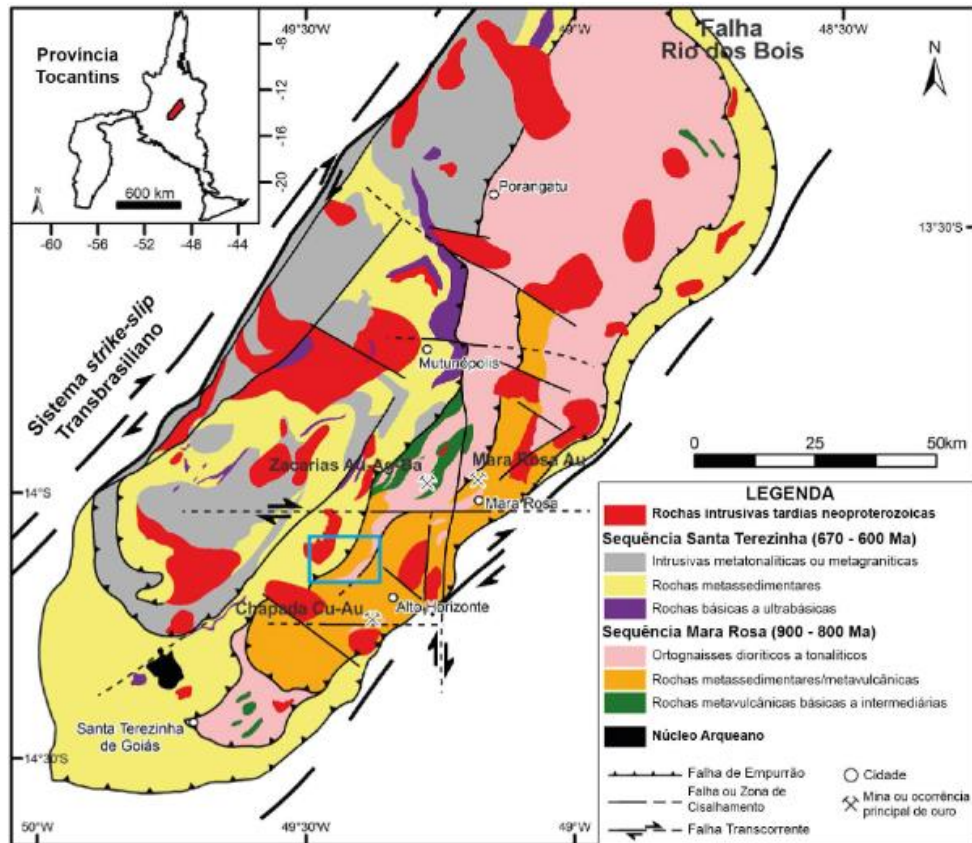


Figura 2.2: Arco Magmático Mara Rosa com ênfase nas principais unidades, elementos estruturais regionais e os depósitos associados (Oliveira et al. 2016).

O Projeto Mara Rosa abriga a litoestratigrafia presente na porção do Arco Magmático Mara Rosa, em que as unidades foram bem detalhadas e separadas na geologia da folha Campinorte por meio de mapeamento na escala 1 : 100.000, referente ao Programa Geologia do Brasil em conjunto com a Universidade de Brasília.

- Sequência metavulcano-sedimentar Campinorte

Com caráter detrítico predominante, essa sequência está associada a várias intrusões de corpos graníticos. As rochas desta unidade foram alvos de intensos episódios deformacionais durante o Paleoproterozóico e o ciclo Brasiliano-Pan Africano (Giustina et al. 2009), em que sofreram metamorfismo sob as condições da

fácies xisto verde (Oliveira *et al.* 2006). A rocha mais comum a esta unidade é o micaxisto com quartzo com variáveis quantidades de material carbonoso. Quartzitos são comumente encontrados, em que quando se apresentam de maneira mais homogênea, foram espessos pacotes, mas podendo conter maiores quantidades de mica, onde pode haver uma estrutura mais laminada na rocha. Gonditos e metacherts são comuns, ocorrendo de maneira lenticular que, assim como as rochas vulcanoclásticas félsicas, estão intercaladas às porções metassedimentares. As rochas ultramáficas metamorfizadas são interpretadas como lascas tectônicas dentro da sequência, em que estão intensamente intemperizadas e contém assembleia mineral contida entre talco, clorita e actinolita-tremolita. Os corpos plutônicos estão alongados na direção NNE e compreendem tonalitos, granodioritos e granitos metamorfizados (Giustina *et al.* 2009).

– **Suíte plutônica Pau de Mel**

Essa suíte é composta por intrusões juvenis durante a acreção do arco magmático Rhyaciano (Filgueiras 2020) com idades de 2,173-2,158 Ma (Giustina *et al.* 2009). É limitado por contatos tectônicos seguindo principalmente a direção NNE, interpretados como zonas de cisalhamento. A evolução e alocação dos corpos quanto a temporalidade é de certa forma complexa, possuindo representantes com assinatura pré-colisionais e pós-colisionais (Cordeiro *et al.* 2014). A litologia dos plútons é composta por metamonzogranitos, metatonalitos e metagranodioritos (Cordeiro *et al.* 2014) que podem apresentar milonitização (Giustina *et al.* 2009). Ressalta-se que os depósitos Mundinho e Viúva são parte dessas intrusões, os quais hospedam mineralização aurífera relacionada a zonas de cisalhamento transcorrentes de idade Neoproterozóica (Oliveira *et al.* 2004).

– **Grupo Serra da Mesa**

Incluído nas bacias sin-orogênicas do Orógeno Brasília, esse grupo é composto por sequências sedimentares depositadas em ambiente de plataforma marinha silico-carbonatada (Marques, 2009). A idade da máxima deposição é de 1.55 Ga, obtida por zircão detrítico (Martins-Ferreira *et al.* 2018), indicando a formação durante a fase pós rifte em Relação ao Grupo Araí (Marques, 2009). Embora, segundo Martins-Ferreira *et al.* (2018), a sequência basal do Grupo Serra da Mesa seja contemporânea à fase SAG do rifte. O metamorfismo é manifestado em fácies

anfíbolito e xisto verde alto durante a Orogênese Brasileira. A estratigrafia, segundo Marques (2009), é composta por unidades quartzíticas médias a finas podendo conter muscovita e unidades metapelíticas representada por muscovita xistos, muscovita-quartzo xistos e clorita xistos. Em ambas as sequências existem ocorrências lenticulares de calcixistos e mármore impuros. Estruturalmente o grupo apresenta deformação formando dobramento apertado a assimétrico (Marques, 2009).

- Sequência metavulcano-sedimentar Mara Rosa

Essa sequência possui disposição NE e abrangem litotipos como metabasaltos, metafufos intermediários a félsicos, metaultramáficas, metagrauvacas finas a médias, metacherts, formações ferríferas, além de metassedimentares psamo-pelíticas. Levando em consideração a contemporaneidade e a proximidade espacial de associações de rochas da sequência de Mara Rosa, pode-se compartimentá-la em três subunidades. Subunidade metavulcânica básica (Oliveira *et al.*, 2007), composta por rochas plutônicas e vulcânicas básicas metamorfizadas representadas por uma série de anfíbolitos com variação na granulação. A subunidade metassedimentar abrange as rochas metassedimentares psamo-pelíticas dada por xistos, os quais variam a mineralogia com associações entre granada, estauroлита, plagioclásio, quartzo, muscovita, biotita e cianita. Por fim, a subunidade metavulcano-sedimentar (Oliveira *et al.*, 2007), a qual expõe uma associação mais variada entre metavulcânicas básicas e ácidas representadas por uma diversidade de anfíbolitos, gnaisses e metassedimentares psamo-pelíticas, em geral imaturas composicionalmente, excedendo-se os quartzitos, rochas químicas e produtos hidrotermais hospedeiros de mineralizações. A Fácies anfíbolito é dominante, mas há registro de um retrometamorfismo para fácies xisto verde observada pela cloritização e epidotização, principalmente.

- Ortognaisses tonalíticos

Esta unidade ocorre de maneira intercalada entre as faixas que compõem a sequência metavulcano-sedimentar Mara Rosa. É composta por biotita gnaisses que apresentam foliação incipiente e bandamento dado pela alternância entre os domínios quartzo-feldspáticos e ricos em biotita. A assembleia padrão compõe-se de plagioclásio, quartzo, biotita, feldspato potássico e, por vezes, hornblenda, com arranjo granoblástico, configurando uma tonalidade cinza intermediário à rocha.

Ressalta-se que alguns corpos dessa unidade que se encontram em corredores de cisalhamento acabam possuindo formato sigmoidal (Oliveira *et al.*, 2007).

– **Sequência metavulcano-sedimentar Santa Terezinha**

Composta por sequências supracrustais datadas (Dantas *et al.*, 2001, Fuck 2006) a partir de vulcanismo e plutonismo que se desenvolveram entre 670-600 Ma (Fuck, 2006) compondo um segundo estágio da acreção do arco. As litologias presentes incluem uma variedade de xistos, formações ferríferas, anfibolitos (meta-andesitos) e gnaisses. A subunidade metavulcano-sedimentar é representada, sobretudo, por anfibolitos e epidoto anfibolitos. Ocorrem pequenos corpos, possivelmente intrusivos, de anfibolito médio-grosso. Em geral, os anfibolitos desta subunidade encontram-se intercalados por xistos com assembleia variada, compreendida entre hornblenda, granada, muscovita, epidoto e biotita, bem como por muscovita quartzito (Oliveira *et al.*, 2007). A subunidade de característica metassedimentar apresenta ampla variação de xistos com assembleias variadas entre granada, plagioclásio, carbonato subordinado, óxidos e, em destaque, muscovita, biotita, quartzo e epidoto. Quando em proporções maiores, a clorita pode configurar tons esverdeados mais intensos. Predomina-se a fácies xisto verde mas, com eventuais intercalações, também pode ocorrer fácies anfibolito, sugerindo-se recristalização retrometamórfica envolvida. Pelitos impuros com certo grau de imaturidade são os possíveis protolitos marcantes desta subunidade, em que protolitos de origem vulcânica não são descartados, haja visto a ocorrência de xisto contendo plagioclásio e/ou anfibólitos, como tremolita (Oliveira *et al.*, 2007).

– **Suíte Amarolândia**

Essa suíte tardi a pós-tectônica abrange pequenas intrusões de batólitos tonalíticos que apresentam deformação incipiente ou ausente. As intrusões são bastante presentes na região do segmento Mara Rosa, destaque para a exposição no depósito de Chapada, e expõem foliação, quando existente, pouco pronunciada, com uma mineralogia simples composta por plagioclásio, quartzo e biotita (Oliveira *et al.*, 2007). Cabe ressaltar que o depósito mencionado é de cobre e ouro em sistema do tipo pórfiro, o qual apresenta disseminações de sulfeto, como pirita e calcopirita. A feição estrutural marcante do depósito é um anticlinal aberto que apresenta desde metavulcânicas máficas a félsicas, a metassedimentares e metassedimentares

químicas (Junges et al., 2002). Em domínios foliados, a textura protomilonítica apresenta feições anastomosadas evidenciadas pela recristalização do quartzo e cristais neoformados de biotita. A fácies xisto verde pode ser diagnosticada por meio da ocorrência de epidoto e clorita. Análise U-Pb em zircão de tonalito do depósito Chapada mostra idade de $635 \pm 2,4$ Ma, interpretada como de cristalização magmática e tida como representativa da suíte tonalítica Amarolândia (Melo, 2006).

- Granito Faina

De natureza pós-tectônica, essa suíte exibe pequenas intrusões ácidas com deformação incipiente ou ausente, sendo possível observar textura milonítica a ultramilonítica no contato com as encaixantes metassedimentares, embora seja reconhecido pela sua feição isotrópica. É um batólito de corpo alongado na direção NE-SW composto por biotita granitos, leucogranitos, podendo assumir característica granodiorítica, com granulação média-grossa e coloração em tons de cinza claro (Oliveira et al., 2007). A mineralogia recorrente é dada por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e granada, evidenciando seu caráter peraluminoso (Fuck et al., 2007). O granito Faina foi datado em 576 ± 6 Ma (Junges et al. 2002a, 2003), enquanto as idades modelo Sm-Nd TDM se situam entre 1,1 e 1,5 Ga (Viana et al., 1995, Junges et al., 2002b).

2.3 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ORÓGENO BRASÍLIA

A composição mais antiga do Maciço de Goiás inicia com o surgimento dos terrenos TTGs arqueanos do Domínio Crixás-Goiás (Cordeiro e Oliveira, 2017) com idades 2,8-2,6 Ga (Cordeiro e Oliveira 2014), seguidos pela formação dos TTGs do Domínio Almas-Conceição do Tocantins de idade (Cordeiro e Oliveira, 2014). Ambos seguem o modelo de domos e quilhas na geração de crosta. A Formação Ticunzal, datada de 2,16-2,19 Ga (Jiménez, 2017), infere a formação de um arco continental na porção nordeste que foi rapidamente erodido, depositando as sequências observadas nessa unidade e havendo a intrusão da suíte Aurumina (2,11-2,16 Ga Jiménez, 2017), a qual sobrepõe essa sequência supracrustal no Domínio Cavalcante-Arraias. Os terrenos *greenstone* observados em Crixás, Pilar de Goiás,

Guarinos, Serra de Santa Rita e Faina são formados no Paleoproterozóico incorporados ao Domínios Crixás-Goiás e contemporâneo a formação dos *greenstone* de Almas-Conceição do Tocantins. A sequência Campinorte, segundo Della Giustina *et al.* (2009), é resultado da formação de um arco juvenil Paleoproterozóico com idades 2,17-2,05 Ga, com posterior erosão e sedimentação com ausência significativa de transporte.

A formação do Arco Magmático Mara Rosa possui dois estágios principais ocorridos durante o Neoproterozóico. Segundo Valeriano *et al.* (2014), concomitante à formação da margem passiva na borda do Paleocontinente São Francisco há a formação de um arco insular (0,89-0,80 Ga) , ainda que haja dúvidas a respeito da configuração da subducção. O pico de metamorfismo em fácies anfíbolito a granulito registrado em ~0,78 Ga está relacionado com essa fase final do arco insular e corresponde a colisão (0,80-0,77 Ga) entre o Arco magmático e o Maciço de Goiás (Cordeiro e Oliveira, 2014), sendo mais pronunciado no domínio Campinorte, registrada pela Falha Rio dos Bois e a consequente intrusão dos Complexos máficos-ultramáficos acamadados de Barro Alto, Niquelândia e Canabrava . O segundo estágio coincide com a formação de um arco continental (0,67-0,60 Ga) correspondendo às sequências supracrustais, bem como um magmatismo contendo contaminação crustal. Junto a esse evento observa-se um pico metamórfico de fácies xisto verde a anfíbolito de 0,63-0,62 Ga.

O evento colisional responsável pela configuração final do Orógeno Brasília inicia com o Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás incorporados à borda do Paleocontinente São Francisco, concomitante à geração da fase continental do Arco Magmático de Goiás. Segundo Valeriano *et al.* (2014), o estágio inicial compreende na geração de cisalhamentos de baixo ângulo nas sequências sedimentares do Grupo Araxá, dobramento isoclinal recumbente e foliação pervasiva, além da geração de granulitos, fusão parcial e intrusões sin-tectônicas. O pico metamórfico coincide com o registrado no arco variando de 0,65-0,63 Ga. Já O estágio posterior (Valeriano *et al.*, 2014) compreendem como sendo a exposição. O fechamento do oceano Goiás-Pharusiano (Cordani *et al.*, 2013) no final do sistema orogênico culmina na mega Zona de Cisalhamento Transbrasílica com direção NE que é compreendida como um

corredor tectônico (Cordani *et al.*, 2013), o qual abriga um conjunto de zonas de cisalhamento dúcteis e as zonas de sutura do estágio final do Orógeno Brasília.

2.4 SÍNTESE METALOGENÉTICA DO ARCO MAGMÁTICO MARA ROSA

O arco magmático de Mara Rosa é um importante setor na exploração mineral, principalmente cobre e ouro, sendo uma região de intensos estudos desde 1970 (referência). Resumidamente, quatro depósitos desse contexto possuem grande destaque. Zacarias, de caráter vulcanogênico estratiforme com mineralizações, de Au-Ag-Ba, hospedadas em barita quartzito rico em oellacherita (Poll, 1994). Chapada, interpretado como vulcanogênico por Kuyumjian (1989) ou do tipo pórfiro por Richardson *et al.* (1986), com mineralizações de cobre e ouro, em que as rochas hospedeiras são biotita xisto feldspático e xisto rico em sericita. Depósito de ouro Posse, de característica epigenética controlada por zona de cisalhamento mesozonal com microclínio gnaisse sendo a rocha hospedeira (Pallermo *et al.*, 2000). Já o depósito de Mundinho é controlado por dioritos ricos em magnetita, com geometria em veios ocorrendo mineralizações de Au-Cu-Bi.

Capítulo 3

FERRAMENTAS COMPLEMENTARES À CARTOGRAFIA GEOLÓGICA

3.1 SENSORIAMENTO REMOTO

A tecnologia proveniente do Sensoriamento Remoto nos permite obter informações sobre a superfície de interesse de estudo sem a necessidade de um contato físico direto. Através dessas tecnologias os dados são obtidos com equipamentos que são capazes de transformar alguma forma de energia em um sinal passível de ser convertido em informações da superfície terrestre (Arcanjo 2011). Com isso, o sensoriamento remoto é uma ferramenta aliada às metodologias da fase pré campo, auxiliando na orientação do estudo, bem como introduzindo interpretações prévias. A partir das características espectrais em superfície, padrões de relevo, drenagem e controle estrutural, foram gerados alguns produtos que refletem as variações composicionais, estruturais e geomorfológicas da área de estudo do Projeto Mara Rosa.

Ao Modelo Digital de Elevação (MDE) Alos Palsar foram aplicados algoritmos de sombreamento de relevo (hillshade) e de extração de curvas de nível em parâmetros de entrada. Este processo resultou na geração de um dado matricial de relevo simulado e um dado vetorial de elevação do terreno.

Os dados matriciais e vetoriais, bem como as imagens orbitais foram trabalhadas em SIG (Sistema de Informações Geográficas). Para este fim, softwares diversos de geoprocessamento foram utilizados, incluindo Google Earth Pro e Qgis (30.20.2) ambos gratuitos, arcMap (10.5) fornecido pelo Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

3.1.1 Natureza dos dados

CBERS 4A

A Agência Espacial Brasileira (AEB) e a Administração Espacial Nacional da China (CNSA, na sigla em inglês) decidiram, de comum acordo, começar o trabalho de desenvolvimento, construção e montagem do satélite CBERS-4A. O programa CBERS fornece imagens via satélites para monitorar o meio ambiente, verificar desmatamentos, desastres naturais, a expansão da agricultura e das cidades, entre outras aplicações.

MDE – modelo digital de elevação (Alos Palsar)

O satélite ALOS foi lançado pela Japan Aerospace Exploration Agency - JAXA. Nele foi incorporadas características necessárias aos satélites modernos: velocidade, precisão no tratamento de dados e precisão do seu posicionamento espacial. O sensor de microondas PALSAR foi incorporado ao satélite com a capacidade de obter imagens diurnas e noturnas sem interferência de nebulosidade e com resolução considerada.

3.1.2 Processamento de dados

Após extrair os arquivos necessários para embasar os produtos a serem gerados, se faz essencial a utilização de softwares de geoprocessamento que auxilie na confecção de mapas interpretativos e um - este principalmente- que sirva para a navegação diária de mapeamento. Com isso, é pertinente seguir-se um fluxo de trabalho:

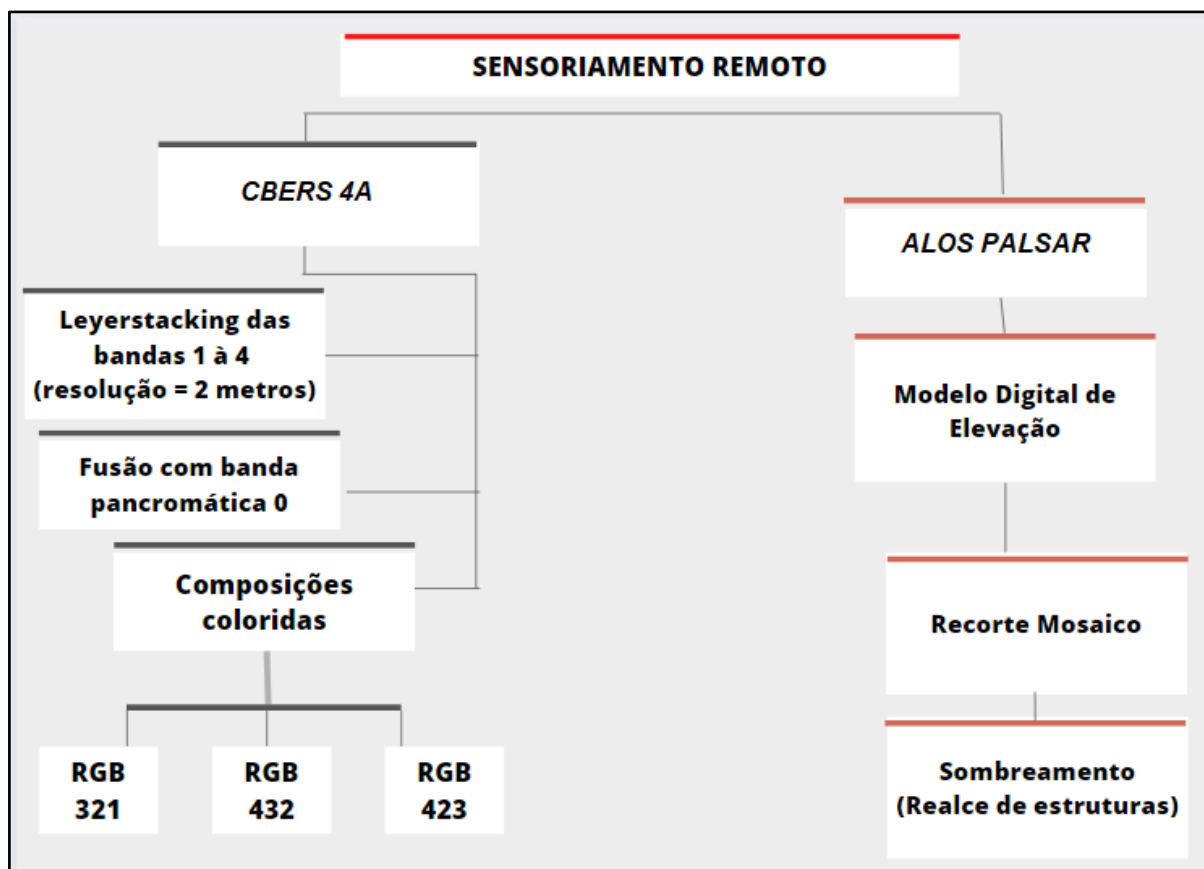


Figura 3.1: Fluxograma de processamento dos produtos.

Mapa hipsométrico

O mapa hipsométrico busca representar, com base em uma escala de cores, a variação topográfica do relevo em questão. A partir de dados de elevação, se faz possível ilustrar por meio de cores essa variação de altitude. Ressalta-se que as cores adotadas para esse tipo de mapa fazem parte de uma convenção. Cores em tons de marrom alaranjado indicam regiões de maior altitude. Em tons amarelados, a cor representa porções medianas do relevo e, em tons esverdeados se encontram as porções mais basais, onde se alocam os corpos hídricos da região. Essa relação tridimensional que esse tipo de mapa oferece, aliada às condições climáticas-hídricas da região, servem de apoio para o entendimento geomorfológico, bem como a inferência da maturidade dos perfis de solo e exposição, ou não, de rochas.

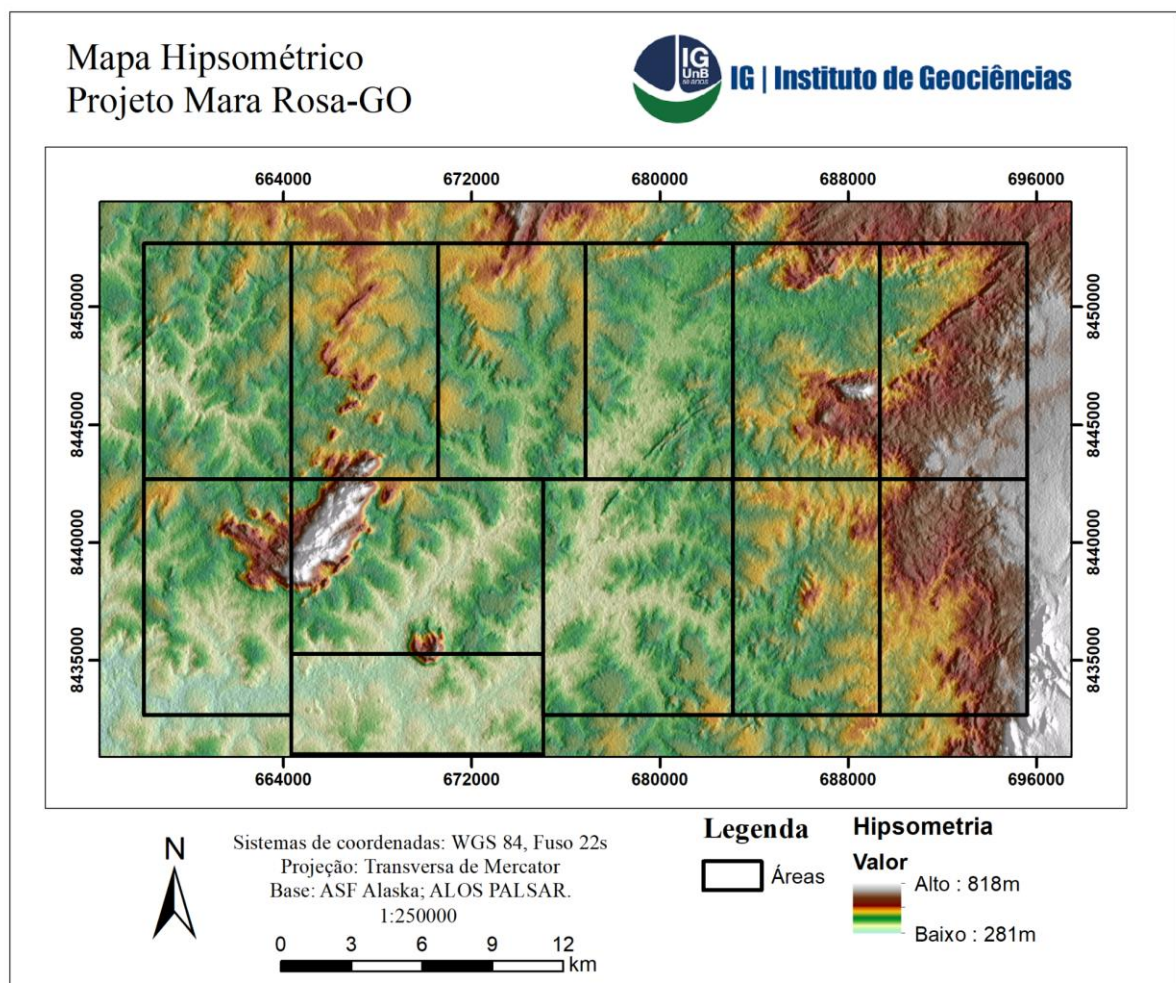


Figura 3.2: Mapa hipsométrico do Projeto Mara rosa.

Depois da obtenção dos dados orbitais MDE (Alos Palsar) e CBERS 4A, as imagens foram processadas independente entre si e, posteriormente, seus resultados sendo integrados para a geração de produtos interpretados.

Imagens Hillshade

Na Geologia, a interpretação do Modelo Digital de Elevação (MDE) é uma importante etapa que antecede qualquer trabalho realizado em campo. Através do Radar Alos Palsar foi possível obter o MDE. A interpretação do modelo através dos dados obtidos, obteve-se informações referentes à morfologia do terreno a ser estudado, padrões de drenagens e a geologia. Com isso, as interpretações de geologia podem até mesmo predizer litologias e estruturas geológicas presentes no terreno. Esses dados podem ser realçados e interpretados a partir de imagem de sombreamento do modelo MDE também conhecido como hillshade (Figura 3.1.3). Essa imagem equivale a uma de radar, a qual se destaca, através dos níveis de cinza, informações morfológicas do terreno por meio de um ângulo de iluminação (Tabela 3.1.1), sendo assim, podendo ser interpretada da mesma forma em que se interpreta uma imagem de radar.

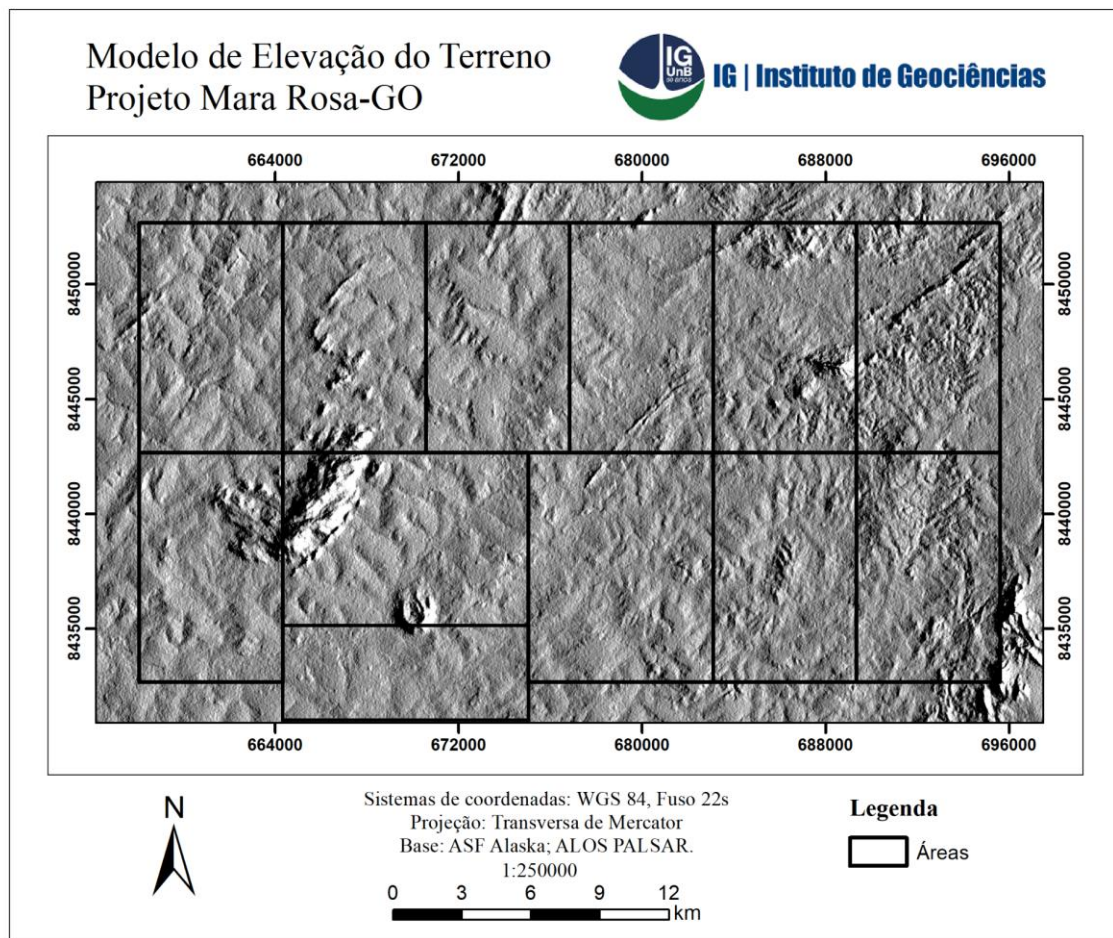


Figura 3.3: Mapa de modelo digital de elevação sombreado.

Hillshade			
Fator Z	Azimute	Ângulo de Inclinação	Escala de Cores
2,5	300°	40°	50%

Tabela 3.1: Parâmetros utilizados na produção do Mapa de modelo digital de elevação.

O objetivo dessa etapa é conseguir realçar feições de relevo com direções e atitudes distintas através da variação de luz e sombra. A fotoanálise conjunta dos realces de feições de relevo permite gerar um mapa de lineamentos, auxiliando na interpretação de elementos estruturais.

Composições coloridas

As imagens CBERS 04A passaram por um empilhamento de bandas 1 à 4 (*layerstacking*), unindo-as em um arquivo raster único, possibilitando suas combinações e composições coloridas. Em seguida, foi feita uma fusão de imagem empilhada com a banda 0 (pancromática), por meio da ferramenta *pansharpening*, onde os pixels das bandas 1 a 4, inicialmente com resolução de 8 metros, foram reamostrados com base nos pixels da banda 0, de 2 metros de resolução espacial, resultando em uma imagem multiespectral com 4 bandas (B,G,R e NIR), ambas com pixel 2x2 metros.

i. RGB (321): Composição colorida que simula as cores reais da região. Utilizado para fins de localização e observação da área como a identificação de trajetos, pavimentados ou não.

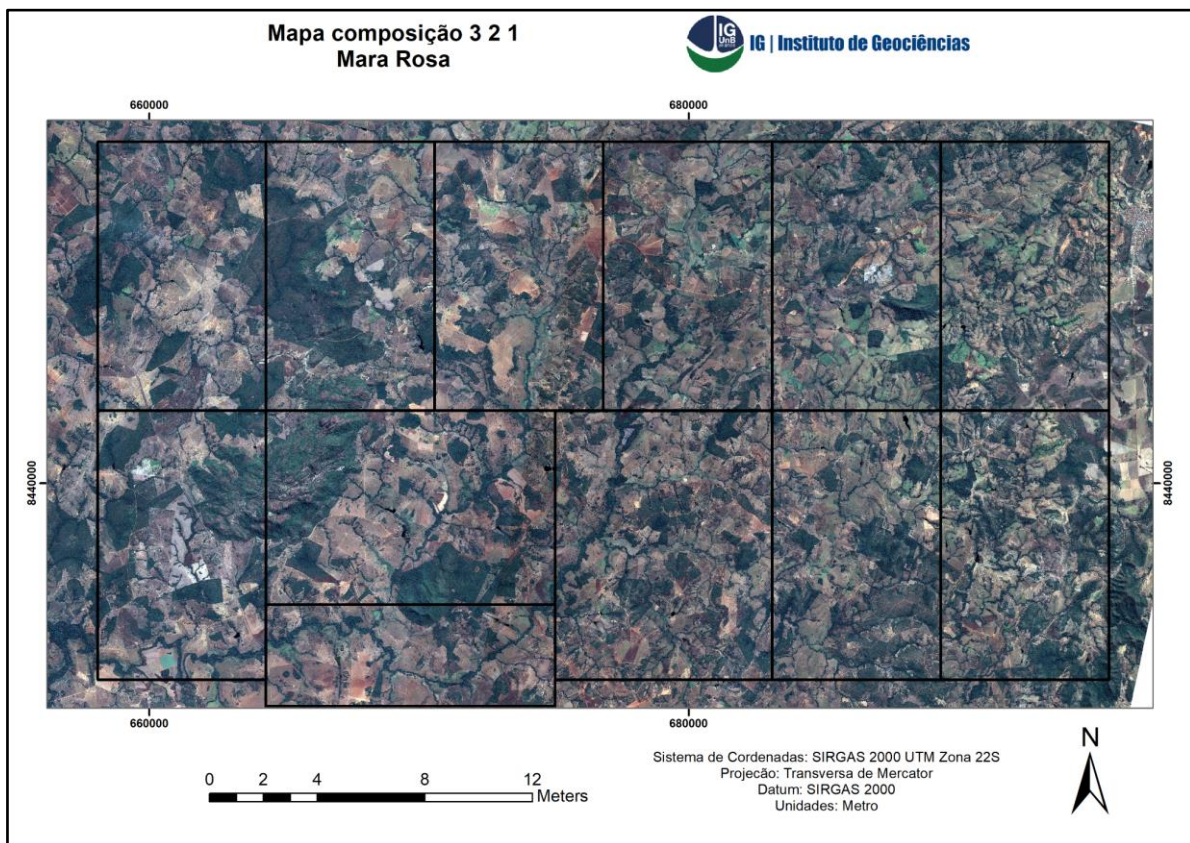


Figura 3.4: Mapa de composição das Bandas 321

ii. **RGB (432)**: Composição colorida com objetivo de obter melhor visualização de drenagens, realçadas em regiões contendo mata ciliar, e vegetação fotossinteticamente ativa.

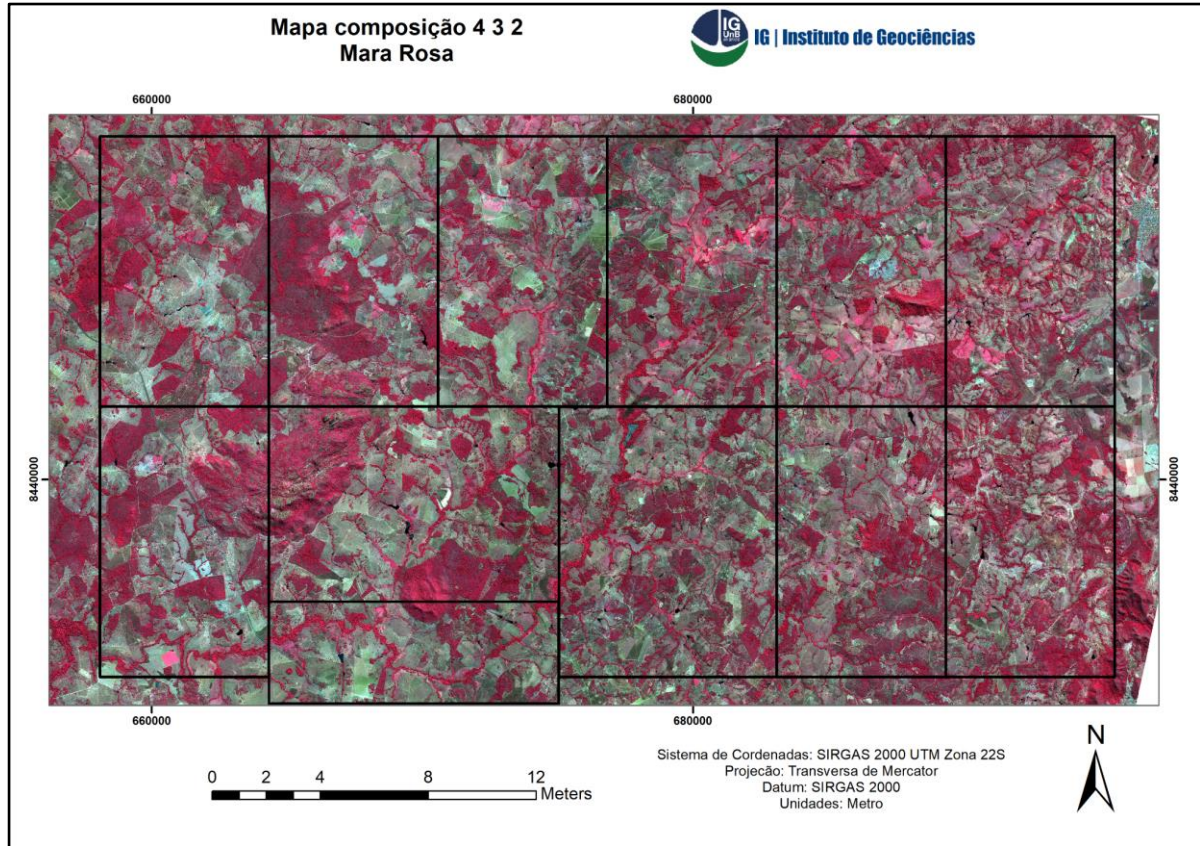


Figura 3.5: Mapa de composição das Bandas 432.

iii. RGB (423): Composição que, por meio do sinal da vegetação obtido, tem como resultado principal o destaque de elementos texturais e estruturais do relevo na imagem, bem como para extração e análise de componentes principais (PCA - Principal Component Analysis).

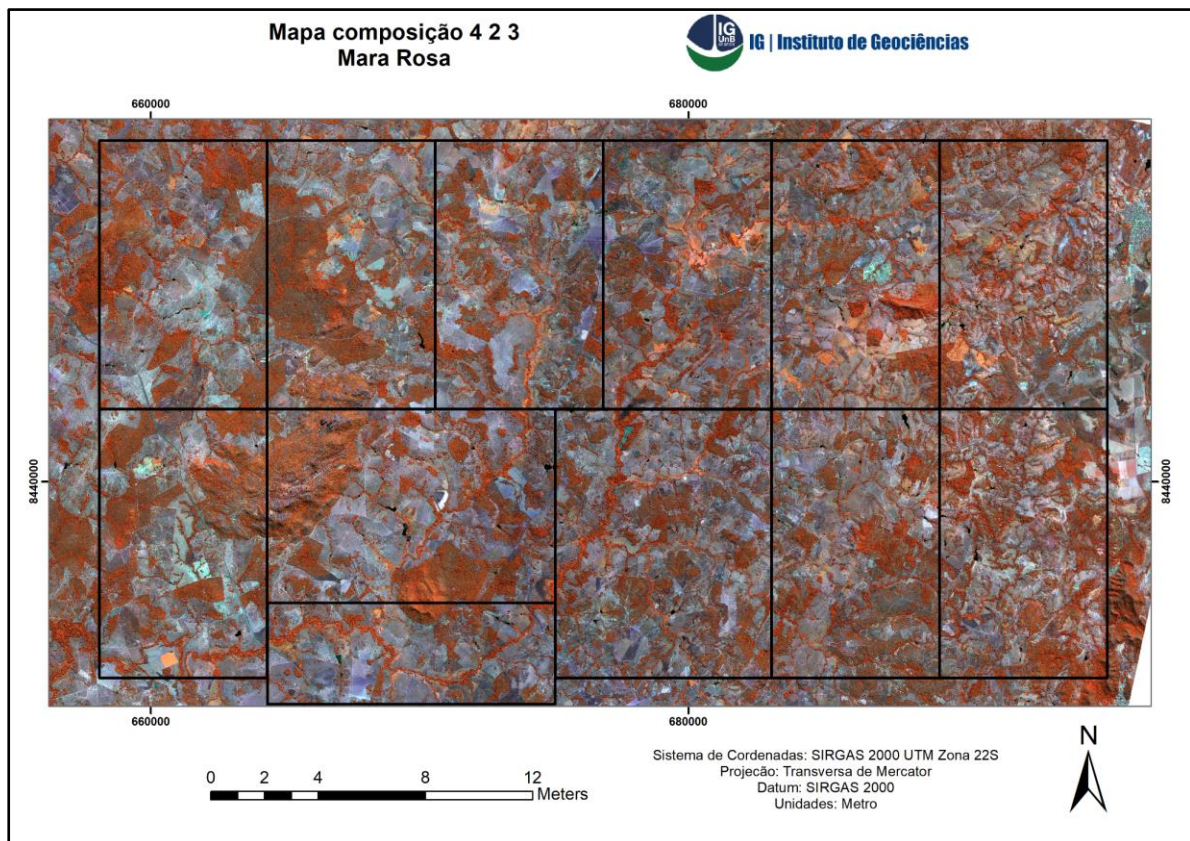


Figura 3.6: Mapa de composição das Bandas 423.

3.1.3 Confeção de Mapa Base

O mapa base do Projeto Mara Rosa foi confeccionado por meio de vetorização e análise de elementos cartográficos em imagens de sensores remotos, com a utilização de ferramentas e softwares de geoprocessamento. As imagens utilizadas foram as do CBERS 4A, Radar Alos Palsar e Google Earth.

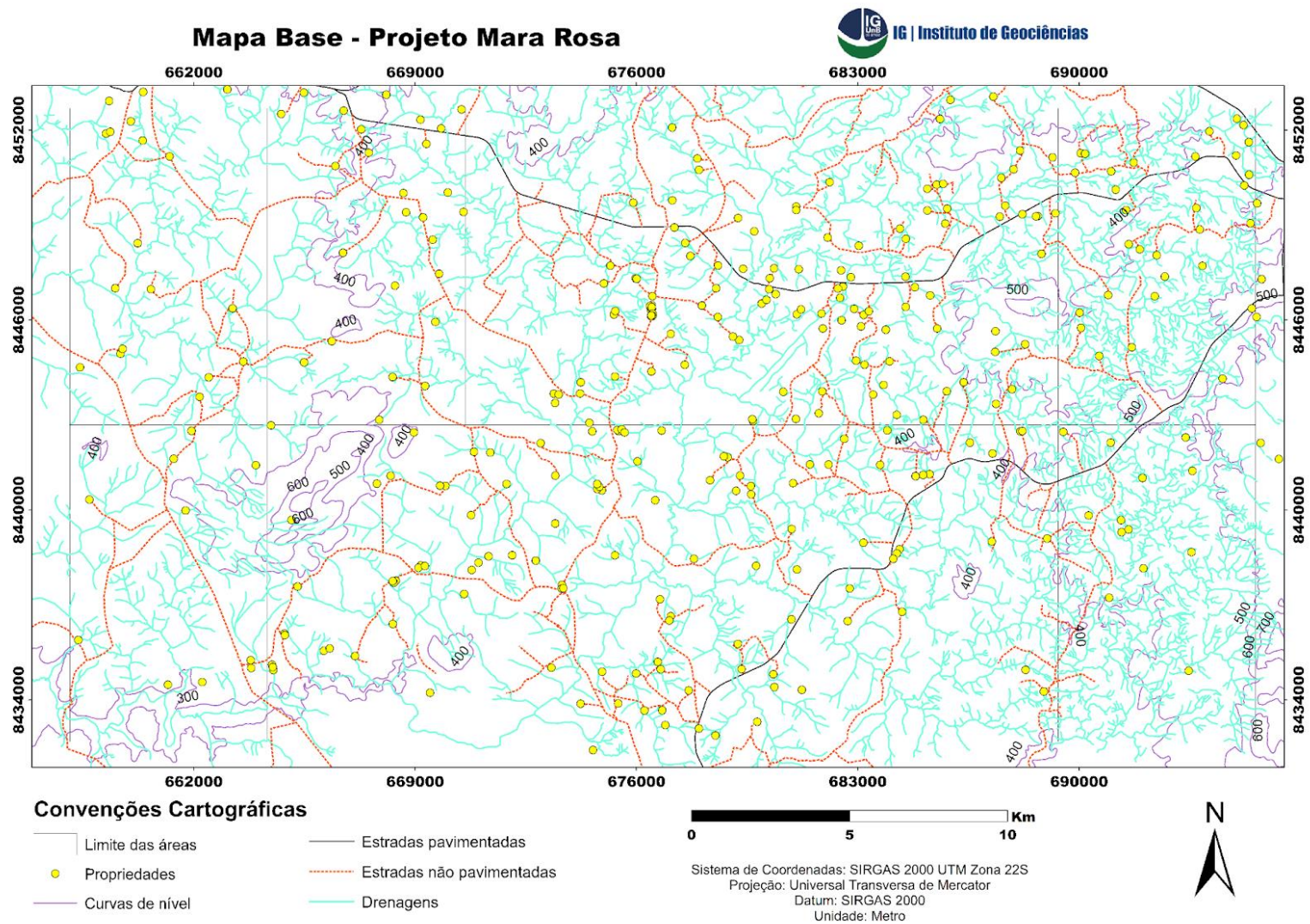


Figura 3.7: Mapa Base do Projeto Mara Rosa.

3.1.4 Análise e interpretação dos dados obtidos por sensores remotos

Para obtenção de dados provenientes dos sensores remotos, foram realizadas duas etapas diferentes entre si. A primeira teve como objetivo identificar os lineamentos morfoestruturais de relevo que estão presentes na área do Projeto Mara Rosa. Já na segunda etapa, foram analisados os lineamentos de drenagem, com objetivo de obter uma visão mais detalhada da região. Com isso, foi gerado um mapa que relaciona esses dois elementos estruturais para uma melhor visualização da dinâmica estrutural da região.

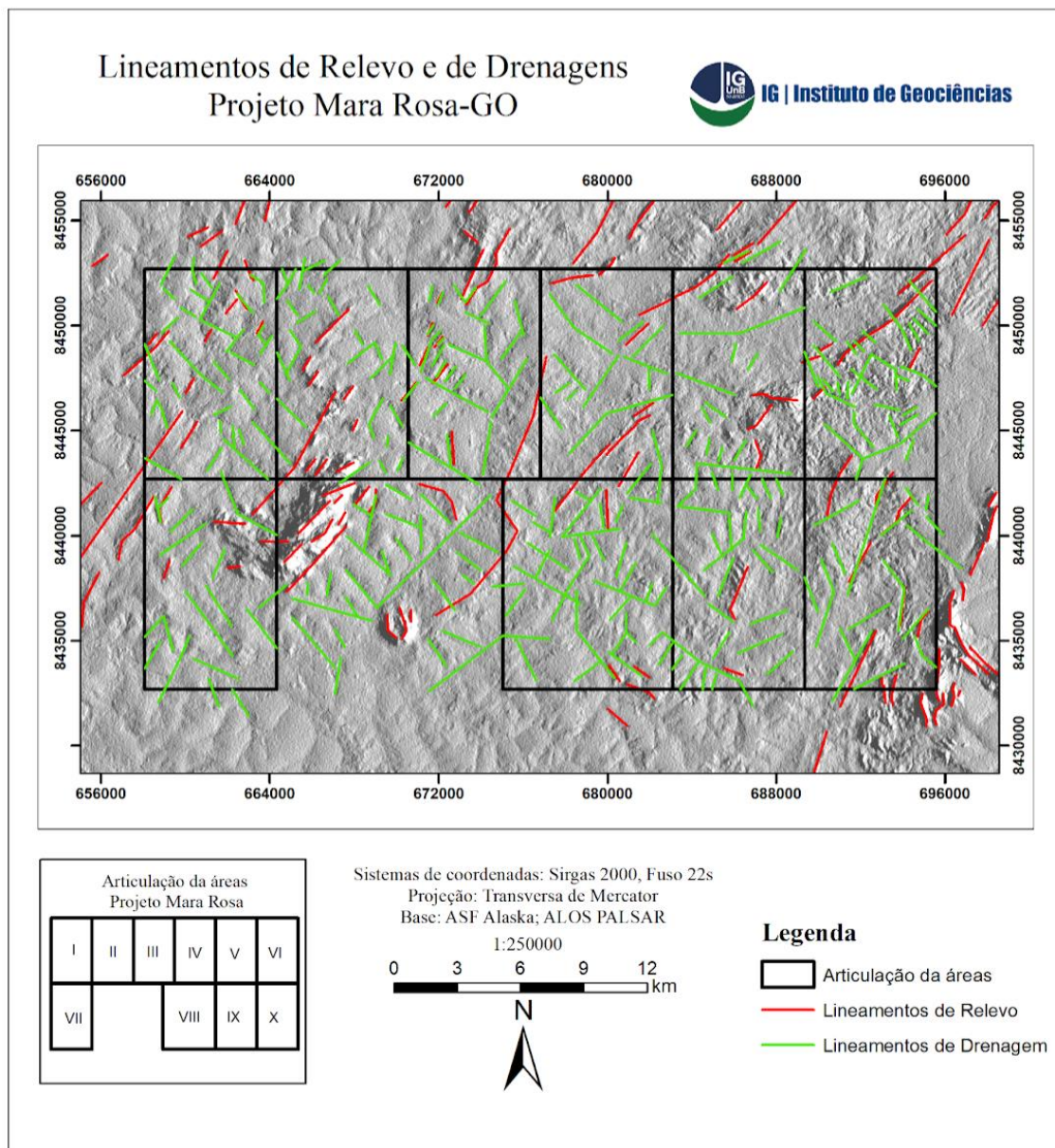


Figura 3.8: Mapa de lineamentos do projeto Mara Rosa.

Em relação aos lineamentos de relevos realçados na figura acima da área do Projeto Mara Rosa, observa-se uma orientação preferencial NE- SW. Já em relação aos lineamentos de drenagem, são observadas direções heterogêneas. Há direções, porém, que estão mais evidenciadas, seja pela densidade e/ou extensão dos lineamentos, sendo elas NE-SW e NW-SE. Vale salientar que os lineamentos de drenagem têm boa representatividade para o estudo da área quando se pretende, portanto, analisar o contexto geológico-estrutural desses *trends*. Localmente, a área IX apresenta maior densidade de lineamentos de drenagem com ausência de direção preferencial. Isso está intrinsecamente ligado à forma em que o relevo aparece nessa região e em como a drenagem se encaixa nele (figura 3.1.2 - mapa hipsométrico). As porções norte e leste da área são tomadas pela variação topográfica média a baixa. A porção sudoeste, no entanto, apresenta as regiões topográficas mais baixas. A causa da falta de padrão direcional dos lineamentos está fortemente ligada ao fato da geologia da área ser boa representante da presença da suíte Amarolândia, com alocação pós-orogênica que não carrega as estruturas regionais principais. Lineamentos mais prolongados, portanto, podem auxiliar na identificação de estruturas mais proeminentes, sendo melhor constatadas em campo.

O estudo da morfologia dos compartimentos de relevo, evidenciada no mapa hipsométrico, permite uma avaliação da resposta geológica anterior aos processos que a alteraram, tanto quimicamente quanto estruturalmente a partir dos conceitos de superfícies geomorfológicas e estruturais (Silva, 2009). O esforço em definir as características particulares de cada superfície resulta em evidências diretas ou indiretas de respostas geológicas. A ocorrência, por exemplo, de uma cobertura de solo pouco espessa em setores aplainados, abre a possibilidade de que nas drenagens pode haver a ocorrência de saprolito ou, até mesmo, de rocha sã. A presença de cristas e inselbergs, em geral, refletem a existência de um material geológico de mais resistência. Tais características facilitam tanto no planejamento de um mapeamento quanto na resolução de ambiguidades geradas em outros métodos subsidiários ao mapeamento geológico.

A superfície denominada de Ciclo Velhas é amplamente observada no Brasil central (Braun 1971), como platôs de relevo suave truncados pela rede de drenagem que promovem a denudação e exposição do saprolito. Segundo (Porto e Hale, 1994),

a Região de Mara Rosa, a qual é ilustrada por extensos domínios de platôs pertencentes ao Ciclo Velhas, possui um perfil de intemperismo (figura 3.1.10) que, quando completo, é coincidente com a Superfície Velhas, apresentando espessura aproximada de 40 metros. Quando a porção do platô que se encontra denudada (cores cinza e branco na figura 3.1.2), acaba se expondo um perfil reduzido, podendo estar encoberto por blocos da crosta ferruginosa e material herdado da Superfície. Nesse setor também é exposto um saprolito que apresenta parcial preservação da estrutura primária da rocha, como foliação e possivelmente textura, sendo de importante valor para o mapeamento. A parte exposta (em tons de verde na figura 3.1.2) coincide com a maior área, portanto, com grande potencial para mapeamento geológico.

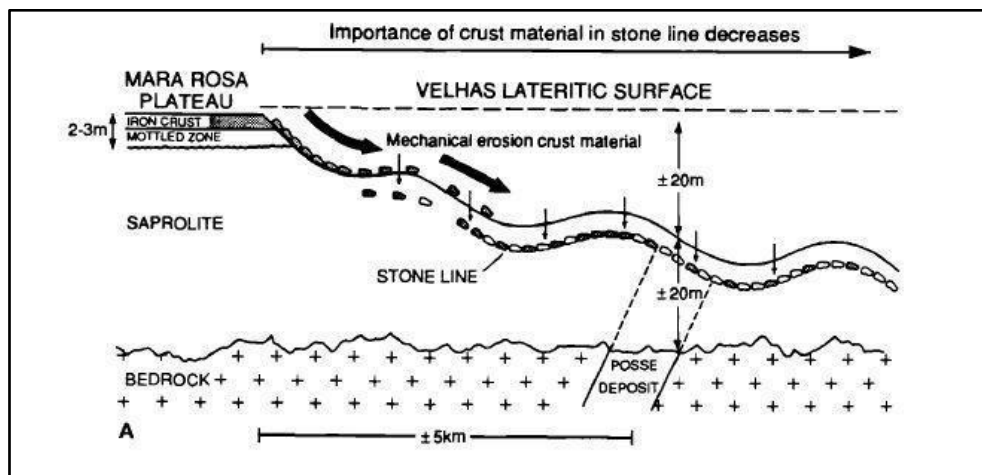


Figura 3.9: Representação esquemática da superfície associada ao perfil intempérico de Mara Rosa (Modificado de Hale e Porto, 1994).

3.1.5 Zonas homólogas do Projeto Mara Rosa

A extração de feições de interesse geológico contidas em todas as etapas acima citadas, nos permitem classificar através de características fisiográficas do terreno estudado, zonas homólogas com características semelhantes. Essa classificação é importante no entendimento da dinâmica geológica que ocorre na área, estando separadas e classificadas de acordo com a figura (3.1.11.):

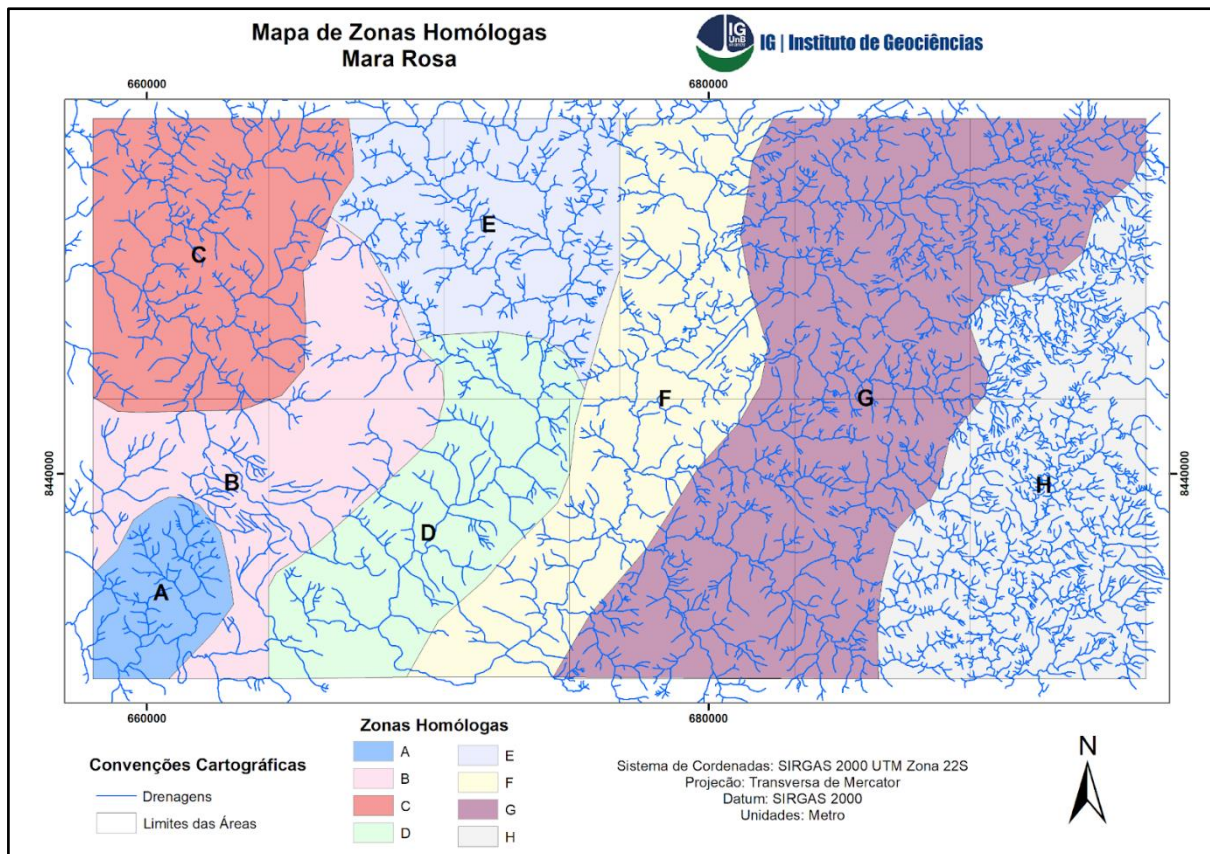


Figura 3.10: Mapa de Zonas homólogas de drenagens.

Zona homóloga A: Apresenta densidade moderada com sinuosidade mista, tropia multidirecional desordenada com assimetria moderada a fraca, exibindo padrão dendrítico com formas anômalas em arco. Localmente, também apresenta padrão retangular com angularidade alta, sinuosidade retilínea e formas anômalas em cotovelo

Zona homóloga B: Apresenta densidade baixa, podendo ser média a alta em alguns domínios, segmentos mais retilíneos, a angularidade é baixa com uma tropia unidirecional e assimetria fraca, exibindo padrão retilíneo. O padrão dendrítico também é observado, nesse caso exibe sinuosidades mais curvas, com angularidade média, tropia tridirecional e fraca assimetria.

Zona homóloga C: Apresenta densidade moderada com segmentos de sinuosidade mista, localmente ocorrem alguns cotovelos, a angularidade é baixa a moderada com uma tropia multidirecional desordenada e assimetria fraca, exibindo padrão dendrítico. Ressalta-se que boa parte das conexões de drenagem apresentam angularidade alta, além de que também é possível observar focos de padrão treliça, com segmentos mais retilíneos, tropia bidirecional, assimetria fraca e formas anômalas em cotovelo.

Zona homóloga D: Apresenta densidade moderada, os segmentos se conectam com angularidade moderada e sinuosidade mista, exibe padrão dendrítico com assimetria fraca e tropia tridirecional, bem como formas em arco e cotovelo. Também é possível observar o padrão em treliça de densidade mais baixa, sinuosidade retilínea com angularidade elevada, tropia bidirecional e assimetria forte.

Zona homóloga E: Apresenta de maneira mais expressiva o padrão em treliça, com densidade moderada, tropia bidirecional e sinuosidade mista. Observa-se focos dendríticos com baixa densidade, angularidade moderada e sinuosidade mista, tropia tridirecional e assimetria fraca. Indo além, ocorre também o padrão radial centrífugo de densidade média, exibe assimetria fraca e formas em arcos.

Zona homóloga F: Apresenta densidade moderada com sinuosidade mista, tropia tridirecional com assimetria fraca, exibindo padrão dendrítico com alguns cotovelos. Nessa zona também ocorre padrão treliça de densidade média, sinuosidade e angularidade mistas, tropia bidirecional com assimetria fraca. O padrão retangular ocorre localmente, com baixa densidade e sinuosidade retilínea, angularidade alta, tropia bidirecional e formas anômalas em arco, cotovelo e meandros isolados.

Zona homóloga G: Apresenta densidade moderada a alta com uma sinuosidade mista, tropia multidirecional desordenada com assimetria forte, exibindo um padrão dendrítico. O padrão treliça também ocorre, com sinuosidade mista e densidade moderada, tropia bidirecional e fraca assimetria, apresentando formas em cotovelos.

Zona homóloga H: Apresenta uma densidade alta com segmentos curvilíneos, tropia bidirecional com assimetria fraca, exibindo padrão treliça. O padrão dendrítico também ocorre com densidade elevada, sinuosidade curva, tropia multidirecional desordenada e assimetria fraca. Localmente ocorre padrão paralelo com alta densidade, angularidade baixa e sinuosidade retilínea, tropia unidirecional e assimetria fraca.

Apesar da setorização das zonas homólogas, nota-se que há pouca correspondência entre a geometria dos domínios e a esperada variabilidade litológica de sequências metavulcano-sedimentares, bem como importantes intrusões na área. Dessa forma, os padrões observados não apresentam uma resposta geológica, sendo portanto um produto secundário.

3.2 Aerogeofísica

No que se refere à aplicação de sensores e tecnologias ao mapeamento geológico, a aerogeofísica tem se destacado e se tornado cada vez mais indispensável. Dentre as inúmeras vantagens ressalta-se a capacidade de isolar respostas inerentes aos minerais eliminando, por exemplo, o fator vegetação e a depender do método, coberturas geradas no intemperismo e reservatórios de água, que em regiões tropicais sempre representam dificuldades no mapeamento (Jaques *et al.*, 1997). Os métodos magnetométricos e gamaespectrométricos permitem o mapeamento em superfície e subsuperfície, que abarcam desde levantamentos composicionais na porção mais rasa, como de fato os sensores de gamaespectrometria realizam, bem como mapeamentos em regiões mais profundas ressaltando desde estruturas do embasamento (Jaques *et al.*, 1997) até estruturas mais rasas (Jaques *et al.*, 1997, Dentith, 2014, Ferreira, 2016), nesse caso a magnetometria tem sido amplamente utilizada. Além da própria eficiência dos métodos é levado em consideração o custo-benefício dos levantamentos que exigem

uma certa logística, no entanto cobrem grandes dimensões em curto períodos, o que torna a aerogeofísica muito mais barata nas etapas iniciais de um estudo estritamente geológico.

O presente capítulo visa utilizar dados de aeromagnetometria e aerogamaespectrometria e respectivas técnicas de processamento e extração de dados para gerar produtos que auxiliem no estudo estrutural e de diferenciação de litotipos. A aplicação desses produtos é de grande importância uma vez que o terreno estudado é intensamente deformado e possui uma variedade de rochas alteradas por metamorfismo e metassomatismo.

3.2.1 Embasamento Teórico

3.2.1.1 Magnetometria

O método magnetométrico parte da possibilidade de medir o campo magnético que varia em função da interação com rochas em relação ao *background*, estabelecendo anomalias denominadas CMA (Campo Magnético Anômalo).

O campo magnético interno é resultante de processos de convecção no núcleo da Terra, é relativamente estável e produz magnetização remanente e induzida. O campo magnético é medido a partir de sua intensidade, inclinação e declinação (Dentith, 2014), sendo, portanto, um vetor que depende da posição em relação à fonte magnética. Na prática, ocorre variação em maior e menor grau em função da latitude.

As anomalias são, em geral, muito atenuadas devido à interferência do campo magnético teórico da Terra. Esse efeito, em contextos regionais (Dentith, 2014), é tratado com a computação do IGRF ressaltando variações anômalas da crosta. As propriedades magnéticas não são inerentes à rocha total, as anomalias são devidas à presença e à porcentagem de minerais ferromagnéticos como magnetita, ilmenita e pirrotita (Dentith, 2014).

Na interpretação dos dados observam-se os processos que fracionam e/ou concentram esses minerais, tais como fonte, composição e evolução dos magmas em contexto ígneo, fonte e processos que afetam quimicamente os sedimentos e, em contextos metamórficos, há de avaliar a composição do protólito, balizada pelas

reações que acontecem no aumento do grau metamórfico e pela modalidade de metamorfismo.

A natureza da resposta magnética leva em consideração a distância do alvo, ou seja, a profundidade. A geometria e a orientação dos alvos também interferem na resposta, ambiguidades na interpretação. A combinação desses fatores auxilia na identificação de feições lineares, em que, ao ser associada com uma maior profundidade de investigação, torna o método eficiente para o mapeamento estrutural. Indo além, a aplicação de gradientes lateral e vertical facilita a identificação dessas estruturas.

3.2.1.2 Gamaespectrometria

O principal objeto desse método está na captação da energia emitida com o decaimento de elementos ou isótopos radioativos em forma de raios gama. Há uma grande diversidade de radionuclídeos que produzem esse efeito, no entanto, existem 3 principais que ocorrem de forma mais abundante e principalmente em concentrações relevantes na rede cristalina de diversos tipos de minerais, e mais importante, as razões de suas concentrações possuem a capacidade de diferenciar materiais litológicos. São esses o Potássio (K), o equivalente em Urânio (eU) e o equivalente em Tório (eTh) (Dendith, 2014).

Em rochas ígneas, a fonte do magma associada aos processos de evolução durante sua cristalização exerce um papel importante no fracionamento dos radioelementos, conferindo assinaturas e características marcantes às rochas (Dendith,2014). Em rochas mais primitivas, máficas e ultramáficas em geral, a concentração de eU e eTh é baixa, uma vez que os minerais acessórios que os incorporam durante a cristalização são, em geral, raros. Rochas intermediárias a félsicas estão no estágio mais tardio da evolução. Com isso, tendem a incorporar elementos incompatíveis durante a cristalização de minerais, tanto como substituição na rede cristalina de minerais formadores de rochas (feldspatos e micas) quanto em minerais acessórios (zircão, apatita, xenotima, alanita). Rochas félsicas, portanto, tem assinaturas de alto K, eU e eTh, em que as concentrações possuem uma tendência de diminuição quanto mais intermediária for a rocha.

Em rochas metamórficas, nas fácies de mais baixo grau (Dendith, 2014) observa-se correlação com as respostas do protólito. Quando reações de desidratação, comuns em fácies de mais alto grau em altas temperaturas, estão envolvidas, a mobilidade do U e Th aumenta e, por consequência, empobrece rochas como granulitos, comuns na base da crosta e em ambientes de alto grau.

Em rochas sedimentares e sedimentos diversos, consideram-se a fonte do sedimento, a resistência dos minerais aos processos de transporte e intemperismo e por fim o grau de maturidade do sedimento como controles das assinaturas. em geral, minerais pesados, são resistentes e têm concentrações elevadas de radionuclídeos. sedimentos maduros que possuem esses minerais possuem, necessariamente altas assinaturas. Rochas mais comuns com um grau de maturidade alto possuem muito quartzo e portanto baixas assinaturas. Em questão de sedimentos finos, as assinaturas são altas, uma vez que há uma grande concentração em argilominerais (Dendith, 2014).

As anomalias geradas são, portanto, respostas composicionais que marcam em diversas situações limites bem definidos, respeitando os processos intempéricos em relação a composição inicial da rocha, as possíveis coberturas, o limite de profundidade, que é de poucos centímetros, e ,por fim, a geomorfologia (figura 3.1) . A integração desses fatores é importante na classificação do material que gerou a resposta, possibilitando isolar a resposta de preferência, seja ela exclusivamente litológica ou de coberturas secundárias.

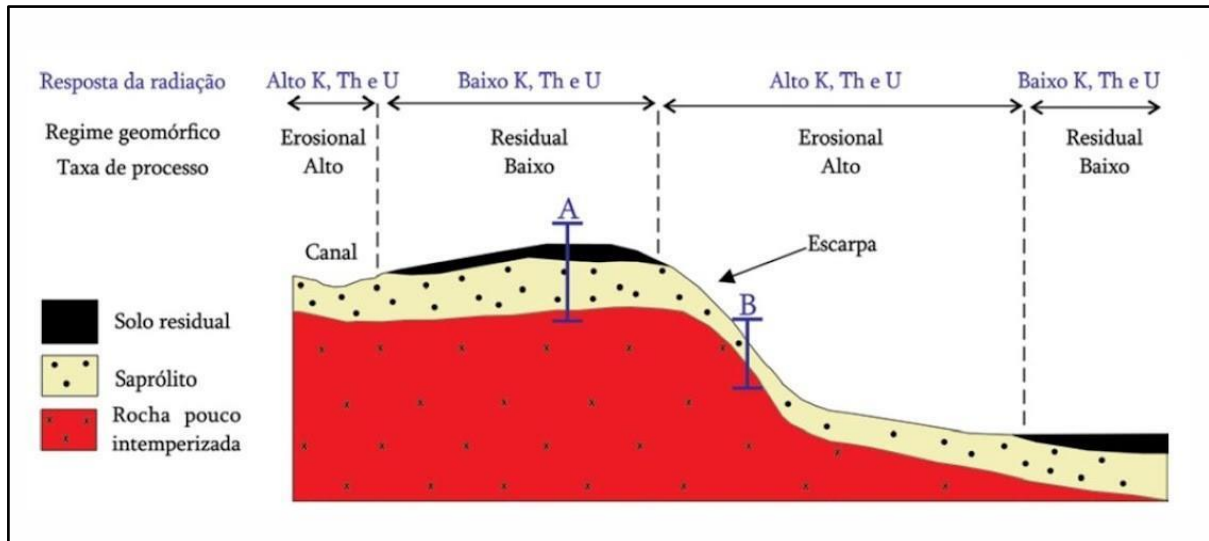


Figura 3.11 : Influência dos processos geomorfológicos na emissão de radiação gama (Ferreira et al., 2016).

3.2.2 Características do aerolevanteamento

Os dados radiométricos e magnéticos utilizados nesta pesquisa são do levantamento aerogeofísico realizado pela LASA Engenharia e Prospecções, efetuado em 2006, e disponibilizados pelo Serviço Geológico Brasileiro (CPRM).

Os parâmetros utilizados durante o levantamento foram: direção de vôo N-S; espaçamento entre linhas de voo de 0,5 km; direção de linhas de controle E-W; espaçamento de linhas de controle de 10 km; intervalo entre medições geofísicas consecutivas de 0,1 a 0,05 segundos para o magnetômetro e de 1 segundo para o espectrômetro; altura média de voo de 100 m; velocidade média de voo de 270 km/h. Os dados foram gridados com uma célula de grid que corresponde a um quarto do espaçamento das linhas de voo, 125 m.

3.2.3 Processamento de dados

Os levantamentos foram processados no laboratório (LABGEO) sob supervisão da professora Dra. Roberta Mary Vidotti e o software utilizado para processamento foi o *Oasis Montaj* e para a composição de produtos cartográficos e compilação dos dados foi utilizado ArcGIS 10.8.

Para este trabalho, os dados magnéticos foram usados para localizar as principais acumulações de minerais magnéticos e a detecção de assinaturas magnéticas provindas do arranjo estrutural regional.

Os processamentos objetivaram a produção de mapas de contagem individual de K(%), eU(ppm), eTh(ppm) e mapas de contagem total com aplicação de composições coloridas no RGB e CMY.

O método de interpolação dos dados gamaespectrométricos utilizado neste trabalho foi o de mínima curvatura. Para os dados magnéticos, o método utilizado foi o de interpolação bidirecional. A dimensão da célula de *grid* deve estar estimada no valor de um quarto do espaçamento das linhas de voo, portanto, com 125 m nesse levantamento.

3.2.3.1 Método Magnético

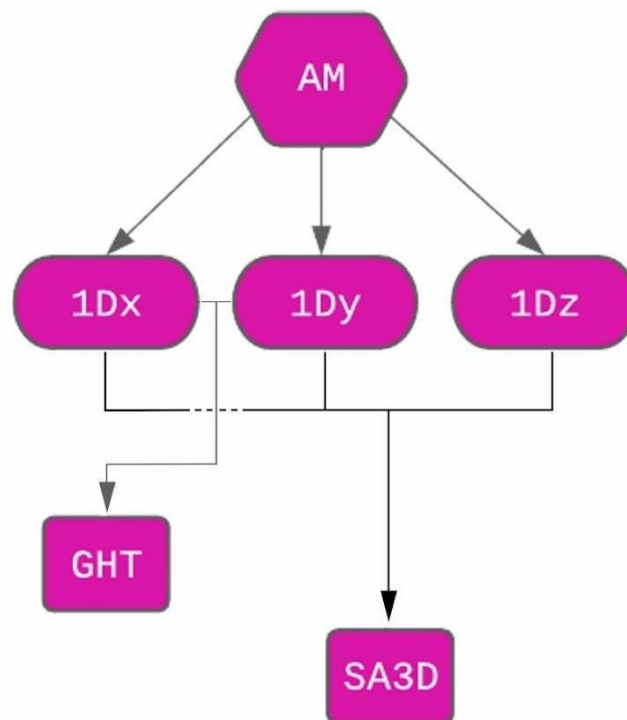


Figura 3.12: Fluxograma de produtos e relações de processamento dos dados magnetométricos. AM - Anomalia magnética; 1Dx - Derivada horizontal em x; 1Dy - derivada horizontal em y; 1Dz - Derivada vertical; GHT - Gradiente horizontal total; SA3D - Sinal analítico 3D.

Derivadas

As derivadas de primeira ordem nas direções x,y e z realçam anomalias de alta frequência e em corpos mais rasos, uma vez que produzem mudanças mais relevantes no gradiente (Dendith, 2014). Podem ser calculadas tanto no domínio espacial quanto no domínio da frequência e possuem a vantagem de reagirem com sensibilidade à bordas de corpos (Dentith, 2014).

A primeira derivada vertical (1Dz) é um filtro passa-alta amplamente utilizado, simulando, de forma simplificada a captação do sinal por dois sensores em alturas diferentes (Isles & Rankin, 2013). O processamento melhora a resolução espacial e estrutural do dado (Isles & Rankin, 2013).

Gradiente Horizontal Total (GHT) e Sinal Analítico 3D (SA3D)

Para esse filtro utiliza-se o conjunto das derivadas horizontais 1Dx e 1Dy, Aplicou-se o gradiente horizontal total para ajudar com a análise das variações laterais do campo anômalo.

O Sinal Analítico 3D considera, além dos componentes horizontais, a derivada vertical na composição. Li (2006) mostra que há diferença entre o SA3D e GHT. Segundo o mesmo autor, as generalidades que se tem ao processar um perfil não podem ser extrapoladas ao processamento de uma imagem.

Projeto Mara Rosa 2022 - Subárea IX

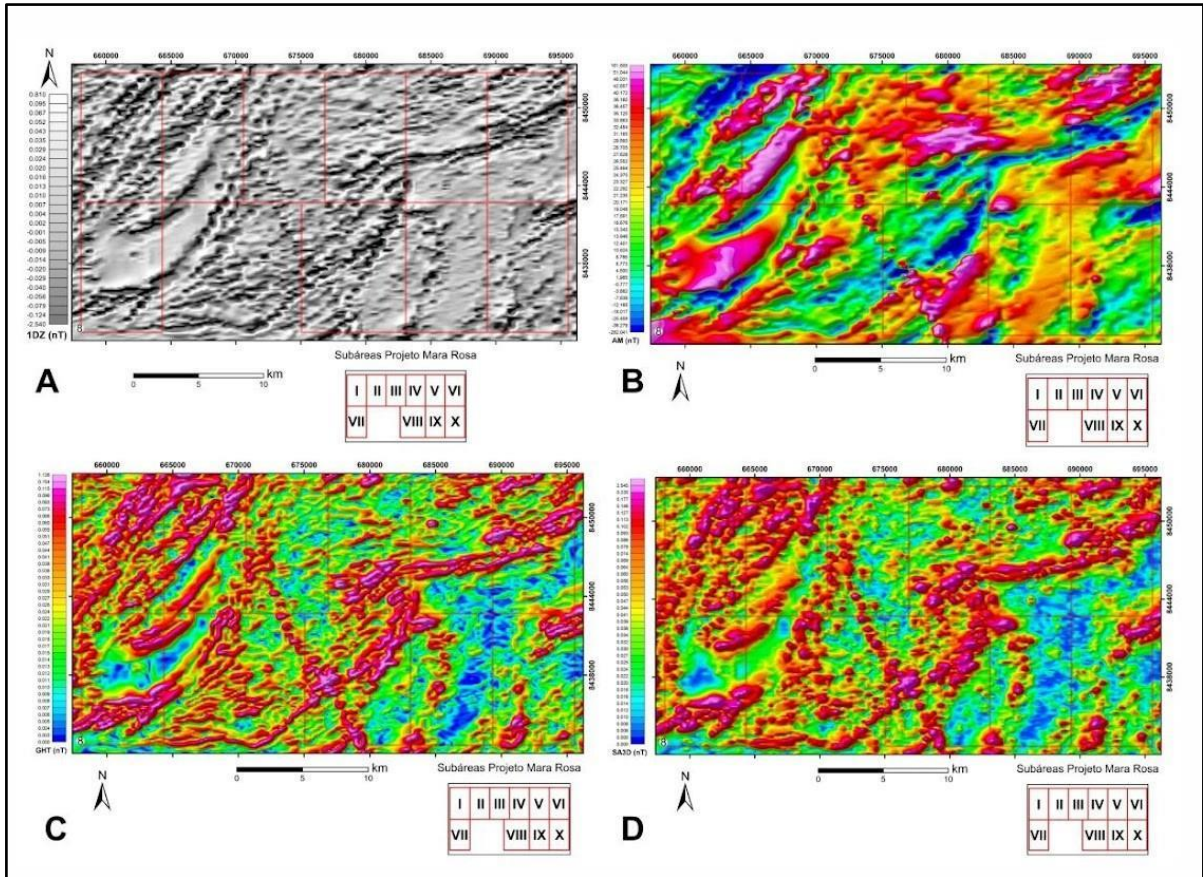


Figura 3.13: Mapas magnetométricos: A) 1Dz- Primeira derivada vertical ; B) AM-Anomalia magnética; C) GHT- Gradiente horizontal total; D) SA3D- Sinal analítico 3D.

3.2.3.2 Método Gamaespectrométrico

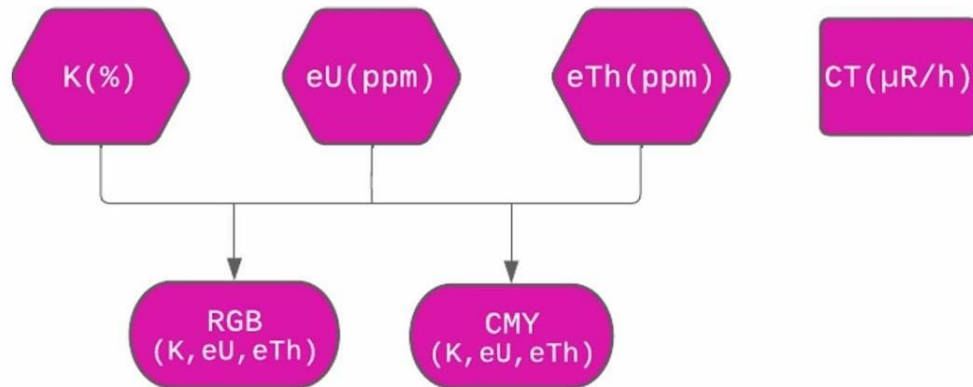


Figura 3.14: Fluxograma de produtos e relações de processamento dos dados gamaespectrométricos.

Os mapas radiométricos foram elaborados a partir dos dados de concentrações dos canais radiométricos de Potássio, Urânio, Tório e contagem total.

Os dados dos canais de concentração de K, eTh e eU foram gridados e logo após foi produzida uma imagem ternária RGB dos mesmos. Não houveram adições de filtros posteriores nas imagens. Os produtos foram elaborados partindo da escala relativa ao espaçamento das linhas de voo de 500m, o que é recomendável utilizar até a escala de 1:50000, tendo em mente que a escala de mapeamento é maior que a recomendada (1:25000).

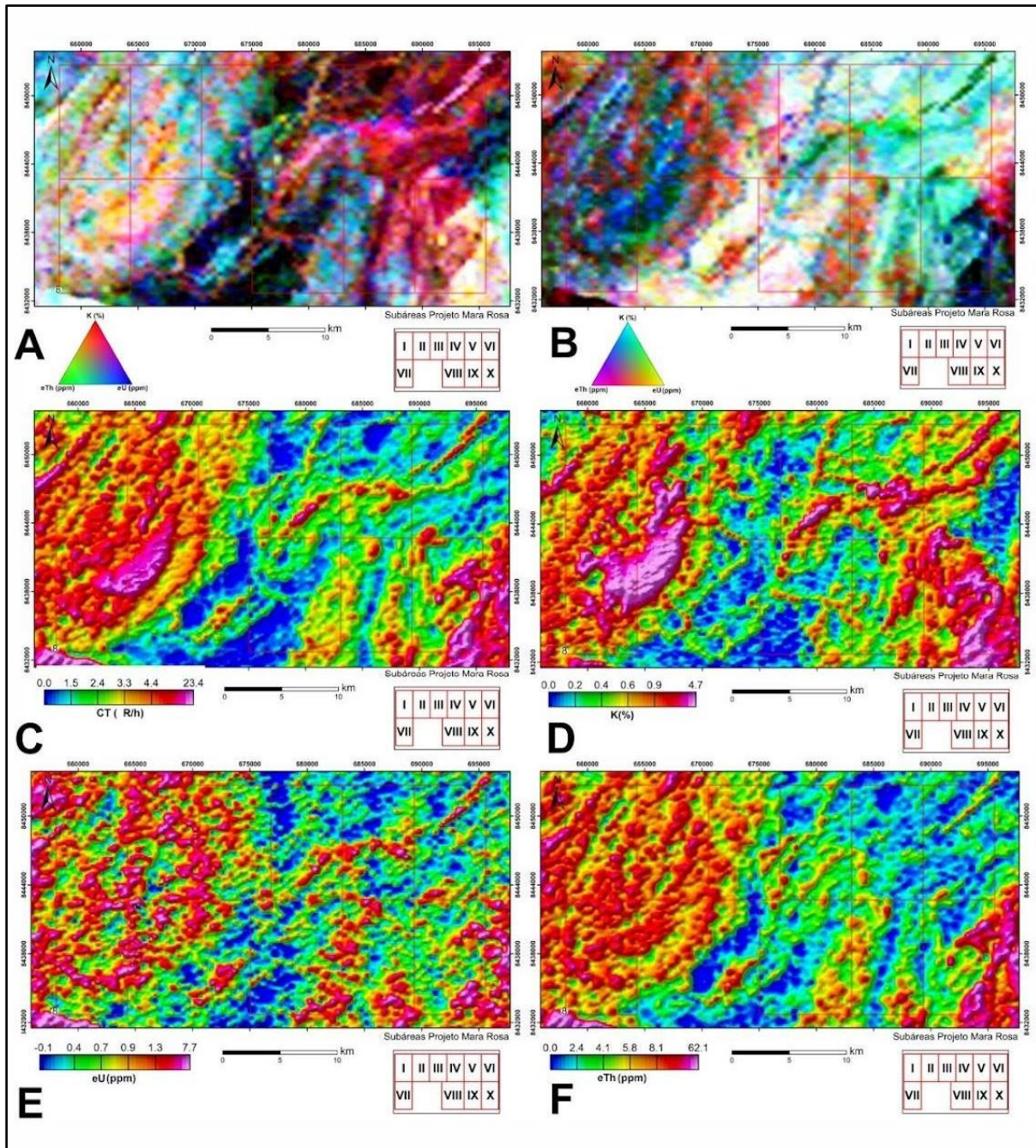


Figura 3.15: Mapas de produtos gamaespectrométricos: A) Mapa ternário RGB; B) Mapa ternário CMY; C) Mapa de contagem total; D) Mapa de Potássio (%); E) Mapa de Equivalente em Urânio (ppm); F) Mapa de equivalente em Tório (ppm).

3.2.4 Análise e Interpretação de dados

3.2.4.1 Dados Magnéticos

Os dados magnéticos foram processados com o objetivo principal de obter lineamentos da menor a maior escala. Os produtos mais eficientes nesse processo foram o 1DZ, o GHT e o SA3D, que ressaltaram melhor os padrões lineares das estruturas (**figura 3.6**). A primeira derivada vertical expôs essas estruturas em forma de altos e vales. Optou-se pela marcação dos vales, uma vez que ficam melhor evidenciados no mapa. As descrições foram compiladas na tabela 3.1. A definição de domínios foi baseada na presença de grandes lineamentos que compõem alinhamentos estruturais, possivelmente zonas de cisalhamento, empurrões, grandes corpos ígneos e contatos geológicos. Esses domínios separam zonas com diferentes padrões de lineamentos, seja por densidade, direção e extensão.

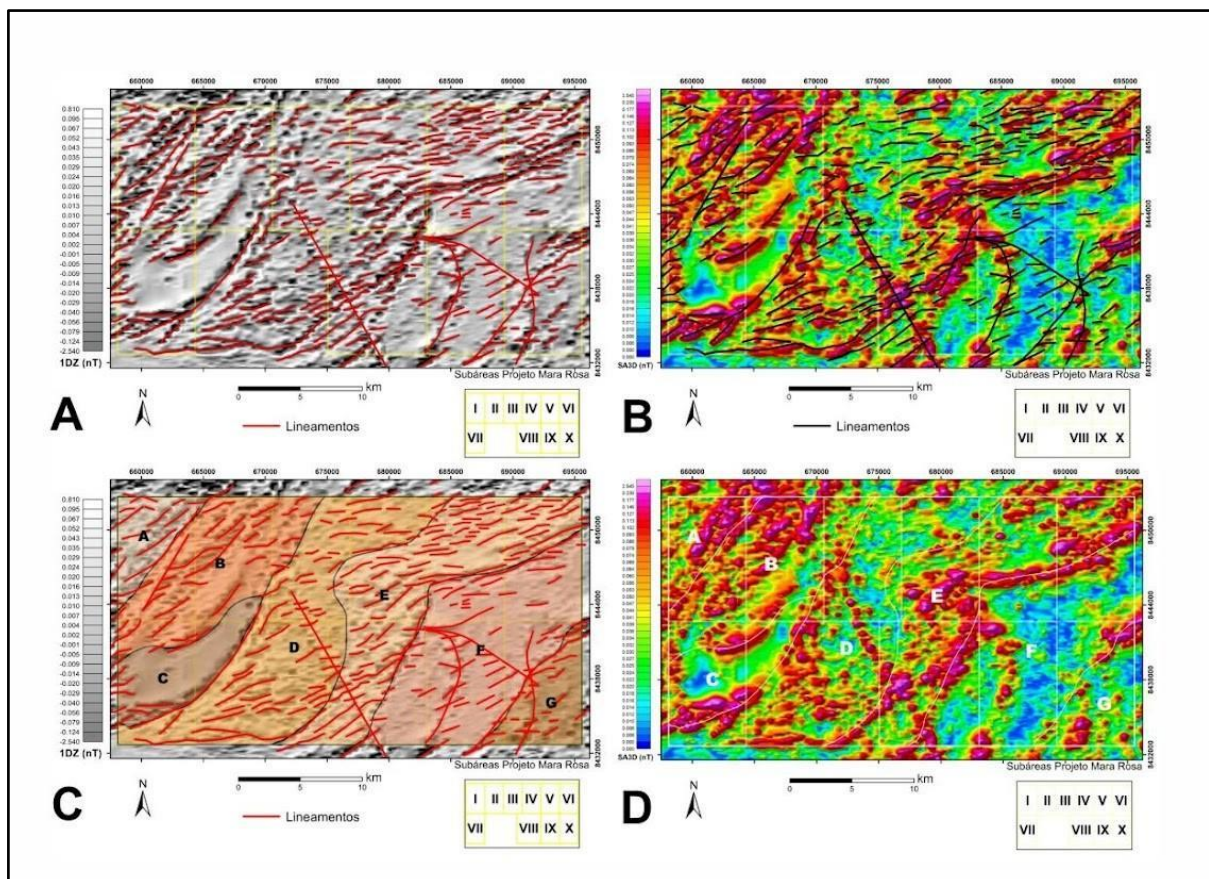


Figura 3.16: (A) Mapa de lineamentos sobre 1Dz; (B) Mapa de lineamentos sobre SA3D; (C) Mapa de Domínios magnéticos; (D) Mapa de domínios magnéticos sobre SA3D.

Domínios	Resposta magnética	Características	Diagrama de rosetas
A	Alto	Possui lineações com direção homogênea SW-NW com moderada densidade de lineações bem marcadas de média ordem	Azimuth of 16 lines weighting (2)
B	Médio-alto	Domínio heterogêneo, com lineações pequenas e lineações extensas, a direção permanece seguindo o alinhamento SW-NE. Dentro desse domínio existe um alto com raras ligações que pode compor um subdomínio	Azimuth of 37 lines weighting (2)
C	Médio-baixo	Domínio delimitado por lineações extensas na bordas, seu interior, entretanto, é muito homogêneo e não possui lineações. Apesar disso, o domínio está alinhado na direção SW-NE, ainda que demonstre uma inflexão a oeste	Azimuth of 12 lines weighting (2)
D	Médio	Domínio heterogêneo e possui alta densidade de lineações, das quais a maior parte é de menor ordem com o direcionamento SW-NE. Truncando a Sul, existe uma estrutura com trend SE-NW de grande comprimento, que não forma um domínio próprio, mas possui um significado importante, já que pode indicar uma estrutura de grande profundidade	Azimuth of 62 lines weighting (2)
E	Médio-alto	O domínio possui média densidade de lineamentos. A peculiaridade desse domínio é presença do direcionamento E-W no centro da área e nos extremos retorna o padrão SW-NE	Azimuth of 84 lines weighting (2)
F	Baixo	Representa uma platô com limites bem definidos e superfície bastante homogênea, com baixa densidade e suas lineações de pequena ordem são pouco marcadas. Há um certo alinhamento N-S na parte leste do domínio e na parte oeste há um grande lineamento curvado, que individualiza um corpo com superfície semelhante ao resto do domínio e que poderia ser um subdomínio	Azimuth of 62 lines weighting (2)
G	Médio	É marcado com uma leve ondulação na superfície que, por sua vez, aumenta a densidade de lineações com direção SW-NE. Outra feição importante é um lineamento grande com direção N-S	Azimuth of 25 lines weighting (2)

Tabela 3.2: Domínios magnéticos, suas características e direções de lineamentos.

O padrão regional dos lineamentos magnéticos segue as direções SW-NE e WSW-ENE que apresenta basicamente a direção principal das estruturas que

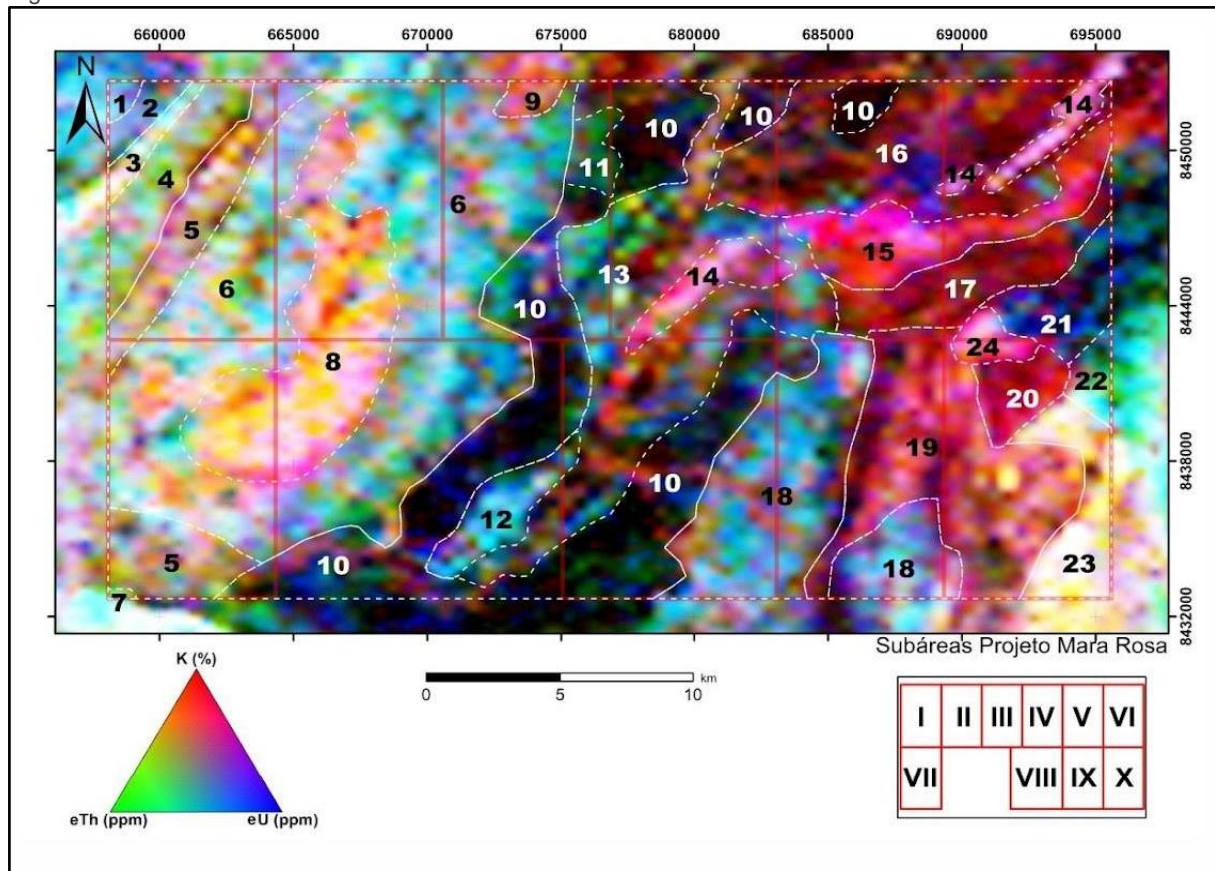
modulam a disposição das sequências metavulcanossedimentares da área de estudo. Há um lineamento extenso importante com direção SE-NW que trunca os alinhamentos na parte sul dos domínios D, E e F e que aparentemente não interfere rotacionando os lineamentos. Na mesma direção há um lineamento menor SE-NW nos domínios F e G que, apesar da pouca clareza, interfere na direção dos lineamentos. Outros conjuntos de lineamentos que fogem do padrão são de direção EW existindo nos domínios D, E e F que são inflexões do padrão SW-NE possivelmente rotacionados.

Existem estruturas que bem marcadas podem ser associadas a dados já mapeados como o limite dos domínios C e D compõe a borda do Granito Faina (Oliveira et al., 2007), interpretada como uma zona de cisalhamento e o limite dos domínios F e G que pode estar associado com a Zona de Cisalhamento Rio do Bois (Oliveira et al., 2007)

3.2.4.2 Dados Gamaespectométricos

Partindo dos produtos obtidos até então, a abordagem adotada baseou-se na delimitação de domínios com assinaturas semelhantes com foco não apenas nas respostas, mas na informação geológica que pode ser extraída. Os domínios traçados estão na **figura 3.6** e as informações extraídas foram compiladas na **tabela 3.1**.

Figura



3.17: Domínios extraídos do mapa ternário RGB.

Domínio	K	eTh	eU	Descrição: cor e tonalidade (RGB), geometria, homogeneidade
1	Médio	Alto	Alto	Ciano claro azulado, mancha irregular, homogêneo
2	Médio	Médio-Alto	Alto	Azul claro, segmento alongado NE-SW, homogêneo
3	Alto	Alto	Alto	Branco, segmento alongado NE-SW, heterogêneo
4	Médio-Alto	Alto	Médio-Alto	Verde claro azulado, segmento alongado NE-SW, heterogêneo
5	Alto	Médio Alto	Médio Alto	Rosa claro amarelado, alongado NE-SW, homogêneo
6	Médio Alto	Alto	Alto Médio	Ciano claro, extensa faixa NE-SW, heterogênea
7	Médio	Alto	Médio	Verde claro azulado, pequena porção de corpo WNW-ESE, homogêneo
8	Alto	Alto médio	Baixo-Alto	Rosa claro amarelado, ameboide alongado NE, heterogêneo
9	Alto	Médio	Baixo-Alto	Rosa alaranjado, pequena porção de corpo NE-SW, homogêneo
10	Baixo	Baixo	Baixo	Azul escuro, extensa faixa anastomosada NE-SW, homogêneo
11	Baixo-Médio	Médio	Médio	Verde escuro azulado, mancha irregular, homogêneo
12	Baixo-Médio	Alto	Alto	Ciano esverdeado, faixa irregular NE-SW, heterogêneo
13	Baixo-Alto	Médio-Alto	Baixo-Alto	Ciano esverdeado, faixa irregular NE-SW, heterogêneo
14	Alto	Médio-Alto	Alto	Rosa claro, faixas estiradas NE-SW, homogêneo
15	Alto	Médio	Médio-Alto	Vermelho rosado, faixa alongada E-W, heterogêneo
16	Médio	Baixo	Baixo	Magenta escuro, porção de faixa NE truncada E-W, heterogêneo
17	Médio	Baixo	Baixo	Vermelho escuro, faixa alongada ENE-WSW, homogêneo
18	Médio	Médio-Alto	Alto	Ciano claro, corpos alongados NE-SW, homogêneo
19	Médio-Alto	Médio	Médio	Rosa amarelado, faixa irregular NE-SW, heterogêneo
20	Médio-Alto	Baixo	Baixo-Médio	Vermelho rosado, mancha regular, homogêneo
21	Baixo	Baixo-Médio	Médio Alto	Azul escuro, segmento de faixa irregular NE-SW, heterogêneo
22	Baixo-Médio	Médio-Alto	Médio	Ciano claro esverdeado; segmento de faixa NE-SW truncada; heterogênea
23	Alto	Alto	Alto Médio	Branco amarelada, segmento de faixa irregular NE-SW, heterogêneo
24	Alto	Médio	Alto	Rosa claro, mancha irregular, homogêneo

Tabela 3.3: Domínios Gamaespectrométricos e suas características.

Domínio	Interpretação regional	Interpretação: afloramentos e unidade geológica
1	Rochas de arco continental neoproterozoicas	Cobertura intempérica, K foi lixiviado
2		Cobertura intempérica, K foi lixiviado
3		Rochas metamórficas micáceas, quartzo feldspáticas
4		
5		Metassedimentos micáceos, feldspáticos e quartzo-feldspáticos
6		Metassedimentos e coberturas intempéricas
7		Rocha com alto Th
8		Rochas plutônicas ácidas, granitóides
9		Metavulcânica ácida
10	Rochas de arco insular neoproterozoicas	
11		
12		
13		
14	Rochas de alteração hidrotermal	
15		
16		Ortognaisse tonalítico
17		Radioelementos altos em uma porção e baixos em outra
18	Rochas intrusivas e embasamento paleoproterozoico	Suíte plutônica tonalítica com laterito
19		Metassedimentos e metavulcânicas
20		Granitóide
21		
22		Metassedimentos e coberturas intempéricas, K
23		Granitóide associada a sequência Campinorte
24		Granitóide

Tabela 3.4: Domínios gamaespectrométricos e suas interpretações.

3.2.5 Interpretação da Área IX

3.2.5.1 Gamaespectrometria

Com o objetivo de aumentar o contraste entre os domínios na escala de mapeamento (1:25000), aplicou-se um corte no banco de dados e, refeitos os produtos, realizou-se nova classificação dos domínios no contexto local. Em questão de otimização houve apenas um ressaltado nas cores e pouca melhora na definição dos domínios com a adição de 2 domínios em comparação com o contexto regional na escala de um 1:50000.

Como demonstrado na **figura 3.7**, foram definidos 6 domínios bem delimitados. O domínio A caracterizado por cores difusas escuras em tons de verde e azul bem escuro e pontos avermelhados, tem geometria arredondada equidimensional no extremo NW. A assinatura indica baixos valores de percentual de K, médios valores de U e valores de Th no limite do médio a alto. Não está bem claro o significado

geológico desse domínio, uma vez que pode representar uma relação de corte com o domínio B já que há uma discreta repetição do padrão de cores migrando para a porção central da área.

Considerando que há continuidade lateral para a Área VIII e que lá esse domínio é geometricamente alongado na direção SW-NE, infere-se que há evidências para defini-lo como parte da sequência metavulcano-sedimentar Mara Rosa, que é composta por faixas alongadas com a mesma direção e estreitadas ortogonalmente à direção principal. As cores escuras definem melhor unidades de composição máfica, em que o padrão difuso e heterogêneo se deve a facilidade dessas rochas de serem intemperizadas e formarem coberturas.

O domínio 1 é definido por cores difusas variando do vermelho, verde e azul, todos em tons escuros, muito semelhante ao domínio 2, as assinaturas são médias para K, Th e U. A geometria não corresponde a de uma sequência típica, apesar da continuidade a oeste da área IX, onde assume a geometria padrão. Os contatos abruptos com o domínio B sugere a existência de uma estrutura truncando o domínio ou simplesmente refletindo a natureza do contato gerado pelo domínio B.

O Domínio 2 é bem definido por cores ciano claro bastante homogêneo, com assinaturas de médio a baixo K, alto eTh e médio eU. Apresenta geometria arredondada com a direção maior segundo alinhamento SW-NE, sendo o domínio menos estreito e compõe limites bem ressaltados situando-se a oeste da Área IX. O formato desse domínio é menos comum às sequências típicas da área e sugere representar um corpo intrusivo. Associando esse dado às assinaturas, infere-se uma composição ígnea intermediária visto a pouca concentração de potássio, e a maior concentração de Th e U apontando para uma moderada evolução do magma, incorporando maior percentual de elementos incompatíveis. Não descarta-se a possibilidade de que esse domínio esteja recoberto por crostas lateríticas

O domínio 3 possui geometria de faixa estreita com direção NNE de coloração vermelho escuro com pontos de cor roxa. O padrão indica valores médios de K e baixos alores de eTh e eU, observando o contexto inserido regionalmente, infere-se que sejam sequências predominantemente máficas, comuns na porção central e leste da Sequência Mara Rosa.

O domínio 4 exibe geometria de faixa com a mesma direção preferencial já comentada e possui cor vermelho claro. Seus limites são muito bem definidos com faixas retilíneas NNE-SSW, em que sua geometria e seu padrão de cores são homogêneos. As assinaturas são de médio eU e eTh e valores muito altos de K. A razão mais provável é a presença de rochas potássicas e ,de certa forma, muito aluminosas, apontando para sequências sedimentares de Mara Rosa. Observando as áreas acima, infere-se que esse setor é muito enriquecido em potássio, inclusive por processos hidrotermais, o que pode apontar para um enriquecimento hidrotermal de potássio que pervasou essa sequência, ou tendo a própria alteração como protólito.

O domínio 5 assemelha-se em cor, textura e padrão, podendo ser interpretado como a repetição da mesma sequência ou de rochas muito semelhantes num contexto de meta-máficas nas sequências

O domínio 6 possui geometria arredondada e cor ciano claro com pontos de cores difusas, em certo grau, é homogêneo. As assinaturas são de muito alto eTh e eU e médias para o canal do K. por ter geometria de um corpo intrusivo infere-se a composição de magmas intermediários a ácidos. a cor é bastante semelhante ao domínio B, o que não descarta a correlação entre os dois, inclusive de forma cogenética.

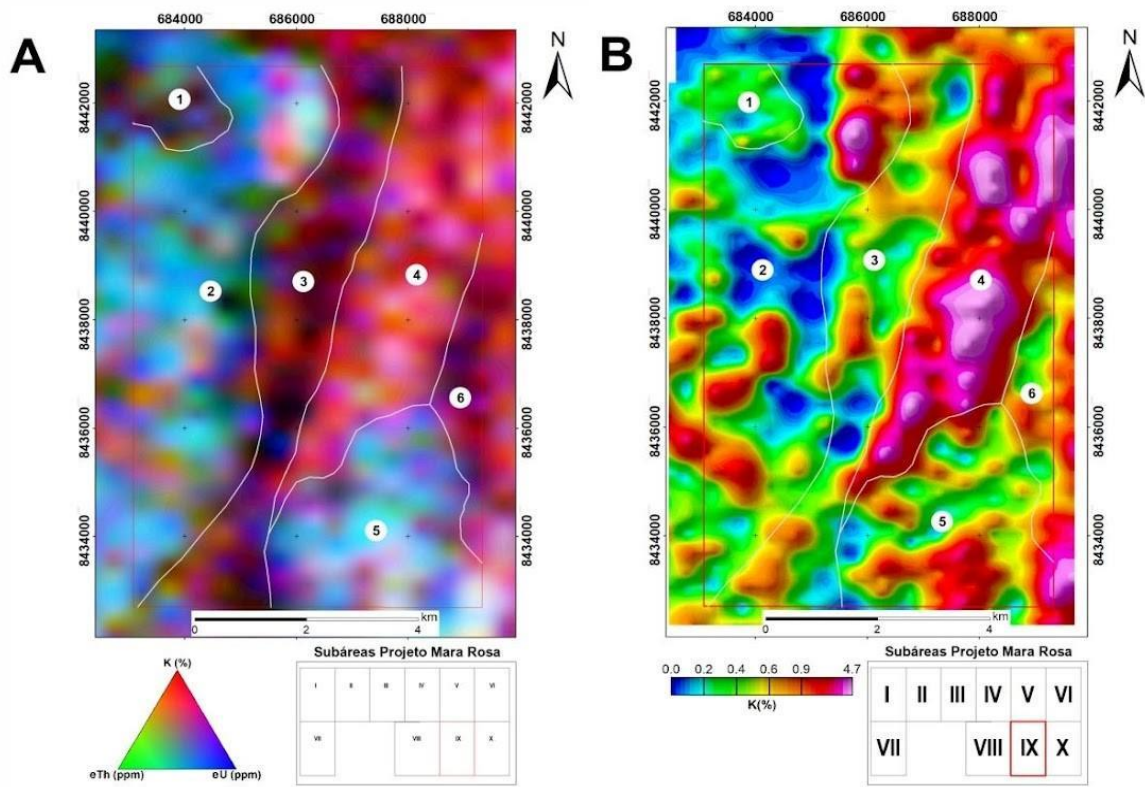


Figura 3.18: Mapas na escala de 1:25000 da área IX A) Domínios de gamaespectrometria sobre mapa ternário RGB; B) Domínios de gamaespectrometria sobre mapa de potássio da área IX.

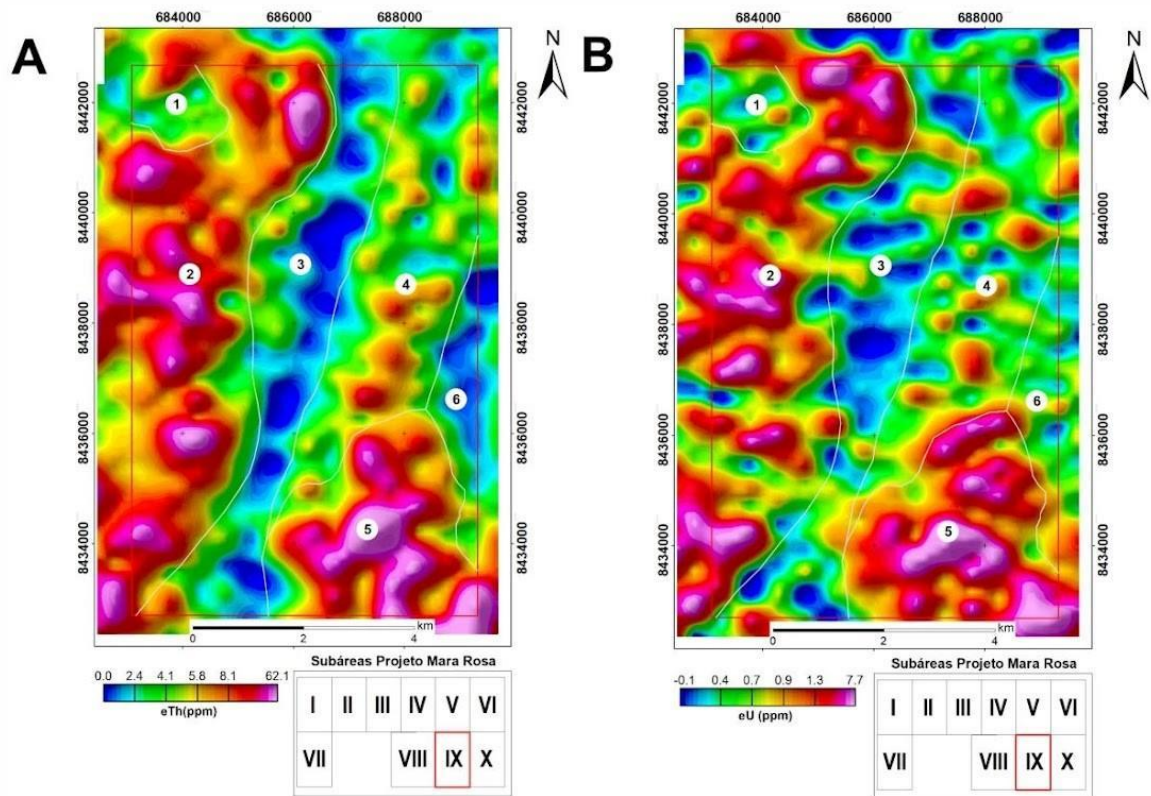


Figura 3.19: Mapas na escala de 1:25000 da área IX A) Domínios de gamaespectrometria sobre mapa de equivalente em tório; B) Domínios de gamaespectrometria sobre mapa de equivalente em urânio.

3.2.5.2 Magnetometria

A área IX integra os domínios F e G (**figura 3.10**), no entanto possui dois alinhamentos estruturais importantes que definem tanto limites de litologias como estruturas com influência na escala regional. Os melhores produtos usados nesta análise foram o 1DZ, SA3D e o de anomalia magnética. Na porção Noroeste da área há uma convergência entre os mais extensos lineamentos, gerando interferências entre eles, portanto o traço das estruturas não deve estar tão claro quanto ao posicionamento.

Projeto Mara Rosa 2022 - Subárea IX

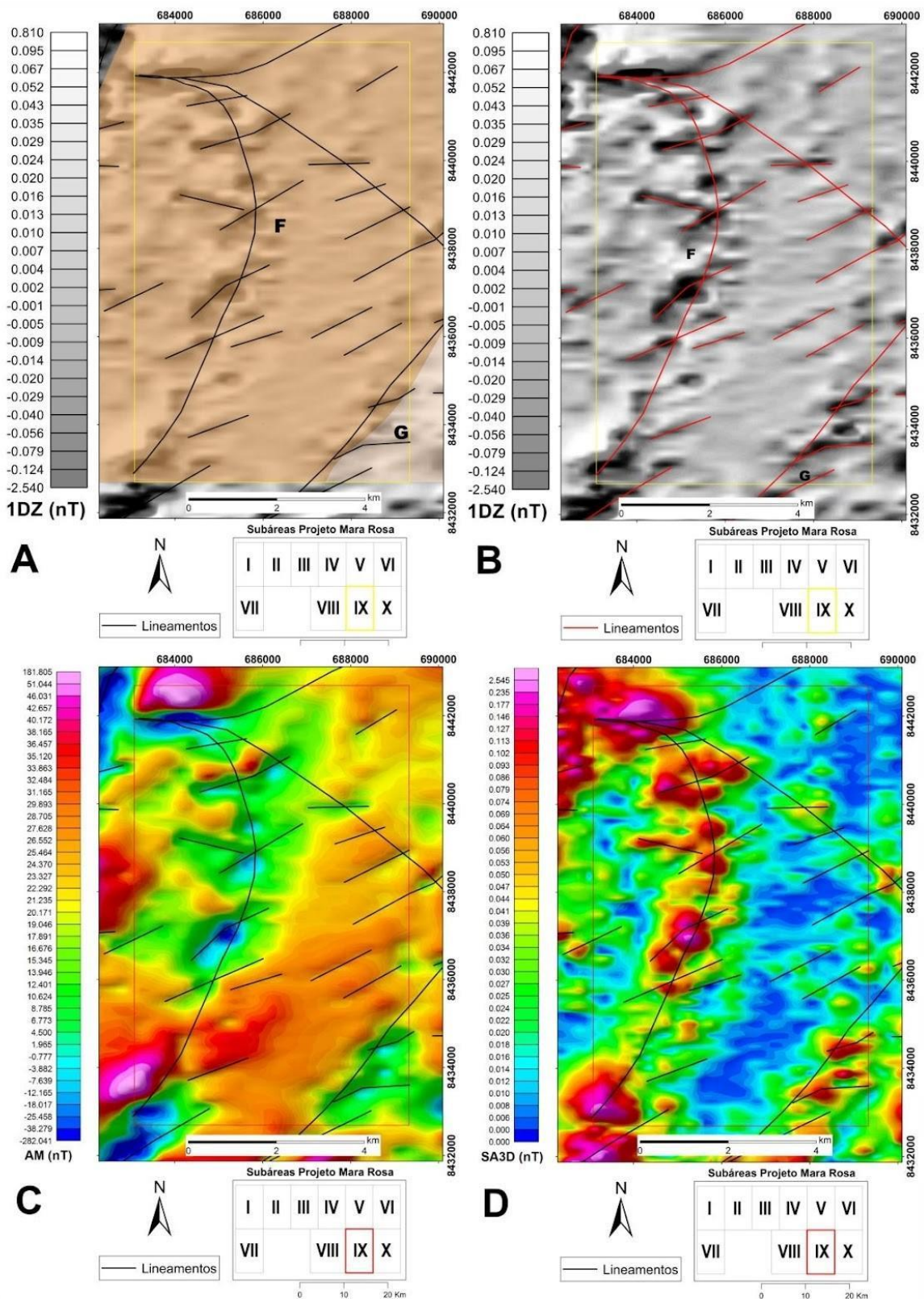


Figura 3.20: Mapas na escala de 1:25000 da área IX; A) Domínios magnéticos e de lineamentos; B) Lineamentos sobre 1Dz; C) Lineamentos sobre AM; D) Lineamentos sobre SA3D.

3.2.6 Integração de dados

A articulação de dois ou mais produtos de geofísica e sensoriamento remoto parte do princípio que cada método tem seus benefícios e suas desvantagens. Uma vez que as respostas podem ser ambíguas ou incertas, a calibração pode ser realizada com a união de diversas informações obtidas, de vários métodos, refinando a interpretação final.

Os produtos de gamaespectrometria se mostraram importantes fontes de informação composicional para que, inicialmente, fossem delimitados os domínios. O sensoriamento remoto evidenciou a correlação entre morfologia da superfície e composição, respaldado pelos lineamentos estruturais extraídos pela magnetometria. Os domínios estruturais regionais delimitados a partir da 1DZ são reforçados com a geometria do relevo. Utilizando um produto vetorial com informação de afloramentos em campo, disponibilizado pela CPRM, foi possível fazer uma associação real da litologia com a respectiva resposta.

O mapa da **figura 3.11 B** representam uma setorização das ocorrências litológicas em afloramento, enquanto o Mapa A, com respostas gamaespectrométricas, demonstra uma correlação muito importante com as ocorrências em afloramento, em que os limites são razoavelmente semelhantes, principalmente no que se refere a geometria das unidades. Os contatos presentes em ambos os mapas apresentam incertezas, no caso da geofísica, o levantamento não é compatível com a escala de mapeamento de detalhe e a resposta visual pode não refletir variação litológica. Já no levantamento de afloramentos, os dados podem vir de rochas dispersas na superfície em blocos transportados. No entanto, existem dados de contatos em rocha *in situ* aumentando a acurácia desse levantamento. O lineamentos podem ser ajustados, uma vez que o levantamento foi feito nos vales e as estruturas reais podem estar um pouco deslocadas.

O Domínio 1 está no limite da convergência entre o lineamento curvado N-S, o lineamento SE-NW e o lineamento curvado E-W, sendo que os afloramentos da região indicam a existência de anfíbolitos, o que concorda com assinaturas médias de gama. A geometria dos contatos é justificada pela existência das estruturas identificadas pelos lineamentos. Outro indício dessas estruturas encontra-se na

continuidade à oeste da área, onde existe a ocorrência de um cataclasito. O domínio 2 está limitado pelos lineamentos curvados, em que os afloramentos são geralmente definidos por ortognaisses com pouco indicativo da proporção modal dos mesmos. As assinaturas de gamaespectrometria apontam para uma composição intermediária. A milonitização eventual e a ocorrência de rochas cataclásticas apontam para a melhor definição do lineamento curvado como uma zona de cisalhamento.

O domínio 3 coincide com uma zona de um baixo magnético, médios valores de K e baixos valores de Th e U. A geometria concorda com a interpretação de uma seqüência máfica, sendo que os dados de afloramentos indicam a presença de anfibolitos, concordando com a geofísica. A proximidade com a zona de cisalhamento em contato com do domínio 2 interfere na resposta de magnetometria, portanto, a assinatura possivelmente não é estritamente composicional. Mais ao sul dessa seqüência existem afloramentos descritos como quartzitos, que mais razoavelmente apontam para rochas extremamente segregadas e cominuídas em zona de cisalhamentos.

O domínio 4 possui as assinaturas mais homogêneas de toda a área, possui alto K e médios valores de U e Th, coincide ainda com um médio magnético. A semelhança de geometria e limites entre cada assinatura de geofísica aponta para uma anomalia magnética composicional, a qual inerente às propriedades litológicas. Os dados de afloramento demonstram a presença de rochas descritas como gnaiss, mas que diferentemente da ocorrência no domínio 2, são rochas com uma assinatura mais potássica. O fator F é um indicativo importante de ação hidrotermal e esse domínio marca a zona com maiores valores para esse fator, justificando o alto potássio.

As assinaturas do domínio 5 são razoáveis para a existência de ortognaisses, concordando com os dados de afloramento. Diferente dos domínios 1 e 3, há indícios suficientes para inferir que seja uma rocha ígnea mais evoluída e portanto mais ácida, provavelmente de composição granodiorítica. Na porção meridional há ocorrência de quartzitos intercalados com os gnaisses, apontando novamente para a existência de uma zona de cisalhamento nesse setor.

O domínio 6 é mais discreto, acaba abruptamente na estrutura SE-NW, com baixo Th e médios K e U. Possui cores muito semelhantes ao domínio 3 mas não possui dados *in situ* de afloramentos nesse domínio, apenas material disperso e informações de solo. Na porção norte há ocorrência de um clorita-xisto que pode estar associado à litologia desse domínio, que espera ser composto por rochas metamáficas.

Os domínios 2 e 5 foram interpretados como parte da Suíte Amarolândia (Oliveira et al. 2007). Os corpos identificados são claramente distintos composicionalmente, sendo necessário uma melhor definição de fácies e composição modal. O corpo a oeste está bem encaixado em uma zona de cisalhamento com geometria bem definida pelo alinhamento nos produtos 1DZ e SA3D. Já o corpo a sudeste apresenta evidências de estar em uma zona de cisalhamento mas os lineamentos não são marcados, e resta o trabalho de melhor definição dos limites desse corpo e como se deu a alocação do mesmo.

Os domínios 1, 3, 4 e 6 pertencem a sequência metavulcano-sedimentar Mara rosa, no entanto, o que anteriormente pertencia a sequência NP1mr3 (Oliveira et al. 2007), que é uma unidade metassedimentar em quase toda sua totalidade, passa a ser sugerido que os domínios 1 e 3 se encaixem na sequência NP1mr1 (Oliveira et al. 2007), pois esses domínios são compostos por anfibolitos e gnaisses. Já o domínio 4, muito potássico, tem característica metassedimentar, se encaixando na sequência NP1mr3.

O alinhamento de ordem maior com direção SE-NW de traço discreto foi interpretado com uma falha com traço inferido. O alinhamento curvo SW-NE foi interpretado como uma zona de cisalhamento na borda do corpo oeste da Suíte Amarolândia, embasando a ocorrência de gnaisses milonitizados. Há evidências de atuação de deformação no corpo sudeste da suíte Amarolândia, no entanto, essa investigação será melhor realizada em campo.

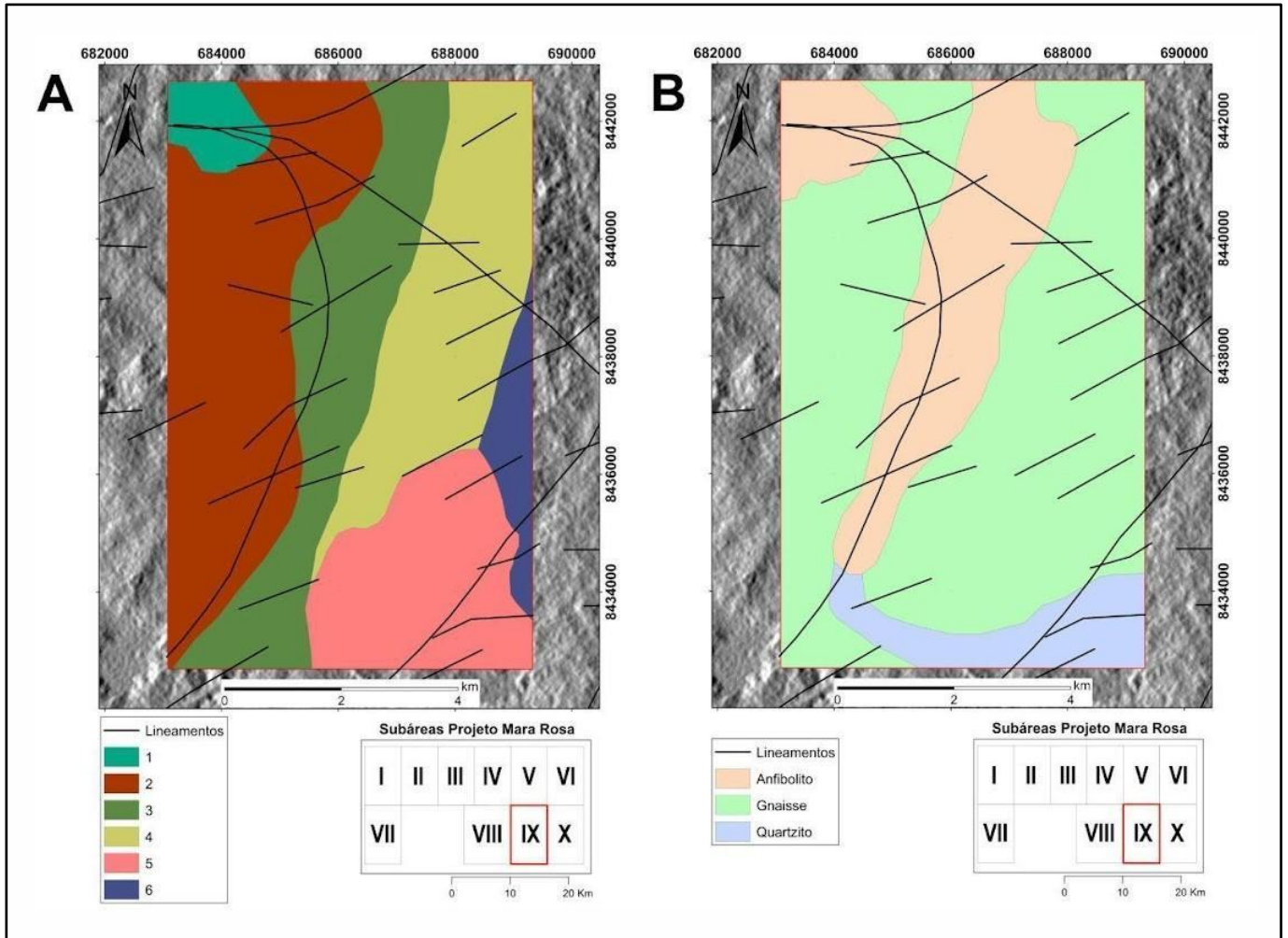


Figura 3.21: Comparação entre os domínios de gamaespectrometria em A e B ocorrências litológicas em afloramento.

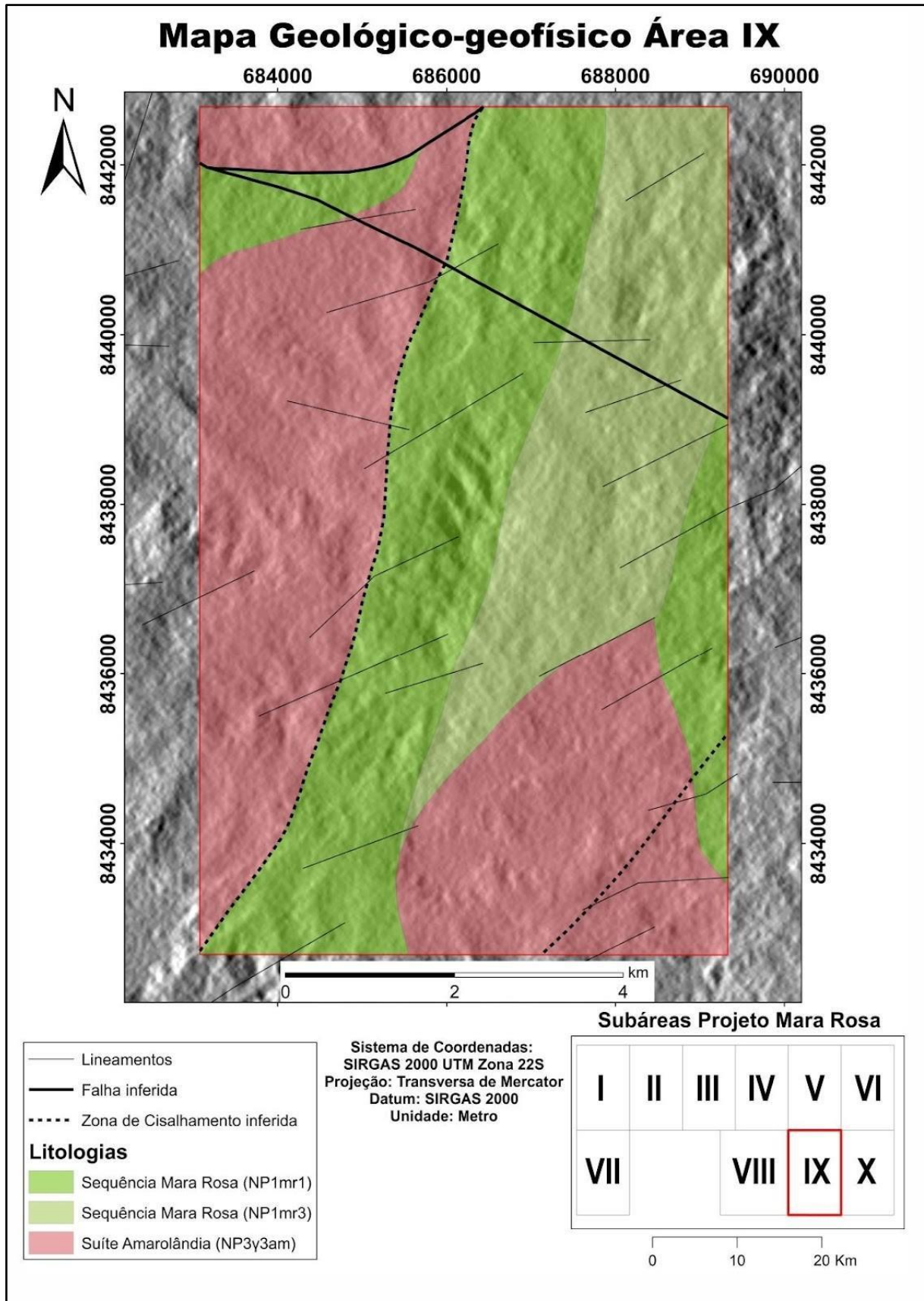


Figura 3.22: Mapa de integração de dados.

Capítulo 4

GEOLOGIA DO PROJETO MARA ROSA

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). A área mapeada, composta por 11 subáreas, afloram unidades litoestratigráficas pertencentes ao Arco Magmático Campinorte, representativo do embasamento Paleoproterozóico, (Della 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 falha 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 a uma 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 (Della 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 (PP2y1pm), também de idade riaciana (Della

Giustina *et al.*, 2009), e ocorrência de granulitos do Complexo Uruaçu (PP2gu) (Cordeiro, 2014), exumados na forma de um complexo de núcleo metamórfico.

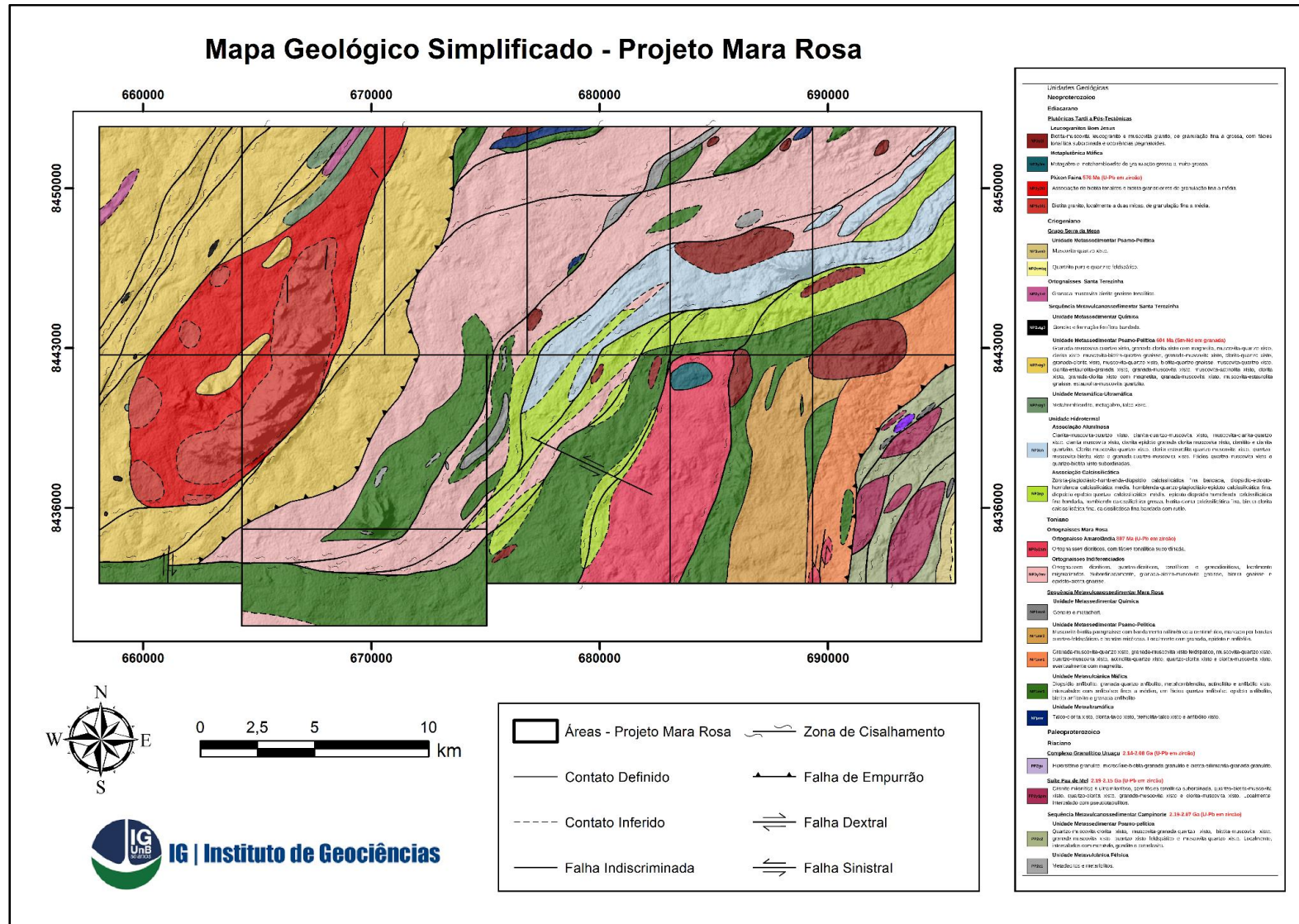


Figura 4.1: Mapa Geológico Integrado do Projeto Mara Rosa em versão simplificada.

4.2. Arco Magmático Mara Rosa

O 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 ortogneisse diorítico Amarolândia (NP3 γ 2am) (Melo, 2006). Neste contexto, é descrita também uma diversidade de 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 paleoproterozóico, 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 gamaespectrométrica, 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 um conjunto extenso de 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 metamorfizadas 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 uma unidade predominantemente metassedimentar, metamorfizada 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 um formato relativamente regular correspondendo a 20% da área mapeada.

Esta unidade apresenta relevo associado a uma 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 uma 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 gnditos e formações ferríferas. Em meio ao domínio principal, encontram-se rochas intrusivas tardi a pós-tectônicas, como o Plúton Faina. Vale notar que uma 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, aflora uma diversidade de rochas metaplutônicas de caráter pré a sin-tectônico, classificadas 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 Ortognaisses 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 uma 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).

4.3. Grupo Serra da Mesa

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 um 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 paleoproterozóico (Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte). Seus limites são de natureza deposicional, estabelecidos por uma discordância, e conferindo-lhe uma geometria irregular. Representa menos de 1% da área total do projeto.

4.4. Rochas Intrusivas Tardi a Pós-tectônicas

As unidades descritas acima são cortadas por um conjunto de rochas intrusivas, pouco ou não deformadas, representadas pelo Plúton Faina (NP3γ3f), Leucogranitos Bom Jesus (NP3γ3l) e um corpo de rochas Metaplutônicas Máficas (NP3γ3m).

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 um *roof pendant*. Possui geometria sigmoidal, alongada em NE-SW. Seu relevo está associado principalmente a morros e colinas, em meio a uma 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 uma série de 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 uma 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 uma assembleia exclusivamente granítica, enquanto as rochas Metaplutônicas Máficas são constituídas por metagabros e metahornblenditos, pouco deformados.

Capítulo 5

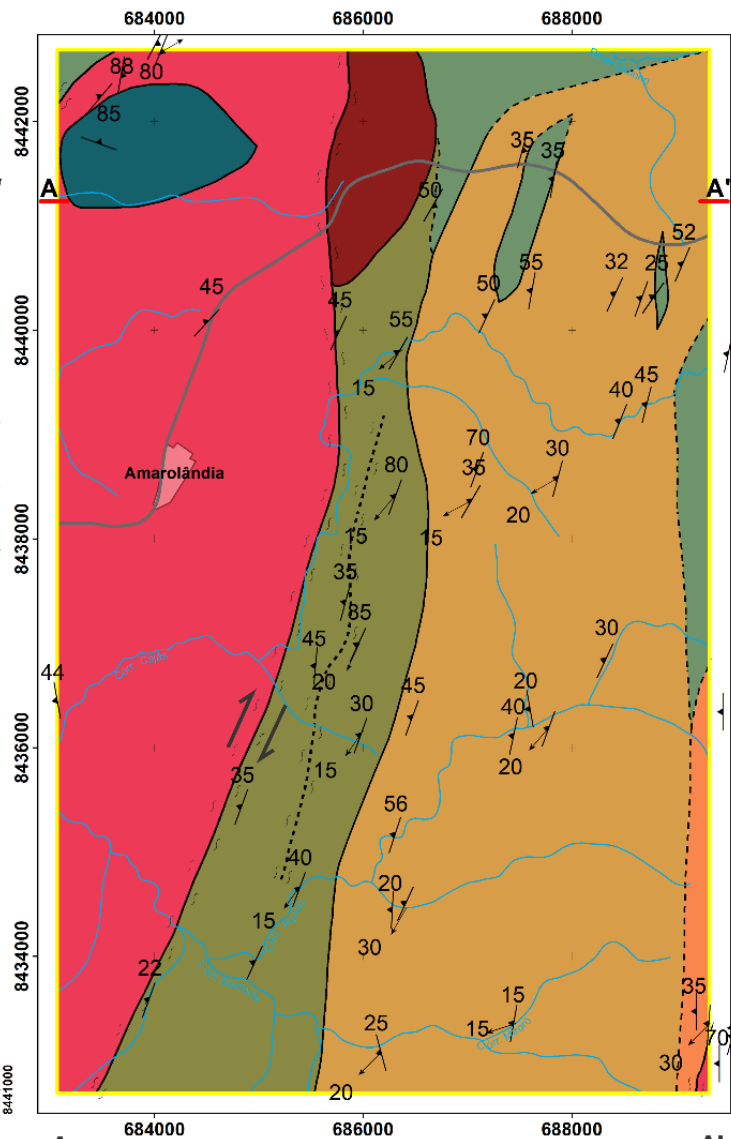
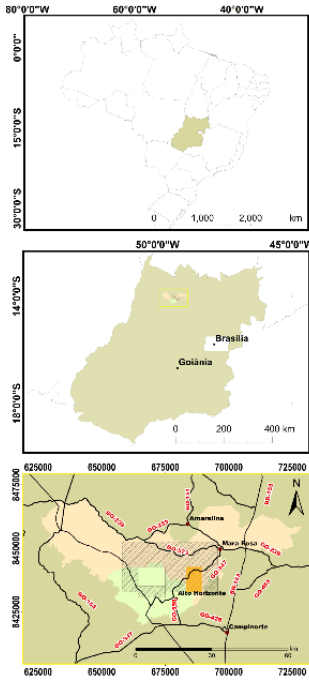
GEOLOGIA LOCAL

O presente capítulo reúne os resultados da análise, descrição e interpretação dos dados obtidos durante o trabalho de campo, sendo refinados com a retomada dos conhecimentos da etapa pré-campo, adicionando-se os dados obtidos com o auxílio da microscopia. Ao todo, foram analisadas 15 seções delgadas polidas referentes às unidades cartografadas presentes na área.

A área IX ocupa a porção Sudeste do Projeto Mara Rosa e está inserida no contexto pertencente à Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, à Suíte Amarolândia e às intrusivas tardi a pós-tectônicas. Dessa forma, foi elaborado o Mapa Geológico da Área IX (figura 5) do PMR.

MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA IX - PROJETO MARA ROSA - GO

ESCALA 1:25000



Meso-neoproterozóico

- Np3m Leucogranito Bom Jesus
- Np3m Metaplutônicas Máficas

Ortognaisses Mara Rosa

- Np3y2am Hornblenda-biotita Gnaiss Amarolândia

Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa

Unidade Metasedimentar Psamo-pelítica

- Np1mr4 Muscovita-biotita paragnaisses
- Np1mr3 Granada-muscovita-quartzo xisto

Unidade Metavulcânica Máfica

- Np1mr1 Anfibolitos finos a médios
- Np1mr1a Quartzo-anfibolitos e epidoto-actinolita-gnaiss

Convenções Geológicas

- Contato geológico
- - - Contato geológico inferido
- Lineação
- ↗ Foliação
- ↔ Zona de cisalhamento dextral
- ↔ Zona de cisalhamento sinistral

Base Cartográfica

- Rodovias
- Córregos
- Localidades
- Limite da Área IX



Mapa geológico 1:25000
Trabalho Final de Graduação - 2023
Projeto Mara Rosa - Área IX

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
Datum Horizontal: SIRGAS 2000 - UTM Zona 22S
Declinação Magnética 21°28'

Autores:
Douglas Alves dos Santos
Felipe Alves de Oliveira
Murilo Machado Faccioli

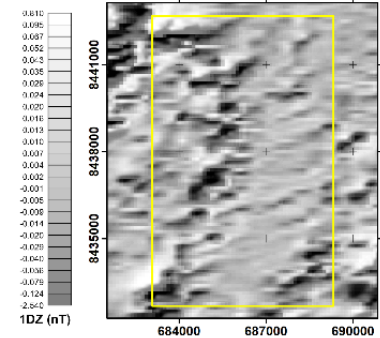
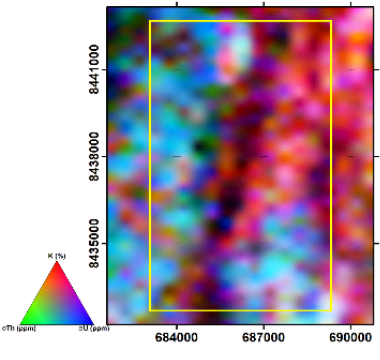
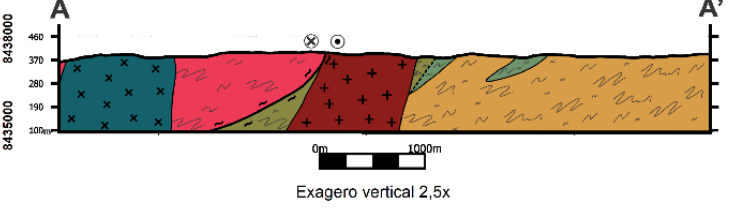


Figura 5: Mapa geológico referente à Área IX.

5.1 LITOESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA DA ÁREA IX

5.1.1 Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa

Unidade Metavulcânica Máfica

-Anfibolitos finos a médios

A ocorrência de anfibolitos na Área IX se dá de forma intercalada na sequência de paragnaisses. Os afloramentos são, em geral, muito intemperizados e mal preservados, formados principalmente por blocos rolados e afloramentos na superfície. Os blocos mais preservados encontram-se basculados em altos topográficos como morrotes. Quanto à mineralogia, é possível observar máficos em uma matriz feldspática frequentemente epidotizada.

A rocha tem cor cinza escuro quando preservada, sua granulação é fina a média, pode apresentar uma foliação bem marcada, chegando a desenvolver bandamentos milimétricos com segregação de máficos e félsicos. É comum observar cloritização.



Figura 5.1. Tipo de afloramento típico da unidade dos anfibolitos presentes na Área IX. Geralmente pouco preservados e comum a ocorrência em blocos basculados.

- Quartzo anfibolito e epidoto-actinolita ortognaisse

Ocorrem principalmente como faixas estreitas bastante reconhecidas pelo baixo eTh, eU e K. Na composição RGB as cores variam de azul, violeta e preto. Na área IX há uma faixa importante de anfibolitos na borda encaixante da Suíte Amarolândia na porção central.

Os afloramentos ocorrem sob a forma de blocos basculados ou rolados ao longo de morrotes e morros, também sob planta em descampados, lajedos em leito de drenagem e em cortes de barranco. Nas bordas dessa unidade na interface com os contatos é comum observar abundância de veios tanto na escala de amostra de mão, quanto em escala de afloramento, observadas como blocos alinhados na direção NE-SW. Por vezes há foliação interna nos veios de quartzo e formação de uma foliação SC. Observa-se ainda a ocorrência de foliação subvertical em um tectonito contendo quartzo e granada, sendo essa ocorrência melhor descrita no capítulo de Geologia Estrutural.

As litologias predominantes nessa unidade são epidoto-quartzo anfibolito e epidoto-actinolita gnaiss, sendo importante ressaltar a granulação fina que predomina nas rochas da unidade. Ao microscópio, baseando-se em duas lâminas delgadas, o epidoto-quartzo anfibolito possui a seguinte composição mineralógica: actinolita (40-60%) plagioclásio (15-24%), quartzo (8-20%), epidoto (10-25%), rutilo (2-5%) e titanita (até 1%). A textura predominante é nematoblástica composta por cristais prismáticos euédricos de actinolita ditando a orientação principal, a matriz de arranjo granoblástico, granulação fina composta por quartzo e plagioclásio (An 49-56%). É importante ressaltar que existem duas foliações bem observadas pelo caráter oblíquo que uma apresenta em relação a outra (figura 5.5c).



Figura 5.2: (A) amostra retirada do ponto 138 explicitando bandamento, mesmo que os minerais prismáticos tenham comportamento diblástico, há uma alternância de domínios composicionais. Há venulações com cristais de muscovita que intersectam a foliação. (B) amostra retirada do ponto 85, a qual explicita o caráter diblástico por parte dos cristais de actinolita dispersos em matriz de plagioclásio e quartzo.

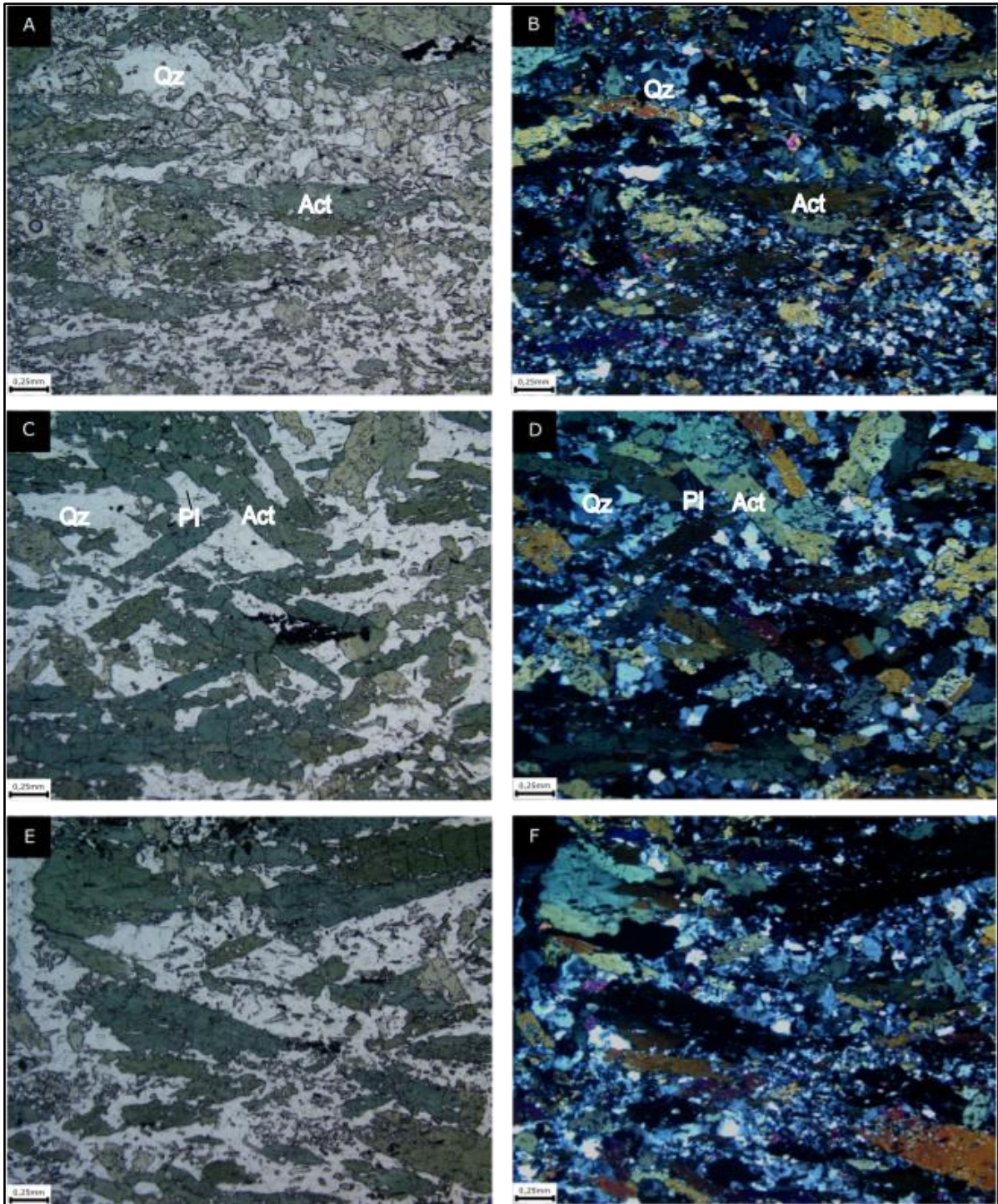


Figura 5.4: Lâmina TF-IX-89 (A)(B): polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, ilustrando a foliação proeminente da rocha, com orientação de anfibólio configurando textura nematoblástica, domínios granoblásticos de quartzo microcristalino recristalizado e plagioclásio, bem como cristais de epidoto diablásticos. (C e E)(D e F) polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, ressaltando os domínios texturais e a variação de granulação entre eles. Ressalta-se que os cristais de anfibólios demarcam duas orientações distintas de foliação.

O epidoto-actinolita-gnaiss é composto por quartzo (30-35%), actinolita (25-35%), plagioclásio (10-25%), epidoto (10-12%), biotita (0-7%), ilmenita e rutilo (1-2%). A textura é diablástica formada por cristais prismáticos euédricos de hornblenda sem uma orientação principal, no entanto a foliação é marcada por bandamentos observados como segregação dos domínios contendo plagioclásio (An 60-64%) quartzo e epidoto ripiforme principalmente como inclusões no plagioclásio. Nota-se que a orientação alguns cristais de hornblenda por vezes destacam-se da foliação da matriz, compondo uma segunda direção, possivelmente uma protofoliação com maior espaçamento. As bandas quartzo-feldspáticas possuem uma variada granulação respeitando um padrão para cada bandamento, nos casos de granulação mais grossa observa-se extinção ondulante e bandas de deformação nos cristais de quartzo. Os contatos na matriz são principalmente poligonais demonstrando um maior nível de

recristalização.

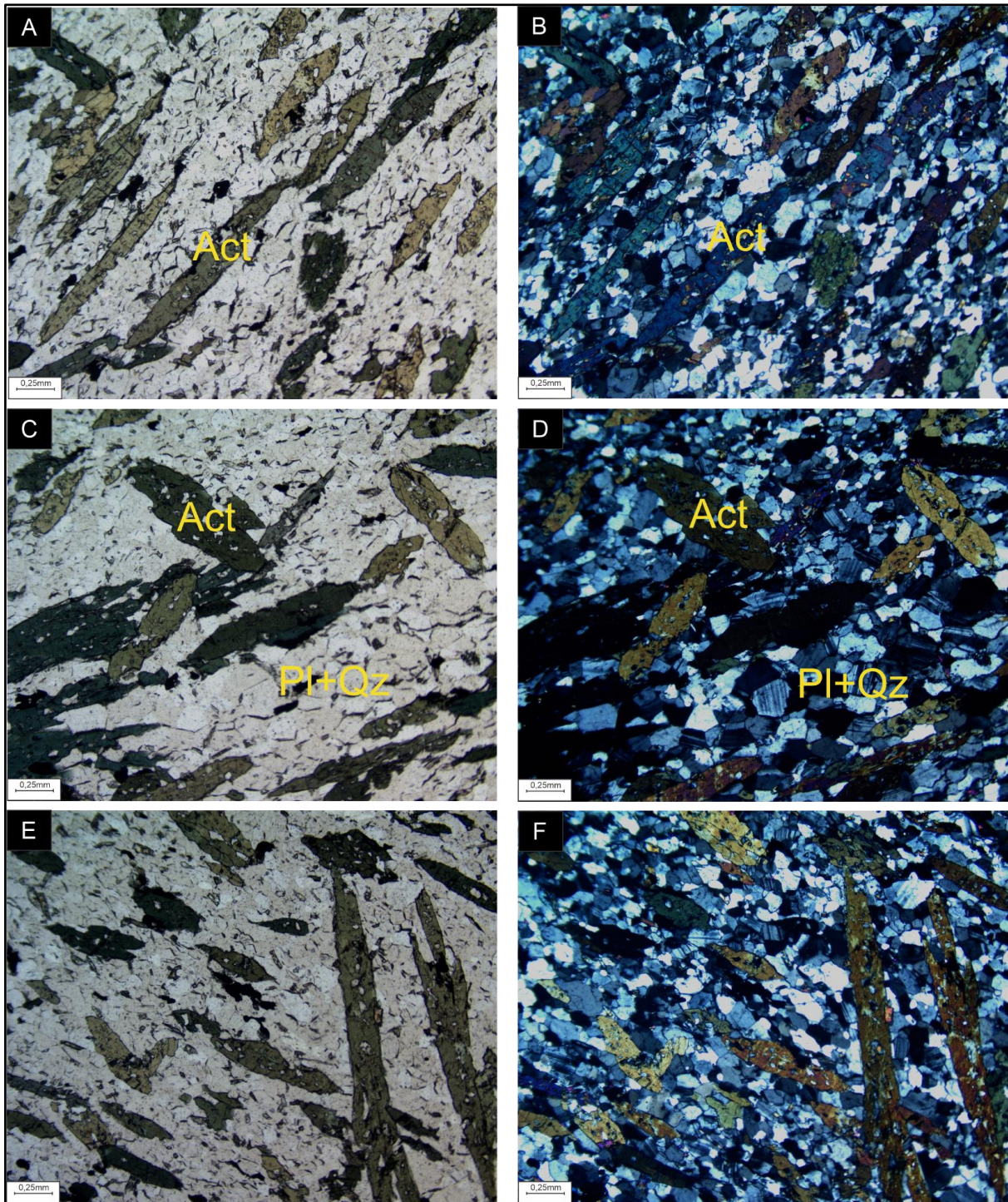


Figura 5.5: TF-IX-137. As fotomicrografias ressaltam a textura nematoblástica da amostra, além de evidenciar a presença de duas foliações e domínio interfoliar matricial com quartzo recristalizado e cristais de plagioclásio com contatos tríplices.

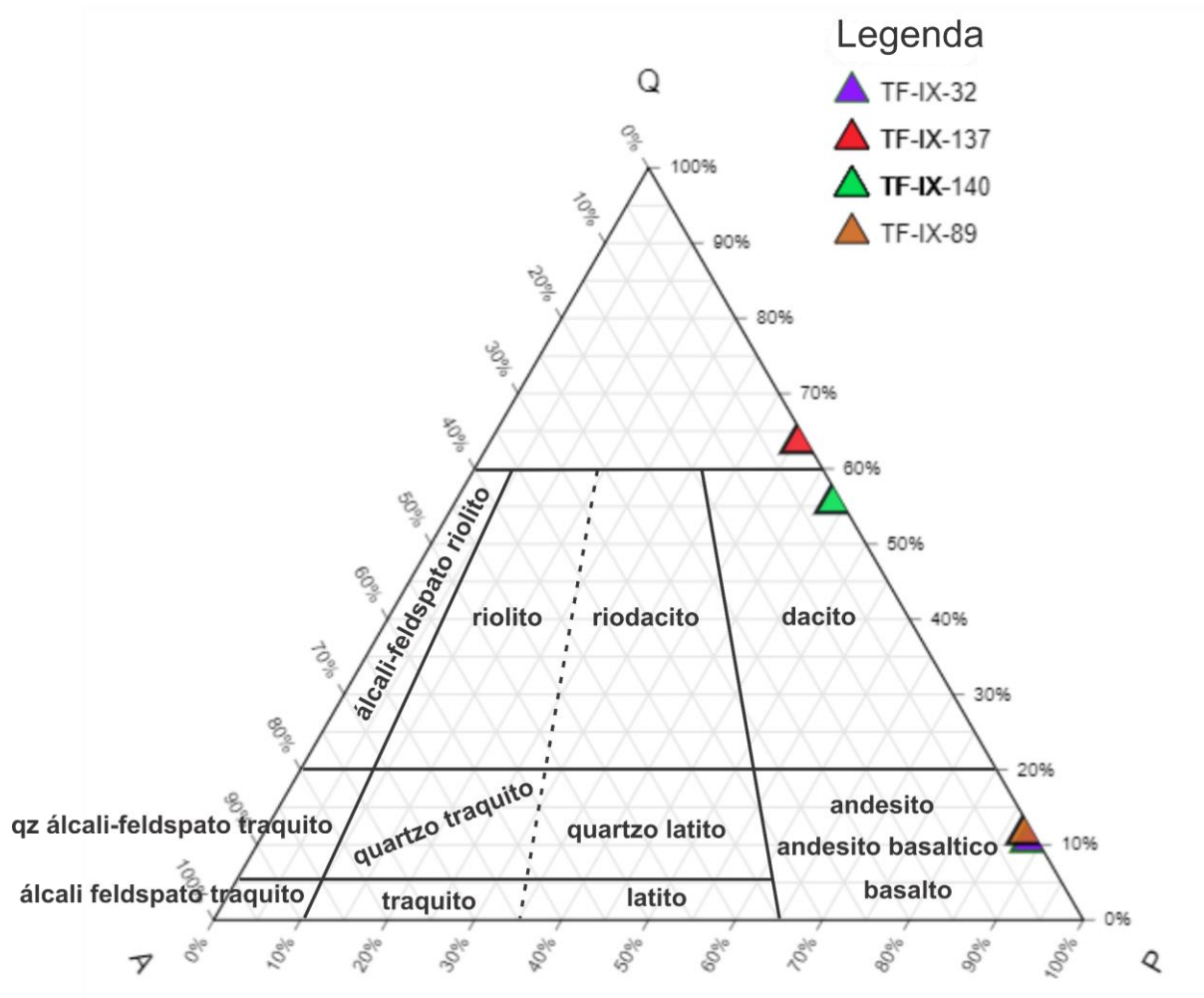


Figura 5.6: Diagrama QAP com plotagem dos protólitos das amostras analisadas da unidade.

O diagrama da figura 5.6 ressalta bem dois padrões composicionais da unidade ressaltando a natureza intermediária a félsica dos protólitos, esse fato serve de base para estudos posteriores visando a individualização de subunidades mais específicas.

Unidade Metassedimentar Psamo-pelítica

-Muscovita-biotita paragneisses

Ocupa uma larga faixa com orientação NE-SW da porção oeste da área IX. Apresenta-se como o litotipo mais abundante em campo. Quando comparado ao mapa de composição RGB, essa unidade apresenta cores difusas mas mantendo a tonalidade rosa-avermelhada na parte centro-norte e azul ciano na cota em que predominam níveis de crostas lateríticas.

Os afloramentos observados em campo são blocos métricos, afloramentos em superfície, corte de estrada e lajedos diversos, ocorrendo tanto em leitos como em bordas de drenagem. Os litotipos observados variam de acordo com a posição na sequência. A porção centro-norte apresenta a rocha com uma tonalidade cinza clara, granulação fina, foliação aparente e, eventualmente, duas foliações truncadas. Essa estruturação compõe bandamentos milimétricos, evidenciando bem a alternância de domínios félsicos e máficos.



Figura 5.10: Compilado de imagens demonstrando as principais ocorrências dos afloramentos mais expressivos da unidade na área, evidenciando as formas de lajedado e composito leito de drenagens.

Essa unidade é composta por três principais litologias: (i) biotita gnaiss; (ii) granada-biotita gnaiss; (iii) hornblenda-biotita-gnaiss.

Ao microscópio, o biotita gnaiss apresenta a seguinte assembléia mineral: quartzo (30-35%), biotita (20-25%), epidoto (20-25%), plagioclásio(5%), muscovita(10-15%) e titanita (<1%). A textura principal é granoblástica, sendo os bandamentos marcados pela segregação dos grãos de quartzo e, de forma restrita,

plagioclásio. Alternando-se às bandas de quartzo, observa-se epidoto subédrico de granulação fina (0,4 mm) e aspecto sujo com acúmulo de óxidos na superfície. Os cristais de biotita são euédricos de hábito lamelar e granulação fina (0,6mm no maior eixo). Tanto a biotita, quanto o epidoto, estão ligeiramente orientados na direção dos bandamentos. A muscovita é observada truncando a foliação, assim como em ripas estreitas dispersas na lâmina. Já a titanita ocorre como uma fase acessória subédrica a anédrica e de granulação fina.

A ocorrência de contatos poligonais entre os cristais de quartzo e a evidência de migração de borda de grão aponta para um grau de recristalização mais avançado.

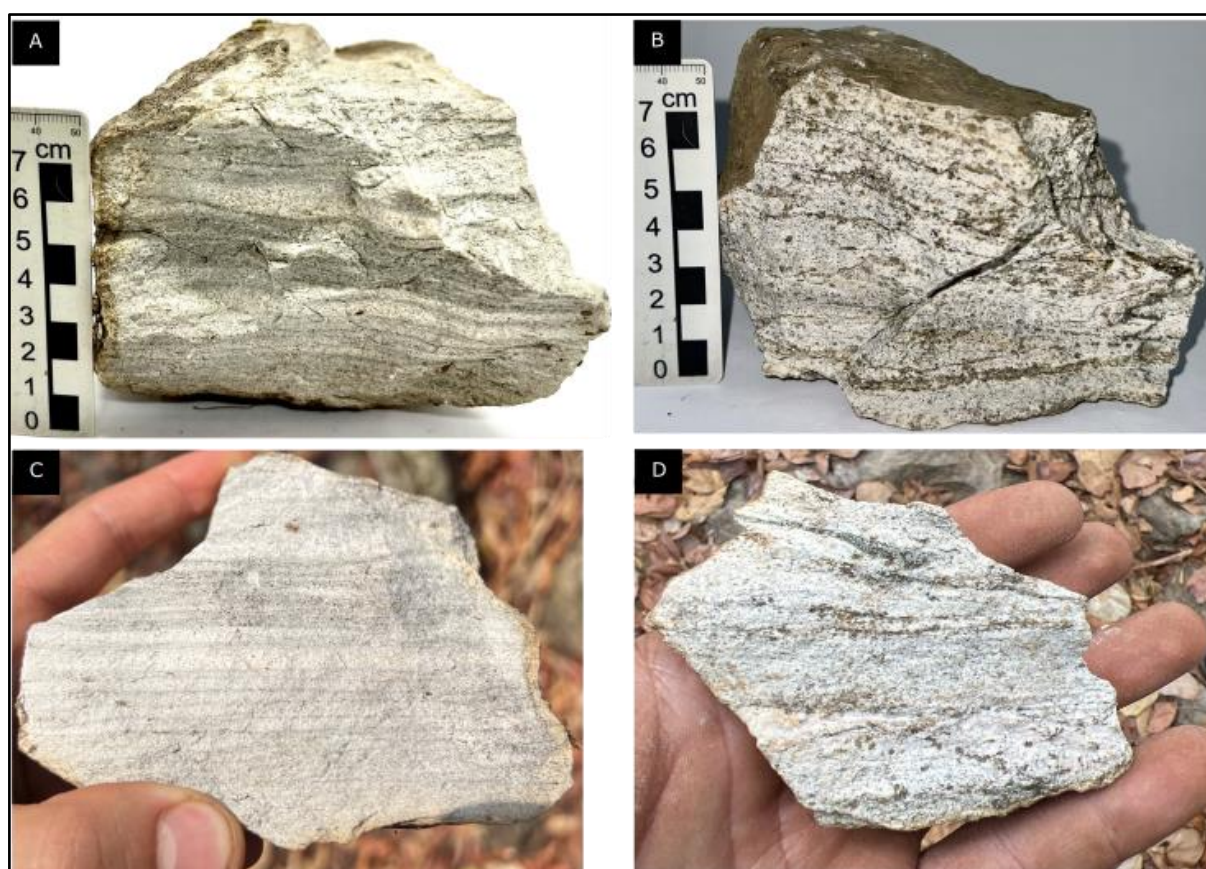


Figura 5.11: Amostras de paragneisses que evidenciam a foliação bem marcada. O aspecto mais esbranquiçado e bandamentos mais ressaltados são feições comuns que a unidade demonstra na porção centro-norte da Área IX.

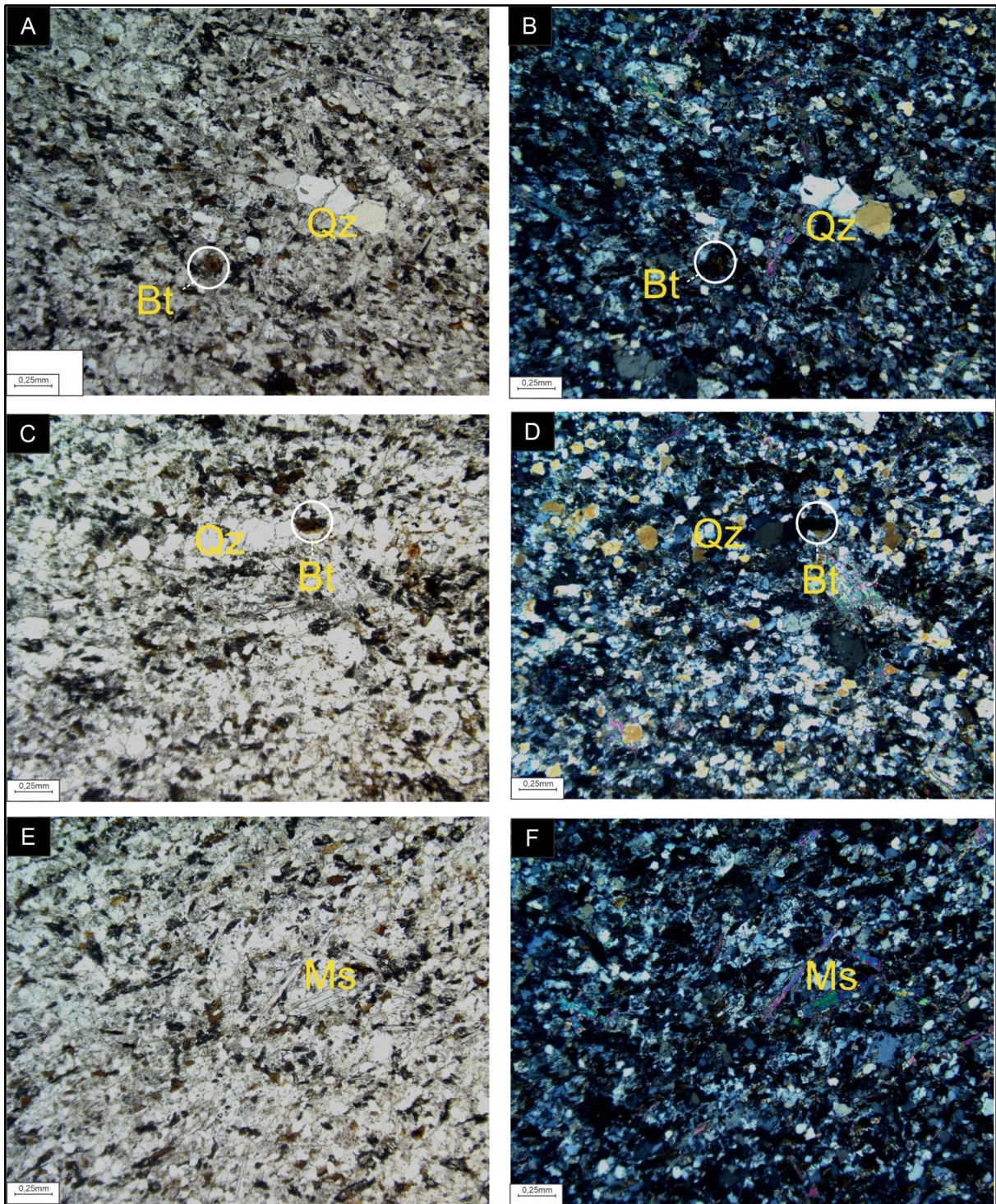


Figura 5.12: TF-IX-162: Fotomicrografia correspondente ao epidoto-muscovita-biotita gnaiss em que, nessa escala, a rocha possui foliação com caráter difuso, granulação fina da assembleia mineral encontrada. Muscovita ocorre de maneira mais pontual, como demonstra as imagens (E) e (F).

Da porção central à sul da unidade ocorrem afloramentos em lajedo de grandes dimensões (até 100 metros) ocupando principalmente drenagens e suas adjacências, com a presença de eventuais blocos de geometria achatada dispersos em matas e pastos . As rochas predominantes possuem tonalidade cinza a cinza esverdeado chegando a cinza escuro, as granulações observadas são de fina a média e a estrutura em mesoescala é composta por intercalações promovidas pela foliação por vezes apresentando geometria anastomosada e espessuras bastante variáveis (10 - 40 centímetros). Nesse contexto ocorrem quartzitos com fragmentos líticos, paragnaisses com bandamentos milimétricos, eventualmente há presença de porfiroblastos de granada. Duas litologias paraderivadas representam esse setor: granada-biotita-gnaisse e hornblenda-biotita-gnaisse.

Ao microscópio, o granada-biotita gnaisse (representado pela lâmina TF-IX-127) é composto por quartzo (35-37%), biotita (30-35%), granada (10-15%), plagioclásio (5-10%), clorita (5-10%), epidoto(<1%), pirita (2-5%) e magnetita (2-5%). a textura dessa rocha é porfiroblástica formada por porfiroblastos sin a tardi cinemáticos de granada, que apresenta um núcleo com muitas inclusões de quartzo seguindo uma foliação oblíqua a da rocha e a borda mais limpa de inclusões, os cristais promovem o arqueamento da foliação, sendo possível observar sombras de pressão em cristais de granada onde há ,maior conteúdo de quartzo. A trama da matriz é lepidogranoblástica formada principalmente por lamelas subedrais orientadas segundo a foliação e agregados de quartzo e plagioclásio (An 54-59%) de granulação fina. A muscovita (0,2mm) e a clorita (0,6mm) ocorrem de forma dispersa e truncam a foliação. Já a ocorrência de hornblenda é restrita e forma cristais anedrais de granulação fina. A alteração mais evidente é composta por cloritização da granada aproveitando as fraturas.

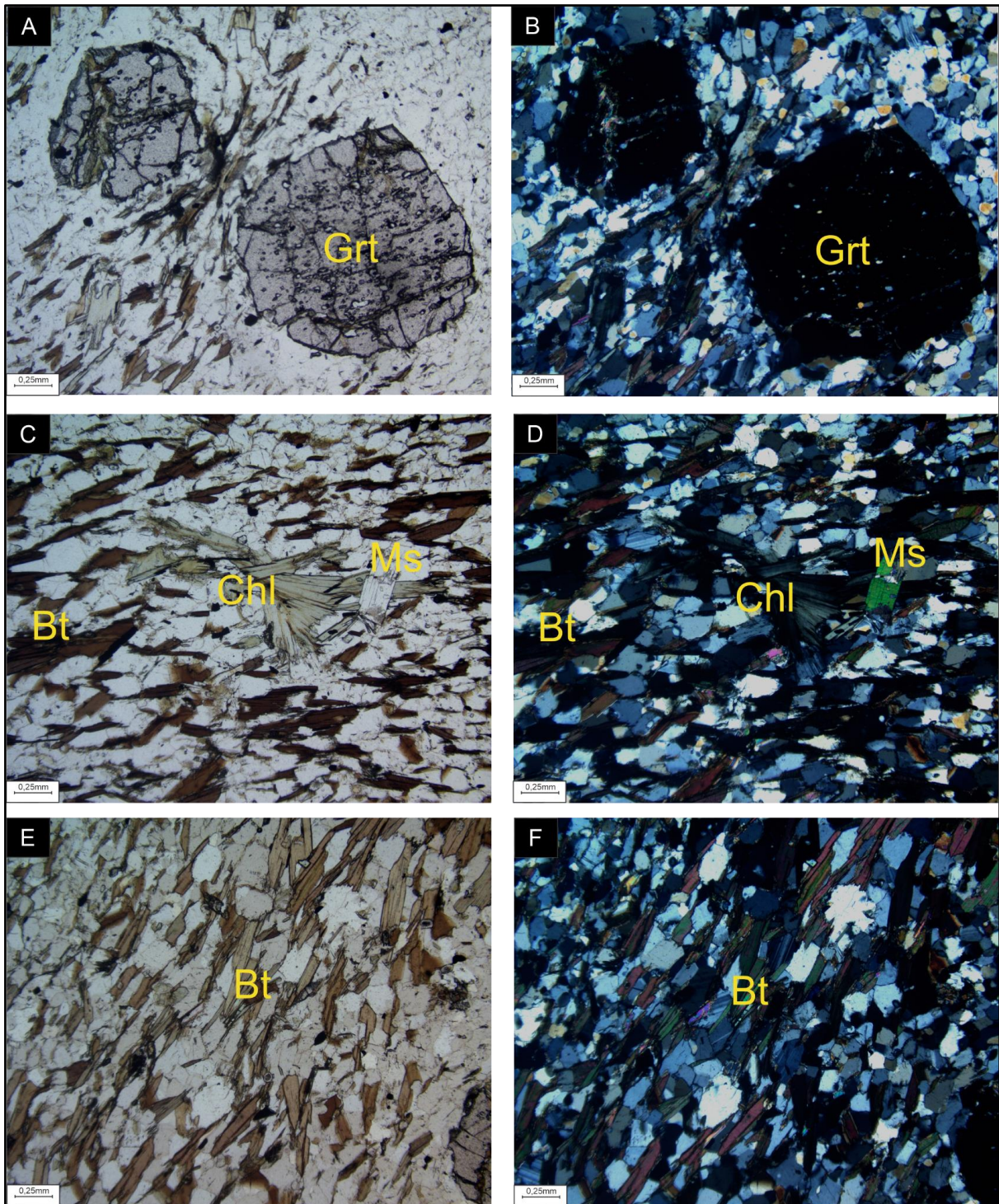


Figura 5.13: Lâmina TF-IX-127. (A)(B): polarizadores paralelo e cruzado, respectivamente, com porfiroblasto, sin- a pós-cinemático, de granada, em matriz quartzo. (C)(D) polarizadores paralelo e cruzado, respectivamente, ilustrando a textura lepidoblástica pelos cristais de biotita, além de clorita com crescimento levemente radial e muscovita diablástica. (E)(F) polarizadores paralelo e cruzado, respectivamente, reafirmando a textura lepidoblástica dada pelas biotitas em meio à matriz granoblástica quartzo-feldspática.

Por fim, o hornblenda-biotita-gnaiss (representado pela lâmina 134A) possui textura granoblástica composta por cristais anédricos de hornblenda de granulação média e lamelas subhédricas de biotita (0,4-1 mm no maior comprimento), sendo destacada a cor marrom alaranjada. A matriz é composta pela segregação de quartzo e plagioclásio (An 48-55 %), cristais subédricos de clinozoisita e lamelas estreitas de muscovita dispersa na lâmina.

Em campo, observou-se uma direção preferencial de veios de espessura milimétrica a centimétrica de coloração escura. Constitui-se de anfibólio, biotita e, menos expressivamente, epidoto e que, quando mais pronunciado, produz um halo de epidotização e albitização nas rochas, que variam a espessura conforme a influência. Esses veios encontram-se com geometria tabular ou lenticular, seus contatos são serrilhados assim como há reentrâncias dos halos na rocha. Na microscopia o domínio citado possui uma actinolita (80-85%) de granulação grossa (4-10mm), biotita alaranjada (8-10%) , calcita (5%) e inclusões de quartzo (<1%). sendo que o halo é composto por plagioclásio, possivelmente albita, epidoto e muscovita. A textura desse halo é estritamente granoblástica, sendo prevalente a ocorrência de zonação no plagioclásio, observada em polarizadores cruzados, como extinção ondulante do núcleo para as bordas dos cristais. Devido ao contexto da região, discute-se a possível origem desses veios, tendendo para uma hipótese metamórfica-hidrotermal.

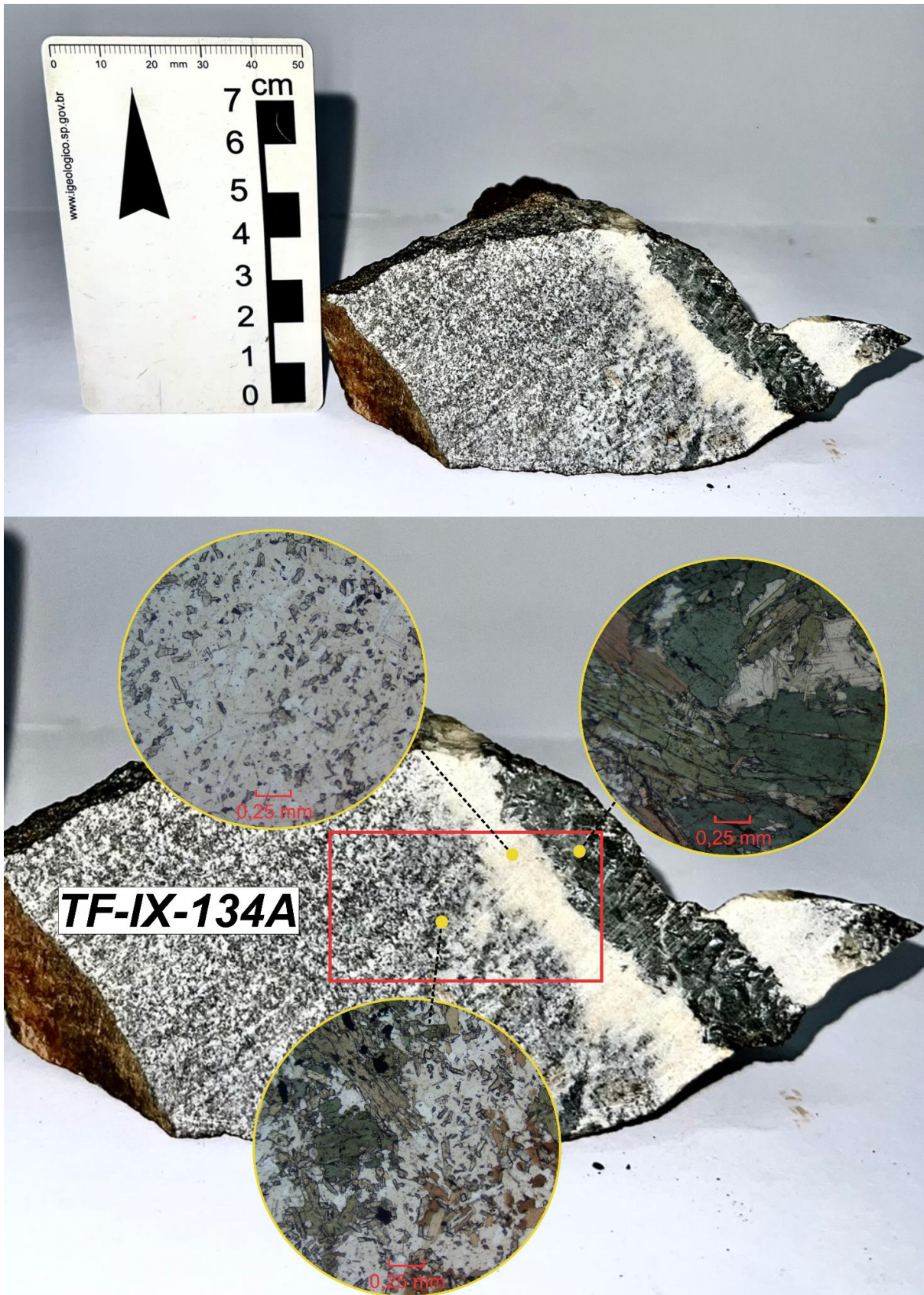


Figura 5.14: O paragnaisse observado nesse ponto, além de apresentar a assembleia mineral característica com hornblenda, biotita, quartzo, plagioclásio e \pm muscovita, expõe a ocorrência de veio

calcissilicático (actinolita, biotita, calcita, \pm epidoto) bordado por halo de albitização, com plagioclásio, epidoto e mica branca.

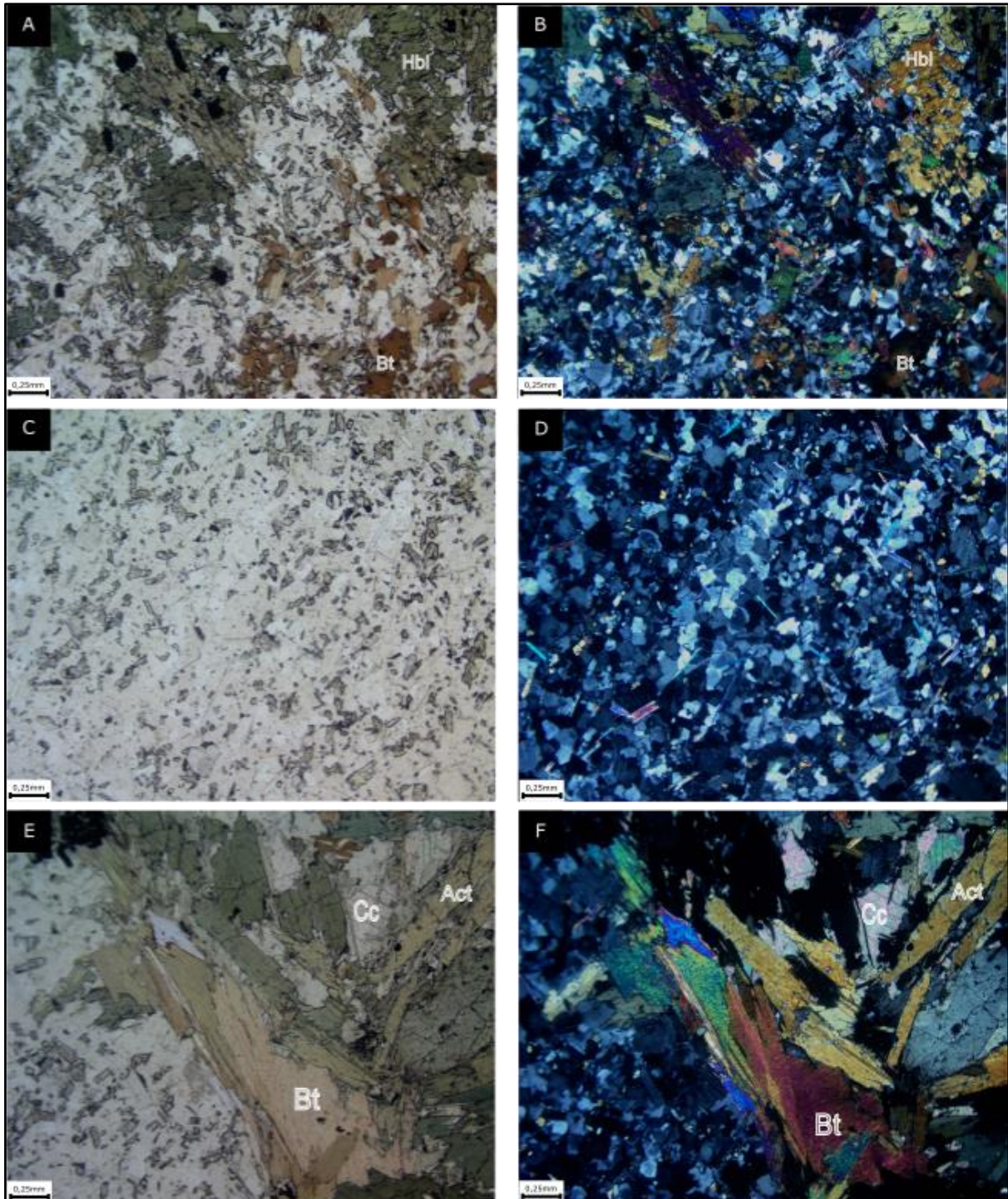


Figura 5.15: TF-IX-134a - (A) e (B) representam a porção das rochas com pouca ou nenhuma alteração. Mineralogia dada por cristais de hornblenda com opacos internos, biotita, quartzo, plagioclásio, \pm epidoto e \pm muscovita, assembleia essa que caracteriza o paragnaisse. (C) e (D) representam a porção do halo de albitização, com a presença de plagioclásios zonados com

geminções irregulares, bem como cristais de epidoto finos ripiformes. (E) e (F) expõem o veio calcissilicático que tem textura diblástica, onde os cristais de biotita e actinolita formam interstícios ocupados por cristais de calcita.

A rocha que hospeda esses veios é composta por hornblenda (20-25%), biotita (25-30%), quartzo (10-15%), plagioclásio (5-10%), epidoto (10-15%) e muscovita (<5%). A trama é granoblástica com uma orientação muito incipiente, mais evidente na escala de amostra de mão. Os cristais de biotita são subédricos e possuem um pleocroísmo em tons de marrom alaranjado, os cristais de hornblenda são anédricos com as bordas de aspecto muito irregular amebóide, por vezes englobando cristais de biotita e epidoto. O epidoto tem hábito ripiforme subédrico a euédrico, possuindo granulação fina (0,2 mm) está disperso em toda a rocha. No domínio quartzo feldspático domina uma granulação fina com contatos que podem ser poligonais ou irregulares, havendo a extinção ondulante radial característica do halo de alteração, mas de forma mais local.

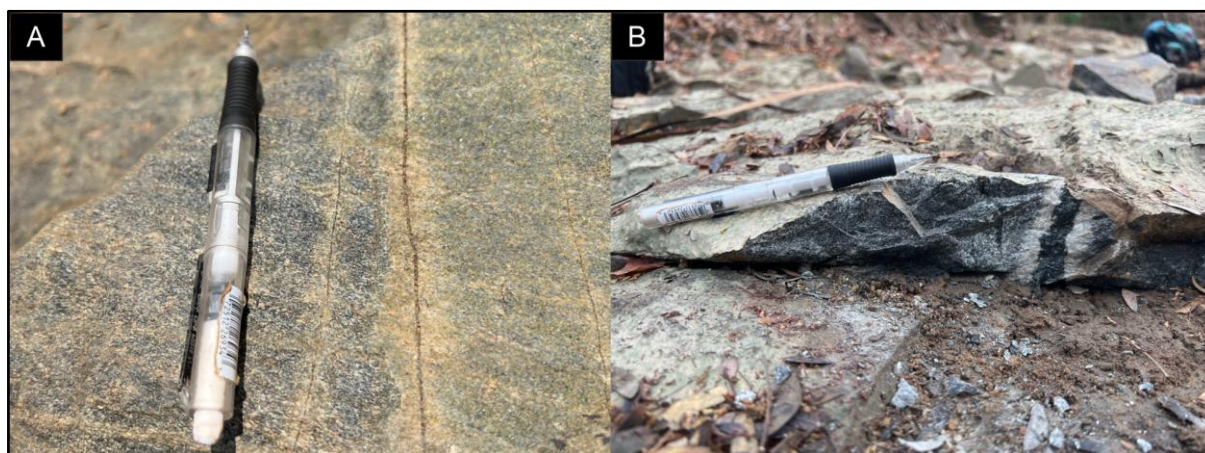


Figura 5.16: Ocorrências de veios em escala de afloramento, ora com pouca espessura (A), ora mais pervasivo e espesso (B), sempre apresentando o halo de alteração.

Quando próximo ao corredor de cisalhamento em que as rochas metavulcânicas intermediárias estão, os afloramentos se tornam um pouco mais escassos sendo observados em blocos *in situ* localizados no pasto. Em escala de afloramento observa-se uma foliação muito penetrativa segregando bandamentos bem definidos por composições distintas, quando no limite das litologias existem nódulos máficos presentes na sequência de paragneisses. Nesse contexto, a atuação

da zona de cisalhamento impõe uma alteração calcissilicática sobrepondo ambas unidades.

Outra litologia observada é um granada-biotita-hornblenda gnaiss. Ao microscópio a associação mineral dessa litologia é composta por hornblenda (20-25%), epidoto (25-30%), quartzo (20-25%), biotita (15-17%), plagioclásio (5-7%) e muscovita (5-10%). A foliação é definida pelo bandamento formado por domínios de segregação composicional, em que na microscopia observam-se 3. O primeiro domínio possui trama lepidó-granoblástica marcada por biotitas de hábito lamelar euédrico (0,4- 0,8 mm no maior comprimento) e de maneira intersticial quartzo e plagioclásio (An 52-54%) de granulação fina (~0,2 mm). De maneira mais dispersa ocorrem porfiroblastos pós cinemáticos de muscovita (~0,8 mm) truncando a foliação principal e ocasionalmente existem cristais de hornblenda anedral e epidoto subhedral. O segundo domínio, aparentemente de caráter transicional, possui textura nematoblástica definida pela orientação de cristais anédricos a subédricos de hornblenda (1 - 1,4 mm) compondo bandamentos que se intercalam com domínios contendo quartzo e feldspato. Nota-se que a granulação do domínio quartzo-feldspático é semelhante quando se considera uma banda específica mas varia ao longo do domínio (variação de <0,1mm a ~1 mm). De forma mais restrita observa-se cristais de hornblenda bem formadas com outra orientação mas seccionadas pela foliação principal. O terceiro domínio ainda possui textura nematoblástica definida por cristais anédricos de hornblenda e cristais euédricos de epidoto (0,6-1mm) com os mesmos interstícios do domínio 2. Observa-se uma rara ocorrência subhedral de granada com textura porfiroblástica que não arqueia a foliação mas incorpora uma grande quantidade de inclusões de quartzo e epidoto, possivelmente pós cinemática. A muscovita ocorre de forma semelhante nos 3 domínios com granulação também semelhante. Os cristais de quartzo apresentam um avançado processo de recristalização apresentando poucas bandas de deformação e granulação que mantém um padrão de tamanho.

Essa litologia marca a intercalação entre um domínio de paragneiss e uma rocha de composição intermediária à máfica em escala de amostra de mão e escala de afloramento. Esse fato traz evidências de que os contatos entre as litologias não são abruptos, e sim intercalações discretas aumentando a proporção da rocha em direção ao domínio predominante.



Figura 5.17: TF-IX-136 - (A) explicita a feição do paragnaisse com maior quantidade de porfiroblastos de granada dispersos na rocha. (B) expõe um plano de fratura onde foi reconhecido processo de silicificação.

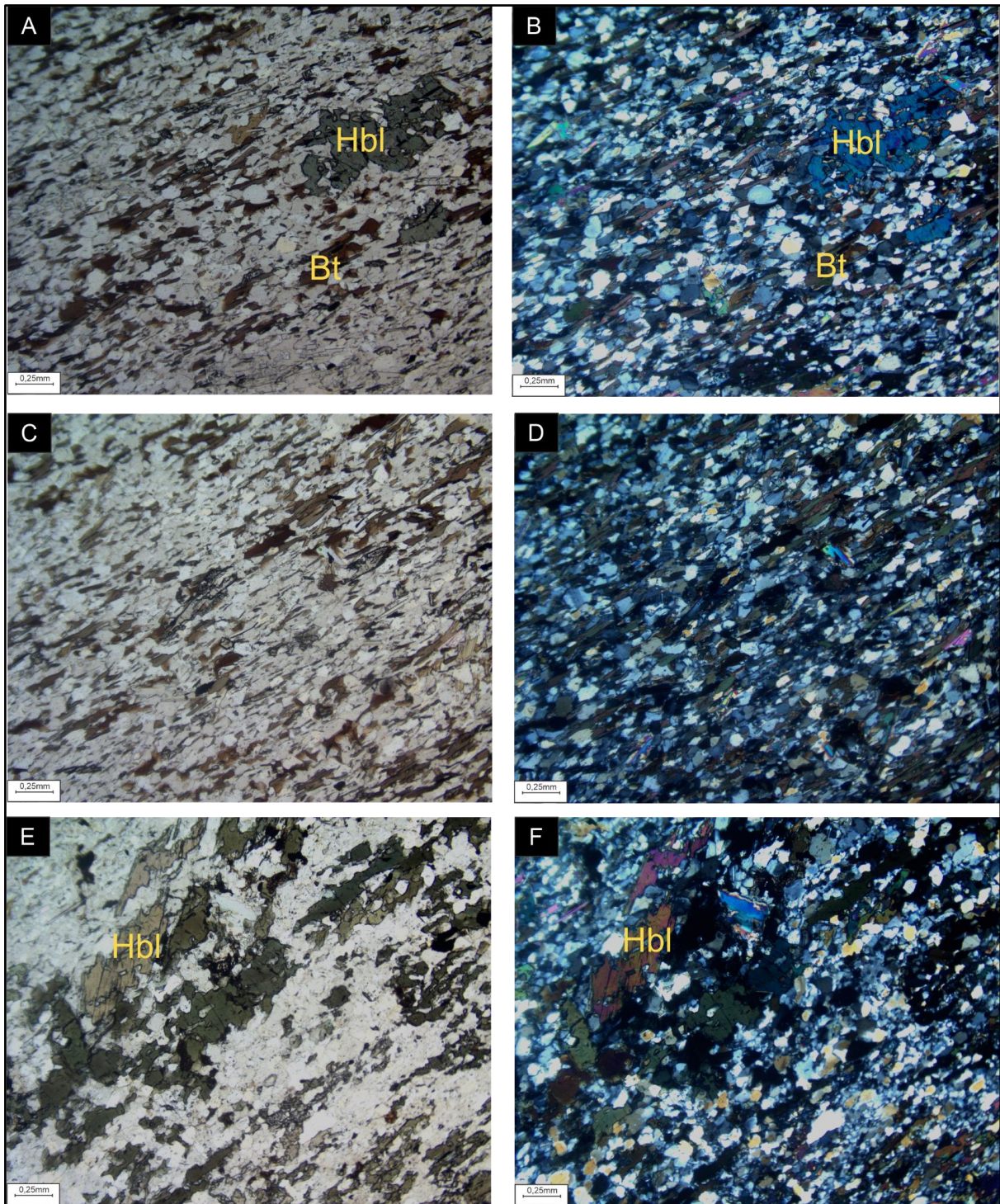


Figura 5.18: Lâmina TF-IX-136. A fotomicrografia apresenta a foliação bem marcada da rocha, a qual é dada pela orientação dos cristais de biotita e hornblenda. Ressalta-se que a muscovita ocorre discretamente. Há uma clara intercalação que é bem definida pelos domínios de quartzo recristalizado e plagioclásio. Observa-se em (E) e (F) que o cristal de hornblenda está fraturado em relação à disposição da foliação.

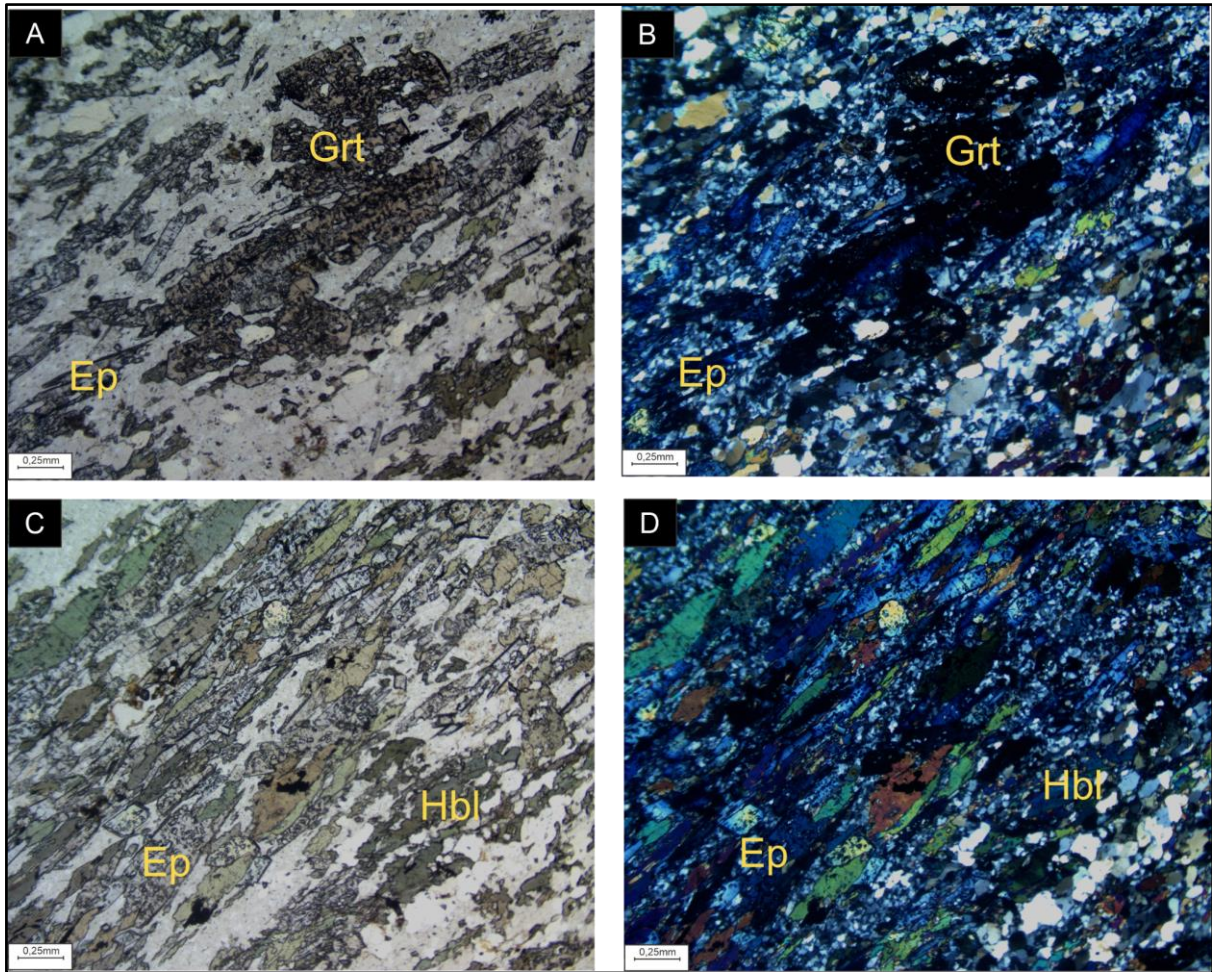


Figura 5.19: Lâmina TF-IX-136. Esse compilado de fotomicrografias evidencia domínios mais ricos em epidoto, além de destacar granada com caráter porfiroblástico sin-cinemático. Observa-se em (D), na porção inferior direita, o agregado de cristais de quartzo recristalizado.

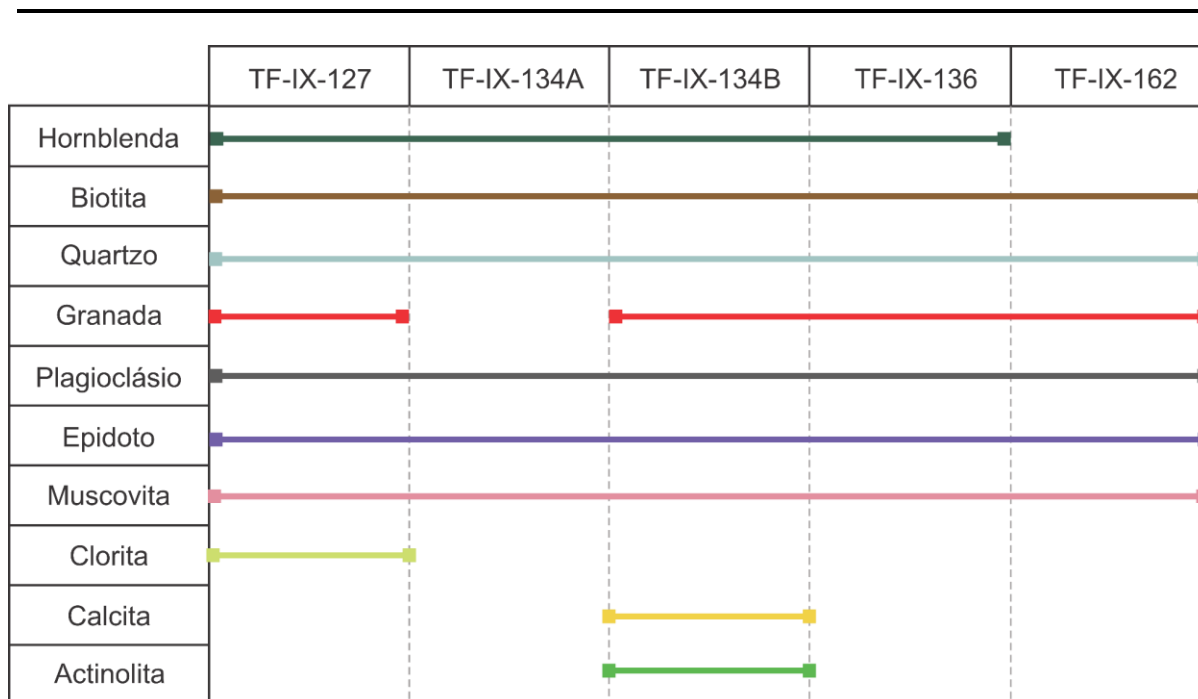


Tabela 5.1: Intervalo de ocorrência de cada mineral presente nas amostras retiradas na unidade.

De maneira geral, a tabela 5.1 resume a mineralogia encontrada nas principais rochas dessa unidade na Área IX, evidenciando que algumas litologias registram melhor as características das paragêneses que marcam o pico metamórfico em fácies anfibolito, bem como paragêneses que registram o retrometamorfismo.

-Granada-muscovita-quartzo xisto

As rochas dessa unidade em geral são pouco preservadas devido ao intemperismo, de forma que as melhores ocorrências estão na Área X. Os principais afloramentos são na superfície e em corte de barranco em drenagem, a ocorrência de blocos é bem mais restrita e em geral a rocha está mais preservada.

Os principais litotipos são quartzo-muscovita-xisto e granada-clorita-xisto, são rochas de granulação fina à média e a cor varia em tons rosados quando mais intemperizada e tons de verde claro quando mais preservada. A foliação nesses afloramentos é bem penetrativa e pouco espaçada e há uma crenulação bem marcada. O mergulho da foliação varia entre 60 e 70°.

A lâmina que descreve essa unidade pertence à área 10 e evidencia uma rocha com a seguinte assembléia mineral: muscovita (70%), quartzo (10%) biotita (2%), plagioclásio (5%), clorita (3%), magnetita (10%). A textura predominante é

lepidoblástica marcada pela orientação dos cristais lamelares orientados segundo a foliação. O quartzo e o plagioclásio ocorrem de forma individualizada intercalando-se à muscovita, raramente observam-se cristais lamelares de granulação fina de biotita com detalhe para alteração nas bordas para clorita. A fase opaca da lâmina é composta por magnetita.



Figura 5.20: (A) Bloco rolado de xisto observado na Área IX. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (B) e cruzados (C), fornecida pela área X. Destaca-se o predomínio do arranjo lepidoblástico.

Ortognaisse Amarolândia

Importante unidade aflorante nas áreas V, VIII e IX, na porção sudoeste do PMR. Essa unidade expõe afloramentos em corte de estrada, lajedos e blocos isolados em meio ao pasto. A rocha possui coloração em tons de cinza médio com aspecto mosqueado, de mineralogia dada por anfibólio, biotita, plagioclásio e quartzo, granulação média e foliação bem marcada pela orientação dos minerais prismáticos. É comum ocorrer agregados lenticulares quartzo-feldspáticos dispersos nos afloramentos. De maneira geral, a rocha apresenta bandamentos pouco espaçados, com alternância de domínios máficos (biotita e anfibólio) e félsicos (quartzo e plagioclásio).



Figura 5.21: TF-IX-94 - Os afloramentos da unidade ocorrem por meio de lajedos (A) e blocos abaulados dispersos na vegetação (B). (C) evidencia o bandamento composicional explícito nas rochas da unidade. (D) e (E) são exemplares, dos pontos 94 e 159, respectivamente, ressaltando a coloração cinza esbranquiçada e granulação fina-média padrão.

A petrografia permitiu identificar arranjo granoblástico de granulação fina a média, com a presença de quartzo (10-15%), plagioclásio (30-35%), microclínio (5-10%), hornblenda (15-17%), biotita (20-25%), epidoto (5-10%). A biotita ocorre com hábito lamelar típico sem orientação preferencial clara. A rocha predominante dessa unidade foi definida como um hornblenda-biotita-gnaiss de composição quartzodiorítica podendo chegar a uma composição tonalítica.

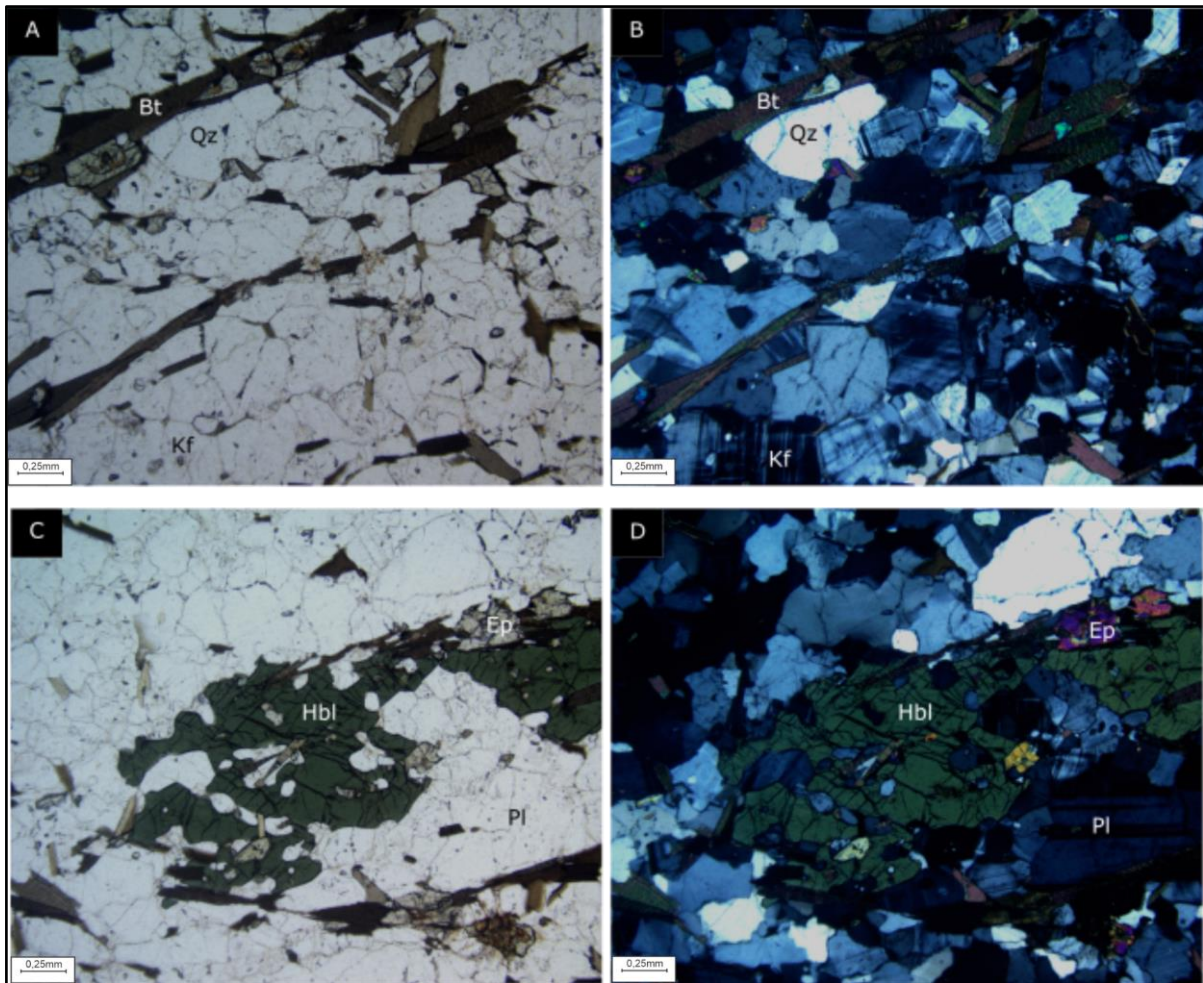


Figura 5.22: Lâmina TF-IX-94. Fotomicrografia exemplar do Ortognaisse Amarolândia demonstrando foliação marcada pela textura lepidoblástica, dos cristais de biotita, e poiquiloblástica, dos cristais de hornblenda. Destaque para a textura granoblástica dada pelos cristais mais equigranulares de plagioclásio e feldspato potássico, além do quartzo que apresenta microestruturas, como migração de borda de grão e extinção ondulante.

Esse litotipo é observado na figura 5.22 é observado em duas faixas estreitas no centro norte e noroeste da Área IX, apresentando continuidade das ocorrências na área 5. Na composição ternária RGB a unidade possui cores de azul ciano no extremo noroeste da área 9 e vermelho na porção central norte.

Os afloramentos desta unidade são bem preservados e em campo observa-se a existência de um lajedo importante de dimensões decamétricas e alguns blocos preservados basculados em drenagens ou em morrotes. A foliação possui mergulhos variando de 60-80° com um *strike* padrão EW. Há pelo menos duas famílias de veios tabulares. Periféricamente ao afloramento observam-se amostras com um avançado

processo de epidotização, subordinadamente há uma concentração anômala de biotita.

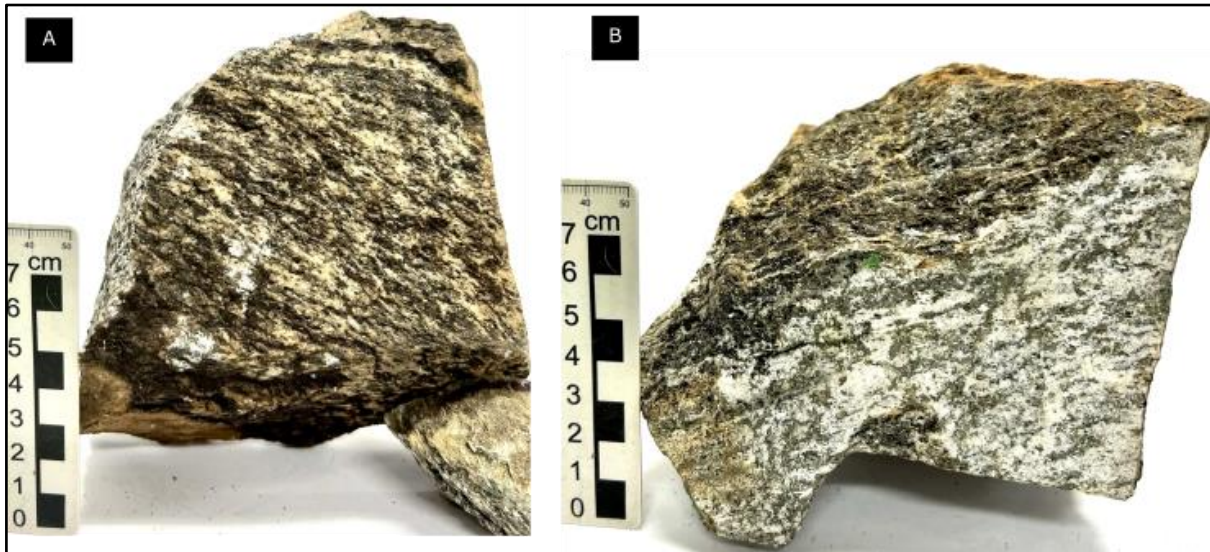


Figura 5.7: Amostra de ortogneisse retirada no ponto 4 (lâmina TF-IX-4) ressaltando a segregação composicional entre domínios máficos, com biotita e hornblenda, e félsicos, como quartzo, plagioclásio e mica.

A rocha predominante é um hornblenda-biotita-gnaiss que, na microscopia possui a assembléia composta por biotita (20-22%) hornblenda (15-20%), quartzo (10-15%), epidoto (10-15%), plagioclásio (20-22%) e mica branca (5-10%). A textura é lepidó-nematoblástica definida pela orientação principal de bandas contendo cristais lamelares subédricos de biotita e cristais prismáticos subédricos de hornblenda e epidoto. Observa-se comumente o engolfamento da biotita e epidoto pela hornblenda, acontecendo a mesma relação entre a biotita e o epidoto. A banda leucocrática possui cristais de granulação variável (0,2-4mm) sendo mais frequente bandas de deformação e contatos serrilhados nos cristais grossos de quartzo apontando para a evolução da recristalização dos cristais, nota-se migração de borda de grão e rotação de subgrão. O plagioclásio possui teor de An 49-52%, colocando-as como uma andesina-labradorita. Dispersas no domínio quartzo-feldspático e ocupando fraturas e possivelmente clivagens do plagioclásio estão cristais ripiforme de muscovita com granulação fina. Uma segunda fase de epidoto euédrico de granulação fina inclusa nos cristais de plagioclásio evidencia um processo de saussuritização mais avançado, por vezes há em menor proporção micas brancas, talvez deslocando o processo para uma sericitização.

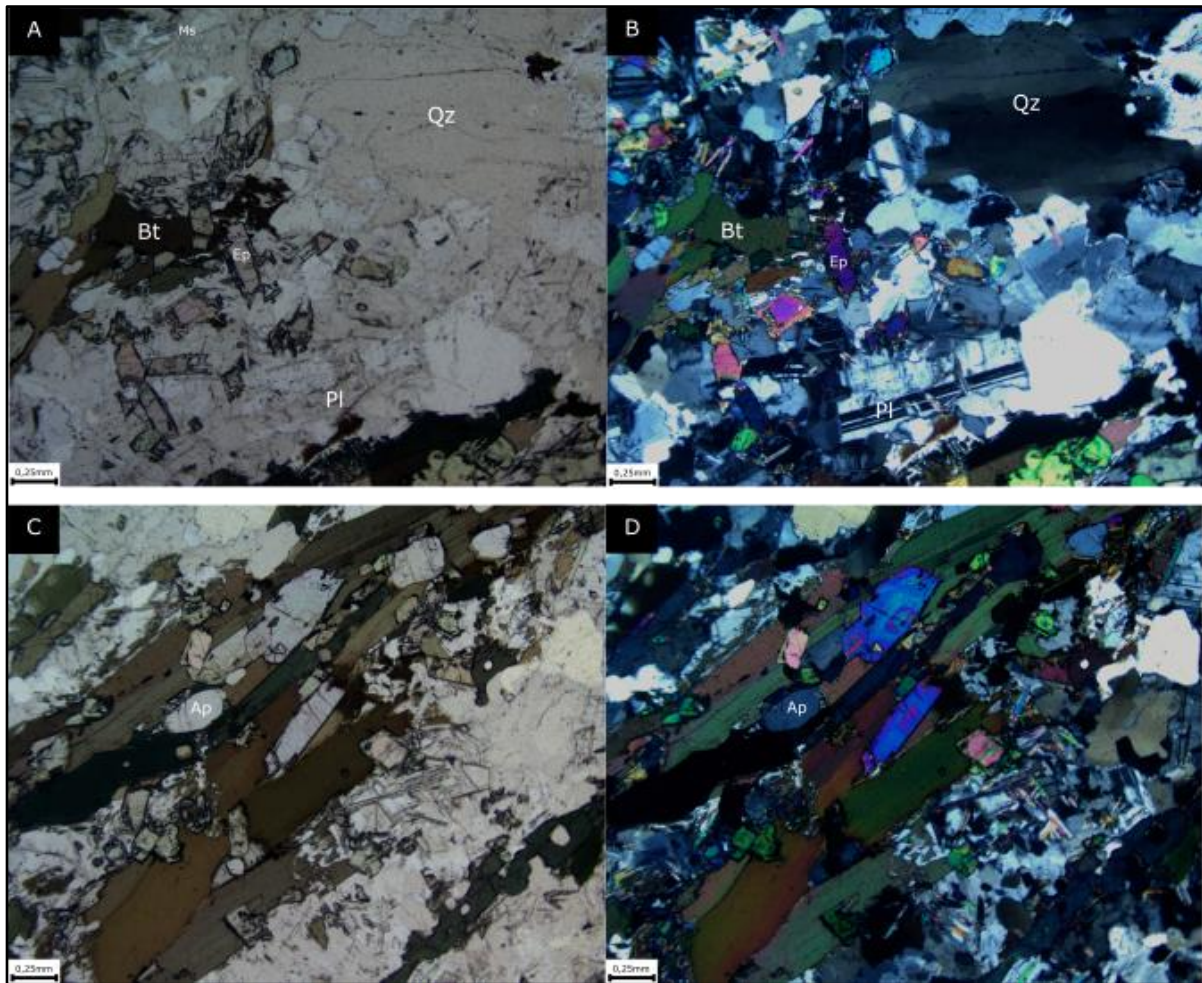


Figura 5.8: TF-IX-4 (A)(B): polarizadores paralelo e cruzado, respectivamente, em que o ortognaisse em questão domínio diblástico por parte da biotita e do anfibólio, bem como ocorrência de cristal de granulação maior de plagioclásio (0,75 mm) e quartzo apresentando migração de borda de grão. (C)(D): polarizadores paralelo e cruzado, com domínio lepidoblástico dado pelos cristais de biotita, variações de granulação de quartzo e plagioclásio, além de ocorrência pontual de apatita. Epidoto apresentando variações de hábito, prismático abaulado e acicular euhédrico.

Há um destaque para os contatos tectônicos diretamente associados a essa unidade. Ocorrem corredores de cisalhamento em que se encaixam o pluton, na parte sul da área, na interface limite com a Área X, sendo que esse corredor possivelmente promove a ascensão de pequenas lascas imbricadas. Nesse contexto de imbricamento a rocha representante é um epidoto-clorita-biotita-muscovita gnaiss. A assembléia mineral é composta por quartzo (20%), plagioclásio (10%), biotita (15%), muscovita (15%), epidoto (15%), clorita (20%) e calcita (5%). De forma pontual, a rocha apresenta cristais de granulação mais grossa de plagioclásio e epidoto, que apresentam geometria sigmoidal, além de estarem com aspecto alterado. É

importante apontar para o fato de que os cristais de biotita apresentam-se bastante cloritizados, sendo raros cristais preservados.



Figura 5.23: Os afloramentos de epidoto-clorita-biotita-muscovita gnaiss localizados a sul da área são pouco expressivos, apesar da assinatura gamaespectométrica ser bem ressaltada. Nessa região, as rochas apresentam deformação mais pronunciada, com foliação e lineação bem marcadas.



Figura 5.24: A rocha encontrada nos afloramentos da figura 5.33 classifica-se como um epidoto-clorita-biotita-muscovita gnaiss e possui seu bandamento dobrado, configurando aspecto mais difuso à foliação

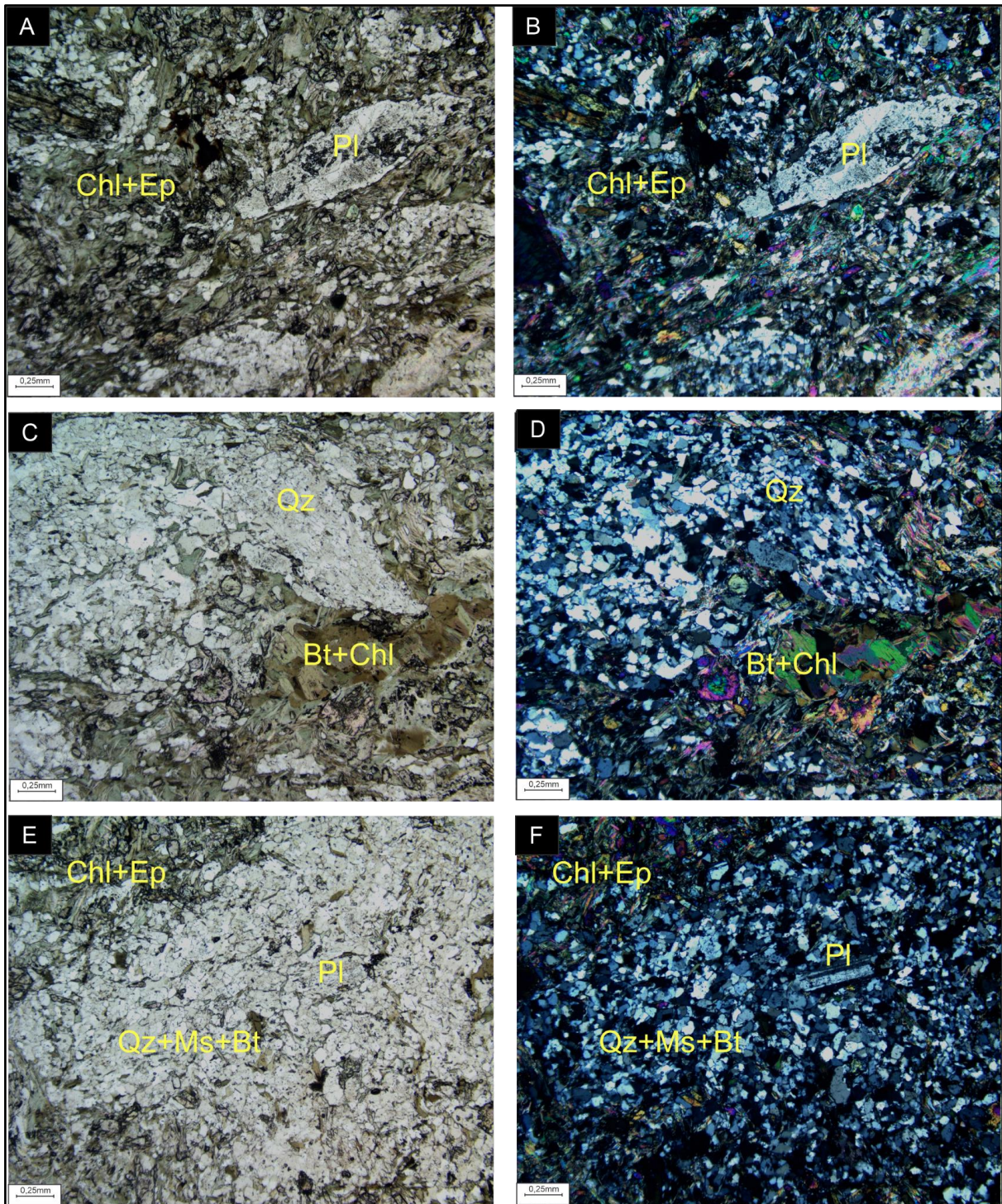


Figura 5.25: Lâmina TF-IX-166. Fotomicrografia de epidoto-clorita-biotita-muscovita-gnaiss, onde a rocha apresenta uma foliação difusa. Os cristais de biotita apresentam-se com alteração avançada para clorita. A muscovita pode ocorrer direcionada na foliação ou participando de forma diablástica na matriz. É importante ressaltar que a rocha apresenta, de forma disseminada, calcita de granulação fina.

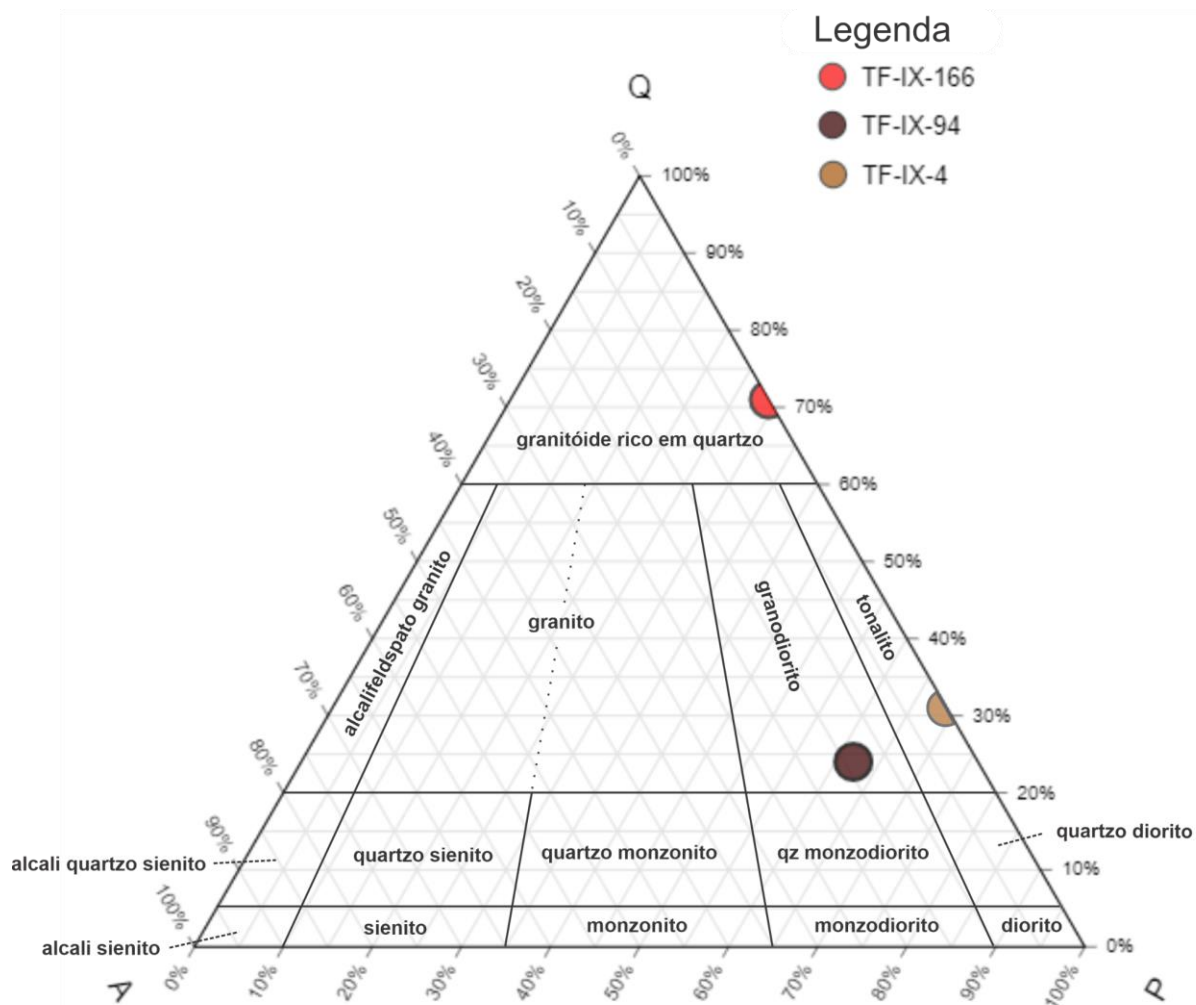


Figura 5.26: Diagrama QAP com as composições das lâminas do Ortognaisse Amarolândia.

Metaplutônicas Máficas

De maneira mais isolada e ocorrência pontual, as rochas dessa subunidade encontram-se localmente na porção noroeste da área. No mapa ternário RGB (figura 3.7), estão localizadas dentro do domínio 10 que intercepta a área IX, o qual apresenta baixos valores para K, eU e eTh. Em campo, os afloramentos são aglomerações de matações de coloração escura e estão dispersos em pasto.

O litotipo principal dessa unidade é o metagabro, no entanto em algumas amostras de campo a proporção modal permite definir ocorrência de hornblenditos. A análise de amostras permite identificar rocha de granulação grossa e com texturas ígneas cumuláticas reliquiares, em que os cristais centimétricos de hornblenda (< 4,0 cm) formam espaços intersticiais ocupados por plagioclásio e epidoto. Em alguns

casos, é possível observar nos blocos um bandamento composicional de origem ígnea, com domínios ricos em anfibólio e domínios ricos em plagioclásio. Localmente ocorrem blocos rolados com fraturas apresentando crescimento anômalo de turmalina em veios de quartzo, bem como blocos de turmalinitos. Outro fator importante a se ressaltar é que algumas fraturas - as não relacionadas com as turmalinas - nos blocos de granulação grossa, viabilizaram o crescimento de cianitas com até mais de dez centímetros .



Figura 5.27: Amostra de metagabro retirado do ponto 155. Cristais de granulação muito grossa de hornblenda, sendo possível observar a porção intercumulus ocupada por plagioclásio alterando para epidoto.

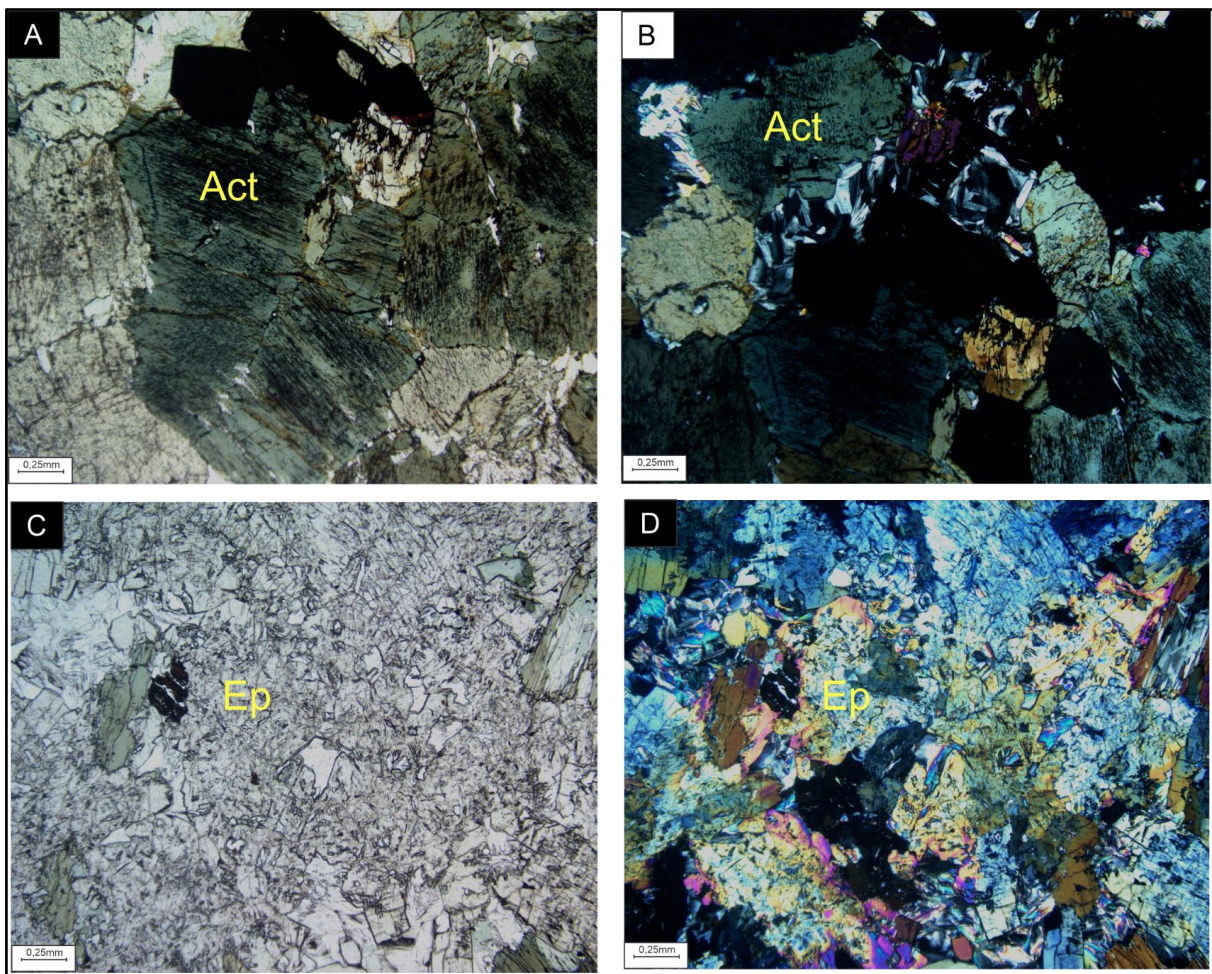


Figura 5.28: Bloco de metagabro hospedando fratura com preenchimento de cianitas de granulação grossa.

A petrografia de dois exemplares dessa subunidade permitiu confirmar textura reliquia ígnea, com cristais de granulação grossa (< 2,0 cm) de actinolita com resultado de uralitização. A assembléia mineral é composta por actinolita (35-45%), epidoto (30-45%), clorita (5-20%) mica branca (5-10%), opacos (5%) podendo conter como até 5% de titanita. Os cristais de actinolita apresentam alterações para epidoto, clorita e opacos, configurando aspecto manchado no mineral. A clorita, de granulação fina, pode apresentar hábito “intersticial” aos demais minerais, bem como de caráter euédrico ripiforme. Em conjunto com as cloritas também ocorrem cristais de granulação fina euhédricos de mica branca. O epidoto apresenta-se na matriz e em cristais finos a médios, presente tanto nas porções intersticiais, como inclusos nos cristais de anfibólio, em que nesse último caso ocorre alteração na borda da inclusão. A textura simplectítica caracterizada pelo intercrescimento de dois minerais é comum, configurando aspecto vermicular no epidoto e quartzo. Titanita ocorre pontualmente, é de grão fino e apresenta hábito subédrico com formas abauladas e extremidades

pontiagudas. Com exceção do anfibólio, o domínio matricial composto pelos demais minerais da rocha, no geral, apresentam textura diablástica.

Quanto aos processos observados é possível apontar para uma uralitização completa dos cristais de piroxênio e uma saussuritização completa dos cristais de plagioclásio, e de maneira restrita, a existência de micas brancas podem indicar uma sericitização. Infere-se, portanto, que houve uma hidratação intensa nessa rocha. A amostra TF-IX-17 aponta para uma alteração mais avançada acometendo a maior parte da textura inicial da rocha, gradando para a amostra TF-IX-155A e TF-IX-155B, as quais possuem maior grau de preservação textural ígnea.



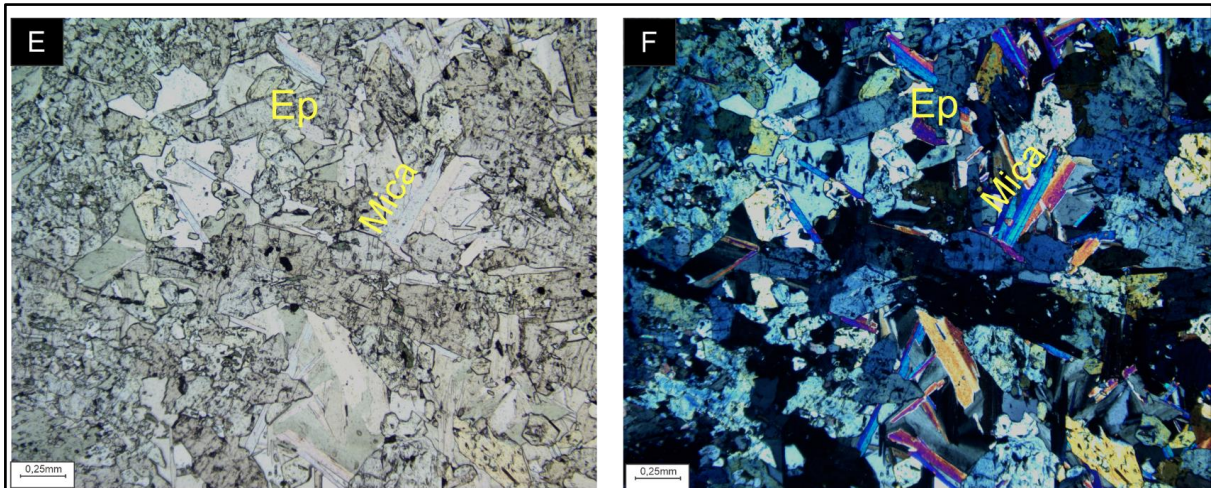
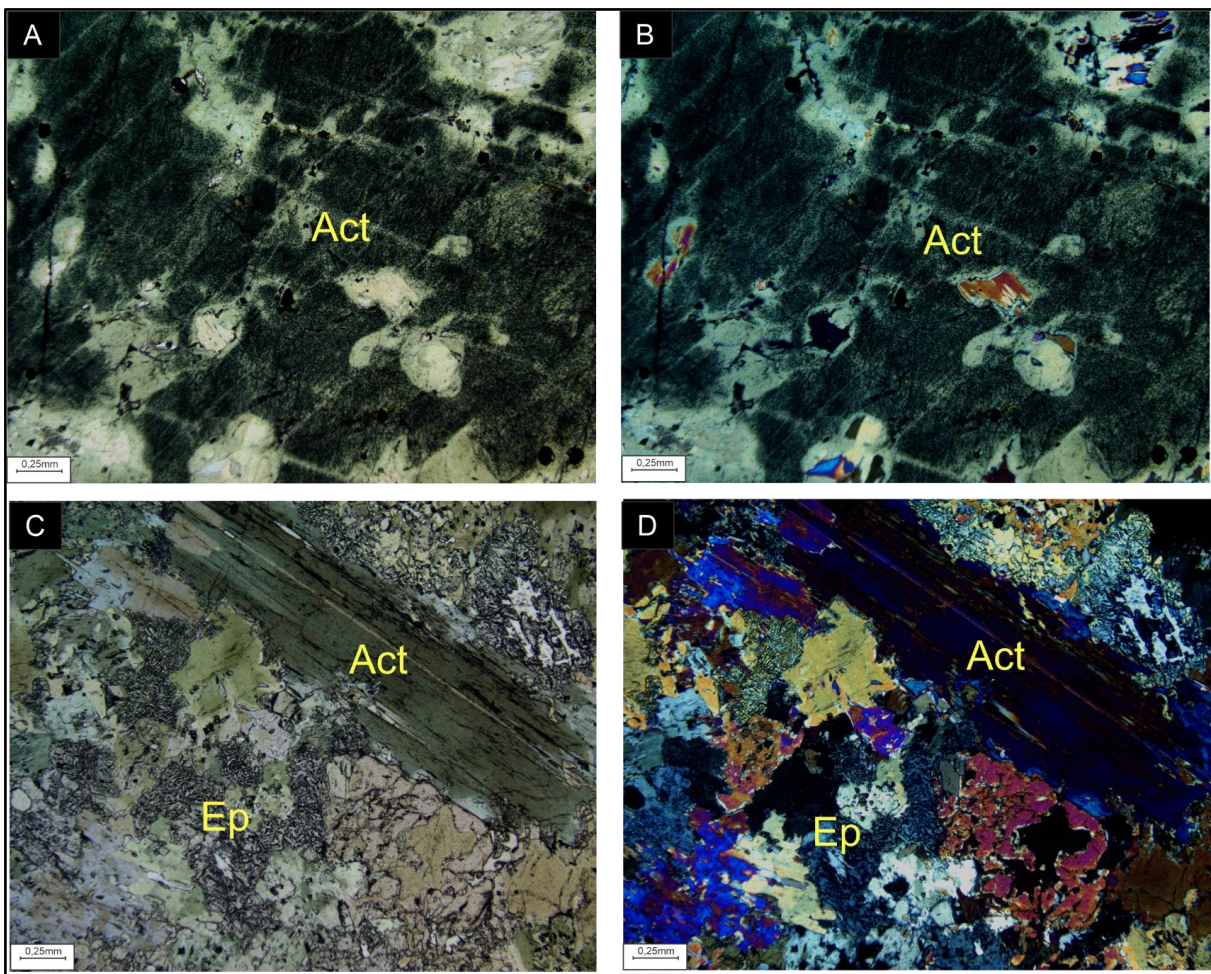


Figura 5.29: TF-IX-17 - A fotomicrografia desse exemplar de metagabro explicita a avançada alteração da rocha pretérita, onde os cristais de actinolita alterados para clorita e óxidos, como pode se observar em (B), o interstício ocupado por cloritas que avançam a borda do cristal de anfibólio. (E) e (F) demonstram os cristais com hábitos mais idiomórficos, como mica branca, epidoto e quartzo, além de alterações para clorita.



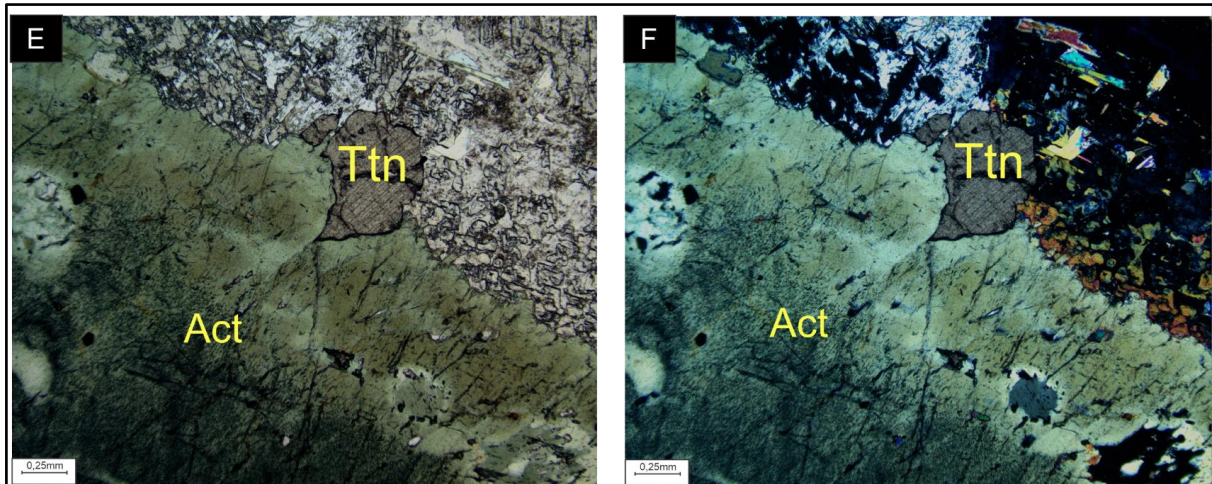


Figura 5.30: TF-IX-155a - Assim como a figura 5.27, essa fotomicrografia expõe os cristais de actinolita alterados, com porções cloritizadas e presença de óxidos (A)(B). O epidoto se apresenta de duas formas, tanto com característica mais prismática irregular, como aspecto vermiforme advindo da textura simplectítica com quartzo e clorita (C)(D). (E)(F) a relação da borda de um cristal de actonlita com a matriz mais alterada.

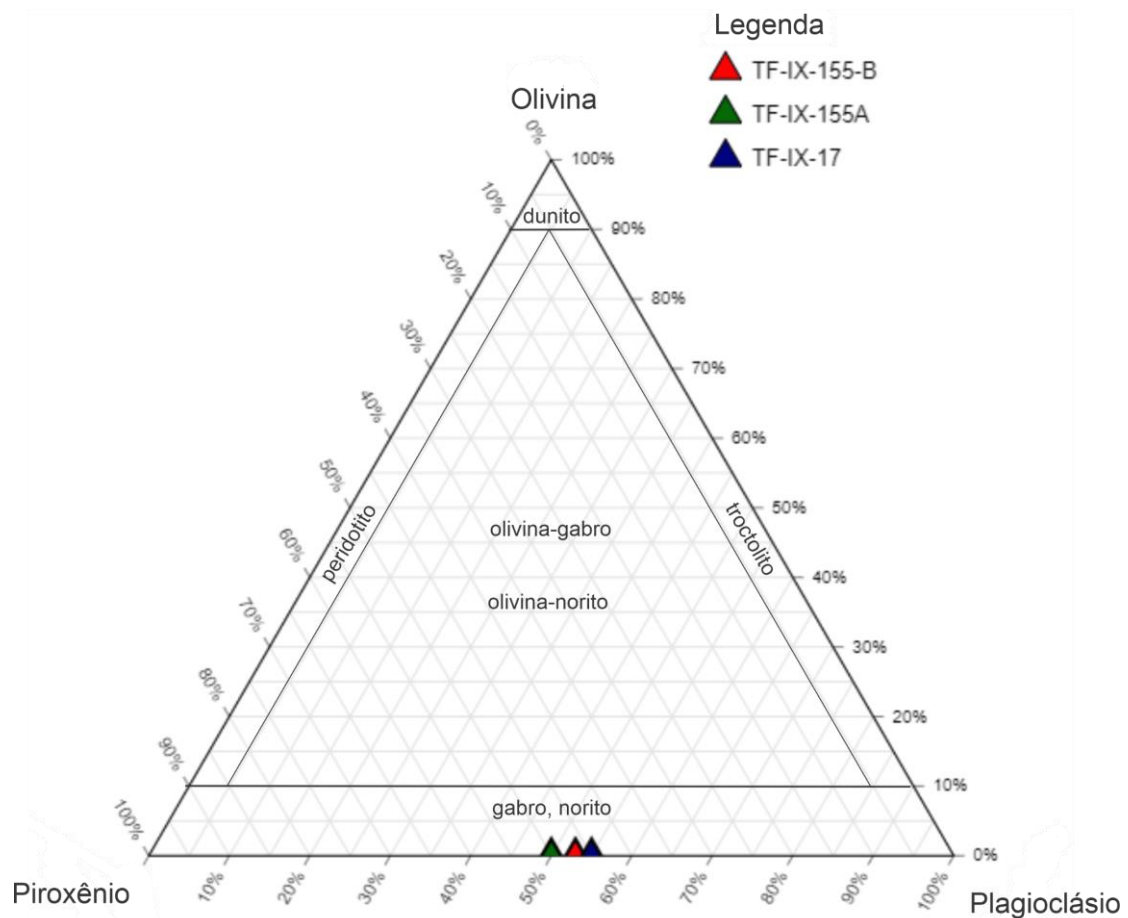


Figura 5.31: Diagrama de classificação de máficas-ultramáficas aplicado para as três lâminas de metagabro.

Leucogranito Bom Jesus

Essa unidade ocorre na porção centro norte da área apresentando uma geometria elipsoidal alongada. Bastante distinta através da composição RGB da gamaespectrometria pela cor branca e nuances avermelhadas na borda esquerda. Produz um solo avermelhado com muita muscovita residual.

Os afloramentos deste litotipo seguem o padrão de blocos e matações de comprimento variável (2-10 metros) com bordas arredondadas que se destacam no pasto ou em cerrado. Possuem uma capa de intemperismo que o confere uma cor cinza a marrom escuro mas em partes quebradas exhibe uma cor branca padrão dessa litologia.

As rochas aflorantes na área IX são muito friáveis e com ausência de foliação na mesoescala, justificando o formato arredondado dos blocos. A estrutura observada em amostra de mão é maciça e a granulação é média a grossa. Apesar de friável, a mineralogia permanece pouco alterada com textura primária preservada.

A rocha é leucocrática, holocristalina equigranular de granulação fina à média (0,5-1cm). A mineralogia à lupa, é composta por quartzo (25-30%), plagioclásio (25-30%), muscovita (10-15%), biotita (até 5%) não descartando a possibilidade de haver algum feldspato potássico.

Nas bordas do corpo existe uma litologia bem recorrente, representada por uma rocha de cor avermelhada com foliação evidente, com muscovita, quartzo e plagioclásio. A ocorrência desse litotipo de borda está coincidente com um alinhamento NE na 1DZ.

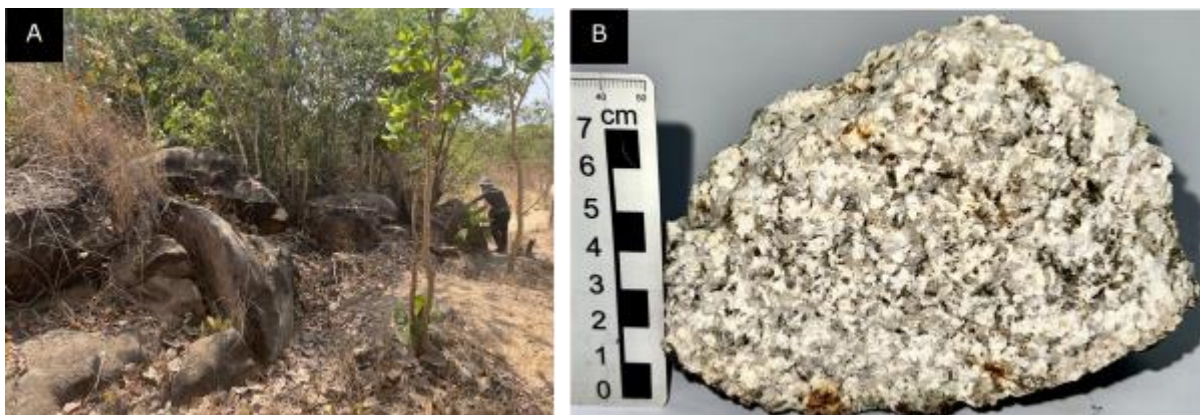


Figura 5.32: Afloramento e amostra de mão do Leucogranito Bom Jesus. Ocorre pontualmente na Área IX e sempre com aspecto friável.

5.2 Metamorfismo

O objetivo nessa seção é utilizar as paragêneses obtidas em lâmina a fim de obter condições de temperatura e pressão em que ocorreu a formação de cada rocha. As amostras do Leucogranito Bom Jesus na Área IX não possibilitaram confecção de lâminas e a análise macroscópica não sugeriu presença de metamorfismo.

-Metamorfismo nas Metaplutônicas Máficas

A textura ígnea ainda preservada indica de forma precisa o tipo de rocha a qual pertence o protólito, e a associação permite classificá-la como um gabro. No entanto, a mineralogia está, em sua totalidade, alterada de forma a sua classificação ser no campo das rochas metamórficas.

A paragênese observada dessas rochas é composta por:

- Epidoto-actinolita-clorita-mica branca

Essa associação é indicativa de metamorfismo em fácies xisto verde, considerando um médio gradiente de P/T, com a temperatura variando de 300-350°C a aproximadamente 0,4 GPa (referência). A textura preservada ainda é um indício de que a rocha não atingiu metamorfismo em fácies anfíbolito. Portanto, o processo mais importante observado é a própria hidratação da rocha sob as condições apontadas.

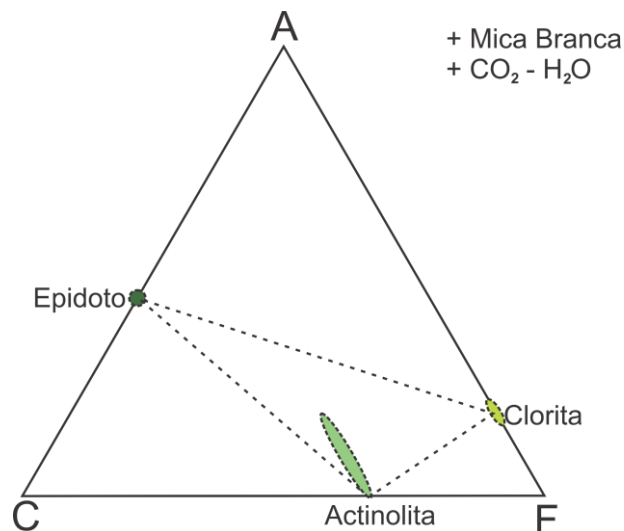


Figura 5.34: Diagrama ACF representando a paragênese observada nos Metagabros .

-Metamorfismo nos Xistos

Essa unidade possui xistos com associações que permitem apontá-la como de origem pelítica impura, uma vez que há 5% de plagioclásio. A paragênese principal da rocha é composta por:

- Quartzo-muscovita-biotita-clorita-plagioclásio-magnetita

Essa paragênese é indicativa de metamorfismo em fácies xisto verde, não sendo, no entanto, diagnóstica de um intervalo restrito, uma vez que os minerais são estáveis em um grande intervalo de pressão e temperatura próximo à zona da granada.

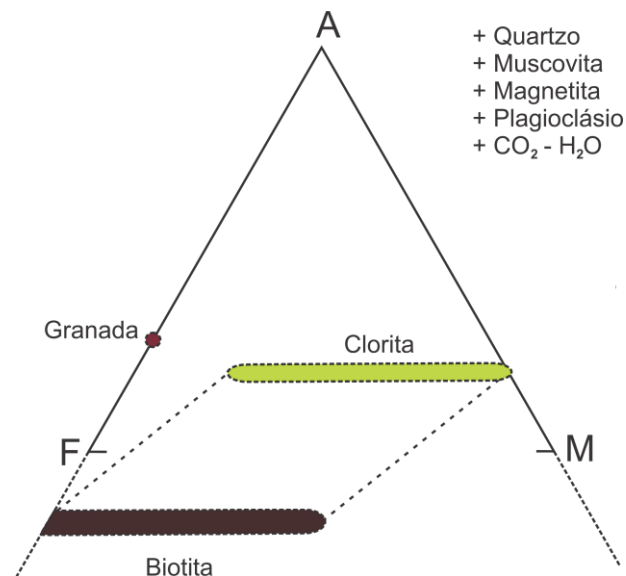


Figura 5.35: Diagrama AFM representando a paragênese observada nos Xistos.

Em campo as amostras de mão apresentavam raros porfiroblastos de granada nessa mesma rocha o que pode apontar para um aumento das condições de P/T que foi subestimada com a amostragem para a lâmina, representada pelo diagrama abaixo:

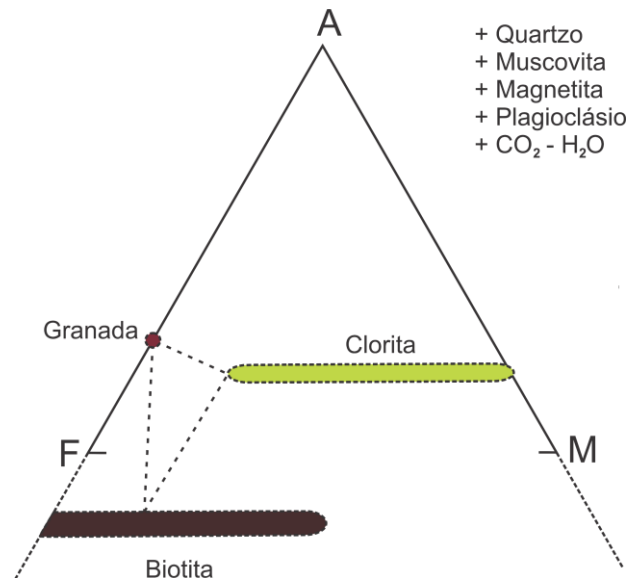


Figura 5.36: Diagrama AFM representando a paragenese observada nos Xistos levando em consideração a presença da granada nas amostras de mão.

-Metamorfismo nos Anfibolitos finos à médios

Os anfibolitos não possuem lâmina, mas que, em amostra de mão, é possível notar que as relações de trama apontam para uma textura e mineralogia metamórfica. considerando à assembléia mineral observada em campo, pode-se considerar a seguinte paragenese:

- Hornblenda-plagioclásio-granada

Essa paragenese permite indicar que o metamorfismo atuante nessa rocha atingiu a fácies anfibolito, uma vez que a rocha é considerada como um produto metamórfico de uma rocha básica. As condições de formação dessa paragenese são de, aproximadamente 550-650°C sob uma pressão de 0,6-0,7 GPa.

Nos afloramentos desta unidade é muito comum a ocorrência de blocos com abundância de epidoto, eventualmente uma rocha com mais de 80% de epidoto, com uma granulação muito fina. Considerando esse epidoto como um mineral indicativo é possível apontar para um possível retrometamorfismo para fácies xisto verde, no entanto que não atuou de forma tão pervasiva.

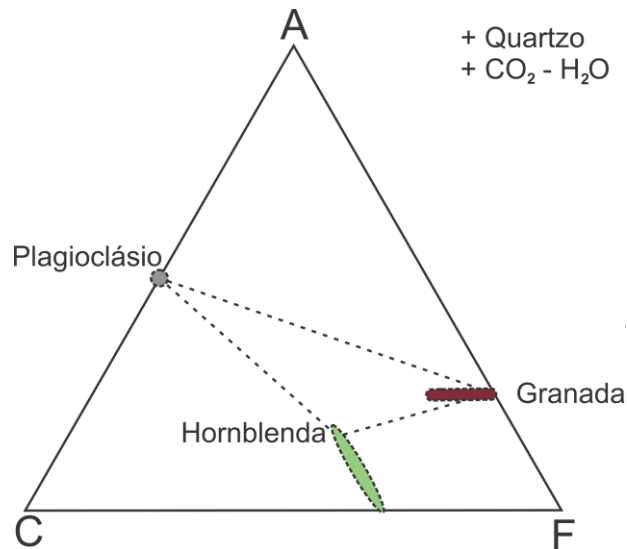


Figura 5.37: Diagrama ACF representando a paragénesis observada nos Anfibolitos. evidencia-se que essa paragénesis foi definida a partir de amostras macroscópicas.

-Metamorfismo nos Paragnaisses

A unidade dos paragnaisses é a mais diversa da Área IX, uma série de associações contendo minerais cálcicos e aluminosos em abundância são frequentemente observados em uma mesma rocha. De forma que o protólito é composto pela intercalação de sedimentos com baixa maturidade composicional possivelmente psamitos e grauvacas. As litologias observadas agregam as seguintes paragéneses:

- hornblenda-biotita
- biotita-granada-plagioclásio
- epidoto-clorita-muscovita-magnetita

As relações da hornblenda englobando os outros minerais, considerando ainda seu hábito que, em sua totalidade, é anédrico a subédrico granular e com alteração nas bordas dos cristais, aponta para sua gênese no primeiro pico de metamorfismo, sendo relevante para indicar que as condições metamórficas condizem com a fácies anfibolito. Observa-se, no entanto, que a granada ocorre bem formada em lâminas com o anfibólio em desequilíbrio, apontando para o aumento das condições de P/T em que a saída da hornblenda marca a entrada da granada. Segundo a tabela

(colocar o número dela) esse processo ocorre aproximadamente a 550°C com uma pressão de aproximadamente 0,7 GPa, portanto em fácies anfibolito. A terceira paragênese é indicativa de um retrometamorfismo para fácies xisto verde. Após a rocha ter alcançado seu pico metamórfico explicado pela presença da granada, as novas condições de P/T condicionaram a rocha ao reequilíbrio da paragênese, sendo possível observar pela presença de clorita.

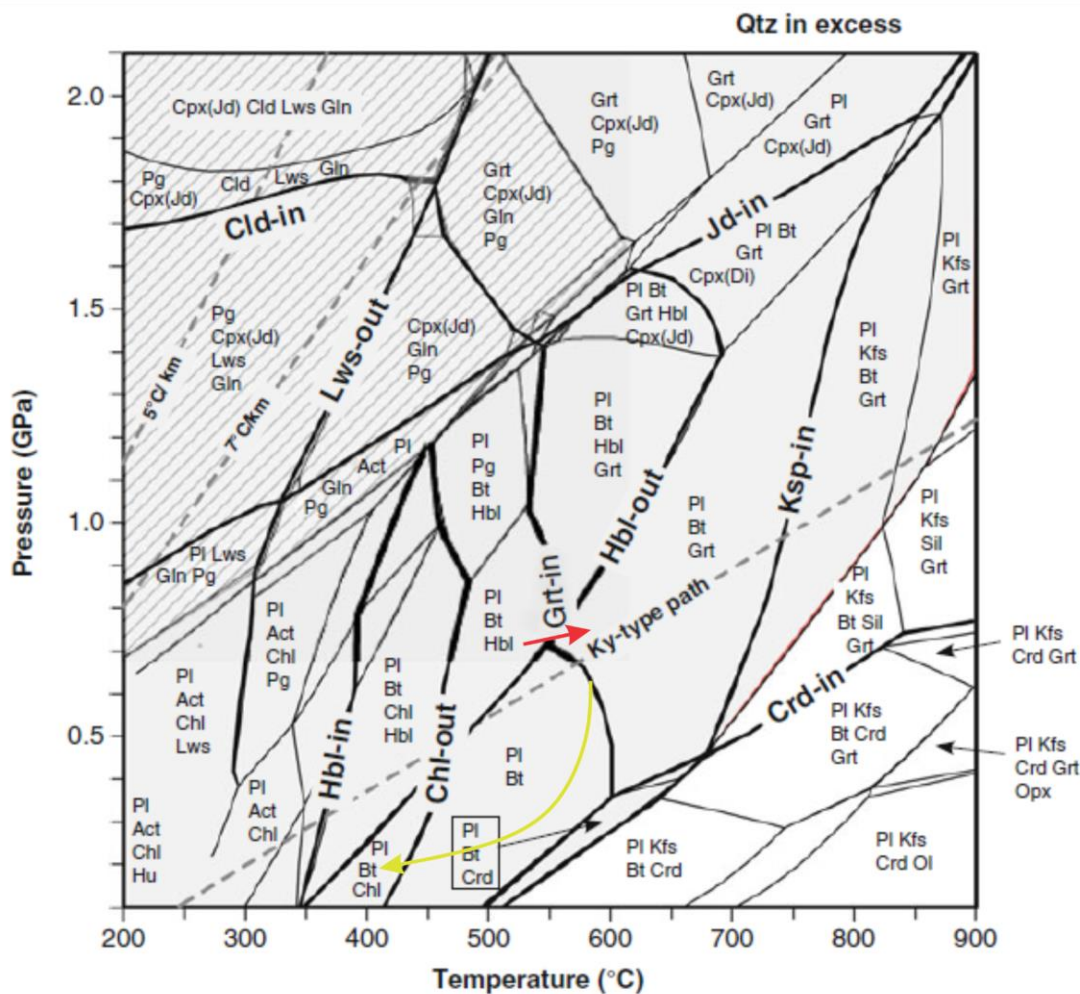


Figura 5.38: assembleias minerais em equilíbrio calculados para P-T para composição de grauvascas psamitos (e granodoritos) (SiO₂ – 73.83%; Al₂O₃ – 13.25%; FeO (ferro total) – 3.37%; MgO – 1.16%; CaO – 1.41%; Na₂O – 3.10; K₂O – 2.53%). As isogradas de entrada e saída de minerais estão realçadas e a área sombreada indica o campo de estabilidade de K-mica branca (Ms, Phe, Cel) (modificado de Bucher & Frey, 2014). A vermelha representa a mudança da paragênese com Hbl para a paragênese contendo apenas Grt. A seta amarela representa o caminho hipotético do sistema para a formação da paragênese 3 observada.

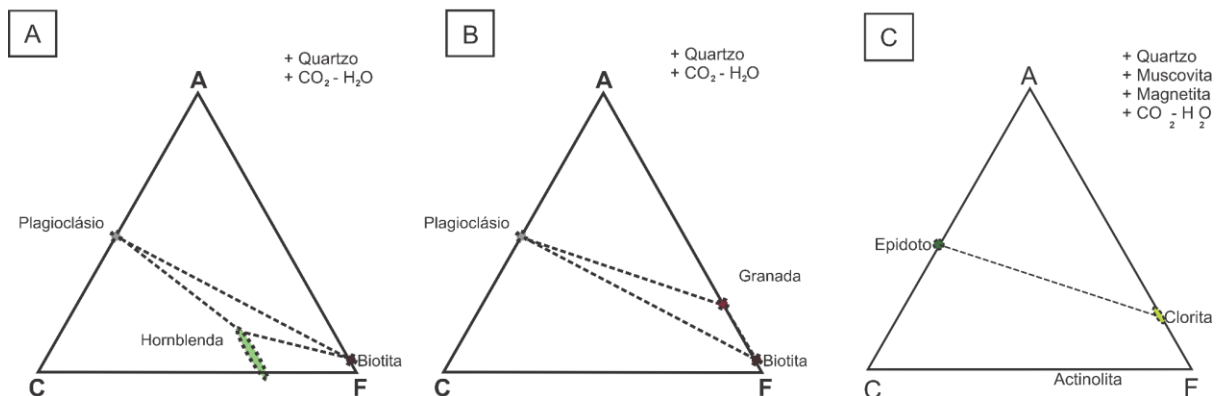


Figura 5.39: Diagrama ACF representando a paragéneses observada nos Paragnaissees. Detalhe em A para a paragéneses de fácies anfíbolito. Em B apresenta-se a segunda paragéneses em fácies anfíbolito e C fácies xisto verde baixa.

-Metamorfismo no epidoto-quartzo anfíbolito e epidoto-actinolita gnaiss

As rochas dessa unidade são de protólitos intermediários, mas não há preservação de nenhuma das texturas e, em geral, se assemelham a anfíbolitos, no entanto com uma concentração mais pronunciada de quartzo. A composição mineralógica da rocha permite compor as seguintes paragéneses:

- Hornblenda-plagioclásio-quartzo
- Actinolita-epidoto-mica branca

A paragéneses Act-Ep-Mica branca indica fácies xisto verde na zona epidoto-anfíbolito que representa a transição para a fácies anfíbolito. Nota-se que a actinolita é posterior à foliação principal, e que há um grau avançado de recristalização do quartzo+plagioclásio, de forma que não descarta-se a possibilidade de haver anteriormente um pico de metamorfismo em fácies anfíbolito concomitante com a primeira foliação.

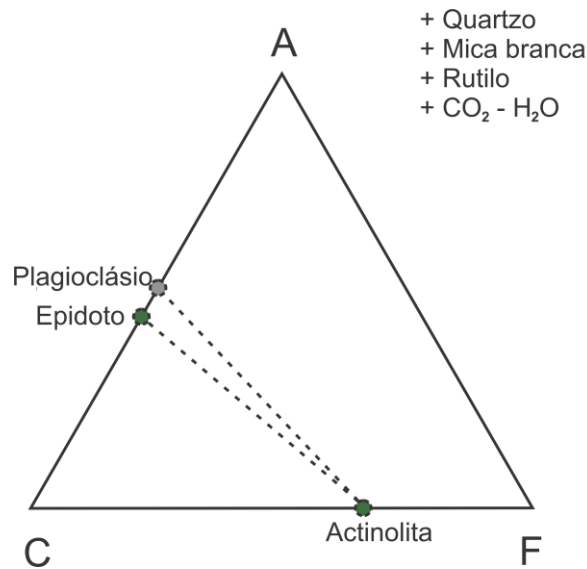


Figura 5.40: Diagrama ACF representando a paragênese observada nas Metavulcânicas Intermediárias a Félsicas.

-Metamorfismo no Ortognaisse Amarolândia

Os ortognaises dessa unidade possuem foliação penetrativa sob forma de bandamentos milimétricos a centimétricos, quando em escala de afloramento. Há muitas evidências de recristalização da rocha notadas através da microestrutura do quartzo e, portanto, mudança para uma textura puramente metamórfica. As paragêneses são:

- Hornblenda-plagioclásio-biotita-quartzo
- Clorita-calcita-muscovita-epidoto

A primeira paragênese indica um pico de metamorfismo na fácies anfibolito utilizando o par hornblenda-plagioclásio para estimar as condições. Outro fator a se considerar é que os cristais de quartzo e plagioclásio em geral estão recristalizados, indicando maiores condições de P/T (480-550°) corroborando para a hipótese de mais alto grau. A segunda paragênese é diagnóstica de fácies xisto verde

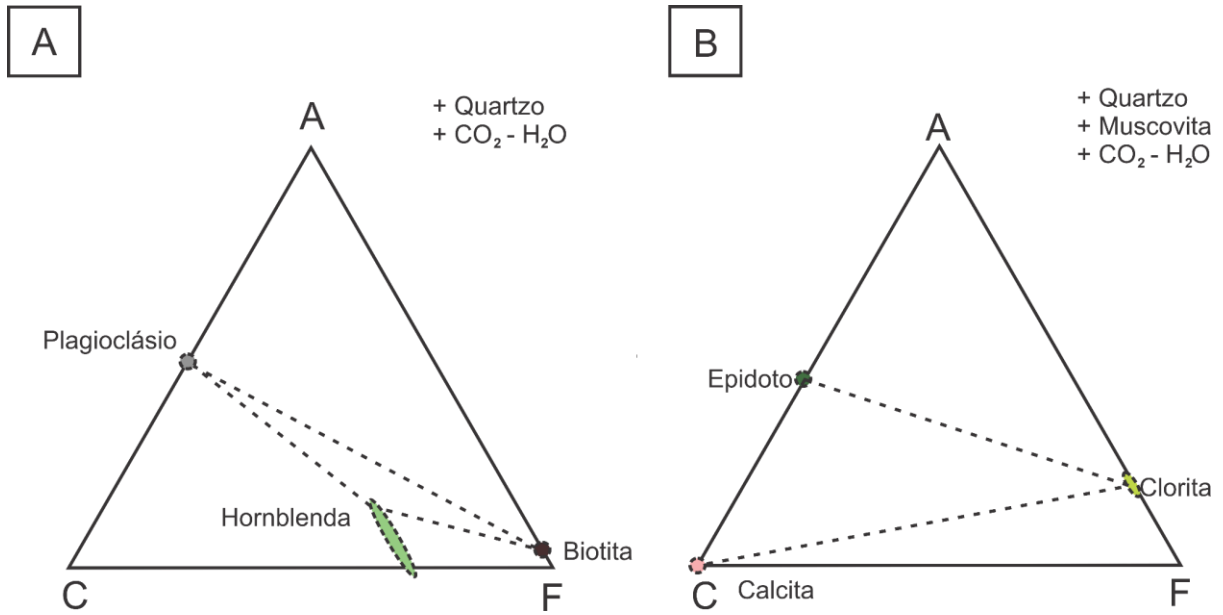


Figura 5.41: Diagramas ACF representando as paragéneses observadas no Ortognaisse Amarolândia. (A) evidencia a paragéneses em fácies anfíbolito e em B a paragéneses em fácies xisto verde.

Capítulo 6

GEOLOGIA ESTRUTURAL

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.

Quatro domínios estruturais foram definidos, sendo eles de oeste para leste: (I) Transbrasiliano, (II) Mara Rosa, (III) Bom Jesus e (IV) 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.

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 pólos de foliação foi de 3σ e para os de lineação, de 2σ .

A descrição sintetizada de cada domínio é apresentada a seguir, levando em consideração suas especificidades próprias.

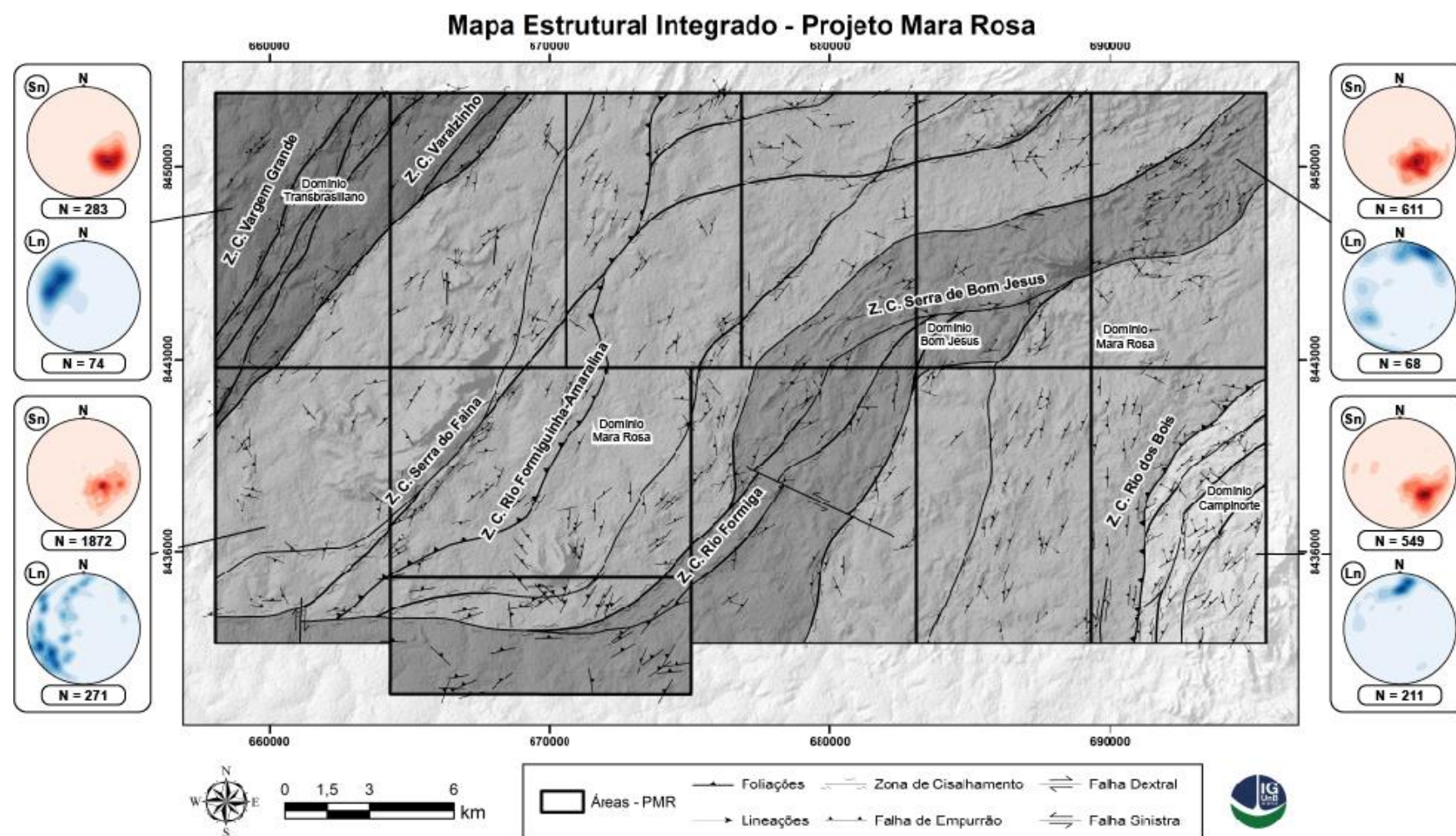


Figura 6.1. Mapa Estrutural Integrado do Projeto Mara Rosa, evidenciando os domínios estruturais definidos para a região com as principais zonas de cisalhamento (Z. C.).

6.1. Domínio I - Transbrasiliano

O Domínio I intitulado como Transbrasiliano situa-se no extremo noroeste da área mapeada (Fig. 6.1), correspondendo a 9% e sendo caracterizado pelas rochas metapelíticas da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha. Ele é separado do Domínio II 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°) para NW (Fig. 6.2 A).

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

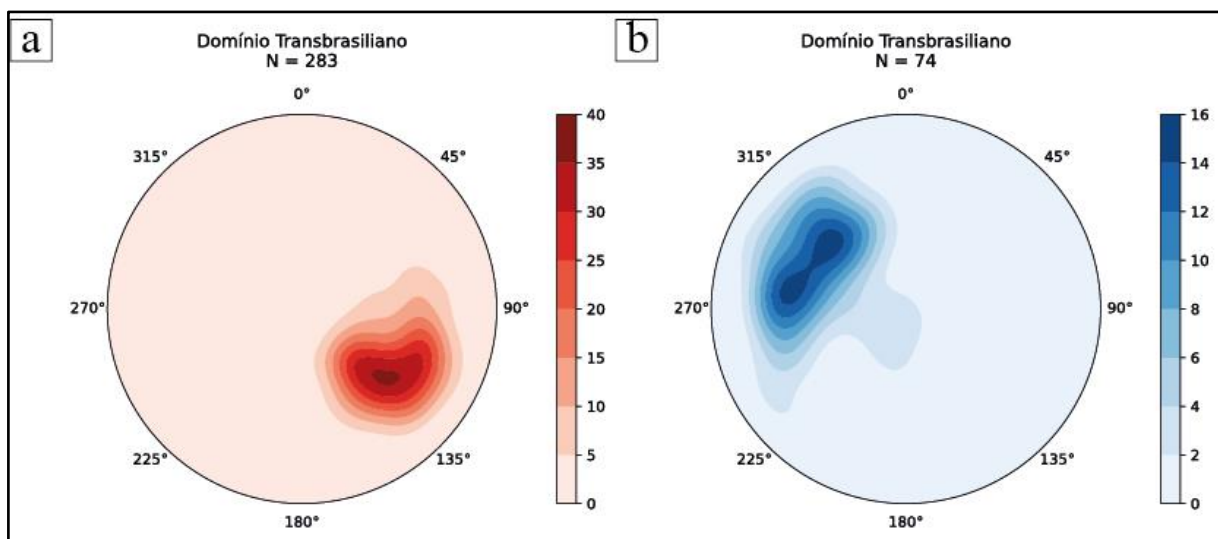


Figura 6.2: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural I - Transbrasiliano. A: Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW; B: Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de 40 a 80° para NW.

6.2. Domínio II - Mara Rosa

O Domínio II intitulado como Mara Rosa contempla a maior porcentagem da área mapeada pelo Projeto Mara Rosa, correspondendo a 67% e sendo caracterizado por rochas pertencentes a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás e Mara Rosa, e pelos plútons Faina e Amarolândia. 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 (30-60°) (Fig. 6.3 A) para NW e as de direção N-S apresentam mergulhos moderados a altos (> 60°) para W (Fig. 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 (< 30°) principalmente para WSW e localmente suave a moderado (15-45°) para NW (Fig. 6.3 B). Já as lineações do setor leste apresentam caimento suave (< 30°) para SW, aparentando ser oblíquas à foliação N-S (Fig. 6.3 D).

Dentro do domínio ocorrem, de oeste para leste, as zonas de cisalhamento Serra do Faina, Rio Formiguinha/Amaralina e Garimpo do Mundinho. 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 6.3 (Fuck *et al.*, 2007; Oliveira *et al.*, 2007).

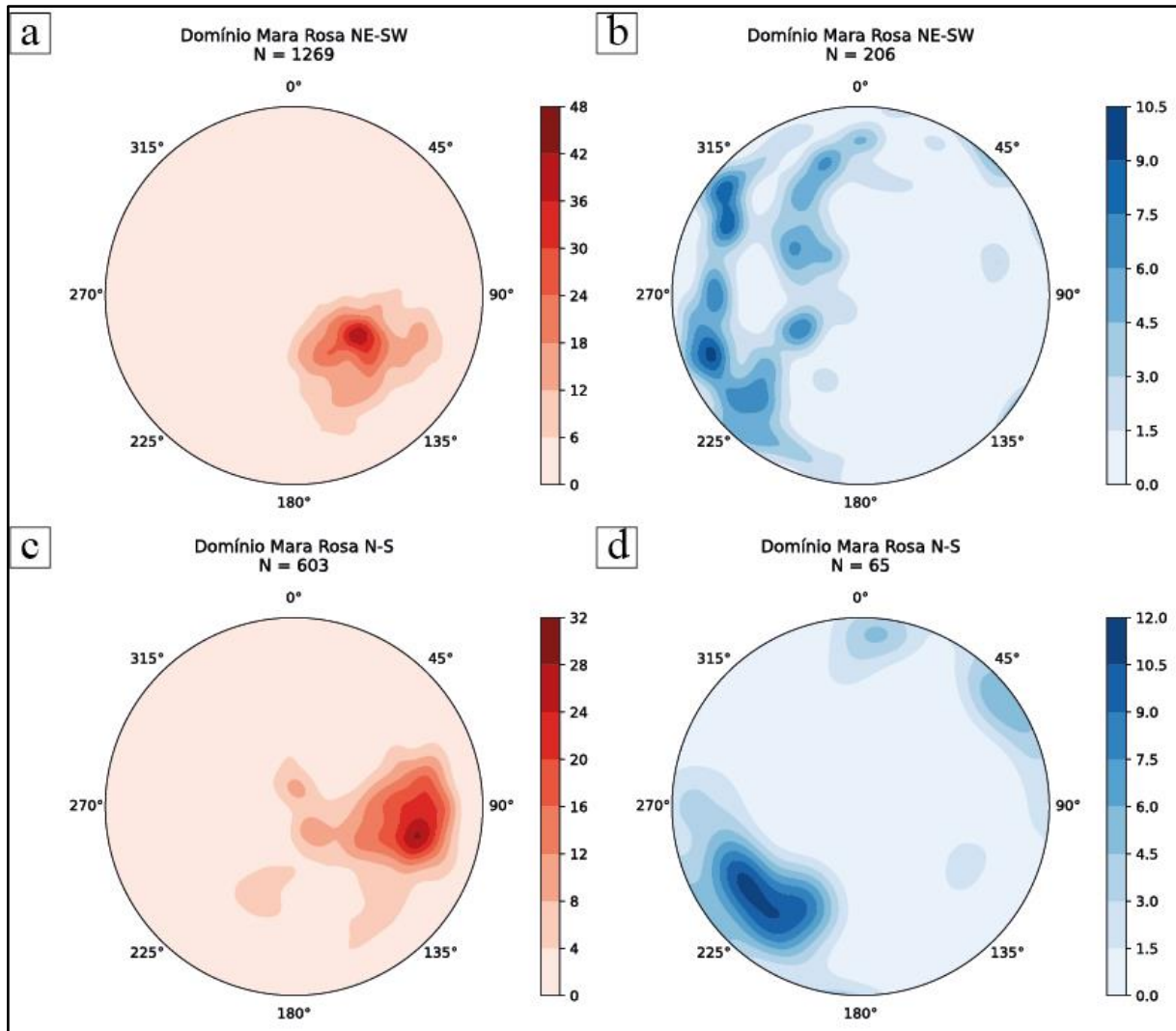


Figura 6.3: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural II - Mara Rosa. A: Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW; B: Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de suaves a moderados (15-45°) para WSW e NW. C: Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando > 60° para W; D: Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de < 30° para SW.

6.3. Domínio III - Bom Jesus

O Domínio III intitulado como Bom Jesus contempla 20% da área mapeada sendo 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 é caracterizado por rochas pertencentes a Unidade Hidrotermal, aos Ortognaisses Mara Rosa e às Metavulcanossedimentares 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 (Fig. 6.4 A) apresentam mergulhos moderados (30-60°) para NW, sendo representadas por foliações de anfíbolitos, calcissilicáticas e leucogranitóides (35%), xistosidades (35%) e bandamentos gnáissicos (30%). As lineações associadas a direção NE-SW apresentam-se com caimento suave (< 15°) para NNE, sendo paralelas às direções das foliações (Fig. 6.4 B) e, localmente, com caimento de 20° para SW .

Já as estruturas de direção E-W (Fig. 6.4 C) apresentam mergulhos moderados (30-60°) para NNW e são representados pelas foliações de anfíbolitos, calcissilicáticas e leucogranitóides (70%), bandamentos gnáissicos (20%) e xistosidades (10%). As lineações associadas a direção E-W apresentam-se com caimento suave (> 15°) para NE, sendo que as lineações estão oblíquas às foliações (Fig. 6.4 D).

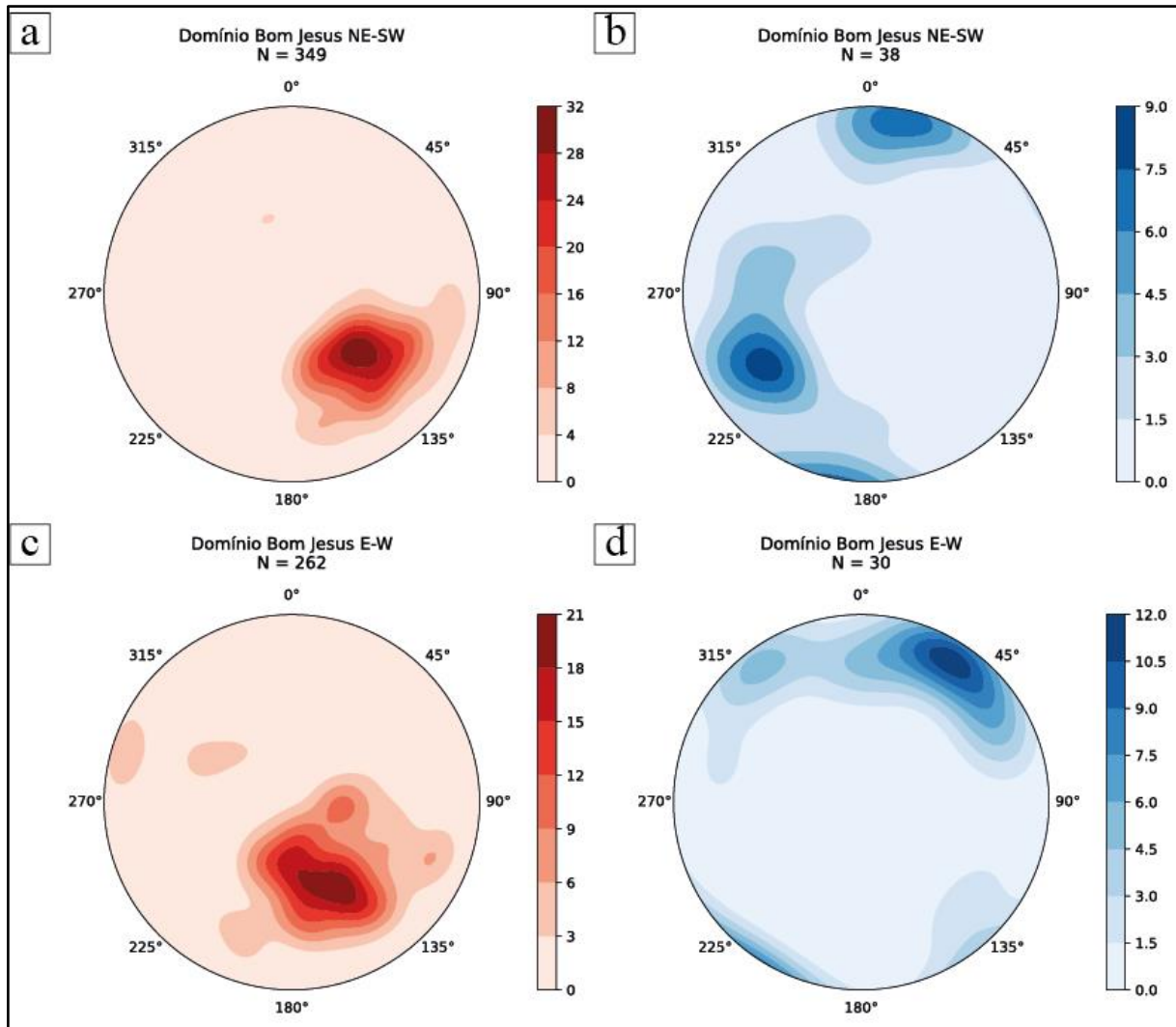


Figura 6.4: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural III - Bom Jesus. A: Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW; B: Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de < 15° para NNE e localmente de 20° para SW; C: Estereograma com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

6.4. Domínio IV - 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, representando cerca de 4% da área do projeto. 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. Embora possua zonas de cisalhamento em seu interior, elas não foram utilizadas como

divisores para demais domínios, pois não apresentam modificações significativas no padrão deformacional da região.

Esse domínio apresenta três direções preferenciais de foliação, a saber, uma foliação (i) N-S, observada a sul e oeste no domínio, uma foliação (ii) NE-SW, vista ao longo de todo o domínio, e uma foliação (iii) 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 (Figura 6.1).

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 (30° a 50°) e lineações de estiramento mineral associadas, com caimento de até 40° para norte.

Já o trend NE-SW ocorre de forma predominante no Domínio Campinorte, associado ao evento deformacional transbrasiliano. Estes plano apresentam mergulho variável para NW, entre 30° e 80° aproximadamente, conforme a proximidade com as zonas de cisalhamento e com a Falha 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 (Figura 6.1A) evidencia as três principais direções de foliação, ambas com mergulho moderado, variando em maioria entre 45° e 60° . Já o estereograma de lineações (Figura 6.1B) demonstra o caimentos destas feições em baixo ângulo para norte.

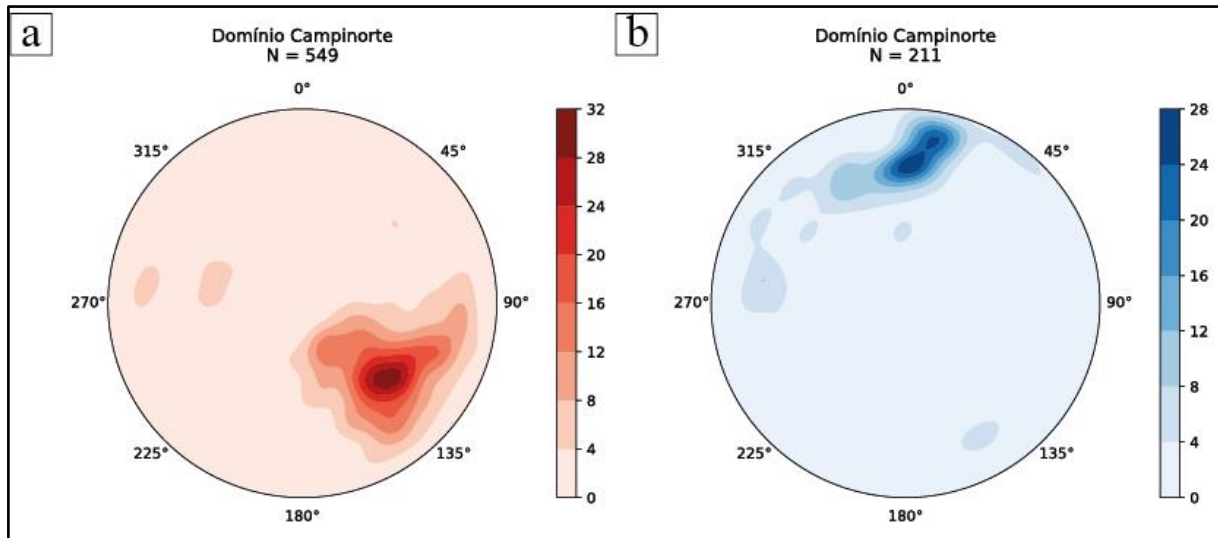


Figura 6.5: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural IV - Campinorte. (A) Contornos de probabilidade relativos aos polos das foliações, destacando a presença das três direções preferenciais desse domínio; (B) Representação das medidas de lineação destacando a principal direção N-S

6.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA IX

A área IX possui em quase toda sua abrangência, definida dentro do Projeto Mara Rosa, o Domínio Mara Rosa (II) e, na porção noroeste do mapa (figura 6.1), o Domínio Bom Jesus (III) . Esse domínio abarca todas as unidades mapeadas dentro da área, ressaltando-se o padrão NE-SW, mas contendo, mesmo que de forma pontual, evidências de um comportamento N-S de certas estruturas. Fato este que será discutido durante o presente capítulo, visto que áreas lateralmente adjacentes demonstram essa ocorrência.

O arcabouço dúctil da área agrega as foliações S_n e S_{n+1} , lineações de intersecção e estiramento, além dos corredores de cisalhamento que ocorrem tanto nas bordas do Ortognaisse Amarolândia como na região central. Já o arcabouço rúptil ocorre na forma de falhas e fraturas que, por vezes, são preenchidas por minerais configurando veios.

6.2.1 MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL ÁREA IX

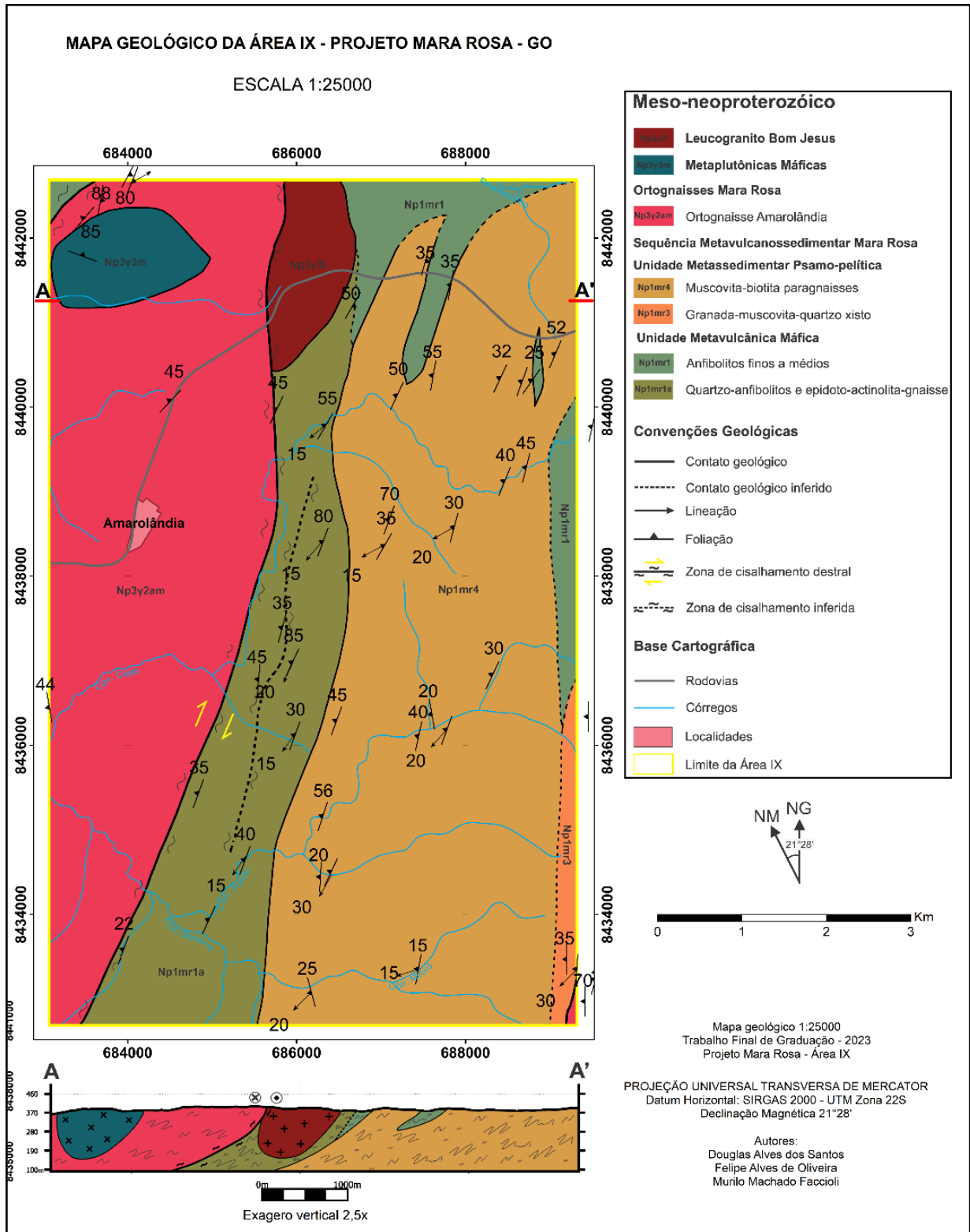


Figura 6.5: Mapa geológico-estrutural da Área IX contendo as principais estruturas cartografadas.

6.2.2 ARCABOUÇO DÚCTIL

Mapa de trajetória de foliação da Área IX

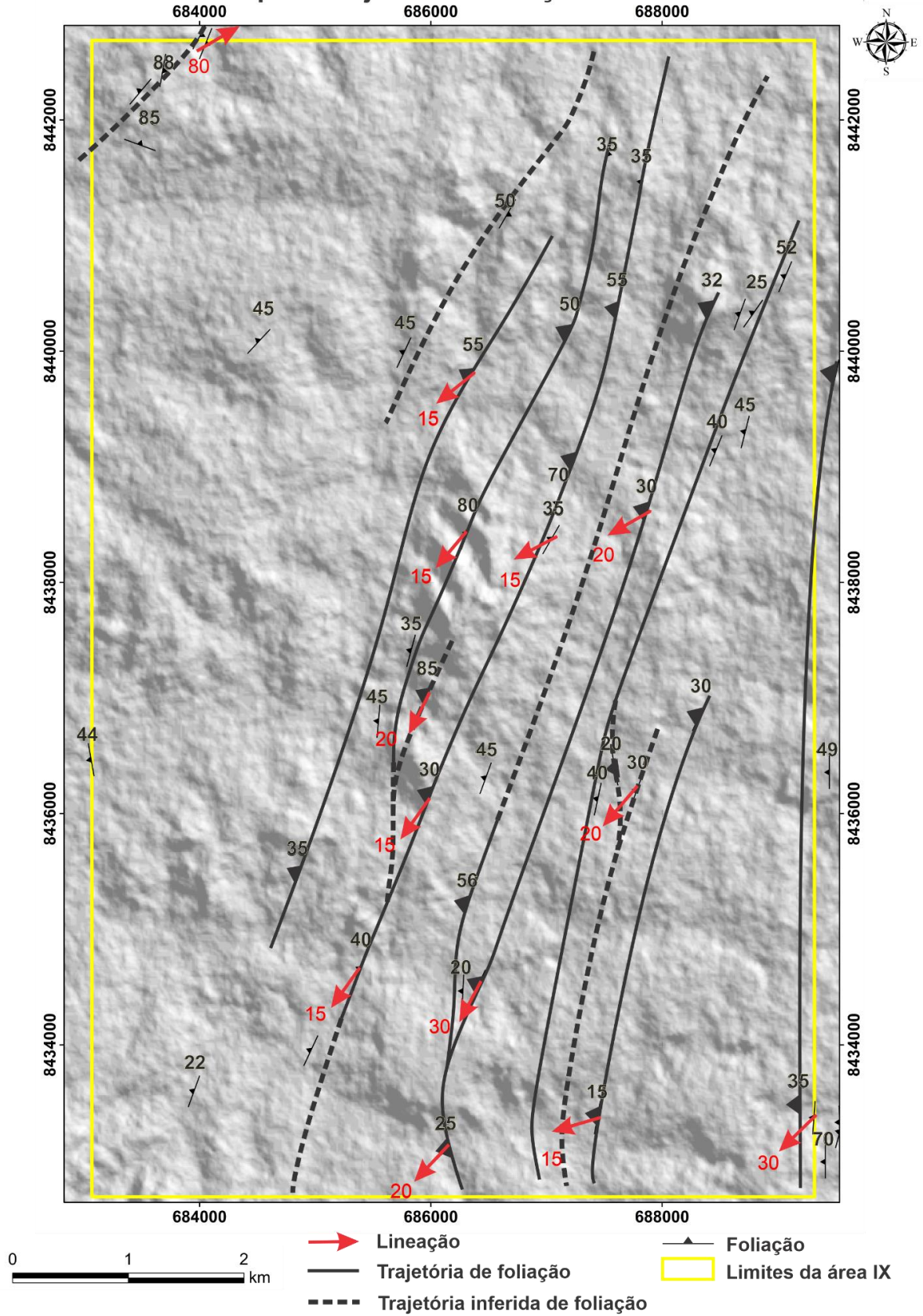


Figura 6.6: Mapa de trajetória de foliações da Área IX.

Foliação

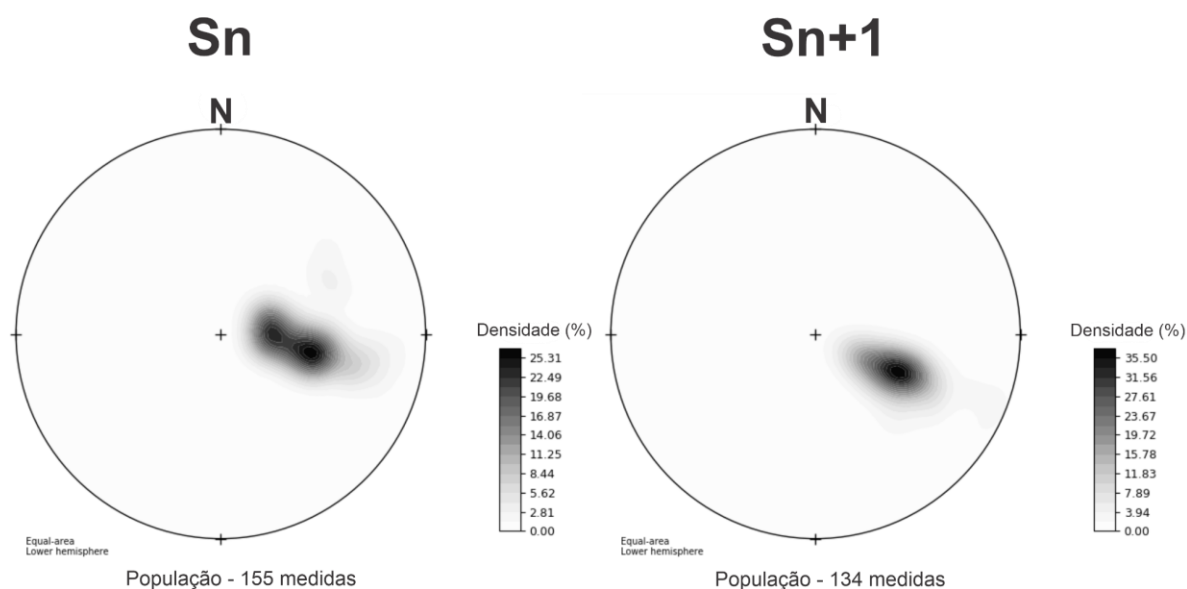


Figura 6.7: Estereogramas contendo a densidade dos pólos das foliações observadas. É nítida que a variação entre Sn e Sn+1 é ínfima, variando-se apenas poucos graus, tanto na atitude, como no mergulho.

A feição mais representativa de caráter dúctil presente na Área IX são as foliações que, em geral, são penetrativas e pouco espaçadas (0,5-2cm). São observadas por meio da orientação preferencial de minerais prismáticos, bem como em bandamentos que variam de milimétricos a centimétricos. Foi observado em alguns afloramentos e posteriormente, por meio da microscopia, a existência de duas foliações. Para melhor entendimento, podem ser separadas em Sn e Sn+1.

As denominadas de Sn têm direções de mergulho que variam de 240-280°, apresentando um amplo *range* de mergulho (~15-90°). Associada à formação dessa foliação, infere-se a ocorrência do pico metamórfico em fácies anfibolito. A depender da litologia, Sn é intimamente ligada ao bandamento milimétrico correspondente à segregação de quartzo recristalizado e biotita (figuras 5.16 e 6.2.2).

Sn pode apresentar característica de bandamentos centimétricos em escala de afloramento, refletindo intercalações entre litologias com composições ligeiramente diferentes. A geometria frequentemente observada é anastomosada, variando o mergulho e o *strike* dentro de um mesmo afloramento. Por vezes, formam-se nódulos e camadas lenticulares (figura 6.2.3), em que se questiona a origem, sendo tectônica ou primária inerente ao protolito. Nesse contexto, discute-se a relação

entre a foliação S_n de maior mergulho truncada na interface da camada por S_{n+1} de menor mergulho (figura 6.2.3).

S_{n+1} é observada em relações de truncamento com a foliação S_n (figuras 5.13 e 6.2.7), produzindo lineações de intersecção. A orientação principal do dessa foliação era $290-320^\circ$ com mergulho menor que a foliação S_n ($\sim 20-50^\circ$). Dessa forma, observa-se cinemática dextral na composição do par SC (figura 6.2.8). A formação dessa foliação é totalmente em regime dúctil. Na micrografia é possível observar uma formação de protofoliação sobrepondo S_n marcada pela orientação de minerais como muscovita, epidoto e mais raramente actinolita, típicos de fácies xisto verde. De forma que, sendo S_{n+1} a protofoliação, pode estar correlacionada com metamorfismo em fácies xisto verde.

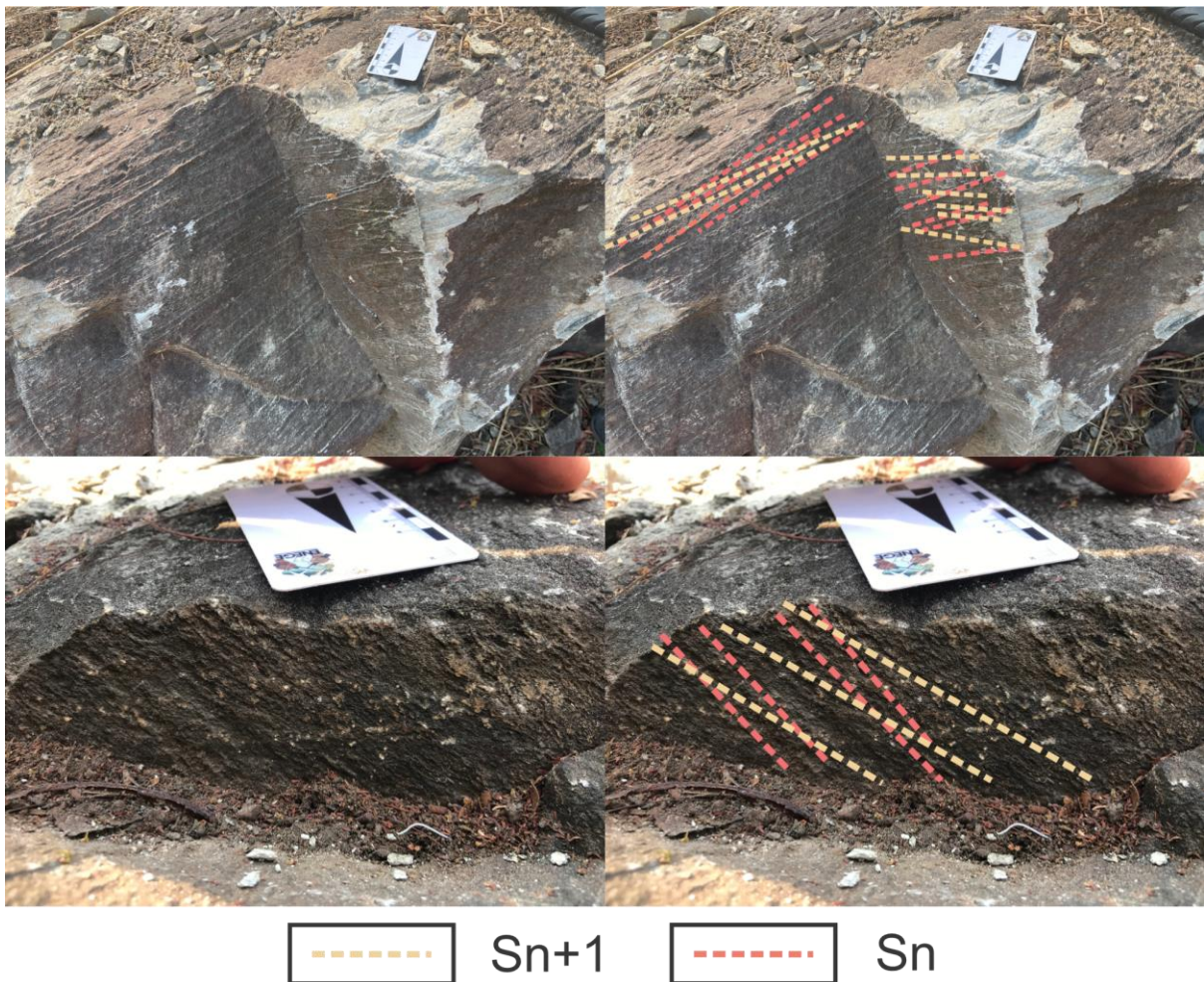


Figura 6.8: Relações de truncamento entre foliações S_n e S_{n+1} .

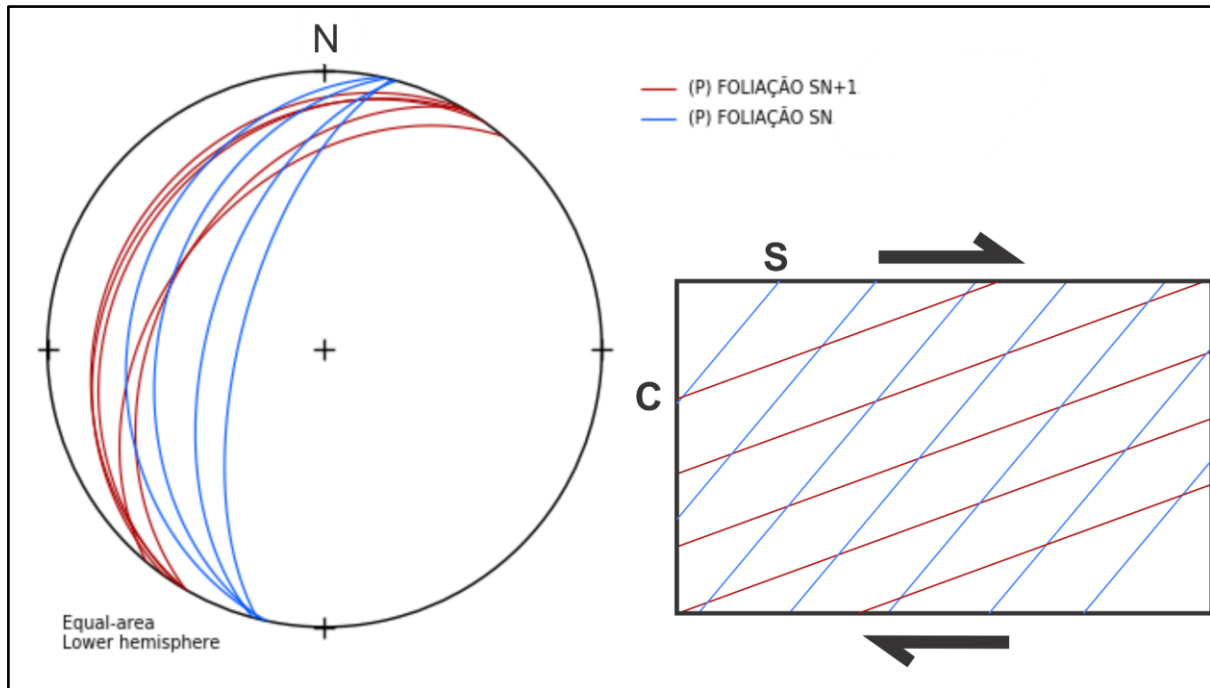


Figura 6.9: estereograma com as plotagens das foliações S_n e S_{n+1} . Detalhe para o quadro evidenciando a cinemática destal do par SC, onde S é a foliação inicial S_n e C a foliação posterior S_{n+1} .

Bandamento

Quando o contexto composicional é mais heterogêneo, o bandamento pode se tornar mais espaçado ($>2\text{cm}$) e refletir a variação composicional de pequenos pacotes dentro de uma sequência maior. Nos Paragnaisses (figura 6.2.4A), observa-se bem marcado o bandamento gerado pela recristalização do quartzo e do feldspato, o qual se intercala com os domínios que possuem maior proporção de biotita nas bandas. Como foi observado, principalmente no domínio de ortognaisses, esse bandamento é penetrativo e reflete a intercalação entre porções máficas e félsicas (figura 6.2.4B). No domínio das Metavulcânicas Intermediárias a Félsicas, observa-se, também, a alternância de domínios composicionais (figura 6.2.4C). Nesse caso, entretanto, os minerais máficos apresentam-se de forma diablástica, mas que são balizados pelas porções quartzo-feldspáticas que de fato, marcam os bandamentos.

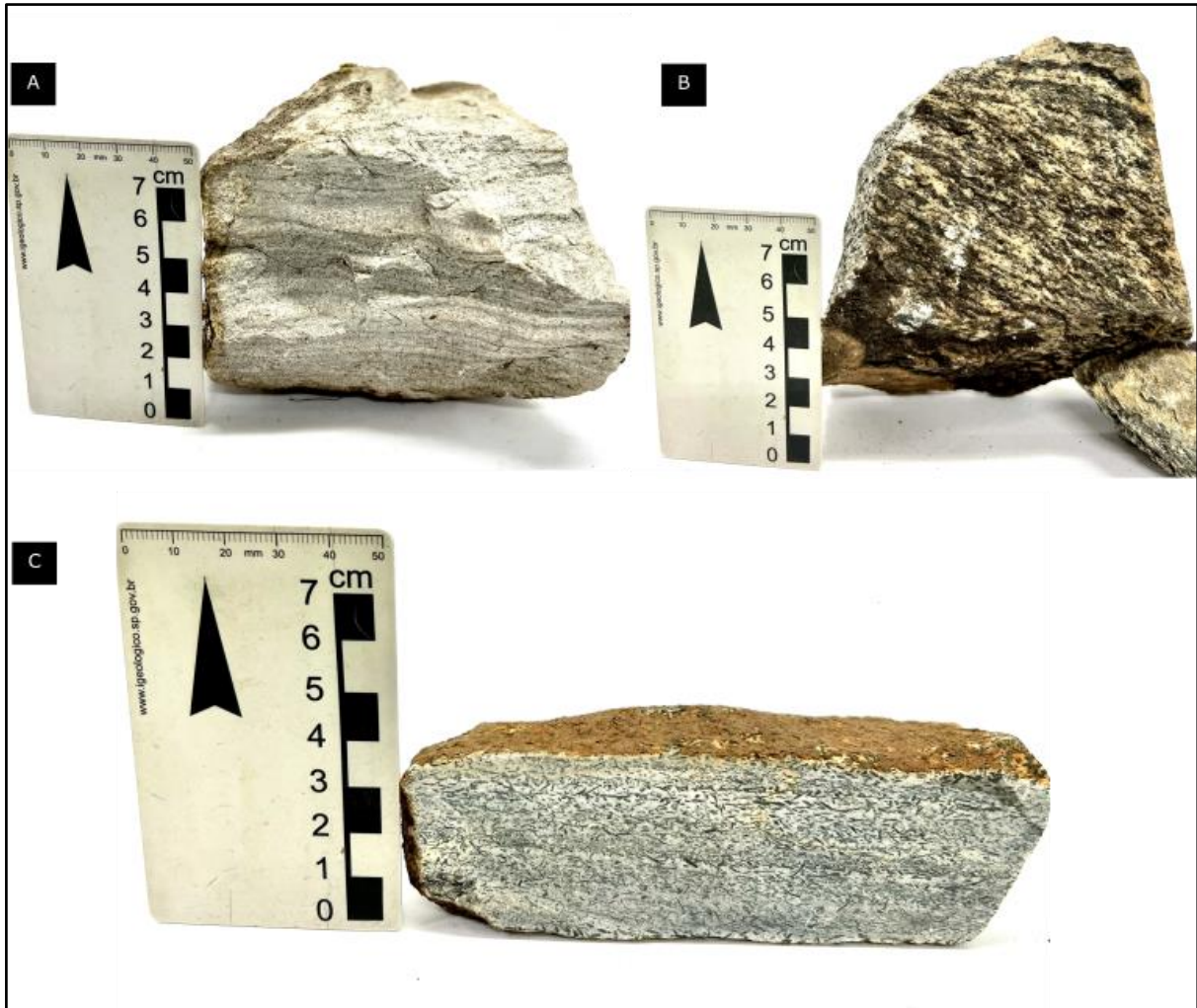


Figura 6.10: Compilado dos estilos de foliações observadas nas unidades da área. Nesses casos, a foliação é dada pela alternância de domínios composicionais distintos. (A) Foliação marcada pelo bandamento composicional observado na mesoescala que apresenta, ao microscópio, foliação dada, também, pela orientação dos cristais de biotita. (B) Foliação marcada pela orientação dos cristais de biotita e alternância de domínios máficos e félsicos no ortognaisse. (C) Foliação em rocha calcissilicática marcada por bandamento, mesmo os cristais prismáticos apresentando trama diablastica.



Figura 6.11: Afloramento contendo camadas de geometria lenticular, evidenciando o bandamento relacionado a porções com granada presente ou ausente. Detalhe para truncamento de foliações internas da lente.

Xistosidade

Em geral, ocorre em afloramentos mal preservados no interior dos paragneisses ao longo das intercalações (figura 6.2.6), e principalmente na unidade dos Xistos da Sequência Mara Rosa. Essa modalidade de foliação é dada principalmente pela orientação de cristais muscovita e clorita (figura 6.2.7).



Figura 6.12 Afloramento apresentando intercalação de xisto no centro e paragneisse na parte inferior, ressaltando a modalidade que cada litologia acomoda a deformação.

Lineação

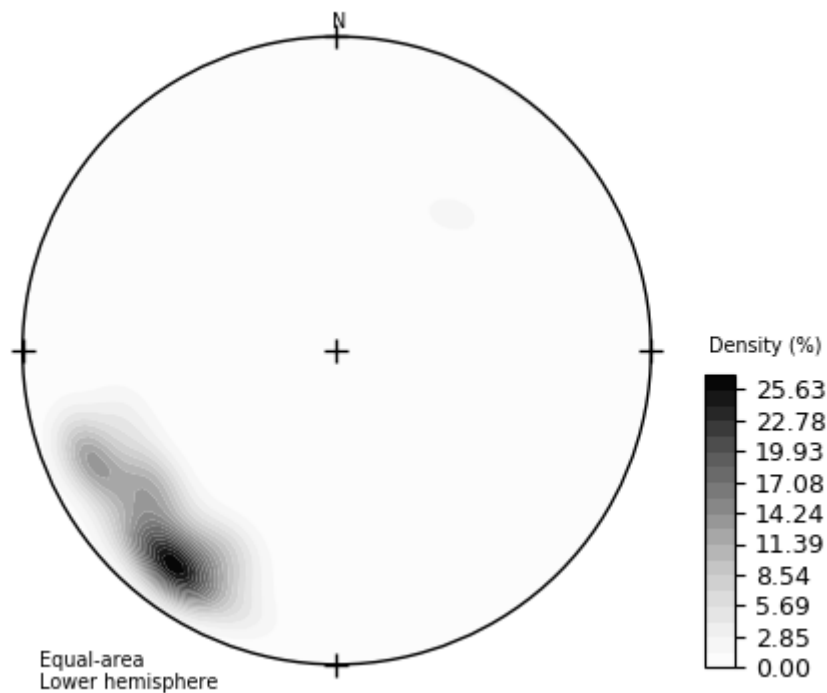


Figura 6.13: Projecção estereográfica com contorno de densidade das medidas de lineação da área IX.

As lineações observadas na área apresentam *trend* com direção e caimento para SSW, que acaba em explicitar o caráter oblíquo à foliação observada. A direção de caimento das linhas é compreendida entre 210-250°, em que o ângulo de caimento respeita um *range* de 10-45°. De maneira mais expressiva se destaca a lineação de intersecção e, com menos expressividade, lineações de estiramento e de crenulação, sendo a última observada em xistos pouco preservados.

Devido ao caráter gradual da mudança de orientação da lineação não há sentido em agrupá-las em diferentes grupos. No entanto, o que observa-se, é a rotação do vetor da direção do caimento com um ângulo oblíquo à foliação migrando para a direção do *strike* da foliação.

A lineação de intersecção é ressaltada quando observada no plano que evidencia a relação de truncamento entre S_n e S_{n+1} . Em geral o espaçamento entre essas linhas é de aproximadamente 5-10mm, sendo recorrente observá-las em alto e baixo relevo no plano de foliação exposto.

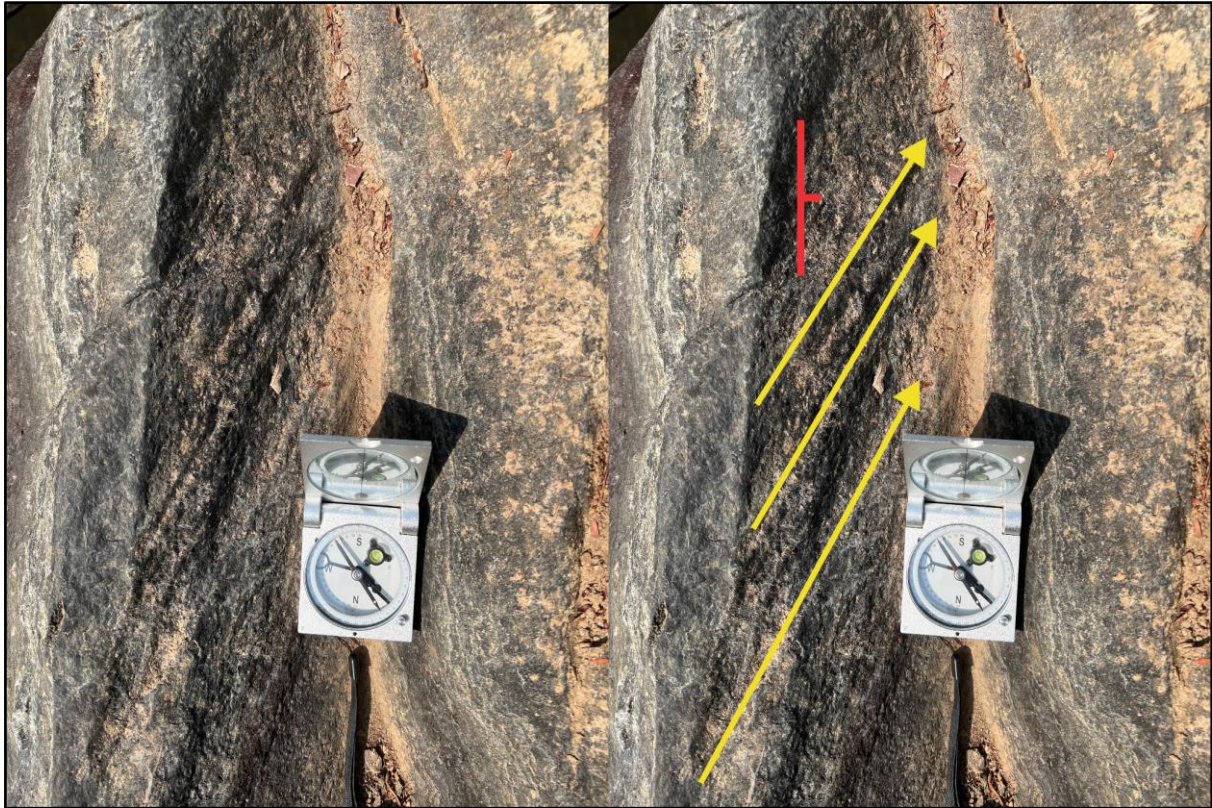


Figura 6.14: Lineações de interseção sobressaltadas no topo de uma camada em um quartzo-anfibolito.

O estiramento dos minerais é, em geral, pouco corriqueiro na Área IX, sendo observado de forma muito restrita em escala de afloramento em cristais de granada e quartzo.



Figura 6.15: Achatamento da granada em hornblenda-biotita-gnaisse.

Zonas de Cisalhamento

A ocorrência de zonas de cisalhamento está relacionada às bordas e adjacências do Ortognaisse Amarolândia com orientação NNE-SSW. A definição dessas estruturas baseou-se na magnetometria e coleta de dados em campo. Na 1DZ e no SA3D são muito evidentes os lineamentos estruturais bem marcados e contrastantes (figura 6.2.11). As foliações indicam uma tendência de verticalização quanto mais próximo desses lineamentos. As lineações que, em geral, indicam um transporte frontal oblíquo, passam a ter um padrão aproximadamente *strike-slip* combinada com as foliações subverticais (figuras 8.4 e figura 6.2.12). Por fim, observa-se um aumento da deformação e recristalização nesse contexto (figura 5.34b). Comumente existem pacotes espessos de veios de quartzo acompanhando esses lineamentos.

A maior expressão do Domínio Bom Jesus ocorre no conjunto de ortognaisses e metagabros no noroeste da área 9. Os contatos dessas unidades coincidem com dois importantes lineamentos estruturais ENE-WSW identificados pela 1DZ e definidos como zonas de cisalhamento. Observa-se em afloramento foliação subvertical (figura 6.27) e a ocorrência de um relevante número de venulações de quartzo assumindo, por vezes, geometria sigmoidal simétrica.

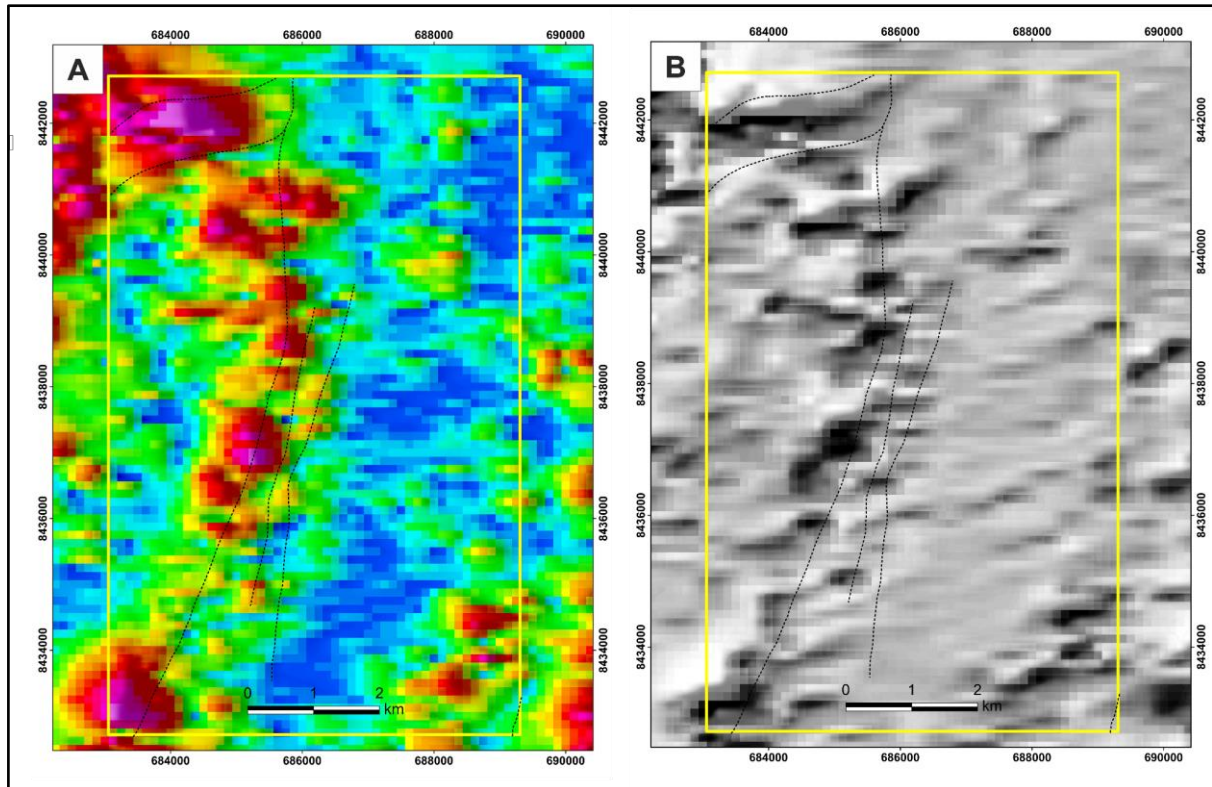


Figura 6.16: Lineamentos magnetométricos coincidentes com as ZCs inferidas.



Figura 6.17: Ponto 139 - afloramento em alto topográfico expondo foliação subvertical que expõe rocha com mineralogia dada por quartzo de granulação média-grossa e cristais de granulação grossa a muito grossa de granada.



Figura 6.18: Afloramento do ponto 02 em superfície expondo foliação subvertical em rocha bastante intemperizada, localizada na região extremo noroeste da área. No centro da figura destaca-se um veio de quartzo contendo a foliação.

6.2.3 ARCABOUÇO RÚPTIL

Falhas

As falhas definidas na área são, em geral, subordinadas às zonas de cisalhamento que definem os contatos tectônicos que ocorrem entre as unidades geológicas que ocorrem na região. Embora seja possível a observação dessas estruturas por ferramentas indiretas, tais como imagem de satélite e produtos da magnetometria (figuras 6.2.13 e 6.2.14), na área IX, não foi possível uma observação dos planos in situ durante a coleta de dados em campo.

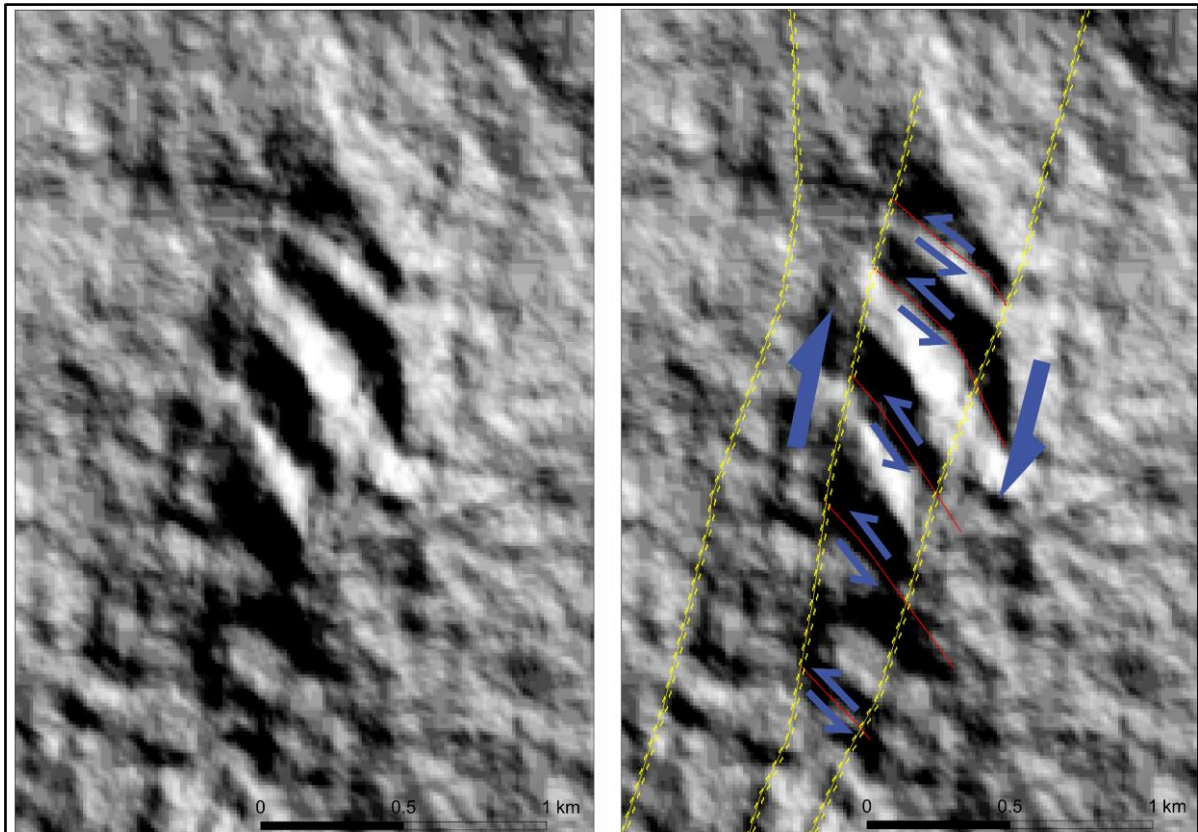


Figura 6.19: Quebras de relevo sugerindo falhamento.

Nesse contexto, as evidências de campo dessas estruturas partem da ação do regime dúctil-rúptil nos contatos entre o Ortognaisse Amarolândia, as Metavulcânicas e Paragnaisses, que são representados pela recorrente existência de pacotes de quartzo interpretados como veios de grande espessura alinhados segundo traços da 1DZ. Associado a esses pacotes orientados, observou-se a ocorrência de processo de cataclase representada por fragmentos angulosos da rocha agregados aos veios de quartzo.



Figura 6.20: Veio contendo fragmentos angulosos da rocha hospedeira.

Faturas

Feição bastante recorrente na área e demarcam bem um processo mais recente no contexto estrutural regional. Com isso, são estruturas que foram geradas em nível crustal mais raso, em que há um truncamento com os elementos anteriores. Foram observadas duas famílias preferenciais: NE-SW e NW-SE, sendo a segunda família mais recorrente (figura 6.2.16). De maneira geral, essa estrutura sempre é observada em pares conjugados e não se restringe à unidade geológica específica. A direção mais recorrente é de aproximadamente 310° , sendo os ângulos de mergulho subverticais.



Figura 6.21: Exemplos de conjunto de fraturas em diferentes tipos litológicos. (A) expõe fraturamento em duas direções (030/70 e 300/65) registradas em veio de quartzo. (B) as fraturas, com direção 290/80, acometem o afloramento de anfibolito de grão fino-médio, que explicita segregação entre minerais máficos e félsicos.



Figura 6.22: Conjuntos de afloramentos, (A) pertencente à unidade das metavulcânicas intermediárias a félsicas e (B) unidade dos paragneisses), evidenciando fraturamento.

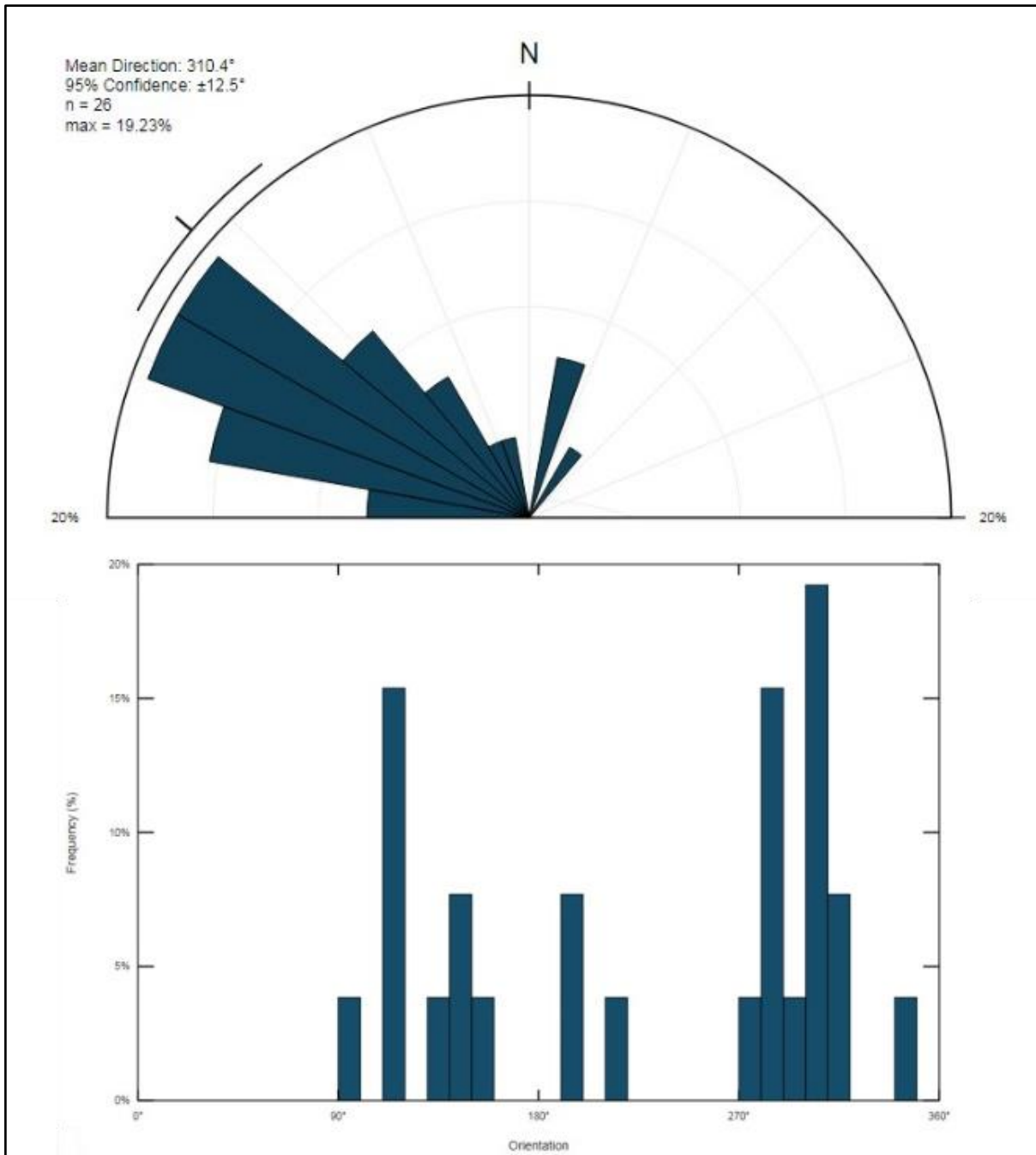


Figura 6.23: Diagrama de rosetas com os dados de fraturas da área IX e a respectiva representação da frequência vs orientação em histograma.

Veios

Em campo observaram-se dois estilos distintos de venulação. A primeira ocorrência são de veios tabulares preenchidos por quartzo leitoso (figura 6.24), ocasionalmente há uma interferência da foliação sobrepondo a esses veios ocorrendo nos Ortognaisses Amarolândia, de forma que a geometria se torna parcialmente

convoluta. A espessura centimétrica é muito semelhante entre os pares de várias direções, havendo relações de truncamento e restritamente um pequeno cisalhamento nessas relações de corte.

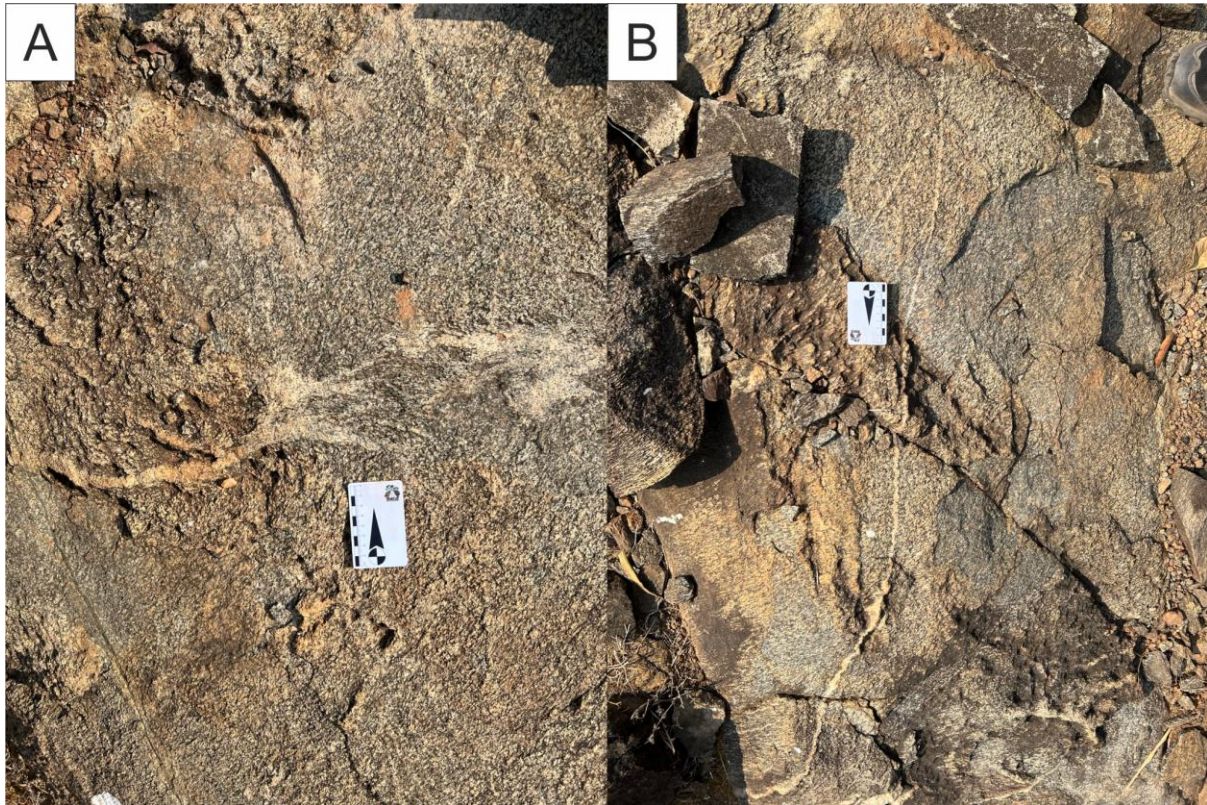


Figura 6.24: TF-IX-4 - Veio com aspecto convoluto em A e veios tabulares apresentando dobramento na extremidade inferior em B.

O segundo tipo de venulação possui geometria mais complexa, as paredes dos veios observados são serrilhadas com a rocha hospedeira (figura 5.20). Quanto à orientação desses veios não há uma atitude específica, mas possivelmente as fraturas com o traço N30-60°E são mais comuns nessa ocorrência. Estritamente relacionado a essa fase de venulação ocorre um halo de alteração (epidotização e albitização) milimétrico a centimétrico, de forma que há recorrentes reentrâncias desse halo sobre a rocha. A espessura desses veios é bastante variável sendo observados veios milimétricos à veios com 3cm de espessura (figura 5.20). O preenchimento observado é de actinolita, biotita e calcita. A geometria comum é de um veio contínuo, entretanto, dispersos na rocha hospedeira existem veios em formato lenticular com idênticas características.



Figura 6.25: Relação de corte do veio com as foliações S_n e S_{n+1} em A (afloramento de paragnaisse) e o mesmo conjunto de veios em afloramento em B (afloramento de quartzo-anfibolito).

6.3 EVOLUÇÃO ESTRUTURAL

Acerca das estruturas que foram descritas neste capítulo, bem como a interpretação da ordem cronológica da formação de cada uma delas, é possível estabelecer uma análise evolutiva do contexto geológico estrutural da Área IX dentro do Projeto Mara Rosa. O registro dessas estruturas observadas são correlatos a determinadas condições metamórficas, sendo razoável interpretar com base em fases deformacionais sucessivas.

O contexto geral é dado por um sistema inicialmente compressivo, o qual evoluiu para um transpressivo, que registra uma cinemática dextral principal. A tectônica sob regime dúctil é responsável pela maior parte das estruturas relevantes, no entanto, é notável o desenvolvimento de estruturas sob influência de regime rúptil subsidiárias às principais, inclusive aproveitando da cinemática preexistente. De forma que, pode-se inferir a presença de um tardio regime dúctil-rúptil na formação das estruturas principais.

O contexto dinâmico das estruturas é composto por foliações com direção NNE de médios mergulhos, lineações com direção de caimento oblíquo ao mergulho da foliação S_n , mas restritamente assume a direção do mergulho. Nas bordas do corpo de maior expressão do Ortognaisse Amarolândia existe um corredor de cisalhamento com a ocorrência de uma ZC de maior expressão. Nesse local a foliação S_n ocorre com mergulhos subverticais com a lineação próxima a direção do strike da foliação. Observa-se que a direção do caimento das lineações mudam de forma gradativa impondo um processo contínuo que migra os vetores principais. O sistema, portanto, observado é compressivo com corredores de predominância transpressiva. As classificações abaixo são relacionadas à tabela resumo de deformações e metamorfismo confeccionada no Projeto Mutunópolis - GO, no Trabalho Final de 2006.

D1

A primeira fase deformacional compreende o início do evento puramente compressional formada em um regime estritamente dúctil. Marcada de forma mais relevante pela estruturação NS, é bem representativa na Área IX pela foliação S_n . Observa-se a correlação das estruturas com o avanço do metamorfismo, inferindo que nessa fase ocorreu um pico metamórfico em fácies anfíbolito.

D2

A segunda fase deformacional é, ainda, compressional e dúctil. Observa-se a reorientação dos tensores principais para um regime transpressional. Nesse contexto há formação de zonas de cisalhamento e alocação do Ortognaisse Amarolândia (figura 6.3). As lineações são um grande indicativo dessa fase pois apresentam orientação correspondente à rampa frontal-oblíqua, migrando para rampa lateral na borda do Amarolândia, compondo zonas de cisalhamento. É importante ressaltar a ocorrência de um pequeno corpo do Ortognaisse Amarolândia no extremo sudeste da Área IX, que aflora alocado através de lascas imbricadas na unidade do Xisto.

O metamorfismo associado a essa fase deformacional corresponde às condições de pressão e temperatura da fácies xisto verde na zona do epidoto anfíbolito, o que é plausível de um retrometamorfismo das unidades que estavam, inicialmente, em fácies anfíbolito.

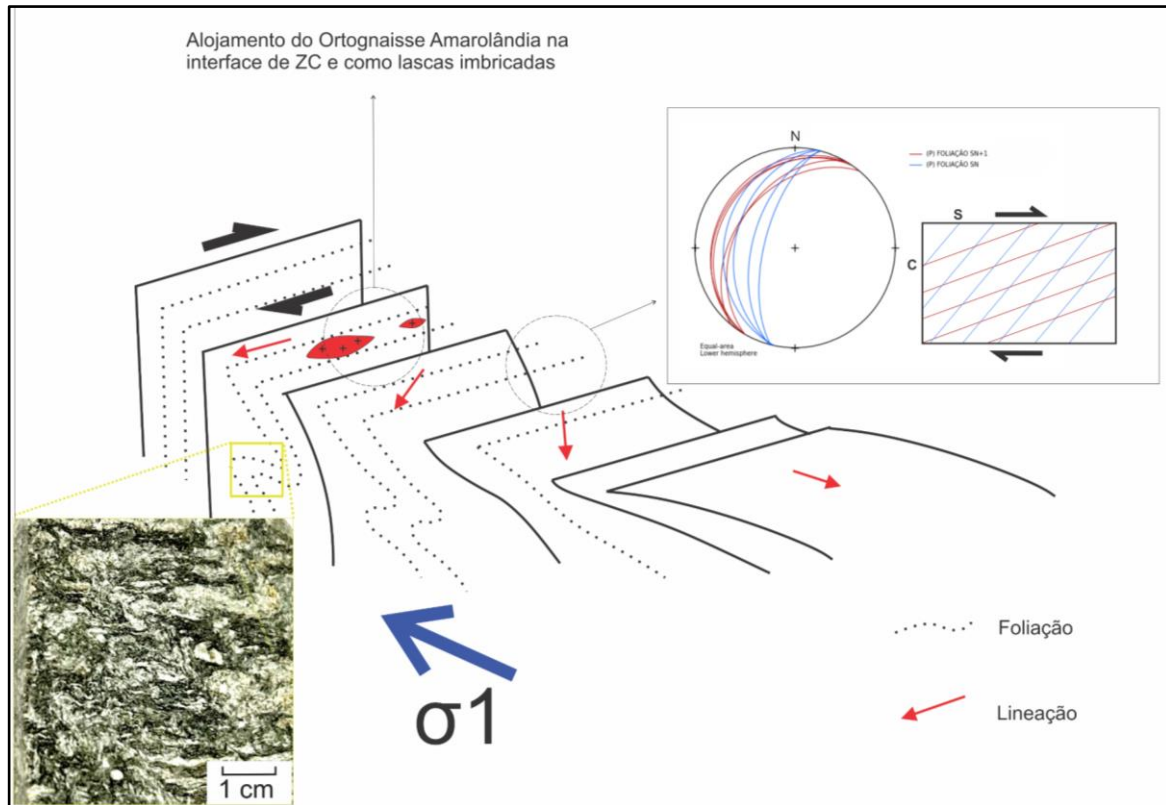


Figura 6.3: Ilustração esquemática demonstrando a migração do regime compressional para transpressional observado nas estruturas da área IX, como foi observado na amostra de epidoto-clorita-biotita-muscovita gnaiss referente ao ponto 166 (TF-IX-166).

D3

Essa fase registra uma maior variedade de estruturas, ainda em sistema compressivo/transpressivo. A geração da foliação S_{n+1} é um importante marcador dessa fase em que, comparada à S_n , possui mergulho de menor valor mas com orientação semelhante. A lineação de intersecção é outro marcador, uma vez que as foliações frequentemente não puderam ser diferenciadas.

Há uma importante ocorrência de veios de actinolita e biotita, provocando epidotização nas bordas desses veios, que são de origem hidrotermal. Discute-se a influência da fase D3 na sua gênese pelo contexto mais rúptil, tendo em vista que a intrusão dos plútons na fase D2 também viabiliza a formação dessas estruturas.

D6

A última fase observada na Área IX é resultado de uma fase tectônica extensional. Nessa fase há a alocação do Leucogranito Bom Jesus, aproveitando as zonas de

cisalhamento como regiões de fraqueza, apenas. Essa unidade intercepta a foliação regional e, apesar do formato alongado, não possui foliação, tanto interna como nas bordas do corpo. Essa unidade é tardi à pós tectônica.

Capítulo 07

GEOLOGIA ECONÔMICA

A área de estudo do Projeto Mara Rosa está inserida no distrito auro-cuprífero Chapada-Mara Rosa (Oliveira *et al.*, 2000, 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, incluindo: (i) Depósito Chapada (Cu-Au), interpretado como um sistema do tipo pórfiro (Richardson *et al.*, 1986; Oliveira *et al.*, 2016); (ii) Depósito Zacarias (Au-Ag-Ba), pertencente a um sistema vulcanogênico disseminado, de natureza estratiforme (Poll, 1994; James, 2022); (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.*, 2000, 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 Saúva 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.*, 2006).

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, associados às rochas da Unidade Hidrotermal, caracterizados por associações de rochas calcissilicáticas, ricas em epidoto e anfibólios, e rochas aluminosas, ricas em cianita e muscovita.

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, 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 pluton 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.

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 a 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* Luz & 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 Terezinha 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* Luz & Lins, 2008).

Uma ocorrência de quartzitos grafitosos foi descrita na Área IV, em meio 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 *et al.* in Luz & 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 (Luz & 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 euedrais, 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 euédricos, chegando a tamanhos centimétricos. Estes cristais podem ser aplicados, tanto para fins gemológicos, quanto para a indústria de abrasivos. Sua gênese está associada ao *hornfels* desenvolvido entre as rochas intrusivas do Plúton Faina e as encaixantes metassedimentares pelíticas da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha.

7.2 RECURSOS MINERAIS LOCAIS

Nesta seção serão descritos aspectos que direcionam a atenção para a ótica da geologia econômica presente na Área IX. As ocorrências resumem-se em metálicas e industriais. Ocorrem disseminações pontuais de malaquita associadas a biotitização de ortognaisses e sulfetos associados a alteração calcissilicática. No contexto industrial, além de granadas associadas à zona de cisalhamento, também há participação de cianita associada a fraturas, bem como turmalinas em veios de quartzo.

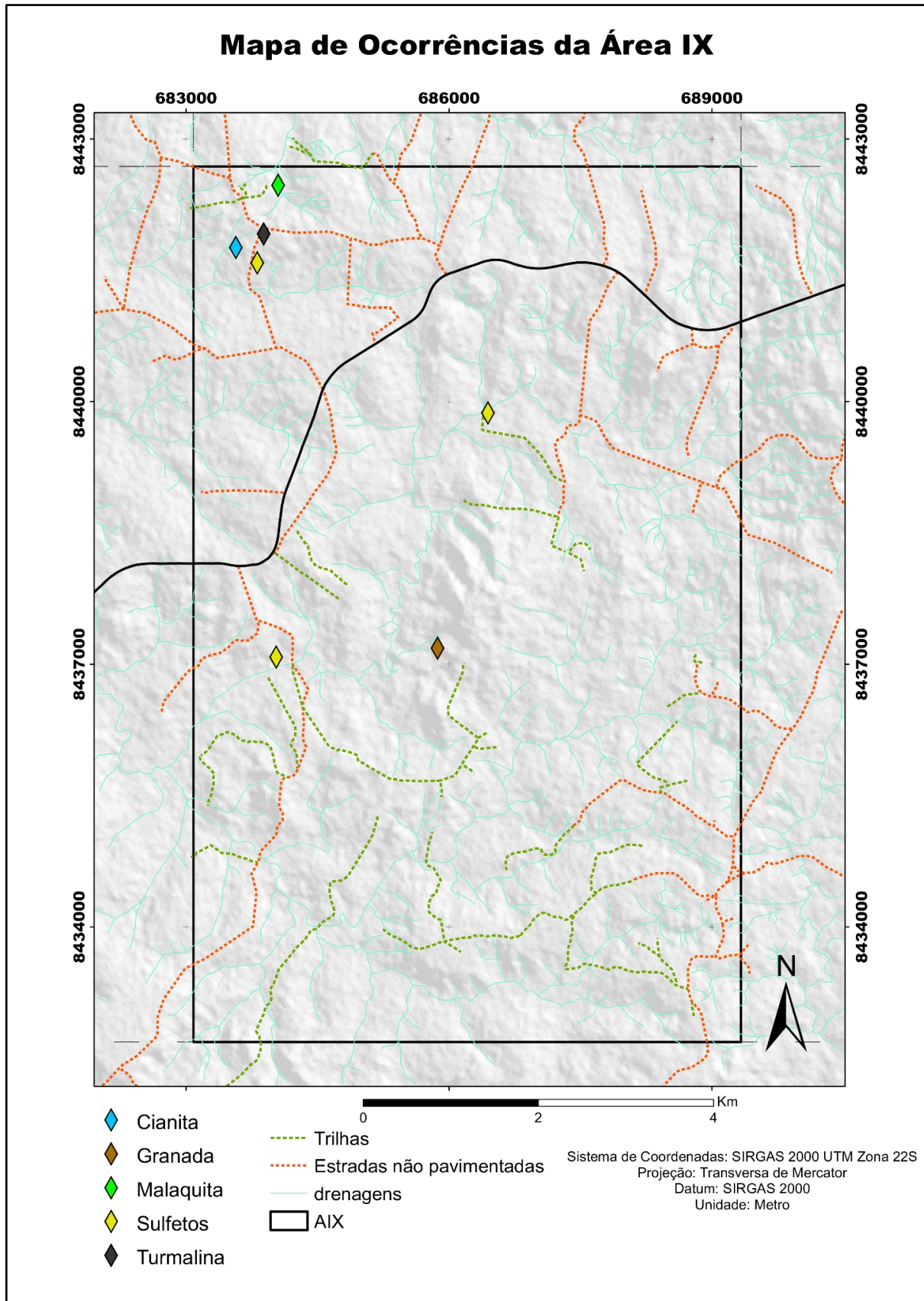


Figura 7.1: Mapa de localização das ocorrências minerais, com aspectos econômicos, identificadas na Área IX.

7.2.2 Sulfetos relacionados a alteração calcissilicática

Os sulfetos observados na área IX ocorrem de forma disseminada, eventualmente em microagregados (4-8mm). A ocorrência se resume a calcopirita e pirita. As rochas que hospedam essas mineralizações na Área IX pertencem às unidades Metavulcânicas Intermediárias a Félsicas, Paragnaisses, ao Ortognaisse Amarolândia e aos Metagabros. A ocorrência relacionada à sequência metavulcanossedimentar está diretamente ligada ao fraturamento preenchido por veios calcissilicáticos, onde frequentemente observa-se planos de fratura expostos com essas disseminações (figura abaixo)



Figura 7.2: Amostra retirada na unidade de paragnaisses. O sulfeto que ocorre disseminado no plano de fratura.

7.2.1 Malaquita relacionada a metassomatismo dos Ortognaisses

A ocorrência desse mineral na Área IX é de pequena expressividade, sendo observada em um único lajedo no extremo noroeste localizado na Fazenda do Sr. Dorames (ponto TF-IX-04). A rocha que hospeda essa mineralização pertence aos

Ortognaisses Mara Rosa, próximo à zona de cisalhamento limitante da unidade na área. A mineralização ocorre disseminada, sendo possível observar que há correlação a uma intensa biotitização da rocha hospedeira. Subordinadamente, observa-se uma intensa epidotização, possivelmente também correlacionada ao processo hidrotermal responsável pela concentração de cobre.

No mesmo afloramento observam-se blocos com uma capa de alteração na cor ocre semelhante às características de gossan, apontando a possível ocorrência de sulfetos finos disseminados.

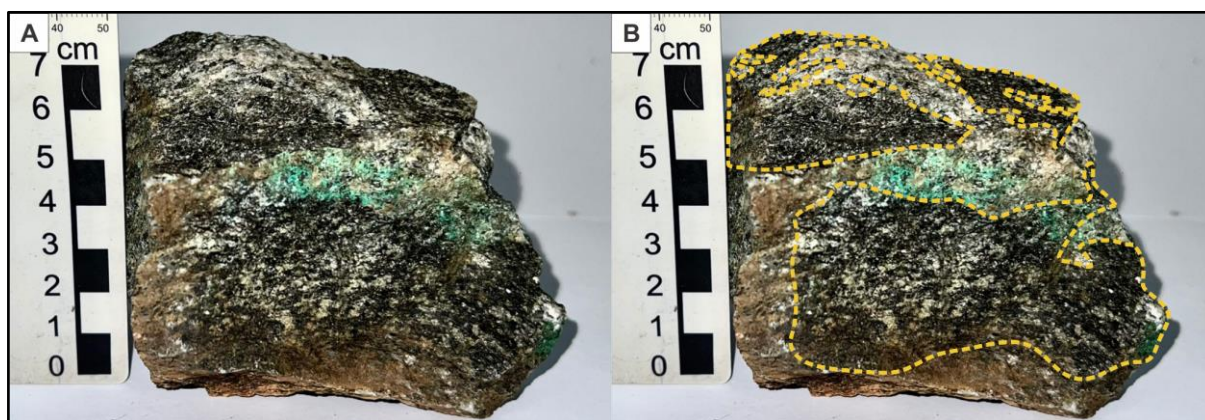


Figura 7.3: Amostra de ortognaisse pertencente à unidade dos Ortognaisses Mara Rosa. Foi identificada disseminação de malaquita associada à zona de intensa biotitização. Detalhe para as áreas delimitadas pela linha pontilhada em amarelo evidenciando a biotitização. (Ponto TF-IX-04, 684045 E, 8442470 N).

7.2.3 Ocorrência de minerais industriais (granada, cianita e turmalina)

A ocorrência de granada é comum na área, sendo a ocorrência mais relevante, para o aspecto econômico analisado, em um hidrotermalito contido em uma zona de cisalhamento. A rocha é composta por venulações quartzosas e granada, a qual atinge proporções de 50-60% na composição modal. A granulação observada é de grossa a muito grossa, com cristais euédricos de 0,5-8 cm evidenciando a granulação heterogênea padrão na rocha. A cor observada é marrom-alaranjada e o grau de alteração não demonstra ser avançado macroscopicamente apesar de haver fraturamento frequente.



Figura 7.4: Cristais de granada euédricos de granulação grossa em meio a matriz quartzosa

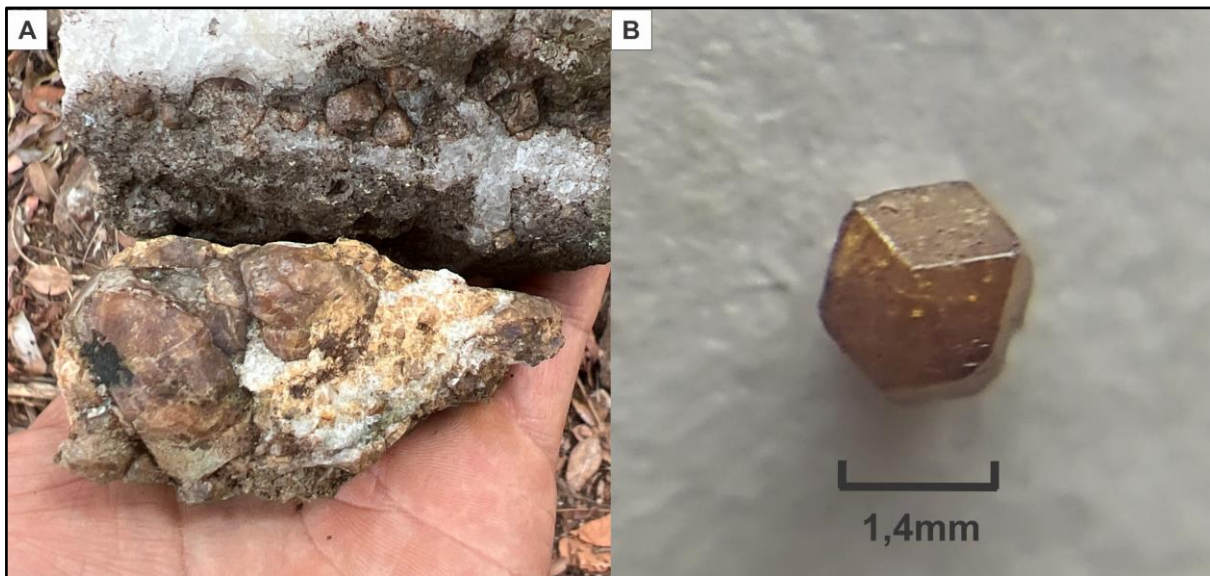


Figura 7.5: Localizada na zona de cisalhamento NNE-SSW na porção central da área, contida na unidade das Metavulcânicas Intermediárias a Félsicas, ocorrem as venulações quartzosas com cristais grossos a muito grossos de granada, por vezes com hábito euédrico muito bem preservado. “A” apresenta rochas com granada de granulação grossa e muito grossa e “B” um detalhe para um cristal euédrico com boa translucidez.

O fato da rocha apresentar uma concentração elevada do mineral em questão, torna-se interessante, do ponto de vista econômico, a utilização industrial como abrasivo. Devido ao tamanho de alguns cristais, os quais apresentam certa translucidez, o uso gemológico é uma questão a ser considerada. Salienta-se o fato

dessa rocha ser restrita à influência da zona de cisalhamento, fazendo com que se estude possíveis localizações de ocorrência dessas rochas pelo fato de explicitar intensa influência hidrotermal.

A ocorrência de cianita está restrita à unidade dos Metagabros (ponto TF-IX-154) e encontra-se alojada em fraturas sem uma direção específica. Os cristais possuem o hábito prismático euédrico cor azul ciano, pouco fraturadas em que a granulação varia entre grossa e muito grossa. Os cristais não são facilmente individualizados e não há indícios de alteração.



Figura 7.6: Bloco rolado de metagabro expondo fratura que hospeda cristais de granulação grossa de cianita.

Os cristais de turmalina ocorrem exclusivamente relacionados aos veios de quartzo nos limites de contato das Metaplutônicas Máficas (pontos TF-IX-152,153 e 154). Raramente encontram-se cristais isolados sendo o mais comum a ocorrência em agregados. A variedade encontrada possui coloração preta, hábito prismático euédrico e granulação média a grossa. Não apresentam alterações aparentes em escala macroscópica, mas ocorre um fraturamento incipiente que afeta tanto o quartzo quanto a turmalina. Por vezes são observados cristais quebradiços.

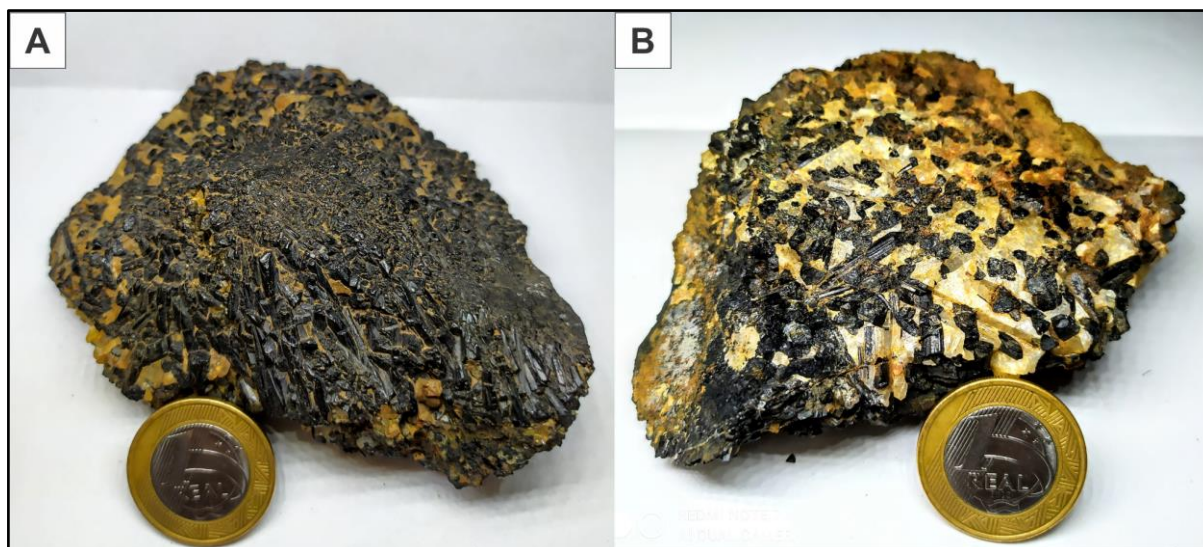


Figura 7.7: Amostras de agregados de turmalina em matriz quartzosa.

7.4 CONSIDERAÇÕES METALOGENÉTICAS

A Área IX está inserida no contexto da sequência metavulcanossedimentar Mara Rosa, atualmente interpretada como rochas de arco insular com retrabalhamento da crosta juvenil e deposição do material detrítico imaturo do próprio arco (Junges 2002). Arcos de ilha tem um grande potencial particularmente à metalogênese relacionadas a intrusões e de ambientes exalativos, um exemplo dessa fertilidade é o próprio Depósito de Chapada (Oliveira *et. al.*, 2016).

As ocorrências na área em foco deste relatório são pontuais e, relativamente, não muito expressivas. O fato da área estar inserida em uma região com uma gama de depósitos, a possibilidade de um estudo detalhado na região, a fim de se obter maior detalhamento metalogenético, não deve ser descartada.

Potencial para mineralização do sistema pórfiro-epitermal

Os estudos de campo e petrográfico do Ortognaisse Amarolândia permitem identificá-lo como um produto metamórfico de um plúton de composição granodiorítica. Suas idades de 870 Ma (Ferreira, 2020) apontam para sua gênese no arco de ilha. Na microscopia observou-se a existência de magnetita e sulfetos disseminados, ressaltando a natureza oxidada dessa intrusão. Diante disso, do ponto

de vista metalogenético, o Ortognaisse Amarolândia poderia ter atuado como um pluton precursor para a ocorrência de depósitos relacionados, como um sistema pórfiro, *skarn* e epitermal subordinados.

Essa unidade ocupa a porção oeste da Área IX e possui como rochas encaixantes, na lateral leste, litologias que indagam questões petrogenéticas ou, que de certa forma, tiveram alguma influência termal devido à intrusão do plúton. Aliado a esse aspecto identificado, ocorre também processo de biotitização em ortognaisse localizado a noroeste da área, se encaixando possivelmente como reflexo do halo potássico, característico da alteração hidrotermal progressiva mais proximal ao plúton precursor de um sistema do tipo pórfiro. Ressalta-se que, combinada a essa alteração, também ocorre disseminação discreta de malaquita, resultado da oxidação de sulfetos de cobre.

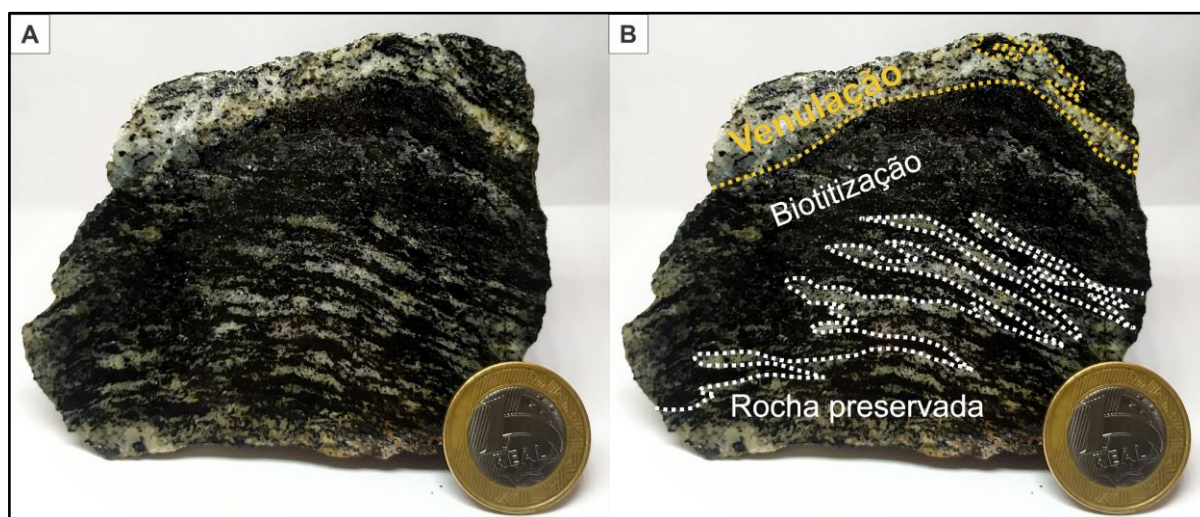


Figura 7.8: Amostra de hornblenda-biotita-gnaisse da unidade dos Ortognaises Mara Rosa. A rocha apresenta intensa biotitização. Em lâmina, observou-se que essa alteração se dá, também, pela substituição de cristais de anfibólio por biotita, ilustrando uma alteração potássica. Em B está esquematizado a penetração da biotitização na rocha preservada limitada pela linha pontilhada branca, detalhe para a região pontilhada amarela que apresenta uma venulação contendo quartzo e biotita.

Há uma faixa importante nas bordas oeste e leste da intrusão em que anfibolitos, ortognaises e paragnaises apresentam venulações com característica calcissilicática (figuras 5.20 e 6.2.20). Marcada por epidotização, silicificação, carbonatação e a persistência de uma associação cálcica, essa alteração é mais recorrente quanto mais próxima da borda do corpo. Na Área IX essa alteração se manifesta na forma de preenchimento de veios com direção compatível ao *trend*

regional NE-SW, compostos pela associação actinolita-biotita-calcita-epidoto (figura 7.10), além de produzirem halos que expressam albitização e epidotização.



Figura 7.9: A epidotização ocorre na área sob a forma de veios discordantes às foliações. Em A tem-se a ocorrência do veio calcissilicático de maior expressão, onde é possível observar, por meio da análise microscópica, o crescimento dos cristais prismáticos de actinolita e biotita, os quais formam interstícios ocupados por calcita. Nesse caso o halo de albitização é bem pronunciado. Em B e C têm-se as venulações mais recorrentes, em que os veios calcissilicáticos provocam epidotização no contato com a rocha.



Figura 7.10: Esquema demonstrando como o veio calcissilicático (superior direita) e o halo de albitização (inferior esquerda) produzido na rocha encaixante se comportam ao microscópio.

Subordinada à epidotização, observa-se a sulfetação que ocorre disseminada e em aglomerações milimétricas, sendo mais bem observada nos planos dessas fraturas. Nas áreas IV, V, VI e VIII ocorrem serras de cianitito, cianita-muscovita-quartzo-xisto e cianita-xisto, que frequentemente são interpretadas como o produto metamórfico da litocapa, correspondente ao halo argílico de um depósito do tipo pórfiro ou à ocorrência da extensão epitermal (Kuyumjian, 2000; Oliveira et al., 2016). Da mesma forma, essa associação calcissilicática pode ser interpretada como equivalente metamórfico do halo propilítico atuando nessa sequência proximal encaixante de um pluton precursor.

Diante das evidências observadas, o potencial metalogenético da Área IX é baseado em expressões características de um sistema Cu-Au pórfiro, sendo

necessária uma análise mais detalhada dos aspectos descritos como possíveis vetores prospectivos.

Potencialidade para mineralização hidrotermal relacionada à zona de cisalhamento NE-SW

É amplamente reconhecida a importância das zonas de cisalhamento que atuam como estruturas propícias para a circulação de fluidos causando hidratação na rocha e, em casos específicos, precipitação de elementos com interesse econômico (Sibson et al., 1988). Aliado a esse aspecto, também é preciso mencionar a capacidade metalogenética atrelada à circulação de fluidos metamórficos, uma vez que são capazes de dissolver metais e, com o auxílio de estruturas, serem canalizados e precipitados (Pirajano, 2009).

A importância de sistemas strike slip como grandes condutores de fluidos se torna ainda mais interessante com associação de veios observados nas amostras, tendo em vista que, frequentemente, ocorrem sistemas extensionais subordinados que atuam como meio de precipitação do fluido hidrotermal (Robbs, 2005).

Interna à associação de metavulcânicas intermediárias a félsicas, ocorre uma importante zona de cisalhamento com trend NNE-SSW bem definida no ponto 139. Associada estritamente a essa estrutura, há uma rocha composta por granada, que apresenta uma heterogeneidade na granulação, além de expor venulação de quartzo, por vezes difusa e com textura incomum, apontando para uma rocha de origem hidrotermal

Levando em consideração a participação dessa estrutura no transporte, concentração e precipitação/cristalização, há um potencial na sua continuidade com a finalidade de encontrar exemplares com valor gemológico. Há uma certa proximidade com as estruturas de maior ordem, não estando bem claro se existem intersecções, não sendo possível, portanto, caracterizar o real potencial de canalização dos fluidos férteis sob o ponto de vista metalogenético. Um ponto importante a se observar é que as zonas de cisalhamento são de alta temperatura, uma vez que há um crescimento de hornblenda de forma diablástica posterior à deformação, sem que haja evidência de outra fonte térmica além da intrusão do

Ortognaisse Amarolândia. Sendo uma zona hidrotermalizada, há abertura para estudos posteriores de outras mineralizações ligadas a esse processo.

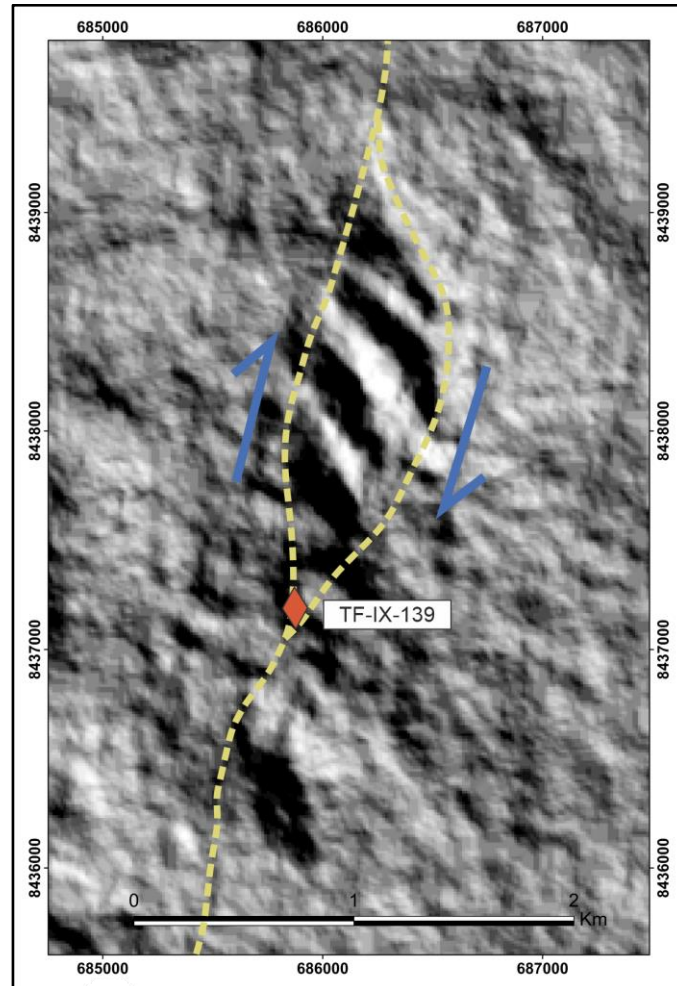


Figura 7.11: Mapa com esquema simplificado da zona de cisalhamento com traço inferido em que se observa o afloramento de hidrotermalito.

Potencial para mineralização aurífera orogênica relacionada ao Garimpo Chico de Assis e Mundinho.

Localizado na porção sudeste da área IX, o Garimpo Chico de Assis possuiu como minério o ouro associado a bolsões e lentes de quartzo sacaroidal, os quais se encontravam como horizonte residual (Lacerda, 1986). A litologia ali representada como hospedeira dos veios pertence aos metassedimentos mapeados na porção leste. A ausência de veios com características semelhantes ao longo da abrangência da unidade metassedimentar aponta para uma ocorrência mais restrita relacionada a

uma estrutura mais específica. O histórico de mineralização de ouro em regiões adjacentes, como o garimpo Mundinho, estão diretamente relacionados a um controle estrutural N-S, sendo dominado por transcorrências que afetam intrusões Paleoproterozóicas (Oliveira *et al.*, 2004), onde se desenvolve a mineralização em veios de quartzo contendo ouro (Lacerda, 1986,). A proximidade do garimpo Chico de Assis com o trend N-S pode alocá-lo na mesma zona de influência e no mesmo modelo metalogenético.

A potencialidade observada nesse contexto ocorre no extremo sudeste da área IX onde ocorrem zonas de cisalhamento com trend próximo ao NS que alocam lascas do Ortognaisse Amarolândia hospedadas em quartzo muscovita-xistos num regime dúctil-rúptil. A rocha apresenta metamorfismo em fácies xisto verde e há uma carbonatação epigenética interpretada como a ação da ZC. Fatos, que, reunidos apontam para um hidrotermalismo relacionado a deformação abrindo precedentes para a mineralização do tipo orogênica.

Capítulo 08

EVOLUÇÃO TECTÔNICA

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).

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)	-

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

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 pós-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.*, 2013a) 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 (Unhlein *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 (Unhlein *et al.*, 2012), envolvendo unidades tectônicas como o Maciço de Goiás, arcos magmáticos Mara Rosa e Arenópolis, pertencentes ao Arco Magmático de Goiás, e sequências sedimentares meso-neoproterozóicas.

8.2. Evolução Tectônica do Arco Magmático Goiás

O modelo de evolução tectônica mais recente 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, houve dois picos de metamorfismo, um de 760 a 730 Ma em condições de alta 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 Brasiliano 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.* 2002a, 2003).

8.2.1. Estágio de Arco Paleoproterozóico

O Maciço de Goiás é 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 sugerem 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 *et al.*, 2017) e está associado ao Domínio Campinorte (Della Giustina *et al.*, 2009 e 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 (Della 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 adquiriram, por intermédio da análise de zircões em granulitos, idades 2170 ~ 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 (Della Giustina *et al.*, 2009).

A partir disso, e levando em consideração as rochas descritas dentro do domínio campinorte pelo PMR, saber, rochas metavulcânicas intermediárias (p. ex. metadacitos e metariolitos), bem como xistos (p. ex. muscovita - clorita xistos), metassedimentos químicos (p. ex. 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 (Della Giustina *et al.*, 2009).

Dessa forma, é possível que a evolução geológica da área PMR tem início no paleoproterozoico, mais especificamente, na formação do Arco Campinorte, a qual

ocorreu entre 2300 ~ 2000 Ma (Cordeiro *et al.*, 2017), uma vez que o domínio Campinorte abrange as rochas mais antigas do projeto. Um modelo esquemático que ilustra a formação do Arco Campinorte, bem como as feições geotectônicas associadas ao magmatismo de um arco, é apresentado na Figura 8.1.

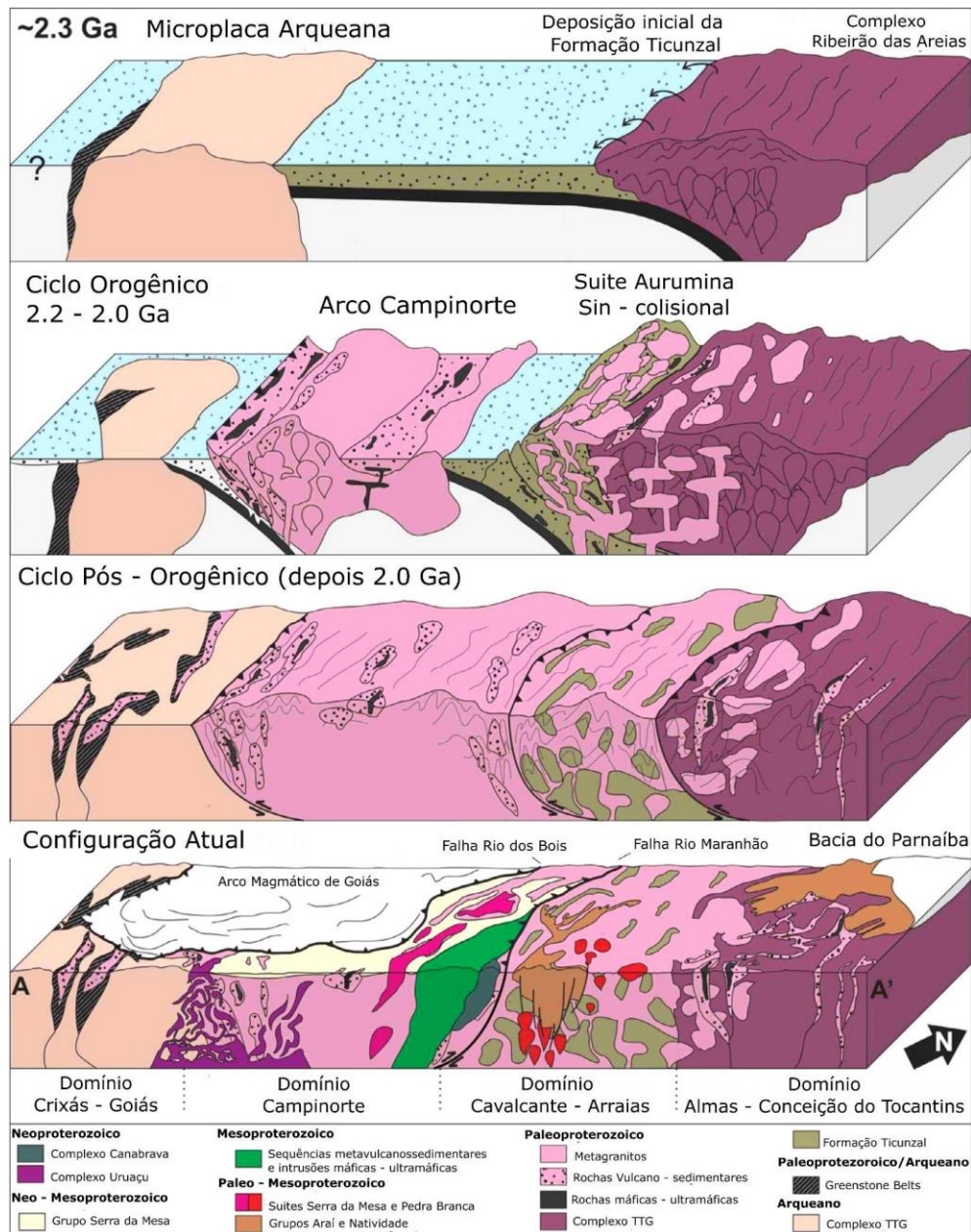


Figura 8.1: Modelo de evolução tectônica do Maciço de Goiás durante a fase do orógeno (2200 a 2000Ma). Destaque para a formação do Arco Campinorte, o qual é o único domínio geotectônico contido no contexto do PMR (Adaptado de Cordeiro *et.al*, 2017).

As rochas pertencentes ao Domínio Campinorte, dentro do contexto do PMR, possuem uma foliação milonítica N - S impressa, interpretada como um evento E₀, 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 E₀, há um pico de metamorfismo em fácies xisto verde inferior.

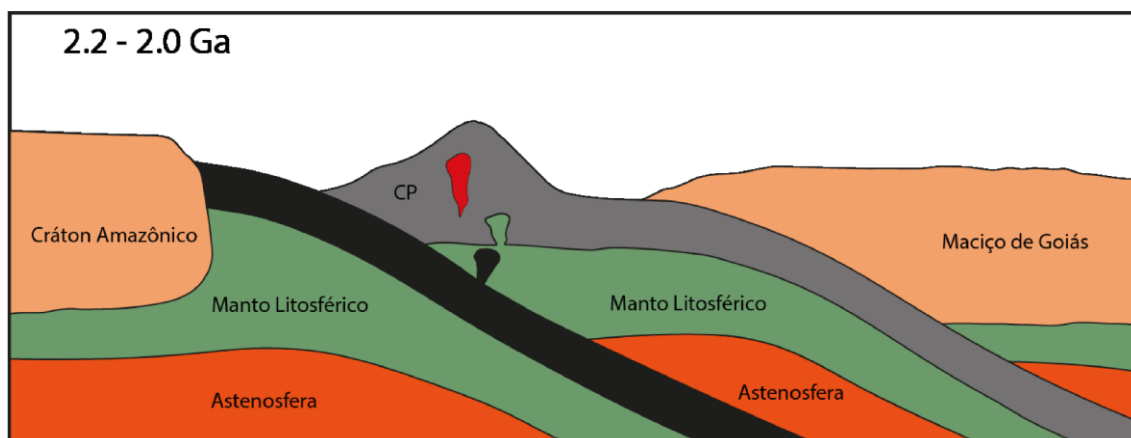


Figura 8.2: Estágio de Arco Paleoproterozoico, ocorrido entre 2200 e 2000 Ma. CP = Arco Campinorte.

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 como arcos acrecionários insulares e posteriormente como 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 8.3), 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.*, 1997). Tal processo gera um sistema de arcos de ilha intraoceânicos e bacias de retro-arco, caracterizados por rochas vulcânicas calci-alcálicas intermediárias a ácidas e metaluminosas, bem como corpos plutônicos tonalíticos e dioríticos, alguns dos quais apresentam 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 TDM 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 embasamento paleoproterozóico 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 encontra-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 pode indicar 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 lineação de estiramento mineral com transporte tectônico para SE.

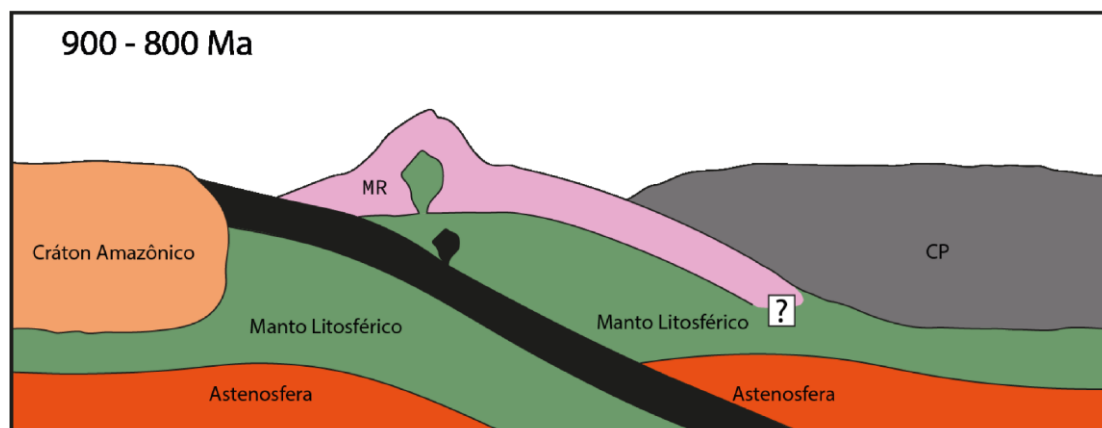


Figura 8.3: Estágio de Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico. CP = Arco Campinorte, MR = Arco Mara Rosa.

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 denominado arco magmático Santa Terezinha em 670-600 Ma (Figura 8.4). É nesse estágio em que há a formação da sequência metavulcanossedimentar Santa Terezinha, 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.*, 2006). 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 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 domínios de diferentes 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 E₁. O regime compressivo regional nesse estágio está relacionado à 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) interpreta que o metamorfismo de 604-610 Ma é de baixa condições P-T, a partir de idades Sm-Nd e geotermobarometria em rochas metassedimentares do arco. Essa idade de metamorfismo foi observada no PMR em fácies anfibolito com retrometamorfismo para xisto verde inferior (zona da clorita).

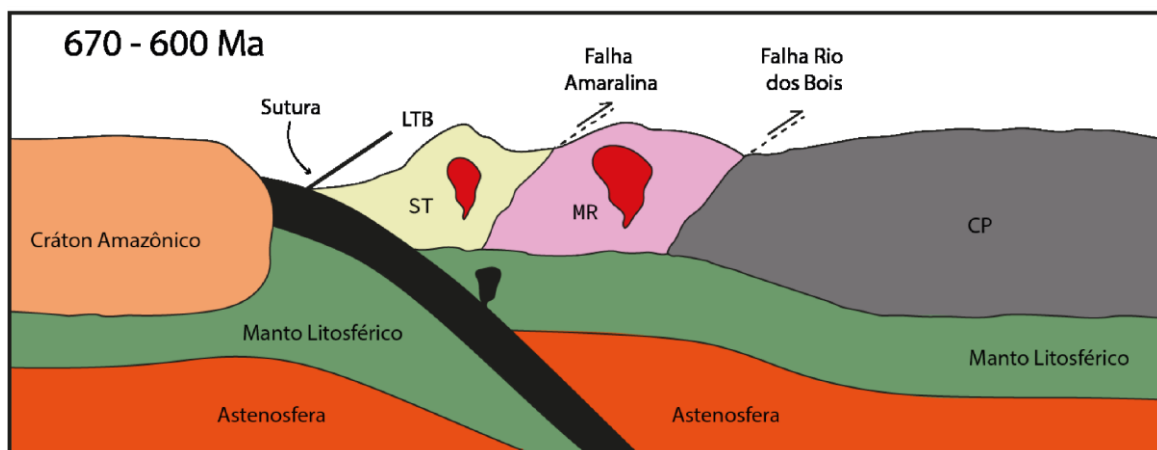


Figura 8.4: Estágio de Colisão Arco-Continente. ST= Arco Santa Terezinha de Goiás; MR = Arco Mara Rosa; CP = Arco Campinorte.

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 Transbrasiliano (LTB) (Schobbenhaus, 1975).

O LTB é um extenso feixe de falhas transcorrentes formadas durante o encurtamento crustal gerado no fim da orogenia neoproterozoica. Nesse contexto, insere-se no evento tectônico E₂, 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 8.5). Mais especificamente, na porção oeste do PMR, nas áreas I, II, III e VII. Tal geometria das zonas de cisalhamento é pronunciada em produtos geofísicos aeromagnéticos. 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.

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).

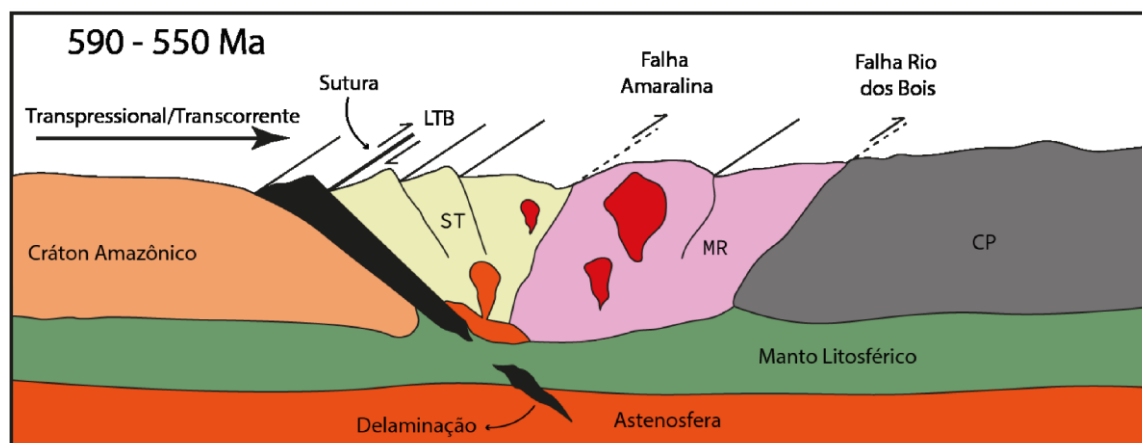


Figura 8.5: Estágio Colisional a Pós-Colisional. LTB = Lineamento Transbrasiliano; ST= Arco Santa Terezinha de Goiás; MR = Arco Mara Rosa; CP = Arco Campinorte.

8.2.5. Estágio Extensional Pós-Orogênico

O estágio extensional é caracterizado como o evento mais jovem de idade fanerozóica, definido como pós Brasileiro (Frasca, 2015) representado por estruturas rúpteis multidirecionais. Essas direções 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 8.6), que foi responsável pela geração de estruturas antitéticas de alívio. Porém, ainda não existem datações ou estudos detalhados referentes aos efeitos dessas estruturas no orógeno.

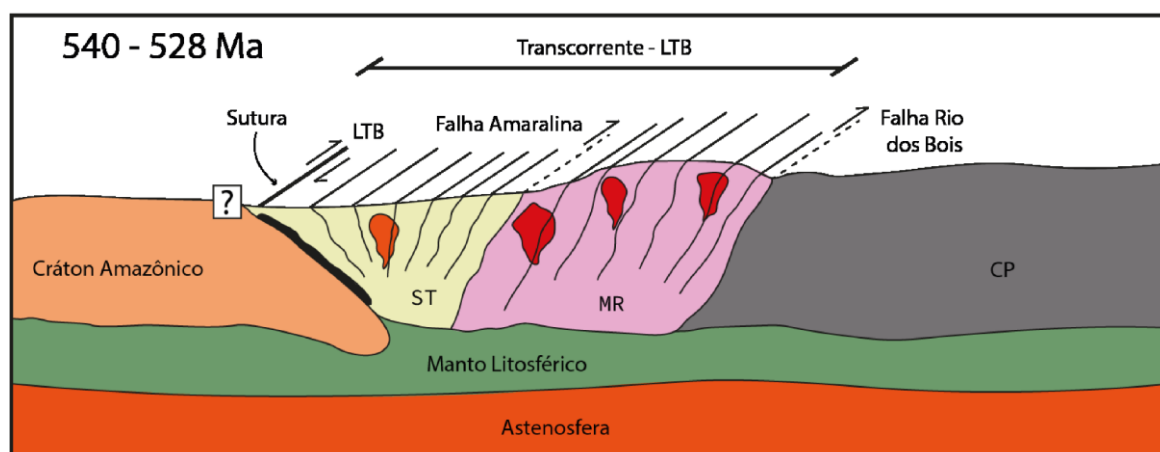


Figura 8.6: Estágio Extensional a Pós-Orogênico. Destaque para o colapso aproveitando as estruturas formadas durante o Transbrasiliano. LTB = Lineamento Transbrasiliano; ST = Arco Santa Terezinha de Goiás; MR = Arco Mara Rosa; CP = Arco Campinorte.

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 8.7-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 8.7-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 8.7-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 8.7-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.

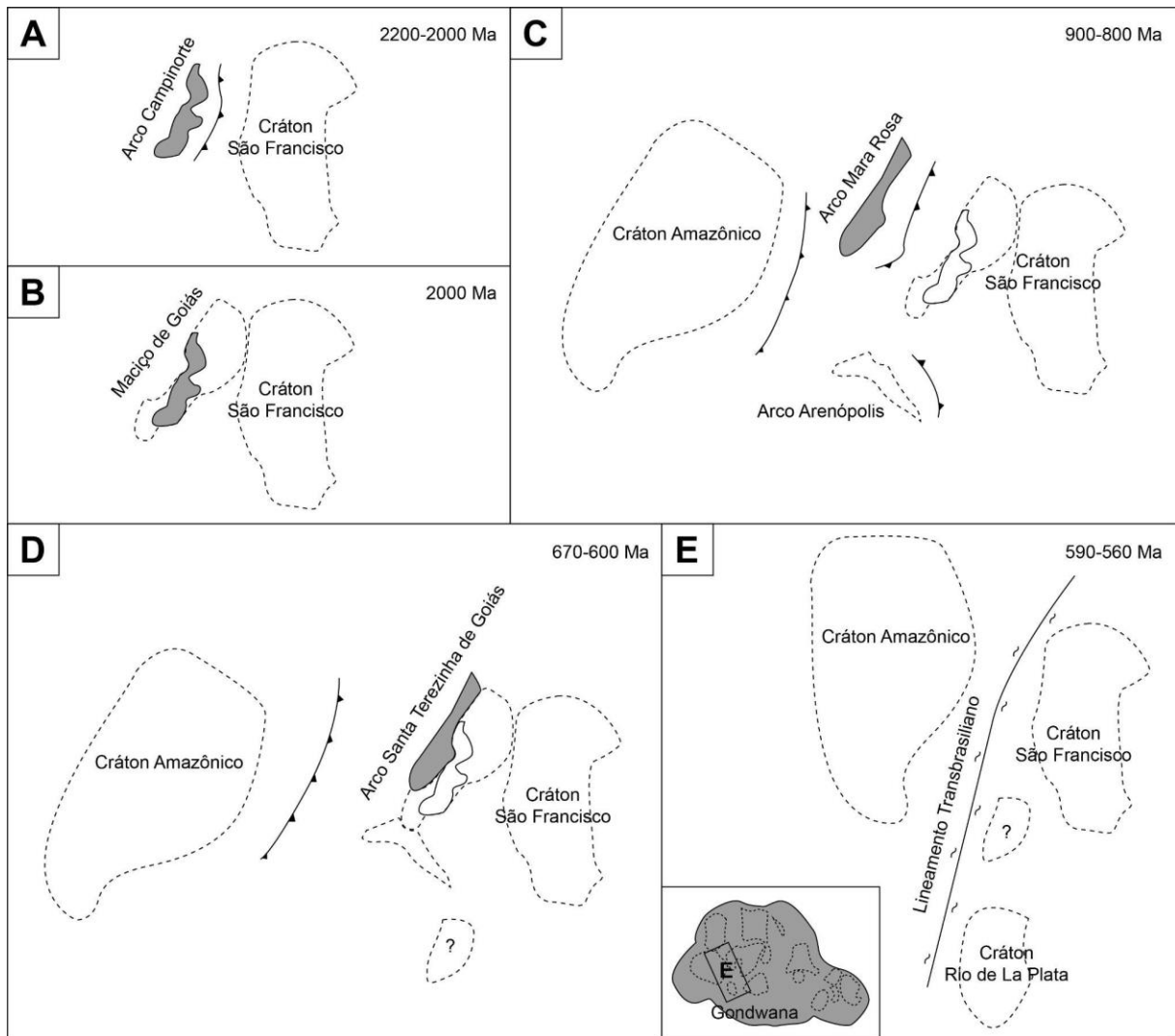


Figura 8.7: Estágios de evolução tectônica do Orógeno Brasília envolvendo os arcos Campinorte, Mara Rosa e Santa Terezinha de Goiás; (A) Estágio de Arco Intra-Oceânico Paleoproterozoico, correspondente ao Arco Campinorte, 2200-2000 Ma; (B) Maciço de Goiás como uma extensão pericratônica do Cráton São 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 Transbrasiliiano no Orógeno Brasília após a formação do supercontinente Gondwana pela colisão entre os crátons. Adaptado de Oliveira et al. (2004).

Capítulo 09

CONCLUSÕES

O mapeamento na escala 1:25000 do projeto possibilitou reconhecer as rochas comumente descritas dessas unidades em trabalhos, detalhar o Plúton Faina, além de adicionar e individualizar novas unidades no contexto do segmento Mara Rosa, como o Leucogranito Bom Jesus e a Metaplutônica Máfica.

A porção W-NW do projeto contempla a Sequência Metavulcano-sedimentar Santa Terezinha, a qual expõe, além dos ortognaisses, as unidades Metassedimentar Química, Metassedimentar Psamo-pelítica e Metamáfica-ultramáfica com intensa impressão tectônica gerada pelo Lineamento Transbrasiliano que anteriormente não era tão considerada. Essa sequência possui características, como assinaturas geoquímicas, contexto tectônico e litologias, que embasam a sua gênese no contexto de colisão arco-continental.

Em contato tectônico dado pela Falha Amaralina, ocorre a Sequência Metavulcano-sedimentar Mara Rosa, a qual ocupa a maior parte do projeto e possui suas assinaturas atreladas a um contexto de arco intraoceânico. Essa sequência é dada pelas unidades Metassedimentar Química, Metassedimentar Psamo-pelítica, Metavulcânica Máfica e Metraultramáfica. Entremeados a essa sequência, ocorrem os Ortognaisses Mara Rosa, individualizados entre o Ortognaisse Amarolândia e Ortognaisses Indiferenciados. Essa sequência abriga ocorrências hidrotermais que são identificadas por meio de duas associações, uma aluminosa e outra calcissilicática. Esse fator foi destacado no projeto tendo em vista que, além do principal objetivo de cartografar as rochas presentes no Projeto, era esperado que algumas áreas iriam se deparar com um contexto hidrotermal ligado a processos de mineralização. É possível observar no mapa integrado, portanto, a individualização dessas unidades nas áreas onde foi observado.

Restritamente à Área X, foi cartografado parte do Complexo Granulítico Uruaçu, além de exemplares da Suíte Pau de Mel e, por fim, da Sequência Metavulcano-sedimentar Campinorte com base nas unidades Metassedimentares Psamo-pelítica e Metavulcânica Félsica.

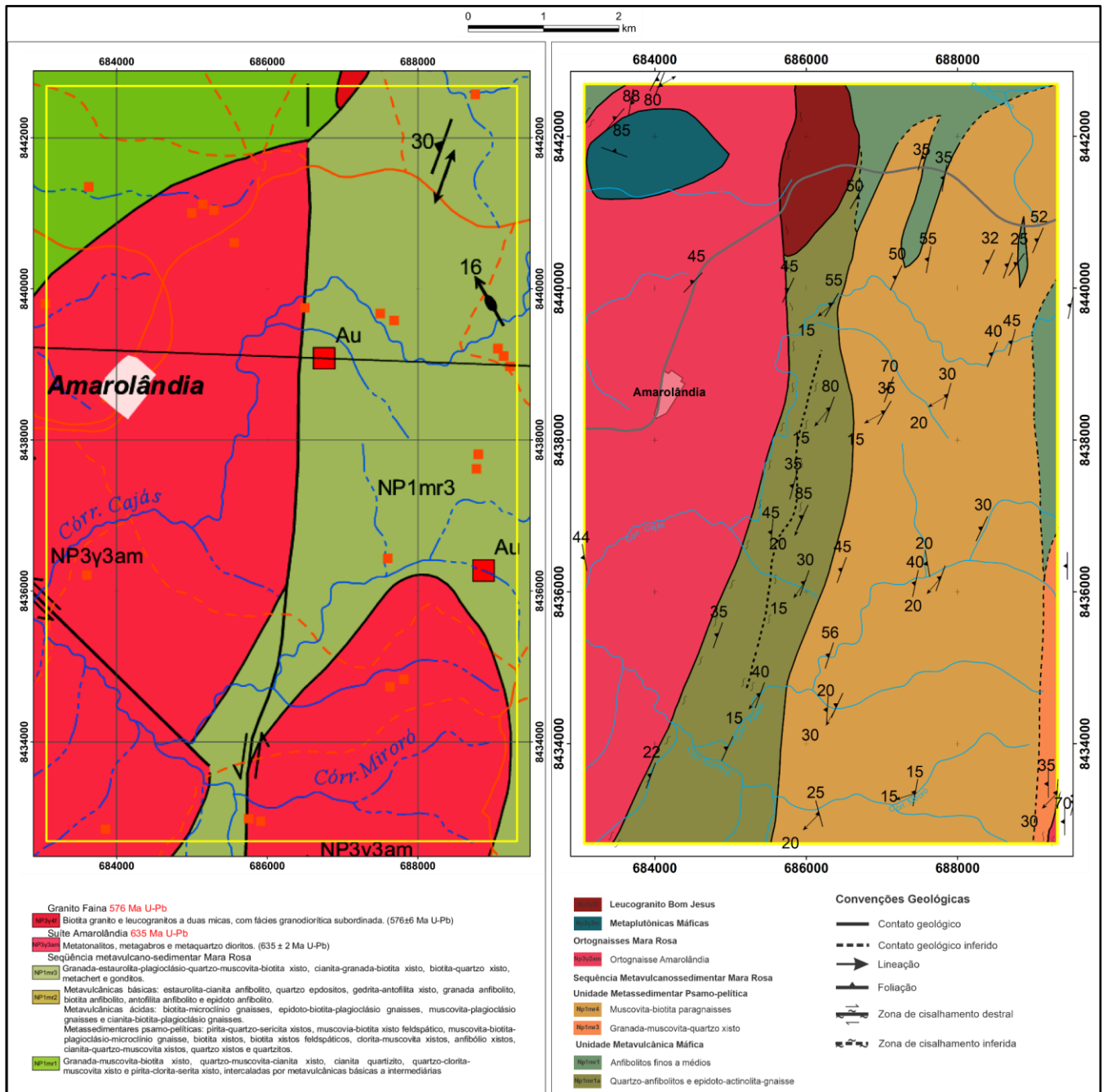


Figura 9.1: Comparação entre a porção correspondente à Área IX entre o que foi cartografado na Folha Campinorte (à esquerda) e no Projeto Mara Rosa (à direita).

Em relação à Folha Campinorte, mapeada na escala 1:100.000 (figura), o mapa geológico do Projeto Mara Rosa propõe maior detalhamento, tendo em vista a escala utilizada. Nesse contexto, observa-se que os limites do Ortognaisse Amarolândia foram atualizados de forma que as dimensões aumentaram com um detalhe para maior extensão para norte e o pequeno corpo a sudeste da área ficou

restrito a uma pequena intrusão. Os seus contatos foram suavizados e foram definidas zonas de cisalhamento em suas bordas. Outro avanço bem importante foi a individualização das sequências metassedimentares e sequências metavulcânicas máficas com detalhe para a individualização de uma unidade intermediária à félsica que anteriormente pertenciam a uma só unidade. Por fim, houve a adição de duas intrusões tardi a pós-tectônicas, uma denominada de Leucogranito Bom Jesus e uma metaplutônica máfica.

No que diz respeito à Área IX, pode-se afirmar que obteve-se êxito em pormenorizar as unidades, principalmente em relação às intrusões félsica, como a ocorrência do Leucogranito Bom Jesus, e máfica, como os metagabros intrudidos no Ortognaisse Amarolândia. Faz-se necessário apontar, também, a influência que a intrusão do Amarolândia causou nas rochas encaixantes. Como foi observado, os epidoto-quartzo anfíbolitos e epidoto-actinolita gnaisse apresentam um crescimento anormal dos cristais de actinolita, além de apresentarem disposição não ordenada desses cristais. Subentende-se, com o que foi discutido, que esses dois fatores somados a ocorrência restrita à borda do Ortognaisse Amarolândia aponta para que essas texturas observadas no anfíbólio se deram estritamente por influência térmica. Uma vez que a porção quartzo-feldspática das rochas da unidade metavulcânica não se apresentam como granulação mais homogênea com o mineral máfico em questão.

Ainda incluso na unidade dos Quartzo-anfíbolitos e epidoto-actinolita gnaisse, há uma zona de cisalhamento de alto ângulo que produz uma litologia distinta às rochas da unidade. Granulação anômala de cristais de granada incorporadas em veios de quartzo granular são indicativos de um fluxo hidrotermal permeado nessa zona. Apesar de não ter sido identificado algum vetor de mineralização (ex. sulfetação), este setor torna-se passível de um estudo mais detalhado com o intuito de identificar na sua extensão possíveis ocorrências relacionadas com potencial econômico.

Tendo em vista o caráter da região possuir depósitos associados, outro fator relevante notado na Área IX é a ocorrência de malaquita associada à biotitização. Tal ocorrência, conforme descrita nas considerações metalogenéticas do Capítulo 7, é de certa relevância, seja como um vetor prospectivo, seja como insumo para melhor entendimento da arquitetura de depósito do tipo Cu-Au pórfiro (ex. Chapada).

Em síntese, o trabalho realizado neste projeto adensa a base de dados para uma melhor interpretação do contexto geológico do Arco Magmático Mara Rosa. As contribuições aqui destacadas reafirmam o complexo contexto genético do Arco Magmático de Goiás, bem como explicitam as alterações, e seus reflexos, causadas pelas mineralizações situadas na região.

BIBLIOGRAFIA

- 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. de. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7(4):349-364.
- ALMEIDA F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Reviews*, 17(1): 1-29.
- Biondi, J. C. (2003). Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros. Oficina de Textos.
- BRAUN, Oscar P.G. Contribuição à Geomorfologia do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro. v. 32, n. 3, p. 3-40. 1970.
- Bucher, K., & Grapes, R. 2011. Metamorphic Grade. In *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* (pp. 119-187). Springer Berlin Heidelberg.
- CABY, Renaud. and implications for plate tectonics in the trans-Saharan segment of the Pan-African belt. *Eur. J. Mineral*, v. 6, p. 235-244, 1994.
- CAMPOS NETO, M. C. 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana. An approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A. & CAMPOS, D. A. (eds) *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 335–365.
- CARDOSO, Murilo Raphael Dia; BARROS, Juliana Ramalho; MARCUZZO, Francisco Fernando Noronha Classificação climática de Köppen-Geiger para o estado de Goiás e o Distrito Federal.
- CÉZAR, Lauro, et al. "Análise Tectônica de Terrenos: Metodologia, Aplicação Em Cinturões Orogênicos E Exemplo Das Províncias Tocantins E Borborema, Brasil." *Geonomos*, vol. 22, no. 2, 2014, pp. 51–63.

CHIARINI, Marcus Flávio Nogueira. Contribuição da aerogeofísica na caracterização de suturas e de sistemas transcorrentes: o exemplo de Porangatu, Brasil Central. 2007. 134 f. Dissertação (Mestrado em Geologia)-Universidade de Brasília, Brasília, 2007.

Ciminelli, R. R. (2005). 2. Desempenho Funcional dos Minerais. Rochas & Minerais Industriais, 31.

CORDANI, U. G., Pimentel, M. M., de Araújo, C. E. G., & 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, PEDRO FILIPE DE OLIVEIRA; OLIVEIRA, CLAUDINEI GOUVEIA DE. The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2–2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. Precambrian Research, v. 298, p. 403-420, 2017.

CORDEIRO, P. F. DE OLIVEIRA, OLIVEIRA, C. G. DE, DELLA GIUSTINA, M. E. S., DANTAS, E. L., & DOS SANTOS, R. V. (2014). The Paleoproterozoic Campinorte arc: tectonic evolution of a Central Brazil pre-Columbia orogeny. Precambrian Research, 251, 49-61.

CUADROS JIMÉNEZ, Federico Alberto. Relações petrogenéticas entre a Suíte granítica Aurumina e sua encaixante, a Formação Ticunzal, no setor setentrional da zona externa da Faixa Brasília. 2017. vi, 101 f., il. Tese (Doutorado em Geologia)—Universidade de Brasília, Brasília, 2017.

DANTAS, E. L., Jost, H., Fuck, R. A., Brod, J. A., Pimentel, M. M. and Meneses, P. R., 2001. Proveniência e idade deposicional de sequências vulcano-sedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocristal de zircão. Revista Brasileira de Geociências 31(3): p. 329-33.

DANTAS, Elton Luiz et al. Geologia da folha Porangatu SD. 22-XDI. 2007.

DARDENNE, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos. 2000. Tectonic evolution of South America. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, SBG. p. 231-263.

- Das, Maria, et al. O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: Geoquímica E Geocronologia E Suas Implicações Regionais. 1984.
- D'EL-REY Silva L.J.H, Oliveira I.L., Pohren, C.B., Tamizaki, M.L.N., Carneiro, R.C., Fernandes G.L.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 South Am. Earth Sciences* 32: 1-13.
- DENDITH, M; MUDGE, Stephen T. *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist* Cambridge University press. 2014
- FERREIRA F. J. F., Weihermann J. D., Barão L. M., Fedalto G., Castro L. G., Stevanato R. 2016. Gamaespectrometria Aérea e sua Aplicação na Cartografia Geológica. In: Nadalin R. J. (eds.) *Tópicos Especiais em Cartografia Geológica*. 2ª ed, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 303-335 p.
- FILGUEIRAS, B.C., et al. "Further evidence of Rhyacian arc magmatism in the basement of the Brasília Belt, western São Francisco pericraton". *Journal of South American Earth Sciences* 103 (2020) 102739. 0895-9811/© 2020 Elsevier Ltd. All rights reserved. 2020.
- FRASCA, Antonio Augusto Soares. *Amalgamas do W-Gondwana na província Tocantins*. 2015. Tese de Doutorado.
- Fuck R. A. Dantas, E.L.; Pimentel, M.M.; Junges, S.L.; Moraes, R., 2002. Nd Isotopes, U-Pb Single Grain and SHRIMP Zircon Ages From Basement Rocks of the Tocantins Province. In: SSAGI, 4, Pucón, Chile, CD.81.
- FUCK R. A., Pimentel M. M., Soares J. E. P., Dantas E. L. 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. Em: IX Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 9, Anais..., SBG p.26-27.
- FUCK, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Laux, J.H., Junges, S.L., Oliveira, C.G., Sordi, A.D., Chiarini, M.F.N., 2006. The Santa Terezinha sequence, Goiás magmatic arc, central

Brazil: constraints from U-Pb and Sm-Nd data. Short Papers and V South American Symposium on Isotope Geology, Punta del Este.

GIUSTINA, M. E., DELLA, OLIVEIRA, C. G., PIMENTEL, M. M., DE MELO, L. V., 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. De 1970. Geocronologia do Centro Oeste Brasileiro, Rev. Bras. Geociências 19 (1): 6-26.

IANHEZ A.C., Pitthan J.H.L., Simões M.A., Deuarco J.D., Trindade C.A H., Luz D.S., Fernandes C.A.C., Tassiari C.C.G., Souza Jr J.J., Freire F.A., Oliveira F.G., Silva R.H., Bronow C.N., Moreira H.L., 1983. In: Projeto Radam - Brasil - Folha SE – 22; Geologia. Goiânia. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais, 31: 23-348.

James, M. J. (2022). O depósito de Au-Ag-barita Zacarias, Orógeno Brasília, Brasil Central: mineralização vulcanogênica Toniana associada ao Arco Magmático Goiás.

JOSÉ DE OLIVEIRA, I. CHAPADÕES DESCERRADOS: RELAÇÕES ENTRE VEGETAÇÃO, RELEVO E USO DAS TERRAS EM GOIÁS - DOI 10.5216/bgg.v34i2.31734. Boletim Goiano de Geografia, Goiânia, v. 34, n. 2, p.

JUNGES, Sérgio Luis; PIMENTEL, Márcio Martins; DE MORAES, Renato. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. Precambrian Research, v. 117, n. 1-2, p. 101-118, 2002.

KRÖNER, Alfred; CORDANI, Umberto. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. Tectonophysics, v. 375, n. 1-4, p. 325-352, 2003.

KUYUMIJAN, R.M., 1989. The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from the Chapada sequence, central Brazil. Unpublished PhD thesis, University of London, 289 pp.

LAUX, Jorge Henrique et al. Two Neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, n. 2, p. 183-198, 2005.

Li X (2006) Understanding 3D analytic signal amplitude *Geophysics* 71(2), L13–L16.

Luz, A. B. D., & Lins, F. A. F. (2008). Rochas & minerais industriais: usos e especificações.

MARQUES, G.C., 2009. Geologia dos Grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul de Tocantins. MSc Thesis. IG-UnB, p. 116

Martins-Ferreira, M.A.C., et al. "Proterozoic Intracontinental Basin Succession in the Western Margin of the São Francisco Craton: Constraints from Detrital Zircon Geochronology." *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 81, Jan. 2018, pp. 165–176

MATTEINI, M. et al. In situ zircon U–Pb and Lu–Hf isotope systematic on magmatic rocks: insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Brasília belt, Central Brazil. *Gondwana Research*, v. 17, n. 1, p. 1-12, 2010.

MONTEIRO, C.F., Marques, G.C.; Silva, A.M., Oliveira, C.G; Dantas, E.L. Análise e Interpretação de Dados Aerogeofísicos Aplicados ao Mapeamento Geológico no Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás, Brasil Central. Décimo Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. 2007. p.1028-1033

NABIGHIAN, M. N., V. J. S. Grauch, R. O. Hansen, T. R. LaFehr, Y. Li, J. W. Peirce, J. D. Phillips, and M. E. Ruder, 2005, The historical development of the magnetic method in exploration: *Geophysics*, 70, 6: 33ND–61ND.

OLIVEIRA, C. G., De Queiroz, C. L., & Pimentel, M. M. (2000). The Arenópolis-Mara Rosa gold-copper belt, neoproterozoic goiás magmatic arc. *Revista Brasileira Geociências*, 30, 219-221.

OLIVEIRA, C. G. et al. (2007) Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB) - Carta

Geológica-Escala 1:100.000 Relatório Final da Folha SD.22-Z-B-I - Campinorte.
Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil

OLIVEIRA, F. B. (2009). Características epigenéticas do depósito de Cu-Au Chapada, arco magmático de Goiás.

OLIVEIRA, C.G de, et al. "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*, vol. 72, Jan. 2016, pp. 1–21

PALERMO, N., Porto, C.G., Costa Jr., C.N. 2000. The Mara Rosa gold district, central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 256 – 260.

PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., JOST, H., FERREIRA FILHO, C.F., ARAÚJO, S.M., 2000. The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), 31st International Geological Congress of the Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, pp. 195–229.

PIMENTEL, Márcio M. et al. The Mara Rosa arc in the Tocantins province: Further evidence for neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, v. 81, n. 3-4, p. 299-310, 1997.

PIMENTEL, Márcio Martins; FUCK, Reinhardt Adolfo. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, v. 20, n. 4, p. 375-379, 1992.

PIMENTEL, M. M., JOST, H. & FUCK, R. A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: MANTESSO NETO, V BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. D. R. & BRITO-NEVES, B. B. (eds) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, 355–368.

POLL, N.J., 1994. The geology of the Zacarias gold – silver – barite deposit, Goiás State, Brazil. Unpublished MSc thesis, Colorado School of Mines, USA, 124 p

RICHARDSON, S.V., Kesler, S.E., Essene, E.J., Lois, M.J., 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu – Au deposit, Goiás, Brazil: a metamorphosed wall rock porphyry copper deposit. *Economic Geology* 81, 1884 – 1898.

REEVES, C. (ed) 2005. *Aeromagnetic Surveys Principles, Practice & Interpretation*. Geosoft., 155p.

Robb, L. (2005). *Introduction to ore forming processes*. Blackwell, 373 p.

SCHOBENHAUS, C. et al., *A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana*. In: BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M. & GONÇALVES, J. H. (Editores.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM-SGB - Brasília, 2003, 674p; p. 449- 499. 2003.

SCHOBENHAUS

, C. (coord.) 1975. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folha 452 Goiás (SD 22) (texto explicativo)*. DNPM, Brasília 114p.

SIBSON, R.H., ROBERT, F. and POULSON, K.H., 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16: 551-555.

SOUZA, J. O.; LEÃO NETO, R. *Projeto estudo dos garimpos brasileiros: mapeamento geológico da área do garimpo de esmeralda de Santa Terezinha de Goiás, GO. Relatório Preliminar, DNPM/CPRM, Goiânia, 1984.*

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.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: V. Mantesso-Neto A. Bartorelli C.D.R. Carneiro B.B. Brito Neves (eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p.575-593.

VALERIANO C.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. In: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit (eds) West Gondwana: pre Cenozoic correlations Across the South Atlantic region. Geological Society, London, Special Publication, 294:197-210.

VIANA, M.G., Pimentel, M.M., Whitehouse, M.J., Fuck, R.A., Machado, N., 1995. O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: geoquímica e geocronológica e suas implicações regionais. Revista Brasileira de Geociências 25 (2), 111–123.

ANEXOS

Anexo I - Fichas Petrográficas

Anexo II - Mapa Geológico do Projeto Mara Rosa

Anexo III - Mapa Geológico da Área IX do Projeto Mara Rosa

Anexo IV - Tabela de Descrições

Anexo V - Mapa Base da Área IX

Anexo VI - Mapa de pontos da Área IX