

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII



Universidade de Brasília

GEOLOGIA - GRADUAÇÃO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Anna Carolina de Brito Miranda

Fabiana Rodrigues Mendes

Luiza dos Santos Ferreira

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL

Projeto Mara Rosa - GO

Área VIII

Brasília - DF

2023

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL

Projeto Mara Rosa - GO
Área VIII

Relatório final apresentado ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como parte das exigências para a obtenção do título de Geólogo (a).

Orientadores

Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira (coordenador)

Prof^a. Dra. Maria Emília Schutesky (vice-coordenadora)

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

Prof. Dr. Guilherme de Oliveira Gonçalves

Prof. Dr. Luis Gustavo Ferreira Viegas

Prof^a. Dra. Natalia Hauser

Prof^a. Dra. Roberta Mary Vidotti

Prof. Dr. Valmir Silva Souza

Banca Examinadora

Me. Lucas Santos Batista Teles

Prof^a. Dra. Maria Emilia Schutesky

Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII



**Se eu ousar catar
Na superfície de qualquer manhã
As palavras de um livro sem final
(O Rappa)**

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais, Carlos e Maria, por todo o amor, esforço e dedicação ao longo dos meus 24 anos. Obrigada por sempre terem confiado e apoiado minhas escolhas e por serem meu porto seguro. Eu amo vocês.

Ao meu trio de TF, Fabi e Luiza, percebo agora que a gratidão que sinto por vocês não é cabível em palavras. Seis anos de muita ralação, aprendizado e crescimento, sempre juntas, de GG ao TF. Sem vocês minha jornada teria sido mais árdua e sem tantas risadas. Tenho muito orgulho da nossa evolução como mulheres e como geólogas. Em 2017 as conheci meninas, hoje conheço mulheres admiráveis. Obrigada pelo apoio, empatia, paciência, palavras doces, palavras duras e conselhos. Enfim, obrigada por tudo amigas.

Aos meus queridos amigos de TF, que me acompanharam nessa jornada desafiadora e que tornaram esse momento mais leve e saudável. Obrigada pelos aprendizados, conversas, distrações e óbvio, pelas risadas mais sinceras e intermináveis.

Por fim, agradeço à Universidade de Brasília e aos meus queridos mestres, que tive o grande prazer e privilégio em tê-los como professores ao longo de minha jornada geológica. Foi uma honra ter sido aluna de vocês e ter aprendido com os melhores. Agradeço em especial ao coordenador do TF Mara Rosa, Claudinei Gouveia, por toda a dedicação, preocupação e carinho pelos Mara Rosenses. Obrigada por ter nos mostrado o verdadeiro significado do TF.

Anna Carolina de Brito Miranda

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

Agradeço primeiramente a Luzia, que foi mãe e pai, que é amiga e quem eu posso contar 100% do meu tempo. Que se esforçou sempre para me guiar até onde estou e que sempre será o motivo da minha ambição, agradeço por ter sido carinhosa, gentil e rigorosa quando foi necessário, é graças a ela que finalizo mais esta etapa da vida. Ao meu pai eu agradeço pelos momentos de alegria e carinho, pelas conversas e conselhos da vida, obrigada por ter sido o primeiro a me incentivar a seguir meus ideais e caminho próprio.

Às minhas parceiras de graduação e trio do trabalho que segue, Carol e Luiza, agradeço pelo companheirismo e por termos conseguido finalizar este trabalho, sem vocês não haveria Área VIII e a minha graduação não seria a mesma. É lindo que tenhamos começado o curso juntas, desde a primeira matéria, e agora, após sofrimentos e alegrias que só a Geologia consegue proporcionar, finalizamos nosso trabalho de conclusão de curso. Nossa evolução tem sido conjunta e nosso aprendizado é mútuo. Me orgulho das geólogas e mulheres que se formaram, obrigada por tanto.

Aos professores envolvidos no projeto Mara Rosa, agradeço por ter nos guiado da melhor forma para a conclusão do trabalho. Principalmente ao nosso coordenador e orientadora Prof. Claudinei e Maria Emília, por terem sido enfáticos e presentes em todas as fases de construção do projeto. Obrigada pelas conversas e críticas sinceras. Agradeço à equipe de apoio do instituto, principalmente aos motoristas que nos ajudaram nos dias de campo, em especial meu tio Mendes.

Aos grandes mestres do Instituto de Geociências da UnB e a todos que o apoiam, meus agradecimentos, especialmente a todos que passaram e corroboram para a minha formação como geóloga. Meus amigos e colegas de graduação, eu os admiro por serem resilientes e enfrentarem nosso mundo geológico, agradeço pela parceria, risadas e discussões infindas.

Por fim, ao meu companheiro de vida, Yuri Rafael, eu agradeço infinitamente. Ele que também me acompanha desde o início da graduação e que tem estado comigo por todos os momentos bons e ruins desde então. Obrigada por me apoiar sempre, pelos desabafos, carinho, momentos de alegria e as fofocas que só posso confidenciar a você.

Fabiana Rodrigues Mendes

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

Agradeço e dedico este trabalho, primeiramente, à minha mãe, Maria Consuelo, mulher exemplar, ser de luz, dona de um coração gigante e minha maior inspiração. Ela que nunca mediu esforços para me proporcionar uma trajetória calçada em estudo, bondade, respeito mútuo e confiança, me apoiando e me dando liberdade a escolha. Obrigada pela confiança e por acreditar em mim, eu sou o que sou, graças a você.

Em memória ao meu pai, Hélio Ferreira, meu anjo da guarda e meu guia. Sei e sinto que me acompanha e me guarda, iluminando meus passos e me dando sabedoria mesmo que de longe. Eu te amo e sou grata ao universo por ter me dado a oportunidade de ser sua filha.

Às minhas queridas irmãs, Cátia e Kariny, que me ensinam diariamente a amar e valorizar as coisas simples da vida. Eu tenho muito orgulho de vocês e como caçula, só tenho a agradecer. Nossa casa é constituída por mulheres fortes e dignas e isso me dá forças para acordar todos os dias e enfrentar o mundo em pé e de queixo erguido.

Aos meus amigos irmãos, Max Blendon e Laura, pelas trocas sinceras e incontáveis momentos de alegria. Levo vocês comigo para todo o sempre.

À minha dupla dinâmica, Carol e Fabi, sem vocês nada disso seria possível. Seis anos de muito aprendizado, crescimento, palavras duras e abraços doces. Nossa trajetória foi linda e tê-las ao meu lado em todas as etapas da graduação me fez gigante. A Geologia existiu e tornou-se possível porque eu sempre tive vocês comigo. Obrigada por serem fortaleza, calma e companheirismo em meio ao caos. Orgulho de quem somos e de quem seremos. Vocês são minhas geólogas favoritas.

Aos meus excelentíssimos professores e minha queridíssima Universidade de Brasília, por me tornarem a profissional que sempre almejei. Sou fruto do ensino público da capital do Brasil e sou grata à isso.

Por fim, um agradecimento especial ao nosso digníssimo orientador, Claudinei Oliveira, o qual carinhosamente apelidamos de Claudin, pelo esforço e dedicação em tornar o trabalho de conclusão de curso real. Obrigada por dedicar tanta confiança e responsabilidade à Área VIII, foi desafiador e prazeroso sustentar o título de “Meninas Super Poderosas”.

Luiza dos Santos Ferreira

RESUMO

O Projeto Mara Rosa (PMR) representa o trabalho final de graduação em Geologia da Universidade de Brasília em 2022. Envolveu a cartografia geológica na escala 1:25.000, realizada no noroeste do Estado de Goiás, região que abrange os Municípios de Alto Horizonte e Mara Rosa. A área do projeto foi dividida em 11 áreas com aproximadamente 60 km², com exceção da Área VIII com 80 km², foco deste relatório. A área integrada é composta pelas unidades litoestratigráficas Arco Magmático Campinorte (Paleoproterozoico), Arco Magmático Goiás (Neoproterozoico) e Grupo Serra da Mesa (Neoproterozoico). O Arco Magmático Goiás (AMG) é representado pelo Segmento Mara Rosa e recobre a maior parte do Projeto, sendo representado pela Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa (SMR) e Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha (SST). A SMR ocorre compartimentada nas subunidades Metavulcanossedimentar e Hidrotermal, englobadas por um conjunto volumoso de Ortognaisses indiferenciados (dioríticos a tonalíticos) e o Ortognaisse Quartzo Diorítico Amarolândia, que além de intrusivas são tardi a pós tectônicas (Leucogranitos Bom Jesus). Já a SST é representada pela subunidade Metassedimentar Psamo-Pelítica, bem como rochas intrusivas tardi a pós-tectônicas como o Plúton Faina. A Área VIII contempla a Sequência Metavulcanossedimentar da Sequência Mara Rosa, Ortognaisses Mara Rosa, Unidade Hidrotermal e Leucogranitos Bom Jesus. Em relação ao arcabouço estrutural e potencial metalogenético, o PMR é marcado por sistemas de transcorrências e extensas zonas de cisalhamento, estruturas tectônicas que representam considerável significado por apresentarem relação direta com percolação de fluidos hidrotermais. A Área VIII encontra-se nas adjacências desses corredores deformacionais que evidenciam extensos domínios de rochas calcissilicáticas, resultado de alteração hidrotermal recorrente na região. Além disso, a região é marcada por um sistema magmático-hidrotermal extenso com dois tipos distintos de mineralização, representados pelos depósitos de Cu-Au Saúva e Formiga, localizados na SMR. Dessa forma, por meio da cartografia em escala de detalhe realizada no presente projeto, foi possível refinar a caracterização estrutural, evolutiva, petrográfica e a distribuição das unidades, além de reafirmar a potencialidade da região inserida no contexto do distrito aurocuprífero Chapada-Mara Rosa.

Palavras-chave: Faixa Brasília, Arco Magmático Goiás, Sequência Mara Rosa, Sistema Magmático-Hidrotermal, Depósito Saúva, Depósito Formiga.

ABSTRACT

The Mara Rosa Project represents the final work of a geology graduation at the University of Brasília in 2022. It involved the scale 1:25,000 geological mapping, carried out in the northwest of the State of Goiás, a region that includes the municipalities of Alto Horizonte and Mara Rosa. The project area was divided into 11 areas with approximately 60 km², except for Area VIII with 80 in km², the focus of this report. The integrated area is composed of the lithostratigraphic units Campinorte Magmatic Arc (Paleoproterozoic), Goiás Magmatic Arc (Neoproterozoic) and Serra da Mesa Group (Neoproterozoic). The Goiás Magmatic Arc (GMA) is represented by the Mara Rosa Segment and covers most of the project, being represented by the Mara Rosa Metavolcanosedimentary Sequence (MRS) and Santa Terezinha Metavolcanosedimentary Sequence (STS). The MRS occurs compartmentalized in the Metavolcanosedimentary and Hydrothermal subunits, encompassed by a massive set of undifferentiated orthogneisses (diorite to tonalite) and the Quartz-diorite orthogneiss Amarolândia, that are late to post tectonic intrusives (Bom Jesus leucogranites). The STS is represented by the psamo-pelitic metasedimentary subunit, as well as late to post-tectonic intrusive rocks such as the Faina Pluton. Area VIII includes the Metavolcanosedimentary Mara Rosa Sequence, Mara Rosa orthogneisses, Hydrothermal Unit and Bom Jesus Leucogranites. In relation to the structural framework and metallogenic potential, the MRP is marked by transcurrent systems and extensive shear zones, tectonic structures of considerable significance owing to their relationship to percolation of hydrothermal fluids. Area VIII is located in the vicinity of these deformational corridors that show extensive domains of calcisilicate rocks, the result of recurrent hydrothermal alteration in the region. In addition, the region is marked by an extensive magmatic-hydrothermal system with two distinct types of mineralization, represented by the Saúva and Formiga deposits, located in the MRS. Thus, through the detailed scale mapping carried out in this project, it was possible to refine the structural, evolutionary, petrographic characterization and the distribution of the units, besides reaffirming the potentiality of the region inserted in the context of the Chapada-Mara Rosa auro-cupriferous district.

Keywords: Brasília Belt, Goiás Magmatic Arc, Mara Rosa Sequence, Magmatic-Hydrothermal System, Saúva Deposit, Formiga Deposit.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização e principais vias de acesso do Projeto Mara Rosa;

Figura 1.2: Mapa de pontos da Área VIII;

Figura 1.3: Dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), obtidos entre os anos de 1981 a 2010 para a estação Goianésia (GO). **A:** Gráfico Comparativo Precipitação Acumulada (mm); **B:** Gráfico Comparativo Temperatura Média (°C); **C:** Gráfico Comparativo Umidade Relativa (%). Fonte: INMET;

Figura 1.4: Gráfico de Temperatura (°C) ao longo do mês de setembro (2022) na região de Mara Rosa - Goiás. Fonte: AccuWeather;

Figura 1.5: Mapa de Vegetação do Projeto Mara Rosa. Fonte: IBGE/DGC. Mapa de Vegetação da Folha SD.22 - Goiás;

Figura 1.6: Mapa Pedológico do Projeto Mara Rosa. Fonte: SIC - Superintendência de Geologia e mineração. Sistema de Informações Geográficas do Estado de Goiás;

Figura 1.7: Mapa Geomorfológico do PMR. Fonte: SIC - Superintendência de Geologia e mineração. Sistema de Informações Geográficas do Estado de Goiás;

Figura 1.8: Modelo de perfil de solo adaptado de Porto, C.G. 1994, associando o processo de lateralização com a profundidade da rocha parental e indicando a ocorrência da linha de pedra na região;

Figura 1.9: Mapa Hidrográfico do Projeto Mara Rosa. Fonte: SIC - Superintendência de Geologia e mineração. Sistema de Informações Geográficas do Estado de Goiás;

Figura 2.1: **A:** Domínios cratônicos e sistemas orogênicos do Brasil, em T - Província Tocantins, BOR - Província Borborema, M - Província Mantiqueira, A - Faixa Araguaia, P - Faixa Paraguai, B - Faixa Brasília; **B:** Esquematização de cinturões no contexto da Província Tocantins (Adaptado de Fuck *et al.*, 2014 e 2017);

Figura 2.2: Unidades tectônicas da Faixa Brasília. **Zona antepaís:** (1) Terrenos granito-greenstone e gnaisse-migmatítico Arqueanos/Paleoproterozoicos; (2) Coberturas metassedimentares autóctones/parautóctone; **Zona externa:** (3) e (4) Terrenos granitogreenstone; (5) Rife Paleoproterozoico (Grupo Araí); (6) Sistema de empurrões Ilicínea-Piumhi. Sucessões de Margem passiva: (7) Grupo Paranoá; (8) Quartzitos e filitos dos Grupos Canastra e Andrelândia; (9) Grupo Vazante; (10) Grupo Ibiá; **Zona interna:** (11) Grupos Araxá e Andrelândia; (12) Empurrões Granulíticos; **Maciço de Goiás:** (13) e (14) Complexos gnáissicos e greenstones Arqueanos/Paleoproterozoicos; (15) Sequências vulcanossedimentares Mesoproterozoicas (Juscelândia, Indaianópolis, Palmeirópolis); (16)

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

Complexos máfico-ultramáficos; **Arco Magmático de Goiás:** (17) Sequências supracrustais; (18) Ortognaisses e granitóides; (19) Faixas Paraguai (PA), Araguaia (AR) e Ribeira (RB) ; (20) Cobertura Fanerozóica. (Modificado de Valeriano *et al.*, 2004);

Figura 2.3: Mapa geológico do arco magmático Mara Rosa mostrando as sequências metavulcano-metassedimentares Mara Rosa (915–800 Ma) e Santa Terezinha (660–630 Ma) e os depósitos de cobre e/ou ouro (Modificado de Oliveira *et al.* 2016);

Figura 2.4: Mapa geológico do Projeto Mara Rosa gerado a partir de dados fornecidos pela CPRM - Folha Campinorte SD.22-Z-B-I.

Figura 3.1: Imagens do satélite CBERS-04A com diferentes composições de bandas. **A:** Composição com vermelho na banda 3, verde na banda 2 e azul na banda 1; **B:** Composição 341;

Figura 3.2: Modelo Digital de Elevação (MDE) criado a partir dos dados do SRTM. **A:** Recobrimento da área referente ao Projeto Mara Rosa com sombreamento simulando incidência da luz solar vinda da direção de azimute 90°; **B:** Recobrimento da Área VIII com sombreamento na direção de azimute 90°; **C:** Sombreamento na direção de azimute;

Figura 3.3: Mapa base de campo;

Figura 3.4: Mapa do modelo Hipsométrico da área do Projeto Mara Rosa, com coloração baseada na altitude do relevo. Modelo gerado a partir do modelo de elevação digital (MDE) ALOS PALSAR;

Figura 3.5: Mapa do modelo de declividade da área do Projeto Mara Rosa com coloração baseada na classificação definida pelo INCRA. Modelo gerado a partir do modelo de elevação digital (MDE) ALOS PALSAR. Imagem com domínios marcados de 1 a 6 definidos na Tabela 3.6;

Figura 3.6: Modelo Digital de Elevação (MDE) criado a partir dos dados do SRTM. Recobrimento da área referente ao Projeto Mara Rosa com sombreamento simulando incidência da luz solar vinda da direção de azimute 90°, destaque para os lineamentos morfoestruturais de relevo em vermelho e de drenagens em verde;

Figura 3.7: Diagramas de rosetas. **A:** Roseta demonstra a frequência e as direções dos lineamentos de relevo, com base nas cristas; **B:** Roseta demonstra a frequência e as direções dos lineamentos de drenagem;

Figura 3.8: Influência dos processos geomorfológicos na emissão de radiação gama (Modificado de Wilford *et al.*, 1997);

Figura 3.9: Localização do Projeto Aerogeofísico do Estado de Goiás 1º Etapa: Arco Magmático de Mara Rosa e Projeto Mara Rosa (Extraído de LASA 2004);

Figura 3.10: Fluxograma relativo às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aeromagnetométricos, sendo: AM = Anomalia Magnética; Dx = Primeira Derivada Horizontal da AM no eixo X; Dy = Primeira Derivada Horizontal da AM no eixo Y; Dz = Primeira Derivada Vertical da AM; SA3D = Amplitude do Sinal Analítico da Anomalia Magnética e GHT = Gradiente Horizontal Total;

Figura 3.11: Anomalia Magnética e seus derivados. **A:** Anomalia Magnética; **B:** Primeira Derivada Vertical; **C:** Gradiente Horizontal Total; **D:** Sinal Analítico 3D;

Figura 3.12: Fluxograma referente às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aerogamaespectrométricos. Porcentagem de Potássio (K%); Equivalente em Tório (eTh - ppm); Equivalente em Urânio (eU - ppm); Composição ternária RGB (K, eTh, eU); Composição ternária CMY (K, eTh, eU) e Contagem Total ($\mu\text{R/h}$);

Figura 3.13: **A:** Mapas de Contagem Total; **B:** Porcentagem de K; **C:** Equivalente em Tório; **D:** Equivalente em Urânio;

Figura 3.14: Mapas ternários. **A:** RGB e em **B:** CMY;

Figura 3.15: Mapa de lineamentos magnéticos (**A**) e Mapa de domínios magnéticos (**B**) para a Projeto Mara Rosa;

Figura 3.16: Mapa de lineamentos magnéticos da Área VIII;

Figura 3.17: Mapa de domínios magnéticos da Área VIII;

Figura 3.18: Mapa ternário RGB (**A**) e mapa de domínios gamaespectrométricos (**B**) para o Projeto Mara Rosa;

Figura 3.19: Domínios gamaespectrométricos para a para a Área VIII, individualizados segundo mapa ternário;

Figura 4.1: Mapa Geológico Integrado do Projeto Mara Rosa;

Figura 5.1: Mapa geológico da Área VIII;

Figura 5.2: Paisagens encontradas ao longo da Área VIII. **A:** Relevo planificado com área de pastagem; **B:** Área de pastagem com lateritização associada; **C:** Paisagem associada a Plintossolo Pétrico concrecionário;

Figura 5.3: Localização da Unidade Metavulcanossedimentar Mara Rosa na Área VIII e as principais imagens usadas para complementar a confecção do mapa. **A:** Unidade destaca no mapa geológico; **B:** Composição colorida RGB; **C:** MDE;

Figura 5.4: Amostras mesoscópicas representativas dos distintos anfíbolitos que ocorrem na Área VIII. **A:** Amostra referente ao ponto TF22-VIII-003 com diopsídio anfíbolito apresentando foliação incipiente; **B:** Amostra referente ao ponto TF22-VIII-109 com granada quartzo anfíbolito apresentando foliação incipiente; **C:** Amostra referente ao ponto TF22-VIII-141 com anfíbolito apresentando bandamento milimétrico; **D:** Amostra referente ao ponto TF22-VIII-76 com metahornblendito fino apresentando forte foliação evidenciada pela orientação dos cristais de hornblenda;

Figura 5.5: Tipos de alterações com diferentes intensidades em anfíbolitos representados por amostras mesoscópicas identificadas em campo. **A:** Anfíbolito com bandamento milimétrico e alteração incipiente (verde amarelada esbranquiçada) concordante com o plano de foliação; **B:** Rocha com alteração completa recristalizada em assembléia calcissilicática (ep+qz+hbl); **C:** Metahornblendito (coloração cinza escuro esverdeado) com alteração pervasiva (coloração verde amarelado), concordante com o plano de foliação alterando completamente alguns domínios da rocha; **D:** Epidosito como produto resultante de alteração completa, tendo aspecto granular e friável, não sendo possível distinção de protólito;

Figura 5.6: Aspectos gerais da ocorrência dos metahornblenditos na Área VIII. **A:** Blocos de hornblenditos encontrados exibindo padrão em prismas alongados; **B:** Amostra mesoscópica de hornblenda de granulação fina com foliação espaçada bem definida; **C:** Afloramento métrico de metahornblendito com foliação espaçada, coloração ocre e razoavelmente alterado; **D:** Amostra mesoscópica de metahornblendito grosso e foliação bem marcada pelos cristais prismáticos de hornblenda orientados;

Figura 5.7: Aspectos gerais dos anfíbolitos da Área VIII. **A:** Afloramento em escala métrica encontrado em ravina com foliação bem definida; **B:** Amostra mesoscópica com bandamento milimétrico bem definido; **C:** Observação em escala microscópica referente a amostra TF22-VIII-193 com arranjo textural granonematoblástico dispostos em domínio félsico e domínio máfico à N//; **D:** Paragênese Hbl+Pl alterando para paragênese secundária Act+Chl+Ep+Mg à N//;

Figura 5.8: Aspectos gerais dos diopsídio anfíbolitos da Área VIII. **A:** Afloramento em escala métrica; **B:** Amostra mesoscópica mesocrática apresentando alteração intempérica ocre; **C:** Observação em escala microscópica à N// referente ao ponto TF22-VIII-003 com arranjo textural granonematoblástico, onde o domínio nematoblástico é marcado pela orientação de Hbl+Dio e domínio granoblástico por Pl; **D:** Feições de instabilidade em cristal subédrico de diopsídio, representadas por arestas irregulares, microinclusões de qz, fraturamento e oxidação;

Figura 5.9: Diagrama triangular ACF (*aluminium-calcium-iron*) mostrando fases minerais em equilíbrio para algumas das rochas máficas encontradas na Área VIII para as condições de P-T de fácies anfíbolito. Pontos representam as fases minerais e linhas cinza equilíbrio entre fases. Abreviação mineral: dio = diopsídio; grt = granada; hbl = hornblenda; pl = plagioclásio;

Figura 5.10: Exemplares de rochas sedimentares químicas encontradas na Área VIII. **A:** Blocos de gondito encontrados em meio ao pasto; **B:** Gondito bandado com alternância entre bandas silicosas e manganesíferas de tamanho mm à cm; **C:** Gondito com estrutura maciça; **D:** Bloco de gondito fraturado; **E:** Magnetito com estrutura maciça; **F:** Metachert bandado;

Figura 5.11: Localização do Ortognaisse Mara Rosa e plúton Amarolândia na Área VIII e as principais imagens usadas para complementar a confecção do mapa. **A:** Unidade destaca no mapa geológico; **B:** Composição colorida RGB; **C:** MDE;

Figura 5.12: Aspectos gerais de biotita hornblenda gnaiss tonalítico referente ao ponto TF22-VIII-183. **A:** Afloramento em escala métrica disposto em açude mostrando padrão de bandamento; **B:** Amostra mesoscópica com bandamento milimétrico bem definido; **C:** Observação em escala microscópica do arranjo textural granonematolepidoblástico dispostos em domínio félsico e domínio máfico à N//; **D:** Paragênese em equilíbrio $Hbl+Bt+Pl$ à N//;

Figura 5.13: Aspectos gerais de hornblenda gnaiss tonalítico referente ao ponto TF22-VIII-262. **A:** Blocos dispostos em área de pastagem; **B:** Amostra mesoscópica com bandamento submilimétrico a milimétrico; **C:** Observação em escala microscópica do arranjo textural granonematoblástico dispostos em domínio félsico e domínio máfico à N//; **D:** Detalhe da composição mineralógica ressaltando paragênese em equilíbrio $Hbl+Pl$ à NX;

Figura 5.14: Aspectos gerais de granada gnaiss tonalítico referente ao ponto TF22-VIII-010. **A:** Afloramento em escala métrica disposto em área de pastagem evidenciando bandamento composicional; **B:** Amostra mesoscópica com bandamento milimétrico a centimétrico bem definido; **C:** Observação em escala microscópica do arranjo textural granolepidoblástico com porfiroblastos euédricos a subédricos de granada à N//; **D:** Observação em escala microscópica do arranjo textural granolepidoblástico com porfiroblastos euédricos a subédricos de granada à NX;

Figura 5.15: Aspectos gerais de biotita hornblenda gnaiss quartzo diorítico referente ao ponto TF22-VIII-009. **A:** Afloramento em escala métrica disposto em área de pastagem; **B:** Amostra macroscópica com de granulação média à grossa com foliação incipiente e textura porfirítica; **C:** Observação em escala microscópica do arranjo textural evidenciando domínios

composicionais distintos à N//; **D:** Observação em escala microscópica do arranjo textural evidenciando domínios composicionais distintos à NX;

Figura 5.16: Aspectos gerais de hornblenda biotita gnaiss quartzo diorítico referente ao ponto TF22-VIII-037. **A:** Afloramento em escala métrica disposto em área de pastagem; **B:** Amostra mesoscópica com bandamento milimétrico bem definido; **C:** Observação em escala microscópica do arranjo textural granolepidonemablástico dispostos em domínio máfico e félsico à N//; **D:** Observação em escala microscópica do arranjo textural granolepidonemablástico dispostos em domínio máfico e félsico à NX evidenciando paragênese em equilíbrio Bt+Hbl+Pl;

Figura 5.17: Diagrama de classificação de rochas plutônicas mostrando a composição tonalítica e diorítica relacionada ao protólito dos ortognaisses (Streckeisen, 1967);

Figura 5.18: Localização das rochas de associação hidrotermal da área VIII e as principais imagens usadas para complementar a confecção do mapa. **A:** Unidade destacada no mapa geológico, representado em azul a associação aluminosa e em verde limão aquelas com epidoto; **B:** Composição colorida RGB; **C:** MDE.

Figura 5.19: Localização das intrusivas tardi a pós tectônicas na Área VIII e as principais imagens usadas para complementar a confecção do mapa. **A:** Unidade destacada no mapa geológico; **B:** Composição colorida RGB; **C:** MDE.

Figura 5.20: Representação do Leucotonalito milonitizado referente ao ponto TF22-VIII-276. **A:** Afloramento em escala métrica disposto em área de pastagem; **B:** Amostra mesoscópica com foliação milonítica bem definida; **C:** Trama granoblástica da rocha, composta pelos minerais quartzo, plagioclásio, biotita, granada, muscovita e magnetita; **D:** Cristais de quartzo estirados e cristais com contatos suturados e granulares, típico do regime de recristalização, típicos dos regimes de recristalização subgrain rotation (350°C-550°C); **E:** Cristais de granada relacionadas a biotita, com sombra de pressão unilateral pouco preservada; **F:** Magnetita em hábito anédrico massivo com microinclusões de quartzo;

Figura 5.21: Representação do Leucotonalito milonitizado referente ao ponto TF22-VIII-200 (A e B) e aos Leucogranitóides referentes aos pontos TF22-VIII-167 e 149 (C e D, respectivamente). **A:** Afloramento em escala decamétrica disposto como leito do rio; **B:** Amostra mesoscópica com foliação milonítica bem definida; **C:** Leucotonalito com enclaves máficos; **D:** Leucogranito grosso isotrópico;

Figura 6.1: Mapa de Domínios Estruturais do Projeto Mara Rosa;

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;

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 < 30° para SW;

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 < 15° para NE;

Figura 6.5: Estereogramas associados ao Domínio Campinorte. **A:** Contornos de densidade 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;

Figura 6.6: Estereogramas com densidade de pólos de foliações para a Área VIII. **A:** Estereograma com densidade de pólos de foliações referente ao Domínio Mara Rosa NE-SW com mergulhos moderados para NW; **B:** Estereograma com densidade de pólos de foliações referente ao Domínio Mara Rosa N-S mergulhando para W; **C:** Estereograma com densidade de pólos de foliações referente ao Domínio Bom Jesus com mergulhos moderados a alto para NW;

Figura 6.7: Mapa de domínios estruturais da Área VIII, com seus respectivos estereogramas;

Figura 6.8: Estereogramas associados ao Domínio Mara Rosa da Área VIII. **A:** Contornos de densidade relativos aos polos das foliações, destacando a presença das duas direções preferenciais desse domínio, NE-SW e N-S; **B:** Representação das medidas de lineação destacando a presença das duas direções preferenciais desse domínio, WSW e NNE;

Figura 6.9: Estereogramas associados ao Domínio Bom Jesus da Área VIII. **A:** Contornos de densidade relativos aos polos das foliações, destacando a presença da direção preferencial desse

domínio, NE-SW; **B:** Representação das medidas de lineação destacando a presença das duas direções preferenciais desse domínio, NNE e NW;

Figura 6.10: Estereogramas associados ao Domínio Amarolândia da Área VIII. **A:** Contornos de densidade relativos aos polos das foliações, destacando a presença das direções preferencial desse domínio, NE-SW e N-S; **B:** Representação das medidas de lineação destacando a presença das duas direções preferenciais desse domínio, N e SW;

Figura 6.11: Estereograma de contornos de densidade, relativo aos pólos de foliação das medidas adquiridas em campo. Evidencia a tendência NE-SW com mergulho próximo a 50°;

Figura 6.12: Foliação expressa nos anfíbolitos. **A:** Anfíbolito fino com xistosidade plana espaçada. Fotografia de visada superior com ponta da lupa indicando norte. Atitude da foliação 310/60 (*dip direction*); **B:** Anfíbolito fino a médio com xistosidade espaçada plana. Fotografia de visada lateral evidenciando o plano liso de foliação. Atitude da foliação 300/66 (*dip direction*); **C:** Amostra mesoscópica representativa do bandamento milimétrico presente em alguns anfíbolitos; **D:** Fotomicrografia de anfíbolito à N// demonstrando domínios de plagioclásio e domínios de hornblenda, essa por sua vez, definindo a foliação;

Figura 6.13: Ortognaisses e seus diferentes níveis de deformação. **A:** Ortognaisse quartzo diorítico grosso com bandamento milimétrico. Fotografia de visada superior com ponta metálica do martelo indicando norte. Atitude da foliação 296/60 (*dip direction*); **B:** Ortognaisse diorítico médio com foliação incipiente definida pelos cristais de hornblenda e biotita. Fotografia de visada superior com ponta metálica do martelo indicando norte; **C:** Amostra mesoscópica de ortognaisse diorítico representativa da foliação incipiente; **D:** Fotomicrografia de ortognaisse diorítico à N// demonstrando os domínios de plagioclásio e de hornblenda, essa por sua vez, definindo a foliação;

Figura 6.14: Foliação plano axial relacionada a dobras isoclinais assimétricas. **A:** Ortognaisse quartzo diorítico grosso com bandamento dobrado, fotografia em visada lateral (eixo Y); **B:** Esquema ressaltando foliação plano axial desenvolvida pelo dobramento. Fotografia de visada lateral com ponta da lupa indicando norte.

Figura 6.15: Estereograma de contornos de densidade relativo aos pólos de foliação das medidas adquiridas em campo. Evidencia a tendência NNE-SSW com mergulho próximo a 90°;

Figura 6.16: Foliações miloníticas relacionadas aos granitóides sin a tardi tectônicos. **A:** Granitóide fino a médio com foliação milonítica. Fotografia de visada superior (eixo Z). Atitude da foliação 280/80 (*dip direction*); **B:** Leucotonalito com foliação milonítica.

Fotografia em visada oblíqua (XZ) evidenciando planos preferenciais de foliação. Atitude da camada $285^{\circ}/83^{\circ}$ (*dip direction*). **C:** Fotomicrografia a nicóis cruzados em objetiva de aumento 2,5X com grão de quartzo em forma de fita e feições de recristalização do tipo *Bulging*; **D:** Fotomicrografia a nicóis cruzados em objetiva de aumento 5X com grão de quartzo em forma de fita e feições de recristalização do tipo *Subgrain Rotation*.

Figura 6.17: Exemplares de dobras presentes na Área VIII. **A:** Ortognaisse quartzo diorítico grosso com bandamento dobrado, evidenciando dobras isoclinais centimétricas fechadas. Fotografia de visada lateral; **B:** Desenho esquemático evidenciando dobra com vergência para E-SE; **C:** Afloramento de cianita muscovita xisto com dobra isoclinal de eixo inclinado demarcada em vermelho. Fotografia de visada superior; **D:** Projeção esferográfica Schimdh Lambert, em visão 3D, com atitudes referentes à dobra na imagem C, caracterizando dobra fechada isoclinal, com flancos de mergulho $>70^{\circ}$ e eixo axial inclinado caindo 20° para NE; **E:** Amostra mesoscópica de ortognaisse diorítico representativa da foliação incipiente; **F:** Desenho esquemático em ortognaisse diorítico a fim de identificar as dobras intrafoliais.

Figura 6.18: Exemplar de dobras parasíticas encontradas na Área VIII. **A:** Ortognaisse diorítico fino a médio com segregação mineral de quartzo e plagioclásio, formando bandas milimétricas leucocráticas. Atitude da foliação $320/70$ (*dip direction*); **B:** Dobras parasíticas assimétricas, de amplitude milimétrica e eixo axial subvertical $80/331$ (*dip direction*);

Figura 6.19: Fotografia panorâmica e desenho esquemático indicando o padrão de dobra suave. Veio pegmatítico tardio E-W em tonalidade esbranquiçada corta as estruturas;

Figura 6.20: Exemplares de lineações observadas na Área VIII. **A:** Afloramento de anfibolito evidenciando em branco lineação de estiramento oblíqua, visada lateral, atitude da foliação: $305/29$ atitude da lineação: $260/25$, ambas em *dip direction*; **B:** Afloramento de leucotonalito evidenciando em branco lineação de estiramento horizontal, visada lateral, atitude da foliação: $270/70$ atitude da lineação: $10/000$; **C:** Afloramento com plano de fratura bem exposto, martelo apenas utilizado como escala; **D:** Zoom do afloramento expresso em C evidenciando estrias e degraus, movimento sinistral transpressivo com topo para leste;

Figura 6.21: Derivada vertical da magnetometria evidenciando zonas de cisalhamento demarcadas na Área VIII, Zona de Cisalhamento Amarolândia (ZCA), Zona de Cisalhamento Ribeirãozinho (ZCR) e Zona de Cisalhamento Bom Jesus (ZCBJ);

Figura 6.22: Bloco diagrama esquemático contendo os principais elementos estruturais reconhecidos e descritos próximos às zonas de cisalhamento. Modificado de Passchier & Trouw (2005). **A:** Dobras assimétricas na foliação com vergência para SE; **B:** Lineações de

estiramento *downdip*; **C**: Dobras de arrasto com vergência para SE-E, fotografia em visada lateral sentido SE-S; **D**: Foliação dobrada, corte perpendicular à dobra em bainha em visada superior, perpendicular à foliação; **E**: Foliação rotacionada em sigmóide, movimento dextral, fotografia em visada lateral;

Figura 6.23: Estruturas rúpteis encontradas na Área VIII evidenciando fraturas. **A**: Padrão de fraturas ortogonais associadas à veio de quartzo; **B**: Fraturas conjugadas referente ao ponto TF22-VIII-004 cuja orientação preferencial é NE-SW com mergulho para NW; **C**: Fraturas conjugadas associadas a metabásica referente ao TF22-VIII-018 com duas orientações preferenciais: trend NW-SE com mergulho para NE e trend NE-SW mergulhando para NW; **D**: Fraturas paralelas entre si associadas a metabásica em chão de estrada referente ao ponto TF22-VIII-016 com orientação preferencial NW-SE mergulhando para NE; **E**: Detalhe em fraturas encontradas no ponto TF22-VIII-011; **F**: Diagrama de rosetas, com base na frequência dos dados, demonstrando as principais direções das fraturas;

Figura 6.24: Estruturas rúpteis encontradas na Área VIII evidenciando veios. **A**: Veio de atitude 238/75 (*dip direction*) rico em muscovita referente ao ponto TF-22-VIII-004; **B**: Acúmulo de muscovitas centimétricas associada à veio pegmatítico encontrado no ponto TF-22-VIII-274; **C**: Observação longitudinal de plano de veio quartzoso de atitude 325/45 (*dip direction*); **D**: Visão em planta de veio com aproximadamente 30 cm de espessura evidenciando cinemática dextral localizado no ponto TF-22-VIII-152; **E**: Diagrama de rosetas, com base na frequência dos dados, demonstrando as principais direções dos veios;

Figura 6.25: Perfil esquemático de direção NW-SE referente ao ponto TF22-VIII-152;

Figura 7.1: Esquematisação do distrito ouro-cuprífero Chapada-Mara Rosa. (Extraído de Oliveira *et al.*, 2016);

Figura 7.2: Esquema simplificado, adaptado de Sillitoe (2010), representando o zoneamento das alterações hidrotermais características do sistema pórfiro. Demonstra-se: plúton precursor; stock pórfiro; alterações sódica/cálcica, potássica, sericítica (fílica), argílica e propilítica; mineralização disseminada de Cu-Au e posição relativa a superfície;

Figura 7.3: Representação esquemática do sistema Cu-Au Pórfiro e Skarn relacionados, evidenciando possível localização primária dos depósitos Saúva e Formiga. Alterações representadas seguem a descrição da Figura 7.2. Esquema simplificado, adaptado de Sillitoe (2010);

Figura 7.4: Mapa Geológico da Área VIII com localização aproximada dos depósitos Saúva e Formiga;

Figura 7.5: Figura de seção transversal do depósito Saúva, com evidência para as principais alterações hidrotermais associadas e o zoneamento da sulfetação, identificando os furos de sondagem e seus respectivos compósitos. Extraída de nota de divulgação *News Release by Lundin Mining* em 2022. (Disponível em Lundinmining.com);

Figura 7.6: Fotomicrografias referente ao ponto TF22_VIII_146. **A:** Observação do arranjo mineralógico em luz transmitida (N//); **B:** Observação do arranjo mineralógico em luz refletida evidenciando a ocorrência de sulfetos disseminados; **C:** Detalhe da relação entre sulfetos: magnetita, pirita, calcopirita e bornita; **D:** Pirita com inclusões locais de calcopirita e bornita localizada nas bordas de cristal anédrico de calcopirita;

Figura 7.7: Fotomicrografias referente ao ponto TF22_VIII_284. **A:** Observação do arranjo mineralógico em luz transmitida (N//); **B:** Detalhe da relação entre sulfetos: pirrotita, pirita e calcopirita;

Figura 7.8: Fotografias ilustrativas das rochas à cianita, exemplificada por cianita-muscovita xisto. **A:** Fotografia de amostra mesoscópica de cianita muscovita xisto com alteração intempérica de coloração ocre, onde as cianitas se destacam como mineral resistato. **B:** Fotografia aproximada da mesma rocha descrita com evidência para as piritas limonitizadas e alguns *boxworks*;

Figura 7.9: Cianita xistos encontrados na Área VIII portadoras do recurso mineral em questão;

Figura 7.10: Representação da rochas calcissilicática referentes aos ponto TF22-VIII-159 (B, C e F) e 198 (A, C e E). **A:** Rocha com matriz esverdeada silicificada composta por epidoto, quartzo, plagioclásio, hornblenda, titanita; **B:** Rocha cinza esverdeada composta por hornblenda, epidoto, diopsídio, quartzo, titanita, zircão e apatita; **C:** Textura granonematodiablástica marcada epidotos granulares e hornblendas orientadas e não-orientadas; **D:** Textura granoblástica marcada majoritariamente pelos cristais granulares de epidoto; **E:** Cristal de hornblenda com textura poiquiloblástica com microinclusões de cristais da matriz (Qz + Pl + Ep); **F:** Cristais de hornblenda e diopsídio em desequilíbrio e com bordas consumidas;

Figura 7.11: Exemplares de rochas relacionadas à alteração propilítica no contexto da Área VIII. Micrografias em N// e NX com objetiva de 1,5 e 2,5x. **A:** Ponto TF22_VIII_284B. Imagem representativa da alteração zoneada com domínio granoblástico de epidoto e quartzo e domínio distinto onde preserva-se algo da trama original da rocha.; **B:** Ponto TF22_VIII_206. Evidencia-se veio composto por clorita e epidoto; **C:** Ponto TF22_VIII_198. Observa-se alteração completa da rocha original, não podendo ser identificado nenhum mineral primário,

apenas a completa alteração da matriz para epidoto+quartzo e anfibólio como porfiroblasto registrando trama de rocha com textura granoblástica-diablástica;

Figura 7.12: Exemplos de escarnitos encontrados na Área VIII. **A:** Ponto TF22_VIII_MII_22A evidenciando uma trama granoblástica composta por diopsídio, epidoto e quartzo; e **B:** Ponto TF_VIII_284A com presença de diopsídio fraturado e parcialmente alterado para anfibólio;

Figura 7.13: Associação de rochas aluminosas ricas em cianita e pirita no contexto da Área VIII. **A:** Afloramento em escala métrica; **B:** Detalhe em afloramento; **C:** Cristais de cianita em textura nematodiablástica; **D:** Amostra mesoscópica de cianita muscovita quartzo xisto; **E:** Amostra mesoscópica de cianita muscovita xisto;

Figura 7.14: Amostras encontradas na Área VIII representativas para os halos de alteração hidrotermal do sistema pórfiro. **A:** Halo propolítico (Ep+Qz+Chl); **B:** Halo potássico (Bt); **C:** Halo argílico (Ky);

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);

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

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

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

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

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;

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;

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

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

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).

Figura 9.1: **A:** Mapa cartografado pela CPRM na área do Projeto Mara Rosa (Oliveira *et al.*, 2006); **B:** Mapa geológico produzido pelo Projeto Mara Rosa.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1: Cronograma de atividades do Projeto Mara Rosa.

Tabela 3.1: Parâmetros e características do satélite Landsat - 8, adaptado de Garner R., NASA, 2021;

Tabela 3.2: Parâmetros e características do satélite CBERS-04;

Tabela 3.3: Parâmetros e características do satélite ALOS PALSAR;

Tabela 3.4: Parâmetros de entrada dos produtos;

Tabela 3.5: Tabela dos parâmetros de classificação do relevo com base na normatiza 31/06 do INCRA;

Tabela 3.6: Tabela de classificação dos domínios de relevo com base na declividade;

Tabela 3.7: Assinaturas magnéticas da Área VIII;

Tabela 3.8: Domínios gamaespectrométricos do Projeto Mara Rosa individualizados por seus valores qualitativos de abundância dos radioelementos K (%), eTh e eU. Além disso, foi feita uma interpretação possível da origem das rochas contempladas pelo domínio;

Tabela 3.9: Domínios gamaespectrométricos da Área VIII individualizados por seus valores qualitativos de abundância dos radioelementos K (%), eTh e eU;

Tabela 5.1: Relação de lâminas descritas pela Área VIII com identificação do ponto, mineralogia e classificação;

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

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AM - Anomalia Magnética;

CA - Cráton Amazônico;

CAST - Academia Chinesa de Tecnologia Espacial;

CBERS - *China-Brazil Earth Resources Satellite*;

CMT - Campo Magnético Total;

CP - Cráton Paranapanema;

CPRM - Serviço Geológico do Brasil;

CSF - Cráton São Francisco;

Dx - Primeira Derivada horizontal do CMA no eixo X;

Dy - Primeira Derivada horizontal do CMA no eixo Y;

Dz - Primeira derivada vertical do CMA;

ERTS - *Earth Resources Technology Satellite*;

eTh - Equivalente de Tório;

eU - Equivalente de Urânio;

FBN - Faixa Brasília Norte;

FBS - Faixa Brasília Sul;

FUNMINERAL - Fundo de Fomento à Mineração;

Ga - Bilhões de anos;

GHT - Gradiente Horizontal Total;

GPS - Global Positioning System;

INCRA - Instituto Nacional de Colonização e Reforma Agrária;

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia;

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais;

LANDSAT - *Land Remote Sensing Satellite*;

Ma - Milhões de anos;

MDE - Modelo digital de elevação;

MME - Ministério das Minas e Energia;

NASA - *National Aeronautics and Space Administration*;

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

OLI - *Operational Land Imagery*;

PALSAR - *Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*;

PMR - Projeto Mara Rosa;

PRISM - *Panchromatic Remote-Sensing Instrument for Stereo Mapping*;

PSX - Sintaxe dos Pirineus;

RGB - *Red - Green - Blue*;

SA3D - Sinal Analítico em três dimensões;

SGMTM - Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral;

SIEG - Sistema Estadual de Geoinformação do Governo do Estado de Goiás;

SMR - Sequência Mara Rosa;

SRTM - *Shuttle Radar Topographic Mission*;

SST - Sequência Santa Terezinha;

TIRS: *Thermal Infrared Sensor*;

UnB - Universidade de Brasília;

UTM - Universal Transversa de Mercator;

ZCA - Zona de Cisalhamento Amarolândia;

ZCBJ - Zona de Cisalhamento Bom Jesus;

ZCR - Zona de Cisalhamento Ribeirãozinho;

Aln - Alanita

Ep - Epidoto

Pl - Plagioclásio

Anf - Anfibólio

Grt - Granada

Pr - Pirrotita

Ap - Apatita

Hbl - Hornblenda

Py - Pirita

Bo - Bornita

Ilm - Ilmenita

Qz - Quartzo

Bt - Biotita

KF - Feldspato Potássico

Rt - Rutilo

Chl - Clorita

Ky - Cianita

Sr - Sericita

Cpy - Calcopirita

Mg - Magnetita

Ttn - Titanita

Dio - Diopsídio

Ms - Muscovita

ÍNDICE

INTRODUÇÃO	28
1.1 APRESENTAÇÃO	29
1.2 JUSTIFICATIVA	30
1.3 OBJETIVOS	30
1.4 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	31
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	32
1.5.1 Etapa Pré-Campo	32
1.5.2 Etapa Campo	33
1.5.3 Etapa Pós-Campo	34
1.6 ASPECTOS FÍSIOGRÁFICOS	35
1.6.1 Ocupação e Economia	35
1.6.2 Clima	36
1.6.3 Vegetação	37
1.6.4 Solo	39
1.6.5 Geomorfologia	40
1.6.6 Hidrografia	42
GEOLOGIA REGIONAL	44
2.1 INTRODUÇÃO	45
2.2 COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA	46
2.3 UNIDADES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS	53
2.3.1 Sequência Campinorte	54
2.3.2 Arco Magmático Mara Rosa	55
2.3.3 Ortognaisses Tonalíticos - NP1γ1g	57
2.3.4 Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás - NP2st	57
2.3.5 Suíte Amarolândia - NP3γ3am	58
2.3.6 Intrusões Tardi a Pós-Orogênicas	58
2.3.7 Metalogênese e hidrotermalismo associado	59
2.4. CONTEXTO TECTÔNICO E EVOLUTIVO	60
SENSORIAMENTO REMOTO E GEOFÍSICA	62
3.1 INTRODUÇÃO	63
3.2 SENSORIAMENTO REMOTO	63
<i>Landsat-8</i>	64
<i>CBERS-04A</i>	64
<i>ALOS PALSAR</i>	65
3.2.1 Natureza e Processamento dos Dados	66

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

3.2.3	Confecção do Mapa Base	71
3.2.4	Análise e Interpretação dos dados	72
3.3	AEROGEOFÍSICA	78
3.3.1	Embasamento Teórico	79
3.3.1.1	Magnetometria	79
3.3.1.2	Gamaespectrometria	80
3.3.2	Características do Aerolevanteamento	82
3.3.3	Processamento dos Dados	83
3.3.3.1	Método Magnetométrico	83
3.3.3.2	Método Gamaespectrométrico	88
3.3.4	Análise e Interpretação dos Dados	92
3.3.4.1	Interpretação dos dados magnetométricos	92
3.3.4.2	Interpretação dos dados gamaespectrométricos	97
	GEOLOGIA DO PROJETO MARA ROSA	102
4.1	ARCO MAGMÁTICO CAMPINORTE	103
4.2	ARCO MAGMÁTICO GOIÁS - SEGMENTO MARA ROSA	105
4.2.1	Subunidade Metassedimentar Santa Terezinha	105
4.2.2	Unidade Metavulcanossedimentar Mara Rosa	106
4.2.3	Ortognaisses Mara Rosa	107
4.2.4	Unidade Hidrotermal	107
4.3	GRUPO SERRA DA MESA	108
4.4	INTRUSIVAS TARDI A PÓS-TECTÔNICAS	108
	GEOLOGIA LOCAL	110
5.1	LITOESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA DA ÁREA VIII	111
5.1.1	Sequência Mara Rosa	114
5.1.2	Ortognaisses Mara Rosa	122
5.1.3	Unidade Hidrotermal	128
5.1.4	Intrusivas tardi a pós tectônicas	129
	GEOLOGIA ESTRUTURAL	134
6.1	DOMÍNIOS ESTRUTURAIS DO PROJETO MARA ROSA	135
6.1.1	Domínio I - Transbrasiliano	137
6.1.2	Domínio II - Mara Rosa	138
6.1.3	Domínio III - Bom Jesus	139
6.1.4	Domínio IV - Campinorte	140
6.2	GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA VIII	142
6.2.1	Arcabouço Estrutural	147
6.2.1.1	Trama Dúctil	147

6.2.1.2 Trama Rúptil	159
GEOLOGIA ECONÔMICA	164
7.1 RECURSOS MINERAIS DO PROJETO MARA ROSA	166
7.1.1 Sistema Pórfiro-Epitermal	166
7.1.2 Sistema Aurífero Orogênico	167
7.1.3 Sistema Residual/Supergênico	167
7.1.4 Minerais e Rochas Industriais	168
7.2 RECURSOS MINERAIS LOCAIS	169
7.2.1 O Sistema Pórfiro-Skarn Saúva e Formiga	169
7.2.1.1 Depósito de Cu-Au Pórfiro Saúva	174
7.2.1.2 Depósito de Cu-Au Skarn Formiga	175
7.2.2 Ocorrência de Sulfetos em Rochas da Unidade Hidrotermal	175
7.2.3 Minerais e Rochas Industriais	178
7.3 CONSIDERAÇÕES METALOGENÉTICAS	179
7.3.1 Rochas de Associação Calcissilicática	179
7.3.2 Rochas à Cianita	183
7.3.3 Unidade Hidrotermal e o Sistema Saúva-Formiga	184
7.4 POTENCIALIDADE METALOGENÉTICA	185
EVOLUÇÃO TECTÔNICA	188
8.1. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ORÓGENO BRASÍLIA	190
8.2 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ARCO MAGMÁTICO GOIÁS	191
8.2.1 Estágio de Arco Paleoproterozoico	191
8.2.2 Estágio de Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico	194
8.2.3. Estágio de Colisão Arco-Continente	195
8.2.4 Estágio Colisional a Pós-Colisional	197
8.2.5 Estágio Extensional Pós-Orogênico	198
8.3 MODELO EVOLUTIVO	199
CONSIDERAÇÕES FINAIS	201
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	206

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O Mapeamento Geológico Final (TF) intitulado Projeto Mara Rosa (GO) compreende o trabalho de conclusão de curso em Geologia pela Universidade de Brasília, iniciado no ano de 2022 e concluído em 2023, como atividade pré-requisito para a obtenção da titularidade de bacharel em Geologia.

Constitui-se de um mapeamento geológico sistemático em escala 1:25.000 na porção noroeste do Estado de Goiás dentro dos limites dos municípios Mara Rosa e Alto Horizonte com uma área de 620km², dividida em onze áreas com aproximadamente 60 km², com exceção da Área VIII e XI com 80 km² e 45 km², respectivamente. Também contempla a área com cerca de 90 km² referente ao Mapeamento Geológico II realizado no início de 2022.

O trabalho aconteceu no período de junho de 2022 a fevereiro de 2023, contando com apoio financeiro e estrutural da Universidade de Brasília, sendo realizado por 30 alunos divididos em oito trios e três duplas, coordenado pelo professor Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira e orientação dos professores Dr. Elton Luiz Dantas, Dr. Guilherme de Oliveira Gonçalves, Dr. Luis Gustavo Ferreira Viegas, Dra. Maria Emilia Schutesky, Dra. Natalia Hauser, Dra. Roberta Mary Vidotti e Dr. Valmir Silva Souza que auxiliaram em diversas etapas, desde o Pré-TF ao Trabalho Final.

O Projeto contemplará: Revisão Bibliográfica; Interpretação Geofísica; Interpretação de imagens por Sensoriamento Remoto; Petrografia; Análise Estrutural; Potencialidade Econômica; Evolução Tectono-Estrutural e Considerações Finais.

No relatório será apresentado uma revisão bibliográfica sobre o contexto geológico regional em que se insere a área de estudo, assim como a metodologia das demais etapas de trabalho e os resultados obtidos para a Área VIII. Ao longo do relatório será dado um maior enfoque às feições observadas e descritas na Área VIII, uma das 11 áreas definidas para o desenvolvimento do Projeto Mara Rosa.

Nesta região são descritas rochas metavulcano-sedimentares, metavulcânicas, intrusivas félsicas a máficas em um sistema de evolução de arco insular para arco continental, posteriormente acometido por um sistema de orogênese colisional, de onde originou-se sistemas *strike-slip* do Sistema Transbrasiliano. O contexto deformacional da área é intenso, compreendendo zonas de cisalhamento transpressivas e transcorrentes, falhas de empurrão regionais em um sistema de nappes, que deslocam grandes massas, e dobras isoclinais recumbentes. O metamorfismo regional atinge a fácies anfíbolito com zonas de

retrometamorfismo para xisto verde e marca a evolução completa de uma orogênese acrescionária para colisional e por fim para a fase de colapso ou relaxamento do orógeno.

1.2 JUSTIFICATIVA

O mapeamento da área referente ao Projeto Mara Rosa (PMR) é justificado por sua inserção em um contexto importante e carente de cartografia geológica básica em escala de detalhe. A grande diversidade de ambientes geológicos e potencialidade metalogenética, como o Arco Magmático Goiás e o Arco Magmático Campinorte, abordando sequências vulcano-sedimentares, intrusivas félsicas a máficas e grande diversidade de ocorrências e depósitos minerais (Au, Au-Cu, Mn, minerais e rochas industriais, etc), também servem como importantes parâmetros que justificam a realização do projeto.

Do ponto de vista geotectônico a área tem papel fundamental no entendimento da evolução da Faixa de Dobramentos Brasília, visto que o Arco Magmático de Goiás registra duas etapas cruciais no desenvolvimento do cinturão, de idade Neoproterozoica. A primeira é relativa à formação de arcos de ilha intraoceânicos enquanto a segunda está relacionada à geração de arcos continentais. Tal evento resultou no fechamento do oceano Goiás e formação do cinturão de dobras e empurrões, hoje denominado Faixa Brasília (Laux *et al.*, 2005).

Em relação à sua importância metalogenética, a área de estudo é inserida no chamado Cinturão de Cu-Au de Arenópolis-Mara Rosa (Oliveira, 2000), o que demonstra sua potencialidade para depósitos de Cu-Au relacionados a sistemas tipo pórfiro e Au orogênico.

1.3 OBJETIVOS

O Trabalho de Mapeamento Geológico Final (TF) 2022 - Projeto Mara Rosa (GO) tem como objetivo principal o mapeamento geológico de uma área de 620 km², composta por 11 áreas separadas entre duplas e trios de graduandos da Universidade de Brasília. Cada grupo foi responsável pelo mapeamento de uma das frações, seguindo a metodologia tradicional empregada nos trabalhos de campo do curso de Geologia do IG-UnB.

O trabalho pretende observar e cartografar as relações entre as unidades do Arco Magmático de Goiás, no segmento Mara Rosa e entre as diferentes faixas que formam sua estrutura. Além disso, busca entender a cinemática das zonas de cisalhamento que afetam a área e a cronologia genética relativa dos diferentes corpos máficos e graníticos da região. Ao final do trabalho é apresentado um mapa geológico integrado, na escala de 1:25000 e relatório

de cada área, a fim de registrar a Geologia do projeto, estrutural da área, metalogênese e interpretações acerca da evolução tectônica da região.

1.4 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área mapeada localiza-se a noroeste do Estado de Goiás e se insere nos municípios de Mara Rosa e Alto Horizonte. A cidade Mara Rosa foi a sede de hospedagem onde ocorreram grande parte das discussões, resoluções do projeto e entrada para as principais vias de acesso utilizadas para o mapeamento. A cidade está a 347 km de Brasília e é acessada pela via BR-080 (Belém-Brasília).

A área do projeto engloba a GO-347, rodovia asfaltada que dá acesso a Alto Horizonte e Santa Terezinha de Goiás e a GO-573, estrada não pavimentada que dá acesso à Ficolândia (antiga Tocolândia) e Belchior. Estradas não pavimentadas secundárias estão presentes em toda a área, possuem boas condições e dão acesso a todos os pontos do projeto, facilitando a chegada e o mapeamento.

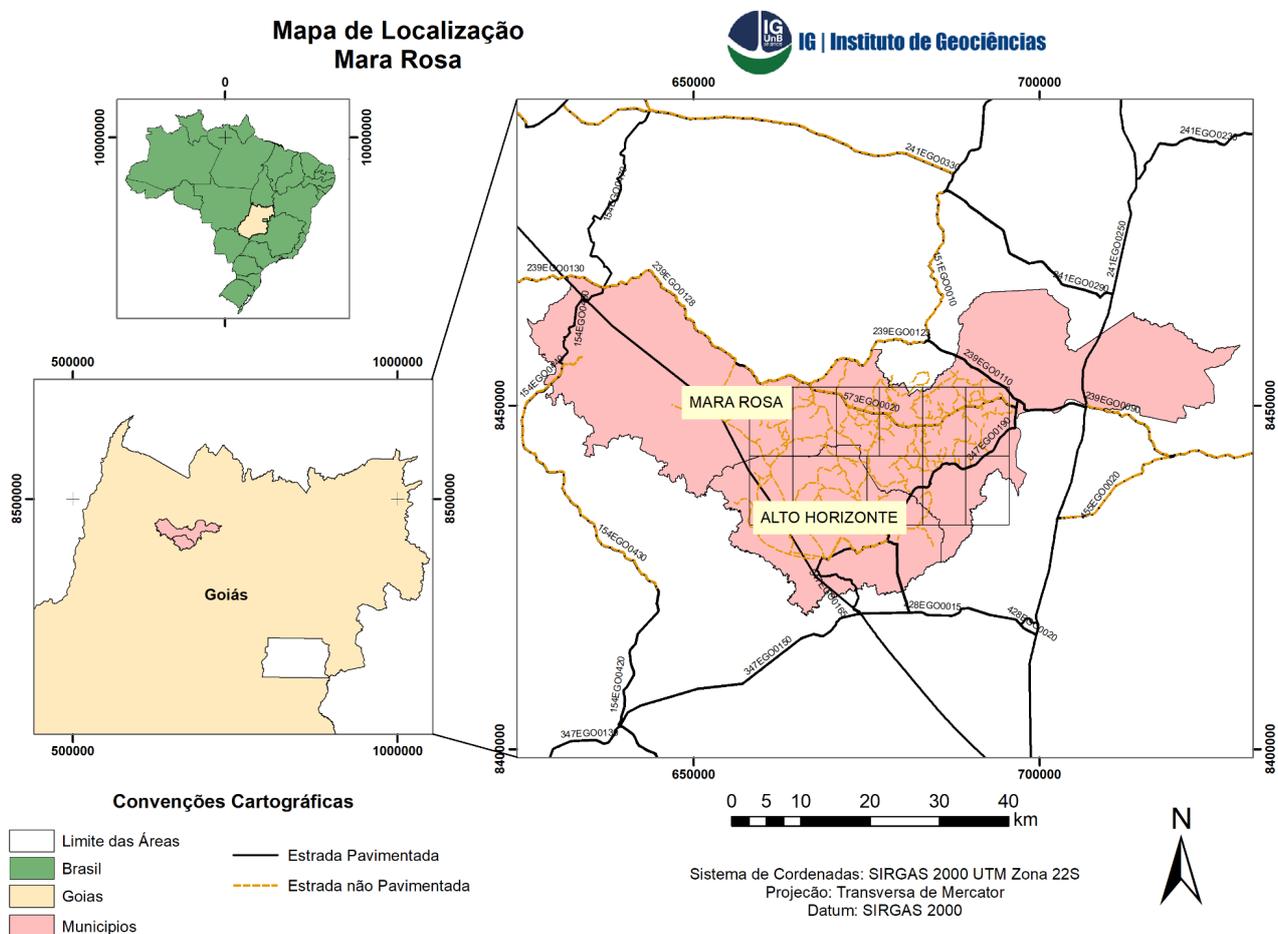


Figura 1.1: Localização e principais vias de acesso do Projeto Mara Rosa.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento do Mapeamento Geológico Final 2022, Projeto Mara Rosa, foi dividido em três etapas: pré-campo, campo e pós-campo. A tabela abaixo ilustra as atividades realizadas ao longo desse período, juntamente a sua cronologia.

Tabela 1.1: Cronograma de atividades do Projeto Mara Rosa.

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

1.5.1 Etapa Pré-Campo

As atividades desenvolvidas na etapa pré-campo se iniciaram em junho de 2022 e estenderam-se até a metade de setembro, contemplando as atividades previstas pela disciplina Preparação do Mapeamento Geológico Final. Teve como objetivo o reconhecimento da Geologia regional da área a ser mapeada, bem como o planejamento para as atividades de campo. Dessa forma, foi realizada uma revisão bibliográfica aprofundada abordando trabalhos produzidos na região, com foco na assimilação do conhecimento geológico disponível. Concomitante a esse trabalho, reuniões semanais foram realizadas com participação dos alunos, docentes e coordenador do projeto, onde aulas e discussões relacionadas ao contexto do

trabalho eram realizadas para melhoria do alicerce teórico. Com esse mesmo objetivo, alguns produtos de apoio também foram gerados utilizando levantamentos aerogeofísicos, imagens de satélites multiespectrais e de Radar, facilitando a elaboração de uma configuração preliminar da disposição das unidades geológicas que compõem o projeto.

Os dados geofísicos foram processados com o auxílio do *software Geosoft Oasis Montaj*, enquanto a confecção do mapa base de campo e mapas de lineamentos morfológicos e hipsométrico, foi feita a partir da análise de imagens obtidas pelo sensor OLI (Operational Land Imager) e PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*), com a utilização do *ArcMap 10.8* e *Google Earth Pro*. A elaboração dos mapas teve como finalidade a exibição das principais feições geográficas da região, nos quais foram extraídas drenagens principais e secundárias, rodovias e demais vias de acesso, cidades, municípios, propriedades rurais, lineamentos morfoestruturais regionais, domínios geomorfológicos e caracterização da Geologia e estrutura da região, estes últimos a partir de gamaespectrometria e magnetometria. Dessa forma, esse produto foi de extrema importância na etapa de campo, facilitando questões como a elaboração de perfis diários de mapeamento, reconhecimento de feições geográficas da região, deslocamento do grupo até a área e pré interpretação de estruturas importantes. Os demais produtos supracitados também serviram como importantes guias na etapa de mapeamento geológico.

1.5.2 Etapa Campo

A etapa de campo foi realizada entre os dias 16 a 30 de setembro, com caminhamentos diários e coleta de dados para a confecção de um mapa geológico integrado na escala de 1:25.000. Para a realização do trabalho, contou-se com o auxílio de duas vans, um carro e um micro-ônibus, que foram responsáveis pelo transporte de alunos e professores entre suas respectivas áreas e o hotel, bem como apoio durante a realização das atividades de campo. O primeiro dia foi realizado em turma e consistiu em um reconhecimento regional de todas as áreas, a fim de avaliar a qualidade das estradas e visitar afloramentos das unidades que seriam encontradas em cada área. Nos dias seguintes de campo, os perfis foram planejados de forma sistemática todas as noites anteriores ao campo, com o auxílio dos produtos aerogeofísicos e de sensoriamento remoto gerados na etapa pré-campo.

Os caminhamentos foram majoritariamente nas direções próximas a E-W, tendo em vista a perpendicularidade necessária às direções de foliações dispostas de maneira NNE-SSW, a fim de se ter maior quantidade e qualidade dos dados litológicos e estruturais coletados. Ao

longo dos caminhos foram realizadas descrições geomorfológicas e de geobotânica, além de descrições macroscópicas de afloramentos, amostras de mão, medidas estruturais, coleta de amostras, registros fotográficos, discussões, desenhos esquemáticos e seções geológicas. Os equipamentos utilizados em campo incluíam lupa de bolso, martelo, marreta, canivete, imã e ácido HCl, além do GPS, bússola e rádio disponibilizados pelo Instituto de Geociências - UnB.

A Área VIII visitou um total de 281 pontos (Apêndice I), com os quais foi gerado um mapa de pontos (Fig. 1.2) (Apêndice IV) abarcando tanto afloramentos quanto pontos de controle. Ao final de cada dia foram realizadas reuniões com todos os alunos e docentes, a fim de discutir litologias e estruturas encontradas pelos grupos e definir a logística de transporte e perfis para o dia seguinte. Além disso, cada área realizou individualmente a atualização dos pontos executados, organização de fotos, catalogação de amostras e construção gradual do mapa integrado. Os dias 25 e 30 de setembro foram reservados para a realização do trabalho de escritório, a fim de discutir e integrar de forma mais efetiva os dados coletados e ideias desenvolvidas com as demais áreas. O último dia, em especial, teve como foco a finalização do mapa geológico preliminar.

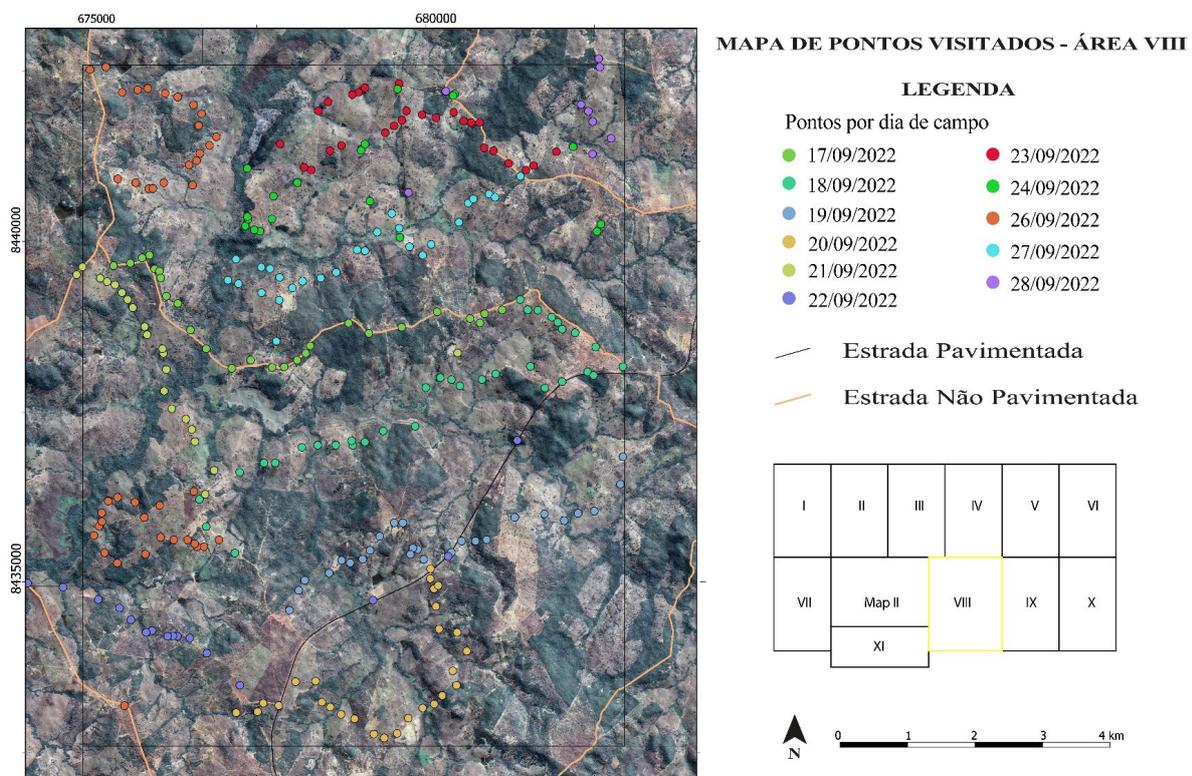


Figura 1.2: Mapa de pontos da Área VIII.

1.5.3 Etapa Pós-Campo

Esta etapa se iniciou no final de outubro, junto com o começo do semestre letivo e perdurou até fevereiro com a apresentação e defesa dos relatórios. Para esta etapa, o principal

objetivo foi organizar e integrar os dados coletados em campo de modo a refinar o mapa geológico. A partir disso, os dados de aerogeofísica, sensoriamento remoto e Geologia regional foram confrontados com as unidades litológicas cartografadas e com as medidas estruturais obtidas.

Outro fator contribuinte ao aprimoramento do mapa geológico foi a descrição e caracterização das amostras coletadas, a partir de suas descrições macroscópicas e microscópicas, possibilitando o detalhamento das unidades litológicas mapeadas. Para a Área VIII foram selecionadas 20 amostras representativas das unidades mapeadas ou com relevância para a compreensão dos processos de metalogenia e evolução geológica da região. Estas amostras foram previamente serradas na laminação do IG e encaminhadas para o laboratório de laminação Geolab, onde foram produzidas lâminas petrográficas bipolidas. Estas foram descritas em microscópios petrográficos de luz transmitida e refletida da universidade, utilizando-se técnicas e critérios tradicionais de petrografia. O projeto como um todo teve cerca de 93 lâminas confeccionadas, das quais 20 foram descritas pela Área VIII.

Ao fim, a partir da integração dos dados e descrição das lâminas, foram produzidos os capítulos da Geologia do Projeto Mara Rosa, Geologia Local, Geologia Estrutural, Metalogenia, Evolução Geotectônica e Considerações Finais.

1.6 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

Os aspectos fisiográficos envolvem a caracterização da geografia física de uma determinada região através da descrição dos aspectos ou fenômenos naturais, detalhando a natureza por meio do relevo, solos, vegetação, clima e hidrografia, tendo grande importância no trabalho de mapeamento geológico. Tais variáveis são importantes para a compreensão dos processos de intemperismo, seja ele físico e/ou químico, e também, na determinação do substrato rochoso corroborando para a individualização e o discernimento de macro-unidades geológicas.

1.6.1 Ocupação e Economia

O Município de Mara Rosa - GO, sede deste mapeamento geológico, apresenta, segundo dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) para o último censo realizado (2021), uma população de 9.234 habitantes que está distribuída em uma área territorial de 1.694,686 km², resultando em uma densidade demográfica de 6,31 hab/km².

O Produto Interno Bruto (PIB) da região é cerca de R\$ 219,6 milhões, sendo que 41% do valor adicionado, advém dos serviços. Na sequência aparecem as participações da agropecuária (28,6%), administração pública (22,5%) e da indústria (7,8%), configurando em uma estrutura no qual o PIB per capita de Mara Rosa é de R\$ 29,7 mil.

1.6.2 Clima

O clima predominante no Estado de Goiás é o tropical úmido, sendo classificado segundo Köppen-Geige como Aw, significando um clima tropical semiúmido (clima savânico). Segundo Nimer (1989), o clima na região em sua maioria é classificado como quente e subúmido, tendo quatro a cinco meses secos. Apresenta características monçônicas, as chuvas ocorrem nos meses de novembro a março, sendo os meses de maio a setembro, os meses mais secos, com umidade relativa do ar geralmente abaixo de 70%.

A estação pluviométrica mais perto da região estudada, localizada na cidade de Goianésia, mostra duas estações bem definidas com primavera e verão chuvosos e outra com outono e invernos secos. Tal informação pode ser constatada por meio de dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), obtidos entre os anos de 1981 a 2010 (Fig. 1.3 A), onde observa-se que a precipitação média acumulada é de aproximadamente 1520mm, com uma estação chuvosa (outubro a abril) oscilando de 200 mm a 300 mm e outra seca (maio a setembro) com valores próximos a 5 mm. Em relação a temperatura média compensada anual (°C) para a região, verifica-se 24°C com mínimas de aproximadamente 22°C nos meses de junho e julho e máximas de 26°C nos meses de setembro e outubro (Fig. 1.3 B). Por fim, a umidade relativa pode chegar a 80% no período chuvoso e 50% no período de seca (Fig. 1.3 C).

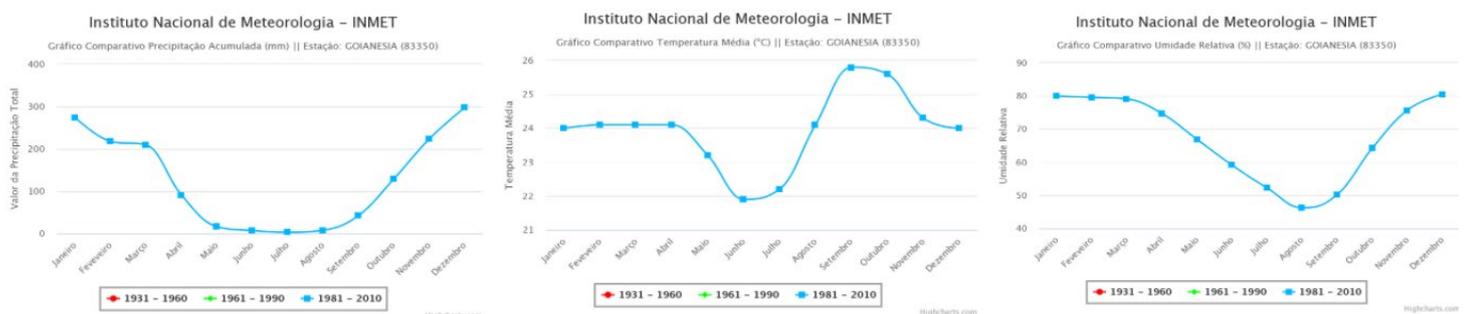


Figura 1.3: Dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), obtidos entre os anos de 1981 a 2010 para a estação Goianésia (GO). **A:** Gráfico Comparativo Precipitação Acumulada (mm); **B:** Gráfico Comparativo Temperatura Média (°C); **C:** Gráfico Comparativo Umidade Relativa (%). Fonte: INMET.

O trabalho de campo realizado pela equipe do PMR se deu no final do período de seca, mais especificamente no mês de setembro, entre os dias 16 e 30, onde as temperaturas máximas e mínimas estão expressas na Figura 1.4.

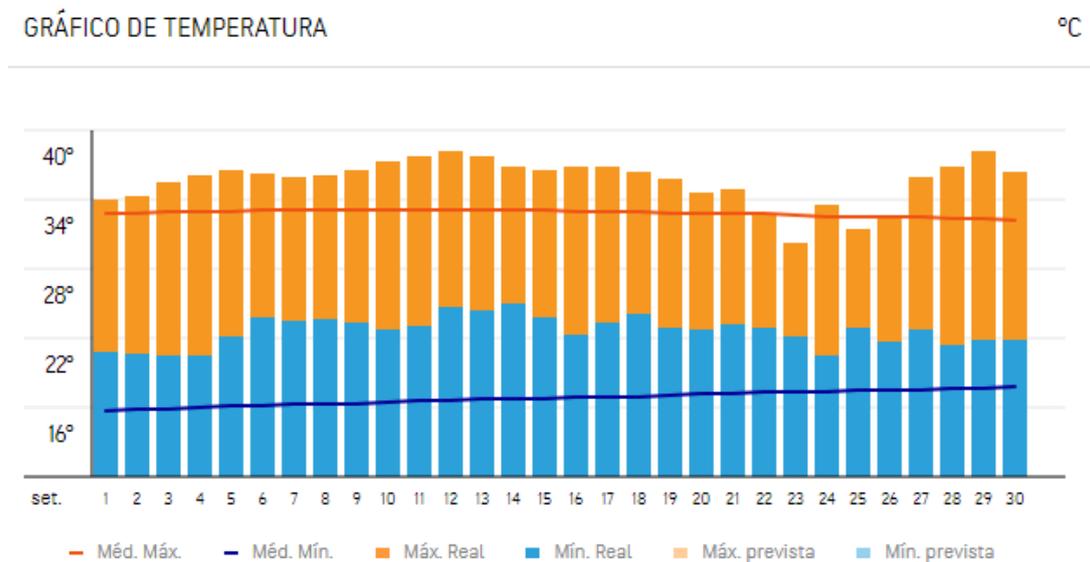


Figura 1.4: Gráfico de Temperatura (°C) ao longo do mês de setembro (2022) na região de Mara Rosa - Goiás. Fonte: AccuWeather.

1.6.3 Vegetação

A área do PMR contextualiza-se no bioma Cerrado, sendo reconhecido como o segundo maior bioma do Brasil em área de ocupação e possuindo uma formação vegetal de grande biodiversidade. Segundo Ribeiro e Walter (1998), a cobertura vegetal é composta por árvores e arbustos baixos, tortuosos e de casca grossa, sendo bastante diversificada variando de formas campestres (ex.: campo limpo), savânicas (ex.: campo sujo) e florestais (ex.: cerradões). Os fatores que possibilitam essa variedade de fisionomias estão diretamente relacionados ao tipo de solo, clima e relevo em que a região se localiza.

A partir da análise do mapa de cobertura vegetal disponibilizado pelo IBGE - GDE (Fig. 1.5), é possível observar a distribuição da vegetação da área contemplada pelo projeto. Nota-se que maior parte de sua extensão com relevo arrasado é recoberta por vegetação pouco ou nada preservada devido uso extensivo em atividades de agricultura e pecuária (pastos), cujo mapeamento geológico é dificultado por tais ações antrópicas. O restante da área apresenta três tipos de vegetação: Savana Arborizada (com ou sem floresta-de-galeria), Savana Florestada e Floresta Estacional Semidecidual Aluvial.

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

De acordo com Ribeiro e Walter (1998), a vegetação natural de savana apresenta tanto formações arbustivas quanto formações arbóreas. A savana típica (arbustiva) possui formações vegetais constituídas por arbustos, gramíneas e árvores de pequeno porte com raízes profundas, folhas grossas e troncos retorcidos. Entende-se por floresta de galeria a vegetação florestal que acompanha os rios de pequeno porte e córregos formando corredores fechados (galerias) sobre o curso de água. A savana florestada (arbórea) apresenta árvores maiores, sendo mais fechada e densa que a savana típica, ocorrendo geralmente próximas aos cursos d'água. Localmente na região encontra-se a vegetação do tipo floresta estacional semidecídua aluvial.

Vale destacar que na Área VIII os tipos de vegetações dominantes são: pastagens, savana arborizada com e sem mata de galeria e floresta estacional semidecídua aluvial (Fig. 1.5).

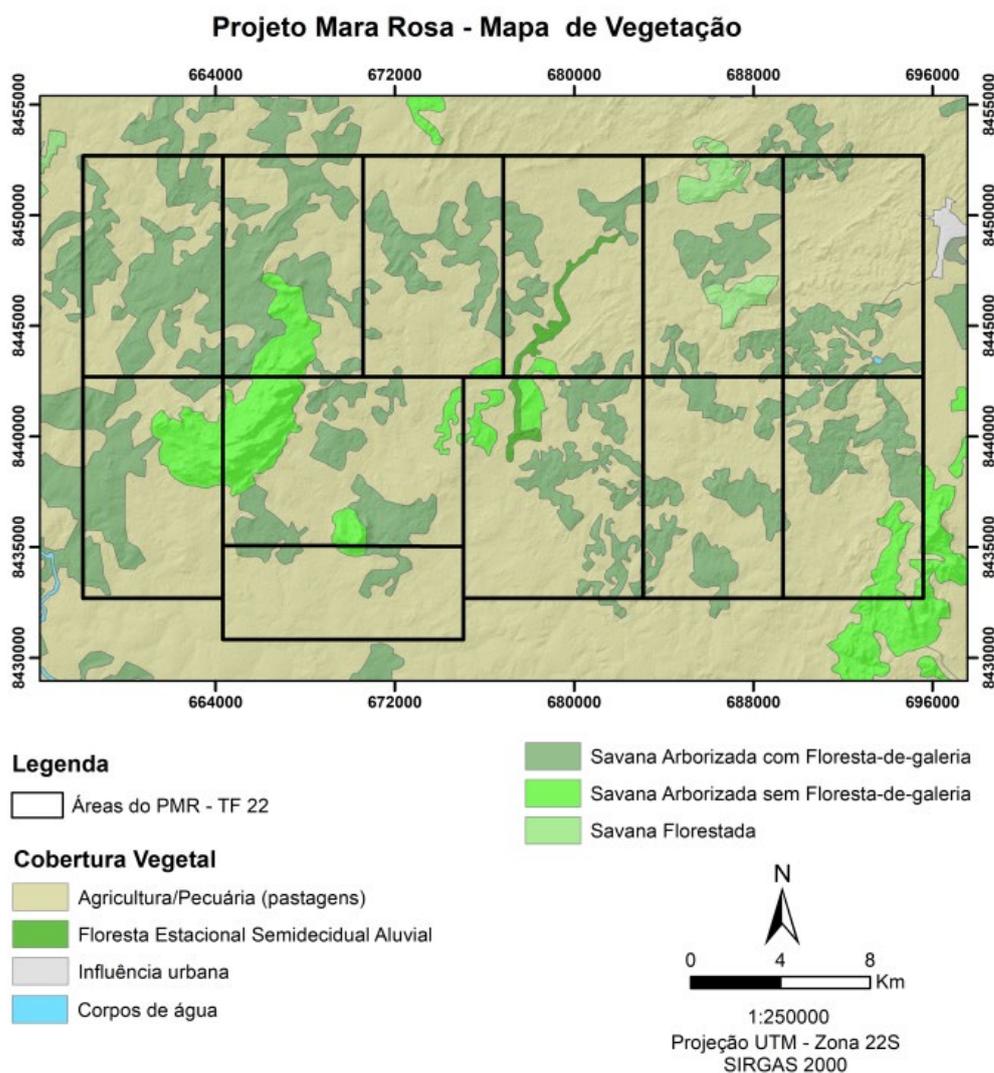


Figura 1.5: Mapa de Vegetação do Projeto Mara Rosa. Fonte: IBGE/DGC. Mapa de Vegetação das Folha SD.22 - Goiás.

1.6.4 Solo

Na área do PMR, segundo dados do Sistema Estadual de Geoinformação do Governo do Estado de Goiás (SIEG), a cobertura de solos (Fig. 1.6) se agrupa a nível de primeira ordem categórica em Argissolo, Cambissolo, Latossolo, Neossolo e Plintossolo.

Como base teórica, utilizou-se do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) coordenado pela Embrapa Solos (2013) para a caracterização pedogénica da região, sendo categorizado em seis tipos de solos: Argissolo Vermelho Amarelo distrófico; Cambissolo Háptico; Latossolo Vermelho Amarelo distrófico; Latossolo Vermelho distrófico; Neossolo Litólico distrófico e Plintossolo Pétrico concrecionário. Para a Área VIII, as expressões se deram em duas categorizações, o Plintossolo Pétrico concrecionário, que abrange a maior parte da área, e Latossolo Vermelho Amarelo distrófico ao sul, ambos relacionados à superfície de aplainamento. Portanto, um melhor detalhamento será dado a esses dois tipos.

Plintossolo Pétrico concrecionário

Esses solos são formados em condições limitantes à percolação de água causando efeito temporário de excesso de umidade, ou seja, os ciclos de umedecimento e secagem são fatores determinantes na pedogênese. Por consequência, este fenômeno causa a formação de nódulos ferruginosos denominados plintita. O retardamento à livre drenagem é resultante da ocorrência de um lençol freático próximo à superfície do solo de maneira intermitente, fenômeno usual em áreas de baixas altitudes com relevo plano, o que ocorre na maior parte da região, constituindo geralmente solos distróficos, pobres em nutrientes, normalmente associados a áreas de pastagem.

Latossolo Vermelho Amarelo distrófico

O Latossolo representa um grupamento de solos com B latossólico. Possui evolução muito avançada com atuação expressiva de processo de latolização, resultando em intemperização intensa dos constituintes minerais primários, e mesmo secundários menos resistentes, e concentração relativa de argilominerais resistentes e/ou óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, com inexpressiva mobilização ou migração de argila, ferrólise, gleização ou plintitização. Expressão de horizonte diagnóstico B latossólico, em sequência a qualquer tipo de A, e quase nulo ou pouco acentuado aumento de teor de argila de A para B. O Latossolo Vermelho Amarelo distrófico com semelhante proporção de goethita em relação à hematita, apresentando teores de Fe₂O₃ entre 7 e 11%, quando de textura argilosa ou muito argilosa (EMBRAPA-SNLCS, 1988), ou com relação Al₂O₃/Fe₂O₃ > 3,14 quando de textura média.

Com teores medianos de Fe_2O_3 são solos ácidos e muito ácidos, com saturação de bases baixas e teor de alumínio trocável normalmente alto. Suas principais limitações são justamente a acidez elevada e a fertilidade química baixa.

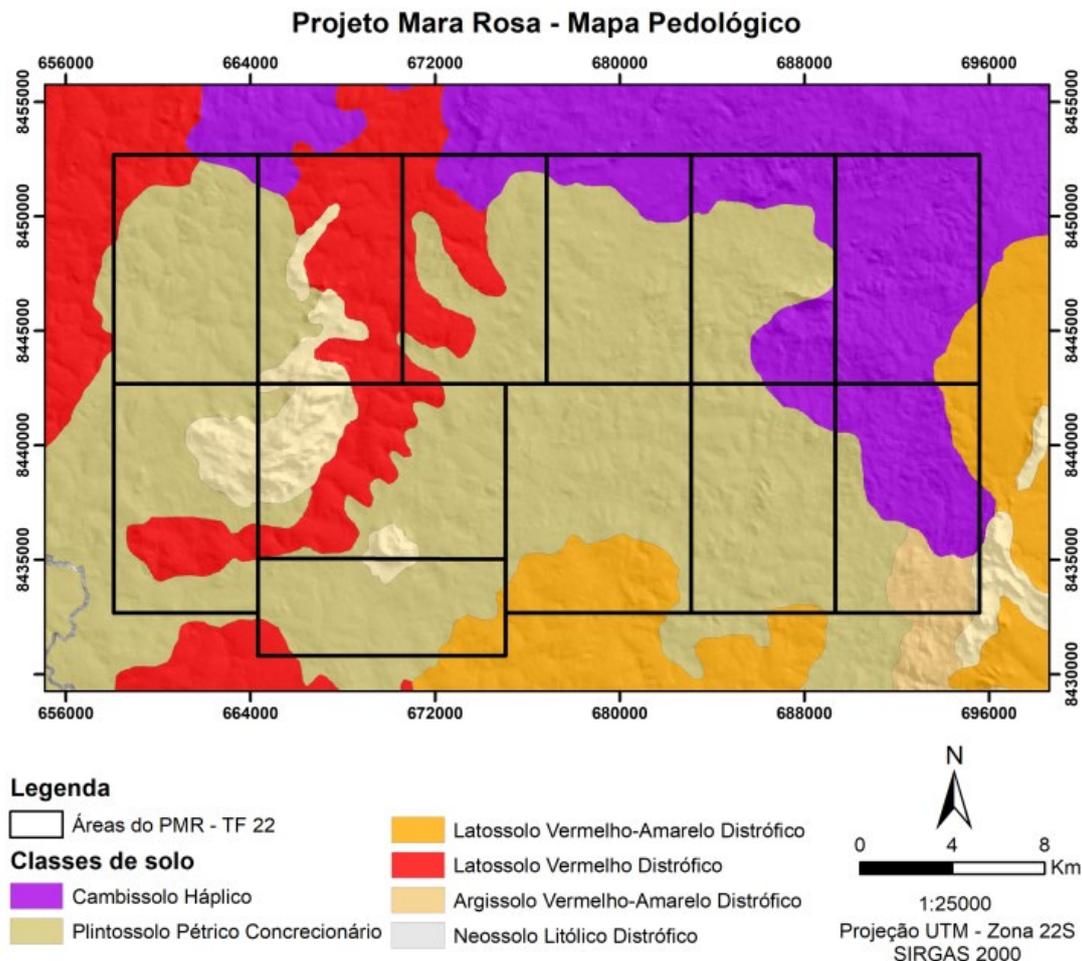


Figura 1.6: Mapa Pedológico do Projeto Mara Rosa. Fonte: SIC - Superintendência de Geologia e mineração. Sistema de Informações Geográficas do Estado de Goiás.

1.6.5 Geomorfologia

A região central do Brasil foi afetada pelo ciclo geomorfológico Velhas (Braun, 1971) que ocorreu entre o final do Oligoceno e Pleistoceno inferior, onde se desenvolve o aplainamento e lateritização da superfície. Dessa forma, Lacerda Filho *et al.* (2000), por meio do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, realizado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), compartimenta geomorfológicamente o estado de Goiás em diferentes unidades de relevo, onde seus atributos mais frequentes resultam de peculiaridades internas que permitem distingui-las.

Uma dessas compartimentações é a Região das Superfícies Aplainadas (Fig. 1.7), contexto geomorfológico onde está localizada a região de Mara Rosa. mais especificamente na unidade Superfície do Tocantins. Caracteriza-se por espaços periféricos ou interplanos que constituem o piso regional do relevo, com superfícies planas e baixas, resultantes da atuação dos processos erosivos que se iniciaram nas bordas das bacias sedimentares. Na unidade Superfície do Tocantins encontram-se relevos aplainados e de dissecação, com formas tabulares, amplos interflúvios e intensidade de aprofundamento de drenagem muito fraca. Essa superfície é preservada por longas áreas no planalto central, entre as cotas de 400 e 600 metros.

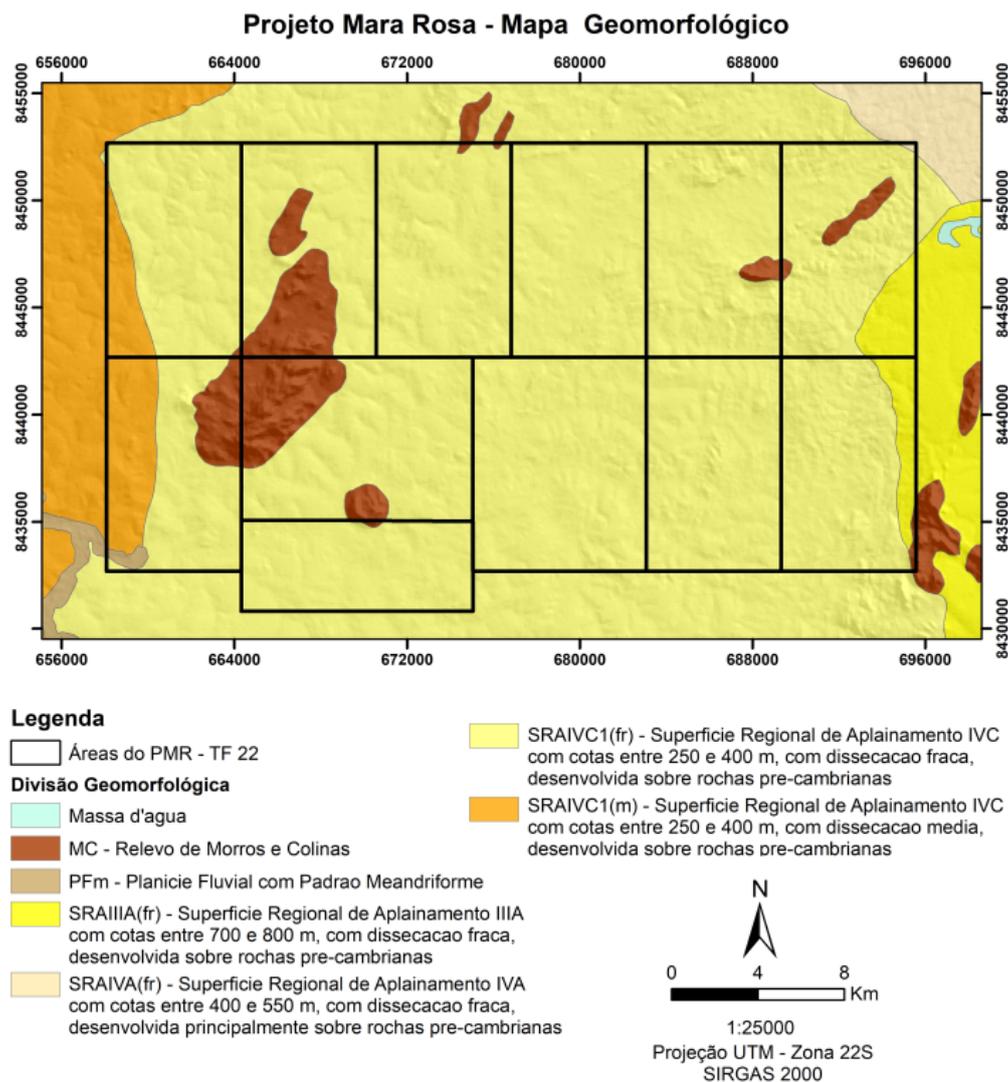


Figura 1.7: Mapa Geomorfológico do Projeto Mara Rosa. Fonte: SIC - Superintendência de Geologia e mineração. Sistema de Informações Geográficas do Estado de Goiás.

Em Mara Rosa esse horizonte é constituído por uma área de platô laterítico (platô Mara Rosa), que tem sido dissecado pela drenagem atual onde desenvolve-se um terreno ondulado nas altitudes menores (Porto, 1994). Esse autor caracterizou o perfil laterítico de Mara Rosa

relacionando com o depósito de Posse, a 10 km da cidade (Fig. 1.8). O perfil tem aproximadamente 40 metros de espessura, e conta com um horizonte mosqueado seguido de uma crosta ferruginosa no topo, que geralmente ocorre em blocos desmantelados e indica o processo de degradação atual. Apesar disso, a superfície ainda está bem preservada na área do platô. O trabalho de Porto permite traçar ideias iniciais sobre a área de mapeamento, principalmente associá-la ao perfil topográfico da região e informar o possível recobrimento da área com blocos de laterito desmantelado, indicando que provavelmente os melhores afloramentos seriam encontrados nos leitos de drenagem, ainda somado com a análise das imagens de satélite, que mostram que o maior uso do solo da área é o pecuário, com grandes coberturas de pasto.

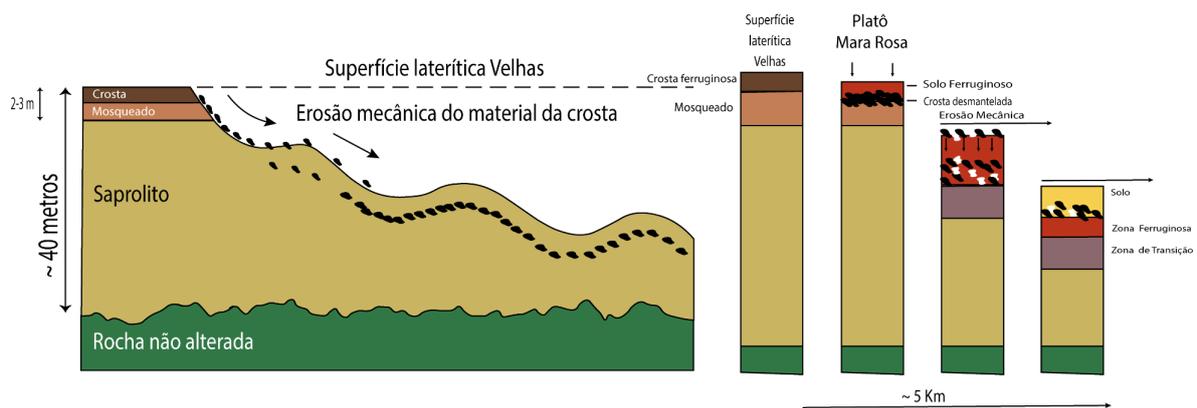


Figura 1.8: Modelo de perfil de solo adaptado de Porto, C.G. 1994, associando o processo de lateritização com a profundidade da rocha parental e indicando a ocorrência da linha de pedra na região.

1.6.6 Hidrografia

Em uma escala regional, a área do Projeto Mara Rosa está inserida na região hidrográfica do Tocantins-Araguaia, mais especificamente na Bacia Araguaia. Em menor escala, três sub-bacias dominam a região: bacias (i) Rio Formiga; (ii) Ribeirão Santa Maria; e (iii) Rio dos Bois (Fig. 1.9). A bacia hidrográfica Rio Formiga recebe esse nome devido seu principal curso d'água e ocupa 9 áreas do projeto, com exceção da área I. Na região de estudo tem direção aproximada NE-SW e é marcada por seus afluentes como o Ribeirãozinho, Ribeirão das Antas e Formiguinha. A bacia hidrográfica Ribeirão Santa Maria, que ocupa a porção noroeste do projeto, é marcada pelo Córrego Sapé e contempla as áreas I, II e XII. Já a bacia hidrográfica Rio dos Bois localiza-se à sudoeste e sudeste da área do projeto, possui direção aproximada N-S e contemplando as áreas I, VI e X. A Área VIII é dominada em toda

extensão pela bacia Rio Formiga, com afluentes como os córrego Sombrio, Cajás e Ribeirãozinho.

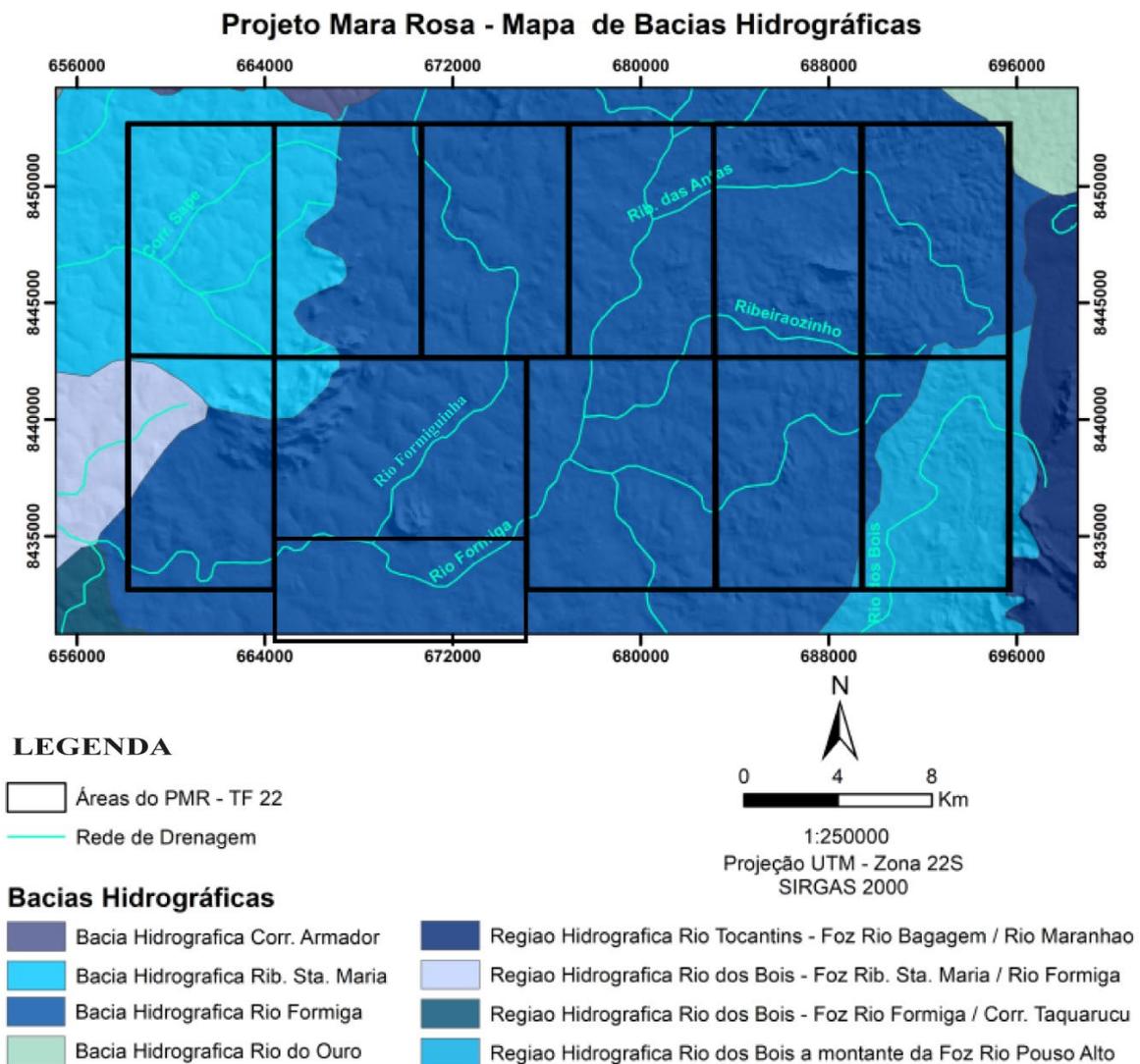


Figura 1.9: Mapa Hidrográfico do Projeto Mara Rosa. Fonte: SIC - Superintendência de Geologia e mineração. Sistema de Informações Geográficas do Estado de Goiás.

Capítulo 2
GEOLOGIA REGIONAL

2.1 INTRODUÇÃO

A área de estudo insere-se no contexto da Província Tocantins (Fig. 2.1 A), tal como definida originalmente por Almeida *et al.*, (1977, 1981), localiza-se na região do Brasil Central, abrangendo os Estados de Goiás, Tocantins e Distrito Federal, partes meridionais dos Estados do Pará, Mato Grosso, oeste do Mato Grosso do Sul e Minas Gerais. A estrutura geológica do Brasil Central é herdada em grande parte da Orogênese Brasileira, onde estabelece uma trama de faixas de dobramentos separadas por crátons. A província estrutural em questão, está situada entre as margens oriental do Cráton Amazônico e ocidental do Cráton São Francisco, sendo delimitada a norte pelas rochas sedimentares fanerozoicas da Bacia do Parnaíba e a sul pelas da Bacia do Paraná (Almeida *et al.*, 1981; Hasui, 2014).

A Província Tocantins (Fig. 2.1 B) consiste em uma entidade orogênica neoproterozóica de dupla vergência estrutural, apresentando direção geral N-S com cerca de 2000 km de comprimento e até 800 km de largura. Compreende as Faixas de Dobramentos neoproterozoicos Araguaia e Paraguai, edificadas na margem leste e sul/sudeste do Cráton Amazônico e a Faixa Brasília na margem oeste do Cráton São Francisco, geradas a partir do fechamento do oceano Goiás-Pharusian por meio da convergência e colisão entre os paleocontinentes Amazônico, a oeste, e São Francisco a leste, com a participação do Bloco Paranapanema ao sul (Pimentel *et al.*, 2000; Hasui, 2014; Fuck *et al.*, 2017).

A evolução da Orogênese Brasileira no Brasil Central é evidenciada pela formação do Arco Magmático de Goiás, inserido na Faixa Brasília, que compreende fases de orogênese acrescionária entre 900 e 600 Ma (Pimentel e Fuck 1992; Dantas *et al.*, 2001; Laux *et al.* 2005; Pimentel *et al.*, 2016; Frasca, 2015) e pelo estágio colisional, onde se desenvolve um grande sistema intracontinental de zonas de cisalhamento do tipo *strike-slip*, denominado de Transbrasiliano (Schobbenhaus, 1975) que se estende do sul da América do Sul até a África.

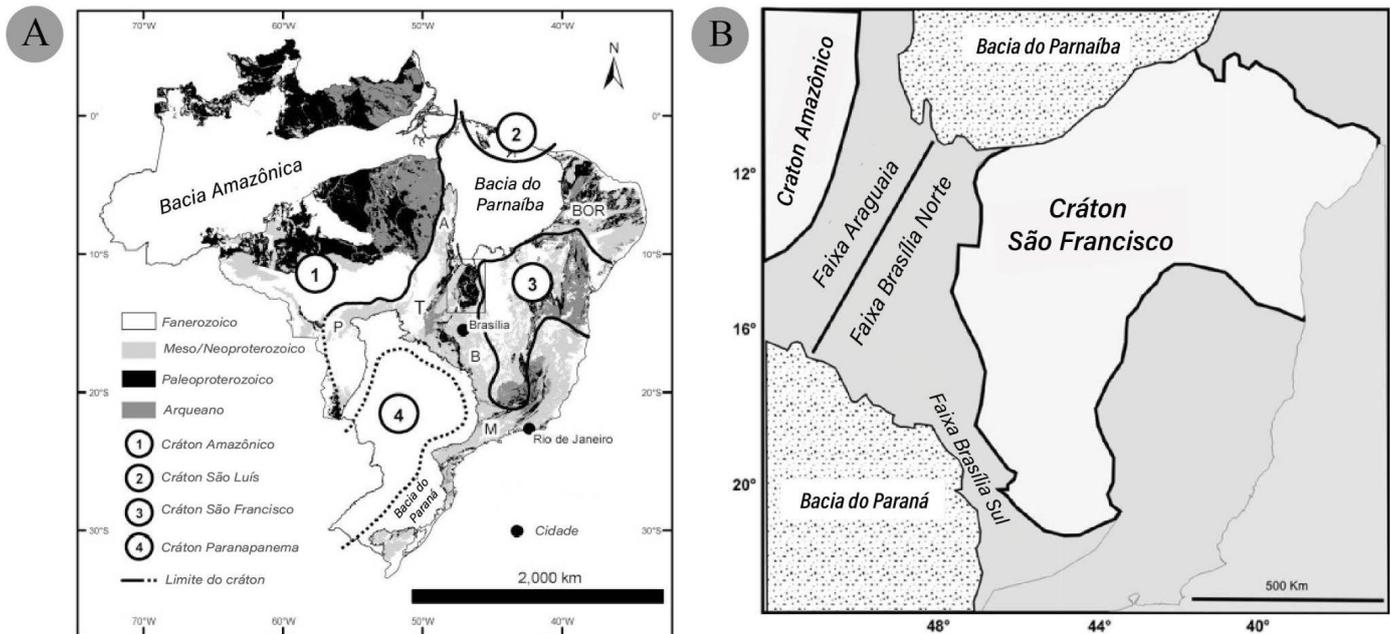


Figura 2.1: A: Domínios cratônicos e sistemas orogênicos do Brasil, em T - Província Tocantins, BOR - Província Borborema, M - Província Mantiqueira, A - Faixa Araguaia, P - Faixa Paraguai, B - Faixa Brasília; B: Esquemática de cinturões no contexto da Província Tocantins (Adaptado de Fuck *et al.*, 2014 e 2017).

2.2 COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA

Os cinturões orogênicos brasileiros acomodaram a maior parte da convergência litosférica em função da subducção da litosfera oceânica na fase pré-colisional (Valeriano *et al.*, 2008) é então possível definir a compartimentação tectônica desses cinturões.

Neste contexto, um melhor detalhamento será dado à Faixa Brasília, tendo em vista que a mesma abrange a área de estudo. Esta faixa representa o orógeno mais complexo e completo da Província Tocantins, compreendendo um cinturão de dobramentos que se estende por partes dos Estados de Minas Gerais, Goiás e Tocantins (Pimentel *et al.*, 2016).

Possui dimensão aproximada de 1200 km de comprimento por 300 km de largura, com formato curvilíneo evidenciado pela estrutura denominada Sintaxe dos Pirineus (PSX), que apresenta concavidade voltada para a região de antepaís. Essa estrutura separa a faixa em duas porções com distintas histórias evolutivas, a Faixa Brasília Norte (FBN) e a Faixa Brasília Sul (FBS), sendo essa subdivisão dada pela evolução complexa e possivelmente diacrônica da Faixa Brasília (Araújo Filho, 2000).

O segmento norte, que compõe a Faixa Brasília Setentrional, caracteriza-se por um trend geral NNE e registra a interação entre o Cráton São Francisco (CSF) e o Cráton Amazônico (CA), enquanto o segmento sul, caracterizando a Faixa Brasília Meridional,

apresenta direção NNW e tem sua gênese relacionada a convergência entre o CSF e o Cráton Paranapanema (CP).

Nas últimas décadas, diversos autores como Fuck *et al.*, (1994), Dardenne (2000), Valeriano *et al.*, (2004, 2008) e Pimentel *et al.*, (2004) apresentaram modelos de compartimentação para Faixa Brasília ou Província Tocantins como um todo, com base nas características genéticas, deformacionais, metamórficas e isotópicas de suas unidades. O modelo apresentado por Valeriano *et al.*, (2008), similar ao proposto inicialmente por Fuck *et al.*, (1994), sugere zonação tectônica da faixa com base nas características deformacionais (Fig. 2.2), de leste para oeste, em Zona Antepaís, Zona Externa, Zona Interna, Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás. Por outro lado, Pimentel *et al.*, (2004) opta por compartimentar a faixa em quatro unidades, baseando-se na origem e composição isotópica das bacias supracrustais: (i) Arco Magmático de Goiás; (ii) Bacias sin-orogênicas e Núcleo Metamórfico; (iii) Margem Passiva e (iv) Bacia Antepaís.

É importante salientar que o modelo proposto por Valeriano *et al.*, (2008) destaca as relações estruturais e metamórficas existentes entre as unidades que compõem a Faixa Brasília, explicitando o aumento do grau metamórfico e deformacional em direção a porção oeste da faixa. Assim, no domínio externo predomina o estilo de deformação do tipo thin-skinned, enquanto no domínio interno, aparecem zonas de deformação dúctil mais intensas e largas e o estilo deformacional dominante é thick-skinned (Uhlein *et al.*, 2012). Considerando o objetivo do trabalho, será abordada a classificação de Valeriano *et al.*, (2008), evolução do modelo proposto inicialmente por Fuck *et al.*, (1994). Explicitando principalmente as rochas que compõem o segmento setentrional da Faixa Brasília

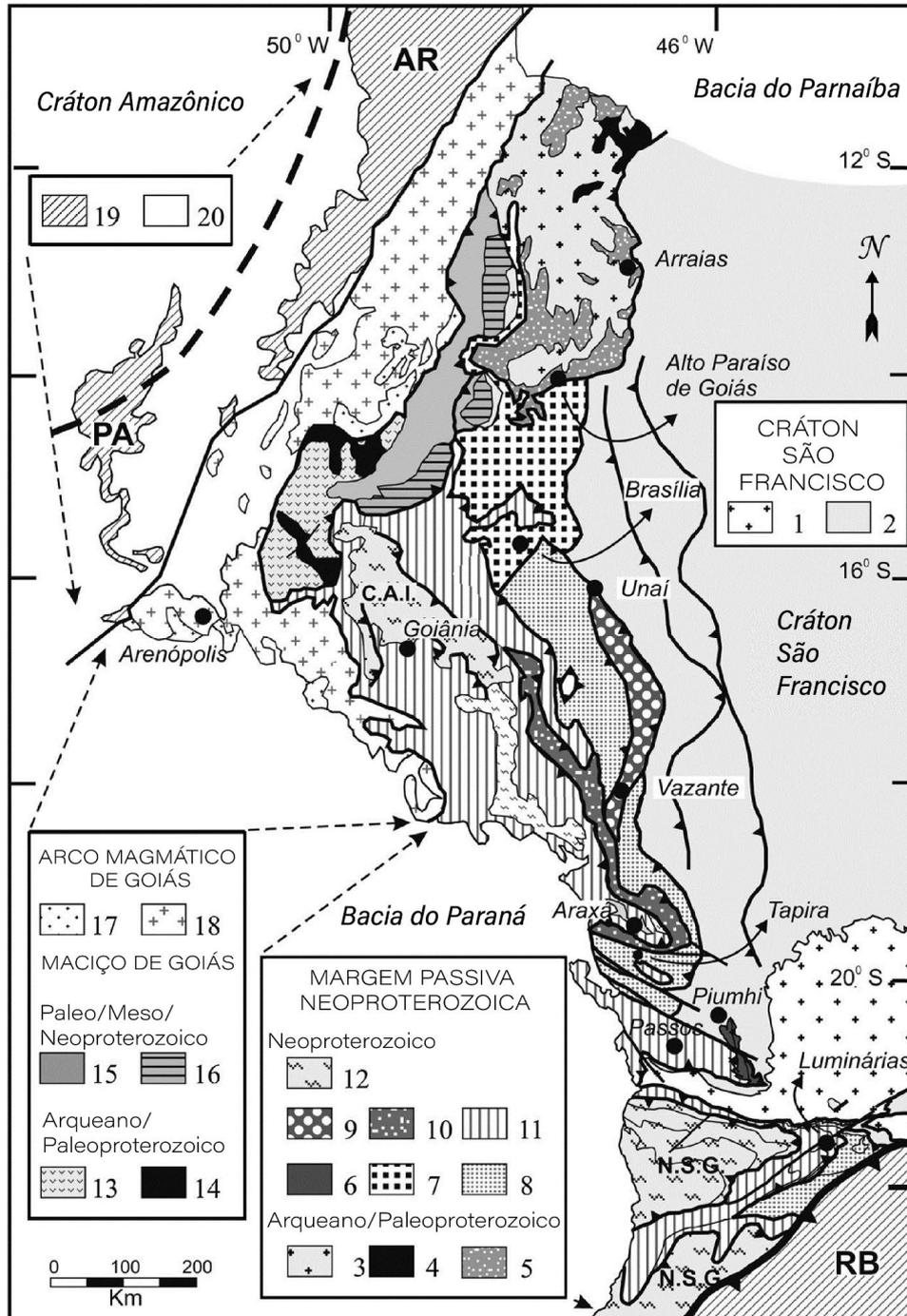


Figura 2.2: Unidades tectônicas da Faixa Brasília. **Zona antepaís:** (1) Terrenos granito-greenstone e gnaiss-migmatítico Arqueanos/Paleoproterozoicos; (2) Coberturas metassedimentares autóctones/parautóctone; **Zona externa:** (3) e (4) Terrenos granitogreenstone; (5) Rife Paleoproterozoico (Grupo Araí); (6) Sistema de empurrões Ilicínea-Piumhi. Sucessões de Margem passiva: (7) Grupo Paranoá; (8) Quartzitos e filitos dos Grupos Canastra e Andrelândia; (9) Grupo Vazante; (10) Grupo Ibiá; **Zona interna:** (11) Grupos Araxá e Andrelândia; (12) Empurrões Granulíticos; **Maciço de Goiás:** (13) e (14) Complexos gnáissicos e greenstones Arqueanos/Paleoproterozoicos; (15) Sequências vulcanossedimentares Mesoproterozoicas (Juscelândia, Indaianópolis, Palmeirópolis); (16) Complexos máfico-ultramáficos; **Arco Magmático de Goiás:** (17)

Sequências supracrustais; (18) Ortognaisses e granitóides; (19) Faixas Paraguai (PA), Araguaia (AR) e Ribeira (RB); (20) Cobertura Fanerozóica. (Modificado de Valeriano *et al.*, 2004).

Zona Antepaís (Unidade estrutural do Cráton São Francisco)

Localizada no extremo leste da faixa, a zona antepaís constitui-se essencialmente por rochas sedimentares plataformais do Grupo Bambuí (Dardenne 1981; 2000) caracterizadas por baixo grau de deformação e metamorfismo (anquimetamórfico) com sedimentos argilo-carbonáticos suavemente dobrados a sub-horizontais e extensas coberturas fanerozóicas (Fuck *et al.*, 1994). É um domínio autóctone, no qual embasamento não está envolvido na deformação, onde tais grupos recobrem o embasamento cristalino Arqueano-Paleoproterozoico do Cráton São Francisco a partir do desenvolvimento de extensos cavalgamentos sub-horizontais (Dardenne, 1981).

Zona Externa

A zona externa é composta por unidades siliciclásticas associadas a sucessões carbonáticas subordinadas depositadas em plataforma continental proximal composto pelos Grupos Paranoá e Canastra (Fuck *et al.*, 1988). As unidades supracitadas se apresentam como cinturão de empurrões e dobramentos com baixo grau metamórfico e vergência para leste (Valeriano *et al.*, 2008). Na porção norte da faixa a exposição é restrita a uma faixa estreita da unidade psamo-pelítica e carbonática superior do Paranoá. Por sua vez, o embasamento arqueano/paleoproterozoico aflora de forma recorrente, frequentemente recoberto por sequências de rifte relacionados às rochas sedimentares paleoproterozóicas do Grupo Araí e a leste diretamente recoberto pelo o Grupo Bambuí (Valeriano *et al.*, 2008). Enquanto a ocorrência do Grupo Canastra é restrita e se dá próxima à porção central da Faixa Brasília, composto por rochas essencialmente pelíticas e psamíticas com intercalações e lentes carbonáticas (Valeriano *et al.*, 2008).

Zona Interna

A zona interna é representada por rochas metassedimentares do Grupo Araxá e Grupo Serra da Mesa, em um sistema de empurrões e nappes que envolvem o embasamento (Maciço de Goiás), com condições metamórficas entre fácies xisto verde e anfíbolito (Pimentel *et al.* 2000). O Grupo Araxá apresenta feição distinta representada por corpos de serpentinito com

ocorrência de cromititos podiformes, onde a associação é interpretada como uma *mélange* ofiolítica que se estende por cerca de 200 km de (Strieder & Nilson, 1992). O Grupo Araxá é interpretado como sequência sedimentar de back arc com base nos dados de proveniência zircões por U-Pb, com resultados que indicam contribuição do arco neoproterozoico como fonte (Pimentel *et al.*, 2011). Enquanto ao Grupo Serra da Mesa seu posicionamento cronoestratigráfico é controverso, mas sua distribuição e associação faciológica permitem relacioná-lo ao Grupo Arai, possuem metapelitos apresentando Sm-Nd com valores entre 1,82 a 2,45 Ga (Marques G.C., 2009), enquanto rochas vulcânicas da base do Arai foram datadas pelo método U-Pb em zircões em 1,771 Ga (Pimentel *et al.*, 1991).

Além disso, o complexo granulítico Anápolis-Itauçu presente nesta zona é uma unidade importante no contexto da zona interna da Faixa Brasília, pois representa o núcleo metamórfico de alto grau relacionado à orogenia brasileira (Piuzana *et al.*, 2003).

Maciço de Goiás

Situado na porção centro-oeste da Faixa Brasília, o Maciço de Goiás engloba o terreno arqueano-paleoproterozoico de Goiás constituído por complexos gnáissicos dômicos do tipo TTG, greenstone belts metamorfizados em fácies xisto verde a anfibolito inferior (Jost *et al.*, 2013) e complexos máfico-ultramáficos acamadados (Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava), aos quais se justapõem as sequências vulcanossedimentares de Juscelândia, Indainópolis e Palmeirópolis (Moraes *et al.*, 2007). O termo “Maciço de Goiás” também é utilizado como sinônimo para embasamento da Faixa Brasília Norte e pode ser usado como generalização para o substrato não aflorante sob as sequências metassedimentares da Faixa Brasília.

Trabalhos recentes, como Cordeiro & Oliveira (2017) subdividem o maciço, de sudoeste a noroeste, nos domínios Crixás-Goiás, Campinorte, Cavalcante-Arraias e Almas-Tocantins, onde o contato à oeste se dá pela Falha Rio dos Bois, colocando-o em contato com o Arco Magmático de Goiás, onde grande parte desses domínios são recobertos por unidades supracrustais da Faixa Brasília à sul, e pelos sedimentos paleozóicos da Bacia do Parnaíba à norte. Reinterpretações a respeito da história evolutiva do maciço sugerem que a acreção desse microcontinente teria ocorrido durante o paleoproterozoico (2.19 a 2.04 Ga) entre o maciço e o CSF, sendo representada por uma extensão pericratônica nas margens oeste do cráton, devido sua idade similar de formação, metamorfismo e semelhança entre os dois lados da Falha Rio Maranhão (Cordeiro & Oliveira 2017). Estudos mais recentes como Saboia (2021), trazem

novos dados geoquímicos e geocronológicos a respeito do embasamento, auxiliando na construção da história evolutiva dos domínios paleoproterozoicos.

Arco Magmático de Goiás

O Arco Magmático de Goiás (AMG) é uma faixa de acreção crustal neoproterozóica com aproximadamente 1000 km NNE, formada entre 930 a 600 Ma em resposta a obliteração da litosfera oceânica, convergência e colisão continental entre os paleocontinentes Amazônico e São Francisco-Congo (Pimentel *et al.*, 1997), durante a fase inicial da fusão do supercontinente Gondwana, representando os episódios mais expressivos de acreção crustal juvenil (Pimentel & Fuck 1992, Pimentel *et al.*, 2016). Essa unidade aflora no extremo oeste da Faixa Brasília em dois segmentos alongados, denominados Mara Rosa e Arenópolis, que possuem orientações distintas, NE-SW (Segmento Mara Rosa) e E-W com inflexão NW-SE (Segmento Arenópolis). Formam o extenso terreno de arcos juvenis neoproterozoicos na margem ocidental do cinturão separados pelo Maciço de Goiás (Pimentel *et al.*, 2000).

É constituído por rochas ígneas e vulcano-sedimentares, terrenos paleoproterozoicos e espessas sequências supracrustais metassedimentares Neoproterozóicas (Pimentel e Fuck, 1992; Dardenne, 2000; Pimentel *et al.*, 2000). Os dados geocronológicos demonstram que o AMG, contido na porção oeste do Orógeno Brasília, representa um complexo terreno de arco formado pela acreção de arcos de ilha intra-oceânicos mais antigos (ca. 0.9 – 0.8 Ga) (Pimentel *et al.*, 2016) no cráton São Francisco, seguido pelo desenvolvimento de arcos continentais mais evoluídos ca. 670 – 600 Ma (Laux *et al.* 2005; Dantas *et al.*, 2001), e dá origem ao cinturão de ouro-cobre de Arenópolis-Mara Rosa que hospeda vários depósitos de ouro e cobre-ouro relacionados à evolução do arco (Oliveira *et al.*, 2000).

Ambos os segmentos são constituídos essencialmente por gnaisses tonalíticos a granodioríticos cálcicos a cálcio-alcálicos dispostos entre estreitas faixas de sucessões vulcanossedimentares referindo-se a crosta juvenil com assinatura geoquímica e isotópica própria de arcos magmáticos intraoceânicos e também, por intrusões de rochas graníticas (Pimentel *et al.*, 2000; Laux *et al.*, 2005).

Será dada ênfase ao Domínio Mara Rosa (MR) por abranger quase toda a área mapeada pelo Projeto Mara Rosa (Fig. 2.3). O segmento Mara Rosa está localizado na porção noroeste do Estado de Goiás (Arantes *et al.*, 1991). Sua forma é limitada pela Falha Rio dos Bois a leste que o aloca sobre a Sequência Campinorte e pela Zona de Cisalhamento transcorrente do Transbrasiliano a oeste.

É interpretado como a evolução do evento de orogênese acrescionária Brasileira, com fase de arco de intra-ocênico representada pelas rochas da Sequência Metavulcano-sedimentar Mara Rosa e Ortognaisses tonalíticos-dioríticos (915 - 800 Ma, por Pimentel *et al.*, 2016), representado posteriormente por fase de arco continental, representado pela sequência metavulcano-sedimentar Santa Terezinha e granitóides posteriores (660 – 630 Ma, por Dantas *et al.*, 2001) com diferença de até 200 milhões de anos entre as duas fases (Fuck *et al.*, 2017). As duas sequências são separadas entre si por uma falha de empurrão chamada de Porangatu-Mutunópolis-Amaralina (Chiarini, 2007).

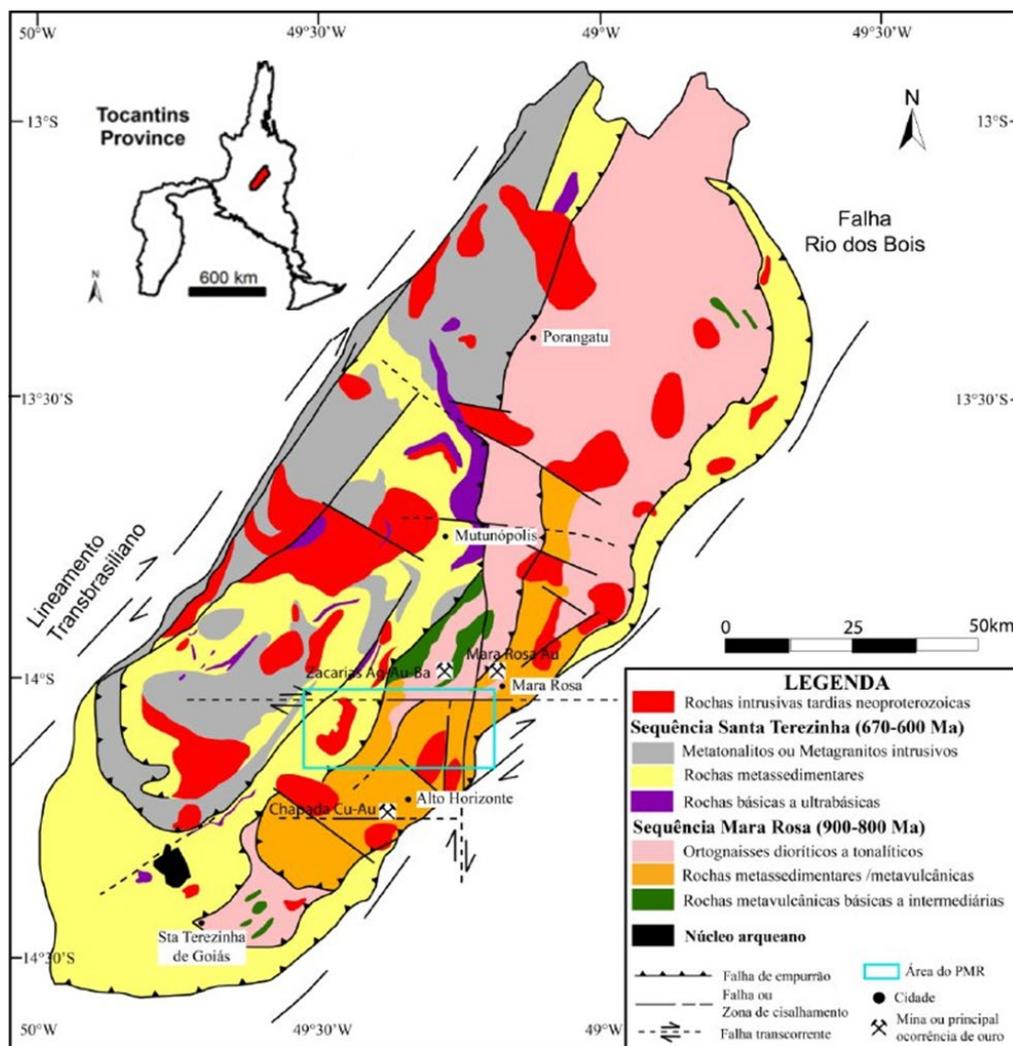


Figura 2.3: Mapa geológico do arco magmático Mara Rosa mostrando as sequências metavulcano-metassedimentares Mara Rosa (915–800 Ma) e Santa Terezinha (660–630 Ma) e os depósitos de cobre e/ou ouro (Modificado de Oliveira *et al.* 2016).

2.3 UNIDADES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS

A principal base cartográfica relacionada ao mapeamento geológico dessas unidades na área de estudo foi elaborada em escala 1:100.000 por Oliveira *et al.*, 2006, em um convênio entre Universidade de Brasília (UnB), Ministério de Minas e Energia (MME) e o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) no Programa Geologia do Brasil Levantamentos Geológicos Básicos com a Geologia da Folha Campinorte SD.22-Z-B-I.

A área de estudo relacionado ao Projeto Mara Rosa abrange algumas das unidades geológicas referente a porção norte do Arco Magmático de Goiás, no Segmento Mara Rosa, parte do Maciço de Goiás representada pela Sequência Campinorte e rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa (Fig. 2.4).

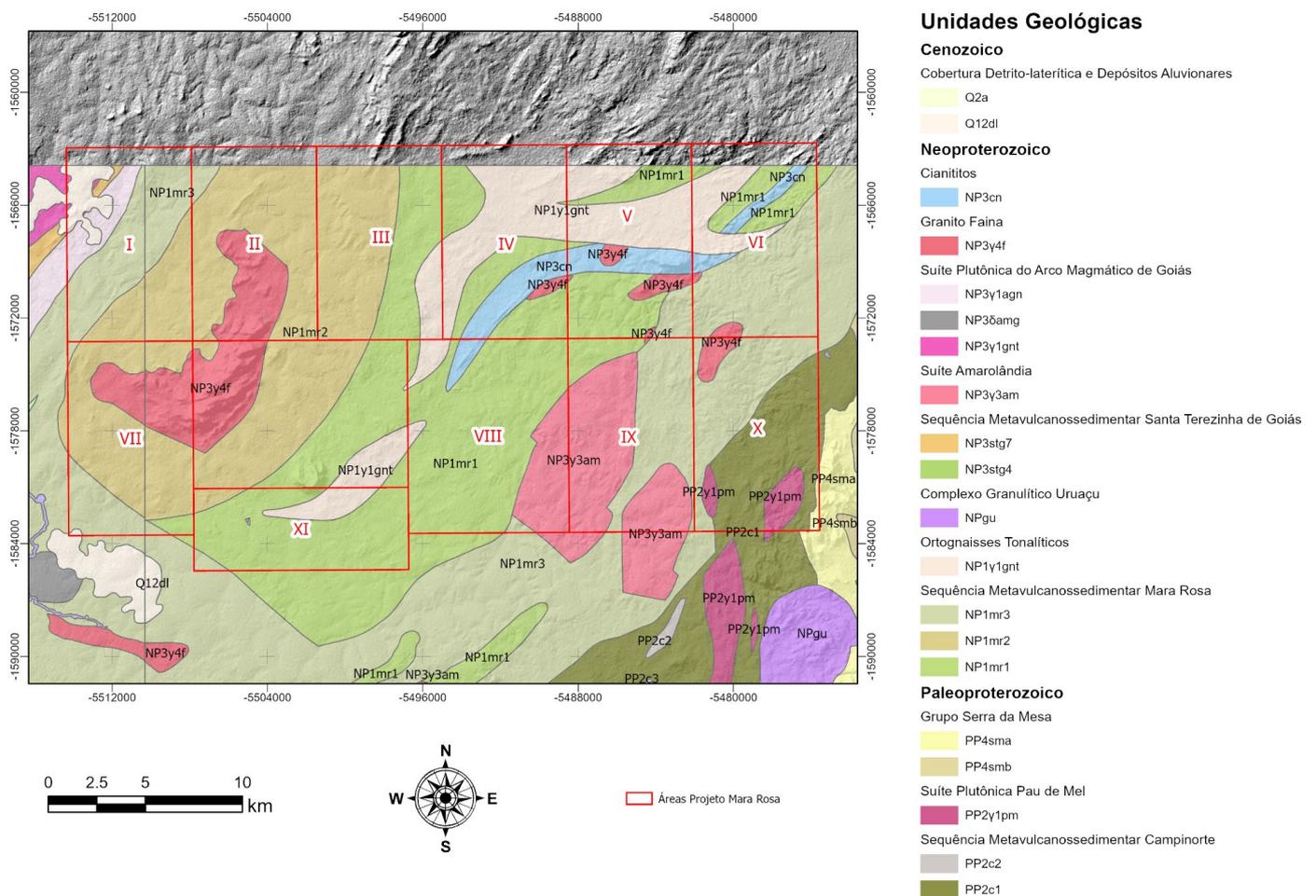


Figura 2.4: Mapa geológico do Projeto Mara Rosa gerado a partir de dados fornecidos pela CPRM - Folha Campinorte SD.22-Z-B-I.

2.3.1 Sequência Campinorte

A unidade paleoproterozoica aflorante na região é caracterizada pela Sequência metavulcanossedimentar Campinorte, situada entre o Arco Magmático Mara Rosa e os Complexos Máfico-Ultramáficos de Niquelândia e Barro Alto (Giustina *et al.*, 2007). A sequência é constituída por uma unidade supracrustal, de natureza sedimentar e vulcânica, e uma suíte de rochas intrusivas associadas de caráter ácido e composição tonalítica a granítica (Kuyumjian *et al.*, 2004; Oliveira *et al.*, 2006). Portanto, constitui-se pelas unidades metavulcanossedimentar Campinorte e pelos metatonalitos, metagranodioritos, metamonzogranitos da Suíte Pau de Mel (Oliveira *et al.*, 2006). Ambos são amplamente cobertos pelas rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa, de idade mesoneoproterozóica.

Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte - PP2c

Tal sequência é composta por metapsamitos (quartzito, muscovita quartzito e quartzomica xisto), metapelitos (muscovita xisto, clorita-muscovita xisto com e sem granada, clorita-biotita-carbonato xisto, muscovita quartzo xisto, e subordinadamente, xistos carbonosos), além de rochas metassedimentares químicas, como gondito e metachert (Oliveira *et al.*, 2006). Ocasionalmente ocorrem rochas metavulcânicas de composição ácida a intermediária em camadas lenticulares, geralmente intercaladas com as metassedimentares com espessura variável, são representadas por piroclásticas ácidas, riolitos e riodacitos porfíricos. Intercalações metaultramáficas (talco-clorita xisto, anfíbolito xisto, actinolitos) e anfíbolitos (anfíbolito fino e epidoto anfíbolito) estão subordinadas (Kuyumjian *et al.*, 2004, Oliveira *et al.*, 2006).

Através de análises U-Pb em zircões contidos em quartzito micáceo, Giustina *et al.*, (2009) apresentam idade máxima de deposição em ~2.2 Ga para a Sequência Campinorte indicando ausência ou limitada contribuição de crosta Arqueana em sua formação. A partir dos resultados das análises Sm/Nd, Giustina *et al.*, (2009) indicam as rochas metassedimentares desta unidade como formadas a partir da erosão do arco paleoproterozoico periférico, considerada embasamento das sequências neoproterozóicas do Orógeno Brasília.

Suíte Plutônica Pau de Mel - PP2γ1pm

A suíte plutônica Pau de Mel contempla uma ampla variação de plutônicas ácidas (tonalito, granodiorito e granito) deformadas e metamorfozadas em condições de fácies xisto verde a anfíbolito, no qual destacam-se o milonito granítico Mundinho e Viúva que hospedam

depósitos auríferos orogênicos relacionados a transferências neoproterozóicas (Oliveira *et al.*, 2004), além do gnaiss tonalítico Pau de mel.

Estas rochas apresentam assinatura de arco vulcânico e constituem equivalentes plutônicos do vulcanismo ácido da Sequência Campinorte (Oliveira *et al.*, 2006). Resultados das análises U-Pb em zircão do metagranito Mundinho fornece idade de 2,17 Ga, interpretada como de cristalização magmática, enquanto os resultados de Sm/Nd indicam caráter juvenil a estas intrusões (Giustina *et al.*, 2009).

Grupo Serra da Mesa - PP4sm

As rochas do Grupo Serra da Mesa compõe-se predominantemente de uma sequência de rochas metassedimentares psamo-pelíticas constituída de quartzitos finos a médios, quartzo xistos e rara ocorrência de clorita-muscovita-quartzo xisto, magnetita-clorita-muscovita xisto e granada-muscovita xisto (Oliveira *et al.*, 2006). Há ainda presença subordinada de metamargas e metacalcários dolomíticos de geometria lenticular. As paragêneses metamórficas encontradas nestas rochas indicam metamorfismo sob condições de fácies xisto verde, transição entre as zonas da clorita e da biotita/granada (Oliveira *et al.*, 2006). Sua distribuição e associação faciológica permitem relacioná-la ao Grupo Araí, possuem metapelitos apresentando Sm-Nd com valores entre 1,82 a 2,45 Ga (Marques, 2009)

2.3.2 Arco Magmático Mara Rosa

O Arco Magmático Mara Rosa é composto essencialmente por duas fases evolutivas diferenciadas, com diferença de até 200 milhões de anos entre elas (Dantas *et al.*, 2001). A mais antiga é representada pela Sequência metavulcano-sedimentar Mara Rosa e ortognaisses tonalíticos-dioríticos, enquanto a mais nova é composta pela sequência metavulcano-sedimentar Santa Terezinha e por suítes intrusivas tardi a pós-orogênicas.

Dados de U-Pb em zircão indicam que o magmatismo de arco insular ocorreu entre 900 a 800 Ma em um cenário semelhante aos arcos da ilha intra-oceânicos modernos, enquanto o evento mais jovem ocorreu entre 670 e 600 Ma, em um cenário de arco magmático continental (Oliveira *et al.*, 2016).

Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa - NP1mr

A sequência metavulcanossedimentar Mara Rosa é composta em diferentes proporções por associações de metabasaltos, metatufos intermediários a félsicos, metaultramáficas, metagrauvas finas a médias, metacherts, formações ferríferas, gonditos, além de grande

variedade de metassedimentares psamo-pelíticas, todas metamorfizadas sob condições das fácies xisto verde a anfíbolito (Oliveira *et al.*, 2006). As rochas geralmente possuem forma alongada em corpos sigmoidais, com foliação geral no trend NE-SW e mergulho para oeste, intercaladas com ortognaisses (Arantes *et al.*, 1991; Oliveira *et al.*, 2006). Estão acometidas em um contexto de intensa cobertura por concreções lateríticas ferruginosas, relacionadas ao ciclo geomorfológico Velhas (Braun, 1971).

As rochas da sequência podem ser separadas em subunidades considerando arranjos diferentes entre uma gênese puramente vulcânica, outra sedimentar e uma subunidade mista vulcano-sedimentar. Oliveira *et al.*, (2006), definem 3 subunidades: (I) subunidade metavulcânicas básicas - NP1mr1; (II) subunidade metassedimentar - NP1mr2 e (III) subunidade metavulcanossedimentar - NP1mr3. Mais recentemente, Oliveira *et al.*, (2016) traz uma versão atualizada da compartimentação e localização dessas subunidades na região em comparação com o trabalho realizado anteriormente. Parte da subunidade metassedimentar de Mara Rosa trazida por Oliveira *et al.*, (2006), corresponde a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás, enquanto parte da sequência metavulcânica de Mara Rosa corresponde à sequência metavulcanossedimentar de Mara Rosa. Portanto, a sequência MR é subdividida em (I) *Subunidade metavulcânicas básicas* e (II) *Subunidade metavulcanossedimentar*.

Subunidade metavulcânicas básicas

É formada por rochas metavulcânicas e metaplutônicas básicas, além de metassedimentares químicas e pelíticas subordinadas expostas a oeste de Mara Rosa e Alto Horizonte. Tal unidade foi metamorfizada predominantemente sob condições da fácies anfíbolito, porém são comuns domínios de fácies xisto verde. Corpos intrusivos de metatonalitos, metadioritos e metahornblenditos pouco deformados são comuns nesta unidade (Oliveira *et al.*, 2006).

Subunidade metavulcanossedimentar

Dispõe-se em contato tectônico com as sequências Campinorte, Santa Terezinha e Grupo Serra da Mesa pela zona de cisalhamento Rio dos Bois. Compreende uma ampla variação de metavulcânicas básicas a ácidas, metassedimentares psamo-pelíticas e químicas, além de produtos hidrotermais associados às mineralizações de Cu-Au (Chapada) e Au (Mundinho, Viúva, Sururuca) (Oliveira *et al.*, 2016), dentre os quais se destacam estaurolita-cianita anfíbolito, quartzo epidiositos, pirita-quartzo-sericita xistos, muscovia-biotita xisto feldspático, muscovita-biotita-plagioclásio-microclínio gnaisse, gedrita-antofilita xisto e rochas ricas em cianita como cianita muscovita xistos, cianita quartzitos e cianititos. (Oliveira *et al.*, 2006).

Os principais depósitos de Au e Cu-Au da região, inserem-se em um pacote vulcano sedimentar onde metavulcânicas básicas e ortognaisses tonalíticos são abundantes.

2.3.3 Ortognaisses Tonalíticos - NP1γ1g

Segundo Oliveira *et al.*, (2006), nessa sequência dominam ortognaisses tonalíticos (biotita gnaisses) de granulação média, tonalidade cinza claro a médio e constituído essencialmente de plagioclásio, quartzo, biotita, feldspato potássico e, por vezes, hornblenda. Os gnaisses exibem foliação difusa ou macroestrutura bandada realçada pela alternância de bandas quartzo feldspáticas com diferentes proporções de biotita (Oliveira *et al.*, 2006). Dentro dos corredores de alta deformação (zona de cisalhamento transcorrente NE), estes corpos adquirem geometria sigmóide fortemente alongada, aos quais se associam intensa segregação e/ou remobilização de veios quartzo-feldspáticos, com padrão de deformação fortemente irregular, provenientes de migmatização incipiente. Oliveira *et al.*, (2006) afirma também que estes gnaisses englobam grande volume de xenólitos de anfibólitos de granulação fina a média, microestrutura nematoblástica e constituídos essencialmente de hornblenda e plagioclásio. Datação U-Pb em zircão obtido de gnaisses tonalíticos mostra idade de 845 ± 5 Ma (Melo *et al.*, 2006). Este resultado se aproxima das idades U-Pb em zircão de $856 +13/- 7$ e 862 ± 8 obtidas para metatonalito e metagranito da região, respectivamente (Pimentel *et al.*, 1997).

2.3.4 Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás - NP2st

Segundo Fuck *et al.*, (2006), a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás é caracterizada por rochas de origem supracrustal, incluindo produtos derivados de atividade vulcânica, sejam derrames ou manifestações piroclásticas, além de depósitos sedimentares. Estes são provavelmente incorporando produtos epiclásticos derivados da erosão de depósitos vulcânicos do arco magmático. Fuck *et al.*, (2006) ainda dividem a sequência em algumas das subunidades, enquanto Oliveira *et al.*, (2006) destacam duas principais, a subunidade metavulcanossedimentar e a subunidade metassedimentar.

A primeira subunidade é representada, sobretudo, por anfibólitos finos cinza escuros e epidoto anfibólitos, além de meta-andesito porfirítico (Oliveira *et al.*, 2006). Os anfibólitos são intercalados com frequência por camadas métricas de hornblenda-granada-muscovita xisto, epidoto-biotita xisto e muscovita quartzito, atestando a contemporaneidade de vulcanismo e sedimentação (Oliveira *et al.*, 2006). A composição mineralógica dos anfibólitos e rochas associadas é indicativa de metamorfismo de fácies anfibólito, com retrometamorfismo parcial

para xisto verde. Os protólitos representados na unidade são antigos derrames de basalto, aos quais se associaram vulcanismo de natureza andesítica (Fuck *et al.* 2006). Análise U-Pb em zircão de amostra de andesito porfirítico indica a idade de 661 ± 8 Ma (Dantas *et al.*, 2001). A assinatura isotópica de neodímio é representada por idades modelo TDM entre 0,8 e 1,19 Ga, indicando curta residência crustal (Fuck *et al.* 2006).

Em relação à segunda divisão explorada por Oliveira *et al.*, (2006), a subunidade metassedimentar de St. Terezinha é marcada por clorita xistos e rochas associadas em faixas alongadas, com cerca de 3 a 5 km de largura. A faixa de afloramentos possui variedade lateral e ao longo da sequência, com ocorrência de essencialmente muscovita-clorita xistos com variações de quartzo, biotita, granada e magnetita-xistos. Intercalações de biotita xisto feldspático, anfíbólio xisto e anfíbolito são comuns. Ocasionais intercalações de clorita-tremolita xisto e de rochas feldspáticas foram observadas (Oliveira *et al.*, 2006).

2.3.5 Suíte Amarolândia - NP3γ3am

De acordo com Oliveira *et al.*, (2006), a Suíte Amarolândia corresponde a pequenos corpos a intrusões batolíticas de tonalitos pouco ou não deformados, que ocorrem em toda extensão do Arco Magmático Mara Rosa. Os litotipos mais representativos desta suíte exibem macroestrutura isotrópica a ligeiramente foliada, granulação média e tonalidade mosqueada de branco e cinza escuro. Compõem-se em maior proporção de plagioclásio e quartzo ligeiramente deformados, entremeados por aglomerados de biotita. Por vezes nas bordas ocorrem protomilonitos tonalíticos e exibem profoliação milonítica definida por superfícies anastomosadas constituída de quartzo e biotita. Epidoto e clorita são produtos comuns ligados a metamorfismo de fácies xisto verde (Oliveira *et al.*, 2006).

2.3.6 Intrusões Tardi a Pós-Orogênicas

Os corpos tardios a pós tectônicos apresentam dois tipos distintos de corpos intrusivos, dominados por dioritos e intrusões graníticas, intrudem os gnaisses e rochas supracrustais do Arco Magmático de Goiás (Viana *et al.*, 1995; Pimentel *et al.*, 2004). Os corpos dioríticos tem composição quartzo-diorítica com granulação grossa e foliação incipiente marcada pela ocorrência de biotita e hornblenda (Gonçalves *et al.*, 2010). As intrusões graníticas por sua vez, são mais disseminadas com corpos médios a grandes, alguns atingindo vários quilômetros de extensão, predominando biotita granitos leucocráticos. De acordo com Pimentel *et al.*, (2004) teriam ocorrido após o evento tectônico de 600 Ma durante a Orogênese Brasileira.

Suíte Plutônica do Arco Magmático de Goiás - Granito Faina - NP3y4f

Datadas do Neoproterozoico, as suítes plutônicas ácidas do Arco Magmático de Goiás são representadas por corpos pouco ou não deformados de natureza pós-tectônica. Tais intrusões incluem principalmente biotita granito e leucogranitos peraluminoso a duas micas, com fácies granodiorítica subordinada exibindo granulação média a grossa em tonalidade cinza claro (Oliveira *et al.*, 2006). O batólito Faina, mais expressivo da suíte, encontra-se alongado disposto em direção NE-SW. Como principal fácies dessa intrusão ígnea, ocorre granito de granulação média a grossa, macroestrutura isotrópica a moderadamente foliada sendo formada por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e granada (Oliveira *et al.*, 2006). O contato deste corpo com as metassedimentares encaixantes é marcado por uma zona de cisalhamento transcorrente com movimento sinistral. Alguns estudos datam o granito Faina em 576 ± 6 Ma (Junges *et al.* 2002a, 2003), enquanto as idades modelo Sm-Nd situam-se entre 1,1 e 1,5 Ga (Viana *et al.* 1995, Junges *et al.* 2002b). Pimentel *et al.*, (1997) definiram duas principais fácies para o corpo, sendo a borda marcada por um granodiorito de granulação média a grossa com granada, e ao centro um monzogranito porfirítico a duas micas, onde a textura porfirítica é marcada pelos fenocristais de KF e os filossilicatos são muscovita e biotita.

2.3.7 Metalogênese e hidrotermalismo associado

As alterações hidrotermais difusas na região se manifestam tanto na ocorrência de cianititos e epidotitos, quanto de rochas completamente silicificadas. Alterações relacionadas à fase de arco de ilha, posteriormente metamorfizadas em fácies anfíbolito e retrometamorfizadas em fácies xisto verde, em um contexto de intensa deformação. Os produtos hidrotermais aluminosos são interpretados como pertencentes ao estágio avançado de alteração durante o pico do metamorfismo em cerca de 760 Ma (Junges *et al.*, 2002). Essas alterações resultam na ocorrência de diversos depósitos minerais de ouro (Au) e cobre (Cu) Oliveira *et al.*, (2016).

Ao sul da área coberta pelo Projeto Mara Rosa, ocorre o Depósito de Cu-Au Chapada que se destaca como a principal ocorrência de Cu e Au. Richardson *et al.*, (1986) o interpretaram como do tipo Cu-pórfiro. Entre as encaixantes deste depósito destacam-se associações ricas em cianita e pirita, que representam a litocapa metamorfizada (halo argílico metamorfizado em facies anfíbolito). Já as hospedeiras são representadas por rochas ricas em biotita que ocorrem em contato transicional com a litocapa (Coelho *et al.*, 2021).

Outros depósitos importantes no contexto do Projeto Mara Rosa são Zacarias e Posse. Zacarias é caracterizado pela associação de Au, Ag e Barita, em um corpo mineralizado concordante com os anfibolitos encaixantes, interpretado como de provável origem vulcanoclástica (Oliveira *et al.*, 2004). O depósito tem gênese definida por Arantes *et al.*, (1991) e and Poll (1994), com simetria estratiforme o sistema é interpretado como do tipo VMS proximal, formado em caldeira de fundo oceânico em uma bacia de back arc. Enquanto Posse é um depósito do tipo ouro orogênico, de mesozona em um contexto de zona de cisalhamento, onde há remobilização dos metais da rocha encaixante (Oliveira *et al.*, 2004). O sistema é composto por sobreposição de ortognaisse sobre anfibolito pela zona de cisalhamento serra de Bom Jesus.

Cianititos - NP3cn

Os cianititos diferem das demais unidades por apresentarem grande contribuição de metassedimentares ricas em cianita (granada-cianita-muscovita-biotita xisto, quartzo-muscovita-cianita xisto, cianita quartzito e cianitito), com intercalações subordinadas de metavulcânicas básicas a intermediárias (anfibolitos finos, anfibólio xistos), quartzo-clorita-muscovita xisto e piritá-clorita-serita xisto (Oliveira *et al.*, 2006). Esta unidade ocorre frequentemente envolvendo as serras de cianititos ao longo da zona de cisalhamento Serra de Bom Jesus, no entorno de Mara Rosa.

2.4. CONTEXTO TECTÔNICO E EVOLUTIVO

A formação do Arco Magmático de Goiás marca a evolução da Orogênese Brasileira no Brasil Central, que compreende os estágios evolutivos do Arco Paleoproterozoico e dos Arcos Neoproterozoicos. A fase neoproterozóica compreende o estágio intra-oceânico, datado de 900 a 800 Ma, o estágio de colisão arco-continente, datado de 670-600 Ma (Pimentel e Fuck 1992; Dantas *et al.*, 2001; Laux *et al.* 2005; Pimentel *et al.*, 2016; Frasca, 2015) e o estágio colisional no qual se desenvolve um grande sistema intracontinental de zonas de cisalhamento do tipo *strike-slip*, denominado de Transbrasiliano (Schobbenhaus, 1975) que se estende do sul da América do Sul até a África.

Dessa forma, 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, contexto que será melhor detalhado no capítulo de Evolução Tectônica.

Capítulo 3

SENSORIAMENTO REMOTO E GEOFÍSICA

3.1 INTRODUÇÃO

O capítulo em questão visa apresentar as ferramentas de análise indireta utilizadas para as interpretações prévias ao mapeamento geológico de campo. O texto se divide em dois subtópicos que descrevem o processamento e os dados obtidos a partir do sensoriamento remoto e aerogeofísica.

A área de sensoriamento remoto é responsável por grandes ferramentas para o mapeamento geológico, sendo uma delas os satélites, que possuem sensores imageadores acoplados que permitem a observação e monitoramento da superfície terrestre. Os satélites LANDSAT-8, CBERS-4A e ALOS PALSAR foram os geradores dos dados utilizados para a confecção de produtos como o mapa de lineamentos de relevo e drenagens, mapa hipsométrico, mapa de declividade e o mapa base de campo. O processamento e interpretação dos dados e produtos são detalhados no subtópico 3.2.

Os dados obtidos por meio da aerogeofísica, baseados em sensores de gamaespectrometria e magnetometria, foram utilizadas para a geração de imagens que permitem algumas identificações prévias de litotipos, contatos litológicos, lineamentos estruturais e anomalias magnéticas essenciais durante o mapeamento geológico. O processamento e interpretação dos dados e produtos são detalhados no subtópico 3.3.

A compilação e integração dos dados obtidos através dessas ferramentas permitiram a obtenção de informações importantes que auxiliam na compreensão acerca do relevo, redes de drenagens, estruturas geológicas, emissões de radiação gama de isótopos e variações no espectro eletromagnético da área mapeada.

3.2 SENSORIAMENTO REMOTO

O sensoriamento remoto é um conjunto de técnicas e procedimentos tecnológicos que visa a representação e coleta de dados da superfície terrestre sem a necessidade de um contato direto, incluindo processos de tratamento, armazenamento e análise dos dados para que se conheça melhor os fenômenos que se apresentam na superfície.

Tal tecnologia permite a aquisição de informações sobre objetos sem contato físico com eles, envolvendo um conjunto de modernos sensores, equipamentos de transmissão de dados, aeronaves, espaçonaves, etc. (Arcanjo, 2011). Através dos dados obtidos por meio dos satélites com sensores óticos Landsat-8 e CBERS-4A, e radar ALOS PALSAR foram extraídos elementos texturais, estruturais e geomorfológicos das imagens referentes ao Projeto Mara

Rosa (GO) e à Área VIII, sendo utilizadas diferentes composições de bandas para realçar alvos distintos.

Landsat-8

O satélite LANDSAT-8 faz parte de um conjunto de satélites ópticos da série Landsat (*Land Remote Sensing Satellite*), lançado na década de 60 a partir de um projeto desenvolvido pela Agência Espacial Americana (NASA) e dedicado exclusivamente à observação dos recursos naturais terrestres. Essa missão foi denominada *Earth Resources Technology Satellite* (ERTS) e em 1975 passou a se chamar Landsat.

O satélite foi lançado em outubro de 2013 e carrega o *Operational Land Imager* (OLI) e o *Thermal Infrared Sensor* (instrumentos TIRS). Esses dois sensores fornecem cobertura sazonal da massa terrestre global com uma resolução espacial de 30 metros (visível, NIR, SWIR-bandas 1 a 7 e 9); 100 metros (Térmico-bandas 10 e 11); e 15 metros (pancromático-banda 8) (Garner R., NASA, 2021). As características dos sensores são melhor relacionadas na Tabela 3.1.

Tabela 3.1: Parâmetros e características do satélite Landsat - 8, adaptado de Garner R., NASA, 2021.

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Res. Radiométrica
OLI (Operational Land Imager)	(B1) COSTAL	0.433 - 0.453 μm	30 m	16 dias	185 km	12 bits
	(B2) AZUL	0.450 - 0.515 μm				
	(B3) VERDE	0.525 - 0.600 μm				
	(B4) VERMELHO	0.630 - 0.680 μm				
	(B5) INFRAVERMELHO PRÓXIMO	0.845 - 0.885 μm				
	(B6) INFRAVERMELHO MÉDIO	1.560 - 1.660 μm				
	(B7) INFRAVERMELHO MÉDIO	2.100 - 2.300 μm	15 m			
	(B8) PANCROMÁTICO	0.500 - 0.680 μm	30 m			
	(B9) Cirrus	1.360 - 1.390 μm				

CBERS-04A

O programa CBERS (*China-Brazil Earth Resources Satellite*) foi desenvolvido em conjunto pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e a Academia Chinesa de Tecnologia Espacial (CAST) Com o objetivo de desenvolver o conhecimento e tecnologia dos dois países, na tentativa de romper o monopólio de dados dos países desenvolvidos, juntamente com a necessidade de monitorar o grande território das duas nações. O Programa CBERS contemplou inicialmente apenas dois satélites de sensoriamento remoto, CBERS-1 e 2, lançados em 1999 e 2003 respectivamente.

O sucesso do programa levou à continuação da linha e criação dos satélites CBERS-3, 4 e 04A, este último lançado em dezembro de 2019 (INPE, 2021). O CBERS-04A opera em

órbita sol-síncrona que assegura uniformidade de iluminação no imageamento e dispõe de 3 câmeras: Câmera Multiespectral e Pancromática de Ampla Varredura (WPM); Câmera Multiespectral (MUX) e Câmera imageadora de Campo Largo (WFI). A câmera WPM é a principal carga útil do CBERS 04A e fornece imagens com resolução panorâmica de 2m e resolução multiespectral de 8m simultaneamente na órbita do satélite (INPE, 2021). As características das câmaras são sumarizadas na Tabela 3.2.

Tabela 3.2: Parâmetros e características do satélite CBERS-04A.

Característica	WPM	MUX	WFI
Bandas Espectrais	0,45 - 0,52 μm (B)	0,45 - 0,52 μm (B)	0,45 - 0,52 μm (B)
	0,52 - 0,59 μm (G)	0,52 - 0,59 μm (G)	0,52 - 0,59 μm (G)
	0,63 - 0,69 μm (R)	0,63 - 0,69 μm (R)	0,63 - 0,69 μm (R)
	0,77 - 0,89 μm (NIR)	0,77 - 0,89 μm (NIR)	0,77 - 0,89 μm (NIR)
	0,45 - 0,90 μm (PAN)		
Resolução	2 m	16,5 m	55 m
	8 m		
Largura da Faixa Imageada	92 km	95 km	684 km
Visada Lateral de Espelho	Não	Não	Não
Revisita	31 dias	31 dias	5 dias
Quantização	10 bits	8 bits	10 bits
Taxa de Dados Bruta	1800.8 Mbps	65 Mbps	50 Mbps
	450.2 Mbps		

ALOS PALSAR

O satélite ALOS foi desenvolvido pela *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA) em parceria com a *Japan Resources Observation System Organization* (JAROS). A série teve início em 2006 com o lançamento do primeiro satélite ALOS (Daichi) e continuada com o segundo satélite em 2014: ALOS-2 (JAXA EORC, 2022). Possui a bordo 3 sensores: o radiômetro PRISM (*Panchromatic Remote-Sensing Instrument for Stereo Mapping*) capaz de adquirir imagens tridimensionais detalhadas da superfície terrestre com resolução de 2,5 metros; o radiômetro multiespectral AVNIR-2 (*Advanced Visible and Near Infrared Radiometer-type 2*) voltado aos mapeamentos de uso e cobertura das terras com resolução de 10 metros e o sensor de microondas PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*) capaz de obter imagens diurnas e noturnas sem a interferência de nebulosidade.

O radar de abertura sintética de banda L do tipo *Phased Array* (PALSAR) é um sensor de micro-ondas ativo que usa frequência de banda L para obter observação terrestre sem nuvens durante dia e noite. O PALSAR possui dois modos de feixe fino: polarização simples (FBS) e polarização dupla (FBD), bem como polarização quádrupla ou modo polarimétrico (PLR) com resolução de 10, 20 e 30 metros respectivamente. O feixe amplo ScanSAR (WB1, WB2) opera com uma perda considerável de resolução quando comparado aos outros, com 100 metros. Os dados do sensor são especificados na Tabela 3.3

Tabela 3.3: Parâmetros e características do satélite ALOS PALSAR

Modo de feixe	Resolução fina		ScanSAR	Polarimétrico
	FBS, DSN	FBD	WB1, WB2	PLR
Frequência central	Banda L (1,27 Ghz)			
Polarização	HH ou VV	HH+HV ou VV+VH	HH ou VV	HH+HV+VV+VH
Resolução espacial	10 m	20 m	100 m	30 m
Largura da faixa	70 km	70 km	250-350 km	30 km
Ângulo fora do nadir	34,3 ° (padrão)		27,1 ° (padrão)	21,5 ° (padrão)

3.2.1 Natureza e Processamento dos Dados

As imagens do CBERS 04A são geridas e disponibilizadas pelo site do INPE de forma pública e de livre acesso no link <<http://www2.dgi.inpe.br/catalogo/explore>>, a cena utilizada foi: CBERS4A_WPM20913020220612. Enquanto os dados de Landsat 8 são geridos pela NASA e USGS, disponíveis no portal Earth Explorer também de acesso público pelo link <<https://earthexplorer.usgs.gov/>>, a cena utilizada foi: LC08_L2SP_222070_20210726_20210804_02_T1. O ALOS PALSAR possui imagens fornecidas pela JAXA e distribuída pela ASF, foi obtida no link <<https://search.asf.alaska.edu/#/>> e a cena utilizada foi AP_26927_FBS_F6900_RT1, de acesso público.

De posse dos dados primários, foram aplicados procedimentos de geoprocessamento, visando extrair as informações de interesse. As imagens foram processadas de forma independente entre si, com seus resultados sendo posteriormente integrados para a geração dos produtos interpretados. As imagens orbitais, bem como os demais dados vetoriais e matriciais utilizados no Projeto Mara Rosa, foram trabalhados em ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas). Para isto, diferentes softwares de geoprocessamento foram utilizados, incluindo

Google Earth Pro e QGIS (3.20.2), ambos de utilização livre e gratuita, e ArcMap (10.5), licenciado por meio do uso institucional fornecido pelo IG/UnB.

Inicialmente, as imagens CBERS 04A passaram por um empilhamento das bandas 1 a 4 (*layerstacking*), de forma a uni-las em um único arquivo raster e possibilitar suas combinações em composições coloridas. Em seguida, foi feita uma fusão da imagem empilhada com a banda 0 (pancromática), por meio da ferramenta *pansharpening*, onde os pixels das bandas 1 a 4, inicialmente com resolução espacial 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 pixels de 2x2 metros. Dessa forma, a imagem reamostrada foi utilizada para a confecção das composições coloridas R3G2B1; R3G4B1 (Fig. 3.1).

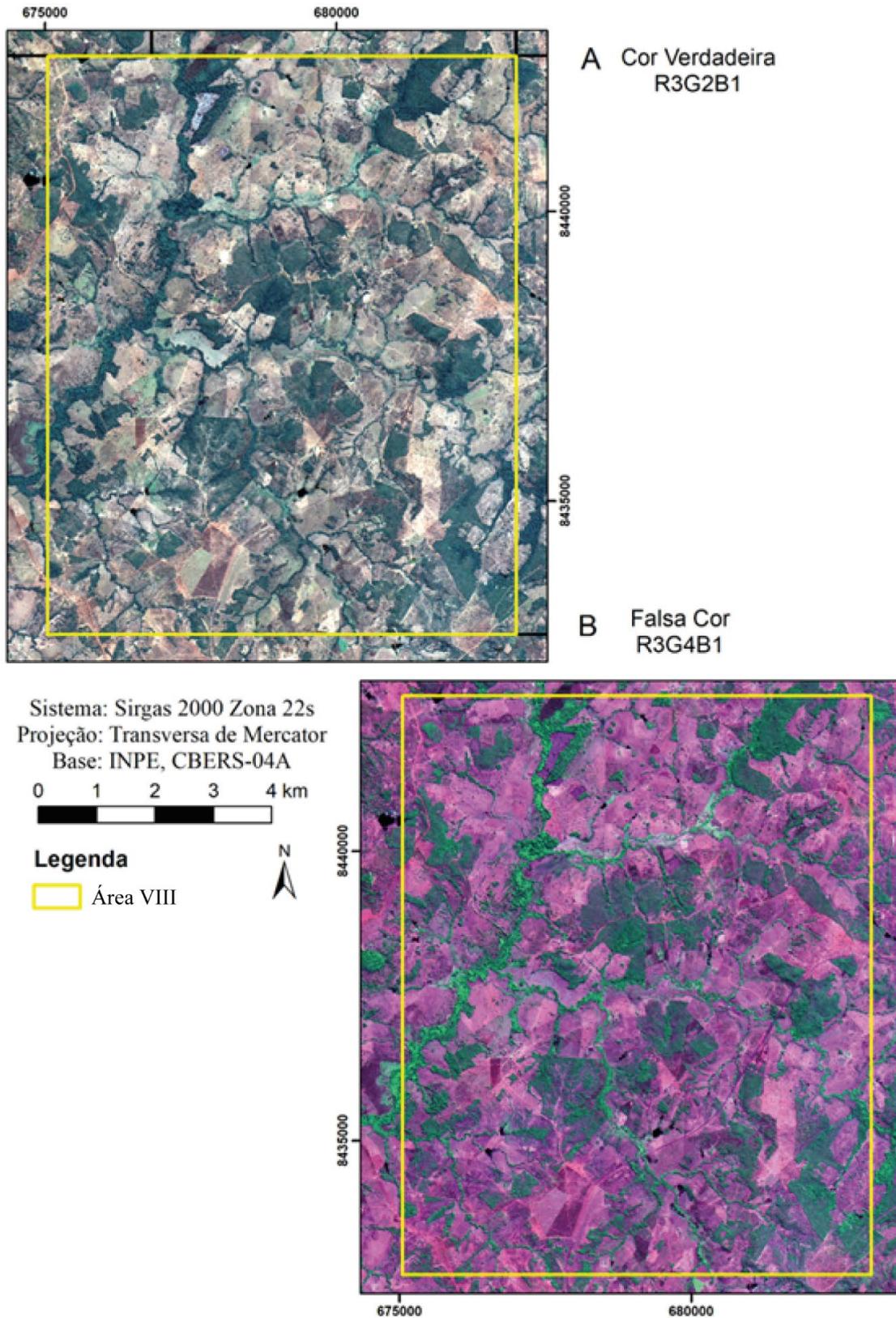


Figura 3.1: Imagens do satélite CBERS-04A com diferentes composições de bandas. A: Composição com vermelho na banda 3, verde na banda 2 e azul na banda 1; B: Composição 341.

Em relação ao processamento das imagens Landsat, foi feito um empilhamento inicial de bandas, assim como aplicado às imagens CBERS, concatenando as bandas 1 a 7 em uma única imagem. Na sequência, a imagem empilhada foi utilizada para a confecção de composições coloridas, fazendo uso também de razões espectrais e extração de componentes principais.

Por fim, ao MDE Alos Palsar foram aplicados os algoritmos de sombreamento de relevo (*hillshade*), de extração de curvas de nível (*contour*) e de declividade (*slope*) com seus parâmetros de entrada detalhados na Tabela 3.4. Este processo resultou na geração de dois dados matriciais de relevo simulado e um dado vetorial de elevação do terreno (Fig. 3.2).

Tabela 3.4: Tabela dos parâmetros de entrada dos produtos.

Produto	Especificações	Valores
Hillshade	Fator Z	2,5
	Azimute	300°
	Ângulo de inclinação	40°
	Escala de cores	Branco a Cinza 50% (ArcMap)
Contour	Espaçamento	50 m
Suavização	Iterações	3
	Deslocamento	0,25
	Ângulo máximo de nó para suavizar	180°

3.2.3 Confeção do Mapa Base

A confecção do mapa base de campo (Fig. 3.3) iniciou-se com a extração das drenagens a partir das imagens tratadas do CBERS-04A, com uma resolução de 2 metros, utilizando principalmente as composições 341 que ressaltam as matas ciliares e corpos de vegetação, geralmente associados às drenagens (Fig. 3.1B), em escala de 1:25.000. As rodovias pavimentadas foram obtidas pelo site do Ministério da Infraestrutura e pela Agência Goiana de Infraestrutura, enquanto as estradas não pavimentadas foram manualmente retiradas das imagens do CBERS na composição 321 que simula as cores reais e classificadas em estradas principais, secundárias, trilhas e cercas. As localidades foram obtidas também por extração manual, onde foram marcadas com pontos as construções visíveis pela mesma imagem de satélite.

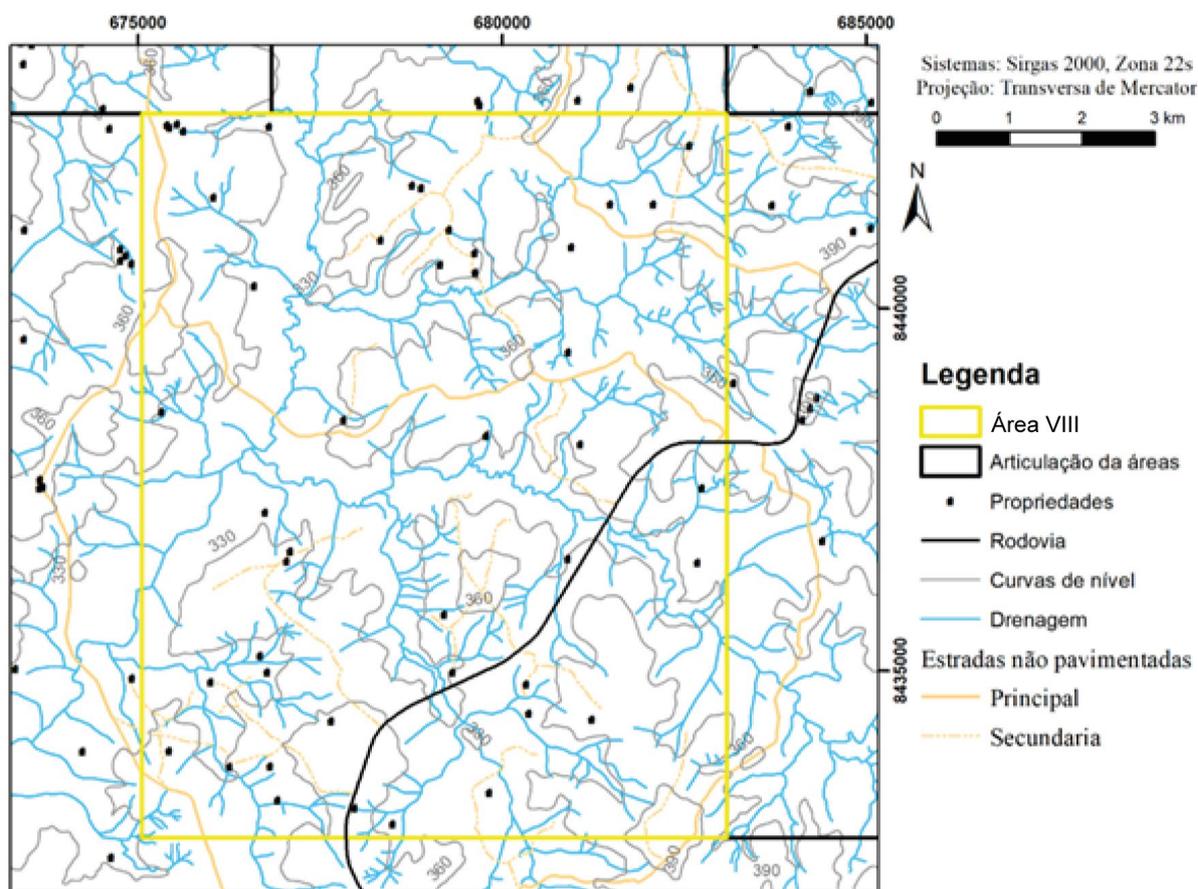


Figura 3.3: Mapa base de campo.

3.2.4 Análise e Interpretação dos dados

O Modelo Digital de Elevação do Terreno (MDE) e o de relevo simulado forneceram importantes informações acerca da morfologia da região. A partir deles puderam ser extraídos produtos como: mapa hipsométrico, mapa de declividade e o mapa de lineamentos morfoestruturais.

O mapa hipsométrico traz boa visualização quanto à variação da altitude do terreno e apresenta valores altimétricos compreendidos entre 281 e 818 metros (Fig. 3.4). Por conseguinte foi extraído o mapa de declividade do terreno (Fig. 3.5), no qual foi classificado em intervalos definidos, com base nas orientações da Instrução Normativa nº 31/06 do INCRA (Instituto Nacional de Colonização e Reforma Agrária) que relacionam com os padrões de relevo apresentados na Tabela 3.5.

Tabela 3.5: Tabela dos parâmetros de classificação do relevo com base na normativa 31/06 do INCRA.

Declividade (%)	Relevo
0-3	Plano
3-8	Suave-ondulado
8-20	Ondulado
20-45	Forte-ondulado
45-75	Montanhoso
>75	Forte-montanhoso

Através do mapa de declividade foi possível identificar domínios geomorfológicos distintos (Tabela 3.6). Nota-se que a maior parte da área possui variações homogêneas entre relevo plano, suave-ondulado e ondulado com pouca variação de altitude, outras se destacam com o padrão forte-ondulado e pontualmente associado a esse, do tipo montanhoso. A principal feição que se destaca é o maciço granítico Faina, com altitude de até 650 metros e declividade de 75%. Outras formas que se destacam são o Morro Redondo, na região centro-sul da área e a Serra de Bom Jesus, com estruturação NE-SW com inflexão E-W, que ocupa a região centro-nordeste da área. Seguindo para a região leste, observa-se um aumento gradual da altitude e declividade até chegar no Platô Mara Rosa, definido por Porto, 1994. Essa variação é definida pela predominância de um padrão ondulado quando comparado com o restante da área.

A região central do Brasil foi afetada pelo ciclo geomorfológico Velhas (Braun, 1971) que ocorreu entre o final do Oligoceno e Pleistoceno inferior, onde se desenvolve o aplainamento e laterização da superfície. Essa superfície é preservada por longas áreas no

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

planalto central, entre as cotas de 400 e 600 metros. Em Mara Rosa esse horizonte é constituído por uma área de platô laterítico, o platô Mara Rosa, que tem sido dissecado pela drenagem atual onde desenvolve-se um terreno ondulado nas altitudes menores (Porto, 1994).

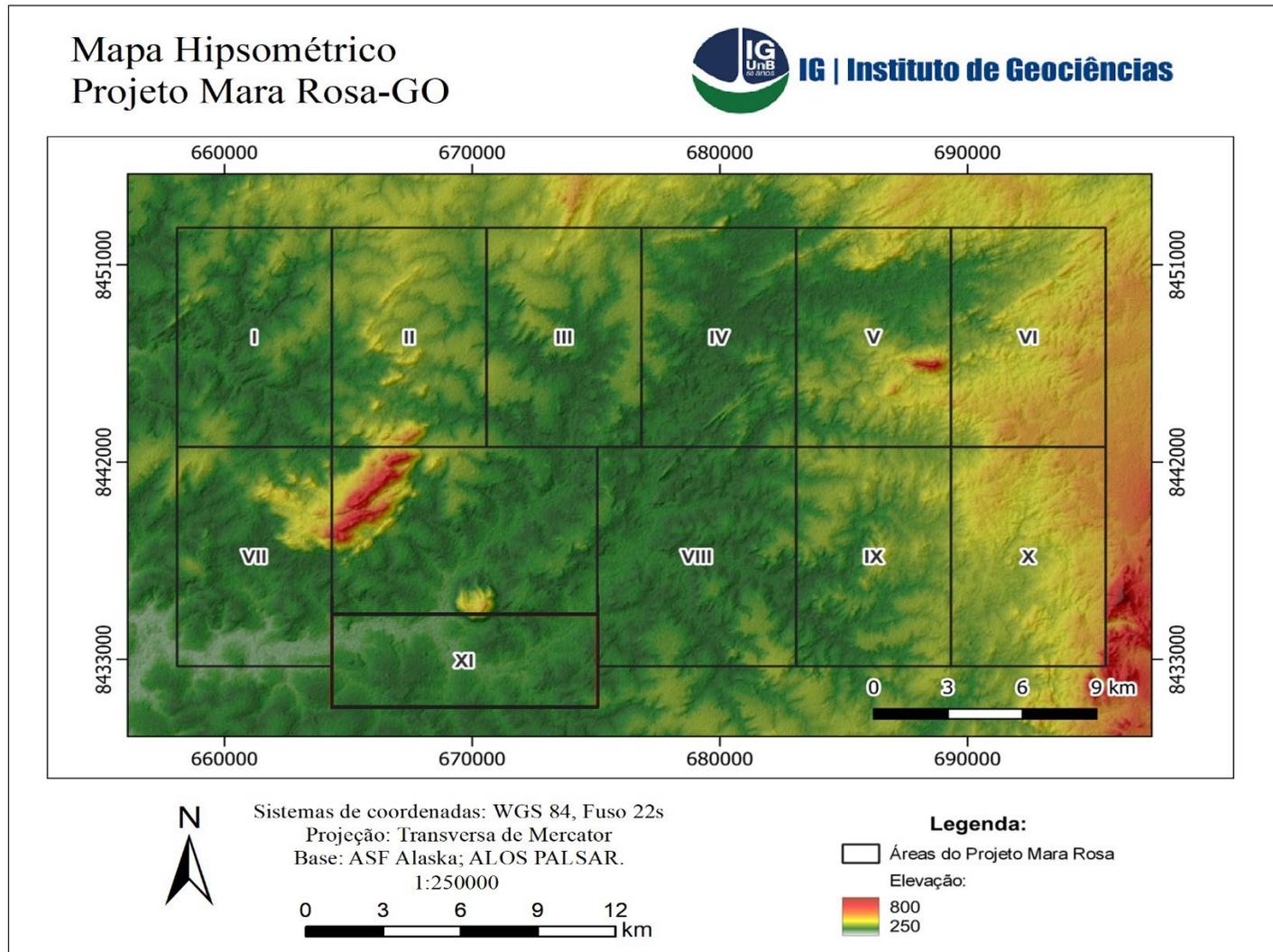


Figura 3.4: Mapa do modelo Hipsométrico da área do Projeto Mara Rosa, com coloração baseada na altitude do relevo. Modelo gerado a partir do modelo de elevação digital (MDE) ALOS PALSAR.

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

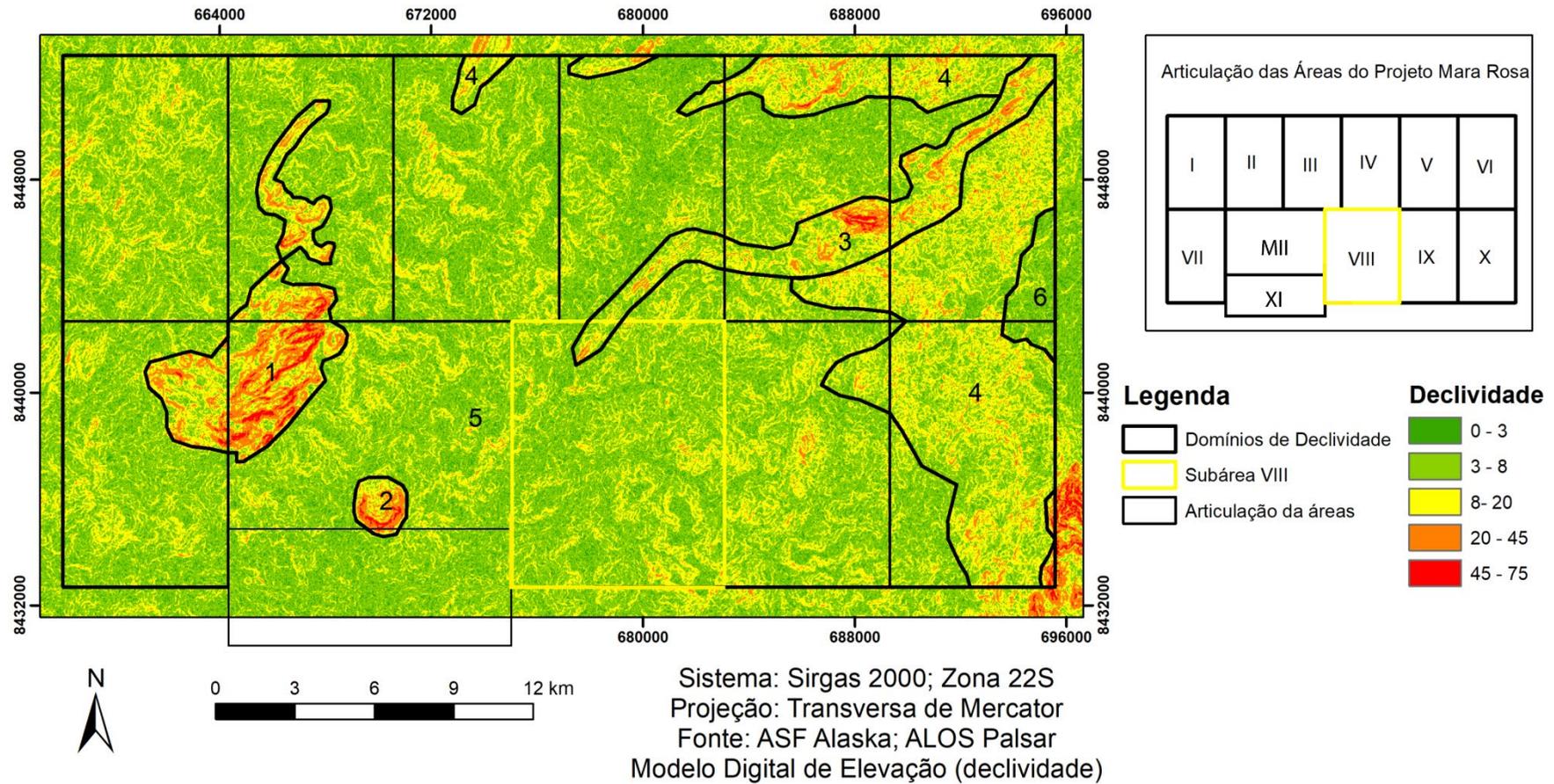


Figura 3.5: Mapa do modelo de declividade da área do Projeto Mara Rosa com coloração baseada na classificação definida pelo INCRA. Modelo gerado a partir do modelo de elevação digital (MDE) ALOS PALSAR. Imagem com domínios marcados de 1 a 6 definidos na Tabela 3.6

Tabela 3.6: Tabela de classificação dos domínios de relevo com base na declividade.

Domínio	Declividade	Relevo	Área (km ²)	Nome da Feição	Altitude
1	8-75	Ondulado a forte-ondulado	37,50	Granito Faina	368 a 650 m
2	8-75	Ondulado a forte-ondulado	3,68	Morro Redondo	335 a 510 m
3	3-75	Suave-ondulado a forte-ondulado	30,8	Serra de Bom Jesus	364 a 627 m
4	3-20	Suave-ondulado a ondulado	111,74	-	370 a 394 m
5	0-20	Plano a ondulado	558	-	281 a 423 m
6	0-3	Plano	8,28	Platô de Mara Rosa	394 a 544 m

A análise das imagens sombreadas do MDE (Fig. 3.2) permitiu traçar os lineamentos morfoestruturais da área do projeto Mara Rosa a partir do traçado de cristas de relevo e de drenagem (Fig. 3.6), ambos com o objetivo de evidenciar os trends estruturais regionais. Utilizou-se principalmente o MDE com direção de iluminação com azimute 90°. Em seguida, para cada tipo traçado foi gerado um diagrama de roseta que permitiu identificar a orientação preferencial das estruturas da região. A extração dos dados azimutais de lineamentos foi realizada com a ferramenta *AzimuthFinder* (Queiroz *et al.*, 2014), que quantifica cada lineamento de acordo com suas características, tais como comprimento, frequência e orientação.

As rosetas geradas para a área tiveram como parâmetros a frequência e orientação dos lineamentos (Fig. 3.7 A e B). A partir dos diagramas da Figura 3.7, observa-se uma estruturação com trend principal NE-SW do relevo nos traços de cristas positivas. Já os lineamentos de drenagem se apresentam em direções variadas, com duas tendências principais, para NE e NW, que podem indicar estruturas menores de segunda ordem.

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

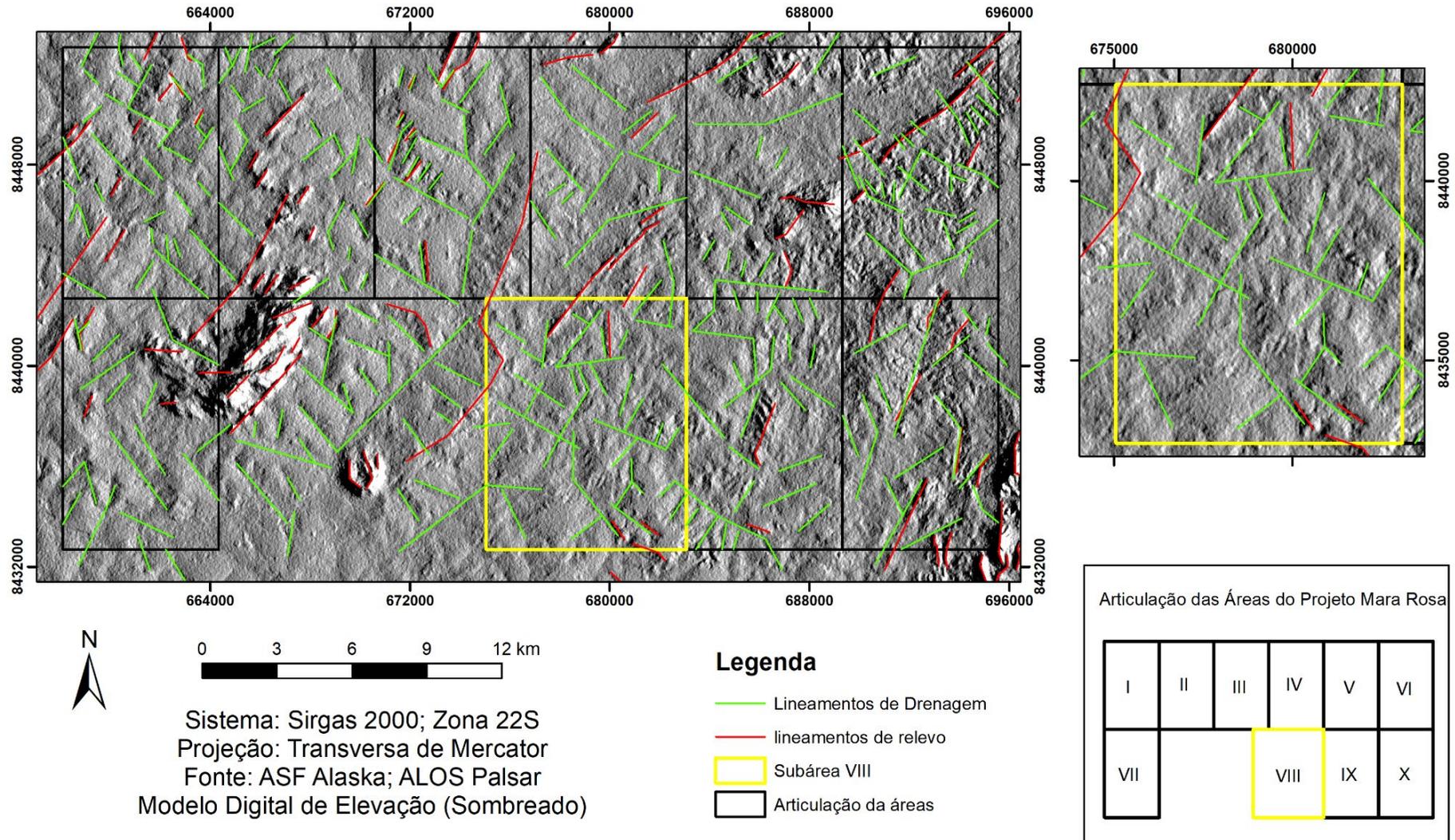


Figura 3.6: Modelo Digital de Elevação (MDE) criado a partir dos dados do SRTM. Recobrimento da área referente ao Projeto Mara Rosa com sombreado simulando incidência da luz solar vinda da direção de azimute 90°, destaque para os lineamentos morfoestruturais de relevo em vermelho e de drenagens em verde.

Rosetas de lineamento

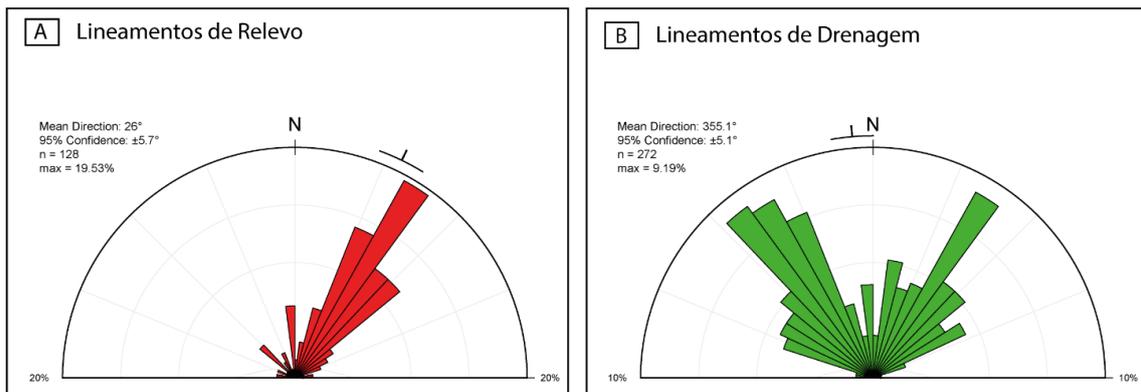


Figura 3.7: Diagramas de rosetas. **A:** Roseta demonstra a frequência e as direções dos lineamentos de relevo, com base nas cristas; **B:** Roseta demonstra a frequência e as direções dos lineamentos de drenagem.

3.3 AEROGEOFÍSICA

Os métodos aerogeofísicos tornaram-se uma ferramenta indispensável em diversas áreas de pesquisa das geociências, como hidroGeologia, geotecnia, geotectônica, prospecção mineral e cartografia geológica, por possuírem em sua grande maioria, uma aplicabilidade variada, baixo custo relativo, alta resolução espacial e baixo impacto ambiental. Neste cenário, a aplicação de tais métodos, especialmente magnetométricos e gamaespectrométricos, são considerados como excelentes alternativas para terrenos tropicais, nos quais os espessos perfis de solo e a escassez de afloramentos dificultam o mapeamento geológico pelos métodos tradicionais (Jaques *et al.*, 1997).

A partir dos dados magnéticos é possível definir estruturas do embasamento e suas continuidades sob coberturas, enquanto os dados gamaespectrométricos viabilizam a confecção de mapas geoquímicos (K, eTh, eU), os quais provaram ser importantes no mapeamento de unidades geológicas, regiões de alteração hidrotermal bem como de regolitos em áreas arrasadas (Jaques *et al.*, 1997). Assim sendo, a integração e interpretação de produtos aerogeofísicos derivados da magnetometria e gamaespectrometria possibilitam caracterização de domínios litoestruturais de uma região, funcionando como uma boa base orientacional para a realização de mapeamento geológico.

Objetifica-se neste subcapítulo a exibição das técnicas e procedimentos efetuados durante a etapa pré-campo no que diz respeito a utilização da aerogeofísica aplicada no trabalho de mapeamento geológico final. Portanto, propõem-se apresentar os produtos adquiridos através de processamento e integração de dados, bem como evidenciar os resultados obtidos a partir da interpretação dos mesmos.

3.3.1 Embasamento Teórico

3.3.1.1 Magnetometria

Entende-se por magnetometria o método capaz de medir a magnitude e a orientação do campo magnético da Terra, dependente principalmente do campo magnético primário gerado no núcleo do planeta, assim como as magnetizações induzidas e remanescentes das rochas que compõe a crosta terrestre. A grandeza física medida é a intensidade do campo magnético, medida em nanotesla (nT), cujas variações espaciais são função da variação da susceptibilidade magnética das rochas. Portanto, trata-se de um método potencial capaz de medir pequenas variações na intensidade do campo magnético terrestre geradas pelo contraste de susceptibilidade magnética de solos e rochas em subsuperfície.

Os dados adquiridos durante os levantamentos aerogeofísicos magnetométricos consistem no Campo Magnético Total (CMT), que representa o somatório de todos os campos magnéticos atuantes no ponto de captação (Kearey *et al.*, 2009). Objetivando isolar o campo magnético secundário induzido pelas rochas da subsuperfície terrestre (Anomalia Magnética - AM) são realizadas algumas correções na etapa de pré-processamento dos dados. Essas correções têm como objetivo eliminar os efeitos produzidos pela circulação de correntes elétricas no núcleo externo da Terra (IGRF) e, também, eliminar os efeitos do campo magnético concebido por fontes externas do planeta (Kearey *et al.*, 2009).

A susceptibilidade magnética configura-se como parâmetro fundamental para a geração do campo induzido pelas rochas crustais. Essa propriedade permite que as rochas se magnetizem por meio do processo de indução magnética (Kearey *et al.*, 2009). De modo geral, a intensidade de magnetização de uma rocha é dependente da concentração relativa de minerais magnéticos como a magnetita, ilmenita e pirrotita (Kearey *et al.*, 2009). Tais materiais ferromagnéticos podem causar variações no campo magnético terrestre (anomalias), uma vez que estes tendem a se magnetizar com maior intensidade, podendo gerar uma intensidade da magnetização em relação ao campo positiva e negativa (Kearey *et al.*, 2009).

O estudo dessas anomalias magnéticas podem ser de grande uso e interesse em diversas áreas da Geologia, como na prospecção mineral, onde permite o realce de fontes magnéticas anômalas associadas à presença e principalmente à ocorrência de ouro, cobre, diamantes e petróleo (Fornazzari Neto & Ferreira, 2003; La Terra *et al.*, 2010; Moreira *et al.*, 2012). Sendo assim, segundo Gunn *et al.* (1997), a análise e interpretação de dados aeromagnéticos permitem

identificar feições estruturais, já que a concentração de minerais magnéticos está comumente associada a superfícies de descontinuidade ou ruptura.

3.3.1.2 Gamaespectrometria

Os isótopos radioativos que existem na natureza variam em seus níveis de emissão de radiação e na possibilidade de detecção das mesmas. As principais fontes detectáveis de radiação gama na superfície terrestre são provenientes das emissões ocasionadas durante o decaimento dos elementos radioativos potássio (K40), dos elementos da série do urânio (U238) e tório (Th232) e seus respectivos isótopos filhos presentes na composição da maioria das rochas (Ferreira *et al.* 2016; IAEA 2003).

Trata-se de um método geofísico capaz de detectar a radiação gama oriunda da desintegração desses radioelementos. Sendo assim, é um método geofísico superficial, uma vez que aproximadamente 90% da radiação gama emanada da superfície terrestre origina-se, aproximadamente, nos 30 cm da crosta do planeta, envolvendo três principais grupos que representam fonte da radiação: (a) rocha não intemperizada; (b) rocha intemperizada; (c) material transportado (Gunn *et al.* 1997). Os dados gamaespectrométricos computam o teor de K, U e Th, os quais ocorrem naturalmente em solos e rochas e são os únicos que produzem raios gama em intensidade e energia suficientes para serem quantificados por gamaespectrômetros.

Consequentemente, a quantificação da variação na proporção desses elementos proporcionada pelos produtos derivados da gamaespectrometria, possibilita mapear o arcabouço aflorante em uma região, dado que as concentrações relativas de K, U e Th refletem a natureza composicional do substrato rochoso (Ferreira *et al.*, 2016). Ademais, a análise do conteúdo desses radioelementos permite avaliar a atuação de processos intempéricos que ocorrem na superfície terrestre (Fig. 3.8) (Ferreira *et al.* 2016).

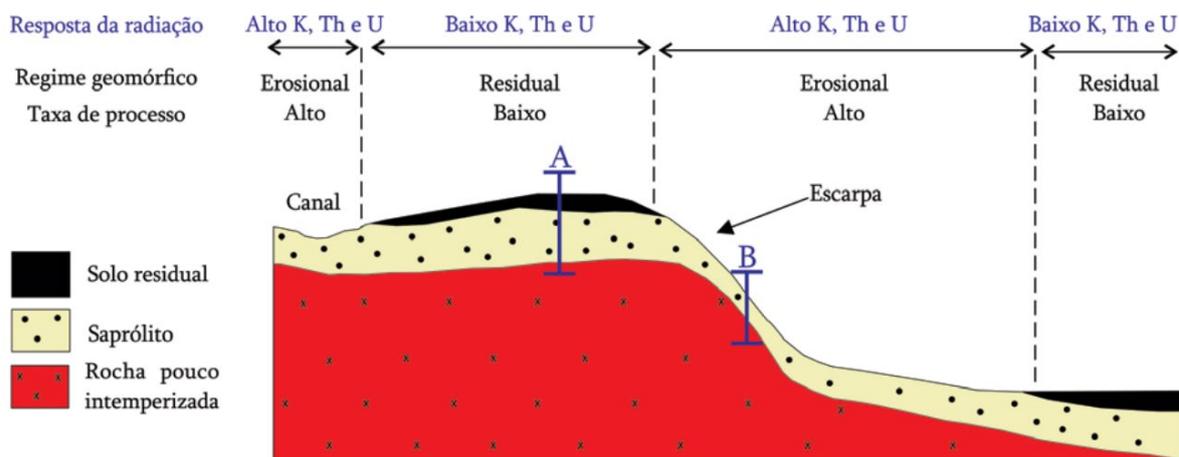


Figura 3.8: Influência dos processos geomorfológicos na emissão de radiação gama (Modificado de Wilford *et al.*, 1997).

A ocorrência do radionuclídeo U pode se dar na forma U^{4+} ou U^{6+} , onde a forma mais reduzida ocorre em minerais mais estáveis e, a mais oxidada está associada a carbonatos, sulfatos e fosfatos, formando espécies solúveis. O U ocorre em minerais como uraninita, uranotorita, monazita e zircão. Já o Th pode ocorrer na forma de óxidos, silicatos, carbonatos e fosfatos, estando presente também em alguns compostos orgânicos como petróleo e carvão (Mernagh & Mieзитis, 2008). Sua ocorrência é geralmente em concentrações muito baixas, uma vez que sua própria concentração na crosta é pequena. Comum em minerais como monazita, torianita, alanita, bastnasita, pirocloro, xenotima, fluorapatita e zircão (Mernagh & Mieзитis, 2008). As concentrações de Th e U na crosta terrestre são mínimas e o comportamento de ambos perante o intemperismo difere consideravelmente do K. Tanto o Th quanto o U tendem a ser imóveis, porém em ambiente oxidante o U tende a ser lixiviado e o Th não, já que apresenta maior estabilidade geoquímica dentre os três elementos (Ferreira *et al.*, 2016).

Já em relação ao K, ocorre mais associado a rochas ígneas félsicas, metamórficas micáceas, feldspáticas e quartzo-feldspáticas, além de algumas rochas sedimentares, como folhelhos e argilitos. Pode estar associado a óxidos de ferro, hidróxidos de alumínio e argilominerais. De modo geral, o elemento é despreendido dos minerais primários facilmente em função do seu raio iônico e mobilidade, onde posteriormente é adsorvido em argilominerais como ilita e, dependendo do ambiente de formação, na montmorilonita. Dessa forma, uma característica importante do K, refere-se a sua alta mobilidade e solubilidade durante o intemperismo e em ambientes hidrotermais, podendo ser facilmente lixiviado e transportado,

sobretudo em regiões de clima tropicais (Ferreira *et al.*, 2016). Dos três radioelementos considerados, é o elemento mais abundante na crosta terrestre (aproximadamente 2,32%).

Dessa forma, a interpretação de dados gamaespectrométricos permite caracterizar regiões com unidades litológicas indivisas, detectar a presença de intrusões ígneas aflorantes, elementos hidrográficos, alteração hidrotermal e/ou intensos processos erosivos, contribuindo significativamente para o entendimento de uma região.

3.3.2 Características do Aerolevanteamento

Os dados aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos utilizados no trabalho, são provenientes do Projeto: Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás 1ª Etapa: Arco Magmático de Mara Rosa, que abrangeu a porção norte do estado de Goiás (Fig. 3.9). O referente projeto foi fomentado pelo convênio entre a Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral (SGMTM), o Ministério de Minas e Energia (MME), o Serviço Geológico do Brasil (CPRM), a Secretaria de Indústria e Comércio da Superintendência de Geologia e Mineração do Estado de Goiás (SIC/SGM) e o Fundo de Fomento à Mineração (FUNMINERAL) e executado pela empresa LASA Engenharia e Prospecções S/A.

O levantamento aerogeofísico, realizado no ano de 2004, recobriu uma área de 15.890 km² com 36.559,73 km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos de alta resolução (LASA, 2004). As linhas de voo e controle do aerolevanteamento foram orientadas nas direções N-S e E-W e espaçadas a cada 0,5 km e 5,0 km, respectivamente. A altura do vôo foi definida em 100 m sobre o terreno e o intervalo entre leituras geofísicas equivalentes a 0,1 s para o magnetômetro e 1,0 s para o gamaespectrômetro (LASA, 2004). Foram utilizadas duas aeronaves para a aquisição dos dados: um Cessna C208B Caravan – PT-FAS que vôou com velocidades de aproximadamente 260 km/h e um Cessna Titan 404 – PT-WQT) com velocidade de vôo de aproximadamente 302 km/h (LASA, 2004).

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

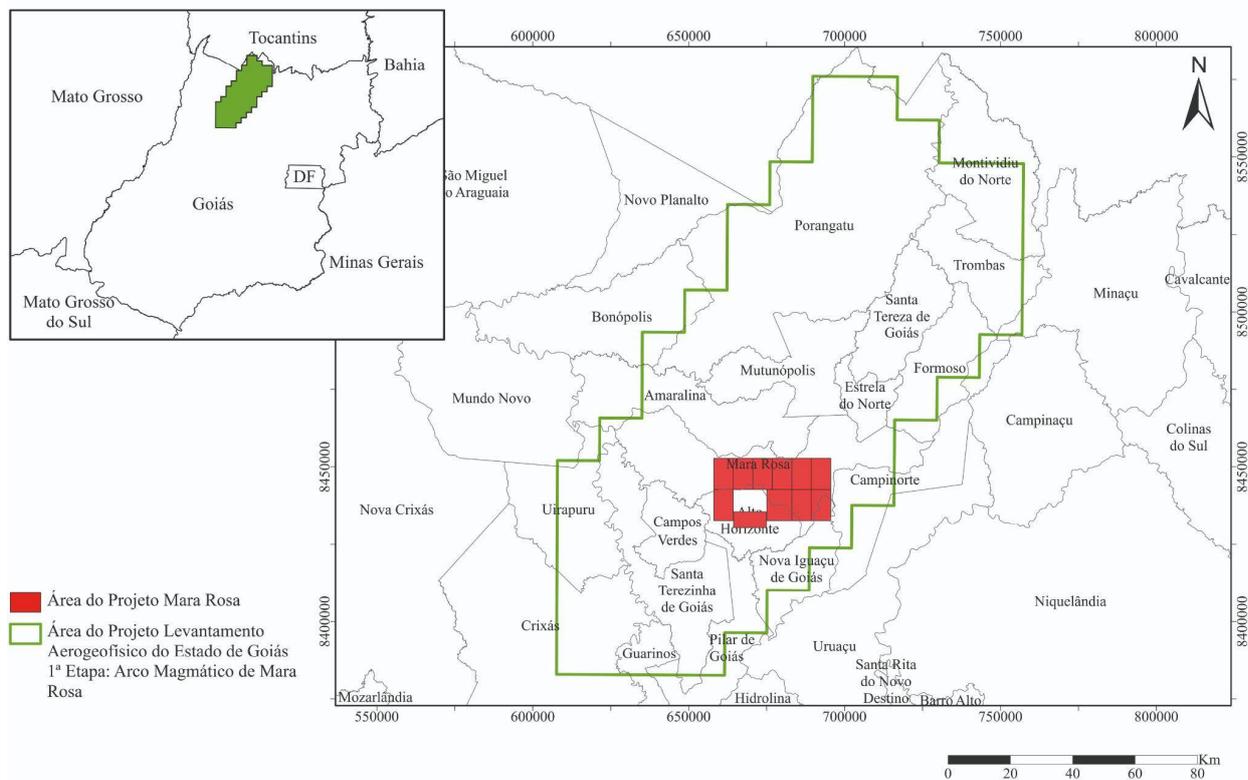


Figura 3.9: Localização do Projeto Aerogeofísico do Estado de Goiás 1º Etapa: Arco Magmático de Mara Rosa e Projeto Mara Rosa (Extraído de LASA, 2004).

3.3.3 Processamento dos Dados

Os dados utilizados durante o processamento foram fornecidos pela Secretaria de Indústria e Comércio da Superintendência de Geologia e Mineração do Estado de Goiás (SIC/SGM), onde todos os procedimentos necessários para o tratamento desses dados foram realizados no software Oasis Montaj versão 2021.2.1 (*Educational software edition*), disponível nos laboratórios de informática do Instituto de Geociências sob orientação da Prof^ª Dr^ª. Roberta Mary Vidotti.

Para ambos os métodos, a confecção dos mapas de interpolação foi gerada a partir de células unitárias de tamanho correspondente a $\frac{1}{4}$ do espaçamento das linhas de voo, ou seja, 125 metros. Desta forma, mapas interpolados em malha quadrada de 125 x 125 m foram gerados.

3.3.3.1 Método Magnetométrico

A interpolação em malha regular dos dados de magnetometria (Anomalia Magnética - AM) foi realizada pelo método de interpolação spline bidirecional, denominado de bigrid. A

Anomalia Magnética foi gerada e em sequência os produtos Derivada Vertical (Dz), Sinal Analítico em três dimensões (SA3D) e Gradiente Horizontal Total (GHT). A Figura 3.10 apresenta o fluxograma de processamento dos dados.

Por meio da interpretação dos produtos derivados da anomalia magnética (Fig. 3.11), foi possível traçar as principais feições lineares, como contatos, discontinuidades, falhas e fraturas, assim como domínios morfomagnéticos, com o objetivo de retirar elementos litoestruturais para auxiliar na etapa de mapeamento da área de estudo.

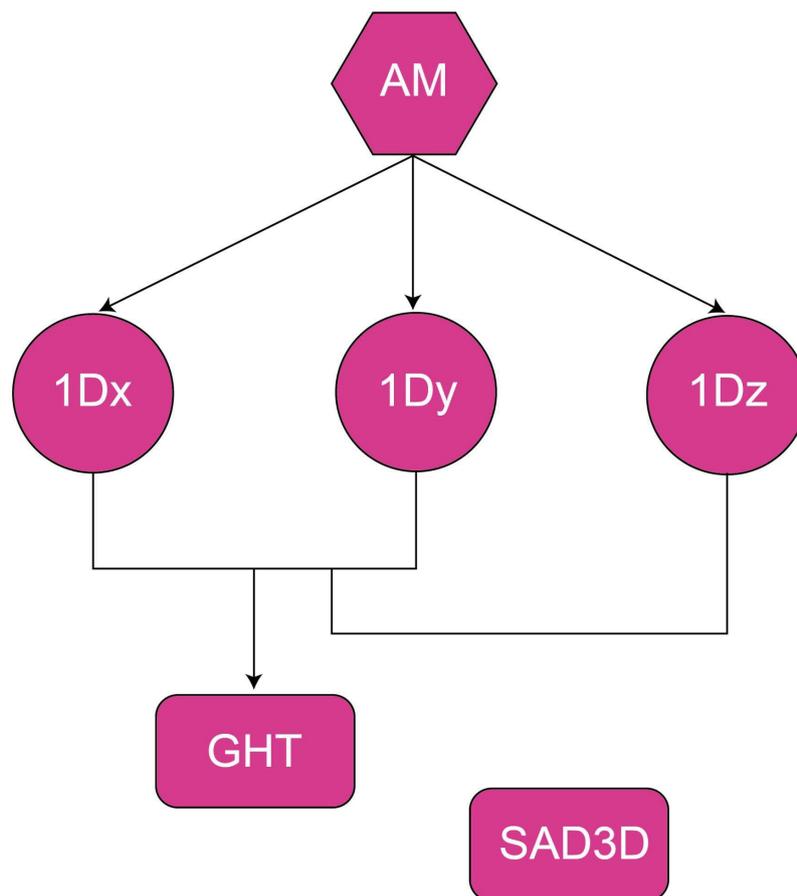


Figura 3.10: Fluxograma relativo às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aeromagnéticos, sendo: AM = Anomalia Magnética; Dx = Primeira Derivada Horizontal da AM no eixo X; Dy = Primeira Derivada Horizontal da AM no eixo Y; Dz = Primeira Derivada Vertical da AM; SA3D = Amplitude do Sinal Analítico da Anomalia Magnética e GHT = Gradiente Horizontal Total.

Derivadas de primeira ordem da Anomalia Magnética

Os gradientes ou filtros derivativos são usados para realçar variações da resposta geofísica de acordo com fatores como distância, tempo ou frequência, referindo-se ao gradiente de funções contínuas com valores infinitamente próximos. Para um dado parâmetro adquirido

ao longo de grids é possível computar gradientes horizontais e verticais. A Figura 3.9 B exibe o gradiente vertical (Dz) que indica como o parâmetro medido (anomalia) varia de acordo com a distância vertical em relação à fonte causadora, sem depender da orientação das linhas de voo (Isles *et al.*, 2013).

Sendo assim, a Dz tende a realçar as altas frequências permitindo a obtenção de informações sobre as feições mais rasas, pois equivale a taxa de variação da AM em relação à distância vertical da fonte causadora (Blakely, 1996) e representa campos magnéticos nos quais os efeitos regionais e a interferência entre anomalias adjacentes são eliminados (Gunn *et al.*, 1997). Logo, é um produto essencial para a delimitação de parâmetros de contrastes entre propriedades físicas, como descontinuidades e lineamentos magnéticos, contatos geológicos e feições rasas, podendo contribuir para a caracterização do arcabouço estrutural de uma dada região.

Por outro lado, como os campos potenciais variam com o inverso do quadrado da distância (Telford *et al.*, 1990), as derivadas horizontais (Dx e Dy) retratam a taxa de variação do campo magnético anômalo na direção X ou Y da fonte causadora (Blakely, 1996) e mostram-se relevantes uma vez que valores altos na variação do campo magnético ao longo das direções X e Y trazem indícios dos contrastes laterais nas propriedades físicas do meio nessas direções, contribuindo para a delimitação de características mais rasas, contornos geológicos e bordas de estruturas. Além disso, as derivadas de primeira ordem da AM nas três direções são utilizadas na obtenção de outros produtos, como o GHT (por meio da Dx e Dy), e SA3D (por meio da Dx , Dy e Dz), como ilustrado no fluxograma (Fig. 3.10)

Gradiente Horizontal Total (GHT)

O Gradiente Horizontal Total (GHT) relaciona o módulo dos gradientes horizontais (Dx e Dy) em direções preferenciais perpendiculares (Faria, 2015). Exemplificado na Figura 3.11 C, o produto gerado para o GHT representa as taxas de variação lateral nos dados realçando limites das fontes magnéticas (Cordell & Grauch 1982, 1985), tendo como resultado vantajoso a produção de mapas com pouco ruído (Phillips, 2000). Segundo Cordell (1979), os picos expressos no GHT podem ser utilizados para mapear corpos semi-horizontais com contrastes de propriedades físicas, assim como falhas e contatos geológicos, tendo como desvantagem a delimitação de limites de alto ângulo.

Sinal Analítico 3D (SA3D)

Por meio dos dados de derivadas direcionais da AM calcula-se o SA3D (Fig. 3.11 D), onde matematicamente, o gradiente total representa a magnitude do vetor soma das derivadas das três componentes direcionais D_x , D_y e D_z . É dependente da inclinação e declinação magnética, onde a unidade de tal gradiente é nT/m. Esse produto simboliza lateralmente e em profundidade corpos anômalos magnéticos, particularmente os corpos rasos. De acordo com Li (2006) o sinal analítico em três dimensões é dependente das características das fontes geradoras do campo medido, todavia pode ser utilizado para delimitação de domínios quando relacionado com informações geológicas a priori.

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

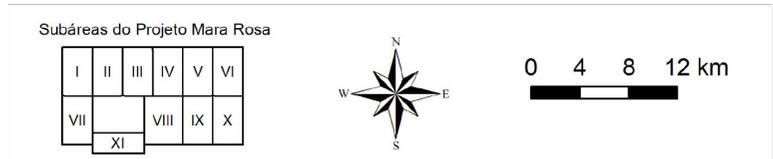
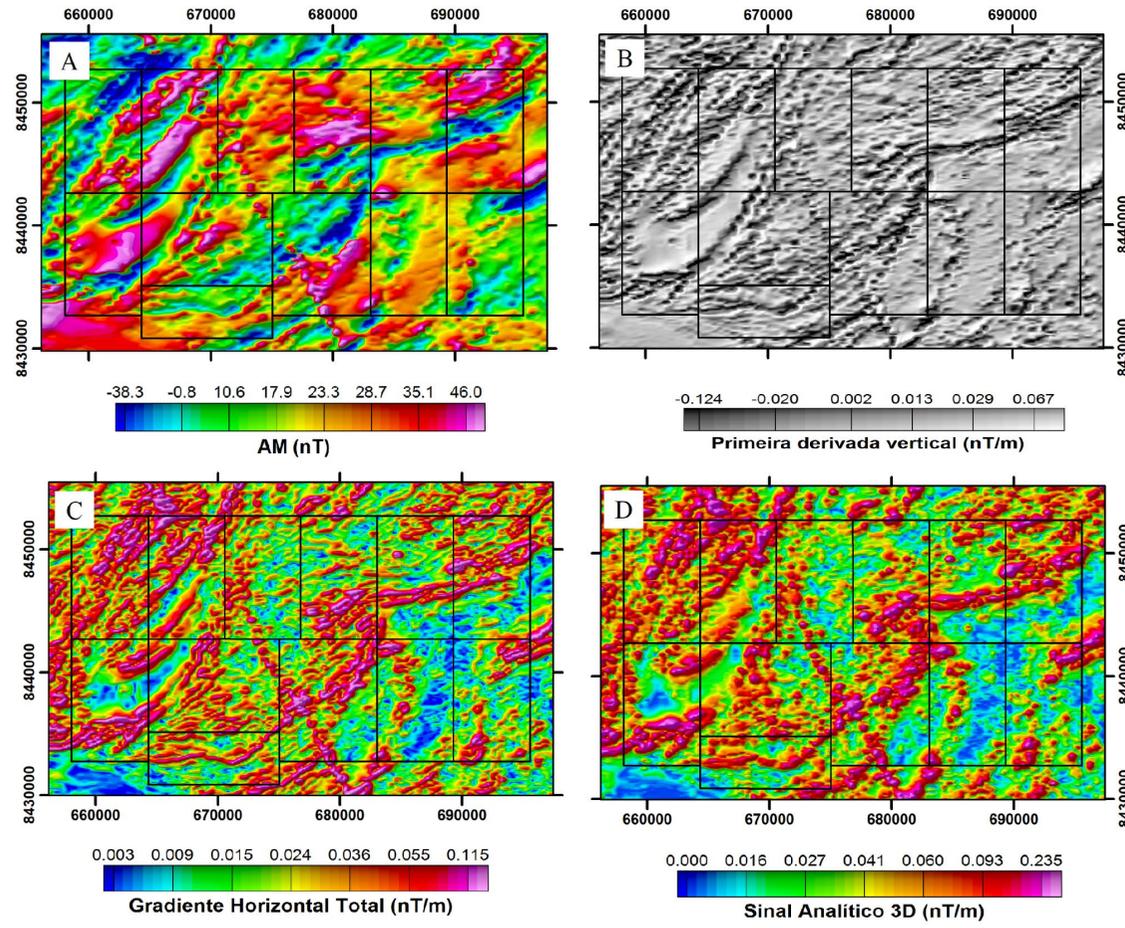


Figura 3.11: Anomalia Magnética e seus derivados. **A:** Anomalia Magnética; **B:** Primeira Derivada Vertical; **C:** Gradiente Horizontal Total; **D:** Sinal Analítico 3D.

3.3.3.2 Método Gamaespectrométrico

A interpolação usada durante o processamento dos dados gamaespectrométricos foi realizada pelo método da curvatura mínima com célula de 125 m. Os principais produtos foram gerados por meio dos canais radiométricos originais que forneceram as imagens de Percentual de Potássio (K%), Equivalente de Tório (eTh) e Equivalente de Urânio (eU). Utilizando a técnica de normalização foi possível gerar, a partir desses três canais radiométricos, imagens de composição ternária RGB (K, eTh, eU) e CMY (K, eTh, eU). A Figura 3.12 apresenta o fluxograma que sintetiza o processamento desses dados, onde os mapas de cada uma das concentrações - K (%), eU (ppm) e eTh (ppm), assim como contagem total de radiação gama ($\mu\text{R/h}$) são apresentados na Figura 3.13.

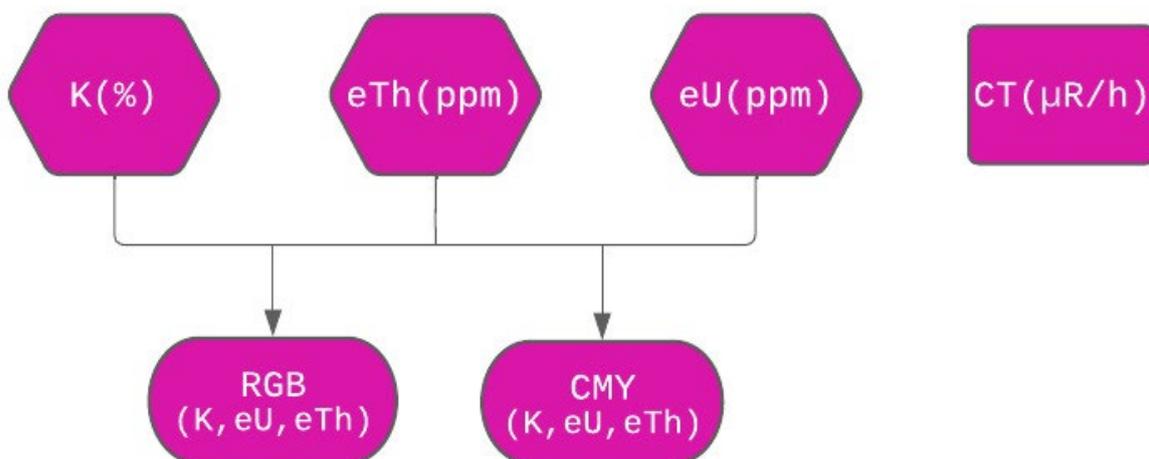


Figura 3.12: Fluxograma referente às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aerogamaespectrométricos. Porcentagem de Potássio (K%); Equivalente em Tório (eTh - ppm); Equivalente em Urânio (eU - ppm); Composição ternária RGB (K, eTh, eU); Composição ternária CMY (K, eTh, eU) e Contagem Total ($\mu\text{R/h}$).

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

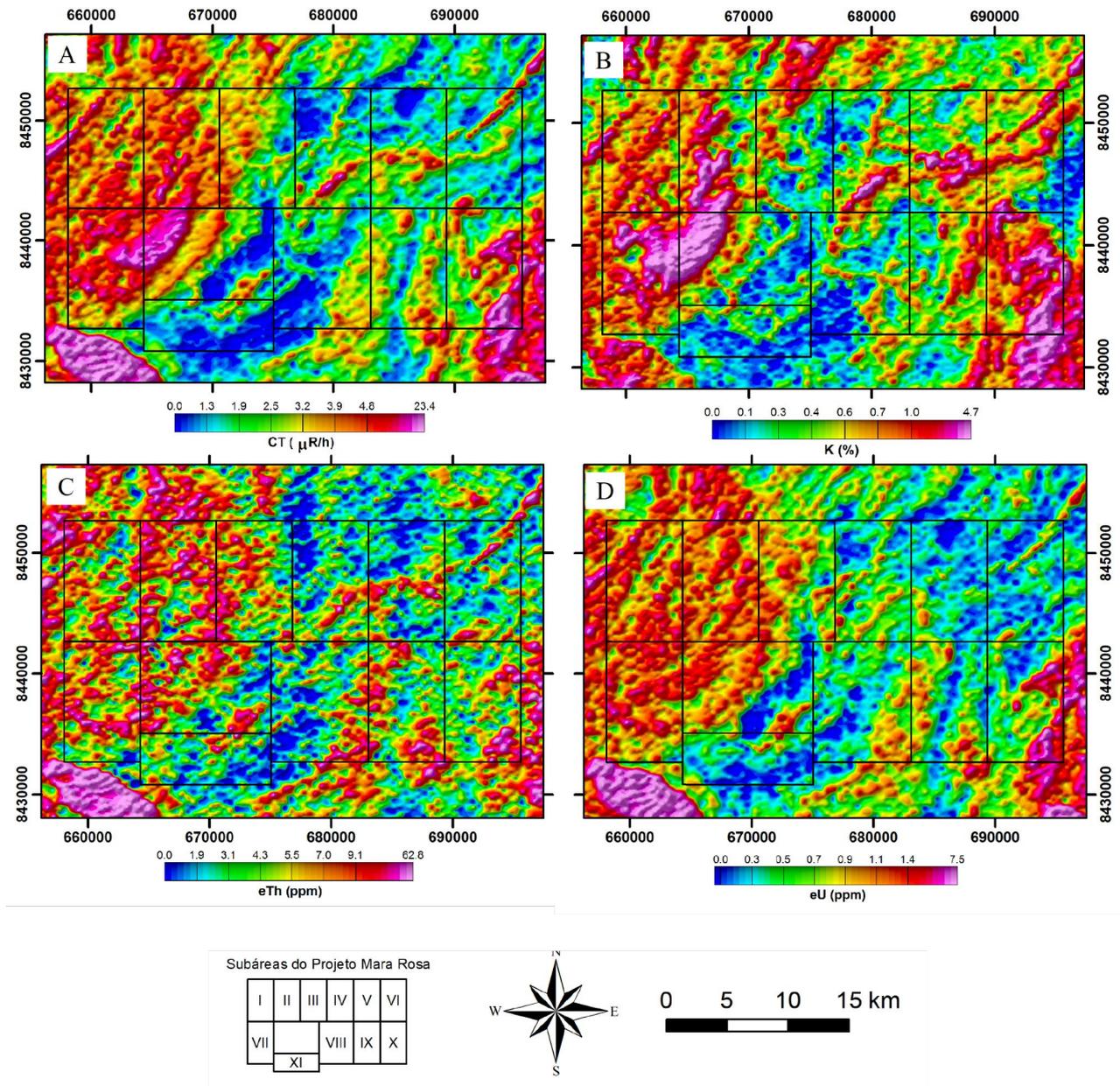


Figura 3.13: A: Mapa de Contagem Total; B: Porcentagem de K; C: Equivalente em Tório; D: Equivalente em Urânio.

Contagem Total

Os mapas de contagem total representam a radiação de todos os raios gama dentro da janela energética de 0,41 a 2,81 MeV, obtida através de um gamaespectrômetro. Neste intervalo, cada um desses três elementos se concentra com fotopicos e intervalos característicos, onde os dados são expressos em taxa de exposição, em $\mu\text{R/h}$ (microRoentgen por hora), sendo expresso na Figura 3.13 A.

Canais Individuais

Os Mapas gamaespectrométricos da porcentagem de potássio (%K), equivalente em urânio (eU) e equivalente em tório (eTh) são importantes pois permitem avaliar as variações nas concentrações dos radioelementos individualmente, o que pode contribuir substancialmente para a análise e interpretação dos dados, em especial se as características geomorfológicas da região forem levadas em consideração (Fig. 3.13 B, C e D).

Mapas de composição ternária

Os principais produtos obtidos a partir do processamento dos dados gamaespectrométricos foram as composições ternárias geradas a partir da atribuição de determinada cor a um determinado elemento radiogênico, utilizando os padrões de coloração RGB e CMY. Para o padrão RGB, associa-se a cor vermelha (R-red) ao enriquecimento em potássio, verde (G-green) ao enriquecimento em tório e azul (B-blue) a abundância de urânio (Fig. 3.14 A). Por sua vez, para o padrão CMY, a cor ciano (C-cyan), magenta (M-magenta) e amarelo (Y-yellow) refletem altos teores de potássio, tório e urânio, respectivamente (Fig. 3.14 B). Assim, na composição RGB (K, eTh, eU), a cor branca representa altas contagens dos três radioelementos e a cor preta está associada à baixas contagens dos mesmos (Ribeiro *et al.*, 2014). Os mapas ternários facilitam a interpretação dos dados, visto que permitem evidenciar regiões com diferentes concentrações dos três elementos, que podem não ter sido ressaltadas nos demais produtos.

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

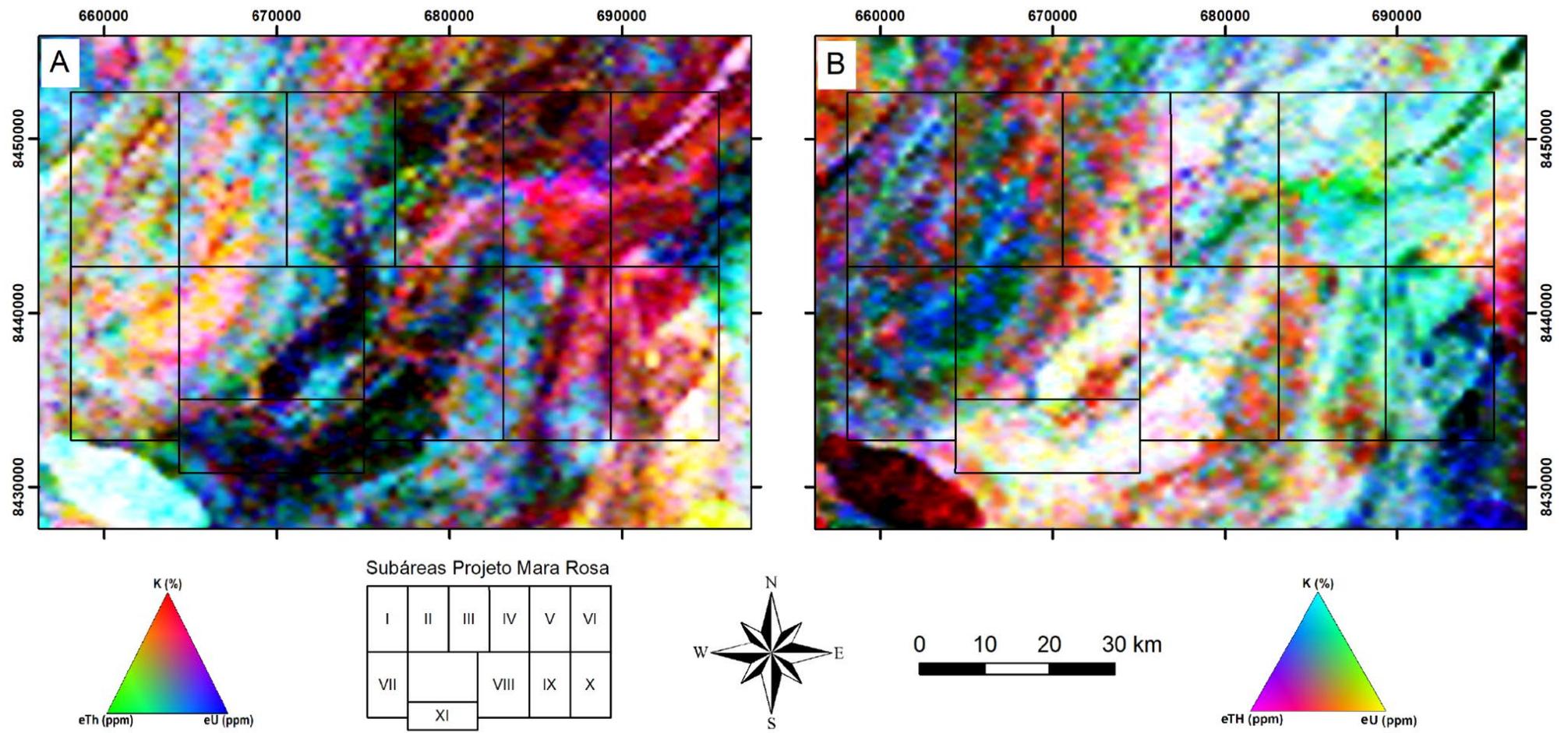


Figura 3.14: Mapas ternários. A: Mapa RGB; B: Mapa CMY.

3.3.4 Análise e Interpretação dos Dados

Análises e interpretações para os dados magnetométricos e gamaespectrométricos serão descritas em escala regional, contemplando a área do Projeto Mara Rosa como um todo assim como uma interpretação mais detalhada para a Área VIII, considerando escalas 1:50.000 e 1:25.000, respectivamente. Serão apresentados os principais produtos gerados a partir dessa análise, bem como os procedimentos e metodologias utilizadas para preparação dos mesmos. Foram interpretados produtos magnetométricos, que auxiliaram no entendimento sobre lineamentos magnéticos e domínios magnéticos, bem como produtos gamaespectrométricos como mapa ternário separado em domínios inferidos a partir da composição litológica, favorecendo a delimitação de contatos entre unidades.

3.3.4.1 Interpretação dos dados magnetométricos

Os produtos gerados a partir dos dados magnetométricos foram utilizados para refinar o arcabouço estrutural regional da área do Projeto Mara Rosa e local da Área VIII. Extraiu-se lineamentos nos vales magnéticos por meio da 1Dz. Em seguida, o produto SA3D auxiliou na delimitação de domínios com assinaturas magnéticas distintas, levando em consideração os gradientes magnéticos e o arranjo geométrico. Posteriormente, os dados foram analisados e interpretados.

De forma geral, os lineamentos magnéticos na área do projeto apresentam direção principal NE-SW e ENE-WSW, ora inflectindo para E-W. De forma menos expressiva ocorrem NNE-SSW e NW. Entretanto, vale destacar a presença do lineamento NW de dezenas de quilômetros na porção centro-oeste da área. (Fig. 3.15 A).

Na região do projeto são observados 14 domínios magnéticos diferentes (Fig. 3.15 B). O domínio 1 apresenta médios a altos gradientes magnéticos e estruturação unidirecional NE-SW. Apesar de semelhante perante sua estruturação NE-SW, o domínio 2 evidencia também arranjo ENE-WSW (porção sul) e possui gradientes magnéticos altos a muito altos. O domínio 3 é caracterizado por altos gradientes magnéticos com formato alongado em direção NE-SW. O domínio 4 apresenta a mesma estruturação do 3, porém é mais homogêneo e os gradientes são baixos a médios. Gradientes médios a altos, com estruturação levemente marcada por direções NE-SW e ENE-WSW caracterizam o domínio 5.

Já o domínio 6 mostra forte estruturação tabular NW-SE e gradientes magnéticos muito altos. Os domínios 7 e 13 possuem gradientes médios a altos, sem arranjo geométrico bem

definido. O domínio 8 é definido por gradientes altos a muito altos e estruturação bem definida NE-SW e E-W com ramificações na porção sul de direções NE-SW e NNE-SSW. Por apresentar gradientes altos sem arranjo bem definido, o domínio 9 foi estabelecido. O domínio 10 possui gradientes baixos a médios, é homogêneo, e tem arranjo unidirecional NE-SW. O domínio 11 também apresenta gradientes baixos a médios e é homogêneo, porém sua estruturação se assemelha com a do domínio 12, sem considerar as ramificações. Por fim, arranjo unidirecional NE-SW e gradientes médios a altos marcam o domínio 13.

Parte-se do princípio de que elevados gradientes magnéticos representam unidades de rochas compostas por minerais magnéticos. Além disso, os contrastes entre domínios podem representar contatos geológicos, ou a ocorrência de zonas de ruptura caracterizadas por altas concentrações de minerais magnéticos em função de processos de remobilização e precipitação desses minerais. Tendo isso em vista, o contraste marcado entre os domínios 8 e 11 pode ser interpretado como uma zona de cisalhamento. Todos os outros podem ser interpretados, com cautela, como contatos entre unidades ou falhas de empurrão.

Dessa forma, entende-se que o arcabouço estrutural da área é caracterizado por unidades dispostas em estruturas principais de direção NE-SW e ENE-WSW. As grandes unidades delimitadas pelos domínios magnéticos, foram afetadas por estruturas de direção E-W que influem como evidenciado nos domínios 8 e 11. Essas estruturas podem estar relacionadas com falhas transcorrentes dextrais. Uma estrutura de direção NW delimitada pelo domínio 6 corta parte dos domínios 5, 7 e 8.

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

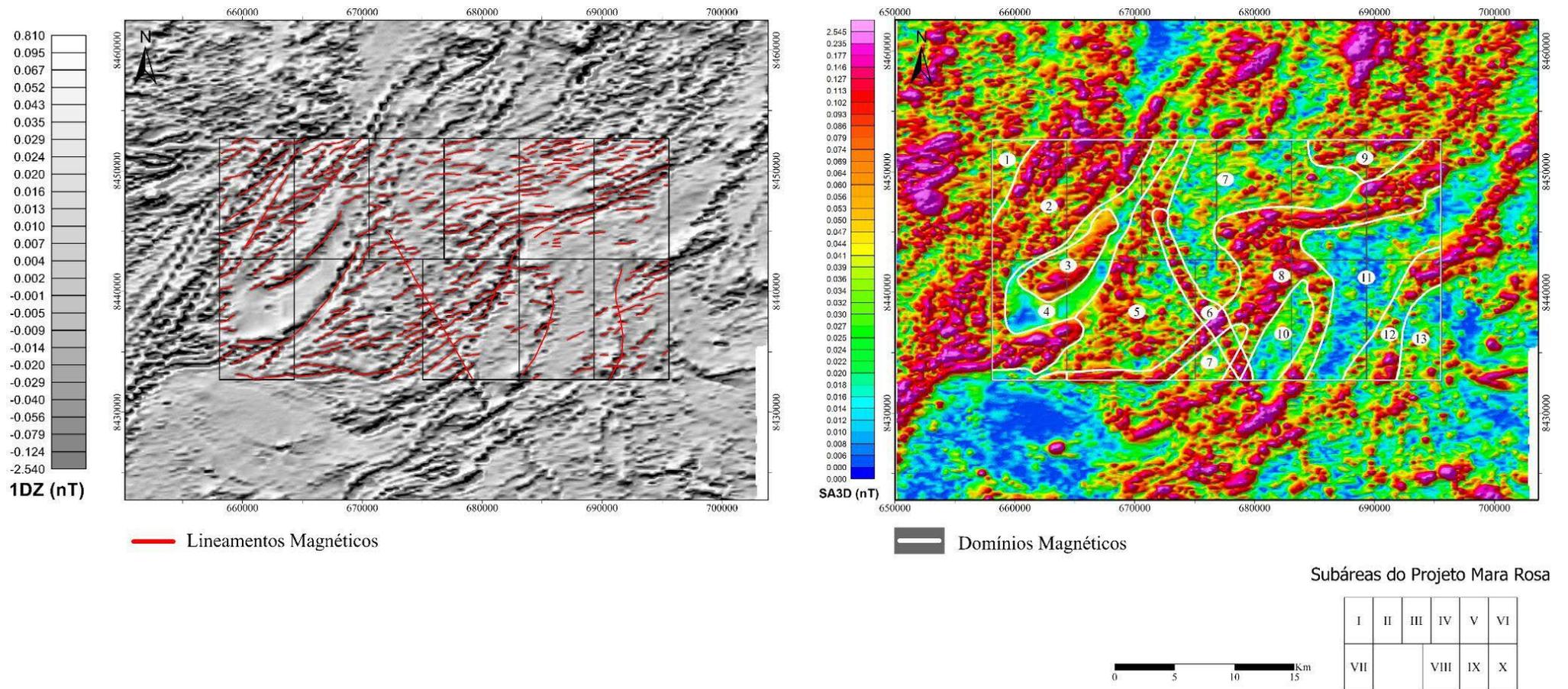


Figura 3.15: Mapa de lineamentos magnéticos (A) e Mapa de domínios magnéticos (B) para a Projeto Mara Rosa.

A interpretação dos dados derivados do campo magnético anômalo resultou no mapa de lineamentos magnéticos da Área VIII (Fig. 3.16) e mapa de domínios magnéticos (Fig. 3.17). O mapa de lineamentos magnéticos segue o mesmo padrão encontrado para a área do projeto, sendo caracterizado por estruturas principais de direção NE-SW, ENE-WSW, E-W e NW-SE. Assim como estrutura forte NW-SE.

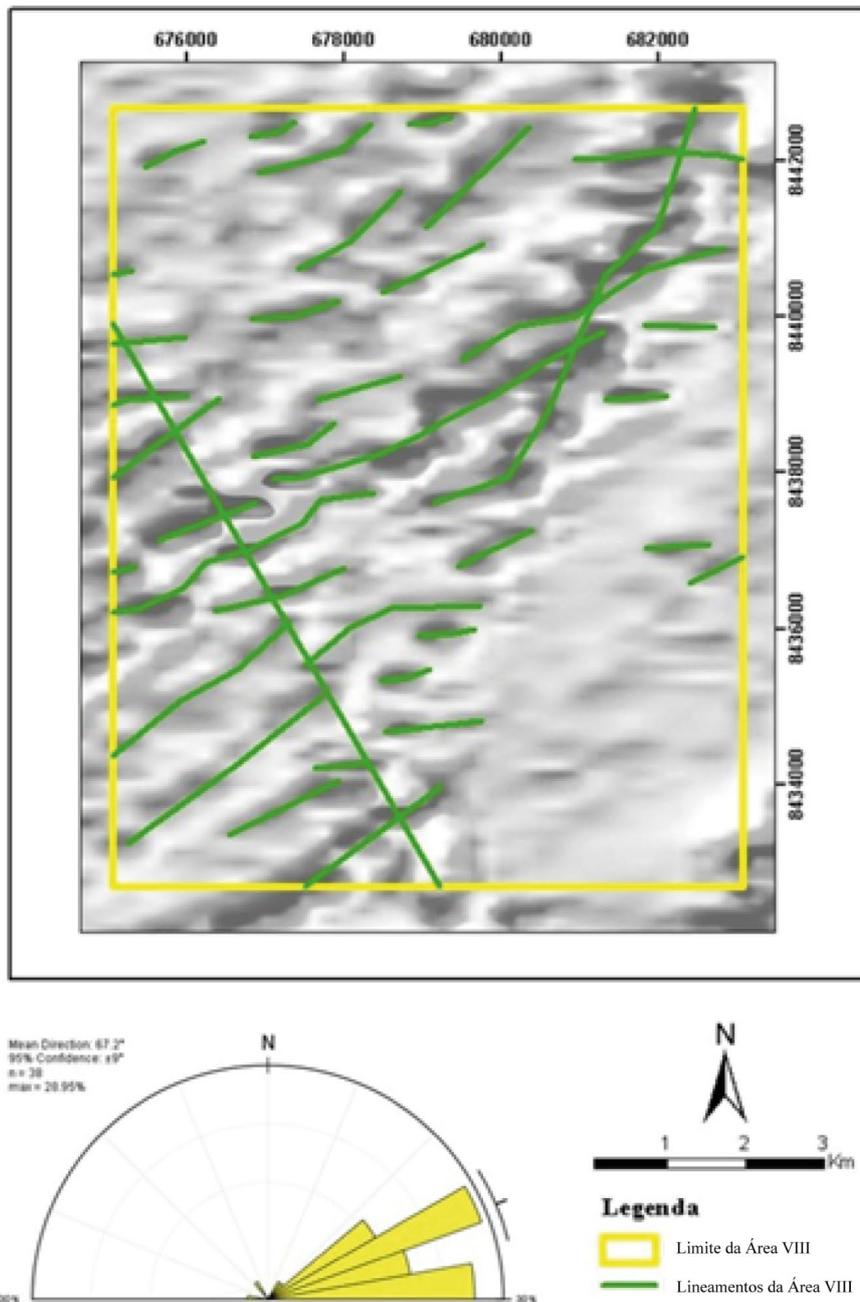


Figura 3.16: Mapa de lineamentos magnéticos da Área VIII.

De forma mais detalhada, foram observados 7 domínios com assinaturas magnéticas diferentes na Área VIII (Fig. 3.17). Essas informações encontram-se sumarizadas na Tabela 3.7. A aferição com melhor detalhe para tal interpretação, consolidando o significado desses lineamentos, serão descobertos na etapa campo.

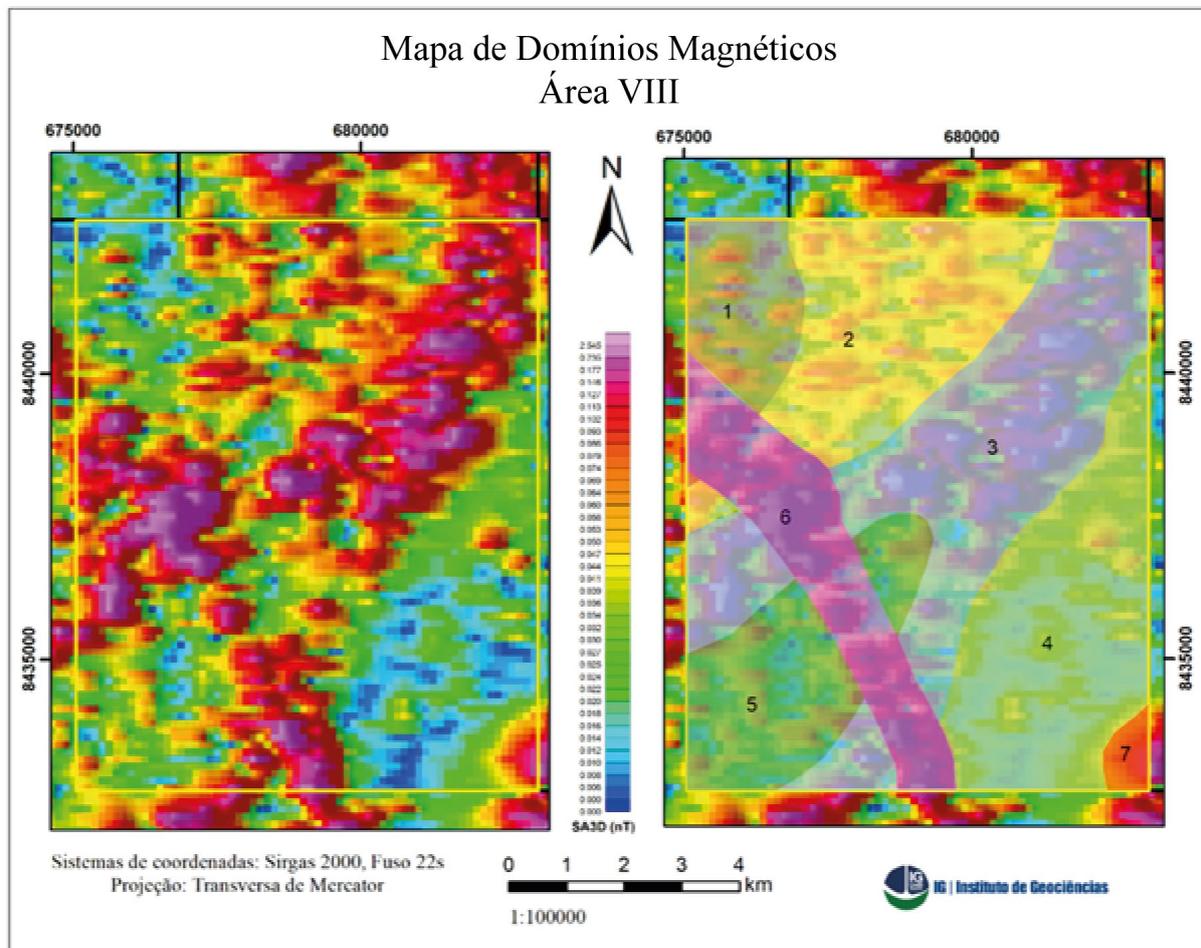


Figura 3.17: Mapa de domínios magnéticos da Área VIII.

Tabela 3.7: Assinaturas magnéticas da Área VIII.

Intervalo	Domínio	Assinatura magnética
Baixo 0 a 0,016 Médio 0,016 a 0,074 Alto 0,074 a 0,146 Muito alto > 0,146	1	Gradiente magnético baixo a médio, com raros lineamentos NE-SW
	2	Gradiente magnético médio a alto, com lineamentos NE-SW
	3	Gradiente magnético alto a muito alto, com lineamentos NE-SW e raros E-NE
	4	Gradiente magnético baixo a médio, com raros lineamentos NE-SW
	5	Gradiente magnético médio a alto, com lineamentos NE-SW
	6	Gradiente magnético alto a muito alto, com direção NW
	7	Gradiente magnético muito alto, sem lineamentos

3.3.4.2 Interpretação dos dados gamaespectrométricos

Levando em consideração o mapa de composição ternária RGB com o auxílio dos produtos de canais individuais, contagem total e afloramentos registrados na Folha Campinorte, desenvolveu-se um mapa de domínios gamaespectrométricos regionais correspondente ao Projeto Mara Rosa, assim como para a Área VIII. Os parâmetros utilizados na delimitação dos domínios foram o teor relativo dos radioelementos K, Th e U e a caracterização morfológica, demarcando os mesmos por uma análise visual qualitativa e quantitativa.

Para o Projeto Mara Rosa, foram individualizados 22 domínios com assinaturas gamaespectrométricas distintas (Fig. 3.18 B). A caracterização qualitativa desses domínios encontra-se sintetizada na Tabela 3.8. Os domínios 1 a 9 apresentam altos teores dos radioelementos e foram correlacionados às rochas de arco continental neoproterozoicas da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha e às rochas intrusivas da unidade Granito Faina. Já os domínios de 10 a 13 possuem valores relativamente menores e foram associados às rochas de arco insular neoproterozoicas da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa.

As concentrações de K são relativamente maiores nos domínios 14 a 17 e, portanto, foram associadas a rochas de alteração hidrotermal possivelmente do halo argílico metamorfizado do sistema pórfiro (Oliveira *et. al.*, 2016). Por fim, os domínios 18 a 23 englobam rochas intrusivas neoproterozoicas e metavulcanossedimentares neoproterozoicas da Sequência Mara Rosa e paleoproterozoicas da Sequência Campinorte.

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

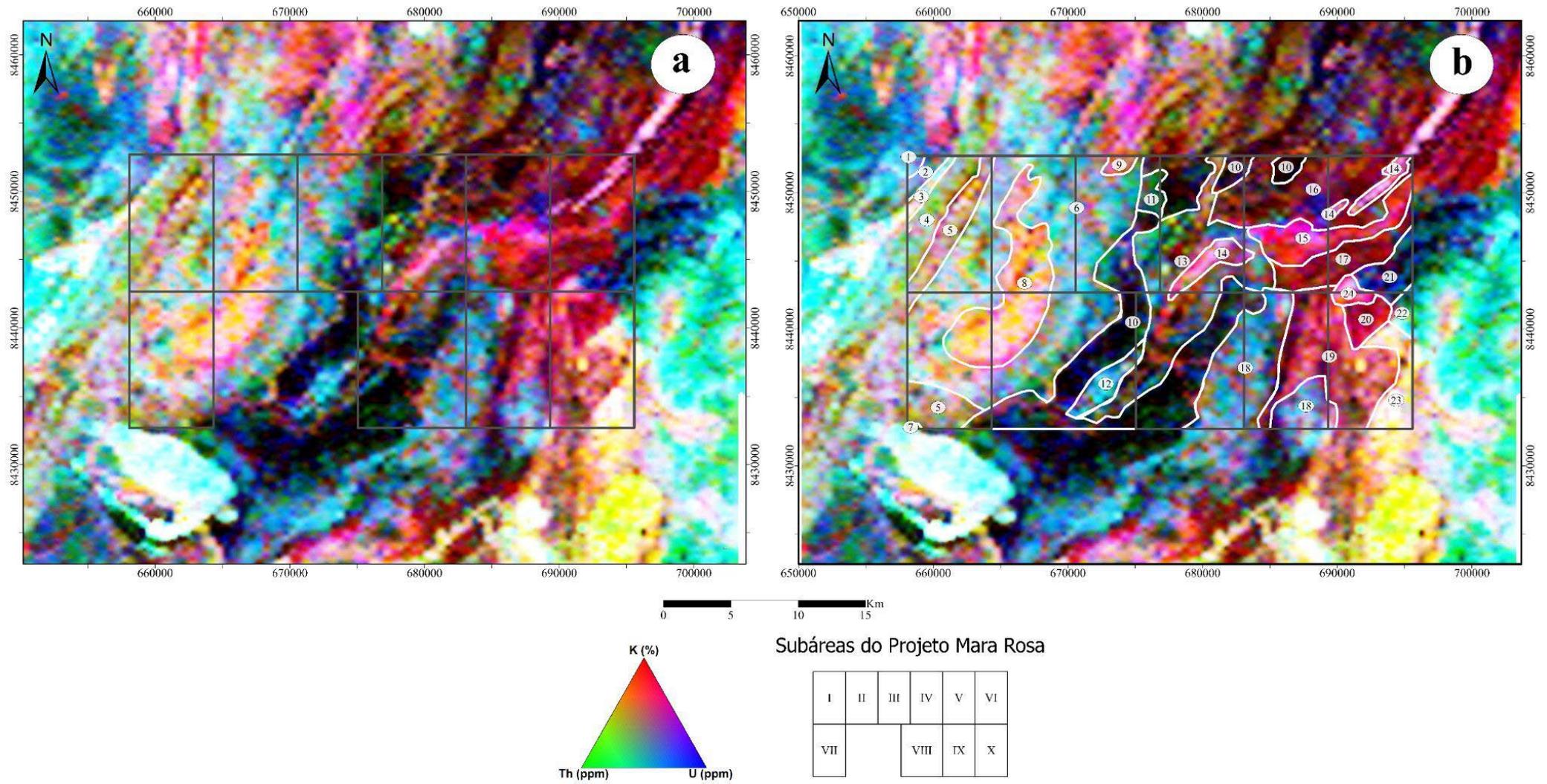


Figura 3.18: Mapa ternário RGB (A) e mapa de domínios gamaespectrométricos (B) para o Projeto Mara Rosa.

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

Tabela 3.8: Domínios gamaespectrométricos do Projeto Mara Rosa individualizados por seus valores qualitativos de abundância dos radioelementos K (%), eTh e eU. Além disso, foi feita uma interpretação possível da origem das rochas contempladas pelo domínio.

Domínio	K	eTh	eU	Descrição: cor e tonalidade (RGB), geometria, homogeneidade	Interpretação regional
1	Médio	Médio-Alto	Alto	Azul tom ciano, mancha irregular, homogêneo	Rochas de arco continental neoproterozoicas
2	Alto	Alto	Alto	Branco, segmento alongado NE-SW, heterogêneo	
3	Médio-Alto	Alto	Médio-Alto	Verde claro azulado, segmento alongado NE-SW, heterogêneo	
4	Alto	Médio-Alto	Médio-Alto	Rosa claro amarelado, alongado NE-SW, homogêneo	
5	Médio-Alto	Alto	Alto-Médio	Difuso, extensa faixa NE-SW, heterogênea	
6	Alto	Médio	Médio	Rosa claro, semi-arredondo com direção NE-SW, heterogêneo	
7	Alto	Médio-Alto	Baixo-Alto	Vermelho amarelado, alongado NE-SW irregular, heterogêneo	
8	Alto	Alto	Baixo-Alto	Rosa claro amarelado, arredondado 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-Alto	Médio-Alto	Ciano, alongada NE-SW, homogêneo	
12	Baixo-Alto	Médio-Alto	Baixo-Alto	Difuso, faixa irregular, heterogêneo	Rochas de alteração hidrotermal
13	Alto	Médio-Alto	Alto	Rosa claro, faixas lineares NE-SW, homogêneo	
14	Médio	Baixo	Baixo	Magenta escuro, mancha irregular, homogêneo	
15	Alto	Médio	Médio-Alto	Vermelho rosado, faixa alongada E-W, heterogêneo	
16	Médio	Baixo	Baixo	Vermelho escuro, faixa NE-SW inflectida E-W, homogêneo	
17	Médio-Alto	Médio	Médio	Rosa amarelado, faixa irregular NE-SW, heterogêneo	Rochas intrusivas
18	Médio	Médio-Alto	Alto	Ciano claro, corpos alongados NE-SW, homogêneo	
19	Alto	Médio	Alto	Rosa claro, mancha irregular, homogêneo	Metavulcanossedimentares Neoproterozoicas e Paleoproterozoicas
20	Baixo	Baixo-Médio	Médio-Alto	Azul escuro, segmento de faixa irregular NE-SW, heterogêneo	
21	Baixo-Médio	Médio-Alto	Médio	Ciano claro esverdeado; segmento de faixa NE-SW truncada; heterogênea	
22	Alto	Alto	Alto-Médio	Branco amarelado, segmento de faixa irregular NE-SW, heterogêneo	

Uma análise mais detalhada realizada para a Área VIII permitiu definir 5 domínios com assinaturas gamaespectrométricas relativamente similares (Fig. 3.19), a Tabela 3.7 sintetiza os dados supracitados. Os domínios identificados se distribuem em forma alongada e heterogênea segundo NE-SW.

O primeiro ocorre no extremo noroeste da área, de coloração azulada heterogênea, apresenta respostas baixas dos três radioelementos, em especial o K. Por esse motivo, pode estar relacionado a coberturas intempéricas com atividade intensa de lixiviação. O segundo se apresenta com coloração avermelhada difusa com manchas pretas, representando o domínio com maior concentração de K em comparação aos demais. O terceiro domínio possui predomínio de coloração azul escuro representando baixa concentração dos três radioelementos, em especial o K. O quarto domínio caracteriza-se por coloração preta esverdeada com manchas verde escuro. O quinto e último domínio ocorre no extremo sudeste da área, marcado por uma geometria arredondada homogênea com concentrações médias-altas de K, eTh e eU, possuindo cores difusas no padrão RGB, predominando a coloração azul clara. Os domínios foram associados às rochas de arco insular neoproterozóicas da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa.

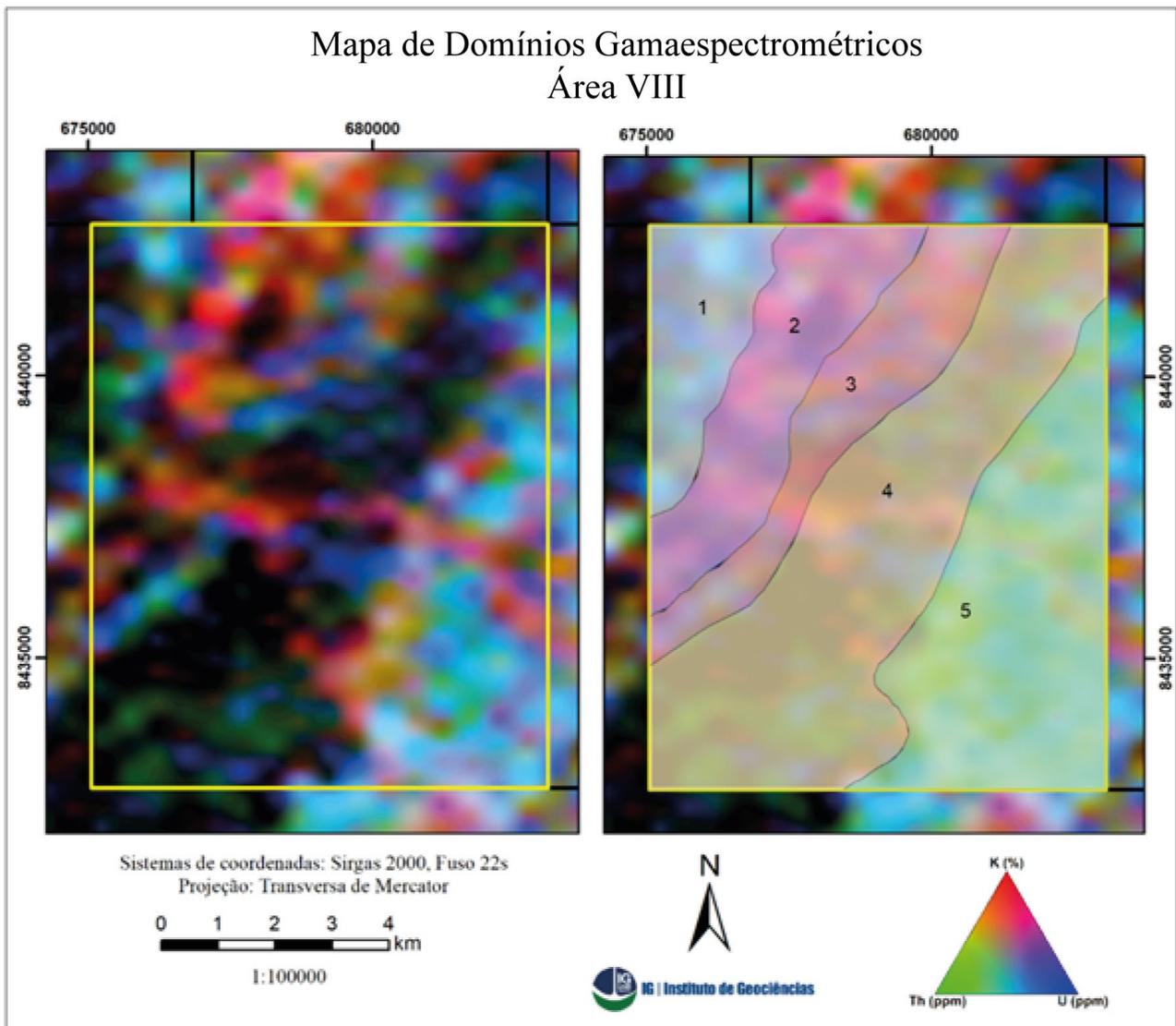


Figura 3.19: Domínios gamaespectrométricos para a para a Área VIII, individualizados segundo mapa ternário.

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

Tabela 3.9: Domínios gamaespectrométricos da Área VIII individualizados por seus valores qualitativos de abundância dos radioelementos K (%), eTh e eU.

Domínio	K	eTh	eU	Descrição: cor e tonalidade (RGB), geometria, homogeneidade	Interpretação regional
1	Médio-Baixo	Médio	Médio-Baixo	Preto azulado, alongado NE-SW, heterogêneo	Rochas de arco insular neoproterozoicas
2	Alto-Médio	Baixo-Médio	Baixo	Vermelho escuro com manchas pretas, alongado NE-SW, heterogêneo	
3	Médio-Alto	Médio-Baixo	Médio-Baixo	Azul escuro, alongado NE-SW, heterogêneo	
4	Baixo	Baixo	Baixo-Médio	Preto esverdeado com manchas verde escuro, alongado NE-SW, heterogêneo	
5	Alto-Médio	Alto-Médio	Alto	Azul claro, arredondado, homogêneo	

Capítulo 4
GEOLOGIA DO PROJETO MARA ROSA

O mapeamento geológico realizado no âmbito do Projeto Mara Rosa, em escala 1:25.000, permitiu reconhecer diferentes unidades geológicas, definidas com base em critérios petrográficos, deformacionais, metamórficos e geocronológicos (Figura 4.1). A área mapeada, composta por 11 subáreas, afloram unidades litoestratigráficas pertencentes ao Arco Magmático Campinorte, representativo do embasamento paleoproterozoico, (Della Giustina *et al.*, 2007), ao Arco Magmático Goiás, de idade neoproterozoica (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.* 1997, 2000), e ao Grupo Serra da Mesa, também de idade neoproterozoica (Cordeiro *et al.*, 2014). O contato entre o Arco Magmático Campinorte e o Arco Magmático Goiás é marcado pela zona de falhas de empurrão Rio dos Bois, enquanto o Grupo Serra da Mesa ocorre sobreposto ao Arco Magmático Campinorte.

4.1 ARCO MAGMÁTICO CAMPINORTE

O Arco Magmático Campinorte aflora, de forma restrita, dentro dos limites da Área X. É representado por uma faixa alongada e encurvada, limitada pela zona de falhas 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 psamopelíticas da Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte (PP2c1 e PP2c2), de idade riaciana (Della Giustina *et al.*, 2007), com metamorfismo geral em fácies xisto verde. Em meio à Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte, encontram-se granito e tonalitos miloníticos a ultramiloníticos da Suíte Pau de Mel (PP2 γ 1pm), também de idade riaciana (Della Giustina *et al.*, 2009), e ocorrência de granulitos do Complexo Uruaçu (PP2gu) (Cordeiro *et at.*, 2014), exumados na forma de um complexo de núcleo metamórfico.

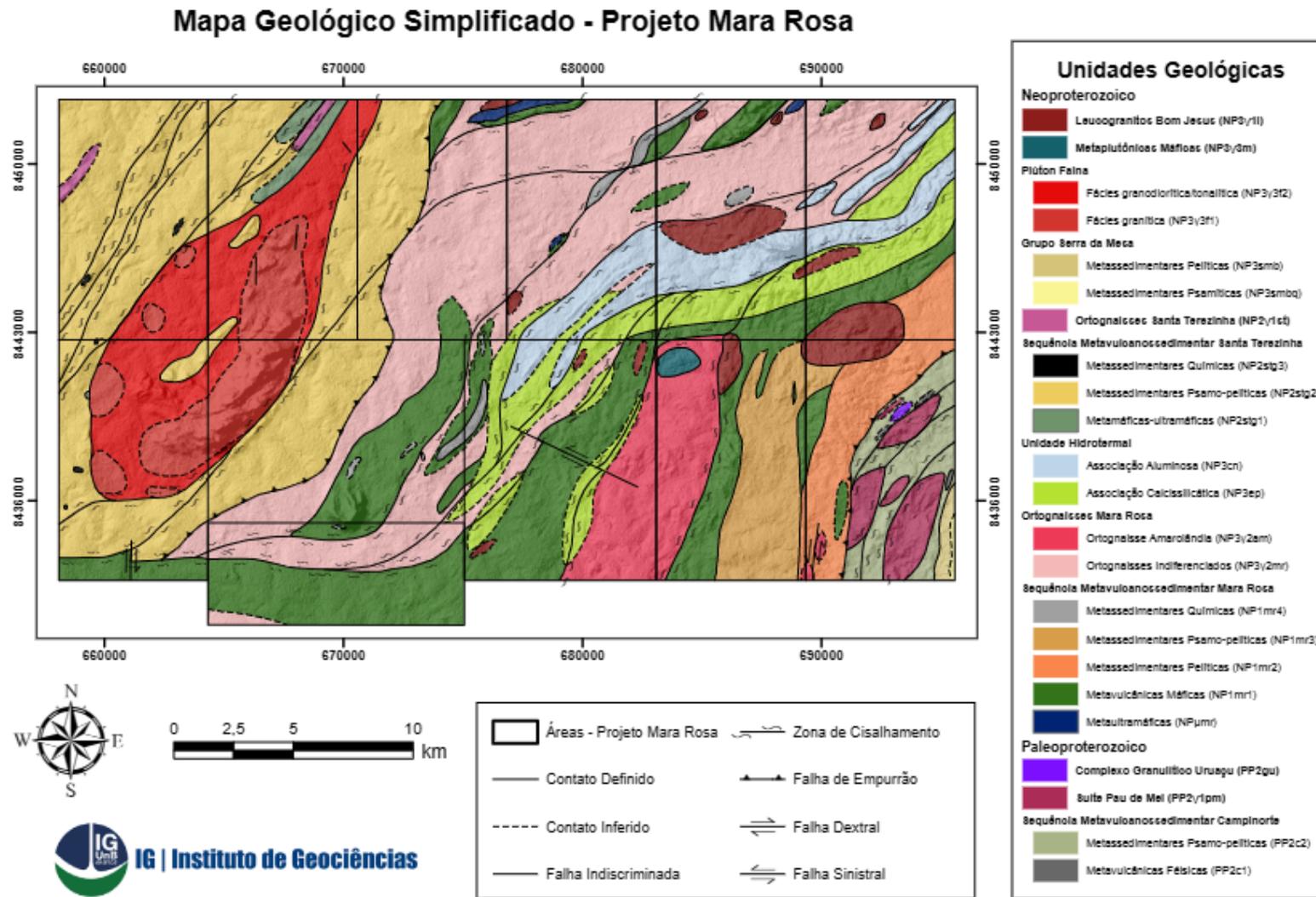


Figura 4.1: Mapa Geológico Integrado do Projeto Mara Rosa.

4.2 ARCO MAGMÁTICO GOIÁS - SEGMENTO 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.*, 2007).

A Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa ocorre compartimentada nas subunidades metaultramáfica (NP μ mr), metavulcânica máfica (NP1mr1), metassedimentar psamo-pelítica (NP1mr2 e NP1mr3) e metassedimentar química (NP1mr4), sendo englobada por um conjunto volumoso de ortognaisses dioríticos a tonalíticos indiferenciados (NP3 γ 2mr) e o ortognaisse diorítico Amarolândia (NP3 γ 2am) (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 Subunidade Metassedimentar Santa Terezinha

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

Apresenta morfologia de relevo representada por regiões planas, tipicamente de superfície regional de aplainamento, com ocorrência local de relevo de morros e colinas. Já a assinatura 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 anfibólitos, 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 anfibólito, com retrometamorfismo em fácies xisto verde inferior.

4.2.2 Unidade Metavulcanossedimentar Mara Rosa

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 anfibólito. 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 paragnaisses, com lentes de gonditos e formações ferríferas. Em meio ao domínio principal, encontram-se rochas intrusivas tardi a pós-tectônicas, como o Plúton Faina. Vale notar que 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 Ortognaisses Mara Rosa

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

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

Já os 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 idade Neo/Mesoproterozoica (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 paleoproterozoico (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 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 (NP3γ31) 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

5.1 LITOESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA DA ÁREA VIII

O capítulo de Geologia Local foi elaborado com base na análise e interpretação dos dados geológicos coletados em campo, na petrografia, nas imagens derivadas de sensores remotos e de levantamentos aerogeofísicos relativos à Área VIII. A integração dessas informações permitiu confeccionar o mapa geológico da área em escala 1:25.000 (Fig. 5.1) (Apêndice V), que representa o principal produto desse trabalho.

Neste capítulo são descritas as principais unidades geológicas mapeadas no contexto da Área VIII, que incluem a Unidade Metavulcanossedimentar Mara Rosa, Ortognaisses Mara Rosa, Unidade Hidrotermal e Intrusivas Tardi a Pós-Tectônicas. Dessa forma, o capítulo em questão abordará os tópicos de Litoestratigrafia e Petrografia, apresentando a descrição e caracterização das principais rochas pertencentes à tais Unidades.

A análise petrográfica foi feita a partir da microscopia de 20 seções delgadas polidas (Tabela 5.1). As descrições permitiram detalhar arranjo textural, identificação de minerais transparentes e opacos, estimativas modais, microestruturas e condições de deformação, relacionando-as com fácies metamórficas. As lâminas descritas foram produzidas a partir de amostras representativas das unidades geológicas da Área VIII (Apêndice III).

A Unidade Metavulcanossedimentar é representada principalmente por anfíbolitos com mineralogia variante entre diopsídio anfíbolito, granada quartzo anfíbolito, anfíbolito e metahornblendito. As rochas desse domínio, na maioria das vezes, possuem alteração hidrotermal superimposta, com caráter variável entre alteração pouco desenvolvida, pervasiva e até completa.

Os Ortognaisses são corpos alongados de direção NE-SW que compõe-se predominantemente de gnaisses tonalíticos (bt hbl gnaiss e hbl gnaiss), sendo subordinado a esses, com distribuição menos representativa, ortognaisses tonalíticos com granada e ortognaisses de composição quartzo diorítica. Tal unidade foi subdividida em Ortognaisse Mara Rosa e Ortognaisse Amarolândia.

A Unidade Hidrotermal está associada a zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis, dispostas preferencialmente segundo a direção NE-SW, onde associadas a esses corredores deformacionais existe uma diversidade de rochas intensamente deformadas e alteradas hidrotermalmente. Por fim, as Intrusivas Tardi a Pós Tectônicas apresentam variações tanto composicionais quanto deformacionais, onde são representadas por leucotonalitos milonitizados, leucotonalitos com enclaves máficos e leucogranitos isotrópicos.

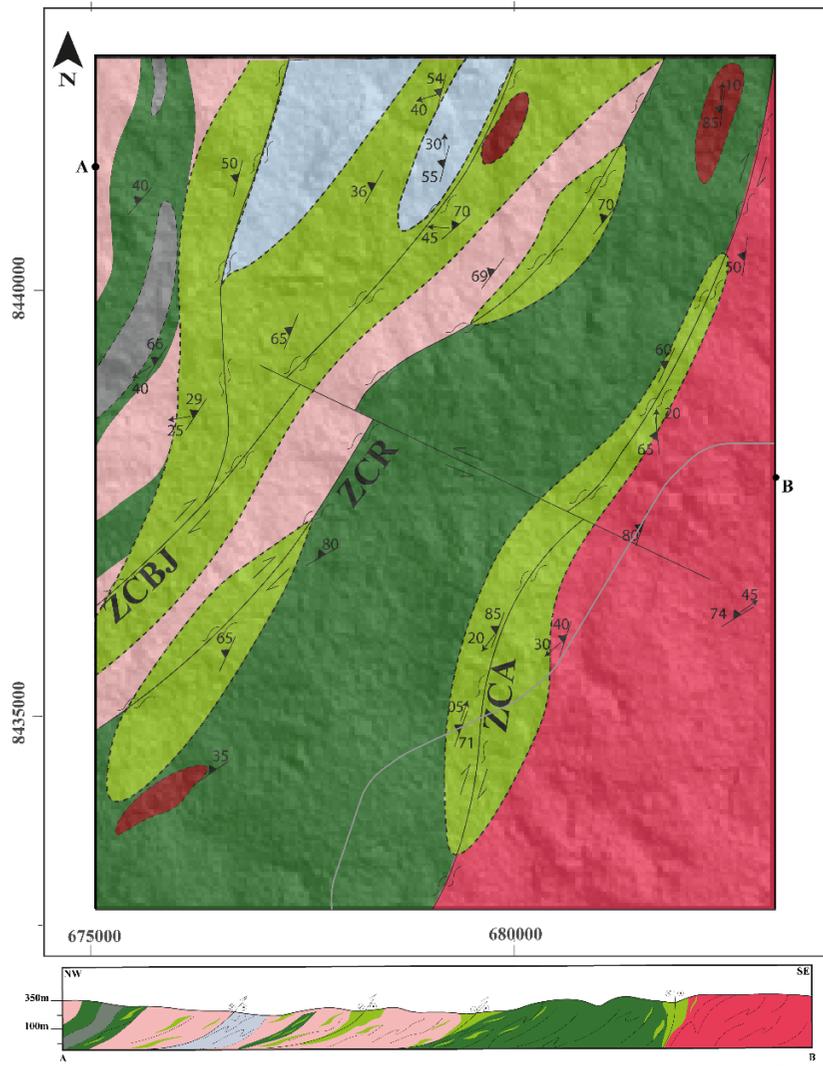
Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

Tabela 5.1: Relação de lâminas descritas pela Área VIII com identificação do ponto, mineralogia e classificação.

Lâminas	Mineralogia	Classificação
TF-VIII-MII-22A	diopsídio, epidoto, quartzo	Dio ep qz calcissilicática média
TF-VIII-MII-22B	hornblenda, quartzo, plagioclásio, biotita, apatita, zircão	Bt hbl gnaisse tonalítico
TF-VIII-003	diopsídio, hornblenda, plagioclásio, quartzo, epidoto, magnetita, titanita, allanita	Diopsídio anfibolito
TF-VIII-009	plagioclásio, hornblenda, quartzo, biotita, magnetita, epidoto	Bt hbl gnaisse quartzo diorítico
TF-VIII-010	quartzo, plagioclásio, biotita, granada, cianita, epidoto, clorita, magnetita	Granada gnaisse tonalítico
TF-VIII-017	hornblenda, plagioclásio, diopsídio, quartzo, epidoto	Dio pl hbl qz ep calcissilicática fina bandada
TF-VIII-037	plagioclásio, biotita, hornblenda, quartzo, epidoto, KF, magnetita, apatita, titanita, zircão, allanita, ilmenita	Hbl bt gnaisse quartzo diorítico
TF-VIII-159A	hornblenda, epidoto, diopsídio, quartzo, titanita, apatita, zircão	Dio ep hbl calcissilicática média
TF-VIII-159B	hornblenda, epidoto, quartzo, titanita	Anfibolito com alteração calcissilicática
TF-VIII-141	plagioclásio, hornblenda, quartzo, granada, magnetita	Grt qz anfibolito
TF-VIII-183	plagioclásio, quartzo, hornblenda, biotita, epidoto	Bt hbl gnaisse tonalítico
TF-VIII-193	hornblenda, plagioclásio, quartzo, muscovita, clorita, epidoto, magnetita, epidoto	Anfibolito
TF-VIII-194	hornblenda, epidoto, diopsídio, plagioclásio, quartzo, titanita, magnetita	Anfibolito com alteração calcissilicática
TF-VIII-198	epidoto, plagioclásio, hornblenda, quartzo	Hbl qz pl ep calcissilicática fina
TF-VIII-206	plagioclásio, quartzo, epidoto, clorita, rutilo, allanita	Ep chl calcissilicática
TF-VIII-243	diopsídio, hornblenda, plagioclásio, epidoto	Ep pl hbl dio calcissilicática fina bandada
TF-VIII-262	quartzo, plagioclásio, hornblenda, epidoto, magnetita	Hornblenda gnaisse tonalítico
TF-VIII-276	quartzo, plagioclásio, biotita, granada, muscovita, zircão, magnetita, epidoto, apatita	Leucotonalito milonitizado
TF-VIII-284A	diopsídio, hornblenda, epidoto, titanita	Ep dio hbl calcissilicática média
TF-VIII-284B	plagioclásio, hornblenda, epidoto, diopsídio, quartzo, titanita	Anfibolito com alteração calcissilicática

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA VIII - PROJETO MARA ROSA (GO)



LEGENDA

SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR MARA ROSA

NP1mr1 Anfibolito, Quartzo Anfibolito, Granada Anfibolito e Diopsídio Anfibolito

NP1mr5 Gondito e Metachert.

ORTOGNAISSES MARA ROSA

NP3γ2mr Ortognaisses dioríticos, quartzo-dioríticos e tonalíticos.

NP3γ2am Ortognaisses dioríticos a granodioríticos, com fácies tonalítica subordinada.

UNIDADE HIDROTHERMAL

NP3cp Associação calcissilicática com epidoto, diopsídio, quartzo, anfibólio e/ou clorita

NP3cn Cianita-quartzo-muscovita xisto e Cianita-muscovita xisto.

LEUCOGRANITO BOM JESUS

NP3γ3l Muscovita granito, Tonalito e Tonalito milonítico

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

▲ Foliação - - - Contato Inferido

/ Lineação de Estiramento Mineral

⇨⇨⇨ Zona de Cisalhamento Transpressiva Dextral

⇨⇨⇨ Falha Transcorrente Sinistral

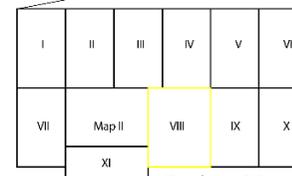
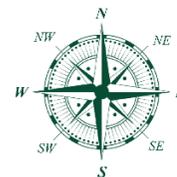
ZCA Zona de Cisalhamento Amarolândia

ZCBJ Zona de Cisalhamento Bom Jesus

ZCR Zona de Cisalhamento Bom Jesus

BASE CARTOGRÁFICA

— Estrada Pavimentada



Brasil



Goiás

Projeto Mara Rosa

Autores: Anna Carolina Miranda,
Fabiana Mendes e Luíza Ferreira

MAPA GEOLÓGICO 1:25000
TRABALHO FINAL DE GRADUAÇÃO-2022
PROJETO MARA ROSA-ÁREA VIII

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
Datum horizontal: SIRGAS 2000, Zona UTM 22S
Declinação magnética: 21.26° W

Figura 5.1: Mapa geológico da Área VIII.

5.1.1 Sequência Mara Rosa

Unidade Metavulcanossedimentar Mara Rosa

A subunidade Metavulcanossedimentar Mara Rosa ocorre com grande expressão na Área VIII, onde foi possível discretizar rochas de origem vulcânicas basálticas e sedimentares químicas, estando todas metamorfizadas segundo o contexto regional na fácies anfibolito com retrometamorfismo para xisto verde superior. As rochas basálticas são as mais expressivas e foram classificadas como anfibolitos, enquanto as rochas químicas são subordinadas a essas sendo representadas majoritariamente por gonditos. Essa subunidade está disposta na porção centro-leste da área, como faixa contínua com aproximadamente 31 km² e também como lentes em meio aos Ortognaisses, ambas com disposição NE-SW.

A região mapeada é dominada pela prática pecuária, com a criação bovina em extensas zonas de pasto, característica que atrelada ao relevo planificado dificultou o mapeamento contínuo da região, com afloramentos escassos e de difícil acesso (Fig. 5.2 A). As drenagens principais da região possuem grandes áreas de inundação com poucos afloramentos em sua periferia, além de possuírem faixas de preservação ambiental com mata fechada, dificultando o acesso. Quanto às drenagens secundárias, mais rasas, ocasionalmente dispunham de afloramentos métricos. As extensas coberturas lateríticas, correspondente ao Plintossolo Pétrico concrecionário, corroboram igualmente na dificuldade de exposição e identificação da continuidade lateral das subunidades (Fig. 5.2 B e C).



Figura 5.2: Paisagens encontradas ao longo da Área VIII. **A:** Relevo planificado com área de pastagem; **B:** Área de pastagem com lateritização associada; **C:** Paisagem associada a Plintossolo Pétrico concrecionário.

Os produtos geofísicos foram de grande importância na identificação dos domínios de rocha, principalmente a gamaespectrometria. A Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa é bem definida na composição ternária RGB, com cores azul escuro, esverdeado e preto, condizentes com o contexto de arco insular (Fig. 5.3).

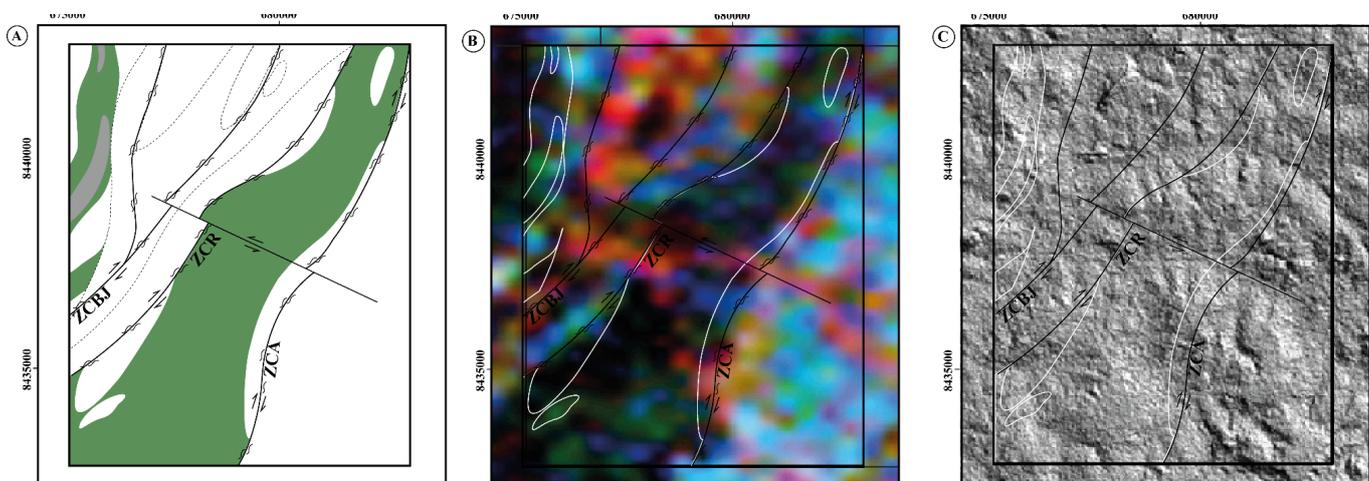


Figura 5.3: Localização da Unidade Metavulcanossedimentar Mara Rosa na Área VIII e as principais imagens usadas para complementar a confecção do mapa. **A:** Unidade destaca no mapa geológico; **B:** Composição colorida RGB; **C:** MDE.

Anfibolitos

Os anfibolitos compõem uma grande unidade na Área VIII, ocupando cerca de 40% da área. A faixa de anfibolitos faz contato a leste com o Ortognaisse Amarolândia com direção NE-SW a partir da Zona de Cisalhamento Amarolândia (ZCA) com movimento direcional dextral e a oeste com os Ortognaises tonalíticos a dioríticos em contato tectônico a partir da Zona de Cisalhamento Ribeirãozinho (ZCR). Alguns afloramentos métricos são encontrados, porém a maior ocorrência são de blocos soltos ao longo das pastagens. Foram identificados diferentes anfibolitos (Fig. 5.4) classificados a partir da mineralogia, como: diopsídio anfibolito, granada quartzo anfibolito, anfibolito e metahornblendito. Ocorrem com variações de granulação de fina à média, com foliação incipiente, bandamentos milimétricos a centimétricos e até foliação mineral marcada pela orientação da hornblenda, apresentando eventualmente porfiroblastos de hornblenda e/ou granada.

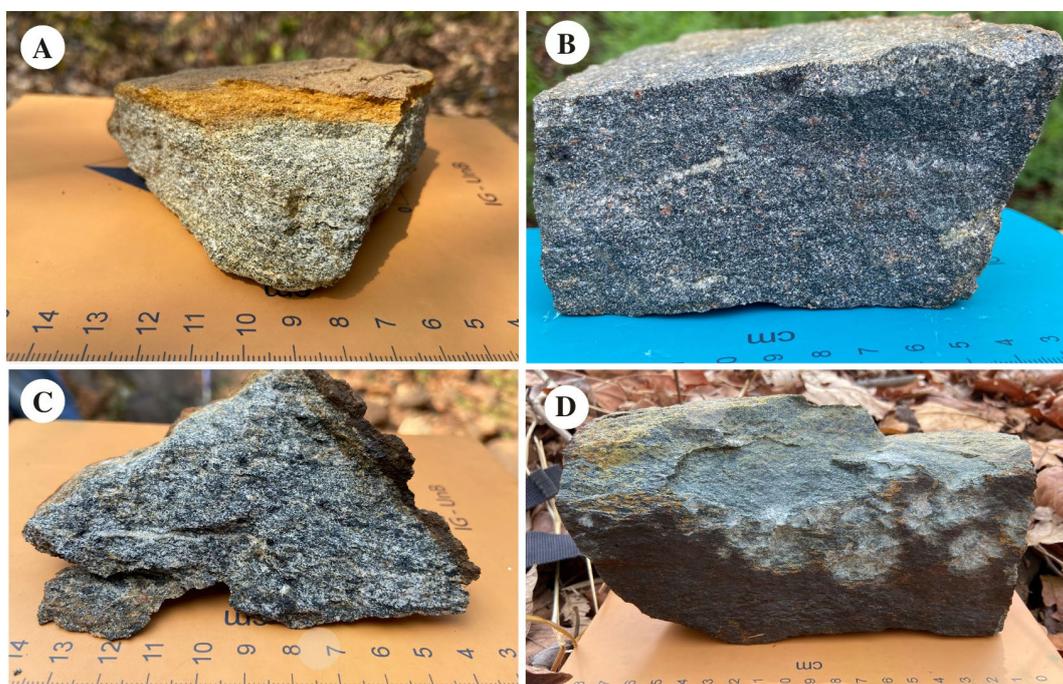


Figura 5.4: Amostras mesoscópicas representativas dos distintos anfibolitos que ocorrem na Área VIII. **A:** Amostra referente ao ponto TF22-VIII-003 com diopsídio anfibolito apresentando foliação incipiente; **B:** Amostra referente ao ponto TF22-VIII-109 com granada quartzo anfibolito apresentando foliação incipiente; **C:** Amostra referente ao ponto TF22-VIII-141 com anfibolito apresentando bandamento milimétrico; **D:** Amostra referente ao ponto TF22-VIII-76 com metahornblendito fino apresentando forte foliação evidenciada pela orientação dos cristais de hornblenda.

As rochas desta faixa, onde predominam anfibolitos, apresentam na maioria das vezes, alteração hidrotermal superimposta com caráter variável entre alteração pouco desenvolvida a pervasiva, onde ainda é possível identificar o protólito, até completa sem distinção direta do

protólito (Fig. 5.5). Essa alteração é caracterizada pela presença marcante de minerais do grupo do epidoto, tratada como epidotização, onde será melhor detalhada no tópico Unidade Hidrotermal. A relação de campo e identificação destas rochas sem alteração, permitiram a interpretação de anfibolitos e metahornblenditos como os exemplares mais expressivos nesse contexto.

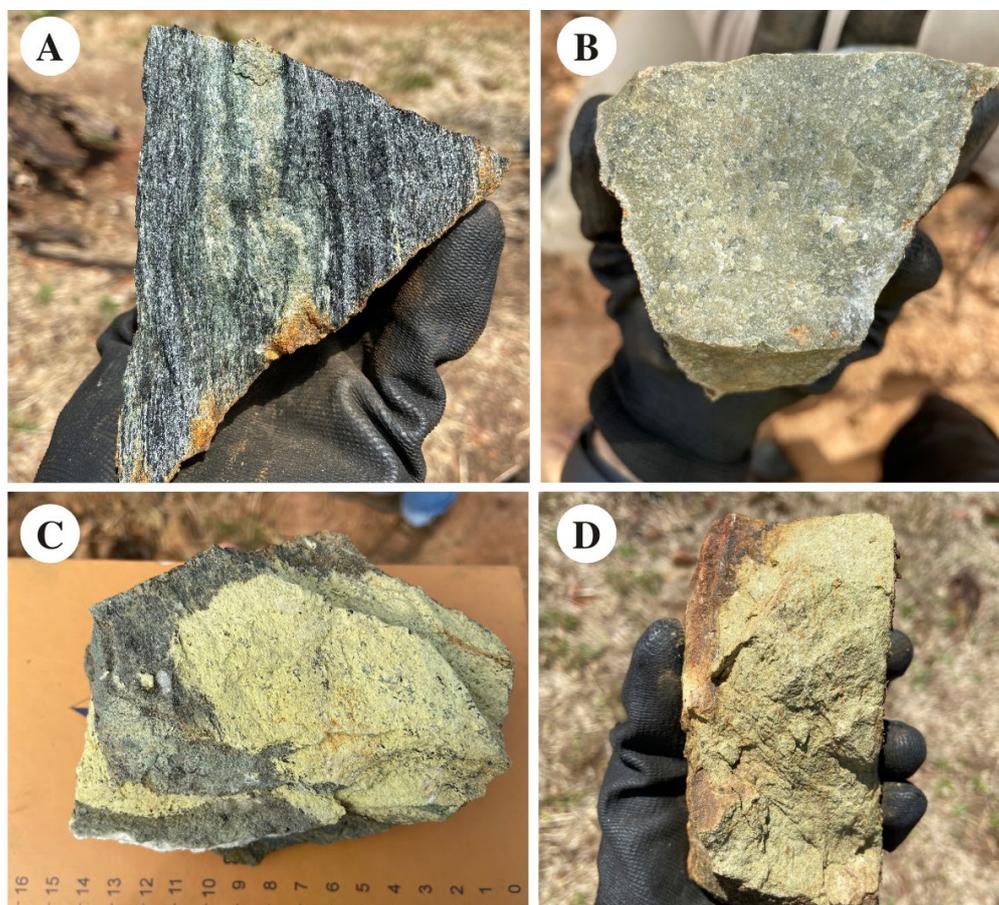


Figura 5.5: Tipos de alterações com diferentes intensidades em anfibolitos representados por amostras mesoscópicas identificadas em campo. **A:** Anfibolito com bandamento milimétrico e alteração incipiente (verde amarelada esbranquiçada) concordante com o plano de foliação; **B:** Rocha com alteração completa recristalizada em assembléia calcissilicática (ep+qz+hbl); **C:** Metahornblendito (coloração cinza escuro esverdeado) com alteração pervasiva (coloração verde amarelado), concordante com o plano de foliação alterando completamente alguns domínios da rocha; **D:** Epidosito como produto resultante de alteração completa, tendo aspecto granular e friável, não sendo possível distinção de protólito.

Os metahornblenditos (Fig. 5.6) são encontrados em afloramentos e em blocos bastante característicos, com foliação mineral bem marcada e geralmente quebrados como prismas alongados (Fig. 5.6 A e C). Estes ocorrem com granulação de fina à grossa, trama nematoblástica e foliação incipiente a espaçada (Fig. 5.6 B e D). Em relação à composição mineralógica é essencialmente composta pela hornblenda (de 75 a 90%) com presença de plagioclásio em até

15%. São rochas que apresentam maior expressão da alteração hidrotermal comentada anteriormente quando comparadas aos outros anfibolitos.



Figura 5.6: Aspectos gerais da ocorrência dos metahornblenditos na Área VIII. **A:** Blocos de hornblenditos encontrados exibindo padrão em prismas alongados; **B:** Amostra mesoscópica de hornblenda de granulação fina com foliação espaçada bem definida; **C:** Afloramento métrico de metahornblendito com foliação espaçada, coloração ocre e razoavelmente alterado; **D:** Amostra mesoscópica de metahornblendito grosso e foliação bem marcada pelos cristais prismáticos de hornblenda orientados.

Os anfibolitos (Fig. 5.7) ocorrem em afloramentos métricos e como blocos, apresentando foliação incipiente a espaçada definida pela orientação dos cristais de hornblenda (Fig. 5.7 B). A granulação varia de fina a média, tendo trama granonematoblástica (Fig. 5.7 C e D) com assembleia mineral principal composta por hornblenda e plagioclásio. A proporção entre esses minerais varia bastante, em geral mantendo a hornblenda como fase mineral principal, com até 70% na composição modal. Alguns anfibolitos podem apresentar granada como mineral essencial, que ocorrem como porfiroblastos, pouco fraturadas e com tamanho de até 0,5 cm, que variam consideravelmente na porcentagem (5% a 25%) e tamanho a depender da rocha. Magnetita parcialmente alterada para hematita ocorre como mineral acessório. São rochas com indicativo de retrometamorfismo, onde a hornblenda ocorre localmente cloritizada e o plagioclásio apresenta epidoto como alteração.

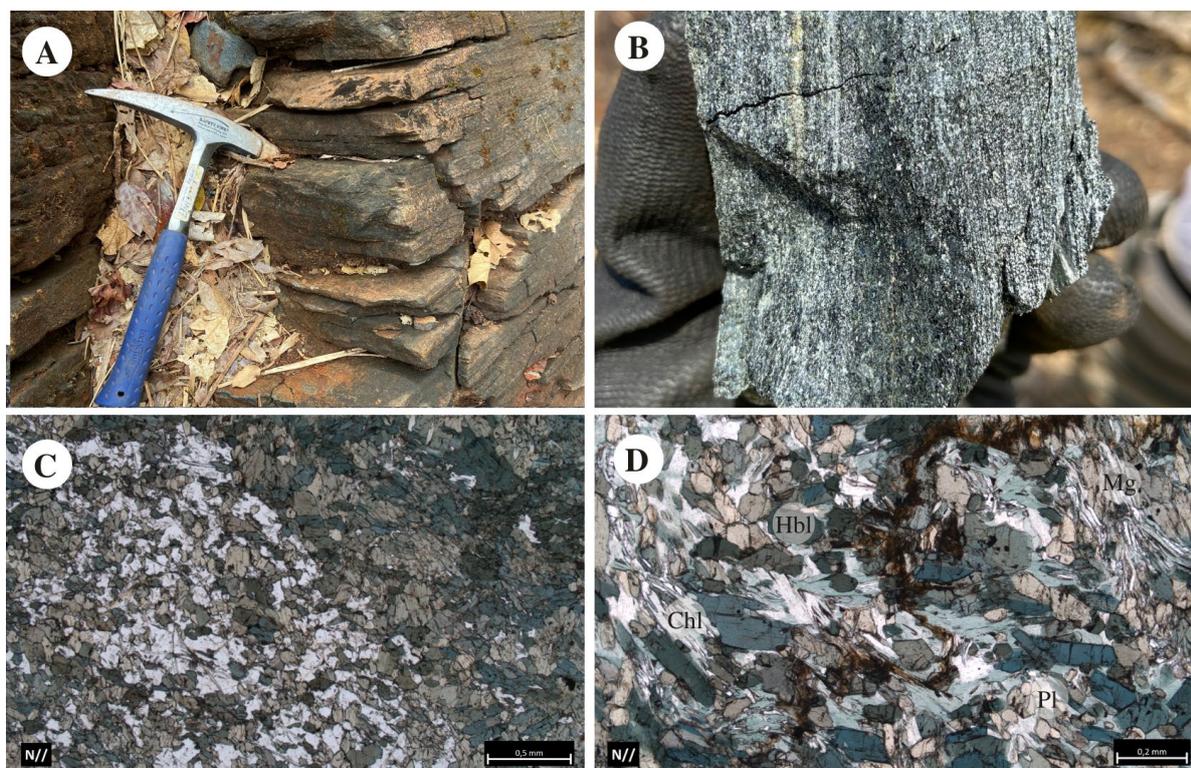


Figura 5.7: Aspectos gerais dos anfibolitos da Área VIII. **A:** Afloramento em escala métrica encontrado em ravina com foliação bem definida; **B:** Amostra mesoscópica com bandamento milimétrico bem definido; **C:** Observação em escala microscópica referente a amostra TF22-VIII-193 com arranjo textural granonematoblástico dispostos em domínio félsico e domínio máfico à N//; **D:** Paragênese Hbl+Pl alterando para paragênese secundária Act+Chl+Ep+Mg à N//.

Os diopsídio anfibolitos (Fig. 5.8) ocorrem em afloramentos métricos, mas principalmente como blocos próximos a drenagens. Apresentam alteração intempélica característica, atribuindo superficialmente uma coloração ocre, com diminuição notável na densidade (Fig. 5.8 B). Essas rochas apresentam coloração mesocrática que as diferencia dos demais anfibolitos, que em sua maioria são melanocráticos. Possuem granulação fina à média e trama granonematoblástica (Fig. 5.8 C), composto por hornblenda (35-40%), plagioclásio (25-30%) e diopsídio (20-25%) como minerais essenciais e magnetita, titanita e allanita como acessórios. O diopsídio apresenta feições de instabilidade (Fig. 5.8 D) marcada por arestas consumidas, oxidação, microinclusões e intenso fraturamento, enquanto o plagioclásio (An 40-55) apresenta saussuritização. A hornblenda é anédrica, com arestas irregulares e microinclusões de quartzo. A paragênese primária Dio+Pl+Hbl é indicativa de fácies anfibolito e a secundária Ep+Qz+Mg de fácies xisto verde superior (retrometamorfismo).

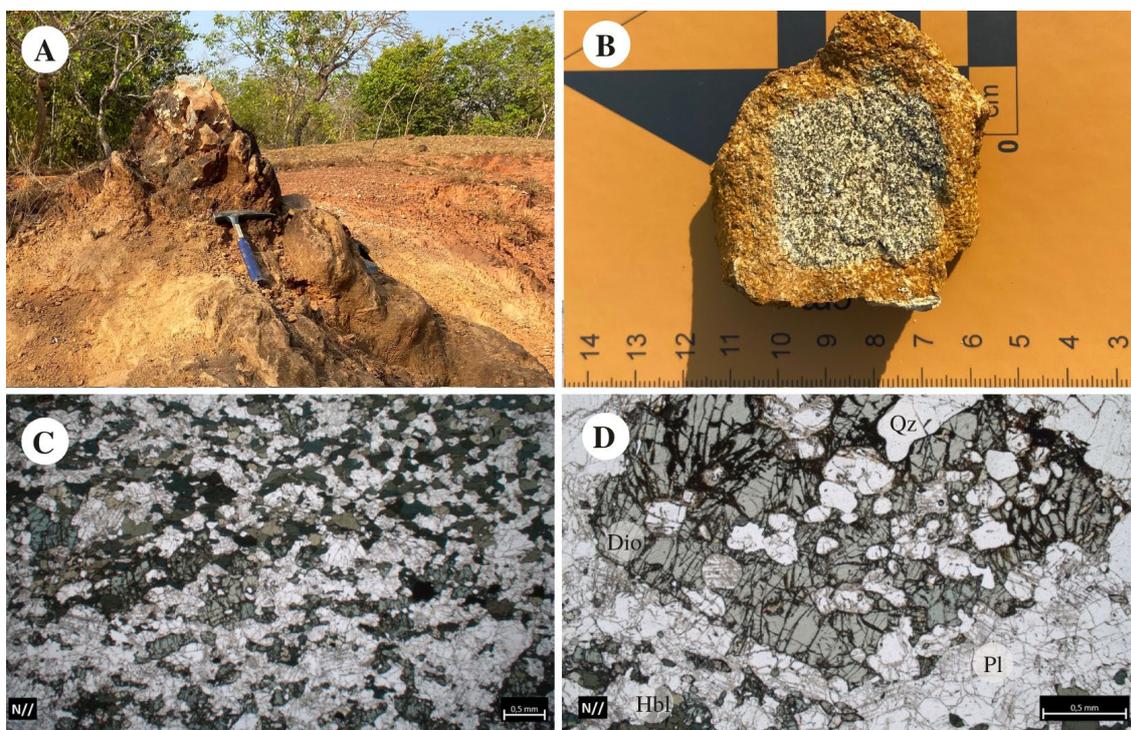


Figura 5.8: Aspectos gerais dos diopsídio anfibolitos da Área VIII. **A:** Afloramento em escala métrica; **B:** Amostra mesoscópica mesocrática apresentando alteração intempérica ocre; **C:** Observação em escala microscópica à N// referente ao ponto TF22-VIII-003 com arranjo textural granonematoblástico, onde o domínio nematoblástico é marcado pela orientação de Hbl+Dio e domínio granoblástico por Pl; **D:** Feições de instabilidade em cristal subédrico de diopsídio, representadas por arestas irregulares, microinclusões de qz, fraturamento e oxidação.

O conjunto de anfibolitos apresenta paragênese primária que indica metamorfismo na fácies anfibolito, nestes não há ocorrência de minerais reliquiares do protólito. As paragêneses descritas nesta primeira fase são: Hbl + Pl; Grt + Hbl + Pl; Dio + Hbl + Pl; todas com \pm Qz. A presença do diopsídio em algumas rochas indica que essas rochas superaram 650°C em condições de metamorfismo regional (Bucher & Fray, 2002), incluindo também o plagioclásio com An 55 no campo da labradorita. Diopsídio, hornblenda e plagioclásio apresentam indicativos de instabilidade e consumo, como arestas irregulares, fraturamento, substituições e contato instável com minerais secundários, estes formam uma segunda paragênese: Ep + Qz + Mg + Ttn; Ep + Qz + Chl; Ep + Chl + Hbl (Tchermakítica), que sugerem retrometamorfismo para fácies xisto verde. Tais paragêneses são representadas na Figura 5.9 pelo diagrama ACF.

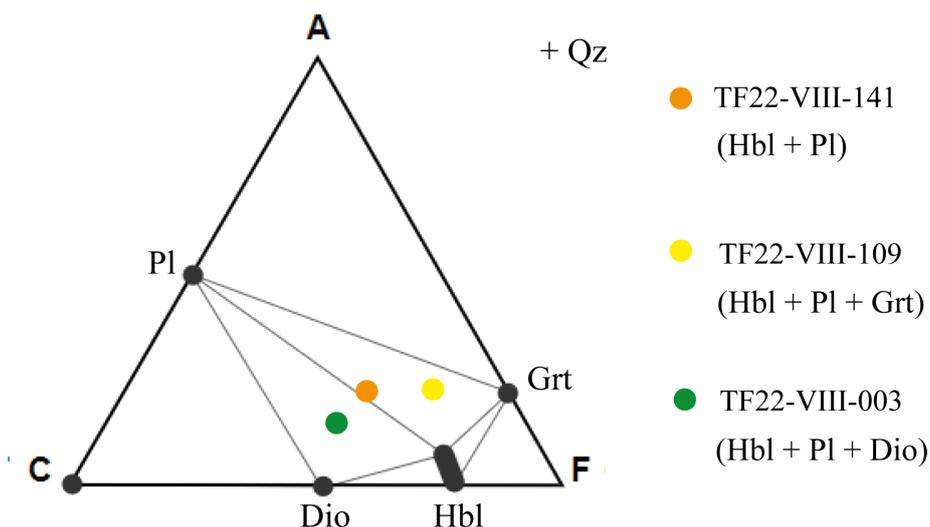


Figura 5.9: Diagrama triangular ACF (*aluminium-calcium-iron*) mostrando fases minerais em equilíbrio para algumas das rochas máficas encontradas na Área VIII para as condições de P-T de fácies anfibolito. Pontos representam as fases minerais e linhas cinza equilíbrio entre fases. Abreviação mineral: dio = diopsídio; grt = granada; hbl = hornblenda; pl = plagioclásio.

Rochas Sedimentares Químicas

Essa associação de rochas ocorre com distribuição relativamente restrita no extremo noroeste da Área VIII, tendo como melhores exemplares os gonditos. Pontualmente ocorrem magnetitos e metacherts.

Os gonditos ocorrem em forma de blocos em meio ao pasto (Fig. 5.10 A), são compostos mineralogicamente por granada, piroxênio, quartzo e óxidos-hidróxidos de Mn como alteração intempérica. Apresentam estrutura bandada, com alternância entre bandas silicosas (tonalidades mais claras) e bandas manganesíferas (tonalidades mais escuras) de tamanho milimétrico a centimétrico (Fig. 5.10 B). Ora apresentam estrutura maciça (Fig. 5.10 C), onde predomina-se um arranjo em textura granoblástica. Alguns blocos possuem fraturas relacionadas (Fig. 5.10 D).

Ademais, outros precipitados químicos como magnetito (Figura 5.10 E) são encontrados, que ocorrem como blocos soltos com estrutura maciça e são constituídos essencialmente por magnetita e quartzo (em menor proporção) em textura granoblástica. O metachert apresenta-se muito coeso, com aspecto recristalizado e bandado (Fig. 5.10 F).

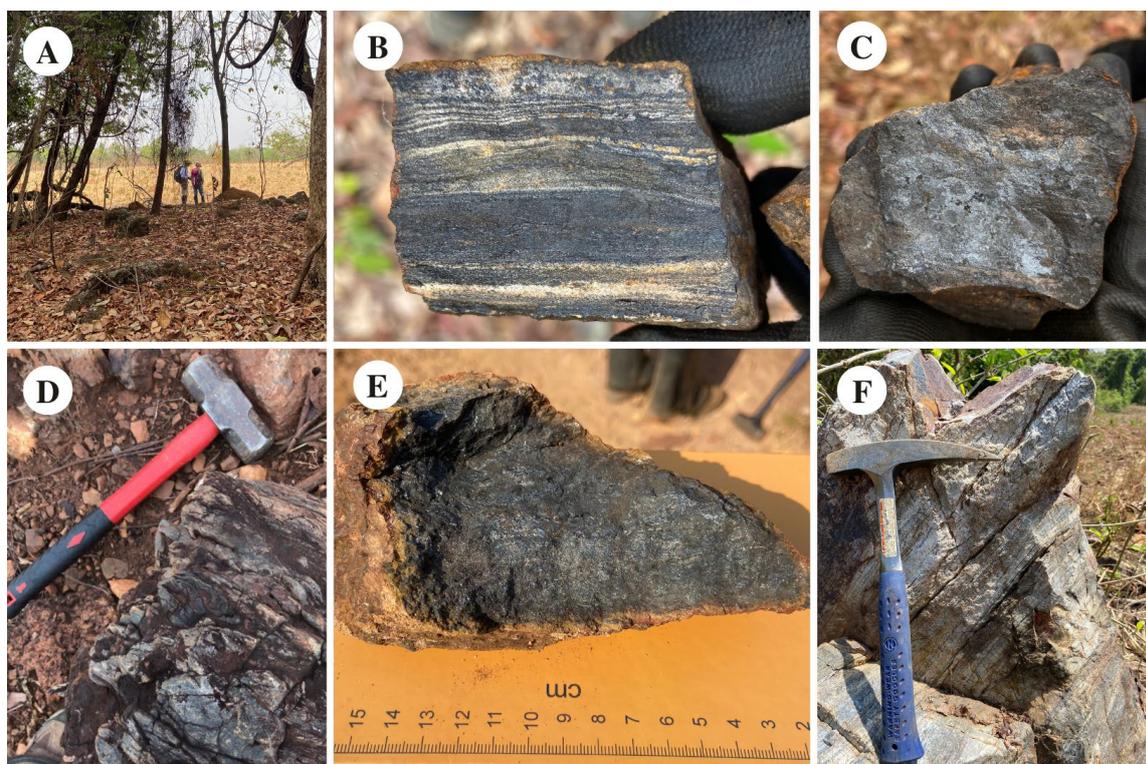


Figura 5.10: Exemplares de rochas sedimentares químicas encontradas na Área VIII. **A:** Blocos de gondito encontrados em meio ao pasto; **B:** Gondito bandado com alternância entre bandas silicosas e manganésíferas de tamanho mm à cm; **C:** Gondito com estrutura maciça; **D:** Bloco de gondito fraturado; **E:** Magnetito com estrutura maciça; **F:** Metachert bandado.

5.1.2 Ortognaisses Mara Rosa

São caracterizados por corpos alongados de direção NE-SW que recobrem cerca de 8% da Área VIII, especificamente na porção centro noroeste em meio a faixas estreitas das metavulcanossedimentares da SMR. Agrupam um conjunto de rochas intermediárias a félsicas, apresentando bandamento mais ou menos desenvolvidos, com bandas de espessuras milimétricas a centimétricas. Tem composição tonalítica dominante, e diorítica a quartzo diorítica subordinada.

Em campo, encontra-se associada a extensa cobertura laterítica, relacionada à relevo aplainado e área de pastagem, o que dificultou relativamente a exposição de afloramentos. Nos produtos geofísicos, especialmente no mapa ternário (RGB), a assinatura gamaespectrométrica, corresponde a tonalidades azuladas com limites difusos não tão evidentes, intercalando-se com tonalidades pretas (Fig. 5.11).

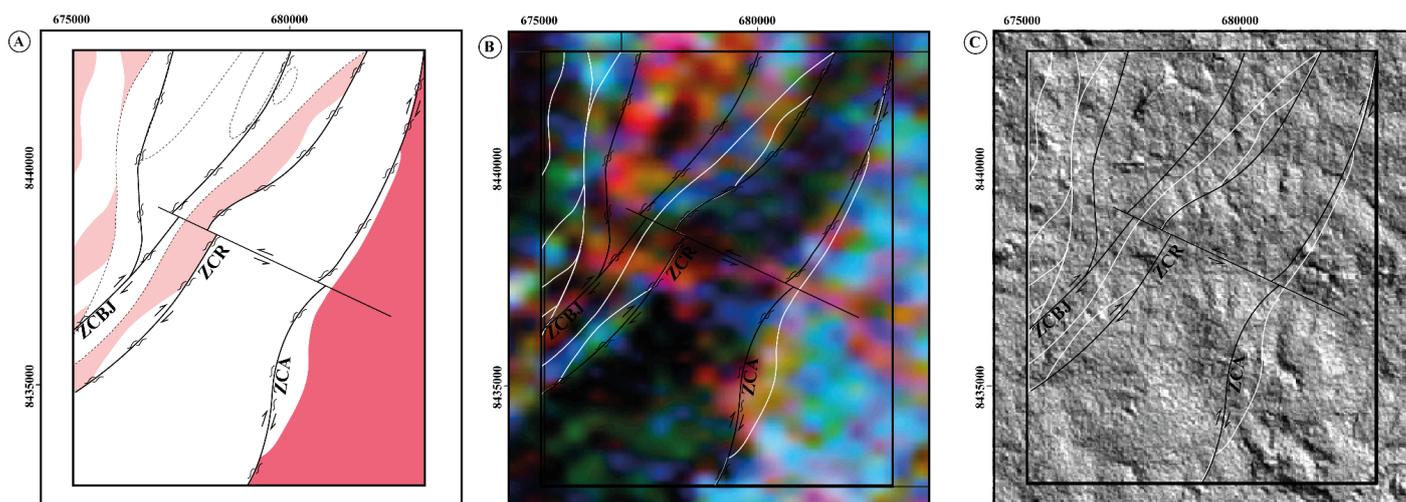


Figura 5.11: Localização do Ortognaisse Mara Rosa e plúton Amarolândia na Área VIII e as principais imagens usadas para complementar a confecção do mapa. **A:** Unidade destaca no mapa geológico; **B:** Composição colorida RGB; **C:** MDE.

Compõe-se predominantemente de gnaisses tonalíticos (biotita hornblenda gnaiss e hornblenda gnaiss) de granulação média, tonalidade acinzentada, constituído essencialmente por hornblenda, biotita, plagioclásio e quartzo. Subordinado aos tonalíticos, com distribuição menos representativa, ocorrem ortognaisses tonalíticos com granada e ortognaisses de composição quartzo diorítica. Mostram macroestrutura bandada milimétrica a centimétrica com paragênese mineral indicativa de fácies anfíbolito.

O biotita hornblenda gnaiss tonalítico (Fig. 5.12) possui granulação média a grossa e trama textural granonematolepidoblástica (Fig. 5.12 C). No domínio nematolepidoblástico encontram-se minerais máficos como hornblenda (30-35%) e biotita (10-15%) subedrais, enquanto no domínio granoblástico segregando-se cristais anédricos de plagioclásio (20-25%) e quartzo (10-15%). O hornblenda gnaiss tonalítico (Fig. 5.13) possui granulação média à fina e arranjo textural granonematoblástico (Fig. 5.13 C), onde a trama nematoblástica é marcada por hornblenda (30-35%) localmente poiquiloblástica com microinclusões de Qz+Pl. A relação entre os minerais em equilíbrio $Hbl + Bt + Pl$ e $Hbl + Pl$, ambas com $\pm Qz$, configura paragênese indicativa de fácies anfíbolito, enquanto minerais do grupo do epidoto e óxidos como magnetita evidenciam condições de retrometamorfismo em fácies epidoto anfíbolito (xisto verde alta).

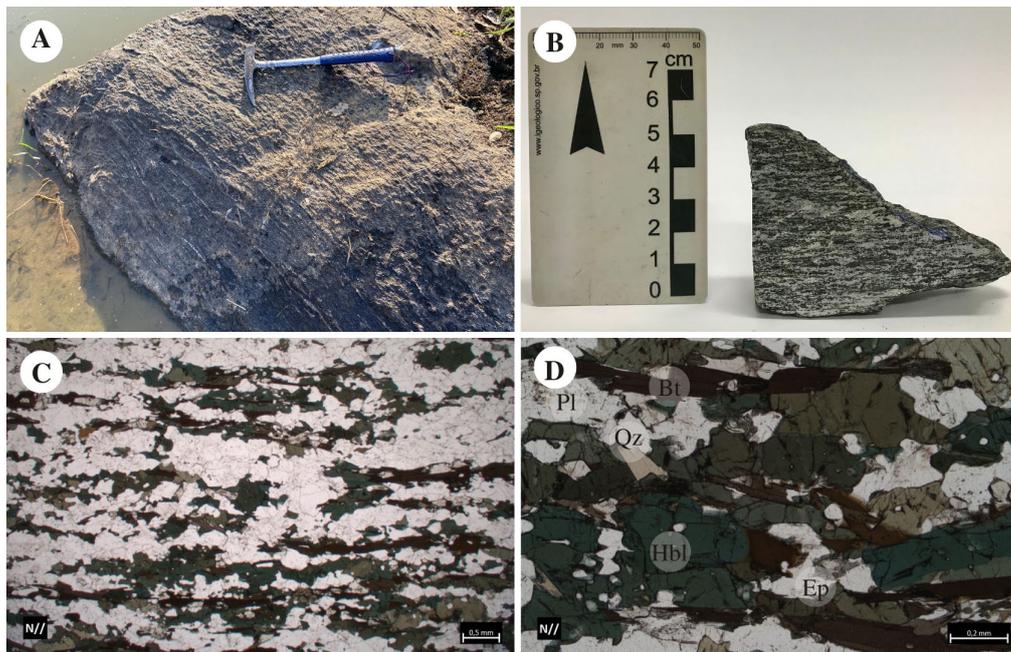


Figura 5.12: Aspectos gerais de biotita hornblenda gnaiss tonalítico referente ao ponto TF22-VIII-183. **A:** Afloramento em escala métrica disposto em açude mostrando padrão de bandamento; **B:** Amostra mesoscópica com bandamento milimétrico bem definido; **C:** Observação em escala microscópica do arranjo textural granonematolepidoblástico dispostos em domínio félsico e domínio máfico à N//; **D:** Paragênese em equilíbrio Hbl+Bt+Pl à N//.

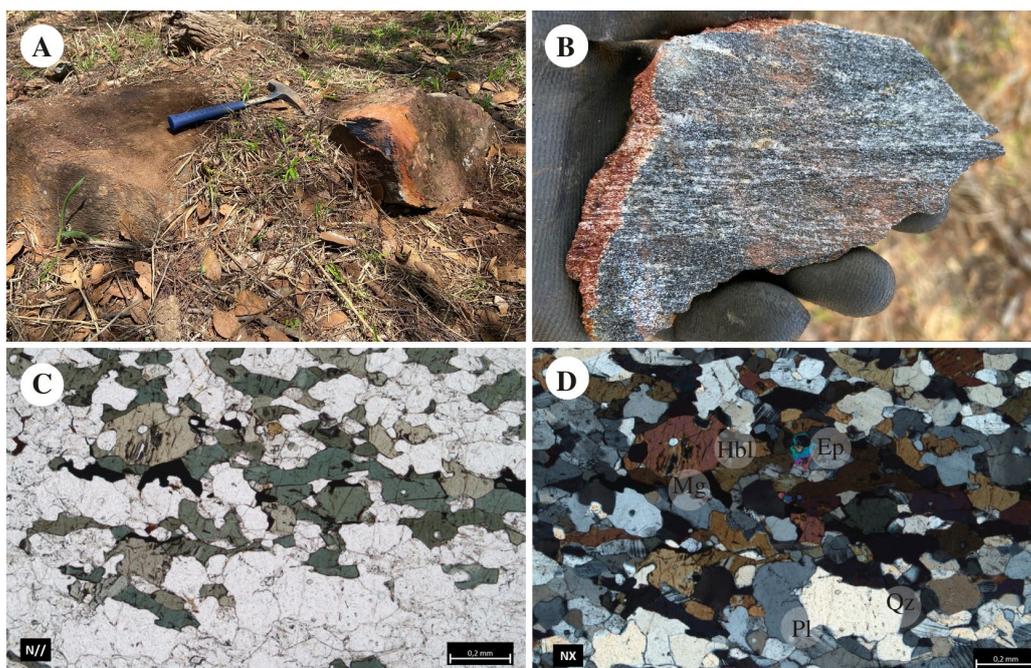


Figura 5.13: Aspectos gerais de hornblenda gnaiss tonalítico referente ao ponto TF22-VIII-262. **A:** Blocos dispostos em área de pastagem; **B:** Amostra mesoscópica com bandamento submilimétrico a milimétrico; **C:** Observação em escala microscópica do arranjo textural granonematoblástico dispostos em domínio félsico e domínio máfico à N//; **D:** Detalhe da composição mineralógica ressaltando paragênese em equilíbrio Hbl+Pl à NX.

O granada gnaiss tonalítico (Fig. 5.14) possui granulação fina a média, composto essencialmente por quartzo (20-25%), plagioclásio (20-25%), biotita (25-30%), granada (5-8%) e cianita (2-4%). Possui textura granolepidoblástica, onde observa-se domínios félsicos e máficos que marcam um bandamento composicional bem definido (Fig. 5.14 B). Esse arranjo microtextural é ressaltado por frações quartzo-feldspáticas (Qz+Pl) em arranjo granoblástico intercalado com frações micáceas (Bt) em arranjo lepidoblástico (Fig. 5.14 C). A cianita ocorre em textura nematoblástica associada a textura lepidoblástica. A granada encontra-se como porfiroblastos euédricos a subédricos, exibem microfraturas e textura poiquiloblástica, a qual é ressaltada por microinclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e minerais opacos, distribuídos comumente de forma concêntrica na parte central dos mesmos, enquanto as bordas encontram-se mais limpas (Fig. 5.14 C e D).

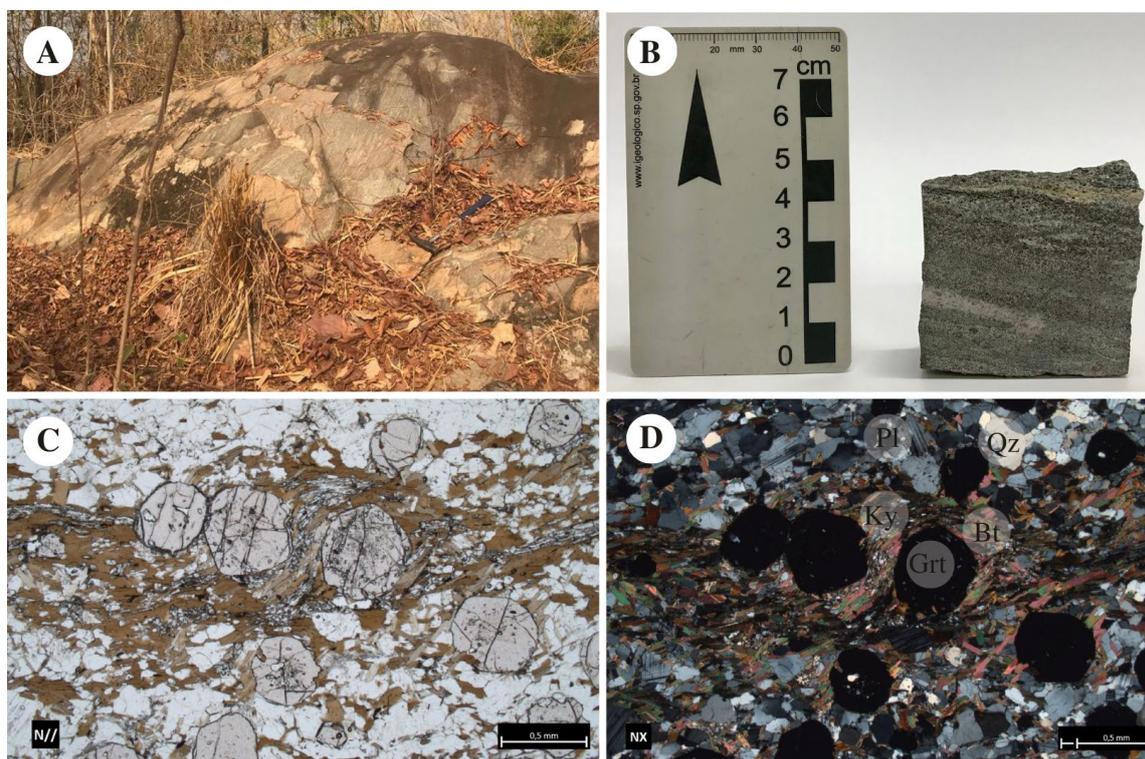


Figura 5.14: Aspectos gerais de granada gnaiss tonalítico referente ao ponto TF22-VIII-010. **A:** Afloramento em escala métrica disposto em área de pastagem evidenciando bandamento composicional; **B:** Amostra mesoscópica com bandamento milimétrico a centimétrico bem definido; **C:** Observação em escala microscópica do arranjo textural granolepidoblástico com porfiroblastos euédricos a subédricos de granada à N//; **D:** Observação em escala microscópica do arranjo textural granolepidoblástico com porfiroblastos euédricos a subédricos de granada à NX.

Os ortognaisses de composição diorítica, representado pela biotita hornblenda gnaiss quartzo diorítico (Fig. 5.15) apresenta granulação média a grossa sendo composto

essencialmente por hornblenda (35-40%), biotita (5-10%), plagioclásio (40-45%) e quartzo (10-15%). Apresenta foliação incipiente marcada pela orientação dos cristais de hornblenda e textura porfirítica (Fig. 5.15 B). Microscopicamente (Fig. 5.15 C e D) observa-se a presença de domínios composicionalmente distintos. O primeiro apresenta dominância de plagioclásio com textura granoblástica em contato poligonal bem definido, tendo biotita associada em textura lepidoblástica e magnetita disseminada. Há também cristais de plagioclásio com tamanhos de 0.1mm até 1cm, caracterizando uma textura porfirítica reliquiar e sempre na presença de epidoto (clinozoisita) como alteração. O segundo domínio é definido por hornblenda com inclusões de magnetita seguindo o plano de clivagem. Nos cristais de Hbl ainda são observados inclusões de quartzo. Os grãos de quartzo presentes na lâmina geralmente apresentam extinção ondulante e ocorrem em menor proporção.

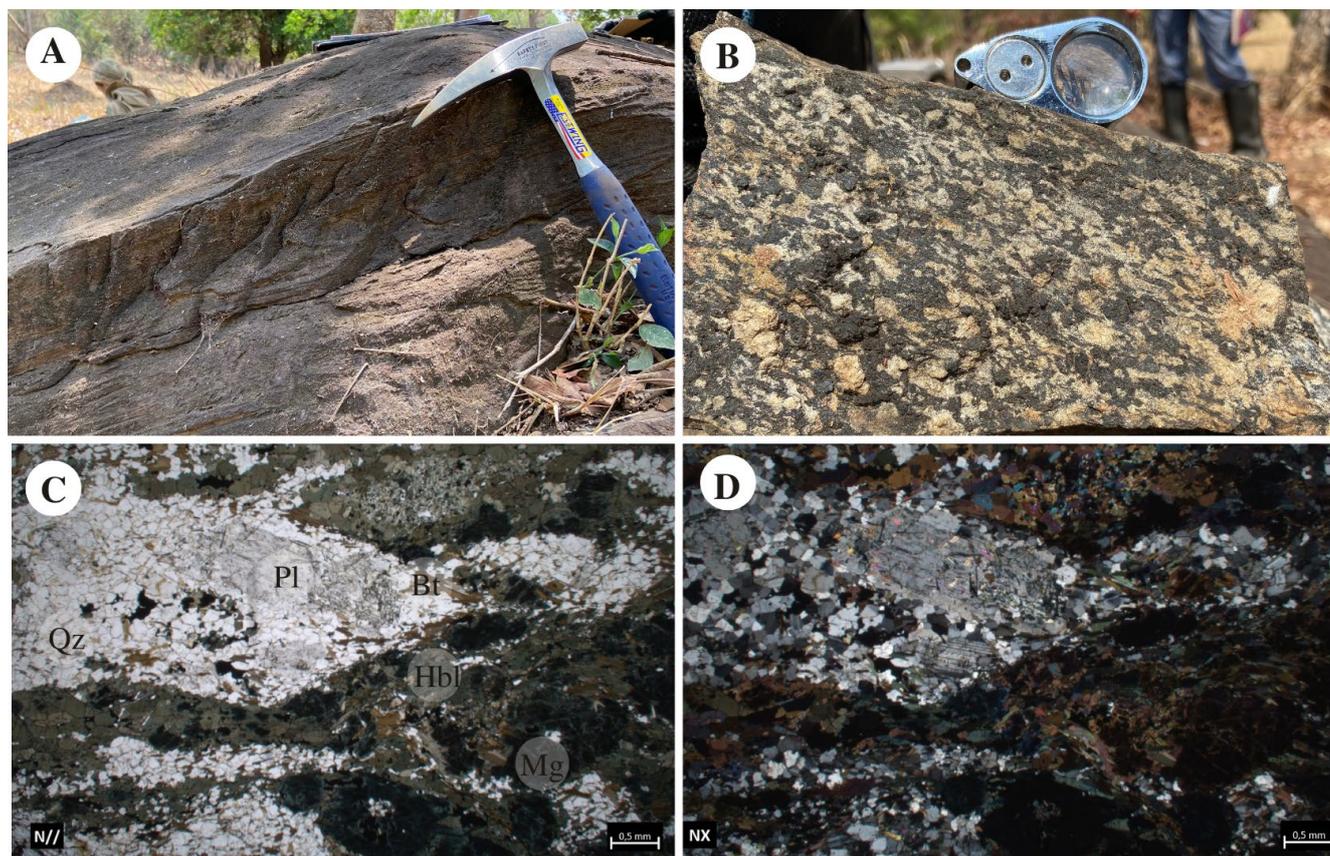


Figura 5.15: Aspectos gerais de biotita hornblenda gnaiss quartzo diorítico referente ao ponto TF22-VIII-009. **A:** Afloramento em escala métrica disposto em área de pastagem; **B:** Amostra macroscópica com de granulação média à grossa com foliação incipiente e textura porfirítica; **C:** Observação em escala microscópica do arranjo textural evidenciando domínios composicionais distintos à N//; **D:** Observação em escala microscópica do arranjo textural evidenciando domínios composicionais distintos à NX.

Ortognaisses Amarolândia

O plúton denominado Amarolândia aflora a leste na Área VIII, no limite com a Área IX, correspondendo a 25% da área. Está em contato com os anfibolitos da Unidade Metavulcanossedimentar da SMR pela ZCA, sendo definido como Ortogneisse Quartzo Diorítico Amarolândia (Ferreira, 2020). A sua expressão é bem evidente na gamaespectrometria, apresentando resposta em tonalidade azul bem definida. Possui boa distribuição de afloramentos e blocos adjacentes ao longo da área aflorante do corpo, sendo bastante foliado.

O litotipo representativo dessa intrusão corresponde a uma biotita hornblenda gnaisse quartzo diorítico (Fig. 5.16) de granulação fina a média, exibindo macroestrutura bandada (Fig. 5.16 B). Compõe-se em maior proporção pelos minerais félsicos plagioclásio (30-35%), quartzo (30-35%) e KF (2-3%) em menor proporção minerais máficos como biotita (20-25%) e hornblenda (10-15%). O arranjo textural é granolepidonematoblástico (Fig. 5.16 C), onde a fração félsica marca o domínio granoblástico, enquanto a fração máfica marca a textura lepidonematoblástica. A paragênese mineral e estrutura sugerem metamorfismo na fácies anfibolito. Feições de retrometamorfismo para fácies xisto verde alta com epidotização dos minerais, em especial o plagioclásio.

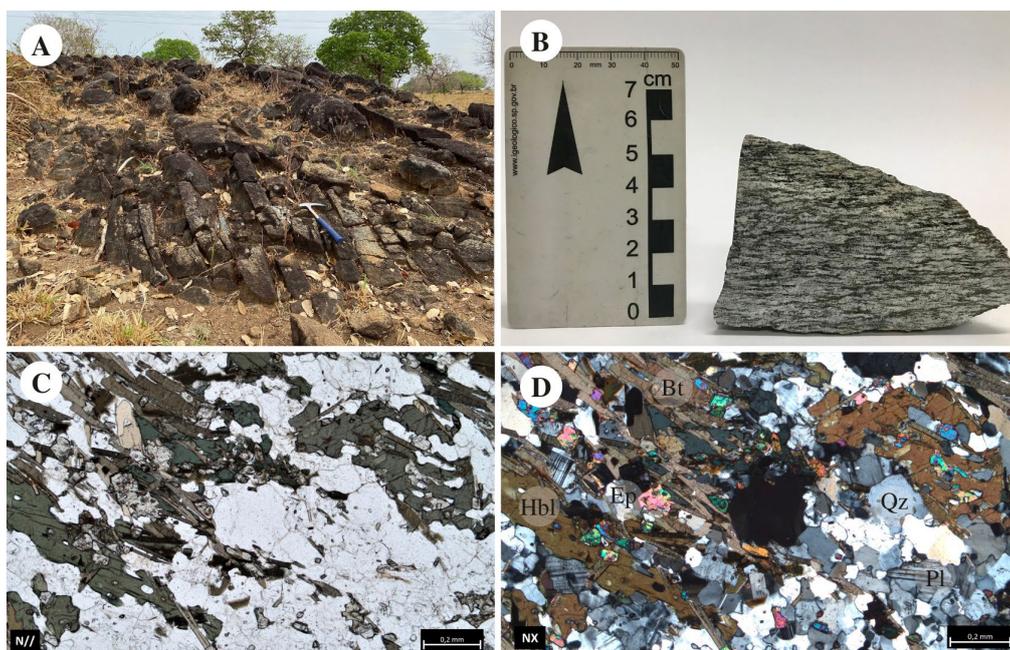


Figura 5.16: Aspectos gerais de hornblenda biotita gnaisse quartzo diorítico referente ao ponto TF22-VIII-037. **A:** Afloramento em escala métrica disposto em área de pastagem; **B:** Amostra mesoscópica com bandamento milimétrico bem definido; **C:** Observação em escala microscópica do arranjo textural granolepidonemablástico dispostos em domínio máfico e félsico à N//; **D:** Observação em escala microscópica do arranjo textural granolepidonemablástico dispostos em domínio máfico e félsico à NX evidenciando paragênese em equilíbrio Bt+Hbl+Pl.

Os ortognaisses, de maneira geral, apresentam-se bem representados por uma paragênese correspondente a fácies anfibolito com retrometamorfismo para condições de fácies xisto verde alta. Possuem recristalização da matriz quartzo-feldspática típica, plagioclásio com teor de An variando de oligoclásio a andesina, são bandados e podem estar relacionados com alteração hidrotermal, apresentando eventuais associações ricas em biotita (biotitização), epidotização e formação de minerais aluminosos (granada+cianita). Contestações a partir da mineralogia, permitiram inferir que tais rochas se derivam de protólito ígneo de composição predominantemente tonalítica, gradando para composições quartzo diorítica.

5.1.3 Unidade Hidrotermal

A Área VIII apresenta uma associação importante de produtos de alteração hidrotermal, sendo uma das áreas com maior ocorrência de tais dentro do Projeto Mara Rosa. Ocorrem relacionados a Sequência Metavulcanossedimentar e nas adjacências da Serra de Bom Jesus, associando-se a zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis, dispostas preferencialmente segundo a direção NE-SW, interrompidas por inflexões E-W. Nesses corredores deformacionais, uma diversidade de rochas intensamente deformadas e alteradas hidrotermalmente ocorrem, destacando-se avançadas reações de epidotização, saussuritização, sericitização, cloritização e sulfetação.

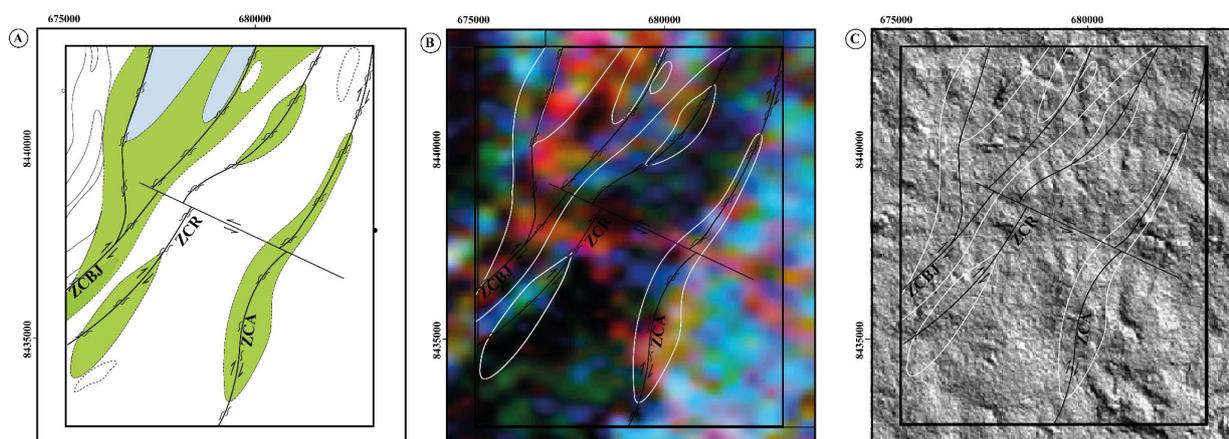


Figura 5.18: Localização das rochas de associação hidrotermal da área VIII e as principais imagens usadas para complementar a confecção do mapa. **A:** Unidade destacada no mapa geológico, representado em azul a associação aluminosa e em verde limão aquelas com epidoto; **B:** Composição colorida RGB; **C:** Modelo Digital de Elevação.

Essa associação de rochas na Área VIII corresponde a aproximadamente 25% da área, sendo subdividida de acordo com suas associações minerais, sendo: associação de rochas calcissilicáticas (epidoto-quartzo-clorita-hornblenda-diopsídio) e associação de rochas aluminosas ricas em cianita e pirita (cianita-muscovita-quartzo-pirita). Tais rochas serão melhor

detalhadas em Geologia Econômica (Capítulo 8), no Tópico 7.3.1 e 7.3.2 em Considerações Metalogenéticas pela sua relação íntima com processos metassomáticos hidrotermais que podem estar relacionados a depósitos minerais.

5.1.4 Intrusivas tardi a pós tectônicas

As unidades dos tópicos supracitados são cortadas por esse conjunto de rochas intrusivas, que compõem a unidade das Plutônicas tardi- a pós-tectônicas e apresentam variações tanto composicionais quanto deformacionais. Em relação à distribuição, são encontradas por toda a área do Projeto Mara Rosa, aflorando na Área VIII a extremo NE, extremo SW e a centro norte (aproximadamente 2% da área).

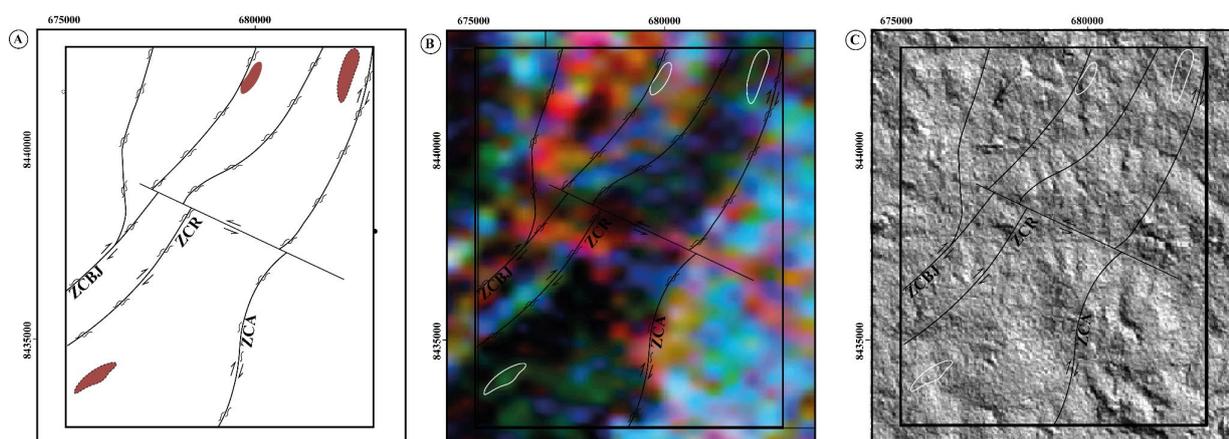


Figura 5.19: Localização das intrusivas tardi a pós tectônicas na Área VIII e as principais imagens usadas para complementar a confecção do mapa. **A:** Unidade destacada no mapa geológico; **B:** Composição colorida RGB; **C:** Modelo Digital de Elevação.

São representadas por leucotonalitos milonitizados de granulação média a grossa, com feições tardi-tectônicas, bem como leucotonalitos de granulação média com enclaves máficos de granulação fina. Além disso, de caráter pós-tectônico encontra-se leucogranitos isotrópicos, de granulação média a grossa. A seguir serão descritas em maior detalhe as principais intrusões vistas na Área VIII.

Leucotonalito milonitizado

No extremo nordeste da área, intrudem na unidade dos anfibolitos dois corpos de granitóides leucocráticos, que se distanciam entre si por 500m na direção sul. Por ser um pequeno corpo intrusivo nos anfibolitos, sua expressão na gamaespectrometria é fraca e dominada pela unidade encaixante.

Possui granulação média a grossa, textura equigranular, acidez intermediária e leucocrática. Microscopicamente apresenta arranjo textural granolepidoblástico, composta por quartzo, biotita, plagioclásio, granada, muscovita, zircão e apatita (Fig. 5.20 C). O domínio máfico é composto por biotita em textura lepidoblástica, enquanto o domínio félsico é composto majoritariamente pelos minerais quartzo, plagioclásio, epidoto, muscovita, granada em textura granoblástica. Esses domínios se intercalam devido a foliação milonítica da rocha. O quartzo é caracterizado pelos grandes cristais estirados e outros de menor granulação que ocorrem no limite dos grãos sob o regime de cristalização caracterizado como SGR (*Subgrain Rotation*) (Fig. 5.20 D). A sombra de pressão na granada possui difícil interpretação cinemática devido à baixa preservação da microestrutura unilateral (Fig. 5.20 E). A magnetita apresenta-se como único opaco da rocha, com hábito anédrico e microinclusões de quartzo (Fig. 5.20 F). A paragênese da rocha é formada pelos minerais $Qz+Pl+Bt+Grt$ e corresponde à fácies anfíbolito. A extinção ondulante do quartzo indica recristalização, bem como os contatos suturados e granulares, típicos dos regimes de recristalização SGR, que indicam recristalização dinâmica a 350°C a 550°C. A orientação dos minerais marca a foliação milonítica na rocha. A Figura 5.20 A mostra afloramento decamétrico encontrado em um leito de rio, onde as características petrográficas são mantidas (Fig. 5.20 B).

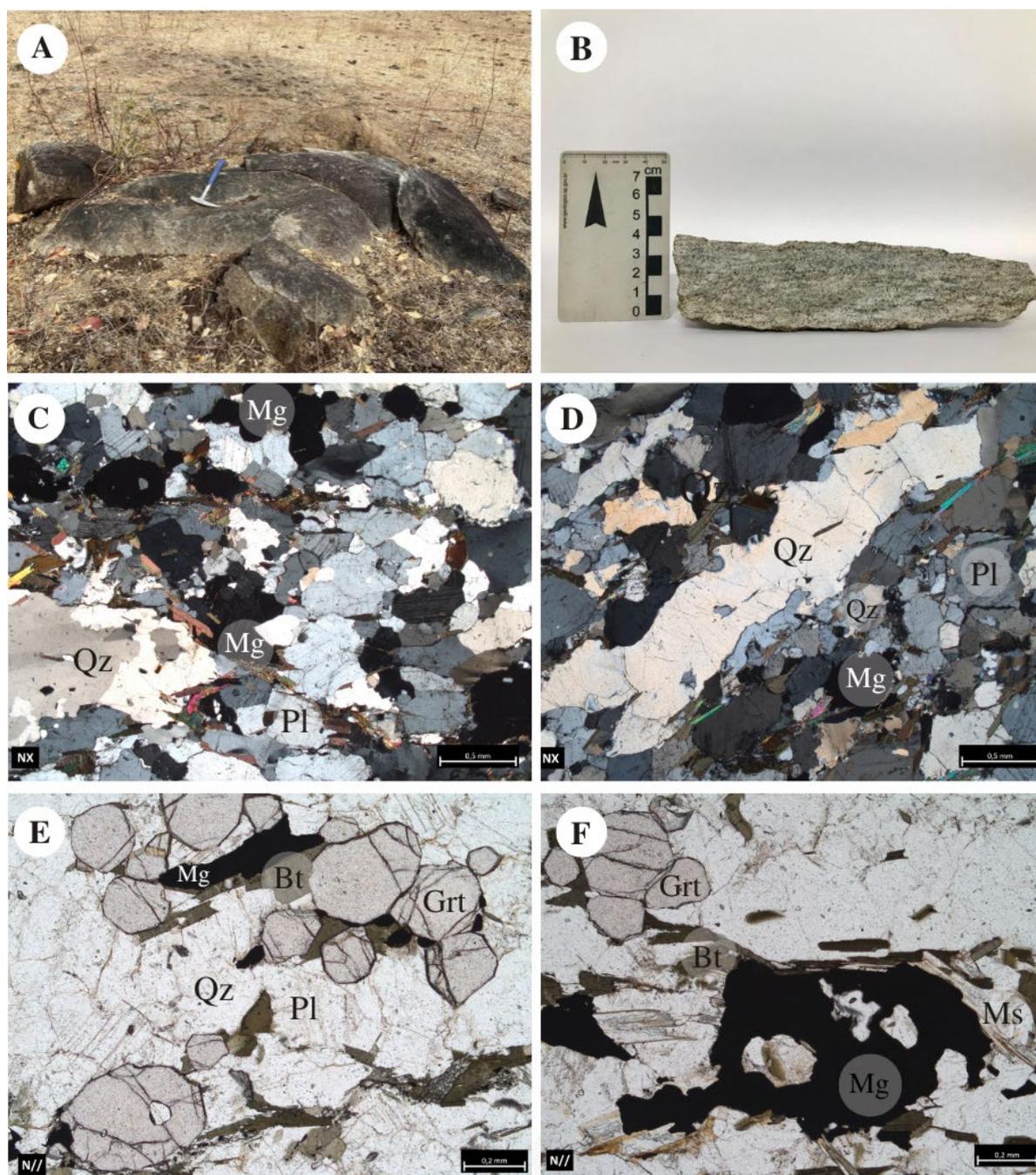


Figura 5.20: Representação do Leucotonalito milonitizado referente ao ponto TF22-VIII-276. **A:** Afloramento em escala métrica disposto em área de pastagem; **B:** Amostra mesoscópica com foliação milonítica bem definida; **C:** Trama granoblástica da rocha, composta pelos minerais quartzo, plagioclásio, biotita, granada, muscovita e magnetita; **D:** Cristais de quartzo estirados e cristais com contatos suturados e granulares, típico do regime de recrystalização, típicos dos regimes de recrystalização *subgrain rotation* (350°C-550°C); **E:** Cristais de granada relacionadas a biotita, com sombra de pressão uniaxial pouco preservada; **F:** Magnetita em hábito anédrico massivo com microinclusões de quartzo.

Leucotonalito com enclaves máficos

A centro-norte da área, à leste da Serra de Bom Jesus, intrude na unidade dos ortognaisses um corpo de granitóide leucocrático. Foi visto um afloramento métrico de uma rocha ígnea

plutônica metamorfizada de coloração cinza claro, fanerítica, granulação média a grossa, textura equigranular, acidez intermediária e leucocrática (Fig. 5.21 C). Notou-se também a presença de enclaves máficos de coloração cinza escuro e granulação fina, e foi classificado como um leucotonalito médio/grosso com enclaves máficos finos. A presença desses enclaves sugere feições de mixing-mingling resultantes de magmas parentais bimodais, provavelmente relacionados à extensão tardi colisional do orógeno.

Leucogranito isotrópico

A extremo sudoeste da área, ao lado leste da falha, intrude na unidade dos anfíbolitos um corpo granítico leucocrático. Em relação aos produtos geofísicos, é visto o mesmo comportamento das intrusões supracitada.

Em afloramento foi visto rocha leucocrática, holocristalino, fanerítica, granulação grossa, textura equigranular e estrutura isotrópica (Fig. 5.21 D). A quantidade de feldspato potássico é consideravelmente maior que as demais intrusões, sendo classificado como leucogranito grosso isotrópico.



Figura 5.21: Representação do Leucotonalito milonitizado referente ao ponto TF22-VIII-200 (A e B) e aos Leucogranitóides referentes aos pontos TF22-VIII-167 e 149 (C e D, respectivamente). **A:** Afloramento em escala decamétrica disposto como leito do rio; **B:** Amostra mesoscópica com foliação milonítica bem definida; **C:** Leucotonalito com enclaves máficos; **D:** Leucogranito grosso isotrópico.

Capítulo 6
GEOLOGIA ESTRUTURAL

6.1 DOMÍNIOS ESTRUTURAIS 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.

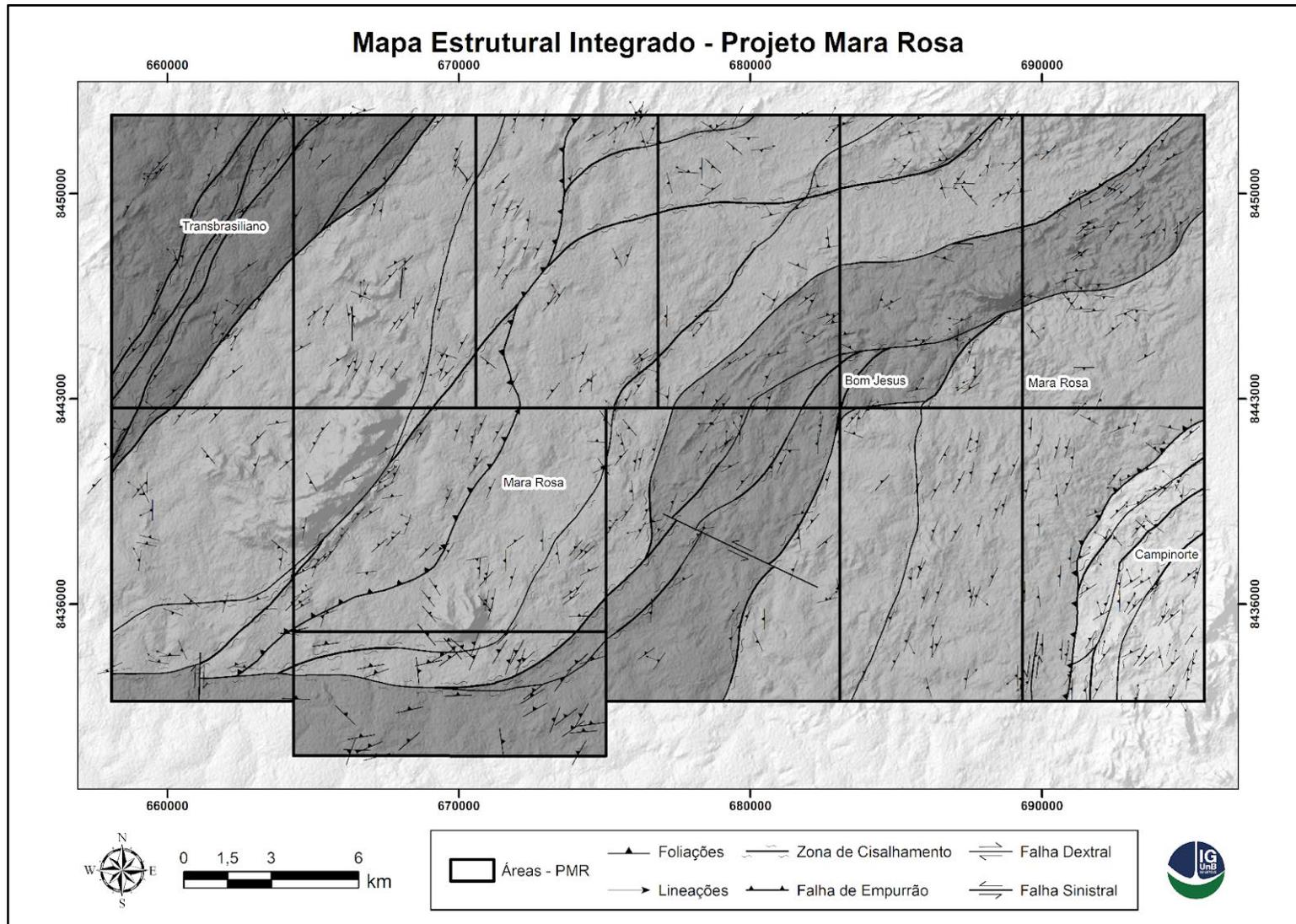


Figura 6.1: Mapa de Domínios Estruturais do Projeto Mara Rosa.

6.1.1 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.

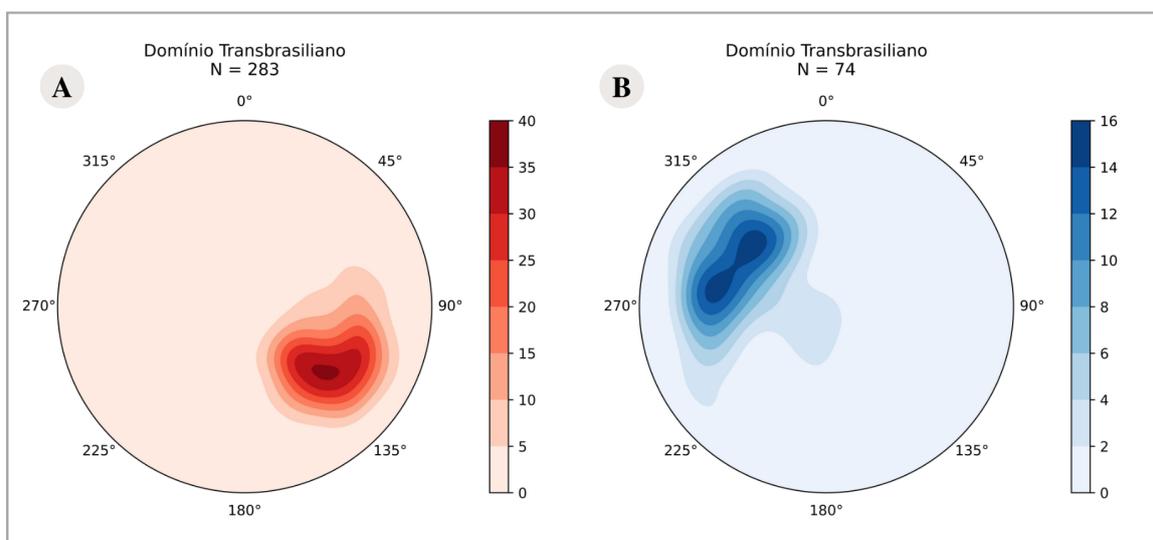


Figura 6.2: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural I - Transbrasiliano. **A:** Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW; **B:** Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de 40 a 80° para NW.

6.1.2 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.*, 2006).

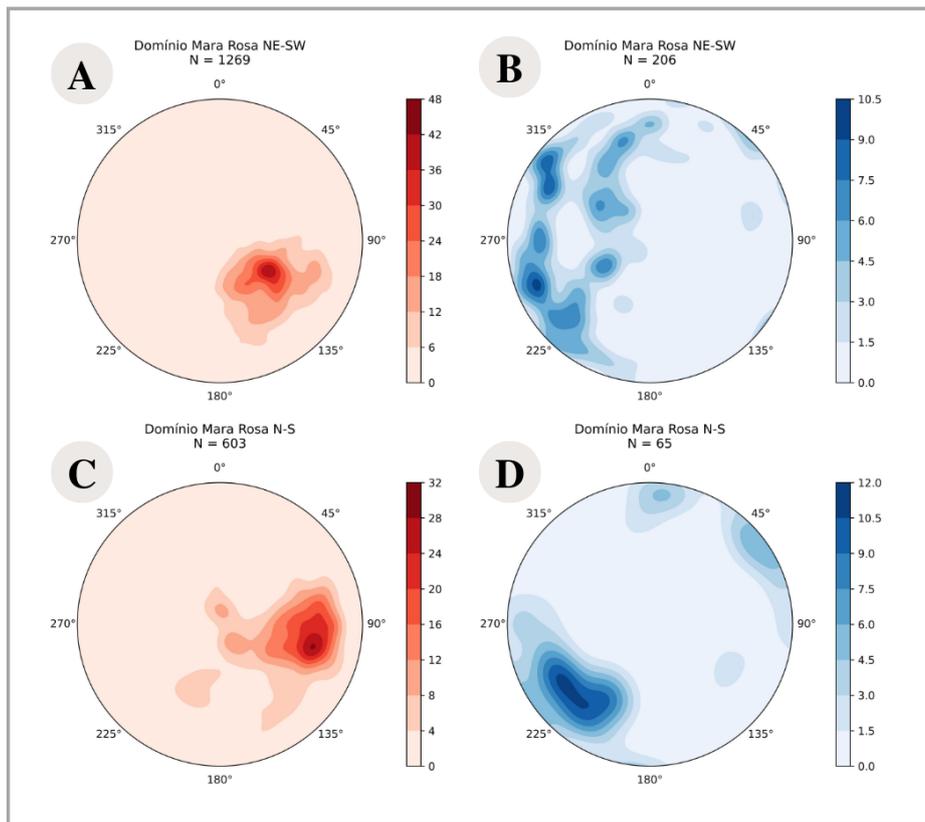


Figura 6.3: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural II - Mara Rosa. **A:** Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW; **B:** Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de suaves a moderados (15-45°) para WSW e NW. **C:** Estereograma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

6.1.3 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 ($< 15^\circ$) 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 ($30-60^\circ$) para NNW e são representados pelas foliações de anfibolitos, calcissilicáticas e leucogranitóides (70%), bandamentos gnáissicos (20%) e xistosidades (10%). As lineações associadas a direção E-W apresentam-se com caimento suave ($> 15^\circ$) para NE, sendo que as lineações estão oblíquas às foliações (Fig. 6.4 D).

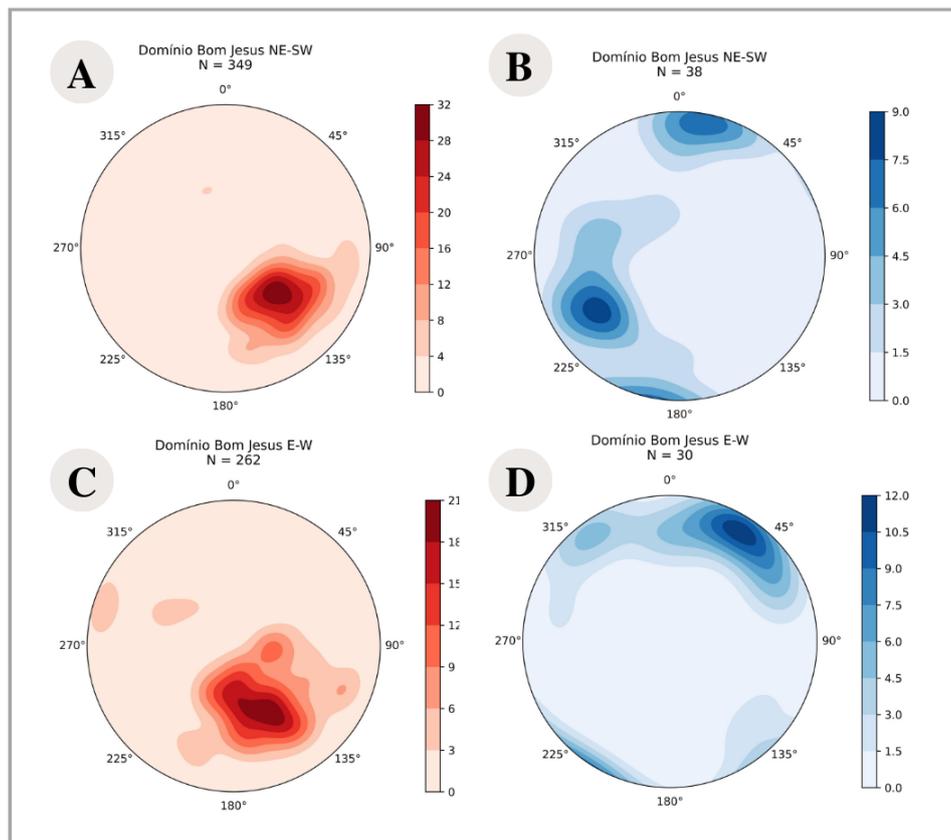


Figura 6.4: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural III - Bom Jesus. **A:** Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW; **B:** Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de $< 15^\circ$ para NNE e localmente de 20° para SW; **C:**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

6.1.4 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 (Fig. 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 (Fig. 6.1 B) demonstra o caimentos destas feições em baixo ângulo para norte.

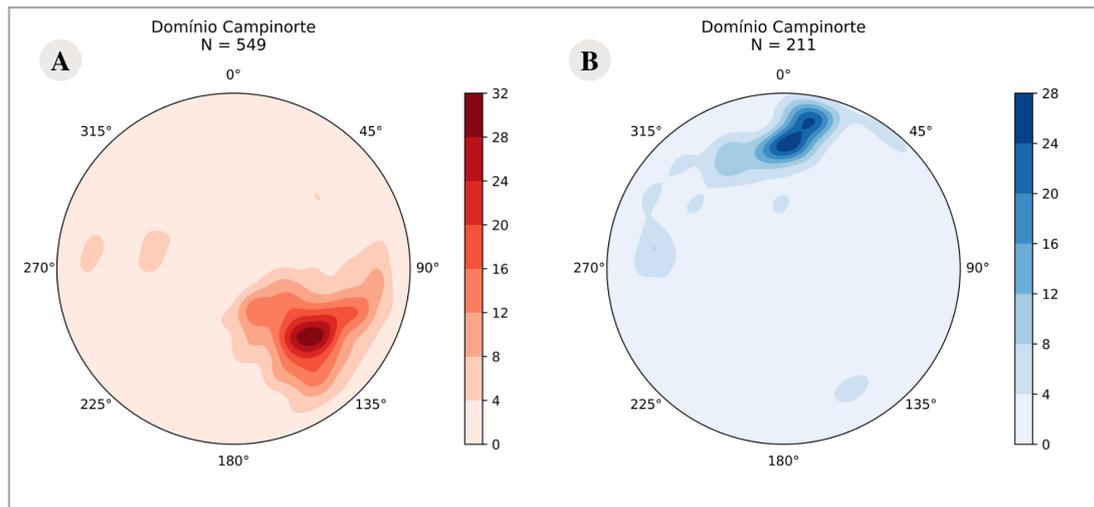


Figura 6.5: Estereogramas associados ao Domínio Campinorte. **A:** Contornos de probabilidade relativos aos polos das foliações, destacando a presença das três direções preferenciais desse domínio; **B:** Representação das medidas de lineação destacando a principal direção N-S.

6.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA VIII

A Área VIII contempla parte dos Domínios Estruturais II (Mara Rosa) e III (Bom Jesus), definidos para o Projeto Mara Rosa (Fig. 6.1) como visto no tópico anterior. O domínio Mara Rosa (Fig. 6.6 A e B) possui certa heterogeneidade da distribuição das foliações, apresentando duas direções preferenciais: (i) foliações com direção NE-SW mergulhando para NW e (ii) foliações com direção N-S mergulhado para W. Dentro das especificidades da Área VIII, tal domínio regional foi segmentado em Mara Rosa e Amarolândia. No que diz respeito ao domínio Bom Jesus, o *trend* principal segue uma orientação NE-SW mergulhando para NW (Fig. 6.6 C).

No presente tópico serão abordadas as feições estruturais regionais que fazem parte do contexto da área e as feições estruturais locais, que serão posteriormente vinculadas aos estágios evolutivos deformacionais correspondentes. Nesse contexto, para explicar a ordem cronológica estrutural e deformacional da Área VIII, foram estabelecidas fases deformacionais que fazem parte dos episódios deformacionais E1 e E2, relacionados a eventos tectônicos compressivos.

Dessa forma, a Área VIII foi individualizada nos domínios Mara Rosa, a extremo oeste, Amarolândia, a extremo leste e Bom Jesus, na porção central (Fig. 6.7).

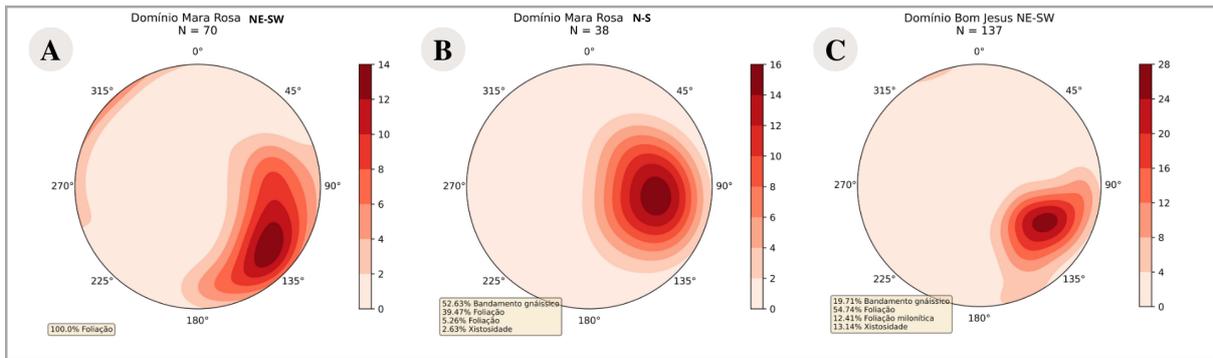


Figura 6.6: Estereogramas com densidade de pólos de foliações para a Área VIII. **A:** Estereograma com densidade de pólos de foliações referente ao Domínio Mara Rosa NE-SW com mergulhos moderados para NW; **B:** Estereograma com densidade de pólos de foliações referente ao Domínio Mara Rosa N-S mergulhando para W; **C:** Estereograma com densidade de pólos de foliações referente ao Domínio Bom Jesus com mergulhos moderados a alto para NW.

MAPA DE DOMÍNIOS ESTRUTURAIS DA ÁREA VIII

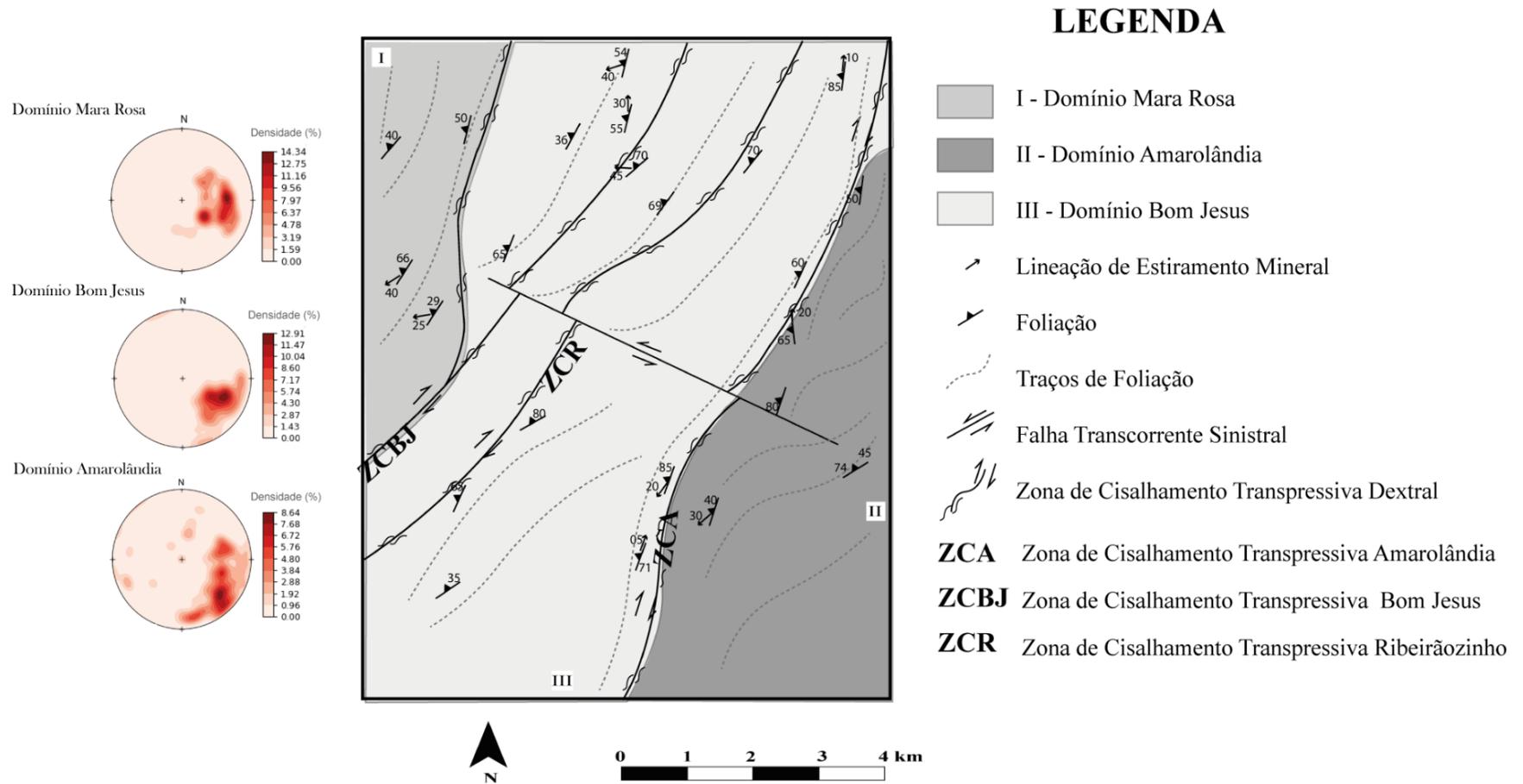


Figura 6.7: Mapa de domínios estruturais da Área VIII e seus respectivos estereogramas.

O Domínio Mara Rosa ocupa aproximadamente 10 km², correspondendo a 13% da Área VIII. Apresenta como *trend* principal de foliações a direção NE-SW, com mergulhos para NW que variam muito em função das zonas de cisalhamento próximas (ZCBJ) ou no limite com os demais domínios, apresentando valores de 30° e chegando a 65° (Fig. 6.8 A). Apresenta lineações de estiramento e slickenlines que caem para WSW e NNE, com mergulhos sub horizontais a 40° (Fig. 6.8 B). É composto por ortognaisses, anfíbolitos, gonditos e cherts.

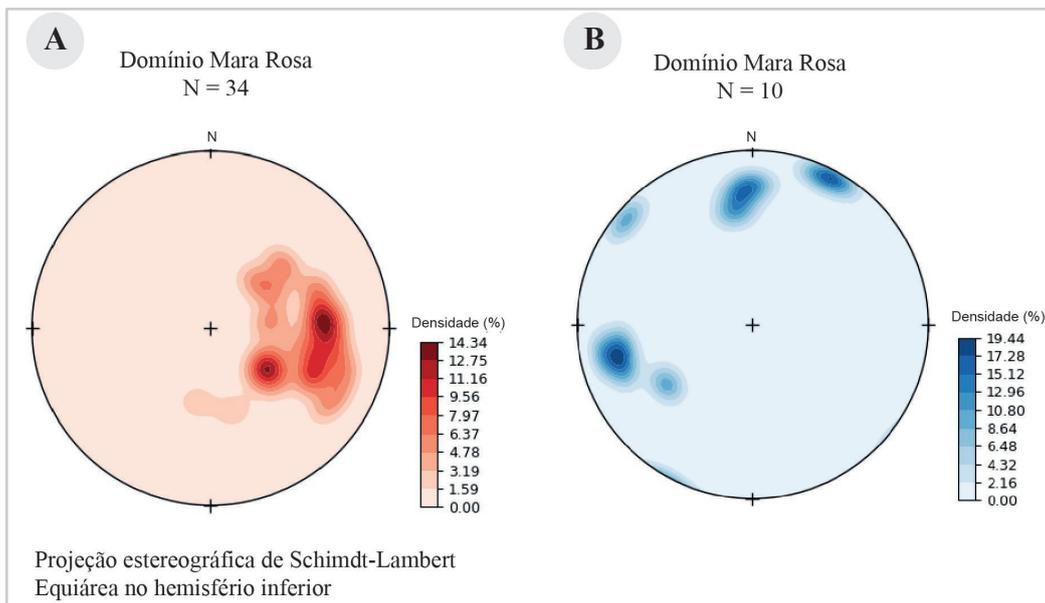


Figura 6.8: Estereogramas associados ao Domínio Mara Rosa da Área VIII. **A:** Contornos de densidade relativos aos polos das foliações, destacando a presença das duas direções preferenciais desse domínio, NE-SW e N-S; **B:** Representação das medidas de lineação destacando a presença das duas direções preferenciais desse domínio, WSW e NNE.

O domínio Bom Jesus ocupa aproximadamente 50 km² e corresponde a 62% da área apresentando foliação com direção NE-SW, com mergulhos para NW também apresentando grande variação, com valores de 30° a 65° (Fig. 6.9 A). Apresenta lineações de estiramento que caem para NNE e NW, com mergulhos sub horizontais a 45° (Fig. 6.9 B). O domínio é bem marcado pela transição entre os ortognaisses a NNW e a Suíte Amarolândia a SSE. É composto por anfíbolitos, cianita muscovita xisto e intrusões de leucogranitóides.

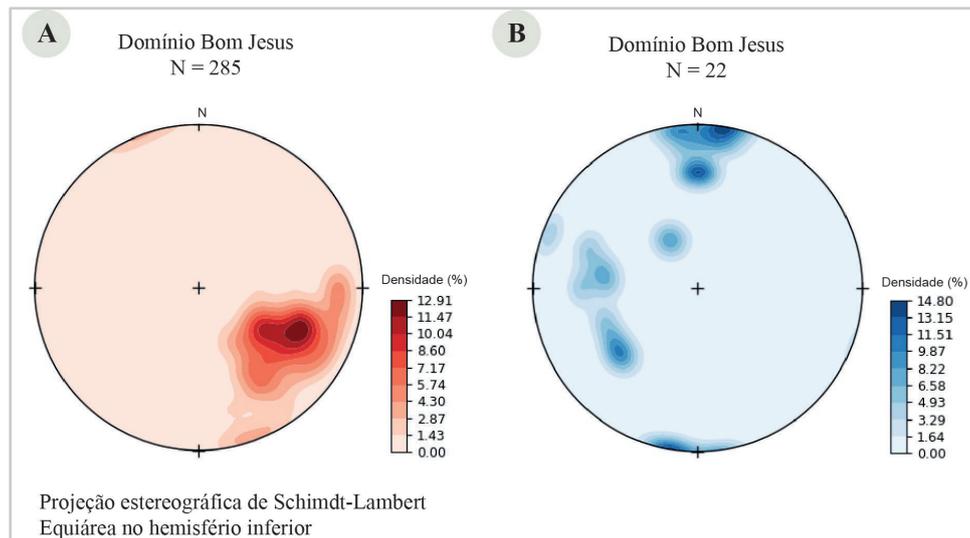


Figura 6.9: Estereogramas associados ao Domínio Bom Jesus da Área VIII. **A:** Contornos de densidade relativos aos polos das foliações, destacando a presença da direção preferencial desse domínio, NE-SW; **B:** Representação das medidas de lineação destacando a presença das duas direções preferenciais desse domínio, NNE e NW.

O domínio Amarolândia ocupa aproximadamente 20 km², correspondendo a 25% da Área VIII. Apresenta *trend* local com foliações de direção NE-SW a N-S, com mergulhos que variam de camadas totalmente horizontais a totalmente verticais (Fig. 6.10 A). Este domínio é composto exclusivamente pelo Ortognaisse Quartzo-Diorítico Amarolândia, onde tal corpo respondeu a deformação como um grande sigmóide e a partir do estereograma apresentado na Figura 6.10 é possível observar as variações sinuosas da sua foliação interna, principalmente moldada pelas zonas de cisalhamento a sua volta, com variações de N-S a NE-SW e E-W. Apresenta lineações de estiramento que caem tanto para N quanto para SW, com mergulhos de baixo ângulo que predominam no *range* 10°- 30° (Fig. 6.10 B).

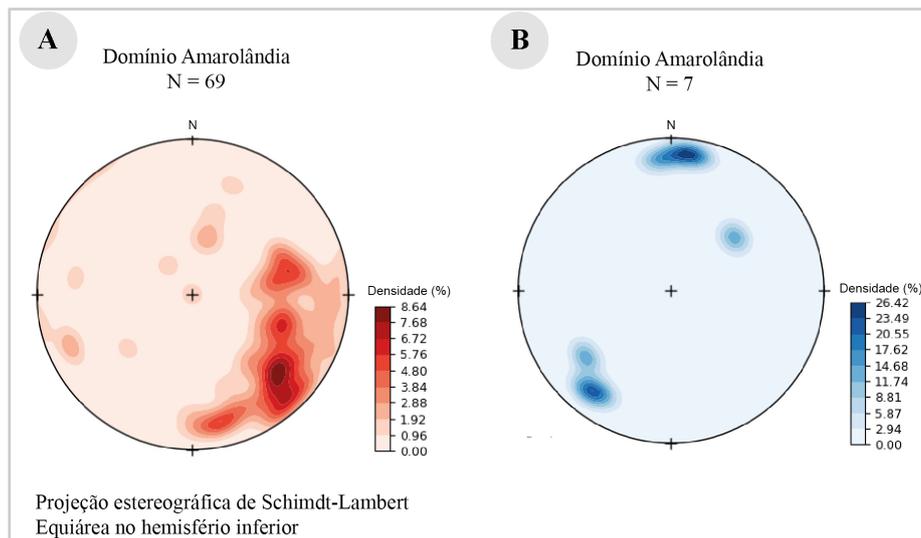


Figura 6.10: Estereogramas associados ao Domínio Amarolândia da Área VIII. **A:** Contornos de densidade relativos aos polos das foliações, destacando a presença das direções preferencial desse domínio, NE-SW e N-S; **B:** Representação das medidas de lineação destacando a presença das duas direções preferenciais desse domínio, N e SW.

6.2.1 Arcabouço Estrutural

6.2.1.1 Trama Dúctil

Foliação

As principais estruturas identificadas em campo foram as foliações, que puderam ser individualizadas em foliação espaçada, bandamento, foliação plano axial, xistosidade e foliação milonítica.

Foliação espaçada

A foliação espaçada é uma das estruturas planares mais expressivas na Área VIII, estando presente em todas as rochas, com exceção apenas dos granitóides tardi a pós tectônicos. Quando não afetada pelas grandes zonas deformacionais (ZCBJ, ZCR ou ZCA), apresenta mergulho para NW em ângulo médio, que varia de 30 a 65° (Fig. 6.11). É encontrada com diferentes formas a depender da unidade em que se propaga, onde a morfologia e intensidade variam em função das características reológicas das rochas e da heterogeneidade na deformação.

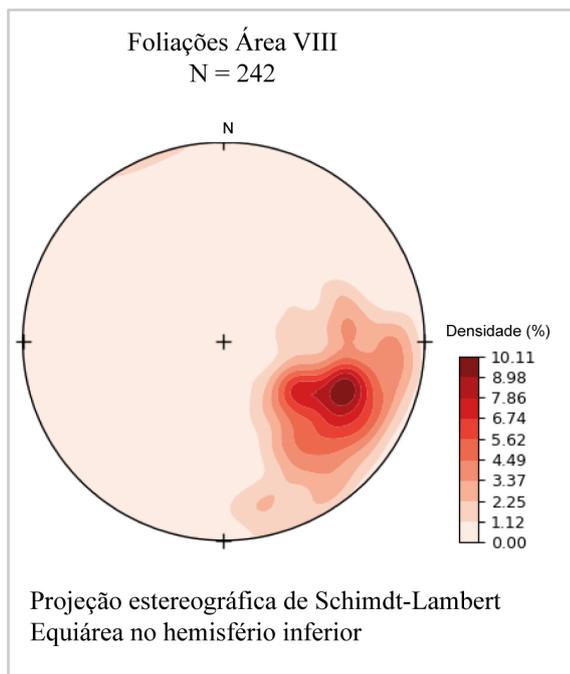


Figura 6.11: Estereograma de contornos de densidade relativo aos pólos de foliações das medidas adquiridas em campo. Evidencia a tendência NE-SW com mergulho próximo a 50°.

Nas rochas anfibolíticas da Sequência Mara Rosa, a principal estrutura identificada trata-se de uma foliação espaçada marcada pela orientação dos cristais de anfibólio com espaçamento submilimétrico (Fig. 6.12 A e B) a milimétrico com segregação de plagioclásio recristalizado (Fig. 6.12 C e D). Ora se interconectam adquirindo um caráter anastomosado.



Figura 6.12: Foliação expressa nos anfibolitos. **A:** Anfibolito fino com foliação espaçada. Fotografia de visada superior (eixo Z) com ponta da lupa indicando norte. Atitude da foliação 310/60 (*dip direction*); **B:** Anfibolito fino a médio com foliação espaçada plana. Fotografia de visada lateral (plano XY) evidenciando o plano liso de foliação. Atitude da foliação 300/66 (*dip direction*); **C:** Amostra mesoscópica representativa do bandamento milimétrico, pouco desenvolvido, presente em alguns anfibolitos; **D:** Fotomicrografia de anfibolito à N// demonstrando domínios de plagioclásio e domínios de hornblenda, essa por sua vez, definindo a foliação.

Bandamento

Nos ortognaisses a deformação apresenta maior heterogeneidade, sendo encontradas com intensidades diferentes, desde foliações incipientes descontínuas a bandamentos milimétricos a centimétricos com segregação mineral, apresentando bandas bem definidas (Fig 6.13 A e B). Nestas rochas a foliação é definida pela orientação dos minerais prismáticos e placóides (anfíbólios e biotitas), que segregam-se originando um domínio de composição máfica, assim como domínios leucocráticos de composição félsica com plagioclásio e quartzo recristalizados (Fig 6.13 C e D).



Figura 6.13: Ortognaisses e seus diferentes níveis de deformação. **A:** Ortognaisse quartzo diorítico grosso com bandamento milimétrico. Fotografia de visada oblíqua (XZ) com ponta metálica do martelo indicando norte. Atitude da foliação 296/60 (*dip direction*); **B:** Ortognaisse diorítico médio com foliação incipiente definida pelos cristais de hornblenda e biotita. Fotografia de visada superior (Z) com ponta metálica do martelo indicando norte; **C:** Amostra mesoscópica de ortognaisse diorítico representativa da foliação incipiente; **D:** Fotomicrografia de ortognaisse diorítico à N// demonstrando os domínios de plagioclásio e de hornblenda, essa por sua vez, definindo a foliação.

Foliação Plano Axial

Esta foliação está relacionada a dobras isoclinais assimétricas e apresenta-se como foliação plano axial que, por vezes, sobrepõem-se à foliação espaçada. A plano axial é encontrada como clivagem de crenulação e clivagem plano axial de dobras observadas em afloramento, são discretas e ocasionalmente justapõe-se as outras duas foliações antes descritas, ocorrendo com frequência nos ortognaisses (Fig. 6.14 A e B).

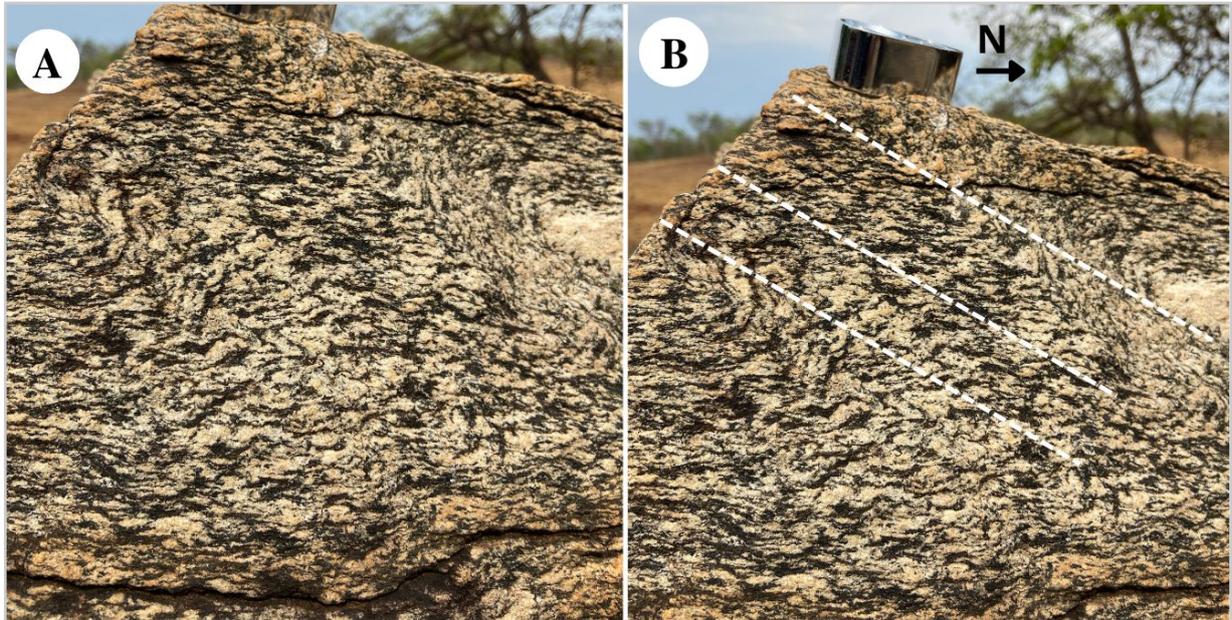


Figura 6.14: Foliação plano axial relacionada a dobras isoclinais assimétricas. **A:** Ortognaisse quartzo diorítico grosso com bandamento dobrado, fotografia em visada lateral (eixo Y); **B:** Esquema ressaltando foliação plano axial desenvolvida pelo dobramento. Fotografia de visada lateral com ponta da lupa indicando norte.

Foliação Milonítica

Outra estrutura presente na área é a foliação milonítica relacionada às zonas de cisalhamento regionais (ZCA, ZCR e ZCBJ), com *trend* predominantemente NNE-SSW e mergulhos de alto ângulo, maiores que 70° como demonstrados na Figura 6.15. Ocorre com intensidade média, por vezes formando bandamento milonítico de espaçamento milimétrico, ainda preservam porfiroblastos de granulação grossa imersos na matriz recristalizada de granulação fina a média, geralmente estão relacionadas aos granitóides sin a tardi tectônicos (Fig. 6.16 A e B). Nestes a foliação milonítica é definida pela recristalização incipiente na matriz mineral da rocha, resultando em cristais de granulação fina a média estirados. Em lâmina, foi observado que os grãos de quartzo geralmente estão em forma de fita (Fig. 6.15 C), alongados segundo o plano de foliação, localmente estão presentes feições de recristalização do tipo *bulging* e em outros *subgrain rotation* (Fig. 6.15 D).

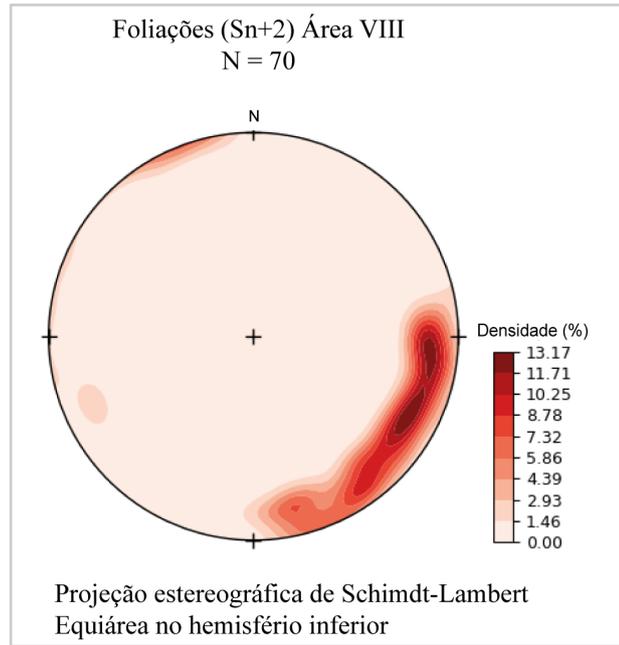


Figura 6.15: Estereograma de contornos de densidade relativo aos pólos de foliação das medidas adquiridas em campo. Evidencia a tendência NNE-SSW com mergulho próximo a 90°.



Figura 6.16: Foliações miloníticas relacionadas aos granitóides sin a tardi tectônicos. **A:** Granitóide fino a médio com foliação milonítica. Fotografia de visada superior (eixo Z). Atitude da foliação 280/80 (*dip direction*); **B:** Leucotonalito com foliação milonítica. Fotografia em visada oblíqua (XZ) evidenciando planos preferenciais de foliação. Atitude da camada 285°/83° (*dip direction*). **C:** Fotomicrografia a nicóis cruzados em objetiva de aumento

2,5X com grão de quartzo em forma de fita e feições de recristalização do tipo *Bulging*; **D**: Fotomicrografia a nicóis cruzados em objetiva de aumento 5X com grão de quartzo em forma de fita e feições de recristalização do tipo *Subgrain Rotation*.

Dobras

Os dobramentos presentes na Área VIII apresentam-se em escala mesoscópica, com dobras isoclinais, dobras em bainha, dobras parasíticas e crenulações discretas intrafoliaais. A representação em estereogramas foi dificultada pelos poucos exemplos *in situ* encontrados, porém, a partir da junção do contexto regional, escassos afloramentos e evidências identificadas nas áreas adjacentes, as feições puderam ser interpretadas.

As dobras isoclinais são assimétricas, de escala métrica a centimétrica, com as porções de charneira ligeiramente mais espessas que os flancos, (Fig. 6.17 A e B) e com vergência para sudeste. O plano axial mergulha em torno de 70° para NW e o eixo possui caimento de 30° a 10° para NNE (Fig. 6.17 C e D). Estas são responsáveis pelo dobramento das foliações espaçadas e do bandamento previamente descritos, além disso, o processo de dobramento está relacionado com a formação das foliações plano axiais. As crenulações intrafoliaais podem estar relacionadas ao primeiro tipo de dobra citado, pois possuem a mesma tendência e características, sendo geralmente identificadas nos ortognaisses (Fig. 6.17 E e F).

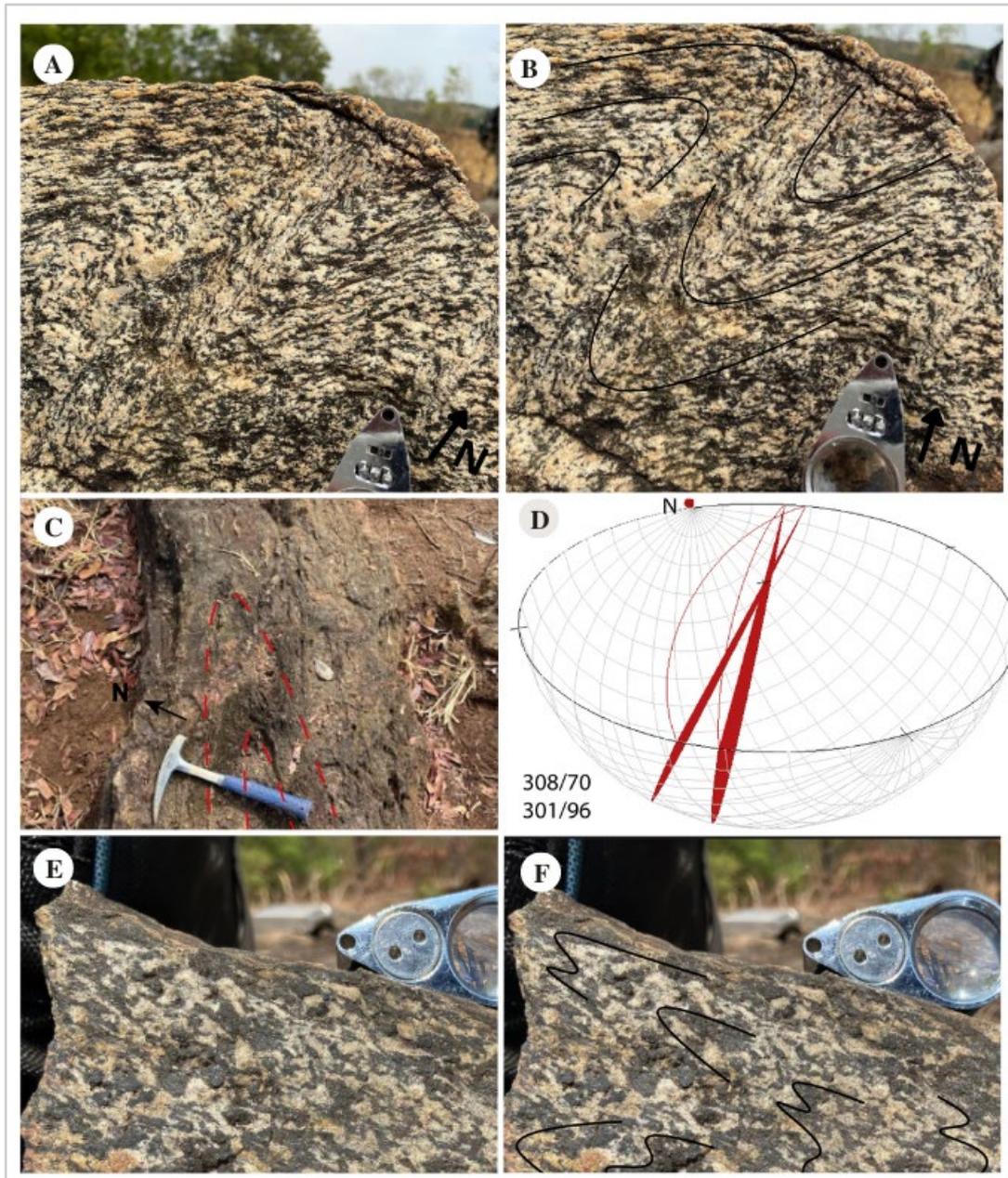


Figura 6.17: Exemplos de dobras presentes na Área VIII. **A:** Ortognaisse quartzo diorítico grosso com bandamento dobrado, evidenciando dobras isoclinais centimétricas fechadas. Fotografia de visada lateral; **B:** Desenho esquemático evidenciando dobra com vergência para E-SE; **C:** Afloramento de cianita muscovita xisto com dobra isoclinal de eixo inclinado demarcada em vermelho. Fotografia de visada superior; **D:** Projeção esferográfica Schimidh Lambert, em visão 3D, com atitudes referentes à dobra na imagem C, caracterizando dobra fechada isoclinal, com flancos de mergulho $>70^\circ$ e eixo axial inclinado caindo 20° para NE; **E:** Amostra mesoscópica de ortognaisse diorítico representativa da foliação incipiente; **F:** Desenho esquemático em ortognaisse diorítico a fim de identificar as dobras intrafoliais.

Um segundo tipo de dobra frequente são as dobras parasíticas e/ou de arrasto. As parasíticas encontradas são diversas, com ângulos axiais variados, formas fechadas a abertas e

tamanhos milimétricos a decimétricos. Geralmente são veios de quartzo ou bandas de segregação mineral dobradas (Fig. 6.18 B), com plano axial variando intensamente. Dobras de arrasto ou bainha são encontradas principalmente próximas a zonas de cisalhamento (ZCR e ZCBJ). Estas indicam movimentação com topo para sudeste, possuindo eixo horizontal e plano axial concordante com a foliação plano axial. Apenas nos afloramentos TF22-VIII-243 e TF22-VIII-18 foi identificado dobras em bainha.

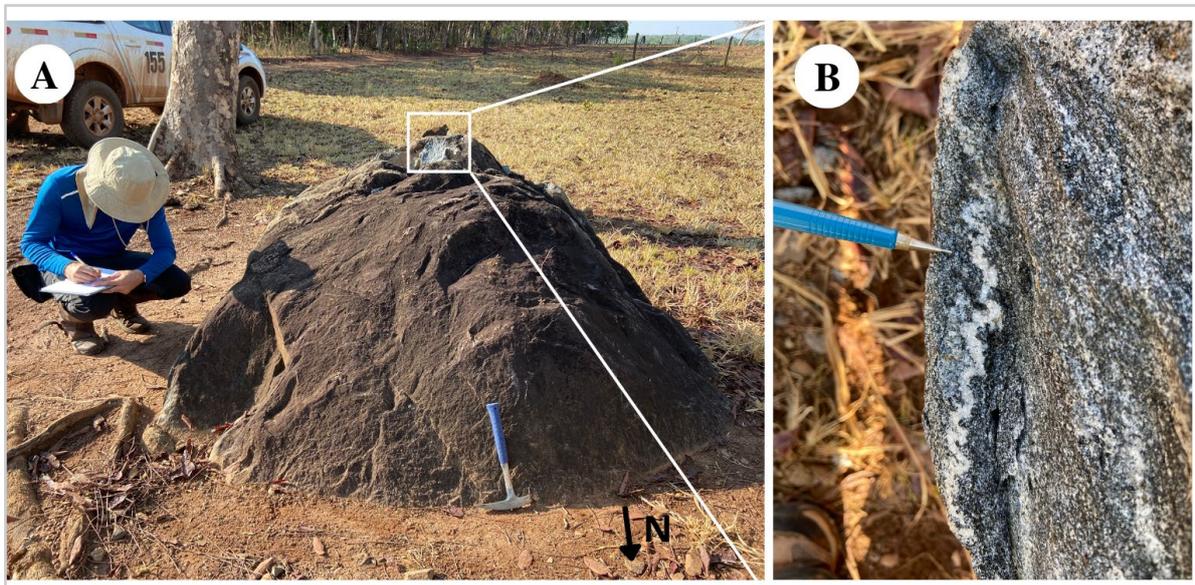


Figura 6.18: Exemplo de dobras parasíticas encontradas na Área VIII. **A:** Ortognaisse diorítico fino a médio com segregação mineral de quartzo e plagioclásio, formando bandas milimétricas leucocráticas. Atitude da foliação $320^{\circ}/70^{\circ}$ (*dip direction*); **B:** Dobras parasíticas assimétricas, de amplitude milimétrica e eixo axial subvertical $80^{\circ}/331^{\circ}$ (*dip direction*).

Em um único afloramento foi possível identificar um padrão de interferência nas dobras, próximo a Zona de Cisalhamento Amarolândia (ZCA), onde observa-se um padrão fechado com dobras assimétricas, vergência para SSE, com amplitude média e eixo axial horizontal, sendo sobrepostas por dobras suaves de amplitude maior que o primeiro e eixo axial subvertical (Fig. 6.19).

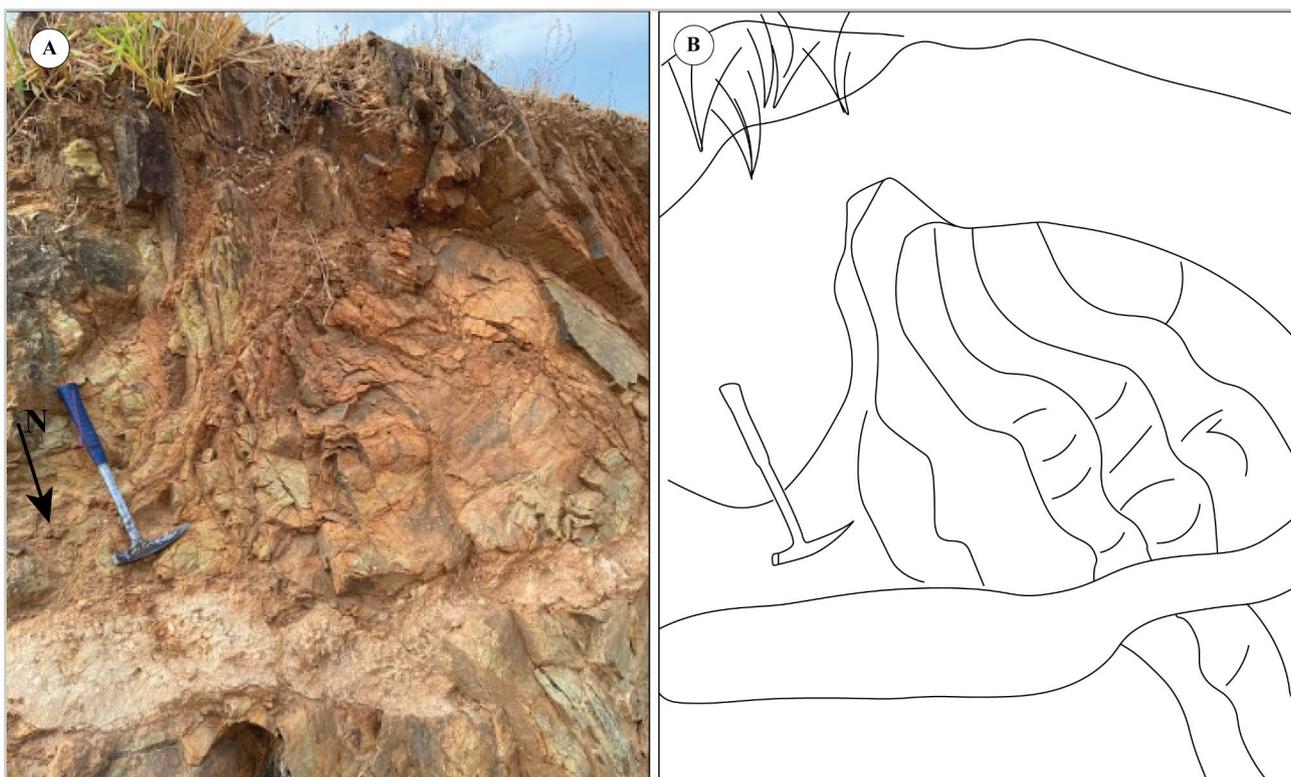


Figura 6.19: Fotografia panorâmica e desenho esquemático indicando o padrão de dobra suave. Veio pegmatítico tardio E-W em tonalidade esbranquiçada corta as estruturas.

Lineações

Quanto às lineações observadas na Área VIII encontram-se lineações de estiramento (Lx) e lineações de crenulação (Lc). As linhas de estiramento mineral identificadas possuem dois comportamentos distintos, onde o primeiro grupo possui caráter *down dip*, contidas perpendiculares e/ou oblíquas à foliação com atitude média de $40^{\circ}/351^{\circ}$, enquanto o segundo é inteiramente relacionado às zonas de cisalhamento, com atitude $07^{\circ}/025^{\circ}$ (Fig. 6.20 A e B). As lineações de crenulação geralmente tem caimento subhorizontal e direção de caimento NE, relacionadas a microdobras intrafoliais, principalmente evidenciadas pelos cristais de hornblenda e biotita. Lineações do tipo slickenlines (estrias) foram observadas em um único afloramento (TF22-VIII-40), com atitude $20^{\circ}/008^{\circ}$, relacionadas a um plano de falha ($354^{\circ}/85^{\circ}$) de sistema transpressivo com cinemática sinistral e topo para sudeste (Fig. 6.20 C e D).

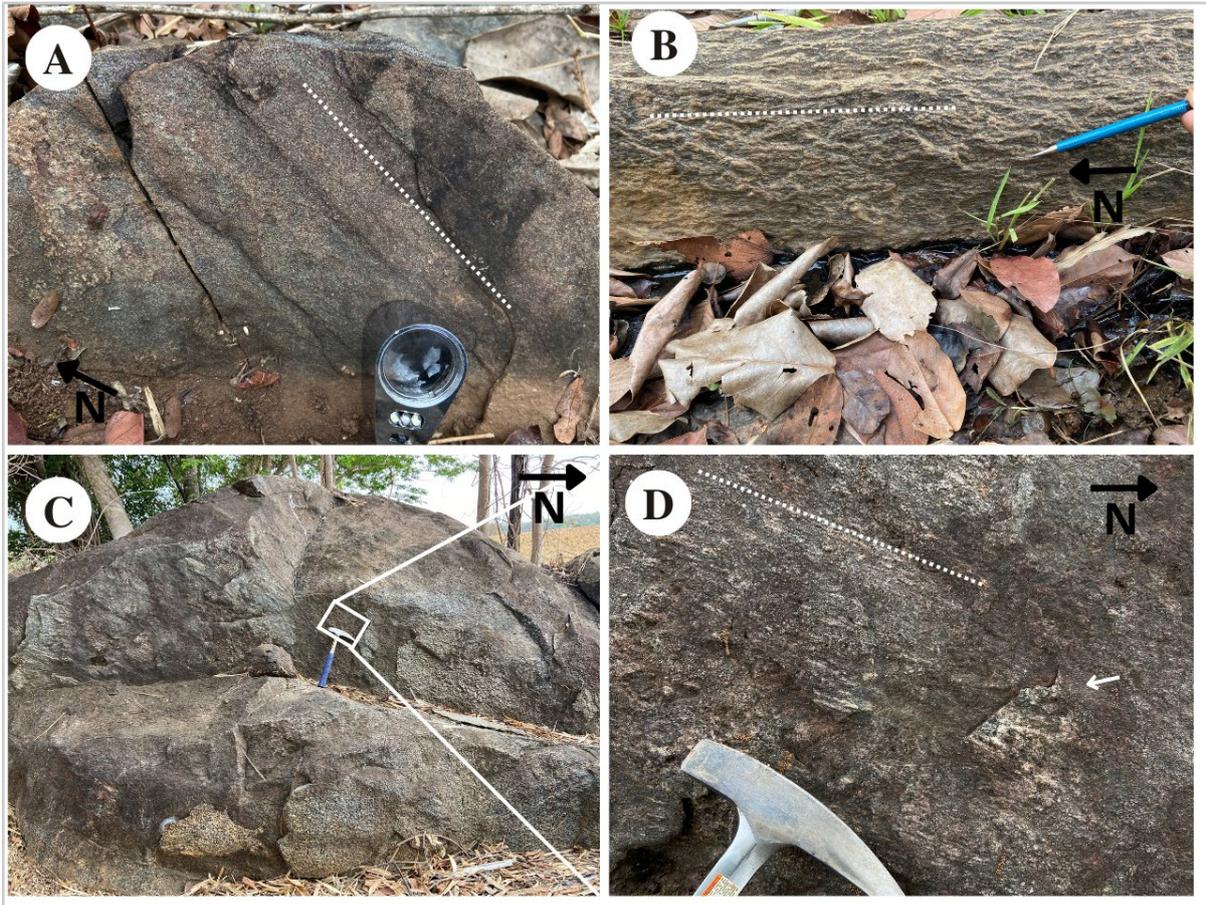


Figura 6.20: Exemplares de lineações observadas na Área VIII. **A:** Afloramento de anfibolito evidenciando em branco lineação de estiramento oblíqua, visada lateral (Eixo X), atitude da foliação: 305/29 atitude da lineação: 260/25, ambas em *dip direction*; **B:** Afloramento de leucotonalito evidenciando em branco lineação de estiramento horizontal, visada oblíqua (entre os eixos X e Z), atitude da foliação: 270/70 atitude da lineação:10/000; **C:** Afloramento com plano de fratura bem exposto, martelo apenas utilizado como escala; **D:** Zoom do afloramento expresso em C evidenciando estrias e degraus, movimento sinistral transpressivo com topo para leste.

Zonas de Cisalhamento

A área também compreende extensas zonas de cisalhamento intituladas como Zona de Cisalhamento Amarolândia (ZCA), Zona de Cisalhamento Ribeirãozinho (ZCR) e Zona de Cisalhamento Bom Jesus (ZCBJ). A principal delas denominada Amarolândia, de caráter dúctil-rúptil, com *strike* aproximado N25°E e mergulho próximo de 90°. Essa feição é muito expressiva na derivada vertical da magnetometria (Fig. 6.21), o que facilita na delimitação do corpo localizado a leste da área, que corta a Área VIII por completo desde seu limite sul ao nordeste. No corpo são encontrados muitos veios de quartzo leitoso, foliações miloníticas de alto ângulo e lineações de estiramento mineral de caimento subhorizontal. Adjacente a essa

zona, geralmente são encontradas rochas completamente epidotizadas ou com com domínios de retrometamorfismo para xisto verde, com dominância de clorita e epidoto.

Outra zona expressiva identificada (ZCR) possui caráter inteiramente dúctil, evidenciado principalmente pelas dobras de arrasto e em bainha. O afloramento chave dessa zona tem atitude 300/60 e expõe indicadores cinemáticos importantes para interpretação, como lineações e as dobras comentadas. Neste, observa-se um padrão compressivo em que a rocha de natureza basáltica com composição cálcica (Dio+Anf+Pl) se deforma completamente em ângulo próximo de 60°. Dobras de arrasto assimétricas de vergência para SE (Fig 6.22 A), lineações de estiramento oblíquas, foliação rotacionada e a forma da dobra em bainha corroboram para interpretação de tal zona como do sistema transpressivo em estado dúctil.

As outras zonas de cisalhamento presentes no mapa (ZCBJ) foram identificadas a partir da primeira derivada vertical, produto da magnetometria interpretada na fase de pré campo.

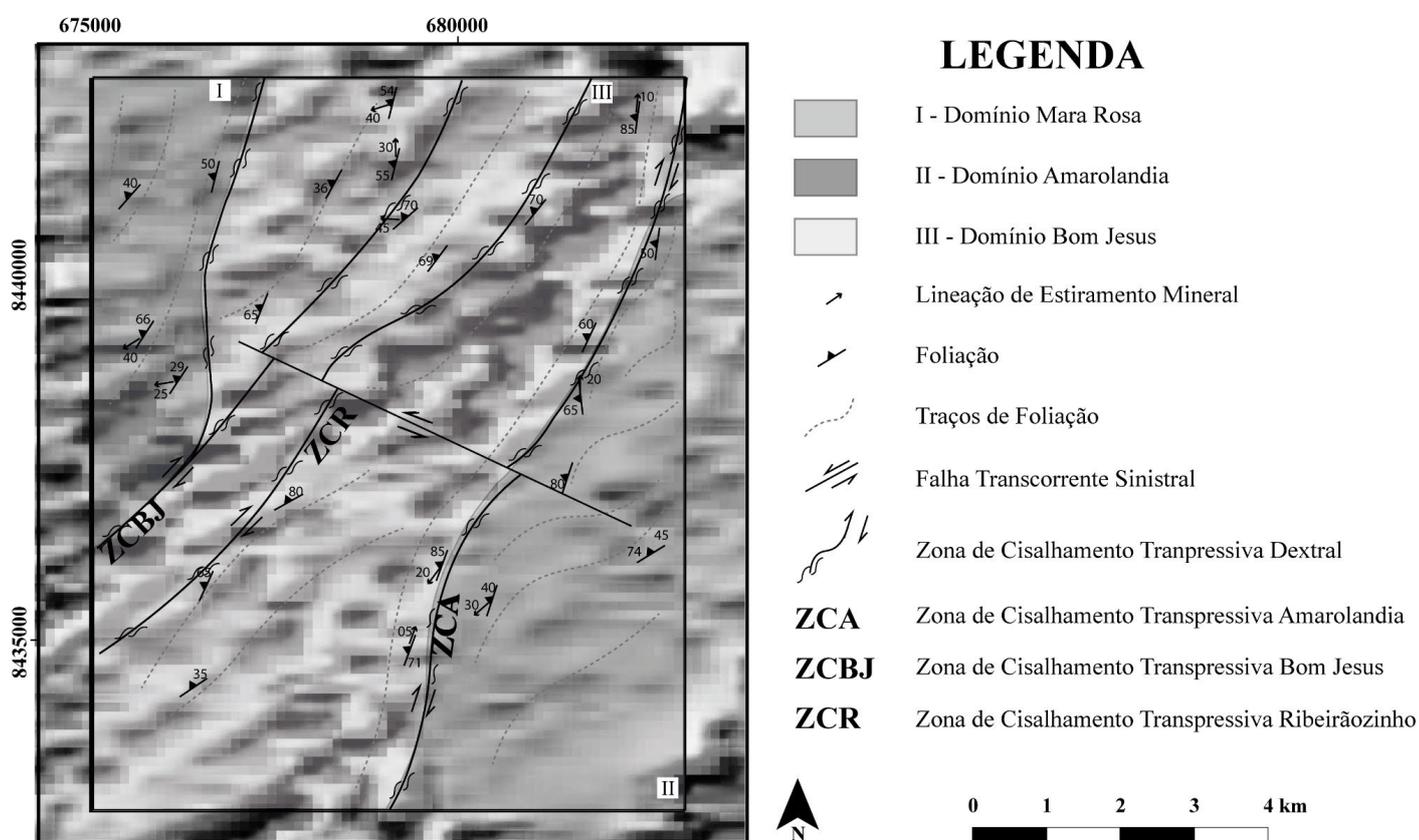


Figura 6.21: Derivada vertical da magnetometria evidenciando zonas de cisalhamento demarcadas na Área VIII, Zona de Cisalhamento Amarolandia (ZCA), Zona de Cisalhamento Ribeirãozinho (ZCR) e Zonas de Cisalhamento Bom Jesus (ZCBI).

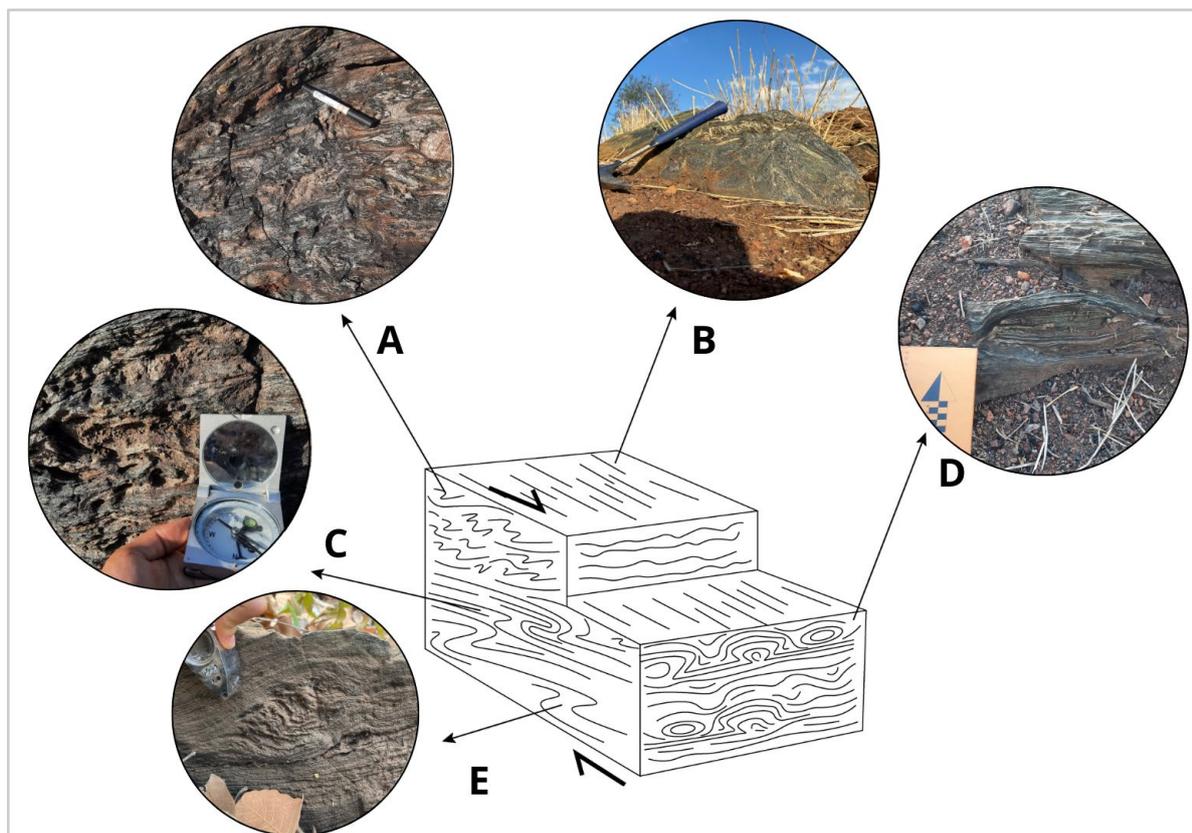


Figura 6.22: Bloco diagrama esquemático contendo os principais elementos estruturais reconhecidos e descritos próximos às zonas de cisalhamento. Modificado de Passchier & Trouw (2005). **A:** Dobras assimétricas na foliação com vergência para SE; **B:** Lineações de estiramento *downdip*; **C:** Dobras de arrasto com vergência para SE-E, fotografia em visada lateral sentido SE-S; **D:** Foliação dobrada, corte perpendicular à dobra em bainha em visada superior, perpendicular à foliação; **E:** Foliação rotacionada em sigmóide, movimento destal, fotografia em visada lateral.

6.2.1.2 Trama Rúptil

Na Área VIII, as principais estruturas rúpteis são representadas por famílias de fraturas, veios e falha transcorrente, sendo caracterizadas por truncar elementos da trama dúctil.

Fraturas

As fraturas vistas na Área VIII apresentam-se como famílias em arranjos sistemáticos conjugados (Fig. 6.23 A, B e C), paralelas entre si (Fig. 6.23 D) e/ou ortogonais (Fig. 6.23 A). São comumente associadas aos veios de quartzo e às rochas pertencentes a Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, sendo caracterizadas por superfícies planares verticais a subverticais com espaçamento variável entre os planos. O diagrama de rosetas (Fig. 6.23 F) demonstra dois padrões direcionais preferenciais, um *trend* de direção NE-SW com mergulhos altos (70°-90°) para NW e outro de direção NW-SE mergulhando para NE também com

mergulhos altos. Observações de campo permitiram separá-las em famílias distintas, sendo F1 marcada pela direção NE-SW e F2 pela direção NW-SE.

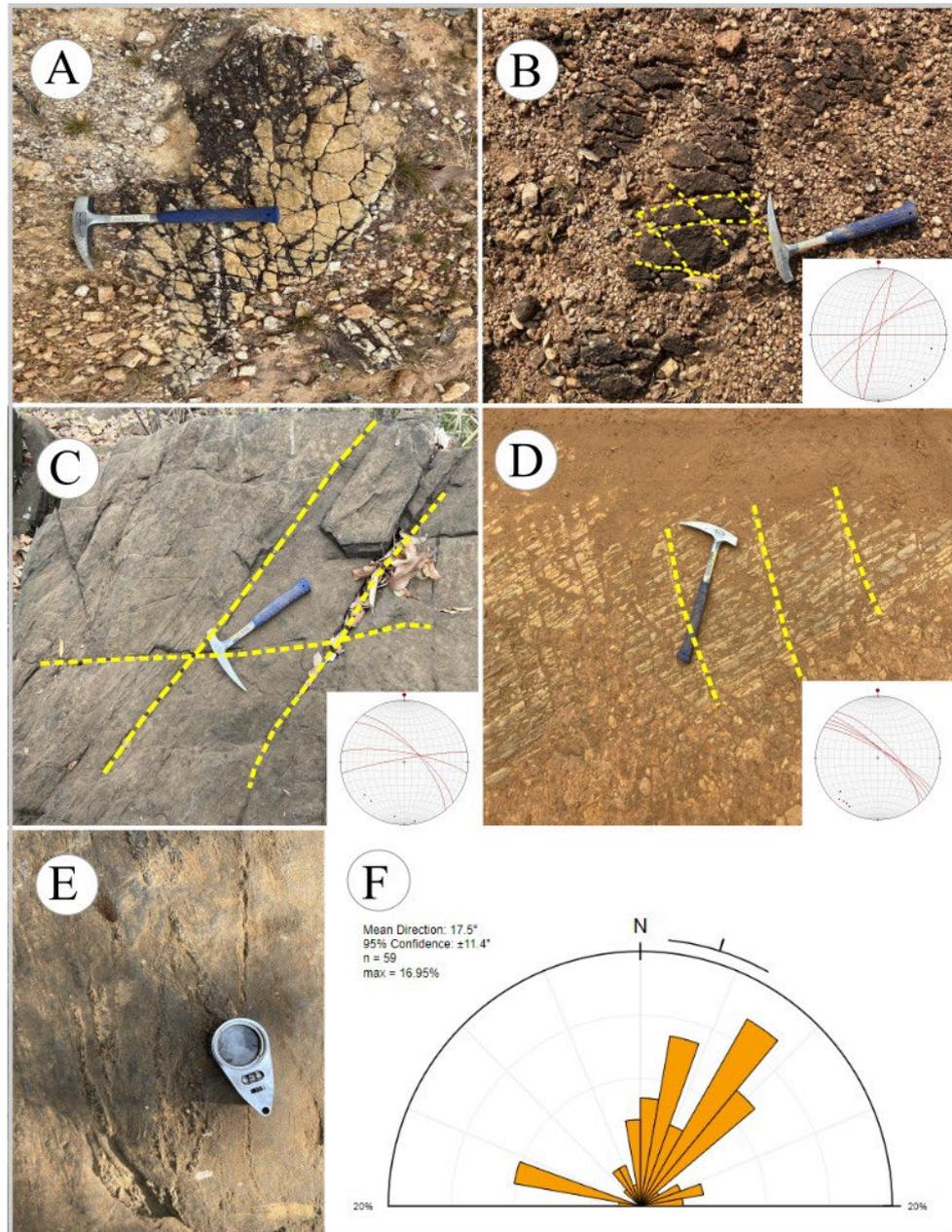


Figura 6.23: Estruturas rúpteis encontradas na Área VIII evidenciando fraturas. **A:** Padrão de fraturas ortogonais associadas à veio de quartzo; **B:** Fraturas conjugadas referente ao ponto TF22-VIII-004 cuja orientação preferencial é NE-SW com mergulho para NW; **C:** Fraturas conjugadas associadas a metabásica referente ao TF22-VIII-018 com duas orientações preferenciais: *trend* NW-SE com mergulho para NE e *trend* NE-SW mergulhando para NW; **D:** Fraturas paralelas entre si associadas a metabásica em chão de estrada referente ao ponto TF22-VIII-016 com orientação preferencial NW-SE mergulhando para NE; **E:** Detalhe em fraturas encontradas no ponto TF22-VIII-011; **F:** Diagrama de rosetas, com base na frequência dos dados, demonstrando as principais direções das fraturas.

Veios

Os veios encontrados na Área VIII (Fig. 6.24) variam de composição quartzosa à pegmatítica. Os veios pegmatíticos são compostos predominantemente por muscovitas bem desenvolvidas de tamanho centimétrico associadas a quartzo (Fig. 6.24 A e B). Os de composição quartzosa foram encontrados em diversos pontos ao longo da área, majoritariamente evidenciados pelo acúmulo de blocos quartzosos com textura sacaroidal, podendo estar associados à zonas de falha. Quando *in situ* apresentam-se em planos bem marcados devido a resistência ao intemperismo (Fig. 6.24 C) e/ou como blocos rígidos que registram a cinemática da deformação. O diagrama de rosetas (Fig. 6.24 E) ilustra as principais direções dos veios que apresentam-se com mergulhos moderados ($\sim 40^\circ$) a altos ($\sim 75^\circ$) predominante para NW mas também para NE.

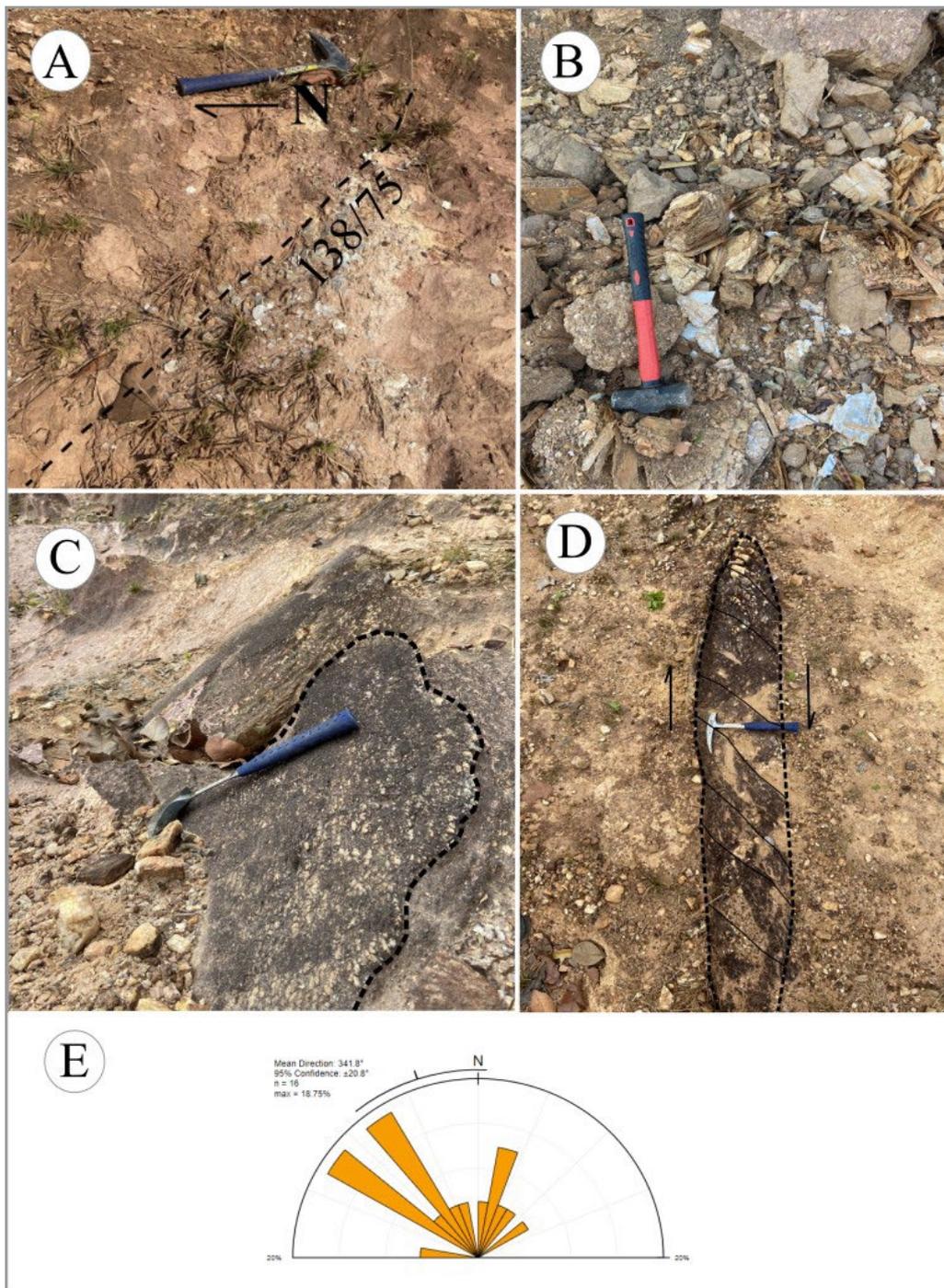


Figura 6.24: Estruturas rúpteis encontradas na Área VIII evidenciando veios. **A:** Veio de atitude 138/75 (*dip direction*) rico em muscovita referente ao ponto TF-22-VIII-004; **B:** Acúmulo de muscovitas centimétricas associada à veio pegmatítico encontrado no ponto TF-22-VIII-274; **C:** Observação longitudinal de plano de veio quartzoso de atitude 325/45 (*dip direction*); **D:** Visão em planta de veio com aproximadamente 30 cm de espessura evidenciando cinemática dextral localizado no ponto TF-22-VIII-152; **E:** Diagrama de rosetas, com base na frequência dos dados, demonstrando as principais direções dos veios.

Falha Transcorrente

A falha transcorrente sinistral localiza-se na porção central da Área VIII com direção NW - SE. A indicação da mesma foi feita a partir de observações como: drenagem encaixada formando um alinhamento morfológico expressivo, ocorrência de quartzo (sacaroidal), típico de zona de falha, inflexão da foliação próximo a esta zona, assim como constatações em produtos geofísicos como gamaespectrometria e magnetometria.

O perfil esquemático apresentado na Figura 6.25 procura sintetizar algumas das relações observadas em campo. Trata-se de uma seção com direção NW-SE observada em piso de estrada no ponto TF22-VIII-152. As rochas encontradas estavam bastante alteradas, caracterizando saprólito rosado no domínio do biotita gnaisse tonalítico e saprólito avermelhado no domínio dos anfibolitos. O biotita gnaisse apresenta-se com direção NE-SW com mergulhos moderados e marcado por um sistema de veios. O veio de quartzo observado em planta possui assimetria dextral, comportando-se como indicador cinemático com sentido concordante ao sistema. Tal domínio está em contato com os anfibolitos por meio da Zona de Cisalhamento Ribeirãozinho de cinemática dextral. Os anfibolitos apresentam-se com direção NE-SW e mergulhos moderados a altos, ora sendo epidotizados. Por fim, nota-se a relação entre granitóide grosso intrudido aos anfibolitos.

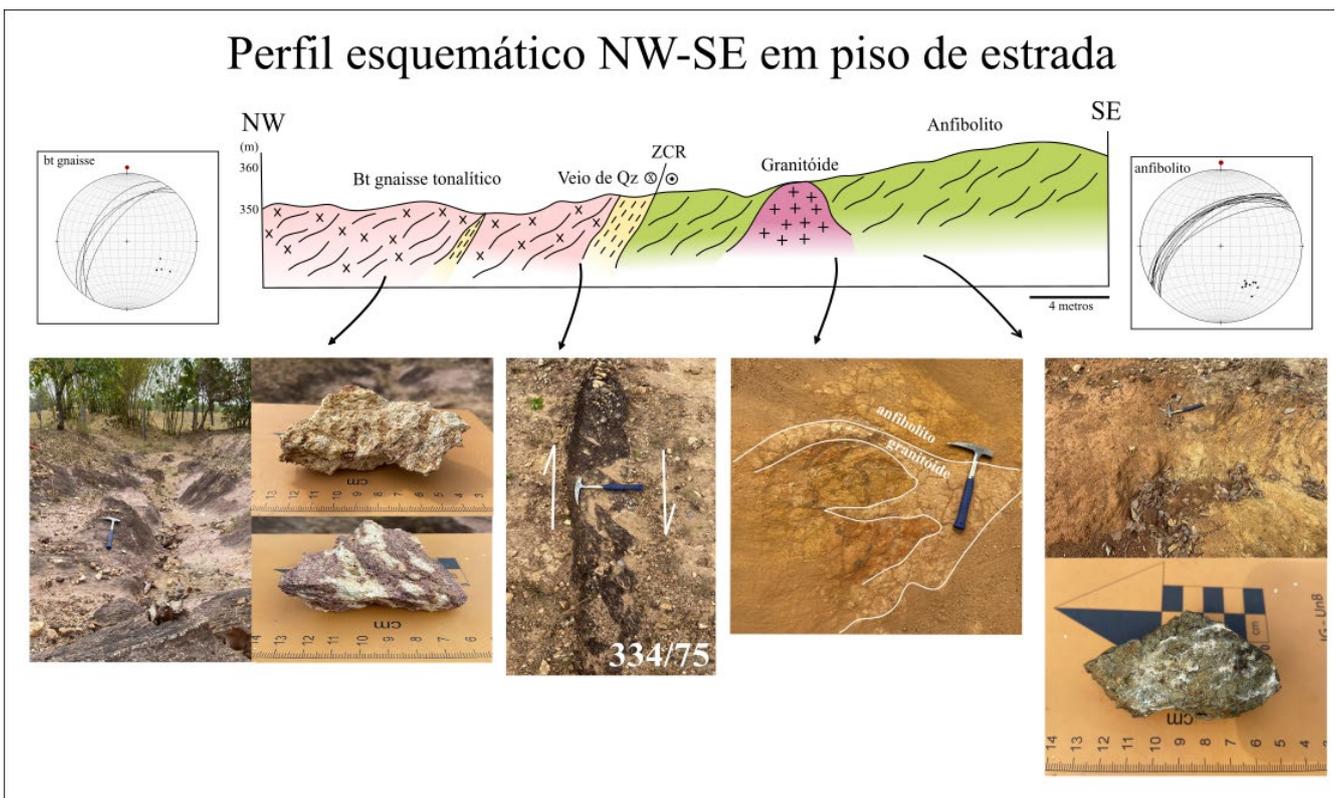


Figura 6.25: Perfil esquemático de direção NW-SE referente ao ponto TF22-VIII-152.

Capítulo 7
GEOLOGIA ECONÔMICA

A área de estudo do Projeto Mara Rosa está inserida no distrito auro-cuprífero Chapada-Mara Rosa (Oliveira *et al.*, 2000, 2004) (Fig. 7.1), 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).

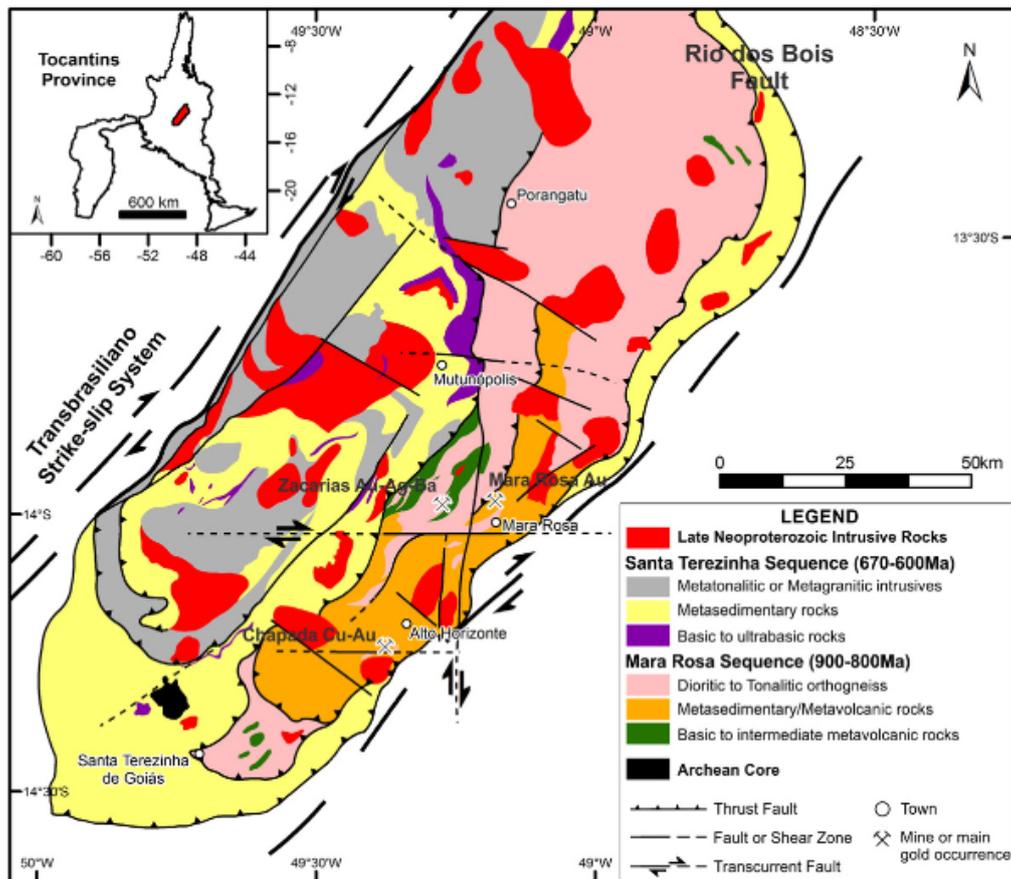


Figura 7.1: Esquematisação do distrito ouro-cuprífero Chapada-Mara Rosa. (Extraído de Oliveira *et al.*, 2016)

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 Orogrênico) 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 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 meios às rochas metassedimentares químicas da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa. Embora a grafita ocorra associada a grandes quantidades de quartzo, existe potencial de aplicabilidade industrial. Seus usos na indústria são diversos, incluindo materiais refratários, baterias, lubrificantes, grafite para lápis, galvanoplastia, entre outros (Sampaio *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

Dentre os recursos da Área VIII, se destacam principalmente os depósitos do tipo magmático-hidrotermal Cu-Au Pórfiro (Saúva) e Cu-Au Skarn (Formiga) recém descobertos pela empresa Lundin MiningTM (*News Release, 2022*). Além dos depósitos de Cu-Au ainda são encontradas ocorrências de sulfetos relacionados às rochas calcissilicáticas e cianita na categoria de mineral industrial.

7.2.1 O Sistema Pórfiro-Skarn Saúva e Formiga

Os depósitos Saúva e Formiga têm sido interpretados como do tipo pórfiro e skarn, respectivamente (*News Release, 2022*).

O sistema pórfiro tem formação diversa e ocorre em maior frequência nos ambientes de arcos, relacionado às zonas inferiores de sistemas vulcânicos, sendo caracterizado por intrusão de magma granitóide intermediário (Kirkham, 1971) e formação de estruturas como veios, stockworks, brechas e fraturas. O depósito se forma a partir da constante concentração da fase fluida ao longo da cristalização, que separa-se então uma fase aquosa distinta do fundido, saturada em metais como Au, Cu e Mo que, ao atingir ponto de saturação crítica, promove a formação de stocks nas rochas encaixantes (Robb L., 2005).

A interação entre o fluido juvenil saturado e as rochas adjacentes resulta em halos de alterações hidrotermais características do sistema, sendo elas: propilitica, potássica, sericítica (fílica) e argílica, como demonstrado na Figura 7.2. A mineralização ocorre de forma disseminada ao longo das zonas de alteração e também relacionada aos veios do sistema, originando depósitos de grandes tonelagens e de médio a baixo teor (Sinclair, 2007).

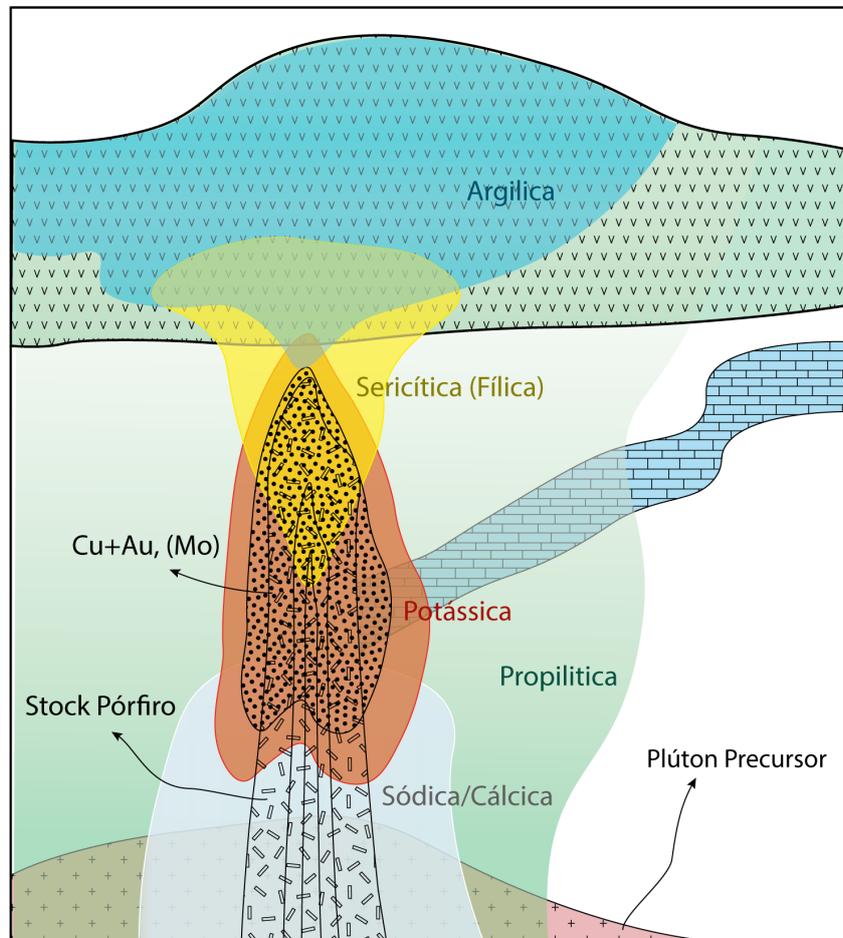


Figura 7.2: Esquema simplificado, adaptado de Sillitoe (2010), representando o zoneamento das alterações hidrotermais características do sistema pórfiro. Demonstra-se: plúton precursor; stock pórfiro; alterações sódica/cálcica, potássica, sericítica (fílica), argílica e propilitica; mineralização disseminada de Cu-Au e posição relativa a superfície.

Associado ao sistema pórfiro pode ocorrer a formação de sistemas mineralizados secundários, como o skarn, retratado na Figura 7.3, que demonstra a relação proximal entre os dois sistemas. Geralmente, neste sistema, o skarn formado com relação direta ao pórfiro é mineralizado em ouro ou cobre (Robb, 2005), mas podem registrar grande variação de associações metalogenéticas. Em geral, a mineralização, apesar de se apresentar de forma distinta, segue os mesmos processos básicos e sequenciais de formação (Einaudi *et al.*, 1981; Meinert, 1992), que são: (i) Metamorfismo de contato isoquímico durante os estágios iniciais de colocação do plúton; (ii) Metassomatismo e alteração durante a saturação de fluidos; e (iii) Extração e mistura com fluidos meteóricos durante o resfriamento do plúton. Assim, formam uma associação mineral retrógrada com domínio de minerais hidratados e sulfetos, resultante da mineralização (Robb L., 2005). A formação do skarn pode ocorrer tanto na interface do plúton causativo como associado às rochas encaixantes nas adjacências da intrusão, sendo denominados de endoskarn e exoskarn, respectivamente.

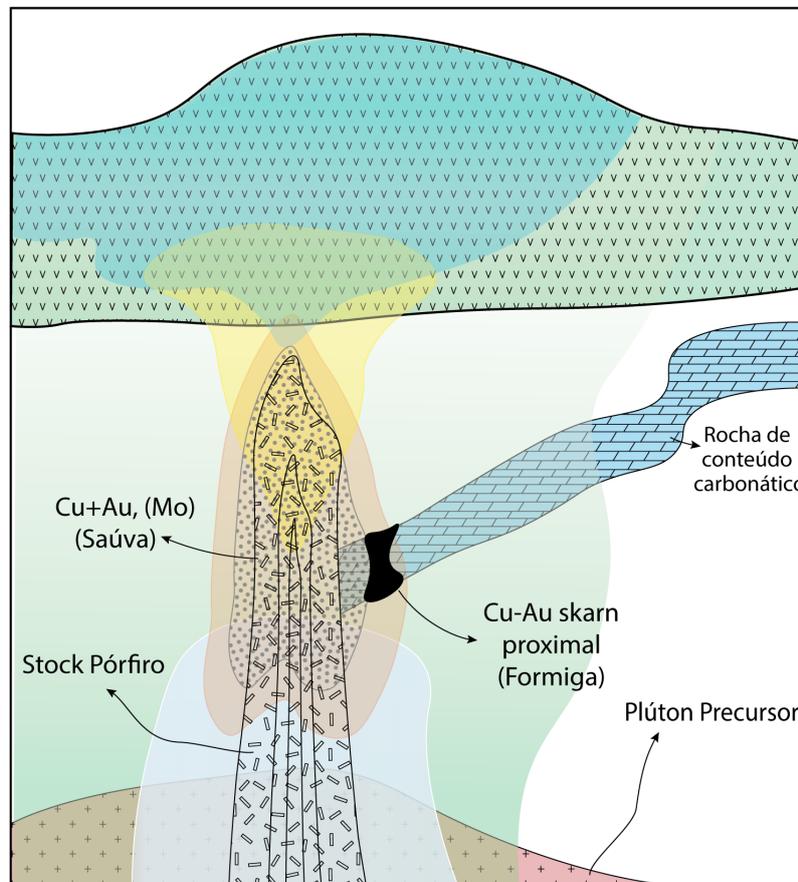


Figura 7.3: Representação esquemática do sistema Cu-Au Pórfiro e Skarn relacionados, evidenciando possível localização primária dos depósitos Saúva e Formiga. Alterações representadas seguem a descrição da Figura 7.2. Esquema simplificado, adaptado de Sillitoe (2010).

O Depósito de Cu-Au Chapada, citado no Tópico 7.1, é de extrema importância para o contexto metalogenético da área do Projeto Mara Rosa, encontrando-se a aproximadamente 10 km a S-SW da Área VIII. Segundo Oliveira (2016), é formado por corpos estirados segundo a direção NE-SW e mineralização disseminada em pirita e calcopirita. Se encaixa nas definições do sistema pórfiro comentado anteriormente e apresenta assembleia hidrotermal composta por cianita, semelhante àqueles encontrados na Área VIII, que tem sido interpretado como representante do halo argílico do sistema pórfiro.

A Área VIII evidencia um sistema magmático-hidrotermal extenso que apresenta dois tipos distintos de mineralização, distinguindo-se um ambiente disseminado/alocado em veios (Saúva) e outro com sulfeto semi-maciço (Formiga). Os depósitos Saúva e Formiga estão localizados na subunidade da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, mapeado como Ortognaisses indiferenciados (dioríticos a tonalíticos - NP3γ2mr). Estão encaixados em camadas de tendência NE, com mergulho ~ 60° para NW. A localização aproximada dos depósitos é expressa na Figura 7.4, Saúva à centro noroeste e Formiga à centro norte.

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

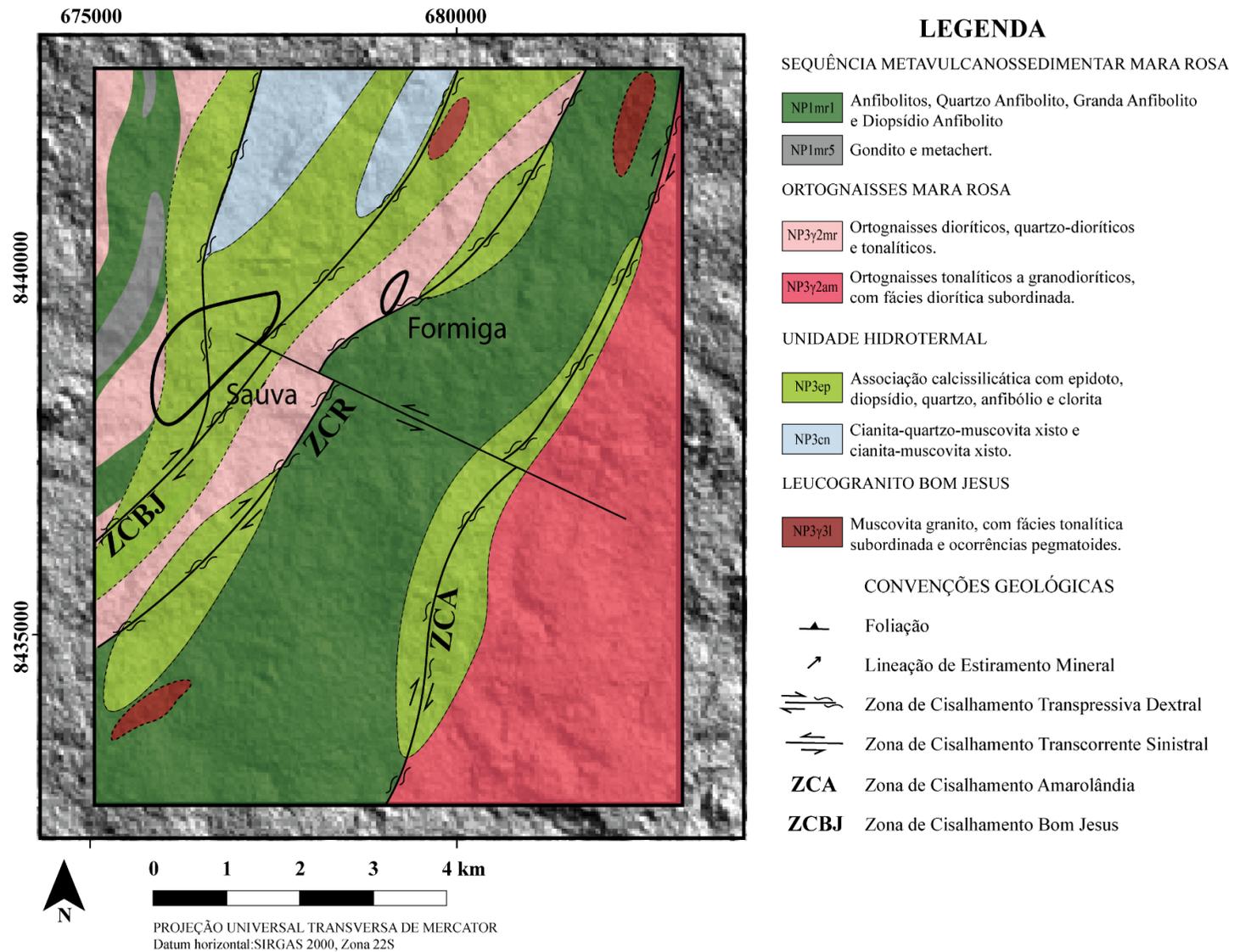


Figura 7.4: Mapa Geológico da Área VIII com localização aproximada dos depósitos Saúva e Formiga.

7.2.1.1 Depósito de Cu-Au Pórfiro Saúva

No depósito Saúva, os minerais fonte de minério são representados pela calcopirita e bornita, no qual se encontram teores médios de cobre e ouro. O corpo mineralizado apresenta-se em forma tabular alongada, acompanhando o padrão geral das rochas da região. A rocha do topo e base do corpo é citada como metadiorito, correspondente aos ortognaisses (NP3γ2mr) mapeados no Projeto Mara Rosa. Os halos de alteração hidrotermal característicos do sistema pórfiro são expressos em exemplares de rochas com presença de assembleia mineral em condições metamórficas da fácies anfibolito (*News Release, 2022*).

O halo propílitico atinge extensas áreas, registrado pela alteração das rochas em diferentes intensidades, com mineralogia composta essencialmente por epidoto, quartzo, clorita e vênulas carbonáticas. O halo potássico é representado por duas assembleias minerais distintas, a primeira com predomínio de K-feldspato em ocorrência restrita e a segunda mais expressiva, representada pela biotita. Nesta zona encontra-se o domínio da mineralização de Cu-Au hospedada em sulfetos como bornita e calcopirita (Fig. 7.5). O halo sericítico (fílico), representado pela presença de sericita, quartzo e piritita é pouco expressivo. Por fim, o halo argílico caracteriza-se pela grande porcentagem de cianita nas suas rochas correspondentes (*News Release, 2022*). Os tipos de alteração hidrotermal principais associados à mineralização do Saúva são detalhados na seção transversal apresentada na Figura 7.5.

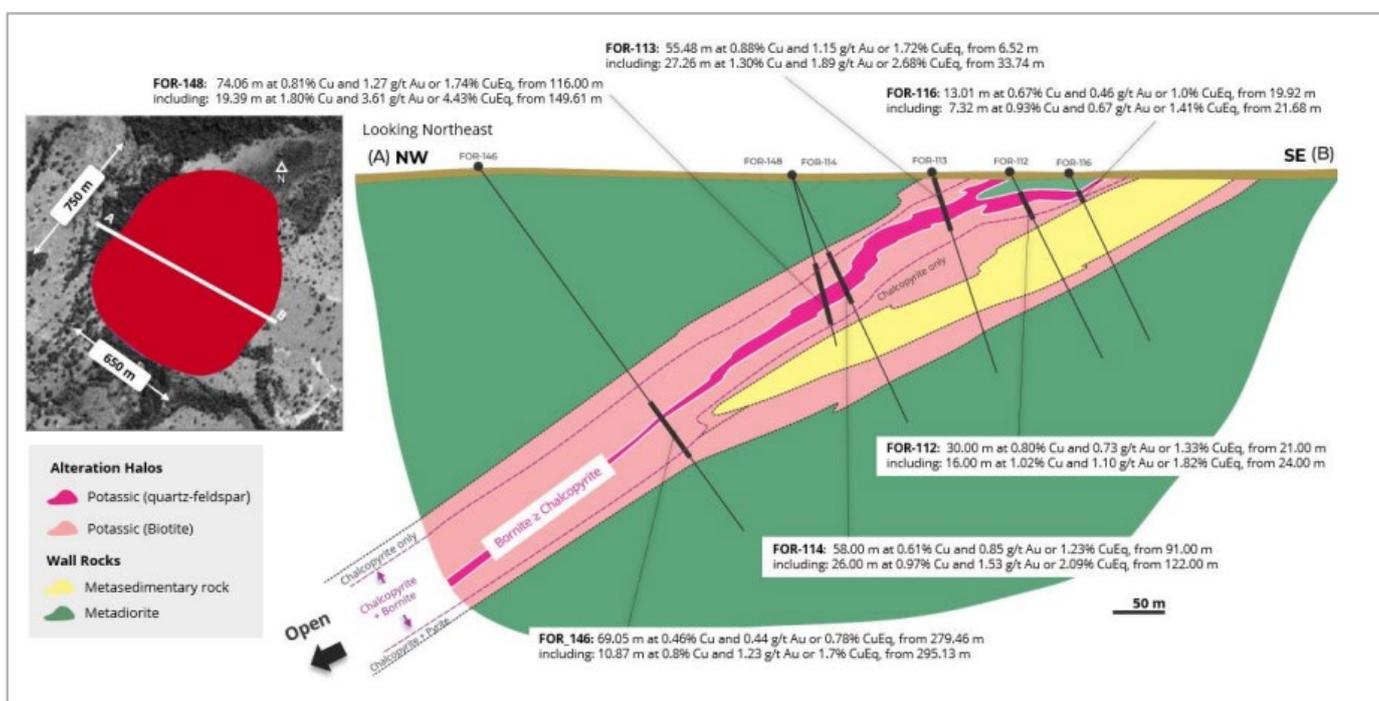


Figura 7.5: Figura de seção transversal do depósito Saúva, com evidência para as principais alterações hidrotermais associadas e o zoneamento da sulfetação, identificando os furos de sondagem e seus respectivos compósitos. Extraída de nota de divulgação *News Release by Lundin Mining* em 2022. (Disponível em Lundinmining.com).

A mineralização do depósito Saúva ocorre tipicamente como sulfetos disseminados ao longo dos planos de foliação, predominantemente nos halos potássicos (biotíticos) e cálcicos (ricos em epidoto e vênulas carbonáticas), onde as principais fases de sulfeto são pirita, calcopirita e bornita, com molibdenita subordinada. O depósito apresenta um zoneamento de sulfeto bem desenvolvido separado em: Zona da Pirita; Zona da Calcopirita; Zona de Calcopirita e Bornita; e Zona da Bornita, com teores chamativos divulgados pelo *News Release* em Fevereiro de 2022 abrigoando valores com até 1.80% Cu e 3.61 g/t Au.

7.2.1.2 Depósito de Cu-Au Skarn Formiga

O depósito Formiga está localizado a nordeste do Saúva, como apresentado na Figura 7.3. A mineralização encontra-se principalmente na direção NW-SE mergulhando para noroeste. As rochas encaixantes do Formiga são: metadioritos, injeções de aplito, rocha metassedimentar, seguida de metatonalito (*News release, 2022*). A mineralização é do tipo semi-maciça e hospeda-se principalmente nas rochas metassedimentares biotita-quartzo xisto ou anfibólio-granada-quartzo xisto. O depósito contém alto teor de cobre e os sulfetos ocorrem como calcopirita, pirita ou bornita.

A alteração relacionada a mineralização é melhor desenvolvida nas rochas metassedimentares (exoskarn), embora algumas lentes maciças restritas ocorram no metadiorito. A alteração pode ser denominada como escarnito e é separada em duas fácies: uma rica em granada (Granada Skarn) e outra rica em epidoto-anfibólio (Epidoto-Anfibólio Skarn). Esses domínios são intercalados e não apresentam limite exato de ocorrência entre eles (*News release, 2022*).

7.2.2 Ocorrência de Sulfetos em Rochas da Unidade Hidrotermal

Em algumas rochas encontradas em campo foi observado sulfetação de intensidade fraca a média, principalmente representada pela pirita e calcopirita. Essas rochas são identificadas como pertencentes a Unidade Hidrotermal, subdividida em Associação Calcissilicática (NP3ep) e Associação a Cianita e Pirita (NP3cn). Foram encontradas nas proximidades das Zonas de Cisalhamento Ribeirãozinho (ZCR) e Bom Jesus (ZCJB).

Na subunidade NP3ep foram encontrados alguns pontos em localização dispersa ao longo da ZCR, sendo o mais importante deles (TF22_VIII_146) a Hbl-Ep-Qz-Ttn Calcissilicática com silicificação intensa e sulfetação de até 10%. Deste ponto foi confeccionado uma lâmina petrográfica e nela foi possível observar a presença da magnetita, pirita, calcopirita e bornita (Fig. 7.6). A pirita apresenta inclusões de calcopirita, ocorre de forma disseminada, euédrica a subédrica. A calcopirita ocorre disseminada, com forma anédrica e com bordas apresentando bornita de forma muito discreta, aparentando substituição. O bloco coletado possui uma dobra fechada, em que os sulfetos parecem se concentrar em sua charneira.

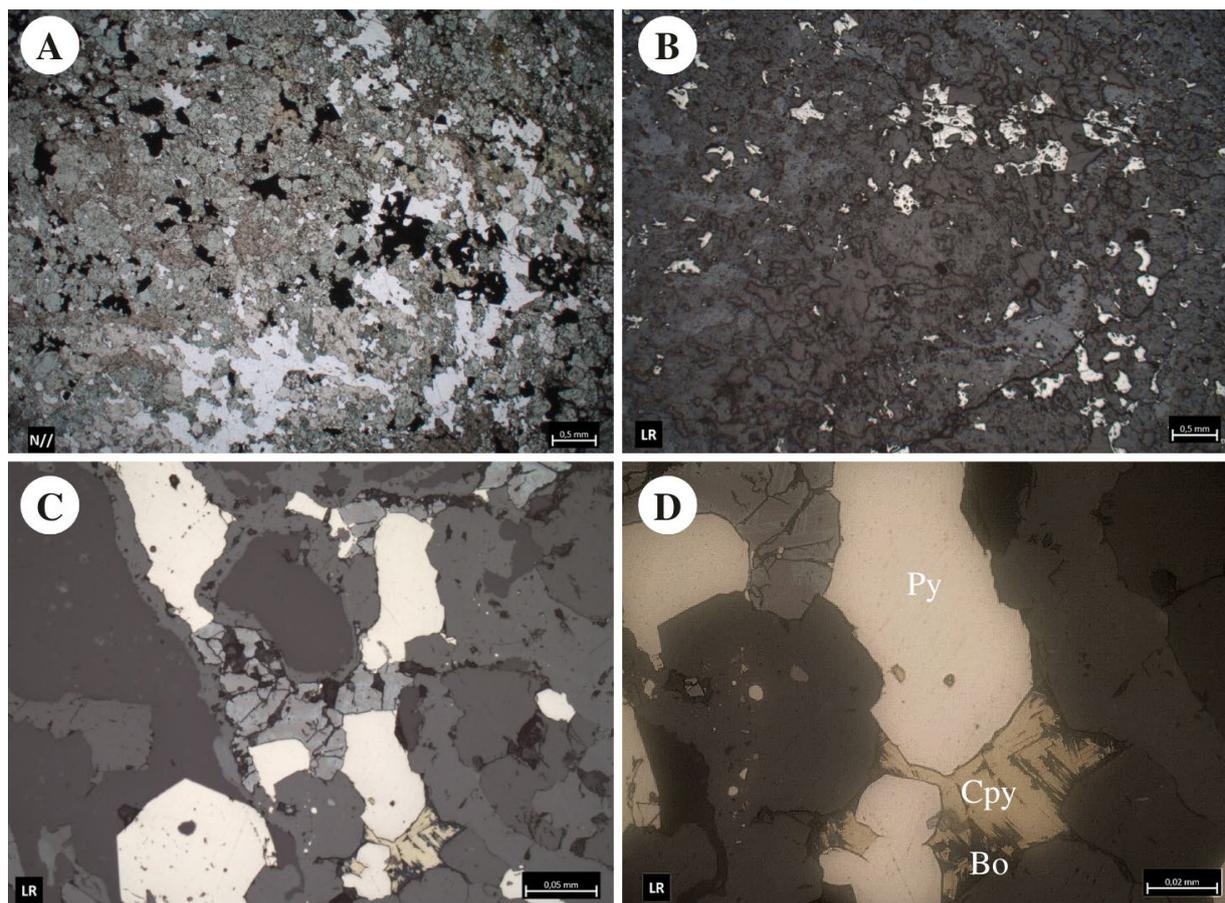


Figura 7.6: Fotomicrografias referente ao ponto TF22_VIII_146. **A:** Observação do arranjo mineralógico em luz transmitida (N//); **B:** Observação do arranjo mineralógico em luz refletida evidenciando a ocorrência de sulfetos disseminados; **C:** Detalhe da relação entre sulfetos: magnetita, pirita, calcopirita e bornita; **D:** Pirita com inclusões locais de calcopirita e bornita localizada nas bordas de cristal anédrico de calcopirita.

Um segundo ponto identificado foi definido em campo como Qz-Anf hidrotermalizado (TF22_VIII_284), que apresenta algumas zonas com minerais de associação calcissilicática (Dio-Anf-Ep-Qz-Pl Calcissilicática), com presença de pirrotita, pirita e calcopirita. Este ponto

localiza-se sobre o corpo Formiga, apresentado na Seção 7.2.1.2. Foi confeccionado lâmina petrográfica (Fig. 7.7) sobre o domínio calcissilicático, que foi identificado como Epidoto Diopsídio Hornblenda Calcissilicática, nela a pirrotita apresenta tamanho de até 0,5cm, podendo apresentar inclusões de pirita e calcopirita. Há locais em que a calcopirita encontra-se na borda da pirita.

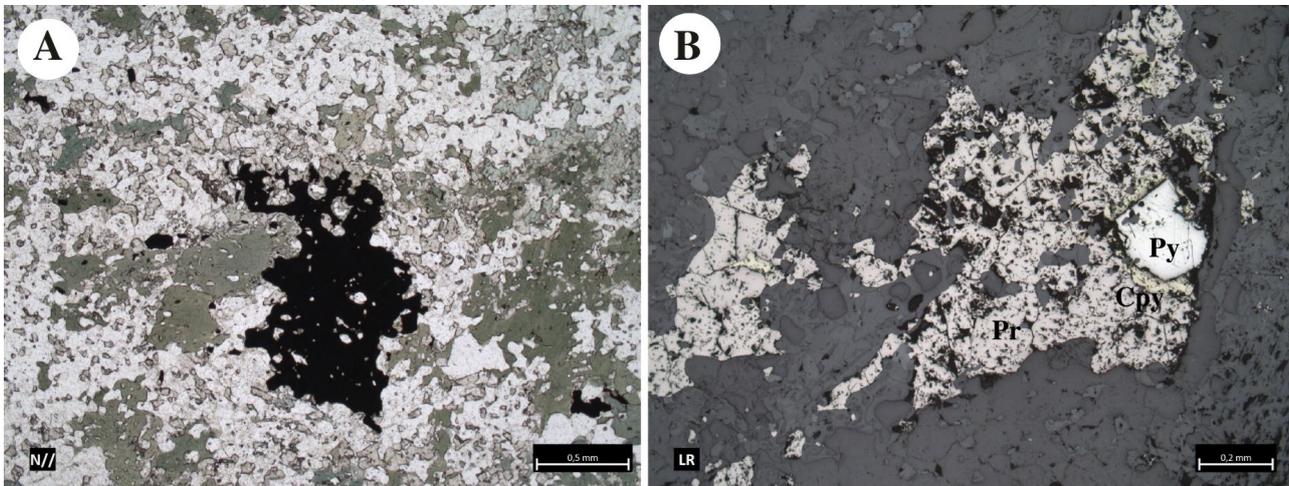


Figura 7.7: Fotomicrografias referente ao ponto TF22_VIII_284. **A:** Observação do arranjo mineralógico em luz transmitida (N//); **B:** Detalhe da relação entre sulfetos: pirrotita, pirita e calcopirita.

Na subunidade NP3cn foram encontradas piritas limonitizadas, alteradas ou apenas como boxwork representativo. A rocha hospedeira da sulfetação trata-se de cianita muscovita xisto, com coloração esbranquiçada e alteração intempérica de cor ocre. A rocha apresentou-se com nível de alteração intempérica bastante avançada, inviabilizando a confecção de lâminas. Apesar disso, foi observada a presença da pirita em amostra macro, ocorrendo de forma disseminada, com até 5% (Fig. 7.8).



Figura 7.8: Fotografias ilustrativas das rochas à cianita, exemplificada por cianita-muscovita xisto. **A:** Fotografia de amostra mesoscópica de cianita muscovita xisto com alteração intempérica de coloração ocre, onde as cianitas se destacam como mineral resistato. **B:** Fotografia aproximada da mesma rocha descrita com evidência para as piritas limonitizadas e alguns *boxworks*.

7.2.3 Minerais e Rochas Industriais

Cianita

A associação de rochas ricas em cianita, descrito como halo argílico do sistema pórfiro (Oliveira, 2016), são feições de suma importância para as potencialidades econômicas do Projeto Mara Rosa, sendo composta majoritariamente por cianititos e cianita xistos que integram um conjunto de indicativos para potenciais depósitos. Indicativa das mineralizações magmáticas-hidrotermais, situação em que são interpretadas como litocapas dos depósitos de Cu-Au pórfiros da região, p. ex. o depósito de Cu-Au Chapada (Joffily & Oliveira, 2008), pode ser considerada como um bom vetor prospectivo na área do projeto.

Os cianita-xistos (Fig. 7.9), rochas portadoras do recurso mineral em questão, se restringem a porção centro norte da Área VIII e estão relacionadas ao alinhamento da Serra de Bom Jesus. Sendo assim, a cianita pode ser diretamente explorada para aplicação como mineral industrial devido aos altos teores em alumina que favorecem características como material refratário (Bulut & Yurtsever, 2004). Devido à sua propriedade de expansão térmica, que ajuda a neutralizar a contração normal existente na maioria dos outros materiais refratários (Potter, 2003) ela é muito empregada neste segmento, sendo muito expressiva a produção de cianita no mundo destinada e consumida por indústrias de refratários. Refratários são materiais resistentes

ao calor acima de 1500°C que constituem os forros para fornalhas e reatores de alta temperatura e que suportam o desgaste físico e a corrosão por agentes químicos (Jensen & Bateman, 1981).

Segundo Oliveira (2016), o crescimento da cianita pode estar ligado à alteração hidrotermal-magmática prévia de rochas intrusivas ácidas, datadas em cerca de 860 Ma (Pimentel *et al.* 1997), seguido por metamorfismo de fácies anfibolito de produtos hidrotermais aluminosos do estágio avançado de alteração, durante pico do metamorfismo de fácies anfibolito em cerca de 760 Ma (Junges *et al.*, 2003).

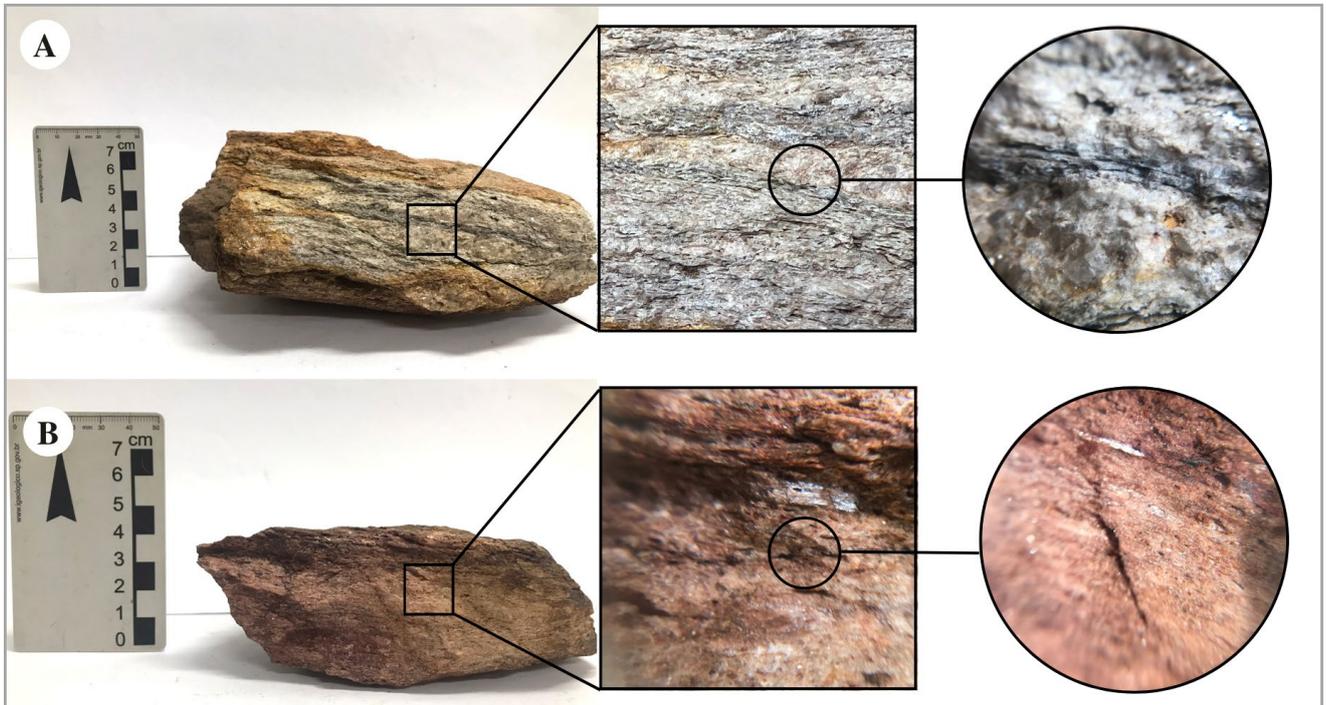


Figura 7.9: Cianita xistos encontrados na Área VIII portadoras do recurso mineral em questão.

7.3 CONSIDERAÇÕES METALOGENÉTICAS

Este tópico busca trazer algumas considerações quanto aos processos metalogenéticos observados em campo, que apresentaram como resultado uma gama de rochas hidrotermais diferenciadas na tentativa de associá-las ao contexto regional de hidrotermalismo e aos depósitos presentes na área.

7.3.1 Rochas de Associação Calcissilicática

As rochas de associação calcissilicática mapeadas na Área VIII atingem extensos domínios e podem se apresentar de diferentes formas. Os pontos de maior intensidade de ocorrência destas rochas dispõem-se sobre as estruturas ZCR, ZCA e ZCBJ. Evidências

observadas em campo e a ocorrência destas em contexto regional, ressaltada no Projeto Mutunópolis (2006), sugerem indicativos desse produto como resultado de alteração hidrotermal recorrente na região.

A mineralogia destas rochas é diversa, podendo apresentar epidoto, quartzo, clorita, anfibólio, diopsídio, titanita, plagioclásio e vênulas carbonáticas. Geralmente apresentam-se com coloração esverdeada (Fig. 7.10 A). Estas rochas não puderam ser bem compreendidas quanto a sua gênese e portanto foram classificadas de forma genérica, evidenciando os minerais que a compõem e adicionando "calcissilicáticas" como denominação.

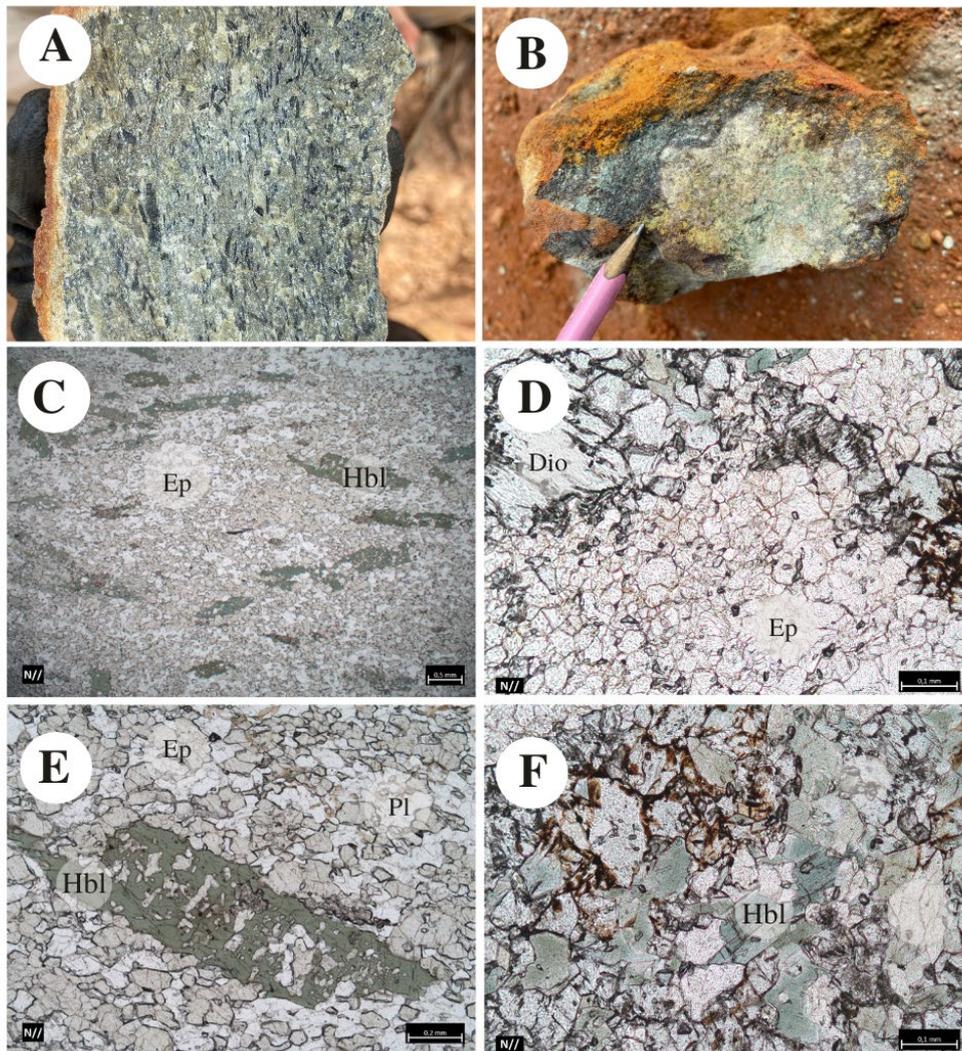


Figura 7.10: Representação da rochas calcissilicática referentes aos ponto TF22-VIII-159 (B, C e F) e 198 (A, C e E). **A:** Rocha com matriz esverdeada silicificada composta por epidoto, quartzo, plagioclásio, hornblenda, titanita; **B:** Rocha cinza esverdeada composta por hornblenda, epidoto, diopsídio, quartzo, titanita, zircão e apatita; **C:** Textura granonematodiablastica marcada epidotos granulares e hornblendas orientadas e não-orientadas; **D:** Textura granoblástica marcada majoritariamente pelos cristais granulares de epidoto; **E:** Cristal de hornblenda com textura poiquiloblástica com microinclusões de cristais da matriz (Qz + Pl + Ep); **F:** Cristais de hornblenda e diopsídio em desequilíbrio e com bordas consumidas.

As adjacências do depósito Saúva, coincidente com a ZCBJ, foram encontrados mais pontos de tal alteração com ocorrência variada e sem padrão bem definido, podendo ocorrer como zonas espaçadas concordantes com a foliação, como alteração na matriz da rocha, seja ela completa ou parcial, ou como veios discordantes (Fig. 7.11). Além disso, a alteração não discrimina o tipo de rocha que atinge, sendo encontrada tanto nos ortognaisses como anfibolitos, apesar disso os anfibolitos alojam a maior expressão dessa alteração.

A composição dessas é dominada por epidoto e quartzo, podendo haver clorita, anfibólio ou diopsídio associados. Geralmente possuem textura granoblástica associada a matriz (ep+qz) e textura diablástica ou nematoblástica quando há presença de anfibólio como porfiroblastos. As lâminas dos pontos TF22_VIII_284B, TF22_VIII_206 e TF22_VIII_198 são boas para representar a trama dessas rochas e são demonstradas na Figura 7.11 A, B e C, respectivamente.

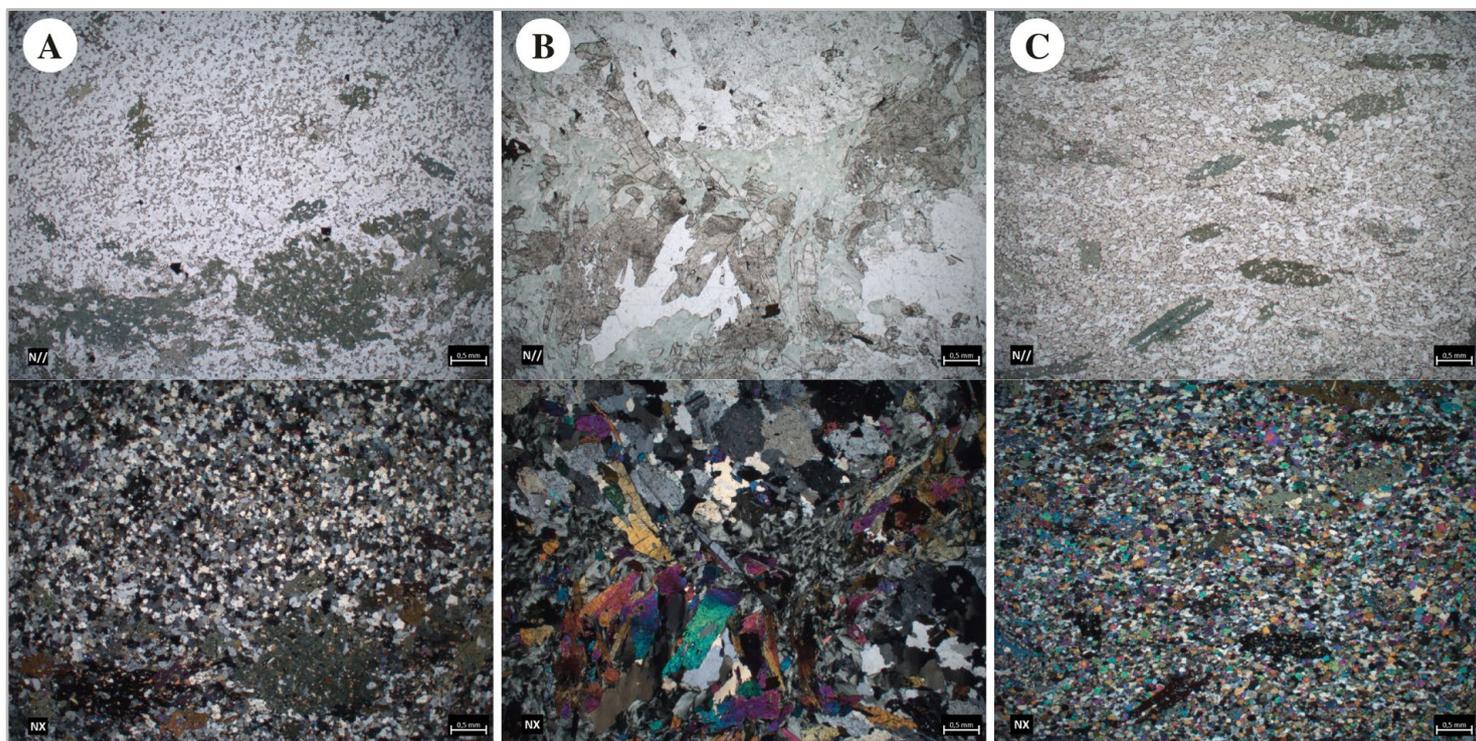


Figura 7.11: Exemplos de rochas relacionadas à alteração propilítica no contexto da Área VIII. Micrografias em N// e NX com objetiva de 1,5 e 2,5x. **A:** Ponto TF22_VIII_284B. Imagem representativa da alteração zoneada com domínio granoblástico de epidoto e quartzo e domínio distinto onde preserva-se algo da trama original da rocha.; **B:** Ponto TF22_VIII_206. Evidencia-se veio composto por clorita e epidoto; **C:** Ponto TF22_VIII_198. Observa-se alteração completa da rocha original, não podendo ser identificado nenhum mineral primário, apenas a completa alteração da matriz para epidoto+quartzo e anfibólio como porfiroblasto registrando trama de rocha com textura granoblástica-diablástica.

Ainda dentro do contexto das rochas calcissilicáticas, foram confeccionadas 2 lâminas de escarnitos encontrados no contexto da Área VIII, próximo a ZCR e sobre o depósito Formiga, onde ambas são representantes do domínio epidoto-anfibólio (epidoto-anfibólio skarn) comentado no Tópico 7.2.1.2. Estas rochas são denominadas de skarn a partir da interpretação de sua gênese baseada na descrição do depósito, disponibilizado no News Release, em 2022. Onde interpretam o depósito como do tipo skarn, relacionado ao sistema pórfiro Saúva. Definindo a rocha de assembleia calcissilicática como um escarnito.

As lâminas em questão referem-se aos pontos TF22_VIII_MII_22A e TF22_VIII_284A (Fig. 7.12). Nestas foi observado uma fase mineral importante não descrita pela bibliografia (*News Release*, 2022), definida pela presença frequente do diopsídio. A trama principal da rocha respectiva ao ponto 22 A (Fig. 7.12 A) é do tipo granoblástica, onde o diopsídio é euédrico com arestas poligonais em contato estável com quartzo, o epidoto encontra-se como fase mineral frequente. No ponto 284A (Fig. 7.12 B) o diopsídio encontra-se instável, com tamanho relativamente menor quando comparado ao da lâmina anterior, fraturado e parcialmente alterado para anfibólio. As duas rochas possuem uma forte silicificação, presente na matriz e como veios discordantes, sulfetação importante não foi observada.

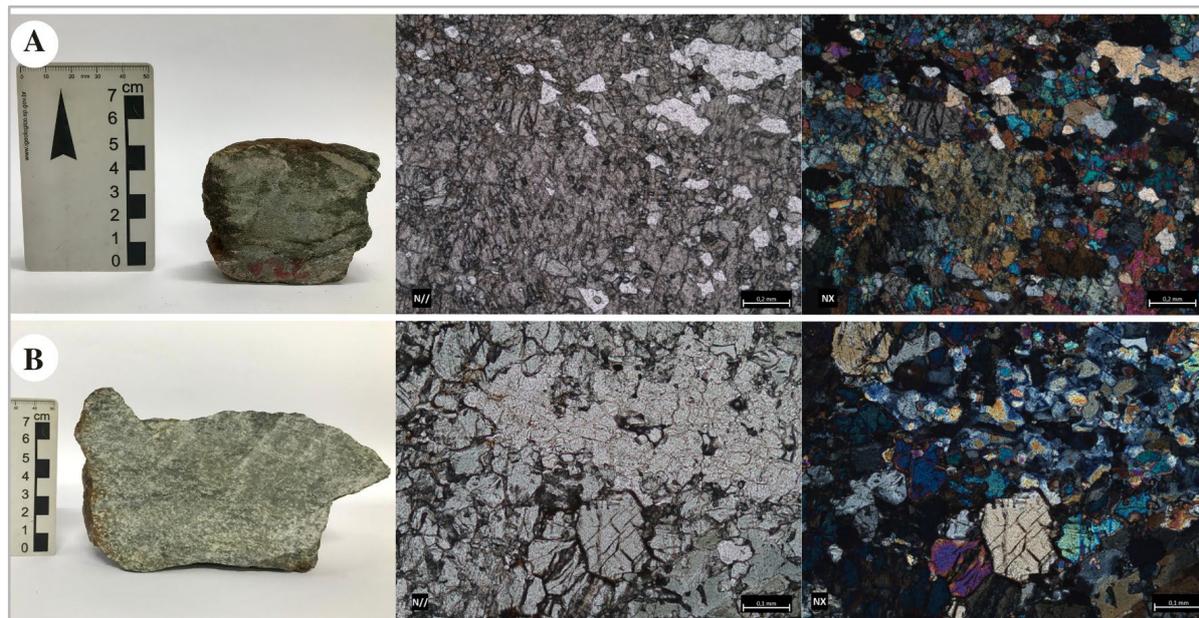


Figura 7.12: Exemplares de escarnitos encontrados na Área VIII. **A:** Ponto TF22_VIII_MII_22A evidenciando uma trama granoblástica composta por diopsídio, epidoto e quartzo; e **B:** Ponto TF_VIII_284A com presença de diopsídio fraturado e parcialmente alterado para anfibólio.

Além das ocorrências comentadas, aparentemente relacionadas aos depósitos Saúva e Formiga, na Área VIII encontram-se outras diversas ocorrências de tal assembleia, como na ZCA e ao longo dos litotipos mapeados, assim como ao longo de toda a ZCBJ que recorta as outras áreas do Projeto.

7.3.2 Rochas à Cianita

As rochas hidrotermais ricas em cianita e pirita se destacam em meio ao relevo aplainado, associadas a altos topográficos, tipicamente em relevo de morros e colinas, com ênfase para a Serra de Bom Jesus ao centro norte da Área VIII. A assinatura gamaespectrométrica do domínio hidrotermal apresenta resposta distinta em tonalidades rosadas com tonalidades esbranquiçadas mais ao centro. Essa associação possui representatividade em cianita muscovita xisto, cianita muscovita quartzo xisto, quartzo muscovita cianita xisto, muscovita cianita quartzito, cianita quartzito e cianitito.

Ao longo da Área VIII, a ocorrência dessas rochas (Fig. 7.13) se deu por meio de afloramentos em chão de estrada, afloramentos em escala métrica (Fig. 7.13 A), blocos dispersos ao longo de áreas de pastagem e na base da Serra de Bom Jesus. Em campo, essas rochas encontram-se majoritariamente alteradas intempericamente, atribuindo um caráter bastante friável, o que impossibilitou a confecção de lâminas representativas.

Tal associação possui composição heterogênea, variando de termos mais micáceos a termos mais quartzosos, com maior e menor proporção de cianita, assim como a presença de sulfetos, especialmente pirita. São rochas de granulação fina à grossa, com tonalidade azulada advinda da presença de cianita que se encontra em textura diablástica a nematoblástica (Fig. 7.13 C) em associação com textura granoblástica, característica dos quartzos e lepidoblástica marcada pela muscovita que resulta na xistosidade. Os exemplares característicos no contexto da Área VIII trata-se de cianita muscovita quartzo xisto (Fig. 7.13 D) e cianita muscovita xisto (Fig. 7.13 E) com \pm pirita.

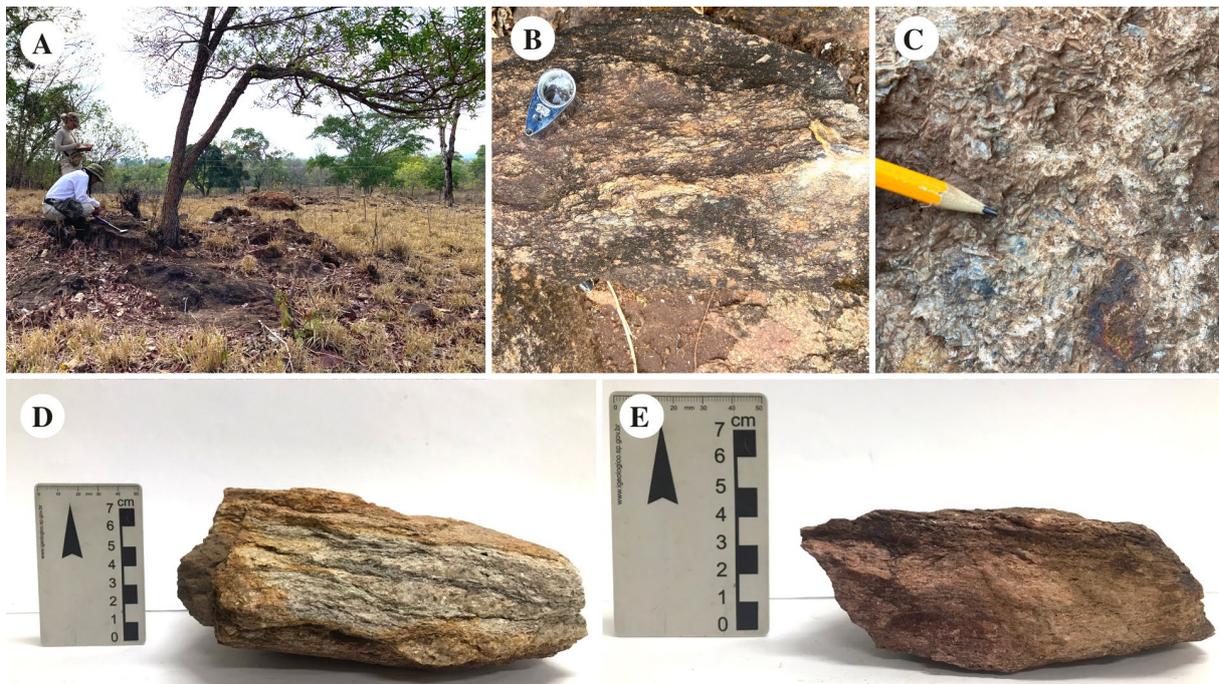


Figura 7.13: Associação de rochas aluminosas ricas em cianita e pirita no contexto da Área VIII. **A:** Afloramento em escala métrica; **B:** Detalhe em afloramento; **C:** Cristais de cianita em textura nematodiablastica; **D:** Amostra mesoscópica de cianita muscovita quartzo xisto; **E:** Amostra mesoscópica de cianita muscovita xisto.

7.3.3 Unidade Hidrotermal e o Sistema Saúva-Formiga

A Unidade Hidrotermal composta pela Associação Calcissilicática (NP3ep) e Associação a Cianita e Pirita (NP3cn) pode estar relacionada ao Sistema mineralizado Saúva-Formiga, principalmente pela sua maior ocorrência nas adjacências de tais depósitos. O halo propilítico descrito no Tópico 7.2.1 tem assembléia mineral muito semelhante às rochas calcissilicáticas encontradas na área, enquanto os cianititos são definidos como representativos ao halo argílico (Oliveira, 2016). Em um ponto específico foi observado uma ocorrência de alteração biotítica que pode ser representativa do halo potássico do Saúva Cu-Au pórfiro. Estas alterações são demonstradas na figura 7.14.



Figura 7.14: Amostras encontradas na Área VIII representativas para os halos de alteração hidrotermal do sistema pórfiro. **A:** Halo propolítico (Ep+Qz+Chl); **B:** Halo potássico (Bt); **C:** Halo argílico (Ky).

A posição dos domínios de rochas calcissilicáticas pode indicar alguma associação com as zonas de cisalhamento e essa assembleia calcissilicática pode ser fruto de metamorfismo da assembleia mineral comentada por Pirajno (2009) como representante da alteração cálcica relacionada ao sistema orogênico. Como comentado anteriormente, estas rochas ainda são pouco compreendidas com relação à sua gênese, devendo ser melhor detalhadas em estudos futuros.

7.4 POTENCIALIDADE METALOGENÉTICA

É de conhecimento geral da comunidade geológica que os sistemas tectônicos de arco são grandes potenciais econômicos pela sua fertilidade metalogenética. Pirajno (2009) sintetiza os principais tipos de depósitos relacionados ao ambiente convergente, e evidencia os depósitos hidrotermais como pórfiro, sistemas epitermais e do tipo orogênicos, principalmente relacionados a grandes estruturas.

A área do Projeto Mara Rosa como um todo é marcada por extensas zonas de cisalhamento com traços predominantes NE-SW, estruturas geológicas que representam considerável significado em termos metalogenéticos por apresentarem relação direta com percolação de fluidos. Nesse contexto, esses corredores de cisalhamento foram fundamentais na mobilização e canalização desses fluidos hidrotermais comentados anteriormente.

Nesses corredores deformacionais, intensas alterações foram impostas às rochas da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa como reflexo do metassomatismo e hidrotermalismo. Dentre esses processos, cabe destacar as intensas reações de hidrólise que promoveu reequilíbrio de paragêneses minerais de mais alto grau referentes à fase anterior, para associações minerais em condições de fácies epidoto-anfibolito, refletindo em sericitização, cloritização e epidotização. Além desta, aparenta estar relacionada com as rochas de composição calcissilicática apresentadas no Tópico 7.3.1.

O estudo da caracterização dessas zonas deformacionais pode embasar bons resultados sobre a prospecção de recursos metálicos, tendo em vista que o contexto geológico do Projeto Mara Rosa representa porções internas de um orógeno acrescionário, com diferentes estágios evolutivos formadores de sistemas auríferos orogênicos, pórfiros e skarn.

Ainda com relação às zonas de cisalhamento regionais, deve-se destacar a presença do depósito de Posse, localizado a 5 km a nordeste da área do projeto. É interpretado como um depósito de Au desenvolvido em sistema orogênico (Palermo, 2000), sobre a continuidade da Zona de Cisalhamento Bom Jesus que recorta as áreas VI,V, IV e VIII. Além do depósito comentado, na Área VIII está presente o depósito Saúva, detalhado no tópico anterior, que também encontra-se orientado com a ZCBJ. Associado a ele, foram mapeadas duas zonas de alteração hidrotermal características, observadas por todas as áreas recém citadas.

Robb (2005) demonstra a orientação de stocks pórfiros com exemplos da Margem Andina, especificamente os depósitos do Chile, como: Potrerillos, El Salvador, La Escondida, Chuquicamata, El Abra e Collahuasi, todos eles desenvolvidos sobre a Falha Domeyko. Além deste exemplo vários outros podem ser citados, como os de Papua Nova Guiné, China, Austrália, Canadá, etc. Por meio essa constatação, considerando a presença de dois depósitos do tipo pórfiro na região que se distanciam apenas 10 km entre si, bem como a presença de zonas de alteração hidrotermal mapeadas ao longo de todo o projeto, percebe-se grande possibilidade para a descoberta de outros novos depósitos ao longo da região mapeada.

Dessa forma, conclui-se que a Área VIII apresenta notória potencialidade econômica atual e para contínua exploração, tendo em vista que engloba dois grandes depósitos de Cu-Au descobertos na última década (Saúva e Formiga), bem como sua inserção no contexto geológico do distrito auro-cuprífero Chapada-Mara Rosa (Oliveira *et al.* 2000, 2004). Como reflexo da intensa atividade exploratória da região que vem crescendo de forma exponencial, espera-se que nos próximos anos, os depósitos da região estejam não apenas com sua modelagem e caracterização melhor desenvolvida, mas também que a descoberta de novas ocorrências,

Projeto Mara Rosa (GO) - Área VIII

recursos e depósitos minerais sejam concretas na região, com a presença de novas empresas, pesquisas públicas e privadas e atividades exploratórias.

Capítulo 8

EVOLUÇÃO TECTÔNICA

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

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

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

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

Diversos estudos utilizando diferentes métodos geocronológicos foram realizados para a definição das unidades tectônicas que ocorrem no PMR. Além disso, os eventos tectônicos de acreção crustal foram destacados a partir das grandes estruturas que ocorrem nas áreas do projeto e se estendem para outras áreas do Arco Mara Rosa. Por fim, os estágios que dizem

respeito ao final da orogênese, sendo eles colisional, pós-colisional e de extensão orogênica, foram sugeridos a partir das feições tectônicas superimpostas na área.

8.1. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ORÓGENO BRASÍLIA

O Orógeno Brasília é caracterizado por um cinturão de dobramentos resultantes de eventos de acreção crustal de idades neoproterozoicas, localizado na porção leste da Província Tocantins e na porção ocidental do Cráton São Francisco (Almeida *et al.*, 1977; Hasui & Almeida, 1970; Fuck *et al.*, 2005), formado durante a orogenia Brasileira-Panafricana. O uso de dados de U-Pb, em conjunto com Sm-Nd e Lu-Hf, permite entender que a evolução do orógeno se dá entre 900 a 600 Ma (Pimentel & Fuck 1992; Cordani *et al.*, 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 (Uhlein *et al.*, 2012; Dardenne, 2000; Valeriano *et al.*, 2004, 2008; D'el-Rey Silva *et al.*, 2011). O setor meridional tem sua origem atrelada aos eventos colisionais entre os crátons São Francisco e Paranapanema, já o setor setentrional resulta dos eventos orogênicos ocorridos entre os crátons São Francisco e Amazônico (Uhlein *et al.*, 2012), envolvendo unidades tectônicas como o Maciço de Goiás, arcos magmáticos Mara Rosa e Arenópolis, pertencentes ao Arco Magmático de Goiás, e sequências sedimentares meso-neoproterozóicas.

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

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

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

Oliveira *et al.* (2006, 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 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ARCO MAGMÁTICO GOIÁS

8.2.1 Estágio de Arco Paleoproterozoico

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

O Arco Campinorte é descrito pelas rochas da sequência metavulcanossedimentar Campinorte, os metagranitos a metatonalitos da Suíte Pau de Mel e os granulitos do Complexo Uruaçu (Cordeiro *et al.*, 2017) e está associado ao Domínio Campinorte (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 (Giustina *et al.*, 2009), enquanto dados adquiridos por análises em zircão em amostras de metatufos riolíticos indicam idades de 2179 ± 4 Ma (Giustina *et al.*, 2009).

Cordeiro *et al.* (2014) também datou, por intermédio da análise de zircões em granulitos, idades 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 paleoproterozóica em detrimento de uma arqueana para esse domínio (Giustina *et al.*, 2009).

A partir disso, e levando em consideração as rochas descritas dentro do domínio campinorte pelo PMR, à 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 (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.

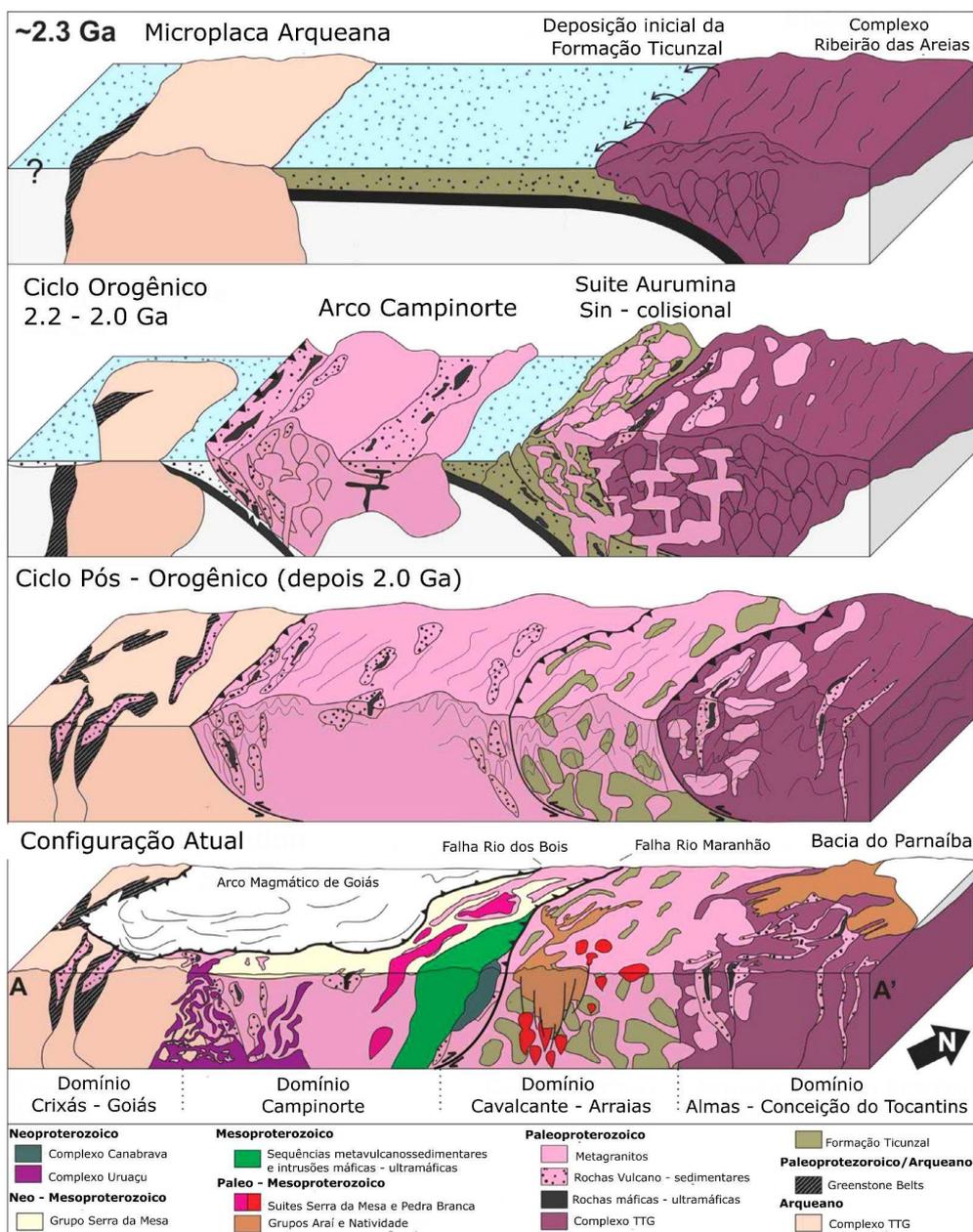


Figura 8.1: Modelo de evolução tectônica do Maciço de Goiás durante a fase do orógeno (2200 a 2000Ma). Destaque para a formação do Arco Campinorte, o qual dentre as unidades da figura é a única contida no contexto do PMR (Adaptado de Cordeiro *et.al*, 2017).

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 metamorfismo em fácies xisto verde inferior.

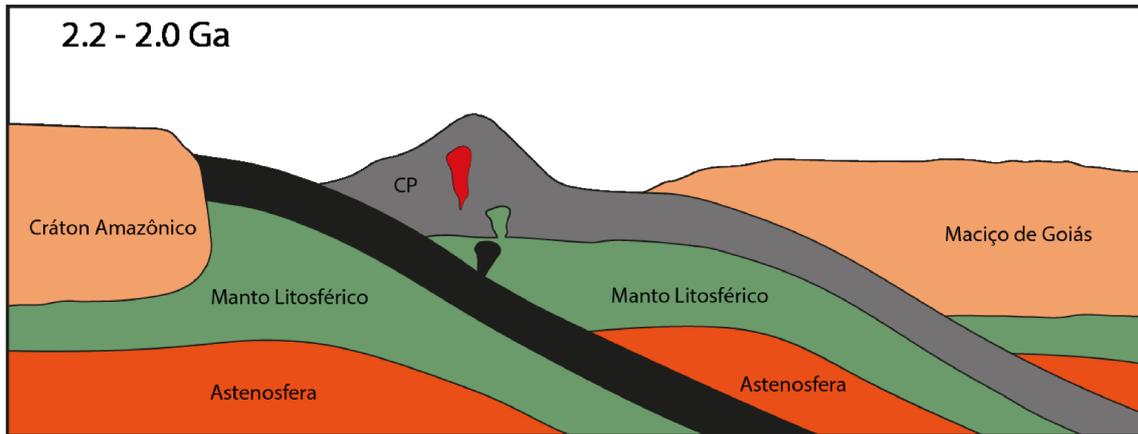


Figura 8.2: Estágio de Arco Paleoproterozoico, ocorrido entre 2200 e 2000 Ma. CP = Arco Campinorte.

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 acrescionários 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 (Fig. 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-alcalinas intermediárias a ácidas e metaluminosas, bem como corpos plutônicos tonalíticos e dioríticos, alguns dos quais com características geoquímicas semelhantes a magmas adakíticos (Chiarini, 2007). Na porção do Arco Magmático Mara Rosa, as rochas apresentam razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais baixas, idades de cristalização de 848 Ma e 810 Ma, idade modelo 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 paleoproterozoico Campinorte é marcada pela Zona de Cisalhamento Rio dos Bois. As rochas descritas dentro do domínio são representadas por um conjunto extenso de anfibolitos, paragneisses e xistos aluminosos, com eventuais associações de rochas metaultramáficas, especialmente na porção norte da área. Subordinadamente, ocorrem rochas metaquímicas, definidas por gonditos, metacherts e

formações ferríferas. Além disso, na sequência 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 indica a ação de contínuos processos relacionados à subducção. Dantas *et al.* (2007) acrescentaram que na região as rochas plutônicas são peraluminosas, com assinatura isotópica de material juvenil relacionado à evolução dos arcos.

O estágio intra-oceânico é representado pelo início do evento tectônico E₁, 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.

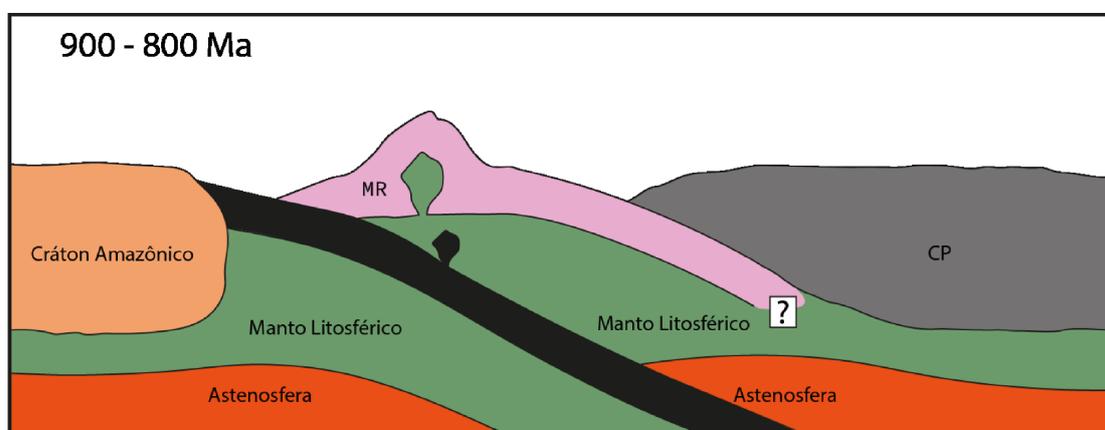


Figura 8.3: Estágio de Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico. CP = Arco Campinorte, MR = Arco Mara Rosa.

8.2.3. Estágio de Colisão Arco-Contidente

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 (Fig. 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 acresção 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 dois estágios evolutivos do sistema de arco magmático.

À leste da zona de cisalhamento predominam rochas com ϵNd positivo (+0.01 e +8.01), o qual mostra a derivação a partir de uma crosta juvenil com pouca contaminação crustal. Essa assinatura está relacionada ao estágio de arco de ilha intra-oceânico (900-800 Ma) e corresponde a assinatura da sequência metavulcanossedimentar Mara Rosa. A oeste, predominam rochas com ϵNd negativo (-25.44 a -0.60), com sugestão de entrada de material juvenil e reciclagem crustal. Essa assinatura demonstra um estágio de acresção 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 a formação de xistosidade na sequência metavulcanossedimentar Santa Terezinha com mergulho para NW e lineação de estiramento mineral indicando transporte tectônico para SE. Junges et al. (2002) 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).

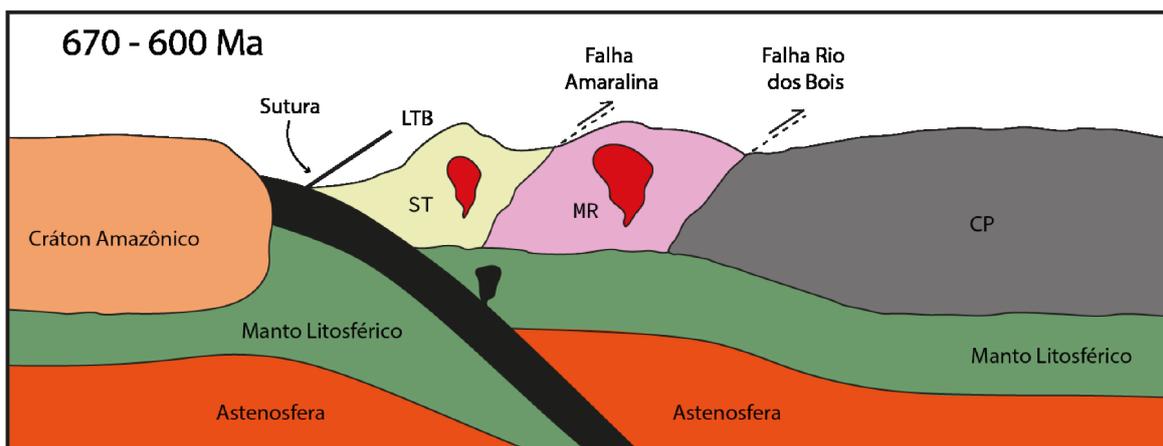


Figura 8.4: Estágio de Colisão Arco-Continente. ST= Arco Santa Terezinha de Goiás; MR = Arco Mara Rosa; CP = Arco Campinorte.

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 (Fig. 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).

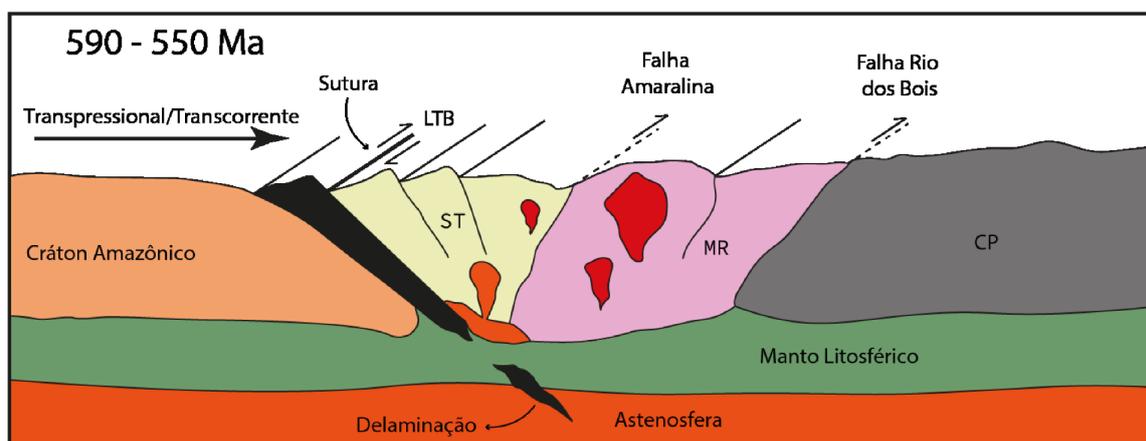


Figura 8.5: Estágio Colisional a Pós-Colisional. LTB = Lineamento Transbrasiliano; ST= Arco Santa Terezinha de Goiás; MR = Arco Mara Rosa; CP = Arco Campinorte.

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 (Fig. 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.

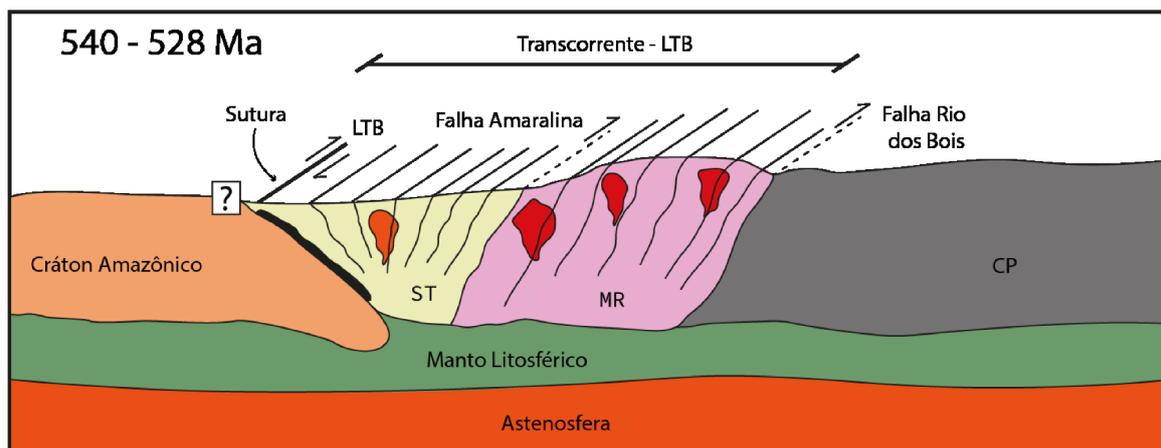


Figura 8.6: Estágio Extensional a Pós-Orogênico. Destaque para o colapso aproveitando as estruturas formadas durante o Transbrasiliano. LTB = Lineamento Transbrasiliano; ST= Arco Santa Terezinha de Goiás; MR = Arco Mara Rosa; CP = Arco Campinorte.

8.3 MODELO EVOLUTIVO

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) (Fig. 8.7A e 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) (Fig. 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) (Fig. 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) (Fig. 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.

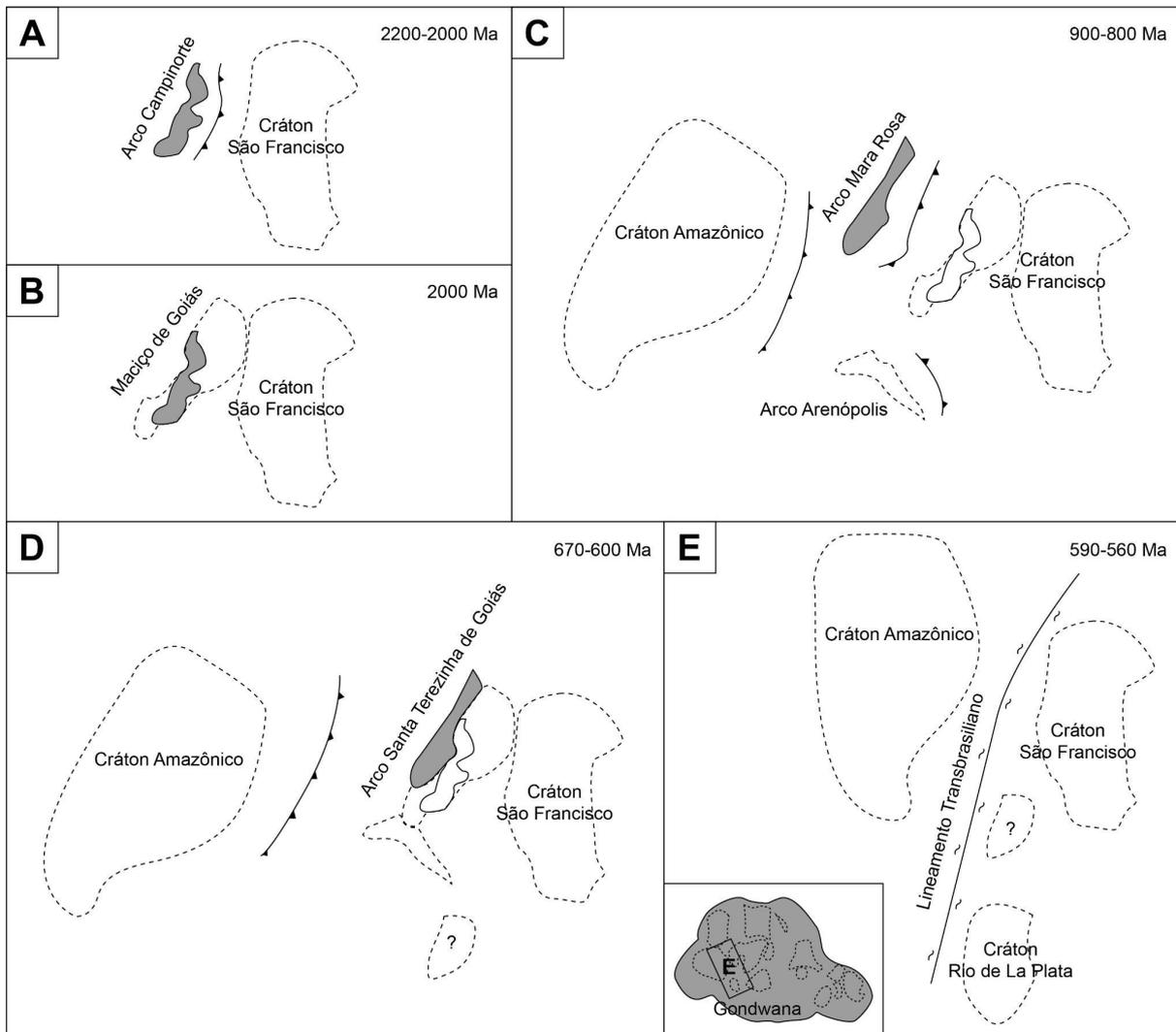


Figura 8.7: Estágios de evolução tectônica do Orógeno Brasília envolvendo os arcos Campinorte, Mara Rosa e Santa Terezinha de Goiás; (A) Estágio de Arco Intra-Oceânico Paleoproterozoico, correspondente ao Arco Campinorte, 2200-2000 Ma; (B) Maciço de Goiás como uma extensão pericratônica do Cráton São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

Capítulo 9
CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Projeto Mara Rosa foi o trabalho de mapeamento geológico realizado a noroeste do Estado de Goiás, região que abrange os municípios de Alto Horizonte e Mara Rosa. Constituiu uma cartografia de detalhe na escala de 1:25.000, caracterizando e melhor detalhando o último trabalho realizado na região na escala de 1:100.000, (Fig. 9.1 A) feito pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) (Oliveira *et al.*, 2006). O desenvolvimento do mapeamento foi favorecido pela disponibilidade de levantamentos aerogeofísicos – magnetométricos e gamaespectrométricos – que recobrem a área relativa ao Projeto Mara Rosa. Esses dados, juntamente com dados derivados de sensores remotos, contribuíram para o mapeamento da área, visto que os espessos perfis de solo e a escassez de afloramentos dificultaram o mapeamento geológico pelos métodos tradicionais.

Dessa forma, por meio da cartografia em escala de detalhe realizada no presente projeto, foi possível refinar a caracterização estrutural, evolutiva, petrográfica, interpretativa e a distribuição das unidades, gerando assim o produto principal do trabalho, o Mapa Geológico do Projeto Mara Rosa (Fig. 9.1 A). A elaboração do presente mapa não considerou as coberturas detrito-lateríticas registradas em campo como unidades cartografáveis, tendo em vista que o objetivo principal era caracterizar e detalhar a variedade de rochas encontradas na região e a atuação das estruturas regionais.

O mapeamento no âmbito do Projeto Mara Rosa englobou três unidades geotectônicas maiores, o Arco Magmático Campinorte, como embasamento Paleoproterozoico (Della Giustina *et al.*, 2009), o Arco Magmático Goiás (Segmento Mara Rosa) de idade Neoproterozóica (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.* 1997, 2000) e o Grupo Serra da Mesa, também formado e deformado em idade Neo/Mesoproterozoica (Cordeiro *et al.*, 2014).

Dentro desse contexto, 10 unidades litoestratigráficas foram diferenciadas com base em informações inéditas obtidas a partir da execução do presente mapeamento, bem como dos trabalhos anteriores realizados na região (p. ex. Oliveira, 2006).

A porção sudeste do Projeto Mara Rosa, composta pelo AMC, pôde ser discretizada em rochas metavulcânicas félsicas e metassedimentares psamo-pelíticas da Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte (PP2c1 e PP2c2), encontrando-se em meio delas granitos e tonalitos miloníticos a ultramiloníticos da Suíte Pau de Mel (PP2 γ 1pm) e ocorrência de granulitos do Complexo Uruaçu (PP2gu). Em meio a essa grande unidade observou-se assembleias minerais referentes a um pico de metamorfismo em fácies granulito, posteriormente retrometamorfizadas até a fácies xisto verde.

A maior porção do mapa, ocupada pela Unidade Metavulcanossedimentar Mara Rosa, pode ser mais detalhada e foi compartimentada nas subunidades metaultramáfica (NP μ mr), metavulcânica máfica (NP1mr1), metassedimentar psamo-pelítica (NP1mr2 e NP1mr3) e metassedimentar química (NP1mr4), que são englobadas por um conjunto volumoso de ortognaisses dioríticos a tonalíticos indiferenciados (NP3 γ 2mr) e o ortogneisse diorítico Amarolândia (NP3 γ 2am). Além destes foram descritas unidades com produtos de alteração hidrotermal diversa, agrupados em associações mineralógicas diagnósticas, incluindo rochas calcissilicáticas (NP3ep) e rochas aluminosas (NP3cn).

Já a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha obteve menor nível de modificações quando comparado às duas outras unidades, sendo representada pelas unidades metamáfica-ultramáfica (NP2stg1), metassedimentar psamo-pelítica (NP2stg2) e metassedimentar química (NPstg3), com ortognaisses tonalíticos associados (NP2 γ 1st). A diversidade de rochas e a sua descontinuidade lateral pode ter dificultado a individualização detalhada de subunidades. As rochas das últimas duas unidades, Mara Rosa e Santa Terezinha, evidenciam assembléia mineral de fácies anfíbolito com retrometamorfismo posterior, por vezes incipiente, para a fácies xisto verde.

Quando compara-se o mapa anterior disponível (Oliveira, 2006) (Fig 9.1 A) com o mapa gerado no Projeto Mara Rosa (Fig 9.1 B), fica clara a diferença na escala e compartimentação das unidades descritas. Ressalta-se a diferença no contorno dos corpos intrusivos tardi a pós tectônicos, composto pelo Plúton Faina (NP3 γ 3f) e Leucogranitos Bom Jesus (NP3 γ 3l). O Plúton Faina em especial, teve suas dimensões alteradas consideravelmente, aumentando sua distribuição ao longo da área. A disposição relativa dos outros corpos de rocha mapeadas, assim como a presença de unidades não descritas anteriormente, puderam ser registradas e aprimoradas. A critério de exemplificação, cita-se as subunidades Hidrotermal de assembléia calcissilicática (NP3ep), Metaultramáfica (NP μ mr), Metavulcânica máfica (NP1mr1) e Metassedimentar química (NP1mr4).

O ortogneisse Amarolândia (NP3 γ 2am), previamente descrito por Melo (2006) e Oliveira (2006) como uma suíte intrusiva sin tectônica, foi reinterpretada como um ortogneisse diorítico a granodiorítico com fácies tonalítica associada, relacionado aos outros ortognaisses indiferenciados da unidade Metavulcanossedimentar Mara Rosa. Ferreira (2020) data o corpo em 870 Ma e o define geoquimicamente como de composição diorítica.

Com base no trabalho realizado não foi possível identificar com clareza os processos envolvidos na formação das rochas calcissilicáticas (NP3ep). Na Área VIII foi observada uma

gama de ocorrências distintas, onde a petrografia combinada a relação de campo de algumas rochas sugere uma gênese relacionada a processos hidrotermais secundários, que podem ter se originado a partir de sistema magmático-hidrotermal como pórfiro e/ou orogênico. Além destes, a área do projeto é acometida por retrometamorfismo para a fácies xisto verde, que também pode ter influenciado na geração de tal assembléia.

A disposição das rochas da unidade Mara Rosa é complexa e a reestruturação da sequência de formação primária é difícil. Algumas rochas exóticas marcam presença, como metahornblenditos finos a grossos, epidositos, rochas de associação calcissilicática diferenciada, cianititos e rochas à cianita. Para aumentar a complexidade da formação, o arcabouço estrutural também é denso, composto por grandes zonas de cisalhamento e falhas de empurrão relacionadas ao ambiente compressivo, em contexto de orogênese acrescionária-colisional.

O trabalho realizado foi efetivo no sentido de obter maior detalhe geológico para a região e para aguçar a expectativa quanto à melhor compreensão do Arco Magmático de Goiás. Abre portas para estudos posteriores de datação, geoquímica, potencial metalogenético, tectônica e estrutural que podem ajudar a restabelecer a cronologia e entendimento do evento. Por fim, vale ressaltar a potencialidade da área para depósitos de Cu-Au que se associam a ambientes geológicos de arcos magmáticos, sendo alvo importante para a pesquisa de metais e subsequente exploração, favorecendo assim melhor compreensão geológica e desenvolvimento econômico da região.

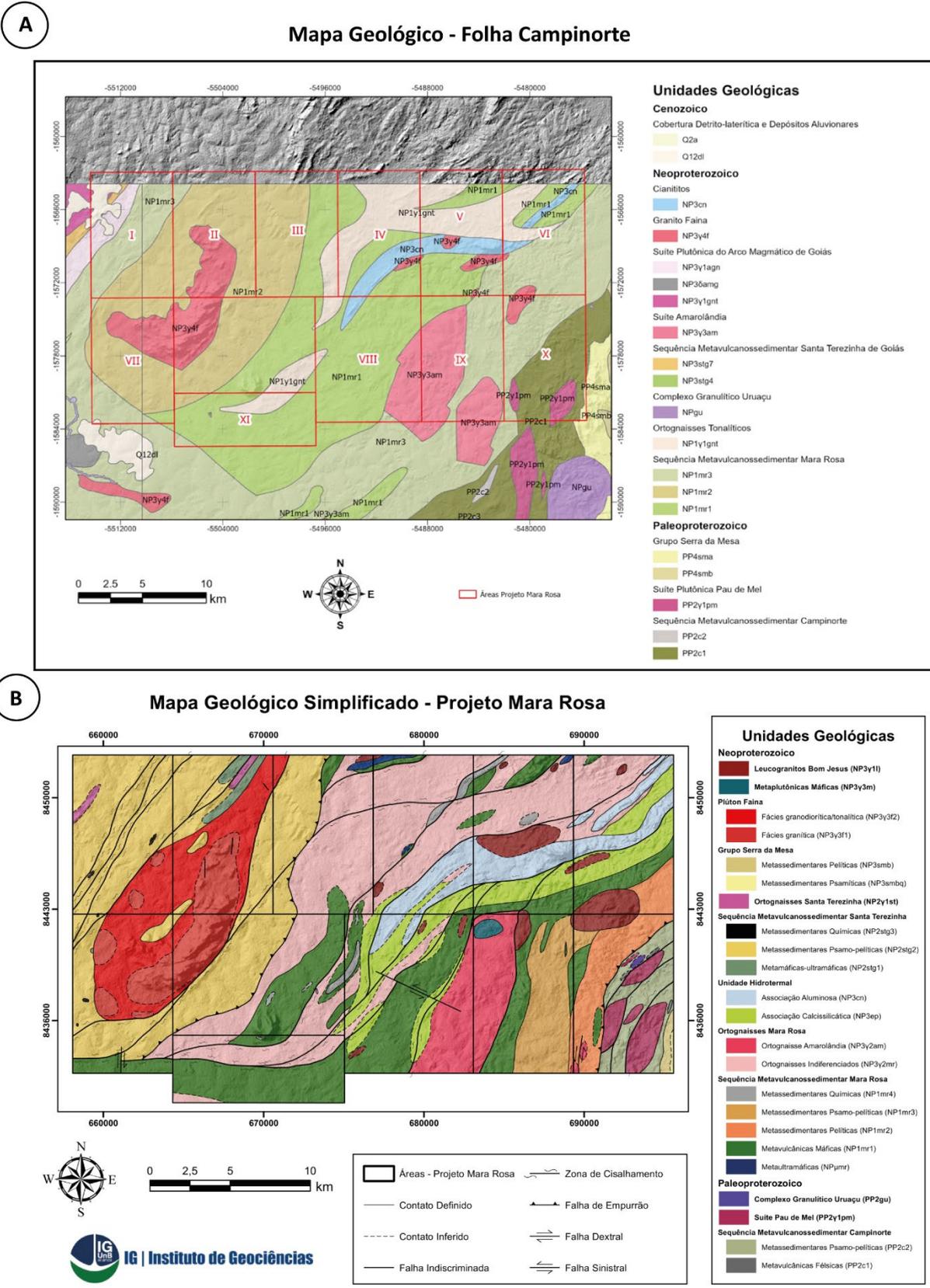


Figura 9.1: A: Mapa cartografado pela CPRM na área do Projeto Mara Rosa (Oliveira *et al.*, 2006); B: Mapa geológico produzido pelo Projeto Mara Rosa

Capítulo 10
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDALLAH, S. (2014). Geology and geochemistry of Bois River Suite, Mara Rosa (GO): evidence of magmatic arc paleoproterozoic. *Geochimica Brasiliensis*, 28(1), 43-43.

AccuWeather. Gráfico de temperatura 2022. Disponível em: <<https://www.accuweather.com/pt/br/mara-rosa/38260/september-weather/38260?year=2022>>. Acesso em 15/11/2022.

ADÂMOLI, J. et al. Solos dos Cerrados: tecnologias e estratégias de manejo. Solos dos Cerrados: tecnologias e estratégias de manejo. Nobel, Sao Paulo, p. 33-98, 1987.

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.

ALOS-Advanced Land Observing Satellite. PALSAR Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar. [Online]. Disponível em https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/alos/sensor/palsar_e.htm. Acesso em 21 de julho de 2022.

ARANTES, D. et al. The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE GEOLOGY OF GOLD, 1991, Belo Horizonte. Brazil Gold'91: Anais Belo Horizonte: SBG. 1991. p. 221-229.

ARAÚJO FILHO, JO de. The Pirineus Syntaxis: An example of the intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1, p. 144-148, 2000.

ARCANJO, João Batista Alves. *FotoGeologia: conceitos, métodos e aplicações*. 2011.

BIONDI, J. C. (2003). *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. Oficina de Textos.

BLAKELY R. J. 1996. *Potencial theory in Gravity & Magnetic Applications*. Cambridge University Press, Cambridge, 441pp.

BLUM, M. L. B. *Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à Geologia regional e à prospecção mineral*. Brasília, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 1999.

BRAUN, Oscar PG. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 32, n. 3, p. 3-39, 1971.

BRAZIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL; SCHOBENHAUS, Carlos. Carta geológica do Brasil ao milionésimo: folha Goiás (SD-22). 1975.

BRITO NEVES, Benjamin B. de; CAMPOS NETO, M. da C.; FUCK, Reinhardt A. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, v. 22, n. 3, p. 155-166, 1999.

BULUT, G.; YURTSEVER, C. Flotation behaviour of Bitlis kyanite ore. *International Journal of Mineral Processing*, v. 73, n. 1, p. 29-36, 2004.

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.

CARDOSO, M.R.D., Marcuzzo, F.F.N. & Barros, J.R. 2014. Classificação Climática De Köppen-Geiger para o estado de Goiás e o Distrito Federal. *ACTA Geográfica*, 8:40-55.

CHAICHANA, Kaisorn L. et al. Recurrence and malignant degeneration after resection of adult hemispheric low-grade gliomas. *Journal of neurosurgery*, v. 112, n. 1, p. 10-17, 2010.

CHIARINI, Marcus Flávio Nogueira. Contribuição da aerogeofísica na caracterização de suturas e de sistemas transcorrentes: O exemplo de Porangatu, Brasil Central. 2007.

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

COELHO, Débora Mendes. Análise Geológico-Geofísica do sistema hidrotermal pórfiro do Arco Magmático Arenópolis. 2021.

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.

CORDELL L., e V. J. S. 1985, Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin New Mexico, em W. J. Hinze, ed., *Utility of regional gravity and magnetic maps*: SEG, 181– 197.

CORDELL L., e V. J. S. Grauch 1982, Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico: 52nd Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 246– 247.

CORDELL, Lindrith. Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe Country and the Espanola Basin. In: *New Mexico Geological Society Guidebook, 30th Field Conference*, New Mexico, 1979. 1979. p. 59-64.

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, E. L. et al. *Geologia da folha Porangatu SD. 22-XDI. 2007.*

DARDENNE, M. A. Os grupos Paranoá e Bambuí na faixa dobrada Brasília. *Simpósio sobre o Cráton São Francisco e suas faixas marginais*, v. 1, p. 140-157, 1981.

DARDENNE, M. A. The Brasília fold belt. 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, p. 231-236, 2000.

DE ALMEIDA, F. F. M. et al. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981.

DE BRITO NEVES, Benjamin Bley; CAMPOS NETO, M. da C.; FUCK, Reinhardt A. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes-News magazine of the International Union of Geological Sciences*, v. 22, n. 3, p. 155-166, 1999.

DE BRITO NEVES, Benjamin Bley; CORDANI, Umberto G. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, v. 53, n. 1-2, p. 23-40, 1991.

DE CARVALHO, A. P., et al. "Critérios para distinção de classes de solos e de fases de unidades de mapeamento: normas em uso pelo SNLCS." (1988).

DE OLIVEIRA CORDEIRO, Pedro Filipe et al. The Paleoproterozoic Campinorte arc: tectonic evolution of a Central Brazil pre-Columbia orogeny. *Precambrian Research*, v. 251, p. 49-61, 2014.

DELLA GIUSTINA, Maria Emilia Schutesky. Geologia e geocronologia da sequência Vulcano-sedimentar Campinorte e do Complexo Uruaçu, província Tocantins. 2007. 106 f. Dissertação (Mestrado em Geologia)-Universidade de Brasília, Brasília, 2007.

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 Brasilia belt: collision of irregular plate margins leading to oroclinal bending in the neoproterozoic of Central Brazil. *Journal South Am. Earth Sciences* 32: 1-13.

DO NASCIMENTO, Maria Amélia Leite. Geomorfologia do estado de Goiás. *Boletim Goiano de Geografia*, v. 12, n. 1, p. 01-22, 1992.

DOS SANTOS, Humberto Gonçalves et al. Sistema brasileiro de classificação de solos. Brasília, DF: Embrapa, 2018., 2018.

EINAUDI MT, Meinert LD, Newberry RJ (1981) Skarn deposits. *Econ Geol 75th Anniv Vol*, pp 317–391

EMBRAPA-Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. ALOS - Advanced Land Observing Satellite. [Online]. Disponível em <https://www.embrapa.br/satelites-de-monitoramento/missoes/alos>. Acesso em 21 de julho de 2022.

FARIA, H.P.A. 2015. Caracterização de domínios tectono-geofísicos na Bacia dos Parecis com base em dados de métodos potenciais. Dissertação de Mestrado N°082, Universidade de Brasília, Brasília-DF, 162 p.

FERREIRA, Ana Tayla Rodrigues. Magmatismo toniano do arco intra-oceânico Mara Rosa, província Tocantins, Brasil: significado tectônico e implicação na mineralização de Cu-Au pórfiro. 2020.

FONSECA, MARCO A.; DARDENNE, MARCEL A.; UHLEIN, ALEXANDRE. Faixa Brasília setor setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 4, p. 267-278, 1995.

FRASCA, Antonio Augusto Soares. Amálgamas 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., Marini, O.J., Dardenne, M.A., Figueiredo, A.N., 1988. Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio: Os grupos Araí e Paranoá na região de Niquelândia-Colinas, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 18 (1), 54–62.

FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; SILVA, L.J.H.D. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In: Cong. Brasil. Geologia, 38., Boletim de Resumos Expand., v.1. SBG, Camboriú, 1994, p.215-216, 1994.

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. et al. Geologia da folha Santa Terezinha de Goiás SD. 22-ZA-III. 2007.

FUCK, R. A. et al. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, v. 244, p. 53-74, 2014.

FUCK, R. A. et al. The northern Brasília belt. In: São Francisco Craton, Eastern Brazil. Springer, Cham, 2017. p. 205-220.

FUCK, R. A. et al. The Santa Terezinha sequence, Goiás magmatic arc, central Brazil: constraints from U-PB and SM-ND data. 2006.

GIUSTINA, Maria ESD et al. 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*, v. 323, n. 1, p. 255-269, 2009.

GONÇALVES, Leonardo E.; ALKMIM, Fernando Flecha de; PEDROSA-SOARES, Antônio Carlos. Características geoquímicas da Suíte G1, arco magmático do Orógeno Araçuaí, entre Governador Valadares e Ipanema, MG. **Rem: Revista Escola de Minas**, v. 63, p. 457-464, 2010.

GUNN, P. J.; DENTITH, M. C. Magnetic responses associated with mineral deposits. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, v. 17, p. 145-158, 1997.

HASUI Y. & ALMEIDA F.F.M. De 1970. Geocronologia do Centro Oeste Brasileiro, *Rev. Bras. Geociências* 19 (1): 6-26.

HASUI Y. 2014. Compartimentação geológica do Brasil. Em: Hasui Y., Carneiro C. R., Almeida F. F. M., Bartorelli A., *Geologia do Brasil*, primeira edição. São Paulo, Beca Editora. Capítulo 7, p. 112-123.

Instituto Nacional de Meteorologia - INMET. GráficosClimatológicos. 2022. Disponível em: < <https://clima.inmet.gov.br/GraficosClimatologicos/GO/83350>>. Acesso em 24/02/2022.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE. Câmeras Imageadoras CBERS 04A. [Online]. Disponível em <http://www.cbers.inpe.br/sobre/cameras/cbers04a.php>. Acesso em 21 de julho de 2022.

ISLES, David J.; RANKIN, Leigh R. Geological interpretation of aeromagnetic data. Society of Exploration Geophysicists and Australian Society of Exploration Geophysicists, 2013.

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

JAQUES AL, Wellman P, Whitaker A & Wyborn D. 1997. High-resolution Geophysics in Modern Geological Mapping. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, 17 2: 159- 173.

JENSEN, Mead L.; BATEMAN, Alan M. A brief history of the use of minerals an the developments of economic geology. 1981.

JOST H., Chemale Jr. F., Fuck R.A., Dussin I.A. 2013. Uv complex, the oldest orthogneisses of the ArcheanPaleoproterozoic terrane of central Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 47:201-212.

Jofilly C. M. L. C., Oliveira C. G. 2008. Cianita refratária. Em: Luz e Lins (eds) Rochas e Minerais Industriais no Brasil: usos e especificaces. 2.ed. Rio de Janeiro: CETEM/MCTI, p. 389-402.

JUNGES, S. L. et al. Idades U-Pb de granitos sin- a tardi-tectônicos do Arco de Mara Rosa, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. Anais... João Pessoa: SBGNE, 2002. p. 312.

JUNGES, S. L. et al. New ID-TIMS U-Pb ages in the western portion of the Mara Rosa Arc: two hundred million years of arc building. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. Short Papers. Salvador: CBPM; IRD, 2003. v. 1, p. 198-201.

JUNGES, S. L. Caracterizao Geoquímica e Isotópica da Faixa Oeste da Seqncia Vulcanossedimentar de Mara Rosa. 1998. Tese de Doutorado. Dissertao de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

KEAREY, P., BROOKS, M., & HILL, I. (2009). Geofísica de exploração. Ed. Oficina de textos, 438 p. Lacerda Filho J.V. et al. 1999. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal – Relatório do Mapa Geológico do Estado de Goiás – Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM/METAGO/UnB.

Kington, Joe. Stereonets for matplotlib. Read the Docs, 2013. Disponível em: <<https://mplstereonet.readthedocs.io/en/latest/>>. Acesso em: 07 de fev. de 2023.

KIRKHAM, R. V. (1971). Intermineral Intrusions and Their Bearing on the Origin of Porphyry Copper and Molybdenum Deposits. *Economic Geology*, 66(8), 1244–1249.

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.

KUYUMJIAN, R. M. et al. Geologia do limite entre os terrenos arqueanos e o Arco Magmático de Goiás na região de Chapada-Campinorte, Goiás. *Brazilian Journal of Geology*, v. 34, n. 3, p. 329-334, 2008.

KUYUMJIAN, R. M. et al. Geologia do limite entre os terrenos arqueanos e o Arco Magmático de Goiás na região de Chapada-Campinorte, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 34, n. 3, p. 329-334, 2004.

LACERDA FILHO, Joffre Valmorio et al. Geologia e recursos minerais do estado de Goiás. 2000.

LACERDA, H. (1986). As mineralizações auríferas da região de Mara Rosa, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(3), 274-284.

Lundin Mining Announces 2022 New Copper-Gold Saúva Discovery at Chapada. *Lundinmining.com*, 2022. Disponível em <<https://lundinmining.com/news>>.

LASA, 2004. Projeto Levantamento Aerogeofísico de Estado de Goiás 1ª Etapa, Arco Magmático de Goiás. Ministério de Minas e Energias, Secretaria de Minas e Metalurgia, CPRM – Serviço Geológico de Brasil, Estado de Goiás, Secretaria de Indústria e Comércio e Fundo de Fomento à Mineração/FUNMINERAL. Relatório Técnico. 159p

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.

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

MAMEDE, L., NASCIMENTO, M. A. L.S . do. Geomorfologia. In: BRASIL. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. SECRETARIA-GERAL. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.22 - Goiás. Rio de Janeiro:RadamBrasil, 1981. (Levantamento de Recursos Naturais, 25).

MARANGONI Y.R., Assumpção M., Fernandes E.P. 1995. Gravimetria do norte de Goiás. Brasil. Revista Brasileira de Geofísica, 13: 205–219.

MARQUES G.C. Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2009.

MATTEINI M., Dantas E.L., Pimentel M.M., Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A. 2010. U-Pb and Lu-Hf isotopes study on detrital zircons from the Mesoproterozoic Paranoá Group, Brasília belt, Brazil: constraints on depositional age. Em: South American Symp. on Isotope Geology, SSAGI 7., Brasília, CD-ROM.

MAURO, C. A. de; DANTAS, M.; ROSO, F. A. Geomorfologia. In: BRASIL. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. SECRETARIA-GERAL. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.23-Brasília. Rio de Janeiro, Radam Brasil. 660p. (Levantamento de Recursos Naturais, 29) p. 205-96. 1982.

MEINERT LD (1992) Skarns and skarn deposits. Geoscience Canada 19:145–162

MELO, L. V. Compartimentação geocronológica dos depósitos de Cu-Au e Au do Distrito Chapada-Mara Rosa-Campinorte no Arc Magmático de Goiás, Brasil Central 2006. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2006.

MERNAGH, Terrence P.; MIEZITIS, Yanis. A review of the geochemical processes controlling the distribution of thorium in the Earth's crust and Australia's thorium resources. Geoscience Australia, 2008.

MICHAEL J. Potter, 2003. Kyanite and Related Materials U.S. geological survey minerals year book 42.1 – 42.3

MORAES R., Fuck R.A., Brown M., Piccoli P.M., Baldwin J., Dantas E.L., Laux J.H., Junges S.L. 2007. Wollastonite-scapolite-clinopyroxene marble of the Anápolis-Itaçu Complex, Goiás: more evidence of ultrahigh-temperature metamorphism. Revista Brasileira de Geociências, 37: 877–883.

MOREIRA, Bruno Arantes; DE OLIVEIRA AROUCA, Fábio; DAMASCENO, João Jorge Ribeiro. Avaliação da permeabilidade de meios porosos constituídos por carbonato de

cálcio utilizado como agente obturante em processos de perfuração de poços de petróleo. *Exacta*, v. 10, n. 3, p. 341-348, 2012.

National Aeronautics and Space Administration - NASA. ALOS PALSAR – About. [Online]. Disponível em <https://asf.alaska.edu/data-sets/sar-data-sets/alos-palsar/alos-palsar-about/>. Acesso em 21 de julho de 2022.

National Aeronautics and Space Administration - NASA. Landsat Overview. [Online]. Disponível em https://www.nasa.gov/mission_pages/landsat/main/index.html. Acesso em 21 de julho de 2022.

NETO, Luiz Fornazzari; FERREIRA, Francisco José Fonseca. Gamaespectrometria integrada a dados exploratórios multifonte em ambiente SIG aplicada à prospecção de ouro na Folha Botuverá, SC. *Brazilian Journal of Geology*, v. 33, n. 2, p. 197-208, 2003.

NIMER, Edmon. *Climatologia do Brasil*. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE; Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1989. 422 p. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv81099.pdf>. Acesso em: 15 nov. 2022.

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. The Cooper-gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil. *Ore Geology Reviews*, Amsterdam, v. 25, p. 285-299, 2004.

OLIVEIRA, C. G. 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*, v. 72, p. 1-21, 2016.

OLIVEIRA, C. G., F. B., Dantas, E. L., Fuck, R. A., & Almeida, T. (2006). Nota Explicativa e Mapa Geológico da Folha Campinorte (Folha SD. 22-XD-IV, 1: 100.000). *Brasília, CPRM*.

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

ÖZTURK, Y. Y., & Helvacı, C. (2008). Skarn alteration and Au-Cu mineralization associated with Tertiary granitoids in northwestern Turkey: Evidence from the Evciler deposit, Kazdag Massif, Turkey. *Economic Geology*, 103(8), 1665-1682.

PALERMO, N., Porto, C. G., & Costa Junior, C. N. (2000). The Mara Rosa gold district, central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(2), 256-260.

PENA, Rodolfo F. Alves. "Sensoriamento Remoto"; Brasil Escola. Disponível em: <<https://brasilecola.uol.com.br/geografia/sensoriamento-remoto.htm>>. Acesso em 25/02/2022.

PHILLIPS, Jeffrey D. Locating magnetic contacts: a comparison of the horizontal gradient, analytic signal, and local wavenumber methods. In: SEG Technical Program Expanded Abstracts 2000. Society of Exploration Geophysicists, 2000. p. 402-405.

PIMENTEL M.M., Heaman L., Fuck R.A. 1991. Zircon and shpene Pb-U geochronology of Upper Proterozoic volcanic-arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 4:329-339.

PIMENTEL, M. M.; Fuck R.A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, v. 20, n. 4, p. 375-379, 1992.

PIMENTEL, M. M. et al. The Mara Rosa arch 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, M. M. et al. The basement of the Brasília fold belt and the Goiás magmatic arc. *Tectonic Evolution of South America*, v. 31, p. 195-229, 2000.

PIMENTEL, M. M.; Jost H.; Fuck R.A. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In MANTESSO NETO, V. et al. (Org.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 355-368.

PIMENTEL M.M., Rodrigues J.B., DellaGiustina M.E.S., Junges S.L., Matteini M. 2011. The Tectonic Evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: a review. *Journal of South America Earth Sciences*, 31:345-357.

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

PIRAJNO, F. (2009). *Hydrothermal Processes and Mineral System*. Springer, 171 p.

PIUZUNA D., Pimentel M.M., Fuck R.A., Armstrong R.A. 2003b. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasilia Belt, Central Brazil: regional implications of new SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. *Precambrian Research*, 125:245-273.

POLL, N. J. (1994). Geology of the Zacarias gold-silver-barite deposit, Goiás State, Brazil, The. *1990-1999-Mines Theses & Dissertations*.

RIBEIRO, José Felipe; WALTER, Bruno Machado Teles. Fitofisionomias do bioma Cerrado. Embrapa Cerrados-Capítulo em livro científico (ALICE), 1998.

RIBEIRO, Vanessa Biondo; MANTOVANI, Marta; LOURO, Vinicius Hector Abud. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. *Terræ Didática*, v. 10, n. 1, p. 29-51, 2014.

RICHARDSON, S. V., Kesler, S. E., Essene, E. J., & Jones, L. M. (1986). Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil; a metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 81(8), 1884-1898.

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

SABOIA, André Menezes. Geologia, geocronologia e geoquímica dos granitoides paleoproterozoicos do domínio Almas-Conceição do Tocantins, norte do orógeno Brasília: implicações magmáticas e geodinâmicas. 2021. Tese de Doutorado.

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.

Sistema Estadual de Geoinformação do Governo do Estado de Goiás. Camada de solo 1:250.000. Disponível em: SIEG Downloads. Acesso em: 5 de maio de 2022.

SINCLAIR, W.D., (2007). Porphyry deposits, In: Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, v. 5, p. 223-243.

Streckeisen, A. L. (1967). Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner.*, 107, 144 - 240.

STRIEDER A.J. & Nilson A.A. 1992. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Rev. Bras. Geociências*, 22(2):204-215.

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.

TELFORD W. M., Geldart L.P., Sheriff R. R. & Keys D.A. 1990. Applied Geophysics. 2ed, Cambridge. Cambridge University Press, 770 p.

UHLEIN, Alexandre et al. TECTÔNICA DA FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASÍLIA–SETORES SETENTRIONAL E MERIDIONAL. Geonomos, 2012.

USGS-U.S. Geological Survey. Landsat Satellite Missions. [Online]. Disponível em https://www.usgs.gov/landsat-missions/landsat-satellite-missions?qt-science_support_page_related_con=2#qt-science_support_page_related_con. Acesso em 21 de julho de 2022.

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 Brasilia Belt, Central Brazil, and Early assembly of Gondwana. In: Pankhurst R. J., Trouw R. A. J., Brito Neves B. B. & De Wit M. J. (eds.) West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publications, p. 197–210.

VIANA, M. G. et al. O arco magmático de Mara Rosa, Goiás: dados geoquímicos e geocronológicos e suas implicações regionais. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 25, p. 2, p. 111- 123, 1995.

VOLLMER, 1995. C Program for Automatic Contouring of Spherical Orientation Data Using a Modified Kamb Method. Computers & Geosciences, Vol. 21, No. 1, pp. 31-49.

WILFORD, J. R.; BIERWIRTH, PN, e; CRAIG, M. A. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, v. 17, n. 2, p. 201-216, 1997.

YANDJIMAIN, Justine et al. Modelagem de dados aeromagnéticos para mapeamentos geológicos e estruturais sobre a área DJADOM-ETA, no sudeste dos Camarões. Revista Internacional de Geociências , v. 9, n. 06, pág. 354, 2018.