



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Paulo Gabriel Saboia Ramos – 12/0131986

Rafael Pereira Felix – 13/0130753

Randrei Silva Neves – 13/0145025

TRABALHO MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL
TF 2018 – PROJETO MONTE DO CARMO
SUBÁREA X

BRASÍLIA/DF

2018

FOLHA DE APROVAÇÃO

TRABALHO MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL

TF 2018 – PROJETO MONTE DO CARMO

SUBÁREA X

Autores: Paulo Gabriel Saboia Ramos

Rafael Pereira Felix

Randrei Silva Neves

Monografia submetida ao corpo docente do Curso de Graduação em Geologia, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília – UnB, como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Banca Examinadora Aprovada por:

Suzan Waleska Pequeno Rodrigues – Orientadora
Professora da Universidade de Brasília – (UnB)
Doutora em Geologia e Geoquímica – (UFPA)

Claudinei Gouveia de Oliveira – Membro
Professor da Universidade de Brasília – (UnB)
Doutor em Geologia – (UnB)

Maria Emilia Schutesky Della Giustina – Membro
Professora da Universidade de Brasília – (UnB)
Doutora em Geologia – (UnB)

Brasília-DF, 04 de dezembro de 2018.

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Paulo Gabriel Saboia Ramos - 12/0131986

Rafael Pereira Felix - 13/0130753

Randrei Silva Neves - 13/0145025

TRABALHO MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL
TF 2018 – PROJETO MONTE DO CARMO
SUBÁREA X

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

ORIENTADORES

Elton Luiz Dantas (coordenador)

Adriana Horbe

Elder Yokoyama

Eliza Nunes Peixoto

Federico Alberto Cuadros Jiménez

Jeremie Garnier

Luís Gustavo Ferreira Viegas

Natália Hauser

Nilson Francisquini Botelho

Suzan Waleska Pequeno Rodrigues

BRASÍLIA/DF

2018

AGRADECIMENTOS

“Agradeço primeiramente a Deus, por ter me colocado no caminho dos estudos, e pelas pessoas maravilhosas que tive ao meu lado durante essa jornada. Aos meus pais, Hermes da Silva Felix e Maria Acinete Pereira da Silva, meus irmãos Dorneles Pereira Felix e Gustavo Pereira Felix, e a minha companheira Mariana da Silva Gomes por todo apoio, amor e dedicação empregados em mim, sem vocês certamente não teria concluído esta importante etapa de minha vida, tenho muito orgulho em ter vocês do meu lado. Agradeço também aos meus primos (as) por todo apoio e dedicação que me prestaram ao chegar em Brasília, Wadailson, Marcilene, Valdenis, Dione, Wadailton, Vanderlândia, Sulivan, Ivone, Socorro, Altair, e a todo o restante de minha família, deixo aqui meu muito obrigado.

Agradeço os professores, colaboradores e integrantes do projeto Monte do Carmo, pela orientação e companherismo durante nossos trabalhos. Ao corpo docente e demais servidores do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, por todo suporte que tive durante a evolução de minha formação.

Agradeço aos meus companheiros de trabalho, Randrei da Silva Neves e Paulo Gabriel Saboia, por todo trabalho, dedicação, e amizade que tivemos ao longo desse ano. E aos meus amigos que fiz durante a vivência acadêmica, todos foram fundamentais tanto no meu desenvolvimento profissional, quanto pessoal. Muito obrigado! ”

- Rafael Felix

“Agradeço a Deus por ter me dado a oportunidade de estudar em uma das melhores universidades públicas do país e por ter me guiado para esse curso extraordinário que é a geologia. Agradeço aos meus pais que dedicaram a vida à minha educação e de meus irmãos e nunca mediram esforços para me ajudar no meu desenvolvimento pessoal. Agradeço também por estarem comigo em todos os momentos, desde os mais felizes aos mais duros, e por me ensinarem os valores da vida. Agradeço aos meus irmãos que sempre serviram de exemplo para mim, por me apoiarem e me ajudarem no meu desenvolvimento acadêmico e profissional. Agradeço aos meus colegas curso que trilharam essa jornada ao meu lado. Em especial agradeço ao Rafael e ao Paulo, companheiros de TF, pelo empenho nesse trabalho, dedicação e companheirismo, ao longo de todo o curso e desse duro projeto. E também à Gisele Gondim e ao Lucas Braz por terem feito o primeiro mapeamento geológico comigo. Agradeço aos professores que fizeram parte da minha vida e contribuíram para o que sou hoje, desde o ensino básico à UnB. Em especial aos professores desse projeto que nos auxiliaram ao longo de todo esse ano e enfrentaram conosco os desafios do campo. Agradeço também ao Alvarenga, Abreu, Catarina e Elton por terem me oferecido a oportunidade de realizar estágios e projetos de iniciação científica ao longo de minha graduação. Agradeço também aos técnicos, motoristas, faxineiros e todos os funcionários da UnB que trabalham arduamente todos os dias para permitir que essa instituição funcione. Em especial agradeço ao Mendes que esteve muito próximo a nós durante o trabalho de campo, inclusive mapeando com a gente em alguns momentos. Agradeço a todos que fizeram parte da minha vida até o presente momento e contribuíram para o meu desenvolvimento pessoal. Muito obrigado! ”

- Randrei Neves

“Agradeço a Deus por ter me dado saúde e forças para seguir em frente mesmo nos momentos mais difíceis. Ao meu pai, Paulo Roberto Barbosa Ramos e minha mãe Darcy Lindoso Saboia, por todo apoio e incentivo que sempre me deram ao longo de toda minha vida, nunca deixando me faltar nada.

Agradeço a todos os professores que estiveram conosco durante toda a graduação, e aos que estiveram nos apoiando durante o campo e durante a confecção do deste trabalho de conclusão de curso. Agradeço também aos demais colaboradores do Instituto de Geociências pelo total empenho para elaboração deste relatório, e um especial agradecimento ao motorista, Mendes que nos deu suporte quase todos os dias em campo.

Por fim, agradeço a todos os que fiz durante minha graduação, em especial aos companheiros de TF, Rafael Felix e Randrei da Silva Neves, por todo empenho, ensinamentos e amizade e companheirismo que tivemos ao longo do ano. ”

- Paulo Saboia



“Porque a vida não foi feita para ser vivida, mas sim, compartilhada”

RESUMO

Este relatório é um dos produtos finais do trabalho de conclusão de curso dos alunos de graduação em Geologia da Universidade de Brasília desenvolvido ao longo do ano de 2018. O relatório em questão é resultado da concretização do Projeto Monte do Carmo, que teve como objetivo realizar um mapeamento de uma área de 2.395 km², localizada na região entre as cidades de Porto Nacional e Monte do Carmo, situadas na porção central do estado do Tocantins e confeccionar um mapa geológico em escala 1:50.000. O projeto contou com a participação de 44 alunos divididos em 21 áreas e é de grande relevância para o detalhamento da cartografia existente da região. A área de estudo encontra-se inserida na Província Tocantins e abrange a borda sul da Bacia do Parnaíba. A leste, mas fora da área, encontram-se os limites do Cráton São Francisco, e, a oeste, os limites do Cráton Amazônico. Para a realização deste projeto fez-se um levantamento bibliográfico preliminar, processamento de dados de sensores remotos e de dados aerogeofísicos, produtos de suma importância para a aquisição de dados estruturais e petrográficos em campo. A correlação e interpretação de todos os produtos e dos dados obtidos em campo, permitiu à proposição de hipóteses e sugestões acerca do metamorfismo, eventos deformacionais, potencial econômico da região e evolução geotectônica. Os produtos finais do Projeto foram a elaboração do mapa geológico integrado e do presente relatório, que contém a descrição dos aspectos geológicos da área, as litologias, geologia estrutural, potencialidade econômica e evolução tectônica.

Palavras-chave: Transbrasiliano, Complexo Porto Nacional, Projeto Monte do Carmo, Ouro, Bacia do Parnaíba, Formação Morro do Aquiles.

ABSTRACT

This report is one of the products of the final assessment of the undergraduate degree in Geology of the University of Brasilia developed during the year of 2018. This report is the result of Monte do Carmo Project, which had the objective of mapping an area of 2,395 km², located in the region between the cities of Porto Nacional and Monte do Carmo, situated in the central portion of the state of Tocantins, in addition, producing a geological map in a scale of 1: 50,000. It relied on the participation of 44 students divided into 21 smaller areas. This Project is of great relevance for improving and detailing the cartography that already exists on the region. The study area is located in the Tocantins Province and covers the southern border of the Parnaíba Basin. To the east, but outside the area, is the boundary of the São Francisco Craton, and to the west, the limits of the Amazon Craton. To accomplish this project, a preliminary bibliographic survey was performed, data processing of remote sensors and aerogeophysical data, were analyzed, which were of great importance for the acquisition of structural and petrographic data on field. The correlation and interpretation of all products and data obtained in the field allowed the creation of hypothesis and suggestions about metamorphism, deformational events, economic potential of the region and geotectonic evolution. As a result of this Project an integrated geological map was developed along with the present report, which contains the description of the geological aspects of the area, the lithologies, structural geology, economic potential and tectonic evolution.

Key-words: Transbrasiliano, Porto Nacional Complex, Monte do Carmo Project, Gold, Parnaíba Basin, Morro do Aquiles Formation.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

SEPLAN: Secretaria do Planejamento e Orçamento do Tocantins.

CPRM: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

ANP: Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis.

USP: Universidade de São Paulo.

USGS: Serviço Geológico dos Estados Unidos.

PALSAR: *Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*.

DRX: Difractometria de Raio-x

PF: Perda ao fogo.

PMC: Projeto Monte do Carmo.

IG: Instituto de Geociências.

UnB: Universidade de Brasília.

ICDD: The International Center for Diffraction Data.

CGPN: Complexo Granulítico Porto Nacional.

TDM: Idade modelo do manto empobrecido.

LTB: Lineamento Transbrasiliano.

K: Potássio

Th: Tório.

eTh: Tório equivalente.

U: Urânio.

eU: Urânio equivalente

CME: Campo Magnético Externo.

CMI: Campo Magnético Interno.

CMC: Campo Magnético Crustal.

MDE: Modelo Digital de Elevação.

MUM: Corpos Máficos-Ultramáficos.

Cpx: Clinopiroxênio.

Opx: Ortopiroxênio.

Hbl: Hornblenda.

Plg: Plagioclásio.

Qtz: Quartzo.

Grt: Granada.

Sr: Estauroлита.

Sil: Silimanita

Ky: Cianita.

Bt: Biotita.

Nx: Nicóis cruzados.

Np: Nicós paralelos.

Ms: Muscovita.

Micro: Microclínio.

Ili: Ilmenita

ZCPN: Zona de Cisalhamento Porto Nacional.

ZCMC: Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo.

ZCC: Zona de Cisalhamento Cruz.

ZCRC: Zona de Cisalhamento Ribeirão do Carmo.

ZCST: Zona de Cisalhamento Santa Teresinha.

ZCM: Zona de Cisalhamento Malhadinha.

ZCP: Zona de Cisalhamento Primavera.

ZCO: Zona de Cisalhamento Conceição.

ZCAS: Zona de Cisalhamento Água Suja.

ZCA: Zona de Cisalhamento Areias.

APP: Área de Preservação Permanente.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de localização do Projeto Monte do Carmo. Área de estudo do presente relatório destacada em vermelho na articulação das áreas.....	15
Figura 1.2: Mapa geomorfológico do Projeto Monte do Carmo, com destaque para a subárea X em vermelho.....	16
Figura 1.3 Mapa pedológico do Projeto Monte do Carmo, com destaque para a subárea X em vermelho.....	18
Figura 1.4: Gráfico da precipitação e temperatura média mensal na região de Porto Nacional - TO.....	19
Figura 1.5: Mapa de cobertura vegetal do projeto Monte do Carmo, com destaque para a subárea X em vermelho	20
Figura 1.6: Mapa hidrogeológico do Projeto Monte do Carmo.....	21
Figura 1.7: Figura esquemática do recobrimento da área de estudo pelas fotografias aéreas.	25
Figura 1.8: Localização da área do levantamento: A região vermelha indica a região do Projeto aerogeofísico Tocantins Magnetometria e Gamaespectrometria. Já a área verde indica os levantamentos aerogeofísicos magnéticos e gamaespectrométricos realizados na Bacia do Parnaíba.....	26
Figura 1.9: Fluxograma esquematizando os principais passos do processamento dos dados.....	30
Figura 1.10: Fluxograma referente às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aeromagnetométricos.....	32
Figura 1.11: Fluxograma referente às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aeromagnetométricos.....	34
Figura 1.12: Domínios gamaespectrométricos da área do projeto Monte do Carmo delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo.	35
Figura 1.13: Fluxograma resumindo as etapas de aquisição e processamento da imagem ALOS-PALSAR, geração de relevo sombreado e imagem fusionada do relevo sombreado com OLI/Landsat.:.....	35
Figura 2.1: Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo, com a área do Projeto Monte do Carmo destacada em vermelho.....	42

Figura 2.2: Mapa de idades TDM da região do Projeto Porto Nacional.....	53
Figura 3.1: Mapa de elementos tectônicos rúpteis do Projeto Monte do Carmo Produzido por meio da interpretação da imagem de satélite LandSat-8 OLI e do modelo digital de elevação ALOS-PALSAR.....	56
Figura 3.2: Mapa Fotolitológico da subárea X. Produzido com base em fotografias aéreas, imagem de satélite Landsat-8 OLI e modelo digital de elevação ALOS-PALSAR.....	58
Figura 3.3: Mapa dos lineamentos estruturais interpretados da área do Projeto Monte do Carmo..	62
Figura 3.4: Mapa de domínios com amplitude de sinais analíticos do Projeto Monte do Carmo - TO.....	63
Figura 3.5: Mapa de domínios magnéticos SA3D do Projeto Monte do Carmo - TO.....	64
Figura 3.6: Domínios gamaespectométricos da área do projeto Monte do Carmo delimitados em linha preta a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo.....	67
Figura 3.7: Mapa morfoestrutural da subárea X. Produzido com base na análise de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1Dz e GHT) aliados às interptreções feitas por meio do sensoriamento remoto.....	70
Figura 4.1: Fácies Ortoderivada Máfica: Amostra de mão do clinopiroxênio-ortopiroxênio-plagioclásio gnaisse (TF18_X_79). Rocha de coloração cinza amarronzado, com granulação fina, podendo ser identificado ortopiroxênio e plagioclásio.....	79
Figura 4.2: Fotomicrografias da unidade ortoderivada: Clinopiroxênio-ortopiroxênio-plagioclásio gnaisse (amostra TF18-X-79).....	81
Figura 4.3: Ortoderivada: amostra de mão da litofácies granada-hornblenda-plagioclasio gnaisse (amostra TF18-X-141).....	81
Figura 4.4: Fotomicrografias da unidade ortoderivada TF18-X-141.....	83
Figura 4.5: Macroscopia e afloramentos da unidade paraderivada Complexo Porto Nacional.....	84
Figura 4.6: Microscopia da unidade paraderivada TF18-X-151.....	85
Figura 4.7: Macroscopia e afloramento da unidade paraderivada Complexo Porto Nacional, amostra TF18-X-144.....	86

Figura 4.8: Microscopia da unidade paraderivada TF18-X-144.....	87
Figura 4.9: Macroscopia da unidade paraderivada Complexo Porto Nacional TF18-X-44.....	88
Figura 4.10: Microscopia da unidade paraderivada TF18-X-44.....	89
Figura 4.11: Afloramento.....	90
Figura 4.12: Características de ocorrência de campo dos anortositos da intrusiva carreira comprida, assim como aspectos macroscópicos da rocha.....	92
Figura 4.13: Microscopia do Meta anortosito Carreira Comprida.....	94
Figura 4.14: Classificação da série magmática, segundo o diagrama AFM proposto por (Irvine & Baragar 1971).....	95
Figura 4.15: Rocha calcissilicática da intrusiva carreira comprida: Aspectos macroscópicos desse litotipo.....	96
Figura 4.16: Microscopia das unidades calcissilicática da intrusiva anortositica Carreira Comprida, amostra TF18-X-66:.....	97
Figura 4.17: Aspectos de afloramento, e descritivos da rocha alumossilicática (TF18-X-181) associada a intrusiva Carreira Comprida.....	99
Figura 4.18: Microscopia das unidades alumossilicática cogenética a intrusiva anortositica Carreira Comprida.....	100
Figura 4.19: Macroscopia da intrusiva Morro da Mata e composição química, TF18-X-27.....	101
Figura 4.20: Aspecto geral dos afloramentos, assim como características macroscópicas das litologias da intrusiva Morro da Mata.....	102
Figura 4.21: Microscopia das unidades gabróicas da intrusiva Morro da Mata.....	103
Figura 4.22: Aspecto geral dos afloramentos da suíte Aliança, assim como características descritivas, ponto TF18-X-53.....	104
Figura 4.23: Fotomicrografias da Suíte aliança, amostra TF18-X-53.....	106
Figura 4.24: Aspecto de campo da suíte Aliança: afloramento do gnaiss granítico migmatítico em pequeno lajedo no início da estrada que cruza a serra.....	107
Figura 4.25: Amostra do Granito Aroeiras da suíte Lajeado TF18-X-156.....	108
Figura 4.26: Fotomicrografias do granito Aroeiras TF18-X-156.....	108
Figura 4.27: Diagrama Streckeisen com a composição da rocha TF18-X-156.....	110
Figura 4.28: Classificação geoquímica do Granito Aroeira Suíte Lajeado.....	110
Figura 4.29: Coluna estratigráfica esquemática da Serra Malhada Alta na área X.....	112

Figura 4.30: Características gerais, das fácies sedimentares descritas do grupo Canindé, Bacia dos Paracis.....	114
Figura 4.31: Mapa de domínios e paragêneses minerais da subárea X.....	116
Figura 4.32: Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo.....	124
Figura 4.33: Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo.....	127
Figura 4.34: Migmatito em afloramento rasteiro, próximo as área de recobertas pelas rochas da bacia do Parecis, com bandamento e textura de fusão parcial (leucossoma e melanossoma) evidenciados.....	129
Figura 4.35: Ainda acerca do migmatito, destaca-se a ocorrência de dobra ptigmática centimétrica a métrica. Ponto: TF18_X_129.....	129
Figura 4.36: Afloramento do paragranelito gnáissico do complexo Porto Nacional. Destaca-se a forte estruturação que os domínios de alto grão indicam. Atitude: 070/50. Ponto: TF18_X_152.....	130
Figura 4.37: Amostra do paragnaisse do Complexo Porto Nacional. Foliação de alto grau gerando um bandamento descontínuo com bandas quartzo-feldspáticas e bandas milimétricas, máficas com biotita, anfibólio e granada. Seguido por vezes de cristais de silimanita e estaurolita. Ponto: TF18_X_151.....	130
Figura 4.38: Estereograma para o paragranelito gnáissico do complexo Porto Nacional, e para o migmatito do ponto TF18_X_129. Conforme mencionado, a orientação dessas estruturas tem atitudes são similares.....	131
Figura 4.39: Amostra de mão do tonalito milonitizado encontrado na porção noroeste da área. À esquerda, um desenho esquemático mostrando a cinemática sinistral dos aglomerados quartzo-feldspáticos. Atitude: 130/62 Ponto: TF18_X_53. Rocha correspondente a Suíte Aliança.....	131
Figura 4.40: Dobras isoclinais com plano axial paralelo à foliação milonítica.....	132
Figura 4.41: Estereograma com as medidas da foliação milonítica. Atitude completamente NE-SW com mergulho para SE.....	132
Figura 4.42: Foliação regional presente no Anortosito Carreira Comprida (à esquerda) e no xisto micáceo da Formação Morro do Aquiles (à direita). Foliação e atitude destacada na imagem.....	133
Figura 4.43: Foliação regional presente no gondito da Formação Morro do Aquiles. Foliação e atitude destacadas na imagem.....	133

Figura 4.44: Estereograma das foliações regionais mostrando uma atitude NE-SW com mergulhos tanto para SE, quanto para NW.....	134
Figura 4.45: Diagrama de roseta com as atitudes das fraturas medidas em campo. Nota-se um predomínio do faturamento na direção NW.....	135
Figura 4.46: Veios de quartzo paralelos à foliação no xisto micáceo da Formação Monte do Aquiles.Ponto: TF18_X_95.....	135
Figura 4.47: fotomicrografia da seção delgada TF18-X-053 (Tonalito Milonitizado, Suíte aliança).....	137
Figura 4.48: Fotomicrografia das feições de regime dúctil nas unidades Complexo Porto Nacional e Intrusiva Carreira Comprida.....	139
Figura 5.1: Ouro livre encontrado em veio de quartzo na subárea II, provindo de alteração hidrotermal, com granulação inferior a 0.5 mm.....	142
Figura 5.2: aragnaisse alterado rico em grafita com bandas brancas quartzo-feldspáticas encontrado em pequeno afloramento no chão em estrada de chão próxima a cabeceira do Córrego Cipó. (Ponto: TF18_X_149).....	145
Figura 5.3: Gondito com bandas milimétricas de quartzo, pequenos cristais de granada e bolsões de grafita (Ponto: TF18_X_167).....	145
Figura 5.4: Laterito com textura pisolítica e conglomerática.....	146
Figura 5.5: Argila em trincheira próxima à margem do Rio (ponto TF18_X_9).....	147
Figura 5.6: Imagem de razão eTh/K com polígono demarcado em vermelho em região de baixo sinal, próximo ao Rio Tocantins, indicando uma grande concentração de materiais ricos em K e empobrecidos em Th, como as argilas. Estrela amarela indica o ponto onde o solo foi observado em campo.....	147
Figura 5.7: Imagem de satélite da porção sul da área X mostrando no polígono verde a área de provável ocorrência do solo argiloso. Estrela amarela destaca o local onde o solo foi observado em campo.....	148
Figura 6.1: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio I.....	151
Figura 6.2: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio II.....	152
Figura 6.3: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do contexto do Projeto Monte do Carmo.....	155
Figura 6.4: Modelo de leque aluvial chegando e um sistema fluvial entrelaçado no eixo da bacia. Fonte: Welker, 1998.....	158
Figura 6.5: Mapa Geológico da região de Porto Nacional feito por Gorayeb 2013, Cprm 2014 e do Projeto Monte do Carmo 2018.....	163

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1: Cronograma das datas das principais atividades do projeto e das entregas dos capítulos do trabalho.....	23
Tabela 1.2: Tabela das bandas da plataforma Landsat 8 com respectivos comprimentos de onda e resolução.....	27
Tabela 1.3: Imagens adquiridas das cenas 222_67 e 222_68, utilizadas na reconstrução do Rio Tocantins nos anos de 1984 a 2017, com intervalo de aproximadamente 5 anos.....	30
Tabela 1.4: Imagens adquiridas das cenas 222_67 e 222_68, utilizadas na reconstrução do Rio Tocantins nos anos de 2001 e 2002, ano em que teve início o funcionamento da hidrelétrica Luís Eduardo Magalhaes e ano subsequente ao início do funcionamento.....	30
Tabela 1.5: Faixas energéticas do gamaespectrômetro e seus canais associados utilizados no projeto: Aerolevantamentos Bacia do Parnaíba: TOMO II, área Parnaíba. Fonte: Agência Nacional do Petróleo, Gás e Biocombustíveis.....	33
Tabela 1.6: Fluxograma mostrando o protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis.....	37
Tabela 1.7: Protocolo de abertura de amostras em Savillex®.....	37
Tabela 2.1: Unidades descritas, apresentando as idades e os autores.....	51
Tabela 3.1: Características dos principais domínios com base na assinatura magnéticas.....	65
Tabela 3.2: Análise dos domínios gamaespectrométricos.	62
Tabela 4.1: Litofácies enquadradas no domínio metamórfico 1: Complexo Porto Nacional.....	117
Tabela 4.2: Litofácies enquadradas no domínio metamórfico 2: Intrusiva Carreira Comprida.....	119
Tabela 4.3: Litofácies enquadrada no domínio metamórfico 3.....	122
Tabela 6.1: Representação das principais divergências na compartimentação da unidade metavulcanossedimentar indiferenciada.....	153

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	13
1.1 APRESENTAÇÃO	13
1.1.1 Objetivos	14
1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	14
1.3 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS.....	15
1.3.1 Geomorfologia	15
1.3.2 Pedologia	17
1.3.3 Clima	17
1.3.4 Vegetação	19
1.3.5 Hidrografia	20
1.4 ASPECTOS ECONÔMICOS, POLÍTICOS E HUMANOS	22
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	22
1.5.1 Materiais	24
1.5.3 Métodos	28
2. GEOLOGIA REGIONAL	40
2.1 INTRODUÇÃO.....	40
2.2 CONTEXTO TECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO	41
2.2.1 Litoestratigrafia e Geocronologia	42
3. SENSORIAMENTO REMOTO E AEROGEOFÍSICA	55
3.1 SENSORIAMENTO REMOTO.....	55
3.1.1 Sensoriamento Remoto da Área do Projeto Monte do Carmo	55
3.1.2 Fotointerpretação da subárea X	57
3.2 AEROGEOFÍSICA.....	59
3.2.1 Aerogeofísica do Projeto Monte do Carmo	59
3.2.2 Aerogeofísica da Subárea X	69
4. GEOLOGIA LOCAL	72
4.1 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS IDENTIFICADAS NO PROJETO MONTE DO CARMO.....	72
4.1.1 Complexo Porto Nacional	72
4.1.2 Formação Morro do Aquiles	73
4.1.3 Plutônicas sin- a pós- tectônicas	73
4.1.4 Suíte Vulcânica Santa Rosa	74

4.1.5 Suíte Ipueiras	74
4.1.6 Suíte Aliança	74
4.1.7 Sequência Metassedimentar Indefinida	74
4.1.8 Intrusões Máficas-Ultramáficas	75
4.1.9 Formação Monte do Carmo.....	75
4.1.10 Suíte Lajeado.....	75
4.1.11 Suíte Gabro-anortosítica Carreira Comprida.....	76
4.1.12 Bacia do Parnaíba.....	76
4.1.13 Lateritos.....	76
4.1.14 Diques e Soleiras	77
4.1.15 Depósitos Aluvionares	77
4.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS IDENTIFICADAS NA SUBÁREA X.....	77
4.2.1 Complexo Porto Nacional	78
4.2.2 Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida	90
4.2.4 Suíte Aliança.....	103
4.2.5 Granito Aroeira.....	107
4.2.6 Serra Grande.....	111
4.2.7 Grupo Canindé	113
4.3 METAMORFISMO NA SUBÁREA X.....	114
4.3.1 Introdução	114
4.3.2 Domínio Metamórfico 1	115
4.3.3 Domínio Metamórfico 2	119
4.3.4 Domínio Metamórfico 3	121
4.4 GEOLOGIA ESTRUTURAL DO PROJETO MONTE DO CARMO	123
4.4.1 Introdução	123
4.4.2 Quadro Estrutural Regional	123
4.4.3 Quadro Estrutural Da Subárea X.....	128
5. GEOLOGIA ECONÔMICA	141
5.1 INTRODUÇÃO.....	141
5.2 OCORRÊNCIAS E POTENCIAIS MINERAIS REGIONAIS	141
5.2.1 Ouro	141
5.2.2 Manganês.....	142
5.2.3. Grafita.....	143
5.2.4 Minerais e Rochas Industriais	143
5.3 OCORRÊNCIAS E POTENCIAIS MINERAIS NA SUBÁREA X.....	144

6. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO	150
6.1 EVOLUÇÃO TECTÔNICA.....	150
6.1.1 Estágio I – Deposição do Complexo Porto Nacional e Fm. Morro do Aquiles - 2.20 a 2.12 Ga	150
6.1.2 Estágio II - Orogênese Riacciana - 2.10 a 2.05 Ga.....	151
6.1.3 Estágio III – Deposição da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada.	152
6.1.4 Estágio IV – Ciclo Brasileiro – 800 a 500Ma.....	154
6.1.5 Estágio V – Unidades Neoproterozóicas e Cambrianas: Bacia do Parnaíba e diques máficos	157
6.2 DISCUSSÃO	160
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	164
ANEXOS.....	183

Capítulo 1

Introdução

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O curso de Geologia da Universidade de Brasília tem como pré-requisito para a obtenção do título de bacharel em Geologia a disciplina intitulada Trabalho Final de mapeamento no qual este ano foi desenvolvido sobre o Projeto Monte do Carmo - TO, coordenado pelo Professor Dr. Elton Luiz Dantas.

O presente trabalho, composto por quarenta e quatro alunos, conta com o apoio financeiro e estrutural da Universidade de Brasília, assim como a colaboração e orientação dos professores (as): Dr. Luis Gustavo Ferreira Viegas, Dra. Natalia Hauser, Dr. Federico Alberto Cuadros Jimenez, Dra. Suzan Waleska Pequeno Rodrigues, Dr. Elder Yokoyama, Dra. Adriana Maria Coimbra Horbe, Dr. Jeremie Garnier, Dr. Nilson Francisquini Botelho e Dra. Eliza Inez Nunes Peixoto.

O projeto Monte do Carmo foi uma proposta de mapeamento geológico de detalhe, na escala de 1:50.000, na região oriental do Tocantins, inserida no município de Porto Nacional e Monte do Carmo. A área de mapeamento possui 2.457,93 km², e foi dividida em dezenove subáreas ao sul e 2 áreas ao norte, de dimensões 12x8 km, com algumas áreas mais compridas chegando até a 25x8 km, dependendo das propriedades das áreas como: presença de cidades, extensas áreas agrícolas, o Rio Tocantins e etc.

A área X, apresentada neste relatório, possui 130,41 km². Os alunos participantes do projeto foram divididos em seis grupos de três pessoas e treze duplas para confeccionarem o mapeamento dessas dezenove subáreas ao sul. Devido o número menor de informações das áreas III e VIII, estas foram complementadas com as áreas Y e Z, totalizando 21 áreas mapeadas.

Neste relatório, será apresentado a revisão bibliográfica sobre o contexto geológico regional em que se insere a área de estudo, assim como a metodologia das demais etapas de trabalho, os resultados obtidos nas etapas de pré-campo, pós-campo e campo. Bem como as discussões desses dados e eventuais proposições e contribuições para o conhecimento geológico da região. Esse relatório tem como foco a subárea X, que possui como integrantes, os estudantes: Paulo Gabriel Saboia Ramos, Randrei Silva Neves e Rafael Pereira Felix.

1.1.1 Objetivos

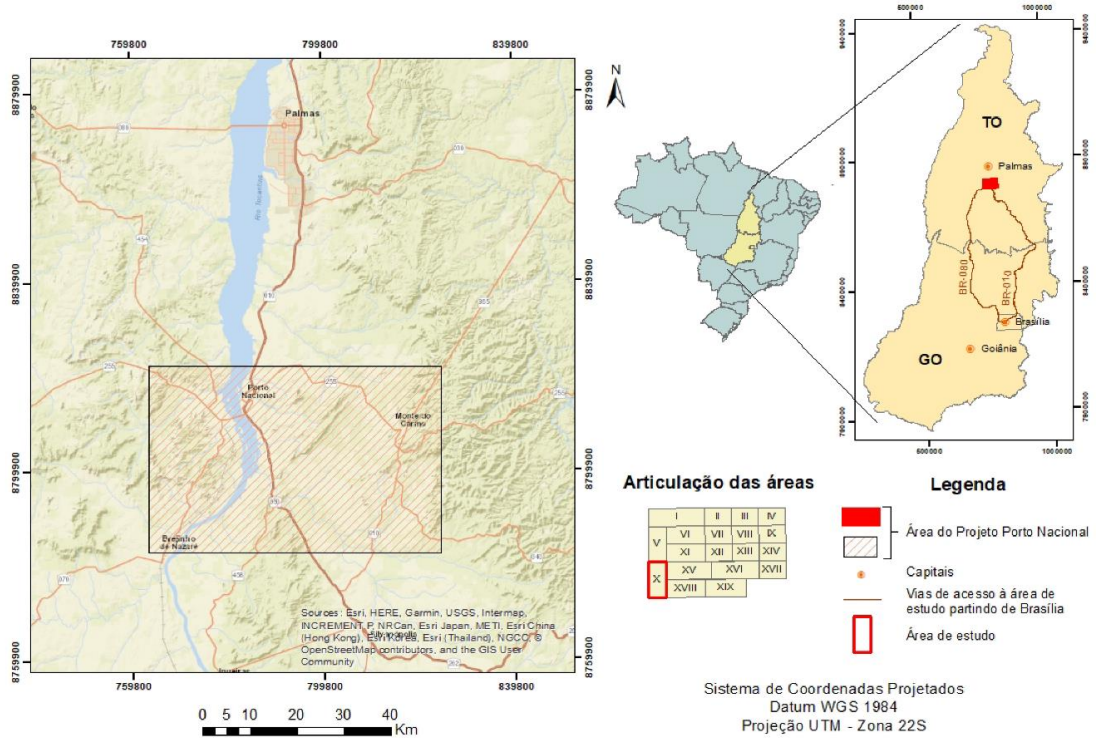
O trabalho de mapeamento geológico final teve como objetivo a confecção de um mapa geológico de detalhe, na escala de 1:50.000, assim como a elaboração de um relatório com as principais características da área que cada grupo ficou responsável; este corresponde a área X. Os principais resultados obtidos a partir das etapas: pré-campo, pesquisa de campo e etapa laboratorial, em que são aplicados os conhecimentos obtidos ao longo da graduação foram desenvolvidos neste relatório. Todas as informações obtidas serviram para elaborar os produtos apresentados, como o mapa geológico final, colunas estratigráficas e perfis geológicos para melhor compreensão da geologia local.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área do Projeto Monte do Carmo localiza-se na parte oriental do Tocantins, 40 km a sul da capital Palmas e 753 km de Brasília. Engloba parte dos municípios de Brejinho de Nazaré, Silvanópolis, Porto Nacional e Monte do Carmo. Sendo Porto Nacional o local da sede do projeto durante o trabalho de campo.

O acesso principal a cidade de Porto Nacional (figura 1.1), a partir de Brasília, é pelas rodovias BR-010 e BR-080. O acesso é dado pela saída norte do Distrito Federal, rodovia BR-010, passando por Alto Paraíso de Goiás, Campos Belos, Arraias e Natividade, até Teresina de Goiás, seguindo a GO-118 e TO-050 até Natividade, continuando na TO-050 até Porto Nacional.

Figura 1.1: Mapa de localização do Projeto Monte do Carmo. Área de estudo do presente relatório destacada em vermelho na articulação das áreas.



1.3 ASPECTOS FISIOGRAFICOS

1.3.1 Geomorfologia

O estado do Tocantins é formado por planícies, depressões e ou áreas suavemente onduladas, estendendo-se por imensos planaltos e chapadões. De acordo com os dados coletados durante o Projeto RADAM/BRASIL, o estado pode ser compartimentado em dois índices geomorfológicos: Modelados de dissecação e Modelados de aplainamento.

Na área do Projeto Monte do Carmo, segundo SEPLAN-TO (Secretaria de Planejamento e Orçamento de Tocantins) de 2012, são encontradas as seguintes unidades geomorfológicas: Serra Malhada Alta, Serra de Santo Antônio – João Damião, Planalto dissecado do Tocantins, Depressão do Alto Tocantins e planícies fluviais (figura 1.2, 2012).

Figura 1.2: Mapa geomorfológico do Projeto Monte do Carmo, com destaque para a subárea X em vermelho.

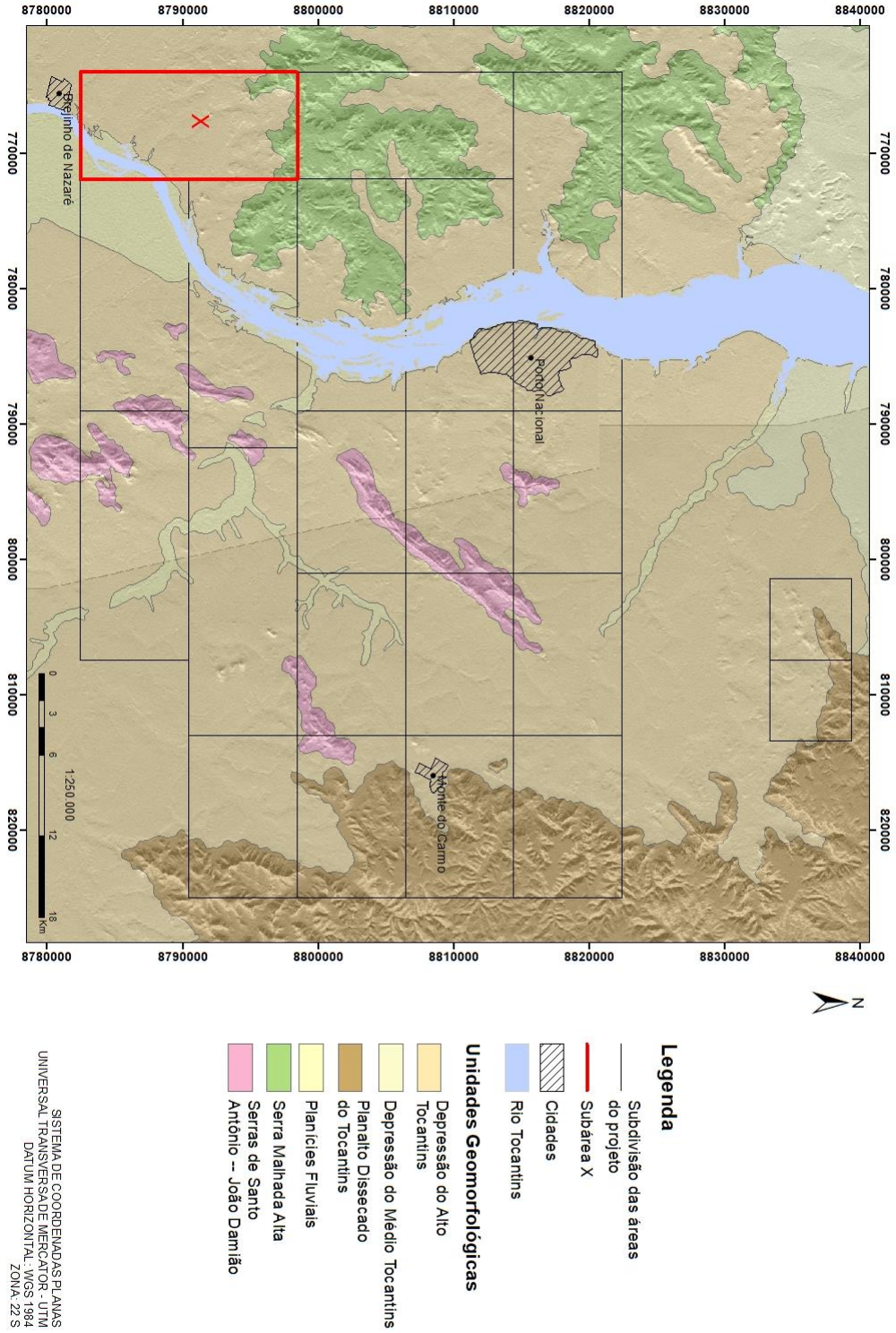


Figura 1.2: Mapa geomorfológico do Projeto Monte do Carmo.

Na subárea X as unidades geomorfológicas presentes são: Serra Malhada Alta, Depressão do Alto Tocantins e Planície fluvial. Na maior parte da área o relevo é predominantemente plano à suave ondulado. Variando no extremo norte de ondulado a escarpado, região da Serra Malhada Alta.

1.3.2 Pedologia

De acordo com o mapa de solo da figura 1.3 (SEPLAN – TO, 2012), os solos predominantes da área X são em sua maioria latossolos: solos espessos, com boa permeabilidade, não hidromórficos, e estão sendo destinados para agricultura de culturas de soja, arroz, milho e para pecuária nas áreas planas.

A região é abundante em açudes destinados ao gado, demonstrando a disponibilidade de água para atender a demanda do gado e da agricultura. Essa disponibilidade de água provém da característica de armazenamento do latossolo por ser espesso e poroso, e além disso, pode haver disponibilidade de água pela possível presença de um aquífero fraturado formado a partir do embasamento de rochas metamórficas e ígneas.

No extremo norte da área X, na serra, os solos são mais rasos, classificados como cambissolo. Esses solos são formados sobre rochas sedimentares, são mais arenosos e por consequência em geral com baixa fertilidade química e disponibilidade de água.

1.3.3 Clima

O clima da região, segundo a classificação climática de Köppen e Geiger (1936) é do tipo AW, clima tropical com inverno seco de maio a outubro e verão chuvoso de novembro a abril.

Segundo o site *Climate-Data.org*, acessado em 24 de outubro de 2018, a precipitação média anual apresenta valores em torno de 1622 mm (figura 1.4), concentrando-se principalmente nos meses de dezembro, janeiro, fevereiro e março com médias superiores a 240 mm, e raras precipitações nos meses de junho, julho e agosto sendo julho o mês mais seco, com média de 3 mm. A temperatura média anual é de 26 °C, sendo setembro o mês mais quente, com média de 27,7 °C, e julho com a temperatura média mais baixa do ano, 24,9 °C.

Figura 1.3: Mapa pedológico do projeto Monte do Carmo, com destaque para a subárea X em vermelho.

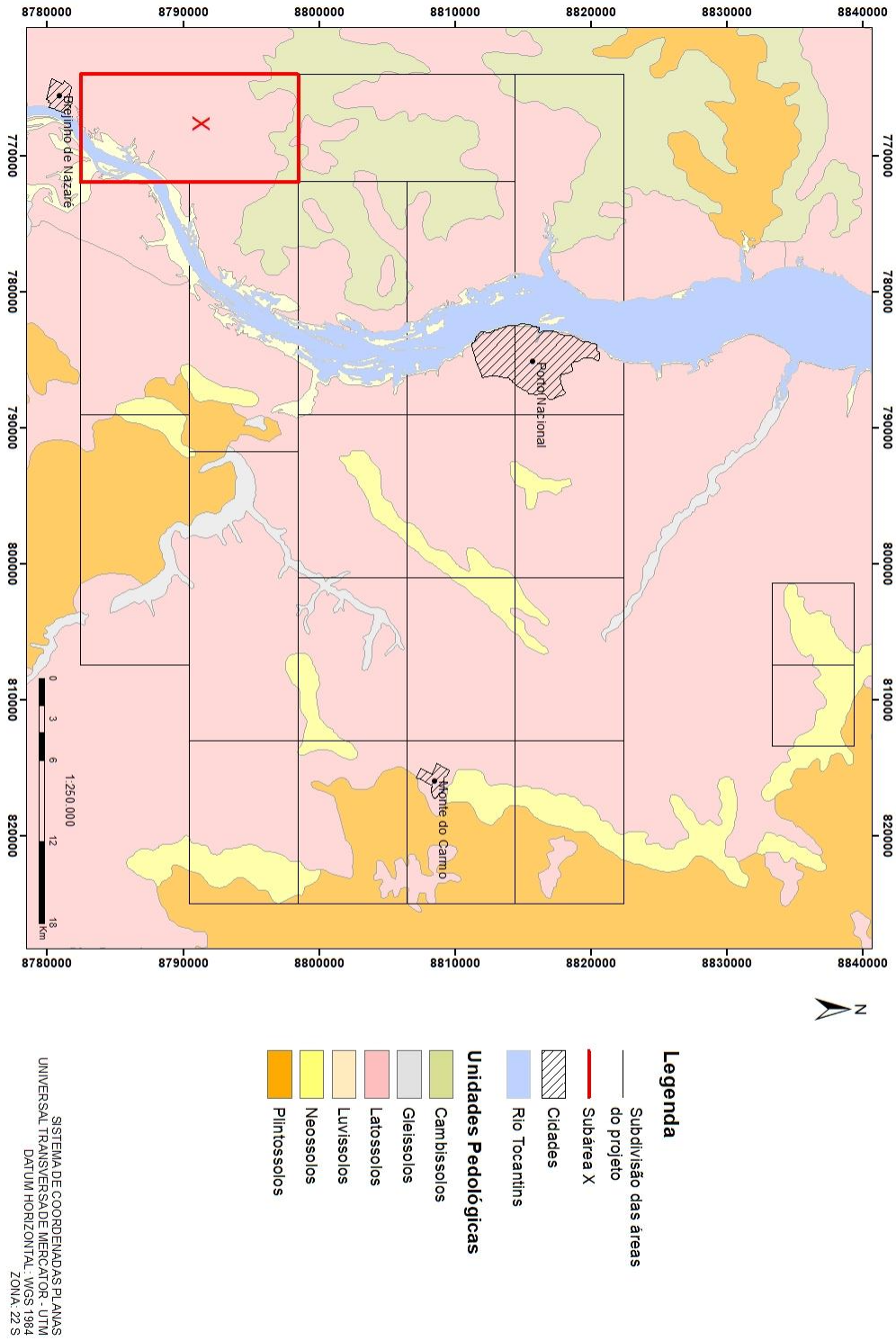
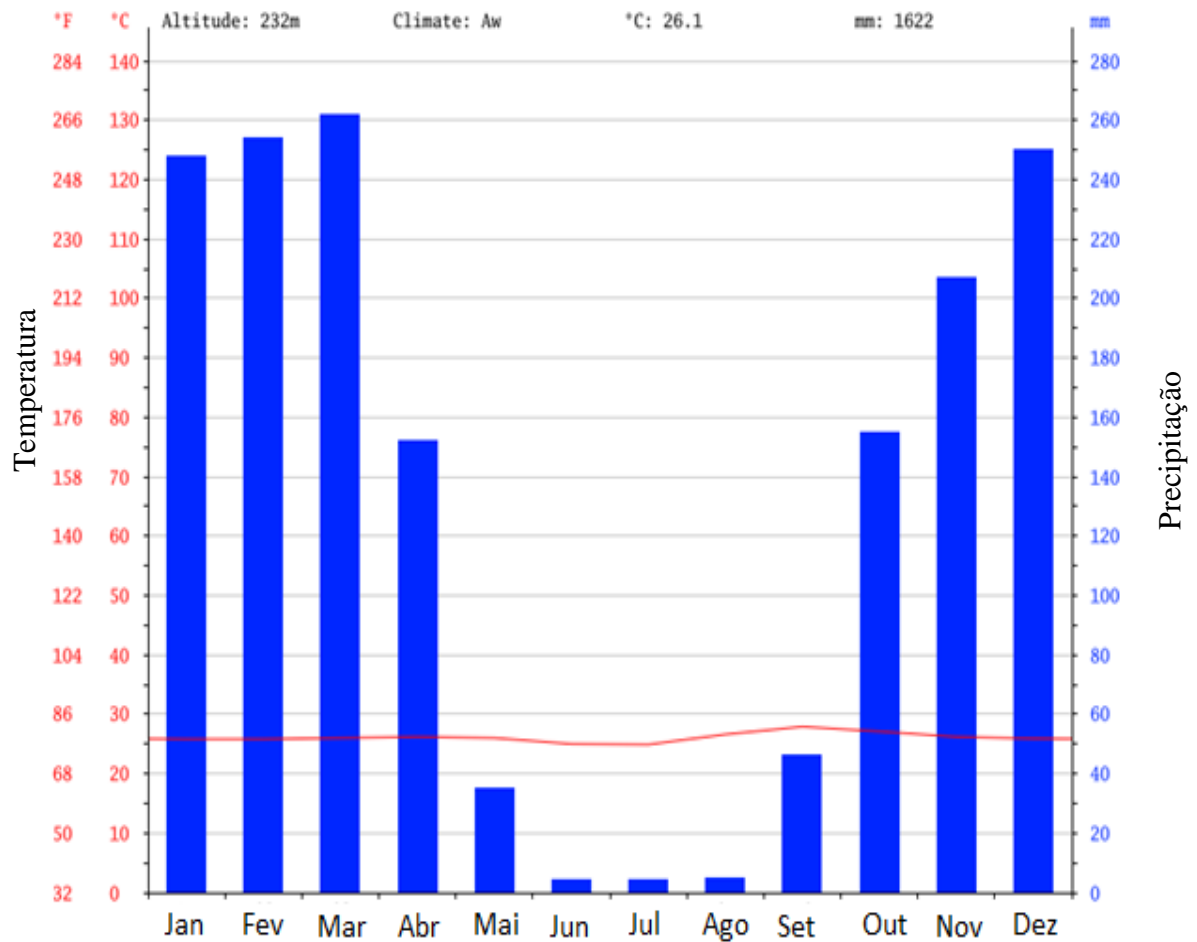


Figura 1.3: Mapa pedológico do Projeto Monte do Carmo.

Figura 1.4: Gráfico da precipitação e temperatura média mensal na região de Porto Nacional – TO.

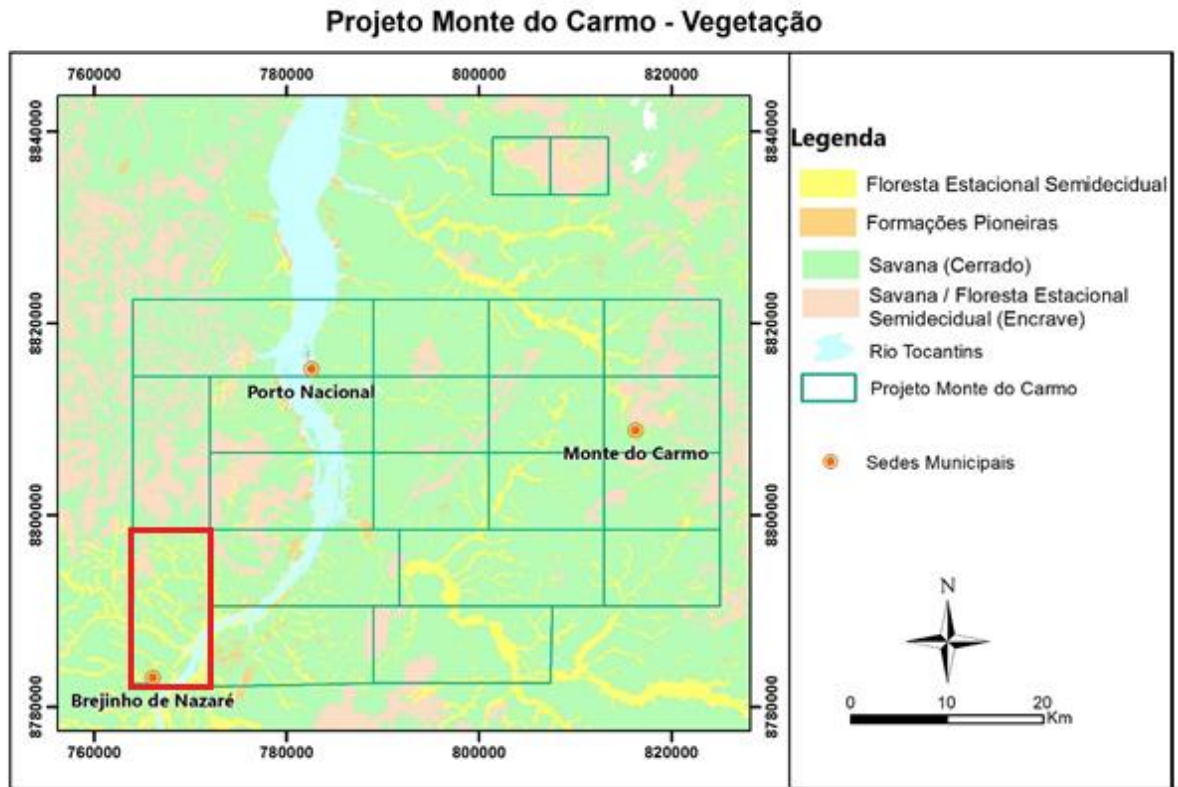


Fonte: Climate-Data.org (2018) – Modificado.

1.3.4 Vegetação

A subárea X é caracterizada pelo bioma cerrado, o qual mostra vegetação herbácea intercalada por pequenas plantas lenhosas até arbóreas (Figura 1.5, 2012), em geral serpenteadas por floresta-de-galeria. Na subárea X esse bioma encontra-se amplamente desmatado para servir a plantação de soja, milho, arroz e de pasto para o gado de corte.

Figura 1.5: Mapa de cobertura vegetal do projeto Monte do Carmo com destaque para subárea X em vermelho.



1.3.5 Hidrografia

A região do Projeto Monte do Carmo se encontra no contexto da bacia hidrográfica do Rio Tocantins (figura 1.6, 2012), em que as principais drenagens regionais são o Rio Tocantins, na direção norte-sul que corta a porção SE da área X.

Figura 1.6: Mapa hidrogeológico do Projeto Monte do Carmo, com destaque para a subárea X em vermelho.

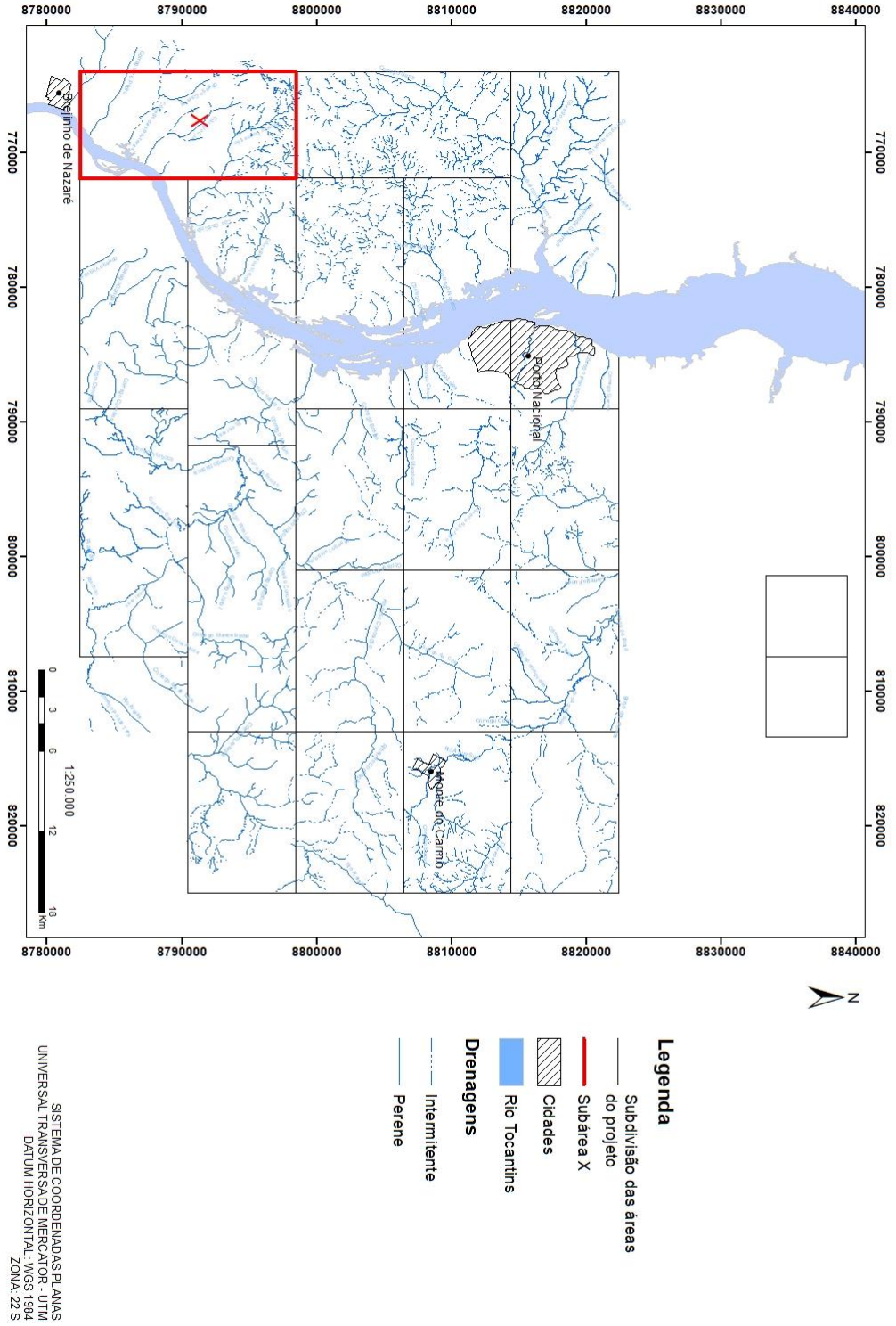


Figura 1.6: Mapa hidrogeológico do Projeto Monte do Carmo.

1.4 ASPECTOS ECONÔMICOS, POLÍTICOS E HUMANOS

A economia da região gira em torno da pecuária de corte e agricultura, sendo a pecuária de corte o principal motor econômico. Além disso existe o incentivo a eventos culturais, que realizados na cidade, atraem milhares de turistas que nesse período aumenta o volume de vendas no comércio local. O artesanado também desempenha um importante espaço na economia.

Outro fator econômico importante, são as verbas da prefeitura, do governo do estado e do Governo Federal que juntos mantém a folha de pagamento rigorosamente paga, para que os funcionários mantenham o comércio em movimento.

No início dos anos 80, o ouro também foi de grande importância econômica para a região, sendo que até hoje são desenvolvidas pesquisas na região para exploração desse mineral.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

A elaboração deste relatório compreendeu diferentes etapas, sendo elas genericamente caracterizadas como: etapa pré-campo, campo e pós-campo. De forma que associada as referidas etapas tem-se diversos processos e procedimentos inerentes a realização do trabalho, como: revisão bibliográfica da região; avaliação preliminar por meio de estudos aerogeofísicos e sensoriamento remoto; processamento de dados, entre outros processos, que serão posteriormente apresentados.

O projeto teve a duração de aproximadamente 9 meses, com início das atividades no meio do mês de março de 2018, e fim no início de dezembro de 2018. Foi estabelecido um cronograma (tabela 1.1) para a realização das principais atividades e entrega dos capítulos do trabalho.

Etapa pré-campo: As atividades desenvolvidas da etapa pré-campo tiveram como objetivo o reconhecimento da geologia regional da área a ser mapeada. Assim foram obtidos os principais trabalhos e referências bibliográficas inseridos no contexto da Província Tocantins. Destacam-se os trabalhos de Almeida (1986), Gorayeb (1996) e o relatório da CPRM: Geologia e Recursos Minerais das Folhas Miracema do Norte SC.22-X-D, Porto Nacional SC.22-Z-B, Santa Teresinha SC.22-Z-A.

Tabela 1.1: Cronograma das datas das principais atividades do projeto e das entregas dos capítulos do trabalho.

ATIVIDADES		MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
PRÉ-CAMPO	Revisão bibliográfica										
	Interpretação dos produtos aerogeofísicos										
	Capítulo da geologia regional										
	Capítulo de Introdução										
	Confecção do mapa base										
	Capítulo de geofísica										
CAMPO	Trabalho de campo										
PÓS-CAMPO	Geofísica revisada										
	Introdução revisada										
	Geologia regional revisada										
	Confecção do mapa estrutural										
	Entrega do capítulo de geologia estrutural										
	Entrega do capítulo de petrografia										
	Confecção do mapa geológico e perfis										
	Entrega do capítulo de geologia econômica										
	Entrega do capítulo sobre evolução geológica da área										
	Entrega do relatório final para tutores										
	Entrega do relatório final para a banca examinadora										
	Apresentação e defesa										

Por meio de fotografias aéreas disponíveis foi feito a fotointerpretação da área, com o objetivo de se extrair as feições fisiográficas e delimitação de zonas homólogas. Processo que tem por finalidade obter um conhecimento prévio da área de trabalho para servir de auxílio na etapa de campo.

As ferramentas de apoio ao mapeamento geológico foram desempenhadas por meio da utilização dos levantamentos aerogeofísicos de magnetometria e gamaespectrometria, imagens de satélites multiespectrais e modelos digitais de elevação. A utilização em conjunto dessas ferramentas possibilitou a interpretação e elaboração de uma configuração preliminar da disposição das unidades geológicas que compõem o projeto e dos aspectos tectônicos e estruturais.

A elaboração de um mapa base, na escala 1:50.000, teve como finalidade a exibição das principais feições geográficas da região. O planejamento logístico, acesso a área, reconhecimento e elaboração de perfis diários de mapeamento, foram feitos baseados nas informações desse mapa base.

Etapa de campo: A etapa de campo ocorreu entre os dias 1º a 20 de julho de 2018 e a hospedagem situou-se na cidade de Porto Nacional-TO.

O objetivo do trabalho de campo foi coletar dados para confecção do mapa geológico em uma escala de detalhe de 1:50.000, com informações sobre a litologia aflorante e estruturas associadas. Além desse trabalho de coleta de informações realizado durante o dia no campo, a noite professores e alunos faziam reuniões para discutir sobre as atividades realizadas no dia e programar as atividades a serem feitas no dia seguinte: como o caminhamento aconselhado.

Ao final desta etapa, em conjunto com todos os grupos, foi elaborado um mapa geológico preliminar integrado do projeto Monte do Carmo, assim como um banco de dados integrado, com informações de todos os pontos dos grupos do projeto.

Etapa pós-campo: Etapa realizada no segundo semestre de 2018, de agosto ao final de novembro, com o objetivo de integrar dados obtidos e gerados nas etapas pré-campo e pós campo e realizar uma interpretação mais aprofundada.

As amostras coletadas em campo foram criteriosamente separadas e escolhidas para serem confeccionadas lâminas petrográficas, dentre outras análises como microsonda eletrônica, geoquímica e raio-x. Os trabalhos consistiram em descrições sistemáticas das lâminas petrográficas, definindo de forma detalhada as unidades para confecção do mapa geológico e do perfil geológico.

O mapa preliminar, juntamente com o mapa geológico feito em campo, foi integrado com todos os dados de cada subárea, formando um mapa geológico integrado do projeto Monte do Carmo.

1.5.1 Materiais

Ao longo de todo o projeto foram utilizados diversos produtos e ferramentas para obtenção de informação e gerenciamento e tratamento de dados, que serviram de auxílio nas interpretações dos resultados e nas conclusões do trabalho.

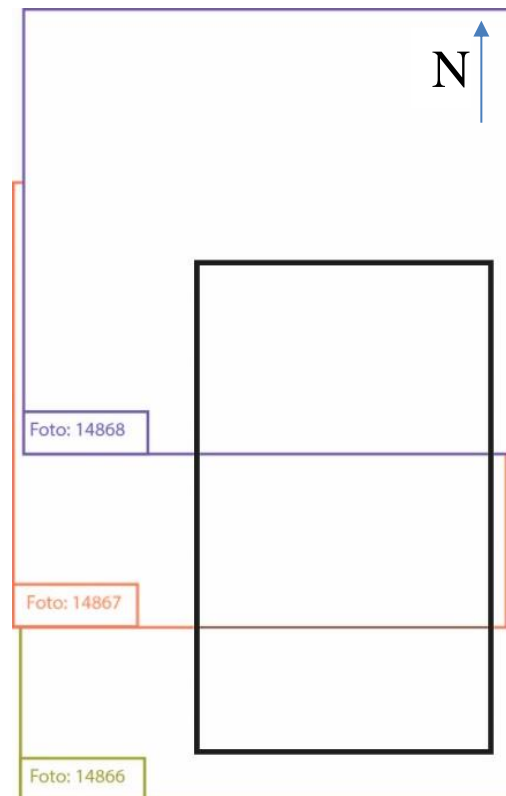
1.5.1.1 FOTOGRAFIAS AÉREAS

As fotografias aéreas utilizadas na fotointerpretação são parte de um grande levantamento aéreo fotográfico realizado no Brasil no período de 1966 a 1968. Esse levantamento foi fruto da cooperação entre a Força aérea dos Estados Unidos (USAF) e o exército brasileiro. Atualmente essas fotografias se encontram sobre a posse da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM).

As fotografias utilizadas nesse trabalho (14866, 14867 e 14868) foram cedidas pela unidade da CPRM em Goiânia e pertencem ao projeto AF 63-32A. Estão contidas no fotoíndice 1709, possuem uma escala de 1:60.000 e foram tiradas em 22 de junho de 1967, com direção de voo norte-sul (figura 1.7).

Para a análise das fotografias foram utilizados estereoscópios de bancada do Instituto de Geociências da UnB.

Figura 1.7: Figura esquemática do recobrimento da área de estudo pelas fotografias aéreas.



1.5.1.2 LEVANTAMENTOS AEROGEOFÍSICOS

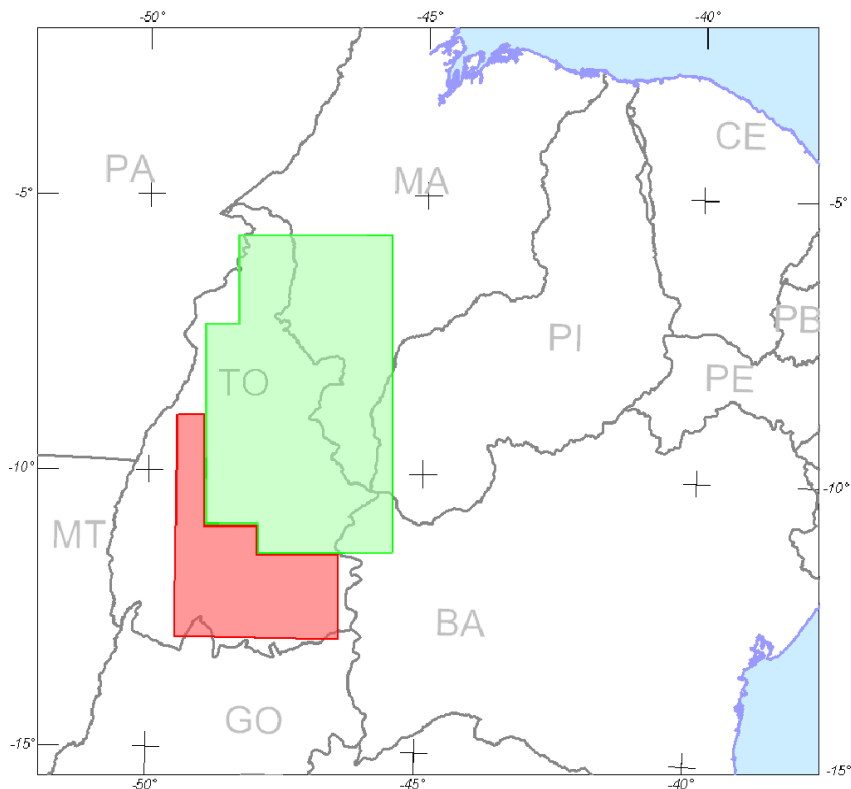
De forma geral os dados aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos relativos à área de estudo são provenientes de um projeto de pesquisa desenvolvido por consórcio estabelecido entre a Agência Nacional de Petróleo (ANP) e a Escola Politécnica da Universidade de São Paulo (USP) no ano de 2002, sendo titulado como: “Levantamentos aerogeofísicos para a identificação de áreas com ocorrência potencial de petróleo e gás na Bacia do Parnaíba; TOMO II, área Parnaíba”.

A área sobrevoada durante o projeto tem aproximadamente 240.000 km² e estende-se sobre os estados do Tocantins, Maranhão, Piauí, Bahia e sobre uma pequena parcela do estado

do Pará. A Bacia do Parnaíba ocorre essencialmente na porção nordeste do projeto Porto Nacional 2018, logo os produtos gerados no projeto TOMO II área Parnaíba apresentam um efetivo recobrimento em nossas áreas de trabalho.

Em relação a etapa de aquisição de dados do Projeto foi executada no período de 15 de setembro de 2004 a 23 de setembro de 2006. Como base de operações, foram utilizadas as cidades de Palmas (TO), Barreiras (BA), Araguaína (TO) e Carolina (MA). Para o recobrimento do projeto foram utilizadas cerca de 5500 horas de voo, que resultaram no levantamento efetivo de 544.446 km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos de alta resolução, com linhas de voo e controle com espaçamento de 0,5 km e 4,0 km, respectivamente, orientadas nas direções N-S e E-W. Já a altura do voo foi estabelecida na ordem de 100 metros. A aquisição dos dados procedeu conforme os perfis predefinidos sendo realizadas pelo menos cem leituras por segundo do aeromagnetômetro, e pelo menos uma leitura por segundo do gamaespectrômetro, abaixo na figura 1.8 está melhor representado a região do estudo aerogeofísico.

Figura 1.8: Localização da área do levantamento: A região vermelha indica a região do Projeto aerogeofísico Tocantins Magnetometria e Gamaespectrometria. Já a área verde indica os levantamentos aerogeofísicos magnéticos e gamaespectrométricos realizados na Bacia do Parnaíba.



1.5.2.3 DADOS ORBITAIS

Os dados orbitais utilizados nesse trabalho foram imagens de satélite multiespectrais e modelo digital de elevação. Adquiridos no site *EarthExplorer* da USGS.

1.5.2.3.1 Imagem de satélite de sensor multiespectral

As imagens utilizadas no trabalho são do *Land Remote Sensing Satellite* (Landsat) 8/OLI, que foi lançado em 2013. Ele faz parte da série de satélites do programa Landsat iniciada em 1972. Com resolução de 15 m no modo pancromático e 30 m no modo multiespectral. A plataforma Landsat 8 opera com dois instrumentos imageadores: *Operacional Terra Imager* (OLI) e *Thermal Infrared Sensor* (TIRS). Os produtos OLI consistem de nove bandas multiespectrais com resolução espacial de 30 metros (bandas de 1 a 7 e 9). Já as faixas térmicas do instrumento TIRS são para mostrar temperaturas da superfície, e os dados são coletados no pixel de 100 metros (tabela 1.2). A característica orbital é circular, heliosíncrone, descendente, 98,2° de inclinação, com período de 99 minutos e altitude de 705 km.

Tabela 1.2: Tabela das bandas da plataforma Landsat 8 com respectivos comprimentos de onda e resolução.

LANDSAT-8 BANDAS	COMPRIMENTO DE ONDA (MICRÔMETROS)	RESOLUÇÃO (METROS)
Banda 1 – Aerossol costeiro	0,43 – 0,45	30
Banda 2 – Azul	0,45 – 0,51	30
Banda 3 – Verde	0,53 – 0,59	30
Banda 4 – Vermelho	0,64 – 0,67	30
Banda 5 – Infravermelho próximo	0,85 – 0,88	30
Banda 6 – SWIR 1	1,57 – 1,65	30
Banda 7 – SWIR 2	2,11 – 2,29	30
Banda 8 – Pancromática	0,50 – 0,68	15
Banda 9 – Cirrus	1,36 – 1,38	30
Banda 10 – Infravermelho termal 1	10,60 – 11,19	100
Banda 11 - Infravermelho termal 2	11,50 – 12,51	100

Fonte: USGS (2013).

1.5.2.3.2 Modelo digital de elevação

O modelo digital de elevação é obtido por meio do satélite ALOS com o sensor PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*) que é capaz de obter imagens diurnas e noturnas sem a interferência de nebulosidade. O satélite foi lançado em janeiro de 2006 e sua órbita é circular, heliosíncrona, descendente, 98,16° de inclinação, com período de 98,7 minutos e altitude de 691,65 km.

Neste trabalho foram utilizadas quatro imagens para o total recobrimento da área do Projeto Porto Nacional, imagens do dia 08/02/2011, no mesmo ano que o satélite deixou de

operar. As imagens vêm do site sem correções e separadas, necessitando dessa forma passar por um processamento.

1.5.2.4 SOFTWARES UTILIZADOS

Ao finalizar os processos de aquisição dos dados disponíveis supracitados, foram gerados os produtos base para um eficiente estudo indireto da área mapeada. Ao longo de todo o projeto foram utilizados uma série de *softwares*, seja na interpretação indireta das feições da área de estudo, na coleta de dados em campo, na confecção dos mapas e perfis, e no gerenciamento de dados e produção de gráficos. Destacam-se os *softwares*: ArcGis 10.5, ENVI 5.3, *Global Mapper*, *Google Earth*, *Open Stereo*, *Stereonet*, *QCDkit* e *FieldMove Clino*.

1.5.3 Métodos

Para o desenvolvimento do projeto foram utilizados uma série de métodos para execução das etapas pré-campo, campo e pós-campo, os quais foram: fotointerpretação, análise multitemporal do Rio Tocantins, petrografia, microsonda eletrônica, difração de raio-x e geoquímica. Esses métodos tiveram como finalidade auxiliar o trabalho de campo e refinar os dados obtidos.

1.5.3.1 FOTOINTERPRETAÇÃO

No processo de fotointerpretação foi utilizado o método lógico sistemático desenvolvido por Guy (1966), aperfeiçoado por Soares e Fiori (1976) e sintetizado por Arcanjo (2014), que se baseia na determinação de zonas homólogas de acordo com a similaridade dos padrões de relevo, elementos texturais e estruturais. Esse processo consiste de três etapas básicas: fotoleitura, foto-análise e fotointerpretação propriamente dita.

1.5.3.1.1 Fotoleitura

Etapa inicial em que foi feito o reconhecimento dos elementos texturais e feições presentes na fotografia aérea. Nessa etapa foi importante ter o conhecimento das propriedades do processo estereoscópico, da localização, orientação, data e forma como foram obtidas as fotografias, a escala de recobrimento e as feições que são registradas de acordo as formas de energias capitáveis.

A fotoleitura fez-se a partir do método da estereoscopia e com o auxílio do *software Google Earth*.

1.5.3.1.2 Foto-análise

Na foto-análise foi gerada a análise e extração dos elementos texturais do relevo e da drenagem (de forma auxiliar também é utilizado a vegetação). Na análise do relevo levou-se em conta a densidade textural, quebras positivas e negativas, assimetria, lineações, alinhamentos e formas de encosta. Sendo que as lineações podem ser definidas em lineações em série, que são consistentes e espaçadas, e lineações em feixe, que são mais penetrativas e adensadas. Geralmente as lineações em feixes e em série são mais ou menos ortogonais entre si, raramente paralelas. Na análise da drenagem observam-se a densidade textural, sinuosidade, angularidade, tropia, assimetria e lineações de drenagem.

Com base na observação da repartição dos elementos texturais e estruturas extraídas do relevo e da drenagem, foram definidas as zonas homólogas, que são zonas formadas pela repetição dos mesmos elementos texturais e mesmas estruturas.

1.5.3.1.3 Fotointerpretação

Na fotointerpretação fez-se a interpretação geológica dos elementos texturais e estruturas extraídos do relevo e drenagem, bem como a interpretação dos litotipos representados pelas zonas homólogas. As Lineações em série são classificadas como fraturas e falhas, enquanto as lineações em feixes são interpretadas como foliações e acamamento. No caso da observância de dobras são adicionados os eixos, e quando se tratar de rochas sedimentares ou metassedimentares, é sinalizado o caimento das camadas e é realizado o ordenamento da estratigrafia.

1.5.3.2 ANÁLISE MULTITEMPORAL DO RIO TOCANTINS

A análise multitemporal do Rio Tocantins foi gerada a partir do processamento de dados dos satélites Landsat 5/TM, Landsat 7/ETM⁺ e Landsat 8/OLI por meio do *software* ENVI 5.3 com o objetivo de quantificar a área ocupada pelo Rio antes e depois da construção e funcionamento da hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães. As imagens utilizadas correspondem às orbitas/pontos 222_67 e 222_68, cujas informações estão descritas nas tabelas 1.3 e 1.4. O trabalho foi realizado analisando dois intervalos de tempo distintos: 1) de 5 em 5 anos, de 1984 a 2017) de mês em mês nos anos de 2001 a 2002, ano em que teve início o funcionamento da hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães e ano seguinte ao início do funcionamento.

Tabela 1.3: Imagens adquiridas das cenas 222_67 e 222_68, utilizadas na reconstrução do Rio Tocantins nos anos de 1984 a 2017, com intervalo de aproximadamente 5 anos.

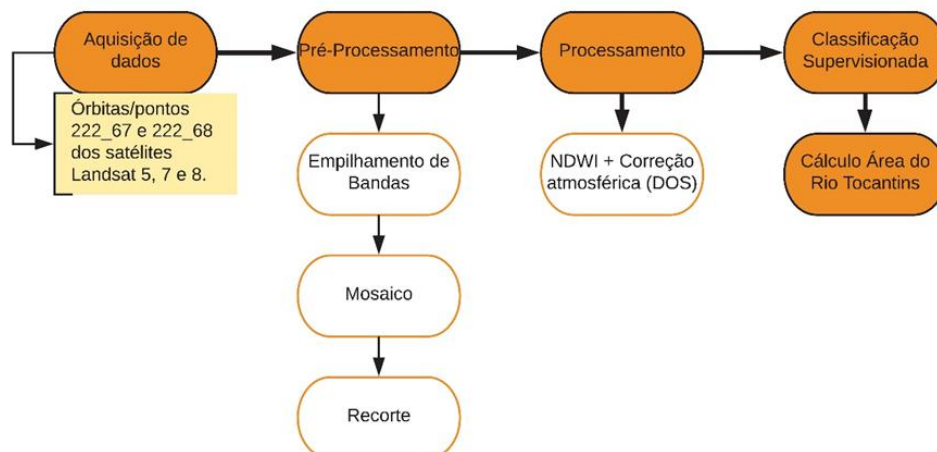
DIA	MÊS	ANO	SENSOR	SATÉLITE
20	Julho	1984	TM	Landsat 5
03	Julho	1989	TM	Landsat 5
13	Julho	1993	TM	Landsat 5
27	Julho	1998	TM	Landsat 5
09	Julho	2003	TM	Landsat 5
06	Julho	2008	TM	Landsat 5
04	Julho	2013	OLI	Landsat 8
15	Julho	2018	OLI	Landsat 8

Tabela 1.4: Imagens adquiridas das cenas 222_67 e 222_68, utilizadas na reconstrução do Rio Tocantins nos anos de 2001 e 2002, ano em que teve início o funcionamento da hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães e ano subsequente ao início do funcionamento.

DIA	MÊS	ANO	SENSOR	SATÉLITE
21	Setembro	2001	ETM ⁺	Landsat 7
08	Novembro	2001	TM	Landsat 5
26	Dezembro	2001	TM	Landsat 5
20	Fevereiro	2002	ETM ⁺	Landsat 7
25	Abril	2002	ETM ⁺	Landsat 7
27	Maiο	2002	ETM ⁺	Landsat 7
18	Junho	2002	ETM ⁺	Landsat 7
14	Julho	2002	TM	Landsat 5

A análise do rio dividi-se essencialmente em três etapas: pré-processamento, processamento e classificação, de acordo com o fluxograma da figura 1.9. No pré-processamento, as imagens foram selecionadas a partir da ocorrência de ruídos instrumentais, radiométricos e geométricos; além da análise das densidades de vegetação, partículas na coluna atmosférica e nuvens. Foi necessário realizar um mosaico com as cenas 222_67 e 222_68 e posteriormente um recorte com base na área de estudo. A correção atmosférica, por meio do algoritmo *dark subtraction*, foi gerada automaticamente no processamento de aplicação do índice de diferença normalizada da água.

Figura 1.9: Fluxograma esquematizando os principais passos do processamento dos dados.



No processamento, aplicou-se o *Normalized Difference Water Index* (NDWI) para destacar feições hídricas e minimizar o restante dos alvos. O NDWI permite maximizar a refletância da água com o comprimento de onda verde; minimizar a baixa refletância da água no infravermelho próximo; e realçar o contraste entre cobertura vegetal e água, proporcionada pelo infravermelho próximo (MCFEETERS, 1996). Após o processamento, gerou-se uma classificação supervisionada por máxima verossimilhança (MAXVER) do produto gerado pelo NDWI. Foram definidas duas classes: (a) classe 1 – Rio Tocantins e (b) classe 2 – outros. A etapa de classificação gerou *shapefiles* correspondentes às áreas de cada classe definida. Esses *shapes* foram editados no *software ArcMap 10.3*, a fim de eliminar a classe 2 e calcular, em quilômetros quadrados, a área do Rio Tocantins.

1.5.3.2 AEROMAGNETOMETRIA

Os dados magnéticos levantados pelo projeto TOMO II, utilizados neste trabalho, podem ser sintetizados como um sistema aeromagnético acoplado a um sensor de vapor de césio instalado na cauda da aeronave (*Stinger*). Abaixo está listada algumas configurações utilizadas durante o projeto realizado pelo consórcio ANP e USP:

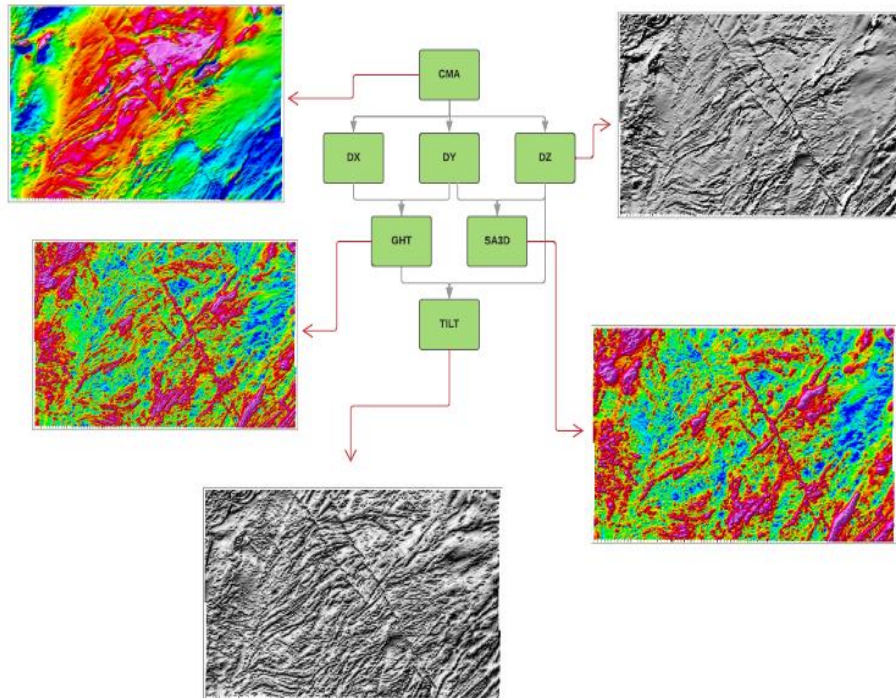
- Sensor: Scintrex CS-3
- Resolução: 0,001 nT
- Faixa: 15.000 - 105.000 nT
- Montagem: *Stinger*

A interpolação em malha regular dos dados de magnetometria (campo magnético anômalo - CMA) foi usada pelo método de interpolação *spline* bidirecional (*Bigrid*). A partir do CMA, foram gerados os produtos (figura 1.10): Derivadas horizontais (Dx e Dy), Derivada Vertical (DZ), Sinal Analítico 3D (SA3D), Gradiente Horizontal Total (GHT) e Derivada TILT.

1.5.3.2.1 Derivada Vertical Dz

O gradiente vertical, possui características como, intensificação das altas frequências, melhorando as informações sobre feições mais rasas, porque consiste em uma taxa de variação do campo magnético anômalo em relação à distância vertical da fonte causadora. É fundamental para traçar lineamentos, domínios e alinhamentos magnéticos, porque evidencia feições estruturais como lineamento, contatos e descontinuidades, como é possível observar na figura 9 a imagem associada ao Dz.

Figura 1.10: Fluxograma referente às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aeromagnetométricos onde: CMA = Campo magnético anômalo, Dx = Primeira Derivada horizontal do CMA no eixo X, Dy = Primeira Derivada horizontal do CMA no eixo Y, Dz = Primeira derivada vertical do CMA, SA3D = Amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo; GHT = Gradiente Horizontal Total, TILT = Derivada TILT.



1.5.3.2.2 Derivadas horizontais (DX e Dy)

Os campos potenciais variam com o inverso do quadrado da distância (TELFORD et al., 1990), as derivadas horizontais são importantes pois os altos valores de variação do campo magnético ao longo das direções x e y trazem indícios de contrastes nas propriedades físicas do meio, permitindo a delimitação das características mais rasas e das bordas de estruturas, servem ainda para gerar outros produtos, como o GHT, SA3D e TILT.

1.5.3.2.3 Gradiente Horizontal Total (GHT)

O GHT relaciona o módulo dos gradientes horizontais em direções preferenciais perpendiculares (FARIA, 2015). Os picos no GHT podem ser utilizados para mapear corpos semi-horizontais com contrastes de propriedades físicas assim como falhas e contatos geológicos (CORDELL, 1979).

1.5.3.2.4 Sinal Analítico 3D (SA3D)

O SA3D foi calculado a partir de dados de derivadas direcionais. Esse produto marca lateralmente e em profundidade corpos anômalos magnéticos e é dependente das características das fontes geradoras do campo medido, todavia pode ser utilizado para delimitação de domínios

quando relacionado com informações geológicas. Para corpos rasos pode marcar as bordas, sendo uma ferramenta importante para interpretar situações complexas (ISLES & RANKIN, 2013).

1.5.3.2.5 Derivada TILT

A derivada TILT é o ângulo de inclinação de um vetor com as componentes derivadas DX, Dy e DZ. Varia de $\pi/2$ a $-\pi/2$, os valores positivos estando sobre os corpos e o valor zero, em um contato vertical e infinito, marca as bordas do corpo (VERDUZCO et al., 2004). Este produto equaliza os sinais das fontes rasas e profundas, tornando possível identificar os lineamentos profundos e rasos.

1.5.3.3 AEROGAMAESPECTROMETRIA

Já em relação aos dados aerogamaespectrométricos foi utilizado o gamaespectrômetro *PicoEnvirotec* modelo GRS-410 de 512 canais espectrais. Em relação as faixas energéticas e canais associados a tabela 1.5 abaixo apresenta a configuração apresentada pelo relatório do projeto TOMO II, disponibilizados pela ANP.

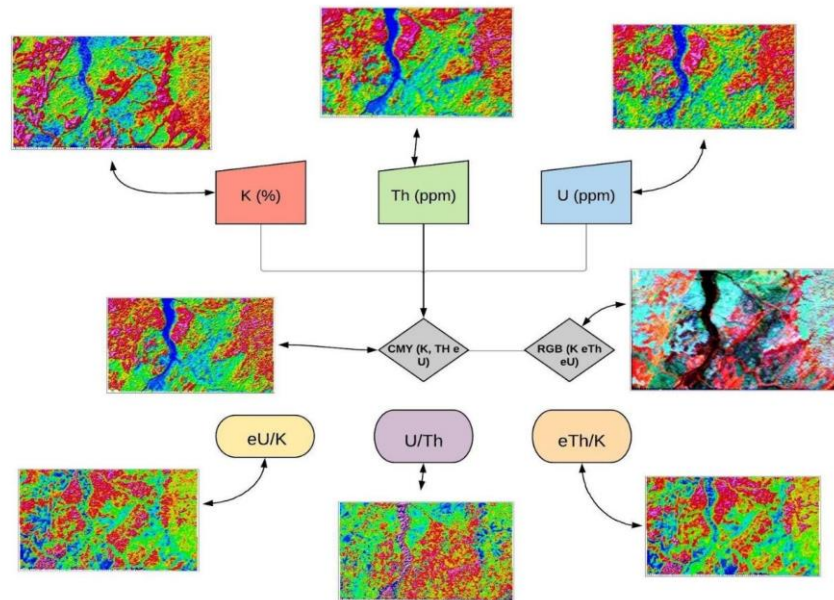
Tabela 1.5: Faixas energéticas do gamaespectrômetro e seus canais associados utilizados no projeto: Aerolevantamentos Bacia do Parnaíba: TOMO II, área Parnaíba. Fonte: Agência Nacional do Petróleo, Gás e Biocombustíveis.

CANAL RADIOMÉTRICO	FAIXA DE ENERGIA (MEV)	JANELA (CANAIS)
Contagem Total	0,41 - 2,81	74 - 511
Potássio	1,37 - 1,57	234 - 269
Urânio	1,66 - 1,86	287 - 320
Tório	2,41 - 2,81	415 - 484
Cósmico	3,00 - ∞	512

Fonte: ANP (2018).

Abaixo está representado um fluxograma do processamento dos dados aerogamaespectrométricos (figura 1.11), onde nota-se os mapas de cada uma das concentrações, sendo elas: canal do K (em porcentagem), do eU (em ppm), e eTh (ppm), assim como contagem total de radiação gama (em $\mu\text{R/h}$), além das razões entre os canais conforme ilustrado abaixo.

Figura 1.11: Fluxograma referente às etapas e produtos gerados pelo processamento de dados aeromagnetométricos.

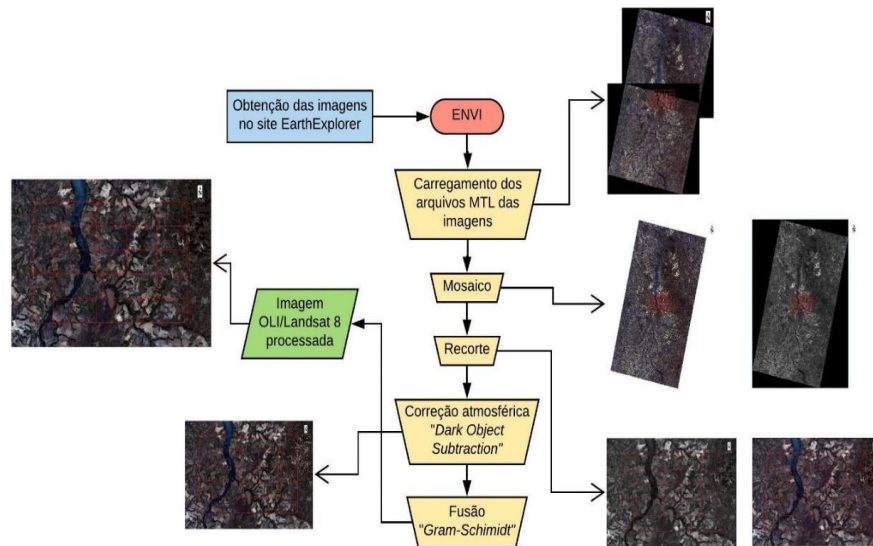


1.5.3.4 PROCESSAMENTO DE IMAGENS

Neste trabalho foram utilizadas duas imagens do sensor OLI para o total recobrimento da área do projeto Porto Nacional, com data das imagens de 17/09/2017. As imagens são adquiridas e disponibilizadas pelo site sem correções geométricas, necessitando dessa forma passar por um processamento.

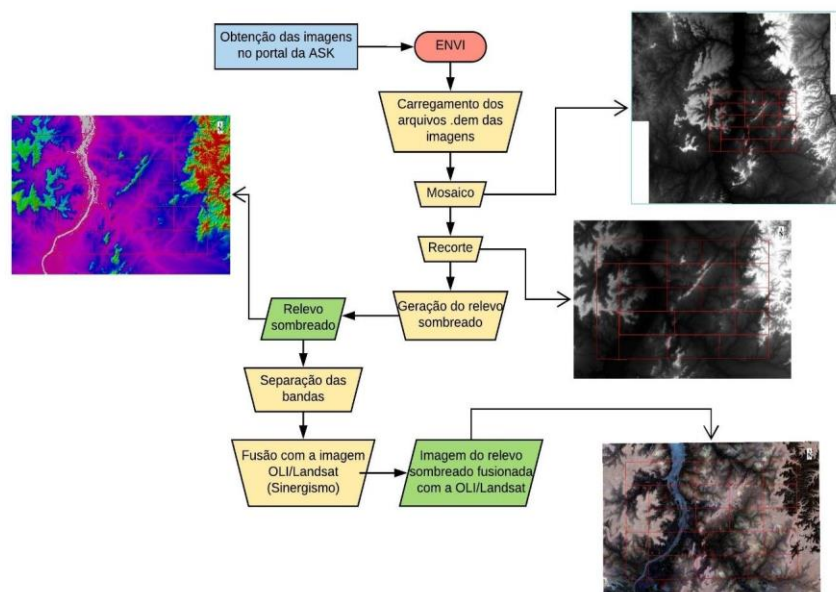
Para o processamento das imagens foi utilizado o *software* ENVI 5.3. Inicialmente são carregados os arquivos “MTL” no programa. Depois é feito a mosaico das bandas multiespectral e pancromática. Em seguida é feito o recorte da área do Projeto Porto Nacional nos mosaicos criados. Depois é feita uma correção atmosférica simples (*Dark Object Subtraction*), subtraindo pixels escuros da imagem. E por último é realizado a fusão Gram-Schmidt, que é a fusão da banda multiespectral, com a banda pancromática. Essa fusão é feita para aumentar a resolução da imagem, uma vez que a banda multiespectral é colorida, porém, possui uma baixa resolução espacial (30 metros), e a pancromática é preto e branco, porém, possui uma melhor resolução (15 metros). A fusão entre as duas bandas gera um produto colorido, com a correção atmosférica e de melhor resolução espacial, que foi utilizado nesse trabalho como material auxiliar na fotointerpretação e confecção dos mapas: mapa base, mapa fotolitológico e mapa morfoestrutural. Todos os procedimentos são realizados por ferramentas na *toolbox* do programa (figura 1.12).

Figura 1.12: Fluxograma resumindo as etapas de aquisição e processamento da imagem OLI/Landsat.



Para o processamento das imagens (figura 1.13) foi utilizado o *software* ENVI 5.3. Inicialmente são carregados os arquivos “*.dem” no programa. Depois é feita a mosaico das imagens. Em seguida recorta-se a área do Projeto no mosaico criado. Depois é gerado o relevo sombreado, neste caso, com 45° de inclinação do sol e 315° de azimute. Por último é realizado a separação das bandas do relevo sombreado e a fusão com a imagem OLI. Todos os procedimentos são realizados por ferramentas na *toolbox* do programa ENVI.

Figura 1.13: Fluxograma resumindo as etapas de aquisição e processamento da imagem ALOS-PALSAR, geração de relevo sombreado e imagem fusionada do relevo sombreado com OLI/Landsat.



1.5.3.5 PETROGRAFIA

Para realização das análises petrográficas utilizou-se um microscópio petrográfico polarizador de luz transmitida e refletida, bem como uma câmera acoplada ao microscópio para possibilitar a captura de fotos de detalhe das lâminas (fotomicrografia).

A microscopia de luz transmitida foi utilizada para análise de seções delgadas de minerais silicatos, em que a luz polarizada se propaga através do mineral, sofrendo deslocamento pela sua estrutura cristalina, chegando à objetiva do microscópio com intensidade e comprimento de onda condicionado à estrutura dos minerais, permitindo assim a distinção dos minerais por meio de suas particularidades ópticas. Já a microscopia de luz refletida utilizou-se para analisar minerais opacos, onde a luz não consegue atravessar o mineral. Nesse método a luz foi incidida sobre a superfície do mineral e retorna para a objetiva, permitindo a caracterização dos minerais com base em seus aspectos físicos como reflectância, brilho, dureza e etc.

Na petrografia de luz transmitida os teores entre a solução sólida anortita-albita dos plagioclásios foram estimados com base no método de *Michel-Levy*, que se utiliza do ângulo de extinção das maclas do mineral.

1.5.3.6 MICROSSONDA ELETRÔNICA

As análises foram realizadas no equipamento JEOL modelo JXA-8230, sob voltagem de 15 kV e corrente de 1,5 mA; o tempo de contagem de 10 a 20 segundos conforme o elemento e o foco de aproximadamente 01 μm . Os elementos Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, P (ferro assumido como Fe^{2+}) determinados sobre lâminas delgadas, polidas e metalizadas com carbono.

1.5.3.7 DIFRAÇÃO DE RAIO-X - DRX

A análise por DRX realizou-se no Laboratório de Raio-X IG/UnB, no difratômetro RIGAKU – ULTIMA IV, operando com tubo de cobre e filtro de níquel, sob 35 kV e corrente de 15 mA, velocidade da varredura de 2°/minuto e passos de 0,05°. As Análises foram realizadas no intervalo 2 θ a 40° e o processo consistiu de varreduras simples de amostra total.

A preparação de amostras seguiu as técnicas de rotina do Laboratório de Difractometria de Raio-X do Instituto de Geociências da UnB: macerar a amostra > dispor em lâmina para amostra total > proceder para leitura em equipamento.

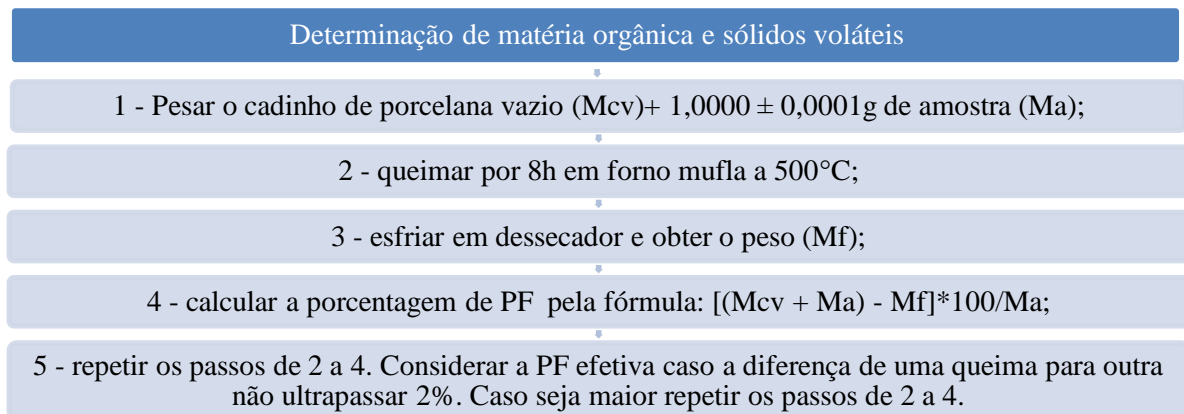
Após análise das amostras foram gerados difratogramas que foram interpretados e os minerais identificados com apoio do *software* JADE 9.0 da empresa *Materials Data Inc*, que dispõem de rotinas de busca automática de picos e pesquisa de possíveis minerais no banco de dados *Powder Diffraction File* da ICDD.

1.5.3.8 GEOQUÍMICA

1.5.3.8.1 Perda ao fogo - PF

A Perda ao Fogo (PF) foi quantificada pelo método gravimétrico de obtenção dos sólidos voláteis por perda ao fogo (figura 1.14).

Tabela 1.6: Fluxograma mostrando o protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis



1.5.3.8.2 Digestão das amostras

Em laboratório limpo, as amostras de sedimentos, solos e sarjeta, assim como o MPS, serão digeridas seguindo o protocolo abaixo, tabela 1.6, com mistura ácida (HF, HCl, HNO₃) e H₂O₂ em Savilex® e utilização de chapa quente e capela de exaustão.

Tabela 1.7: Protocolo de abertura de amostras em Savillex®.

ETAPA	PROCEDIMENTO
1	Pesa-se a amostra de forma a obter 0,1 g
2	Adição de 4 ml de HF + 1 ml de HNO ₃ à 120 °C por 36 horas
3	Após a evaporação à 90 °C, adição de 3 ml de HCl 6 M+ 1 ml de HNO ₃ à 120 °C por 48 horas. Após esta etapa, se ainda houver matéria orgânica não dissolvida, adiciona-se 2 ml de H ₂ O ₂ + 2 ml de HNO ₃ à frio por 24 horas e mais 12 horas a 120 °C. Se a dissolução

	total ocorrer passa-se para a etapa 4. Caso contrário, adiciona-se pequenas alíquotas de 0,5 ml de H ₂ O ₂ em chapa quente à 60 °C com cuidado e atenção para evitar o desprendimento de gases de forma vigorosa. Prossegue-se esta etapa até a completa eliminação da matéria orgânica.
4	Após evaporação à 90 °C, adição de 2 ml de HCl 6M à 120 °C por 24 horas.
5	Após evaporação à 90 °C, adição de 1 ml de HCl 6M à 120 °C por 8 horas
6	Após evaporação à 90 °C, o resíduo foi solubilizado em solução de HCl 2M e diluído até obter volume final de 25ml.

1.5.3.8.3 Determinação química

As soluções obtidas em laboratório (digestões) foram analisadas para a determinação da concentração de elementos maiores (cromatografia, AA, ICP-OES e ICP-MS). Para determinação de sódio e potássio utilizou-se um espectrofotômetro de absorção atômica - AAS (*Atomic Absorption Spectrophotometer*), da marca *Perkin Elmer*, modelo *AAAnalyst 200* com chama de ar-acetileno, do Laboratório de Geoquímica da UnB. Os outros cátions e metais foram determinados por *CP-OES Agilent 5100 dual view*, no Laboratório de Geoquímica da UnB.

Capítulo 2

Geología Regional

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1 INTRODUÇÃO

Neste tópico serão descritas as principais características das diferentes formações geológicas existentes na região do Projeto Monte do Carmo, a fim de se ter um entendimento a respeito do arcabouço geológico regional que se encontra a área de estudo, bem como destacar questionamentos em relação a história geológica da região. Desta forma, o presente capítulo foi desenvolvido a partir de amplas revisões bibliográficas para apresentar os principais aspectos estratigráficos, estruturais, geofísicos, geocronológicos, sedimentológicos, ígneos e metamórficos das unidades aflorantes na região.

As investigações pioneiras realizadas na região de Porto Nacional e Monte do Carmo remetem aos projetos Araguaia (RAMOS & BARBOSA, 1967), Letos (COSTA *et al.*, 1976) e RADAMBRASIL (CUNHA *et al.*, 1981). Com a metodologia pautada essencialmente no uso de fotografias aéreas e reconhecimento de campo, foram construídas as primeiras sínteses geológicas e propostas hipóteses do entendimento tectônico regional da Província Tocantins, cujos resultados foram publicados por Costa (1982), Costa *et al.*, (1984) e Gorayeb (1996). Costa *et al.*, (1984) individualizaram as demais unidades litoestratigráficas, tomando como base mapeamentos geológicos realizados pela Universidade Federal do Pará - UFPA, bem como reconhecimentos de campo de Barbosa *et al.*, (1966) e dados geofísicos. O até então chamado de Complexo Goiano (CUNHA *et al.*, 1981) foi desmembrado em diversas outras unidades granulíticas, gnáissicas, graníticas e vulcano-sedimentares. Apoiado por algumas poucas datações radiométricas, Costa *et al.*, (1984) evidenciam ainda uma evolução geológica policíclica para a região, envolvendo os eventos tectônicos Jequié, Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro (HASUI *et al.*, 1980).

Interpretações aerogeofísicas realizadas por Haralyi & Hasui (1985) propiciaram o surgimento dos primeiros modelos tectônicos envolvendo colisão de paleocontinentes. Por sua vez, baseado em dados químicos, datações radiométricas e geotermobarometria, Gorayeb (1996) propõe idade Paleoproterozóica para o Complexo Porto Nacional. Recentemente, Arcaño *et al.*, (2013), Gorayeb *et al.*, (2013) e Pinheiro *et al.*, (2011) continuaram a contribuir com dados radiométricos, ampliando o conhecimento geológico da região.

2.2 CONTEXTO TECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO

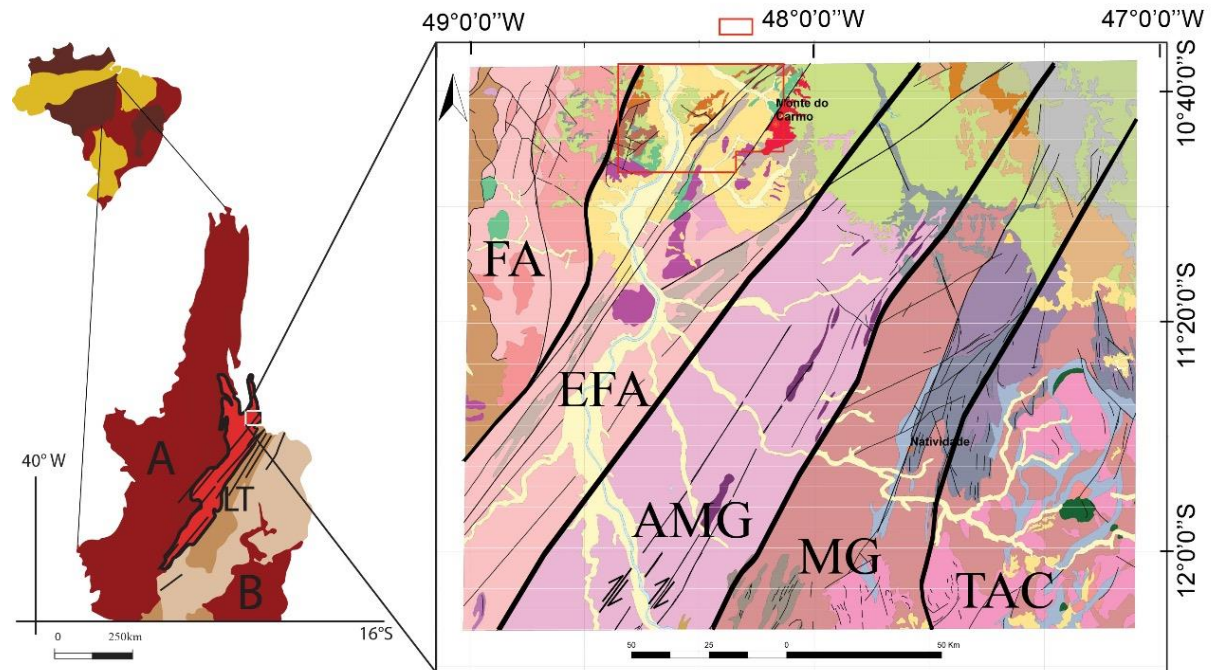
A área de estudo abrange a borda sul da Bacia do Parnaíba e encontra-se inserida na Província Tocantins, entre a porção setentrional da faixa Brasília e a porção meridional da faixa Araguaia (figura 2.1). A leste, mas fora da área, encontram-se os limites do Cráton São Francisco, e, a oeste, encontram-se os limites do Cráton Amazonas.

A **Província Estrutural Tocantins** está inserida na porção central do Brasil. Foi definida por Almeida *et al.*, (1977) e Hasui *et al.*, (1984) como uma compartimentação geotectônica decorrente da amalgamação dos Crátos Amazonas, São Francisco e do Bloco Paranapanema, na porção oeste do supercontinente *Gondwana*, durante a Orogênese Brasileira ao longo do Neoproterozoico e Eocambriano. Tal colisão resultou na formação dos cinturões de dobramentos e cavalgamentos das Faixas Brasília, Araguaia e Paraguai.

A **Faixa Brasília** é um sistema de dobramentos neoproterozóicos que ocupa a porção leste da Província Tocantins (ALMEIDA *et al.*, 1981, FUCK, 1994, COSTA E ANGEIRAS, 1971; DARDENNE, 1978; MARINI *et al.*, 1984B; FUCK, 1994). Esta faixa tem ocorrência nos estados do Tocantins, Goiás, Distrito Federal e Minas Gerais, e se estende por cerca de 1100 km da direção N-S (PIMENTEL *et al.*, 1998, 2000, 2004). A **Faixa Araguaia**, localizada na porção setentrional da província, possui orientação N-S e vergência das estruturas em direção ao Cráton Amazônico (ALVARENGA *et al.*, 2000).

Na região de Porto Nacional-Natividade, entre a faixa Brasília e faixa Araguaia, o Lineamento Transbrasiliano (LTB) é a principal feição estrutural observada (SCHOBENHAUS FILHO *et al.*, 1975) e é o responsável por paralelizar as unidades presentes na área, inclusive unidades de embasamento paleoproterozóicas granito-gnáissicas, além das unidades meso-neoproterozóicas (GORAYEB *et al.*, 1988). Esse lineamento representa zonas transcorrentes dúcteis de orientação aproximada NE20-50SW, provavelmente de idade Paleoproterozóica, que foram posteriormente reativadas em regime rúptil-dúctil e rúptil no Meso e Neoproterozóico (COSTA *et al.*, 1984, 1988 a; HASUI *et al.*, 1984; COSTA, 1985; GORAYEB *et al.*, 1988). O LTB na Província Tocantins apresenta orientação N35E e é bem caracterizado por foliações, lineações de estiramento e eixos de alongamento maior de *boudins* dispostos no plano da foliação milonítica (DANTAS *et al.*, 2007). Os critérios cinemáticos e elementos estruturais indicam movimentação sinistral e dextral em diferentes porções estudadas na região (HASUI e MIOTO, 1988; STRIEDER *et al.*, 1994).

Figura 2.1: Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo, com a área do Projeto Monte do Carmo destacada em vermelho.



Modificado de: Geologia e recursos minerais da região de Palmas - folhas Miracema o Norte SC.22-X-D, Porto Nacional SC.22-Z-B e Santa Teresinha SC.22-Z-A: estado do Tocantins. RIBEIRO, Pedro Sérgio Estavam; ALVES, Cleber Ladeira, 2017.

Modificado de: SABOIA, André Menezes. O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do Grupo Natividade, estado de Tocantins. 2009. 96 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2009.

Legenda Províncias Brasil

- Bacias Paleozoicas Intracratônicas
- Faixas Móveis Neoproterozoicas
- Províncias Cratônicas

Legenda Província Tocantins

- Arco Magmático de Goiás
- Faixas Móveis: A) Araguaia B) Brasília
- Maciço de Goiás
- Embasamento Paleoproterozoico

Legenda

FA: Faixa Araguaia; EFA: Embasamento da Faixa Araguaia; AMG: Arco Magmático do Goiás; MG: Maciço de Goiás e TAC: Terreno Almas-Cavalcante

Principais Unidades Litoestratigráficas

- | Fanerotezoico | Paleoproterozoico |
|--|--|
| ■ Formação Pimenteiras, Grupo Canindé | ■ Suíte Intrusiva Ipuciras |
| Neoproterozoico | ■ Granito do Carmo |
| ■ Suíte Gabro-Anortositica Carreira Comprida | ■ Almas Cavalcante - unidade gnássica-migmatítica |
| ■ Granito Matança | ■ Almas Cavalcante - unidade ortognássica-granítica |
| ■ Formação Monte do Carmo | ■ Complexo Rio dos Mangues |
| ■ Ortognaisses do Oeste do Goiás | ■ Complexo Porto Nacional-Unidade Ortoderivada |
| Palco-Mesoproterozoico | Área do Projeto Monte do Carmo |
| ■ Grupo Natividade | |

Fonte: Modificado de Ribeiro, 2017 e Saboia, 2009 - pelos alunos do Projeto Monte do Carmo do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).

2.2.1 Litoestratigrafia e Geocronologia

Com intuito de organizar a apresentação do trabalho, será descrita a seguir as unidades existentes na região do Projeto Monte do Carmo, a partir de critérios geocronológicos, descrevendo das unidades mais antigas para as mais recentes.

A mais importante unidade geotectônica presente na região é o **Complexo Granulítico Porto Nacional (CGPN)**, definido por Costa *et al.*, (1982) e incluído no Terreno Metamórfico de Alto Grau de Porto Nacional por Gorayeb *et al.*, (2000a). O complexo é constituído por

rochas com protólitos de idades próximas a 2.14 Ga (GORAYEB *et al.*, 2000b), possuindo orientação NE-SW e uma largura aproximada de 35 km, tendo uma parte recoberta pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (GORAYEB, 1996). Apresenta rochas metamórficas tanto ortoderivadas quanto paraderivadas, que atingiram fácies granulito, e se reequilibram posteriormente em condições metamórficas de menor grau. Os principais litotipos são granulitos máficos, enderbitos, kinzigitos e raros charnockitos e granitos peraluminosos (GORAYEB, 1996; CHAVES *et al.*, 2008).

Gorayeb (1996) descreve a **Formação Morro do Aquiles**, definida primeiramente por Costa *et al.* (1982) como uma unidade do Terreno de Alto Grau Metamórfico Porto Nacional, análoga ao complexo granulítico, mas com metamorfismo em fácies anfibolito alto. Seus tipos petrográficos incluem micaxistos, quartzitos com granada, paragnaisses aluminosos, xistos grafitosos, gonditos, rochas metavulcânicas básicas e ácidas intercaladas com ortognaisses e anfibolitos (SACHETT, 1996; GORAYEB *et al.*, 2013). A formação ocorre principalmente entre as cidades de Porto Nacional e Brejinho de Nazaré, em uma faixa com direção NE-SW e, em faixas de menor extensão, junto a granulitos, anortositos e granitóides miloníticos (GORAYEB, 1996). As rochas desta formação encontram-se localmente truncadas pelos corpos da Suíte Lajeado ou limitadas por falhas, gerando contatos tectônicos com as formações mais novas do Fanerozóico.

Costa *et al.*, (1983) definiu o **Complexo Rio dos Mangues** para caracterizar um grupo de rochas metassedimentares e metamáficas que afloram na região de Paraíso do Tocantins, a oeste do Rio Tocantins. Segundo Hasui *et al.*, (1984), o complexo é formado por rochas cálcio-silicáticas, ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, anfibolitos, micaxistos, quartzitos e paragnaisses aluminosos. Frasca *et al.*, (2010) e Ribeiro & Alves (2017) definem a unidade como ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, ortoquartzitos anfibolitos, micaxistos e rochas calcissilicáticas. O complexo ocorre em uma faixa em direção N-S com largura de 30 a 40 km, estendendo até a região de Gurupi (ARCANJO *et al.*, 2013; RIBEIRO & ALVES, 2017). O *Granito Serrote* se encontra nesta unidade, sendo um conjunto de corpos graníticos leucocráticos datado em 1,86 Ga e com idades modelo TDM (Idade Modelo do Manto Empobrecido) entre 2,43 e 2,50 Ga (ARCANJO *et al.*, 2013). Baseado em dados geocronológicos de Rb-Sr, Barradas (1993) propõe idade em torno de 2,1 Ga. Estudos mais recente, com base de idade entre 2,05 a 2,08 Ga (Pb-Pb), idade modelo TDM de 2,21 e 2,35 Ga com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -1,04 e +2,4, interpretaram a gênese do complexo como sendo influenciada predominantemente por material juvenil paleoproterozóico em ambiente tectônico envolvendo crosta oceânica com interação de núcleos síalicos mais antigos (ARCANJO &

MOURA, 2000; ARCANJO, 2002; ARCANJO, 2013; RIBEIRO & ALVES, 2017). Estudos geocronológicos realizados por Fuck *et al.*, (2002) forneceram idades U-Pb sobre zircões entre 2,13 e 2,14 Ga e idades modelo TDM entre 2,0 e 2,3 Ga com valores positivos de ϵNd de +0,86 e +2,40, que também indicam caráter juvenil.

Na região de estudo, encontram-se algumas suítes graníticas, com idades variando entre paleoproterozóica e neoproterozóica. Os eventos magmáticos granitogênicos ocorridos no paleoproterozóico, responsáveis pela formação das suítes, são interpretados como uma resposta ao fechamento de bacias de arcos vulcânicos no final do ciclo transamazônico. Dentre elas, podemos citar a **Suíte Intrusiva Ipueiras**. Esta foi primeiramente caracterizada como a composição de sete corpos graníticos e rochas vulcânicas associadas cogenéticas (BEZERRA *et al.*, 1981). Posteriormente, foi reclassificada por Chaves e Gorayeb (2007) em quatro plútons graníticos paleoproterozóicos: Areias, Ipueiras, Itália e do Carmo. Segundo Chaves (2008), estes corpos têm características subalcalina e peraluminosa, com assinatura geoquímica indicativa de granitos anorogênicos e dispostos ao longo de uma faixa orientada NNE-SSW. A partir de datações em zircões pelo método Pb-Pb, Chaves e Gorayeb (2007) definiram o período de cristalização desses corpos graníticos em terrenos gnáissicos e granulíticos de idade em torno de 2,08 Ga. As idades modelo Sm-Nd com valores de TDM entre 2,19 a 2,15 e ϵNd (2,08 Ga) entre +2,5 e +2,9, indicam curto tempo de residência crustal para a rocha fonte da qual derivou este magmatismo granítico. Os valores de ϵNd indicam contribuição mantélica para a formação desses granitos, conferindo um caráter juvenil. Saboia (2009) fez uma correlação entre o *Granito do Carmo* e a Suíte Intrusiva Santa Rosa através da similaridade de idade, dos padrões de ETR e dos elementos traços. O referido autor propôs que essa associação ocorre decorrente da acreção juvenil paleoproterozóica durante a fase tardia do Evento Transamazônico.

Outra suíte de idade paleoproterozóica foi definida por Cunha *et al.*, (1981) como a **Suíte Serrote**. Esta suíte é caracterizada por um batólito granítico como fácies do Complexo Goiano. O corpo é caracterizado por ter uma forma alongada segundo a direção NNE-SSW (18 km de comprimento e 14 km de largura) e por ser alojado em gnaisses do Complexo Rio dos Mangues. Além disso, *stocks* de monzogranitos e sienogranitos compõem a Suíte, segundo Costa *et al.*, (1983). Os estudos geocronológicos feitos por Moura & Souza (1996) conferiram idades de 1,8 Ga em zircão pelo método Pb-Pb. Arcanjo (2002) obteve idades modelo entre 2,5 e 2,43 Ga e valores de ϵNd entre -6,01 e -5,21.

A **Suíte Vulcânica Santa Rosa** também faz parte das suítes paleoproterozóicas presentes na área. Esta suíte é caracterizada por uma sequência de rochas vulcânicas ácidas (riolitos, dacitos e piroclásticas, como tufos e brechas) com baixo grau metamórfico. Os estudos

geocronológicos, realizadas por Sachett *et al.*, (1996), determinaram idades de 2,1 Ga por meio do método de U-Pb, enquanto Saboia *et al.*, (2009) obtiveram idades semelhantes pelo método U-Pb em 2,08 Ga e TDM entre 2,11 e 2,12 Ga, além de valores positivos de ϵ_{Nd} que define, portanto, uma fonte mantélica paleoproterozóica com forte influência continental em níveis crustais pouco profundos.

A compartimentação tectônica de Porto Nacional-Monte do Carmo relacionado ao LTB, se divide entre as classificações dos autores Gorayeb (1996) e Praxedes (2015). Gorayeb 1996 faz sua abordagem entre Porto Nacional-Monte do Carmo e Nova Rosalândia, que apresenta predominantemente terrenos granulíticos de origem orto- e paraderivada, além de terrenos gnáissicos, sendo eles os já descritos Complexo Granulítico Porto Nacional e Complexo Rio dos Mangues, e suas respectivas relações de surgimento na Zona de Cisalhamento Porto Nacional. Já Praxedes (2015), tem sua área localizada desde Dianópolis-TO até Pindorama-TO, fazendo uma abordagem de correlação através da geocronologia, da geofísica e da geologia, a fim de caracterizar o embasamento da Faixa Brasília e sua relação espacial envolvida com o LTB na porção centro sul do Tocantins.

O lineamento é uma estrutura de primeira ordem que atuou em todas as unidades pretéritas, gerando estruturas de segunda e terceira ordens, e remobilizando todo o conjunto de rochas existentes entre as faixas móveis Brasília, Paraguai e Araguaia, colocando lado-a-lado unidades que não necessariamente foram geradas naqueles locais.

Ao longo do LTB, ocorrem as rochas relacionadas ao **Arco Magmático de Goiás**, que é descrito como um terreno jovem localizado na porção oeste da Faixa Brasília, representando um expressivo episódio de acreção de crosta juvenil Neoproterozóica durante a formação do supercontinente *Gondwana* (PIMENTEL & FUCK, 1992). É composto por sequências metavulcanossedimentares associadas a ortognaisses tonalíticos a graníticos. Sua evolução começou há aproximadamente 900 Ma, como arco de ilha interoceânico (PIMENTEL & FUCK, 1992), com um evento magmático posterior entre 630-600 Ma durante o fechamento do Oceano Goiás-Pharusian (CORDANI *et al.*, 2013). Ribeiro e Alves (2017) consideram a *Formação Monte do Carmo* como a extensão a nordeste do Arco Magmático de Goiás.

Existem controvérsias sobre o posicionamento do **Maçiço de Goiás** (MG) no contexto tectônico da Província Tocantins. O MG é uma unidade geotectônica constituída essencialmente por: (I) terrenos arqueanos- paleoproterozóicos de complexos gnáissicos dômicos do tipo TTG e greenstone belts metamorfizados em fácies xisto verde a anfíbolito inferior (JOST *et al.*, 2013) e (II) complexos máficos ultramáficos acamadados (Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava) associados a sequências vulcano sedimentares (CORREIA *et al.*,

1997). Diversos autores propõem que o MG teria sido amalgamado na margem oeste da faixa Brasília durante a orogenia neoproterozóica (JOST *et al.*, 2013). No entanto, trabalhos recentes reinterpretam a história evolutiva do maciço, e sugerem que a acreção desse micro continente com a faixa Brasília teria ocorrido durante o paleoproterozóico (CORDEIRO e OLIVEIRA, 2017).

Segundo Soares (2005), os valores médios de velocidade da onda P (VP) e VP/VS (velocidade da onda S) da Faixa Araguaia, Arco Magmático de Goiás, do Maciço de Goiás e sob o cinturão de dobras e empurrões e oeste do Craton do São Francisco indicam crosta de composição félsica, exceto para a camada inferior da crosta inferior do domínio da Faixa Araguaia. Os dados possibilitaram separar a raiz máfica-ultramáfica dos terrenos do Arco Magmático de Goiás e apontar suturas neoproterozóicas relacionadas a subducção da placa do São Francisco para oeste e do Amazonas para leste durante a formação da Província Tocantins. Estes resultados mostraram que a anomalia gravimétrica positiva do Brasil central é gerada pela ascensão do manto neoproterozóico sob a crosta mais fina do arco Magmático de Goiás.

A **Formação Monte do Carmo** foi proposta por Costa *et al.*, (1976), como uma sequência vulcanossedimentar composta por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e máficas, além de pacotes de arenitos, siltitos, ardósias, grauvacas, conglomerados e arcóseos. O pacote de rochas vulcânicas foi subdividido em duas sequências, conforme a compartimentação proposta por Saboia *et al.*, (2009) e Braga *et al.*, (2008): (I) Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinha composta por basaltos, gabros e andesitos e (II) Sequência Pedra Furada, composta por riolitos, dacitos e rochas piroclásticas félsicas com tufos e brechas. As Idades modelo TDM obtidas por Saboia (2009) variam entre 1.91 e 0.86 Ga, indicando que a Formação Monte do Carmo foi derivada de fontes paleo- a neoproterozóicas. Ribeiro e Alves (2017) obtiveram idades U-Pb em brecha vulcânica e basalto andesítico de 643 ± 10 Ma e $588,8 \pm 8,6$ Ma, respectivamente. Frasca *et al.*, (2010) e Saboia (2009) interpretam o ambiente de formação da sequência relacionando-o à abertura de um *rift* continental.

Uma questão que permanece em aberto é a correlação entre a Formação Monte do Carmo e o Grupo Natividade. O **Grupo Natividade** foi distinguido inicialmente por Moore (1963) e denominado *Série Natividade* por Hasui *et al.*, (1984). Foi definido por Costa *et al.*, (1976) como um grupo constituído por uma sequência metassedimentar polideformada e metamorfozizada em fácies xisto verde baixo. O grupo aflora de forma descontínua na região de Porto Nacional e Natividade-Almas (Saboia, 2009), sustentando serras e elevações de direção NE-SW a sudeste de Porto Nacional, na Serra Manoel do Carmo, e a sul-sudoeste de Monte do Carmo (COSTA *et al.*, 1984 e GORAYEB, 1996). A unidade compreende quartzitos puros e

micáceos intercalados com níveis de conglomerados polimíticos, filitos, mármore dolomíticos e ardósias, com frequentes estruturas sedimentares primárias, como marcas de onda, estratificação plano-paralela e cruzada tabular (GORAYEB, 1996). A ausência de intercalações de rochas vulcânicas não permite definir idade precisa para o Grupo Natividade, porém, Marques (2009), discute a correlação do Grupo Natividade com as fases pós-rifte da Bacia Araí, que recebeu a deposição do grupo homônimo. Pimentel *et al.*, (1991) atribui idade de 1771 ± 2 Ma (U-Pb) para a cristalização de riolitos que ocorrem na base da Formação Arraias, interpretando tal dado como a idade deposicional do Grupo Araí. Essas considerações colocam o Grupo Natividade como integrante dos processos de rifteamento que afetaram o Brasil Central durante o Estateriano (1,8 a 1,6 Ga).

Em relação ao magmatismo Neoproterozóico na região de Porto Nacional, Gorayeb (1996) descreveu a existência de outras suítes no final do neoproterozóico (em torno de 540 Ma) resultantes de magmatismo, gerando associação de granitos alcalinos, charnockitos, anortositos e rochas máficas associadas. Dentre elas, podemos citar a **Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida**, a qual foi definida por Gorayeb (1996) como sendo composta por um plúton alongado na direção NNE-SSW, de 25 km de comprimento e de 8 a 10 km de largura. Esta suíte se encontra inserido na *Zona de Cisalhamento dúctil de Porto Nacional*, encaixada em xistos da formação Morro de Aquiles. Os dados geocronológicos deram idades de 2.07 Ga em cristais de zircão pelo método de evaporação de Pb (GORAYEB e MOURA, 2001). Porém, Lima *et al.* (2008) definiram que essa idade corresponde a idades de zircões herdados de um material crustal mais antigo. Eles dataram as rochas máficas pelo método U-Pb em zircão e encontraram idades de 526 Ma e 533 Ma, além de idade modelo de 2160 Ma e ϵ_{Nd} variando entre -7 e -12,24. A idade modelo é compatível com a contribuição de rochas pertencentes ao embasamento formado pelas rochas dos Complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional.

A **Suíte Aliança**, também de idade neoproterozóica, foi definida por Frasca (2010) como um conjunto de granitos, granodioritos e tonalitos peraluminosos, de idade em torno de 600 Ma. A suíte é composta por dois corpos intrusivos distintos: o tonalito-granodiorito Aliança e o tonalito Serra do Tapuio (Bizzi *et al.*, 2003). Os dois apresentam-se amalgamados entre os Complexos Granulíticos Rio dos Mangues e Porto Nacional, e são assim interpretados como parte do embasamento da Faixa Araguaia.

A **Suíte Santa Luzia** é outra suíte definida com idade neoproterozóica, e foi primeiramente chamada de Granito Santa Luzia. A suíte foi definida por Costa *et al.*, (1983) como um conjunto de rochas graníticas, com morfologia arredondada e diques associados nas

rochas metassedimentares do *Grupo Estrondo*. A expressão “Suíte Santa Luzia” foi empregada por Hasui *et al.*, (1984) para integrar rochas de composição granítica e granodiorítica a esta unidade. Os estudos geocronológicos realizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) obtiveram idades de 593 Ma em zircões segundo o método U-Pb, coincidente com a obtida por Frasca (2010).

Por fim, a última suíte neoproterozóica da região é denominada **Suíte Lajeado**. Esta foi definida inicialmente por Barbosa *et al.*, (1966) para caracterizar corpos graníticos próximos à cidade de Lajeado. Tal denominação foi utilizada posteriormente por Gorayeb *et al.*, (2001, 2013) para agrupar três corpos graníticos paleoproterozóicos: *Palmas*, *Matança* e *Lajeado*. Ribeiro & Alves (2017) mantém a designação de Gorayeb *et al.*, (2013) e adicionam o Granito Aroeiras, de dimensões reduzidas comparados aos outros à unidade. Os granitos dessa unidade possuem assinatura geoquímica subalcalina e caráter metaluminoso a levemente peraluminoso (GORAYEB *et al.*, 2013). Os dados geocronológicos, pelo método de evaporação de Pb em zircão, revelam idades de cristalização entre 552 e 545 Ma. As análises isotópicas de Sm-Nd forneceram idades modelo TDM variando entre 2,1 e 1,7 Ga e valores de ϵ_{Nd} (0,55 Ga) variando entre -10 e -13, sugerindo envolvimento da crosta Paleoproterozóicas na formação desses granitos (GORAYEB *et al.*, 2013). A Suíte representa assim, uma granitogênese do tipo A tardi-colisional, desenvolvida em regime extensional, marcando o final da evolução da Faixa Araguaia.

De idade paleozóica, a borda sul da **Bacia do Parnaíba** se encontra na região de estudo. Na literatura mais antiga, essa Bacia intracratônica do Parnaíba é identificada pelos nomes Bacia do Maranhão ou do Piauí-Maranhão. A bacia, de 665.888 km², localiza-se entre os Crátons Amazônico e São Francisco, distribuindo-se pelos estados do Piauí, Maranhão, Pará, Tocantins, Bahia e Ceará (VAZ *et al.*, 2007). Com comprimento de aproximadamente 1.000 km e 970 km de largura, a bacia apresenta forma elíptica, contendo uma pequena espessura em comparação à sua grande extensão, o que está relacionado à subsidência tectônica flexural, que ocorreu lentamente durante sua evolução no Paleozóico (FIGUEIREDO & RAJA-GABAGLIA, 1986). A espessura da sua coluna sedimentar atinge cerca de 3.500 metros no seu local de máxima deposição (VAZ *et al.*, 2007), com 500 metros de rochas básicas na forma de soleiras e derrames e 3.000 metros de rochas sedimentares siliciclásticas (GÓES *et al.*, 1994; VAZ *et al.*, 2007). As rochas são principalmente sedimentos siliciclásticos depositados durante vários ciclos transgressivos-regressivos (GÓES *et al.*, 1994; VAZ *et al.*, 2007), com ocorrência de rochas metamórficas e ígneas de várias idades. Almeida & Carneiro (2004) afirmam que o desenvolvimento da Bacia do Parnaíba ocorreu a partir do embasamento continental durante a

fase de estabilização da plataforma Sul-Americana, e sua subsidência ocorreu no Ciclo Brasileiro devido a eventos térmicos pós-orogênese. A Bacia do Parnaíba se destaca na morfologia apresentando escarpas, planaltos e planícies formando o *Gráben* de Porto Nacional (GORAYEB, 1996). Foi dividida estratigraficamente em cinco super sequências deposicionais: Grupo Serra Grande (Siluriano); Grupo Canindé (Mesodevoniano-Carbonífero); Grupo Balsas (Neocarbonífera-Eotriássica); Formação Pastos Bons (Jurássico) e Formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru (Cretáceo) (VAZ *et al.*, 2007).

Na região de Monte do Carmo, as coberturas sedimentares de idades paleozóicas recobrem discordantemente grande parte da área, e afloram, predominantemente, as rochas do Grupo Canindé e do Grupo Serra Grande. O **Grupo Canindé** é representado pela Formação Pimenteiras, de idade Devoniana (GÓES & FEIJÓ, 1994), e ocorre recobrimdo os chapadões da Serra do Lajeado, ao norte da área do projeto Monte do Carmo, além de ocupar extensas áreas em ambas as margens do Rio Tocantins. Consiste, principalmente, de folhelhos cinza-escuros a pretos esverdeados, em parte bioturbados. São radioativos, ricos em matéria orgânica e representam a ingressão marinha mais importante da bacia (VAZ *et al.*, 2007). Várias estruturas sedimentares podem ser observadas assim como a ciclicidade deposicional. Della Fávera (1990) descreveu estratificação cruzada tabular ou sigmoidal, e uma mudança de tendência transgressiva para regressiva na passagem gradacional para a *Formação Cabeças*, que lhe é sobreposta. Além disso, eventos de tempestades podem ser evidenciados pela presença de estruturas como *hummocky* e camadas de base plana e topo ondulado, além de corpos arenosos sigmoidais. A deposição é interpretada como de ambientes neríticos plataformais, variando desde plataforma interna, até plataforma aberta com intercalações de siltito e arenito. A sedimentação remete a um ambiente de plataforma rasa dominada por tempestades. A *Formação Pimenteiras* limita os depósitos da planície do Tocantins desde 30 km ao sul de Lajeado até Porto Nacional, onde cede lugar às rochas do embasamento (GÓES & FEIJÓ, 1994).

O **Grupo Serra Grande** é representado pela *Formação Jaicós*, de idade Siluriana (COSTA, 1984). Ocorre sustentando escarpas verticalizadas no topo de serras e embutido no interior de *grábens* na borda da Bacia do Parnaíba. O contato com a *Formação Pimenteiras*, a sudeste do município de Palmas, se dá por falha normal e de forma discordante sobre o *Granito Lajeado*. Ocupa, ainda, áreas abatidas por falhamentos, na margem oeste do Rio Tocantins, além de aflorar na base da *Serra das Cordilheiras*, entre 5 e 10 km a oeste do município de Porto Nacional. A formação é caracterizada por arenitos médios conglomeráticos, localmente arcoseanos, mal selecionados e imaturos texturalmente. Ocorre presença constante de

estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, acamamento plano-paralelo e canais de corte e preenchimento. O ambiente deposicional é interpretado como fluvial entrelaçado, dominado por areias com cascalhos subordinados (GÓES & FEIJÓ, 1994).

A Bacia do Parnaíba apresenta-se truncada por três principais lineamentos que foram responsáveis pelo controle das direções deposicionais até o Eocarbonífero, sendo: Pico-Santa Inês, Marajó-Parnaíba e Lineamento Transbrasiliano (VAZ *et al.*, 2007). No Estado do Piauí, algumas intrusões kimberlíticas, como as de Redondão, Gilbués e Fazenda Largo, foram encontradas na bacia. De idade cretácea, elas são interpretadas como resultando do Lineamento Transbrasiliano (KAMINSKY *et al.*, 2009).

Por fim, na área de estudo, podemos destacar ocorrência de **coberturas detrito-lateríticas ferruginosas**, compostas por quartzo e argilominerais, e horizontes concessionários de óxidos e hidróxidos de ferro. Segundo Ribeiro e Alves (2017), esses depósitos recobrem parcialmente várias unidades da área de estudo. Nos domínios da Bacia do Parnaíba, as coberturas se desenvolveram quase exclusivamente sobre os siltitos argilosos e arenitos finos da base da *Formação Pimenteiras*. Estas coberturas encontram-se também expostas em vasta área plana no topo da *Serra do Lajeado*. Já as coberturas desenvolvidas sobre as rochas da Faixa Araguaia são mais restritas, descontínuas e pouco espessas. Geralmente, ocorrem como *platôs* lateríticos constituídos por materiais detríticos diversos, como areia, fragmento de rocha e de veios de quartzo.

Além destas, as **coberturas do quaternário**, caracterizadas por Ribeiro & Alves (2017) como pacotes arenosos com gradação para níveis de granulação mais grossa até níveis conglomeráticos mosqueados, compactados por uma matriz argilosa, ocorrem na região. Estes sedimentos inconsolidados são relacionados com a evolução do Rio Tocantins, alinhado N/S cujo fluxo de montante para jusante é direcionado da parte meridional para a parte setentrional.

Com intuito de sintetizar a evolução do conhecimento e das unidades descritas nesse capítulo, os principais supergrupos e formações individualizadas foram agrupadas na quadro 2.1, de acordo com os critérios geocronológicos. ¹*As idades obtidas nos anortositos foram atribuídas a zircões herdados no trabalho de Lima (2008).*

Também com o intuito de sintetizar as informações levantadas a respeito da região do projeto, e de localizar as unidades e idades modelos referiadas anteriormente, foi confeccionado um mapa de idades TDM para a região do projeto (figura 2.2), com base no mapa geológico disponível da CPRM.

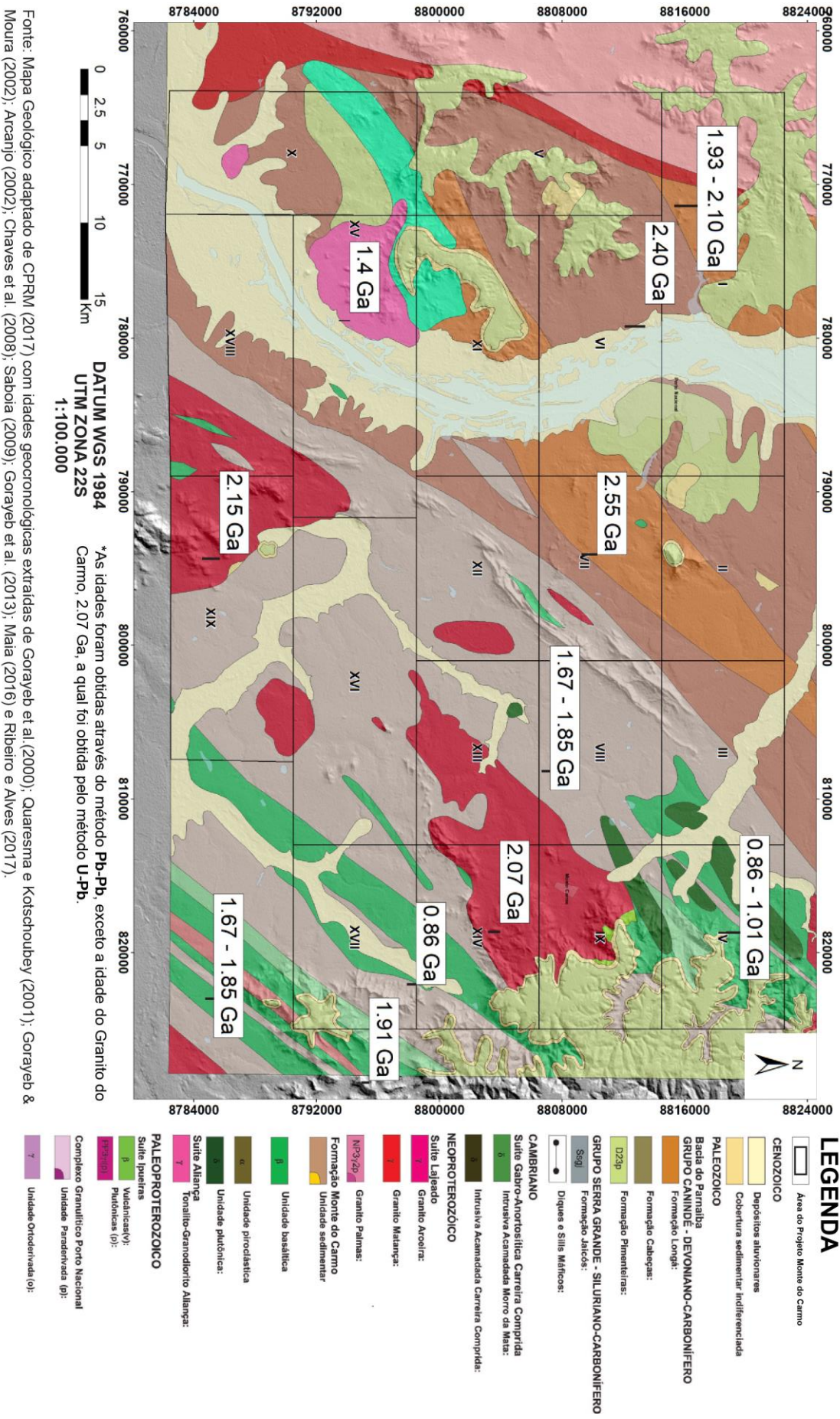
Tabela 2.1: Unidades descritas, apresentando as idades e os autores.

Unidade		Idade (Ma)	T _{DM} (Ga)	εND(t)	Autores
Suíte Lajeado	Granito Aroeira	571±2 Ma (Pb-Pb)	-	-	Quaresma e Kotschoubey (2001)
		-	1,4 Ga	(0,55) -4,73	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Lajeado	547±4 Ma (Pb-Pb)	1,71 e 1,86 Ga	(0,55 Ga) -10,5 e -9,8	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		554±5 Ma (U-Pb)	1,82 Ga	(0,55 Ga) -9,16	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Matança	552±4 Ma (Pb-Pb)	1,93 e 2,10 Ga	(0,55 Ga) -13,3 e -13,1	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		551±4 Ma (U-Pb)	1,58 Ga	(0,55 Ga) -10,31	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Palmas	548±2 Ma (Pb-Pb)	1,73 e 1,81 Ga	(0,55 Ga) -10,3	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		-	1,67 Ga	(0,55 Ga) -9,73	Ribeiro e Alves (2017)
Formação Monte do Carmo	Máficas	-	Entre 0,86 e 1,01 Ga	(0,588 Ga) entre +1,08 e +3,10	Saboia (2009)
	Arcóseo	-	1,67 e 1,85 Ga	(0,588 Ga) -8,96 e -11,11	Saboia (2009)
	Piroclástica félsica	Idade máxima de deposição em torno de 600 Ma (Pb-Pb)	1,54 a 1,91 Ga	(0,588 Ga) -5,32 e -10,37	Saboia (2009)
	Andesitos	588±8 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
	Brecha vulcânica	643±10 Ma (U=Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Aliança: Granodiorito-Tonalito Aliança		593±59 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Grupo Natividade		Idade máxima de deposição de 1779±6 Ma	-	-	Silva <i>et al.</i> , (2005)
Complexo Gabro-Anortosítico Carreira Comprida	Intrusão Carreira Comprida	2071±4 Ma (Pb-Pb) ¹	-	-	Gorayeb e Moura (2001)
	Intrusão Rio Crixás	526±5 (U-Pb)	2,16 Ga	(1,68 -2,16 Ga) entre -7 e -12,24	Lima <i>et al.</i> , (2008)
Suíte Ipueiras	Granito do Carmo	2083±21 Ma (U-Pb)	1,99 e 2,07 Ga	(2,08 Ga) +3,35 e +3,52	Maia (2016)
		2048±13 Ma (U-Pb)	2,13 Ga	(2,04 Ga) +2,05	Saboia <i>et al.</i> , (2009)
	Granito Areias	2086±5 Ma (Pb-Pb)	2,18 e 2,19 Ga	(2,08 Ga) +2,27 e +2,26	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
	Granito Itália	2078±4 Ma (Pb-Pb)	-	-	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
	Granito Ipueiras	2073±2 Ma (Pb-Pb)	2,15 e 2,17 Ga	(2,08 Ga) +2,49 e +2,89	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
Suíte Vulcânica Santa Rosa		2086±10 Ma (U-Pb)	2,11 e 2,17 Ga	(2,08 Ga) entre +2,2 e +2,9	Saboia (2009)
		2137±12 Ma (Pb-Pb)	-	-	Sachett <i>et al.</i> , (1996)

Complexo Rio dos Mangues	2137 \pm 12 Ma (Pb-Pb)	Proveniência entre 2000 e 2250 Ma, com tendência em 2100 Ma	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
	Ortoderivados	Entre 2054 \pm 4 Ma e 2086 \pm 16 Ma (Pb-Pb)	2,25; 2,21 e 2,35 Ga	(2,06 Ga) +0,86 e -1,04; (2,12 Ga) +2,40	Arcanjo (2002)
Complexo Granulítico Porto Nacional	Ortoderivadas	-	2,40 Ga	-	Gorayeb <i>et al.</i> , (2000)
		2097 \pm 2; 2153 \pm 1 e 2125 \pm 3 Ma (Pb-Pb)	-	(2,15 Ga) +0,97 e +2,16	Gorayeb & Moura (2002)
	Paraderivadas	2072 \pm 3 a 2110 \pm 3 Ma (Pb-Pb)	2,55 Ga	(2,15 Ga) -1,56	Gorayeb <i>et al.</i> , (2000) Gorayeb & Moura (2002)

Fonte: Projeto Monte do Carmo 2018.

Figura 2.2: Mapa de idades TDM da região do Projeto Monte do Carmo.



Fonte: Mapa Geológico adaptado de CFRM (2017) com idades geocronológicas extraídas de Gorayeb et al.(2000); Quaresma e Kotschoubey (2001); Gorayeb & Moura (2002); Arcaño (2002); Chaves et al. (2008); Saboia (2009); Gorayeb et al. (2013); Maia (2016) e Ribeiro e Alves (2017).

Capítulo 3

Sensoriamento Remoto e Aerogeofísica

3. SENSORIAMENTO REMOTO E AEROGEOFÍSICA

3.1 SENSORIAMENTO REMOTO

Em todo projeto de mapeamento geológico, antes de ir a campo é essencial fazer uma análise prévia da área de estudo por meio de técnicas indiretas como as fotografias aéreas, imagens multiespectrais e modelos digitais de elevação. Por meio dessa análise se obtém informações que auxiliarão na logística do trabalho de campo e conhecimentos prévios das unidades a serem mapeadas.

O princípio dos métodos de sensoriamento remoto está na interação de ondas emitidas por sensores orbitais com a superfície terrestre. Sendo assim, as análises feitas em cima de dados de sensoriamento remoto refletem feições superficiais do planeta.

3.1.1 Sensoriamento Remoto da Área do Projeto Monte do Carmo

Realizou-se a análise da imagem do sensor OLI do satélite Landsat-8 e do modelo digital de elevação ALOS-PALSAR, disponíveis para a área do projeto. Por meio da análise desses produtos extraiu-se os principais lineamentos do relevo e confeccionado um mapa (figura 3.1) de elementos tectônicos rúpteis regionais.

Analisando o mapa produzido, observou-se que região do projeto possui uma estruturação predominantemente nas direções NE-SW e NW-SE, com poucos lineamentos N-S. Também foi possível delimitar a serra que atravessa a área se sudoeste para nordeste e se observar arqueamentos na estruturação interna da serra, aparentando dobras.

O Rio Tocantins segue o padrão de faturamento predominantemente na direção NE, fazendo um pequeno encurvamento em uma porção para a direção N e NW no centro-norte da área.

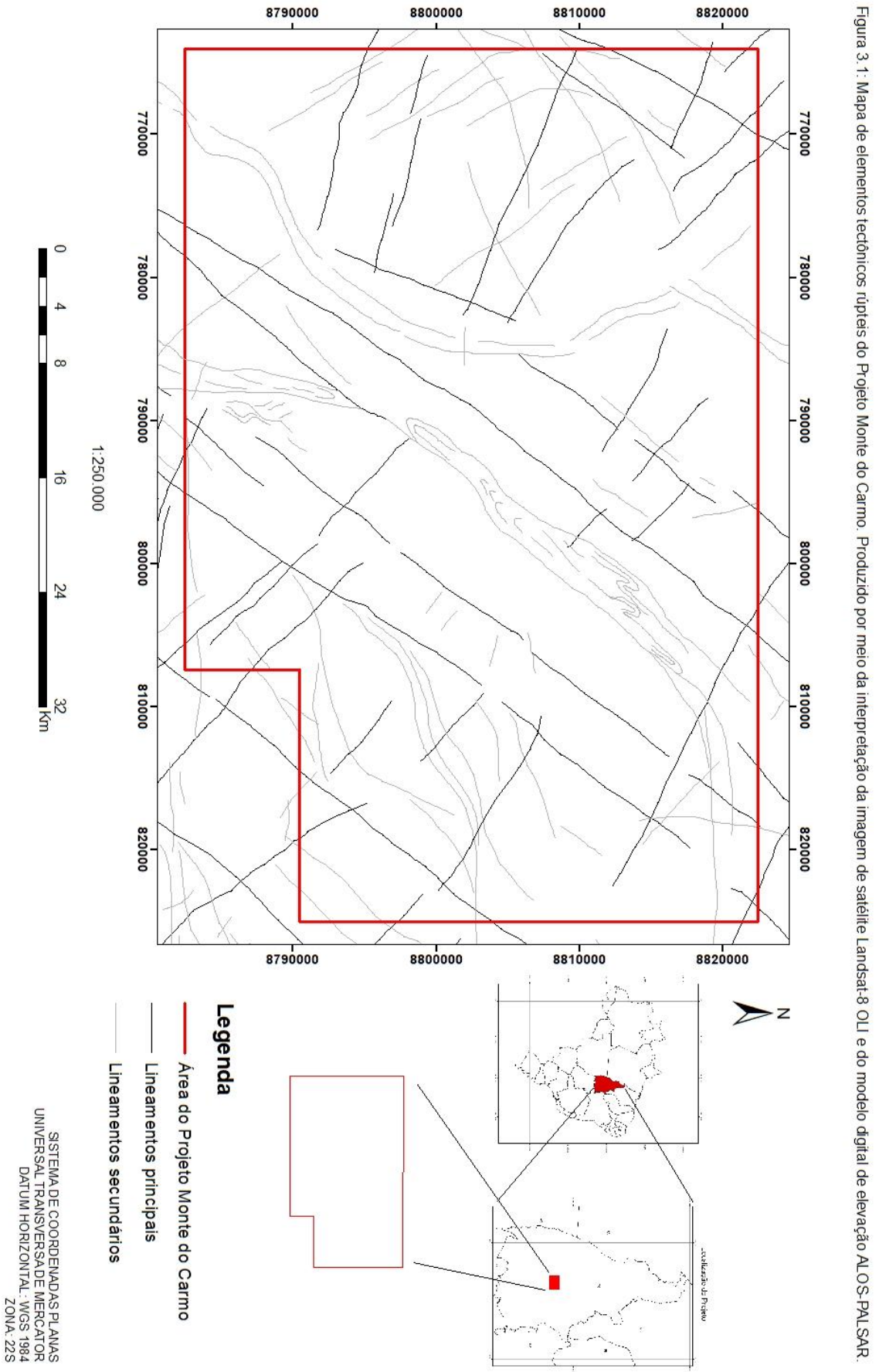


Figura 3. 1: Mapa de elementos tectônicos rúpteis do Projeto Monte do Carmo. Produzido por meio da interpretação da imagem de satélite Landsat-8 OLI e do modelo digital de elevação ALOS-PALSAR.

3.1.2 Fotointerpretação da subárea X

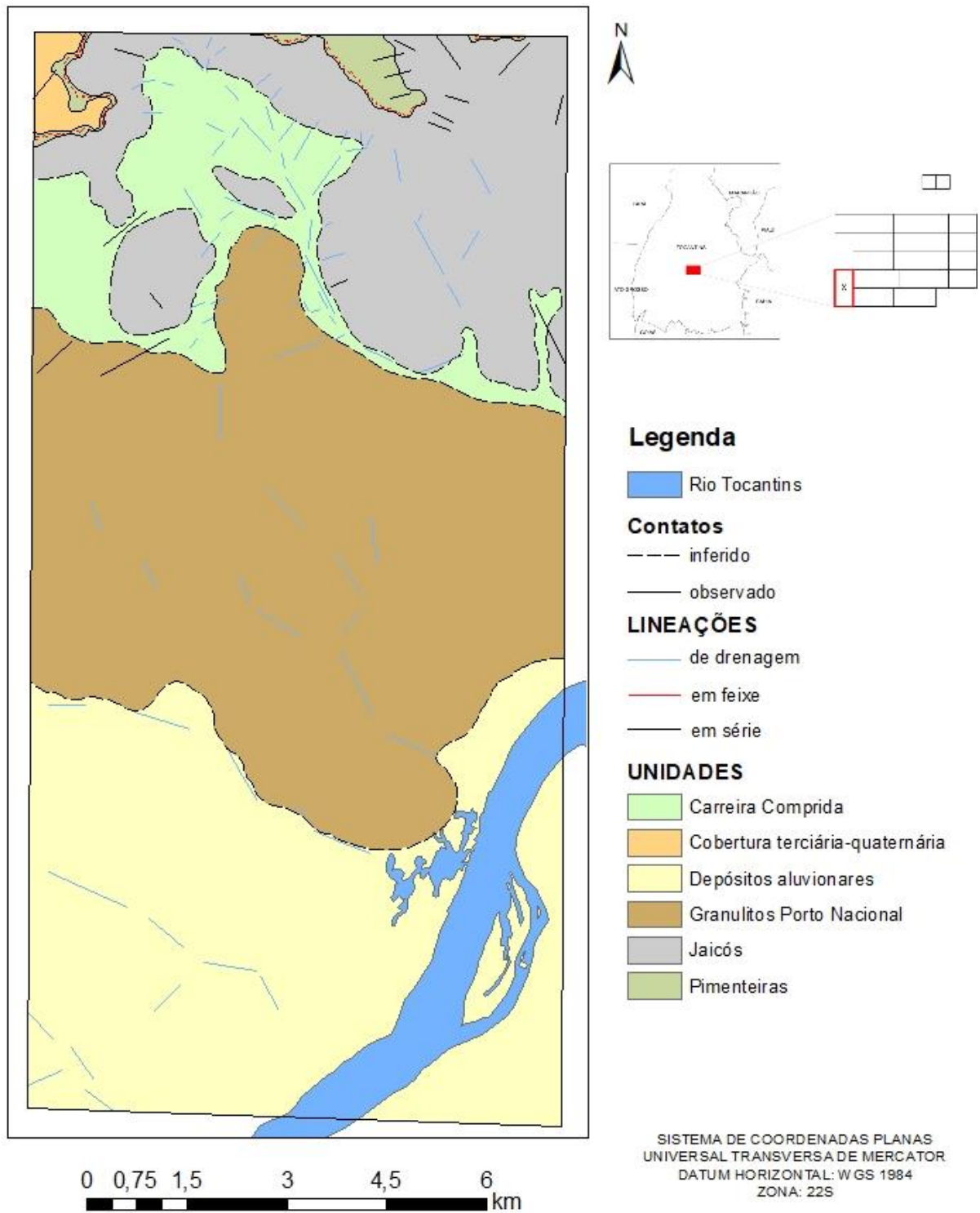
Na subárea X, além da imagem do sensor OLI do satélite Landsat8 e do modelo digital de elevação ALOS-PALSAR, foi utilizado fotografias aéreas que, por meio da técnica de estereoscopia, permitiram a fotointerpretação da área.

Na fotointerpretação reconheceu-se as drenagens presentes na área e extraiu-se destas os lineamentos relacionados. Bem como a extração de lineações em feixe e em série. Com a interpretação das lineações e lineamentos da área e a identificação de quebras negativas, foi possível a delimitação de zonas homólogas, levando em consideração o padrão de estruturação, os aspectos texturais e a morfologia do relevo.

O processo da fotointerpretação culminou na confecção de um mapa fotolitológico (figura 3.2), em que as unidades litoestratigráficas descritas na literatura foram correlacionadas com as zonas homólogas.

Observando o mapa fotolitológico nota-se um padrão de estruturação semelhante ao observado na escala regional, porém, aqui, com um predomínio das estruturas de direção NW. As unidades litoestratigráficas aparentam ocorrer em faixas grosseiras de direção E-W, com contatos irregulares.

Figura 3.2: Mapa Fotolitológico da Subárea X. Produzido com base na análise de fotografias aérea, imagem de satélite Landsat-8 OLI e modelo digital de elevação ALOS-PALSAR.



3.2 AEROGEOFÍSICA

De forma semelhante aos métodos de sensoriamento remoto os métodos aerogeofísicos são técnicas indiretas que fornecem informações importantes sobre a geologia de uma região e dão consistência as interpretações. Fazer um mapeamento geológico sem o auxílio de métodos geofísicos é uma tarefa difícil e que muitas vezes pode resultar na não compreensão dos dados observados em campo.

Nesse projeto analisou-se os produtos aerogeofísicos de magnetometria e gamaespectrometria, em que a aerogamaespectrometria baseou-se na radiação emitida pelos elementos K, Th e U, sendo dessa forma um produto que fornece informações relacionadas a composição em superfície. E a aeromagnetometria se baseia na leitura de campos magnéticos emitidos por minerais magnéticos, e que possui uma grande penetração na crosta, possibilitando assim a investigação em profundidade.

3.2.1 Aerogeofísica do Projeto Monte do Carmo

3.2.1.1 AEROMAGNETOMETRIA

O Método da Magnetométrico baseia-se na leitura do campo magnético em uma certa região de interesse. O campo magnético medido num levantamento aeromagnético é o resultado vetorial do Campo Magnético Externo (CME), do Campo Magnético Interno (CMI) e do Campo Magnético Crustal (CMC). No mapeamento geológico, a componente de interesse refere-se ao CMC. No mapeamento geológico, a componente do campo de interesse refere-se ao CMC, pois este reflete a variação de susceptibilidade magnética das rochas. Para isolar o sinal do CMC são feitas correções de CME e CMI, variação diurna e IGRF, respectivamente. Esse sinal tem como fonte primordial os minerais magnéticos, tais como: magnetita, pirrotita e ilmenita. Esses são encontrados em maiores concentrações em rochas máficas/ultramáficas, porém, devido aos processos intempéricos, tendem a serem remobilizados e concentrados em zonas de falhas e fraturas. Isso faz com que por meio da aplicação do método aeromagnético, seja possível investigar a estruturação de uma região em profundidade.

Os lineamentos definidos a partir dos produtos geofísicos são capazes de nos fornecer importantes informações a respeito da concentração e/ou tipo da mineralogia magnética, as feições estruturais (a partir de grandes feições lineares) e do arcabouço estrutural regional. Desta forma, este produto auxilia na identificação as principais falhas, as grandes zonas de

cisalhamentos (rúpteis, rúpteis-dúcteis e dúcteis) e os grandes dobramentos e sua cinemática regional.

No Projeto Monte do Carmo (PMC) fez-se uma análise dos produtos da aeromagnetometria da seguinte forma:

1. Delimitação dos grandes lineamentos estruturais a partir dos produtos do TILT, 1Dz e GHT com posterior divisão dos domínios estruturais marcados preferencialmente pela direção de seus lineamentos. O principal objetivo dessa análise foi auxiliar o entendimento do arcabouço estrutural e comparação com a resposta em superfície dos corpos rochosos da região.
2. Delimitação de lineamentos menores com o auxílio SA3D junto com a 1Dz, com a divisão dos domínios a partir da composição dos minerais magnéticos. O principal objetivo dessa análise foi separa os domínios baseando-se na assinatura magnética, a partir da amplitude do sinal analítico dos seus lineamentos menores, a fim de comparar com os afloramentos em superfície e com o fechamento de contatos.

3.2.1.1.1 Domínios Magnético-estruturais

A partir dos produtos da aeromagnetometria disponíveis para a região do Projeto Monte do Carmo (PMC), foi possível a divisão da área em seis domínios estruturais distintos com base no padrão e orientação dos lineamentos.

O domínio 1 encontra-se no setor oeste do PMC, alcançando apenas uma parte das áreas 1 e 5. Esse domínio é caracterizado por lineamentos orientados predominantemente na direção E-W, na porção sul, se que migram para NE para norte com algumas feições alíneas NW de menor expressão.

O domínio 2 intercepta a metade oeste das áreas do PMC. É limitado por duas falhas transcorrentes de cinemática sinistral, a leste e a oeste, com direção NE, formando uma grande zona de cisalhamento. Esse domínio é caracterizado por lineamentos longos e contínuos delimitando sigmoides quilométricos. Na porção sul, os lineamentos possuem uma direção predominante E-W e tendem à direção NE na parte central, retornando para E-W na porção norte. Também estão presentes alguns lineamentos de direção NW, relacionadas a falhas e fraturas antitéticas da zona de cisalhamento.

O domínio 3 abrange as áreas do extremo nordeste do PMC. Nesse domínio os lineamentos possuem uma direção predominantemente NE, como sigmoides discretos de cinemática sinistral, chegando até 10 km de comprimento.

O domínio 4 intercepta a metade leste das áreas do projeto. Nele os lineamentos ocorrem predominantemente com direção NE com outros de menor expressão NW. Nesse domínio também foi possível inferir uma falha transcorrente N-S na porção sul.

O domínio 5 compreende as áreas do extremo sudoeste do projeto e é caracterizado por lineamentos de direção NE bem delimitados.

Portanto, de forma geral, a direção predominante de estruturação dos domínios é NE, como algumas porções E-W e N-S relacionadas às curvas dos sigmoides que exibem uma cinemática predominantemente sinistral. Na porção central da área do PMC, diques de diabásio estão encaixados nesses lineamentos NW, cortando toda a área de NW para SE.

Dessa forma, foi gerado o mapa dos lineamentos estruturais (figura 3.3) interpretadas da área do Projeto Monte do Carmo através de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1DV e GHT) mostrado a seguir.

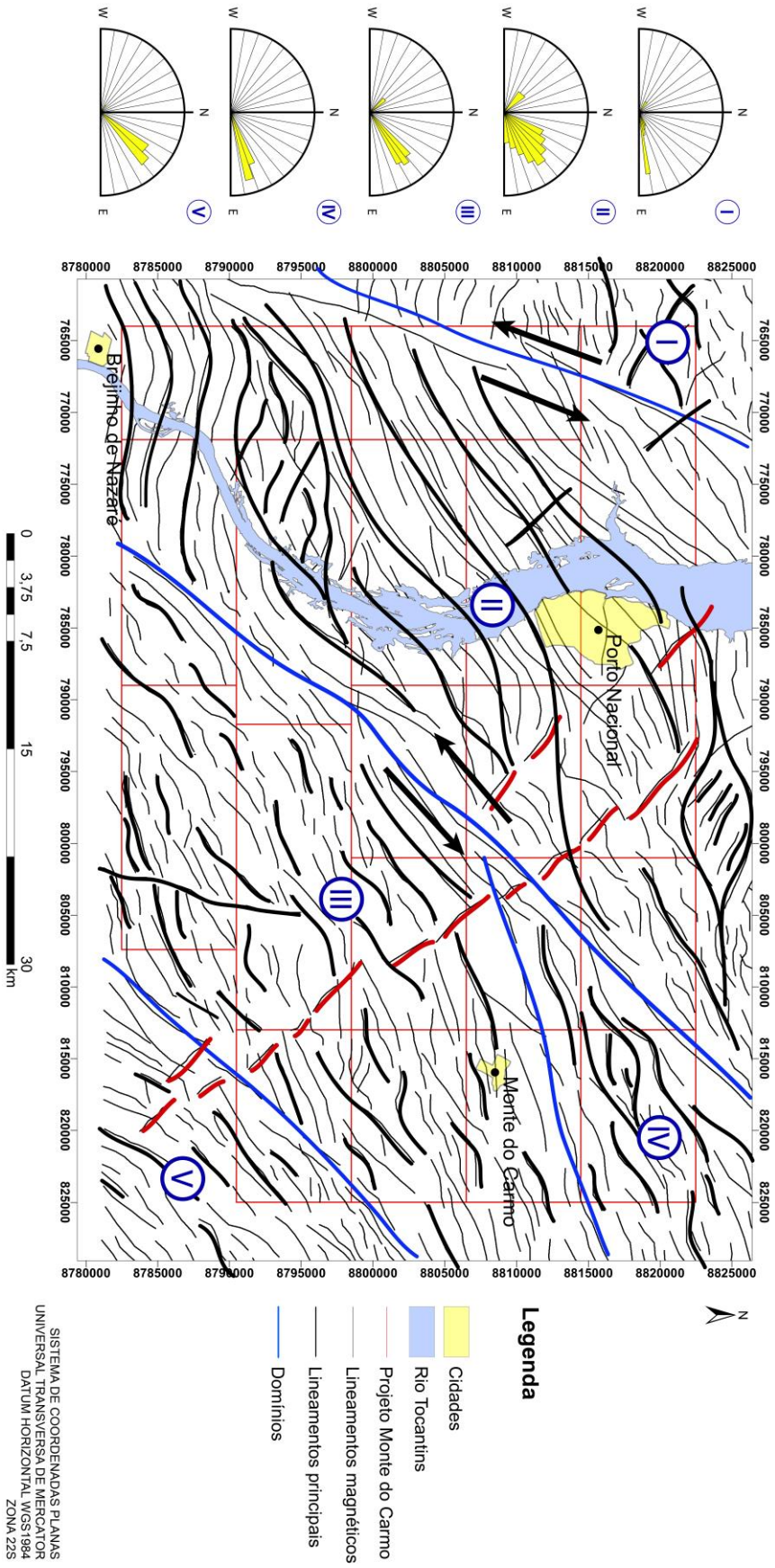


Figura 3.3: Mapa dos lineamentos estruturais interpretados da área do Projeto Monte do Carmo. As linhas azuis delimitam os 5 domínios, nomeados por algarismos romanos. As linhas pretas destacam os principais lineamentos. As linhas vermelhas sinalizam os possíveis diques. A esquerda da imagem podem ser observadas as roseiras, mostrando as direções preferenciais dos lineamentos de cada domínio.

3.2.1.1.2 Domínios Magnético-composicionais

Foram gerados também, mapas com domínios magnetométricos (figuras 3.4 e 3.5) baseado na assinatura magnéticas, a partir da interpretação dos produtos da 1Dz juntamente com o SA3D, dividido em 11 domínios magnéticos e uma tabela (tabela 3.1) explicando as características principais dos domínios.

Figura 3.4: Mapa de domínios com amplitude de sinais analíticos do Projeto Monte do Carmo - TO.

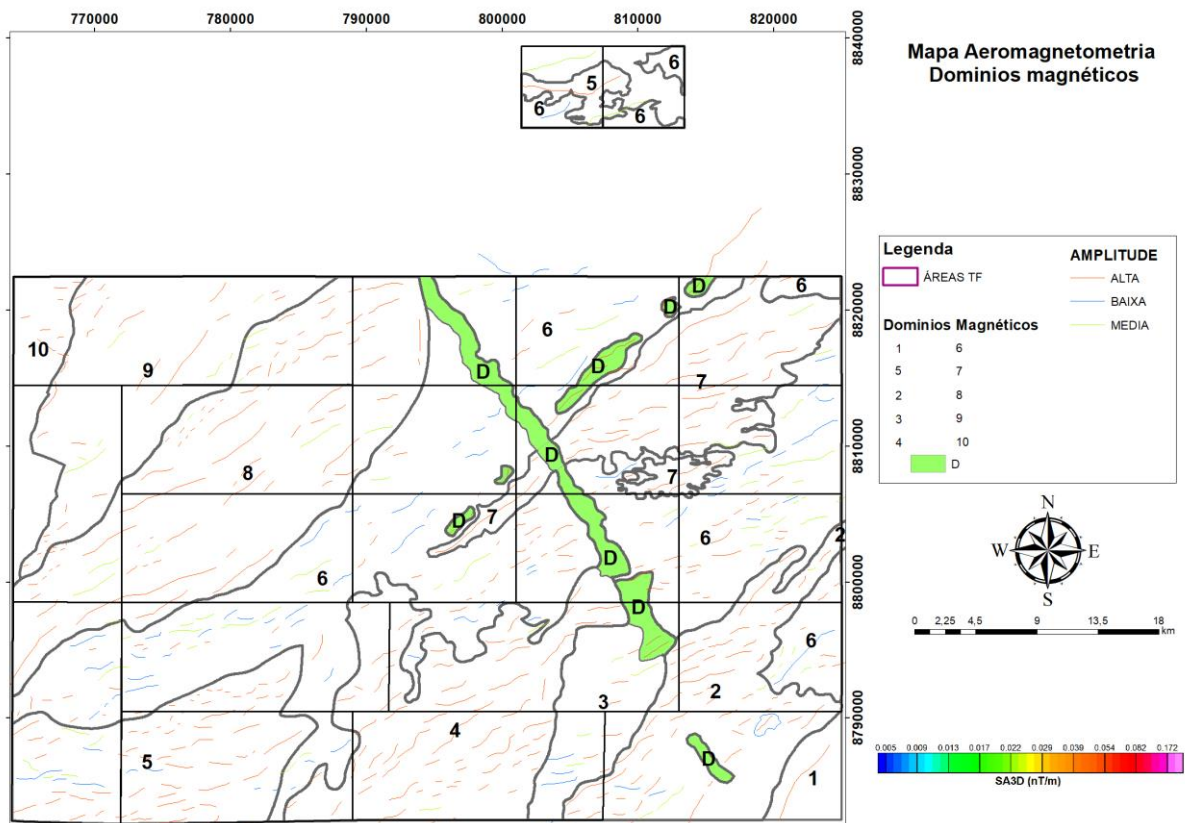
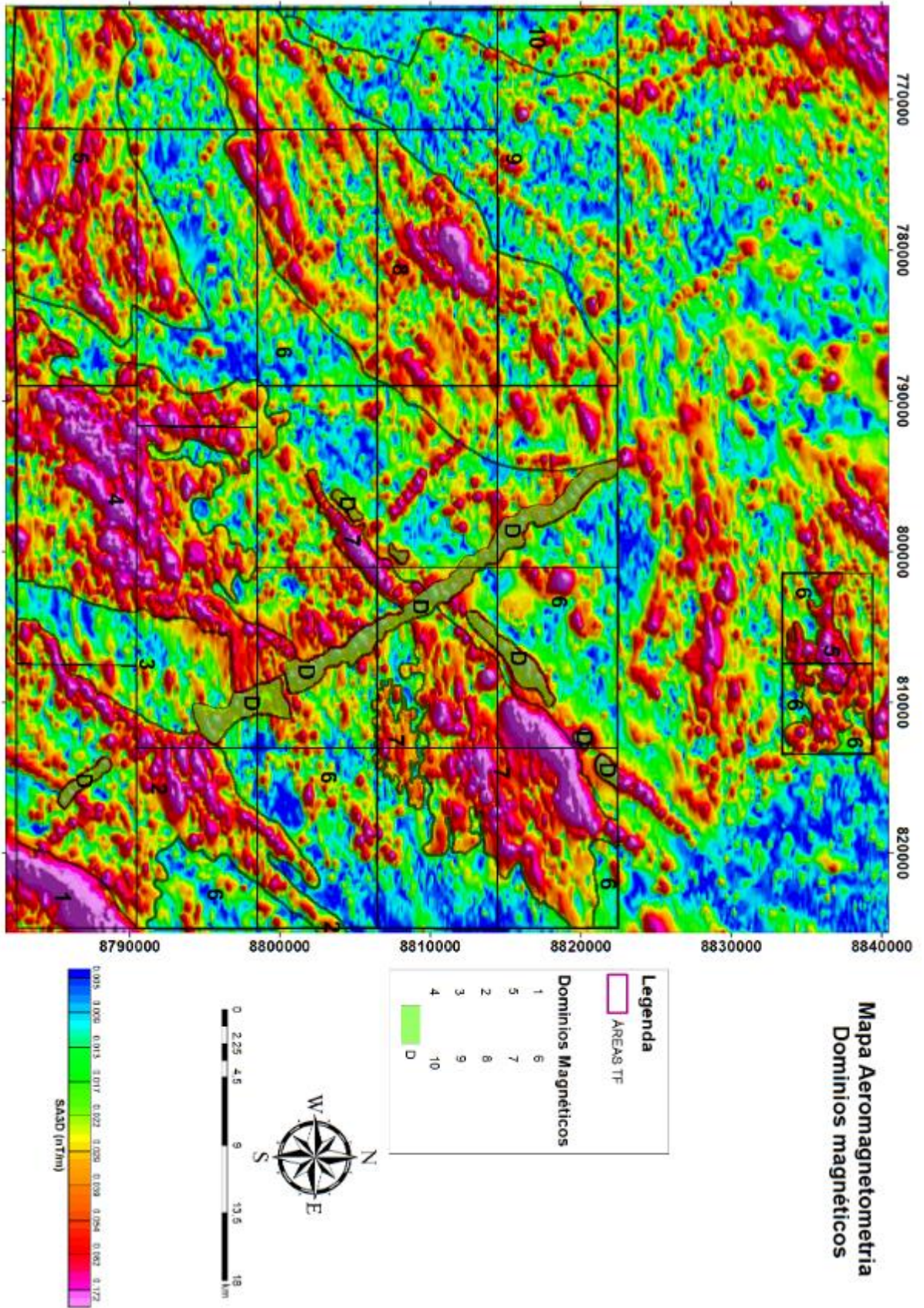


Figura 3.5: Mapa de domínios magnéticos SA3D do Projeto Monte do Carmo - TO.



A tabela 3.1 a seguir descreve as principais características dos 11 domínios delimitado com base na assinatura magnética.

Tabela 3.1: Características dos principais domínios com base na assinatura magnéticas.

DOMÍNIO	DESCRIÇÃO
1	Domínio marcado por uma amplitude muito alta, homogêneo, com valores de 0,172 nT/m. O alinhamento preferencial é N45E.
2	Domínio marcado por uma amplitude alta a muito alta, com valores que variam de 0,082 a 0,172 nT/m, não homogêneos, com sinal enfraquecendo na porção sudeste do domínio. O domínio também é definido por um <i>trend</i> NE forte de alta amplitude com uma tendência sigmoidal.
3	Domínio com uma amplitude baixa, que varia a média em eventuais locais do domínio, apresentando um <i>trend</i> NS bem marcado que divide o domínio na porção Leste. A amplitude tem sinal entre 0,005 e 0,013 nT/m. Alguns locais possuem uma amplitude alta com <i>trend</i> EW.
4	Anomalia magnética sigmoidal, com um <i>trend</i> preferencial NE dos lineamentos de alta intensidade. Homogêneo, apresenta um sinal entre 0,082 a 0,172 nT/m.
5	Domínio magnético de intensidade alta. Padrão dos lineamentos de alta e baixa intensidade seguindo um <i>trend</i> EW e curvando para NE. O sinal possui uma variação na sua intensidade que varia de Leste a Oeste. Na parte Leste, o domínio possui intensidade baixa, 0,017 a 0,022 nT/m. Na porção centro-leste, o domínio apresenta uma amplitude de 0,082 nT/m que varia até 0,172 nT/m.
6	Domínio de baixa intensidade, marcada por uma estruturação NE dos lineamentos de baixa amplitude. Eventuais corpos de intensidade estão presentes no domínio, os lineamentos se apresentam como pequenos sigmoides. A intensidade é 0,005 a 0,013 nT/m.
7	Domínio de alta intensidade (0,172 nT/m), estruturalmente marcado pelo <i>trend</i> NE. Os lineamentos são exclusivamente de alta intensidade fortemente marcados, em domínios centrais o valor do sinal diminui para 0,082 nT/m, porém ainda é alto.
8	Domínio sigmoidal, muito bem marcado. Os lineamentos também são sigmoidais, tanto de alta quanto baixa intensidade. O sinal não é tão forte, e ele não é tão homogêneo quanto os demais. O sinal na parte mais alta é em essência 0,082 nT/m, mas possui valores de 0,039 nT/m e 0,005 nT/m.
9	Domínio de baixa intensidade, marcados por lineamentos sigmoidais de baixa amplitude. Existem eventuais lineamentos de alta intensidade. No geral o sinal é fraco de 0,005 nT/m, porém corpos alinhados são muito definidos com estruturação NE.
10	O domínio é marcado pelo aumento no sinal e pelo <i>trend</i> NW tanto dos lineamentos de alta quanto baixa intensidade. O sinal é muito fraco (0,005 nT/m).
D	São grandes corpos alinhados segundo os <i>trends</i> NE e NW de alta intensidade, com valores médios de 0,082 nT/m.

A partir da análise dos dados de aeromagnetometria, é possível inferir:

i) - Há uma forte estruturação com *trend* principal NE, além de diferenças na amplitude do sinal e também estruturas menores com formatos sigmoidais. As duas grandes estruturas são grandes zonas de cisalhamentos com cinemática sinistral com sigmoides incluídos, reforçando esse cisalhamento.

ii) - Existem duas gerações de diques, uma NE e outra NW, que são correlacionadas a nível de afloramento.

iii) - Existe uma forte correlação entre a estruturação extraída da magnetometria e as lineações extraídas do MDE (Modelo Digital de Elevação).

iv) - As grandes variações da amplitude do sinal analítico estão associadas juntamente com variações litológicas. Em que a amplitude do sinal aumenta drasticamente, é possível observar corpos MUM (máficos-ultramáficos). Já quando a amplitude se apresenta com um alto a moderado, temos rochas félsicas com minerais magnéticos associados, gnaisses tonalíticos

com ilmenita como mineral acessório. Quando a amplitude é muito baixa ou baixa, temos rochas com nenhum mineral magnético associado em sua assembleia, quartizitos, e rochas sedimentares da bacia, por exemplo.

v) - Existe uma estruturação N-S que coloca rochas com alta amplitude magnética e baixa amplitude magnética lado a lado, indicando um grande falhamento.

vi) - Os domínios magnéticos indicam um grande contraste entre rochas de composição magnéticas e outras com menos magnetismo. A partir do método da susceptibilidade magnética de sua composição mineral, porém não é o método mais adequado para traçar contatos regionais, sendo melhor indicado para o arcabouço estrutural, definindo as principais zonas de cisalhamentos e falhas.

3.2.1.2 AEROGAMAESPECTROMETRIA

O Método Gamaespectrométrico é uma das ferramentas mais importantes do mapeamento geológico, pois resulta em uma informação direta a respeito das associações litológicas aflorantes. É largamente utilizada na prospecção mineral para a identificação de litologias devido à variação de minerais que possuem os elementos U, Th e K em sua estrutura química.

A gamaespectrometria estuda a intensidade da radiação emitida a partir do decaimento dos isótopos ^{40}K , o ^{232}Th e ^{238}U onde ela é medida por meio dos sensores do gamaespectômetro e, por fim, são convertidas em valores numéricos que quando processados resultam em mapas que mostram as áreas mais e menos ricas em tais elementos. Um fator limitante do método é a sua fonte, que não ultrapassa 50 cm de profundidade. Sendo assim, o método é confiável apenas para investigações rasas, não sendo possível a observação de materiais mais profundos.

Os produtos gerados no processamento foram: Potássio (K): Contagem total de potássio, dada em valor percentual (%). Tório (eTh): Contagem total de equivalente de tório em partes por milhão (ppm). Urânio (eU): Contagem total de equivalente de urânio em partes por milhão (ppm). eU/eTh: Razão entre os equivalentes dos elementos urânio e tório. eU/K: Razão entre o equivalente do elemento urânio e do elemento potássio. K/eTh: Razão entre o elemento potássio e equivalente do elemento tório. CT: Contagem total, com somatório dos isótopos dos três elementos, dada em porcentagem. RGB: Combinação ternária entre K, eTh e eU, dada nas cores vermelho, verde e azul, respectivamente. CMY: Combinação ternária entre K, eTh e eU, nas cores ciano, magenta e amarelo, respectivamente.

O produto principal utilizado para a interpretação e delimitação de domínios gamaespectométricos foi a composição ternária RGB (figura 3.6), resumindo-se na divisão de regiões que apresentam respostas distintas para os radio elementos quantificados durante a aquisição do dado. A quadro 3.1 representa as interpretações e características obtidas a partir do mapa gerado.

Figura 3.6: Domínios gamaespectométricos da área do projeto Monte do Carmo delimitados em linha preta a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo.

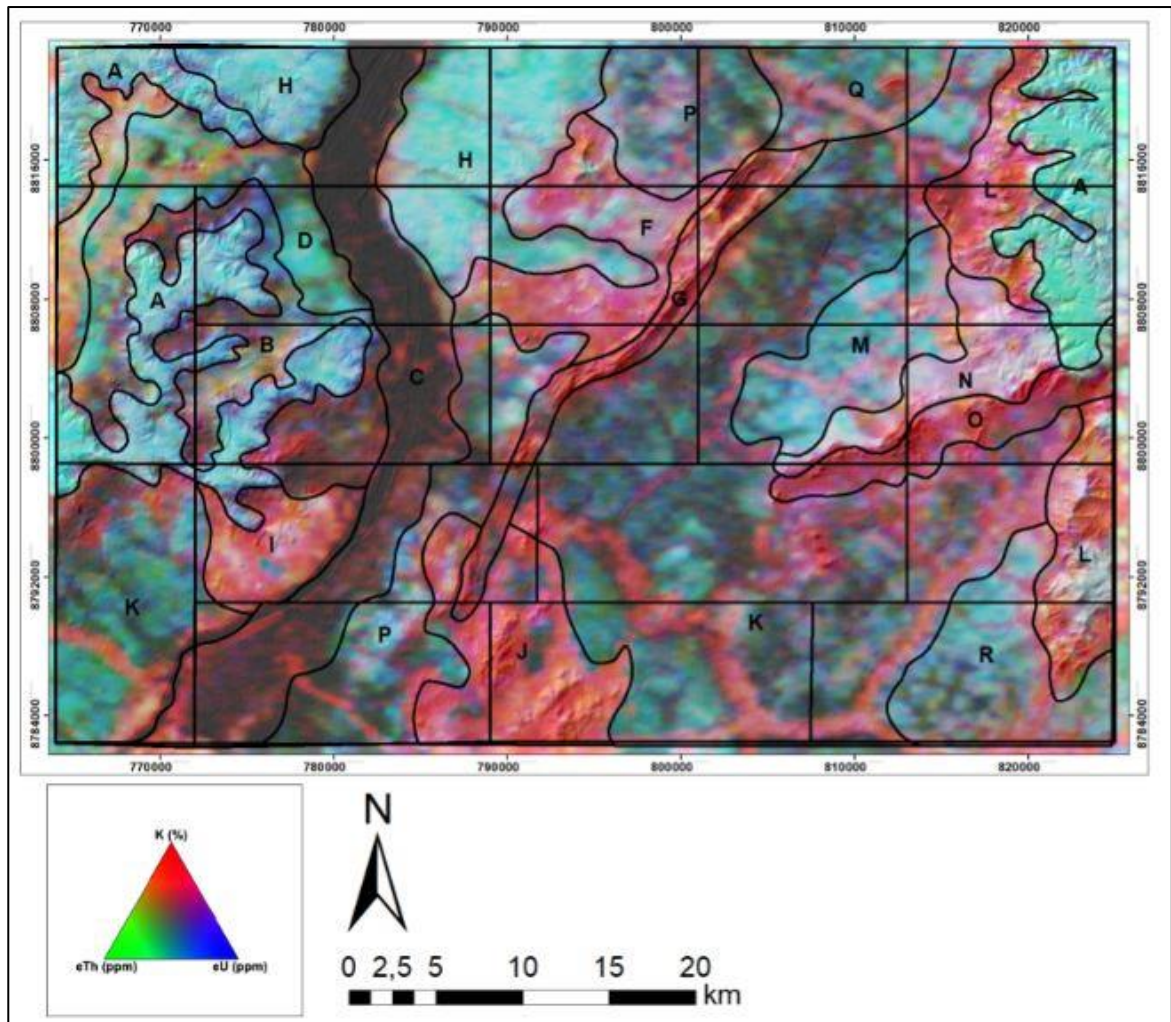


Tabela 3.2: Análise dos domínios gamaespectrométricos.

DOMÍNIO	RGB	eU	K	eTh	INTERPRETAÇÃO
A	Branco e ciano	Muito alto	Baixo	Muito alto	Domínio de relevo plano, apresentando contato anastomosado com outros domínios. A alta concentração de eTh e eU está relacionada à presença de crosta laterítica e aos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Grande parte da ocupação do solo é destinada à atividade agrícola.
B	Preto, Azul e Vermelho	Baixo	Baixo-Moderado	Baixo	Ocorre na porção leste da área, encaixado com os sedimentos da Bacia do Parnaíba. O relevo é plano a suavemente ondulado e a resposta gamaespectrométrica é relativamente baixa em todos os canais, com pequeno destaque para o K.
C	Preto	Baixo	Baixo	Baixo	Esse domínio representa o Rio Tocantins. Possui como característica baixa concentração nos três canais e coloração preta no produto RGB.
D	Verde Azulado	Baixo	Baixo	Moderado	Apresenta relevo plano e resposta verde azulada no produto RGB. O canal de eTh se destaca em relação aos eU e K.
E	Vermelho Amarelado	Baixo-Moderado	Muito alto	Alto	Bordeado pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba e pelo domínio D, essa região destaca-se das suas redondezas por apresentar alto K, eTh e moderado a baixo eU. O relevo é plano e sua resposta no RGB apresenta tons de vermelho amarelado.
F	Vermelho Rosado	Moderado	Alto	Baixo	Relevo suave a ondulado, formando corpos levemente circulares e alongados. Esse domínio apresenta alta concentração em K.
G	Vermelho	Baixo	Moderado-Alto	Muito Baixo	Esse domínio é caracterizado por uma serra de relevo acentuado e direção NE. Representa a sequência vulcanossedimentar Monte do Carmo.
H	Ciano	Muito alto	Baixo	Muito alto	Domínio próximo ao Rio Tocantins, de relevo plano e caracterizado por forte cor de ciano na composição RGB. Os valores de eU e eTh são expressivamente mais altos que o de K. Provavelmente trata-se de uma área onde predominam os processos intempericos e com ausência de afloramentos.
I	Vermelho e Branco	Baixo	Muito alto	Baixo	Relevo plano a suave ondulado, com formato circular. Esse domínio apresenta alta concentração de K em relação aos outros canais e provavelmente representa os granitos da unidade Aroeiras
J	Vermelho	Baixo	Muito alto	Baixo	Esse domínio, de relevo suave a forte ondulado e formato circular, está relacionado à presença da intrusão granítica pertencente a Suíte Ipeúba. O alto K está ligado à composição dos granitos, que apresentam feldspato potássico
K	Verde Musgo	Baixo	Moderado-Baixo	Baixo	Extenso domínio de relevo plano, ele é caracterizado pelo tom de verde musgo na composição RGB e pelos valores baixos nos três canais.
L	Vermelho	Moderado	Muito alto	Moderado	Relevo forte ondulado, a resposta alta no canal do potássio provem da acumulação na rede de drenagem devido a sua mobilidade. Apresenta como fonte argilominerais provenientes do intemperismo de folhelhos da Formação Pimenteiras da Bacia do Parnaíba.
M	Ciano	Alta	Baixo	Alto	Domínio de relevo plano e contato anastomosado com os outros domínios. A cor ciano (valores altos de eU e eTh e baixo K) reflete ausência de afloramentos.
N	Branco e Vermelho	Moderado-Alto	Moderado-Alto	Alto	Apresenta contato anastomosado com os outros domínios e orientação NE. Relevo ondulado. Se destaca pela cor branco-avermelhada e valores

					altos de Eu, K e ETh. Pode estar relacionado aos granitos da Suíte Ipueiras.
O	Vermelho	Baixo	Alto	Moderado-Baixo	Faz contato com o domínio N e segue a mesma orientação NE. O relevo é ondulado. Os valores de K ressaltam em relação aos outros elementos. Pode estar relacionado aos quartzitos da Formação Monte do Carmo.
P	Ciano - Preto	Moderado	Baixo	Moderado	Domínio de relevo plano, apresentando tons de ciano e contato com a planície de inundação do Rio Tocantins e domínio delimitado pelo granito da Suíte Ipueiras. Esse domínio está provavelmente associado à ausência de afloramentos e/ou presença de laterito.
Q	Verde	Moderado	Baixo	Moderado	Relevo plano e baixo valor de K e moderado de eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de laterito.
R	Ciano	Moderado	Baixo	Moderado	Domínio apresenta relevo plano e baixo K em relação ao eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de laterito.

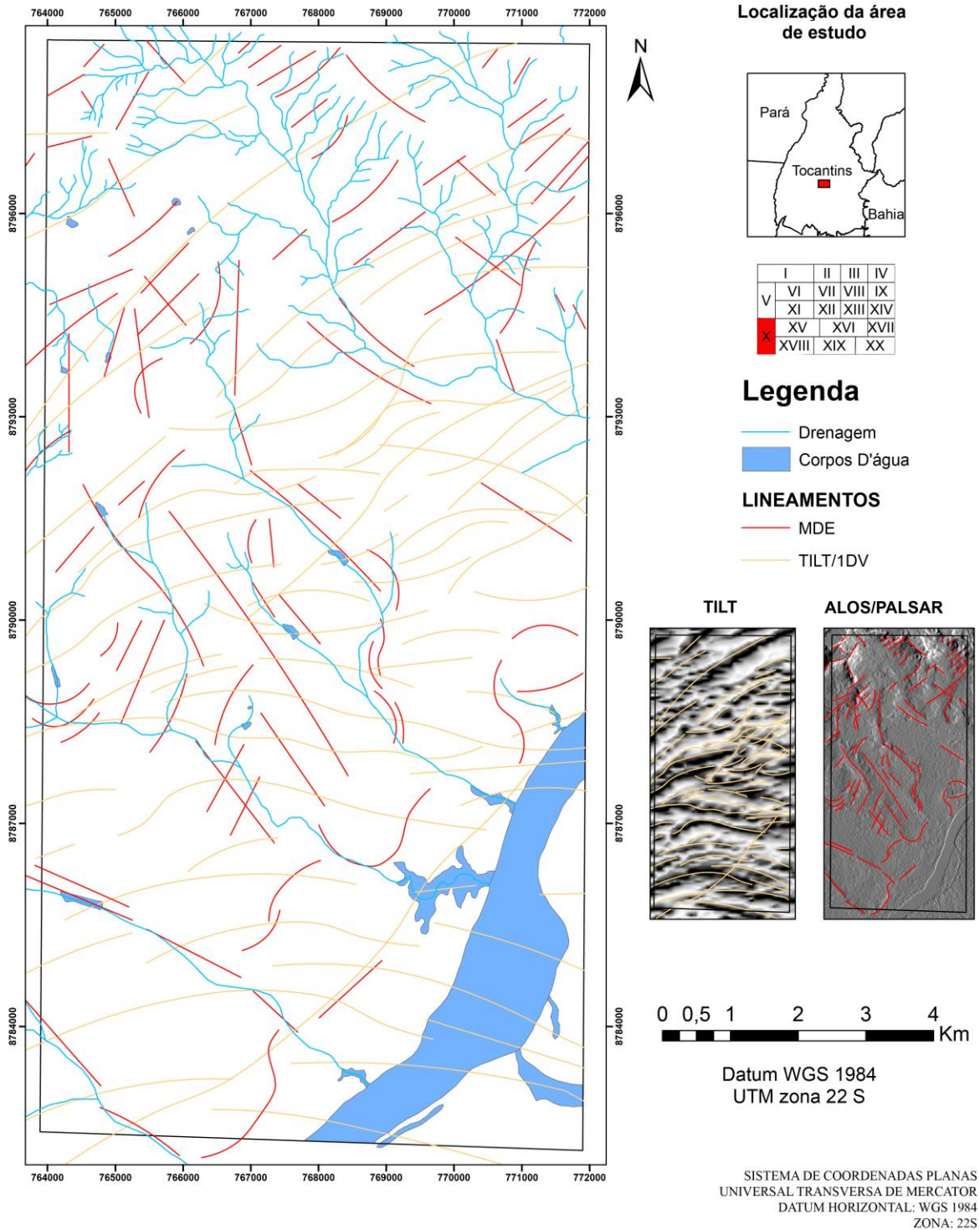
3.2.2 Aerogeofísica da Subárea X

Partindo da interpretação da aeromagnetometria para a área do PMC (tópico 3.2.1.1), a subárea X encontra-se no domínio 2, caracterizado por lineamentos longos, contínuos e sinuosos, delimitando sigmóides quilométricos, com direção predominante NE-SW, e E-W na parte sul do projeto. A subárea X pega essas três feições mencionadas, que são subdivididas nos domínios magnéticos 5, 6 e 8. Na porção sul da área os lineamentos são predominantemente E-W. Na parte central há um encurvamento dos lineamentos, delimitando um sigmoide quilométrico. E na parte norte ocorrem grandes lineamentos de direção NE-SW.

A interpretação dos lineamentos da magnetometria, aliado aos lineamentos extraídos do relevo pelas imagens dos sensores de satélite e modelo digital de elevação, permitiram a confecção de um mapa morfoestrutural (figura 3.7) para a área. Por meio dele foi possível observar que a direção preferencial de estruturação da área, tanto em profundidade quanto em superfície é NE-SW, sendo na porção superficial mais estruturada na direção NW-SE.

Com relação à imagem de composição ternária da aerogamaespectrometria, a subárea X encontra-se em sua grande maioria no domínio K, de cor verde musgo, associado a um extenso relevo arrasado, com baixos valores nos canais do K, eTh e eU. Pega em uma pequena parte o domínio C, relacionado ao Rio Tocantins, e o domínio A, relacionado às coberturas lateríticas e áreas de produção agrícola localizadas em cima do compartimento geomorfológico Serra Malhada Alta.

Figura 3.7: Mapa Morfoestrutural da Subárea X. Produzido com base na análise de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1Dz e GHT) aliado às interpretações feitas por meio do sensoriamento remoto.



Capítulo 4

Geología Local

4. GEOLOGIA LOCAL

4.1 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS IDENTIFICADAS NO PROJETO MONTE DO CARMO

As unidades litoestratigráficas que compõem o Projeto Monte do Carmo foram mapeadas em escala 1:50.000 e definidas com base em critérios petrográficos, estruturais, deformacionais e metamórficos. A partir da identificação e descrição dessas unidades, e com o auxílio do sensoriamento remoto e da aerogeofísica, foi possível a elaboração do mapa geológico integrado do Projeto Monte do Carmo (Anexo 1).

A seguir será feita uma descrição das unidades mapeadas no Projeto Monte do Carmo.

4.1.1 Complexo Porto Nacional

O Complexo Porto Nacional está localizado a oeste da área do projeto Monte do Carmo, disposto em faixas anastomosadas com trend NE-SW e é composto por rochas paraderivadas e ortoderivadas. Ocorre principalmente nas subáreas I, III, V, VI, VIII, X e XI. As rochas pertencentes a essa unidade estão associadas a um baixo topográfico, onde os melhores afloramentos ocorrem próximos à Serra Malhada Alta, aflorando como blocos rolados, basculhados, in situ e raramente como lajedos.

Em algumas porções os corpos das rochas paraderivadas ocorrem na forma de lentes, intercaladas dentro da unidade ortoderivada. Em outros momentos o oposto ocorre. Essas lentes são em geral alongadas e paralelas à estruturação regional de direção NE-SW. As rochas do complexo Porto Nacional estão metamorfizadas em fácies xisto verde alto granulito, onde o grau metamórfico aumenta de leste para oeste nesse complexo.

A unidade ortoderivada (PP2 γ pn(o)) compreende granada-hornblenda gnaisses tonalíticos, clinopiroxênio-ortopiroxênio-biotita gnaisses tonalíticos, clinopiroxênio-ortopiroxênio plagioclásio gnaisses, cianita-plagioclásio-hornblenda gnaisses, anfíbolitos, granulitos máficos, clorita-talco-tremolita xistos, enderbitos e metamáficas.

A unidade paraderivada (PP2pn(p)) compreende gnaisses feldspáticos, estaurolita-silimanita-granada gnaisses, biotita-hornblenda-grafita gnaisses, silimanita-granada-biotita gnaisses, cianita-silimanita-granada gnaisses, gonditos, granitos peraluminosos e xistos grafitosos. Os gonditos ocorrem como blocos isolados, sem um padrão associado aos pontos de ocorrência do mesmo; os xistos grafitosos ocorrem como lentes dentro dos paragnaisses.

4.1.2 Formação Morro do Aquiles

A Formação Morro do Aquiles está localizada na parte centro norte e sudoeste do projeto Monte do Carmo e está disposta em faixas com trend NE-SW, definida por contatos tectônicos e cortada por zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE. Ocorre principalmente nas subáreas II, VI, VII e XV. Os afloramentos dessa formação ocorrem como lajedos, blocos in situ e por vezes em leitos de drenagens secas.

Ela compreende granada-muscovita xistos, granada-hornblenda gnaisses, muscovita-biotita gnaisses, muscovita-biotita migmatitos, andaluzita xistos, metabásicas, metaultrabásicas, gonditos e xistos grafitosos. Os xistos grafitosos ocorrem de forma restrita nessa unidade e os gondito ocorrem sem um padrão, de forma isolada em meio a paragnaisses e outros xistos.

4.1.3 Plutônicas sin- a pós- tectônicas

As rochas plutônicas localizam-se no centro norte do Projeto Monte do Carmo, principalmente na área VII, e são representadas por três corpos graníticos intrusivos nos xistos da Formação Morro do Aquiles. Elas correspondem aos granitos Torre, Santana e à Suíte Granítica Manduca, com cerca de 2 km, 1 km e 3 km de diâmetro, respectivamente.

Esses corpos afloram principalmente como blocos in situ, lajedos e em drenagens secas. O granito Santana está associado à vegetação de mata densa e relevo movimentado. A Suíte Manduca aflora próximo ao Córrego Manduca, intercalado com os xistos da Formação Morro do Aquiles, em uma estrutura do tipo “roof pendant”.

O Granito Torre localiza-se na divisa das subáreas VII e II e corresponde a um muscovita-biotita Granito de composição granítica a tonalítica, em que prevalece fácies de granito médio, de textura inequigranular, composto por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, muscovita e biotita.

O Granito Santana localiza-se na divisa com a subárea VI e corresponde a uma biotita granito de granulação grossa, milonitizado, composto por quartzo, biotita, plagioclásio, feldspato potássico e muscovita.

A Suíte Granítica Manduca localiza-se na divisa com a subárea XII corresponde a dois corpos granitoides de granulação fina a média, variando em composição de granito a granodiorito, prevalecendo a fácies muscovita-biotita granito médio.

4.1.4 Suíte Vulcânica Santa Rosa

A Suíte Vulcânica Santa Rosa encontra-se no extremo sudeste da área do Projeto, apresentando-se estruturada com direção aproximada NNE-SSW. Está restrita às Subáreas IV, IX, XVI, XVIII e XIX. Sua melhor exposição está localizada a norte da cidade de Monte do Carmo, constituída por blocos e lajedos ao longo do Córrego Santa Rosa. Está associada ao Granito do Carmo e é composta por riolitos, dacitos, ignimbritos e tufos.

4.1.5 Suíte Ipueiras

A Suíte Ipueiras aflora nas porções centro-sul e leste da área do Projeto. Seus corpos estão alongados segundo a direção NE-SW e apresentam dimensões batolíticas, sendo que o maior deles apresenta cerca de 24 km de comprimento e o menor, 14 km. Suas melhores exposições encontram-se em grandes lajedos, blocos rolados e matacões localizados próximos ao município de Monte do Carmo e em fazendas nos arredores (Subáreas IX, XIII, XIV e XVIII).

Esta unidade (PP3gl(p)) é representada por biotita-sienogranitos, hornblenda-biotita-monzogranitos, sienogranitos, monzogranitos, leucomonzogranitos, calcita-clorita-metagranitos e granodioritos.

4.1.6 Suíte Aliança

A Suíte Aliança é um corpo de forma alongada que ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, com direção NE-SW mais ou menos paralela às rochas da Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida, fazendo contato tectônico com as rochas do Complexo Porto Nacional (por meio da Falha Brasil Escola), e com o Granito Matança (por meio da Zona de Cisalhamento Porto Nacional). Em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas subáreas I, V e X.

Sua exposição ocorre predominantemente na forma de blocos métricos *in situ* e na forma de lajedos. Essa unidade é representada por hornblenda-biotita-granodioritos, biotita-monzogranitos, tonalitos, granito gnaisses, hornblenda-biotita-diorito, biotita gnisse tonalítico e metatexitos.

4.1.7 Sequência Metassedimentar Indefinida

Aflora na porção central da área, na Serra Manoel do Carmo, limitada a leste pela Zona de Cisalhamento Primavera e a oeste pela Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo, apresentando aproximadamente 38 km de comprimento. Também se encontra presente na

porção sudeste como um corpo expressivo de 22 km de extensão, e no nordeste da área com exposições restritas em drenagens. É constituída predominantemente por quartzitos puros, mas também por rochas metabásicas, metavulcanoclásticas, metassiltitos, ardósias e metaconglomerados polimíticos.

4.1.8 Intrusões Máficas-Ultramáficas

Estão localizadas a leste da Serra Manoel do Carmo, aflorando desde o extremo nordeste da área do Projeto até o sul. São corpos intrusivos com escassez de afloramentos, tendo suas melhores exposições na forma de blocos em morrotes e ao longo de cortes de estrada. Apesar de apresentar poucos afloramentos, são rochas com elevada resposta magnética. Desta forma, a delimitação de seus corpos foi feita com o auxílio de produtos de aeromagnetometria.

Os corpos aflorantes na área em estudo são o Monte do Carmo e VE3, com maiores expressões nas Subáreas IV, IX e XIV. Esta unidade é composta por Ti-hematita-clorita-quartzo-xisto, quartzo-clorita-xisto, epidoto-clorita anfibolito, talco-tremolita-xisto, gabros, actinolita-epidoto-xisto, epidoto-clorita-xisto e horblenda-piroxenito.

4.1.9 Formação Monte do Carmo

A Formação Monte do Carmo está localizada no extremo sudeste da área do Projeto, estruturada segundo a direção NE-SW. Suas melhores exposições encontram-se em drenagens com direção E-W e no caminho para a Fazenda da Escadinha, na Subárea XVII. É constituída pelas Sequências Sedimentar (NP3mca), Vulcânica Ácida e Vulcânica Básica a Intermediária (NP3bmca). Os litotipos presentes na área de estudo são conglomerados polimíticos, grauvacas líticas, grauvacas, arcóseos, rochas piroclásticas, riolitos, andesitos, actinolita-clorita-xistos e basaltos.

4.1.10 Suíte Lajeado

A Suíte Lajeado é composta por dois corpos graníticos e ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, com direção NE-SW, fazendo contato tectônico com as rochas da Suíte Aliança (por meio da Zona de Cisalhamento Porto Nacional) e intrudindo as rochas da Formação Morro do Aquiles e da Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida. Em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas subáreas I, V, X e XV.

Sua exposição ocorre predominantemente na forma de blocos métricos in situ e na forma de lajedos. Essa unidade é representada pelos hornblenda-biotita sienogranitos que caracterizam o Granito Matança, e pelos granitos peraluminosos que caracterizam o Granito Aroeira.

4.1.11 Suíte Gabro-anortosítica Carreira Comprida

A Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, com direção NE-SW mais ou menos paralela às rochas do Complexo Porto Nacional, em contato tectônico com as rochas da Formação Morro do Aquiles (por meio de uma zona de cisalhamento sinistral), em contato abrupto intrusivo respectivo ao Granito Aroeira (Suíte Lajeado) e, em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas subáreas V, X, XI e XV.

Sua exposição ocorre predominantemente na forma de blocos e lajedos. Essa unidade é representada por meta-anortositos e hornblenda gabros das intrusões Carreira Comprida (e1δcc) e Morro da Mata (e1δmm), respectivamente.

4.1.12 Bacia do Parnaíba

As rochas sedimentares pertencentes à Bacia do Parnaíba recobrem variadas unidades litológicas e estão presentes nos extremos leste e oeste da área do Projeto. Constituem as porções mais elevadas de serras escarpadas que bordejam a região e alguns perfis podem ser visualizados em cortes de estradas. Afloram a Formação Jaicós (pertencente ao Grupo Serra Grande) (Ssgj), estando sobreposta em discordância erosiva sobre as unidades proterozóicas do embasamento, e a Formação Pimenteiras (pertencente ao Grupo Canindé) (D23p). O contato entre essas duas formações é transicional, dado pela Formação Itaim.

A Formação Jaicós é composta por quartzo-arenitos, arenitos grossos, siltitos, paraconglomerados e ortoconglomerados, predominando os litotipos mais grossos. A Formação Itaim é constituída por intercalações entre níveis de silito com estratos de arenitos finos e médios. Já a Formação Pimenteiras, é formada por siltitos de coloração marrom claro a acinzentada e por arenitos ferruginosos.

4.1.13 Lateritos

As crostas lateríticas ocorrem em todas as subáreas do Projeto Monte do Carmo, com variação na sua extensão em cada uma delas. Ocorrem em áreas de relevo aplainado, e também no topo de muitos morros, sempre recobrimdo unidades mais antigas.

Sua exposição ocorre predominantemente na forma de blocos métricos e lajedos. Foram encontradas, na área do projeto, crostas lateríticas vermiformes e conglomeráticas, ambas com matriz hematítica e presença de caulinita e goethita.

4.1.14 Diques e Soleiras

Afloram predominantemente na porção leste da área do Projeto (predominantemente nas Subáreas XIII, XIV e XVI), na forma de blocos rolados e in situ, e como lajedos em drenagens com boas exposições. Estão direcionados segundo as direções E-W, NE-SW e SW-NE e são constituídos por gabros e diabásios.

4.1.15 Depósitos Aluvionares

Os depósitos aluvionares ocorrem em um pouco mais de 70% das áreas do Projeto Monte do Carmo. São caracterizados como sedimentos inconsolidados associados a drenagens e áreas alagadas, tendo uma fração cascalhenta a arenosa predominante, e sedimentos finos com matéria orgânica.

As áreas mais expressivas desses depósitos ocorrem associadas ao Rio Tocantins, havendo ocorrências menores associadas a drenagens de menor porte. Ocorrem nas áreas I, II, III, IIII, VI, VIII, X, XI, XII, XIII, XV, XVI, XVIII e XIX.

4.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS IDENTIFICADAS NA SUBÁREA X

Na subárea X do Projeto Monte do Carmo encontram-se rochas de médio a alto grau metamórfico, plútons graníticos indeformados, pouco deformados e muito deformados, e rochas sedimentares com mergulho sub-horizontal.

Os afloramentos são escassos, principalmente na porção central e sul da área, onde o relevo é mais aplainado e se encontram extensas coberturas lateríticas e áreas de atividade agrícola. Nessa região a maior parte das rochas encontradas estão muito alteradas. Os melhores afloramentos foram observados em cortes de estrada. Já os cortes de drenagem se mostraram pouco promissores para afloramentos.

No geral a área possui um relevo arrasado (plano à ondulado), com exceção da Serra Malhada Alta que está presente no limite norte da área e exhibe aproximadamente 200 m de desnível, com suas encostas escarpadas de difícil acesso.

4.2.1 Complexo Porto Nacional

Identificado em uma faixa de orientação NE-SW que ocorre na porção norte, constituindo aproximadamente 15% da área (figura 5.1). Essa unidade é composta por rochas orto e paraderivadas que foram submetidas a um metamorfismo de alto grau, chegando a fácies granulito, e posteriormente foram reequilibradas em condições metamórficas menos severas (Gorayeb, 1996). Nessas predominam as unidades paraderivadas, onde as ortoderivadas ocorrem como lentes nessa outra. É intrudida por pequenos corpos gabróicos da Suíte Intrusiva Morro da Mata e pelo Granito Aroeiras da Suíte Lajeado. Seu limite a norte da área de trabalho se dá pelo contato tectônico com a intrusiva Carreira Comprida, e a sul destaca-se a predominância das coberturas lateríticas recentes.

Sua morfologia é representada por uma faixa heterogênea de orientação NE-SW que ocorre desde a porção norte, até a porção central da subárea X tendo aproximadamente 10km de extensão e 3km de espessura. Nota-se que, em função da grande ocorrência de coberturas terciária/quaternária, possivelmente os limites dessas unidades litoestratigráficas cartografadas em campo possam estar encobertos. Os afloramentos se configuram comumente pela ocorrência de morros de baixa dimensão descontínuos, compondo assim microrregiões de baixo acidente geográfico que é formado através de pequenas elevações do terreno com decline suave.

Outro fator característico dessa unidade é sua ampla variedade composicional, uma vez que são derivadas de uma variedade litológica primitiva diversa. De forma geral trata-se de rochas em fácies anfíbolito alto a granulito, arranjadas em uma estrutura gnáissica e textura granoblastica, essencialmente, além dos planos de foliação que nesses corpos marcam um bandamento composicional milimétrico. Vale destacar que, embora essa unidade tenha uma ampla variedade de fácies, não foi possível em função da escala segmentar cartograficamente essa associação de rochas, em função da descontinuidade dos afloramentos, assim com agregação pervasiva dos corpos.

Dado o exposto, as unidades granulíticas gnáissicas do complexo Porto Nacional na área mapeada foram segmentadas em dois grupos: Paraderivadas e Ortoderivadas. Que serão descritas a seguir, assim como suas principais características estruturais/petrográficas. Na figura 4.1 abaixo nota-se a expressão da referida unidade.

4.2.1.1 GRANULITOS ORTODERIVADOS MÁFICOS

Assim como mencionado acima, tratam-se de rochas estruturadas por uma foliação pervasiva, que marca um bandamento milimétrico composicional. Em relação a textura, destaca-se a trama granoblastica, seguida por texturas coroníticas e nematoblastica.

Dentro do complexo e na área mapeada, essas unidades são mais restritas, de forma a não apresentar uma distribuição preferencial dentro da unidade, estando irregularmente intercalada com as unidades paraderivadas.

Estão representados por dois litotipos particulares ao restante da unidade, sendo um classificado como granada-hornblenda-plagioclásio gnaiss (TF18-X141), e clinopiroxênio-ortopiroxênio-plagioclásio gnaiss (TF18-X-79). Em uma das amostras (TF18-X-79) observou-se a ausência de cristais de quartzo assim como as demais fases muito aluminosas como estauroлита e alumossilicatos, comumente encontradas nas porções paraderivadas, enquanto na outra destaca-se a quantidade de minerais máficos.

Por fim, em relação as imagens de aerogamaespectrometria observa-se um baixo sinal em todos os canais para a área de ocorrência dessas rochas. Apresentando uma coloração preta levemente esverdeada.

4.2.1.1.1 *Clinopiroxênio-ortopiroxênio-plagioclásio gnaiss*

Essa rocha foi encontrada em uma drenagem no limite oeste da área, na porção norte. Afloramento em um pequeno lajedo descontínuo lateralmente com outras regiões da área.

A rocha tem uma coloração cinza amarronzada, com textura granoblástica, granulação fina, com ortopiroxênio, plagioclásio e minerais máficos indiscriminados na amostra de mão (figura 4.1).

Figura 4.1: Fácies Ortoderivada Máfica: Amostra de mão do clinopiroxênio-ortopiroxênio-plagioclásio gnaiss (TF18_X_79). Rocha de coloração cinza amarronzado, com granulação fina, podendo ser identificado ortopiroxênio e plagioclásio.



Na petrografia observa-se que a rocha possui granulação de fina a média e é composta por ortopiroxênio (44%), plagioclásio (25%), opacos (16%), apatita (11%), clinopiroxênio (3%), zircão (<1%), e em desequilíbrio: uralita (20%) e granada (15%). Cristais de piroxênio e até mesmo opacos, apresentam uma textura coronítica, muito presente na rocha, sendo alterados para a cristalização de uma nova assembleia mineral: hornblenda castanha (uralita) e granada. Essas texturas são auréolas de minerais metamórficos que se formam ao redor essencialmente de cristais de piroxênio, embora nos cristais opacos também se observa auréolas de hornblenda castanha.

Além disso, a rocha apresenta textura essencialmente granoblástica marcada por cristais equidimensionais de ortopiroxênio, plagioclásio, clinopiroxênio, apatita e opacos. Por fim enfatiza-se que a foliação nesses corpos é difusa, entretanto ao analisar a seção delgada evidencia-se tratar de uma foliação que marca um bandamento milimétrico composicional difuso, esse aspecto heterogêneo do bandamento pode ter sido gerado em função do reequilíbrio retrometamórfico dessas rochas, ocasionando as reações descontínuas (correspondentes as texturas coroníticas). Na medida em que a paragênese que leva o nome da rocha indica condições granulíticas de formação, já os minerais neoformados em condições de fácies anfíbolito. Na figura 4.2 abaixo, nota-se as particularidades petrográficas desse litotipo.

4.2.1.1.2 Granada-hornblenda-plagioclásio gnaiss

Essa fácies foi encontrada em área descampada em pequenos morros, a configuração estrutural/textural segue o mesmo arranjo petrográfico da fácies acima citada, com exceção das texturas coroníticas, que nesta rocha não foi observado. Na figura 4.3 abaixo temos representado o aspecto da amostra de mão dessa unidade, e o contexto em que a mesma aflora na subárea X.

Figura 4.2: Fotomicrografias da unidade ortoderivada: Clinopiroxênio-ortopiroxênio-plagioclásio gnaiss (amostra TF18-X-79). A) Observa-se coronas de reação ao redor do ortopiroxênio e opacos, seguido por novas auréolas de granada (4x - Np). B) Observa-se a textura granoblástica indicada no arranjo dos cristais de plagioclásio (4x - Nx) C) Textura coronítica em detalhe, cristal de Opx envolvido por auréola de uralita (processo de uralitização, neoformação de anfibólio) seguida por auréola de Grt, já com cristais bem desenvolvidos (10x - Nx). D) Textura Coronítica em detalhe, observa-se desequilíbrio da fase mineral de Opx e minerais neoformados (10x - Np).

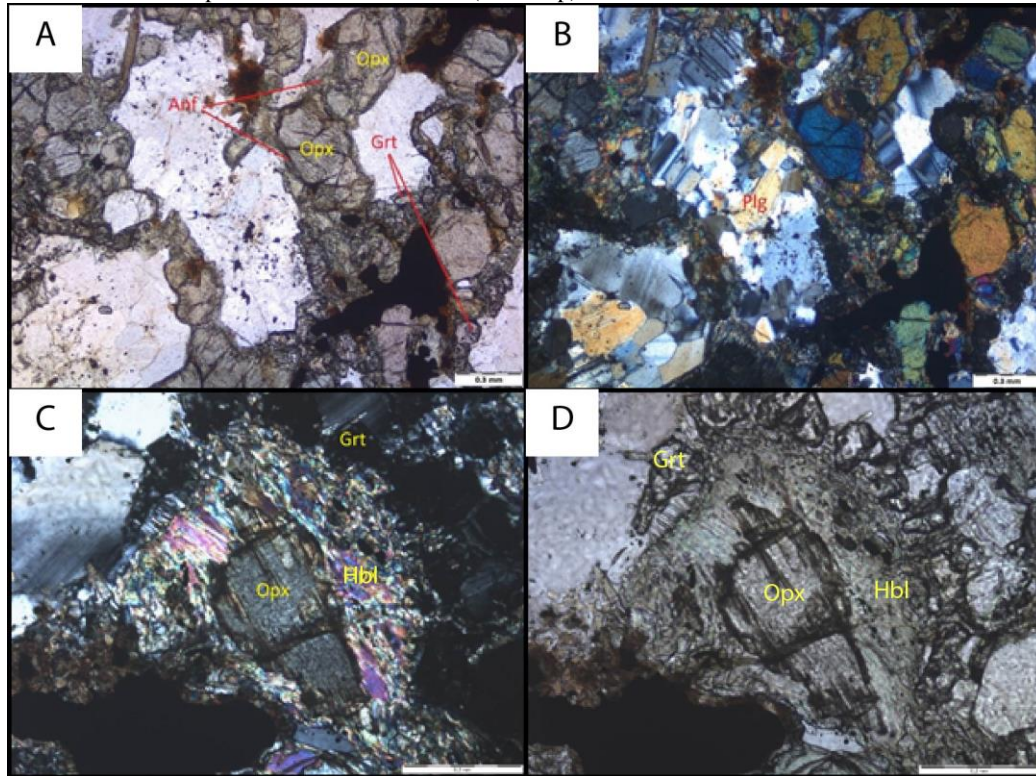
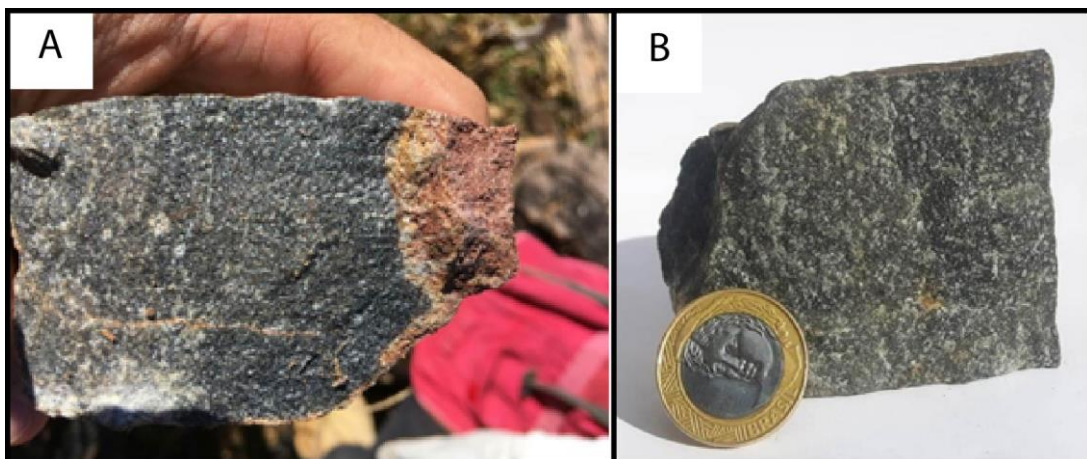


Figura 4.3: Fácies Ortoderivada: amostra de mão da litofácies granada-hornblenda-plagioclásio gnaiss (amostra TF18-X-141). A) Aspecto comumente encontrado em campo, na imagem abaixo observamos que os afloramentos apresentam uma capa de alteração intempélica bem desenvolvidas. B) nota-se o aspecto de intensa de recristalização das fases minerais, assim como discriminação de cristais de plg e minerais máficos indiscriminados em amostra macroscópica. Rocha relativamente densa de granulação fina.



Sendo assim destaca-se a fundamental trama granoblástica dos cristais, assim como sua estrutura aparentemente maciça em amostra de mão.

Na petrografia observa-se que a rocha possui granulação de fina a média e é composta por plagioclásio (32%), quartzo (25%), hornblenda (24%), granada (11%), opaco (5%), apatita (3%). Enfatiza-se que a rocha também é caracterizada pela textura nematoblástica, e estruturada segundo uma foliação difusa que marca um bandamento milimétrico composicional. Com bandas milimétricas onde temos a segregação mineral da fase feldspática/quartzosa da fase constituída por cristais de Hornblenda/Granada essencialmente, minerais como apatita e plagioclásio ocorrem de forma mais indiscriminada. Os tamanhos das bandas milimétricas variam de acordo com a irregularidade dos planos de foliação, que se mostra por vezes muito difuso, outro fator observado; são as maiores dimensões de cristais de Quartzo e Plagioclásio quando comparados com as demais fases. A rocha apresenta uma baixa alteração intempérica.

Abaixo na figura 4.4 observa-se algumas de suas particularidades petrográficas, com destaque para a presença de cristais de quartzo, e cristais de hornblenda arranjado em textura nematoblástica.

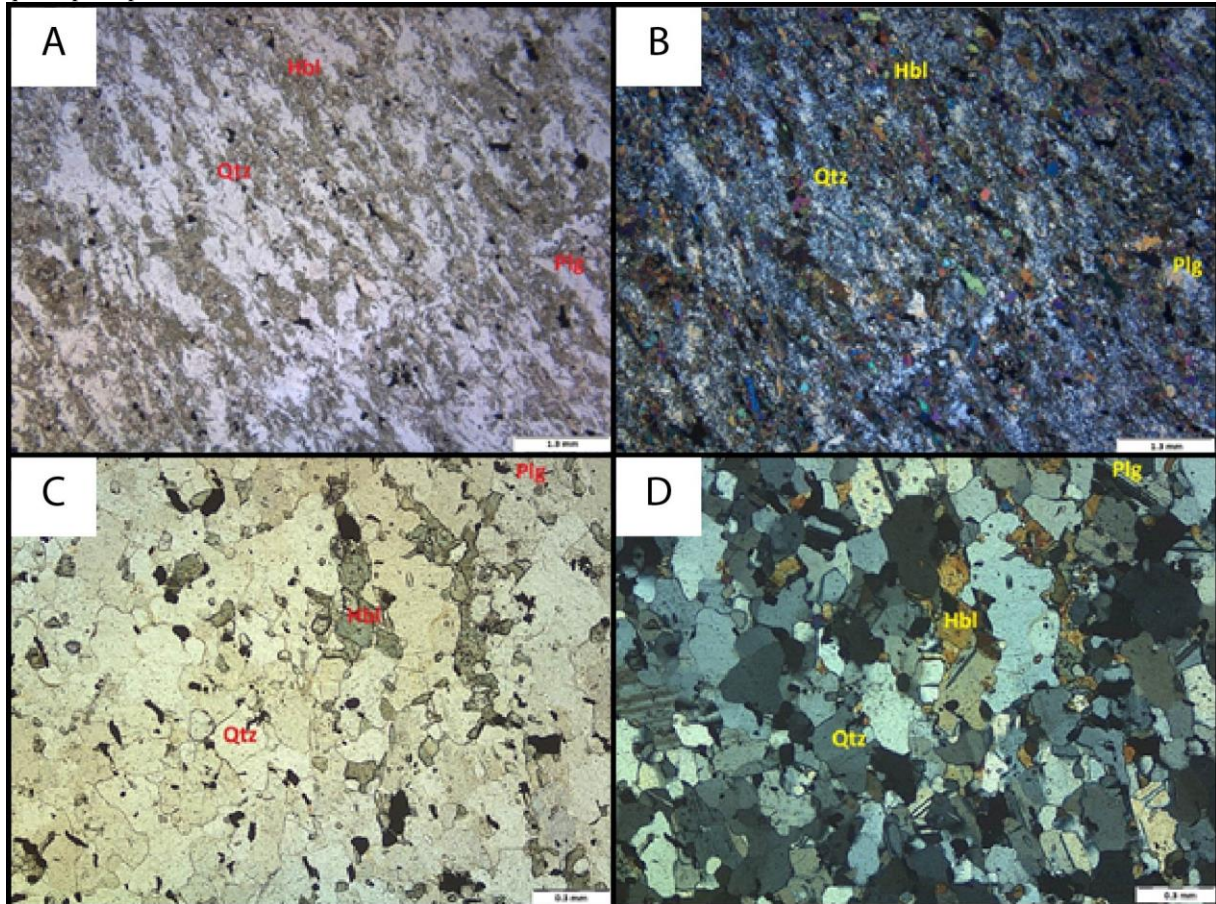
4.2.1.2 PARADERIVADAS

São as unidades mais expressivas dentro da unidade complexo porto nacional, nos limites da subárea x, ocorrem por quase toda parte da unidade mapeada em campo, sendo comumente encontrada em cristas de pequenos morros, encostas de serra, lajedos restritos, e em cortes de estrada não pavimentada. A associação com as demais litofácies do complexo é difusa, assim como regiões onde temos intrusões associadas a esta unidade.

Trata-se de rochas representadas por uma extensa associação de granulitos gnáissicos aluminosos, suas características petrográficas corroboram para essas altas condições P-T desse sistema tectono-metamórfico. De forma geral destaca-se o alto conteúdo de minerais aluminosos, como granada, e alumossilicatos. Um ponto interessante na separação desse grupo paraderivado das fácies ortoderivada é, além da expressiva componente de minerais aluminosas, a presença de grafita em algumas unidades, o que indica seguramente um protólito divergente dessas litofácies.

Dado o exposto, cita-se que no grupo das rochas metamórficas de alto grau paraderivadas foram genericamente encontrados: estaurolita-silimanita-granada gnaïsse, cianita-silimanita-granada gnaïsse, epidoto-plagioclásio-hornblenda gnaïsse e gondito.

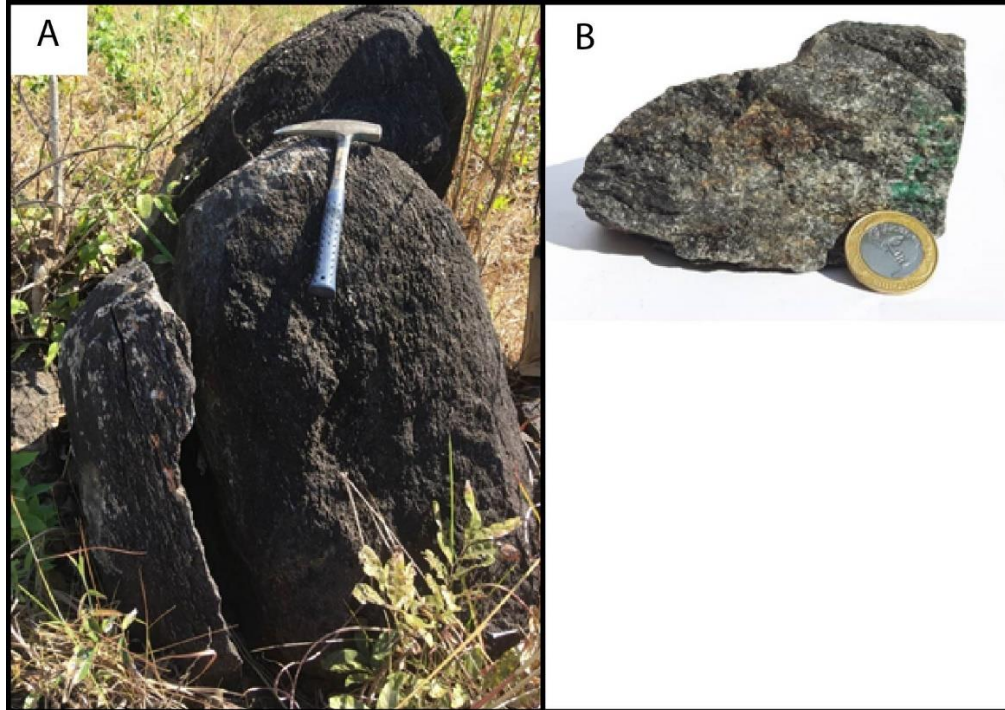
Figura 4.4: Fotomicrografias da unidade ortoderivada TF18-X-141. A) observa-se o arranjo textural geral da rocha, nela pode-se observar a disposição preferencial de cristais de Hbl marcando assim a textura nematoblástica, marcando assim uma orientação preferencial (4x - Np). B) Aspecto geral da trama textural/estrutural da rocha, ao analisar a seção delgada, destaca-se o difuso aspecto de segregação das fases máficas em relação as fases quartzo/feldspáticas, embora um bandamento talvez não esteja evidente, seguramente essa unidade passou por processos metamórficos que geraram condições de segregação mineral. C) em detalhe a textura granoblástica, que é formado pelo arranjo dos cristais de plagioclásio/quartzo principalmente, fazendo com que os minerais por vezes se agreguem uns aos outros sem seguir/conferir uma orientação principal. D) mesmo aspecto granoblástico para a trama textural, ressalta-se o equilíbrio metamórfico em que as principais fases minerais dessa rocha se encontram.



4.2.1.2.1 Estaurolita-silimanita-granada gnaiss

Essa litofácies ocorre na forma de blocos e lajedos em uma estrada de terra na porção central da faixa NE-SW de ocorrência do Complexo Porto Nacional (figura 4.5). Região da cabeceira do Córrego Cipó. Relevo localmente suave-ondulado com muitos morrotes e drenagens, a vegetação é diversa, comumente rasteira a lenhosas. Os afloramentos indicam uma foliação pervasiva nessas rochas, assim como um alto ângulo de mergulho, o que diferente das rochas ortoderivadas, nessas a estrutura bandada se mostra mais evidente em amostra de mão, mesmo a rocha tendo uma granulação fina.

Figura 4.5: Macroscopia e afloramentos da unidade paraderivada Complexo Porto Nacional. A) Afloramento do estauroлита-sillimanita-gnaiss. Rocha cinza azulado com forte foliação de alto ângulo de mergulho. Uma situação comum na área de ocorrência dessas rochas são blocos rolados, sendo os afloramentos mais escassos, principalmente nas áreas de baixada onde ocorre essa unidade. B) Amostra de mão da unidade granulítica gnáissica aluminosa, nota-se tratar de uma rocha intensamente recristalizada, a paragênese mineral notável nessa análise macroscópica é: quartzo, plagioclásio, biotita e granada. Rocha de granulação fina e estrutura bandada (Ponto TF18_X_151).



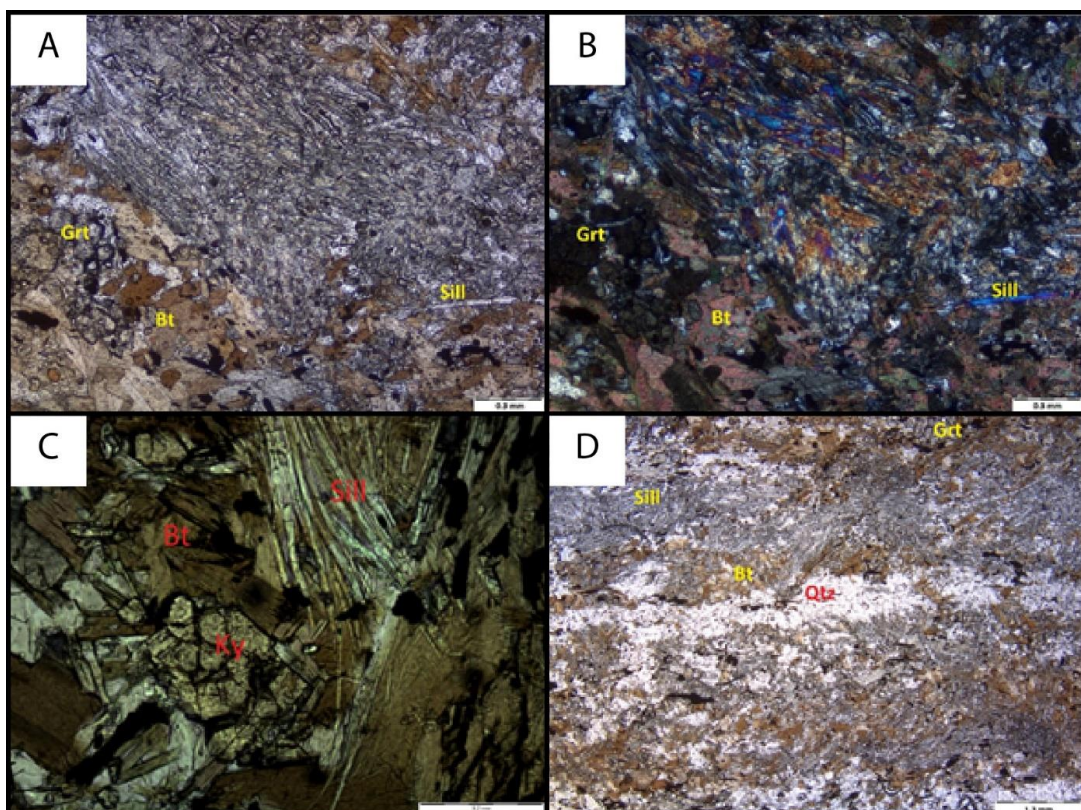
Em relação aos dados da aerogamaespectrometria essas rochas, granulitos gnáissicos aluminosos, exibem um alto valor no canal do potássio, mostrando na composição RGB uma coloração vermelha a rosa.

Na petrografia, para a amostra acima, foi identificado uma paragênese mineral constituída pelas seguintes fases: sillimanita (28%), biotita (26%), quartzo (21%), granada (11%), estauroлита (4%), opaco (5%), plagioclásio (4%), zircão (1%), e como fase mineral em desequilíbrio: clorita (2%). Em relação ao bandamento composicional milimétrico, destaca-se bandas de 1,2 mm quartzo-feldspáticas e bandas de até 2,0mm com associação dos minerais biotita, granada, estauroлита e sillimanita. Além disso, as texturas predominantes, são granoblástica que é marcada pelo arranjo de minerais equidimensionais de quartzo, estauroлита, granada, plagioclásio, que se agregam uns aos outros sem seguir/conferir uma orientação principal. Gerando comumente um aspecto poligonal entre os contatos desses cristais, e textura nematoblástica que por sua vez é marcada pela disposição preferencial dos cristais de sillimanita indicando assim uma orientação principal, conforme observado em campo.

Por fim, indica-se que essas unidades foram interpretadas como tendo sido submetidas a um metamorfismo regional de médio gradiente P-T, com paragênese composta por estauroлита-sillimanita-granada. Um ponto interessante é que essa paragênese é característica de

fácies anfibolito alto, na medida em que temos estauroлита em perfeito equilíbrio com as demais fases indicando assim, condições menos severas que as condições granulíticas indicadas nas paragêneses ortoderivadas. Para isso conclui-se que, em função da maior reatividade do arcabouço mineral de rochas paraderivadas o processo de reequilíbrio nas condições anfibolíticas foi mais “eficaz”, tendo em mente a amostra clinopiroxênio-ortopiroxênio-plagioclasio gnaiss que registra expressivas feições de desequilíbrio da paragênese mineral granulítica, temos em ambos os casos o reequilíbrio em facies anfibolito registrado, embora esse processo nos granulitos gnáissicos paraderivados tenha sido melhor observado. Vale lembrar que as condições metamórficas as quais esses corpos foram submetidos, seguramente foram as mesmas, uma vez que se trata de um metamorfismo regional, e os cristais de chlorita nas componentes paraderivadas estão associadas a um segundo processo retrometamórfico ocasionado durante a exumação crustal desses litotipos. Abaixo na figura 4.6 está melhor representado as características petrográficas dessas rochas.

Figura 4.6: Microscopia da unidade paraderivada TF18-X-151. A) Fotomicrografia do estauroлита-sillimanita-granada gnaiss, na imagem observamos a associação entre St-Grt-Sill-Bt, ambas fases metamórficas em equilíbrio. TF18-X-151 (4x - Np). B) Textura Nematoblástica da disposição orientada dos cristais de sillimanita, sendo que ora também se apresenta em textura idioblástica formada pela sua disposição aleatória. (4x - Nx) C) nessa imagem observamos que em detalhe parte da paragênese mineral em equilíbrio, nota-se o concordante equilíbrio dos cristais de estauroлита, que por sua vez é mineral índice de metamorfismo em fácies anfibolito, guardada particularidades do protólito. Logo o processo de reequilíbrio se mostra muito maduro nessas unidades. (10x - Np) D) Nessa fotomicrografia enfatiza-se o bandamento milimétrico encontrado nessas unidades, sendo de ordem milimétrica, e segregando fases quartzo/feldspáticas dos cristais de biotita-estauroлита-granada, a sillimanita também se segmentam das bandas quartzo feldspáticas, mas cabe um destaque que por vezes esses cristais constituem bandas monomirrelaricas, em função da quantidade de cristais. (1.5x - Np), TF18-X-151.



4.2.1.2.2 *Cianita-plagioclásio-hornblenda gnaiss*

Rocha encontrada na porção leste da unidade em morros de baixa expressão, 200 m a oeste do Córrego do Caracol e 750 m a leste do ortopiroxênio-clinopiroxênio-plagioclásio gnaiss. Para essas fácies nota-se que apresenta a mesma resposta nos produtos da aerogamaespectrometria das demais litofácies paraderivadas, não sendo possível individualizar essas unidades pelo dado geofísico. Na composição RGB apresenta cor vermelha, mostrando um alto valor no canal do potássio.

Essa litofácies apresenta uma coloração cinza escuro esverdeado, com estrutura maciça, textura granoblástica e levemente bandada. Bandas mais claras de material quartzo-feldspático e bandas escuras de minerais máficos indiscriminados na amostra de mão de granulação muito fina (figura 4.7).

Figura 4.7: Macroscopia e afloramento da unidade paraderivada Complexo Porto Nacional, amostra TF18-X-144. A) Blocos da unidade então descrita, os afloramentos são restritos, sendo a morfologia de blocos tanto na base quanto na crista de morrotes a principal forma de ocorrência desse litotipo. Nota-se tratar de uma rocha intensamente recristalizada e estruturada, segundo uma foliação pervasiva que aparentemente marca um bandamento na unidade. B) Amostra do cianita-plagioclásio-hornblenda gnaiss, de cor cinza escuro esverdeado, de granulação fina e leve segregação de minerais félsicos e máficos. Podemos observar mais uma vez o intenso processo de recristalização dessas unidades, que em campo foi de fundamental importância na caracterização inicial dessas unidades (Amostra TF18_X_144)

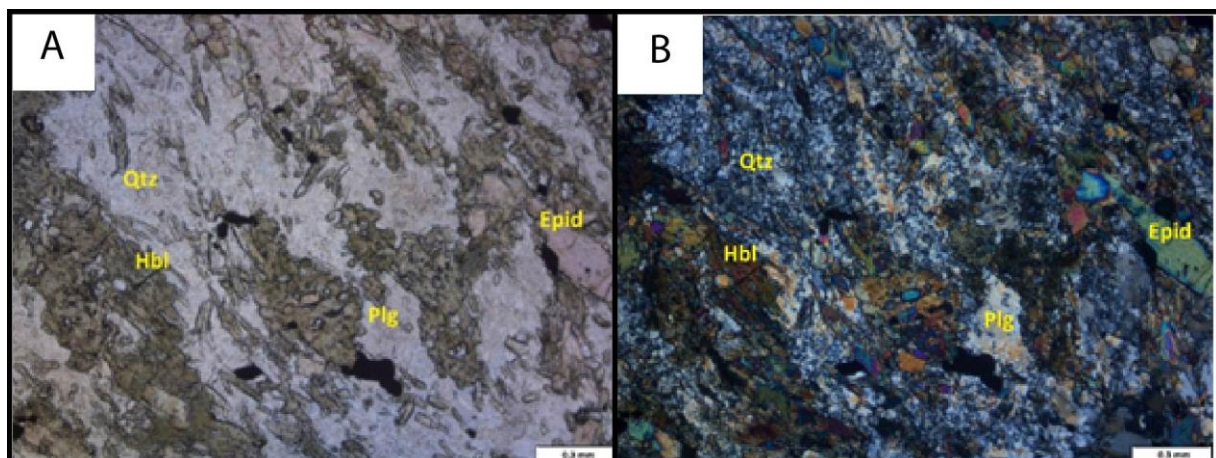


Na petrografia foi possível identificar hornblenda (26%), quartzo (22%), plagioclásio (20%), cianita (10%), apatita (7) epidoto (6%), opaco (4%).

De forma geral esses afloramentos possuem granulação variando de fina a média, inequigranular, com uma textura granoblástica marcada principalmente pelos cristais de plagioclásio e quartzo, além de uma textura nematoblástica constituída por hornblenda, epidoto e cianita que se arranjam seguindo uma orientação preferencial na rocha, marcando uma foliação e uma lineação mineral. Além disso a foliação é definida por um bandamento milimétrico, com bandas de 1,7mm de hornblenda-granada-cianita e bandas de até 0,6mm de quartzo-plagioclásio.

Em função da assembleia mineral, a rocha difere dos demais paragneisses descritos, esta unidade, tendo como base a teoria de um pelito perfeito segundo *Yardley (1994)*, esta essembleia mineral difere do sistema químico “esperado” para rochas paraderivadas, logo este litotipo representa um caráter impuro desse protólito, pois é constituída de minerais cálcicos e silicáticos, como epidoto e hornblenda. Na figura 4.8 abaixo temos as características petrográficas desses litotipos.

Figura 4.8: Microscopia da unidade paraderivada TF18-X-144. A) Observa-se a trama textural da rocha, destacando-se a textura nematoblástica, ocasionada pela orientação preferencial dos cristais prismáticos de epidoto e hornblenda principalmente, vale lembrar que os minerais indicados abaixo estão em equilíbrio, ocasionando assim uma das paragêneses singulares nos domínios da subárea X. (10x - Np). B) Nessa fotomicrografia nota-se a intensa recristalização das fases, que aparentemente estão em equilíbrio metamórfico, fato observado pelo tamanho dos cristais de quartzo, assim como aspecto esmiuçado dos cristais de plagioclásio, (10x-Nx)



4.2.1.2.3 Sillimanita-Biotita-Granada gnaiss

Essa litofácies ocorre na forma predominantemente na forma de blocos, sendo os afloramentos rasteiros/lajedos muito restrito, o que dificultou uma fiel caracterização acerca da geologia estrutural nesses corpos, ressalta-se também que os afloramentos desse litotipo se mostrou mais alterado por processos intempéricos que os níveis observados até então. A figura abaixo 4.9 relatam tal situação.

Figura 4.9: Macroscopia da unidade paraderivada Complexo Porto Nacional TF18-X-44. Amostra de mão do litotipo gnaissico paraderivado sillimanita-biotita-granda gnaisse (TF18-X-44). Trata-se de uma rocha aparentemente maciça, de granulação fina, equigranular de coloração escura, a textura que predomina é a granoblastica. Nota-se o intenso processo de recristalização.

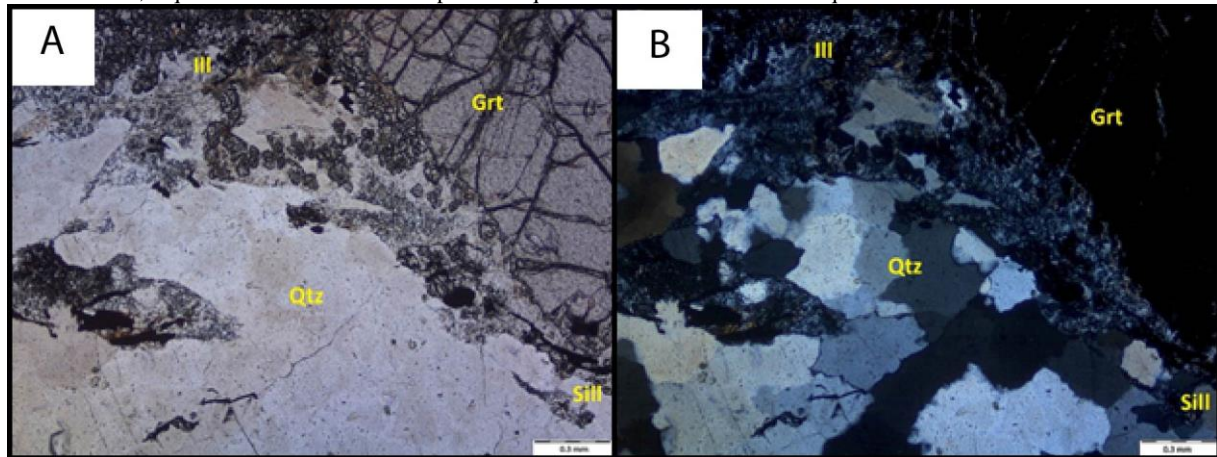


Nesse litotipo destaca-se a ocorrência de cristais de grafita, associado com minerais aluminosos, como granada e sillimanita. A composição modal (incluídas os valores das fases secundárias) ficou a seguinte: granada (13%), ilmenita (7%), sillimanita (7%), quartzo (6%), grafita (6%), rutilo (5%), biotita (4%), apatita (4%), hercinita (2%), zircão e monazita (<1%). Cristais de quartzo secundário em (30%) e chlorita (15%). Logo observa-se uma ampla e singular paragênese mineral intercalados nesses domínios paraderivados.

A caracterização dessa unidade foi descrita da seguinte forma: rocha de granulação fina a muito fina (excetuada a mineralogia secundária), de estrutura maciça disposta em aspecto nodular, além da predominância de textura coronítica seguido pela granoblastica. As principais fases minerais em equilíbrio são: $grd-sill-bt-opacos$ (rut, ilm, grf), os demais indicam uma diversificada assembleia acessória da rocha. Em relação as importantes fases secundarias, destaca-se a estruturação nodular, composta essencialmente pela relação dos aglomerados minerais com os ribbons de quartzo.

Os nódulos que abrigam a assembleia mineral são constituídos essencialmente por granada, seguido pela forte contribuição de fases opacas, e demais fases. No interior dos nódulos temos além da textura coronítica, a textura granoblastica observada principalmente nos cristais de biotita (chloritizados) e quartzo, que juntos tendem a formar uma matriz muito fina no interior desses nódulos. Essas características estão melhor representadas pela figura 4.10 abaixo.

Figura 4.10: Microscopia da unidade paraderivada TF18-X-44. A) Nota-se o arranjo fortemente heterogêneo dessas unidades, na medida em que observamos o aspecto nodular da paragênese mineral, que na imagem é representada por granada, ilmenita e sillimanita, relacionada com os ribbons de quartzo secundário que interceptam toda a trama textural granoblastica/coronitica desse litotipo. (10x-Np). B) os nódulos apresentam uma heterogeneidade expressiva, tanto quanto na dimensão das fases, na fotomicrografia abaixo observamos cristais de granada grande dimensão, circundados por cristais de granada de menor dimensão em textura análoga a coronitica, além disso vale o destaque pelo aspecto difuso dos nódulos metamórficos, o que indica ser anteriores ao processo que condicionou os ribbons de quartzo.



Por fim, ressalta-se que foram apresentadas os litotipos que melhor representam as rochas granulíticas gnáissicas do Complexo Porto Nacional correspondentes aos domínios da subárea X. De maneira geral são unidades pouco aflorantes e dentre o grupo das fácies paraderivadas destaca-se a ocorrência mineral de cristais de: Sillimanita/cianita, estauroлита, granada, plagioclásio, biotita e grafita. Já as unidades ortoderivadas, enfatiza-se a paragênese mineral com ortopiroxênio e clinopiroxênio, assim como uma notável ocorrência de mirais máficos, por vezes em ausência de quartzo e minerais aluminosos como alumossicatos e estauroлита.

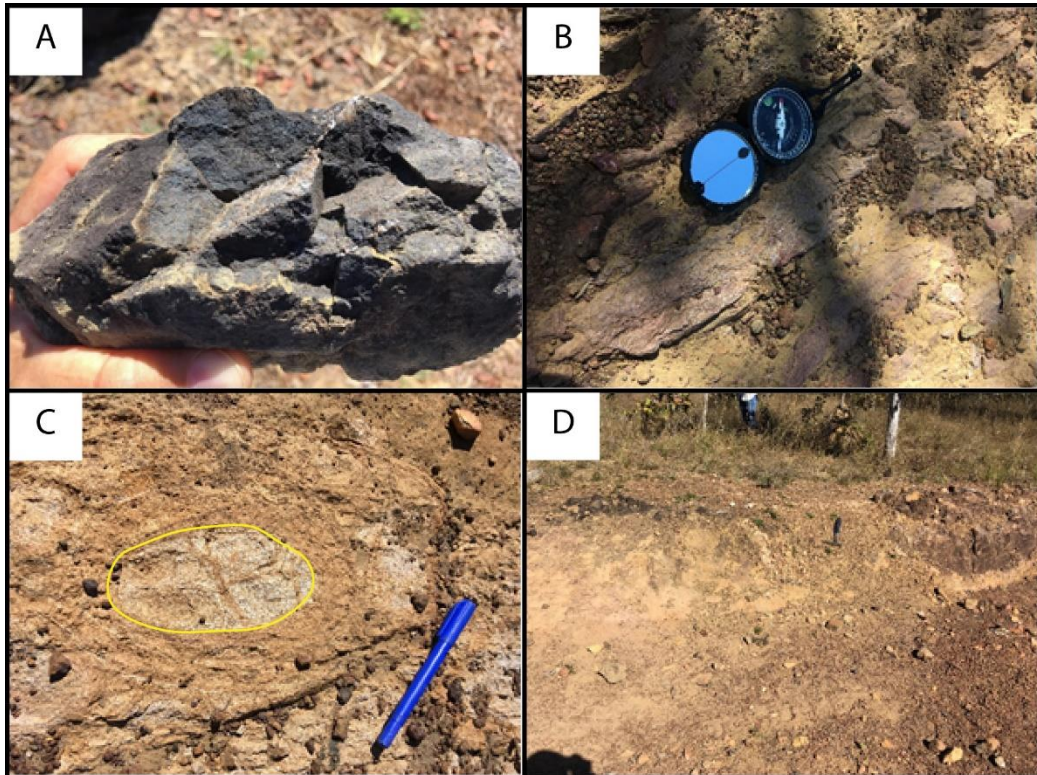
4.2.1.2. GONDITO

Os afloramentos são rasteiros predominantemente, e em cortes de estrada não pavimentada em regiões planas, de relevo arrasado, em meio a morrotes sustentados por crosta laterítica. Nessas unidades temos uma configuração composta pelos gonditos associados a gnaisses muito alterados.

Essa rocha é encontrada por uma vasta extensão nos extremos leste e oeste do Complexo Porto Nacional. A maior parte dos afloramentos observados estão no centro-oeste da área, próximo ao Córrego Caracol. A rocha possui coloração escura com bandas milimétricas de quartzo e matriz com granada e grafita (figura 4.11 A). Ocorre de certa forma associado a um gnaisse muito alterado, com bandas milimétricas de quartzo intercaladas com muscovita e bandas rosadas de argilominerais, como produto de alteração (figura 4.11 B e D). No meio do

gnaisse observam-se bolsões de material branco, argiloso, com grande porosidade, provavelmente resultado de um processo de dissolução intempérica (figura 4.11 C).

Figura 4.11: A) Amostra do gondito com bandas milimétricas de quartzo e uma matriz com granada e grafita (amostra TF18_X_167). B) Gnaisse rosado muito alterado com bandas milimétricas de quartzo intercaladas com muscovita e argila rosada. C) Bolsão de material muito alterado imerso no arcabouço dessas rochas, possivelmente material feldspático alterado. D) Afloramento em corte de estrada não pavimentada a oeste da área X, setor onde comumente encontra-se esses litotipos. A porção do afloramento indicado pela seta destaca os níveis de gondito intercalados nessas rochas.



Não foi observado um padrão nos produtos da aerogamaespectrometria relacionado aos pontos de ocorrência dessas rochas.

4.2.2 Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida

Essa unidade ocorre na porção norte da área como uma faixa grosseira de orientação NE-SW, mais ou menos paralela à faixa do Complexo Porto Nacional. Ela se estende por baixo das rochas da Bacia do Parnaíba em franca discordância angular, e volta a aflorar em outras áreas do Projeto Monte do Carmo mais a nordeste, são corpos alongados e extravasam os limites da subárea X. Suas relações de contato com as unidades mais antigas do Complexo Porto Nacional, por vezes era muito difusa, entretanto em determinadas áreas foi possível observar zonas de cisalhamento relacionando esses corpos, ocasionando assim contatos tectônicos promovidos pelo regime de falhas transcorrentes que dominam a área mapeada.

Analisando a imagem da aeromagnetometria observa-se que a unidade segue um *trend* magnético NE-SW bem definido, sendo notório uma faixa de mais alta anomalia na parte mais meridional da unidade, no contato com o Complexo Porto Nacional. Toda a unidade exhibe no geral um forte sinal magnético, com exceções pontuais.

A região onde essa unidade ocorre é constituída por fazendas com grandes áreas de pasto. O relevo é suave-ondulado e os afloramentos são em blocos a lajedos em meio aos pastos. As rochas que compõem essa suíte são os meta-anortositos e hornblenda gabros das intrusões Carreira Comprida e Morro da Mata, respectivamente.

4.2.3.1 INTRUSÃO CARREIRA COMPRIDA

Em (*Gorayeb, 1996*), o autor nomeia essa unidade litoestratigráfica como Carreira Comprida, em função de um expressivo acidente geográfico observado as margens do rio Tocantins, local onde essa unidade aflorava. Na subárea X observou-se tratar de expressivos corpos anortosíticos, que de forma geral apresenta uma granulação grossa a muito grossa, todavia em muitas porções da área mapeada essa unidade foi encontrada com granulação fina, para tanto interpretou-se o fato devido à cominuição dos processos cisalhantes gerados pelo sistema de falhas da região.

Um dos aspectos que mais se destaca nesses corpos é a textura ígnea reliquiar dessas rochas, no sentido de comumente se observar fenocristais de plagioclásio indeformados em uma matriz milonítica de composição predominantemente máfica difusa.

Acredita-se que a após a intrusão dessas unidades no complexo porto nacional, teve-se um intenso processo-tectono metamórfico ocorridos no brasileiro, que condicionou tanto as morfologias dos contatos atuais com as outras unidades, quanto as características petrográficas dessas rochas. Outro ponto interessante são os processos metassomáticos encontrados em algumas fácies relacionados a esses corpos anortosíticos, tratam-se de rochas que sofreram processos de assimilação com os granulitos gnáissicos aluminosos encaixantes gerando litotipos ímpares, como as fácies calcissilicática e alumossilicática. Em termos metamórficos acredita-se que as fácies encontradas são correspondentes a condições P-T em fácies anfíbolito.

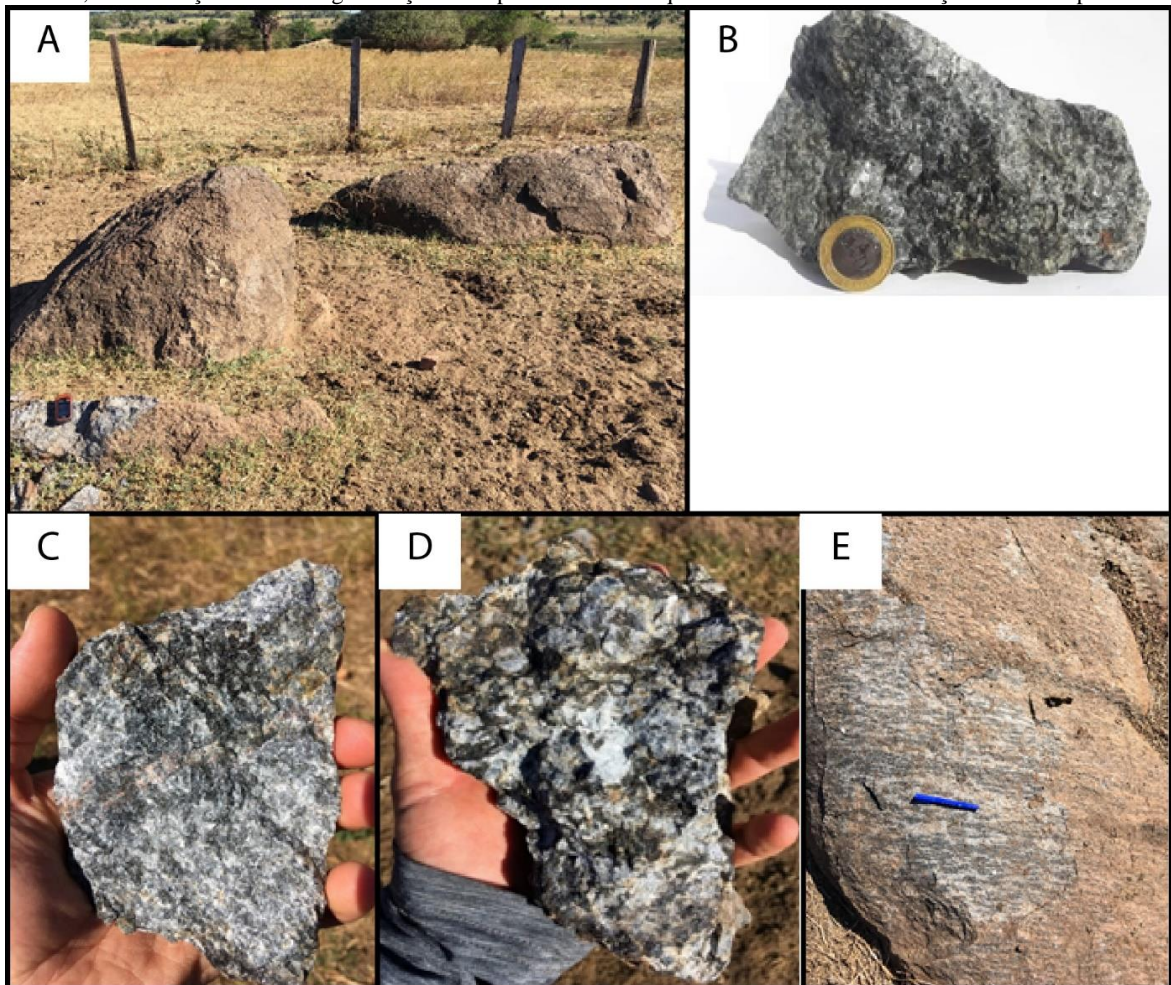
4.2.3.1.1 Meta-anortosito

São as litofácies que mais afloram na região. São encontradas em blocos e pequenos lajedos em meio ao pasto (figura 4.12 A). As maiores ocorrências nessa área se encontram na fazenda Santa Ana, inclusive no curral próximo à sede (figura 4.12 B). As toponímias correspondentes a esses afloramentos são diversas, desde áreas de vegetação rasteira, a restritas

áreas de bosques com intensa cobertura vegetal, sendo as áreas descampadas correspondentes a regiões de cultivo.

A rocha possui uma coloração azulada dada pelos cristais de plagioclásio e quartzo, e bolsões pretos com biotita e anfibólio. Também são observadas pequenas disseminações de ilmenita em meio a rocha. A granulação é grossa com textura porfírica reliquiar com cristais de plagioclásio centimétricos (figura 4.12 C e D).

Figura 4.12: Características de ocorrência de campo dos anortositos da intrusiva carreira comprida, assim como aspectos macroscópicos da rocha A) Lajedo do anortosito em meio ao pasto. A rocha exibe um discreto bandamento com direção 160/64, sinalizada pelo marcador azul na foto (ponto TF18_X_18). B) Amostra de mão do meta-anortosito, nessa amostra observa-se um índice de cor mais melanocrático, que para essa unidade indica uma maior quantidade de fases metamórficas neoformadas. C) Afloramento do anortosito no curral da Fazenda Santa Ana (ponto TF18_X_15). C) amostra de mão, com mais um aspecto particular, nota-se comumente vênulas de minerais máficos dispostos aleatoriamente em meio aos fenocristais reliquiar de andesina. D) Amostras do anortosito com fenocristais de plagioclásio chegando a 3cm, de coloração azulada. Também são observados bolsões escuros com biotita e anfibólio e pequenas disseminações de ilmenita (ponto TF18_X_15), E) Por fim, temos um aspecto bandado, que nessa litofácies indica a segmentação dos cristais de andesina, da associação máfica de granulação fina aparentemente reequilibrada durante a deformação desses corpos.



Nos produtos da aerogamaespectrometria as áreas de ocorrência dessa rocha exibem um alto valor no canal do potássio, apresentando uma coloração avermelhada.

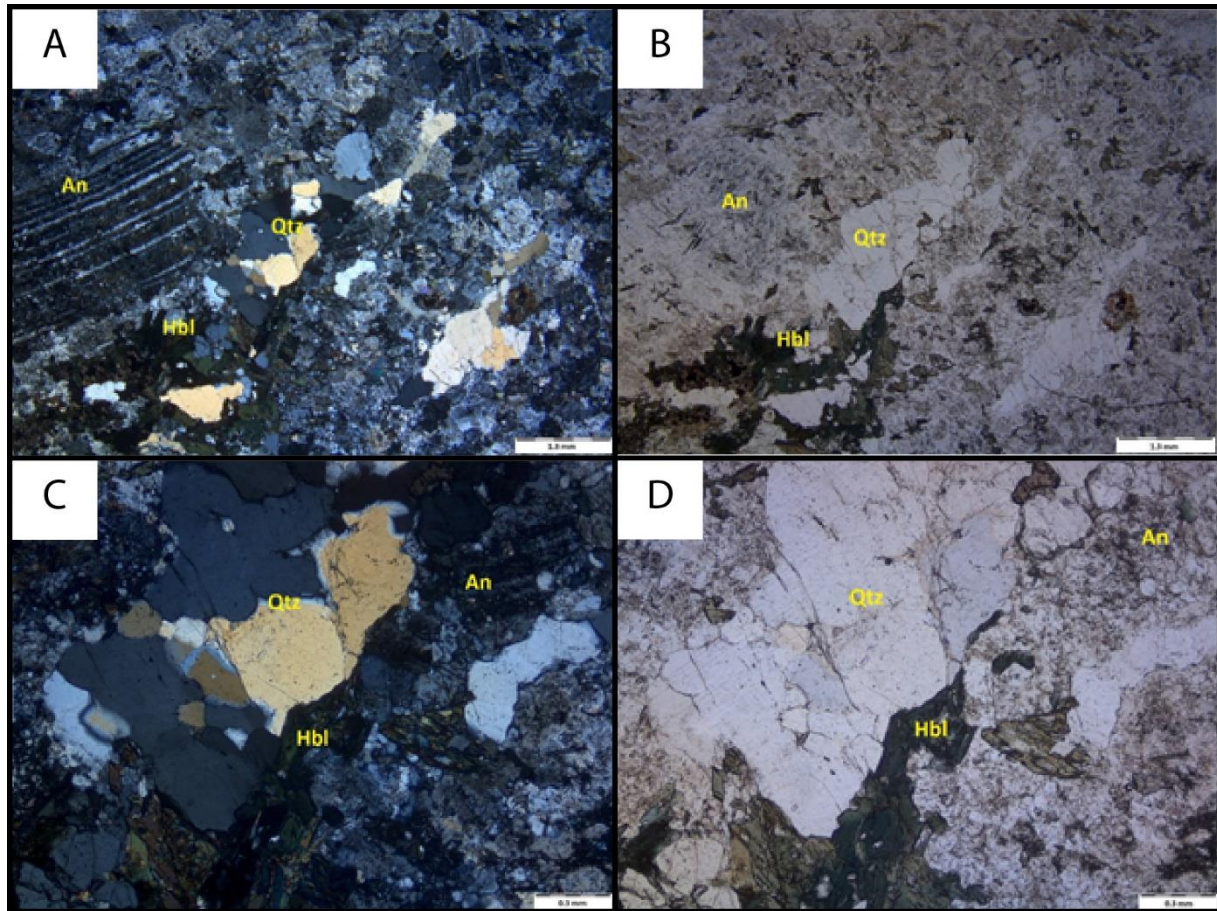
Na petrografia foi possível identificar plagioclásio (60% - An40, andesina), hornblenda (8%, ferro-Tshermakita), quartzo (7%), titanita (5%), apatita (5%), ilmenita (4%), biotita (4%, annita), k-feldspato (4%), granada (3%, Andradita) e zircão (<1%), e como minerais secundários: saussurita (12%), calcita (5%), clinozoizita (3%) e muscovita (3%).

Esta rocha apresenta variações faciológicas, na medida em que apresenta forte heterogeneidade em seu arcabouço mineralógico, como por exemplo bolsões de minerais máficos de variadas dimensões dispostos de forma intersticial entre os fenocristais de plagioclásio. Este aspecto associado a componente deformacional do corpo tende a gerar características singulares, assim como obliterar aspectos típicos de um corpo anortosítico comum.

Destaca-se uma típica fácies microscópica desse corpo com aspecto inequigranular de proveniência ígnea (textura intersticial preservada em algumas regiões de contato entre cristais de andesina centimétricos). Observa-se também a relação que o metamorfismo gerou nesses corpos promovendo a ocorrência de estrutura maciça, de textura porfiroblástica e granoblástica. Os cristais de andesina não apresentam uma orientação preferencial bem marcada ou uma trama de deformação muito acentuada. As demais fases minerais tendem a se localizar em trama granoblástica nos interstícios dos fenocristais de andesina, e indicam processos de transformação metamórfica. A figura 4.13 abaixo, indica algumas das características dessas unidades.

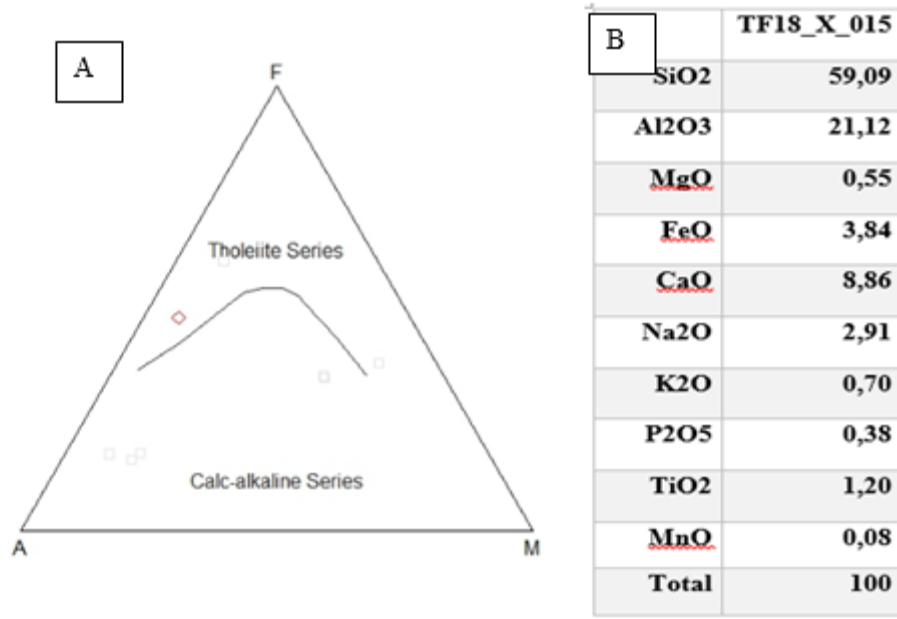
O arcabouço geral da rocha indica que os cristais de andesina de granulação grossa, trata de uma rocha com uma matriz fina e mais deformada. Interpreta-se então que os fenocristais de andesina constituem fases relíquias ígneas parcialmente deformadas. As fases de biotita, hornblenda, quartzo, e granada deformados aparecem arranjadas de forma a compor a matriz sin-tectônica por vezes milonítica nessa rocha. De forma geral a rocha apresenta uma diversa paragênese mineral, assim como processos de alteração tanto metamórficos quanto intempéricos.

Quadro 4.13: Microscopia do Meta anortosito Carreira Comprida. A) Observa-se os fenocristais reliquias do anortosito. (1.5x-Nx) B) Aspecto da trama textural dessas fácies, cristais como quartzo, hornblenda, biotita e titanita se arranjam nos interstícios dos cristais de andesina em textura granoblastica. (1.5x-Np). C) Em detalhe as fases minerais metamórficas. Os cristais de Andesina assumem granulação grossa, enquanto os cristais de hornblenda, quartzo, e biotita se concentram de forma a constituir uma matriz recristalizada de granulação fina. Estas fases foram consideradas como metamórficas, e auxiliaram na interpretação metamórfica dessas rochas. D) fotomicrografia com a mesma visada que em C, nela fica mais nítida a aglutinação das fases metamórficas nos interstícios dos cristais reliquias. Outro ponto observado é o aspecto alterado dos cristais de andesina, em alguns ponto observa-se tanto processos de cataclase quanto feições de desequilíbrio desses cristais.



Por fim a figura 4.14 traz a classificação quanto a série magmática desses corpos intrusivos.

Figura 4.14: Classificação da série magmática, segundo o diagrama AFM proposto por (Irvine & Baragar 1971): A) no diagrama nota-se tratar de um magma correspondente a série toleítica, série supersaturada, pobre em elementos incompatíveis e de ampla ocorrência crustal, comumente relacionado a processos de altas taxas de fusão. B) Composição química da unidade.



4.2.3.1.2 Calcissilicáticas

Essas rochas ocorrem intimamente associada aos anortositos da intrusiva Carreira Comprida, sendo por vezes de difícil segmentação em campo, uma vez que embora essas unidades tratem de litotipos de granulação fina, intensamente recristalizados, e ausência de fases reliquiares, não necessariamente são características particulares, uma vez que em regiões próximas de grandes contatos tectônicos entre o meta-anortosito e demais unidades, observa-se comumente as mesmas características nesses corpos.

Sendo assim, os afloramentos dessa unidade ocorrem de forma difusa dentro da intrusiva carreira comprida, um aspecto particular nessas rochas se mostra por vezes na granulação dos cristais de granada na análise macroscópica, além da paragênese rica em fases cálcicas observadas na observação microscópica. A figura 4.15 abaixo ilustra uma configuração geral de ocorrência dessas rochas.

Figura 4.15: Rocha calcissilicática da intrusiva carreira comprida: Aspectos macroscópicos desse litotipo. A) trata-se de uma unidade de estrutura maciça, granulação fina, coloração escura, alta dureza, intensamente recristalizada, textura granoblastica. As fases minerais mais presentes são cristais de plagioclásio, quartzo e granada, sendo os cristais máficos/acessórios de difícil caracterização em função do intenso retrabalhamento e granulação da rocha.

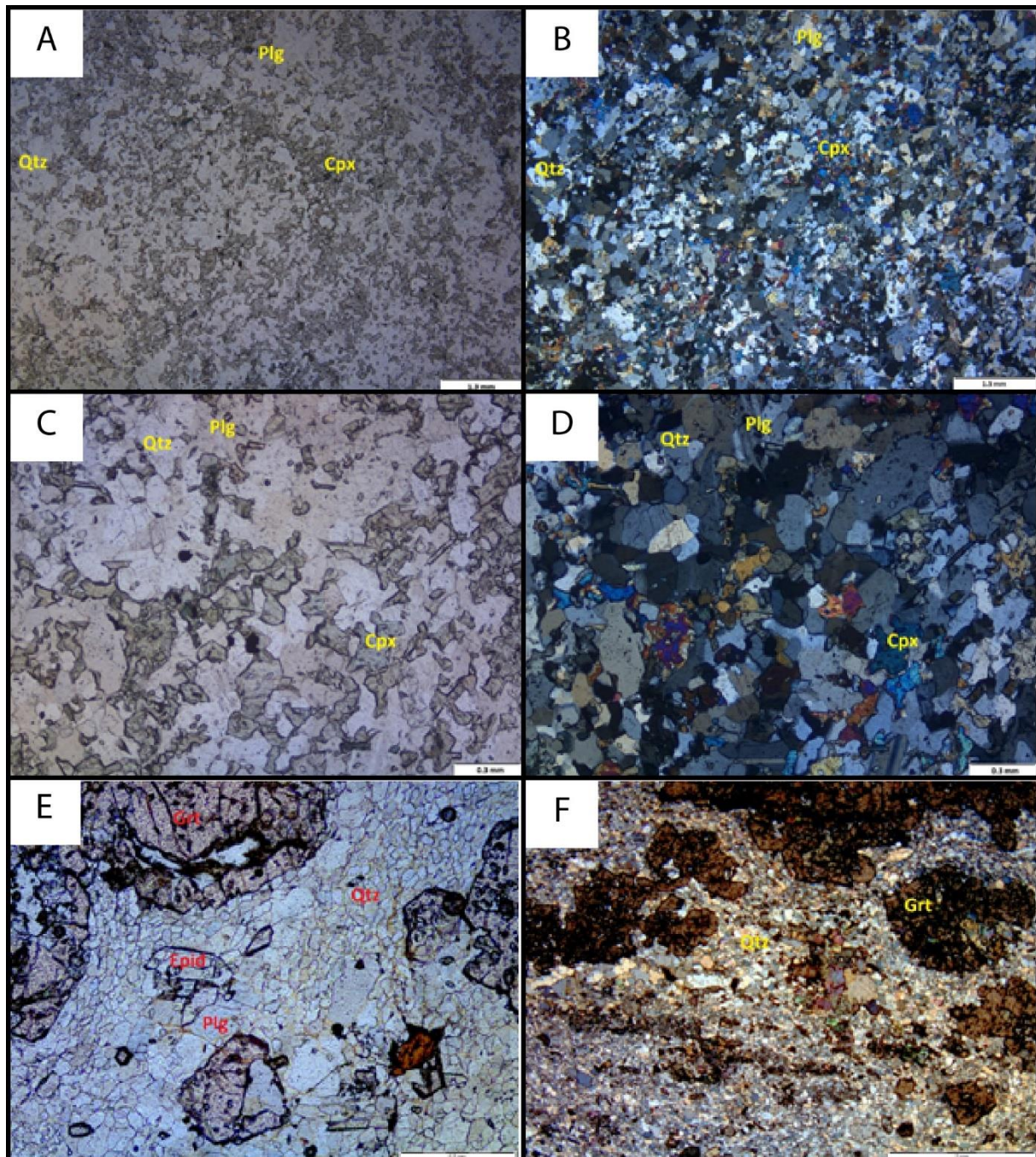


A composição modal, obtida na microscopia, ficou a seguinte: quartzo (24%), plagioclásio (18%), clinopiroxênio (17%), granada (11%), epidoto (8%), apatita (7%), clinozoizita (5%), titanita (4%), ilmenita (4%) e calcita (2%), constituindo assim as fases minerais metamórficas em equilíbrio. Em desequilíbrio foram descritas as fases de biotita (3%) e hornblenda (4%).

De forma geral esse litotipo apresenta um arranjo essencialmente de textura granoblastica e estrutura maciça, e granulação fina. Os cristais em equilíbrio ocorrem comumente em contatos poligonais. Apresenta uma paragênese característica de: Plg-Di-Zoizita, de forma geral esse arranjo é bem homogêneo guardando poucas particularidades texturais em sua trama. Minerais como granada, titanita, apatita, quartzo, epidoto, ilmenita e calcita se configuram conforme a trama principal descrita, resguardada as particularidades da textura poiquiloblastica, que é mais presente envolvendo cristais de diopsídio inclusos no arranjo cristalino dos cristais de plagioclásio. Minerais como hornblenda e biotita encontram-se em desequilíbrio, sendo o primeiro associado a regiões marginais dos cristais de diopsídio, o que configura uma alteração do tipo uralitização, processo esse associado a hidratação desses minerais, e o segundo associado a fase dos óxidos estando também localizadas nas bordas dos cristais opacos. Além dessas duas alterações de fases minerais, que são aqui consideradas como provenientes de processos de retrometamorfismo, a rocha não apresenta outras feições de

transformação. Na figura 4.16 abaixo observa-se algumas das características petrográficas desses litotipos

Figura 4.16: Microscopia das unidades calcissilicática da intrusiva anortositica Carreira Comprida, amostra TF18-X-66: em (A), (B), (C) e (D), e amostra TF18-X-179 em (E) e (F) . A) Observa-se a trama geral dessas rochas, constituída essencialmente pela textura granoblastica dos cristais. (1.5x-Np) B) De forma geral os minerais são equidimensionais, destando-se a quantidade modal de fases quartzo/feldspáticas e clinopiroxênio (1.5x-Nx) .C) Imagem de detalhe do litotipo, rocha de estrutura maciça. (4x-Np). D) Nota-se a textura poiquiloblastica constituída por cristais de Apatita inclusos no arranjo cristalino dos cristais de quartzo/plagioclásio, e cristais de diopsídio inclusos no arranjo cristalino de plagioclásio(4x-Nx). E) Nessa fotomicrografia observamos o arranjo de matriz milonitica quartzo/feldspáticas, assim como os porfiroblastos de granada, em equilíbrio metamórfico com os cristais de epidoto. (4x-Np) F) Ainda sobre a textura milonitica, nessa fotomicrografia temos o realce do arqueamento da foliação milonitica dos cristais sin-tectônicos de granada.



Dado o exposto, a caracterização da fácies metamórfica para esses corpos segue as condições gerais impostas pelo metamorfismo regional, sendo associado a condições em fácies anfíbolito, a questão que sugere a forte trama metamórfica, tanto textural quanto mineral dessas rochas deve estar associada a proximidade a limites de contatos tectônicos regionais, onde seguramente houve culminação dos processos deformacionais, assim como assimilação.

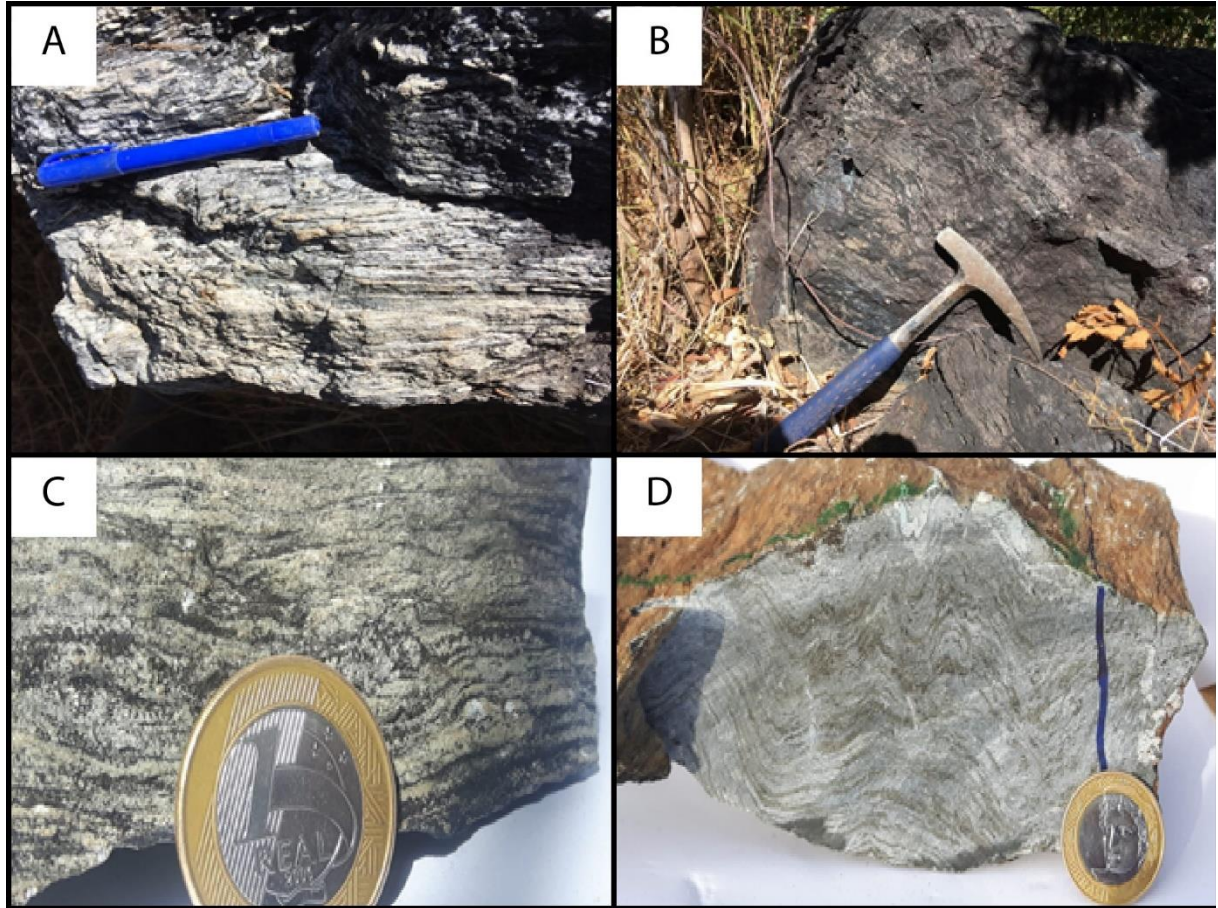
4.2.3.1.3 Aluminossilicática

Essa unidade segue o contexto geológico empregado nas rochas calcissilicáticas, embora nessas fácies nota-se uma paragênese mineral impar em todo o Projeto Monte do Carmo. Essas fácies comportam morros de média expressão, relevo localmente ondulado, vegetação rasteira a arbustos de médio porte, ocorrem próximo as regiões recobertas pelas rochas da bacia do Parnaíba. Um ponto importante foi que, embora essa unidade esteja associada a intrusão do meta-anortosito (litofácies cogenéticas) foi possível cartografá-la no mapa da subárea X, segmentando assim essa unidade daquela de maior abrangência.

De maneira geral se configuram localmente na região NW da subárea X, estando restrita a porção marginal transcorrente, o que configura um arranjo de lentes estiradas conforme o trend regional e limitado a essas regiões marginais a limites transcorrentes. Outro ponto que merece destaque é a forma dos afloramentos, nesse ponto essas rochas se arranjam em blocos ovalados e constantemente basculados, o que dificultou a aquisição de medidas estruturais mais precisas. A foliação que marca o bandamento gnáissico por vezes se encontra intensamente dobrado. Figura 4.17 abaixo, traz algumas particularidades dessa unidade.

Em análise microscópica verificou-se que essas rochas resguardam uma rara paragênese mineral, constituída pelas seguintes fases: ilmenita (2%), preiswerkita (1%), córidon (2%), margarita (2%), escapolita (2%), titanita (4%), diásporo (2%), granada (5%), apatita (7%), hercinita (8%), quartzo (8%), biotita (12%), sadanagaita (23%) e andesina (26%). Dado o exposto, nota-se uma forte contribuição aluminosa para esse sistema químico, a petrologia dessa rocha é justificada pela sua posição onde aflora, uma vez que ela está restrita a limites de contatos tectônicos, possivelmente temos forte assimilação/metassomatismo ocasionado pela relação das rochas encaixantes paraderivadas do complexo porto nacional com a intrusão anortositica carreira comprida, podendo sugerir-se inclusive uma espécie e fragmento primitivo paraderivado re-assimilado durante a intrusão e deformado pelo contexto tectono-metamórfico da suíte anortositica em facies anfíbolito. No figura 4.18 abaixo temos algumas características microscópicas.

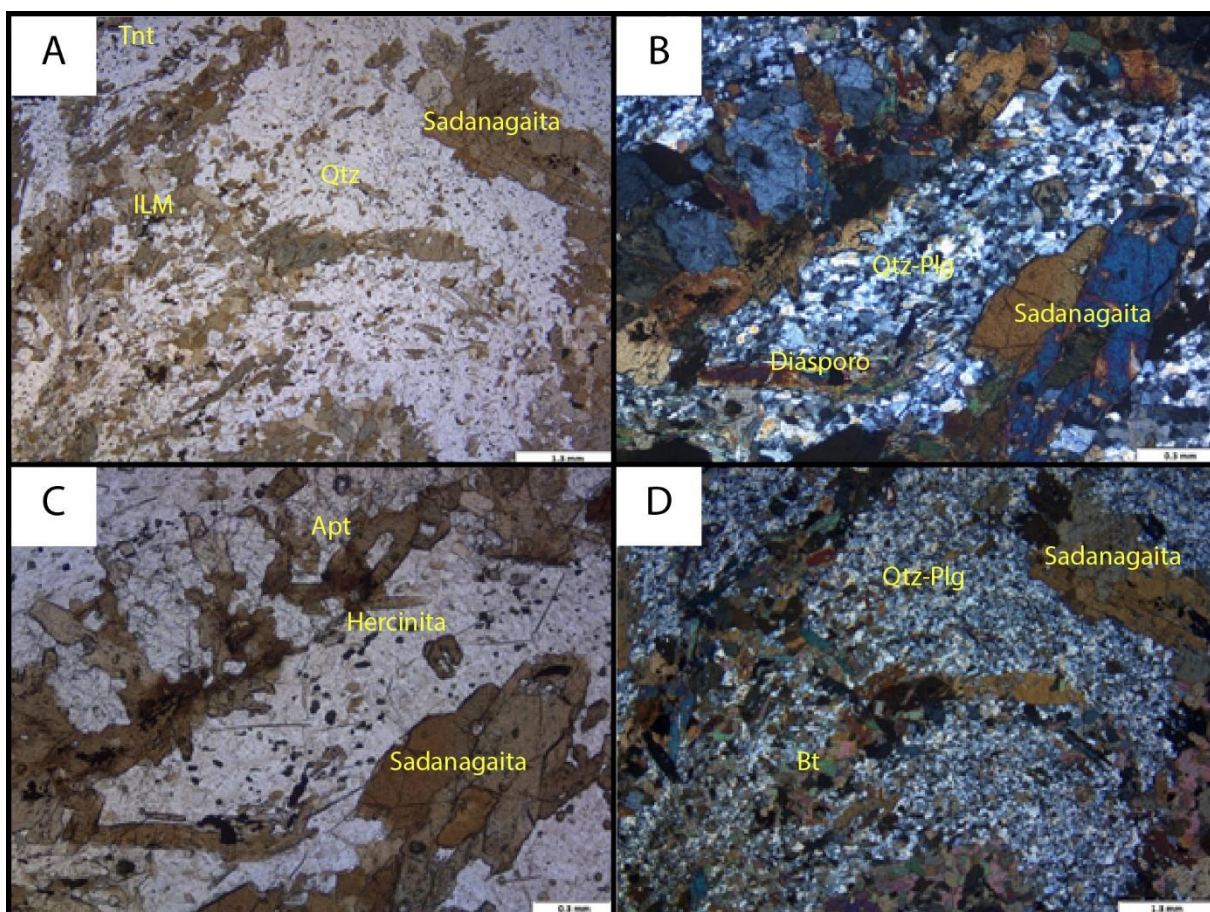
Figura 4.17: Aspectos de afloramento, e descritivos da rocha alumossilicática (TF18-X-181) associada a intrusiva Carreira Comprida. A) Observa-se tratar de uma rocha intensamente estruturada, embora as estruturas estejam muito claras, a configuração dos corpos rochosos não estavam precisas, a caneta está disposta paralela a lineação mineral observada em um dos blocos basculados dessa região. B) Rocha de bandamento gnáissico expressivo, onde observou-se intensa recrystalização quartzofeldspáticas e segregação mineral de fases. C) Em detalhe na amostra de mão, o aspecto de foliação marcando o bandamento milimétrico a centimétrico nessas rochas. D) A foliação que marca o bandamento esta evidentemente dobrada, ocasionando assim lineações minerais sinuosas. Trata-se de uma rocha de média densidade, alta dureza, granulação fina, equigranular, com alta presença de minerais prismáticos escuros parcialmente determinados em amostra de mão. Dentre as fases observadas na análise macroscópica foi: quartzo, plagioclásio, anfibólio e biotita.



Acerca dessa fácies, algumas ressalvas devem ser tomadas: A primeira é a fácies metamórfica em anfibolito, de forma a concordar com o arcabouço regional do metamorfismo, porém resguardada as características do protólito que para essa rocha é essencial, a grande quantidade, assim como arranjo textural dos cristais de espinélio (hercinita, minerais de alta temperatura) possivelmente esteja associada a uma região de metamorfismo intensamente direcionada a essas unidades. Um ponto que corrobora com essa proposição, já mencionado, é a área de ocorrência dos afloramentos em limites de contatos transcorrentes. Outra ressalva é o sistema químico consideravelmente aluminoso, além das componentes cálcicas, silicáticas, férricas e etc. Interpretou-se que o protólito dessa unidade seguramente passou por processos de metassomatismo, onde houve lixiação/assimilação de componentes químicos, que fora retrabalhado durante o metamorfismo brasileiro, um mineral típico de sistemas químicos

abertos de forte assimilação química é representado pelos cristais de escapolita. Logo possivelmente lida-se com uma rocha com uma componente metassomática primitiva, onde houve uma concentração de alumínio dentre outros componentes, submetidos a um imponente processo tectono-metamórfico, em pelo menos fácies anfibolito alto, onde se recrystalizou a assembleia gerando essas unidades.

Figura 4.18: Microscopia das unidades alumumossilicatica cogenética a intrusiva anortositica Carreira Comprida. Fotomicroscopia de seção delgada perpendicular a eixo de dobra, ilustrada na alternativa (D) do quadro acima. A) nessa microscopia observa-se o arranjo geral da rocha gnáissica, com fases minerais como anfibólio (sadanagaita) orientados de acordo com a foliação dobrado, ocasionando assim uma textura nematoblástica. (4x-Np) B) Observa-se um arranjo textural também descrito nas fácies calcissilicatica, trata-se de uma matriz intensamente recrystalizada de composição essencialmente quartzo/feldspato, porém para essas bandas milimétricas de segregação mineral, essa rocha apresenta diversa fases intercaladas a essas bandas de maior expressão. (10x-Nx) C) Em detalhe observa-se a trama mineral apresentada na alternativa 'A', dando destaque também para os cristais de espinélio (hercinita) também arranjados de acordo com a foliação, outro ponto importante é a textura granoblastica da banda quartzo/plagiocalsio. (10x-Np) D) Nota-se a textura granoblastica das bandas. O arranjo nematoblastico marca a foliação bandada, assim como segrega as principais fases minerais, como podemos ver toda a paragênese mineral tende a estar orientada, indicando assim blastese mineral sin-tectônica para essas fases, (4x-Nx).



4.2.3.2 INTRUSIVA MORRO DA MATA

Trata-se de uma suíte intrusiva acamadada, formada essencialmente por rochas gabróicas principalmente gabronorito, olivina gabronorito e hornblenda gabros. Os minerais

mais comuns são olivina, plagioclásio, clinopiroxênio compondo a fase cúmulus, seguido por anfibólio e ortopiroxênio intercumulus.

Nos domínios da subárea X, ocorrem essencialmente corpos gabróicos isotrópicos, classificados como hornblenda gabros. Ocorrem em expressivos lajedos e apresentam componentes de imiscibilidade magmática com uma fração mais félsica, composta por hornblenda e plagioclásio, conforme a figura 4.19 abaixo.

Figura 4.19: Macroscopia da intrusiva Morro da Mata e composição química, TF18-X-27. Aspecto textural/composicional contrastante nas rochas da suíte intrusiva morro da mata encontrada nos domínios da subárea X. Tal processo seguramente marca um contraste da taxa de difusão das fases minerais hornblenda e plagioclásio de granulação grossa imersos em um arcabouço gabroico de granulação fina. Pode-se sugerir também uma componente de imiscibilidade magmática, fracionando líquidos de diferentes teores de sílica. Nota-se também ,a direita, a composição dos elementos maiores para essa unidade.



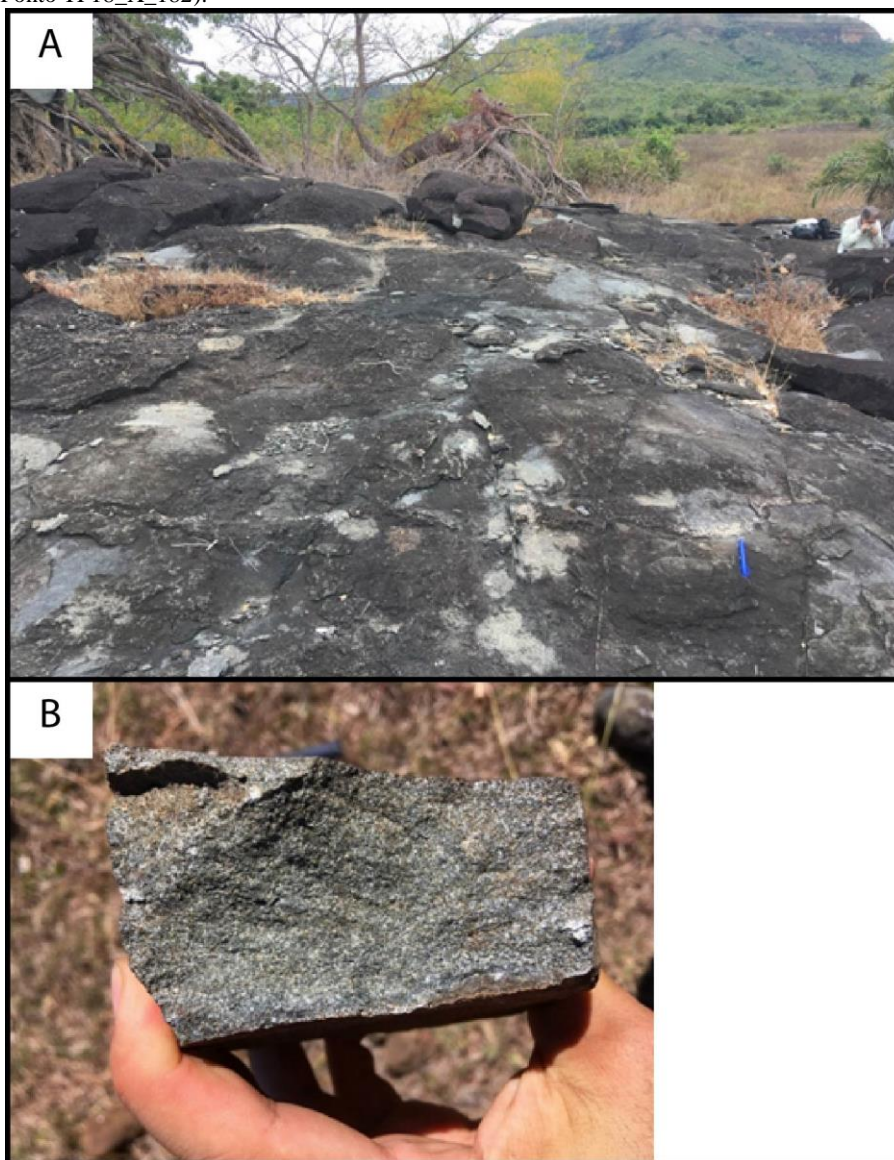
Na aerogamaespectrometria essas rochas exibem um fraco sinal em todos os canais. Na composição RGB são representados por uma cor preta. Já na aeromagnetometria são marcadas por fortes anomalias magnéticas.

De forma geral esses corpos não apresentam deformação, uma vez que temos a textura cumulativa ígnea preservada, assim como uma estrutura maciça, isenta de qualquer estruturação regional expressiva, se comparados as demais unidades litoestratigráficas.

4.2.3.2.1 Hornblenda gabro

Ocorrem de forma descontínua próximo ao contato com o Complexo Porto Nacional, são corpos intrusivos levemente alongados na direção do *trend* principal, NE-SW. São encontrados em afloramentos em forma de lajedos e blocos, assim como mostra a imagem 4.20 abaixo.

Figura 4.20: Aspecto geral dos afloramentos, assim como características macroscópicas das litologias da intrusiva Morro da Mata. A) Lajedo de um hornblenda gabro que ocorre na porção nordeste da área, em um pasto, próximo à uma residência, lajedos de pequeno e grande porte métricos foram encontrados nessa região. (Ponto TF18-X-29). B) Amostra do hornblenda meta-gabro. Rocha de coloração escura, holocristalina, fanerítica, granulação fina, aspecto isotrópico com hornblenda e plagioclásio. (Ponto TF18_X_182).



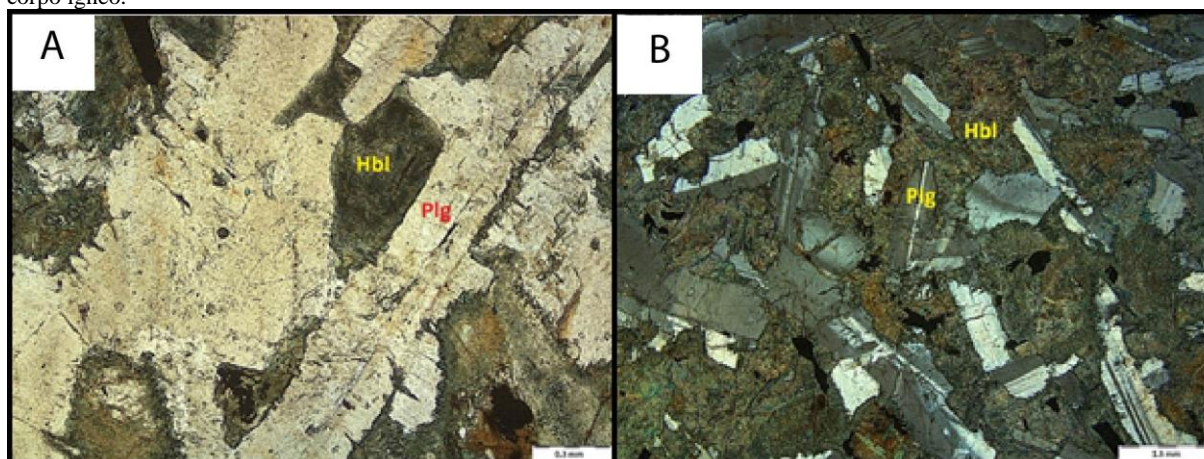
Assim como mostra as figuras acima, nessa unidade se encontram hornblenda meta-gabros e anfibolitos com hornblenda, plagioclásio, e em alguns casos, granada e cianita na assembleia mineral desses corpos intrusivos.

Em relação a micrografia considera-se: a principal fácies dessa unidade foi descrita como uma rocha fanerítica, holocristalina, máfica, mesocrática de granulação fina a média, equigranular, e estrutura maciça. A rocha é de tonalidade escura, razoavelmente alterada e densa, composta essencialmente por plagioclásio euhedral e fases máficas que se apresentam mais alteradas, com cristais de até 0.2 cm. Já em relação à análise microscópica pode-se

observar a textura do tipo ortocumulática, com cristais de plagioclásio euédricos na fase cúmulo significativamente envolvidos pela fase intercúmulos de hornblenda subédrica.

A componente deformacional nessa rocha não está bem marcada nas amostras analisadas, mas em função das associações realizadas em campo acredita-se que os afloramentos analisados correspondem às porções mais isotrópicas do corpo, na medida em que aparecem feições ígneas bem preservadas. A assembleia mineralógica típica é constituída por: hornblenda, plagioclásio, opacos e augita, com raras ocorrências de cristais de apatita na trama. A rocha apresenta uma forte influência de processos intempéricos alterando inicialmente minerais ferro-magnesianos, como observado no intenso processo de cloritização dos cristais de hornblenda. De forma geral a mineralogia apresenta poucos minerais acessórios e regular arranjo da trama mineral/textural ao longo da seção delgada. A figura 4.21 abaixo ilustra algumas particularidades petrográficas dessas unidades.

Figura 4.21: Microscopia das unidades gabróicas da intrusiva Morro da Mata. A) : Fotomicrografia 4x, NP, Hornblenda Gabro da suíte Gabro anortosítica Carreira Comprida. Na imagem observa-se a textura ígnea primária do tipo ortocumulática dessas rochas, com cristais de plagioclásio como principal fase cúmulo e cristais de hornblenda nos interstícios, como fase intercúmulo B) Fotomicrografia 1,5x, NX, Hornblenda Gabro da intrusiva Morro da Mata. Ao observar a seção delgada com os nicóis cruzados, observa-se além do arcabouço textural/mineralógico primário dessas rochas, a forte alteração dos cristais de hornblenda, para fases de chlorita. Processo esse caracterizada como intempérico e pervasivo nessa porção do corpo ígneo.



4.2.4 Suíte Aliança

Essa unidade ocorre em uma pequena extensão no extremo noroeste da área, em uma faixa grosseiramente orientada NE-SW e mais ou menos paralela à Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida. Parte dos afloramentos dessa unidade estão encobertos pelos domínios da bacia do Parecis na porção N-NW da subárea X.

Nos produtos da aeromagnetometria não se observa anomalias expressivas para essa unidade, porém, o trend NE-SW é bem marcado, direção que corresponde à foliação das rochas.

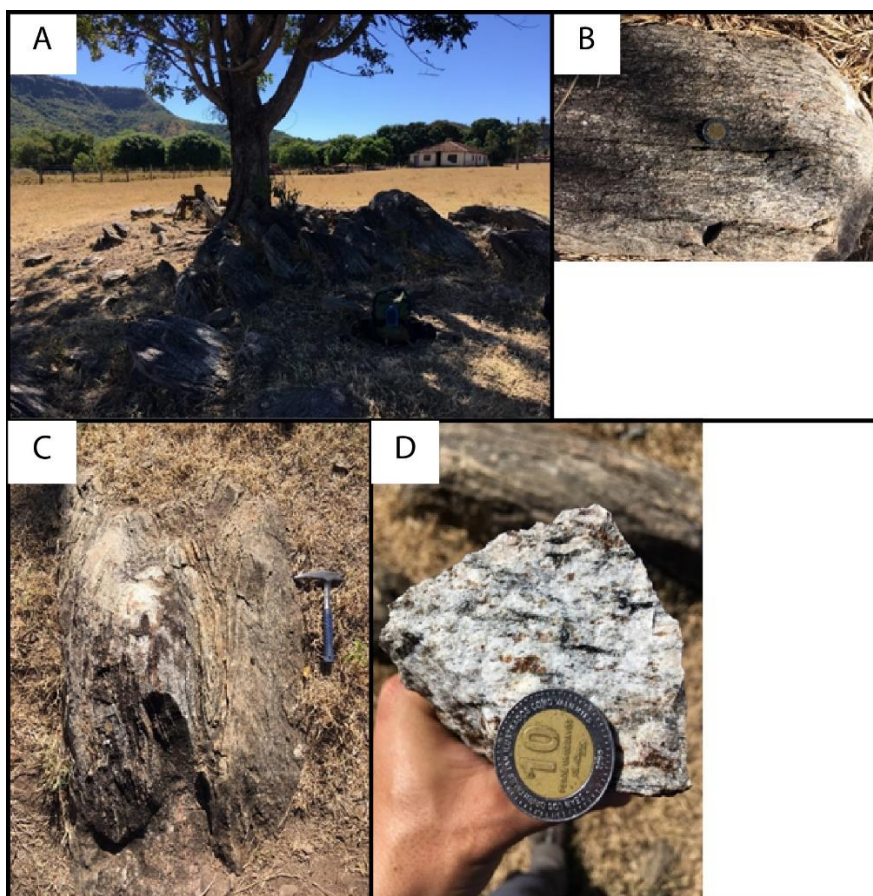
Na composição RGB da aerogamaespectrometria são observadas cores claras, branco a rosado, indicando um alto valor no canal do potássio, urânio e tório.

De forma geral são encontrados nessa unidade gnaisses tonalíticos milonitizados e granito gnaisses com ou sem feições de fusão parcial, migmitização, o que sugere uma fácies metamórfica em condições de P-T em granulito.

4.2.4.1 TONALITOS MILONITIZADOS

São encontrados na forma de blocos e pequenos lajedos. A única ocorrência dessa rocha na área se dá no limite oeste, em região de pasto ao lado da sede da Fazenda Santa Teresinha, conforme mostra a figura 4.22 abaixo.

Figura 4.22: Aspecto geral dos afloramentos da suíte Aliança, assim como características descritivas, ponto TF18-X-53. A) Afloramento ao lado da sede da Fazenda Santa Teresinha (casa branca no canto superior direito da foto), na parte noroeste da área, limite oeste, próximo à Serra Malhada Alta. Rocha milonitizada com foliação de alto ângulo de mergulho. B) Afloramento rasteiro marcando a foliação pervasiva de alto ângulo nessas rochas C) Afloramento rasteiro marca pela dobra métrica isoclinal. D) Amostra do tonalito milonitizado. Rocha clara, com ribbons de quartzo de cor fumê e acastanhada, com aglomerados de biotita e aglomerados de quartzo e plagioclásio rotacionados.



Nesse afloramento a rocha possui uma coloração cinza clara e se encontra milonitizada, com granulação média e foliação bem marcada pela disposição das biotitas e porfiroblastos de quartzo e plagioclásio que se encontram rotacionados com cinemática sinistral.

Saindo da área, 750m a oeste, observa-se outros afloramentos de tonalito milonitizado com uma granulação variando de fina a grossa e coloração marrom escura, e levemente alterado. Logo a unidade tem continuidade lateral em direção oeste, aos domínios da subárea X.

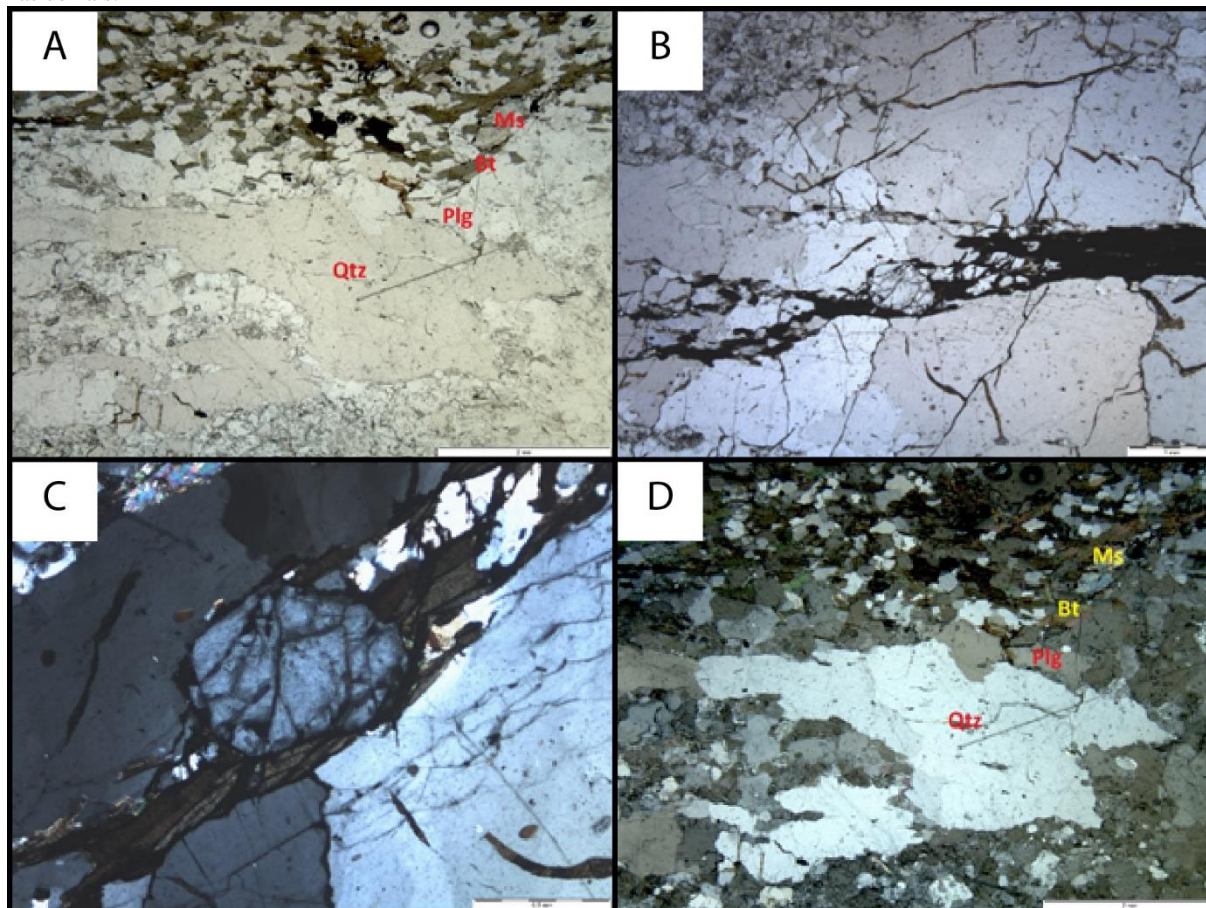
Na análise em lâmina delgada foi identificado quartzo (38%), plagioclásio (34%) (An₁₂ - oligoclásio), biotita (15%), muscovita (8%), granada (5%), clinopiroxênio (2%) e apatita como acessório. Na mineralogia secundária se encontra calcita (3%).

De forma geral a rocha apresenta uma granulação predominantemente fina, é maciça e composta essencialmente por fases félsicas. A textura predominante na rocha é granoblástica marcada pela forma dos contatos entre cristais de quartzo e plagioclásio, apresentando também textura lepidoblastica marcada pelo arranjo de cristais de biotita, que marcam duas orientações preferenciais associadas, configurando assim uma foliação do tipo milonítica (par S-C). Foram observados porfiroblastos de plagioclásio rotacionados ao longo da foliação com uma cinemática sinistral. A rocha apresenta uma baixa alteração intempérica, uma vez que o processo de saussuritização no plagioclásio encontra-se em etapas iniciais.

A rocha é de composição tonalítica, deformada em regime de metamorfismo extensivo e localizado, na medida em que a textura milonítica indica um regime de cisalhamento proveniente de zonas de intensa deformação plástica, passando comumente por intensas diminuições no tamanho de grão, conforme observados na lâmina. Sua mineralogia principal é constituída por: quartzo, plagioclásio, biotita e granada. A cinemática de deformação desse sistema, é inferida a partir de porfiroblastos de plagioclásio que indicam uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral, com transporte de matéria para NNE. Em relação ao metamorfismo não foi possível uma determinação precisa da fácies metamórfica em função da assembleia, embora seja inerente ao contexto um nível P-T mais elevado, como fácies anfíbolito a granulito, tendo em mente a profundidade crustal de origem desse tipo de estrutura/textura.

A textura milonítica é compartimentada em função da abundância de minerais neoformados; para a seção delgada em questão atribuiu-se a classificação de milonito com 50 a 90% de matriz recristalizada. A figura 4.23 abaixo ilustra algumas das características petrográficas dessas rochas.

Figura 4.23: Fotomicrografias da Suíte aliança, amostra TF18-X-53. A) Fotomicrografia, 1,25x, Nx, Tonalito milonitizado. Na imagem a nicóis cruzados observa-se a recristalização e alongamento do quartzo formando ribbons orientados na direção da foliação. B) seguindo a linha de orientação marcada pela textura lepidoblastica, biotitas orientadas, observa-se um cristal de plagioclásio sendo rotacionado segundo a cinemática transcorresnte sinistral. C) Em detalhe e fase mineral retrabalhada pelo transporte de matéria, observa-se nesse fotomicrografia o arranjo dos cristais de biotita marcando a foliação S-C. D) Fotomicrografia, 1,25x, Np, Tonalito milonitizado. Na imagem a nicóis paralelos observa-se o bandamento da rocha. Bandas segregadas de material quartzo-feldspático e outras de bandas milimétricas de biotitas orientadas, importante ressaltar a textura granoblastica nas bandas quartzo/feldspaticas, enquanto predomina a textura lepidoblastica nas demais.



4.2.4.2 GRANITO GNÁISSICO

Essa litofácies foi encontrada fora da área, 1,5 km a noroeste do ponto do tonalito milonitizado (ponto TF18_X_129), no início da estrada de terra que cruza a Serra Malhada Alta. Trata-se de um afloramento que se dá na forma de um pequeno lajedo e exhibe texturas de migmatização com paleossoma de composição granítica, leucossoma quartzo-feldspático e melanossoma marcado por restitos de biotita (figura 4.24 abaixo).

Figura 4.24: Aspecto de campo da suíte Aliança: afloramento do gnaíse granítico migmatítico em pequeno lajedo no início da estrada que cruza a serra.



4.2.5 Granito Aroeira

Essa unidade ocorre de forma intrusiva nas rochas do Complexo Porto Nacional. São encontradas na porção norte e sul da área, sendo o afloramento mais expressivo aquele da porção sul, às margens da TO-070 e à beira do Córrego das Porteiras.

Na composição RGB da aerogamaespectrometria exibe um sinal vermelho rosado, indicando um alto valor no canal do potássio. Já na aeromagnetometria, a rocha é marcada por baixos magnetométricos.

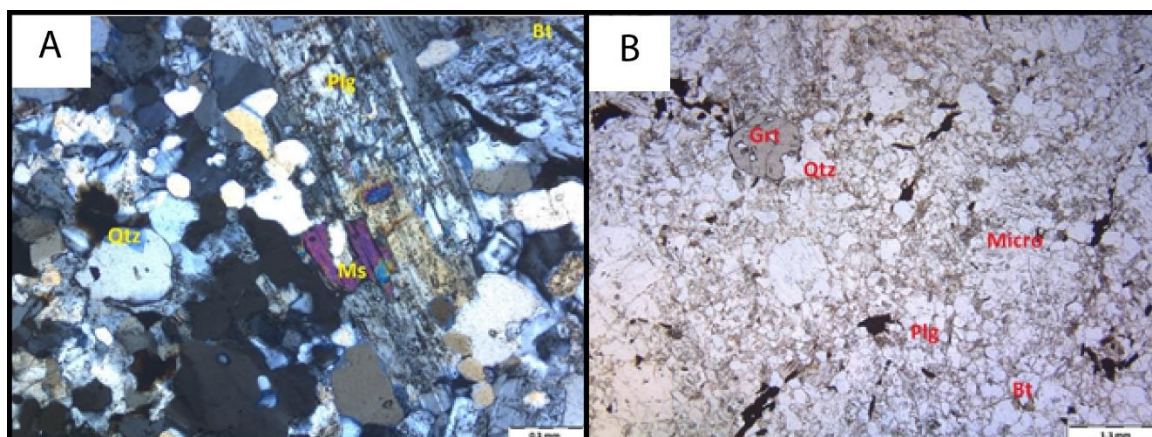
A rocha é de cor cinza rosado, com aspecto indeformado (isotrópico), de granulação média, e composta por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e muscovita (figura 4.29).

Figura 4.25: Amostra do Granito Aroeiras da suíte Lajeado TF18-X-156. Rocha de cor cinza rosada com quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e muscovita. Aspecto maciço, sem deformação. (Ponto TF18_X_156).



Na análise em lâmina delgada foi identificado 40% de quartzo, 26% de microclínio, 14% de plagioclásio (An_{12} - oligoclásio), 10% de biotita, 6% de muscovita e granada e zircão como acessórios. Na mineralogia secundária se encontram 10% de sericita, 2% de clorita e 2% de muscovita. Se trata de uma rocha fanerítica, ácida, de granulação fina, inequigranular com um arranjo bem homogêneo guardando poucas particularidades texturais/minerais em sua trama. Sua mineralogia principal é quartzo, k-feldspato, plagioclásio e biotita. A rocha apresenta um nível de alteração intempérica razoavelmente evoluído (figura 4.26).

Figura 4.26: Fotomicrografias do granito Aroeiras TF18-X-156. A) Fotomicrografia, 4x, Np, Granito peraluminoso. Na imagem a nicóis paralelos observa-se a textura intersticial predominante na lâmina com os contatos entre os grãos imbricados/engolfados. Observa-se também a textura poiquilítica da granada com inclusões de quartzo. B) Fotomicrografia, 1,25x, Nx, Granito peraluminoso. Na imagem a nicóis cruzados observa-se a mineralogia principal da rocha formada por quartzo, plagioclásio com a geminação lei da albita, microclínio com a geminação tartan, biotita e granada.



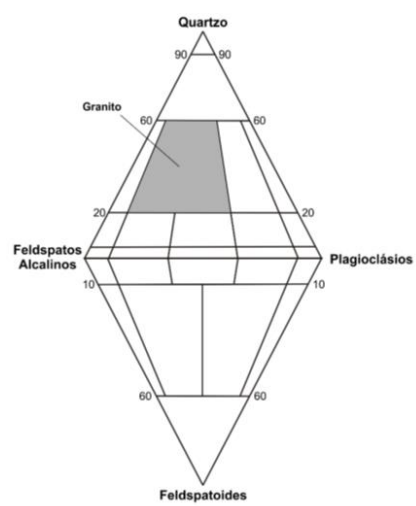
A rocha apresenta uma textura ígnea, intersticial com cristais de quartzo nos interstícios das ripas de feldspatos e biotita. Observa-se também textura poiquilítica definida por oicocristais de microclínio com chadacristais de quartzo/plagioclásio, e oicocristais de granada

com chadacristais de quartzo. Os contatos entre os grãos são irregulares por imbricamento/engolfamento em função da disputa por espaço durante a cristalização. Quanto a alterações, observa-se cloritização nas biotitas e sericitização nos feldspatos.

Os cristais de microclínio possuem micropertitas de plagioclásio e observa-se formação de textura mirmequítica caracterizada por massas de quartzo com formato vermiforme dentro dos cristais de plagioclásio que se encontram em contato com cristais de microclínio.

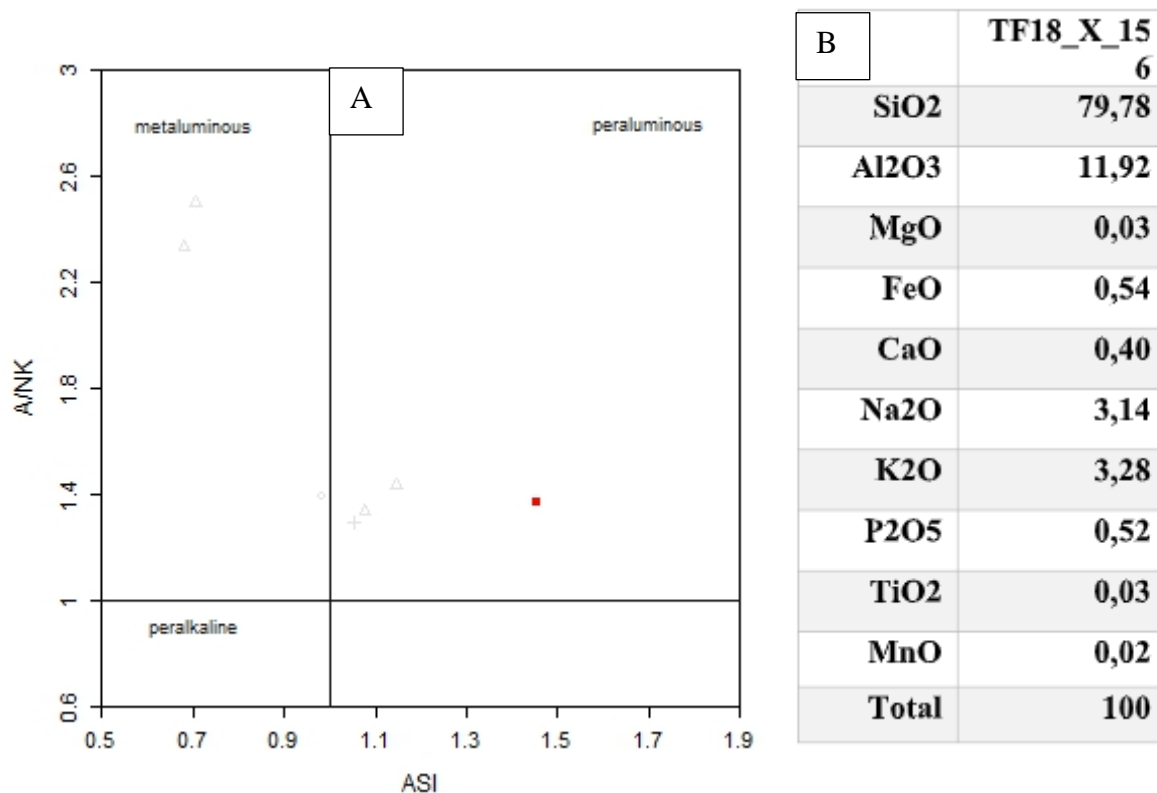
A rocha é interpretada como um granito produto de fusão parcial de sedimentos, uma vez que além da caracterização de biotita e muscovita primária (granito a duas micas) ainda há ocorrência de outra fase aluminosa como a granada. Tendo em mente o processo de fusão parcial/cristalização fracionada na geração de granitos, atribui-se a essa rocha um processo de fusão parcial de rochas sedimentares aluminosas, que condicionaram o arcabouço químico necessário para sua cristalização. Em relação à ordem de cristalização acredita-se que fases como biotita-plagioclásio-microclínio, nessa ordem tenham sido consolidados primeiro, seguidos por granada-quartzo/muscovita. Em relação ao resfriamento desse magma, enfatiza-se que ocorreu de forma lenta e gradual, uma vez que processos de exsolução bem desenvolvidos dominam a configuração dos feldspatos, assim como processos de metamictização em minerais radioativos. Abaixo está ilustrada a classificação dessa unidade (figura 4.27).

Figura 4.27: Diagrama Streckeisen com a composição da rocha (40% de quartzo, 26% de microclínio e 14% de plagioclásio), caindo no campo do granito.



Por fim, abaixo na figura 4.28 temos considerações acerca da composição dessa unidade, assim como uma classificação acerca da série magmática.

Figura 4.28: Classificação geoquímica do Granito Aroeira Suíte Lajeado. A) Diagrama de discriminação quanto a série magmática proposta por (Frost et al 2001) onde observamos a confirmação da componente peraluminosa, conforme indicava a mineralogia. B) Composição química no tocante aos elementos maiores da unidade, destaca-se o alto valor de alumínio.



4.2.6 Serra Grande

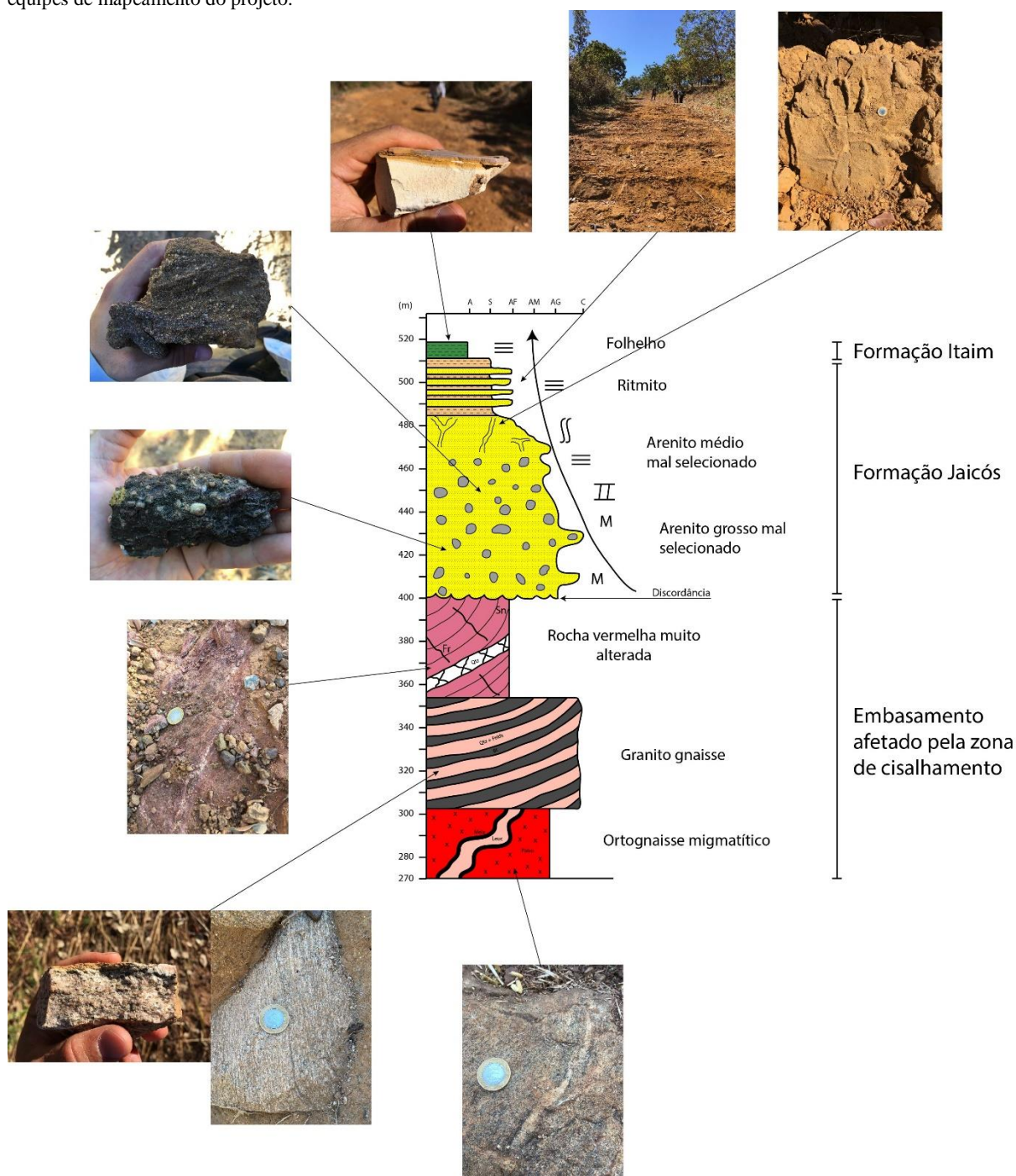
Essa unidade ocorre no extremo norte da área, na Serra Malhada Alta. Devido às suas grandes encostas escarpadas da serra, o acesso por essa região é bastante perigoso. Dessa forma as informações sobre esta unidade foram coletadas em uma estrada de terra que cruza a serra, a aproximadamente 1,8 km a noroeste da sede da Fazenda Santa Teresinha, fora da área X. Nesse trajeto foram observadas rochas do embasamento e as Formações Jaicós e Itaim do grupo.

Apesar de ser um corte de estrada, os afloramentos não são muito contínuos, não permitindo uma análise detalhada da sucessão de fácies.

Nos primeiros 130 m de subida da serra aflora o embasamento da bacia que é constituído pelas unidades da Suíte Aliança. No início da subida encontra-se o ortogneisse migmatítico e 30 m acima aflora um gnaisse granítico extremamente bandado, com foliação paralela à foliação do tonalito milonitizado da Fazenda Santa Teresinha (Ponto TF18_X_53). 50 m mais acima encontra-se um gnaisse vermelho muito alterado cortado por veios de quartzo centimétricos. Mais 50 m acima, na cota 400 m, inicia-se a bacia com arenitos conglomeráticos da Formação Jaicós.

Os arenitos conglomeráticos da base da Formação Jaicós são maciços e possuem seixos de quartzo arredondados de até 2 cm e matriz composta por grãos de quartzo angulosos de granulometria areia média a muito grossa, cimentados por óxidos de ferro, dando uma coloração escura à rocha. Seguindo mais 40 m acima é encontrada uma estratificação cruzada tabular de médio porte no arenito conglomerático. 10 m em frente tem-se um nível marcado por intensa atividade biológica evidenciada por bioturbações tubulares com aproximadamente 2 cm de diâmetro, desenvolvidas em arenito de granulação média. A partir desse nível segue 25 m de intercalações entre arenitos finos e siltitos roxeados, até que no topo tem-se um pacote de aproximadamente 10 m de folhelho branco, fracamente laminado, da Formação Itaim. Abaixo na figura 4.29 temos uma representação da sequência estratigráfica nessas regiões da subárea X.

Figura 4.29: Coluna estratigráfica esquemática da Serra Malhada Alta na área X. Nessa coluna está representado o embasamento da bacia e as Formações Jaicós e Itaim. No geral a Bacia apresenta uma granulo decrescência ascendente, saindo de arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada tabular, representando um ambiente fluvial, para um ambiente de máxima inundação, representado pelo folhelho branco fracamente laminado. Nesse corte de estrada não foram encontrados afloramentos da Formação Pimenteiras. Porém, essa Formação foi observada no topo da Serra por outras equipes de mapeamento do projeto.



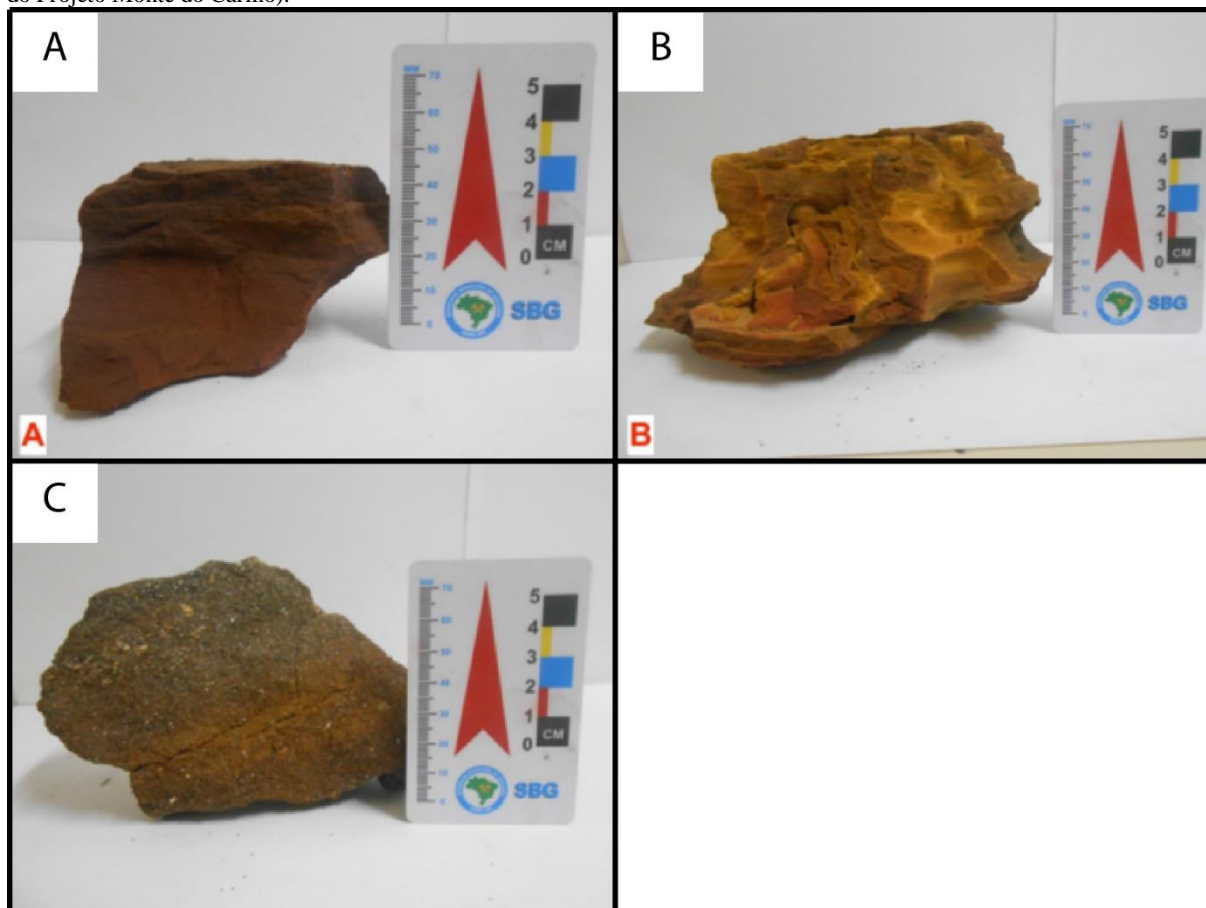
4.2.7 Grupo Canindé

Não foram observados afloramentos da Formação Pimenteiras nesse corte de estrada (a formação sotoposta à Formação Itaim, de acordo com a literatura). Contudo, outras equipes de mapeamento do projeto identificaram essa formação no topo da serra. No caso, o corte de estrada onde foi levantada a coluna estratigráfica se encontra encaixado em um vale, onde as camadas do topo da serra foram erodidas.

De acordo com as descrições da equipe da área V (Caroline Freitas, Gabriel Moizinho e Matheus Alves, vizinhos a norte da área X no Projeto Monte do Carmo), a Formação Pimenteiras é constituída por arenitos e siltitos ferruginosos. Os siltitos ferruginosos apresentam uma leve laminação com porções laranja amarelado (ricos em goethita) e porções marrom escuro avermelhado (ricos em hematita). Além disso apresentam bioturbações tubulares (figura 4.30 A e B).

Os arenitos ferruginosos possuem coloração heterogênea, com porções marrom escuras e outras porções com predominância de tons roxos. Essa variação é observada nos acamamentos incipientes que a rocha apresenta, tendo porções com granulometria mais grossa e outras mais finas. A rocha apresenta grãos do arcabouço subangulosos a subarredondados, mal selecionados, ocorrendo ainda fragmentos de rocha amarelados, angulosos e subarredondados em matriz síltica escura. Em algumas porções mais escuras, aparecem menos clastos, ocorrendo apenas a matriz síltica (figura 4.30 C).

Figura 4.30: Características gerais, das fácies sedimentares descritas do grupo Canindé, Bacia dos Paracis. A) Siltito ferruginoso da Formação Pimenteiras fácies Sf. B) Siltito ferruginoso com bioturbação. (Imagens cedidas pela área V do Projeto Monte do Carmo). C) Arenito ferruginoso da Formação Pimenteiras. Rocha de coloração roxo-azulada com estratificação plano paralela, e composta de grãos de quartzo de tamanho areia média a grossa. (Imagem cedida pela área V do Projeto Monte do Carmo).



4.3 METAMORFISMO NA SUBÁREA X

4.3.1 Introdução

Com base em uma análise integrada de dados, como: afloramentos de campo, dados estruturais-microestruturais, dados petrográficos, e demais procedimentos realizados em amostras. Obteve-se uma confirmação do intenso e sucessivo processo tectono-metamórfico atribuído a região. Na medida em que foi considerado um modelo tectônico de colisão oblíqua de blocos crustais com importante componente de cavalgamento, gerando assim as extensas faixas de rochas com intensa deformação cisalhante, encontradas na subárea X, já proposto por (Gorayeb, 1996). Tal processo deformacional relacionou rochas tanto orto quanto

paraderivadas enquadradas na era paleoproterozóica incidindo em sequências supracrustais neoproterozóicas.

De forma geral, excetuada as áreas de domínios fanerozóicos da Bacia dos Parecis localizados no extremo N-NW e rochas intrusivas Granito Aroeiras/Morro da Mata na subárea X, temos três domínios metamórficos distintos, embora se configurem predominantemente em faixas sub-paralelas seguindo uma orientação NE-SW, suas paragêneses minerais (dentre outros fatores) corroboram na segmentação de distintas condições crustais para estas unidades. São elas as faixas extencionais NE-SW da unidade paleoproterozoica Complexo Porto Nacional, e Intrusiva Carreira Comprida/ Suíte Aliança ambas do neoproterozoico.

Dentre os dados utilizados na interpretação sobre as condições metamórficas ressalta-se a análise estrutural e petrográfica. O arranjo cartográfico dos domínios metamórficos está representado na figura 4.31, nota-se tratar de terrenos geológicos de alto grau metamórfico constituídos predominantemente por rochas do Complexo Porto Nacional e Intrusiva Carreira Comprida/ Suíte Aliança. As demais rochas encontradas na subárea X apresentam condições ínfimas de metamorfismo até isenção de processos deformacionais, são elas: Litologias do grupo Canindé da Bacia dos Parecis, Suíte Lajeado e Intrusiva Morro da Mata.

4.3.2 Domínio Metamórfico 1

O domínio apresenta rochas em fácies metamórfica anfíbolito alto a granulito arranjas em uma estrutura gnáissica e textura granoblastica, essencialmente. Em termos composicionais observou-se nessas litologias uma ampla variação. A seguir na tabela 4.1 será detalhado as paragêneses minerais características das condições metamórficas descritas, assim como os grupos de rochas em que foram enquadradas.

Dado o exposto, destaca-se entre as componentes paraderivadas as fases de grafita, sillimanita, biotita, quartzo, estauroлита, granada e plagioclásio. E dentre as rochas máficas a associação orto e clinopiroxênio, que entre todas as paragêneses acima indicadas é a que melhor representou as condições de pico metamórfico em que essas rochas foram submetidas. O fato de as paragêneses em sua maioria apresentar uma fácies metamórfica classificada como anfíbolito alto, sugere que nessas condições houve uma importante componente de reequilíbrio dessas rochas em condições P-T inferiores as condições inerentes a fases granulíticas, resguardada as particularidades do protólito que tem importante contribuição nos processos de blastese dessas fases. Sendo assim tanto os aspectos texturais que serão posteriormente apresentados, quanto o sistema químico em que essas rochas apresentam convergem para

condições de rochas gnáissicas geradas em fácies granulíticas de ampla variação composicional, e posteriormente reequilibradas em fácies anfibolito alto.

Figura 4.31: Mapa de domínios e paragéneses minerais da subárea X.

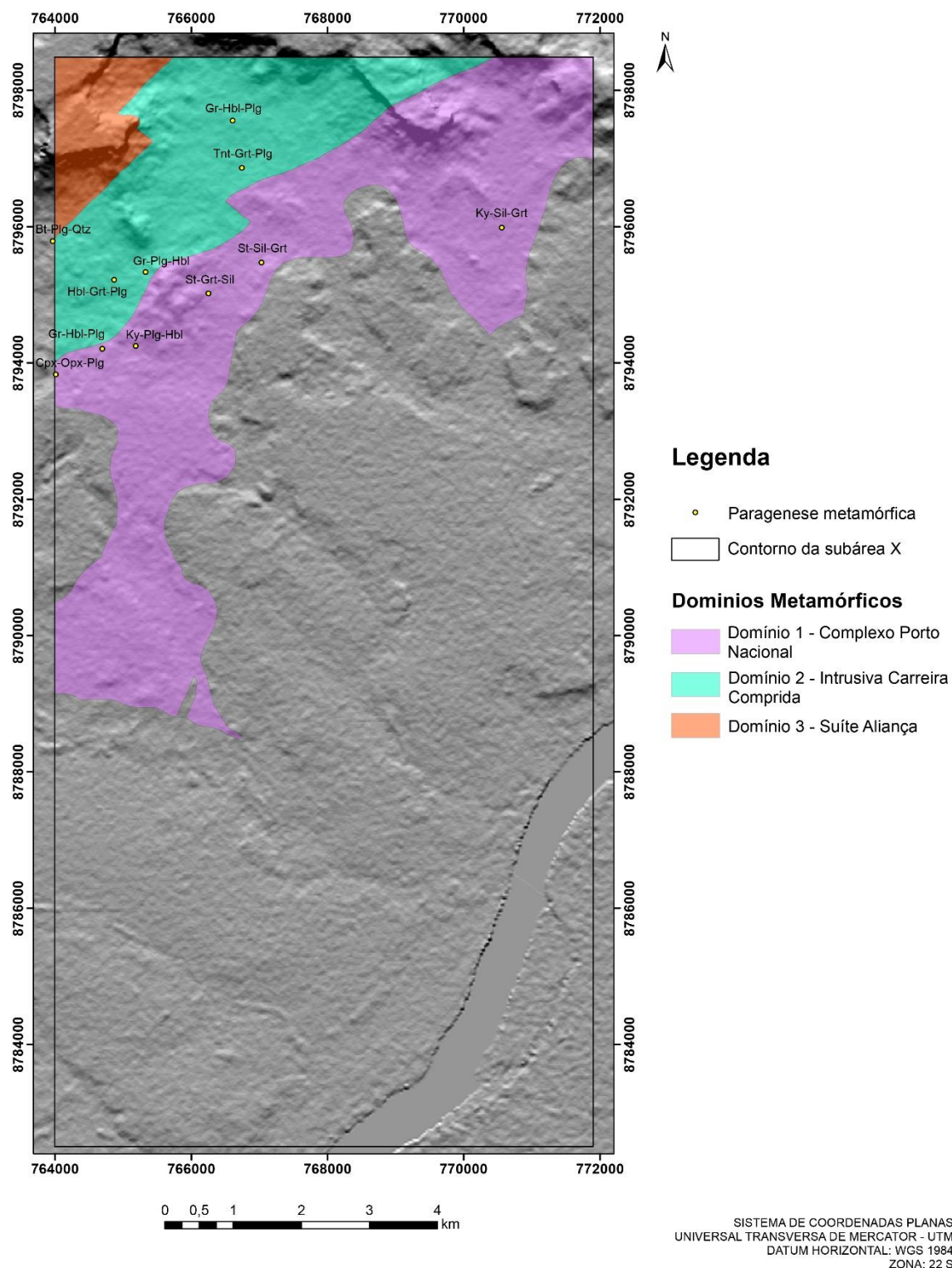


Tabela 4.1: Litofácies enquadradas no domínio metamórfico 1: Complexo Porto Nacional. Ao observar a tabela nota-se o elevado grau metamórfico dessas rochas, assim como ampla variedade composicional. As amostras foram segmentadas em função de sua gênese, tal como mostra as paragêneses minerais típicas de rochas ortoderivadas máficas, e pelíticas impuras nos litotipos paraderivados. Dentre os fatores relevantes utilizados nessa separação, destaca-se a ausência de quartzo em parte das litofácies máficas ortoderivadas. Fases minerais ordenadas de forma crescente.

IDENTIFICAÇÃO DA AMOSTRA	FÁCIES METAMÓRFICA	PARAGÊNESE MINERAL CARACTERÍSTICA	NOME DA ROCHA
Complexo Porto Nacional: Rochas Paraderivadas			
1) TF18-X-14	Anfibolito alto	Plagioclasio-Grafito-Estauroлита-Sillimanita-Granada-Biotita-Quartzo	St-Sil-Grt Gnaiss
2) TF18-X-44	Anfibolito alto	Hercinita-Cianita-Apatita-Biotita-Rutilo-Grafito-Quartzo-Sillimanita-Ilmenita-Granada	Ky-Sil-Grt Gnaiss
4) TF18-X-144	Anfibolito alto	Epidoto-Cianita-Sillimanita-Plagioclasio-Quartzo-Hornblenda	Ky-Plg-Hbl Gnaiss
5) TF18-X-151	Anfibolito alto	Plagioclasio-Estauroлита-Granada-Quartzo-Biotita-Sillimanita	St-Grt-Sill Gnaiss
Complexo Porto Nacional: Rochas Máficas Ortoderivadas			
3) TF18-X-141	Anfibolito alto	Apatita-Granada-Quartzo-Hornblenda-Plagioclasio	Grt-Hbl-Plg Gnaiss
8) TF18-X-79	Granulito	Clinopiroxênio-Pirita-Ilmenita-Apatita-Ortopiroxênio-Plagioclasio	Cpx-Opx-Plg Gnaiss

4.3.2.1 ROCHAS PARADERIVADAS

Compreendidas por rochas granulíticas gnáissicas aluminosas apresentam constantemente uma paragênese mineral com sillimanita, granada, plagioclásio, quartzo principalmente, e em alguns casos: biotita, estauroлита, grafito, ilmenita, apatita, rutilo dentre outros. Em função da química mineral dessas fases conclui-se que se trata de um sistema químico com uma componente aluminosa importante, típica de um metamorfismo regional de médio gradiente P/T de rochas sedimentares. A ausência de fases de baixas condições P-T, como muscovita corroboram com o ambiente metamórfico empregado.

A interpretação está baseada em corpos máficos em fácies granulito intimamente associado a estas rochas, e tendo como princípio se tratar de um metamorfismo regional seguramente esses corpos também encontraram tais condições, outro fator que corrobora com esse ponto é ocorrência de grafito aparentemente de alta cristalinidade, assim como presença de espinélio associado a granada e ausência de ortopiroxênio (TF18-X-44) que também indica altas condições de P-T (Frost,1991). Já o reequilíbrio em fácies anfibolito alto está bem representada nas fácies onde temos cristais de estauroлита, mineral esse que resguardada as características do protólito, é índice de metamorfismo em fácies metamórfica anfibolito.

Por fim, tendo-se como base Yardley (1994) e sua teoria de um pelito perfeito, acredita-se que os protólitos geradores das rochas desse domínio não se assemelham a uma composição “ideal” de uma rocha pelítica. Em (Gorayeb, 1996) essas rochas estão enquadradas como rochas paraderivadas pelito-grauváquicas, em função de paragêneses minerais atípicas, que também estão representadas por este trabalho. Como por exemplo a amostra TF18-X-44. Nela fica clara a componente de matéria orgânica situada nesses sedimentos, assim como um caráter muito impuro fazendo com que fases como essas sejam geradas, vale o destaque para os cristais de hercinita, tais cristais em rochas paraderivadas, são particulares a uma composição química rica em ferro/alumínio, que associado a importante ocorrência de fases minerais ricas em Ti (rutilo e ilmenita), nos traz mais alguns aspectos da composição incomum desse protólito sedimentar.

4.3.2.2 ROCHAS MÁFICAS ORTODERIVADAS

Estão representadas por duas litofácies características, uma classificada como granada-hornblenda-plagioclásio gnaisse e a outra, um clinopiroxênio-ortopiroxênio-plagioclásio gnaisse. Em uma das amostras (TF18-x-79) observou-se a ausência de cristais de quartzo assim como as demais fases muito aluminosas, comumente descritas nas porções paraderivadas, enquanto na outra destaca-se a quantidade de cristais de hornblenda (TF18-X-141).

Dentre as amostras vale ressaltar a unidade granulítica gnáissica TF18-X-79, que dentre as litofácies amostradas foi a que melhor representou o pico metamórfico a que essas rochas foram submetidas. Nela temos uma importante observação textural, são as texturas cononíticas, que apresenta um arranjo de desequilíbrio das fases máficas, como Ortopiroxênio, Clinopiroxênio e Opacos zonados. As coronas se configuram de forma a associar primeiramente uma aréola de hornblenda castanha nas fases máficas, seguida por outra auréola constituída por granada. Tal configuração gera expressivos cordões que margeiam os limites das fases máficas, esse zoneamento mineralógico é comum em complexos granulíticos. As reações metamórficas que motivam a ocorrência das auréolas podem ser expressas pela reação entre Plagioclásio cálcico + Orto/Clinopiroxênio resultando na formação de Granada + opacos +/- Clinopiroxênio² (Gorayeb, 1996), e são posteriores as coroas de ornblenda promovida para entrada de água em cristais de piroxênio durante o reequilíbrio das fases em condições metamórficas menos severas. Em relação aos protólitos dessas litofácies, foi interpretado como sendo unidades gabróicas/basálticas.

4.3.3 Domínio Metamórfico 2

Corresponde as unidades associadas a Intrusiva Carreira Comprida. O contato entre o domínio 1 é tectônico através de sistema de falhas transcorrentes. Tem aproximadamente 10km de extensão por 2km de espessura ao longo dos limites da área de trabalho.

O domínio compreende uma importante diversidade de rochas metamórficas em fácies anfibolito, arranjadas em textura essencialmente granoblastica, e coroníticas, já sua estrutura ora apresenta aspecto maciça ora observa-se bandamento gnáissico composicional. Nesses casos tratam-se de rochas seguramente ortoderivadas no que diz respeito aos corpos da intrusiva Carreira Comprida e cogenéticos. Importante ressaltar que associado aos domínios da Intrusiva Carreira Comprida, observou-se corpos rochosos de ampla variedade composicional, principalmente nas áreas proximais a grandes contatos tectônicos.

A seguir na tabela 4.2 será detalhado as paragêneses minerais características das condições metamórficas descritas, assim como os grupos de rochas em que foram enquadradas.

Tabela 4.2: Litofácies enquadradas no domínio metamórfico 2: Intrusiva Carreira Comprida. Ao observar a tabela nota-se um grau metamórfico aparentemente mais baixo que as rochas do domínio metamórfico 1, assim como variedade composicional anômala. As amostras foram segmentadas em função de sua gênese e unidade litoestratigrafia. Em relação as fácies metamórficas, essas foram de difícil mensuração, na medida em que encontrar paragêneses minerais clássicas em corpos de composição anômala não é uma tarefa muito precisa, quando comparadas com as unidades do domínio metamórfico 1. Fases minerais ordenadas de forma crescente.

IDENTIFICAÇÃO DA AMOSTRA	FÁCIES METAMÓRFICA	PARAGÊNESE MINERAL CARACTERÍSTICA	NOME DA ROCHA
Rochas Ortoderivadas – Intrusiva Carreira Comprida			
1) TF18-X-15	Anfibolito	Zircão-Granada-Kf(reliquito)- Biotita-Ilmenita-Apatita-Titanita- Quartzo-Hornblenda- Anortita(reliquito)	Meta Anortosito
2)TF18-X-66	Anfibolito	Calcita-Ilmenita-Titanita- Clinozoisita-Apatita-Epidoto- Granada-Clinopiroxênio- Plagioclásio-Quartzo	Rocha Calcissilicática
3)TF18-X-179	Anfibolito	Hornblenda-Titanita- Clinozoisita-Apatita-Pirita- Epidoto-Granada-Plagioclasio- Quartzo	Rocha Calcissilicática
4)TF18-X-181	Anfibolito	Ilmenita-Preiswerkita-Córidon Margarita-Escapolita-Titanita- Diásporo- Granada-Apatita- Hercinita-Quartzo–Biotita- Sadanagaita-Andesina	Rocha Alumossilicática

Essas rochas têm como texturas principais: granoblasticas e coroníticas, além dos processos de segregação de fases minerais configurando comumente uma foliação delimitando bandamentos (centimétricos a milimétricos) composicionais. Destaca-se as fases minerais de

maior granulação ainda preservadas na configuração dessas rochas, cita-se como exemplo os fenocristais reliquiares de andesina de granulação grossa nos corpos de meta-anortosito, nesses cristais evidencia-se apenas processo de catáclase e intempéricos.

E o enquadramento dessas rochas em mesmo domínio justifica-se primeiramente pela relação de campo entre elas, com foliações bandadas e por vezes dobradas, além do aspecto fisiográfico, fácies metamórficas, e componente composicional, já que em grande parte dessas rochas temos uma associação entre fases cálcicas, aluminosas e silicáticas.

Por fim, um ponto que merece destaque é a singular heterogeneidade de retrabalhamento das fases minerais que compõem essas rochas, no sentido de que nas regiões próximas as grandes transcorrências encontrou-se corpos rochosos com intensa deformação associada, como a amostra TF18-X-181, litotipos que em função de suas fases minerais exóticas, textura granoblastica, e estrutura bandada de forte segregação mineral, seguramente foi submetida a uma deformação dirigida distinta a algumas frações dos corpos anortosíticos, uma vez que por vezes observou-se textura ígnea preservada nos fenocristais reliquiares de andesina.

Possivelmente as áreas periféricas dessas intrusões, assim como a diferente granulação dessas rochas, culminaram em diferentes respostas ao metamorfismo regional, influenciando no arcabouço textural/estrutural dos litotipos.

4.3.3.1 META-ANORTOSITO

Uma observação interessante é a correspondência dessas fases minerais presentes nos interstícios dos fenocristais reliquiares de andesina, com as principais fases que compõem a paragênese mineral das rochas calcissilicáticas, (execetuada as fases minerais do grupo do epidoto, que nos anortositos compõem minerais acessórios). Em relação a composição de algumas soluções sólidas cita-se que se trata de uma composição Ferro/cálcica, assim como mostra, dentre outras fases, as espécies de anfibólio (ferro tshermakita, anfibólio cálcico e férrico), granada (grossulária, espécie do grupo das granadas cálcicas) e biotita (annita, biotita com teores de ferro), além dos minerais do grupo do epidoto. De modo a apresentar um sistema químico que converge na associação das rochas calcissilicáticas, indicando uma íntima associação na gênese dessas rochas.

Uma outra característica interessante são as texturas coroníticas de cristais de Titanita ao redor de opacos já descritas por (GORAYEB, 1996). Onde foi considerado como uma reação de reequilíbrio sin a tardi tectônico em fácies anfibolito, promovidas pela reação entre os cristais de ilmenita com hornblenda ou plagioclásio acompanhadas ou não de granada (GORAYEB, 1996).

4.3.3.2 CALCISSILICÁTICAS

Apresentam um sistema químico similar aos anortositos, além de sua disposição em campo, que se configuram em lentes nos domínios anortositicos. Trata-se de rochas que apresentam um arranjo essencialmente de textura granoblastica e estrutura maciça, e granulação fina. Em uma amostra foi observado um bandamento milimétrico segregando fases minerais, mas de forma geral a trama maciça predomina. Minerais como granada, titanita, apatita, quartzo, epidoto, ilmenita e calcita se configuram conforme a trama principal descrita.

Assim como fora apresentado, as características dos fluidos são determinantes na formação dessas rochas, estudos retratam que a presença de clinozoizita e quartzo não seriam estáveis caso o fluido relacionado ao metamorfismo tiver altos teores de CO₂, de forma a indicar um caráter mais rico em H₂O para essa situação de metamorfismo regional.

4.3.3.3 ALUMINOSSILICÁTICA

O arcabouço textural/estrutural se assemelha as rochas gnáissicas explicitadas no domínio metamórfico anterior, embora radicalmente divergentes aos granulitos gnáissicos aluminosos do domínio metamórfico 1 é notável que esse corpo rochoso foi submetido a processos ímpares durante a progressão tectono-metamórfica da região.

Possivelmente os litotipos calcissilicaticos e alumossilicaticos, são produtos de uma intensa assimilação das unidades encaixantes durante o evento intrusivo da suíte anortositica carreira cumprida, que fora submetida a fácies anfibolito. Tal hipótese se sustenta da seguinte forma, assim como fora observado no domínio metamórfico 1, no qual abarca os granulitos gnáissicos do complexo Porto Nacional, observa-se que é predominante a contribuição paraderivada aluminosa naquela unidade. Ao relacionar a intrusão básica citada, é prudente esperar feições de assimilação com essas rochas aluminosas nas quais estão sendo intrudidas, sendo assim possivelmente a gênese das assembleias minerais exóticas aqui descritas, sejam produto da forte assimilação de parte das rochas encaixantes (xenólitos aluminosos) sendo assimilados pela intrusão. Posteriormente o evento tectono-metamórfico condicionou a blastese mineral de fases correspondentes a esses processos, em fácies anfibolito.

4.3.4 Domínio Metamórfico 3

Trata-se das rochas ortoderivadas de composição tonalíticas da Suíte Aliança, e em relação a elas, observa-se uma baixa representação dessa unidade na área de trabalho. Uma vez que a ocorrência dessa suíte está restrita ao extremo noroeste dos limites da área. Não configurando assim uma boa representatividade da Suíte Aliança nos domínios da subárea X.

O critério utilizado para segmentar essa unidade como constituinte do domínio metamórfico 3, se mostra pelo fato tanto da origem/composição quanto de sua evolução durante os eventos metamórficos regionais. Abaixo na tabela 4.3, está representada a fácies descrita por este trabalho.

Tabela 4.3: Litofácies enquadrada no domínio metamórfico 3. Ao observar a tabela nota-se um grau metamórfico aparentemente similar ao domínio metamórfico 1, em fácies granulito. Em função da escassez dessa unidade nos domínios da subárea X, não foi possível um detalhamento mais abrangente. Fases minerais ordenadas de forma crescente.

IDENTIFICAÇÃO DA AMOSTRA	FÁCIES METAMÓRFICA	PARAGÊNESE MINERAL CARACTERÍSTICA	NOME DA ROCHA
Rochas Ortoderivadas - Suíte Aliança			
5)TF18-X-53	Granulito	Apatita-Clinopiroxênio-Granada-Muscovita-Biotita-Plagioclásio-Quartzo	Gnaiss Tonalítico Milonitizado

Um importante fator observado até mesmo em limites alheios aos da subárea X, é um intenso processo de milonitização da foliação, assim como observa-se comumente afloramentos intencionalmente dobrados e orientados.

Um ponto importante e que corrobora ao alto grau metamórfico classificado a essa unidade é os processos de migmatização evidenciados em campo. Tal processo se justifica por uma mistura de fácies metamórficas, onde temos uma componente granitoide (tonalito em questão) e uma derivação associada pelo alcance do ponto de fusão parcial (anatexia) durante o evento deformacional.

Tais condições são seguramente inerentes a altas condições de pressão e temperatura, indicadas como granulito. A textura dessa unidade é essencialmente granoblastica, ocasionada pela disposição principalmente da trama quartzo/feldspática, seguida por textura lepidoblástica que foi caracterizada pela disposição dos cristais de biotita arranjados paralelamente a sub-paralelamente as foliações, que nessa amostra se apresenta em duas direções distintas, originando assim um par S-C. Outra textura importante é a porfiróide, que foi descrita em função de porfiroblastos de plagioclásio rotacionados ao longo da direção da foliação, fato importante no tocante a cinemática do evento, que foi descrito como: Zona de cisalhamento transcorrente sinistral com transporte de matéria para NW, corroborando com o arcabouço estrutural regional.

Por fim, ressalta-se que a porção da Suíte Aliança registrada na subárea X, apresenta uma foliação milonítica muito pervasiva, que seguindo a classificação especializada foi caracterizada como um milonito, uma vez que apresenta de 50 a 90% de matriz recristalizada/neoformada.

4.4 GEOLOGIA ESTRUTURAL DO PROJETO MONTE DO CARMO

4.4.1 Introdução

A região do Projeto Monte do Carmo é caracterizada por uma trama anastomosada de trend NNE-SSW, em que os contatos entre as unidades litoestruturais são limitados por traços associados a zonas de cisalhamento. A trama cisalhante apresenta-se muitas vezes modificadas por falhas normais de *trend* NW-SE, segmentando e embutindo unidades litoestruturais em diferentes níveis.

Zonas de cisalhamento são componentes comuns em vários terrenos metamórficos. Elas dividem grandes regiões em subdomínios ou blocos litotectônicos que contem elementos estruturais e tectônicos primários similares. A compreensão do histórico geológico e os processos tectônicos nessas regiões dependem do entendimento da história tectônica dessas zonas de cisalhamento com as unidades adjacentes.

O mapeamento dessas zonas, assim como a definição dos domínios estruturais, utilizou da integração de dados de aeromagnetometria, imagens de satélite e dados de campo. Nas imagens de aeromagnetometria as zonas de cisalhamento são expressas na forma de estruturas de primeira ordem com forte contraste em relação as estruturas de segunda e terceira. Em imagens de satélite, apresentam forte controle sobre feições superficiais como serras, rios e drenagens, e em campo apresentam tramas miloníticas e outras estruturas indicativas de regime dúctil.

4.4.2 Quadro Estrutural Regional

Ao todo, foram individualizadas 4 zonas de cisalhamento principais, denominadas de: Zona de Cisalhamento Porto Nacional (ZCPN), Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo (ZCMC), Zona de Cisalhamento e Zona de Cisalhamento Areias. Estas zonas de cisalhamento compartimentam a área mapeada em 5 domínios estruturais (figura 4.40).

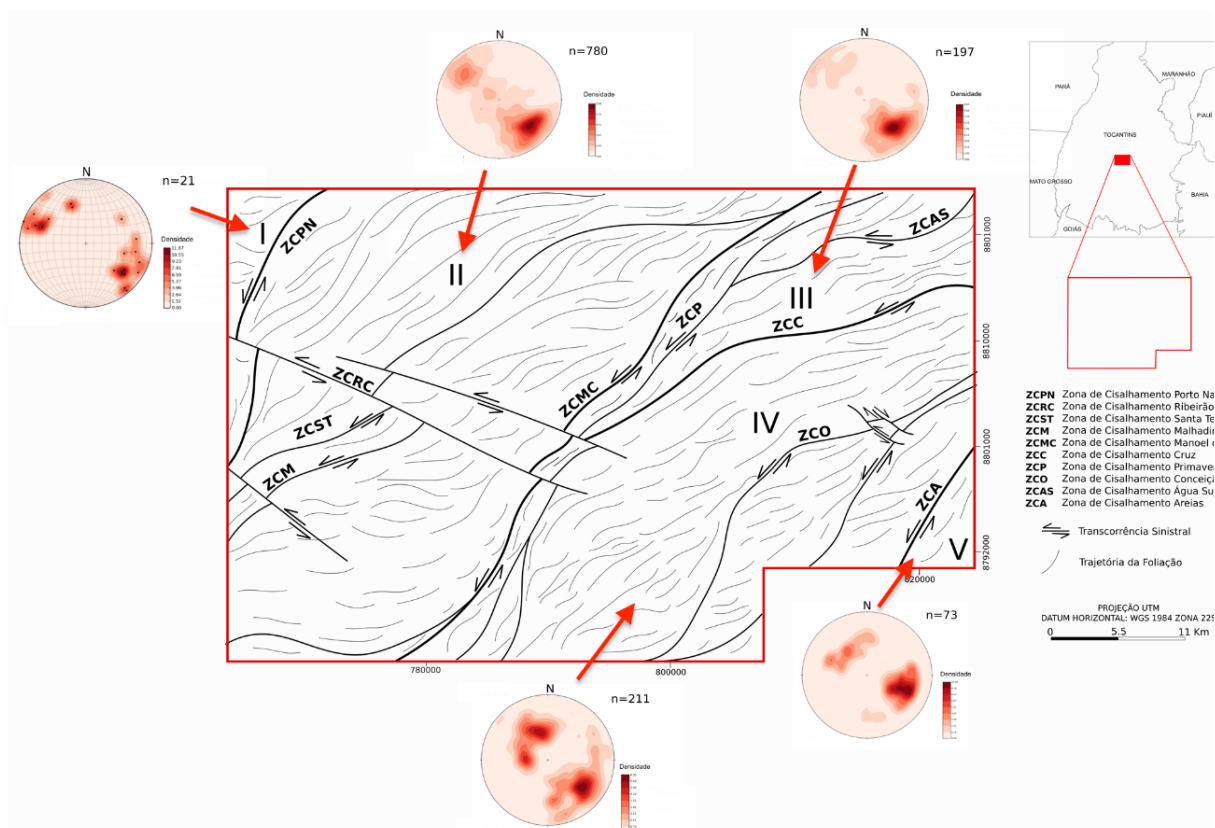
A **ZCPN** está situada na parte oeste da área mapeada, apresenta traço sinuoso de direção NNE-SSW ao norte e N-S na porção sul. Possui aproximadamente 1,5 km de espessura e extensão que extrapola a área mapeada. É caracterizada por cisalhamento de alto ângulo com cinemática sinistral.

A **ZCMC** é localizada na parte central do projeto e sua expressão em superfície é bem marcada pela serra homônima. Apresenta trend NE-SW nas porções norte e centro, e próximo a extremidade sul da área mapeada sofre uma inflexão súbita que muda seu trend para N-S. É caracterizada por cisalhamento de médio a alto ângulo com cinemática sinistral.

A **ZCC** compreende uma estrutura de aproximadamente 30 km, situada na porção nordeste da área. Apresenta *trend* NE-SW e cinemática sinistral e é caracterizada por um cisalhamento de médio a alto ângulo.

A **ZCA** é observada no extremo sudeste da área, com extensão de aproximadamente 10 km e *trend* NE-SW.

Figura 4.32: Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo.



4.4.2.1 DOMÍNIO I

Localizado no extremo oeste do Projeto Monte do Carmo este domínio é delimitado a oeste da **ZCPN**. É constituído exclusivamente pelas rochas do Granito Matança, um corpo de dimensões batolíticas com fraca anisotropia na sua porção centro sul, a não ser por esparsas bandas de cisalhamento centimétricas, a intensamente milonitizado na porção norte. Essa fabrica tectônica penetrativa é restrita as bordas do corpo, apresenta alto ângulo (70° a 90°) e com direção predominante NNE-SSW.

4.4.2.2 DOMÍNIO II

Este domínio estrutural compreende uma extensa faixa de aproximadamente 30km de largura e orientação NNE-SSW, sendo delimitado a oeste pela **ZCPN** e a leste pela **ZCMC**. Este setor tem como principal característica a foliação regional (S_n) de médio a alto ângulo (55° a 90°) anastomosada com *trend* NE-SW a E-W o que acaba configurando uma geometria sigmoidal de cinemática sinistral. As zonas de cisalhamento Santa Teresinha (**ZCST**) e Malhadinha (**ZCM**) acompanham essa geometria sigmoidal. Um sistema de cisalhamento e transcorrência sinistral de direção NW-SE denominado de Zona de Cisalhamento Ribeirão do Carmo (**ZCRC**) é observado na porção central desse domínio. Estas estruturas deslocam as demais zonas de cisalhamento observadas.

As regiões próximas as zonas de cisalhamento apresentam trama milonítica (S_m) de alto ângulo (70° a 80°) e lineações de estiramento mineral de baixo ângulo (15° a 20°) oblíquas as foliações. Essa fábrica tectônica é observada tanto nas bordas quanto nas porções centrais das rochas cristalinas do Complexo Granulítico Porto Nacional, Formação Morro do Aquiles, Suíte Aliança, Suíte Gabbro-Anortosítica Carreira Comprida e Suíte Lajeado.

4.4.2.3 DOMÍNIO III

Este domínio está localizado na porção nordeste da área do projeto. Compreende uma faixa de direção NE-SW de aproximadamente 26 km de comprimento e 15 km de largura. É delimitado a oeste pela **ZCMC** e a sul pela **ZC?**. Engloba as unidades litoestratigráficas intrusivas máfica-ultramáficas e a sequência metavulcano sedimentar indefinida. Apresenta geometria triangular e uma trama levemente anastomosada. Uma das principais características deste domínio são as dobras sinformes, fechadas, inclinadas, com caimento suave para NE e plano axial subvertical que afetam os quartzitos que constituem a Serra Manoel do Carmo. Esta faixa de dobramentos ocorre entre as **ZCMC** e a Zona de Cisalhamento Primavera (**CZP**). As foliações regionais S_n neste domínio são de mergulho moderado a alto, variando de 50 a 84 graus em *trend* NE-SW.

4.4.2.4 DOMÍNIO IV

O domínio IV localiza-se no centro-leste da área e compreende uma faixa de 30 km de largura por 50 km de comprimento que engloba a unidade metavulcano sedimentar indefinida e a Suíte Plutono-Vulcânica Ipueiras, orientados predominantemente a NE-SW. É limitado pela **ZCMC**, a oeste, e pela **ZCA**, a leste.

Neste compartimento há o predomínio de deformações rúpteis-dúcteis, com a

presença de foliação regional em rochas metassedimentares e diversas zonas de cisalhamento. Na extremidade oeste do domínio a foliação regional apresenta mergulho para WNW e a leste a foliação regional possui mergulho para ESE, constituindo uma estrutura regional.

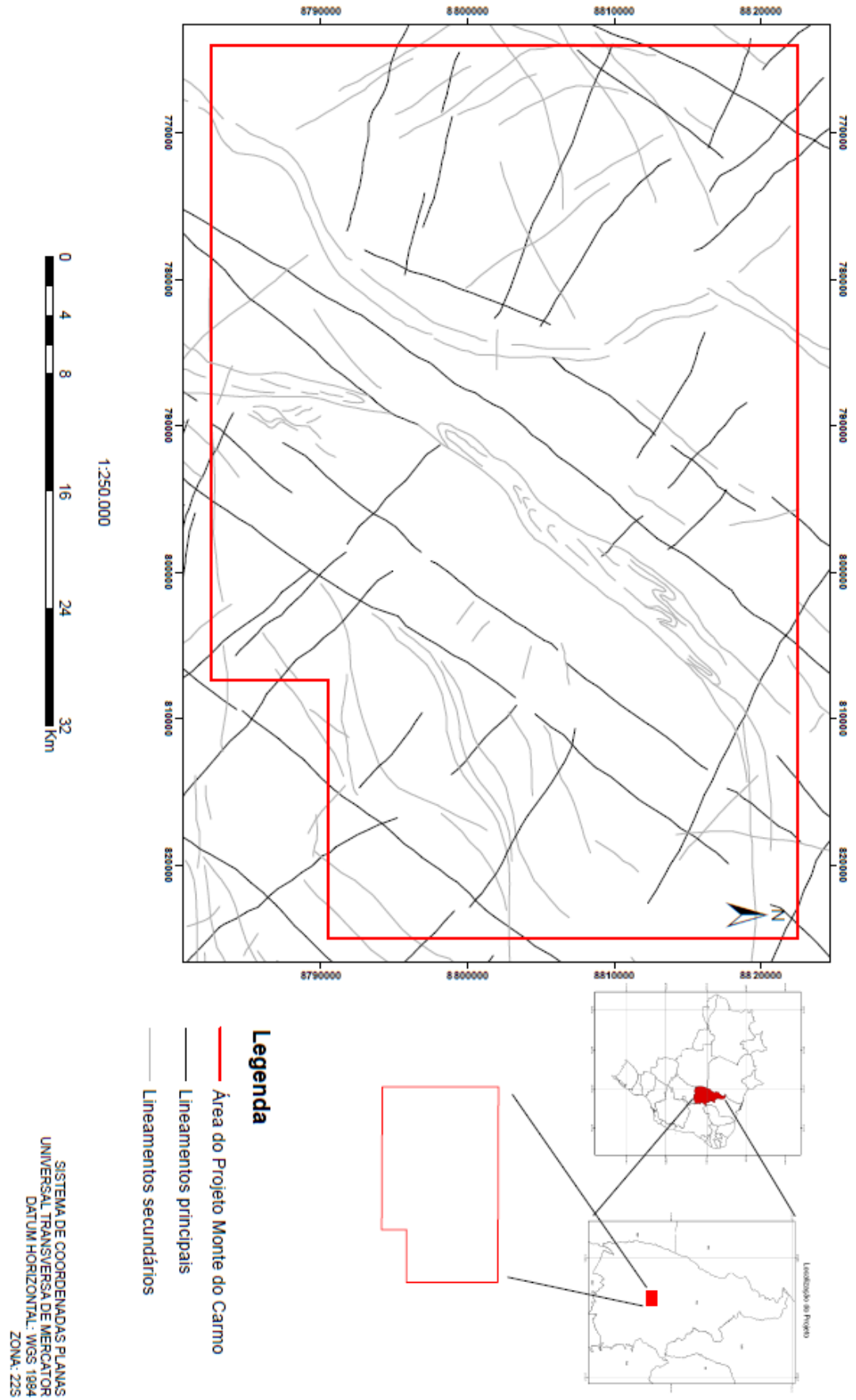
Na porção central ocorre uma rotação na direção da foliação regional, observada tanto em campo quanto nos produtos geofísicos: as direções mudam gradativamente de N-S na extremidade sul da área para NE-SW à medida que se aproxima do centro da área do projeto, provavelmente em razão da interferência das zonas de cisalhamento. É impressa uma deformação dúctil pronunciada nas serras de rochas metassedimentares, ora mostrando-se com duas foliações superpostas, ora na forma de dobras com eixos NE-SW marcadas em imagens de satélite.

4.4.2.5 DOMÍNIO V

Localizado na extrema posição sudeste da área mapeada este domínio é delimitado a oeste pela **ZCA**. Compreende uma faixa de aproximadamente 10km de largura e 10 km de comprimento que engloba a sequência vulcanossedimentar da Formação Monte do Carmo. Esse domínio é definido pela presença de falhas transcorrentes que cortam toda a área e zonas de cisalhamento de direção NE-SW associadas a rochas vulcânicas máficas, onde ocorrem baixos topográficos. As falhas transcorrentes são observadas na área em zonas de localização da deformação, por meio do adensamento de fraturas que acompanham o *trend* regional NE-SW. Além disso, existem zonas de cisalhamento locais de direção W-E, que rotacionam localmente as foliações regionais e milonítica. Observa-se também um *trend* quase perpendicular de direção NW-SE de deformação rúptil posterior, representado por falhas, juntas e fraturas perpendiculares às estruturas principais.

Estruturas de regime rúptil-dúctil e rúptil são observadas ao longo de todos os domínios descritos. Estas estruturas consistem em duas famílias principais, uma de *trend* NE-SW e outra NW-SE (figura 4.41). A interação entre essas duas famílias resulta em um recorte escalonado das unidades litotectônicas, marcada por um pronunciado gradiente de relevo e um forte controle sobre as serras que circundam a área de estudo. Tais feições são observadas principalmente entre as cidades de Porto Nacional e o povoado da Escola Brasil.

Figura 4.33: Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo.



4.4.3 Quadro Estrutural Da Subárea X

A subárea X do Projeto Monte do Carmo (PMC), no quadro estrutural regional, encontra-se no domínio estrutural II, a leste da zona de cisalhamento Porto Nacional (ZCPN). Como já dito anteriormente (tópico 4.3.2.2) é caracterizado pela foliação regional de médio a alto grau de mergulho, anastomosada com *trend* principal NE-SW variando para E-W na porção sul do projeto.

Para a elaboração do mapa estrutural da área (anexo 4) foram utilizados produtos aerogeofísicos de magnetometria e gamaespectrometria, imagem de satélite, modelo digital de terreno, fotografias aéreas e dados coletados em campo.

Como visto no capítulo 3 (Sensoriamento Remoto e Aerogeofísica) a área é bastante estruturada nas direções NE-SW e E-W. Predominando as direções NE-SW na porção norte, e E-W mais para a porção sul. Durante o trabalho de campo todas as foliações observadas se encontravam no *trend* NE-SW. Na região mais a sul, onde foi interpretado pelo aerogeofísica lineamentos de *trend* E-W, não foi encontrado afloramentos devido a essa região estar em grande parte coberta por crosta laterítica e ocupada por grandes áreas de atividade agrícola.

Com a imagem de satélite, modelo digital de elevação e fotografias aéreas, foi possível observar um padrão superficial de estruturação com *trend* NE-SW e NW-SE, que controlam as escarpas da bacia e a disposição das coberturas lateríticas, sendo mais predominante a *trend* NW-SE, direção onde a maioria dos rios estão encaixados.

4.4.3.1 ELEMENTOS DE TRAMA DÚCTIL OBSERVADOS EM CAMPO

Os elementos de trama dúctil encontradas na área de estudo foram: foliação milonítica, bandamento gnáissico, foliação regional e dobras mesoscópicas.

4.4.3.1.1 Migmatito

Foi encontrado um gnaisse migmatítico (figuras 4.42 e 4.43) fora da área de estudo, 1km a oeste na porção noroeste, próximo ao pé da Serra Malhada Alta (TF18_X_129). A rocha é de composição granítica com granulação média e textura granoblástica. Foi possível observar texturas de fusão parcial com leucossoma quartzo-feldspático e restito de fusão marcado pelas lamelas de biotita orientadas paralelo ao leucossoma, ambos seguindo a orientação do bandamento da rocha. Evidenciando assim um processo deformacional de alto grau ocorrido na região.

Figura 4.34: Migmatito em afloramento rasteiro, próximo as área de recobertas pelas rochas da bacia do Parecis, com bandamento e textura de fusão parcial (leucossoma e melanossoma) evidenciados. Atitude da foliação: 145/73
Ponto: TF18_X_129.



Figura 4.35: Ainda acerca do migmatito, destaca-se a ocorrência de dobra ptigmática centimétrica a métrica.
Ponto: TF18_X_129



4.4.3.1.2 Bandamento

Identificado na porção centro-norte da área, nos paragranelitos gnáissicos do Complexo Porto Nacional (figuras 4.36 e 4.37). Marcados pelas segregações de porções máficas constituída por biotita, anfibólio e granada, e porções quartzo-feldspáticas recristalizadas.

Figura 4.36: Afloramento do paragraulito gnáissico do complexo Porto Nacional. Destaca-se a forte estruturação que os domínios de alto grão indicam. Atitude: 070/50. Ponto: TF18_X_152.

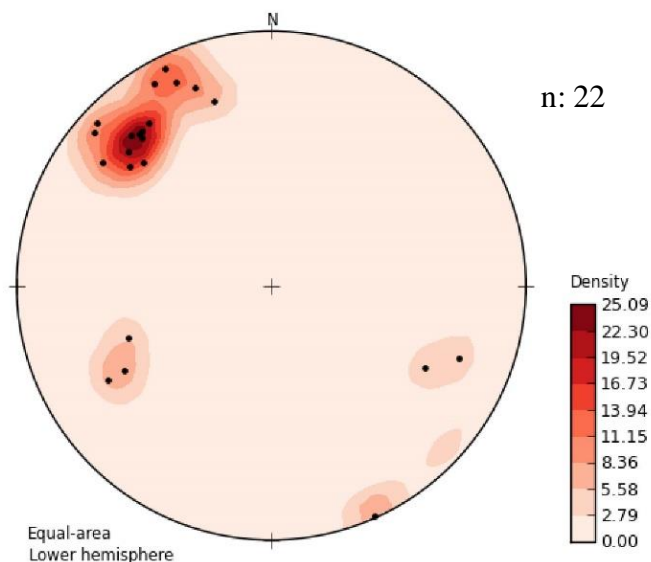


Figura 4.37: Amostra do paragnaisse do Complexo Porto Nacional. Foliação de alto grau gerando um bandamento descontínuo com bandas quartzo-feldspáticas e bandas milimétricas, máficas com biotita, anfibólio e granada. Seguido por vezes de cristais de silimanita e estauroлита. Ponto: TF18_X_151



Devido a ambos sinalizarem ambientes deformacionais de alto grau, os paragraulitos Porto Nacional e o migmatito do ponto TF18_X_129 foram englobados em um mesmo estereograma (figura 4.38), mostrando que a atitude predominante para essas estruturas de alto grau é NE com mergulho para SE, aspecto concordantes com o *trend* regional desse terreno de alto grau de deformação.

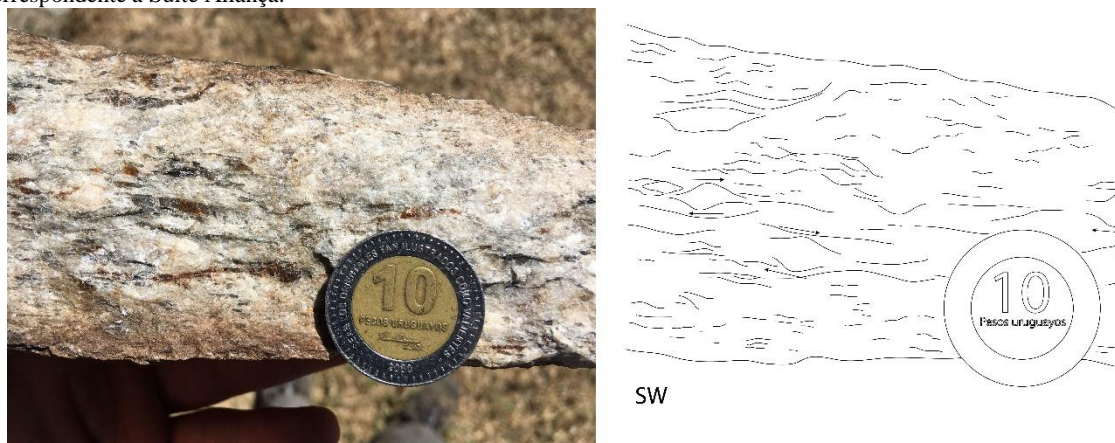
Figura 4.38: Estereograma para o paraganulito gnáissico do complexo Porto Nacional, e para o migmatito do ponto TF18_X_129. Conforme mencionado, a orientação dessas estruturas tem atitudes são similares.



4.4.3.1.3 Foliação milonítica

Observada no limite oeste da porção noroeste da área, ainda dentro do domínio estrutural II. Uma litofácies que possui composição tonalítica com granulação média e foliação milonítica bem marcada pela disposição das lamelas de biotitas, e dos porfiroblastos de quartzo e plagioclásio. O caráter milonítico é dado pela presença de intensa recristalização quartzo-feldspática, rotação de porfiroblastos e *ribbons* de quartzo muito estirados com uma alta razão axial, evidenciando um processo deformacional de alto grau, além do par S-C da foliação, que está essencialmente marcada pela disposição dos cristais de biotita. Na figura 4.39 é possível observar uma amostra do milonito com os indicadores cinemáticos sinistrais.

Figura 4.39: Amostra de mão do tonalito milonitizado encontrado na porção noroeste da área. À esquerda, um desenho esquemático mostrando a cinemática sinistral dos aglomerados quartzo-feldspáticos. Atitude: 130/62 Ponto: TF18_X_53. Rocha correspondente a Suíte Aliança.



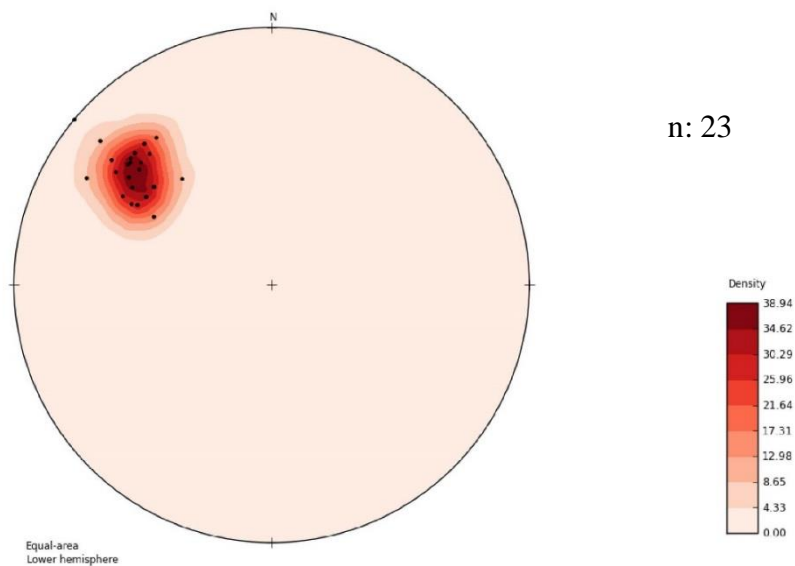
No mesmo afloramento foram observadas dobras isoclinais (figura 4.40) com plano axial paralelo à foliação milonítica.

Figura 4.40: Dobras isoclinais com plano axial paralelo à foliação milonítica. Eixo da dobra: 60/200 Ponto: TF18_X_53



O estereograma para a foliação milonítica (figura 4.41) mostra uma orientação NE com caimento para SE.

Figura 4.41: Estereograma com as medidas da foliação milonítica. Atitude completamente NE-SW com mergulho para SE.



4.4.3.1.4 Foliação regional:

Caracterizada na área de estudo por uma família de foliação de direção NE-SW com mergulho variando de 45 a 78°, ora para SE, ora para NW. A foliação foi encontrada nas rochas do Anortosito Carreira Cumprida, e nos gonditos e gnaisses do Complexo Porto Nacional (figuras 4.42 e 4.43). É demarcada principalmente pela orientação de cristais de micáceos, feldspato e anfibólio.

Figura 4.42: Foliação regional presente no Anortosito Carreira Comprida (à esquerda) e gnaisse do Complexo Porto Nacional (à direita). Foliação e atitude destacada na imagem.

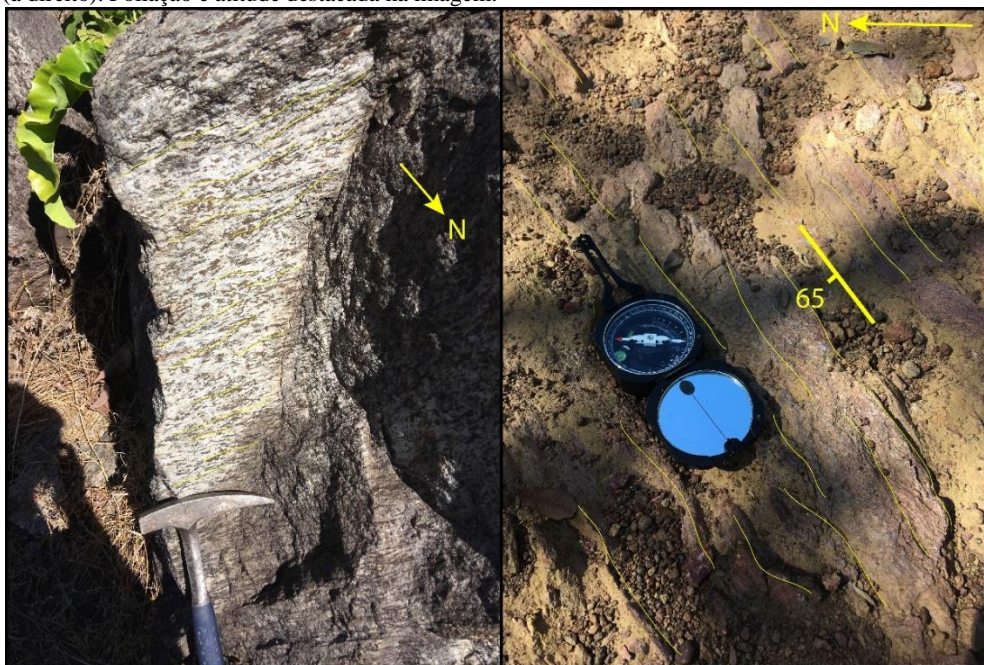
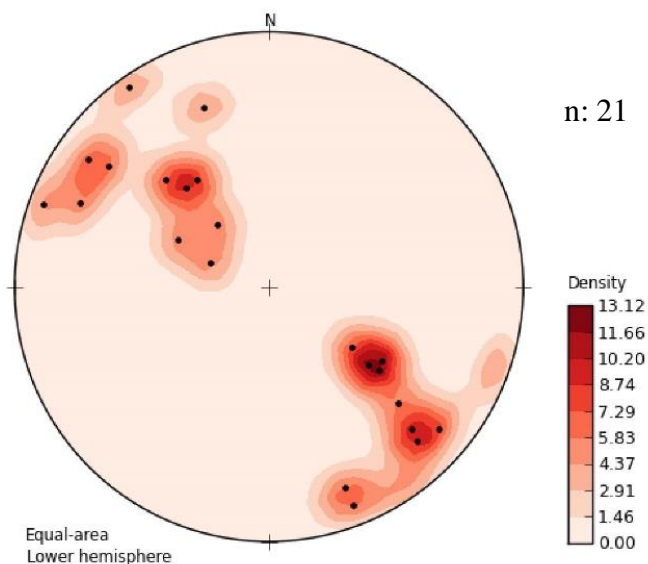


Figura 4.43: Foliação regional presente no gondito do Complexo Porto Nacional. Foliação e atitude destacadas na imagem.



O estereograma das foliações regionais (figura 4.44) ilustra o *trend* principal da área NE-SW, com mergulhos para SE na porção norte da área, e para NW na porção central.

Figura 4.44: Estereograma das foliações regionais mostrando uma atitude NE-SW com mergulhos tanto para SE, quanto para NW.

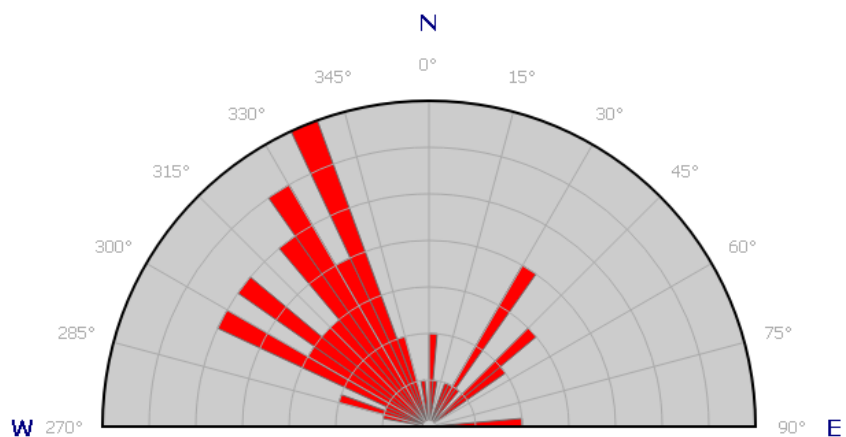


4.4.3.2 ELEMENTOS DE TRAMA RÚPTIL

Os elementos de trama rúptil encontrados na área de estudo foram fraturas e veios de quartzo.

Plotando as medidas de fraturas no diagrama de rosetas (figura 4.45), nota-se que as direções principais de faturamento são NW-SE e NE-SW, sendo a primeira de maior frequência e ocorrendo ortogonal ao *trend* da foliação regional. Cabe observar que a maioria dos rios da região se encontram encaixados nessa direção (NW-SE). Também se observa alguns faturamentos nas direções N-S e E-W, de menor expressão.

Figura 4.45: Diagrama de roseta com as atitudes das fraturas medidas em campo. Nota-se um predomínio do faturamento na direção NW.



As fraturas ocorrem na maioria das rochas da área sendo os veios de quartzo (figura 4.46) encontrados comumente nos gnaisses do Complexo Porto Nacional, paralelos à foliação.

Figura 4.46: Veios de quartzo paralelos à foliação no gnaisse do Complexo Porto Nacional. Ponto: TF18_X_95.



4.4.3.2 MAPA ESTRUTURAL

Com base nas estruturas observadas em campo e a interpretação dos produtos de aerogeofísica e de sensoriamento remoto (capítulo 3) foi produzido o mapa estrutural da subárea X (Anexo 4).

Foram individualizadas duas zonas de cisalhamento, denominadas de: Zona de Cisalhamento Santa Teresinha (ZCST) e Zona de Cisalhamento Malhadinha (ZCM).

A **ZCST** se encontra no extremo noroeste da área e foi caracterizada pelo tonalito milonitizado da Suíte Aliança encontrado na Fazenda Santa Teresinha, que dá o nome a estrutura. Ela marca o contato entre os anortositos do Complexo Gabro-Anortosítico Carreira Comprida e os tonalitos da Suíte Aliança. Possui atitude variando de 120° a 142° e mergulho de 44° a 76°, com lineação de estiramento mineral levemente oblíquo, chegando à 10° de obliquidade. A rotação dos porfiroblastos de quartzo e plagioclásio dão a cinemática sinistral para a zona de cisalhamento.

A **ZCM** não foi identificada na subárea X, porém foi inferida pela aerogeofísica e caracterizada na subárea XI, vizinha de projeto, onde teve sua expressão observada. É marcada por um bandamento gnáissico com bandas de quartzo e bandas de biotita e granada e possui um *trend* principal NE-SW com mergulho para SW (Área XI - PMC). Foi observada na região do povoado de Malhadinha, que deu o nome a estrutura. Na subárea X ela atravessa a porção norte, demarcando o contato entre as rochas do Complexo Gabro-Anortosítico Carreira Comprida e as rochas do Complexo Porto Nacional.

Na porção central da área foi inferido com base na aerogeofísica e dados de campo da subárea XV (área vizinha no projeto), uma zona de cisalhamento sinistral, que corta a área na direção E-W.

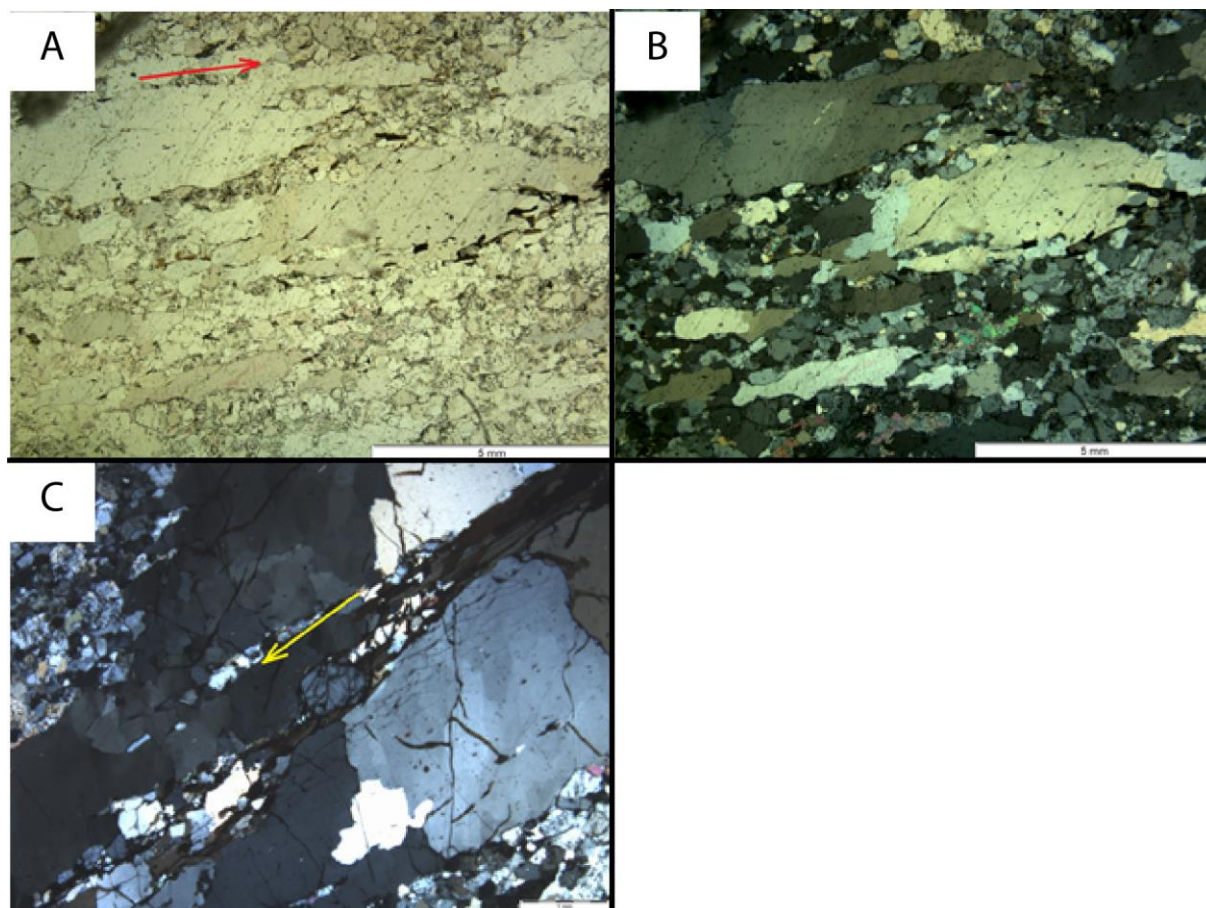
4.4.4 Microestrutural

A partir da descrição das lâminas confeccionadas para a subárea X, algumas estruturas foram evidenciadas em escala microscópica, nas unidades Complexo Granulítico Porto Nacional (PP2γpn), Intrusiva Carreira Comprida e Suíte Aliança (NP3γα).

Na unidade Suíte Aliança, foi coletada uma amostra no ponto TF18-X-053, classificada como tonalito milonitizado, que apresenta evidência de um processo deformacional dúctil, marcado pelo estiramento de cristais de quartzo (*ribbons*) evidenciando os processos deformacionais a qual a rocha foi submetida. (figura 4.47 A e B), no sentido em que se pode observar: cristais de plagioclásio porfiróides rotacionados (figura 4.47 C), avançado processo

de cristalização dinâmica nos cristais de quartzo (figura 4.47 B), contatos engolfados entre as fases quartzo feldspáticas, filossilicatos arranjados em textura lepidoblástica marcando o par de foliação S-C. texturas essas associadas a área de influência da Zona de Cisalhamento Santa Teresinha no extremo norte da área. Em relação as componentes rúpteis registradas nesses litotipos, ressalta-se as fraturas preenchidas por quartzo que cortam a foliação, que foram comumente observadas em campo.

Figura 4.47: Fotomicrografia da seção delgada TF18-X-053 (Tonalito Milonitizado, Suíte aliança). (A) Nota-se a orientação dos cristais estirados de quartzo (*ribbons*) segundo a direção da foliação, trama essencialmente formada em regime dúctil, tal processo culmina na diminuição do tamanho dos cristais a medida em que a recristalização dinâmica dessas fases se faz presente. (Np-10x). (B) Observa-se a textura inequigranular dos cristais de quartzo, assim como o aspecto recristalizado, os cristais maiores, em relação a recristalização dinâmica, comumente se apresentam nas fases extinção ondulante e sub-grão. Enquanto os cristais menores tendem a se configurar na fase novo grão, em contato poligonal/engolfado na trama milonítica (Nx-10x). (C) Observa-se os cristais de biotita dispostos em textura nematoblástica marcando o par S-C da foliação milonítica, que por sua vez rotaciona os cristais porfiróides de plagioclásio, configurando assim uma cinemática sinistral para essa zona de cisalhamento, com transporte de materia para NW.



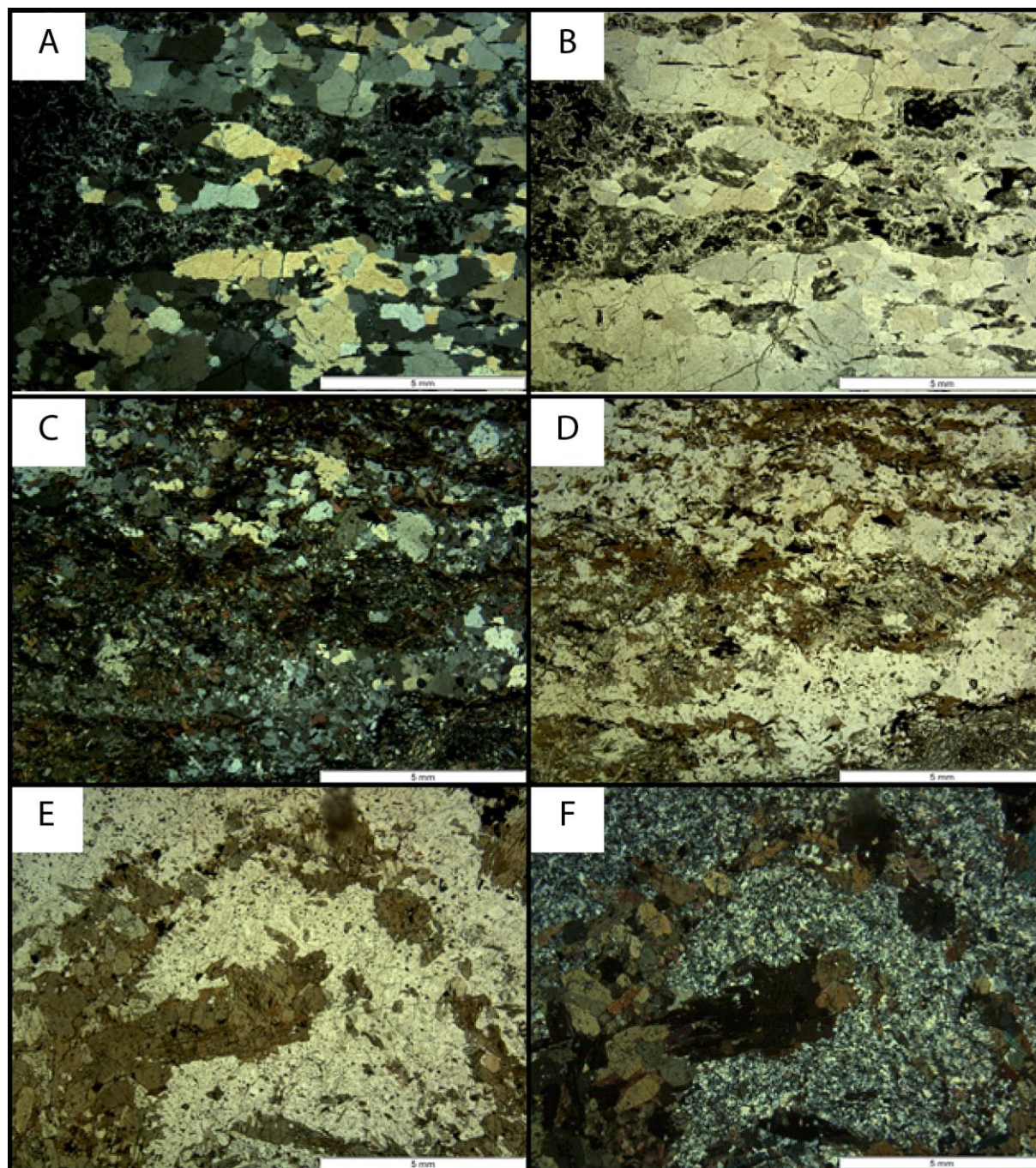
No complexo Porto Nacional as seções delgadas TF18-X-044 (Sil-Bt-Grd gnaiss) e TF18-X-151 (St-Sil-Grd gnaiss) também possuem indicações de que foram submetidas a intensa deformação dúctil, relacionadas ao sistema de falhas transcorrentes que dominam o contexto estrutural da área. Nesse caso observa-se a região de influência da Zona de Cisalhamento Malhadinha. Em relação a seção TF18-X-044 observa-se *ribbons* de quartzo estirados e recristalização dinâmica, (figura 4.48. A e B).

Já a seção TF18-X-151 tem como importantes indicativos de deformação dúctil o intenso processo de segregação mineral associado aos cristais orientados. Cita-se como exemplo: A banda quartzo/feldspática intesamente recristalizada, minerais prismáticos como sillimanita arranjados conforme a direção da foliação, textura lepidoblástica marcada pela disposição preferencial dos cristais de biotita, (figura 4.48 C e D).

Por fim, em relação a resposta da Intrusiva Carreira Comprida e os indicativos de regime dúctil marcado nessas unidades, destaca-se a seção delgada TF18-X-181 (gnaiss alumossilicático). Nela observamos, além do intenso processo de recristalização dinâmica de bandas quartzo feldspáticas, uma foliação pervasiva por vezes dobrada que marca um bandamento milimétrico a centimétrico nesses gnaisses, destaque para a textura nematoblástica marcada pelos cristais de anfibólio, marcando o dobramento (figura 4.48. E e F), feições essas também relacionadas pela Zona de Cisalhamento Malhadinha.

De forma geral a trama dúctil domina o arranjo textural/estrutural das unidades acima referidas, sendo a contribuição rúptil nelas apresentada pelas fraturas que incidem nesses corpos com direções principais NW-SE e NE-SW, assim como a ocorrência de veios, que por vezes estão associados a essas orientações.

Figura 4.48: Fotomicrografia das feições de regime dúctil nas unidades Complexo Porto Nacional e Intrusiva Carreira Comprida: (A) e (B) fotomicrografia da amostra TF18-X-044 (St-Sill-Grt Gnaiss) evidenciando o estiramento da paragênese mineral. Ocasionalmente por vezes contatos engolfados na trama textural granoblastica. (C) e (D) Seções delgada da amostra TF18-X-151 (St-Grt-Sill Gnaiss) evidenciando a intensa deformação e recristalização da banda quartzo-feldspática, assim como bandamento milimétrico composicional, com ocorrência de texturas de lineamento mineral, tanto em cristais de biotita, como sillimanita. Configuração que tem como produto texturas granoblastica, lepidoblastica e nematoblastica. (E) e (F) fotomicrografia da amostra TF18-X-181-A (gnaiss Aluminossilicático) com intensa recristalização dinâmica em fase novo grão da trama quartzo/feldspática, destaque para os cristais de anfibólio seguindo a orientação da foliação dobrada.



Capítulo 5

Geologia Econômica

5. GEOLOGIA ECONÔMICA

5.1 INTRODUÇÃO

A região de Monte do Carmo e Porto Nacional é historicamente conhecida por suas inúmeras ocorrências de mineralizações de ouro em distintos contextos geológicos, o que faz da região um distrito aurífero. São conhecidas mineralizações em rochas máficas, ultramáficas e graníticas, sempre associadas a fortes controles estruturais. As atividades de exploração de ouro na região remontam ao século XVIII, quando bandeirantes começaram a extração na região, e durante muito tempo a produção de ouro limitou-se a atividades garimpeiras. Devido ao elevado potencial aurífero, programas de exploração mineral para ouro foram iniciados em meados dos anos 70, com campanhas minerais de diferentes mineradoras, como a Rio Novo, *Kinross Gold Corporation*, Mineração Taboca, Paranapanema Mining, Monte Sinai LTDA. e Cerrado Gold Inc.

A região também apresenta outras ocorrências minerais diversas (figura 5.1). Os ambientes e processos metalogenéticos observados e estudados durante o trabalho de mapeamento são variados e apresentam potenciais econômicos distintos, sob a perspectiva de exploração de diferentes recursos.

5.2 OCORRÊNCIAS E POTENCIAIS MINERAIS REGIONAIS

5.2.1 Ouro

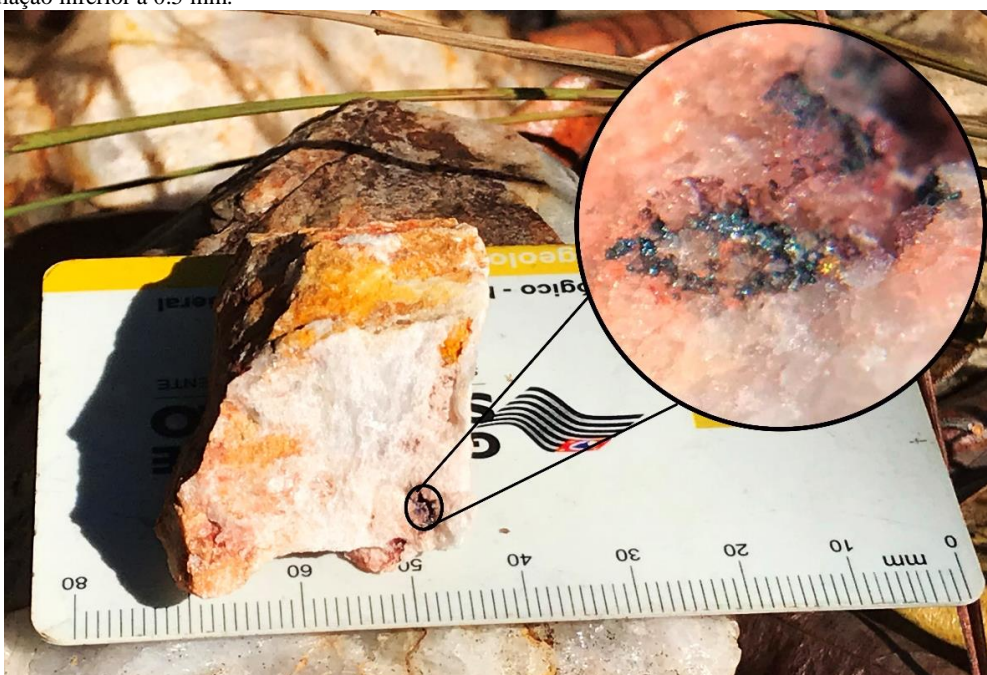
Garimpos, cavas e pequenas empresas de mineração evidenciam o potencial econômico na exploração de ouro do distrito de Monte do Carmo. Na literatura são descritas inúmeras ocorrências auríferas hospedadas em veios de quartzo em corpos graníticos, xistos, paragnaisses e milonitos. O sienogranito do Carmo possui um depósito em fase de pesquisa mineral, denominado de Depósito Serra Alta, operado pela empresa Cerrado Gold Inc, localizado na subárea IX do PMC. A mineralização se caracteriza como do tipo *intrusion related*, formada por dois sistemas de veios e vênulas que se interconectados em dois *trends* principais, NE-SW e NW-SE, desenvolvidos na cúpula do granito e associado a zonas de alteração hidrotermal, com presença de ouro associada a pirita, galena, esfalerita e calcopirita (MAIA, 2016).

Outro depósito existente na região estudada é o Depósito Manduca, na subárea XII. A mineralização está relacionada a fraturas e zonas de cisalhamento associado às fases fluidas

hidrotermais ricas em sílica, que remobilizaram o minério. As rochas encaixantes dessa mineralização são sericita-xistos e xistos grafitosos, esse último atuando como um bom vetor de prospecção do minério.

Na porção norte da subárea VII, na altura do morro Lajeado, foi estudada a ocorrência de mineralizações auríferas associadas aos veios de quartzo (HENRILE MEIRELES, 1995) e inseridos em zonas de cisalhamento com foliações NE-SW e NW-SE, onde a mineralização se concentra nas bordas das venulações (figura 5.1). A ocorrência se encontra no limite das subáreas II e VII, que está encaixada no Granito Torre e rochas da Sequência Metassedimentar Formação Morro do Aquiles.

Figura 5.1: Ouro livre encontrado em veio de quartzo na subárea II, provindo de alteração hidrotermal, com granulagem inferior a 0.5 mm.



5.2.2 Manganês

As ocorrências de formações manganésíferas se dão de forma pontual, na forma de gonditos ou como minério amorfo, seguindo estruturação regional com atitude N30-N40E. A gênese da ocorrência é interpretada como enriquecimento supergênico de protominério causado por percolação de fluidos, e facilitada pela flutuação do nível freático (CPRM, 2017). A mineralização relacionada aos gonditos estão presentes nas subáreas I, III, V, VI, VIII, X, XI e XV, com gênese relacionada à sedimentação química de minerais ricos em manganês, em ambiente vulcanogênico.

5.2.3. Grafita

As ocorrências de grafita na região são relatadas nas subáreas V, VI, VIII, X e XI, em xistos grafitosos e grafita gnaisses, pertencentes a unidade paraderivada do Complexo Porto Nacional. O minério tem sua gênese associada ao metamorfismo regional, que chega a fácies granulito, de protólitos sedimentares ricos em matéria orgânica. Na subárea V, afloramentos expressivos foram observados, nas trincheiras do garimpo de ouro, onde a grafita se concentra em camadas, o que o confere um caráter estratiforme. Análises para identificar o grau de cristalinidade da grafita, principal fator que agrega valor a este tipo de minério, devem ser desempenhadas para a garantia de potencial econômico do recurso.

5.2.4 Minerais e Rochas Industriais

5.2.4.1 AGREGADOS

Materiais relacionados ao mercado da construção civil são abundantes na área e são utilizados para a produção de asfalto, estradas, calçamento e cimento. Os grandes depósitos aluvionares presentes na área do Projeto Monte do Carmo, os quartzitos da Sequência Metassedimentar Indiferenciada e a extensa cobertura laterítica são insumos propícios para a exploração de areias e agregados. A areia encontrada de forma geral na cobertura aluvionar varia de média a grossa, composta por quartzo e minerais micáceos. Empresas que já fazem a exploração desse recurso, na Área XVIII, usam o método de dragagem para a extração de areia lavada. O quartzito pode ser considerado um potencial viável na extração de areia para fabricação de vidros, refratários e cimento.

O laterito, encontrado comumente em relevos planos, estão dispostos na forma de grandes blocos, que por vezes podem apresentar dimensões métricas. Através da britagem, usa-se esse insumo para agregado de asfalto e, como exemplo típico, para agregados de cimento, como visto na Catedral de Nossa Senhora das Mercês, em Porto Nacional.

5.2.4.2 ROCHAS ORNAMENTAIS E/OU DE REVESTIMENTO

Ainda é crescente a busca por rochas ornamentais, o que torna viável a exploração de rochas de diversos contextos geológicos. Os destaques para essa utilização são os corpos intrusivos isotrópicos, como o Granito Matança, que ocorre nas subáreas I e V; e os granitos da Suíte Ipueiras, expostos nas subáreas IV, IX, XIII, XIV, XV, XVI, XVIII e XIX. Os metagranitos possuem granulação média a grossa e textura porfirítica gerada pela presença de fenocristais de K-feldspato. As ardósias da Sequência Metavulcanosedimentar Indiferenciada

também possuem potencial para serem usadas como pedra ornamental. As rochas conglomeráticas da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo, localizadas na região nordeste da área XVII, são formadas por clastos polímiticos, mal selecionados com fragmentos líticos de origens distintas, sem alteração e com baixa grau de faturamento, representando um potencial emprego para o litotipo.

5.3 OCORRÊNCIAS E POTENCIAIS MINERAIS NA SUBÁREA X

Na subárea X do PMC não foi observado nenhum indício de uma grande atividade de exploração mineral. Consultando o sistema de requerimentos da Agência Nacional de Mineração (ANM), foi constatado que a subárea X encontra-se quase que em sua totalidade requerida para pesquisa de fosfato e minério de cobre, entretanto, durante o trabalho de campo não foi observada nenhuma anomalia relacionada à essas substâncias.

Os anortositos da Intrusão Carreira Comprida, localizados em terreno arrasado, com solos espessos, chamam a atenção para uma possível ocorrência de depósitos de bauxita. Contudo, os dados levantados nesse projeto não foram suficientes para a estimativa de um depósito.

Foram observadas algumas ocorrências de grafita e manganês.

A ocorrência de grafita foi observada nos paragnaisses e gonditos do Complexo Porto Nacional. Os paragnaisses se encontram bastante alterados e possuem coloração cinza (figura 5.2), com bandas brancas quartzo-feldspáticas e bandas acinzentadas com grafita e muscovita.

Nos gonditos foram observados bolsões de grafita, quartzo e granada (figura 5.3). Análise de microsonda realizada pelos componentes da subárea VI do PMC revelou o caráter manganésífero da granada, variedade espessartita. Na análise geoquímica (ANEXO 8 – amostra TF18_X_89) obteve-se um teor de 8,49 % de Mn.

Figura 5.2: Paragnaisse alterado rico em grafita com bandas brancas quartzo-feldspáticas encontrado em pequeno afloramento no chão em estrada de chão próxima a cabeceira do Córrego Cipó. (Ponto: TF18_X_149 – Atitude: 154/84).



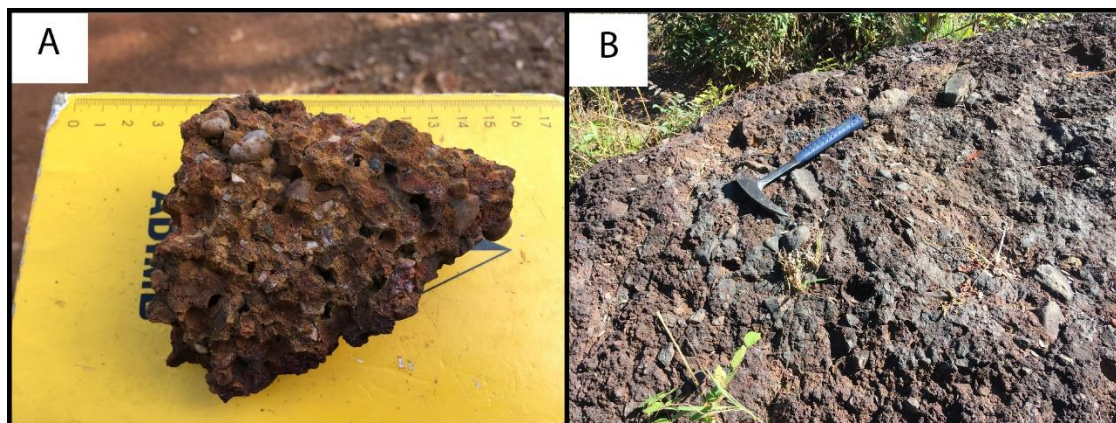
Figura 5.3: Gondito com bandas milimétricas de quartzo, pequenos cristais de granada e bolsões de grafita (Ponto: TF18_X_167)



Na área ocorre uma extensa cobertura laterítica que, apesar do baixo valor agregado, esse tipo de material pode ser empregado na produção de cascalho, material utilizado na indústria de obra civil.

A cobertura em sua maior parte é composta por uma crosta laranja-avermelhada de gibbsita, goethita e hematita, com seixos de quartzo e concreções de ferro. Esse laterito possui estrutura vermiforme e textura pisolítica (figura 5.4 A) e suas exposições chegam a 2,26 km². Já no extremo noroeste da área ocorre laterito conglomerático, com coloração preta-avermelhada, com seixos e calhaus angulosos de quartzo chegando a 10 cm, imersos em uma matriz hematítica (figura 5.4 B), cobrindo uma área de aproximadamente 0,192 km². Ao total, os dois conjuntos de crostas lateríticas ocorrem em uma área de aproximadamente 2,452 km².

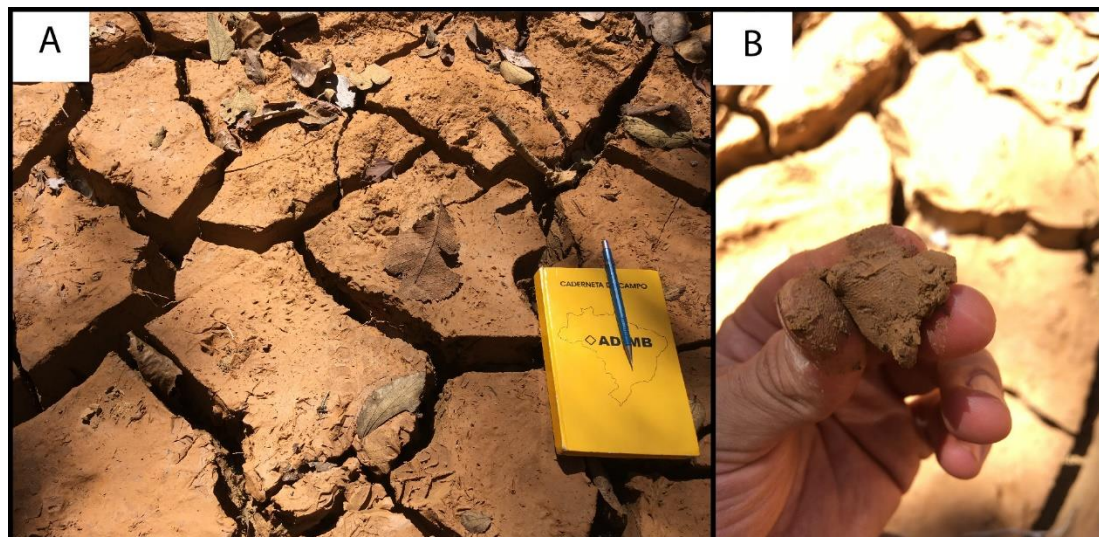
Figura 5.4: Laterito com textura pisolítica e conglomerática. A) Crosta pisolítica com matriz laranjada constituída por gibbsita e goethita, e avermelhada com hematita. Há a presença de seixos de quartzo concreções de hematita e vênulas vazias e algumas preenchidas por quartzo. B) Crosta conglomerática com coloração preta-avermelhada, com seixos e calhaus de quartzo chegando até 10 cm, em uma matriz hematítica.



No sul da subárea X, próximo à margem do Rio Tocantins foi encontrado um solo extremamente argiloso. Esse solo possui uma coloração laranja, não apresenta estruturação, com textura puramente argilosa e consistência molhada extremamente pegajosa (figura 5.5).

No presente trabalho não foram realizadas análises químicas e texturais detalhadas desse solo, porém, de acordo com as observações de campo ele pode vir a ter utilidade como material de construção na indústria de obras civis.

Figura 5.5: Argila em trincheira próxima à margem do Rio (ponto TF18_X_9). A) Solo argiloso com gretas de contração e de coloração laranja-já. B) Textura argilosa e consistência molhada extremamente pegajosa.



Por meio dos dados de campo, análise de imagem de satélite e principalmente a análise do dado aerogamaespectrométrico da razão eTh/K , foi delimitado um buffer de ocorrência desse solo (figuras 5.6 e 5.7), dando uma área de aproximadamente 1,053 km². Na delimitação dessa área foi levado em consideração a área de preservação permanente (APP) do Rio Tocantins, no caso de 500 m, por possuir mais de 600 m de largura.

Figura 5.6: Imagem de razão eTh/K com polígono demarcado em vermelho em região de baixo sinal, próximo ao Rio Tocantins, indicando uma grande concentração de materiais ricos em K e empobrecidos em Th, como as argilas. Estrela amarela indica o ponto onde o solo foi observado em campo.

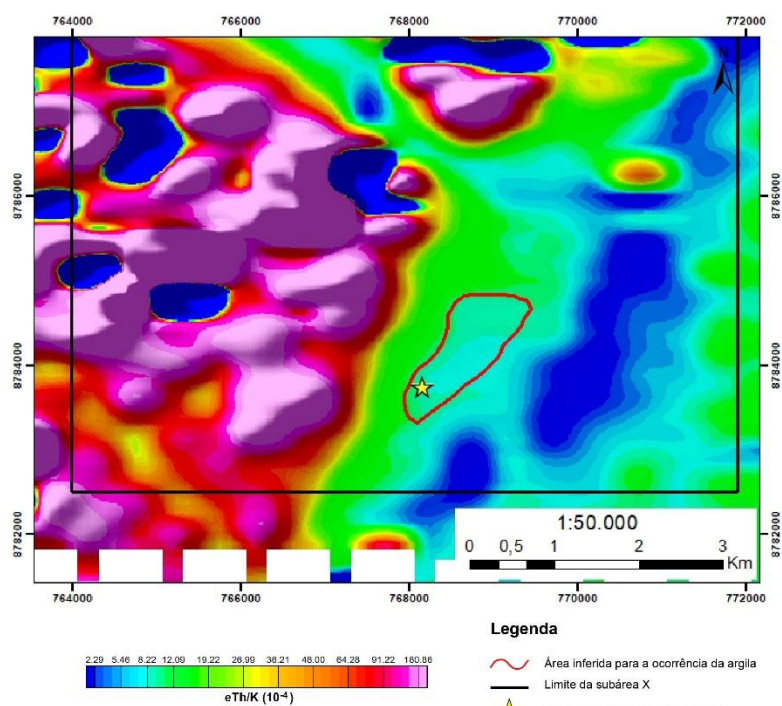
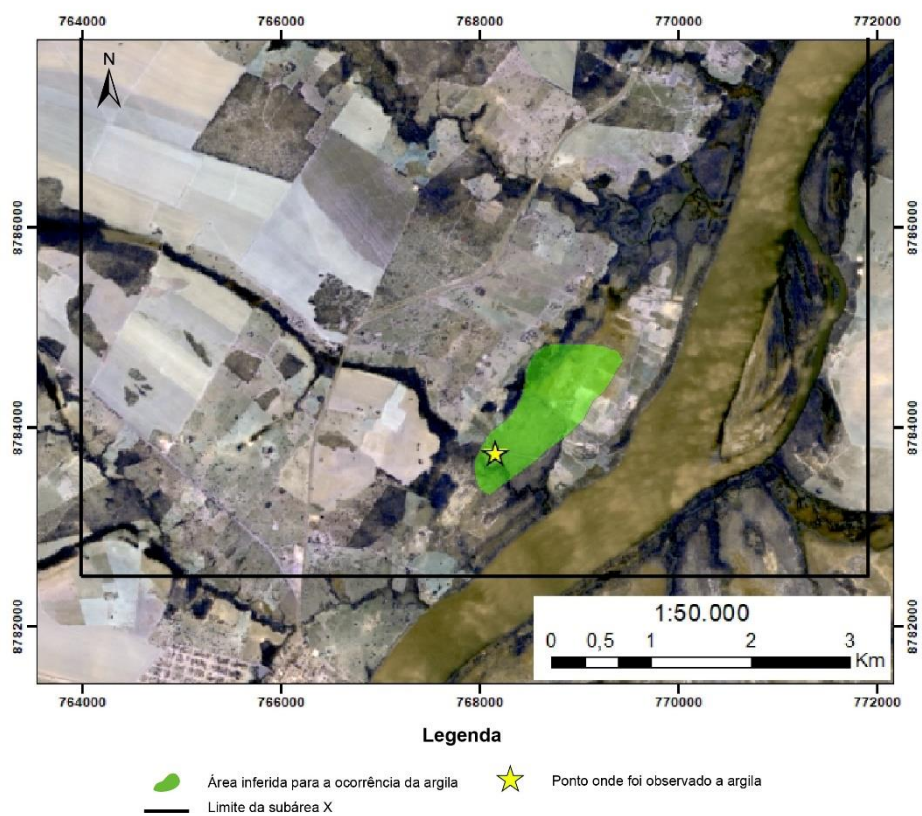


Figura 5.7: Imagem de satélite da porção sul da área X mostrando no polígono verde a área de provável ocorrência do solo argiloso. Estrela amarela destaca o local onde o solo foi observado em campo.



Capítulo 6

Interpretações e Discussão

6. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO

6.1 EVOLUÇÃO TECTÔNICA

O quadro tectônico do Projeto Monte do Carmo consiste na justaposição de distintas unidades litoestratigráficas cuja gênese está relacionada a diversos processos e eventos geológicos de diferentes idades, como magmatismo, metamorfismo e orogêneses.

Dentre estes eventos, dois ciclos orogênicos têm elevada relevância para a evolução tectônica da região: Ciclo Riacciano (2.3-2.05Ga) e Ciclo Brasileiro (0.84 – 0.40 Ga) (Brito Neves *et. al.*, 2014).

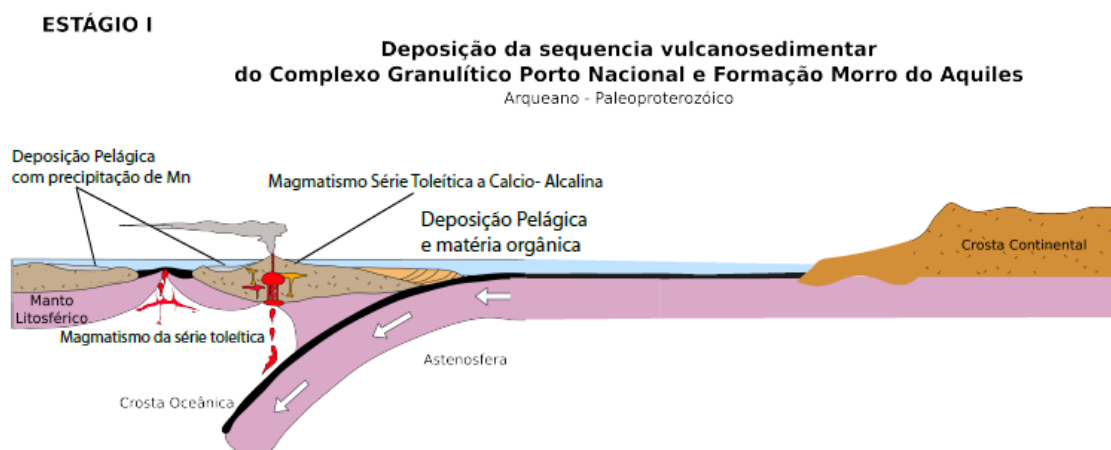
O grande gradiente metamórfico na área do projeto ocorre em função de dois eventos orogênicos espacialmente justapostos. O Ciclo Riacciano envolve os estágios I e II e é responsável pelo metamorfismo em fácies anfíbolito a granulito nas rochas do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. O Ciclo Brasileiro envolve o estágio IV e é responsável pelo metamorfismo em fácies xisto verde a anfíbolito das demais unidades geológicas de idade proterozoica.

6.1.1 Estágio I – Deposição do Complexo Porto Nacional e Fm. Morro do Aquiles - 2.20 a 2.12 Ga

No paleoproterozoico, entre 2.20 e 2.12 Ga (Gorayeb *et. al.*, 2000), houve a deposição das sequências vulcanossedimentares que atualmente são nomeadas de Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. A deposição ocorreu em ambiente de arco de ilha (FIGURA 1), visto que os protólitos da unidade ortoderivada do Complexo Porto Nacional compõem uma série magmática contínua de basaltos a dacitos (Gorayeb, 1996).

A deposição das rochas paraderivadas ocorreu em bacias orogênicas associadas ao arco. O aporte sedimentar da bacia possivelmente consistiu de terrenos TTGs paleoproterozoicos e do vulcanismo concomitante a deposição na bacia, com idade máxima de deposição variando entre 2050 e 2150 Ma (Gorayeb, 1996 e Riberio e Alves, 2017). A Presença de Mn e Ba nas rochas do Complexo Porto Nacional sugere bacia de plataforma rasa oxínica (condição necessária para a deposição do Mn). O Mn pode ter duas origens: I) A partir de fumarolas associadas ao vulcanismo e II) Proveniente dos paleocontinentes (Slack *et al.* 2000 apud Dreher, 2009).

Figura 6.1: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio I.

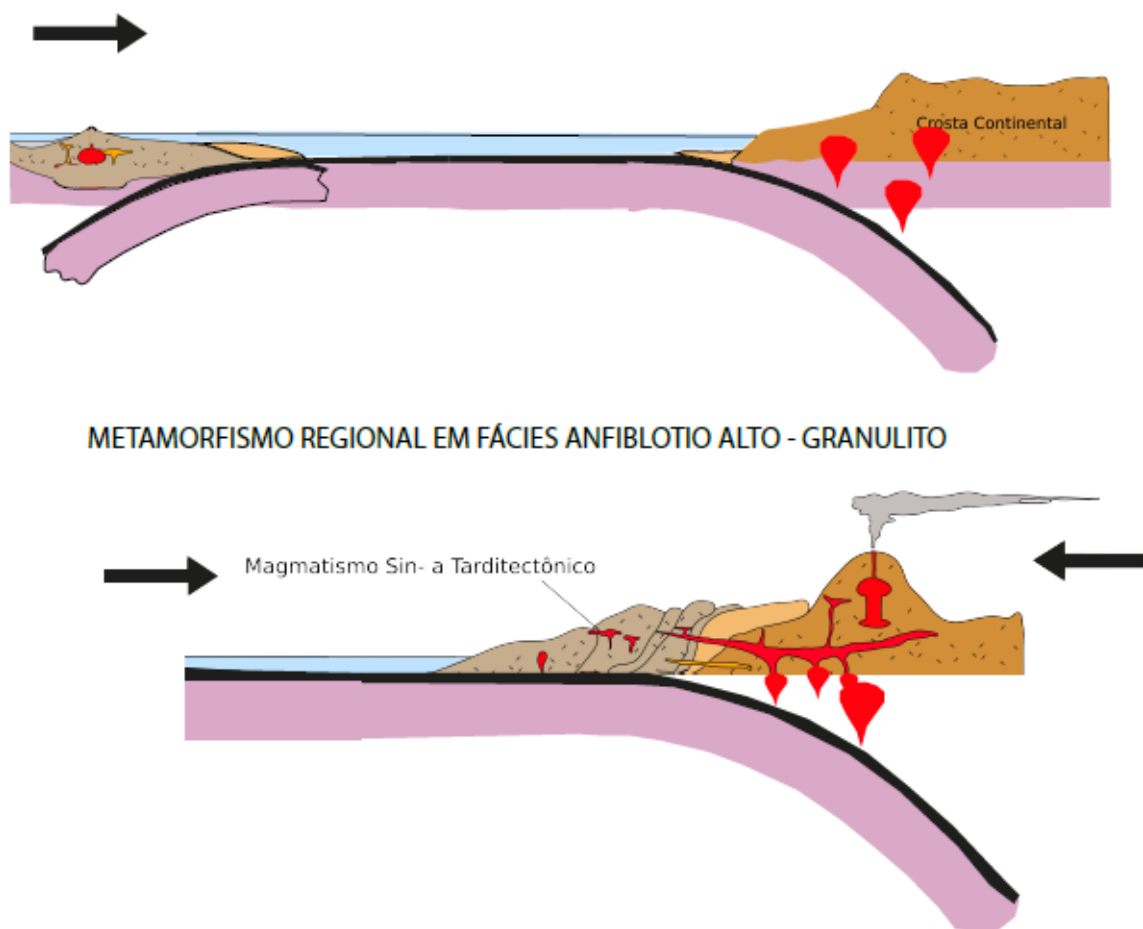


6.1.2 Estágio II - Orogênese Riacciana - 2.10 a 2.05 Ga

A manutenção do campo de tensões compressivas do estágio I resultou na gênese de um orógeno acrecionário envolvendo a colisão do arco de ilha com um paleocontinente (Figura 8.1). A colisão resultou no metamorfismo em fácies anfíbolito a granulito do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles em 2.1 Ga (Gorayeb *et al.*, 2000). Os granitos Torre, Manduca e Santana, sin- a tardi-orogênicos, foram gerados durante a colisão; o caráter peraluminoso, a fácies metamórfica anfíbolito e a deformação imposta evidenciam o ambiente tectônico e a cronologia da formação destes corpos.

Após a colisão iniciou-se o desenvolvimento de um arco continental. O magmatismo tipo I tardi-orogênico resultou na gênese das Suítes Santa Rosa e Ipueiras, entre 2.08 e 2.05 Ga (Fuck *et al.*, 2002; Chaves *et al.*, 2008; Saboia *et al.*, 2009), que não foram afetadas pela deformação da orogênese riacciana. Atribui-se a influência de dois pulsos magmáticos em um mesmo evento tectono-térmico para a geração de tais suítes.

Figura 6.2: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio II.



6.1.3 Estágio III – Deposição da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada.

Neste Projeto, ao longo das áreas a leste do Rio Tocantins foi mapeada a Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada (Figura 7.2). No mapa geológico da Folha Porto Nacional, realizado pela CPRM, estas rochas foram mapeadas como membros da Formação Monte do Carmo (Neoproterozoica). Enquanto para Costa (1984), Gorayeb (1996), Chaves *et al.*, (2008) e Saboia (2009) foram compartimentadas como parte do Grupo Natividade (Paleo-Mesoproterozoico).

Para fins de comparação foi elaborada a tabela (6.1) a qual sintetiza as principais divergências da compartimentação desta sequência como membro da Formação Monte do Carmo ou do Grupo Natividade.

Tabela 6.1: Representação das principais divergências na compartimentação da unidade metavulcanossedimentar indiferenciada.

UNIDADE METAVULCANOSSEDIMENTAR	
Opção 1 - Grupo Natividade (1.8-1.56 Ga)	Opção 2 – Formação Monte do Carmo (Arco Magmático de Goiás - 0.54 Ga)
Apresenta carbonatos- No TF Não	Quartzito impuro - No TF sim
Não tem magmatismo bimodal - No TF apresenta rochas vulcanoclásticas associadas	Magmatismo bimodal e vulcanismo associado - No TF apresenta rochas vulcanoclásticas associadas
Quartzitos puros, enquanto no TF temos quartzitos com muscovita e plagioclásio restritos	Conglomerado polimíticos- no TF ocorre conglomerado polimíticos associados à sequência.

De acordo com Gorayeb (1996), o Grupo Natividade apresenta intercalações de rochas carbonáticas e ausência de intercalações de rochas vulcânicas. Além disso, em trabalhos como o de Marques (2009), existem correlações dessa unidade com as fases pós-rifte da Bacia Araí, havendo magmatismo bimodal associado. Na área do Projeto, para a Sequência indiferenciada foram observadas rochas metavulcanoclásticas, além de serem ausentes rochas carbonáticas. Portanto, tais características limitam a definição desta unidade como pertencente ao Grupo Natividade. Cabe mencionar que nesta sequência há predominância de quartzitos puros e micáceos, e as rochas vulcânicas.

Neste trabalho, a Formação Monte do Carmo está restrita ao sudeste da área do Projeto, cuja caracterização corrobora as descrições Gorayeb (1996) e Saboia (2009). Conforme tais autores, nela não ocorrem quartzitos e seus conglomerados são polimíticos. Na área do projeto o recobrimento desta é marcado principalmente por quartzitos feldspáticos micáceos, além de que os conglomerados polimíticos diferem estruturalmente dos descritos para a Formação Monte do Carmo.

Há interpretações de que esta sequência seja mais antiga que o granito, Maia (2016). No entanto, nas áreas IX e XII o contato entre o Granito do Carmo e os quartzitos da Sequência Indiferenciada sobrejacente, é do tipo discordante erosivo, o que impossibilita a interpretação de que estes sedimentos sejam a rocha encaixante do granito.

Assim sendo, optou-se por mapear esta unidade como Sequência Metavulcanossedimentar Indiferenciada, por não se adequar às unidades propostas pela

literatura. E sugere-se que esta poderia estar relacionada com um rifte abortado já ao final do ciclo riaciano.

Por falta de dados mais consistentes, não foi possível a determinação da posição estratigráfica desta unidade. Sugere-se maior aprofundamento nos seus estudos na região.

6.1.4 Estágio IV – Ciclo Brasileiro – 800 a 500Ma

A colagem orogênica Brasileira foi dividida em quatro pulsos distintos: a) eocriogeniana (840 – 750Ma); b) tardicriogeniana-eoediacarana (650 – 590 Ma); c) eo-médio ediacarana (ca. 590 – 560 Ma) e d) orogênese cambriana (530 – 490 Ma) (Brito Neves et al, 2014). De modo que para o contexto do Projeto cabe citar as influências do terceiro pulso, eo-médio ediacarano (590-560 Ma) associado a um possível arco continental, que envolveriam as unidades neoproterozóicas reportadas neste trabalho, com idades mais jovens que 600 Ma. E o quarto pulso relacionado a orogenia cambriana (530-490 Ma) cuja relação se estabelece com as intrusões MUM.

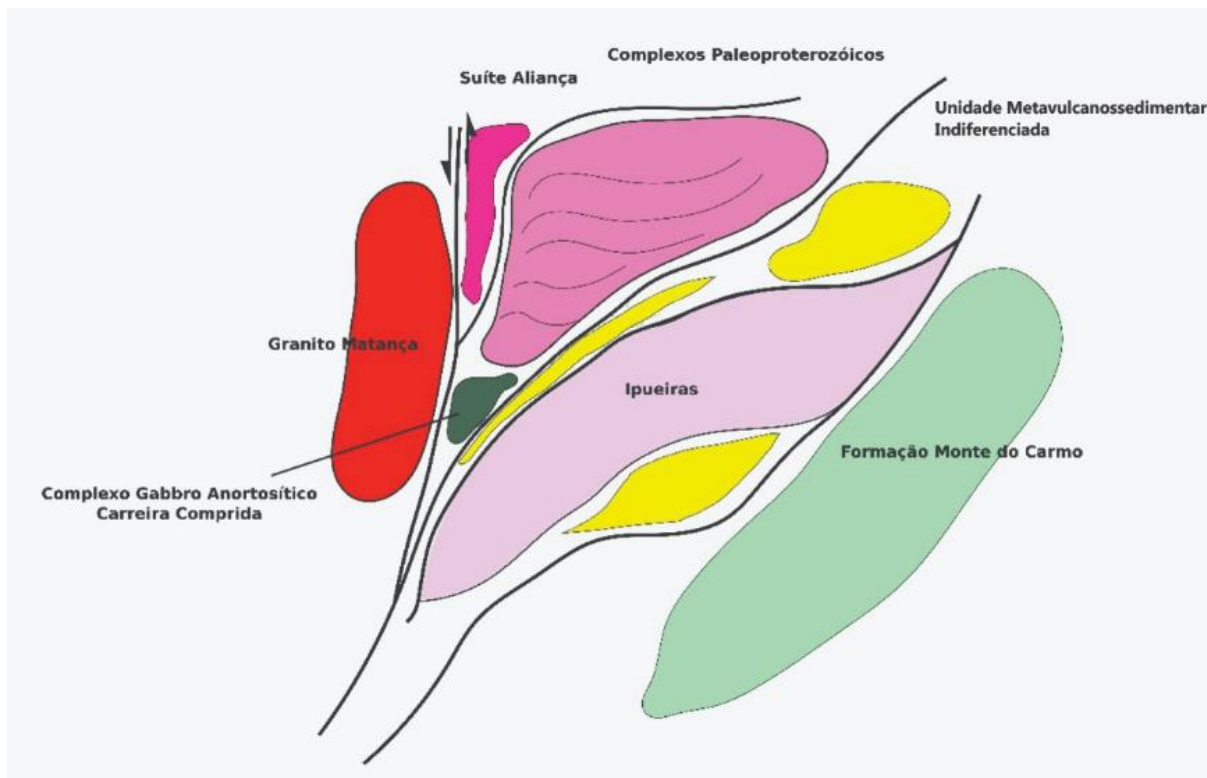
Possivelmente, a deformação ocorrida durante o Neoproterozoico foi responsável pela reorientação e sobreposição de estruturas previamente deformadas durante o ciclo riaciano, cujo caráter progressivo estaria associado grandes falhas de rejeito direcional relacionadas a LTB, os quais justapõem tectonicamente todas as unidades reportadas neste projeto.

Estas unidades abrangem desde complexos paleoproterozóicos de alto grau a formações neoproterozóicas anquimetamórficas. A deformação é heterogênea, com corpos graníticos paleo e neoproterozoicos se comportando como blocos rígidos ante a deformação imposta.

Com a progressão deste ciclo foram geradas feições de retrometamorfismo nas rochas paleoproterozóicas, relacionadas com a exumação destas para níveis crustais mais rasos e metamorfismo nas unidades mais jovens para fácies anfíbolito, além de metamorfismo em fácies xisto verde para rochas neoproterozoicas.

Durante o final deste ciclo, se desenvolveram grandes falhas transcorrentes, que regionalmente são dextrais, mas na área total do projeto apresentam cinemática sinistral. Expressões dextrais locais, foram são observadas, como na área XIV. Tais transcorrências estão alinhadas na direção NE-SW conforme o sentido do Lineamento Transbrasiliiano. Abaixo na figura 6.4 observa-se o contexto então ilustrado.

Figura 6.3: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do contexto do Projeto Monte do Carmo.



As unidades neoproterozóicas no contexto do Projeto Monte do Carmo compreendem discutir granito matança e aliança e sua relação com sua intrusão por conta do alívio de tensão ao longo das zonas de cisalhamento.

Em relação aos processos metamórficos, a Suíte Gabro-Anortositica Carreira Comprida, apresenta condições que sugerem um metamorfismo dinâmico em fácies anfíbolito, com precedente de série magmática toleítica. Na medida em que, a idade da intrusão corresponde a 530 Ma (LIMA et al 2008) e está encaixado em um contexto tectônico de transcorrência associada ao transbrasiliano. Acredita-se que o fato que motivou a intrusão desses corpos se deu por afinamento crustal, e fusão parcial contemporâneos as zonas de cisalhamento transcorrentes brasileiras, o que sugere um ambiente tectônico transtensivo.

Um fato observado nas áreas mapeadas, foi a correlação das paragêneses minerais de maior grau metamórfico em regiões marginais a zonas de cisalhamento transcorrentes, o que indica um controle estrutural para a ocorrência das unidades de maior grau, como os biotita-hornblenda gnaiss e calcissilicáticas milonitizadas. Assim como ocorrências de falhas normais subordinadas, como observado na área XI.

Um outro fator que corrobora nessa perspectiva são análises químicas, que convergem para um caráter toletico da intrusão, que corroboram para um contexto anorogênico. Enfatiza-

se também que segundo (CPRM, 2017) considera esse contexto tectônico, para outras suítes contemporâneas na região de Porto Nacional (suíte lajeado).

Dado exposto, sugere-se que o processo de metamorfismo dinâmico justifica as condições evolutivas necessárias para a configuração da suíte Gabro-Anortositica Carreira Comprida, onde o processo transtensional condicionou a intrusão e deformação da unidade.

A oeste do Rio Tocantins ocorre uma maior diversificação dos terrenos associadas as suítes vulcânicas de diferentes idades. Nele estão inseridas as de idade paleoproterozóicas já discutidas no estágio II desta evolução além de também contarem com Suítes de Idade neoproterozóica as quais incluem a Suíte Monte do Carmo e também intrusões máfica ultramáfica, (Lima, 2008).

O Ambiente da suíte Monte do Carmo foi discutido por Saboia e considera a formação destas rochas num ambiente de arco de continental, considerando a ocorrência da série claci-alcalina, que faz com que também esteja inserida no neoproterozóico, além disso neste Projeto. A rochas MUM nesse contexto, descritas por Lima. Além disso foi individualizada na área XIX uma nova ocorrência destes corpos que indicam uma forte influência de (LTBL).

A Formação Monte do Carmo é uma sequência vulcanossedimentar bastante controversa na literatura, com Costa *et al.* (1984) e Gorayeb *et al.* (2000) a colocaram como paleoproterozoica ou mesoproterozoica; enquanto Saboia *et al.* (2009) atribuíram à esta Formação idade brasileira.

O mapeamento e as descrições petrográficas do Projeto Monte do Carmo mostraram-se muito compatíveis com aos litotipos descritos por Saboia *et al.* (2009) em vários aspectos, principalmente em função da presença predominante de conglomerados polimíticos e arcóseos em sua Unidade Sedimentar, a qual foi atribuída uma origem molássica por Bezerra *et al.* (1981) e Schobbenhaus *et al.* (1984). Porém, em outros aspectos, mostram diferenças, principalmente relacionadas a presença de uma série vulcânica completa, com evidências de riolitos, dacitos, traquidacitos, andesitos e basaltos, e não de um vulcanismo bimodal, como descrito por Saboia *et al.* (2009).

Ainda assim, a partir dos dados de campo e da literatura, pode-se inferir um ambiente tectônico continental com vulcanismo associado à um rifteamento pós-tectônico ao final do ciclo Brasileiro. A sucessão sedimentar em granocrescência ascendente com conglomerados polimíticos no topo e a falta de estruturas sedimentares sugerem um ambiente fluvial associado

a leques aluviais para a deposição dos sedimentos da Formação Monte do Carmo, com vulcanismo correlato e intercalado com a sedimentação.

Em relação às **intrusões MUM**, além das descritas por Lima (2008), foi individualizada na área XIV uma ocorrência de um outro corpo (Intrusão Máfica-Ultramáfica Marimbondo) com características muito semelhantes, mas muito recristalizado devido à grande influência de percolação de fluidos em uma zona de cisalhamento (ZC Areais).

De acordo com a literatura citada neste tópico, tanto a Formação Monte do Carmo quando as Intrusões Máficas-Ultramáficas compreendem rochas mais novas que 600 Ma, porém sem idades de cristalização ou deposição prontamente definidas para todas as unidades.

6.1.5 Estágio V – Unidades Neoproterozócas e Cambrianas: Bacia do Parnaíba e diques máficos

Posterior aos estágios descritos, já num momento de estabilização da plataforma sul-americana, a subsidência da bacia remete aos eventos sin- e pós-tectônicos do Ciclo Brasileiro, responsável pela formação de grabens que se distribuem por toda a bacia, com eixos orientados de nordeste a norte. (Almeida & Carneiro, 2004).

Na porção da Bacia do Parnaíba englobada pelo Projeto Monte do Carmo, oito fácies sedimentares e suas associações foram identificadas, correspondem ao registro sedimentar do intervalo Siluriano-Devoniano. A interpretação genética dos processos responsáveis por sua deposição é discutida a seguir em uma tentativa de entender a evolução desta sequência.

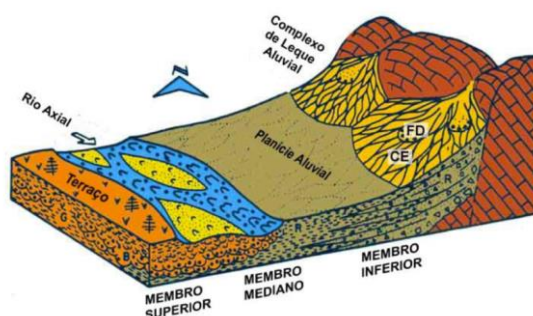
A Formação Jaicós (Grupo Serra Grande) compõe a porção basal da Bacia do Parnaíba na região do Projeto Monte do Carmo. Esta unidade tem como principal característica a associação de arenitos grossos mal selecionados com estratificações cruzadas acanaladas, e paraconglomerados intercalados que gradam em direção ao topo a níveis de material pelítico retrabalhado por ondas. Por meio da associação de fácies foram identificadas duas associações principais:

Associação 1 (S1): paraconglomerados quartzo arenitos fino a médio com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte (Amc); quartzo arenitos bem selecionados, maciço, ora com *thinning* e *finning upward* (Am); siltito bege com laminação plano paralela e marcas de onda (Sb).

Associação 2 (S2): arenito avermelhado, médio a muito grosso, mal selecionado, com estratos cruzados acanalados a tabulares de médio a grande porte com grânulos no *foreset* (Amgc); siltito roxo com *hummocky* bioturbação (Sr).

A partir das associações de fácies descritas foram identificados 2 ambientes deposicionais distintos para a Formação Jaicós, sendo eles: leques aluviais e/ou fluvial entrelaçado. Estes ambientes caracterizam um sistema continental. A análise da sucessão vertical dessa unidade revela um caráter episódico para a deposição das diferentes fácies, com variações no nível do aporte sedimentar, marcado pela intercalação entre níveis conglomeráticos, areníticos e pelíticos.

Figura 6.4: Modelo de leque aluvial chegando e um sistema fluvial entrelaçado no eixo da bacia. Fonte: Welker, 1998.



Em contato gradacional com a Formação Jaicós, encontra-se a Formação Itaim (Grupo Canindé). Esta unidade litoestratigráfica é caracterizada como a zona transicional entre as formações Jaicós e Pimenteiras. Devido as exposições sub-verticais na Bacia do Parnaíba e sua pouco expressiva espessura (aproximadamente 40 m), diversos autores (Vaz et al, 2007; Ribeiro & Alves; 2017) optam por incluir esta unidade, cartograficamente, na base da Formação Pimenteiras.

A Formação Itaim é caracterizada por arenitos finos a médios, bem selecionados com estratificações cruzadas do tipo *hummocky* interdigitado com níveis de siltitos e argilitos até o predomínio total de sedimentos marinhos pertencentes a Formação Pimenteiras. À luz da estratigrafia de sequências, essa transição marca o início do primeiro período transgressivo na Bacia do Parnaíba.

A associação de fácies para a Formação Itaim revela um ambiente de *shoreface* médio/inferior caracterizado pela ação de fluxos oscilatórios que imprimem estruturas

do tipo *swaley hummocky cross stratification*. Características de um sistema plataformar marinho raso dominados por ondas de tempestade.

Como mencionado anteriormente, a Formação Pimenteiras (Grupo Canindé) marca a primeira grande incursão marinha na Bacia do Parnaíba. Na área do Projeto Monte do Carmo não foi observada a discordância erosiva entre as rochas dos grupos Serra Grande e Canindé como consta na literatura, principalmente na borda leste da bacia. Nesta região, quando observado, o contato é transicional através da Formação Itaim.

As rochas desta unidade definem um relevo na forma de frentes escarpadas contínuas e aplainadas, o que dificulta o estudo em detalhe das fácies desta unidade na região. Desta forma, não se pode relacionar com precisão a relação estratigráfica destas fácies, apenas que elas ocorrem intercaladas ao longo da área.

As principais fácies observadas foram arenitos ferruginosos mal selecionados, e ritimitos constituídos pela interação de siltitos e argilitos com arenitos finos e médios com estratificações cruzadas *hummocky*. A presença de estruturas de ciclos oscilatórios e icnofácies do tipo *skolithos*, apesar de escassa quantidade de afloramentos, indica ao menos um ambiente para a deposição dos sedimentos, *oshoreface* médio a inferior.

A formação apresenta como principal característica a presença de sedimentos ricos em ferro, denominados de *Ironstones*. A origem e a forma de transporte deste ferro que se manifesta através das fases minerais goethita e hematita que cimentam as fácies desta unidade ainda é controversa. De forma geral, existem duas hipóteses sobre a origem do ferro na Bacia do Parnaíba:

Grande concentração de ferro através de processos de lateritização e condições favoráveis para remobilização de Fe até a bacia.

Crostras ferruginosas geradas devido a clima temperado e condições podzolizantes. Fragmentos destas crostras teriam sido transportados junto a sedimentos de rios. Porém, para que isso acontecesse, haveria de ocorrer a mudança brusca de um clima frio para tropical húmido (Amaro *et al.* 2012).

Em ambas, o transporte de Fe seria favorecido por complexos húmicos e flúvicos. Podendo assim, supor a presença de ecossistemas lagunares redutores (Krachler *et al.* 2010).

Amaro (2012) sugere que na formação dos *Ironstones* houve tanto contribuição detrítica, como química, significando que além da precipitação marinha, foram aportados para a bacia

produtos de erosão continental. Ao chegar ao oceano, o Fe em solução teria sido oxidado e precipitado, formando lâminas ferruginosas que substituiu ou se misturou com o material pelítico do substrato.

Já rotacionados à abertura do Oceano Atlântico no período Jurássico/Triássico e Cretáceo, Oliveira (2017) descreve A Formação Mosquito (FM) e Formação Sardinha (FS) como ocorrências basálticas na Bacia do Parnaíba expressas na área do Projeto Monte do Carmo com diques NW/SE, E/W, e mais restritamente NE/SW.

6.2 DISCUSSÃO

O Projeto Monte do Carmo é o mapeamento geológico de maior detalhe já realizado na região. Nele foram observados centenas de afloramentos em campo, colhido centenas de amostras, feito diversas lâminas para petrografia, algumas análises químicas de elementos maiores, análises pontuais de microsonda, análises de difração de raios-x e petrofísica em amostras que poderiam apresentar viabilidade econômica. Todas as informações levantadas pelo projeto contribuíram para a melhor caracterização e delimitação das formações geológicas presentes na região e maior compreensão sobre a história e arcabouço geológico local e regional.

O projeto promoveu mudanças significativas na cartografia geológica da região até então disponível, como o mapa confeccionado pela CPRM (2017) no Projeto Geologia da Região de Palmas, e o mapa de Gorayeb (2013), como pode ser observado na figura 6.5. Nesse trabalho as discussões irão se limitar às mudanças ocorridas na subárea X do projeto.

O Complexo Porto Nacional, no mapa da CPRM (2017) ocupava o extremo noroeste e o centro da área. No mapa de Gorayeb (2013) nem chegou a ser cartografada nessa área. Já no PMC essa unidade foi cartografada como uma faixa de aproximadamente 1,3 km de espessura, com direção NE-SW, ocorrendo na porção norte e em uma pequena porção do extremo noroeste da área, tendo entre as duas faixas a Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida. Também foi possível a diferenciação das rochas ortoderivadas e paraderivadas dentro da unidade.

A Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida permaneceu semelhante ao cartografado pela CPRM (2017), porém, 1,5 km mais a noroeste. Uma faixa de aproximadamente 1,5 km espessura, de direção NE-SW, ocorrendo na porção norte da área. Já no mapa de Gorayeb (2013) essa unidade ocorre em apenas uma pequena área na porção nordeste. Nesse trabalho também foi possível diferenciar cartograficamente as intrusivas Carreira Comprida e Morro da

Mapa, que compõem essa unidade, diferentemente dos mapeamentos anteriormente realizados na área.

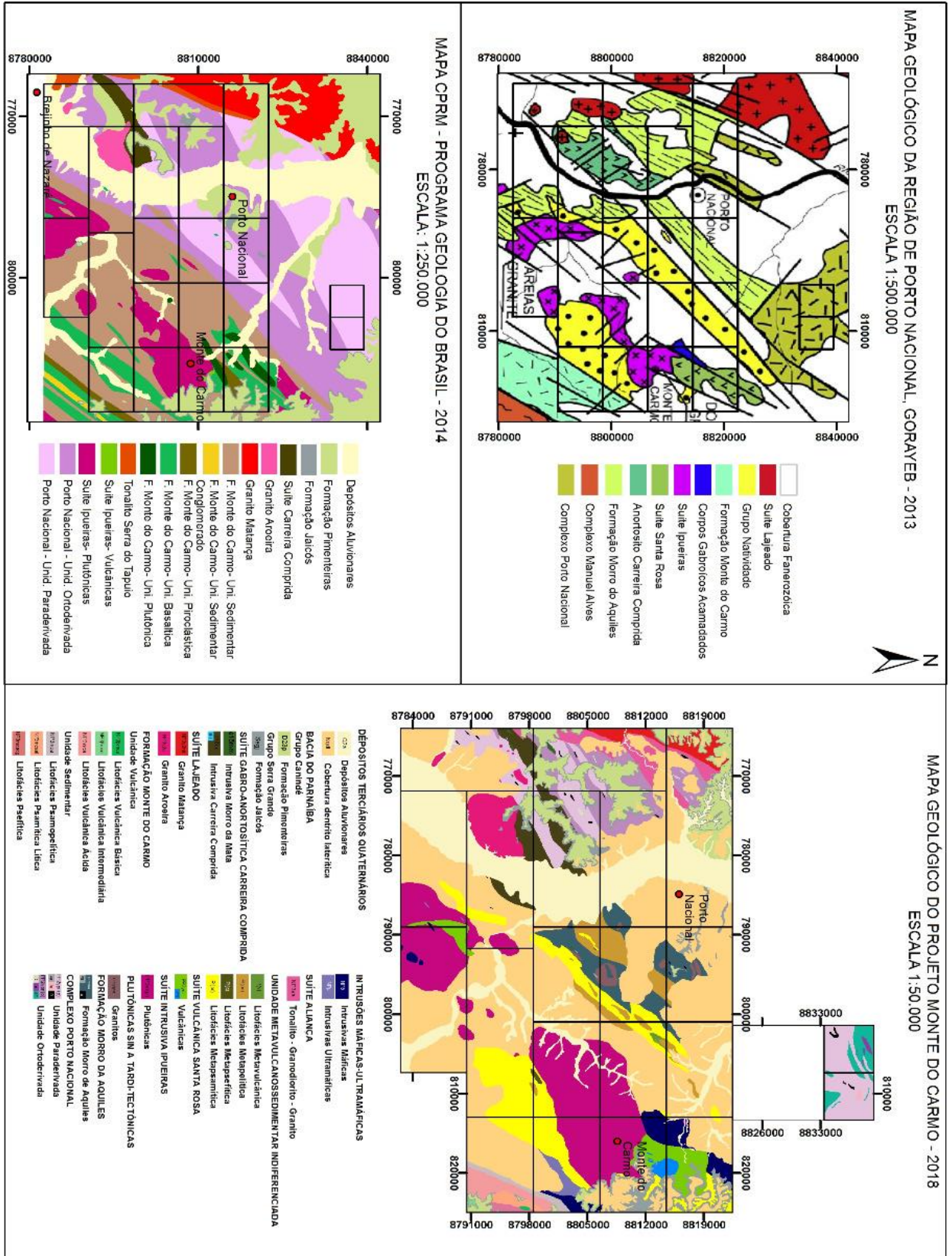
O Granito Aroeira foi cartografado de forma similar ao feito nos mapeamentos anteriores, tendo apenas aumentado um pouco o seu tamanho.

Os grupos Serra Grande e Canindé foram melhor delimitados, limitando-se apenas ao extremo norte da área, já que no mapeamento da CPRM (2017) foi colocada uma faixa do Grupo Canindé no meio da área. No trabalho de campo foram observados blocos de arenitos conglomeráticos da Formação Jaicós, do Grupo Serra Grande, principalmente quando próximo a Serra, contudo, não foi encontrado nenhum afloramento *in situ* dessa unidade, a não ser na Serra. Não sendo assim possível delimitar essas unidades nessa porção central da área.

A escala de mapeamento do PMC (1:50.000) permitiu a individualização de algumas litofácies tido como relevantes, dentro das unidades mapeadas. No Complexo Porto Nacional foi feita a individualização dos gnditos dentro da unidade paraderivada e o granulito máfico e o tremolita/actinolita-clorita xisto dentro da unidade ortoderivada. Na intrusiva Carreira Comprida foi individualizado as rochas de composição mais calci- e aluminossilicática.

Com o objetivo de deixar o mapa final o mais próximo possível da realidade, as unidades foram cartografadas apenas nas áreas onde estão as suas exposições, sendo, dessa forma, levado em consideração para a confecção do mapa geológico as coberturas aluvionares e as crostas lateríticas, diferentemente dos mapeamentos anteriormente realizados na região.

Figura 6.5: Mapa Geológico da região de Porto Nacional feito por Gorayeb 2013, Cprm 2014 e do Projeto Monte do Carmo 2018.



7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

KÖPPEN, W. Das geographische system der klimare. In: KÖPPEN, W.; GEIGER, R. (Ed.). Handbuch der klimatologie. Berlin: Gebruder Borntraeger, 1936. v. 1, p. 1-44, part C.

Dados climáticos para cidades mundiais. Clima da região de Porto Nacional. Disponível em: <https://pt.climate-data.org/>. Acessado em 24 de out 2018.

USGS - <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

Arcanjo J. B. A. **Fotogeologia conceitos, métodos e aplicações**. CPRM. Salvador, 2011.

DHZ R.A. Howie, J. Zussman W. Deer. an Introduction to the Rock-Forming Minerals. **3 ED. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, 2013.**

GUY, M. (1966) – **Quelques principes et quelques expériences sur la methodologie de la photo-interpretation. Acte du 11 Symposium International de Photo-Interpretation**, vol. 1, págs. 21 – 41, Paris.

SOARES, P. C., FIORI, A.P. **Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia**. Not. Geomorfol., Campinas. v.16. n.32, p.71-104, 1976.

ALMEIDA, F. F. M. 1977. **Províncias Estruturais Brasileiras**. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8., 1977, Campina Grande. Campina Grande: SBG. P.363-391.

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. 2004. **Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados**. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.;

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. **Brazilian Structural Provinces: An Introduction**. Earth Sci. Rev., n.17, p.1-29, 1981.

ARCANJO, S.H.S. 2002. **Evolução Geológica das seqüências do Embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia–Região de Paraíso do Tocantins**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 181 p.

ARCANJO, S.H.S. & Moura C.A.V. 2000. **Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia. Região de Paraíso do Tocantins (TO)**. Revista Brasileira de Geociências, 30(4):665-670.

ARCANJO, S. H. S.; Abreu, F. A. M.; Moura, C. A. V. **Evolução Geológica das Sequências do Embasamento do Cinturão Araguaia na Região de Paraíso do Tocantins (To), Brasil**. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.43, n.3, p.501-514, 2013.

ALVARENGA C.J.S., MOURA C.A.V., GORAYEB P.S.S., ABREU F.A.M. 2000. **Paraguay and Araguaia Belts**. In: Cordani et al. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, SBG. p. 183-194. Dardenne, m. a. The Brasília fold belt.

BARBOSA, O.; RAMOS, J. R. A.; GOMES, F. A., HELMBOLD, R. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia**. Rio de Janeiro: DNPM, 1966.

BARRADAS, J. A. S. 1993. **Geocronologia das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas da porção centro-sul do Estado do Tocantins (região de Porto Nacional-Monte do Carmo)**. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 85p.

BEZERRA, Pedro Edson Leal et al. **Associação plutono-vulcânica de Ipueiras**. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, v. 1, p. 363-375, 1981.

BIZZI, L. A. et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, p.227-334. ISBN 8523007903, 2003.

BRAGA L. M. V., DARDENNE, M. A., JUNQUEIRA-BROD, T. C., SABOIA, A. M., PAULINO, F., PEREIRA, G. S. P., OLIVEIRA, A. A. 2008. **Geologia da Região da Pedra Furada, Monte do Carmo, TO**. In: IV Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, IV, Foz do Iguaçu - PR. Anais - CD-ROM.

CHAVES C. L., Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V., 2007. **Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins**. Revista Brasileira de Geociências 38, 366-378

CORDANI U.G., PIMENTEL M.M., ARAÚJO C.E.G, Basei M.A.S, Fuck R.A., Girardi V.A.V. 2013a. **Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central Brazil.** American Journal of Sciences, 313:517-539.

CORDEIRO P. F. O., Oliveira C. G. O. 2017. **The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2-2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil.** Precambrian Research, 298: 403-420.

CORREIA C.T., Girardi V.A.V., Tassinari, C.C.G.; Jost H. 1997. **Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of the Cana Brava layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil, and considerations regarding its tectonic evolution.** Revista Brasileira de Geociências, p. 163-168, 1997.

COSTA, JBS. **Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás, Belém, 210p.** 1985. Tese de Doutorado. Tese de Doutorado, CG-UFPA.

COSTA, J. B. S. 1984. **Geologia da Região de Porto Nacional, GO.** Revista Brasileira De Geociências, São Paulo: SBG, V.14, N.1, P.3-11, Il.

COSTA, J.B.S. et al. **Projeto Paraíso do Norte.** Belém: MEC/UFPA/CVRD, p. 125, 1983

COSTA, J. B. S. 1982. **Projeto Porto Nacional: Relatório Final.** UFBA. Belém. p.104.

COSTA J.B.S., LEMOS R.L., MARTINS J.P.A., BELTRÃO L.F., GÓES A.M., HASUI Y. **Geologia da região de Porto Nacional.** Rev. Bras. Geoc., 14:3-11, 1984.

COSTA, L.A.M.; PORTELA, A.C.P.; NILSON, A.A.; VALE, C.R.O.; MARCHETTO, C.L.M.; SANTOS, E.L. dos; Meneghesso, G.; Inda, H.A.V.; Sterna, L.H.; Marchetto, M.; Baptista, M.B.; Fratin, O.; Mossmann, R.; Oliveira, T.F. de; Silva, W.G. da - 1976 - **Projeto Leste do Tocantins-Oeste do São Francisco.** PROSPEC/DNPM, Rel. Final.

CUNHA, B.C., POTIGUAR, L.A.T., IANHEZ, A.C., BEZERRA, P.E.L., PITTHAN, J.M.L., SOUZA Jr., J.J., MONTALVÃO, R.M.G., SOUZA, A.M.S., Hildred, T.R., Tassinari, C.C.C., 1981. **Projeto RADAMBRASIL, Folha SC.22-Tocantins.** Geologia 1, 21-196.

DANTAS, E. L., Araújo Filho, J. O., Oliveira C. G., Chiarini M. F. N., Fuck R. A., de Sordi D. A. 2007. **Geologia da Folha Porangatu SD.22-X-D-I.** Nota Explicativa. Brasília, CPRM/UnB, 98 p., 1 mapa.

DARDENNE, M.A. 1978. **Zonação Tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 30. Anais ... Recife, p.299-308, 1978.

DELLA FÁVERA J. C. 1990. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba: um ensaio holístico**. Tese de Doutorado, Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS.

FIGUEIREDO, A.M. & RAJA-GABAGLIA, G.P. **Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileira**. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 16(4): 350-369, 1986.

FRASCA, Antônio Augusto Soares (org.) et al. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi: SC.22- Z-D, estado de tocantins**. Goiânia: CPRM, 2010. 180 p. il. color. Escala 1:250.000. Cartografia da amazônia. Levantamentos Geológicos Básicos. Programa de Geologia do Brasil - PGB. Projeto Sudeste do Tocantins. ISBN 9788574990873.

FUCK, R.A. **A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica da Província Tocantins**. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Atas, p. 184-187, 1994

FUCK, R. A., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., Botelho, N. F., Junges, S. L., Hollanda, M. H. B. M., ... & Armstrong, R. (2002). **Crosta continental paleoproterozoica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb**. *SBG, Congr. Bras. Geol*, 41, 308.

GÓES, A.M. de O. & Feijó, F.J. 1994. **Bacia do Parnaíba**. Boletim de Geociências da Petrobrás, 8:57-67.

GORAYEB, P. S. S., CHAVES, C. L., MOURA, C. A. V., & DA SILVA LOBO, L. R. **Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust**. *Journal of South American Earth Sciences*, 45, p. 278-292. 2013.

GORAYEB, P.S.S. **Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional-TO**. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, p. 262, 1996.

GORAYEB P. S. S., CHAVES, C. L., MOURA, C. A. V., LOBO, L. R. S., 2013. **Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late**

Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust. Journal of South American Earth Sciences 45, p. 278-292.

GORAYEB, P.S.S., COSTA, J.B.S., LEMOS, R.L., GAMA Jr. T., BEMERGUY, R.L., HASUI, Y., 1988. **O Pré- Cambriano da Região de Natividade, GO.** Rev. Bras. Geoc., 18: 391-397.

GORAYEB P. S. S., MOURA, C. A. V., BARROS, G. R., 2000. **Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional High-Grade Metamorphic Terrain, Northern portion of the Goiás Massif, Central-Brazil.** Revista Brasileira de Geociências, 30, p.215-224.

HARALYI, N.L.E., HASUI, Y. - 1985. **Interpretation of gravity and magnetic data, Central and Eastern Brasil.** In: HINZE, W.J. ed. The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. Society of Exploration Geophysics, Tulsa, EUA, p. 124-131.

HASUI Y., COSTA J.B.S., GORAYEB P.S.S., LEMOS R.L., GAMA JR. T., BEMERGUY, R.L. **Geologia da região de Paraíso do Norte de Goiás.** In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, RJ, Anais, p. 2220-2230, 1984.

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; ABREU, F. A. M. **Província Tocantins - Setor setentrional.** In: Almeida, Fernando Flávio Marques de; Hasui, Yociteru (Coord.). O pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher Ltda p.187- 204, 1984.

HASUI, Yociteru et al. **Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro Norte do Brasil e seu significado geológicogeotectônico.** In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. 1980. p. 2.659-2.667.

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

KAMINSKY, F. V.; Sablukov, S. M.; Sablukova, L. I.; Zakharchenko, O. D. 2009. **The Fazenda Largo off-craton kimberlites of Piauí State, Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, 28: 288-303.

LIMA, H.A.F., FERREIRA FILHO, C.F., PIMENTEL, M.M., DANTAS, E.L., ARAÚJO, S.M., 2008. **Geology, petrology and geochronology of the layered mafic-ultramafic**

intrusions in the Porto Nacional area, central Brazil. Journal of South American Earth Science 26, 300e317.

MARINI, O.J., FUCK, R.A., DANNI, J.C., DARDENNE, M.A., LOGUERCIO, S.O., RAMALHO, R. **As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguai- Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás.** In: Schobbenhaus, C., Diógenes, A.C., Derge, G.R., Asmos, M.G. (Coord.) 1984. Geologia do Brasil. Brasília. DNPM. p. 251-303, 1984b.

MARQUES, G.C. 2009. **Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins.** Brasília, 122p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências - Universidade de Brasília. MOORE, B. 1963. Geological Reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Rio de Janeiro, Petrobrás-DEPEX, Relatório nº 1854.

MOORE, B. 1963. **Geological Reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Rio de Janeiro.** Petrobrás-DEPEX, Relatório nº 1854.

MOURA, C. A. V.; SOUZA, S. H. P. **Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas.** In: SBG, Congresso Brasileiro De Geologia, 39., Salvador. Anais... Salvador: SBG, 1996. v.6, p.31-34, 1996.

PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A. 1992. **Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil.** Geology, 20:375-379

PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A., GIOIA, S. M. C. L. **Novos dados Sm-Nd e o limite leste do Arco Magmático no Sudoeste de Goiás.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte. Anais SBG, p.39. 1998.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. C. L. **The neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm–Nd isotopic data.** Revista Brasileira de Geociências, n.30, p.35-39, 2000.

PIMENTEL M.M., HEAMAN L., FUCK R.A., MARINI O.J. 1991. **U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil.** Precambrian Research, 52:321-335.

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. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques. São Paulo: Beca, p.355-370. 2004.

PINHEIRO, B.L.S.; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S. 2011. **Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd.** Revista Brasileira de Geociências 41, 304-318.

PRAXEDES, Igor Fernandes. **Lineamento transbrasiliano, contribuição aerogeofísica, tectônica e geocronológica no setor nordeste da faixa Brasília.** 2015. xviii, 104 f., il. Dissertação (Mestrado em Geociências) Universidade de Brasília, Brasília, 2015.

RAMOS, J.R. de A. & BARBOSA, R.A. - 1967. **Geologia e petrografia da região de Porto Nacional e Miracema do Norte, Rio Tocantins.** In: SIMP. SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 1, Belém, 1967. Atas... Belém, CNPq, p. 387-401.

RIBEIRO, P. S. E., ALVES, C. L. **Geologia e recursos minerais da região de Palmas - Folhas Miracema do Norte SC.22-X-D, Porto Nacional SC.22-Z-B e Santa Teresinha SC.22-Z-A, escala 1:250.000.** 484p. Programa Geologia do Brasil (PGB). Goiânia: CPRM, 2017.

SABOIA, A.M. **O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do grupo Natividade, estado de Tocantins.** Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 71, 2009.

SACHETT C.R. **Geologia, geoquímica isotópica e aspectos metalogenéticos das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas, Região de Monte do Carmo-TO.** Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, p. 92, 1996.

SACHETT C. R., LAFON, J. M., KOTSCHOUBEY, B. 1996. **Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas ígneas e dos veios auríferos da Região de Monte do Carmo (TO): Novos Resultados.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Anais, Salvador, p. 264-267.

SCHOBENHAUS Filho, C., 1975. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo.** Folha Tocantins (SC.22). DNPM, Brasília, p. 56.

SOARES, J. E. P. **"Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central."** (2005).

STRIEDER, A.J., Gottardo, E., Cunha, F.S.S., Binotto, R.B., Mesquita, M.J.M. 1994. **O Significado Tectônico dos Lineamentos Transbrasilianos no Processo Colisional Neoproterozóico da Província Estrutural do Tocantins.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Resumo. Balneário Camboriú, SC, Brasil. v. 1. p. 267-269.

VAZ, P. T. et al. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.253-263, 2007.

YARDLEY, Bruce WD. "Introdução a petrologia metamórfica." (1994).

Ferry, J. M. "P, T, during metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area, south-central Maine." *Contributions to Mineralogy and Petrology* 57.2 (1976): 119-143.

NARDY, A.J.R., MACHADO, F.B., ZANARDO, A. & GALEMBECK, T.M.B (2009) Mineralogia óptica de cristais transparentes – parte prática. Editora Cultura Acadêmica, 124pp.

DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. (1966) *Minerais Constituintes das Rochas – Uma Introdução.* Tradução de CONDE, L.E.N. Edição de Fundação Calouste Gulbenkian.

ALMEIDA, F. F. M. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8., 1977, Campina Grande. Campina Grande: SBG. P.363-391.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth Sci. Rev.*, n.17, p.1-29, 1981.

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.;

ALVARENGA C.J.S., MOURA C.A.V., GORAYEB P.S.S., ABREU F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: Cordani et al. *Tectonic Evolution of South America.* Rio de Janeiro, SBG. p. 183-194. Dardenne, m. a. The Brasília fold belt.

AMARO, G. J. L.; VILLAS, R. N. N.; KOUTSCHOUBEY, B. . Estudo petrográfico e geoquímico dos ironstones da base da Formação Pimenteiras, borda Oeste da Bacia do Parnaíba, Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 42, p. 373-392, 2012.

ARCANJO, João Batista Alves. "Fotogeologia: conceitos, métodos e aplicações." (2011).

ARCANJO, S.H.S. & Moura C.A.V. 2000. Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia. Região de Paraíso do Tocantins (TO). Revista Brasileira de Geociências, 30(4):665-670.

ARCANJO, S.H.S. 2002. Evolução Geológica das seqüências do Embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia–Região de Paraíso do Tocantins. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 181 p.

BARBOSA, O.; RAMOS, J. R. A.; GOMES, F. A., HELMBOLD, R. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro: DNPM, 1966.

BARRADAS, J. A. S. 1993. Geocronologia das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas da porção centro-sul do Estado do Tocantins (região de Porto Nacional-Monte do Carmo). Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 85p.

BEZERRA, Pedro Edson Leal et al. Associação plutono-vulcânica de Ipueiras. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, v. 1, p. 363-375, 1981.

BIZZI, L. A. et al. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Brasília: CPRM, p.227-334. ISBN 8523007903, 2003.

BRAGA L. M. V., DARDENNE, M. A., JUNQUEIRA-BROD, T. C., SABOIA, A. M., PAULINO, F., PEREIRA, G. S. P., OLIVEIRA, A. A. 2008. Geologia da Região da Pedra Furada, Monte do Carmo, TO. In: IV Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, IV, Foz do Iguaçu - PR. Anais - CD-ROM.

CACAMA, Moisés Samuel João Bota, et al. "Structural and geophysical signature of the Northern Portion (Ceará-Piauí border) of the Transbrasiliano Lineament: reactivation in the Parnaíba Basin." Geologia USP. Série Científica 15 (2015): 67-81.

CARNEIRO, Denyclaimy Souza; VIOLA, Marcelo Ribeiro. Distribuição espacial e temporal da precipitação pluvial e erosividade mensal e anual no estado do tocantins. In: 9º Seminário de Iniciação Científica da UFT, v. 5, 2013. 2013.

CHAVES C. L., Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V., 2008. Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências* 38, 366-378.

CORDANI U.G., PIMENTEL M.M., ARAÚJO C.E.G, Basei M.A.S, Fuck R.A., Girardi V.A.V. 2013a. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central Brazil. *American Journal of Sciences*, 313:517-539.

CORDEIRO P. F. O., Oliveira C. G. O. 2017. The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2-2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. *Precambrian Research*, 298: 403-420.

CORREIA C.T., Girardi V.A.V., Tassinari, C.C.G.; Jost H. 1997. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of the Cana Brava layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil, and considerations regarding its tectonic evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, p. 163-168, 1997.

COSTA J.B.S., LEMOS R.L., MARTINS J.P.A., BELTRÃO L.F., GÓES A.M., HASUI Y. Geologia da região de Porto Nacional. *Rev. Bras. Geoc.*, 14:3-11, 1984.

COSTA M. A. 1991. Aspectos Geológicos dos Lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2): 146-160.

COSTA, J. B. S. 1982. Projeto Porto Nacional: Relatório Final. UFBA. Belém. p.104.

COSTA, J. B. S. 1984. Geologia da Região de Porto Nacional, GO. *Revista Brasileira De Geociências*, São Paulo: SBG, V.14, N.1, P.3-11, Il.

COSTA, J.B.S. et al. Projeto Paraíso do Norte. Belém: MEC/UFPA/CVRD, p. 125, 1983

COSTA, JBS. Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás, Belém, 210p. 1985. Tese de Doutorado. Tese de Doutoramento, CG-UFPA.

COSTA, L.A.M.; PORTELA, A.C.P.; NILSON, A.A.; VALE, C.R.O.; MARCHETTO, C.L.M.; SANTOS, E.L. dos; Meneghesso, G.; Ina, H.A.V.; Sterna, L.H.; Marchetto, M.;

Baptista, M.B.; Fratin, O.; Mossmann, R.; Oliveira, T.F. de; Silva, W.G. da - 1976 - Projeto Leste do Tocantins-Oeste do São Francisco. PROSPEC/DNPM, Rel. Final.

CUNHA, B.C., POTIGUAR, L.A.T., IANHEZ, A.C., BEZERRA, P.E.L., PITTHAN, J.M.L., SOUZA Jr., J.J., MONTALVÃO, R.M.G., SOUZA, A.M.S., Hildred, T.R., Tassinari, C.C.C., 1981. Projeto RADAMBRASIL, Folha SC.22-Tocantins. Geologia 1, 21-196.

DANTAS, E. L., Araújo Filho, J. O., Oliveira C. G., Chiarini M. F. N., Fuck R. A., de Sordi D. A. 2007. Geologia da Folha Porangatu SD.22-X-D-I. Nota Explicativa. Brasília, CPRM/UnB, 98 p., 1 mapa.

DARDENNE, M.A. 1978. Zonação Tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 30. Anais ... Recife, p.299-308, 1978.

DELLA FÁVERA J. C. 1990. Tempestitos da Bacia do Parnaíba: um ensaio holístico. Tese de Doutorado, Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS.

EMBRAPA - CNPS. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Brasília: Embrapa-SPI; Rio de Janeiro: Embrapa-Solos, 2006. 306 p.

EMBRAPA. Climas. S.d. Disponível em: <http://www.cnpf.embrapa.br/pesquisa/efb/clima.htm>. Acesso em 08 de agosto de 2018.

FERREIRA, Francisco José Fonseca. Gamaespectrometria aérea e sua Aplicação na Cartografia Geológica. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Paraná. (2016)

FIGUEIREDO, A.M. & RAJA-GABAGLIA, G.P. Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileira. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 16(4): 350-369, 1986.

FLEUTY, M.J., The description of folds In: Proceeding of the geologists' association, v. 75, p. 461-492.

FRASCA, Antônio Augusto Soares (org.) et al. Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi: SC.22- Z-D, estado de Tocantins. Goiânia: CPRM, 2010. 180 p. il. color. Escala 1:250.000. Cartografia da Amazônia. Levantamentos Geológicos Básicos. Programa de Geologia do Brasil - PGB. Projeto Sudeste do Tocantins. ISBN 9788574990873.

FUCK, R. A., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., Botelho, N. F., Junges, S. L., Hollanda, M. H. B. M., ... & Armstrong, R. (2002). Crosta continental paleoproterozoica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb. SBG, Congr. Bras. Geol, 41, 308.

FUCK, R.A. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica da Província Tocantins. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Atas, p. 184-187, 1994

GÓES, A.M. de O. & Feijó, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobrás, 8:57-67.

GORAYEB P. S. S., CHAVES, C. L., MOURA, C. A. V., LOBO, L, R, S., 2013. Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust. Journal of South American Earth Sciences 45, p. 278-292.

GORAYEB P. S. S., MOURA, C. A. V., BARROS, G. R., 2000. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional High-Grade Metamorphic Terrain, Northern portion of the Goiás Massif, Central-Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 30, p.215-224.

GORAYEB, P.S.S. Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional-TO. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, p. 262, 1996.

GORAYEB, P.S.S., COSTA, J.B.S., LEMOS, R.L., GAMA Jr. T., BEMERGUY, R.L., HASUI, Y., 1988. O Pré- Cambriano da Região de Natividade, GO. Rev. Bras. Geoc., 18: 391-397.

GOVERNO DO ESTADO DO TOCANTINS Secretaria Do Planejamento E Meio Ambiente Diretoria De Zoneamento Ecológico-Econômico. Projeto De Gestão Ambiental Integrada -Bico Do Papagaiozoneamento Ecológico Economico (2005)

GUY, M. (1966). Quelques principes e quelques experiences sur la metodologie de la photo-interpretation. Simposium Internacional de Photo-Interpretation, v.1, 21-41. Paris.

HARALYI, N.L.E., HASUI, Y. - 1985. Interpretation of gravity and magnetic data, Central and Eastern Brasil. In: HINZE, W.J. ed. The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. Society of Exploration Geophysics, Tulsa, EUA, p. 124-131.

HASUI Y., COSTA J.B.S., GORAYEB P.S.S., LEMOS R.L., GAMA JR. T., BEMERGUY, R.L. Geologia da região de Paraíso do Norte de Goiás. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, RJ, Anais, p. 2220-2230, 1984.

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; ABREU, F. A. M. Província Tocantins - Setor setentrional. In: Almeida, Fernando Flávio Marques de; Hasui, Yociteru (Coord.). O pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher Ltda p.187- 204, 1984.

HASUI, Yociteru et al. Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro Norte do Brasil e seu significado geológicogeotectônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. 1980. p. 2.659-2.667..

IAEA. 2003. Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. Viena: Intern. Atomic Energy Agency. 179 p.

IBGE, 2006b. Carta da Folha Porto Nacional - Geomorfologia: Sistema de projeção UTM: escala 1:250.000. Disponível em << <https://seplan.to.gov.br/zoneamento/bases-veitoriais/base-de-dados-geograficos-do-tocantins-atualizacao-2012/>> Acesso em: 08 de Junho de 2018.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Manual Técnico de Pedologia: número 4. 2. ed. Rio de Janeiro: [s.n.], 2007. 320p.

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

KAMINSKY, F. V.; Sablukov, S. M.; Sablukova, L. I.; Zakharchenko, O. D. 2009. The Fazenda Largo off-craton kimberlites of Piauí State, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 28: 288-303.

KEGEL, W., 1953. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. Departamento Nacional de Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia,

KÖPPEN AND W., Das geographic System der Klimate, Handbuch der Klimatologie, pp.1-44, 1936.

KRACHLER R., von der Kammer F., Suphandag A., Jirsa F., Ayromlou S., Hofmann T., Keppler B.K. Relevance of peat-draining rivers for the riverine input of dissolved iron into the ocean. *Sci. Total Environ.* 2010. 408(11):2402–2408.

LIMA, A.A.C.; OLIVEIRA, F.N.S.; AQUINO, A.R.L. de. Solos e aptidão agrícola das terras do Estado do Tocantins. Fortaleza: Embrapa Agroindústria Tropical, Documento 31, 27p, 2000.

LIMA, H.A.F., FERREIRA FILHO, C.F., PIMENTEL, M.M., DANTAS, E.L., ARAÚJO, S.M., 2008. Geology, petrology and geochronology of the layered mafic-ultramafic intrusions in the Porto Nacional area, central Brazil. *Journal of South American Earth Science* 26, 300e317.

LUZ, Adão Benvindo da; LINS, Fernando Antonio Freitas. Rochas & minerais industriais: usos e especificações. CETEM/MCT, 2005.

MAIA, Jéssica Gomes de Almeida. Caracterização da mineralização aurífera no Granito do Carmo, Depósito Serra Alta, município de Monte do Carmo (TO). 2016

MARINI, O.J., FUCK, R.A., DANNI, J.C., DARDENNE, M.A., LOGUERCIO, S.O., RAMALHO, R. As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguai- Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: Schobbenhaus, C., Diógenes, A.C., Derge, G.R., Asmos, M.G. (Coord.) 1984. *Geologia do Brasil*. Brasília. DNPM. p. 251-303, 1984b.

MARQUES, G.C. 2009. Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins. Brasília, 122p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências - Universidade de Brasília. MOORE, B. 1963. Geological Reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Rio de Janeiro, Petrobrás-DEPEX, Relatório nº 1854.

MC FETTERS, S.K. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *International Journal of Remote Sensing*, v.17, n.7, p.1425-1432, 1996.

MOORE, B. 1963. Geological Reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Rio de Janeiro. Petrobrás-DEPEX, Relatório nº 1854.

MOURA, C. A. V.; SOUZA, S. H. P. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. In: SBG, Congresso Brasileiro De Geologia, 39., Salvador. Anais... Salvador: SBG, 1996. v.6, p.31-34, 1996.

NAKASHIMA H.; Silva A.M.; de Souza J.P.G.; Mapeamento de zona de alteração hidrotermal utilizando dados aerogeofísicos de alta resolução espacial no Greenstone Belt de Faina. PIBIC/CnPQ Universidade de Brasília. 2018.

NEVES, B. B. D. B., Fuck, R. A., & Pimentel, M. M. (2014). The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3), 493-518.

OLIVEIRA, Alisson Lopes. Geologia e Petrologia dos basaltos das formações Mosquito e Sardinha, Bacia do Parnaíba. 2017. 79 f., il. Dissertação (Mestrado em Geologia)-Universidade de Brasília, Brasília, 2017.

PIMENTEL M.M., HEAMAN L., FUCK R.A., MARINI O.J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, 52:321-335.

PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20:375-379

PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A., GIOIA, S. M. C. L. Novos dados Sm-Nd e o limite leste do Arco Magmático no Sudoeste de Goiás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte. Anais SBG, p.39. 1998.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. C. L. The neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm–Nd isotopic data. Revista Brasileira de Geociências, n.30, p.35-39, 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. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques. São Paulo: Beca, p.355-370. 2004.

PINHEIRO, B.L.S.; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S. 2011. Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd. Revista Brasileira de Geociências 41, 304-318.

PRAXEDES, Igor Fernandes. Lineamento transbrasiliano, contribuição aerogeofísica, tectônica e geocronológica no setor nordeste da faixa Brasília. 2015. xviii, 104 f., il. Dissertação (Mestrado em Geociências) Universidade de Brasília, Brasília, 2015.

RAMOS, J.R. de A. & BARBOSA, R.A. - 1967. Geologia e petrografia da região de Porto Nacional e Miracema do Norte, Rio Tocantins. In: SIMP. SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 1, Belém, 1967. Atas... Belém, CNPq, p. 387-401.

RIBEIRO, P. S. E., ALVES, C. L. Geologia e recursos minerais da região de Palmas - Folhas Miracema do Norte SC.22-X-D, Porto Nacional SC.22-Z-B e Santa Teresinha SC.22-Z-A, escala 1:250.000. 484p. Programa Geologia do Brasil (PGB). Goiânia: CPRM, 2017.

SABOIA, A.M. O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do grupo Natividade, estado de Tocantins. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 71, 2009.

SACHETT C. R., LAFON, J. M., KOTSCHOUBEY, B. 1996. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas ígneas e dos veios auríferos da Região de Monte do Carmo (TO): Novos Resultados. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Anais, Salvador, p. 264-267.

SACHETT C.R. Geologia, geoquímica isotópica e aspectos metalogenéticos das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas, Região de Monte do Carmo-TO. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, p. 92, 1996.

SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; & ANJOS, L. H.C. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 5.ed. Viçosa, MG, SBCS/SNLCS, 2005. 100p.

SCHOBENHAUS Filho, C., 1975. Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Tocantins (SC.22). DNPM, Brasília, p. 56.

SCHOBENHAUS, Carlos et al. Geologia do Brasil. In: Geologia do Brasil. DNPM, 1984.

SILVA G.G.; Lima M.I.C.; Andrade A.R.F.; Issler R.S.; Guimarães, G. 1974. Geologia. Folha SB.22 - Araguaia e parte da SC.22.-Tocantins. DNPM/Radam. v.4: 1-72. (Relatório técnico).IAEA. 2003. Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. Viena: Intern. Atomic Energy Agency. 179 p.

SILVA, Luis Antônio G.C. Biomas presentes no estado de Tocantins. Nota técnica. agosto de 2007.

SISTEMA BRASILEIRO DE CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS. 2. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA/Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 2006. 306 p.

SOARES, J. E. P. "Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central." (2005).

STRIEDER, A.J., Gottardo, E., Cunha, F.S.S., Binotto, R.B., Mesquita, M.J.M. 1994. O Significado Tectônico dos Lineamentos Transbrasilianos no Processo Colisional Neoproterozóico da Província Estrutural do Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Resumo. Balneário Camboriú, SC, Brasil. v. 1. p. 267-269.

VAZ, P. T. et al. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.253-263, 2007.

CHAVES C. L., Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V., 2008. Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins. Revista Brasileira de Geociências 38, 366-378.

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO,V.; BARTORELLI,A.; CARNEIRO,C.D.R.;

SACHETT C. R., LAFON, J. M., KOTSCHOUBEY, B. 1996. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas ígneas e dos veios auríferos da Região de Monte do Carmo (TO): Novos Resultados. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Anais, Salvador, p. 264-267.

Slack, J.F.; Shaw, D.R.; Leitch, C.H.B.; Turner, R.J.W. 2000. Tourmalinites and coticles from the Sullivan Pb-Zn-Ag deposit and vicinity, British Columbia: geology, geochemistry, and genesis apud Dreher, A. M., Fraga, L. M. , Ragatky, D, Grazziotin, H, Reis, N. J. O GRUPO CAUARANE na FOLHA VILA de TEPEQUÉM, RORAIMA. Simpósio de Geologia da Amazônia, XI, Manaus, Amazonas, 2009.

MAIA, J. G. D. A. 2016. Caracterização da mineralização aurífera no Granito do Carmo, Depósito Serra Alta, município de Monte do Carmo (TO). Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, UnB.

MEIRELES, H. P.; Xavier, R. P.; HASUI, Y.; KOTSCHOUBEY, B. 1995. Geologia e ocorrências auríferas da área do Morro do Lajeado, Porto Nacional - To Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará.

RIBEIRO, P. S. E.; ALVES, C. L. 2017. Geologia e recursos minerais da região de Palmas - Folhas Miracema do Norte SC.22-X-D, Porto Nacional SC.22-Z-B e Santa Teresinha SC.22-Z-A, escala 1:250.000. 484p. Programa Geologia do Brasil (PGB). Goiânia: CPRM, p 25-28.

BHATIA, Mukul R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*, v. 91, n. 6, p. 611-627, 1983.

NICHOLSON, Keith; NAYAK, V. K.; NANDA, J. K. Manganese ores of the Ghorajhor-Monmunda area, Sundergarh District, Orissa, India: geochemical evidence for a mixed Mn source. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 119, n. 1, p. 117-121, 1997.

ROY, Supriya. Genetic diversity of manganese deposition in the terrestrial geological record. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 119, n. 1, p. 5-27, 1997

SHAW, Denis M. The origin of the Apsley gneiss, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 9, n. 1, p. 18-35, 1972.

Shand, S.J., 1943. *The eruptive rocks*: 2nd edition, John Wiley, New York, 444 p

ANEXOS

Anexo 1 – Mapa Geológico do Projeto Monte do Carmo.

Anexo 2 – Mapa Geológico da Subárea X do Projeto Monte do Carmo.

Anexo 3 – Mapa Estrutural do Projeto Monte do Carmo.

Anexo 4 – Mapa Estrutural da Subárea X do Projeto Monte do Carmo.

Anexo 5 – Mapa de Pontos da Subárea X do Projeto Monte do Carmo.

Anexo 6 – Mapa Base da Subárea X do Projeto Monte do Carmo.

Anexo 7 – Fichas Petrográficas de Algumas Rochas Amostradas na Subárea X do Projeto Monte do Carmo.

Anexo 8 – Análises Geoquímicas de Algumas Rochas Amostradas na Subárea X do Projeto Monte do Carmo.

Anexo 9 - Difractogramas de Algumas Amostras Amostradas na Subárea X do Projeto Monte do Carmo.