



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

**CAROLINE ARAÚJO FREITAS
GABRIEL RIBEIRO MOIZINHO
MATHEUS ALVES DA SILVA**

**TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL
PROJETO MONTE DO CARMO
ÁREA V**

**BRASÍLIA/DF
2018**

FOLHA DE APROVAÇÃO

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL PROJETO MONTE DO CARMO ÁREA V

Autores: Caroline Araújo Freitas, Gabriel Ribeiro Moizinho e Matheus Alves da Silva

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:

Luís Gustavo Ferreira Viegas - Orientador
Professor da Universidade de Brasília - (UnB)
Doutor em Geologia Estrutural- UnB

Henrique Llacer Roig - Membro
Professor Adjunto da Universidade de Brasília - (UnB)
Doutor em Geologia Estrutural - (UnB)

José Oswaldo de Araújo Filho – Membro
Professora da Universidade de Brasília -(UnB)
Doutor em Geologia Estrutural – (University of Illinois, USA)

Brasília-DF, 03 de dezembro de 2018.

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

CAROLINE ARAÚJO FREITAS
GABRIEL RIBEIRO MOIZINHO
MATHEUS ALVES DA SILVA

**TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL
PROJETO MONTE DO CARMO
ÁREA V**

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

DEDICATÓRIA

*Aos pilares da minha vida, Delma
Ribeiro de Matos e Valdir de Lima
Moizinho.*

Gabriel Moizinho

AGRADECIMENTOS

Como um grupo, agradecemos a toda equipe de professores do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília que nos orientaram na elaboração deste trabalho. Ao Prof. Dr. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb da Universidade Federal do Pará pela sua contribuição nas fases iniciais do projeto.

Aos colegas de trabalho, que compartilharam horas de dedicação e discussões no subsolo do Instituto de Geociências, em especial Lucas Pedrosa, Randeri Neves, Rodrigo, Caliméria, Manuela Freire e Bárbara Oliveira.

Aos funcionários do Instituto de Geociências, pelos serviços prestados durante as diferentes etapas deste projeto. Em especial, ao nosso querido Mendes, figura ímpar neste instituto. Obrigado por toda paciência, simpatia e por compartilhar o seu nobre conhecimento conosco durante o campo.

Individualmente agradeço em primeiro lugar a minha família. À minha mãe Delma pela sua dedicação ímpar durante meus anos na Universidade de Brasília, ao meu pai Valdir pelo seu exemplo de dedicação e compromisso ao trabalho. Às minhas irmãs Isabella e Heloísa. À minha querida Ellen e à minha companheira de madrugadas a fora, sempre ao meu lado, Bia.

Aos meus queridos amigos (as) Bruno Piatti, Raíza Toledo e Alissa Alvim.

Aos professores Dr. Carlos Emanuel de Souza Cruz, Dr. Jorge Carlos Abreu e Dra. Lucieth Cruz Viera pelos seus ensinamentos e discussões a respeito de sedimentologia e estratigrafia.

Gabriel Moizinho

EPÍGRAFE

RESUMO

ABSTRACT

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AGHT - Amplitude do Gradiente Horizontal Total
AMG – Arco Magmático Goiás
ANA – Agência Nacional de gua
CA – Cráton Amazônico
CGPN - Complexo Granulítico Porto Nacional
CMA - Campo Magnético Anômalo
CMC - Campo Magnético Crustal
CME - Campo Magnético Externo
CMI - Campo Magnético Interno
CMT - Campo Magnético Total
CMY - Cyan-Magenta-Yellow
CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
CSF- Cráton São Francisco
DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral
1DV – Primeira derivada vertical
Dx - Derivada horizontal em X
Dy - Derivada horizontal em Y
Dz - Derivada vertical em Z
eTh - Equivalente de Tório
ETR – Elementos Terras Raras
eU - Equivalente de Urânio
GPS - Global Positioning System
HFSE – High Field Strenght Elements
IBGE - Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IGD – Instituto de Geociências
IGRF - International Geomagnetic Reference Field
LANDSAT - Land Remote Sensing Satellite
LTB - Lineamento Transbrasiliano.
MDE – Modelo Digital de Elevação
MG -Maciço de Goiás.
MUM - Máficos-Ultramáficos
NASA - National Aeronautics and Space Administration
OLI - Operational Land Imager
PIB – Produto Interno Bruto.
PMC - Projeto Monte do Carmo.
RADAM - Radar da Amazônia
RGB - Red-Green-Blue
SA3D - Amplitude do Sinal Analítico 3D
SAR - Synthetic Aperture Radar
SEPLAN-TO - Secretaria de Planejamento e Assuntos Econômicos, Tocantins.
SIG – Sistema de Informações Geográficas
SIRGAS - Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas
SRTM - Shuttle Radar Topography Mission
TDM - Idade Modelo do Manto Empobrecido.
TIRS - Thermal Infrared Sensor
TO - Tocantins
UnB – Universidade de Brasília
UTM - Universal Transversa de Mercator

ZCPN - Zona de Cisalhamento Porto Nacional.
ZCMC - Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo.

Minerais:

Act – Actinolita
An – Anortita
Bt- Biotita
Chl - Clorita
Cpx - Clinopiroxênio
Ep - Epidoto
Grt - Granada
Hb - Hornblenda
Hem - Hematita
Ilm - Ilmenita
Kfs - K-feldspato
Mag – Magnetita
Msc – Muscovita
Op - Opacos
Opx - Ortopiroxênio
Phl - Flogopita
Plg– Plagioclásio
Qtz - Quartzo
Rt - Rutilo
Tlc - Talco
Tr - Tremolita
Ttn - Titanita
Zrn – Zircão

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - localização do Projeto Monte do Carmo (polígonos azuis) com ênfase na área V e suas vias de acesso.....	22
Figura 1.2 - Mapa das unidades geomorfológicas na escala 1:250.000. Fonte: IBGE, 2006. .	23
Figura 1.3 - Mapa pedológico do projeto Monte do Carmo.....	25
Figura 1.4 – Mapa de variação da precipitação média anual na região de Porto Nacional e Monte do Carmo.....	27
Figura 1.5 - Mapa da vegetação do projeto Monte do Carmo. Fonte: IBGE, 2006.	28
Figura 2.1 - Quadro ilustrando os produtos finais aerogeofísicos utilizados no Projeto Monte do Carmo.....	31
Figura 2.2 – Método lógico-sistemático introduzido por M.Guy (1966) para a fotointerpretação de fotografias aéreas (inicialmente através da estereoscopia) mas que também se estende a imagens de satélites orbitais.....	33
Figura 2.3 - Fluxograma ilustrando os produtos extraídos durante o processamento dos dados de aeromagnetometria.	34
Figura 2.4 - Fluxograma ilustrando os produtos extraídos durante o processamento dos dados de aerogamaespectrometria.	35
Figura 2.5 - Fluxograma ilustrativo mostrando as etapas do processamento dos dados orbitais.	36
Figura 3.1 – Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo.	40
Figura 3.2. Mapa de idades TDM para todas as unidades já datadas na região do Projeto Monte do Carmo.....	44
Figura 4.1. À direita, imagem de satélite de composição R4G3B2 utilizada como base para extração dos elementos carográficos. Mapa base, à esquerda.....	52
Figura 4.2 Mapas morfoestrutural (à esquerda) e de zonas homólogas (à direita) correspondentes a área V do Projeto Monte do Carmo	53
Figura 4.3: 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. À esquerda da imagem podem ser observadas as rosetas, mostrando as direções preferenciais dos lineamentos de cada domínio.....	57
Figura 4.4: Mapa de domínios magnéticos SA3D.	60
Figura 4.5: Mapa de domínios com amplitude de sinais analíticos	60
Figura 4.6: Domínios gamaespectrométricos da área do projeto Monte do Carmo delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo.	61

Figura 4.3. (A) Imagem do Sinal Analítico 3D (SA3D) auxilia na determinação de parâmetros geométricos, como limites geológicos e estruturais. B) Imagem TILT auxilia no traçado de lineamentos magnéticos principais.....	65
Figura 4.4. Domínios gamaespectrométricos inferidos a partir dos produtos de aerogamaespectrometria	67
Imagem vai ser feita após finalização do mapa geológico	69
Figura 5.2 Imagem vai ser feita após finalização do mapa geológico	77
Figura 5.3. Fotos macro e micro dos litotipos metamáficos do CGPN A) Amostra de mão de rocha metamáfica maciça coletada no P128; B) Rocha metamáfica com bandamento composicional - descrita no P135; C) Fotomicrografia ressaltando o zoneamento nos cristais de plagioclásio com extinção no centro e ausente nas bordas (TF18_V_128) ; D) Fotomicrografia da textura granoblástica, definida por cristais de hornblenda, granada, clinopiroxênio e plagioclásio; E) Textura coronítica, com cristais de granada e hornblenda bordejando agregados de diopsídio, sugerindo a atuação de uma reação metamórfica entre o plagioclásio e o diopsídio; F) Junções tríplices frequentes nos agregados com plagioclásio e clinopiroxênio parcialmente uralitizado (TF18_V_67).....	79
Figura 5.4. A) Blocos do anfibolito do Complexo Porto Nacional. Notar o bandamento presente. B) Foto do anfibolito com textura nematoblástica em escala maior. Notar as faixas brancas ricas em plagioclásio e faixas escuras, com hornblenda - P88; Fotomicrografias da amostra TF18_V_44: C) Clinopiroxênio uralitizado D) Plagioclásio com geminação albita-periclina, notar os agregados na parte superior da imagem, com nítida. textura granoblástica; E) Massa de alteração formada a partir do clinopiroxênio e da hornblenda, composta por actinolita, com hábito acicular, e epidoto F) Detalhe da granada como coronas ao redor de clinopiroxênio schillerizado.....	81
Figura 5.5. A) Amostra de clorita-talco-tremolita xisto (TF18_V_88). Os pontos brancos na rocha são concentrações de talco; B) Trama geral da rocha; C) e D) Aspecto da textura nematoblástica marcado por cristais prismáticos de tremolita, com presença de talco e clorita entre as ripas. Imagem sob nicóis paralelos em (B) e (C), e cruzados em (D).	83
Figura 5.6. A) Aspectos macroscópicos do opx-cpx-hbl tonalito, destacando a cor verde escuro e uma capa de alteração amarelada; B) Cristal de plagioclásio com geminação albita-periclina; C) Textura recristalizada da rocha, com contatos difusos, notar extinção ondulante e geminação mecânica nos cristais de plagioclásio, indicativo de deformação cristal-plástica (TF18_V_159); D) Cristal de hbl com lamelas de exsolução. Cristais de opx-cpx sob nicóis paralelos; E) Cristais de opx alterados pela uralitização. Notar o contato difuso entre os cristais; F) Biotita entre hbl e prx em contato abrupto (TF18_V_104).....	85
Figura 5.7. A) Sillimanita-granda-biotita-paragnaisse com bandamento gnáissico; B) Fotomicrografia a nicóis cruzados detalhando a textura granoblástica. Notar as fraturas transgranulares de direção NW-SE; B e C) Paragnaisse alterado hidrotermalmente, com enriquecimento em quartzo e em grafita; D) Granada com inclusões de plagioclásio, opacos e com lamelas de biotita contornando o poiquiloblasto. Notar a direção das fraturas (N.P); E) Cristais de granada fraturados, de diferentes granulações com inclusões de opacos e óxidos castanhos; F) Plagioclásio com hábito ameboide e acentuado fraturamento, destaque também para inclusões de biotita.....	86

Figura 5.8 A) Afloramento do gondito in situ – P79; B) Gondito maciço, correspondente ao ponto 167 da subárea VI; C) Cristais alongados da almandina; D) Textura nematoblástica dos cristais e fraturas preenchidas por opacos a nicóis paralelos. Fotomicrografias cedidas pela subárea VI.	89
Figura 5.9. Imagem vai ser feita após finalização do mapa geológico	90
Figura 5.10. A) Afloramentos tipo da Suíte Aliança com exposições de 2 m, aproximadamente P95; B) Alteração em gnaisses tonalíticos com aparência semelhante a xistos e em C) detalhe da foliação (P37).....	91
Figura 5.11 A) Afloramento de hornblenda-biotita diorito no Ribeirão do Carmo. B) Amostra de mão do diorito, com aspecto maciço. Fotomicrografias do hornblenda-biotita diorito (TF18_V_17) destacando em: C) Textura equigranular alotriomórfica, composta de plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda; D) Fenocristal tabular de plagioclásio, com geminação albita-periclina em meio a matriz equigranular; E) Biotita euédrica castanha com inclusão de opacos; F) Hornblenda biotitizada. Notar os contatos difusos e interdigitados entre os minerais;	92
Figura 5.12. A) Afloramento do biotita monzogranito, em bloco de aproximadamente 1m de circunferência (P98); B) Amostra de mão da rocha. Notar a cor rosada e a ligeira foliação definida por cristais de biotita. C) e D) Fotomicrografias sob nicóis cruzados do biotita monzogranito destacando a textura equigranular típica, com textura mimerquítica no contato entre o plagioclásio e o microclínio na primeira imagem.....	95
Figura 5.13 A) Bandamento do Gnaiss Tonalito; B) Gnaiss tonalítico milonitizado com intensa redução do tamanho do grão e com presença de minerais estirados; C) Quartzo ameboide em matriz polifásica; D) Ribbons de quartzo, marcado por cristais equigranulares poligonais; E) Feições de recristalização em quartzo com formas de “gotas”, inclusas em cristais de plagioclásio e preenchendo fraturas; F) Cristais de biotita marcando o bandamento gnáissico com aglomeração de cristais de titanita. Fotomicrografias da lâmina TF18_V_48.....	97
Figura 5.14. A) Aspecto da estrutura de fusão parcial nos metatexitos, intercalando-se entre o restito e zonas com o leucossoma; B) Metatexito no ponto P112, no qual é possível observar presença de mobilizados de anatexia e os restitos composto essencialmente de hornblenda e biotita; C e D) Metatexito com estrutura do tipo acamadada. Afloramento do ponto 112.	98
Figura 5.15. Fotomicrografias de uma lente de metatexito, detalhando: A) Cristais de biotita dispersos na rocha. B) Textura equigranular alotriomórfica; C) Quartzo fraturado, com contatos lobados entre os grãos. D) Textura granoblástica com raros contatos poligonais.	99
Figura 5.16. Imagem vai ser feita após finalização do mapa geológico	100
Figura 5.17 Afloramento do Anortosito Carreira Comprida na área de estudo P137.	101
Figura 5.18. Amostras do anortosito com estruturas distintas observadas nos pontos 137 e 139. Destaca-se em: A) Rocha isotrópica e em B) Anortosito milonitizado, com enriquecimento em biotita. Destacando em C) Trama geral da rocha, vista sob nicóis paralelos, composta essencialmente de anortita (An), com quartzo (qtz) e hornblenda (hbl) como mineral acessório. D) Imagem anterior com nicóis cruzados. Notar a intensa saussuritização dos cristais de plagioclásio. E e F) Imagem com nicóis paralelos e cruzados,	

respectivamente, na qual são destacados agregados de quartzo recristalizados. Fotomicrografias cedidas pela área X (TF18_X_P15).....	101
Figura 5.20 A) Olivina Gabro granoblástico amostrado no ponto 157; B) Fotomicrografias com destaque para textura granoblástica definida por clinopiroxênio, olivina e plagioclásio. Notar contatos loblados de olivina e clinopiroxênio e retilíneos a suturados entre os plagioclásios; C) Olivina anédrica, com hábitos irregulares e várias inclusões de plagioclásio, sugerindo uma textura cumulática reliquiar em imagem sob nicóis paralelos; D) Textura granoblástica a nicóis paralelos com destaque para honblenda castanha intersticial a olivina.	103
Figura 5.21. Imagem vai ser feita após finalização do mapa geológico	105
Figura 5.22. Afloramento do Granito Matança como lajedo em morro com blocos métricos – P108.	106
Figura 5.25 A) Dique aplítico com cerca de 10 cm de espessura cortando o corpo; B) Dique de granodiorito cortando o Granito Matança; C) Detalhe do contato entre o biotita granito de granulação grossa com aplito de granulação fina; D) Zona de cisalhamento com porfiroclastos de feldspato potássico, com trama assimétrica bem marcada – P140.); E) Enclave microgranular máfico – P151; F) Textura de fluxo magmático marcado por cristais tabulares de feldspato potássico, cuja orientação está apontada pela caneta– P109.	107
Figura 5.26 A) Biotita granito com textura equigranular P9; B) Fenocristal de feldspato potássico com textura rapakivi marcado pelo círculo vermelho- P151; C) Fotomicrografia sob nicóis cruzados destacando fenocristal de microclínio com geminação tartan; D) Allanita e plagioclásio sericitizado; E) Biotita e plagioclásio (N.P). F) Allanita euédrica metamictizada, com maior alteração nas bordas. Notar o padrão radial das fraturas nos minerais que bordejam o cristal (N.P).....	109
Figura 5.27. Imagem vai ser feita após finalização do mapa geológico	110
Figura 5.28. Expressão geomorfológica e formas de ocorrência dos grupos Serra Grande e Caniné na área de estudo.	111
Figura 5.29. Coluna estratigráfica da Face Oeste da Serra do Najá, litofácies descritas com as suas associações e sistemas deposicionais reconhecidos.	113
Figura 5.30 A) Fácies Am de arenito médio, bem selecionado e maciço B) Fácies PCm com seixos de até 10 cm, sub-arredondados e sub-esféricos de quartzito e contato com lente de arenito médio, com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte e C) Fácies PCm com seixos de até 5cm sub-angulosos e sub-arredondados inseridos em matriz quartzito arenosa grossa com grânulos.	114
Figura 5.31 A) Arenitos da fácies Amgc com estratificação cruzada acanalada. B) Detalhe dos arenitos da fácies Amgc com destaque para o acúmulo de grânulos no foreset da estratificação cruzada. C) Contato entre as fácies Ago e Sr. D) Estratificação cruzada nos arenitos da fácies Amc. E) Siltitos da fácies Sb com laminação plano paralela, ora com marcas de onda. F) Fácies Sb em contato com a fácies	115
Figura 5.32. A) Silito roxo com estratificações cruzada hummocky B) hard ground ferruginoso com textura botroidal em silito da Formação Itaim.....	116
Figura 5.33. A) Silito da fácies Sr com bioturbação e B) Arenito fino a médio bioturbado.	117

Figura 5.34. A) Siltito ferruginoso da Formação Pimenteiras fácies Sf. B) Siltito ferruginoso com bioturbação.....	118
Figura 5.35 A) Fábrica do quartzo-grauvaca apresentando grande proporção de material argiloso e óxidos/hidróxidos de Fe. B) e C) laminações plano paralelas marcada pela orientação dos argilominerais e orientação dos grãos de quartzo.....	119
Figura 5.36. Arenito ferruginoso da Formação Pimenteiras. Rocha de coloração roxo-azulada com estratificação plano paralela composta de grãos de quartzo do tamanho areia média a grossa.....	120
Figura 5.38. A) Crosta vermiforme amarela com canais preenchidos por material argiloso amarelo; B) Crosta conglomerática com clastos arredondados de diferentes tamanhos..	122
Figura 5.39. Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo.....	124
Figura 5.40. Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Camro	127
Figura 5.41 - Mapa e perfil estrutural da área V. Notar o padrão geral do mergulho das estruturas de alto ângulo. O Domínio Oeste corresponde a porção extremo NW onde ocorrem as estruturas planalres Sn.....	129
Figura 5.42. A) Bandamento gnáissico em paragnaisse grafitoso; B) Foliação mineral continua em granodiorito da Suíte Aliança; C) Dobra intrafolial em gnaiss tonalítico; D) Foliação Milonitica Sn+2 associada a ZCRC e E) Imagem anterior vista mais localmente. ..	131
Figura. 5.43: Diagrama 3D mostrando a correlação das estruturas observadas em campo no Ponto 112.....	132
Figura 5.44. A) Estiramento do quartzo em gnaiss tonalítico, com direção paralela ao lápis; B) Lineação mineral definida por cristais de Biotita no plano da Sn+1; C) Relação entre a foliação Sn+1 e a Lineação Ln+1 no estereograma; D) Bloco diagrama mostrando a relação geral entre o plano Sn+1 e a lineação Ln+1.	133
Figura 5.45 - Sistema de falhas observadas em perfil (Ponto 95), em um gnaiss tonalítico. Na figura ao lado, a representação esquemática mostra a ordem de geração e a relação de corte das falhas.....	135
Figura 5.46. Estrias em gnaiss tonalítico com sentido do mergulho para leste.	135
Figura 5.48. Juntas da família N335E cortando tonalito	137
Figura 5.49. A) Plagioclásio com extinção ondulante e geminação mecânica; B) Plagioclásio com kink; C) Quartzo com extinção ondulante do tipo patchy; D) Formação de subgrãos no quartzo.....	138
Figura 5.50. Domínios microestruturas gerais destacando em I) Porfiroclastos de plagioclásio, II) Matriz policristalina e III) Ribbons de quartzo.	139
Figura 5.51. Fotomicrografia do Domínio I: Porfiroclastos de plagioclásio. Notar a estrutura manto-núcleo.	140
Figura 5.52. Domínio II: Ribbons de quartzo. Notar a forma poligonal entre os grãos de quartzo.....	140

Figura 5.53. A) Zona protomilonítica em paragnaisse (TF18 V 154); B) Estiramento mineral do quartzo em gnáisse tonalítico (TF18 V 159).	141
Figura 5.54. Comparação da trama entre o granito não deformado e o granito milonito, notar a estrutura tipo manto-núcleo em torno do porfiroclasto de microclínio.	142
Figura 5.55. A) Trama geral da rocha com os domínios microestruturais, com as linhas pontilhadas vermelhas indicando a foliação S, na qual indica cinemática sinistral. No canto superior direito da foto há uma estimativa do elipsoide de deformação finita.	142
Figura 5.56. Deformação rúptil nos tipos petrográficos. A) Granada com fraturas intragranulares com direção preferencial; B) Fratura transgranular, com seta indicando a direção, afetando trama dúctil em gnaisse tonalítico.	143
Figura 5.57. Gnaisse tonalítico exibindo textura tipo drop-like e quartzo de caráter intersticial em plagioclásio indicadas pelos círculos e setas vermelhas (TF18 V 36).	144
Figura 5.58. Textura coronítica.	146
Figura 5.59. Trama geral da paragênese do paragnaisse.	147
Figura 5.60. Diagrama Metamorfismo X Deformação.	147
Figura 5.61. Evidência do retrometamorfismo para xisto verde. A) Transformação da hornblenda para actinolita e B) Intercrescimento entre epidoto, hialofano e quartzo.	149
Figura 5.62. Figura mostrando a relação da mineralogia de rochas afetadas pelo retrometamorfismo para fácies xisto verde.	149
Figura 5.62 Trajetória P-T simplificada do metamorfismo das áreas a oeste. (Modificado de Bucher e Grapes 2011).	150
Figura 6.1. Mapa de substâncias requeridas à ANM na área do Projeto Monte do Carmo.	152
Figura 6.2. Ouro livre encontrado em veio de quartzo na subárea II, provindo de alteração hidrotermal, com granulação inferior a 0.5mm.	153
Figura 6.3. Cava para a retirada de material para a extração de ouro – P65.....	156
Figura 6.4 A) Quartzito grafitoso de cor ocre devido à presença de sulfetos oxidados; B) Rocha de cor verde rica em saponita – P64.	157
Figura: 6.5. A) Afloramento de rocha paraderivada rica em grafita com detalhe em B) – P64.	158
Figura 6.6. Preço da tonelagem do manganês em dólares entre o período de Janeiro/2017 a Outubro/2018. Fonte: TRADINGECONOMICS.	159
Figura 6.8. A) Biotita granito da Suíte Lajeado equigranular de textura grossa, B) Fotomicrografia a petrografia evidenciando o microclínio com geminação tartan- P09. ...	160
Figura 6.9. Afloramento como lajedos do ganisse de composição tonalítica, pertencente a Suíte Aliança – P95 e P125.....	161
Figura.6.10. Aparência do Granito Matança, pertencente a Suíte Lajeado – P108.....	161
Figura X. Modelo de leque aluvial chegando e um sistema fluvial entrelaçado no eixo da bacia.....	169

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 - Tabela com os dados descritivos das classes de solos que ocorrem na região.	25
Tabela 2.1 - Correlação entre os produtos gerados, métodos e características dos dados (Ribeiro et al., 2013).	35
Tabela 2.3 - Protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis.....	37
Tabela 2.4 – Protocolo de abertura de amostras em Savillex®.	38
Tabela 3.1 - Unidades descritas, apresentando as idades e os autores	45
Tabela 4.1. Análise integrada de feições texturais de drenagem e relevo da área V extraídas das fotografias aéreas e imagens de satélite.	54
Tabela 4.2. Correlação entre as zonas homólogas traçadas durante a fotoanálise e o substrato rochoso cartografado em trabalhos anteriores.	54
Tabela 4.3: Características dos principais domínios com base na assinatura magnéticas..	58
Tabela X: Análise dos domínios gamaespectrométricos.	62
Tabela 4.3. Intervalo com os valores correspondentes a classificação da resposta em baixo, médio e alto.....	66
Tabela 4.4. Caracterização dos domínios gamaespectômétricos com base na emissão gama.	67
Tabela 5.1. Resumo das amostras analisadas petrograficamente.....	76
Tabela 5.2. Litofácies observadas no perfil estratigráfico da face oeste da Serra do Najá.	112
Tabela 5.3 Tabela simplificada com o grau e tipo de metamorfismo que ocorre na área oeste. Legenda: Complexo Granulítico Porto Nacional (C.G.P.N), Complexo Gabro- Anortositico Carreira Comprida(C.G.A.C.C).	150

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	21
1.1 Objetivos	21
1.2 Localização e Vias de Acesso	22
1.3 Aspectos Fisiográficos	23
1.3.1 Geomorfologia	23
1.3.2 Solo	24
1.3.3 Clima	26
1.3.4 Vegetação	27
1.3.5 Hidrografia	28
1.4 Aspectos Econômicos, Políticos e Humanos	28
2. METODOLOGIA, MATERIAIS E MÉTODOS	30
2.1 Metodologia	30
2.2 Materiais	30
2.2.1 Dados Aerotransportados	30
2.2.2 Dados Orbitais	31
2.3 Métodos	33
2.3.1 Método Lógico Sistemático para Fotointerpretação	33
2.3.2 Processamento de Dados Aerogeofísicos	33
2.3.3 Processamento de Dados Orbitais	36
2.3.4 Mineralogia e Geoquímica	37
3. GEOLOGIA REGIONAL	39
3.1 Introdução	39
3.2 Contexto Tectônico e Estratigráfico	39
3.2.1 Litoestratigrafia e Geocronologia	43
4. SENSORIAMENTO REMOTO E GEOFÍSICA	52
4.1 Introdução	52
4.2 Interpretação dos Dados de Sensoriamento Remoto	52
4.2.1 Mapa Base	52
4.2.2 Mapas Fotointerpretados	53
4.3 Interpretação dos Dados Geofísicos	55
4.3.1 Arcabouço Geofísico do Projeto Monte do Carmo	55
4.3.2 Arcabouço Geofísico da Área V	65
5. GEOLOGIA DO PROJETO MONTE DO CARMO	69
5.1 Introdução	69
5.2 Unidades Litoestratigráficas do Projeto Monte do Carmo	69
5.2.1 Complexo Granulítico Porto Nacional	70
5.2.2 Formação Morro do Aquiles	70
5.2.3 Plutônicas sin- a pós Tectônicas	71
5.2.4 Suíte Vulcânica Santa Rosa	71
5.2.5 Suíte Ipueiras	71
5.2.6 Suíte Aliança (NP3γa)	72
5.2.7 Sequência Metassedimentar Indefinida (NP3mca)	72
5.2.8 Intrusões Máfico-Ultramáficas	72
5.2.9 Formação Monte do Carmo	73
5.2.10 Suíte Lajeado (NP3γ2mt)	73
5.2.11 Suíte Gabbro-Anortosítica Carreira Comprida	73
5.2.12 Bacia do Parnaíba	74
5.2.13 Lateritos (Nqdl)	74

5.2.14	Diques e Soleiras	74
5.2.15	Depósitos Aluvionares.....	74
5.3	Unidades Litoestratigráficas da Área V	75
5.3.1	Introdução	75
5.3.2	Complexo Granulítico Porto Nacional	77
5.3.3	Suíte Aliança	90
5.3.4	Suíte Gabbro-Anortosítica Carreira Comprida.....	100
5.3.5	Suíte Lajeado	105
5.3.6	Bacia do Parnaíba	110
5.3.7	Cobertura Detrítico Laterítica.....	120
5.4	Geologia Estrutural	123
5.4.1	Introdução	123
5.4.2	Quadro Estrutural Regional	123
5.4.3	Quadro Estrutural Área V	128
5.5	Metamorfismo	145
5.5.1	Fácies granulito.....	145
5.5.2	Fácies anfíbolito.....	147
5.5.3	Fácies Xisto Verde.....	148
5.5.4	Trajectoria do Metamorfismo	149
5.6	Litogeoquímica	Error! Bookmark not defined.
5.6.1	Introdução	Error! Bookmark not defined.
5.6.2	Litoquímica de Elementos Maiores e Menores	Error! Bookmark not defined.
6.	GEOLOGIA ECONÔMICA.....	151
6.1	Introdução	151
6.2	Recursos Minerais do Projeto Monte do Carmo	151
6.2.1	Ouro.....	151
6.2.2	Minério de Ferro.....	153
6.2.3	Manganês	154
6.2.4	Grafita.....	154
6.2.5	Feldspatos.....	154
6.2.6	Agregados	154
6.2.7	Rochas ornamentais e/ou de revestimento	155
6.3	Recursos Minerais da Área V	156
6.3.1	Mineralizações.....	156
6.3.2	Minerais e Rochas Industriais	160
7.	INTERPRETAÇÃO/DISCUSSÃO	162
7.1	Evolução Tectônica	165
8.	CONCLUSÕES	171
9.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	172
ANEXOS.....		179

1. INTRODUÇÃO

O Projeto Monte do Carmo que integra as disciplinas Preparação para o Mapeamento Geológico Final e Trabalho de Mapeamento Geológico Final, ofertadas no semestre letivo de 2018, corresponde ao trabalho final de graduação do curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IGD-UnB).

Composto por quarenta e três alunos divididos em 19 equipes, este trabalho contou com a coordenação do professor Dr. Elton Luiz Dantas e também orientação e supervisão dos professores: Dra. Adriana Maria Coimbra Horbe, Dr. Elder Yokoyama, Dra. Eliza Nunes Peixoto, Dr. Federico Alberto Cuadros Jiménez, Dr. Jeremie Garnier, Dr. Luís Gustavo Ferreira Viegas, Dra. Natália Hauser, Dr. Nilson Francisquini e Dra. Suzan Waleska Pequeno Rodrigues.

O projeto consistiu no mapeamento geológico sistemático em escala 1:50.000 abrangendo uma área de aproximadamente 2444 km² na porção sul do estado do Tocantins, especificamente entre as cidades de Porto Nacional, Monte do Carmo e Brejinho de Nazaré. Esta área foi dividida em 21 subáreas que foram nomeadas em algoritmos romanos e distribuídas entre 19 equipes. Este relatório aborda os dados levantados na subárea V.

A justificativa para a realização deste trabalho está na inexistência de mapas geológicos na escala de 1:50.000, em grande parte do estado do Tocantins e na contribuição para ampliar o conhecimento geológico da região. A realização deste projeto foi possível devido ao apoio financeiro e logístico do IGD - UnB.

1.1 Objetivos

O presente trabalho tem como principal objetivo dar treinamento aos estudantes concluintes de graduação em Geologia. Como objetivos específicos tem a apresentação, interpretação e integração dos conhecimentos levantados durante o mapeamento geológico gerando como produto final um mapa geológico em escala 1:50.000 e um relatório como nota explicativa do mapa.

Além destes, levantará questionamentos com o intento de responder questões abordadas na literatura que até a realização deste, não foram respondidas ou apresentam divergências segundo diferentes autores, sendo algumas delas:

- Como se dá a interação entre as Faixas Brasília e Araguaia e qual o papel do Lineamento Transbrasiliano neste processo;

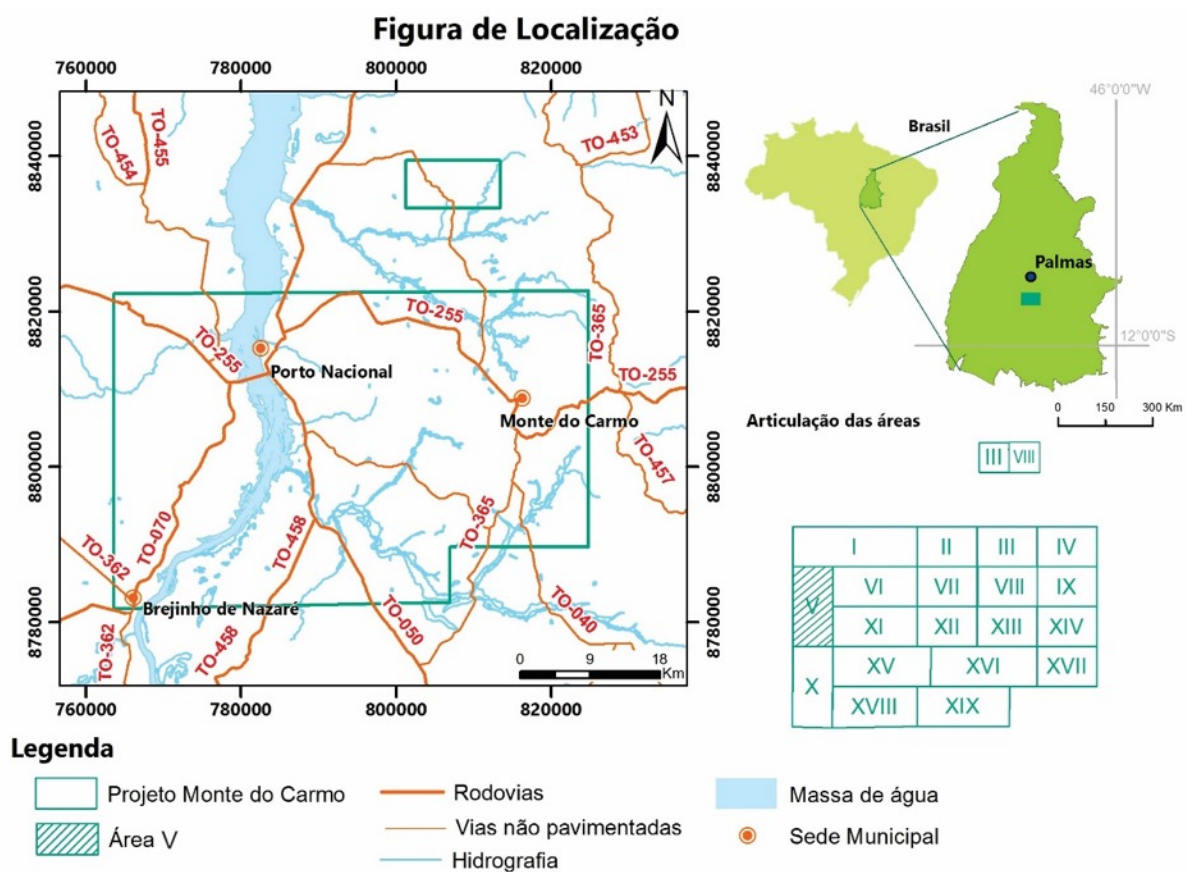
- Investigar a continuidade do Maciço de Goiás e do Arco Magmático de Goiás na área de estudo;
- Investigar a associação do magmatismo Neoproterozóico com os charnokitos, anortositos e rochas máficas mapeadas na região;
- Caracterizar a evolução tectono-estratigráfica da sequência vulcanossedimentar Monte do Carmo em escala 1:50.000;
- Refinar conhecimentos sobre as unidades e contatos geológicos.

1.2 Localização e Vias de Acesso

A área de estudo do Projeto Monte do Carmo situa-se na porção centro-sul do estado do Tocantins, próximo aos municípios de Porto Nacional e Monte da Carmo a aproximadamente 60 km ao sul de Palmas, capital do estado.

Existem duas principais vias de acesso ao local de estudo saindo de Brasília, a BR-010 e BR-153 que levam até Porto Nacional e a partir desta, as rodovias estaduais TO-070, TO-255, TO-040 e TO-050 (Figura 1.1).

Figura 1.1 - localização do Projeto Monte do Carmo (polígonos azuis) com ênfase na área V e suas vias de acesso.

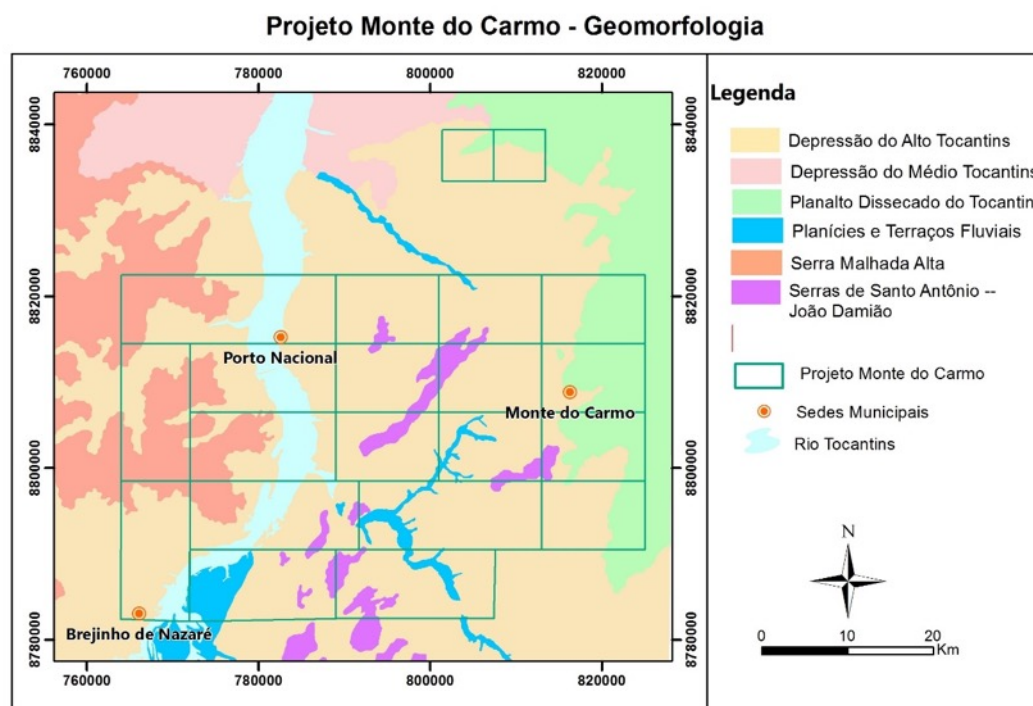


1.3 Aspectos Fisiográficos

1.3.1 Geomorfologia

De acordo com mapa geomorfológico (Figura 1.2) confeccionado pelo [IBGE \(2006\)](#) a área de estudada pode ser compartimentada, sob a escala de 1:250.000, nas seguintes unidades geomorfológicas:

Figura 1.2 - Mapa das unidades geomorfológicas na escala 1:250.000. Fonte: IBGE, 2006.



Depressão do Alto Tocantins: Compreende uma superfície rebaixada e descontínua, esculpida em litologias do embasamento cristalino (granitos e gnaisses pré-cambrianos). A depressão do Alto Tocantins inclui modelos de aplainamento e formas de dissecção homogênea, às vezes diferencial. A sua altimetria variando entre 200 e 300m principalmente o define como caracterizado por um conjunto homogêneo ([Costa, 2010](#)).

Planalto Dissecado do Tocantins: Planalto dissecado do Tocantins é representada por dois compartimentos de relevo (Serras do lajeado e do Carmo), com cotas em torno de 500 m, atingindo até 600 m, na borda ocidental do planalto.

O planalto é individualizado por escarpas abruptas, na forma de frente de cuesta e pela existência de superfícies estruturais tabulares. As formas de relevo predominantes são topos tabulares, perfazendo feições de rampas suavemente inclinadas e lombas esculpidas em

coberturas sedimentares inconsolidadas, evidenciando controle estrutural resultantes da dissecação em arenitos e siltitos da Formação Pimenteiras ([Costa, 2010](#)).

Planícies Fluviais: Esse domínio ocorre próximo aos principais canais fluviais em aluviões, onde é resultante de acumulação fluvial, sendo sujeito a inundações periódicas.

Serra Malhada Alta: Ocorre na margem oeste do Rio Tocantins na forma de mesas residuais e compreende grandes platôs horizontais plano-ondulados, totalmente dissecados. Acha-se contornadas por escarpas com relevos cuestiformes já descaracterizados pela erosão ([IBGE, 2006](#)).

Serras de Santo Antônio – João Damião: Caracterizadas por Bacias Sedimentares e Coberturas Inconsolidadas, possuem elevações que variam de 350 a 650 m de altitude, caracteriza-se por vários tipos de dissecações (Dissecação homogênea com feições do topo Tabulares) e Formas erosivas (Aplanamento de pediplano degradado inumado) ([Nunes e Leite, 2017](#)).

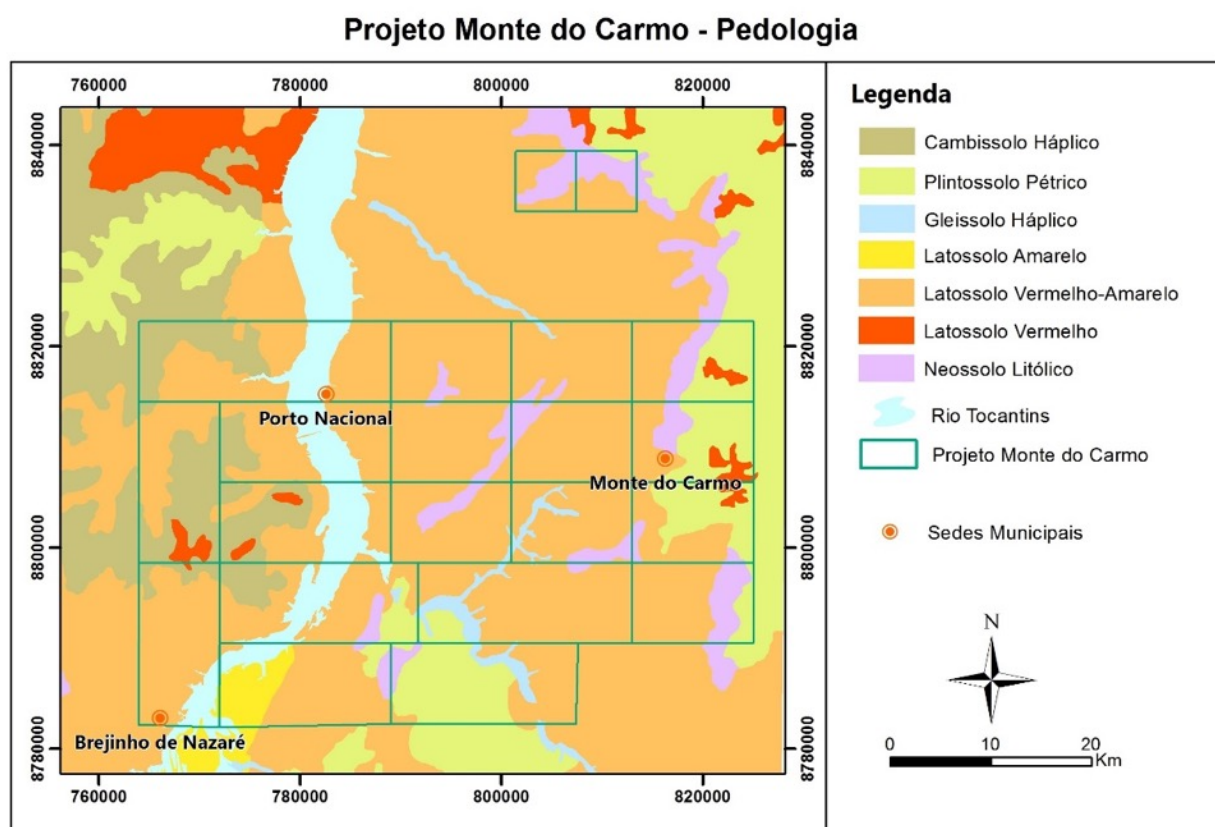
Na subárea V as feições geomorfológicas que se destacam são a Serra Malhada Alta, sendo mais de 50% associada a Bacia do Parnaíba e Depressão do Alto Tocantins relacionadas as unidades do embasamento.

1.3.2 Solo

O mapa pedológico em nível exploratório na escala 1:250.000 (Figura 1.3) da região confeccionado pelo [IBGE \(2006\)](#) mostra uma região dominada por Latossolos, Plintossolo Pétrico, Cambissolo Háplico, Neossolo Litólico respectivamente, pontualmente ocorre Gleissolo Háplico e Argissolo Distróficos, este último não é evidente na escala do mapa.

A descrição de cada unidade está resumida na Tabela 1.1 ([IBGE, 2006](#); [SEPLAN, 2017](#)).
Notar correlação da distribuição dos solos em relação ao padrão de relevo e vegetação.

Figura 1.3 - Mapa pedológico do projeto Monte do Carmo.



Fonte: IBGE, 2006.

Tabela 1.1 - Tabela com os dados descritivos das classes de solos que ocorrem na região.

Sigla	Solo	Descrição e solos associados
CXbd	Cambissolo Háplico Tb Distrófico	Cambissolo háplico Tb distrófico petroplântico de textura média e cascalhenta + Neossolo Litólico Distrófico petroplântico + Argissolo Amarelo Distrófico petroplântico de textura argilosa muito cascalhenta + Plintossolo Pétrico Concrecionário argissólico.
FFc	Plintossolo Pétrico Concrecionário	Plintossolo Pétrico Concrecionário com textura média a muito cascalhenta + Plintossolo Pétrico Concrecionário cambissólico com textura média e muito cascalhenta + Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico e petroplântico com textura arenosa, média e cascalhenta.
GXbd	Gleissolo Háplico Tb Distrófico	Gleissolo Háplico Tb Distrófico típico de textura argilosa + Neossolo Flúvico Tb Distrófico típico de textura média e argilosa + Plintossolo Háplico Distrófico Típico de textura média.
LAd	Latossolo Amarelo Distrófico	Latossolo Amarelo Distrófico típico com textura média + Neossolo Quartzarênico Órtico típico com textura arenosa

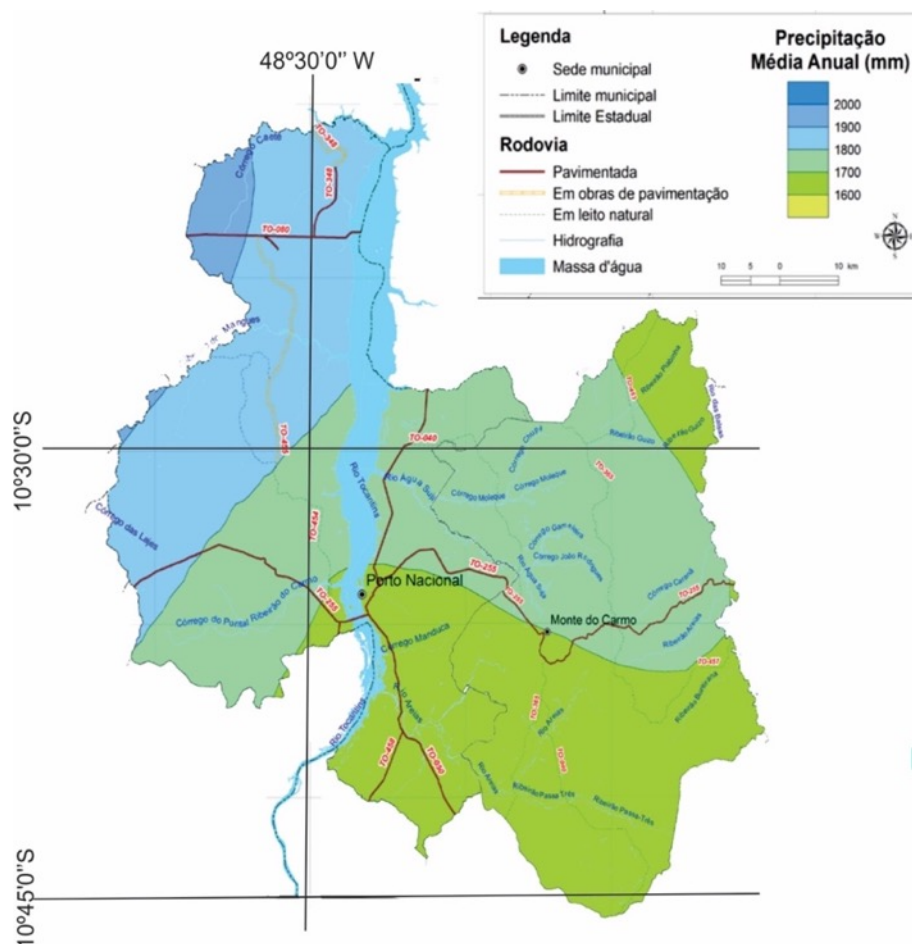
LVAd	Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico	Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico com textura média + Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico petroplíntico e típico com textura argilosa + Plintossolo Pétrico Concrecionário argissólico com textura média e muito cascalhento + Argissolo Amarelo Distrófico típico com textura média.
LVd	Latossolo Vermelho Distrófico	Latossolo Vermelho Distrófico típico de textura argilosa a muito argilosa
RLd	Neossolo Litólico Distrófico	Neossolo Litólico Distrófico típico indiscriminado + Cambissolo Háptico Tb Distrófico típico e petroplíntico com textura argilosa e argilosa cascalhento + Plintossolo Pétrico Concrecionário argissólico com textura média, argilosa a muito cascalhento.

Fonte: IBGE (2006) e SEPLAN (2017)

1.3.3 Clima

A região de Porto Nacional, de acordo com a classificação está inserida no clima tropical com inverno seco e por ser subdividido em duas zonas. A primeira domina na porção oeste sendo caracterizada por um clima úmido, com moderada deficiência hídrica no inverno, evapotranspiração potencial e apresenta variação média anual entre 1400 e 2 000 mm, distribuindo-se no verão em torno de 390 e 480 mm, ao longo dos três meses consecutivos com temperatura mais elevada. O segundo domina na porção leste e semelhasse ao clima em Monte do Carmo (Figura 1.4), caracterizado por clima úmido-subúmido, com moderada deficiência hídrica no inverno, evapotranspiração potencial média anual de 1300 mm, distribuindo-se no verão em torno de 420 mm, ao longo de três meses consecutivos com temperatura mais elevada. A precipitação média anual nessas duas zonas varia de 1600 a 1800 mm. ([SEPLAN, 2008](#)).

Figura 1.4 – Mapa de variação da precipitação média anual na região de Porto Nacional e Monte do Carmo.

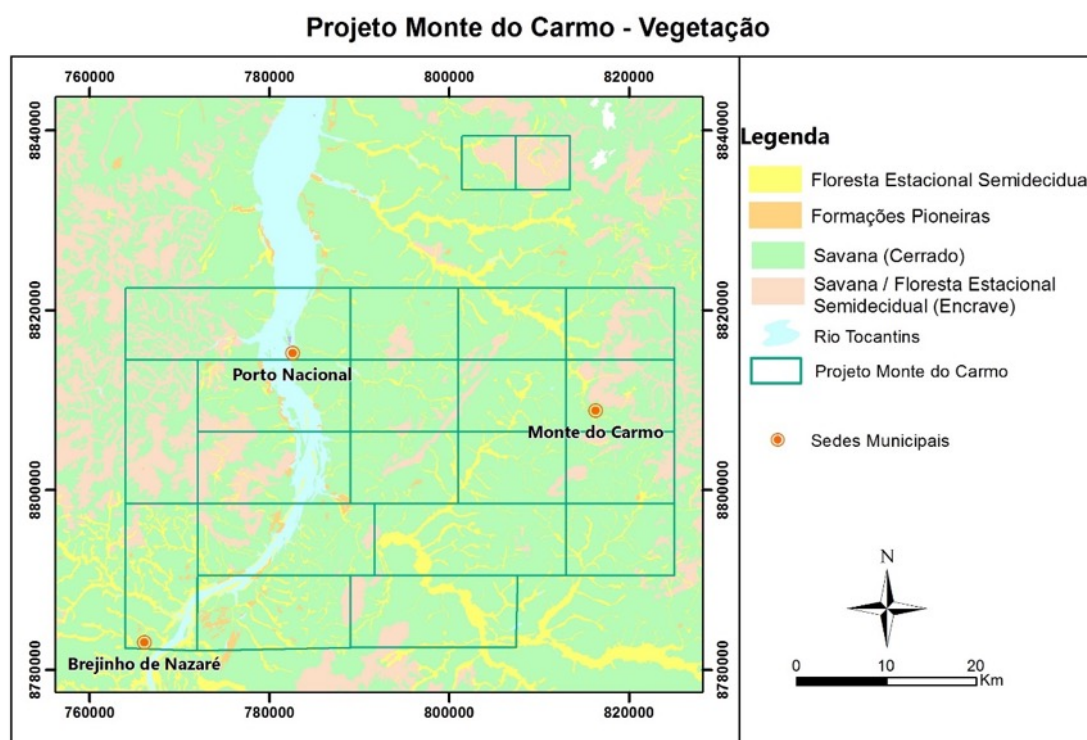


Fonte: SEPLAN-TO (2017).

1.3.4 Vegetação

Apesar da forte atuação antrópica (urbanização, agricultura, pecuária e reflorestamento) a região preserva domínios de vegetação nativa, onde predomina as Formações Savânicas (IBGE, 2006). Dentre as classes estão Savana (cerrado), Parque com ou sem floresta de galeria, Savana Arborizada com ou sem floresta de galeria e ocasionalmente Savana Florestada (Figura 1.5). A vegetação nativa é representada principalmente pelo Cerrado Sentido Restrito e Mata de Galeria/Mata Ciliar, outras classes menos abundantes são cerradão, campo entre outras fitofisionomias típicas do cerrado. De acordo com o zoneamento ecológico-econômico realizado pela SEPLAN-TO (2017) A agricultura domina aproximadamente metade da área.

Figura 1.5 - Mapa da vegetação do projeto Monte do Carmo.



Fonte: IBGE, 2006.

1.3.5 Hidrografia

A região do Projeto Monte do Carmo se encontra no contexto da bacia hidrográfica do Rio Tocantins, onde as principais drenagens regionais são representadas pelos rios Água Suja e Areias, ribeirões do Carmo e Conceição e córregos Manoel João, São João, Francisquinha, Brejo das Pedras, da Cruz e Angico. Destaque para o Rio Tocantins que perpassa a área do projeto de norte a sul.

1.4 Aspectos Econômicos, Políticos e Humanos

O Município Porto Nacional situado a 64 km de Palmas e 745 Km de Brasília com altitude média de 212 m. Possui área de 4.449,918 Km² e 49.146 habitantes de acordo com o censo demográfico realizado em 2010. O índice de desenvolvimento humano municipal (IDH-M) é 0,740 para o ano de 2010 e o PIB per capita cerca de R\$ 21.618,16 em 2014. A cidade é conhecida popularmente como a capital do agronegócio devido a sua grande atividade agrícola (SEPLAN, 2017).

A leste de Porto Nacional e a 97 km de Palmas, está o município de Monte do Carmo com área de 3.616,674 Km², altitude média de 295 m, com cerca de 6.717 habitantes de acordo com o censo demográfico de 2010. O IDH-M em 2010 é 0,622 e no ano de 2014 PIB per capita de

R\$ 16.017,53. A cidade tem como principal matriz econômica a pecuária de corte e a agricultura. Do seu surgimento até o início dos anos 80 o garimpo de ouro era um dos principais vetores econômicos na região. Atualmente a empresa Cerrado Gold Inc. desenvolve projetos de exploração e pesquisa na região ([SEPLAN, 2017](#)).

2. METODOLOGIA, MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Metodologia

O Projeto Monte do Carmo foi realizado em três etapas principais, sendo elas pré-campo, campo e pós campo. A etapa pré-campo foi realizada durante o primeiro semestre de 2018 e compreendeu a revisão bibliográfica, elaboração do mapa base, fotointerpretação e interpretação dos dados aerogeofísicos. Já a etapa campo foi realizada entre os dias 02/07/2018 e 23/07/2018 envolvendo o mapeamento geológico de detalhe, desenvolvido através de perfis com caminhamentos previamente determinados, preferencialmente perpendiculares aos limites das zonas homólogas, juntamente com a coleta de amostras para análises em laboratório. Por fim, a etapa pós-campo foi realizada durante o segundo semestre de 2018 e compreendeu na análise laboratorial das amostras selecionadas e integração destes dados com os dados das etapas anteriores.

2.2 Materiais

O avanço na tecnologia de aquisição de informações geológicas remotamente permite maior qualidade e acuracidade dos dados gerados para o mapeamento geológico. O Projeto Monte do Carmo utilizou desde tecnologias simples e rotineiramente utilizadas em trabalhos de campo, tais como GPS e fotografias aéreas como dados de sensoriamento remoto e geofísica de alta densidade. Estes dados foram analisados e agrupados em conjunto em sistema de informação geográfica (SIG).

A utilização de dados de sensoriamento remoto teve como objetivo a identificação das feições estruturais mais superficiais bem como a análise e interpretação espectrais segundo bandas do comprimento de onda da radiação eletromagnética. Já a utilização dos dados da aerogeofísica teve como objetivo a determinação de domínios lito-geofísicos com base na interpretação de dados gamaespectométricos e magnéticos.

O acervo de dados levantados em campo na subárea V foi obtido em cerca 162 afloramentos, 75 amostras, 20 seções delgadas e 5 análises químicas de rocha total.

2.2.1 Dados Aerotransportados

2.2.1.1 Fotografias Aéreas

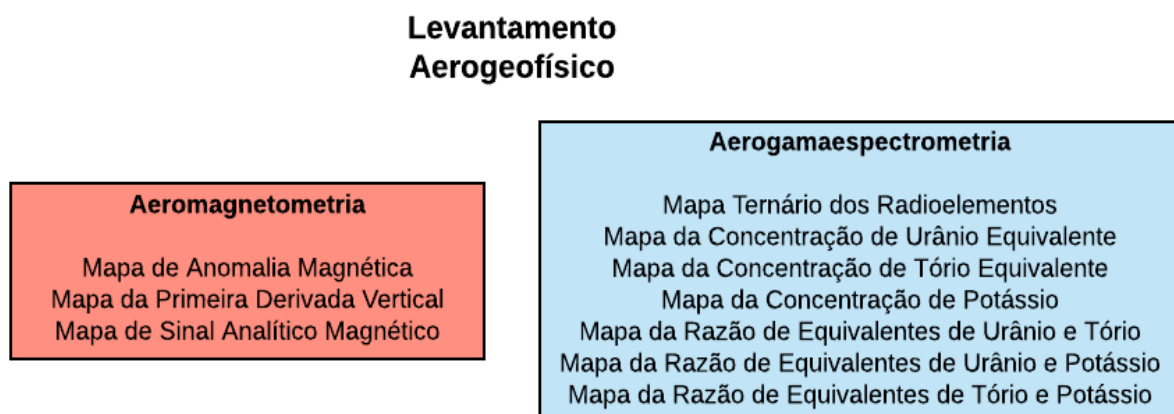
Para a fotointerpretação da área do Projeto Monte do Carmo foram utilizadas fotografias aéreas obtidas pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) no projeto AF-63-32A - CPRM 1710

realizado entre os anos 1966 a 1968 em escala 1:60000, folhas 6322 e 6323. As fotografias utilizadas para interpretação da subárea V correspondem as numerações 14868, 14869 e 14870.

2.2.1.2 Dados Aerogeofísicos

O Projeto Monte do Carmo utilizou dados aerogeofísicos resultantes do convênio entre a Universidade de São Paulo (USP) e a Agência Nacional do Petróleo (ANP) referente ao projeto “Levantamentos aerogeofísicos para a identificação de áreas com ocorrência potencial de petróleo e gás na Bacia do Parnaíba” realizado em 2006. O levantamento aerogeofísico constou no recobrimento de uma área de 240.000km² e 544.446km de perfis aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos de alta resolução, com linhas de voo e controle com espaçamento de 0,5km e 4,0km, respectivamente, orientadas nas direções N-S e E-W. A altura de vôo foi fixada em 100m sobre o terreno com tolerância de mais ou menos dez metros por no máximo dois quilômetros (Andrade e Konzen, 2006). Os produtos deste convênio utilizados no Projeto Monte do Carmo estão apresentados na figura 2.1.

Figura 2.1 - Quadro ilustrando os produtos finais aerogeofísicos utilizados no Projeto Monte do Carmo.



2.2.2 Dados Orbitais

2.2.2.1 Landsat 8 Sensor OLI

A série de satélites Landsat faz parte do Programa de Levantamento de Recursos Terrestres da NASA que desde 1972 gera imagens terrestres e desde 1973 vem sendo disponibilizadas gratuitamente através da plataforma online *Earth Explorer* no site do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). A sua versão mais recente, o Landsat 8, foi lançado em 2013 e imageia a Terra a cada 16 dias. A principal diferença deste projeto em relação ao seu antecessor o satélite Landsat 7, é a adição de dois sensores novos, o sensor espectral OLI (*Operational*

Land Imager) e o sensor termal TIRS (*Thermal Infrared Sensor*) o que adicionou 5 bandas espectrais ao Landsat 8 em relação ao Landsat 7.

As imagens utilizadas pelo Projeto Monte do Carmo são referentes a órbita 222, pontos 67 e 68 obtidas no dia 17 de novembro de 2017.

2.2.2.2 ALOS/PALSAR

O satélite ALOS (Advanced Land Observing Satellite) foi uma missão da Agência Japonesa de Exploração Espacial (JAXA) em atividade entre 2006-2011 e PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*) é o nome de um dos três radares acoplados ao satélite que tinha como objetivo contribuir no mapeamento de terrenos e monitoramento de desastres. Uma das principais características deste sensor era a sua capacidade de obter dados em quaisquer condições climáticas, observação diurna e noturna, entre outros. As imagens ALOS/PALSAR são gratuitas e podem ser adquiridas no site da *Alaska Satellite Facility (UAF)*.

As imagens utilizadas pelo Projeto Monte do Carmo foram adquiridas no dia 22 de novembro de 2011 com resolução espacial de 10m.

2.2.2.3 Imagens Google Earth

De modo geral, imagens obtidas através do software Google Earth oferecem um recobrimento integral da Terra através da aquisição dos sensores da família *Sentinel* (programa *Corpenicus*). As imagens obtidas pelo software são bastante úteis, pois possuem resolução espacial de 1m e apresenta recursos de representação espacial da paisagem em três dimensões.

2.2.2.4 Softwares

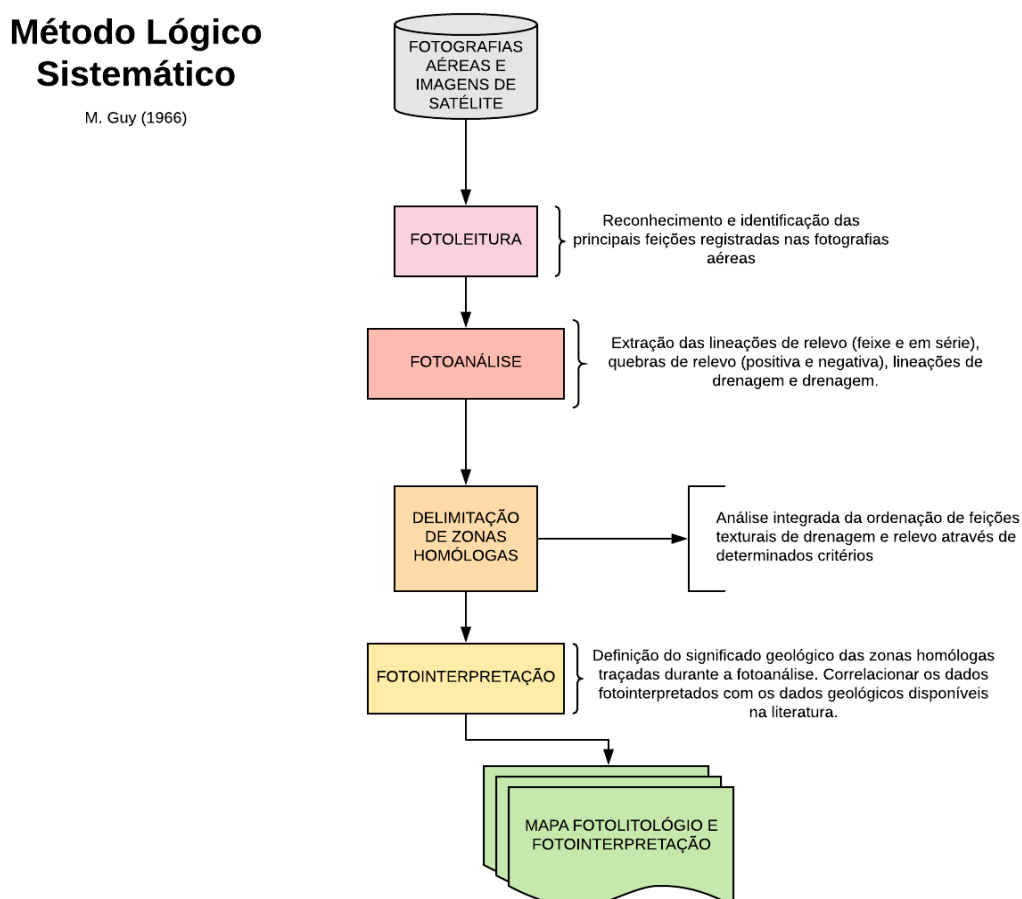
Os processamentos dos dados de Sensoriamento Remoto foram realizados através dos softwares ArcGis 10.5 (ESRI), ENVI 5.1 e Google Earth Pro 7.3.

2.3 Métodos

2.3.1 Método Lógico Sistemático para Fotointerpretação

A interpretação de fotografias aéreas, e mais recentemente de imagens de satélite, possui um papel extremamente importante para o desenvolvimento de mapas preliminares. [Guy \(1966\)](#) introduziu o método lógico-sistemático de interpretação de fotografias aéreas que desde então vem sendo aperfeiçoado e difundido ao longo de pouco mais de 5 décadas com sua aplicação se estendendo para imagens derivadas de sensores remotos como modelos digitais de elevação (Figura 2.2).

Figura 2.2 – Método lógico-sistemático introduzido por M.Guy (1966) para a fotointerpretação de fotografias aéreas (inicialmente através da estereoscopia) mas que também se estende a imagens de satélites orbitais.



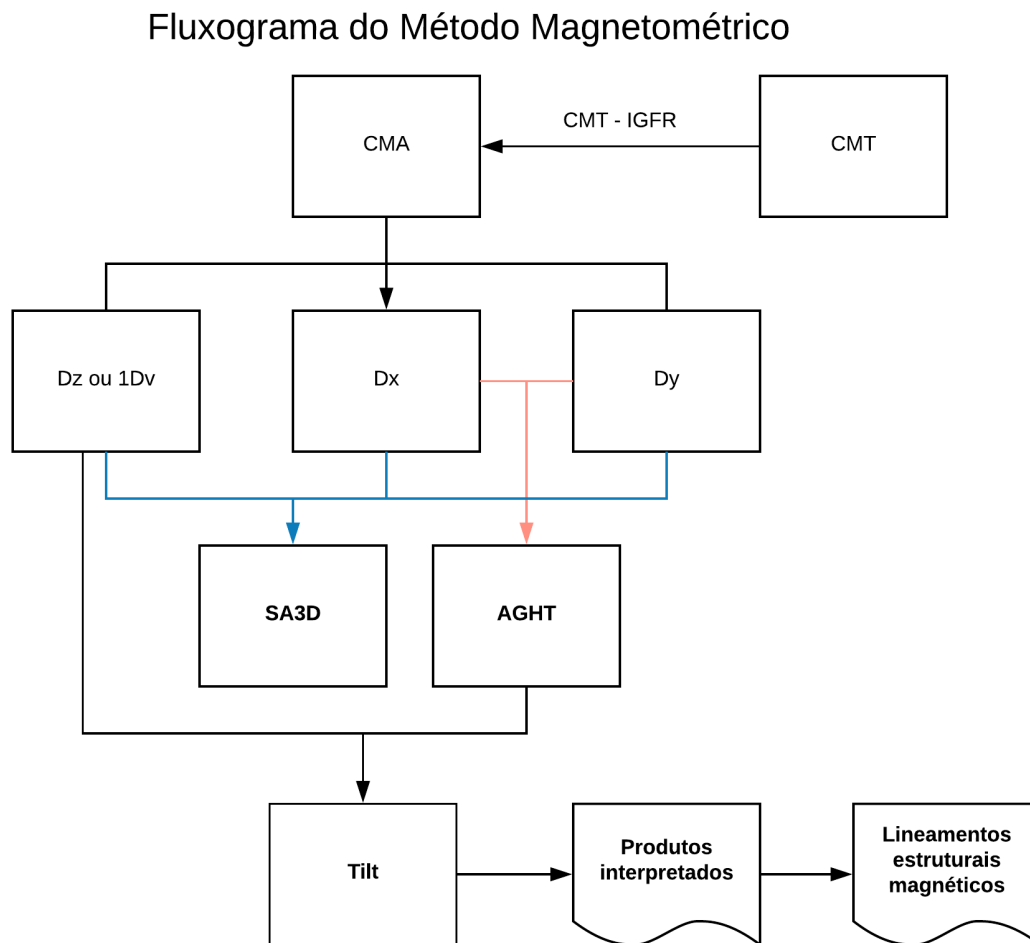
2.3.2 Processamento de Dados Aerogeofísicos

2.3.2.1 Magnetometria

O processamento dos dados e os produtos foram realizados e cedidos pela Prof. Roberta Vidotti utilizando o Software Oasis Montaj do Geosoft 8.3.3. Os produtos Principais gerados

foram Campo Magnético Anômalo (CMA), Primeira Derivada Vertical (1DV), Gradiente Horizontal Total (GHT), Sinal Analítico 3D (SA3D) e Tilt. Para a extração das lineações magnéticas foi utilizado como base o 1DV e como auxiliar o Tilt (Figura 2.3).

Figura 2.3 - Fluxograma ilustrando os produtos extraídos durante o processamento dos dados de aeromagnetometria.



2.3.2.2 Gamaespectrometria

O processamento dos dados e os produtos respectivamente foram realizados e cedidos pela Prof. Roberta Vidotti utilizando o Software Oasis Montaj do Geosoft 8.3.3. Os produtos principais gerados foram Contagem Total, K, eU, eTh, as composições RGB (R-K/G-eTh/B-eU) e CMY (C-K/M-eTh/Y-eU), e as razões eTh/K, eU/K e eU/eTh. Para a interpretação e limitação das unidades gamaespectrométricas foi utilizada essencialmente a composição RGB e os outros produtos serviram como auxílios (Figura 2.4).

Figura 2.4 - Fluxograma ilustrando os produtos extraídos durante o processamento dos dados de aerogamaespectrometria.

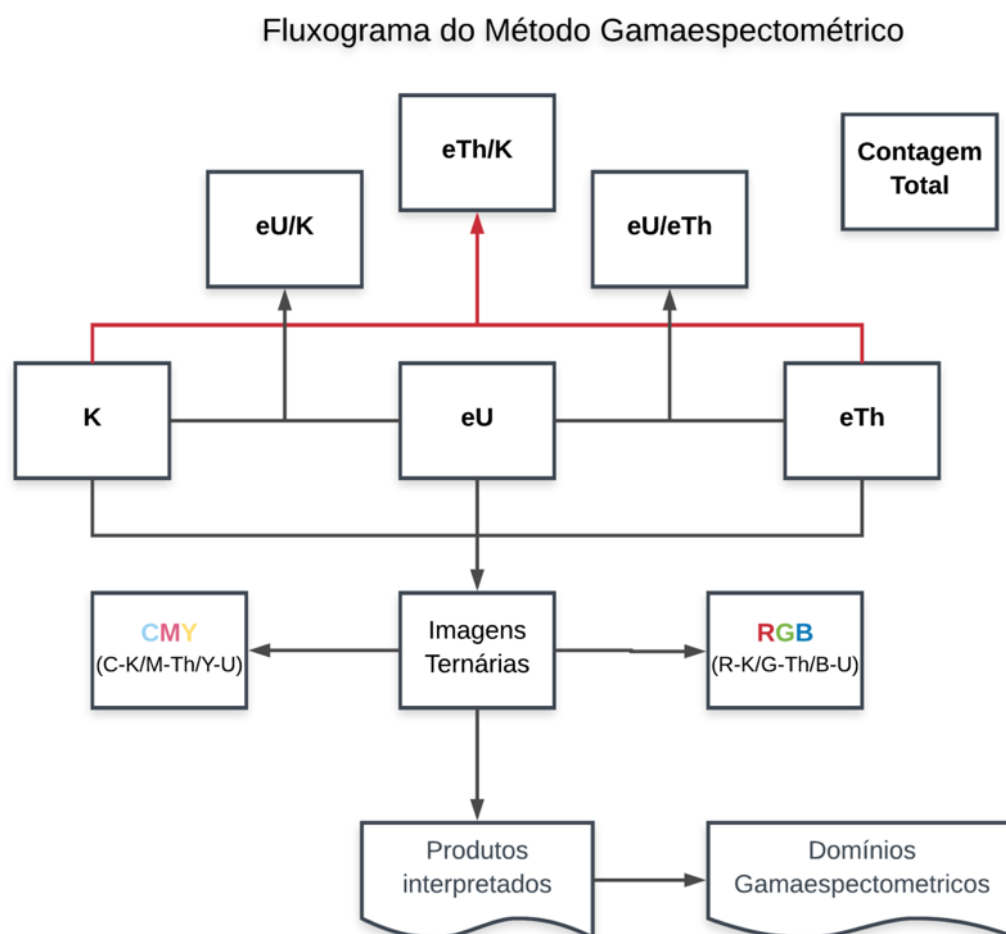


Tabela 2.1 - Correlação entre os produtos gerados, métodos e características dos dados (Ribeiro et al., 2013).

MÉTODO	MAPA	CARACTERÍSTICA
Composição Ternária (Associados a triângulo equilátero com os vértices correspondentes as cores)	RGB (Red, Green, Blue)	Vermelho, Verde e Azul são associadas ao potássio K em %, ao tório equivalente (eTh) e urânio equivalente (eU) em partes por milhão (ppm), respectivamente; Branco está para altas contagens dos três como o preto está para baixas.
	CMY (Cyan, Magenta, Yellow)	Associado as cores Ciano, Magenta e Amarelo; relacionadas, respectivamente, ao potássio K em %, tório equivalente (eTh) e urânio equivalente (eU) em partes por milhão (ppm)
Razões	eU/eTh eU/K eTh/K	Calculados a partir do banco de dados, auxiliam a destacar a diferença observada entre as concentrações dos elementos radiométricos mesmo em terrenos com forte alteração hidrotermal do tipo potássica e/ou sílica, ou regiões de corpos graníticos.

2.3.3 Processamento de Dados Orbitais

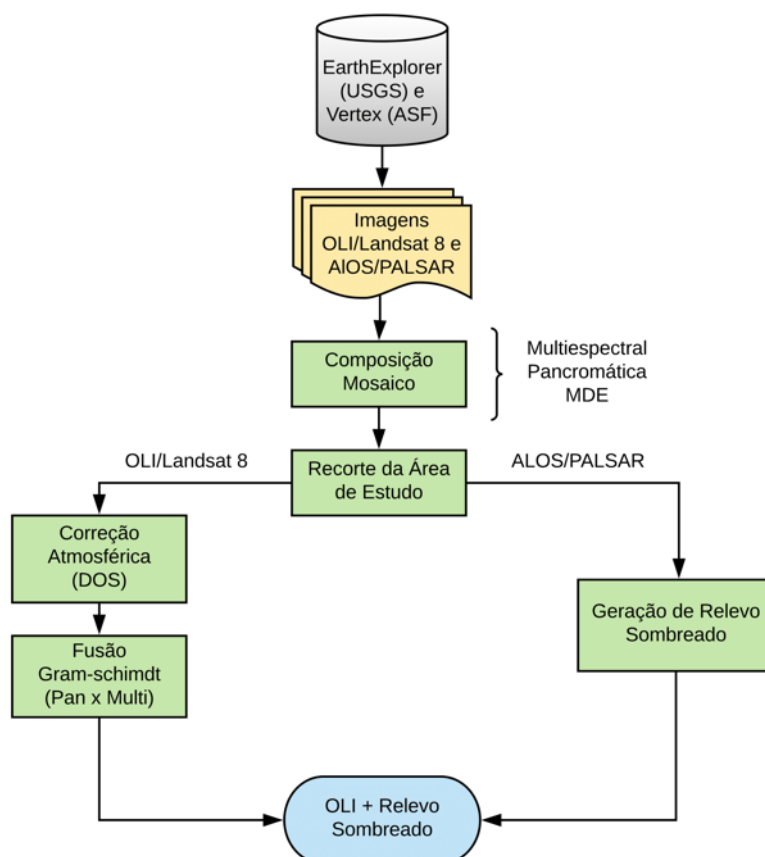
As imagens obtidas pelo OLI/Landsat 8 foram corrigidas por meio da correção atmosférica. Posteriormente foram feitas a fusão das imagens multiespectrais com a pancromática utilizando a ferramenta *Fusão Gram-Schmidt Sharpening* a fim de obter imagens com resolução espacial de 15m.

O relevo sombreado foi gerado a partir das imagens ALOS/PALSAR (DEM) utilizando o recurso *create hill shade* do ENVI 4.7. A imagem gerada está na escala de cor do cinza e possui azimuth e elevação da iluminação de respectivamente 315° e 45° de modo a realçar as formas de relevos mais importantes.

O sinergismo foi gerado a partir da fusão do relevo sombreado com a fusão Pan-Multi por meio do *Layer Stacking* e *PC Spectral Sharpening* servindo respectivamente para limitar o uso de apenas uma das bandas do relevo sombreado e fundir as imagens. O processo dos dados está resumido na Figura 2.5. A imagem final obtida apresenta resolução espacial de 12m.

O relevo Sombreado foi utilizado para traçar lineamentos de relevo regionais e auxiliar na demarcação das zonas fotolitológicas. O sinergismo serviu de auxílio para a confecção do mapa base devido a sua alta resolução espacial.

Figura 2.5 - Fluxograma ilustrativo mostrando as etapas do processamento dos dados orbitais.



2.3.4 Mineralogia e Geoquímica

2.3.4.1 Difractometria de Raios-X

A análise por DRX foi realizada no Laboratório de Raios-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 2θ a 65°. A preparação de amostras totais seguiu as técnicas de rotina do Laboratório de Difractometria de Raio-X do Instituto de Geociências da UnB.

Após análise das amostras, os difratogramas gerados foram interpretados e os minerais foram identificados com apoio do *software* JADE 9.0 da MDI, que dispõem de rotinas de busca automática de picos e pesquisa de possíveis minerais no banco de dados PC-PDF (Powder Diffraction File – PDF para PC/ICDD).

2.3.4.2 Geoquímica de Elementos Maiores e Traços

i) Perda ao Fogo (PF)

A Perda ao Fogo foi quantificada pelo método gravimétrico de obtenção dos sólidos voláteis por perda ao fogo (Tabela 2.3).

Tabela 2.3 - Protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis

Determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis
1 - Pesar o cadinho de porcelana vazio (Mcv)+ 1,0000 ± 0,0001g de amostra (Ma);
2 - queimar por 8h em forno mufla a 500°C;
3 - esfriar em dessecador e obter o peso (Mf);
4 - calcular a porcentagem de PF pela fórmula: $[(Mcv + Ma) - Mf] * 100 / Ma$;
5 - repetir os passos de 2 a 4. Considerar a PF efetiva caso a diferença de uma queima para outra não ultrapassar 2%. Caso seja maior repetir os passos de 2 a 4.

ii) Digestão das Amostras

Em laboratório limpo, as amostras de rochas, assim como as crostas laterítica foram digeridas seguindo o protocolo abaixo, tabela 2.4, com mistura ácida (HF, HCl, HNO₃) e H₂O₂ em savilex® e utilização de chapa quente e capela de exaustão.

iii) Determinação Química

As soluções coletadas obtidas em laboratório por digestões foram analisadas para a determinação da concentração de elementos maiores e de alguns traços por ICP_OES (Agilent 5100 Dual-View no Laboratório de Geoquímica da UnB.

Tabela 2.4 – 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 ate obter volume final de 25ml.

2.3.4.3 Microsonda Eletrônica

As análises foram realizadas no equipamento JEOL modelo JXA-8230, sob voltagem de 15kV 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 Fe²⁺) foram determinados por meio de lâminas delgadas, polidas e metalizadas com carbono.

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Introdução

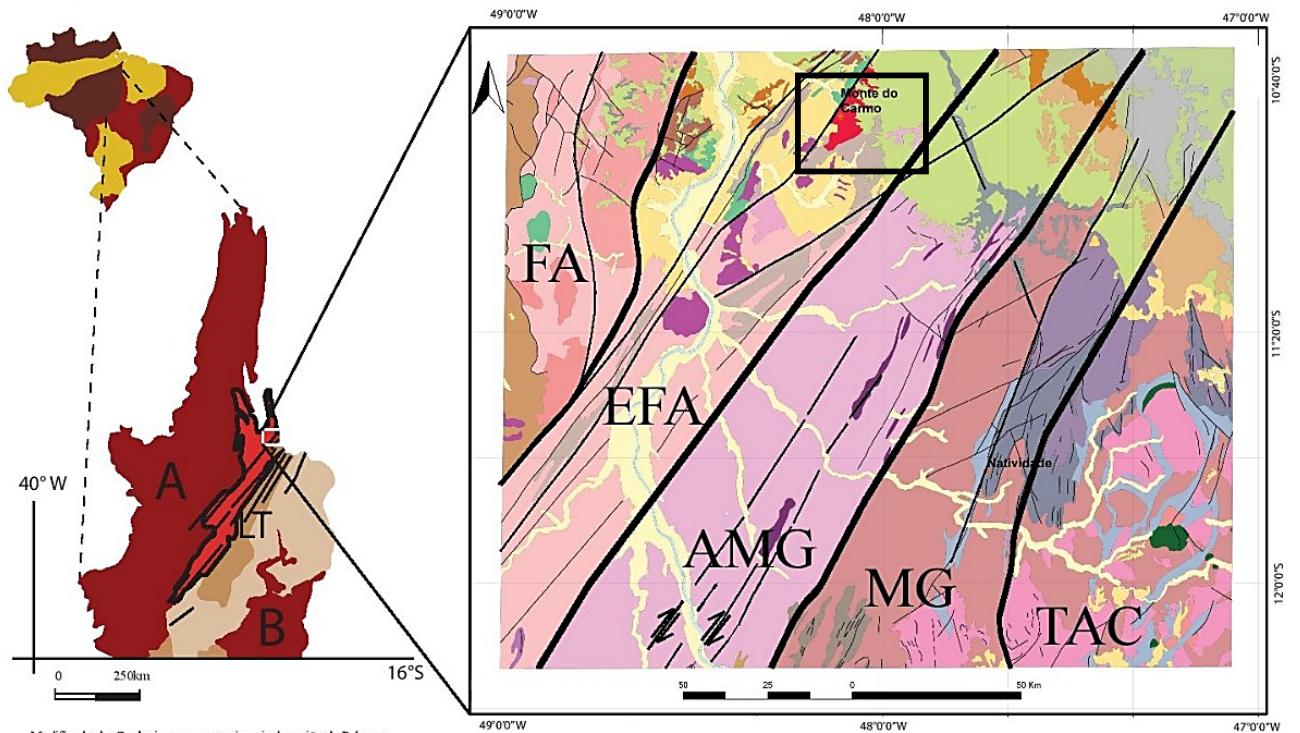
As investigações pioneiras realizadas na região de Porto Nacional e Monte do Carmo remetem aos projetos Araguaia ([Ramos & Barbosa, 1967](#)), Letos ([Costa et al., 1976](#)) e RADAMBRASIL ([Cunha et al., 1981](#)). Com a metodologia pautada essencialmente no uso de fotografias aéreas e reconhecimento 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 a., \(1966\)](#) 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.

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

3.2 Contexto Tectônico e Estratigráfico

A área em 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 3.1). A leste, mas fora da área, encontram-se os limites do Cráton São Francisco, e, a oeste, encontram-se os limites do Cráton Amazonas.

Figura 3.1 – Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo.



Modificado de: 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: estado de Tocantins
RIBEIRO, Pedro Sérgio Estevan, ALVES, Cleber Ladeira, 2017.

Modificado de: SABOIA, André Menezes. O vulcanismo em Monte do Carmo e litostratigrafia 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

- Formação Pimenteiras, Grupo Canindé

Neoproterozoico

- Suite Gabro-Anortositica Carreira Comprida
- Granito Matança
- Formação Monte do Carmo
- Ortognaisses do Oeste do Goiás

Paleo-Mesozoico

- Grupo Natividade

Paleoproterozoico

- Suite Intrusiva Ipueiras
- Granito do Carmo
- Almas Cavalcante - unidade gnássica-migmatítica
- Almas Cavalcante - unidade ortognássica-granítica
- Complexo Rio dos Mangues
- Complexo Porto Nacional-Unidade Ortoderivada

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

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 paleocontinentes 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](#)). 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](#)). 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 ([Schobbenhaus 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](#), [Hasui et al., 1984](#), [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 Mito, 1988](#); [Strieder et al., 1994](#)).

A compartimentação tectônica de Porto Nacional-Monte do Carmo relacionado ao LTB, se divide entre as classificações dos autores [Gorayeb \(1996\)](#) e [Praxedes \(2015\)](#). O primeiro autor 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. 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 **Maciço 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 anfibolito 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 porção basal 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.

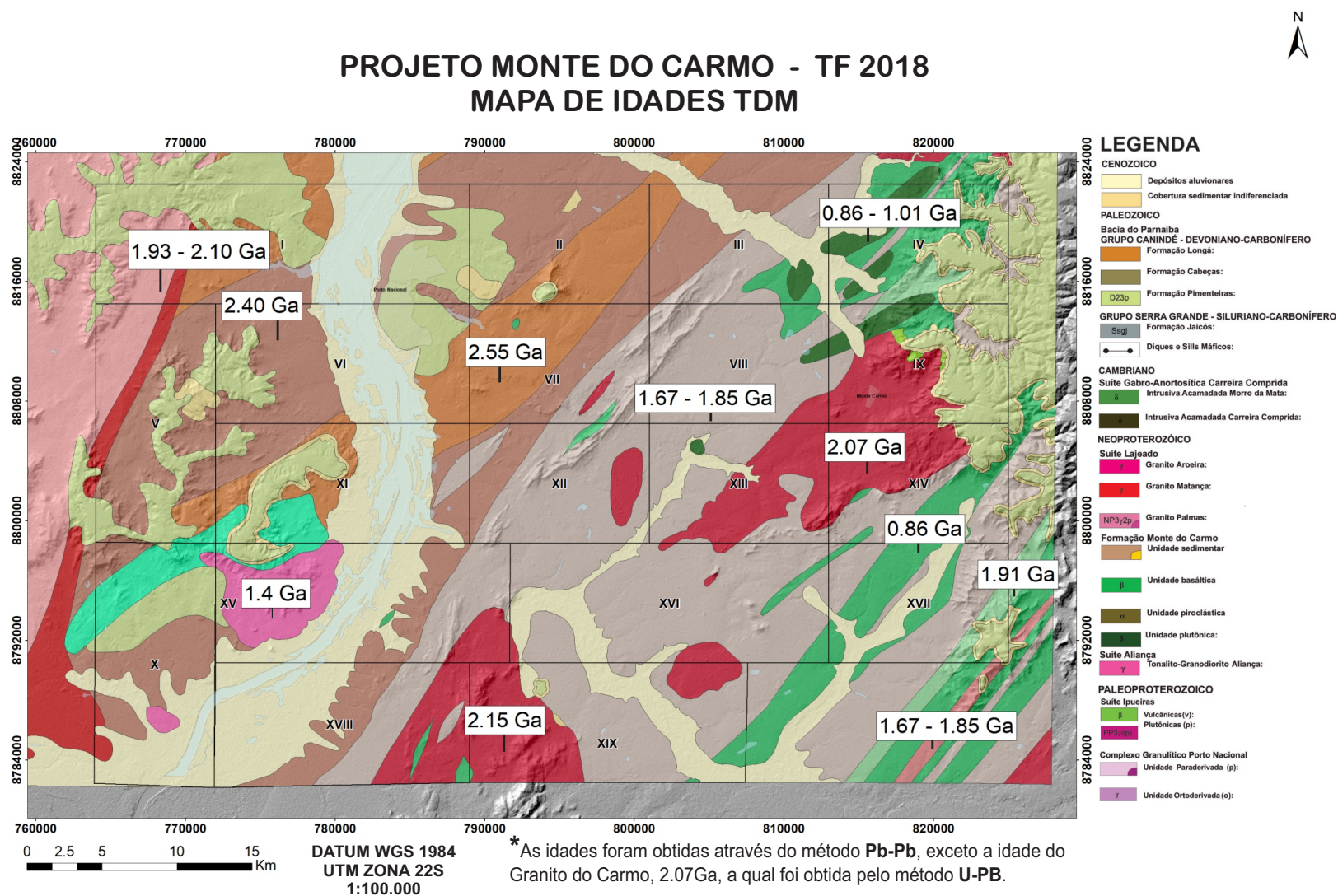
3.2.1 Litoestratigrafia e Geocronologia

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. Como forma de contribuir para o entendimento da evolução geológica das áreas, o mapa da figura 3.2 apresenta as unidades litoestratigráficas descritas nesse capítulo assim como suas idades Tdm. A tabela 3.1 traz um resumo das idades, valores Tdm e ϵ ND presentes na literatura.

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 \(1996\)](#). 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. 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](#)).

[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 anfíbolito alto. Seus tipos petrográficos incluem micaxistos, quartzitos com granada, paragnaisses aluminosos, xistos grafitosos, gonditos, rochas metavulcânicas básicas e ácidas intercaladas com ortognaisses e anfíbolitos ([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.

Figura 3.2. Mapa de idades TDM para todas as unidades já datadas na região do Projeto Monte do Carmo



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

Tabela 3.1 - Unidades descritas, apresentando as idades e os autores

Unidade		Idade (Ma)	T _{DM} (Ga)	εND _(t)	Autores
Porto Nacional	Ortoderivadas	-	2,40 Ga	-	Gorayeb <i>et al.</i> , (2000)
		2097 ₊₂ ; 2153 ₊₁ e 2125 ₊₃ Ma (Pb-Pb)	-	(2,15 Ga) +0,97 e +2,16	Gorayeb & Moura (2000)
	Paraderivadas	2072 ₊₃ a 2110 ₊₃ Ma (Pb-Pb)	2,55 Ga	(2,15 Ga) -1,56	Gorayeb <i>et al.</i> , (2000) Gorayeb & Moura (2000)
Mangues	Ortoderivados	Entre 2054 ₊₄ Ma e 2086 ₊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)
	Paraderivadas	Proveniência entre 2000 e 2250 Ma, com tendência em 2100 Ma	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Complexo Gabro-Anortosítico Carreira Comprida		2071 ₊₄ Ma (Pb- Pb) ¹	-	-	Gorayeb e Moura (2000)
Díque Vulcânica Santa Rosa		2137 ₊₁₂ Ma (Pb- Pb)	-	-	Sachett <i>et al.</i> , (1996)
		2086 ₊₁₀ Ma (U- Pb)	2,11 e 2,17 Ga	(2,08 Ga) entre +2,2 e +2,9	Saboia (2009)
Granito	Granito do Carmo	2045 ₊₃₄ Ma (Pb- Pb)	-	-	Sachett <i>et al.</i> , (1996)
		2048 ₊₁₃ Ma (U- Pb)	2,13 Ga	(2,04 Ga) +2,05	Saboia <i>et al.</i> , (2009)
		2083 ₊₂₁ Ma (U- Pb)	1,99 e 2,07 Ga	(2,08 Ga) +3,35 e +3,52	Maia (2016)
	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)	-	-	
	Granito Ipueiras	2073 ₊₂ Ma (Pb- Pb)	2,15 e 2,17 Ga	(2,08 Ga) +2,49 e +2,89	
Grupo Natividade		Idade máxima de deposição de 1779 ₊₆ Ma	-	-	Silva <i>et al.</i> , (2005)
Díque	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	
	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	

[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, anfíbolitos, micaxistos, quartzitos e paragnaisses aluminosos. [Frasca et al., \(2010\)](#) e [Ribeiro & Alves \(2017\)](#) definem a unidade como ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, ortoquartzitos anfíbolitos, 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. 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 siálicos 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 ϵ_{Nd} 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 \(2008\)](#) 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 \(2008\)](#) 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 ϵ_{Nd} (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 ϵ_{Nd} 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 (18Km 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 ϵNd que define, portanto, uma fonte mantélica paleoproterozóica com forte influência continental em níveis crustais pouco profundos.

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., \(2009\)](#): (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 metamorfizada 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., \(1992\)](#) 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**, um plúton alongado na direção NNE-SSW, de 25K m 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 ϵNd 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. 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. 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 Paleoproterozóica 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 termal flexural, que ocorreu lentamente durante sua evolução no Paleozóico. A espessura da sua coluna sedimentar atinge cerca de 3.500 metros no seu local de máxima deposição, com 500 metros de rochas

básicas na forma de soleiras e derrames e 3.000 metros de rochas sedimentares siliciclástico. As rochas são principalmente sedimentos siliciclásticos depositados durante vários ciclos transgressivos-regressivos com ocorrência de rochas metamórficas e ígneas de várias idades (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007). 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-orogêneses. 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 (Mesodevônico-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 *et al.*, 1994), e ocorre recobrando 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 *et al.*, 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 et al., 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.

4. SENSORIAMENTO REMOTO E GEOFÍSICA

4.1 Introdução

A interpretação dos produtos de sensoriamento e aerogeofísica realizados durante a etapa pré-campo representam uma etapa crucial no mapeamento geológico moderno. A seguir serão abordadas as interpretações destes dados. A relação das interpretações pré e pós campo serão abordadas no Capítulo 5

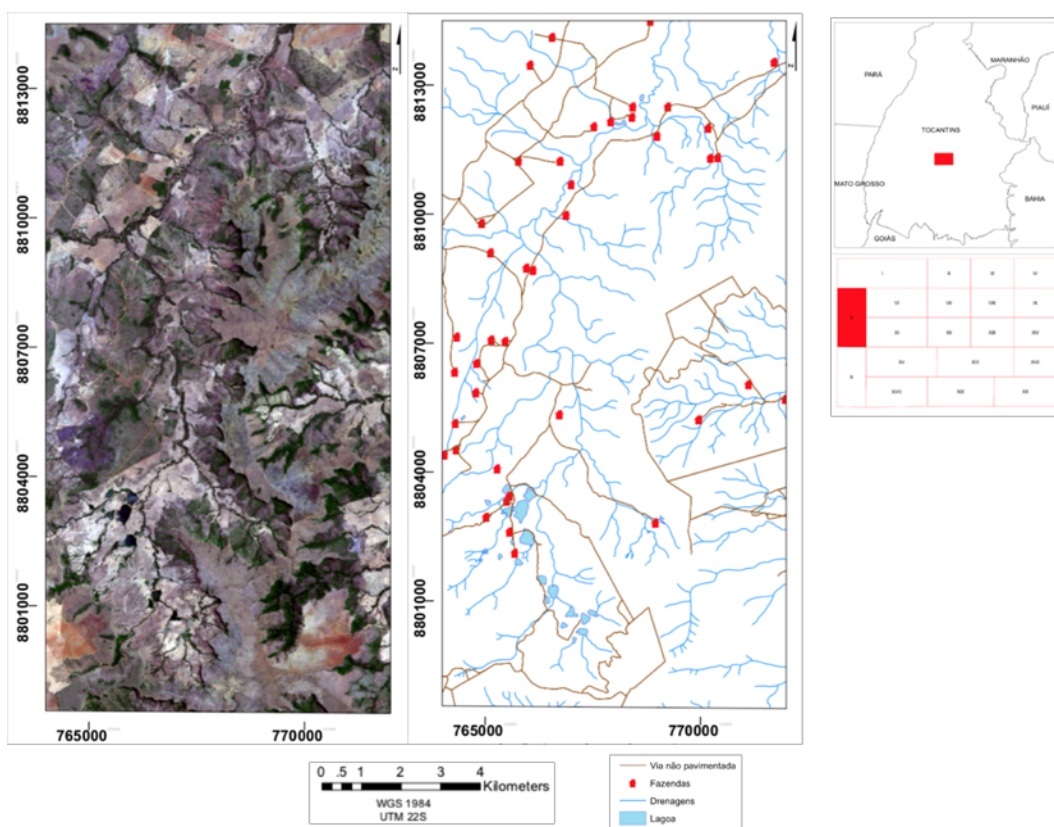
4.2 Interpretação dos Dados de Sensoriamento Remoto

4.2.1 Mapa Base

O mapa base da área V (Figura 2.3) foi produzido por meio da interpretação e extração de vetores em ambiente GIS de elementos cartográficos como drenagens, corpos d'água, vias de acesso e propriedades privadas em imagens de sensores remotos.

Dentre milhares de combinações possíveis de bandas ternárias RGB foi utilizada a composição **R4G3B2**, para a simulação das cores reais para a extração de estradas e caminhos de terra e fazendas. Para a extração das drenagens foram utilizadas as imagens do Google Earth e do banco de dados do ArcGIS, BaseMap.

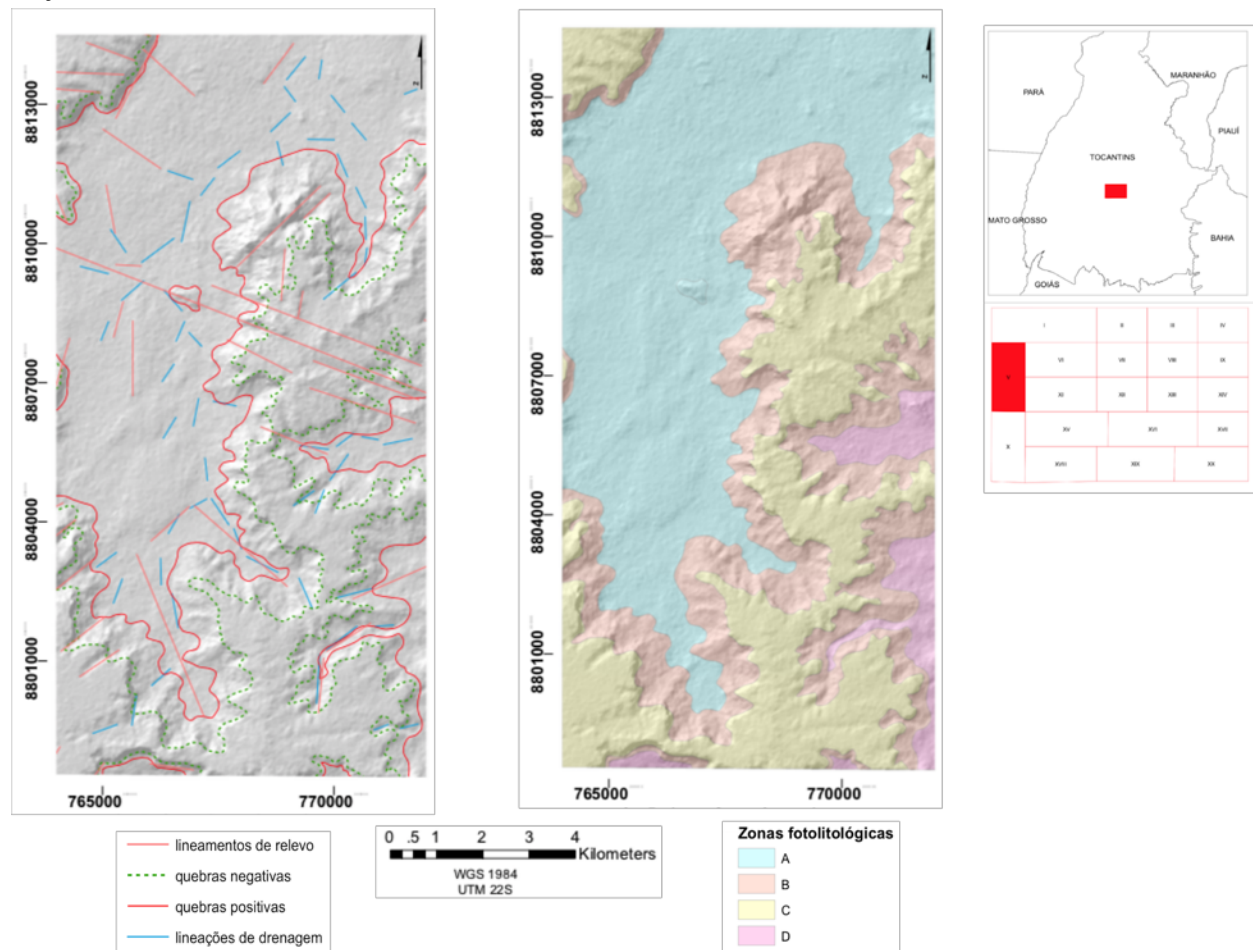
Figura 4.1. À direita, imagem de satélite de composição R4G3B2 utilizada como base para extração dos elementos cartográficos. Mapa base, à esquerda.



4.2.2 Mapas Fotointerpretados

A análise das feições de interesse geológico extraídas nas fotografias aéreas e imagens de satélite permitiu a definição de 4 zonas homólogas na área V (Figura 2.4). A tabela 1 resume os critérios adotados para a definição dessas zonas.

Figura 4.2 Mapas morfoestrutural (à esquerda) e de zonas homólogas (à direita) correspondentes a área V do Projeto Monte do Carmo



A partir das zonas homólogas definidas anteriormente pode-se atribuir significado geológico para cada uma destas. Desta forma, os dados fotointerpretados foram correlacionados com os dados geológicos disponíveis na literatura para a região de Monte do Carmo e Porto Nacional-TO (Tabela 2).

Tabela 4.1. Análise integrada de feições texturais de drenagem e relevo da área V extraídas das fotografias aéreas e imagens de satélite.

Zonas Homólogas	Drenagem					Lineações	
	Tropia	Angularidade	Sinuosidade	Densidade	Assimetria	Orientação	Frequência
A	Anisotropia bidirecional	Média	Mista	Baixa	Fraca	NW-S	Baixa
B	Anisotropia tridirecional	Baixa	Mista	Média		NW-SE, N-S e NE-SW	Alta
C	–	–	–	–	–	–	–
D	Anisotropia bidirecional	Média	Mista	Média	Fraca	ENE-WSW	Média

Tabela 4.2. Correlação entre as zonas homólogas traçadas durante a fotoanálise e o substrato rochoso cartografado em trabalhos anteriores.

Zonas Homólogas	Interpretação Geológica	Unidade Geológica
A	Domínio caracterizado por baixo topográfico com baixa estruturação (baixa densidade de lineamentos e alinhamentos). Os lineamentos seguem um padrão moderadamente estruturado de direção preferencial NW-SE, com ausência de lineamentos em feixe.	Unidades do Embasamento
B	Zona caracterizada por encostas côncavas de tonalidades escuras. Apresenta uma forte estruturação definida por uma série de lineamentos em série de direção preferencial NW-SE, com outros de direção N-S e NE-SW. As drenagens possuem média densidade, sinuosidade mista, baixa angularidade, tropia tridirecional e formas em arco. O padrão da drenagem é classificado como paralelo ou treliça.	Bacia do Parnaíba (Fm. Jaicós ?)
C	Esta zona situa-se sobre a Zona B É caracterizada por uma região de chapada, de relevo planar, e sem estruturação. Quase não há drenagens nesta região sendo uma área bastante homogênea.	Bacia do Parnaíba (Fm. Pimenteiras ?)
D	Esta zona situa-se ao sudeste da área. É uma região de vale entre chapadas. Este domínio é caracterizado por sua estruturação moderada e tonalidades mais claras em relação a Zona A. As lineações em série possuem direção preferencialmente ENE-WSW. As drenagens possuem padrão treliça, caracterizadas por, média densidade de drenagens, sinuosidade mista, angularidade média, bidirecional, ausência de assimetria e formas em arcos ocasionalmente.	Unidades do Embasamento

4.3 Interpretação dos Dados Geofísicos

4.3.1 Arcabouço Geofísico do Projeto Monte do Carmo

4.3.1.1 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 fornece 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) foi feita uma análise dos produtos da aeromagnetometria da seguinte forma:

- I.** Delimitação dos grandes lineamentos estruturais a partir dos produtos do TILT e 1Dz (Primeira derivada vertical) 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.
- II.** Delimitação de lineamentos menores com o auxílio dos produtos do Sinal Analítico 3D (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.

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 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.

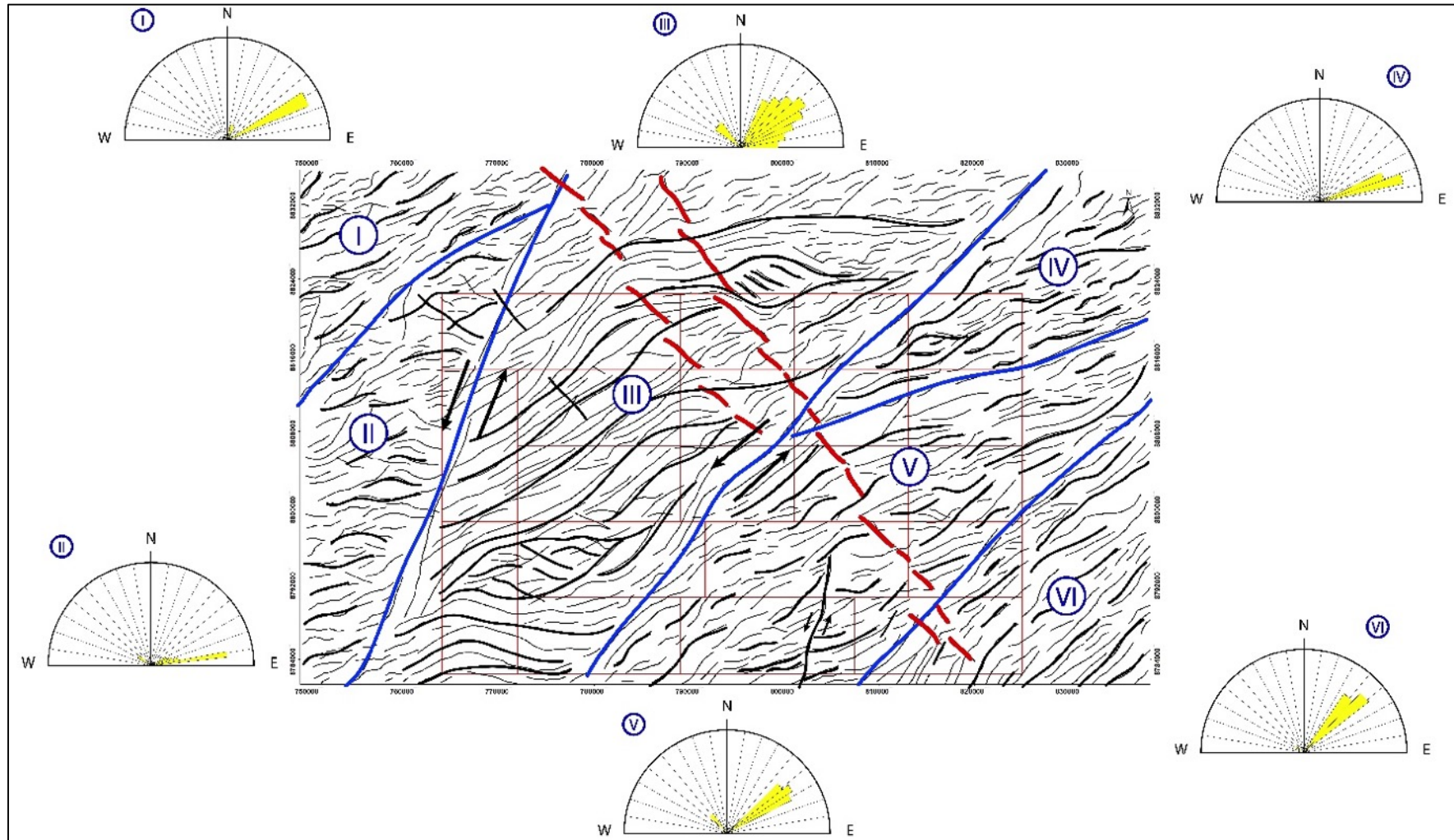
O domínio 4 abrange as áreas do extremo nordeste do PMC. Nesse domínio os lineamentos possuem uma direção predominantemente NE, como sigmoides discretos de cinemática sinistral, chegando até 10 km de comprimento.

O domínio 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 interpretadas da área do Projeto Monte do Carmo através de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1DV e GHT) mostrado a seguir (figura 4.3).

Figura 4.3: 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. À esquerda da imagem podem ser observadas as rosetas, mostrando as direções preferenciais dos lineamentos de cada domínio.



Foram gerados também, mapas com domínios magnetométricos baseado na assinatura magnéticas, a partir da interpretação dos produtos da 1Dz juntamente com o SA3D, dividido em 11 domínios magnéticos e uma tabela explicando as características principais dos domínios (Tabela 4.3 e Figuras 4.4 e 4.5).

Tabela 4.3: 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, apresenta 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 e lugares localizados possui uma amplitude alta com <i>trend</i> EW.
4	Anomalia magnética sigmoidal, com um <i>trend</i> preferencial NE dos lineamentos de alta intensidade exclusivamente. 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 cento-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, estruturalmente marcado pelo <i>trend</i> NE de 0,172 nT/m de intensidade. 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 são sigmoidais também, 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, eventuais lineamentos de alta intensidade apresentam-se também. 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 agora, tanto dos lineamentos de alta quanto baixa intensidade. A sinal é muito fraco também, 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 acima, foi feita uma inferência:

- A geofísica uma forte estruturação com *trend* principal NE, além de diferenças na amplitude do sinal e também estruturas menores com formatos sigmoidais. As duas grandes são grandes zonas de cisalhamentos com cinemática sinistral, com sigmoides dentro dessas zonas de cisalhamento, reforçando esse cisalhamento.
- Os dados propõem duas gerações de diques, uma NE e outra NW, que são correlacionadas a nível de afloramento.
- Existe uma pequena correlação entre a estruturação extraído da magnetometria e das lineações extraídas do MDE (modelo digital de elevação).
- As grandes variações da amplitude do sinal analítico estão associadas juntamente com variações litológicas, onde a amplitude do sinal aumenta drasticamente, temos corpos MUM (máficos-ultramáficos), onde a amplitude se apresenta com um alto a moderado, temos rochas félsicas com minerais magnéticos associados, gnaisses tonalíticos com ilmenita como mineral acessório, e 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.
- A análise sugere uma estruturação N-S que colocam rochas com alta amplitude magnética e baixa amplitude magnética lado a lado, indicando um grande falhamento.

Os domínios magnéticos indicam um grande contraste entre rochas de composição magnéticas de outras com menos composição, a partir 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.

Figura 4.4: Mapa de domínios magnéticos SA3D.

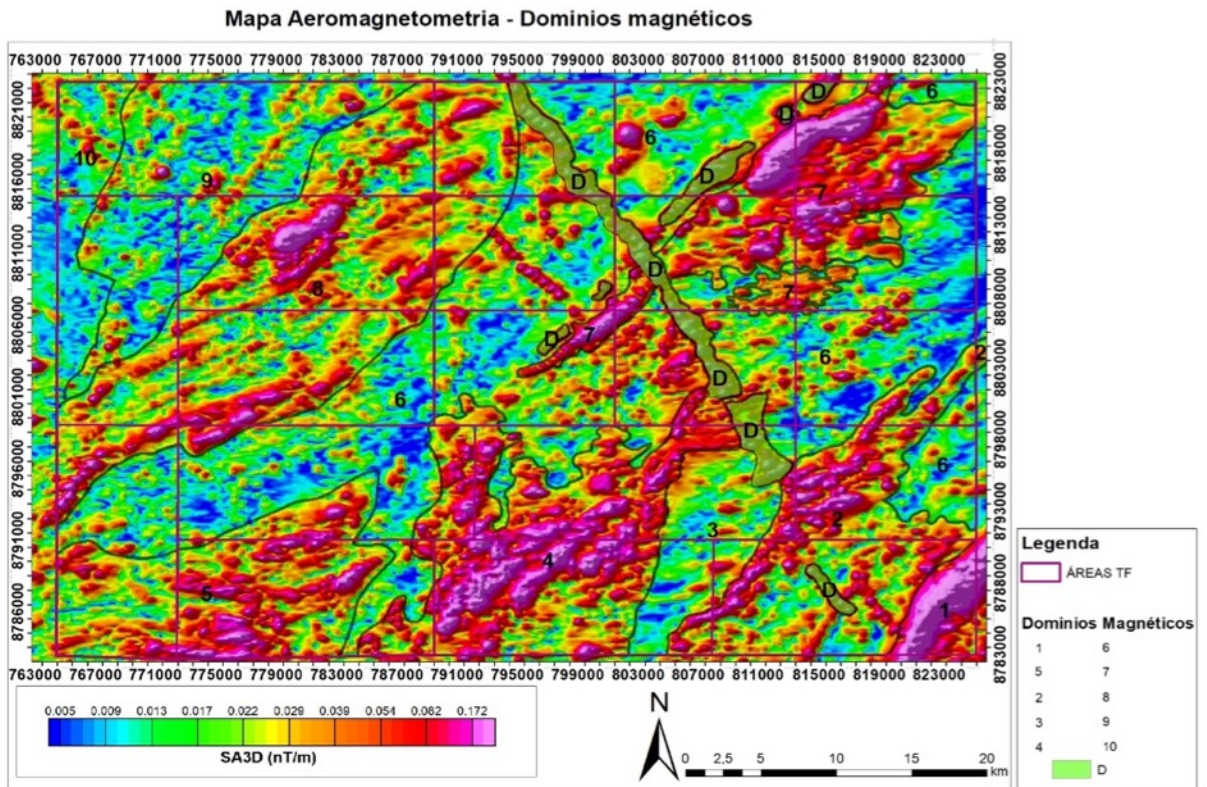
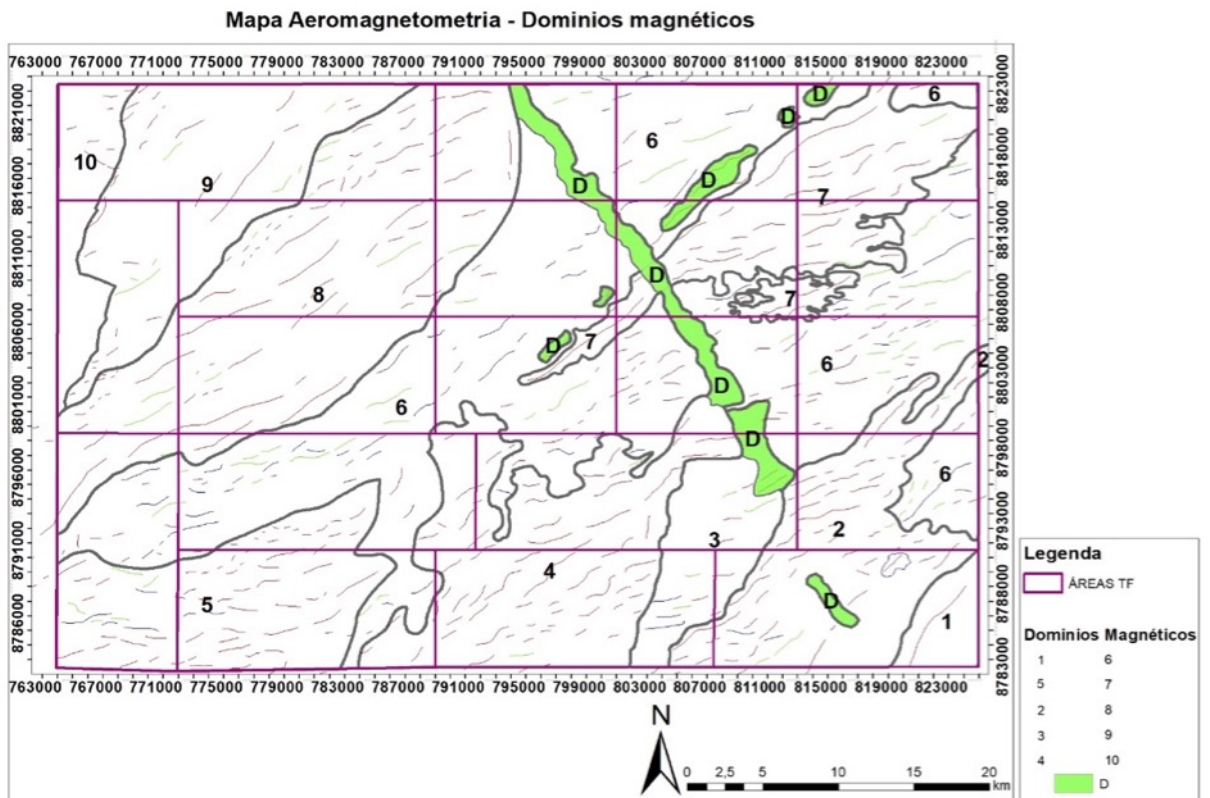


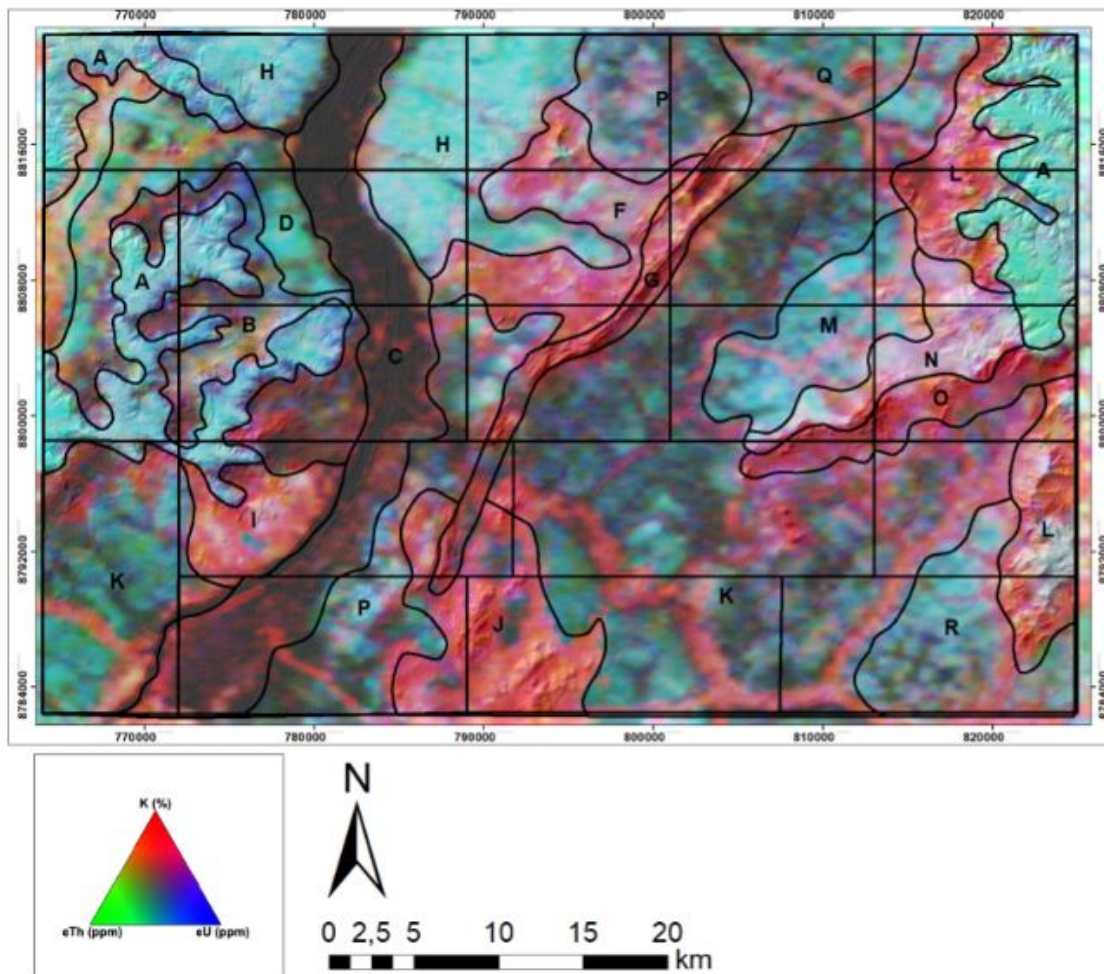
Figura 4.5: Mapa de domínios com amplitude de sinais analíticos



4.3.1.2 Aerogamaespectrometria

A gamaespectrometria é um método capaz de detectar a radiação gama resultante da desintegração dos elementos radioativos potássio (K40), urânio (U238), tório (Th232) e seus respectivos isótopos filhos presentes na composição da maioria das rochas (Ferreira et al. 2016; IAEA, 2003). Trata-se de um método geofísico superficial, já que mais de 90% da radiação gama emanada da superfície terrestre origina-se, aproximadamente, nos 35 cm da crosta do planeta. A quantificação da variação na proporção desses elementos, proporcionada pelos produtos derivados dos dados gamaespectrométricos, permite mapear o arcabouço aflorante em uma região, uma vez que as concentrações relativas de K, U e Th refletem a natureza composicional do substrato rochoso (Ferreira et al. 2016). Além disso, a análise do conteúdo desses radioelementos possibilita avaliar a atuação de processos intempéricos que ocorrem na superfície terrestre (Ferreira et al. 2016).

Figura 4.6: Domínios gamaespectrométricos da área do projeto Monte do Carmo delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo.



O produto principal utilizado para a interpretação e delimitação de domínios gamaespectrométricos foi a composição ternária RGB, resumindo-se na divisão de regiões que apresentam respostas distintas para os radio elementos quantificados durante a aquisição do dado. Abaixo encontram-se o mapa de domínios e uma tabela com suas principais características.

Tabela X: Análise dos domínios gamaespectrométricos.

DOMINIO	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 e sua planície de inundação. 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 respoata 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 Ipueiras. 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

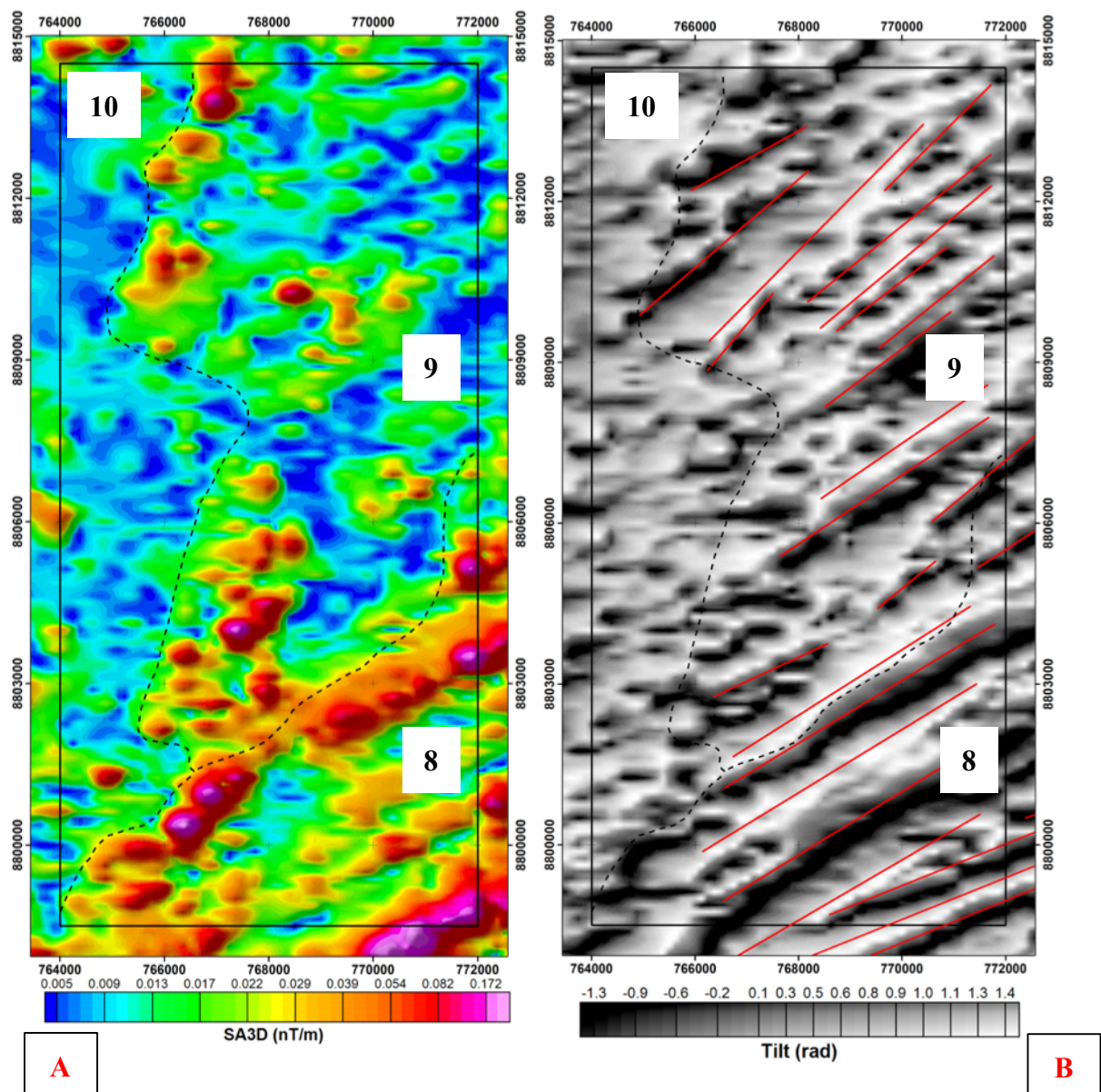
					acumulação na rede de drenagem devido a sua mobilidade. Apresenta como fonte argilominerais provenientes do intemperismo de folhelhos da Formação Pimenteiras da Bacia do Parnaíba.
M	Ciano	Alta	Baixo	Alto	Domínio de relevo plano e contato anastomosado com os outros domínios. A cor ciano (valores altos 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.

4.3.2 Arcabouço Geofísico da Área V

4.3.2.1 Aeromagnetometria

Regionalmente a área V situa-se no limite entre três grandes domínios magnéticos, o domínio 8,9 e 10, descritos na seção anterior (figura 4.3).

Figura 4.3. (A) Imagem do Sinal Analítico 3D (SA3D) auxilia na determinação de parâmetros geométricos, como limites geológicos e estruturais. B) Imagem TILT auxilia no traçado de lineamentos magnéticos principais..



Domínio 8

Compõe a parte oeste da área V. Apresenta-se bastante homogêneo, com predomínio de baixa amplitude magnética sugerindo corpos de rochas com poucos minerais magnéticos e poucos estruturados.

Domínio 9

Localizado na parte leste da área V, é caracterizado por um relevo magnético moderadamente movimentado, apresenta um aumento na resposta de leste para oeste, sugerindo que na borda deste domínio é consequência de algum possível enriquecimento em magnetita ou pirrotita devido algum processo tectônico. Este domínio também é deslocado por um lineamento marcado tanto pelo relevo quanto pela resposta nos produtos magnéticos, que sugere uma falha com movimento sinistral.

Domínio 10

Compõe a parte sudeste da área V, é marcado por um relevo magnético muito movimentado, intensa estruturação devido a lineamentos, e amplitude magnética bastante heterogênea, mas que não chega a altos valores. A alta resposta e forte estruturação sugere enriquecimento de minerais magnéticos devido a presença várias zonas de cisalhamentos presentes no domínio.

4.3.2.2 Aerogamaespectometria

Regionalmente a área V situa-se dentro de 4 domínios gamaespectômétricos, A, B, D e E, descritos na seção anterior. Da perspectiva local, a imagem colorida ternária (RGB) permitiu a individualização de 5 subdomínios principais na área V (Figura 4.4). Os domínios foram caracterizados a partir da emissão radioativa dos elementos K, Th e U, onde foram classificadas como baixa, média, alta e variada (Tabelas 4.3 e 4.4).

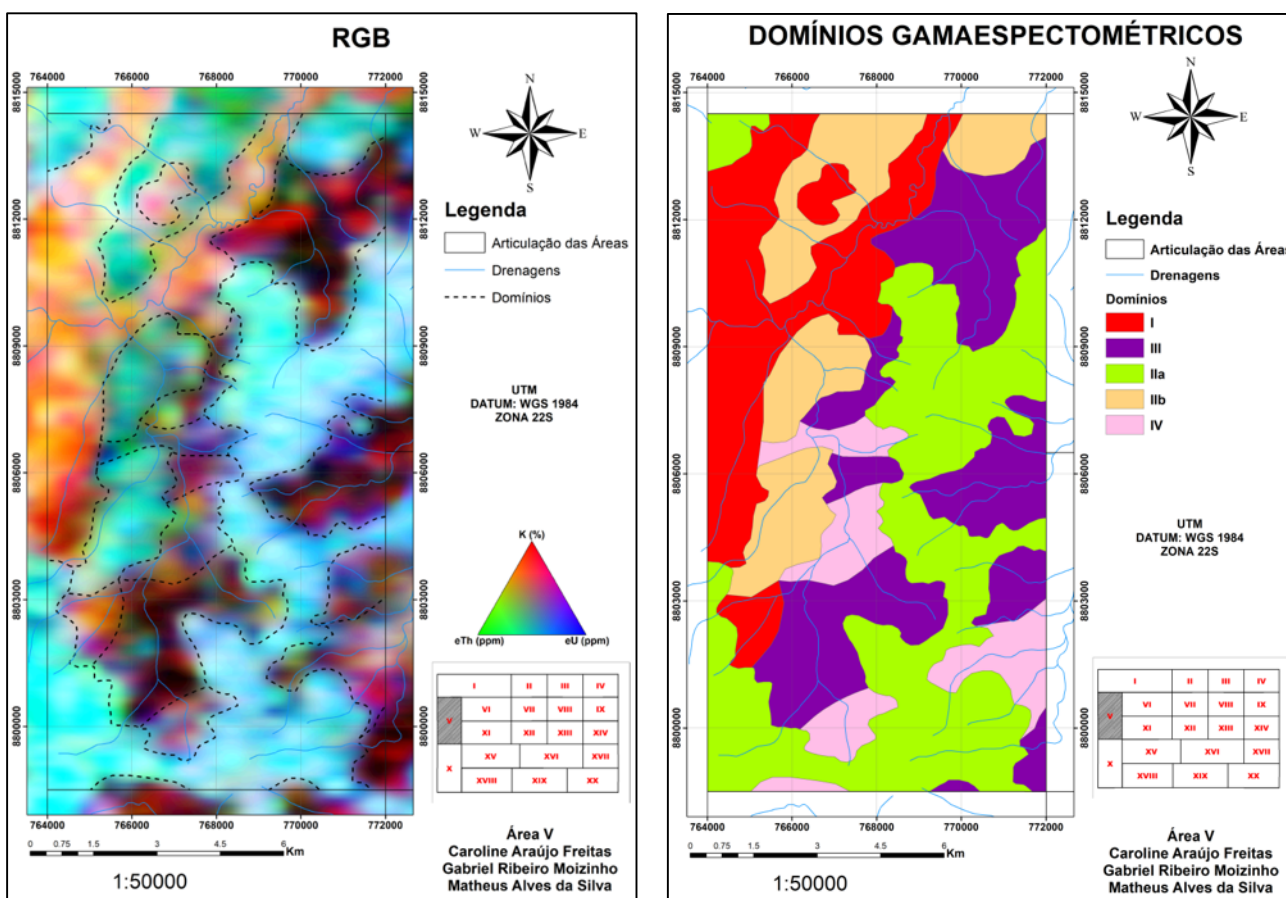
Tabela 4.3. Intervalo com os valores correspondentes a classificação da resposta em baixo, médio e alto.

Produto	Baixo	Médio	Alto
K (%)	0.11 – 0.36	0.36 – 0.83	0.83 – 2.76
eTh (ppm)	1.1 – 10.8	10.8 – 20.0	20.0 – 36.6
eU (ppm)	0.29 – 2.22	2.22 - 4	4 – 5.35

Tabela 4.4. Caracterização dos domínios gamaespectômétricos com base na emissão gama.

Domínio	K	eTh	eU
I	Alto	Alto	Baixo
IIa	Baixo	Alto	Alto
IIb	Baixo	Alto	Alto
III	Médio a baixo	Baixo	Baixo
IV	Variado	Variado	Médio

Figura 4.4. Domínios gamaespectométricos inferidos a partir dos produtos de aerogamaespectrometria



Domínio I

Este domínio ocorre na parte noroeste-oeste da área e expressa-se no mapa de composição ternária (RGB) em cores vermelhas e amareladas, localmente com cores esbranquiçadas, que em geral ressaltam um alto valor do canal do k e do Th. O alto valor de Th esta associado com a presença de minerais radioativos presente nas rochas do domínio, que geralmente incluem zircão, allanita e monazita.

Domínio II

Pode ser subdividido em 2 subdomínios utilizando como base imagens topográficas e de relevo sombreado. Em geral, ambos os domínios apresentam cor ciano, mas em intensidades diferentes indicando presença elevada de Th e U.

Subdomínio IIa

Ocorre nos altos topográficos (topo de chapadas). É caracterizado pelo alto valor no canal do eTh e eU, resultando na cor ciano. Localmente o subdomínio apresenta cor branca indicando presença de K no meio.

Subdomínio IIb

Ocorrência nos baixos topográficos (planícies) e é caracterizado pela cor ciano, contudo possui baixa intensidade em relação ao subdomínio IIa.

Domínio III

Este domínio é caracterizado em geral por valores baixos nos canais de K, eTh e eU, que condiciona no mapa a presença de cores escuras, que é típico de rochas de composição máfica a ultramáficas. Este domínio apresenta localmente zonas de cor vermelho escuro, que está relacionado possivelmente a zonas de alteração hidrotermal ou de tipos petrográficos mais ricos em minerais com K, como biotita.

Domínio IV

Trata-se de uma zona heterogênea, caracterizada por uma grande variedade de cores entre outras de tonalidades mais esbranquiçadas em geral. A variação nos teores de K, Th e U indica uma grande variedade de rochas ou zonas com alteração hidrotermal associado ao enriquecimento de certos elementos, principalmente em

5. GEOLOGIA DO PROJETO MONTE DO CARMO

5.1 Introdução

O Projeto Monte do Carmo situa-se na porção central da Província Tocantins, no limite entre as faixas Brasília e Araguaia, e abrange cerca de X unidades litoestratigráficas distintas: Complexo Granulítico Porto Nacional, Formação Morro do Aquiles, Sequência Meta Vulcanosedimentar, Plutô

Os mapas geológicos do Projeto Monte do Carmo e da Área V, assim como as fichas descritivas da análise petrográfica, encontram-se como anexo no final deste relatório.

5.2 Unidades Litoestratigráficas do Projeto Monte do Carmo

Imagem vai ser feita após finalização do mapa geológico

5.2.1 Complexo Granulítico 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 às rochas dos grupos Serra Grande e Canindé, aflorando como blocos rolados, basculados e *in situ* e raramente como lajedos.

Os corpos das rochas paraderivadas ocorrem na forma de lentes, intercalados dentro da unidade ortoderivada, em geral alongados e paralelos à estruturação regional de direção NE-SW. As rochas do cComplexo Porto Nacional estão metamorfizadas em anfibolito alto a granulito, onde o grau metamórfico aumenta de leste para oeste nesse complexo.

A unidade ortoderivada (PP2γpn(o)) compreende granada-hornblenda gnaisses tonalíticos, clinopiroxênio-ortopiroxênio-biotita gnaisses tonalíticos, olivina-plagioclásio-piroxênio gnaisses, cianita-plagioclásio-hornblenda gnaisses, anfibolitos, 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.

5.2.2 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.

5.2.3 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 um 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.

5.2.4 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.

5.2.5 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.

5.2.6 Suíte Aliança (NP3γa)

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 gnaiss tonalítico e metatexitos.

5.2.7 Sequência Metassedimentar Indefinida (NP3mca)

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.

5.2.8 Intrusões Máfico-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 hornblenda-piroxenito.

5.2.9 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, grauvasas líticas, grauvasas, arcóseos, rochas piroclásticas, riolitos, andesitos, actinolita-clorita-xistos e basaltos.

5.2.10 Suíte Lajeado (NP3 γ 2mt)

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.

5.2.11 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 dextral), 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 (e1 δ cc) e Morro da Mata (e1 δ mm), respectivamente.

5.2.12 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 siltito 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.

5.2.13 Lateritos (Nqdl)

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.

5.2.14 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.

5.2.15 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.

5.3 Unidades Litoestratigráficas da Área V

5.3.1 Introdução

A subárea V do Projeto Monte do Carmo apresenta uma grande variedade de unidades litoestratigráficas. Ao todo foram reconhecidos desde complexos de diferentes graus metamórficos, a coberturas sedimentares e lateríticas recentes. Estas unidades foram identificadas como: Complexo Granulítico Porto Nacional (CGPN), Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida, Suíte Aliança, Suíte Lajeado, e grupos Serra Grande e Canindé e coberturas detrito lateríticas. Tais unidades têm seus domínios cartografados e simbolizados no mapa geológico (Anexo X).

Para auxiliar na identificação e classificação em unidades foram realizadas 19 análises petrográficas de amostras da subárea V, 1 da subárea VI e 1 da subárea X. A tabela 3.1.1 correlaciona as amostras com suas fácies e unidades litoestratigráficas. Encontram-se em anexo as fichas petrográficas das amostras citadas.

Tabela 5.1. Resumo das amostras analisadas petrograficamente

Unidade Litoestratigráfica		Litotipo	Lâmina
Complexo Granulítico Porto Nacional	Ortoderivada	Metamáficas	TF18_V_67 TF18_V_136
		Anfibolito	TF18_V_44 TF18_V_87
		Clorita-talco tremolita Xisto	TF18_V_88
		Clinopiroxenio-ortopiroxenio-hornblenda Tonalito	TF18_V_104 TF18_V_159
	Paraderivada	Silimanita-granada-biotita Gnaisse	TF18_V_149 TF18_V_154
		Gondito	TF18_VI_167
Suíte Aliança	Hornblenda-biotita Diorito	TF18_V_17	
	Biotita Monzogranito	TF18_V_98	
	Biotita Gnaisse Tonalítico	TF18_V_36 TF18_V_95	
	Gnaisse Tonalítico Milonitizado	TF18_V_48	
	Metatexito	TF18_V_112	
Suíte Grabro Anortositica Carreira Comprida	Meta Anortosito	TF18_X_15	
	Meta Olivina Gabbro	TF18_V_157	
Suíte Lajeado	Hornblenda-biotita Alcali Granito	TF18_V_01	
Grupo Canindé	Formação Pimenteiras	Siltito Ferruginoso	TF18_V_19

5.3.2 Complexo Granulítico Porto Nacional

Esta unidade compreende rochas orto e paraderivadas de alto grau metamórfico e corresponde à maior parte da Subárea V, na qual abrange a parte leste-sul a norte da mesma. Os corpos das rochas paraderivadas ocorrem na forma de lentes, intercalados dentro da unidade ortoderivada, frequentemente boudinados, e ambos, em geral, alongados e paralelos à estruturação regional de direção ENE-WSW a NE-SW (Figura 5.2). Ambas as unidades estão associadas comumente a baixos topográficos, e os melhores afloramentos ocorrem próximos às rochas dos grupos Serra Grande e Canindé, que o preservam da erosão. Os afloramentos *in situ* destas unidades são raros. As rochas geralmente afloram na forma de blocos rolados, blocos em morrotes e raramente como lajedos. A vegetação em geral está associada a cerradões e cerrado *sensu strictu*.

O Complexo Porto Nacional faz contato tectônico a oeste com as rochas da Suíte Aliança, por meio da Zona de Cisalhamento Porto Nacional. A sul, faz contato tectônico com o corpo anortosítico Carreira Comprida e muitas vezes é encoberto em discordância erosiva com as rochas sedimentares dos grupos Serra Grande e Canindé.

Figura 5.2 Imagem vai ser feita após finalização do mapa geológico

5.3.2.1 Unidade Ortoderivada

As unidades ortoderivadas apresentam grande variedade estrutural, textural e de grau metamórfico, e ocorrem ao longo da porção central da área estudada, caracterizada pela ocorrência de rochas metamáficas, anfibolitos e tipos ultramáficos em clara associação. Essas rochas ocorrem principalmente como blocos rolados dispersos em morrotes e ao longo das estradas de terra.

i) Granulitos Máficos

Litotipos mais frequentes na unidade, em geral, exibem cores cinza escuro a pretas quando frescas e quando intemperizadas amarela com faixas brancas. São essencialmente maciças, ocasionalmente exibem bandamento composicional pouco a bem desenvolvido, com espessuras milimétricas a centimétricas (Figura 5.3 A e B).

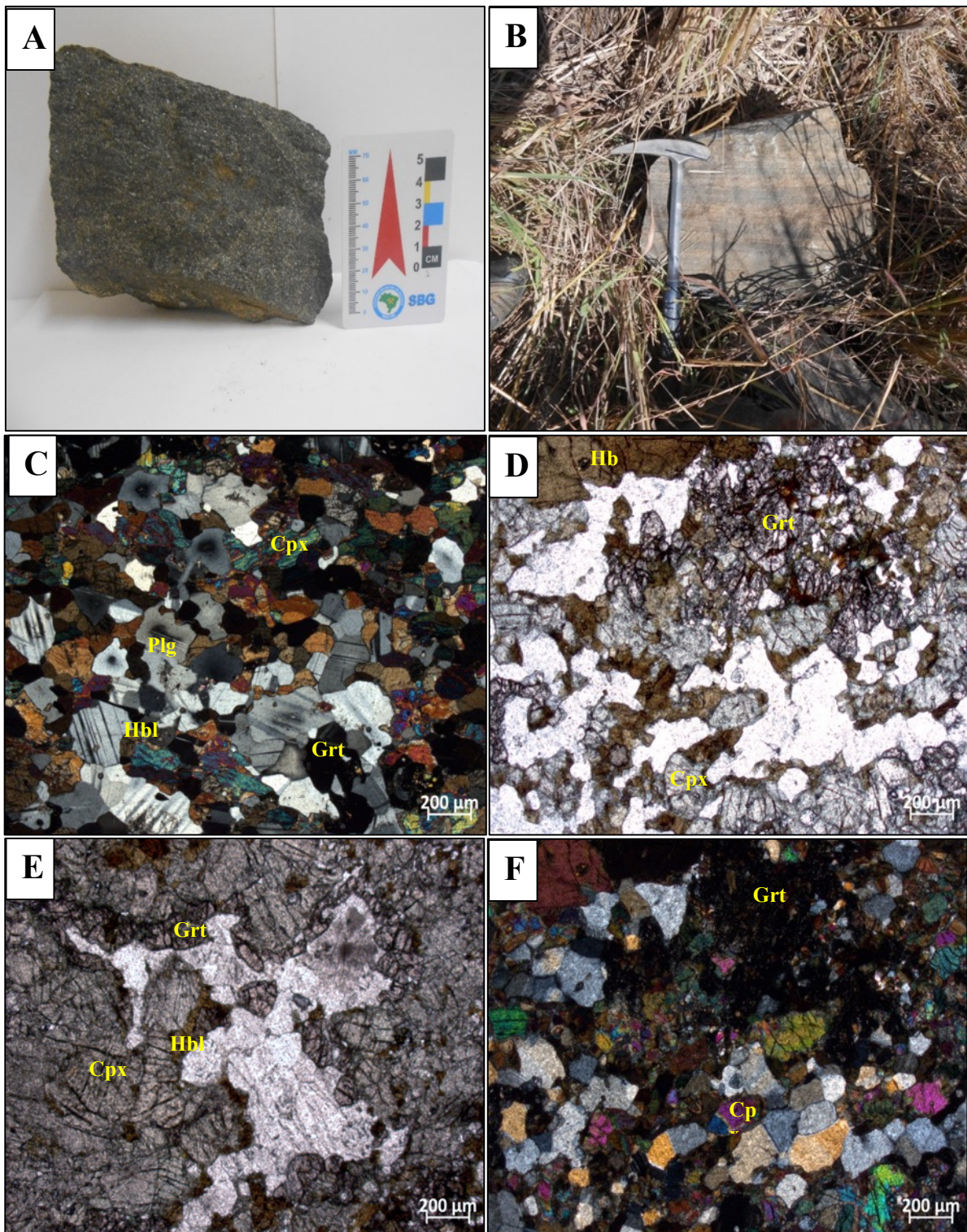
A composição mineralógica consiste de granada (5 a 28%), diopsídio (12 a 20%), plagioclásio (28 a 38%) e hornblenda (23 a 32%) em proporções variadas. Os minerais acessórios são biotita, apatita, titanita, ilmenita, pirita e calcopirita. A granulação varia de fina a média, com textura granoblástica hipidiomórfica a alotriomórfica. Texturas coroníticas e de substituição, como uralitização, schillerização, biotitização, saussuritização e cloritização, são comuns.

O plagioclásio ocorre como cristais anédricos, de composição variando entre andesina e labradorita (An_{45} e An_{53}), com 0.2 a 1 mm de tamanho. Apresentam extinção ondulante e geminação lei da albita e albita-periclina. Alguns cristais mostram-se mais alterados nos núcleos, sugerindo zoneamento composicional (Figura 5.3 C).

A hornblenda ocorre como cristais primários e secundários. Quando primária, os cristais são anédricos a subédricos, com tamanho variando de 0.2 a 1.3 mm. O pleocroísmo varia de amarelo claro a castanho. Mostram-se pouco fraturados e alterados pela schillerização, na qual geram-se cristais de titanita e óxidos de Ti, que são frequentemente associados à hornblenda na rocha. Alguns cristais também estão alterados pela biotitização. A hornblenda secundária é produto da uralitização do diopsídio e, diferente da primária, apresenta contatos interdigitados a difusos com o clinopiroxênio (Figura 5.3 D).

A granada ocorre como cristais subédricos a euédricos, com tamanhos entre 0.2 a 1.6 mm. Comumente situam-se entre cristais de diopsídio e plagioclásio, configurando coronas de reação. Análises em microsonda apontam composição de almandina. Apresentam-se intensamente fraturados e parcialmente alterados para clorita (Figura 5.3 E).

Figura 5.3. Fotos macro e micro dos litotipos metamáficos do CGPN A) Amostra de mão de rocha metamáfica maciça coletada no P128; B) Rocha metamáfica com bandamento composicional - descrita no P135; C) Fotomicrografia ressaltando o zoneamento nos cristais de plagioclásio com extinção no centro e ausente nas bordas (TF18_V_128) ; D) Fotomicrografia da textura granoblástica, definida por cristais de hornblenda, granada, clinopiroxênio e plagioclásio; E) Textura coronítica, com cristais de granada e hornblenda bordejando agregados de diopsídio, sugerindo a atuação de uma reação metamórfica entre o plagioclásio e o diopsídio; F) Junções triplíceis frequentes nos agregados com plagioclásio e clinopiroxênio parcialmente uralitizado (TF18_V_67).



O diopsídio ocorre como cristais anédricos a subédricos, com tamanhos menores que 0.1 mm a 1.2 mm, com maior frequência em torno de 0.4 mm, seu contato entre os cristais de plagioclásio são por meio de junções tríplices. Os cristais em geral são moderadamente fraturados, exibem fraco pleocroísmo de incolor a verde pálido e estão parcialmente uralitizados (Figura 5.3 F).

A biotita é mineral acessório, e compõe cerca de 2 a 4% da rocha, estando comumente associada à hornblenda. Ocorre como cristais subédricos, com tamanhos entre 0.4 a 1 mm. O pleocroísmo varia de amarelo pálido a castanho avermelhado. Os cristais não têm orientação preferencial e apresentam inclusões de rutilo com hábitos aciculares. Também exibem halos pleocróicos devido a inclusões de cristais de zircão.

ii) Anfibolitos

Está rocha é frequente e apresenta cor preta quando fresca adquirindo cor verde escuro com faixas brancas, quando parcialmente alterada. São frequentemente bandadas, com bandas milimétricas a centimétricas, diferenciadas pela relação de proporção entre hornblenda e plagioclásio (Figura 5.4 A e B).

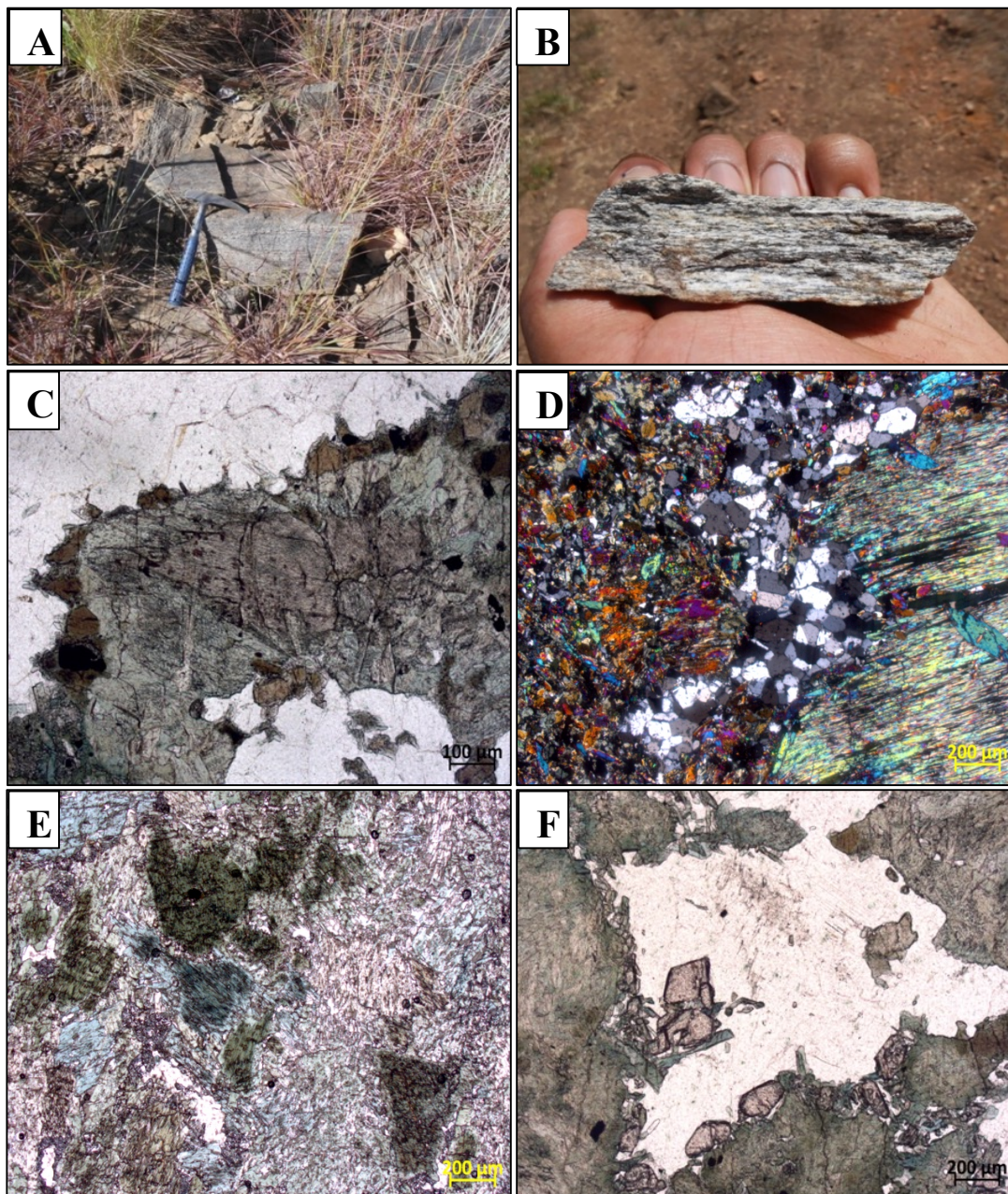
Apresentam granulação fina a média, mas por vezes contêm cristais grossos. São compostos essencialmente de hornblenda, plagioclásio. Os minerais acessórios são quartzo, apatita, ilmenita, pirita e calcopirita. A rocha tem uma textura reliquiar predominantemente granoblástica, presente nos agregados de grãos de plagioclásio. São interpretadas como produto do retrometamorfismo dos granulitos máficos e ainda apresentam texturas coroníticas reliquiaras, com a granada mantendo-se estável no sistema.

O retrometamorfismo em xiste verde destas rochas é evidenciado pela composição de actinolita (32 a 53%), plagioclásio (secundário) (não foi possível observar a porcentagem), quartzo (<1%), epidoto/clinozoisita/zoisita (4 a 14%), hialofano (2%) e titânita (<1%). A rocha retrometamorfizada é descrita como actinolita xisto e possui textura nematoblástica predominantemente (que sobrepõe a textura granoblastica anterior da rocha), com texturas simplectíticas locais apontando o intercrescimento entre hialofano, quartzo e clinozoisita/zoisita.

A hornblenda (9 a 14%) tem composição de magnesiohornblenda, comumente mostra-se alterada para actinolita. Os cristais são anédricos, e comumente ocorrem como pseudomorfos de clinopiroxênio. Apresentam tamanhos entre de a 0.2 a 1.2 mm. O

pleocroísmo varia de verde claro a verde escuro, quando muito alterados apresentam pleocroísmo de verde pálido a verde marinho. Alguns cristais exibem alteração parcial para óxidos de Ti resultantes da schillerização (Figura 5.4 C). Alguns minerais apresentam pleocroísmo variando de incolor a verde pálido indicando transformação para actinolita como produto de retrometamorfismo.

Figura 5.4. A) Blocos do anfibolito do Complexo Porto Nacional. Notar o bandamento presente. B) Foto do anfibolito com textura nematoblástica em escala maior. Notar as faixas brancas ricas em plagioclásio e faixas escuras, com hornblenda - P88; Fotomicrografias da amostra TF18_V_44: C) Clinopiroxênio uralitizado D) Plagioclásio com geminação albita-periclina, notar os agregados na parte superior da imagem, com nítida. textura granoblástica; E) Fotomicrografias destacando cristais reliquiais de hornblenda de cor verde escuro e cristais de actinolita de cor verde marinho claro; F) Detalhe da granada como coronas ao redor de hornblenda schillerizado.



O plagioclásio (15 a 32%) é classificado como andesina (An_{42}). Os cristais são anédricos, e formam agregados com grãos poligonais, com contatos retilíneos e junções tríplexes comuns. Os tamanhos variam de 0.1 a 0.2 mm. Raros cristais apresentam geminação lei da albite e albite-periclina. Alguns cristais apresentam extinção ondulante e geminação evanescente. (Figura 5.4 D)

A granada, quando presente, compõe cerca de 15% da rocha e tem composição de almandina, com menores teores de piropo e grossulária (Ver anexo X). Os cristais são anédricos a subédricos, com tamanho variando de 0.2 a 0.4 mm com intenso fraturamento e alteração parcial para a clorita. Perfaz texturas coroníticas ao redor de pseudomorfos de clinopiroxênio (Segundo qual mineral? Ou são pseudomorfos de actinolita segundo CPX?) (Figura 5.4 E e F).

A actinolita como cristais secundários, com hábitos anédricos a euédricos, com tamanho que varia de x a y. Ela ocorre de duas maneiras, substituindo cristais de hornblenda da paragênese de maior grau na qual mantém formas anédricas e como cristais sin-tectônicos orientados caracterizando a textura nematoblástica.

Os minerais do grupo do epidoto são acessórios, e ocorre apenas em algumas amostras, compondo cerca de 1% das rochas. Os cristais são subédricos a euédricos e formam agregados sacaroidais. Quando retrometamorfizado para xisto verde

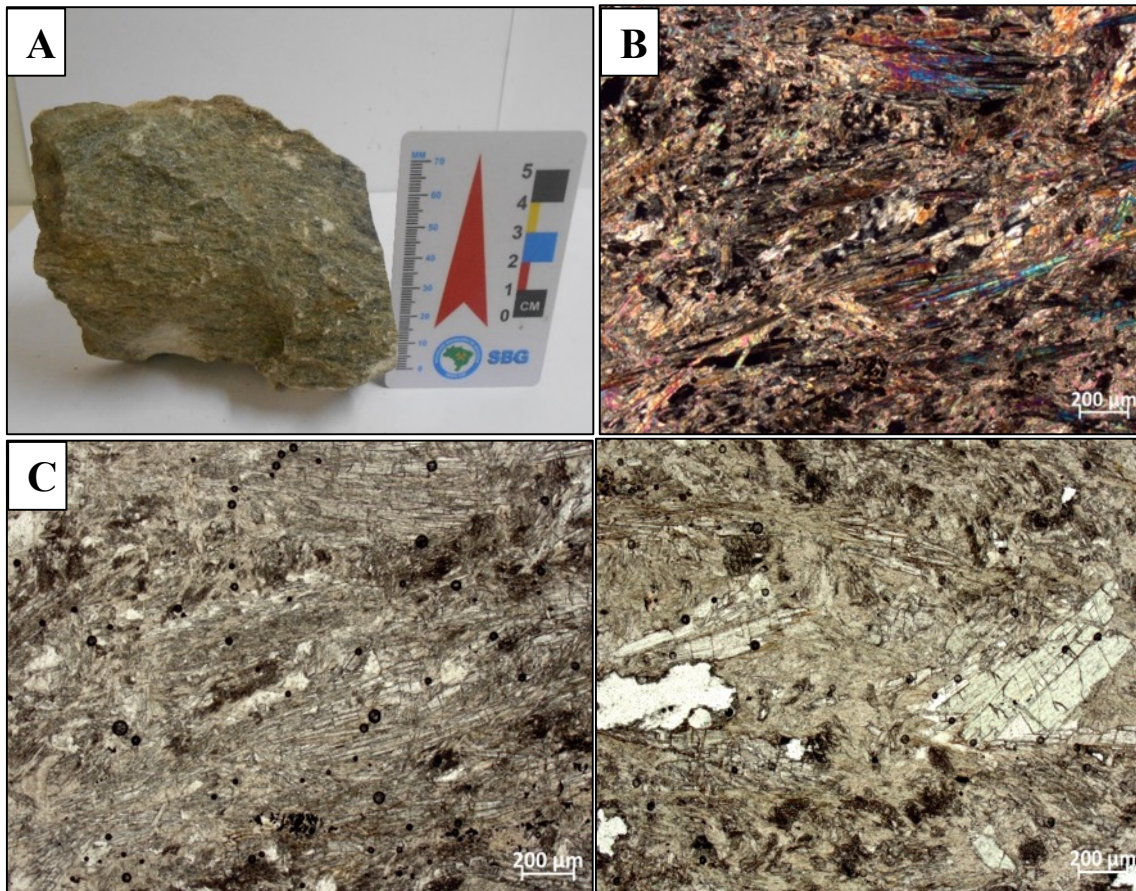
iii) Clorita-Talco-Tremolita Xistos

Ocorrem de forma restrita associados aos anfíbolitos do complexo. Apresenta cor amarelo oliva quando alterada (Figura 5.5 A) não sendo observada sua cor quando fresca. Apresenta xistosidade com superfície untuosa, granulação fina a média e textura nematoblástica. Localmente tem textura decussada (Figura 5.5 B e C). Composta por talco, clorita e tremolita. Raramente aparecem minerais acessórios, sendo o mais comum ilmenita.

A tremolita compõe cerca de 37 a 50% da rocha, são cristais subédricos a euédricos, e apresentam hábitos comumente prismáticos, ocasionalmente radiais. Os tamanhos variam de 0.2 a 2.6 mm, com maior frequência em torno de 0.9 mm. Estão pouco fraturados e orientados. Alguns cristais apresentam comportamento aleatório (Figura 5.5 D).

O talco compõe cerca de 33 a 35% da rocha. Os cristais são anédricos, formando lamelas entre tremolita e clorita. Os tamanhos variam de 0.1 a 0.5 mm. A clorita corresponde a cerca de 13 a 25% anédrica, com fraco pleocroísmo (incolor a verde pálido) e frequentemente ocorre associada ao talco, com tamanhos entre 0.05 a 0.45 mm.

Figura 5.5. A) Amostra de clorita-talco-tremolita xisto (TF18_V_88). Os pontos brancos na rocha são concentrações de talco; B) Trama geral da rocha; C) e D) Aspecto da textura nematoblástica marcado por cristais prismáticos de tremolita, com presença de talco e clorita entre as ripas. Imagem sob nicóis paralelos em (B) e (C), e cruzados em (D).



iv) Clinopiroxênio-Ortopiroxênio-Hornblenda Tonalito

Este litotipo, embora pouco frequente, constitui um corpo contínuo dentro do complexo, alongado na direção NE-SW. Com intenção de evitar termos de conotação genética, será mantida a nomenclatura descritiva, embora tenha sido definido como enderbito por Gorayeb (1996). As rochas possuem cor verde escuro quando frescas e castanho escuro quando alteradas. São comumente maciças, mas ocasionalmente apresentam bandamento composicional (Figura 5.6 A). Em campo foi observada a presença de zonas com silicificação, com aumento expressivo da quantidade de quartzo, têm granulação média predominantemente e grossa localmente.

Composta essencialmente de ortopiroxênio (5 a 10%), clinopiroxênio (2 a 11%), quartzo (29, plagioclásio (25 a 65%) e hornblenda (25 a 25%). Os minerais acessórios são apatita, magnetita, ilmenita e pirrotita. A biotita ocorre tanto como mineral principal quanto acessório

dependendo da amostra. A textura da rocha é equigranular alotriomórfica e localmente apresenta textura granoblástica, devido à modificação da trama original por recristalização. As texturas de substituição presentes estão relacionadas a processos de uralitização, schillerização e cloritização.

O plagioclásio é caracterizado por cristais anédricos a subédricos, com tamanho entre de 0.3 a 5.2 mm. É classificado como andesina (An_{36} a An_{40}). Os cristais comumente apresentam geminação lei da albita, extinção ondulante, geminação mecânica e, por vezes, estruturas em kinks (Figura 5.6 B e C). Em geral são bem preservados e raramente sericitizados.

Os cristais de hornblenda são anédricos a subédricos, com tamanhos variando de 0.3 a 0.7 mm. O pleocroísmo varia de verde pálido a verde muito escuro, quase preto. Suas bordas comumente estão alteradas, contendo diversos minerais opacos secundários produto da schillerização. Alguns cristais mostram-se cloritizados, e lamelas de exsolução são frequentemente observadas (Figura 5.6 D).

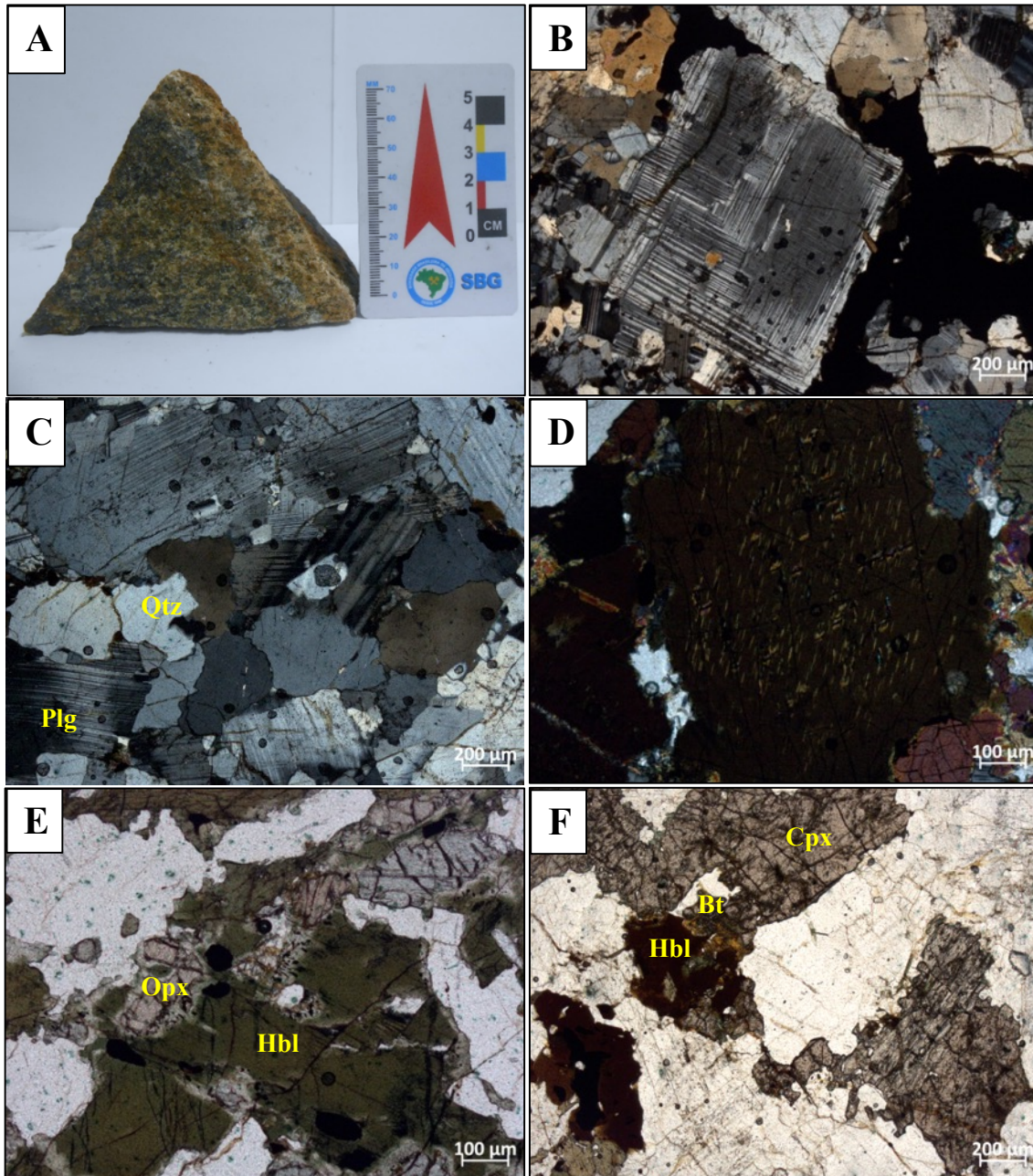
O ortopiroxênio tem composição de 65% de enstatita, e é caracterizado por cristais anédricos, muito fraturados, com tamanhos entre 0.2 a 1.3 mm. Exibem pleocroísmo que varia de incolor a rosa pálido com intensa uralitização e fraturamento (Figura 5.6 E).

O clinopiroxênio, identificado como augita, é caracterizado por cristais anédricos a subédricos, com tamanhos entre 0.2 e 0.8 mm. Apresentam lamelas de exsolução de piroxênio sub-cálcico (ver anexo X), e estão parcialmente alterados pela uralitização (Figura 5.6 F).

O quartzo compreende cristais anédricos, com tamanhos entre 0.1 a 4.8 mm de acordo com a fácies metamórfica. Comumente exibem extinção ondulante.

A biotita corresponde a cerca de 1 a 5% da rocha. Os cristais são anédricos, com tamanho variando de 0.3 a 1 mm. Comumente fazem contato abrupto com a hornblenda e piroxênios (Figura 5.6 F). Apresenta pleocroísmo variando do amarelo claro a castanho escuro, típico de biotitas com maior teor de Fe.

Figura 5.6. A) Aspectos macroscópicos do opx-cpx-hbl tonalito, destacando a cor verde escuro e uma capa de alteração amarelada; B) Cristal de plagioclásio com geminação albíta-periclina; C) Textura recristalizada da rocha, com contatos difusos, notar extinção ondulante e geminação mecânica nos cristais de plagioclásio, indicativo de deformação cristal-plástica (TF18_V_159); D) Cristal de hbl com lamelas de exsolução. Cristais de opx-cpx sob nicóis paralelos; E) Cristais de opx alterados pela uralitização. Notar o contato difuso entre os cristais; F) Biotita entre hbl e prx em contato abrupto (TF18_V_104).



5.3.2.2 Unidade Paraderivada

Os litotipos desta unidade ocorrem principalmente na porção sul e sudeste da área mapeada. Encontram-se intercaladas como lentes em meio à unidade ortoderivada, alongados com direção NE-SW. Os principais afloramentos encontram-se na forma de blocos rolados métricos e pequenos lajedos na encosta das serras que bordejam a região. Os tipos petrográficos identificados foram sillimanita-granada-biotita-gnaïsse, gonditos e quartzitos grafitosos, interpretados como paragnaïsses silicificados.

i) Silimanita-Cordierita-Granada-Biotita Paragnaïsse

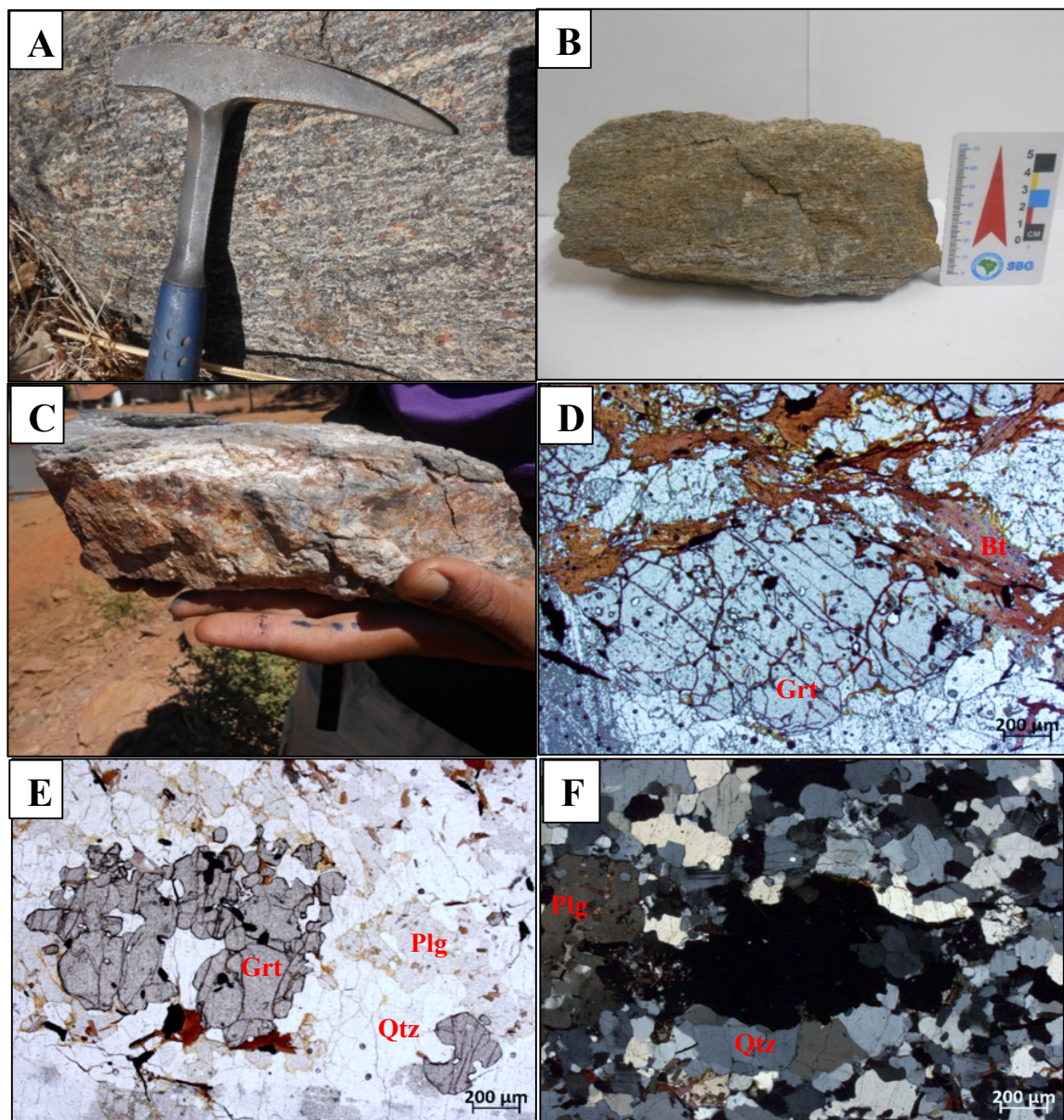
São rochas muito deformadas, sendo comuns dobras de fluxos e isoclinais. Todavia, a falta de afloramentos *in situ* impossibilitou a análise estrutural. Apresentam cor cinza escuro com porfiroblastos até centimétricos vermelhos escuros de granada, quando silicificadas ou intemperizadas são cinza-clara a vermelhas, respectivamente. É caracterizada pelo bandamento gnáïssico de espessura milimétrica a centimétrica, com bandas quartzo-feldspáticas, de granulação fina a média, intercaladas com bandas máficas marcadas pela orientação da biotita, de granulação fina (Figura 5.7 A). Quando alteradas preservam o bandamento milimétrico (Figura 5.7. B) onde cristais de quartzo estirados em meio à grafita lamelar apresentam padrão anostomosado. A ocorrência de gossans indica presença de sulfetos (Figura 5.7 C).

É composto principalmente de granada (almandina) (6 a 17%), cordierita (15 a 18%), plagioclásio (8), quartzo (27 a 43%), biotita (15 a 17%) e feldspato potássico (4 a 6%). Os minerais acessórios são grafita, ilmenita, óxidos de Fe, zircão, sillimanita e pirrotita. A rocha tem textura poiquiloblástica, definida por poiquiloblastos de granulação média a grossa de granada e cordierita com inclusões de quartzo, óxidos, plagioclásio e biotita no primeiro e apenas quartzo e biotita no segundo. A matriz tem textura granoblástica predominantemente e apresenta foliação anastomosada definida por lamelas de biotita contornando os porfiroblastos (Figura 5.7 D). Pontualmente são observadas texturas mimerquíticas entre feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. Localmente a rocha apresenta intensa recristalização e diminuição do tamanho dos cristais indicando feições de milonitização.

O quartzo é caracterizado por cristais anédricos variando de 0.1 a 2.1 mm de tamanho, quando de granulação maior, similarmente ao plagioclásio, ocorre estirado nas sombras de pressão dos porfiroblastos. Apresenta pouco fraturamento e comumente ocorre como subgrãos com extinção ondulante. A biotita ocorre como cristais anédricos a subédricos, com tamanho de 0.17 a 1.2 mm. Apresentam pleocroísmo de amarelo pálido a castanho. Halos pleocróicos

são observados devido a inclusões de grãos de zircão. Apresenta duas fases de cristalização; uma de hábito euédrico e granulação maior, com orientação definindo a foliação, e outra de granulação menor e inclusa no plagioclásio e na granada.

Figura 5.7. A) Sillimanita-granda-biotita-paragnaisse com bandamento gnáissico; B) Fotomicrografia a nicóis cruzados detalhando a textura granoblástica. Notar as fraturas transgranulares de direção NW-SE; B e C) Paragnaisse alterado hidrotermalmente, com enriquecimento em quartzo e em grafita; D) Granada com inclusões de plagioclásio, opacos e com lamelas de biotita contornando o poiquiloblasto. Notar a direção das fraturas (N.P); E) Cristais de granada fraturados, de diferentes granulações com inclusões de opacos e óxidos castanhos; F) Plagioclásio com hábito ameboide e acentuado fraturamento, destaque também para inclusões de biotita.



Os cristais de granada são subédricos a anédricos. Ocorrem com tamanhos variando de 0.4 mm a 1.1 cm e apresentam cor rosa claro. Análises de microsonda apontam composição de almandina. Os porfiroblastos são sin-tectônicos e comumente contêm minerais da matriz inclusos. Estão intensamente fraturados sendo estas intragranulares com direção preferencial, isto sugere formação concomitantes com a deformação dúctil que acometeu a rocha (Figura 5.7 E).

A cordierita ocorre como cristais anédricos, incolores, com formas ameboides e contém vários cristais de biotita e quartzo inclusos. Sua feições diagnósticas são a presença de fraturas próximo ao contato com outros grãos. Quando fraturadas exibem cor amarela nas fraturas em nicol paralelo.

O plagioclásio ocorre como cristais anédricos a subédricos com tamanho variando de 0.3 a 2.2 mm. É identificado como andesina (An_{42}). Nos contatos com a granada apresenta granulação maior e estiramento concordante com a foliação. Apresenta geminação lei da albita, albita-periclina. Localmente exhibe geminação mecânica, indicado pelo arqueamento destas e extinção ondulante. Apresenta poucas fraturas e alterações por sericitização. Alguns cristais contêm várias inclusões de quartzo e biotita (Figura 5.7 F). Os mesmos mostram-se com hábitos ameboides e acentuado fraturamento.

O feldspato potássico ocorre como cristais anédricos, não geminados e de difícil identificação. A sua presença é apontada pela textura mimerquítica e difere do plagioclásio e do quartzo por ser biaxial positivo. Possui tamanho de até 1,2 mm.

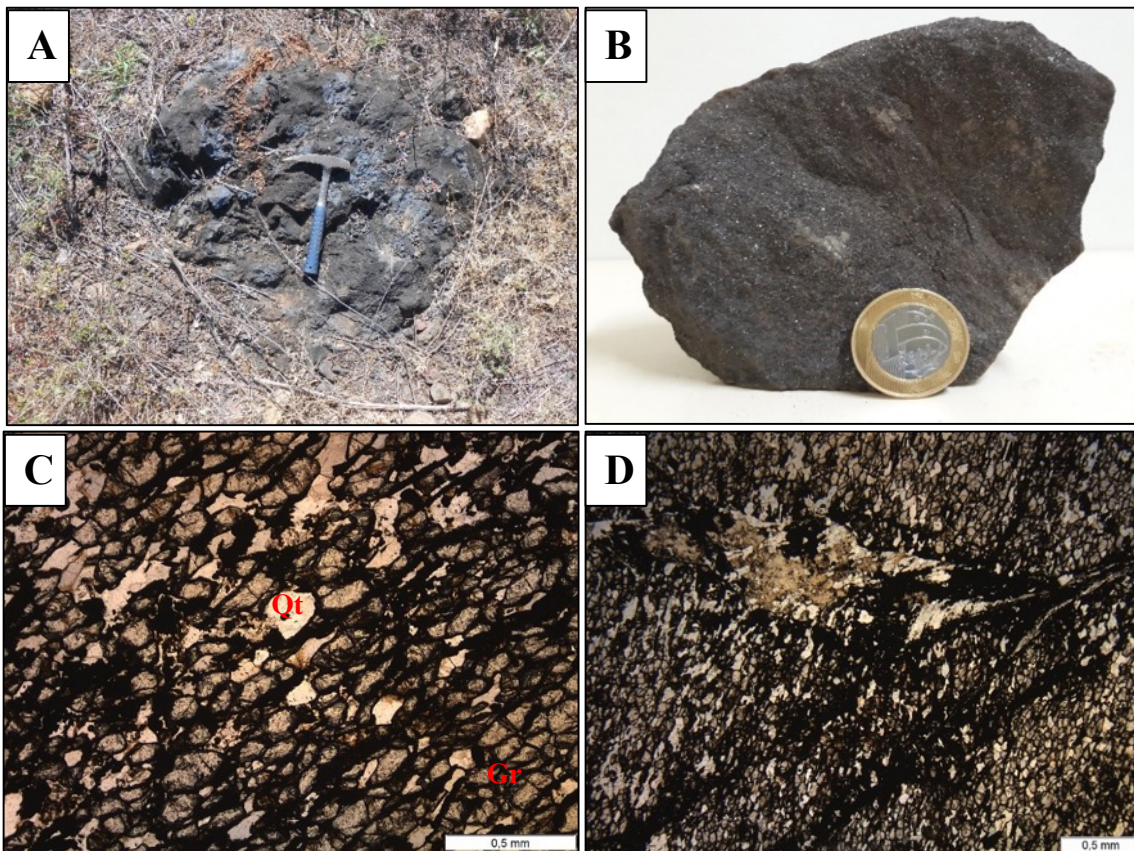
A sillimanita, quando presente, ocorre pontualmente (menos de 2%) na variedade fibrolita, com hábitos fibrosos e granulação fina. Frequentemente é associada com a biotita. Como minerais acessórios aparecem pirrotita, óxidos de ferro e ilmenita (4 a 2%).

ii) Gonditos

Os gonditos são rochas ora maciças, ora foliadas, frequentemente cortadas por veios de quartzo, e com cor preta a cinza-escuro (Figura 5.8 A e B). Têm granulação fina a média e afloram principalmente como blocos isolados. São compostos de granada (espessartita), quartzo e grafita. Os minerais acessórios são plagioclásio, pirrotita, muscovita, ilmenita e titanita. Difração de raios x de amostras coletadas nas subáreas V e X corroboram a mesma composição mineral, granada (espessartita), grafita e quartzo.

Estudo petrográfico de amostras do P167 na subárea VI mostra que os gonditos possuem textura granoblástica alotriomórfica com grafita lamelar intersticial definindo planos de foliação (Figura 5.8 C). A granada é o principal constituinte (45%), seguida por quartzo (35%), ambos apresentando tamanhos variando de 0.16 a 0.3 mm. A grafita (15%) apresenta cristais de tamanhos similares, alcançando 0.4 mm. Já a muscovita, tem hábito lamelar e tamanho de até 0.04 mm. Os óxidos (5%) comumente preenchem fraturas (Figura 5.8 D).

Figura 5.8 A) Afloramento do gondito in situ – P79; B) Gondito maciço, correspondente ao ponto 167 da subárea VI; C) Cristais alongados da almandina; D) Textura nematoblástica dos cristais e fraturas preenchidas por opacos a nicóis paralelos. Fotomicrografias cedidas pela subárea VI.



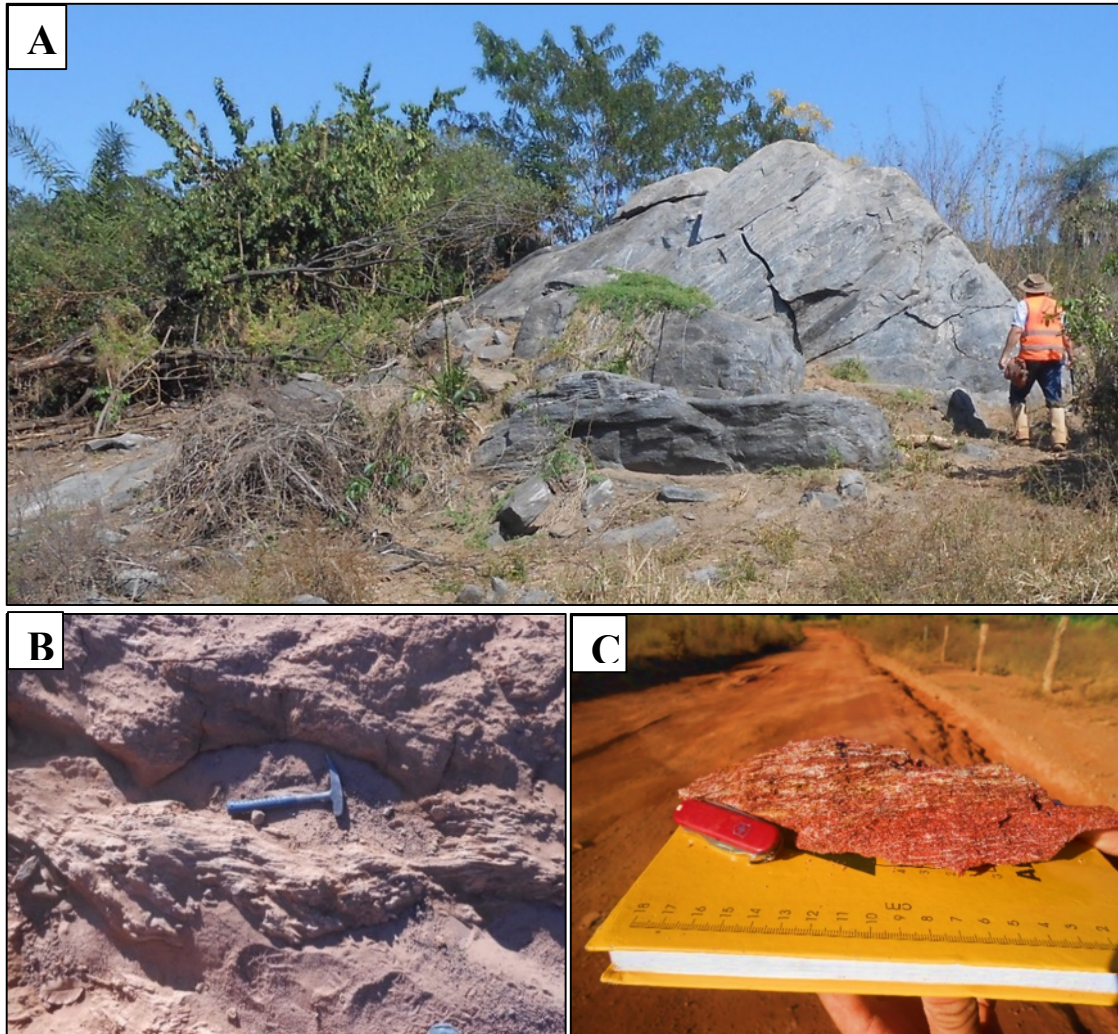
5.3.3 Suíte Aliança

Esta unidade ocorre como um corpo alongado, o qual estende-se desde a parte sudoeste até a porção centro norte da subárea V, inclusive dentro da subárea I. Apresenta uma área de exposição em torno de 20 km², e está associada a baixos topográficos, aflorando nas regiões de planície, em cotas abaixo de 230 m (Figura 5.9).

Figura 5.9. Imagem vai ser feita após finalização do mapa geológico

Esta unidade ocorre principalmente na forma de lajedos, blocos rolados em drenagens e como elevações na superfície em estradas de terra (Figura 5.10 A). Os afloramentos nas estradas apresentam forte alteração, geralmente confundidos com xistos de cor vermelha, e estão sempre associados a tonalitos e gnaisses frescos em ambos os lados dos afloramentos (Figura 5.10 B e C).

Figura 5.10. A) Afloramentos tipo da Suíte Aliança com exposições de 2 m, aproximadamente P95; B) Alteração em gnaisses tonalíticos com aparência semelhante a xistos e em C) detalhe da foliação (P37).



A Suíte Aliança mantém contato tectônico pela Zona de Cisalhamento Porto Nacional com o Granito Matança a oeste. A relação intrusiva entre os dois corpos é notória devido à presença de xenólitos desta unidade no Granito Matança. A suíte encontra-se em contato tectônico a leste com o Complexo Porto Nacional, com suas unidades orto- e paraderivadas associadas. A sudeste encontra-se coberto pelas rochas dos grupos Serra Grande e Canindé e na porção centro norte por crostas lateríticas conglomeráticas.

As rochas desta unidade apresentam grande variedade composicional e estrutural, sendo constituída por associação de dioritos, tonalitos, granodioritos, monzogranitos e ortognaisses tonalíticos e graníticos, além de metatexitos com leucossomas de composição tonalítica, produto de fusão parcial. Tais litotipos ocasionalmente são atravessados por veios pegmatíticos, associados ao Granito Matança. Frequentemente os tipos petrográficos das

unidades estão milonitizados, constituindo faixas ao longo de zona de cisalhamento. A diferenciação composicional das rochas dá-se na direção de NE para SW, com rochas mais evoluídas na borda da suíte.

5.3.3.1 Hornblenda-Biotita Diorito

Este litotipo ocorre na porção central da unidade, próximo as rochas dos grupos Serra Grande e Canindé. São cinza claro quando frescas, apresentando comumente fraca foliação contínua definida por cristais orientados de biotita, embora sejam isotrópicas em alguns locais (Figura 5.11 A e B).

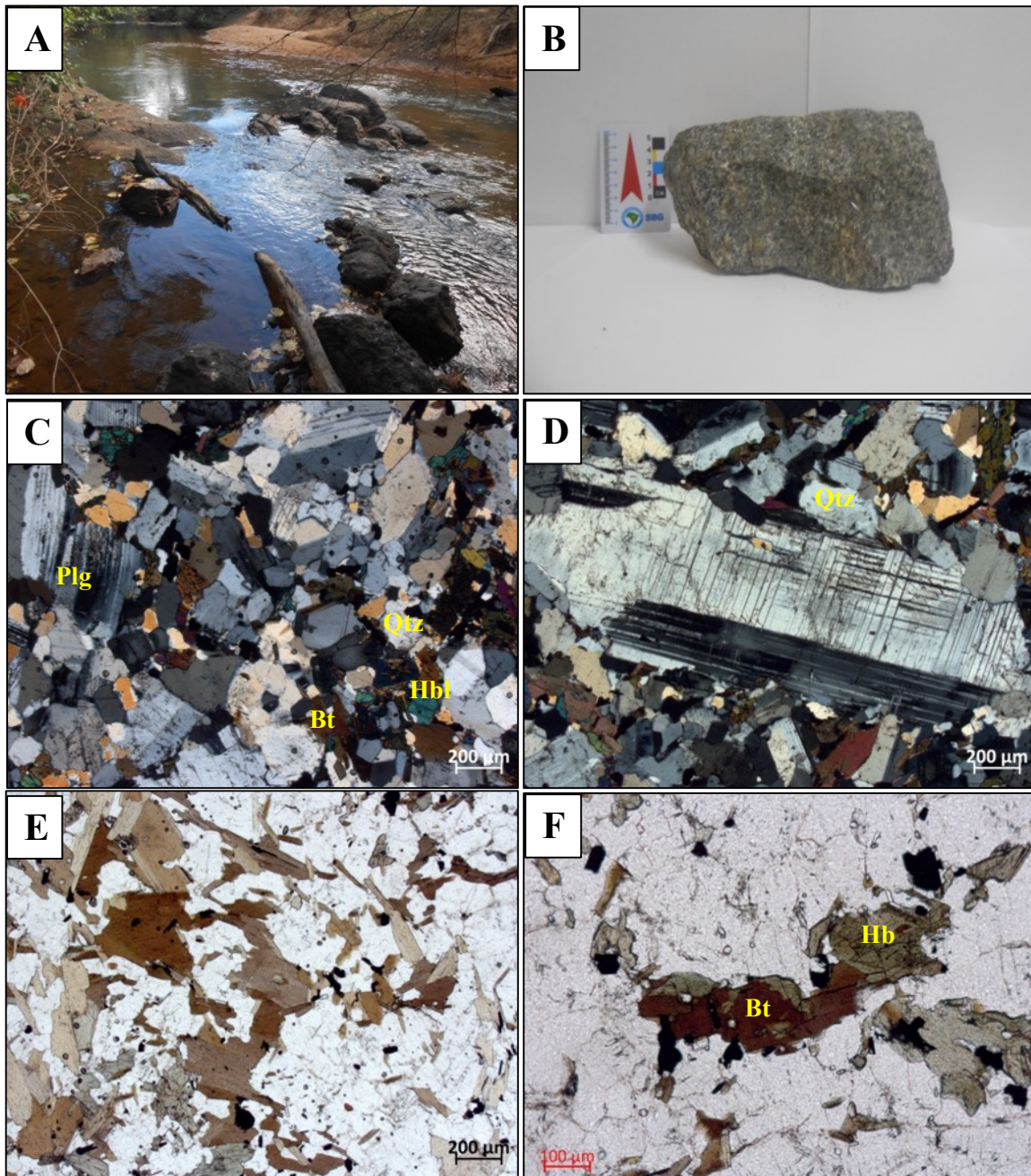
Composta de plagioclásio (69%), biotita (10%), hornblenda (8%) e quartzo. Ocorrem como acessório os minerais zircão, titanita, ortoclásio, allanita granada, apatita e opacos (geralmente óxidos). A granulação varia de fina a grossa, com textura porfirítica, onde fenocristais de plagioclásio de granulação média a grossa tem até 1 cm em meio a matriz com granulação fina a média, com textura equigranular alotriomórfica, composta de plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda (Figura 5.11 C).

O plagioclásio, de composição andesina (An_{49}), na matriz ocorre como cristais anédricos a subédricos com tamanho variando de 0.2 a 1.2 mm. Os fenocristais são subédricos e euédricos e apresentam tamanho variando de 2.4 mm a 1 cm (Figura 5.11 D). No geral, exibem geminação albita, albita-periclina e albita-carlsbad sendo alguns alterados devido a processos de sericitização e saussuritização.

A biotita é constituída ocorre como cristais primários e secundários. A biotita primária compõe cerca de 10% da rocha. Ocorre como cristais anédricos a subédricos, com pleocroísmo que varia do amarelo pálido a castanho indicando composição mais magnésiana e/ou presença de Ti na estrutura (Figura 5.11 E) e tamanho variando de 0.2 a 1.6 mm. Frequentemente mostra halos pleocróicos devido a inclusão de cristais de zircão e allanita, sendo alguns cristais exibem alteração parcial para clorita. A biotita secundária é produto da biotitização da hornblenda.

A hornblenda compõe cerca de 8% da rocha. Ocorre como cristais anédricos, com pleocroísmo que varia de verde pálido a verde. O tamanho varia entre 0.2 a 1.2 mm. Os cristais apresentam em sua maioria geminação polissintética, e estão alterados devido a processos de biotitização, cloritização e schillerização (Figura 5.11 F).

Figura 5.11 A) Afloramento de hornblenda-biotita diorito no Ribeirão do Carmo. B) Amostra de mão do diorito, com aspecto maciço. Fotomicrografias do hornblenda-biotita diorito (TF18_V_17) destacando em: C) Textura equigranular alotriomórfica, composta de plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda; D) Fenocristal tabular de plagioclásio, com geminação albita-periclina em meio a matriz equigranular; E) Biotita euédrica castanha com inclusão de opacos; F) Hornblenda biotitizada. Notar os contatos difusos e interdigitados entre os minerais;



O quartzo ocorre como cristais anédricos na matriz, com tamanhos entre de 0.2 a 1.6 mm, apresentam extinção ondulante e poucas fraturas. Cristais de ortoclásio (<1%) são raramente observados, variam de 0.4 a 3.2 mm e ocasionalmente apresentam geminação carlsbad.

5.3.3.2 Biotita Monzogranito

Sua ocorrência é rara sempre próxima aos gnaisses tonalítico. Apresenta cor rosa clara quando fresca e incipiente foliação contínua, definida por cristais de biotita (Figura 5.12 A e B). São rochas leucocráticas, compostas por microclínio (22%), quartzo (25%), plagioclásio (43%) e biotita (5%). Dentre os minerais acessórios tem-se zircão, granada e moscovita. Apresenta granulação média, com textura equigranular alotriomórfica (Figura 5.12 C e D). Localmente apresenta textura mimerquítica (Figura 5.12 C) e texturas de substituição, devido a sericitização e cloritização. Em geral, os grãos não apresentam fraturas.

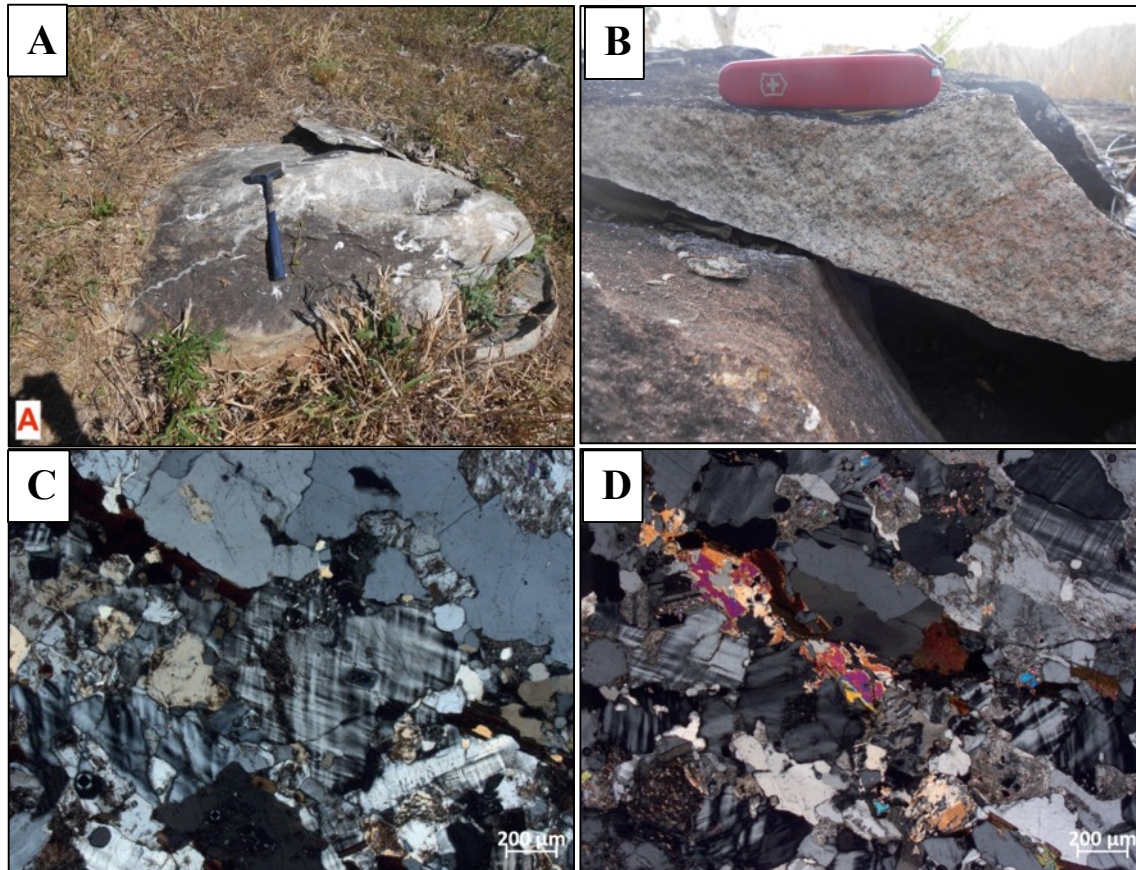
O plagioclásio é identificado como oligoclásio (An_{29}). Ocorre como cristais anédricos de tamanho variando de 0.4 a 2.2 mm. Apresenta geminação lei da albita, e exibem intensa alteração, devido a saussuritização.

O quartzo ocorre como cristais primários e secundários. Os cristais primários são anédricos, com tamanho variando de 0.3 a 3.6 mm, com maior frequência em torno de 1.2 mm. Comumente apresentam extinção ondulante. O quartzo secundário apresenta granulação fina, ocorre como produto de intercrescimento em cristais de plagioclásio, formando textura mimerquítica.

O microclínio ocorre como cristais anédricos, com tamanho variando de 0.4 a 3.6 mm, com maior frequência em torno de 1.5 mm. Apresenta geminação tartan, e alguns grãos ocorrem pouco alterados por sericitização e saussuritização.

A biotita ocorre como cristais subédricos, com tamanho variando de 0.2 a 1.2 mm. O pleocroísmo varia de amarelo claro a castanho escuro e não apresentam orientação preferencial. Alguns cristais apresentam-se cloritizados.

Figura 5.12. A) Afloramento do biotita monzogranito, em bloco de aproximadamente 1m de circunferência (P98); B) Amostra de mão da rocha. Notar a cor rosada e a ligeira foliação definida por cristais de biotita. C) e D) Fotomicrografias sob nicóis cruzados do biotita monzogranito destacando a textura equigranular típica, com textura mimerquítica no contato entre o plagioclásio e o microclínio na primeira imagem.



5.3.3.3 Biotita Gnaiss Tonalítico

Rocha mais abundante da unidade na área do projeto. Em geral, apresenta cor branca com faixas cinza claro quando fresca, sendo praticamente brancas, quando milonitizadas. Suas variedades de composição granodioríticas a graníticas exibem cor rosa, e menor quantidade de minerais máficos (biotita principalmente). Os litotipos apresentam bandamento gnáissico (Figura 5.13 A) e frequentemente encontram-se milonitizados, desenvolvendo na rocha estruturas indicativas de estiramento, tais como boudins, lineação mineral, transposição de foliação e dobras isoclinais intrafoliais com raiz entre os planos de foliação

Em geral, a rocha é composta de biotita (3 a 20%), quartzo (40 a 42%) e plagioclásio (38 a 50%) e hornblenda (4%), e apenas nas composições granodioríticas e graníticas microclínio também está presente. Os minerais acessórios são titanita, allanita, apatita, calcita, moscovita e zircão. O bandamento é marcado por bandas quartzo-feldspáticas alternadas com

bandas mais ricas em biotita (Figura 5.13 B). Predomina a textura granoblástica poligonal nas bandas quartzo feldspáticas, e nas bandas mais ricas em biotita a textura lepidoblásticas, a textura mimerquítica é observada localmente.

Quando milonitizada, a rocha apresenta granulação fina a média, com textura nematoblástica, marcada pelo estiramento do quartzo, onde porfiroclastos rotacionados e cominuidos de plagioclásio, ribbons de quartzo e matriz recristalizada polifásica marcam a textura milonítica. Texturas de substituição tais como sericitização, saussuritização e cloritização ocorrem de forma indiscriminada na rocha.

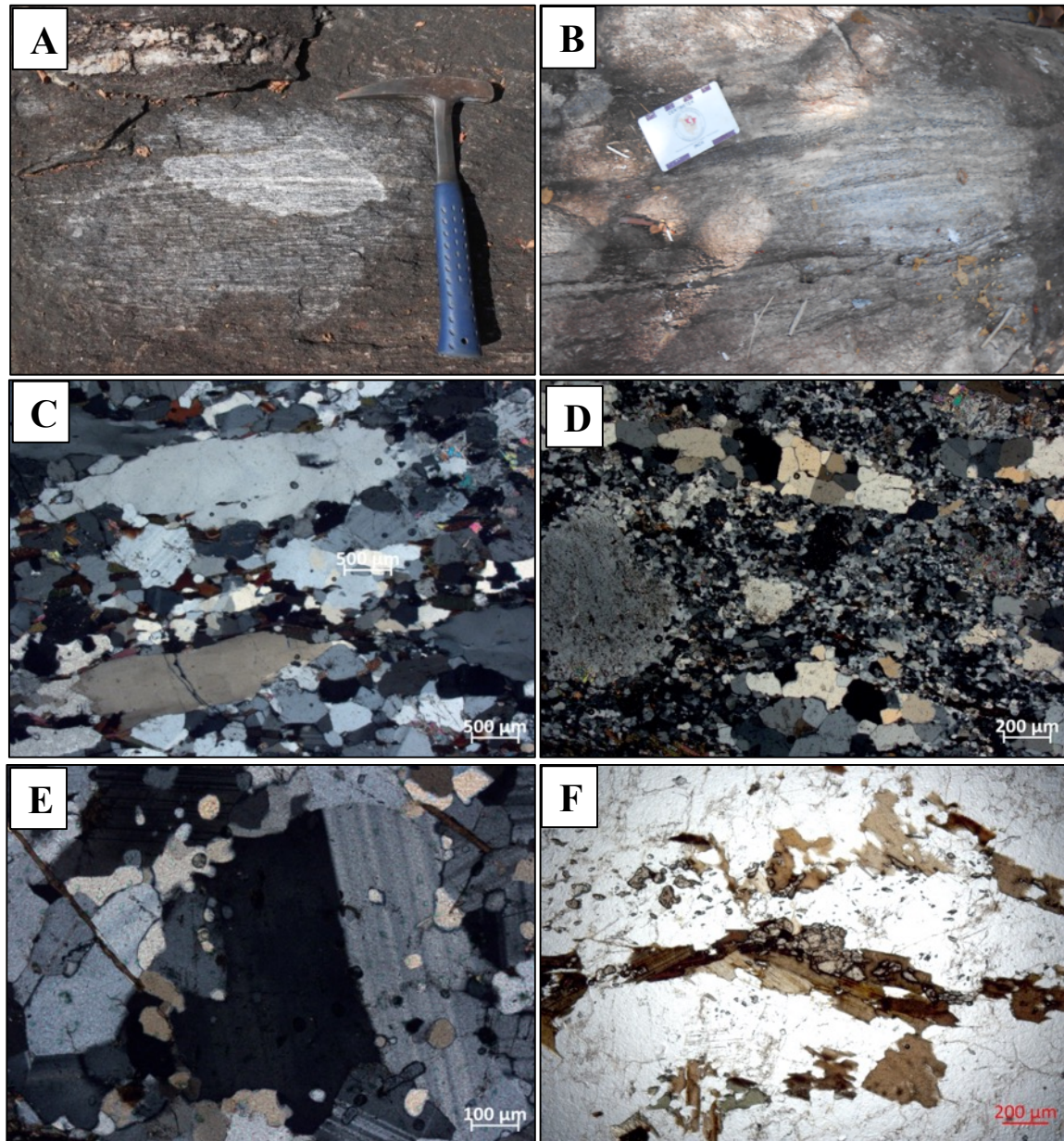
O plagioclásio é classificada como andesina (An_{32} a An_{33}). Nos gnaisses ocorre como cristais anédricos, de tamanho variando de 0.2 a 1.6 mm, com maior frequência em torno de 0.6 mm. Apresenta geminação lei da albita e albita-periclina. Alguns cristais mostram-se pouco alterados pela saussuritização, sendo mais intensa no centro dos grãos do que nas bordas, sugerindo um núcleo de composição mais cálcica.

Nos gnaisses milonitizados, o plagioclásio ocorre como porfiroclastos com tamanho médio de 2 mm, cominuidos com extinção ondulante, geminação evanescente, devido a deformação mecânica, e geminações ligeiramente arqueadas. Também ocorrem como cristais recristalizados na matriz bifásica, com tamanhos em torno de 0.2 mm geralmente. No milonito ocorre com intensa saussuritização, facilitado pelo processo de deformação gerando cristais de mica branca e calcita.

O quartzo perfaz cerca de 40 a 42% da rocha, e encontra-se em 3 tipos de ocorrências nas rochas pouco deformadas: I) como cristais anédricos estirados de comprimento variando de 2 a 6.8 mm (Figura 5.13 C); II) cristais equidimensionais, não estirados, com tamanho variando de 0,2 a 1 mm, com média em torno de 0,7 mm; e III) cristais com hábitos vermiculares, nas porções de textura mimerquítica com tamanhos menores do que 0,1 mm. Os cristais estirados apresentam extinção ondulante do tipo *patchy*, com incipiente formação de subgrãos.

Nos gnaisses miloníticos o quartzo ocorre em duas formas: I) como ribbons de quartzo marcados por cristais equigranulares poligonais com tamanho em torno de 1,2 mm, além da presença de junção tríplice e ausência de extinção ondulante na maioria dos cristais (Figura 5.13 D); e II) como cristais recristalizados, com formas ameboides presente na matriz polifásica, de tamanho menor do que 0.4 mm. Em certas rochas ocorrem em formas de “gotas”, inclusas em cristais de plagioclásio e preenchendo fraturas (Figura 5.13 E).

Figura 5.13 A) Bandamento do Gnaiss Tonalito; B) Gnaiss tonalítico milonitizado com intensa redução do tamanho do grão e com presença de minerais estirados; C) Quartzo ameboide em matriz polifásica; D) Ribbons de quartzo, marcado por cristais equigranulares poligonais; E) Feições de recristalização em quartzo com formas de “gotas”, inclusas em cristais de plagioclásio e preenchendo fraturas; F) Cristais de biotita marcando o bandamento gnáissico com aglomeração de cristais de titanita. Fotomicrografias da lâmina TF18_V_48.



A biotita compõe cerca de 3 a 20% da rocha, com a diminuição da quantidade sendo diretamente proporcional ao grau de deformação da rocha. Nos gnaisses não deformados ocorre como cristais subédricos a euédricos, com tamanhos entre de 0.3 a 4 mm, com maior frequência em torno de 0.5 mm. Apresenta pleocroísmo que varia de amarelo claro a castanho escuro e está orientada, marcando a foliação anastomosada, caracterizada pelo truncamento de planos

da biotita. Quando orientadas estão frequentemente próximas a cristais de titanita (Figura 5.13 F) exibindo halos pleocróicos. Em ambos os tipos, a biotita encontra-se alterada devido a cloritização. A hornblenda, quando presente, apresenta tamanho de 0.2 a 1 mm. Apresenta pleocroísmo com cores de verde pálido a verde claro, e geminação simples.

5.3.3.4 Metatexitos

Os metatexitos encontram-se associados ao gnaiss tonalítico na parte sudeste do corpo. São rochas formadas a partir dos próprios gnaisses tonalíticos. Os leucossomas são leucocráticos, tem composição tonalítica, granulação média a grossa e zonas enriquecidas em biotitas nas bordas. A proporção de leucossoma aumenta de nordeste para sudoeste da área. A estruturação varia muito, apresentando estruturas tipo dique, *patch*, veio e acamadada (Figura 5.14 A a D). Os restitos associados são constituídos quase essencialmente de biotita, com menor quantidade de quartzo e plagioclásio.

Figura 5.14. A) Aspecto da estrutura de fusão parcial nos metatexitos, intercalando-se entre o restito e zonas com o leucossoma; B) Metatexito no ponto P112, no qual é possível observar presença de mobilizados de anatexia e os restitos composto essencialmente de hornblenda e biotita; C e D) Metatexito com estrutura do tipo acamadada. Afloramento do ponto 112.

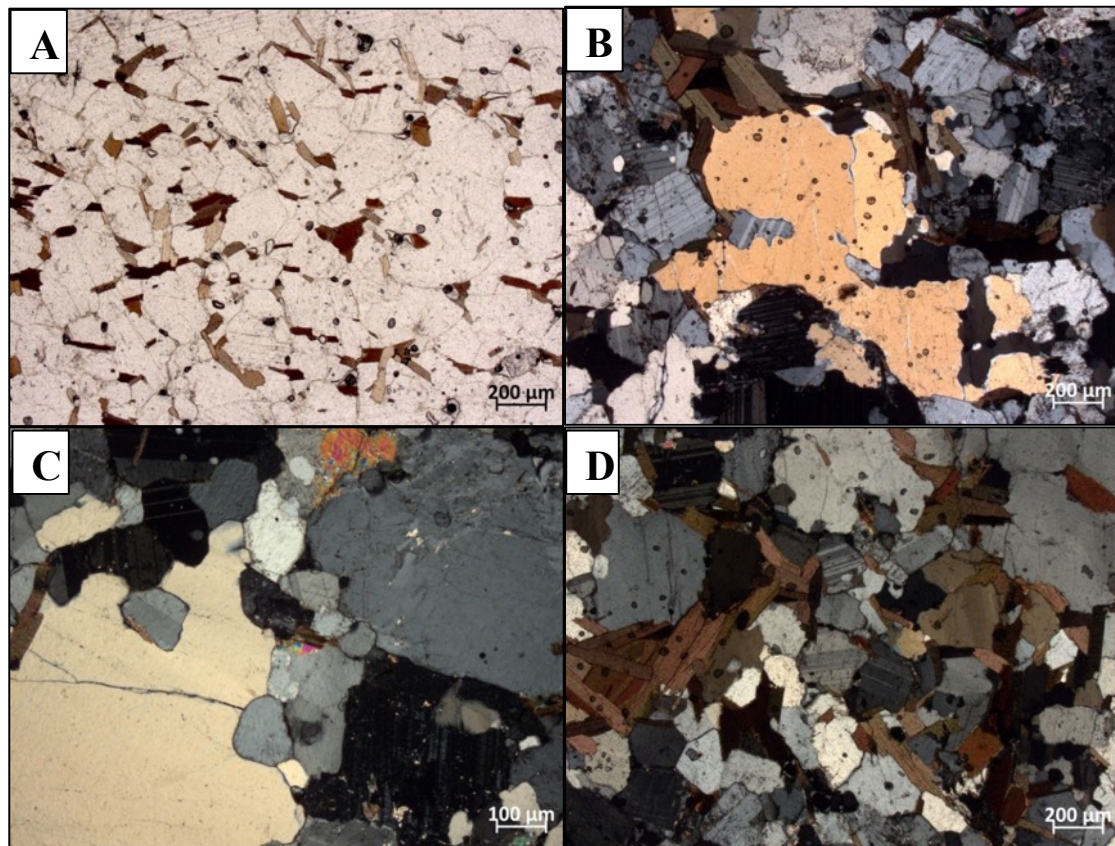


São compostos essencialmente de quartzo (20%) e plagioclásio (60%), contendo em menor proporção biotita (14%) e moscovita. Apresentam textura equigranular alotriomórfica e localmente apresentam textura granoblástica, produto de recristalização (Figura 5.15 A a D). Alteração por cloritização e sericitização dão como resultado texturas de substituição.

O plagioclásio ocorre como cristais são anédricos a subédricos, de tamanho variando de 0.4 a 2.4 mm, com maior frequência em torno de 1 mm. A maioria dos cristais estão geminados pela lei da albita e albita-carlsbad. Alguns grãos estão parcialmente alterados pela sericitização e estão principalmente em contatos lobados com outros minerais (Figura 5.15 B).

O quartzo ocorre como grãos são anédricos predominantemente, de tamanho entre 0.2 e 4.4 mm, com maior frequência em torno de 1.8 mm, apresentando inclusões de plagioclásio quando maiores, em geral, têm extinção ondulante e estão moderadamente fraturados (Figura 5.15 C).

Figura 5.15. Fotomicrografias de uma lente de metatexito, detalhando: A) Cristais de biotita dispersos na rocha. B) Textura equigranular alotriomórfica; C) Quartzo fraturado, com contatos lobados entre os grãos. D) Textura granoblástica com raros contatos poligonais.



A biotita corresponde a cristais são subédricos, e tamanhos de 0.1 a 1.4 mm, com maior frequência 0.6 mm. Exibem pleocroísmo que varia de amarelo claro a castanho escuro (Figura 5.15 D). Apresentam halos pleocróicos quando cristais de titanita e zircão estão inclusos. Alguns cristais estão parcialmente alterados para clorita.

5.3.4 Suíte Gabbro-Anortosítica Carreira Comprida

Localizado na região sul/sudeste da área de estudo destaca-se um corpo de composição gabro-anortosítica de aproximadamente 18 km de comprimento e 7 km de largura que se estende para as áreas VI, X e XI. Em mapa aeromagnetométrico de sinal analítico, as rochas dessa unidade apresentam forte anomalias positivas que se alinham em trend NE-SW (Figura 5.16). Em mapa aerogamaespectrométrico ternário RGB, este corpo apresenta anomalias de coloração preta a verde escuro, indicando baixos valores nos três canais (K, U e Th).

Figura 5.16. Imagem vai ser feita após finalização do mapa geológico

As rochas dessa unidade afloram em morrotes de aproximadamente 5 metros de altura em meio a pasto, e blocos rolados na Fazenda Aroeira (Figura 5.17). A unidade está em contato tectônico com o Complexo Granulítico Porto Nacional a noroeste, com o Granito Aroeiras a sudeste, e é encoberta, em discordância erosiva, pelas unidades sedimentares dos grupos Serra Grande e Canindé.

Figura 5.17 Afloramento do Anortosito Carreira Comprida na área de estudo P137.

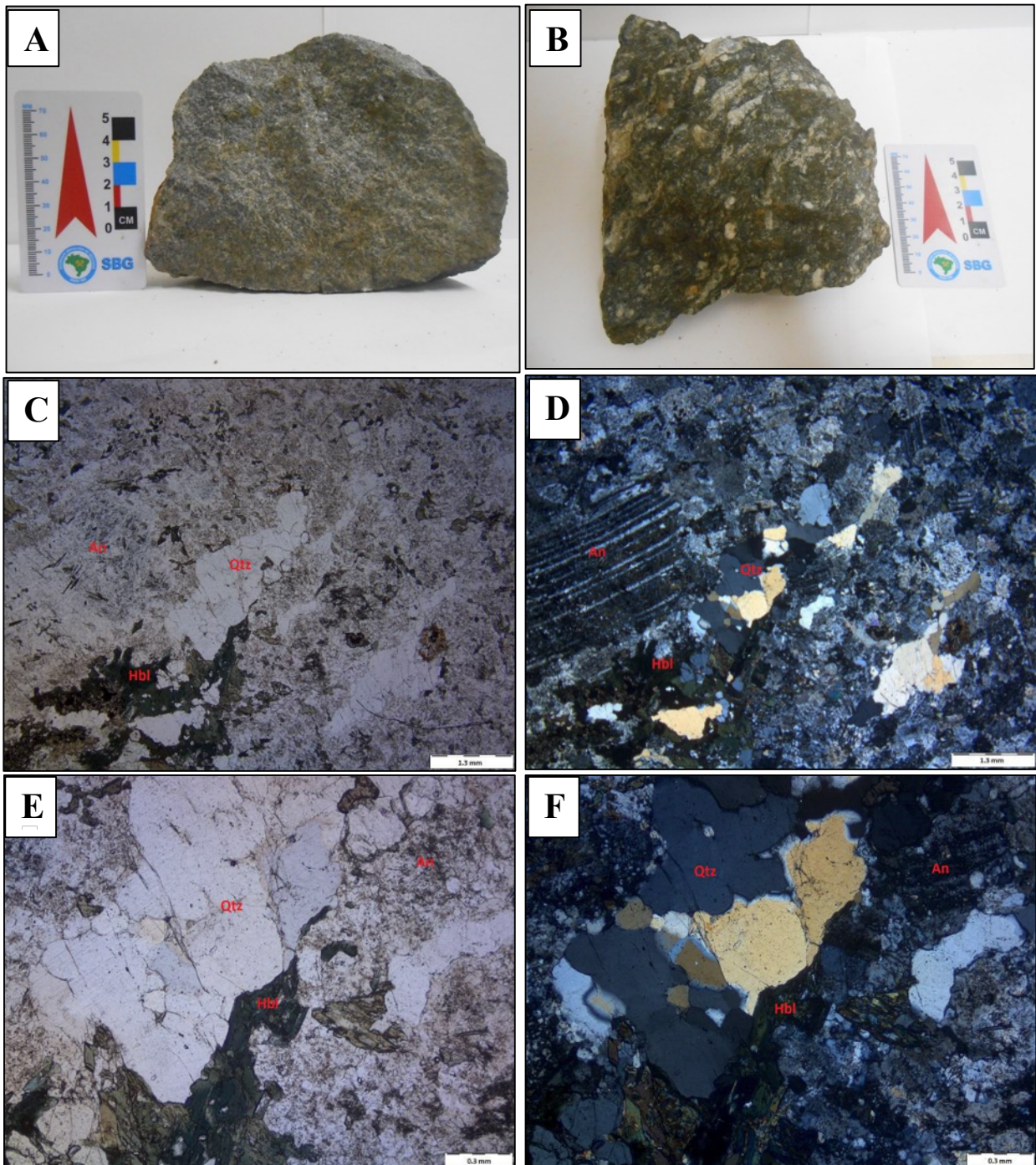


5.3.4.1 Anortosito

A rocha apresenta cor cinza escuro quando fresca, com granulação variando de fina a média quando isotrópica e, quando deformada com porfiroblastos de plagioclásio de até 3cm em meio a matriz granoblástica de granulação média (Figuras 5.18 A e B), nas bordas do corpo ocorre milonitizada, havendo maior enriquecimento em biotita. A petrografia indica composição essencialmente de plagioclásio, honblenda e quartzo e em menores proporções biotita, titanita, apatita, e granada com zircão como acessório e opacos (ilmenita). Texturas de substituição geradas por sericitização e saussuritização no são frequentes.

O Plagioclásio (60%) identificado como anortita (An90), ocorre como cristais subhedrais variando de 0.08 a 12 mm. Ocorre geminado segundo a lei da albita e albita-carlsbad, ocasionalmente apresenta geminação evanescente, seu contato com os outros minerais ocorre de forma serrilhada a dentada (Figuras 5.18 C a F)

Figura 5.18. Amostras do anortosito com estruturas distintas observadas nos pontos 137 e 139. Destaca-se em: A) Rocha isotrópica e em B) Anortosito milonitizado, com enriquecimento em biotita. Destacando em C) Trama geral da rocha, vista sob nicóis paralelos, composta essencialmente de anortita (An), com quartzo (qtz) e hornblenda (hbl) como mineral acessório. D) Imagem anterior com nicóis cruzados. Notar a intensa saussuritização dos cristais de plagioclásio. E e F) Imagem com nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, na qual são destacados agregados de quartzo recristalizados. Fotomicrografias cedidas pela área X (TF18_X_P15).



Texturas de substituição ocorrem de forma disseminada, comumente associados ao núcleo dos grãos, tendo como produtos calcita, moscovita e saussurita.

A Hornblenda, corresponde a 8% da amostra descrita, identificada como ferro thsermakita, ocorre como cristais subhedrais de granulação entre 0.08 a 0.12 mm com pleocroísmo variando entre verde claro e verde muito escuro, sempre associada aos profiroblastos de anortita. (Figuras 5.18 C a F)

O Quartzo compõe 7% da rocha é subhedral e ocorre com tamanho variando entre 0.03 e 0.3 mm. Apresenta sempre extinção ondulante, pouco fraturado e pontualmente ocorre como subgrãos com contatos difusos indicando recristalização dinâmica (Figuras 5.18 E e F)

A Titanita (5%) ocorre em formas de coronas, variando entre 0.04 e 0.1 mm de tamanho, em volta dos minerais opacos identificados como ilmenita (4%) e em outros momentos associado aos interstícios do plagioclásio. Biotita (4%) e granada (3%) são subhedrais e com tamanhos variando de 0.4 a 1 mm.

5.3.4.2 Olivina Gabbro

A fácies olivina gabro é raramente observada, e ocorre na porção sudoeste do corpo, no centro-sul da área. As rochas são faneríticas, isotrópicas, de cor cinza escuro quando frescas, melanocráticas e de granulação fina a média (Figura 5.19 A).

. São compostas essencialmente de olivina (25%), diopsídio (26%), plagioclásio (40%) e hornblenda (7%). Os minerais acessórios são apatita, magnetita e pirrotita. Apresenta textura granoblástica poligonal com junções tríplexes muito frequentes e localmente textura coroníticas ao redor da olivina. Como processos de alteração tem-se serpentinização da olivina e schillerização da hornblenda.

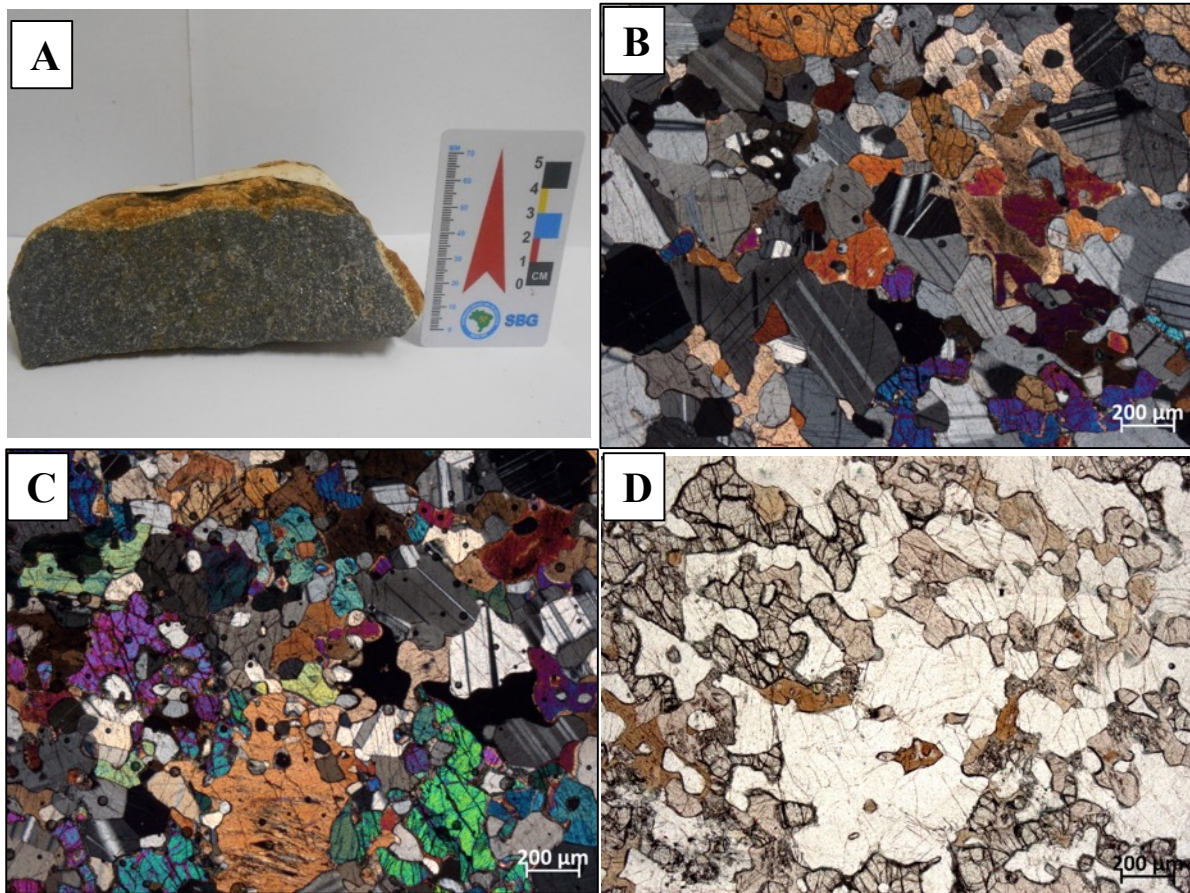
O plagioclásio tem composição de labradorita (An_{78}). Os cristais são anédricos a subédricos, comumente poligonais, com tamanho entre 0.3 a 1.4 mm. Estão geminados pela lei da albita, e apresentam geminação mecânica. Alguns grãos apresentam extinção ondulante e estão inalterados (Figura 5.19 B).

Os cristais de diopsídio são anédricos, com tamanho entre de 0.6 a 1.6 mm. Apresenta leve pleocroísmo, de incolor a rosa pálido, e 2V em torno de 60 a 70°, sugerindo um maior teor de cálcio, corroborando com o tipo de clinopiroxênio. Contém inclusões de cristais de plagioclásio (Figura 5.20 C) e estão moderadamente fraturados.

A olivina apresenta composição Fo_{60} . Correspondem a cristais anédricos, com hábitos irregulares que se assemelham a cristais intersticiais, relictos de uma textura cumulática. São incolores, com tamanho de 0.4 a 2 mm e apresentam inclusões de plagioclásio (Figura 5.20 C). Os cristais estão bastante fraturados e são bordejados por cristais de serpentina e magnetita, produto da serpentinização da olivina.

Os cristais de hornblenda são anédricos, geralmente muito irregulares e tamanho de 0.3 a 0.9 mm e ocorrem nos interstícios dos outros minerais (Figura 5.20 D). O pleocroísmo varia de amarelo pálido a castanho escuro. Os cristais estão alterados pela schillerização, na qual tem como produto minerais de Ti, como rutilo e titanita.

Figura 5.20 A) Olivina Gabro granoblástico amostrado no ponto 157; B) Fotomicrografias com destaque para textura granoblástica definida por clinopiroxênio, olivina e plagioclásio. Notar contatos lobulados de olivina e clinopiroxênio e retilíneos a suturados entre os plagioclásios; C) Olivina anédrica, com hábitos irregulares e várias inclusões de plagioclásio, sugerindo uma textura cumulática reliquiar em imagem sob nicóis paralelos; D) Textura granoblástica a nicóis paralelos com destaque para hornblenda castanha intersticial a olivina.



5.3.5 Suíte Lajeado

5.3.5.1 Granito Matança

Corpo de dimensões batolíticas de direção NNE-SSW, ocorrendo no extremo noroeste da subárea V, e a centro-sul como um corpo alongado. Apresenta continuidade para a subárea I e ultrapassa a área total do Projeto Monte do Carmo para WSW. No mapa de aerogamaespectrometria é marcado pela forte resposta no canal do potássio (Figura 5.21).

Figura 5.21. Imagem vai ser feita após finalização do mapa geológico

Sua expressão geomorfológica é na forma de serras, como observado na Serra das Cordilheiras, e alcança altitudes da ordem de 410 m podendo chegar a 650 m, em poucos locais ocorre em baixos topográficos, em cotas de aproximadamente 250 m. Frequentemente está associado a vegetação espinhenta. Os afloramentos desta unidade são principalmente na forma de grandes lajedos, ocorrendo também em drenagens, pedreiras e como blocos (Figura 5.22).

Figura 5.22. Afloramento do Granito Matança como lajedo em morro com blocos métricos – P108.

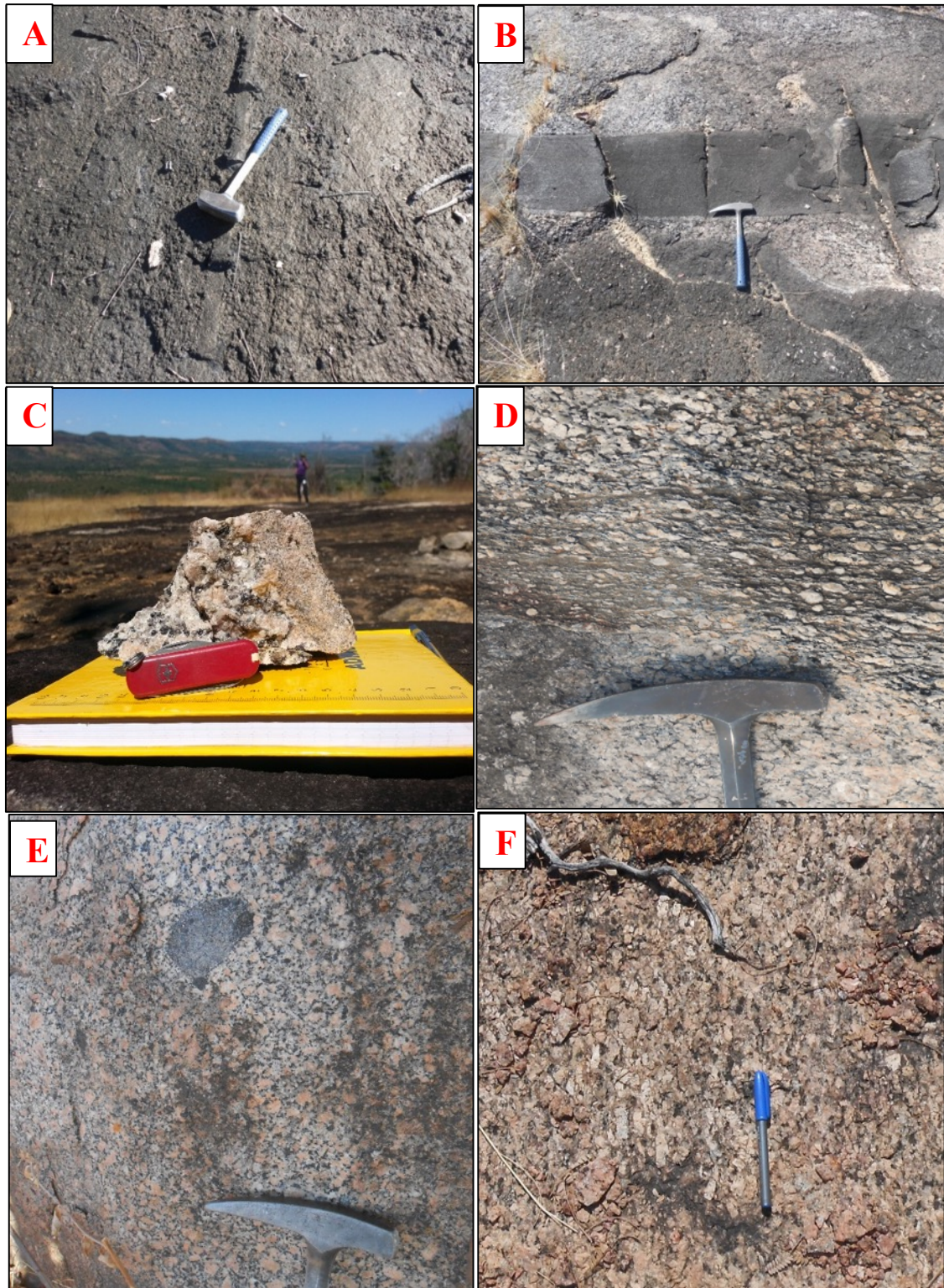


Seu contato com as unidades contíguas, Complexo Porto Nacional e Suíte Aliança, ocorre por meio de zonas de cisalhamento, e encontra-se coberto, em discordância erosiva, pelos litotipos sedimentares dos grupos Serra Grande e Canindé.

Comumente, diques aplíticos com espessura de 3 a 40 cm foram identificados (Figura 5.23 A e B). São compostos por quartzo e feldspatos com textura “sacaroidal” (Figura 5.23 C). Além destes, há veios pegmatíticos de composição granítica (Figura 5.24 D), com cristais de feldspato potássico com textura gráfica.

Os corpos graníticos são isotrópicos de modo geral, raramente foliados, e nas regiões próximas às bordas são afetados por bandas e zonas de cisalhamento tabulares de espessuras e *trends* variados, com intensa recristalização, foliação milonítica penetrativa e cominuição dos grãos, bem como estiramento e rotação de minerais, em geral com direção N25E (Figura 5.25 D). Enclaves microgranulares félsicos arredondados de aproximadamente 10 cm de diâmetro, com a mesma composição do granito, ocorrem inclusos no corpo (Figura 5.25 E). São observadas também texturas de fluxo magmático, marcadas pela orientação de feldspatos potássicos euédricos (Figura 5.25 F).

Figura 5.25 A) Dique aplítico com cerca de 10 cm de espessura cortando o corpo; B) Dique de granodiorito cortando o Granito Matança; C) Detalhe do contato entre o biotita granito de granulação grossa com aplito de granulação fina; D) Zona de cisalhamento com porfiroclastos de feldspato potássico, com trama assimétrica bem marcada – P140.); E) Enclave microgranular máfico – P151; F) Textura de fluxo magmático marcado por cristais tabulares de feldspato potássico, cuja orientação está apontada pela caneta– P109.



Macroscopicamente apresenta composição granítica, classificado como biotita sienogranito e hornblenda-biotita sienogranito. Apresenta cor rosada nas superfícies de maior exposição, e branca nas partes frescas. Possui fácies de granulação média, e de grossa a muito grossa, entre as quais é evidente, em campo, heterogeneidade na distribuição. Os granitos apresentam textura equigranular alotriomórfica, porfírica a megaporfírica, com megacristais de feldspatos potássicos de até 5 cm em meio a matriz equigranular alotriomórfica composta de quartzo, plagioclásio, biotita e, ocasionalmente, hornblenda (Figura 5.26 A e B). Raramente mostra textura mimerquítica e textura rapakivi, evidências de desequilíbrio magmático ou de mistura entre magmas. Processos de alteração são comuns, e incluem saussuritização e sericitização de feldspatos.

Os fenocristais de feldspato potássico correspondem a microclínio, e apresentam textura pertítica com exsoluções de plagioclásio. Constituem cerca de 45% da amostra, com tamanhos variando de 2 mm a 5 cm, são tabulares, com hábitos subédricos a euédricos e apresentam geminação tartan e carlsbad, sendo chamado também de ortoclásio de inversão. Pontualmente apresentam sericitização (Figura 5.26 C).

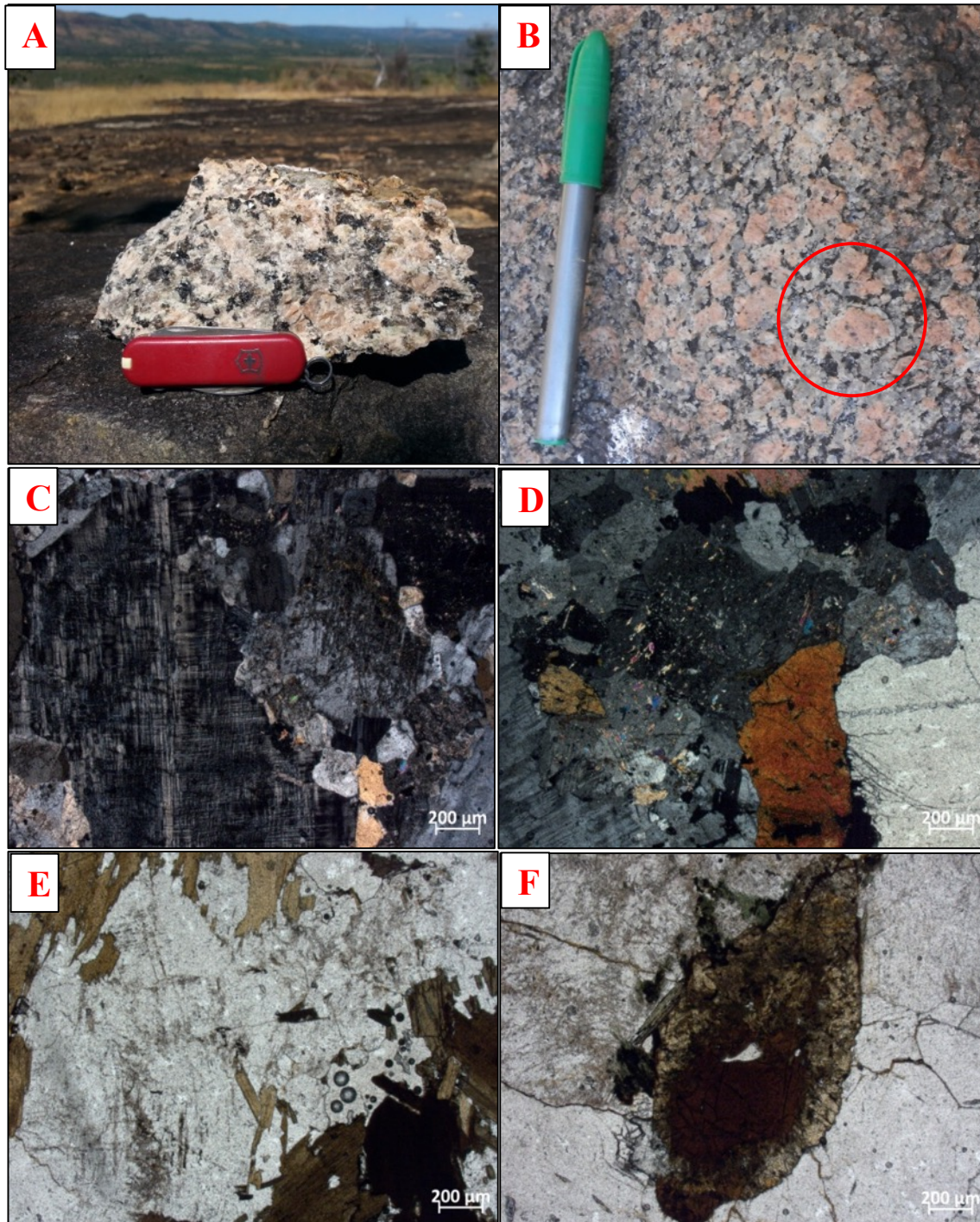
Plagioclásio, identificado como albita (An₄), ocorre como cristais anédricos a subédricos, de hábito tabular, com tamanhos variando de 0.7 a 5.1 mm e corresponde a 10% nos sienogranitos. Apresentam geminação pela lei da albita, albita-periclina e albita-carlsbad, e comumente saussuritizados e sericitizados (Figura 5.26 D).

Quartzo ocorre de forma anédrica, nos sienogranitos corresponde a 25%, tem tamanho em torno de 0.8 a 8 mm e apresenta extinção ondulante, com incipiente desenvolvimento de subgrãos. Os cristais são moderadamente fraturados e apresentam textura mimerquítica.

A biotita corresponde a 8% da rocha, com pelocroísmo de amarelo claro a verde muito escuro, e tamanho entre 0.8 a 3.6 mm. A hornblenda compõe cerca de 4% da rocha, exhibe pleocroísmo de verde a verde muito escuro, e tem cerca de 1.2 a 4 mm de tamanho (Figura 5.26 E). Os minerais acessórios consistem de zircão, allanita e titanita. A allanita se destaca com cristais que alcançam até 3.8 mm de tamanho, é metamítica, e está associada a fraturamentos radiais nos minerais bordejantes (Figura 5.26 D e F).

Fraturas transgranulares afetam principalmente o quartzo, microclínio, plagioclásio e hornblenda. Os contatos entre os grãos são principalmente retilíneos e curvilíneos, sendo observados localmente contatos lobados entre quartzo e microclínio.

Figura 5.26 A) Biotita granito com textura equigranular P9; B) Fenocristal de feldspato potássico com textura rapakivi marcado pelo círculo vermelho- P151; C) Fotomicrografia sob nicóis cruzados destacando fenocristal de microclínio com geminação tartan; D) Allanita e plagioclásio sericitizado; E) Biotita e plagioclásio (N.P). F) Allanita euédrica metamictizada, com maior alteração nas bordas. Notar o padrão radial das fraturas nos minerais que bordejam o cristal (N.P)



5.3.6 Bacia do Parnaíba

Os grupos Serra Grande e Canindé da Bacia do Parnaíba ocupam boa parte da porção mapeada pelo grupo V. Nos produtos de sensoriamento remoto e gamaespectometria aérea os grupos se destacam. Como pode ser observado na figura 5.27, o principal relevo da região é sustentado pelas rochas dessas unidades, resultando em um gradiente altimétrico de aproximadamente x metros. Já no mapa gamaespectométrico de composição RGB, as rochas dos grupos apresentam um elevado valor no canal do tório, marcado pela cor ciano.

Figura 5.27. Imagem vai ser feita após finalização do mapa geológico

Em campo, as ocorrências desta unidade são marcantes, constituindo frentes escarpadas com mais de 40 m de espessura recobrimdo as rochas paleoproterozóicas do CGPN e neoproterozóicas da Suíte Aliança e do Granito Matança. Tais exposições são observadas ao longo de toda a encosta das serras do Najá, Aroeira e Cordilheiras, que bordejam a área estudada a leste, sul e oeste, respectivamente (Figura 5.28).

Figura 5.28. Expressão geomorfológica e formas de ocorrência dos grupos Serra Grande e Canindé na área de estudo.

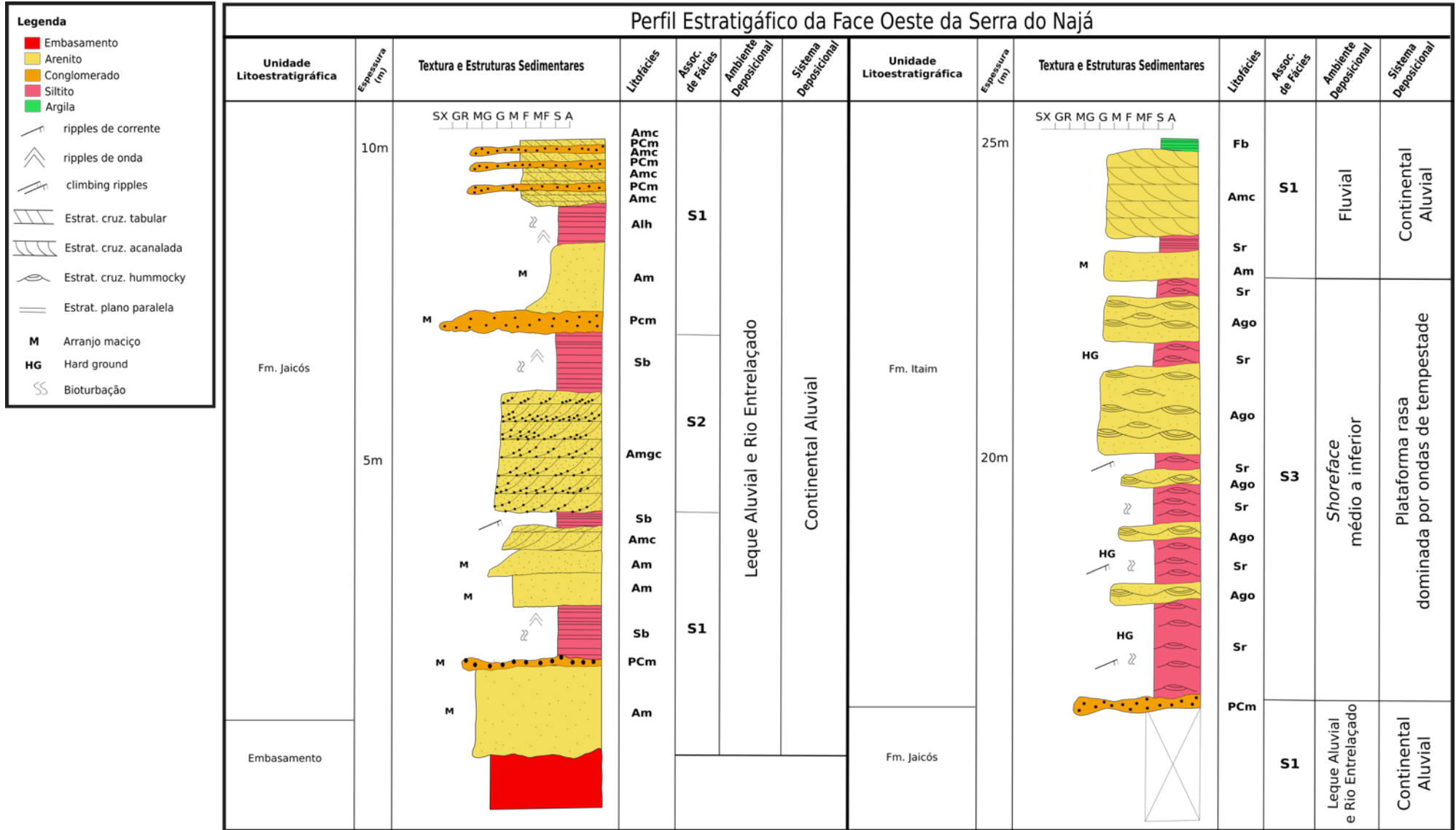


Na região, foram mapeadas as unidades pertencentes aos grupos Serra Grande (Formação Jaicós e Itaim) e Canindé (Formação Pimenteiras), de acordo com a classificação litoestratigráfica proposta por [Vaz et al \(2007\)](#). Devido às dificuldades de acesso às exposições destas unidades, que se faziam apenas nas frentes escarpadas das serras, o estudo de maior detalhe foi realizado em apenas um perfil vertical de aproximadamente 30 metros levantado na face oeste da Serra do Najá, cujo o empilhamento estratigráfico pode ser observado na figura 5.29 e as fácies identificadas na tabela 5.2.

Tabela 5.2. Litofácies observadas no perfil estratigráfico da face oeste da Serra do Najá.

Textura	Código	Litofácies
Psefítica	PCm	Paraconglomerado laranja arroxeado, granuloso, seixos sub-arredondados e sub-esféricos, mal selecionado, maciço
	Amgc	Arenito vermelho-alaranjado médio a muito grosso, mal selecionado, com estratos cruzados acanalados a tabulares de médio a grande porte com granulos no <i>foreset (channel lag)</i>
Psamítica	Amc	Quartzo arenito fino a médio, cor bege, bem selecionado com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte
	Am	Quartzo arenito fino a médio, cor bege-acinzentado, bem selecionado, maciço, geometria tabular e ora com <i>thinning</i> e <i>finning upward</i>
	Ago	Arenito roxo, média a grosso com grânulos angulosos, <i>hummocky</i> e <i>ripples</i> de corrente
Pelíticas	Sr	Siltito roxo com <i>hummocky</i> , bioturbado
	Sb	Siltito bege com laminação plano paralela e marcas de onda
	Fb	Folhelho branco com laminação plano paralela

Figura 5.29. Coluna estratigráfica da Face Oeste da Serra do Najá, litofácies descritas com as suas associações e sistemas deposicionais reconhecidos.



5.3.6.1 Grupo Serra Grande

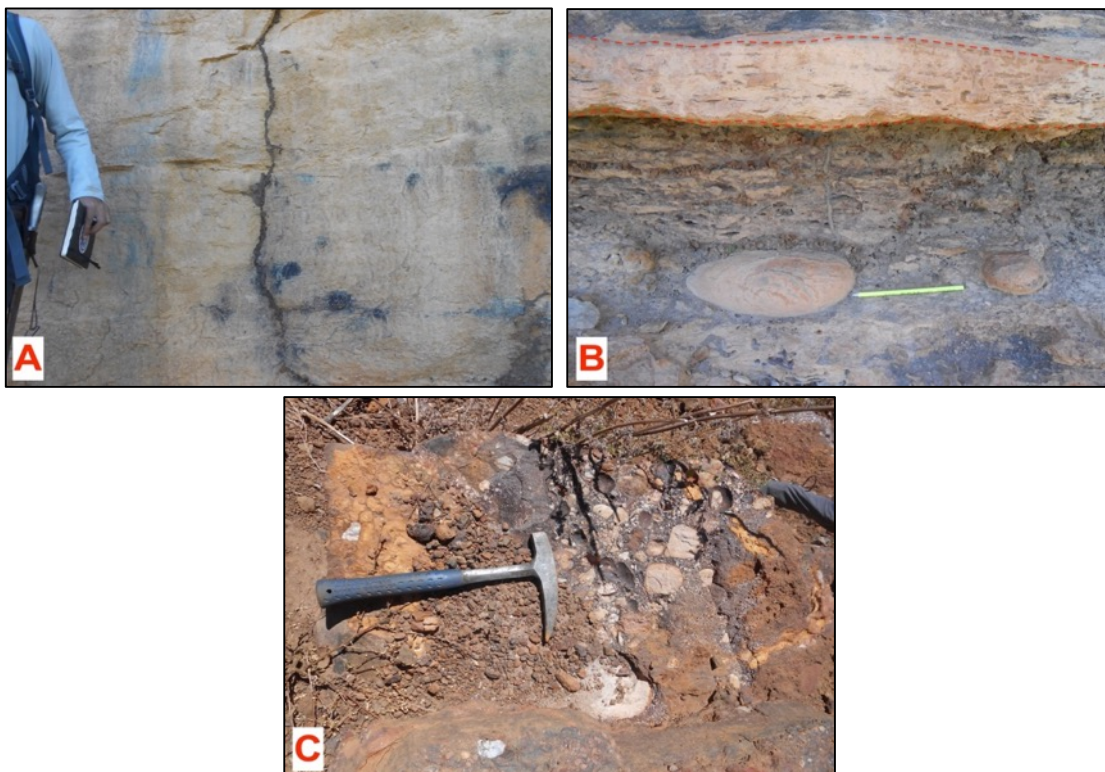
As sequências sedimentares que constituem a seção basal da Grupo Serra Grande na área de trabalho podem ser agrupadas nas formações Jaicós e Itaim.

i) Formação Jaicós

As ocorrências da Formação Jaicós são marcantes, constituindo imponentes frentes escarpadas de aproximadamente 15-20 metros impressas nas principais serras que bordejam a região. Esta unidade é sobreposta em discordância erosiva sobre as unidades proterozóicas do embasamento, em cota altimétrica aproximada de 270 metros e faz contato transicional com as rochas da Formação Pimenteiras através da Formação Itaim.

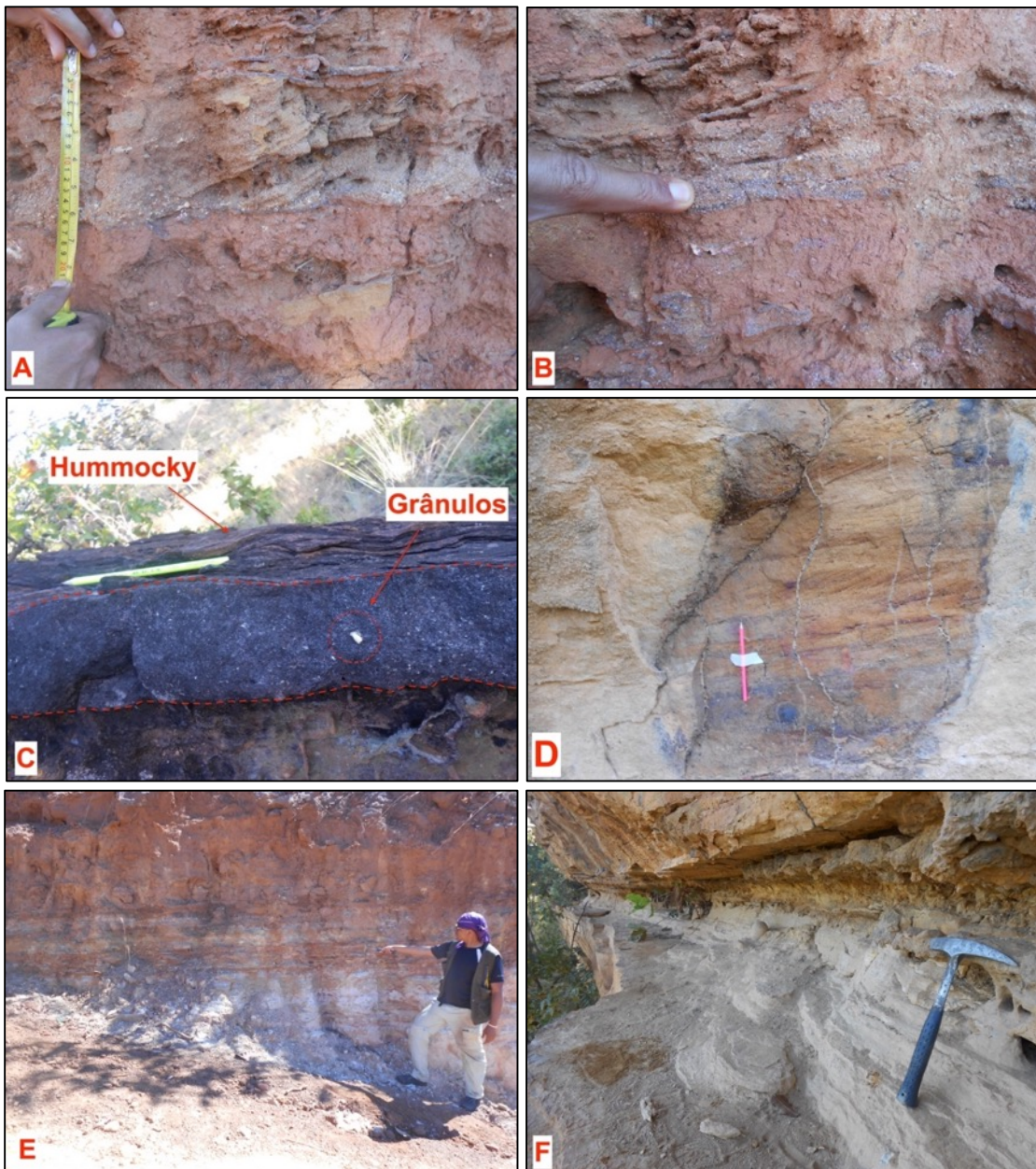
Na seção vertical levantada em campo esta unidade, em sua seção basal, é constituída por um pacote de aproximadamente 1,5 m de arenitos maciços de granulometria grossa, seguido por um nível conglomerático assentado em marcante discordância litológica e erosiva sobre o CGPN (Figura 5.29).

Figura 5.30 A) Fácies Am de arenito médio, bem selecionado e maciço B) Fácies PCm com seixos de até 10 cm, sub-arredondados e sub-esféricos de quartzito e contato com lente de arenito médio, com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte e C) Fácies PCm com seixos de até 5cm sub-angulosos e sub-arredondados inseridos em matriz quartzo arenosa grossa com grânulos.



O conglomerado é monomítico contendo seixos subarredondados de quartzitos de dimensões centimétricas (Figura 5.30 B e C). Em direção ao topo ocorrem ciclos repetitivos de *sets* métricos de paraconglomerados, arenitos conglomeráticos e arenitos grossos granuloso com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de pequeno/médio porte (Figura 5.31 A a D). Estes sedimentos constituem pavimento do tipo *channel-lag deposit*, formado durante o transporte aquoso, onde os sedimentos finos foram removidos.

Figura 5.31 A) Arenitos da fácies Amgc com estratificação cruzada acanalada. B) Detalhe dos arenitos da fácies Amgc com destaque para o acúmulo de grânulos no foreset da estratificação cruzada. C) Contato entre as fácies Ago e Sr. D) Estratificação cruzada nos arenitos da fácies Amc. E) Siltitos da fácies Sb com laminação plano paralela, ora com marcas de onda. F) Fácies Sb em contato com a fácies



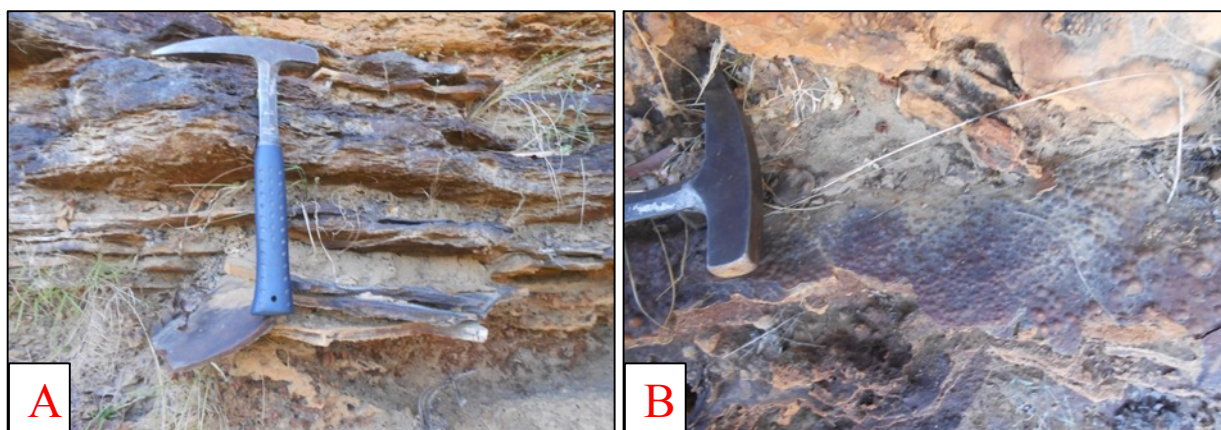
Intercalando estes níveis pséfiticos e psamíticos, são observados momentos de redução na energia do transporte sedimentar, marcado por estratos centimétricos a métricos de arenitos finos e siltitos com laminação plano-paralelas e marcas onduladas (Figuras 5.31 C, E e F).

ii) Formação Itaim

Da mesma forma que a Formação Jaicós a Formação Itaim também ocorre nas frentes escarpadas das serras. Esta unidade marca a transição entre os sedimentos da Formação Jaicós e os sedimentos da Formação Pimenteiras, base do Grupo Canindé. Esta zona transicional apesar de descrita e interpretada em campo, não será individualizada no mapa geológico em anexo. Sua espessura reduzida e ocorrência restrita a escarpas verticalizadas impossibilitam a sua cartografia na escala de trabalho. Desta forma, esta unidade será incorporada no topo da Formação Jaicós.

Essa zona de transição é caracterizada pelas intercalações entre níveis de siltito com estratos de arenitos finos e médios (Fácies Ago e Sr), ambos afetados por ondas de tempestade, que imprimem estratificações cruzadas do tipo *hummocky* nestas unidades (Figuras 5.31 C, 5.32 A e B). Neste intervalo, os níveis de arenito conglomerático ou arenito grosso são mais raros, mas ainda podem ocorrer.

Figura 5.32. A) Siltito roxo com estratificações cruzada hummocky B) hard ground ferruginoso com textura botroidal em siltito da Formação Itaim.



Em alguns níveis do siltito foram observadas a presença de crostas ferruginosas (*hard grounds*), podendo ou não apresentar texturas botrioidais (Figura 5.32B) além de bioturbações identificadas como pertencentes às icnofácies *Skolithos* e *Cruziana*, que compreendem ambientes litorâneos a infralitorâneos com condições de energia moderada a alta (Figuras 5.33 A e B)

Figura 5.33. A) Siltito da fácies Sr com bioturbação e B) Arenito fino a médio bioturbado.



5.3.6.2 Grupo Canindé

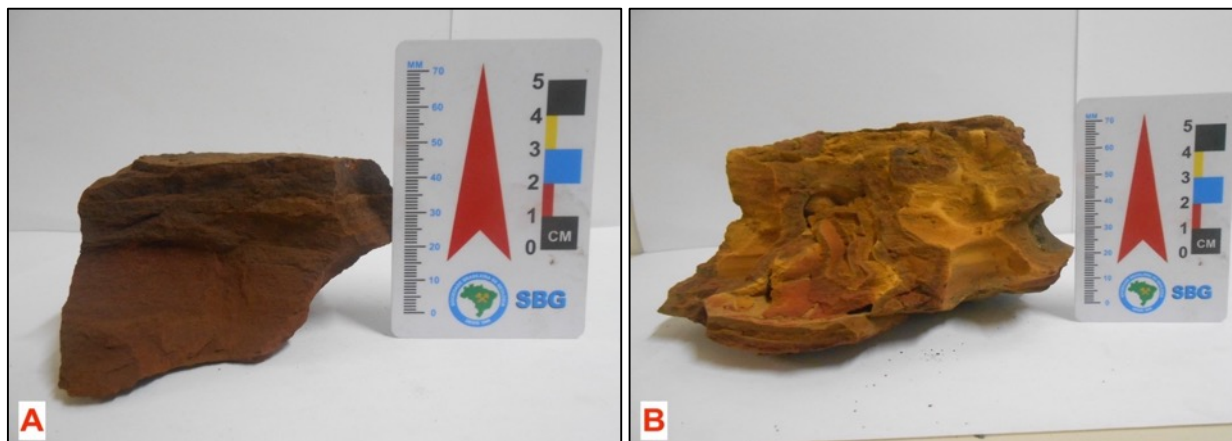
Na área de trabalho o Grupo Canindé é representado pela Formação Pimenteiras e marca a maior ingressão marinha na Bacia do Parnaíba. Não foi observada a discordância erosiva entre as rochas desse Grupo com a unidade sobrejacente, Serra Grande, como consta na literatura, mas sim em contato transicional.

i) Formação Pimenteiras

Na região estudada pelo Grupo V não foram encontrados afloramentos *in situ* desta unidade litoestratigráfica, sendo a principal forma de ocorrência blocos rolados métricos de arenitos e siltitos ferruginosos. Desta forma, não se pode relacionar com precisão a relação estratigráfica destas fácies, apenas que elas ocorrem intercaladas ao longo da área.

Os siltitos ferruginosos ocorrem muito alterados e apresentam uma leve laminação (Figura 5.34 A), em que as cores dos estratos variam em porções laranja amarelado (ricos em goethita) e porções castanho escuro-avermelhado (ricos em hematita). Além disso apresentam intensas bioturbações tubulares em forma de U interpretadas como os icnofósseis *Diplocraterion* (Torell, 1870), *Palaeophycus* (Hall, 1847) e *Planolites* (Nicholson, 1873) (Figura 5.34 B).

Figura 5.34. A) Siltito ferruginoso da Formação Pimenteiras fácies Sf. B) Siltito ferruginoso com bioturbação.

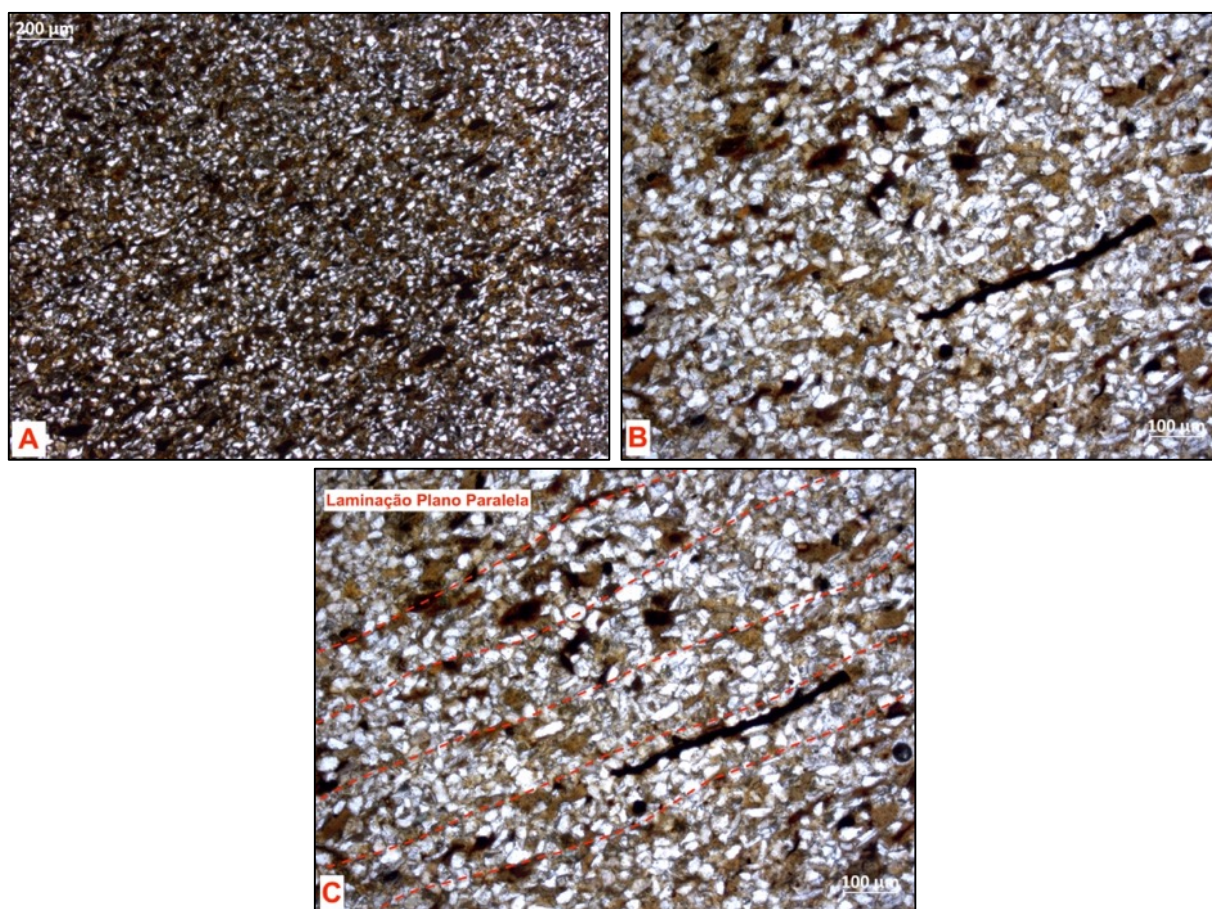


Em lâmina delgada a composição média combinada das amostras deste afloramento é de 75% de quartzo, 5% de moscovita detrítica, 10% de matriz argilosa e 10% de cimento que varia entre óxidos/hidróxidos de Fe e carbonatos. Esta composição caracteriza a rocha como uma quartzo-grauvaca (Figura 5.35A). Os grãos detríticos são muito bem selecionados, basicamente quartzo monocristalinos com bordas angulares e baixa esfericidade. A matriz argilosa é pervasiva e de coloração escura/avermelhada. A distribuição do material argiloso e orientação de grãos de moscovita configura laminações plano paralelas bem marcadas ao longo de toda a amostra (Figura 5.35B e C). Estas características configuram uma alta maturidade composicional e uma baixa maturidade textural.

Óxidos/hidróxidos de Fe são comuns em todas as amostras observadas, e estão geralmente associados as zonas próximas as laminações argilosas. Localmente ocorre a cimentação por carbonatos, provavelmente calcita.

Texturalmente a principal feição diagenética observada foi a compactação mecânica o que gerou um aumento gradual do grau de empacotamento da fábrica como consequência da rotação e deformação dos componentes mais dúcteis, resultando assim em uma fábrica fechada caracterizada por contatos planares e côncavo-convexos.

Figura 5.35 A) Fábrica do quartzo-grauvaca apresentando grande proporção de material argiloso e óxidos/hidróxidos de Fe. B) e C) laminações plano paralelas marcada pela orientação dos argilominerais e orientação dos grãos de quartzo.



A combinação entre elevada presença de matriz, forte compactação mecânica e ausência de um processo químico eficiente para dissolver os seus constituintes resultou em uma rocha com ausência de porosidade a não ser por possíveis micro-poros.

Os arenitos ferruginosos possuem coloração heterogênea, com porções castanho 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 fácies apresenta grãos do arcabouço subangulosos a subarredondados, mal selecionados, ocorrendo ainda fragmentos de rocha amarelados, angulosos e subarredondados em matriz sílica escura. Em algumas porções, mais escuras, apresentam menos clastos, ocorrendo apenas a matriz sílica (Figura 5.36).

Figura 5.36. Arenito ferruginoso da Formação Pimenteiras. Rocha de coloração roxo-azulada com estratificação plano paralela composta de grãos de quartzo do tamanho areia média a grossa.



5.3.7 Cobertura Detrítico Laterítica

As coberturas lateríticas ocorrem com grande expressividade na área total do Projeto Monte do Carmo, principalmente na parte central (Figura 5.37). Na subárea em questão as crostas são ferruginosas e apresentam fácies vermiforme e conglomerática, sendo a primeira de maior expressividade e desenvolvida sobre as rochas dos grupos Serra Grande e Canindé, e rochas da Suíte Aliança, no último caso ocorrendo somente na porção centro norte, próximo ao limite com a subárea I.

As crostas desenvolvidas sobre rochas dos grupos Serra Grande e Canindé, de fácies vermiforme, ocorrem na forma de platôs descontínuos e aflora na forma de lajedos. Em contrapartida, em regiões topograficamente mais baixas são observados blocos de 1.5 m aproximadamente, e raros afloramentos na forma de lajedos. A fácies vermiforme (Figura 5.38A), apresenta matriz argilo-arenosa de cor amarela com canais cortando e sendo preenchidos também por material argiloso amarelo. Raramente estes canais apresentam filmes de goethita castanha. As crostas presentes sobre a Suíte Aliança, apresentam fácies vermiforme, semelhante à descrita anteriormente, e conglomerática (Figura 5.38B) com clastos compostos de veios de quartzo e de arenitos ferruginosos arredondados a subangulosos, variando de 3 cm até 5 cm.

O solo associado às crostas tem textura arenosa e tonalidade vermelha. Ao longo da estrada que se aproxima das crostas com fácies conglomerática, inúmeros blocos de veios de quartzo arredondados são observados.

Figura 5.38. A) Crosta vermiforme amarela com canais preenchidos por material argiloso amarelo; B) Crosta conglomerática com clastos arredondados de diferentes tamanhos.



5.4 Geologia Estrutural

5.4.1 Introdução

A região do Projeto Monte do Carmo é caracterizada por uma trama anastomosada de *trend* NNE-SSW, onde os contatos entre as unidades litoestruturais são limitados por traços associados a zonas de cisalhamento. Essa 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.

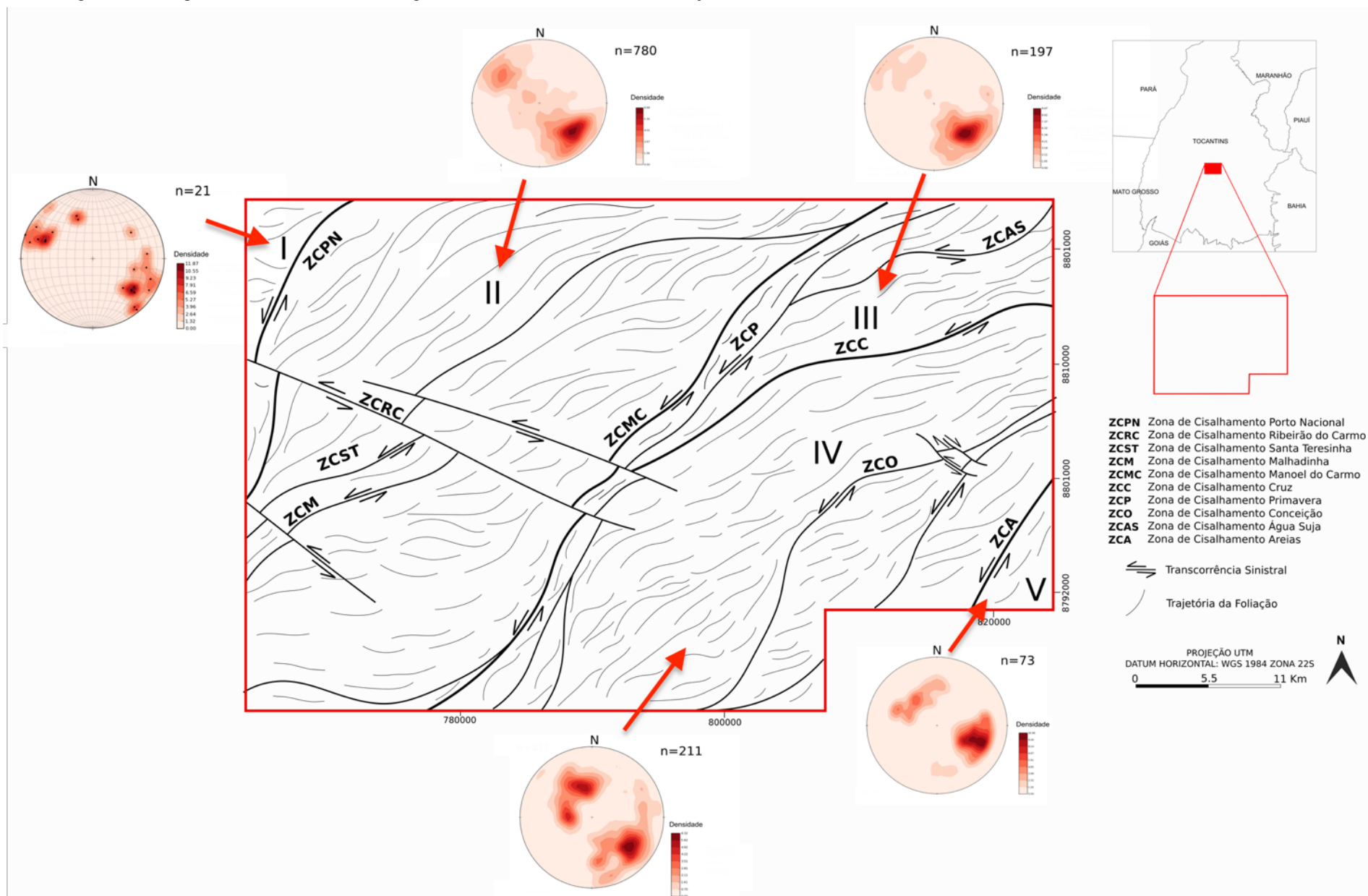
5.4.2 Quadro Estrutural Regional

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 Cruz e Zona de Cisalhamento Areias. Estas zonas de cisalhamento compartimentam a área mapeada em 5 domínios estruturais (Figura 5.39).

A **ZCPN** esta situada na parte oeste da área mapeada, apresenta traço sinuoso de direção NNE-SSW ao norte e N-S na porção sul. Possui aproximadamente 1,5km 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.

Figura 5.39. Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo.



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.

Domínio I

Localizado no extremo oeste do Projeto Monte do Carmo este domínio é delimitado a oeste da **CZPN**. 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 fábrica tectônica penetrativa é restrita as bordas do corpo, apresenta alto ângulo (70° a 90°) e com direção predominante NNE-SSW.

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 alto 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.

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.

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 metavulcanossedimentar 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.

Domínio V

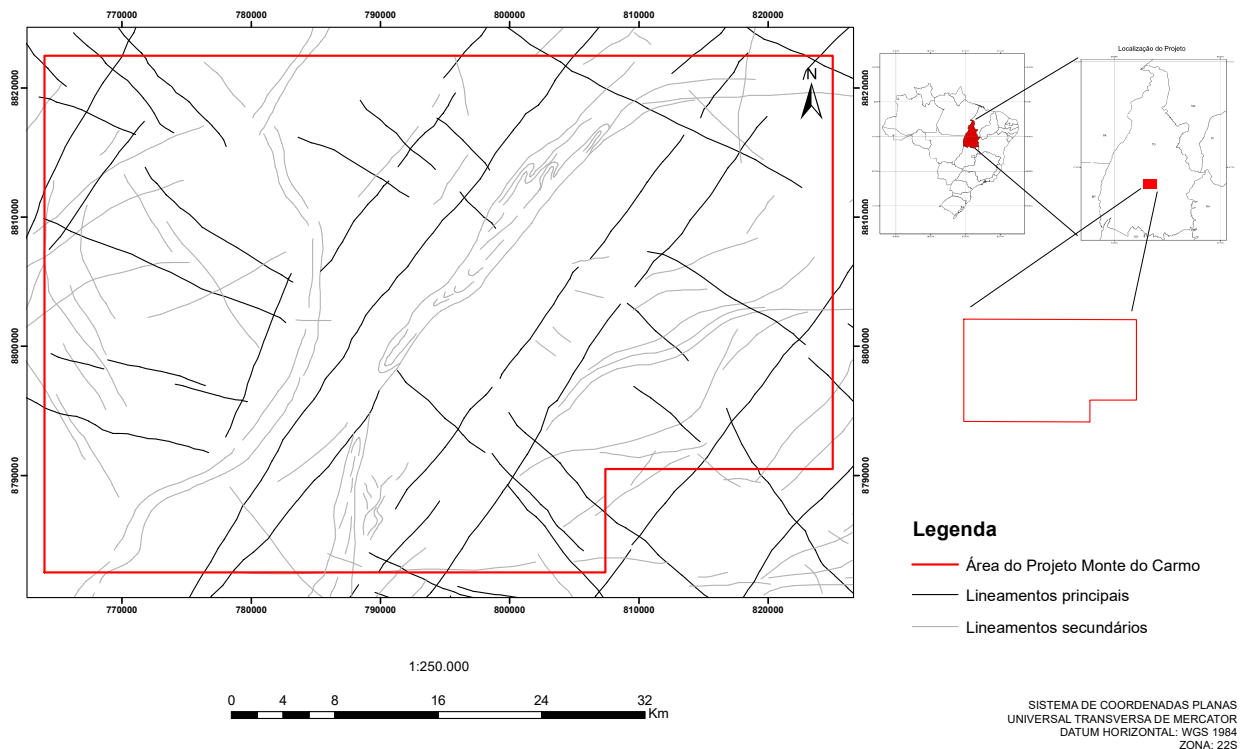
Localizado na extrema posição sudeste da área mapeada este domínio é delimitado a oeste pela **ZCA**. Compreende uma faixa de aproximadamente 10 km de largura e 10 km de comprimento que engloba a sequência vulcanossedimentar da Formação Monte do Carmo. Esse domínio é definido pela presença de falhas 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 5.40). 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 5.40. Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo

Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo



5.4.3 Quadro Estrutural Área V

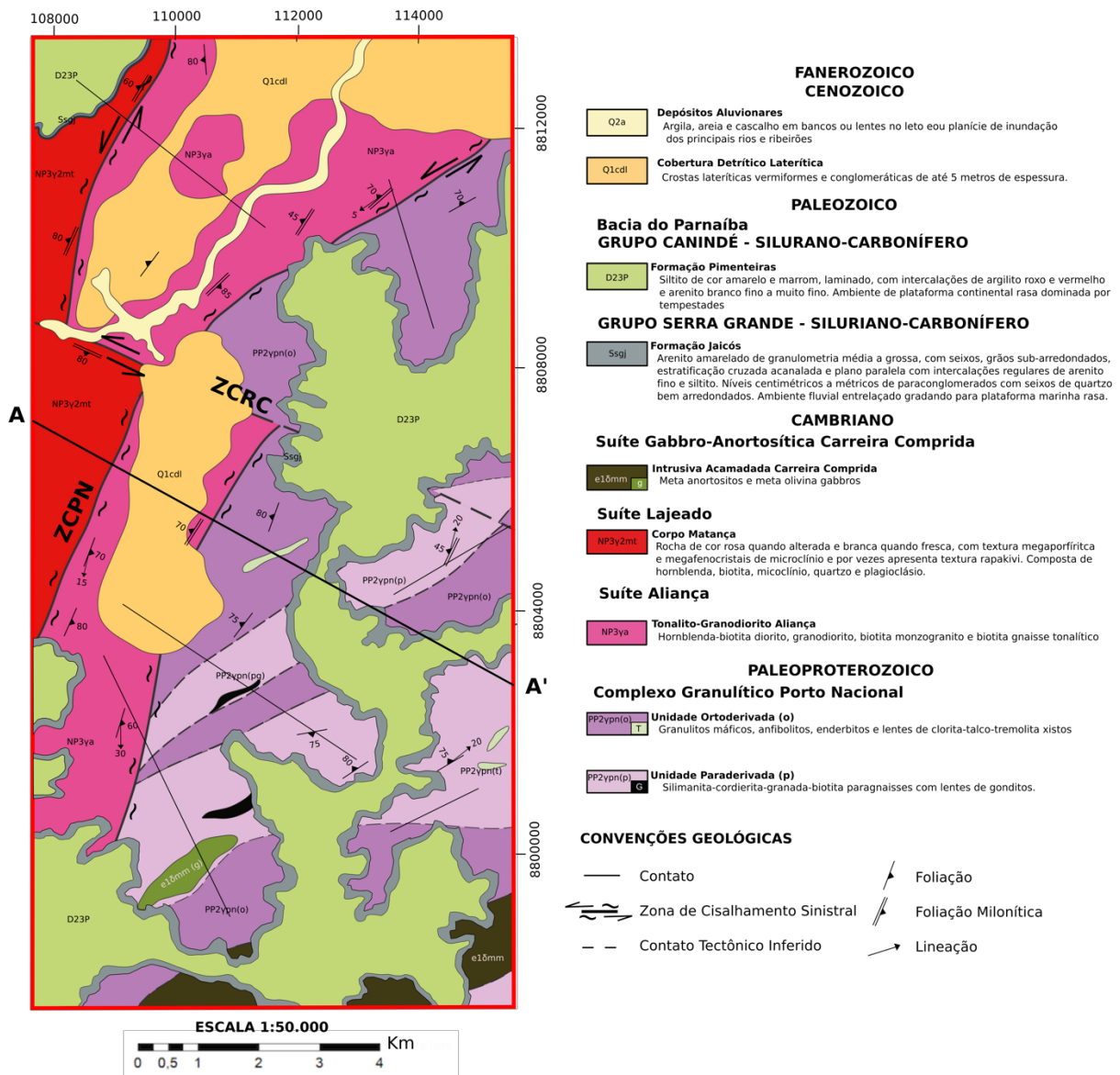
A área de estudo é dividida em 2 domínios estruturais, denominados localmente de domínio Leste e Oeste, que são separadas por zonas de cisalhamento de rejeito direcional. A separação entre os domínios foi feita por meio da análise de dados aeromagnetométricos e pelo padrão geral das estruturas, que expressa um contraste estrutural regionalmente.

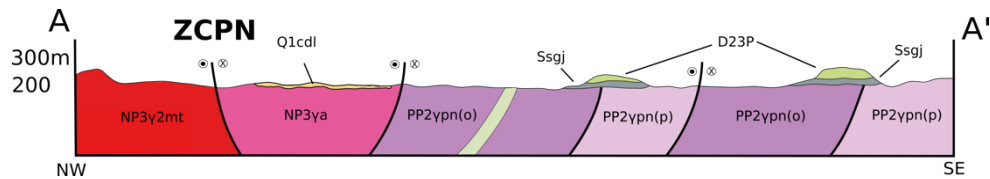
O **domínio oeste** inclui somente o Granito Matança, e é caracterizado pela ausência de estruturas dúcteis no interior do domínio, onde são observadas apenas estruturas rúpteis, tais como juntas e veios. É limitado pela zona de Cisalhamento Porto Nacional. O **domínio leste** inclui a Suíte Aliança, Complexo Porto Nacional e o Complexo Gabro-Anortositico Carreira Comprida. Estas unidades litoestruturais presentes no domínio Leste formam corpos alongados e sigmoidais, de direção NE-SW. A anisotropia planar deste domínio possui alto ângulo de mergulho e direção que varia de E-W no leste da área e curva-se até adquirir direção N-S a sudoeste da área. Os domínios estão melhor definidos na Figura 5.39, na qual destaca as principais estruturas.

Zona de Cisalhamento Porto Nacional (ZCPN) é uma estrutura que constitui parte do Lineamento Transbrasiliano, e de acordo com o trabalho de Gorayeb (1996), é uma falha transpressiva dúctil. Todavia, no trabalho aqui relatado não foram observadas evidências do caráter transpressivo desta falha, sendo, portanto, considerado apenas como uma zona de cisalhamento transcorrente. Na área estudada a estrutura abrange a parte oeste da área I e V, na qual estende por cerca de 50 Km com cerca de 10 a 15 km de largura na área do projeto. Possui direção NNE-SSW ao norte da área do projeto e, na sua porção mais ao sul, adquire direção aproximadamente N-S. A ZCPN tem dois segmentos principais e ao sul da área possui splays de direção NW-SE. O segmento leste marca o contato tectônico entre o Granito Matança e a Suíte Aliança, e o segmento oeste marca o contato da Suíte Aliança com o Complexo Granulítico Porto Nacional (CGPN). Os splays associados a ZCPN justapõe tectonicamente as unidades orto e paraderivadas do Complexo Porto Nacional, bem como marca o contato da CGPN com o Anortosito Carreira Comprida. Esta zona, expressiva tanto em lineamentos no relevo quanto nos produtos geofísicos, apresenta cinemática sinistral, e em mapa seu traço é retilíneo. As estruturas planares associadas a ZCPN apresentam mergulho alto, com ângulos de 65° a 85° (Figura 5.41).

A **Zona de Cisalhamento Ribeirão do Carmo (ZCRC)** é uma falha transcorrente dúctil nomeada e caracterizada neste trabalho, apresenta poucas dezenas de metros de largura, mas tem traço contínuo de 10 km, estendendo a sudeste para as áreas XI, XV e com término na área XVI. Tem expressão geomorfológica e geofísica, com direção NW-SE, e de cinemática sinistral. Esta descontinuidade na subárea V desloca a ZCPN, bem como a Suíte Matança, Suíte Aliança e CGPN, os deformando ductilmente. O traço da ZCRC é marcado nos platôs internos à bacia do Parnaíba e sugere reativações da zona de cisalhamento, que passaram a afetar a bacia (Figura 5.41). A anisotropia planar associado a ZCRC possui alto ângulo de mergulho (70 a 90°) e direção em torno de N120E.

Figura 5.41 - Mapa e perfil estrutural da área V. Notar o padrão geral do mergulho das estruturas de alto ângulo. O Domínio Oeste corresponde a porção extremo NW onde ocorrem as estruturas planares Sn





5.4.3.1 Elementos de Trama Dúctil

i) Estruturas Planares

A subárea apresenta um conjunto de estruturas planares cujo período de geração apresenta uma grande espaço de tempo. Afim de hierarquizar a origem das foliações descritas em campo, será atribuídas nomenclaturas “Sn”, na qual a foliação Sn representa a mais abrangente e a principal na região com as foliações anteriores e posteriores sendo de diferentes origens.

A **foliação Sn-2** é definida pelo bandamento gnáissico nos paragnaisse do Complexo Porto Nacional. Este bandamento é pervasivo na rocha, e apresenta espessura milimétrica a centimétrica, marcado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas e bandas ricas em minerais máficos (Figura 5.42A). A foliação possui direção aproximadamente E-W no leste da área estudada e é curvada quando próxima a ZCPN no centro-sul da área, adquirindo direção NE-SW. A presença de estruturas relacionadas a ZCPN não é observada devido a escassez de afloramentos *in situ* próximo a falha.

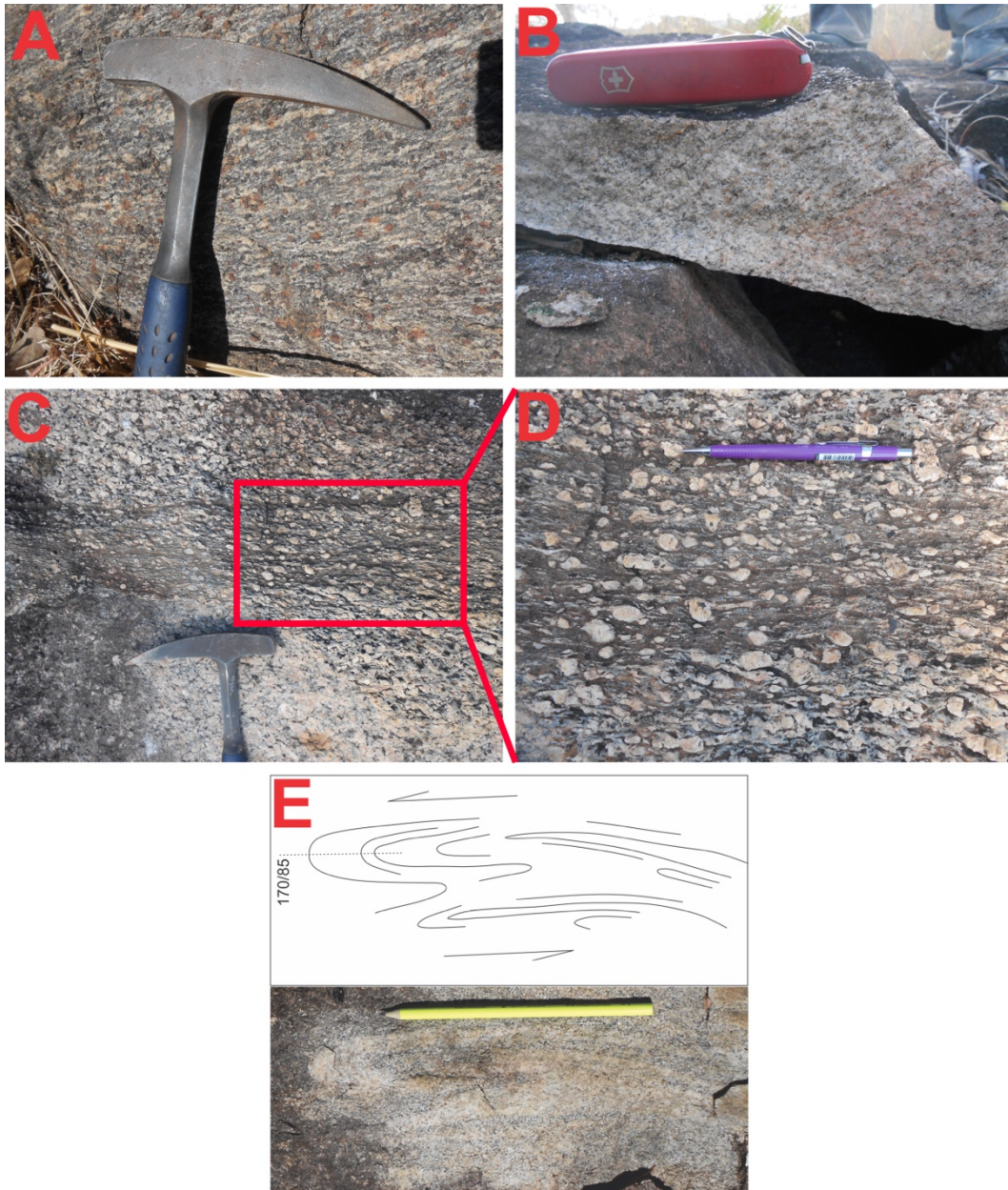
A **foliação (Sn-1)** é caracterizada como uma foliação mineral continua, presente nos tonalitos e granodioritos da Suíte Aliança que foram pouco afetados pela ZCPN. Esta foliação é definida pela orientação de cristais de biotita e raramente de hornblenda (Figura. 5.42B). A estrutura planar tem um mergulho moderado, variando entre 50 e 60°, com direção da camada situando em torno de NE-SW.

A **foliação Regional (Sn)** é um bandamento gnáissico milonítico, paralelo a subparalelo à foliação Sn-1 na ZCPN. É caracterizado por um bandamento gnáissico pervasivo, com traço anastomosado, de espessura milimétrica e geralmente é marcado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas e bandas máficas, constituídas de biotita e ocasionalmente hornblenda. Tal foliação ocorre como zonas de cisalhamento centimétricas a decimétricas localizadas na borda do Granito Matança (Figura 5.42C e D). Em geral, apresenta ângulo de mergulho entre 70 a 80°, com direção da foliação variando de próximo de ENE-WSW no lado leste da área para quase N-S na parte sudoeste. O estiramento associado a deformação cisalhante é apontada pela presença de estruturas *pinch e swell*, *boudins*, bem como por meio de lineações de estiramento no quartzo. O bloco diagrama do afloramento do ponto 112 está ilustrada na Figura 5.43, e

ressalta as principais estruturas relacionadas ao gnaíse o afloramento do ponto 112, onde está estrutura mais se destaca.

As **dobras Dn** são intrafoliais com raiz, centimétricas, isoclinais e ocorrem entre os planos do bandamento gnáissico. As dobras são verticais, com superfície axial de alto ângulo de mergulho (acima de 80°) e assimetria que indica cinemática sinistral. As dobras em geral apresentam espessura na charneira e adelgaçamento nos flancos (Fig. 5.42E).

Figura 5.42. A) Bandamento gnáissico em paragnaisse grafitoso; B) Foliação mineral continua em granodiorito da Suíte Aliança; C) Dobra intrafolial em gnaíse tonalítico; D) Foliação Milonítica Sn+2 associada a ZCRC e E) Imagem anterior vista mais localmente.





Arrasto do bandamento



Transposição do Bandamento

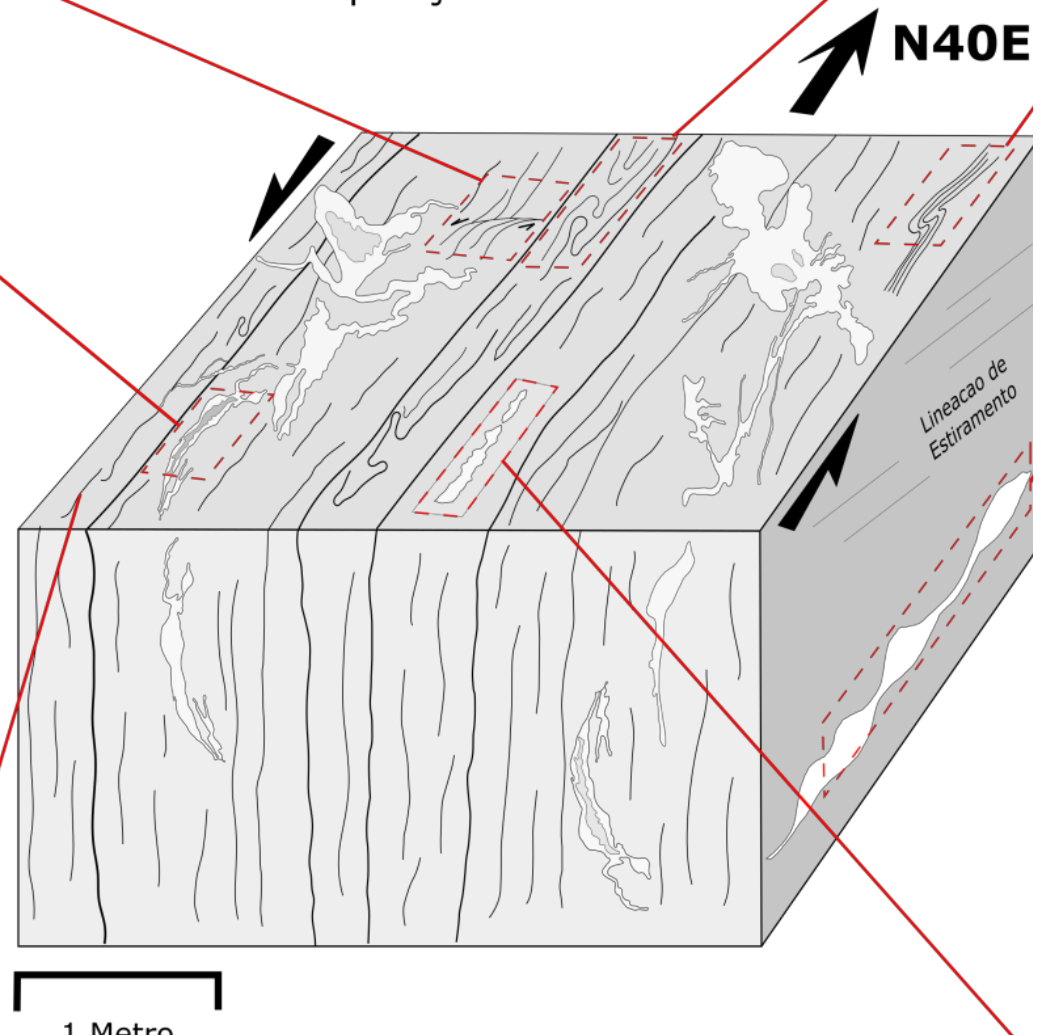


B

Leucossoma e restito



C



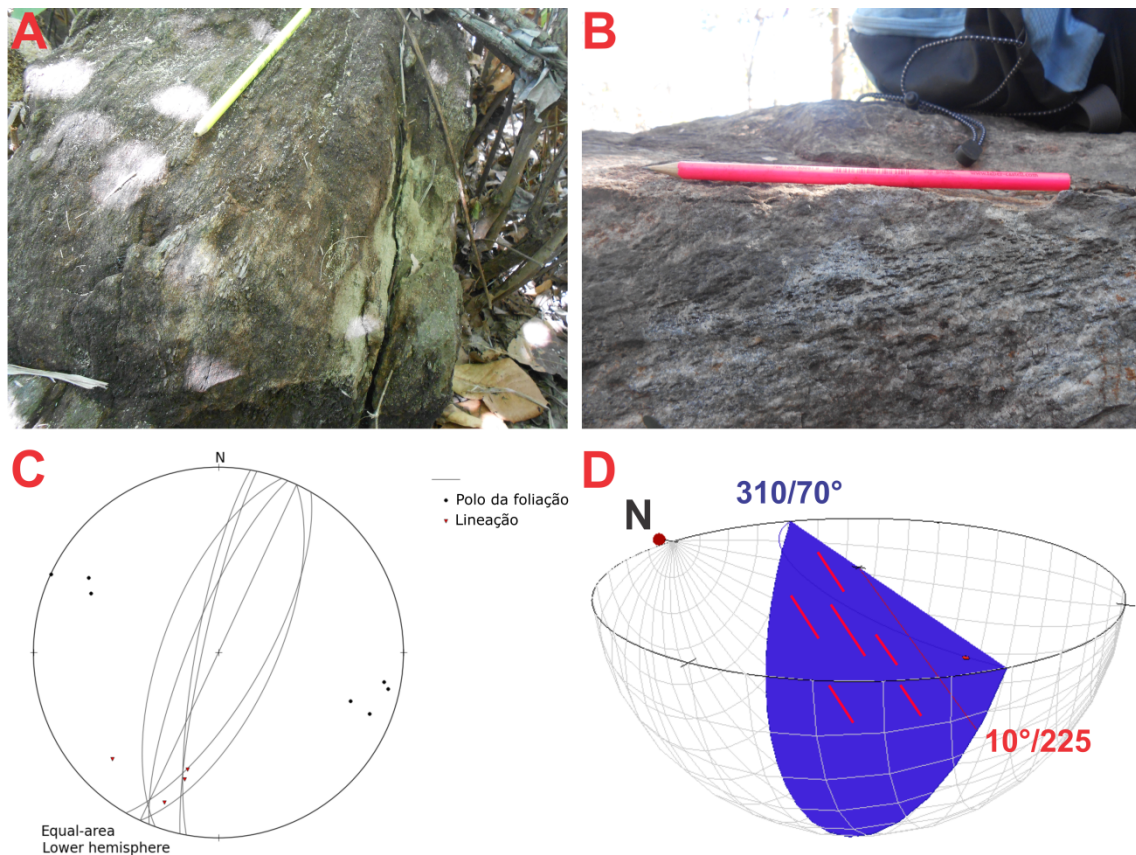
N40E

Lineação de Estiramento

1 Metro

A **lineação mineral e de estiramento (L_n)** está contida no plano da foliação S_{n+1} e é definida pelo estiramento do quartzo e orientação da biotita (Figura 5.44A e B respectivamente). Em geral elas apresentam direção que variam de ENE-SSW no nordeste da área para aproximadamente N-S a sudoeste, com caimento entre 5 a 35° como mostra o estereograma na Figura 5.44C e 5.44D. Estes valores indicam movimentos oblíquos, com uma componente compressiva ou extensiva e transcorrente. Também foram observadas a presença de lineação mineral definida por cristais de actinolita. Contudo, não é possível aferir interpretações estruturais acerca desta lineação, pois foi encontrada apenas em blocos rolados. Contudo, a relação desta com a deformação brasileira pode ser interpretada a partir de análise metamórfica e textural.

Figura 5.44. A) Estiramento do quartzo em gnaiss tonalítico, com direção paralela ao lápis; B) Lineação mineral definida por cristais de Biotita no plano da S_{n+1} ; C) Relação entre a foliação S_{n+1} e a Lineação L_{n+1} no estereograma; D) Bloco diagrama mostrando a relação geral entre o plano S_{n+1} e a lineação L_{n+1} .



A **foliação Sn+2** é milonítica e está associada a ZCRC. A foliação Sn+2 possui direção N120E, com mergulho entre 70 a 80°, ocorre associada a milonitos e protomilonitos em zonas locais de espessura decimétricas e corta tanto a foliação Sn quanto a Sn+1 (Figura 5.42C). É caracterizada pela foliação S-C, com presença de domínios Q e M, dobras de arrasto nas bordas da zona, porfiroclastos de microclínio rotacionados e intensa recristalização dos minerais.

Outras foliações de menor expressão estão associadas a estruturas riddel

Discussão

O bandamento gnáissico do paragnaisse (Sn-2) está associado a deformação ocorrida durante o evento metamórfico paleoproterozóico (E1), sugeridas pela paragênese de alto grau que constitui a foliação (granadas e cordieritas sin-tectônicas e orientação de cristais lamelares de biotita e grafita). Em campo não foram encontradas feições indicativas de acamamento sedimentar preservadas.

A foliação mineral continua (Sn-1) é principalmente observada nos tonalitos da Suíte Aliança. Sua gênese está relacionada possivelmente a deformação durante o evento brasileiro, visto que a idade e assinatura geoquímica da unidade remete a um arco continental de idade neoproterozóica (590 Ma).

O bandamento gnáissico (Sn) está associado ao lineamento transbrasileiro, que representa o último evento de acomodação de tensões durante a final do orógeno. A foliação é consequência da deformação cisalhante dos corpos da Suíte Aliança na zona de influência da ZCPN.

5.4.3.2 Elementos de Trama Rúptil

Evidências de tectônica extensiva rúptil foram observadas tanto em escala mesoscópica (em falhas decimétricas – Figura 5.45) quanto na escala regional (basculamentos da bacia), sendo representadas por falhas normais e fraturas de modo I, cortando tanto estruturas dúcteis do embasamento, como foliação mineral e bandamento gnáissico, quanto o acamamento sedimentar das formações recentes, como a bacia do Parnaíba.

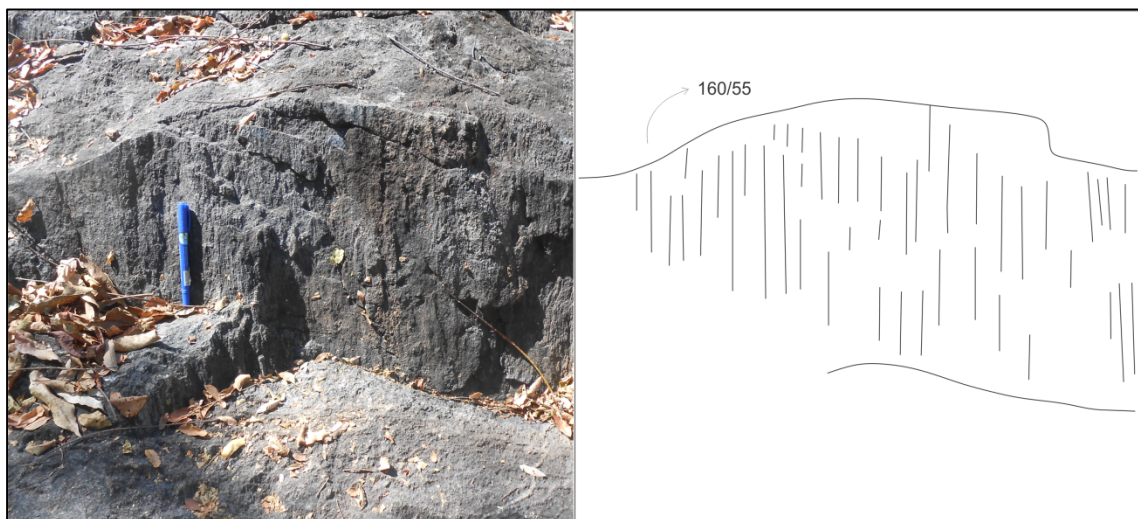
Em campo, foi observada a presença de saliências positivas no relevo compostas essencialmente de quartzo de veio com estrias, além de fendas de tração e deslocamento relativo de estruturas dúcteis. As falhas possuem, em geral, direção aproximadamente N-S, com outras de direção aproximadamente E-W, com mergulho em torno de 40 a 60° para leste e sul respectivamente. A figura 5.45A mostra uma geração progressiva de falhas, onde a relação de

cortes permite estimar a ordem de geração. Estrias e ressaltos (Figura 5.46B), quando presentes nas superfícies das falhas, são perpendiculares à direção à superfície de deslizamento, e corroboram com a definição do movimento de componente puramente normal.

Figura 5.45 - Sistema de falhas observadas em perfil (Ponto 95), em um gnaiss tonalítico. Na figura ao lado, a representação esquemática mostra a ordem de geração e a relação de corte das falhas.



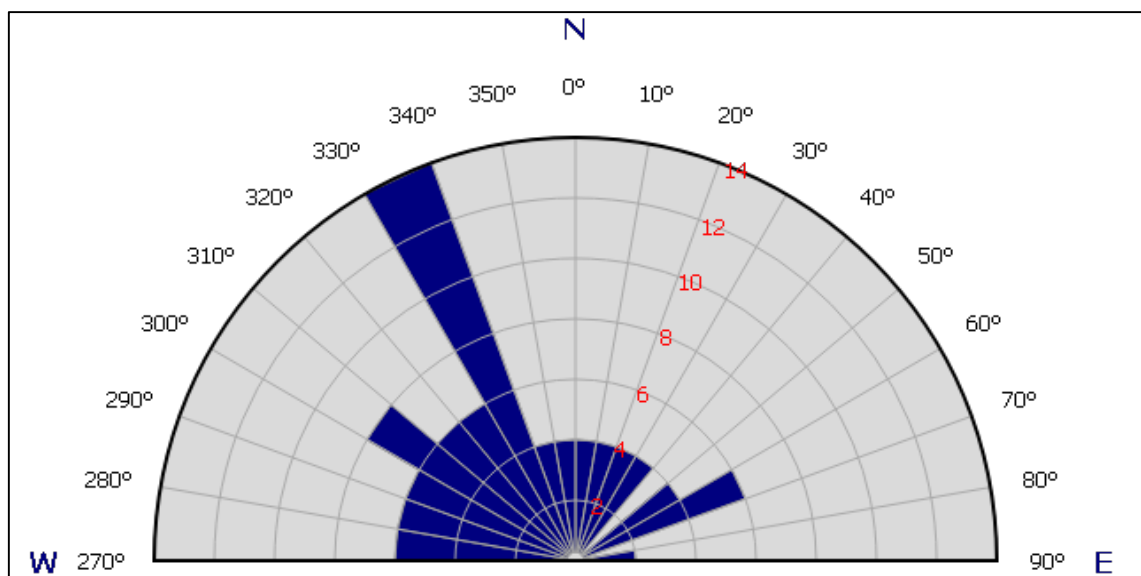
Figura 5.46. Estrias em gnaiss tonalítico com sentido do mergulho para leste.



i) *Juntas*

O diagrama de roseta (Figura 5.47) exibe uma grande variação nas medidas, contudo nota-se uma tendência das medidas na direção NW-SE. Do conjunto, destaca-se a família de juntas em torno de N335W e outra em torno N300W, sendo que a primeira é posterior a segunda como sugere a relação de cortes observadas em campo. No quadrante leste destaca-se a família N60E, posterior as duas primeiras, sendo menos persistente.

Figura 5.47. Diagrama de roseta das juntas.



A família N335E apresenta densidade média em torno de 6/m (6 planos por metro) e espessura que varia de milimétrica a até 2cm. Frequentemente apresenta preenchimento por quartzo e sua direção indica em esforço tracional de direção WNW - ESE, que é próximo da estimada para as falhas (Figura 5.48).

A família N300E apresenta densidade média em torno de 4/m e espessura milimétrica predominante. Frequentemente apresenta preenchimento por quartzo e sua direção indica esforço tracional de direção NE-SW.

A família N60E constitui de juntas muito espaçadas (acima de 1m), com espessura centimétrica que ocorre frequente no Granito Matança. É frequentemente preenchido por quartzo e é muito persistente. Representa um esforço tracional de direção NW-SE.

Figura 5.48. Juntas da família N335E cortando tonalito



5.4.3.3 Microestruturas

O estudo de seções delgadas das rochas permitiu a caracterização da deformação em microescala a partir da descrição de microestruturas. As informações trazidas por tais feições são úteis na interpretação da história deformacional da rocha, permitindo estimar aproximadamente as condições reológicas da deformação (Tullis, 2002).

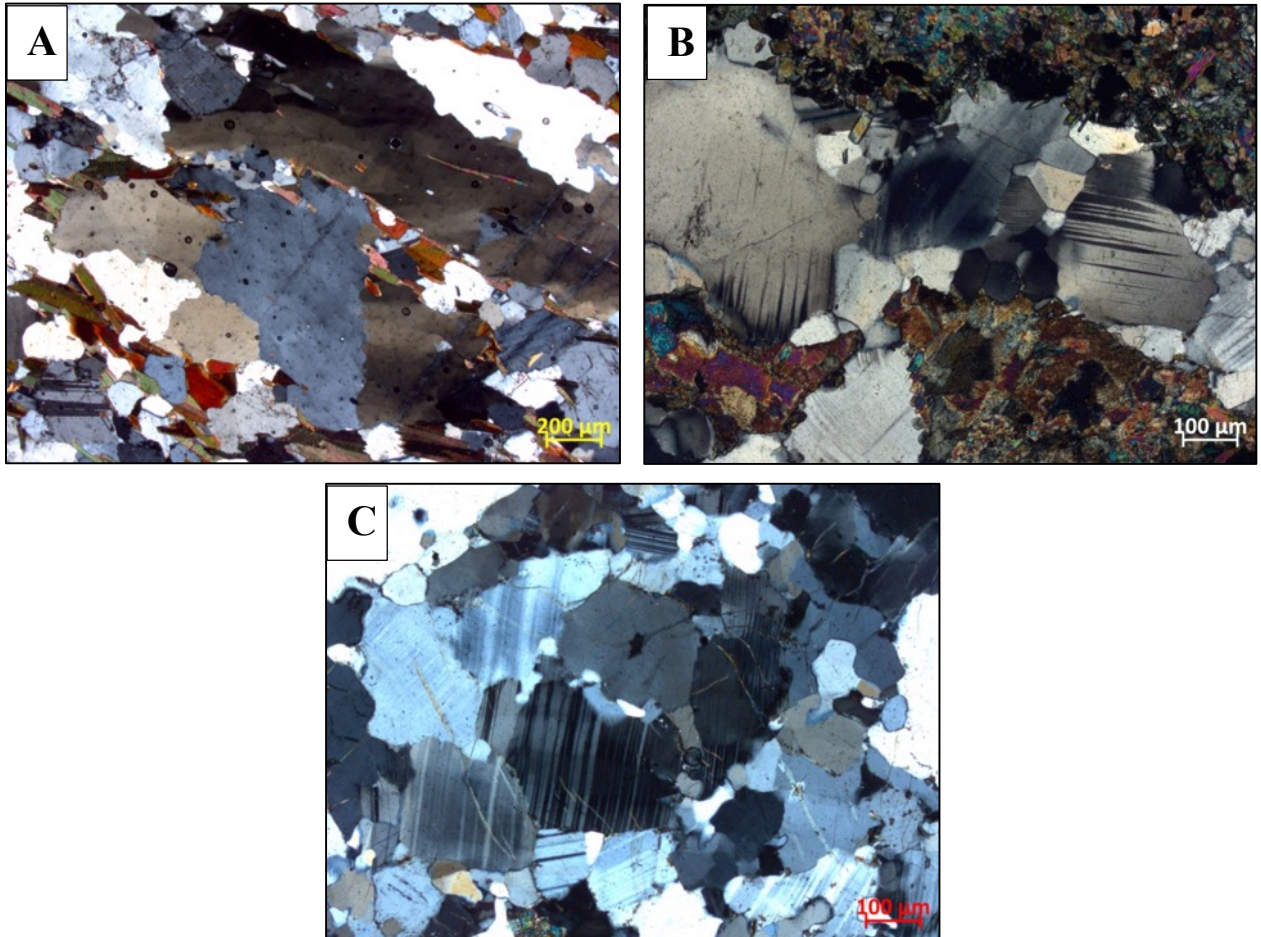
De acordo com Hobbs *et al.*, (1976), microestruturas são os arranjos de elementos geométricos e mineralógicos de menor escala dentro de uma rocha. E o estudo de tais microestruturas é fundamental, pois trás consigo informações sobre os mecanismos de deformação que ocorrem sob certas condições físicas, que são regidas pela pressão, temperatura e taxa de deformação principalmente. A partir da análise do tamanho e forma dos grãos, morfologia do contato entre eles, bem como o arranjo espacial das fases permitem extrair informações sobre grau da deformação, metamorfismo e cinemática da deformação.

As microestruturas que ocorrem nos tipos petrográficos da subárea V mostram um zoneamento gradativo, em que, próximo a zonas de cisalhamento, predominam mecanismos de deformação que proporcionam intensa recristalização dos minerais e que se tornam mais brandas distante do núcleo de principal deformação.

i) Microestruturas fora da zona de deformação

O arcabouço microestrutural das rochas situadas fora da faixa de deformação cisalhante imposta pelas zonas de cisalhamento consiste de minerais pouco recristalizados e relativamente pouco deformados. O quartzo, em geral, possui extinção ondulante e localmente contém subgrãos (Fig. 5.49A). Já os feldspatos, principalmente o plagioclásio, mostram, além de extinção ondulante, geminação mecânica (ou geminação ponta de lança) e dobras kink como mostra a Figura 5.49b e 5.49c. Tais microestruturas apontam deformação intracristalina presente em todas as rochas do embasamento.

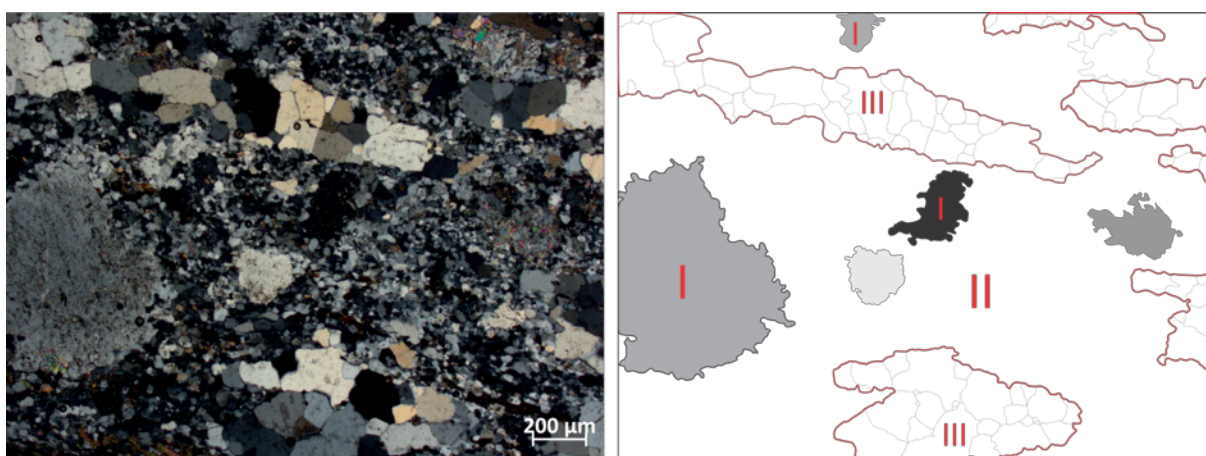
Figura 5.49. A) Plagioclásio com extinção ondulante e geminação mecânica; B) Plagioclásio com kink; C) Quartzo com extinção ondulante do tipo patchy; D) Formação de subgrãos no quartzo.



ii) Zona de Cisalhamento Porto Nacional

A seção delgada de um gnaiss tonalítico milonitizado (TF18 V 49) mostra uma trama milonítica que é dividida em 3 domínios microestruturais: I) Porfiroclastos, II) Matriz policristalina polifásica e III) *Ribbons* de quartzo (Fig. 5.50).

Figura 5.50. Domínios microestruturas gerais destacando em I) Porfiroclastos de plagioclásio, II) Matriz policristalina e III) Ribbons de quartzo.



Os **porfiroclastos** de plagioclásio possuem formas frequentemente subelípticas, equidimensionais, e seus contatos com a matriz são lobados, no que configura uma estrutura manto-núcleo como mostrado na Figura 5.51. Os cristais têm tamanho muito variados, e mostram-se com extinção ondulante, geminação mecânica e com kink bands, que afeta a geminação dos grãos. A forte alteração dos grãos, evidenciados pela saussuritização e sericitização dos feldspatos podem ter ajudado no processo de localização da deformação e facilitado a milonitização da rocha.

A **matriz policristalina polifásica** configura um domínio constituído essencialmente de plagioclásio e quartzo, com biotita subordinada. Este domínio apresenta um tamanho menor do que 30 μm , como mostra o histograma da figura 5.50. A forma dos grãos, em geral, é ameboide, mas os contatos variam de retilíneos a lobados. A presença de grãos bem formados indica processos de recristalização com geração de novos grãos que envolvem os porfiroclastos e os *ribbons* (Figura 5.51 e 5.52).

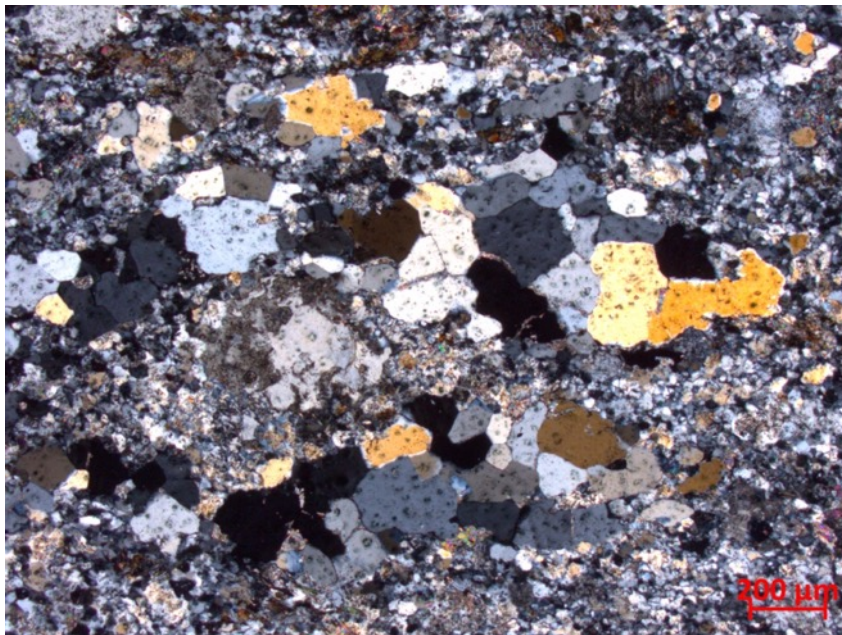
Os ***ribbons*** são caracterizados como segmentos achatados e alongados, constituídos essencialmente de quartzo, cuja geometria na seção observada é equidimensional. Neste domínio, os grãos de quartzo mostram-se livres de extinção ondulante e o contato entre os

cristais são retilíneos, e junções tríplices são comuns. O tamanho geral dos cristais gira em torno de 0,15 mm.

Figura 5.51. Fotomicrografia do Domínio I: Porfiroclastos de plagioclásio. Notar a estrutura manto-núcleo.

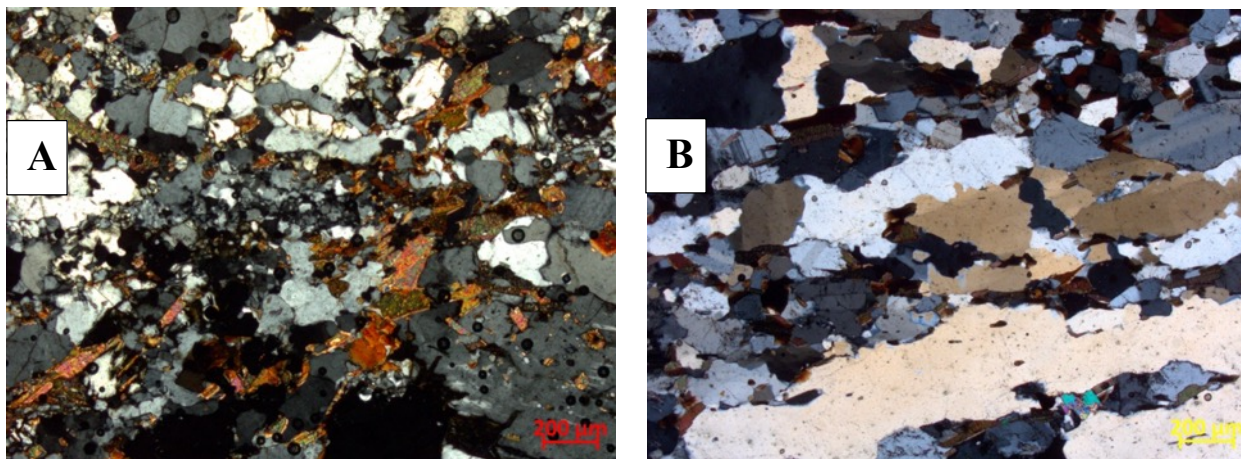


Figura 5.52. Domínio II: Ribbons de quartzo. Notar a forma poligonal entre os grãos de quartzo.



Nos paragnaisses ([Amostra TF18 V 154](#)) também são observadas bandas de cisalhamento com diminuição e recristalização dos cristais (Figura 5.53A), indicando a influência da ZCPN. Os grãos gerados por esta deformação são mais angulosos e o processo deformacional pode ter envolvido fragmentação e deslizamento entre os grãos.

Figura 5.53. A) Zona protomilonítica em paragnaisse ([TF18 V 154](#)); B) Estiramento mineral do quartzo em gnáisse tonalítico ([TF18 V 159](#)).



iii) Zona de cisalhamento Ribeirão do Carmo

Esta zona de cisalhamento está bem representada pela amostra TF18_V_40, que consiste em um granito protomilonítico a milonítico (Figura 5.54). Assim como abordado anteriormente, esta lâmina pode ser subdivida em 3 domínios (Figura 5.55): Porfiroclastos (feldspato potássico, hornblenda e plagioclásio), matriz policristalina e *ribbons* de quartzo.

Os **porfiroclastos** são frequentemente elípticos e apresentam tamanhos variados, indo desde grãos milimétricos a centimétricos (Até 1.2 cm). Apresentam localmente extinção ondulante e alguns estão fraturados por fraturas T, que são preenchidas pela matriz policristalina. Vale ressaltar que não são observadas a presença de deformação rúptil dos porfiroclastos. A **matriz** policristalina consiste de grãos frequentemente equidimensionais, com alguns ameboides, com contatos retilíneos e lobados. A extinção ondulante ocorre ocasionalmente em alguns cristais. Os *ribbons* formam faixas descontínuas, e são constituídos de grãos de quartzo achatados com tamanho em torno de X. Tais subestruturas contornam os porfiroclastos e seguem a trajetória da foliação S-C que é bastante evidente. A foliação S é marcada principalmente pela orientação oblíqua de alguns porifoclastos formando sigmóides que estimam a elipse de deformação

Figura 5.54. Comparação da trama entre o granito não deformado e o granito milonito, notar a estrutura tipo manto-núcleo em torno do porfiroclasto de microclínio.

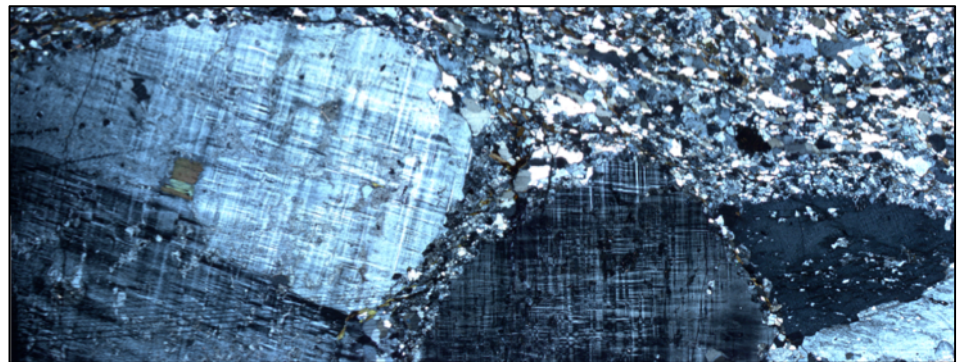
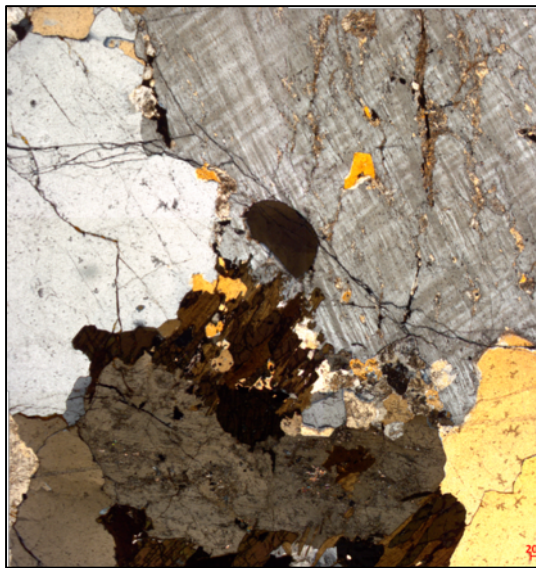
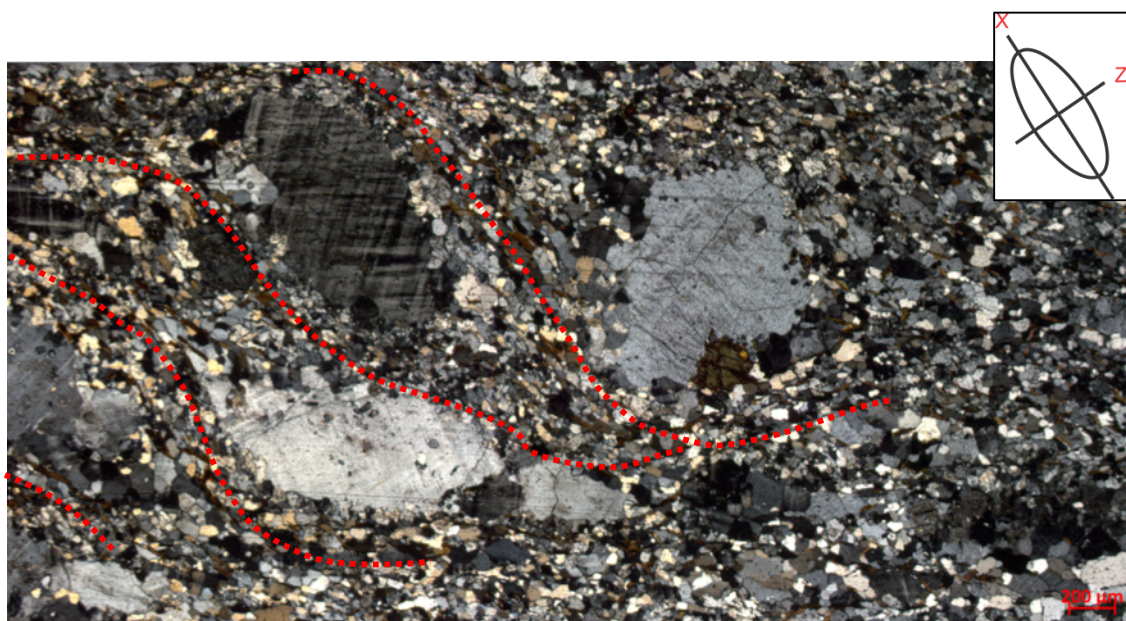


Figura 5.55. A) Trama geral da rocha com os domínios microestruturais, com as linhas pontilhadas vermelhas indicando a foliação S, na qual indica cinemática sinistral. No canto superior direito da foto há uma estimativa do elipsoide de deformação finita.

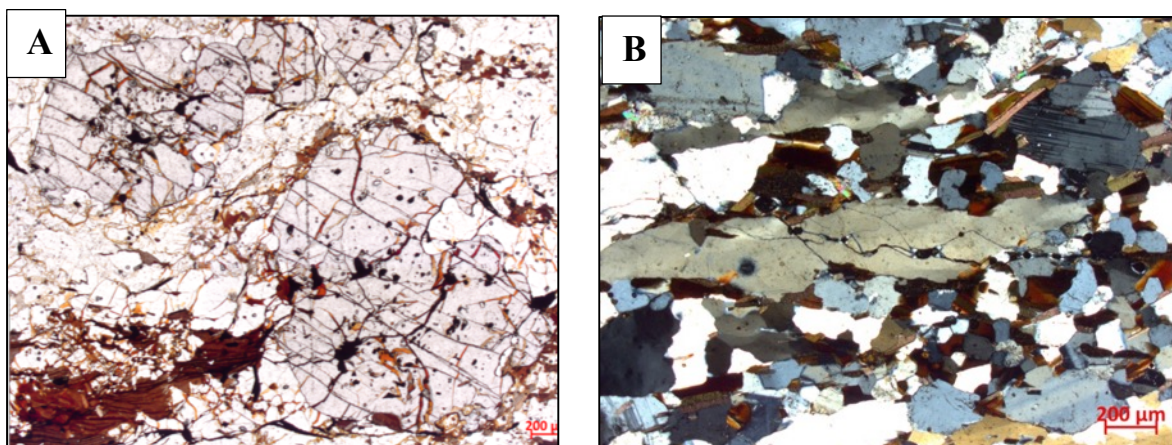


As microestruturas abordadas mostram que as zonas de cisalhamento que cortam as unidades litoestratigráficas na subárea V, são de caráter dúctil, cuja deformação ocorre em condições de fácies xisto verde alto a anfíbolito. A deformação cristal-plástica no quartzo e o plagioclásio ocorre por meio da fluência de deslocações. Já o processo de recristalização é atribuído a rotação de subgrãos (Regime 2 de Hirth e Tullis, 1992), mecanismo sugerido pela geometria e tamanho dos grãos novos recristalizados. Este mecanismo, que ocorre nos agregados quartzo-feldspáticos ocorrem em condições de temperatura intermediária (Acima de 500°C), após a escalada de deslocações o que permite a recristalização dos minerais primários por meio da rotação de subgrãos. A falta de extinção ondulante em alguns cristais recristalizados evidenciam que quando a deformação cessou a temperatura continuou atuando na redução da energia interna dos cristais novos.

iv) Microestruturas rúpteis

Fraturas trans e intragranulares são feições bastante comuns em todas as seções delgadas observadas e sua expressão em cada fase mineral estão descritas na [Seção 5.3](#) na qual são associadas a deformação rúptil posterior na região. Dentre as estruturas mais proeminentes observadas são juntas com orientação preferencial na granada que são obliquas a foliação principal da rocha, assemelhando-se a fendas de tração (Fraturas tipo T) microscópicas (Figura 5.56), visto que elas não ocorrem nas outras fases.

Figura 5.56. Deformação rúptil nos tipos petrográficos. A) Granada com fraturas intragranulares com direção preferencial; B) Fratura transgranular, com seta indicando a direção, afetando trama dúctil em gnaíse tonalítico.

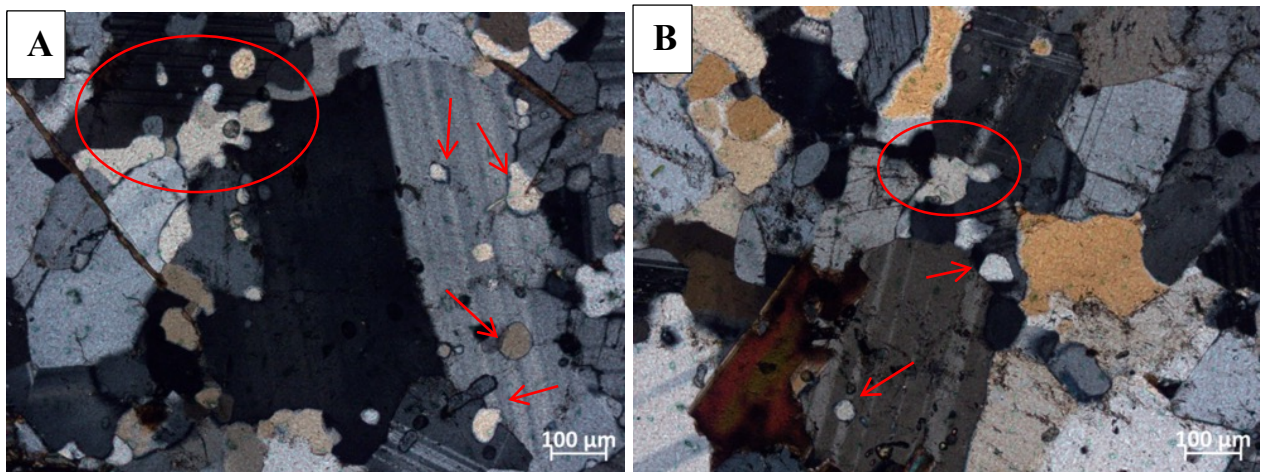


A presença de fraturas afetando a mineralógica dos tipos petrográficos mostram o efeito da tectônica rúptil que afetou as rochas de toda região. Um evento posterior a deformação dúctil das zonas de cisalhamento

v) Evidências de fusão parcial

Os gnaisses tonalíticos associados a Suíte Aliança, bem como os paragnaisses do Complexo Porto Nacional mostram evidências microscópicas de fusão parcial. Tais feições são representadas por textura tipo *drop-like* ou forma de “gota” como inclusão no plagioclásio, trilhas e bolsões de quartzo (Figura 5.57). Tais geometrias apenas ocorrem quando há cristalização a partir de líquidos magmáticos.

Figura 5.57. Gnaisse tonalítico exibindo textura tipo drop-like e quartzo de caráter intersticial em plagioclásio indicadas pelos círculos e setas vermelhas (TF18 V 36).



5.5 Metamorfismo

Figura 1.1. Mapa das isogradas da área oeste.

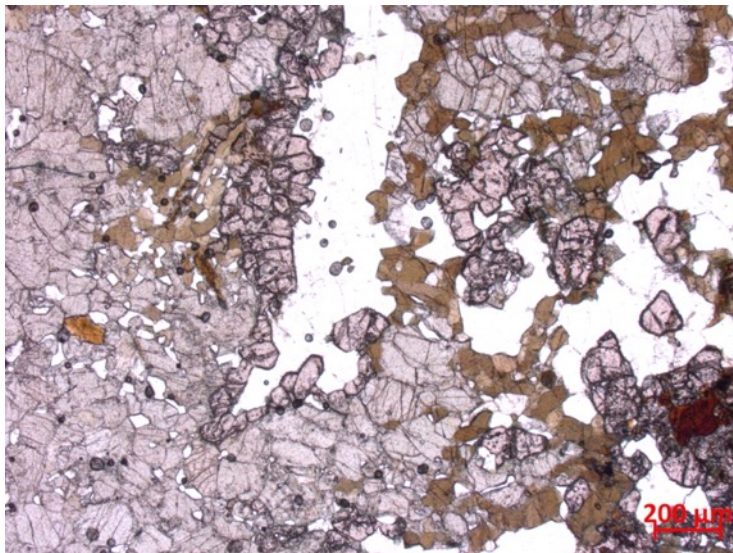
5.5.1 Fácies granulito

A paragênese indicativa de metamorfismo de alto grau é atribuída as rochas do Complexo Porto Nacional. A intercalação entre as unidades orto e paraderivadas fornecem indícios valiosos quanto a estimativa das condições de pressão e temperatura, pois as rochas pelíticas tendem a apresentar uma maior susceptibilidade a reações metamórficas devido a maior disponibilidade de água no sistema.

A paragênese nas metamáficas é composto por *clinopiroxênio* + *granada* + *plagioclásio* + *hornblenda*, esta associação no sistema CFMASH, é típico da transição entre a fácies anfíbolito alto-granulito no metamorfismo de média pressão e no metamorfismo de alta pressão é indicativo de fácies granulito, como mostra [Bucher e Grapes \(2011\)](#). Tais litotipos em áreas adjacentes mostram a associação *clinopiroxênio* + *ortopiroxênio* + *granada* + *plagioclásio*, típica de fácies granulito, colocando o metamorfismo regional como de média pressão. As texturas coroníticas evidenciam uma transformação apontada pela reação 1.1. Esta reação indica um processo isotérmico com aumento de pressão (Figura 5.58).

Reação 1.1 *Clinopiroxênio + Plagioclásio ↔ Granada (+Quartzo) + Plagioclásio (II)*

Figura 5.58. Textura coronítica.



De acordo com [Yardley \(1989\)](#) é sugerido que texturas coroníticas ocorrem principalmente em metamorfismo regressivo, na qual a mineralogia primária é envolvida nas reações. Esta, juntamente com a presença de uma textura ígnea reliquiar, sugere que o clinopiroxênio e o plagioclásio constituíram a mineralogia primária, típica de um gabro. Vale ressaltar a presença de rochas da série charnockítica de composição tonalítica que ocorrem em meio as metamáficas. Tais rochas são típicas de terrenos granulíticos e são interpretadas como produto de fusão parcial das rochas ortoderivadas máficas do Complexo Porto Nacional e que apresentam textura ígnea reliquiar e partes com intensa recristalização.

As rochas pelíticas tem como paragênese de maior grau a associação ***granada + cordierita + biotita + feldspato potássico + plagioclásio ± sillimanita*** no sistema KFMASH (Figura 5.59) De acordo com [Yardley\(1994\)](#) está paragênese é o início da fácies granulito nas rochas pelíticas no metamorfismo de média a baixa pressão e tem início em cerca de 700°C, na qual situa a isógrada da cordierita. [Best \(2003\)](#) coloca esta paragênese como aparecendo em torno de 780°C. A transição da fácies anfibolito alto para granulito, com está associação, é dada pela reação 1.2, o que pode explicar a quase ausência de sillimanita nos paragneisses da subárea V, em comparação com associação encontradas nos paragneisses nas áreas V, X e XI, em que a sillimanita compõe até 30% da modal da rocha e a cordierita é ausente. Contudo, feições de fusão parcial ocorrem em todo o espectro metamórfico dos paragneisses (Ver [Seção 5.4.3.3](#)).

Reação 1.2 *Sillimanita + Biotita (flogopita) + Quartzo* ↔ *Cordierita + Granada + KF + H₂O*

Figura 5.59. Trama geral da paragênese do paragnaisse.

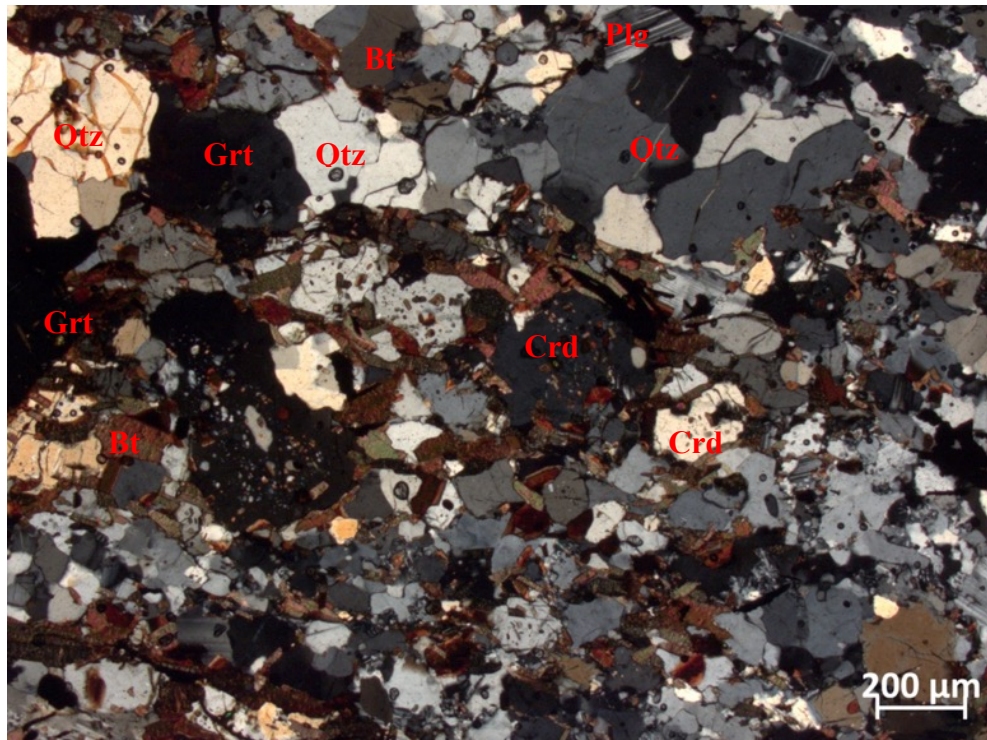


Figura 5.60. Diagrama Metamorfismo X Deformação.

Mineral	-	Dn (Foliação Sn)
Granada		
Cordierita		
Biotita		
Plagioclásio		
Feldspato potássico		
Sillimanita		
Grafita		

Metamorfismo também é registrado no complexo gabro-anortositico Carreira Comprida, especialmente no meta olivina gabro, cuja paragênese *olivina + clinopiroxênio + plagioclásio ± hornblenda* é a mineralogia primária e configuram uma textura ígnea reliquiar. Tal metamorfismo é evidenciado pela recristalização granoblástica dos cristais. Está recristalização está associada a um resfriamento do corpo plutônico, possivelmente em fácies granulito.

5.5.2 Fácies anfíbolito

O retrometamorfismo para fácies anfíbolito nas rochas do CGPN é evidenciado pela uralitização da hornblenda e redução do teor de Ca do plagioclásio. Reação que também evidencia a hidratação da rocha. Nesta fácies, os piroxênios quase desaparecem e a granada mantém-se estável, com a textura coronítica ainda preservada (Figura do capítulo da petrografia).

A Suíte Aliança também exibe feições indicativas de grau anfíbolito. Tais características estão melhores descritas na seção [5.4.3.3](#), na qual são enfatizadas as feições de fusão parcial e o processo de deformação.

Os tipos ultramáficos, mostram a paragênese **talco + tremolita + clorita**, que são típicas de fácies anfíbolito baixo a alto (Devido a aparição da tremolita a partir de 500°C em lhezorlitos ricos em Al de acordo com [Bucher and Grapes, 2011](#)). A presença de clorita em detrimento da serpentina indica protolito rico em Al e mais rica em Si, sendo considerado possivelmente um piroxênio.

5.5.3 Fácies Xisto Verde

O retrometamorfismo para fácies xisto verde é apontada pela paragênese **actinolita + clinozoisita/zoisita + plagioclásio ± hialofano ± quartzo**. Esta paragênese ocorre em associação com talco-clorita-tremolita xistos, típico de fácies anfíbolito, indicando que o retrometamorfismo compreende faixas locais, ou que o tremolita xisto estão em fácies xisto verde devido a presença de fluidos com teor de CO₂ baixo, que permitiria esta associação em condições de menor temperatura. Texturas simplectíticas apontam o intercrescimento entre e a clinozoisita/zoisita com hialofano e quartzo (Fig. 5.61B). O caráter pré e sin-tectônico da actinolita, que configura uma lineação mineral, sugere que tal fácies está relacionada a última fase de deformação da rocha (fig. 5.61A). A figura 5.62 indica esta relação

Figura 5.61. Evidência do retrometamorfismo para xisto verde. A) Transformação da hornblenda para actinolita e B) Intercrecimento entre epidoto, hialofano e quartzo.

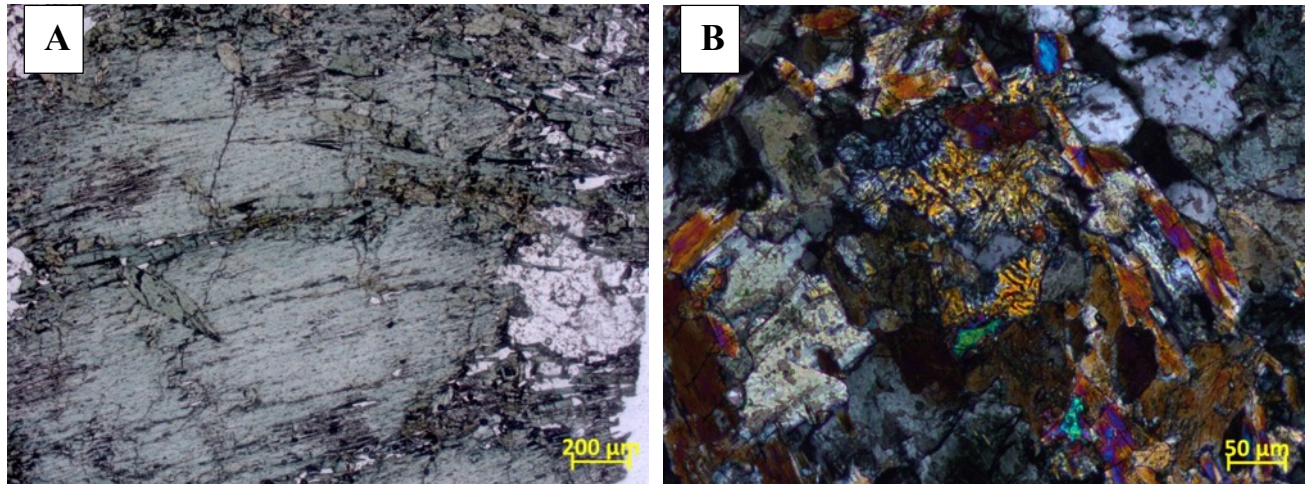
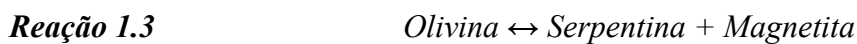


Figura 5.62. Figura mostrando a relação da mineralogia de rochas afetadas pelo retrometamorfismo para fácies xisto verde.

Mineral	-	Dn (foliação Sn)
Actinolita		
Clinzoisita/zoisita		
Hialofano		
Quartzo		

A paragênese **serpentina + magnetita** também é indicativo do retrometamorfismo, e ocorrem nos meta-olivina gabro devido a reação 1.3, na qual configuram bordas de reação em torno da olivina.



5.5.4 Trajetória do Metamorfismo

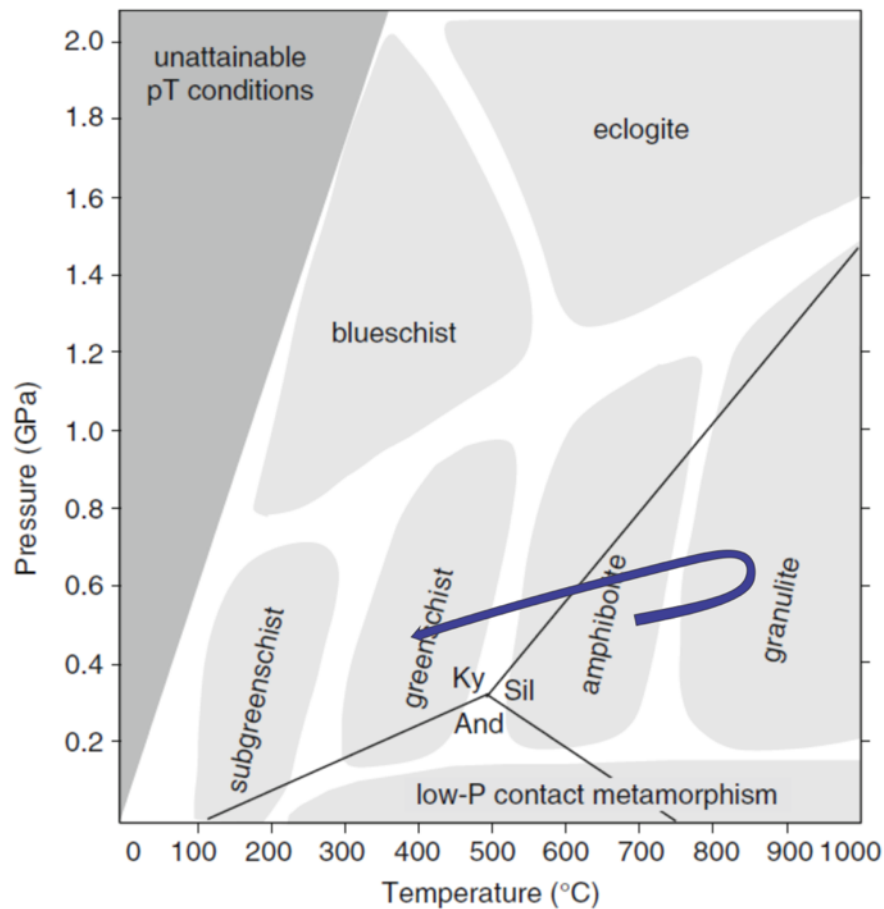
A análise do metamorfismo aponta um caminho P-T-t que inicia-se com o metamorfismo regional de média pressão em condições fácies da transição anfibolito alto a granulito, cujo progressão do metamorfismo não mostra-se evidente nas metamáficas, mas é exibida nas paraderivadas (Figura 5.63). Posteriormente as unidades são submetidas a um aumento de pressão sob temperatura constante, na qual é sugerido pela reação 1.3. A exumação progressiva

das rochas é expressa pelo retrometamorfismo em fácies anfibolito e posteriormente em xisto verde, encontradas nas rochas ortoderivadas do CPN. Este processo também é mostrado nos meta gabros e anortosito do Complexo Carreira Comprida. A análise da deformação imposta pela zona de cisalhamento Porto Nacional e Ribeirão do Carmo indica deformação em fácies anfibolito. O quadro do metamorfismo para a área oeste está indicado na Tabela 5.3.

Tabela 5.3 Tabela simplificada com o grau e tipo de metamorfismo que ocorre na área oeste. Legenda: Complexo Granulítico Porto Nacional (C.G.P.N), Complexo Gabro-Anortosítico Carreira Comprida(C.G.A.C.C).

	Metamorfismo Regional		
	Granulito	Anfibolito	Xisto Verde
C.G.P.N	X	X	X
C.G.A.C.C	X		X
S. ALIANÇA		X	

Figura 5.63 Trajetória P-T simplificada do metamorfismo das áreas a oeste. (Modificado de Bucher e Grapes 2011).



6. GEOLOGIA ECONÔMICA

6.1 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 6.1). 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. Mesmo sendo uma área com um grande potencial, não há uma exploração expressiva.

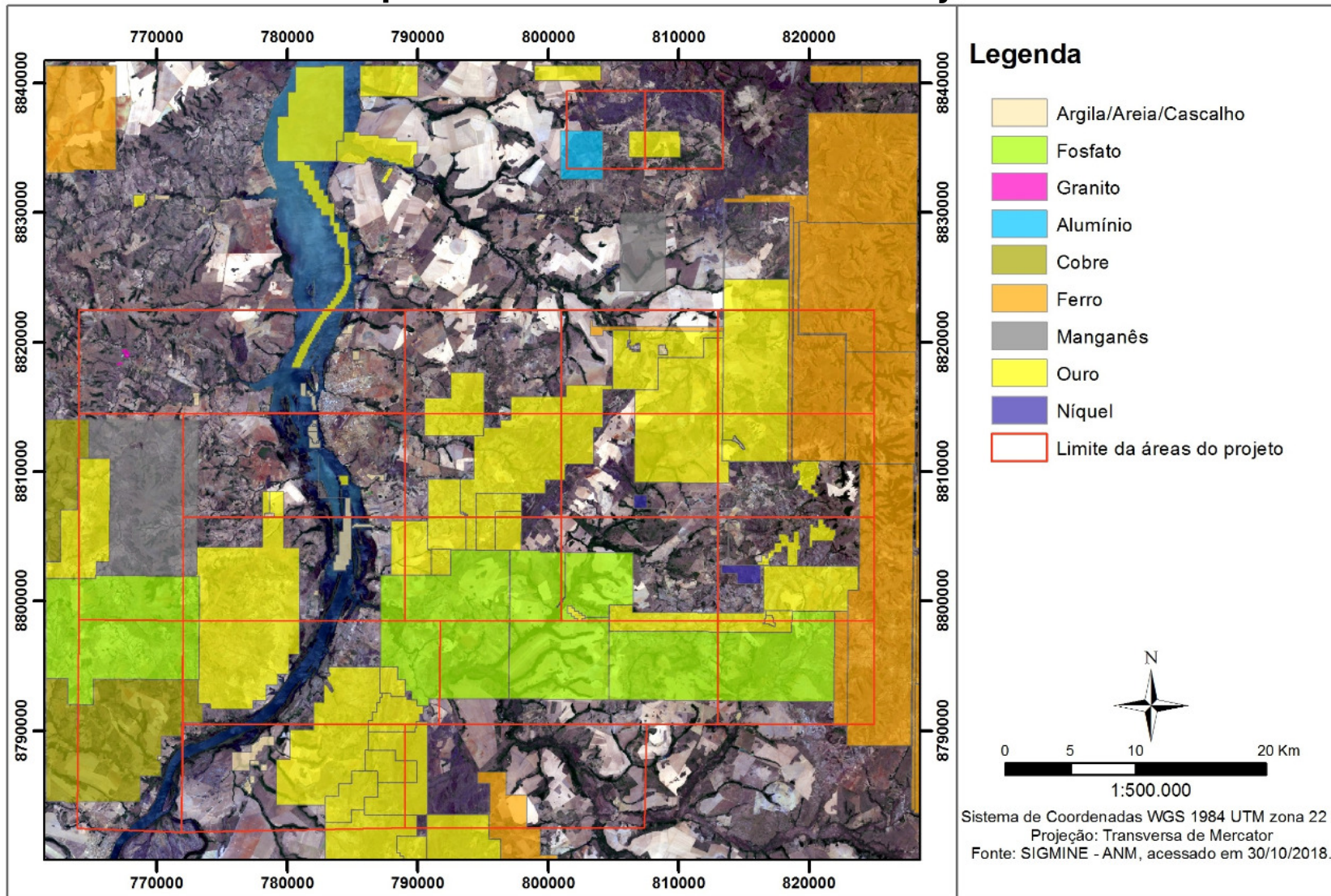
6.2 Recursos Minerais do Projeto Monte do Carmo

6.2.1 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, paragneisses 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. 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).

Figura 6.1. Mapa de substâncias requeridas à ANM na área do Projeto Monte do Carmo.

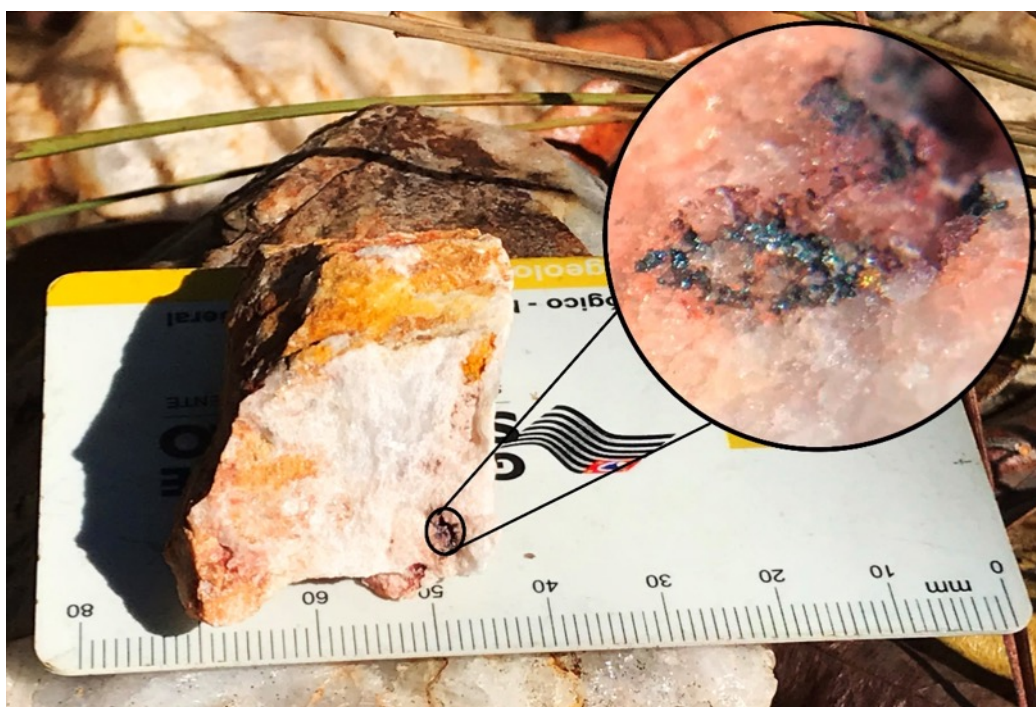
Áreas e substâncias requeridas à ANM no domínio do Projeto Monte do Carmo - TO



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 6.2). 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 6.2. Ouro livre encontrado em veio de quartzo na subárea II, provindo de alteração hidrotermal, com granulação inferior a 0.5mm.



6.2.2 Minério de Ferro

As ocorrências de minério de ferro ocorrem associadas aos arenitos ferruginosos da Bacia do Parnaíba, que possuem estratos maciços de hematita, sendo necessária a análise de teor real do minério para determinar sua potencialidade econômica.

6.2.3 Manganês

As ocorrências de formações manganíferas 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 ([Ribeiro e Alves, 2017](#)). A mineralização relacionada aos gonditos estão presentes nas subáreas I, III, V, VI, VIII, X, XI e XV, com gênese está relacionada à sedimentação química de minerais ricos em manganês, em ambiente vulcanogênico.

6.2.4 Grafita

As ocorrências de grafita na região são relatadas nas subáreas V, VI, VIII 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.

6.2.5 Feldspatos

O crescimento no consumo de feldspato está dominado pelas indústrias de revestimento cerâmico e de coloríficos. Esse aumento pela demanda de feldspato deve-se ao desenvolvimento do processo de produção de porcelanato que usa, na massa cerâmica, cerca de 60% de feldspato (Luz & Lins, 2008). Assim, fontes de feldspato potássico alternativas têm sido exploradas. No Projeto Monte do Carmo, tem-se abundância de meta-sienogranitos, de granulação média, com grande proporção de feldspato potássico (~40%) nos corpos da Suíte Ipueiras e Suíte Lajeado. Esses metagranitos podem atuar como uma fonte alternativa economicamente viável para esse mineral.

6.2.6 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.

6.2.7 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 porfírica gerada pela presença de fenocristais de K-feldspato. As ardósias da Sequência Metaculcanosedimentar 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.

6.3 Recursos Minerais da Área V

6.3.1 Mineralizações

6.3.1.1 Ouro

As mineralizações de ouro observadas na área de trabalho estão associadas ao Complexo Porto Nacional, mais especificamente próximas às lentes das unidades paraderivadas. Relatos de moradores sobre a ocorrência de ouro na região, principalmente encontrados em leitos de rios, são comuns, além de associações com os chamados “filões”, nome popular local para veios de quartzo. Cunha et al. (1981) citam estes jazimentos de ouro em veios de direção NE encaixados em biotita Gnaiss a sudoeste de Porto Nacional.

Um pequeno garimpo na porção central da área mapeada, a leste da Serra do Najá, encontrasse em funcionamento na fazenda Sombra e Água Fresca, onde uma calha simples estava instalada, e valas abertas para a retirada de material para a extração do minério (Fig.6.3).

Figura 6.3. Cava para a retirada de material para a extração de ouro – P65.



As mineralizações nesse garimpo possivelmente estão associadas com sulfetos, como evidenciado pela presença de *gossans*, em rocha hospedeira de quartzitos grafitosos produtos de alteração hidrotermal dos paragnaisse da unidade paraderivada do Complexo Porto

Nacional (Figura 6.4 A). Frequentemente são observados halos hidrotermais ricos em saponita, argilomineral do grupo das esmectitas, o que configura uma coloração esverdeada para a rocha (Figura 6.4 B).

Figura 6.4 A) Quartzito grafitoso de cor ocre devido à presença de sulfetos oxidados; B) Rocha de cor verde rica em saponita – P64.



6.3.1.2 Grafita

O *Sillimanita-granada-biotita-gnaiss*, descrito na unidade paraderivada do Complexo Porto Nacional, quando associado a alteração hidrotermal, é enriquecido em quartzo em alguns

locais, e em outros principalmente em grafita. Na área mapeada foram observados afloramentos significativos destas rochas na Fazenda Sombra e Água Fresca, próximos às trincheiras do garimpo de ouro. (Figura 6.5).

Não foram realizadas análises para identificação do grau de cristalinidade da grafita, principal fator que agrega valor a este tipo de minério e, portanto, não é possível identificar a sua qualidade, tampouco sua viabilidade econômica.

Figura: 6.5. A) Afloramento de rocha paraderivada rica em grafita com detalhe em B) – P64.



6.3.1.3 Manganês

O manganês é um metal de transição, sendo tratado como metal base no meio da mineração. É uma *commoditie* muito utilizada na indústria siderurgia, para produção de ligas metálicas e de ferro, na produção de pilhas, na produção de fertilizantes e inclusive para produção de ração animal (Garcia, 1999). Esta ampla diversidade de uso, bem como a subida do preço da tonelagem no período de 2017 para 2018 como mostra a Figura 6.6 implica em possibilidades de crescimento no investimento deste material.

Figura 6.6. Preço da tonelagem do manganês em dólares entre o período de Janeiro/2017 a Outubro/2018. Fonte: TRADINGECONOMICS.



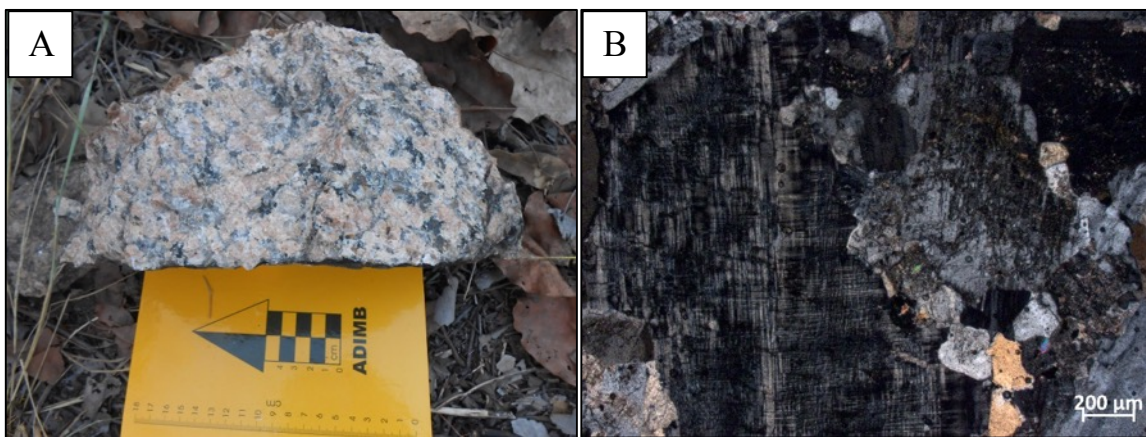
O mapeamento na escala 1:50000 permitiu caracterizar e, quando possível, individualizar lentes de rochas manganesíferas, conhecidas como gonditos, compostas essencialmente de granada-espessartita, quartzo, grafita e óxidos de Mn. Análises litogeoquímicas feitas em cerca de 10 amostras apontam o teor máximo de 18,5% de Mn nestas rochas, sendo um teor típico de protominério. Contudo, a característica climática da região torna-a potencial para depósitos de enriquecimento supergênico, na qual podem elevar o teor para acima de 40%, na qual já é considerado minério (Ribeiro e Alves, 2017). O emprego da geoquímica de solo nas áreas mapeadas se faz necessário para o estudo greenfield da região, a fim de detalhar a potencialidade da área.

6.3.2 Minerais e Rochas Industriais

6.3.2.1 Feldspatos

Empregados principalmente na indústria de cerâmica como fundentes, e na indústria de vidro, onde servem também como fonte de alumina (Al_2O_3), álcalis (Na_2O e K_2O) e sílica (SiO_2). Na subárea de estudo ocorre nos granitos descritos na Suíte Lajeado (Figura 6.7A) que afloram na porção extremo noroeste, apresentando cerca de 45% de microclínio (Figura 6.8B), com tamanhos variando de 2 mm a 5 cm, indicando possível potencial para a exploração.

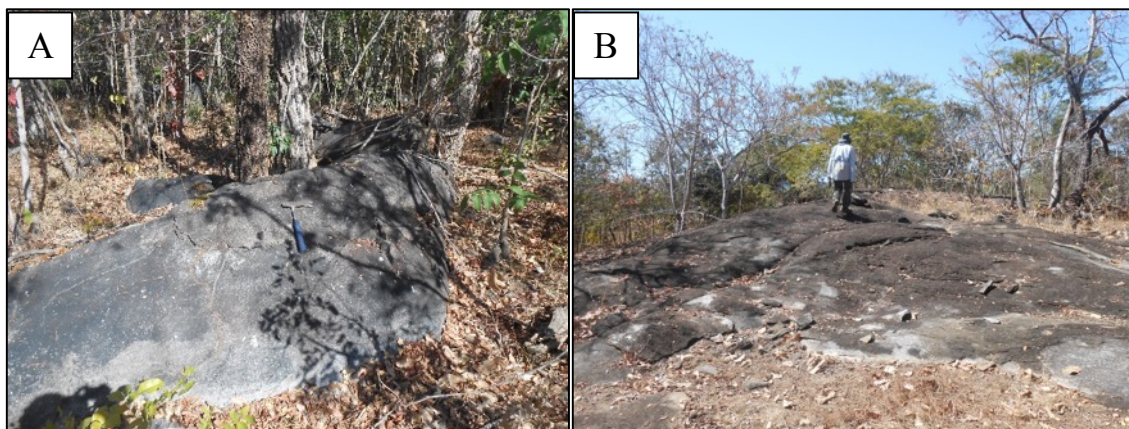
Figura 6.8. A) Biotita granito da Suíte Lajeado equigranular de textura grossa, B) Fotomicrografia a petrografia evidenciando o microclínio com geminação tartan- P09.



6.3.2.2 Brita

Dentre as rochas mais utilizadas para a britagem estão gnaisses e rochas graníticas (Cerca de 90% da produção nacional), devido a sua competência, baixa susceptibilidade a alteração e a resistência ao atrito. Na área mapeada os gnaisses mapeados e descritos como pertencentes a Suíte Aliança e o granito pertencente a Suíte Lajeado configuram material viáveis para extração de brita, visto a grande dimensão dos corpos e facilidade de acesso (Figura 6.9 A e B). A viabilidade da exploração é corroborada pela presença de uma pedreira situada ao longo da TO-268, próximo a vila Escola Brasil, que explora o Granito Matança para a produção de brita.

Figura 6.9. Afloramento como lajedos do gnisso de composição tonalítica, pertencente a Suíte Aliança – P95 e P125.



6.3.2.3 Rochas Ornamentais e de Revestimento

As fácies descritas no Granito Matança constituem corpos extensos e volumosos que configuram morros e que também afloram na forma de lajedos. Tais litotipos são atrativos para exploração comercial por apresentar poucas fraturas, alterações, características estéticas constantes e homogeneidade (Figura 6.10). Do ponto de vista estético, os megacristais de feldspato potássico atribuem a rocha uma formosa aparência. Estas qualidades atribuídas ao corpo tornam estas viáveis para o consumo no mercado da construção civil, na qual são usados como material de revestimento de bancadas para cozinhas, pias de banheiros, mesas, pisos entre outros.

Figura.6.10. Aparência do Granito Matança, pertencente a Suíte Lajeado – P108.



7. INTERPRETAÇÃO/DISCUSSÃO (ESBOÇO)

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.

O grande acervo de dados coletados permitiu o refinamento na cartografia das unidades litoestratigráficas mapeáveis e grandes avanços no entendimento da evolução da Província Tocantins e seu embasamento.

7.1 Embasamento Paleoproterozóico

As unidades do embasamento paleoproterozoico na região do Projeto Monte do Carmo são representadas por sequências meta-vulcanosedimentares submetidas a diferentes condições metamórficas. Gorayeb (1996) agrupa os litotipos do embasamento em duas unidades litoestratigráficas: Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. Já Ribeiro e Alves (2017) agrupam todos os tipos petrográficos antes divididos em uma única unidade, o Complexo Granulítico Porto Nacional. O projeto Monte do Carmo adota a subdivisão proposta pelo primeiro autor.

Com uma grande densidade de dados de campo e análises petrográficas é possível separar estas unidades principalmente no quis respeito o seu grau metamórfico. O CGPN apresenta paragêneses e texturas indicativas de fácies granulito com retrometamorfismo em fácies anfíbolito a xisto verde, enquanto a CGMA apresenta principalmente assembleias indicativas de fácies anfíbolito. É possível que estas sequências metavulcanosedimentares representem fácies diferentes de uma mesma bacia sedimentar paleoproterozóica metamorfizada em níveis crustais distintos.

As principais questões levantadas a respeito dos constituintes do embasamento serão abordadas a seguir:

1. A nomenclatura da unidade meta-vulcano sedimentar Morro do Aquiles (MA)

Pelo código internacional de estratigrafia (ICS) o termo formação é o único termo formal da litoestratigrafia que é baseado unicamente na litologia (Cap. 5 do ICS). Desta forma, uma formação é constituída por um conjunto de rochas que compartilham os mesmos litotipos. Dentro da unidade Morro do Aquiles são encontrados tipos petrográficos que variam desde xistos, gnaisses orto e paraderivadas, anfíbolitos e gonditos. Conseqüentemente, o termo complexo se aplica melhor a unidade MA tendo em vista a mistura irregular de litologias e complicada relação litoestrutural. Com isso,

a unidade foi cartografada na parte leste do Rio Tocantins e possui grau metamórfico que varia de xisto verde até anfibolito médio. O pico de metamorfismo ao qual estas rochas foram submetidas é de fácies anfibolito, evidenciado pela presença de grafita nos gonditos.

2. Enderbitos

Enderbitos (ou melhor, rochas de suítes charnockíticas) possuem caracterização dúbia quanto à sua natureza, sendo discutível sua origem como sendo ígnea ou metamórfica (Frost & Frost, 2008; Touret & Huizenga, 2012). Ocorrem no CGPN tanto tipos com texturas essencialmente ígneas (rochas inequigranulares, sem foliação) quanto rochas fortemente recristalizadas, com texturas metamórficas que indicam reequilíbrio em estado sólido. Evidências de campo indicam um contato transicional entre esses dois tipos, sendo provavelmente associado a transformações em condições de alto grau e deformação que se concentrou nas bordas dos corpos. Não foi possível caracterizar com precisão, em campo, os contatos entre corpos de enderbitos e de granulitos máficos, e nem foram encontrados subprodutos ultramáficos de uma possível diferenciação magmática entre essas duas rochas. Estes tipos ultramáficos, contudo, são descritos na região por Gorayeb (1996). Assim, algumas possíveis interpretações para a gênese dessas rochas são:

1. anatexia anidra dos granulitos máficos em condições de alto grau, em que a rocha cristalizada a partir do magma gerado permaneceu aprisionada *in situ* em porções inferiores na crosta, sendo posteriormente recristalizada e deformada;
2. metamorfismo em fácies granulito de rochas ígneas intermediárias a ácidas, com desidratação de sua paragênese possivelmente associada à um metassomatismo em condições de alta P_{CO_2} ;
3. colocação de plútons a partir de magma tonalítico anidro na crosta inferior concomitantemente ao evento tectono-termal em que as demais rochas foram granulitizadas.

4. Granulitos Máficos

Os granulitos máficos possuem três paragêneses distintas: uma paragênese de clinopiroxênio e ortopiroxênio, uma com granada, ortopiroxênio e clinopiroxênio e outra com uma fase de hornblenda que é produto de alteração dos piroxênios. Tais assembleias indicam,

respectivamente: **1)** um equilíbrio em fácies granulito; **2)** um subsequente aumento de pressão e/ou diminuição da temperatura com pouca alteração da pressão e **3)** um reequilíbrio em grau mais baixo, com hidratação da rocha e formação de hornblenda por uralitização.

3. **Gonditos**

Gonditos foram inicialmente reportados na literatura como pertencentes à Fm. Morro do Aquiles (Gorayeb 1996). Posteriormente, Ribeiro e Alves (1996) os incluem como parte da CGPN. Apesar de ser incorporado ao CGPN na parte oeste do Rio Tocantins, no qual ocorre associado a paragnaisses e restritamente a ortognaisses. a parte leste já associada aos xistos da FMA.

4. **Complexo Gabro-Anortosítico**

Esta é uma unidade cuja idade é bastante controversa na literatura, com gorayeb (1996) o colocando como paleoproterozoico, associado ao CGPN. Contudo, Lima *et al.*, (2008) coloca esta unidade como neoproterozóica. O mapeamento e a descrição petrográfica do Projeto Porto Nacional mostra diferenças dos litotipos associados a CGPN, mas mostra-se muito similar as descritas por Lima *et al.*, (2008) nos complexos máfico-ultramáficos Rio Crixás e Morro da Mata, que ocorrem próximo a localidade do anortosito. Tais evidências são a presença de olivina e clinopiroxênio como oikocristais englobando prováveis chadacristais cristais de plagioclásio e também a presença de cristais preservados de plagioclásio nos anortositos com hábitos euédricos e com tamanho de até 3 cm que sugerem evidências de textura cumulática reliquiar, o que não ocorre nos granulitos máficos. **A recristalização do trama mineral nas rochas desta unidade indica atuação de processos metamórficos de alta temperatura, mas que pode ser explicado como sendo processos que ocorrem com o corpo ainda em resfriamento.** O contato tectônico entre as unidades e a falta de afloramentos com os dois corpos mascara a relação entre as duas unidades.

5. **Suíte Aliança**

As rochas pertencentes a esta unidade abrangem uma vasta gama de rochas de composição monzograníticas, granodioríticas, tonalíticas e dioríticas, na qual, na

maioria das vezes, são gnaisses e metatexitos. Este conjunto foi indiscriminado nos trabalhos de Gorayeb (), ora como parte da FMA, ora como CPGN. A unidade é muito similar a outras de idade paleo a mesoproterozoicas que ocorrem próximo a região que incluem o Complexo Rio dos Mangues. Contudo, o trabalho de Ribeiro e Alves (2017) individualizaram a chamada Suíte Aliança, que, embora caracterizada fora da área do TF, os litotipos se assemelham bastante com o que foi mapeado neste trabalho. A assinatura geoquímica obtida na literatura, **bem como dados de Sm-Nd** sugerem que este corpo é produto de um magmatismo cálcioalcalino sin a tardiectônico associado a um arco magmático continental. Para esta unidade foi obtida uma idade de 590 Ma, que corrobora com esta hipótese. Este trabalho mostra que as rochas incluídas na Suíte Aliança são metaluminosas. Os dados de campo mostram que a suíte é intrudida pelo Granito Matança e que são mais novas que a CGPN, pois o grau metamórfico e de deformação é mais baixo. Estas características reforça o fato se tratar de uma unidade gerada durante o ciclo brasileiro. Vale ressaltar a presença de fusão parcial em tais rochas, que indica condições de metamorfismo em fácies anfíbolito a granulito.

7.2 Evolução Tectônica

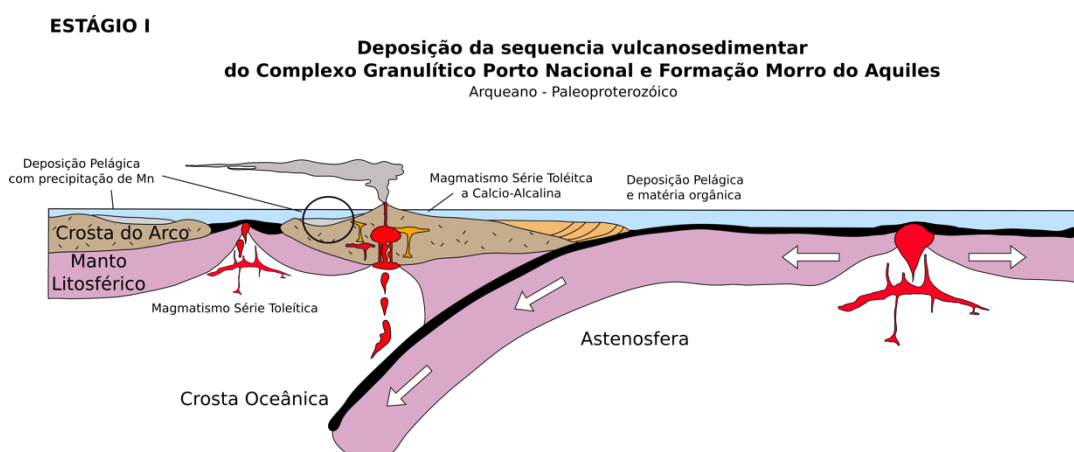
A evolução destas faixas envolve distintos processos geológicos como magmatismo, metamorfismo e diversos eventos de colisão. Dentre estes eventos, dois ciclos orogênicos têm elevada relevância para a evolução tectônica da região do projeto, sendo eles o Ciclo Transbrasiliano/Ciclo Ryaciano (2.1-1.9 Ga) e o Ciclo Brasileiro (810 – 490 Ma) (Brito Neves et al, 2014).

Evento 1 - Deposição da sequência Vulcano-sedimentar Porto Nacional e Morro do Aquiles (Arqueano - Paleoproterozóico)

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 Projeto Monte do Carmo

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.

Figura x. Bloco diagrama esquemático do estágio I.

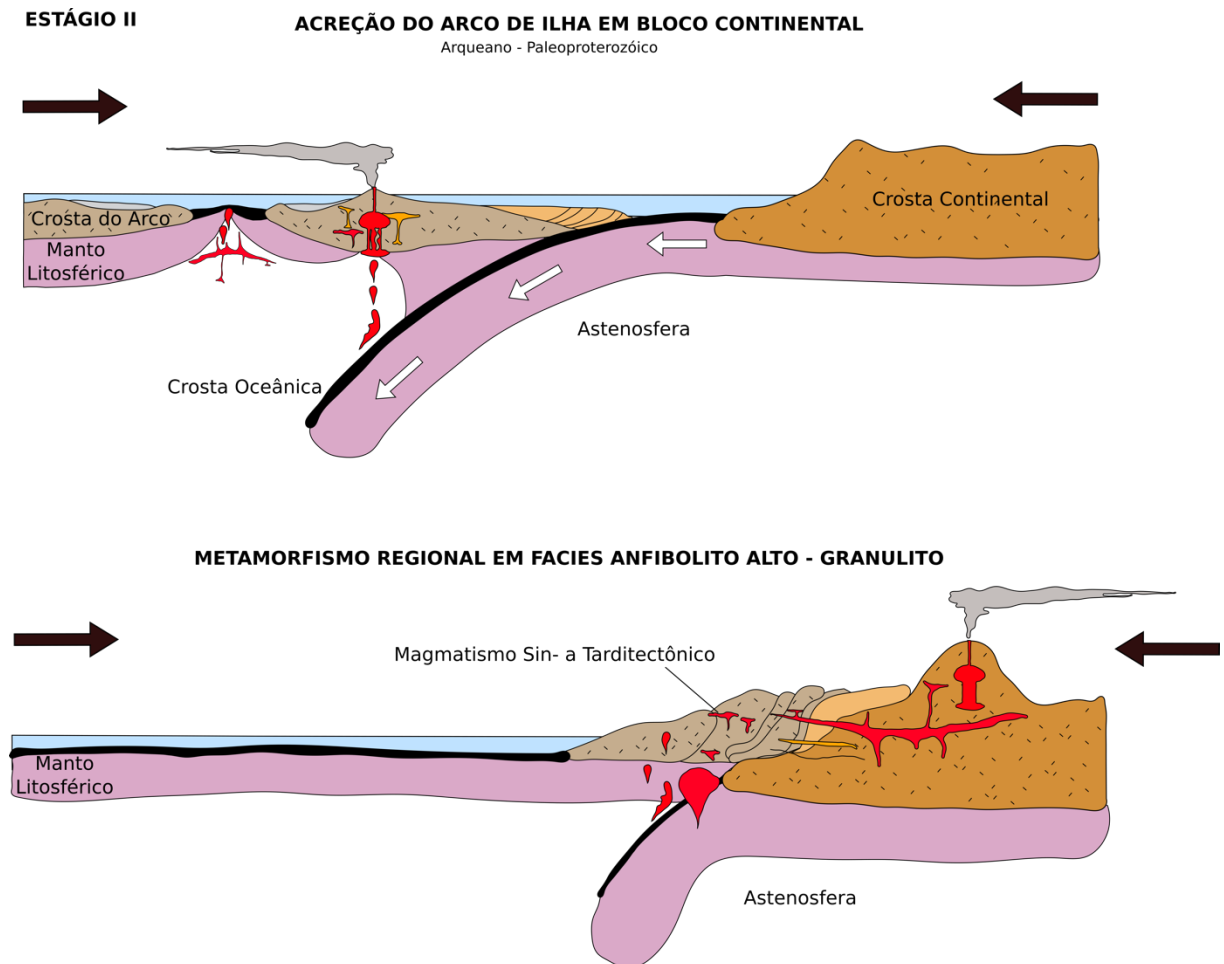


Evento 2 – Ciclo Transamazônico/ Ciclo Ryaciano (2.2-1.9 Ga)

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 2). A colisão resultou no metamorfismo em fácies anfíbolito a granulito respectivamente nas rochas do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles em 2.1 Ga (Gorayeb *et. al.*, 2000). Este evento gera o bandamento gnáissico das unidades orto e paraderivadas (Sn-2 ??). O Plutonismo sin a tardi-orogênicos é representada pela intrusão dos granitos Torre, Manduca e Santana, que foram gerados durante a colisão. O caráter peraluminoso dos granitos, o grau metamórfico em fácies 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 riaciana. Atribui-se a influência de dois pulsos magmáticos em um mesmo evento tectono-térmico para a geração de tais suítes.

Figura X: Esquema do estágio II mostrando o orógeno acrecionário com granitogênese Manduca e o arco continental tardio com granitogênese Ipueiras



Evento 3 – Sequência Meta-vulcanossedimentar indeferenciada

Evento 4 - Ciclo Brasileiro – 810 a 490 Ma

O ciclo brasileiro é dividido em dois eventos principais. O primeiro (900-800 Ma) está relacionado a formação de arco de ilha oceânica. O segundo (630 – 600 Ma) está associada a um possível arco continental. As unidades neoproterozóicas reportadas neste trabalho compreendem, de acordo com a literatura, rochas mais novas que 600 Ma. (fonte ?)

A deformação ocorrida durante o Neoproterozoico foi responsável pela deformação das rochas pertencentes a todo o conjunto encontradas neste projeto, além de deformar também estruturas anteriormente deformadas na deformação Ryaciana. Este ciclo foi responsável pelas feições de retrometamorfismo nas rochas paleoproterozóicas, e metamorfismo nas unidades mais jovens para fácies anfíbolito, relacionadas com a exumação destas para níveis crustais mais rasos assim como também metamorfismo em fácies xisto verde de rochas

neoproterozoicas. Durante o final deste ciclo se desenvolveram grandes falhas transcorrentes, que regionalmente são dextrais, mas na área total do projeto apresenta cinemática sinistral. Tais transcorrências estão alinhadas na direção NE/SW conforme o sentido do Lineamento transbrasiliano (citar shobbenhaus).

As grandes falhas de rejeito direcional relacionadas a LTB justapõe tectonicamente todas as unidades reportadas neste projeto, desde complexos paleoproterozóicos de alto grau a formações neoproterozóicas anquimetamórficos. A deformação é heterogênea, com corpos graníticos paleo e neoproterozoicos se comportando como blocos rígidos ante a deformação imposta.

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 ultramáficas (ciar lima 2008). O Ambiente da suíte Monte do Carmo foi discutido por Saboia (Ano ??) e considera a formação destas rochas num ambiente de arco de continental, considerando a ocorrência da série claci-alcalina e blalblaba que faz om que esta também esteja inserida no neoproterozóico, além disso neste Projeto foi possível individualizar< algo novo decoberto pela galera o que colabora com a interpretação permitindo inferir, algo legal !!!! A rochas MUM nesse contexto, descritas ppr Limas (nnnn) foram compartimentas como num ambiente ... e associadas (algo padrão que recheie o texto) no projeto além disso foi individualizada na área (betim e mylena) uma nova ocorrência deste corpos que indicam uma forte influência de (LTBL ?). ...ESCREVENDO!!

Estágio V – Bacia do Parnaíba e diques máficos

O desenvolvimento tectono-sedimentar da Bacia do Parnaíba ocorreu sobre embasamento proterozóico continental durante o estágio de estabilização da plataforma sul-americana (Almeida e Carneiro, 2004). A origem ou subsidência inicial 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.

Na porção da Bacia do Parnaíba englobada pelo Projeto Monte do Carmo, oito fácies sedimentares e suas associações foram identificadas. Estas fácies, apresentadas no Capítulo 5, 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.

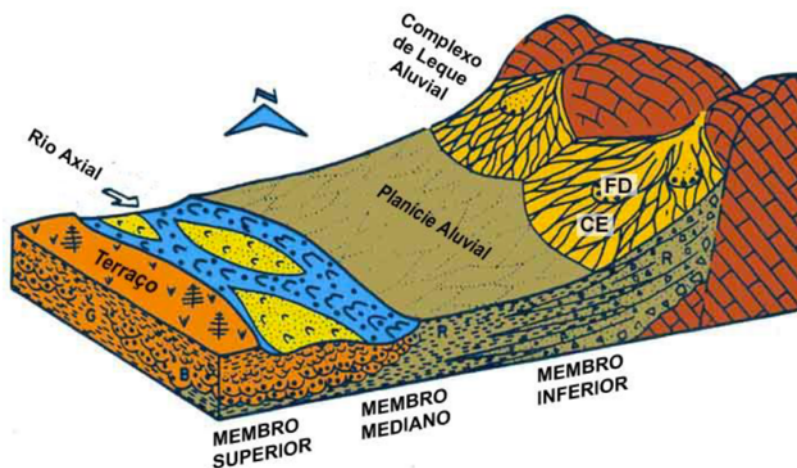
Formação Jaicós

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, orto e paraconglomerados intercalados que gradua em direção ao topo a níveis de material pelítico retrabalhado por ondas (Figura “Coluna Estratigráfica”). Através da associação de fácies foram identificadas duas associações principais:

- **Associação 1 (S1):** paraconglomerados (PCm); 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* e 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 X. Modelo de leque aluvial chegando e um sistema fluvial entrelaçado no eixo da bacia.



Fonte: Welker, 1998.

Formação Itaim

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* e *hummocky cross stratification*. Características de um sistema plataformal marinho raso dominados por ondas de tempestade.

Formação Pimenteiras

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, o *shoreface* médio a inferior.

Uma importante característica da Formação Pimenteiras é 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 facies desta unidade

ainda é controversa. De forma geral, existem duas hipóteses sobre a origem do ferro na Bacia do Parnaíba:

1. Grande concentração de ferro através de processos de lateritização e condições favoráveis para remobilização de Fe até a bacia.
2. Crostas ferruginosas geradas devido a clima temperado e condições podzolizantes. Fragmentos destas crostas 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 alternativas, 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.

8. CONCLUSÕES

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE, F. A. R., Konzen, L. 2006. **Levantamentos Aerogeofísicos para a Identificação De Áreas com Ocorrência Potencial de Petróleo e Gás na Bacia Do Parnaíba**. ANP. São Paulo. Relatório. 279 p.
- ANP-USP. 2006. **Aerolevantamentos Bacia do Parnaíba: TOMO II, área Parnaíba**. *In*: Relatório finais preliminares do “Levantamentos aerogeofísicos para a identificação de áreas com ocorrência potencial de petróleo e gás na Bacia do Parnaíba”. São Paulo, 30 de novembro de 2006.109p
- ALMEIDA, F.F.M, HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B, & FUCK, R.A. 1977. **Províncias Estruturais Brasileiras**. Em: VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande. Atas. Pernambuco, SBG-Núcleo Nordeste, vol.1, p. 363-392.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. 1981. **Brazilian Structural Provinces: An Introduction**. *Earth Sci. Rev.*, n.17, p.1-29.
- ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. 2000. **The origin and evolution of the South American Platform**. *Earth-Sci. Rev.*, n.50, p.77-111.
- 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.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). *Geologia do continente sulamericano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p.43-58.
- 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.
- ARCANJO, S. H. S.; ABREU, F. A. M.; MOURA, C. A. V. 2013. **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.
- 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). p.665-670.
- BARBOSA O, RAMOS JRA, GOMES FA AND HEMBOLD R. 1966. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia**. DNPM, Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, Monografia. 94 p.
- 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 de Mestrado - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 85 p.

BEST, M. O. 2002. **Igneous and Metamorphic Petrology**. Second Edition, Wiley-Blackwell, p. 752.

BEZERRA P. E., CUNHA B. C., IANHEZ A. C., POTIGUAR L. A., PITTHAN J. H., SOUZA J. R., MONTALVÃO R. M., SOUZA, A. M. 1981. **Associação plutono-vulcânica de Ipueiras**. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 1, Atas, p. 363-375.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. 2003. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, ISBN 8523007903. p.227-334

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.

BRITO NEVES, B.B. (Org.) **Geologia do continente sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, p.43-58.

BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. 2013. **The Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform**. Journal of South American Earth Sciences, n.47, p.72-89.

BUCHER, K., GRAPES, R. 2011. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. 8th Edition. Springer, p.419.

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, p. 366-378

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.

CORDANI, U.G., SATO, K. 1999. **Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks**. Episodes, 22: 167-173.

CORDANI U.G., MILANI E.J., THOMAZ FILHO A., CAMPOS D.A. 2000. **Tectonic Evolution of South America**. In: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 855.

CORDANI; U.G., PIMENTEL M.M., ARAÚJO C.E.G, BASEI M.A.S, FUCK R.A., GIRARDI V.A.V. 2013. **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. P. 403-420.

COSTA, L.A.M., ANGEIRAS, A.G. 1971. **Geosynclinal Evolution in the Epi-Baikalian Plataform of Central Brazil**: Geol.Rund. 60(2), p. 1024-1050.

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**. Conv. DNPM/CPRM/PROSPEC, Rel. Final, Rio de Janeiro.

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

COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S. de S; BEERGUY, R. L.; GAMA Jr., T; KOTSCGOUGEY, B.; LEMOS, R.L 1983. **Projeto Paraíso do Norte**. Belém. Conv: MEC/UFPA/CVRD, p. 125.

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

COSTA, W.D., 2010. Relatório Final do Contrato 156/99 TOMO I: Texto. Governo do Tocantins. Secretaria de Recursos hídricos e Meio Ambiente. Disponível em <<<https://central3.to.gov.br/arquivo/269483/>>> Acesso em: 07 de junho de 2018.

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, p. 21-196.

CURTO, J. B., R. M. VIDOTTI, R. A. FUCK, R. J. BLAKELY, C. J. S. ALVARENGA, AND E. L. DANTAS. 2014. **The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data**. Journal of Geophysical Research Solid Earth, 119: p. 1544- 1562.

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.

DANTAS, E.L., FUCK, R.A., OLIVEIRA, C.G., ARAÚJO FILHO, J.O. DE, FRASCA, A.A.S., ROIG, H.L., ALMEIDA, T., VIDOTTI, R.M., SOARES, J.E.P., PRAXEDES, I.F., 2013. **Compartimentação tectônica e cinemática da porção NE da Província Tocantins**. In: XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET), 1, CD-ROM de Resumos.

DARDENNE M.A. 1978. **Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco**. In: Congresso Brasileiro De Geologia, Recife, 30, Anais, p. 299-308

DELLA FÁVERA, J.C. 1990. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba: um ensaio holístico**. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 243 p.

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

FRASCA, A. A. S.; LIMA, H. A.; MORAES, L.L. R. RIBEIRO, P. S. E. 2010. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi: SC.22- Z-D, Tocantins**. Goiânia: CPRM. Programa de Geologia do Brasil - PGB; Projeto Sudeste do Tocantins.

FUCK, R.A. **A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins**. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4, 1994, Brasília. Atas. Brasília: SBG, 1994. p.184-187.

GÓES, A.M.O. & FEIJÓ, F.J. 1994. **A Bacia do Parnaíba**. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, 8(1): p. 57-67.

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

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., MOURA C.A.V. 2001. **Aspectos geológicos e geocronológicos do Anortosito Carreira Comprida, região de Porto Nacional-TO**. In: Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, Bol. Res. Exp., SBG-NO, CD-Rom.

GORAYEB, P. S. S. 2010. **Estudo comparativo entre as províncias extensionais do NE da Província Tocantins e NW da Província Borborema**. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, vol. 45, p. 74.

GORAYEB, P. S. S. 2011. **Geologia do Estado do Tocantins: aspectos gerais e conhecimento atual**. Contribuição à geografia física do Estado do Tocantins, Editora Kelps, Goiânia, p. 19-45.

GORAYEB, P. S. S., CHAVES, C. L., MOURA, C. A. V., & DA SILVA LOBO, L. R. 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.

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, p. 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. & PONÇANO, W. - 1978. **Organização estrutural e evolução da bacia de Taubaté.** In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 30, Recife. Anais. Recife, SBG, v. I.p. 368-381.

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

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; ABREU, F. A. M. 1984. **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.

HASUI, Y. et al. 1987. **Considerações sobre a Geologia da Região de Porto Nacional e Ipueiras, GO.** Revista Brasileira De Geociências, São Paulo, V.17, N.3, p.295-301.

HASUI, Y., MIOTO, J. A. 1988. **A Zona Sismogênica de Porangatu.** In: 35 Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, v. 5. p. 2173-2186.

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

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-vetoriais/base-de-dados-geograficos-do-tocantins-atualizacao-2012/>> Acesso em: 08 de Junho de 2018.

IBGE, 2006c. **Carta da Folha SC22 – Pedologia:** Sistema de projeção UTM: escala 1:50.0000. Disponível em << https://downloads.ibge.gov.br/downloads_geociencias.htm> Acesso em: 08 de Junho de 2018.

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. 1984 **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.). Geologia do Brasil. Brasília. DNPM. p. 251-303.

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. 1996. **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.

NUNES, A.B; LEITE, F.E., 2017. **Geoprocessamento Aplicado ao Estudo de Caracterização Física e Ambiental da Bacia Hidrográfica do Rio Areias, no Estado do Tocantins, Brasil**. Espaço em Revista. Vol. 19, n. 2, p. 104 – 127.

OLIVEIRA, D.C.; Mohriak, W.U. 2003. **Jaibaras through: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil**. Marine and Petroleum Geology, 20: p. 351-383.

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: p.321-335.

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

PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A., GIOIA, S. M. C. L. 1998. **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.

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

PIMENTEL, M. M.; JOST, H.; FUCK, R. A. 2004. **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.

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, p. 304-318.

PRAXEDES, I. F. 2015. **Lineamento transbrasileiro, contribuição aerogeofísica, tectônica e geocronológica no setor nordeste da faixa Brasília**. Dissertação Mestrado em Geociências - Universidade de Brasília.

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, V. B.; MANTOVANI, M. S. M.; LOURO, V. H. A. 2013. **Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico**. Terra e didática, Brasil, v.10, p 29-51.

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**. Programa Geologia do Brasil (PGB). Goiânia, 84 p.

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

SACHETT C.R. 1996. **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, 92 p.

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

SEPLAN, 2008. **Atlas do Tocantins: Subsídio ao planejamento da gestão territorial**. Secretaria de Planejamento e Assuntos Econômicos Palmas, 49p. Disponível em <[http://web.seplan.to.gov.br/Arquivos/download/ZEE/TO_AtlasTocantins2012/Atlas do Tocantins_2012.pdf](http://web.seplan.to.gov.br/Arquivos/download/ZEE/TO_AtlasTocantins2012/Atlas_do_Tocantins_2012.pdf)> Acesso em: 08 de Junho de 2018.

SEPLAN, 2017: **Síntese da Compartimentação da Paisagem**. In: Zoneamento ecológico-econômico do estado do Tocantins. Subsídios ao planejamento da gestão territorial. 6a ed. Secretaria de Planejamento e Assuntos Econômicos Palmas.364 p. Disponível em <<https://central3.to.gov.br/arquivo/392014/>> Acesso em: 08 de Junho de 2018.

SOARES, P.C., ASSINE, M.L., RABELO, L. 1998. **The Pantanal basin: recent tectonics, relationship to Transbrasiliano lineament**. In: IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Anais. INPE, p 459-469.

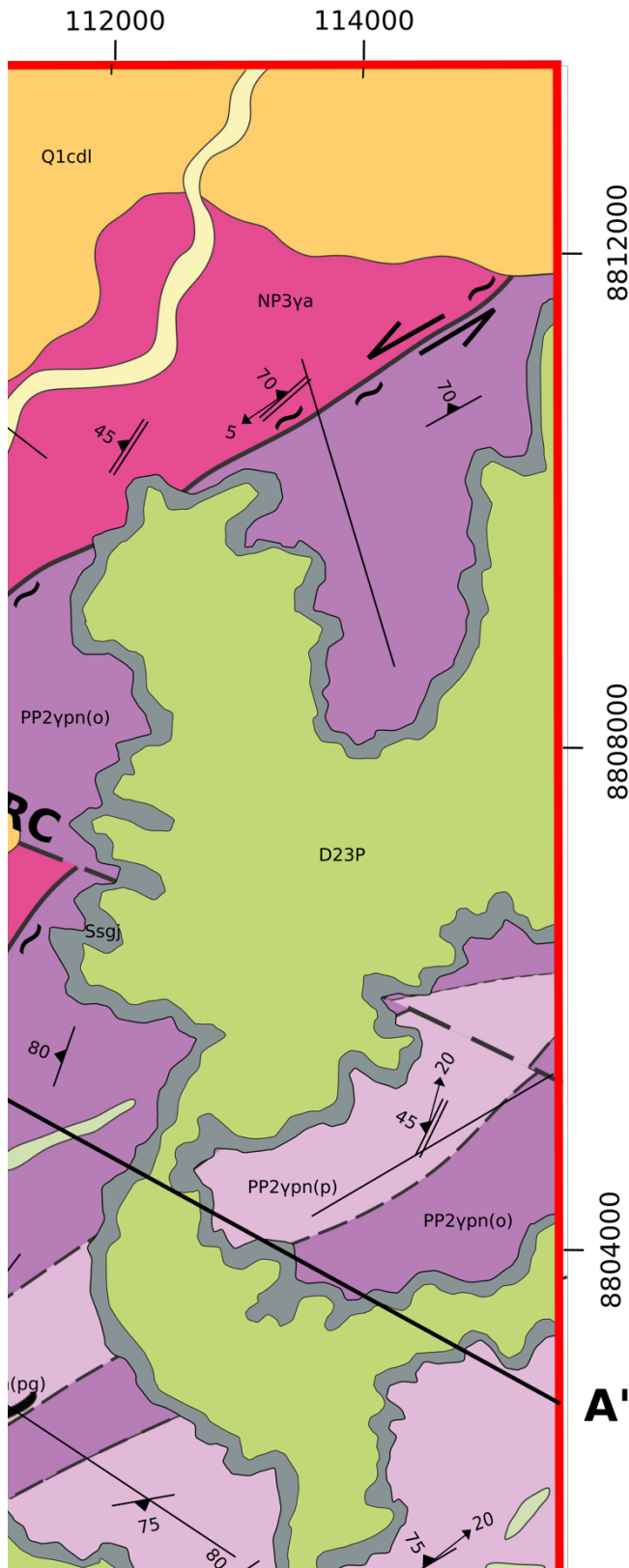
STRIEDER, A.J., GOTTARDO, E., CUNHA, F.S.S., BINOTTO, R.B., MESQUITA, M.J.M. 1994. **O Significado Tectônico dos Lineamentos Transbrasilianos no Processo Colisional Neoproterozóico da Província Estrutural do Tocantins**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Resumo. Balneário Camboriú, SC, Brasil.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

VAZ P.T., REZENDE V.G.A.M., WANDERLEY FILHO J.R., TRAVASSOS W.A.S. 2007. **Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, Boletim de Geociências da Petrobrás**, 15(2):p. 253-263

YARDLEY, B. W. D. 1989. **An Introduction to Metamorphic Petrology**. Harlow: Longman, New York, p.248.

ANEXOS

Geológico Monte do Carmo Área V



EON	ERA	PERÍODO	IDADE M.A.	RELAÇÕES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS			
FANEROZOICO	CENOZOICO	QUATERNÁRIO	2,58 299	Q2a Depósitos Aluvionares			
				Q1cdl Cobertura Detrítica Laterítica			
	PALEOZOICO	DEVONIANO	419	BACIA INTRACRATÔNICA - GRUPO CANINDÉ D23P Formação Pimenteirás			
				SILURIANO	Ssgj Formação Jaicós		
PROTEROZOICO	NEOPROTEROZOICO	EDIACARIANO	530 550 590	OROGENIA BRASILEIRA Suíte Gabbro Anortosita Carreira Complexa e1õmm Intrusiva Acamadada Carbonífera Suíte Intrusiva Leucocrata NP3y2mt Corpo Matanzinho Suíte Alianças NP3ya Tonalito-Granodioritos			
				PALEOPROTEROZOICO	RIACIANO	2100	REMANESCENTES DO EMBASAMENTO Complexo Granulítico Parnaíba PP2ypn(o) Ortoderivadas

FANEROZOICO CENOZOICO

Q2a Depósitos Aluvionares
Argila, areia e cascalho em bancos ou lentilhas nos principais rios e ribeirões

Q1cdl Cobertura Detrítica Laterítica
Crosta laterítica vermiforme e conglomerados

PALEOZOICO

Bacia do Parnaíba GRUPO CANINDÉ - SILURANO-CARBONÍFERO

D23P Formação Pimenteirás
Siltito de cor amarelo e marrom, laminado, e arenito branco fino a muito fino. Ambiente de tempestades

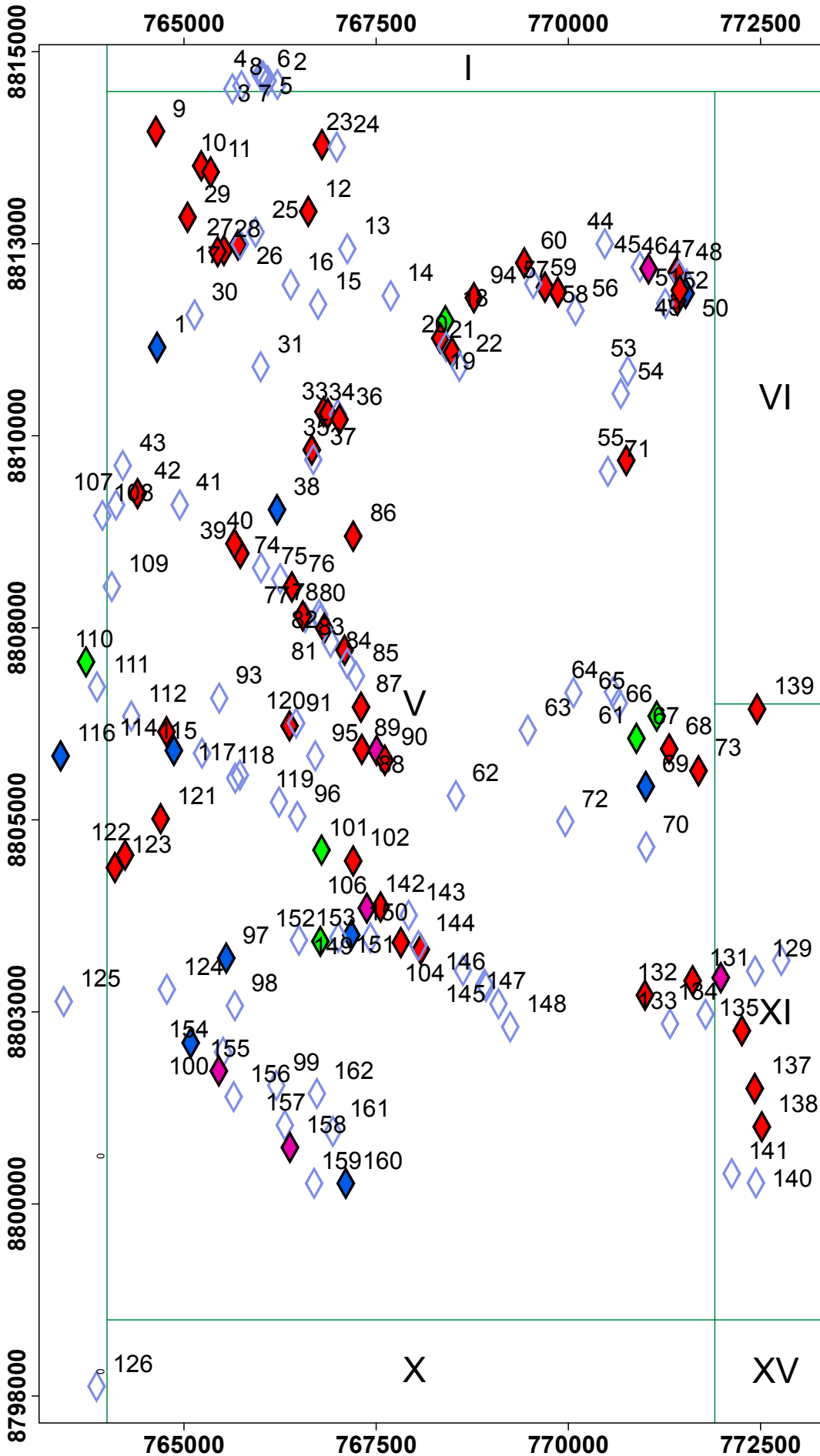
GRUPO SERRA GRANDE - SILURIANO

Ssgj Formação Jaicós
Arenito amarelado de granulometria média; estratificação cruzada acanalada e plano de inclinação; areia fina e siltito. Níveis centimétricos a métricos bem arredondados. Ambiente fluvial entrelaçado

CAMBRIANO

MAPA DE PONTOS

Área V



Legenda

- Descrição em campo
- Coleta de amostra
- Análise geoquímica
- Análise petrográfica
- Análise por microsonda
- Áreas_TF_2018

Datum:
WGS 1984 Zona 22S

