



Universidade de Brasília - UnB

Instituto de Geociências - IG

# TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL

## PROJETO MONTE DO CARMO

### SUBÁREA XVI

Coordenador: Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

**Banca examinadora:**

Carlos José de Souza Alvarenga

Márcia Abrahão Moura

Nilson Francisquini Botelho - Orientador

Alunos: Drielly Souza Rodrigues

Edgar Henrique Batista Torres

Mateus Pereira Rodrigues Borges

*Brasília, dezembro de 2018*

## **AGRADECIMENTOS**

*Aos meus pais, Dilson e Isa, por compreenderem a ausência ao longo desses anos e terem me acolhido nos momentos de desespero.*

*Ao orientador de PIBIC, professor e amigo para toda a vida, Professor José Eloi, por todo o conhecimento trocado e por, ao invés de me amparar nos vários momentos de desânimo, ter preenchido a minha cabeça com tanto trabalho que eu não tinha tempo para pensar em desistir.*

*Ao querido Professor Nilson por todo o seu esforço em nos orientar.*

*Aos meus parceiros de TF por terem me acolhido e, principalmente, pelos momentos lastimáveis pelos quais passamos, superamos e nos tornaram pessoas e profissionais melhores.*

*Drielly Rodrigues*

*Agradeço, primeiramente, aos meus pais Acísio e Eva Torres, e aos meus irmãos Eduardo e Elder pelo apoio em toda a jornada até aqui.*

*Agradeço imensamente aos meus companheiros Drielly e Mateus, que me acompanharam nessa árdua tarefa de grande aprendizado, que é o TF. Também aos meus colegas e amigos que fiz durante a graduação*

*Ao Instituto de Geociências e aos professores que participaram da minha formação, agradeço pela infraestrutura fornecida e ao tempo dedicado ao ensino.*

*Por fim, agradeço todas as pessoas envolvidas no Projeto Monte do Carmo, tanto professores e alunos, em especial ao professor Nilson Botelho.*

*Edgar Torres*

*Aos meus pais e à minha irmã pelo apoio incondicional.*

*Ao Batman e à Dree Elle pela parceria e realização de um trabalho irado!*

*Aos senhores (as) Henrique, Marco, Diego, Régis, Mariana, Wander, Eliza, Walid e Afonso pelas oportunidades de estágios, projetos de pesquisa, consultorias e ensinamentos passados.*

*Aos professores Oswaldinho, Eloi e Catarina pelas excelentes aulas e por cultivarem o desejo investigativo da geologia nos alunos.*

*À Fernanda de Mendonça pela amizade verdadeira e por me aguentar e apoiar esse tempo todo de escola e faculdade.*

*Ao brother Chris/Suco de Fruta, futuro microestruturalista, pela parceria, amizade, mongolisses e por ser um exemplo de estudante e profissional.*

*Aos amigos da UnB pelos bons momentos durante a graduação. À galera do climb pela vibe e trips pra cocal.*

*À Bárbara de Oliveira, parceira de serviço denço mór, pelo companheirismo no tabocation.*

*Mateus Borges*

## **RESUMO**

O presente trabalho integra um conjunto de dezenove relatórios que fazem parte do Projeto Monte do Carmo. O projeto consiste no trabalho final de conclusão do curso de geologia da Universidade de Brasília, realizado no ano de 2018, e teve como objetivo a realização do mapeamento geológico de uma área de 2.395 km<sup>2</sup> em escala 1:50.000, na região entre as cidades de Brejinho de Nazaré, Monte do Carmo e Porto Nacional, porção central do estado do Tocantins. A região de estudo está situada na Província Tocantins, no domínio do Lineamento Transbrasiliano, entre a porção setentrional da Faixa Brasília e a porção meridional da Faixa Araguaia, abrangendo a borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. Dentre as 21 subáreas do projeto, enfatiza-se na Subárea XVI as ocorrências das seguintes unidades geológicas: Suíte Santa Rosa, Suíte Ipueiras e Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, além de corpos subvulcânicos máficos. A região foi submetida a três fases deformacionais; duas fases compressivas em regime rúptil-dúctil, caracterizadas por foliações regional e milonítica, zonas de cisalhamento, dobras e lineação de estiramento mineral, e uma fase extensiva em regime rúptil, caracterizada por fraturas do modo I e falhas normais. A fase deformacional D2 é responsável pelo pico metamórfico em fácies xisto verde médio na Subárea XVI e adjacências. A análise em conjunto dos dados geofísicos, geoquímicos, petrográficos e estruturais permitiu a análise do potencial econômico da região e a proposição de um modelo de evolução geológica.

**Palavras-chave:** Mapeamento geológico; Lineamento Transbrasiliano; Projeto Monte do Carmo.

## **ABSTRACT**

The report presented here is part of a collection of nineteen reports that are part from the Monte do Carmo Project, which consist on the undergraduate thesis of the geology course from University of Brasília, accomplished in 2018. Due to necessary progress on the geological knowledge in the Estate of Tocantins, the project proposed the production of a geological map of a 2.395 square kilometers area, in 1:50.000 scale. The mapped area comprehends the zone between the cities Brejinho de Nazaré, Monte do Carmo e Porto Nacional, central portion of the estate. The region studied is located at the Tocantins Province, between the northern portion of faixa Brasília and south portion of Araguaia Belt also including the south border of Bacia do Parnaíba. Among the twenty-one subareas from the project, it is emphasized in subarea XVI the occurrence of the following geological units: Suite Santa Rosa, Suite Ipueiras e Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, and further sub volcanic rocks. The terrain is under the interaction of three deformational phases; two of them compressive in a ruptile-ductile regime, characterized by regional and mylonitic foliations, shear zones, folds and mineral stretching lineation, and one extensional phase in ruptile regime, characterized by mode 1 fractures and normal faults. D2 deformation phase is responsible by the metamorphic peak at middle-greenschist facies, observed in subarea XVI and neighbor subareas. The integrated analysis of the geophysics, geochemistry, petrology and structural data granted the superior understating of the economic potential in the region and theorization of the geological evolution models.

**Keywords:** Geological mapping; Transbrasiliano Lineament; Monte do Carmo Project.

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.1.</b> Localização, vias de acesso e articulação da área do Projeto Monte do Carmo 2018. Destaque para a Subárea XVI.....	15
<b>Figura 1.2.</b> Mapa de isoietas do estado do Tocantins e em destaque a localização aproximada da área do Projeto Monte do Carmo (Fonte: Embrapa, 2016). .....	16
<b>Figura 1.3 A.</b> Mata de galeria que ocorre ao longo das drenagens maiores localizada no ponto 28 da Subárea XVI. <b>B.</b> Fitofisionomia típica de vereda observada no ponto 122, onde é possível observar a abundância de buritis e a zona saturada por água do córrego Jataí. <b>C.</b> Cultura de milho no ponto 56, que, em conjunto com a soja, é um dos principais grãos cultivados na região.....	17
<b>Figura 1.4.</b> Mapa hidrográfico do estado do Tocantins (Fonte: SEPLAN, 2015) .....	19
<b>Figura 1.5.</b> Paisagem típica observada no ponto 7 da Subárea XVI, em que áreas aplainadas e rebaixadas são entremeadas por morros testemunhos.....	19
<b>Figura 1.6.</b> Mapa Geomorfológico do Tocantins realizado pela SEPLAN -TO (2015). Destaque para a área do Projeto Monte do Carmo.....	20
<b>Figura 2.1.</b> Fluxograma de trabalho. Em cinza: Projeto Monte do Carmo. Em laranja: Três diferentes etapas do trabalho. Em azul: Dados digitais e analógicos obtidos. Em roxo: Diferentes métodos geofísicos utilizados. Em vermelho: Integração com as demais áreas do Projeto. Em verde: Resultados e produtos preliminares e finais.....	21
<b>Figura 2.2.</b> Mapa de recobrimento dos dados geofísicos.....	23
<b>Figura 2.3.</b> Fluxograma de processamento dos dados aerogeofísicos. Fonte: Andrade & Konzen, 2006.....	24
<b>Figura 3.1.</b> Mapa geológico simplificado da Faixa Araguaia com foco na região de estudo nos municípios de Porto Nacional e Monte do Carmo. Esquematização dos dados radiométricos publicados sobre o mapa geológico em escala 1:250.000. Adaptado de Alvarenga et al (2000) e Ribeiro & Alves (2017) .....	28
<b>Figura 3.2.</b> Colunas estratigráficas do Grupo Natividade. <b>A.</b> Segundo Costa <i>et al.</i> , (1976). <b>B.</b> Segundo Correa Filho & Sá (1980). <b>C.</b> Segundo Costa <i>et al.</i> , (1984). <b>D.</b> Segundo Gorayeb <i>et al.</i> , (1988). Fonte: Saboia, 2009.....	33
<b>Figura 3.3.</b> Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Fonte: Góes & Feijó, 1994.....	36
<b>Figura 4.1.</b> Mapa dos lineamentos estruturais interpretados da área do Projeto Monte do Carmo por meio dos produtos de aeromagnetometria (TILT, GHT e 1DV) e delineamento dos seis domínios estruturais (I a VI). As linhas azuis são os limites dos domínios. As linhas pretas destacam os principais lineamentos. As linhas vermelhas sinalizam os diques de diabásio. Ao redor da imagem podem ser observadas os diagramas de roseta de cada domínio, mostrando as direções preferenciais dos lineamentos. Em amarelo: Subárea XVI.....	38
<b>Figura 4.2.</b> Mapa dos domínios magnéticos da área do Projeto Monte do Carmo confeccionado a partir dos produtos de aeromagnetometria (SA3D e 1Dz) sobre dado de sinal analítico 3D. Números cardinais indicam os domínios magnéticos e “D” designa diques de diabásio. Em amarelo: Subárea XVI.....	40
<b>Figura 4.3.</b> Mapa dos domínios magnéticos da área do Projeto Monte do Carmo confeccionado a partir dos produtos de aeromagnetometria (SA3D e 1Dz). Números cardinais indicam os domínios magnéticos e “D” designa diques de diabásio. Em amarelo: Subárea XVI.....	40
<b>Figura 4.4.</b> Domínios gamaespectrométricos da área do Projeto Monte do Carmo delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE).....	44
<b>Figura 4.5.</b> Composição R (%K) G (eTh) B (eU) na Subárea XVI e adjacências.....	45
<b>Figura 4.6.</b> Dados aerogamaespectrométricos na Subárea XVI e adjacências. <b>A.</b> Concentração de potássio. <b>B.</b> Razão eTh/%K. <b>C.</b> Contagem total.....	46
<b>Figura 4.7.</b> Dados aeromagnetométricos na Subárea XVI e adjacências. a) Campo magnético total / Anomalia magnética. b) Gradiente horizontal total. c) Derivada TILT.....	48

<b>Figura 4.8.</b> Localização dos pontos amostrados e medidas radiométricas em CPS.....	50
<b>Figura 4.9.</b> Pontos amostrados sobrepostos aos dados aerogamaespectrométricos de %K, eU, eTh e CT.....	51
<b>Figura 4.10.</b> Coluna estratigráfica da Subárea XVI do Projeto Monte do Carmo.....	51
<b>Figura 4.11.</b> Mapa geológico da Subárea XVI.....	53
<b>Figura 4.12:</b> Área mapeada correspondente à Suíte Santa Rosa da Subárea XVI do Projeto Monte do Carmo em verde. Destacam-se de preto os pontos em que foram confeccionadas lâminas delgadas e de amarelo os pontos que foram realizadas tanto lâminas delgadas quanto análises geoquímicas.....	54
<b>Figura 4.13 A.</b> Afloramento em blocos e lajedo de rocha vulcânica ácida da Suíte Plutono-Vulcânica Ipueiras no ponto 124. <b>B.</b> Matacões de rocha vulcânica ácida localmente milonitizadas no ponto 125 da Subárea XVI.....	54
<b>Figura 4.14 A.</b> Riolito porfirítico do ponto 124. <b>B.</b> Riolito de granulação média equigranular do ponto 125 da Subárea XVI.....	55
<b>Figura 4.15.</b> Fotomicrografia da amostra TF18_XVI_124. <b>A.</b> Textura granofírica/micrográfica obtida no aumento de 10X. <b>B.</b> Golfo de corrosão em grão de quartzo obtida na lente de aumento de 20X.....	56
<b>Figura 4.16A e B.</b> Porfiroclastos de feldspato em matriz quartzosa da amostra TF18_XVI_126 obtida na lente de aumento de 2,5X.....	56
<b>Figura 4.17.</b> Análises de EDS. <b>A.</b> Primeiro teste- pontos 001, 002, 003, 004 e 005 <b>B.</b> Segundo teste- ponto 001.....	57
<b>Figura 4.18.</b> Área mapeada correspondente à Suíte Ipueiras na Subárea XVI. Destacam-se em preto os pontos em que foram confeccionadas lâminas delgadas, em azul os pontos em que foram realizadas análises geoquímicas e em verde os pontos em que foram feitas tanto lâminas delgadas quanto análises de geoquímica.....	57
<b>Figura 4.19.</b> Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para 14 lâminas da Subárea XVI e Subáreas adjacentes da Suíte Ipueiras. A distribuição de pontos aponta para composição de sienogranito e monzogranito.....	58
<b>Figura 4.20A.</b> Biotita-sienogranito com granulação grossa, índice de cor leucocrático e aglomerado de biotita. Amostra TF18_XVI_74. <b>B.</b> Argilização de granito. Amostra TF18_XVI_93.....	59
<b>Figura 4.21. A.</b> Fotomicrografia da amostra TF18_XVI_122 demonstrando as alterações de epidotização e sericitização em fenocristal de plagioclásio. <b>B.</b> Fotomicrografia da amostra TF18_XVI_122 demonstrando cristais de biotita, allanita e zircão tardios na cristalização magmática. <b>C.</b> Fotomicrografia da amostra TF18_XVI_122 mostrando um aglomerado de minerais máficos composto por biotita, magnetita, granada e clorita. <b>D.</b> Fotomicrografia da amostra TF18_XVI_122 demonstrando aglomerado de minerais máficos composto por biotita, titanita, magnetita e clorita. <b>E.</b> Fotomicrografia da amostra TF18_XVI_95 demonstrando um aglomerado de minerais máficos composto de biotita, magnetita e oxi-hidróxidos de ferro. <b>F.</b> Fotomicrografia da amostra TF18_XVI_90 demonstrando aglomerado remobilizado de epidoto e magnetita entre fenocristais.....	60
<b>Figura 4.22.</b> Fotomicrografias da amostra TF18_XVI_90. <b>A.</b> Fratura em fenocristal de feldspato potássico preenchida por quartzo, biotita e epidoto. <b>B.</b> Feição deformacional: cristais de quartzo em granulação fina no interior de fenocristal de feldspato potássico. Notar microfalha no meio do fenocristal.....	61
<b>Figura 4.23. A.</b> Granito milonitizado. Amostra TF18_XVI_59. <b>B.</b> Fotomicrografia de granito milonitizado. Amostra TF18_XVI_59.....	61
<b>Figura 4.24.</b> Análise EDS de cristal de florencita da amostra TF_18_XVI_59.....	62
<b>Figura 4.25.</b> Análise EDS de cristal de xenotima (002) dentro de cristal de magnetita titanífera (001) da amostra TF_18_XVI_59.....	62
<b>Figura 4.26.</b> Análise EDS de cristal de xenotima (002) em contato com cristal de zircão (001) da amostra TF_18_XVI_59.....	63
<b>Figura 4.27.</b> Diagrama AFM de 18 amostras de rochas graníticas da unidade plutônica da Suíte Ipueiras.....	64
<b>Figura 4.28.</b> Índice de saturação em alumínio de 18 amostras de rochas graníticas da Suíte Plutono-Vulcânica	

Ipueiras.....	64
<b>Figura 4.29.</b> Diagrama SiO <sub>2</sub> – K <sub>2</sub> O de 18 amostras de rochas graníticas da Suíte Ipueiras.....	64
<b>Figura 4.30.</b> Área mapeada correspondente à Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada da Subárea XVI do Projeto Monte do Carmo em amarelo. Destacam-se em amarelo os quartzitos, em verde os conglomerados, em rosa os metassiltitos e em vermelho os pontos que foram confeccionadas lâminas para análise petrográficas.....	65
<b>Figura 4.31A e B.</b> Estratificação plano-paralela. <b>C e D.</b> Estratificação cruzada tabular. <b>E e F.</b> Estratificação cruzada tangencial observada na Subárea XVI.....	66
<b>Figura 4.32.</b> A. Relação de granulação na litofácies metapsamítica da Subárea XVI. <b>A.</b> Quartzito feldspático de granulometria fina. <b>B.</b> Quartzito feldspático de granulometria grossa a muito grossa.....	67
<b>Figura 4.33A.</b> Fotomicrografia obtida na lente de aumento de 1,25X representando trama inequigranular, textura granoblástica e ausência de matriz. <b>B.</b> Fotomicrografia observada na lente de aumento de 10X mostrando cimento de filossilicatos entre os grãos de quartzo e feldspato. Ambas fotomicrografias correspondem ao quartzito feldspático conglomerático referentes à amostra TF18_XVI_110.....	67
<b>Figura 4.34.</b> Exposição do afloramento de quartzito micáceo protomilonítico orientado (180/45) referente ao ponto 43 da Subárea XVI.....	68
<b>Figura 4.35.</b> Exposição de acamamento truncado no ponto 42 da Subárea XVI.....	69
<b>Figura 4.36.</b> Quartzito micáceo protomilonítico do ponto 43 da Subárea XVI evidenciando intenso microfraturamento.....	69
<b>Figura 4.37A e B.</b> Fotomicrografia tirada na lente de aumento de 1,25 X mostrando a orientação dos grãos de quartzo segundo o plano de foliação milonítica (amostra TF18_XVI_43). Em vermelho destaca-se uma fratura.....	69
<b>Figura 4.38:</b> Exposição do conglomerado polimítico matriz-suportado na Subárea XVI (ponto 11). Destaque para os fragmentos de riolito e quartzito.....	70
<b>Figura 4.39:</b> Amostra TF18_XVI_11 do conglomerado polimítico matriz-suportado. Localmente a amostra apresenta magnetismo.....	70
<b>Figura 4.40:</b> Fotomicrografia obtida pela lente de aumento de 2,5X da amostra TF18_XVI_11 exibindo golfo de corrosão em grão de quartzo.....	71
<b>Figura 4.41A e B.</b> Fotomicrografias com a lente de aumento de 1,25X do conglomerado polimítico matriz suportado evidenciando fragmentos líticos de riolito e rocha sedimentar, referentes ao ponto 11 da Subárea XVI.....	72
<b>Figura 4.42:</b> Difratoograma de raios X relativo a amostra TF18_XVI_11 da Subárea XVI.....	72
<b>Figura 4.43:</b> Exposição de quartzo-muscovita xisto bastante alterado no ponto 105 da Subárea XVI. Notar xistosidade preservada.....	73
<b>Figura 4.44A e B:</b> Filito com foliação penetrativa no ponto 105 da Subárea XVI. O material rosado / avermelhado é interpretado como clorita oxidada. Localmente é possível observar a clorita ainda com cor verde preservada.....	73
<b>Figura 4.45A.</b> Afloramento de metassiltito alterado em beira de estrada ponto 21. <b>B.</b> Afloramento de metassiltitos preservado no topo do morro no ponto 13 da Subárea XVI.....	74
<b>Figura 4.46.</b> Pontos de afloramentos de diques e soleiras básicas da subárea XVI sobre dado de gradiente horizontal total.....	74
<b>Figura 4.47A.</b> Afloramento tabular de dique de diabásio em afloramento de estrada de terra, dique de orientação N-NW do ponto 21. <b>B.</b> Afloramento de diabásio como pequeno lajedo em meio a vegetação rasteira, referente ao ponto 3.....	75
<b>Figura 4.48A.</b> Amostra TF18_XVI_3 apresentando granulação fina e textura inequigranular. <b>B.</b> Amostra TF18_XVI_43 exibindo granulação grossa e textura porfirítica.....	76
<b>Figura 4.49A.</b> Fotomicrografia da Lâmina TF18-XVI-3 apresentando textura subofítica (Aumento 2,5X) <b>B.</b> Cloritização	

de biotita na Lâmina TF18-XVI-3. (Aumento 10X) .....	76
<b>Figura 4.50A e B.</b> Fotomicrografias obtidas na lente de aumento de 10X da Lâmina TF18-XVI-64, demonstrando composição primária e clorita da alteração de biotita.....	77
<b>Figura 4.51.</b> Mapa de declividade da Subárea XVI.....	77
<b>Figura 4.52.</b> Mapa pedológico da Subárea XVI. Destaca-se em amarelo esbranquiçado o Neossolo Flúvico (NF), em rosa o Cambissolo Háptico Tb Distrófico (CXd), em vermelho escuro o Latossolo Vermelho Distrófico (LVd), em laranja o Neossolo Litólico Eutrófico, em amarelo claro o Neossolo Quartzarênico Órtico e em cinza escuro o Plitossolo Pétrico Concrecionário.....	78
<b>Figura 4.53A.</b> Área de ocorrência de Cambissolo Háptico Tb Distrófico com textura arenosa, tipicamente observado no ponto 20 da Subárea XVI. <b>B.</b> Exposição de faixa com Plintossolo Pétrico Concrecionário no ponto 38 da Subárea XVI. <b>C.</b> Porção superficial de Neossolo Quartzarênico desenvolvido de quartzitos da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada observado no ponto 123 da Subárea XVI.....	80
<b>Figura 4.54.</b> Mapa de ocorrência de crostas lateríticas. Destaca-se em bege os depósitos detrítico-lateríticos e em azul os pontos em que foram feitas análises de difração de raios-X.....	80
<b>Figura 4.55A.</b> Amostra TF18_XVI_2 representando uma crosta laterítica vermiforme com fragmentos centimétricos de quartzo. <b>B.</b> Amostra TF18_XVI_85 mostrando uma crosta laterítica protopisólitica com matriz ferruginosa argilosa.....	81
<b>Figura 4.56.</b> Difratoograma de raios X da amostra TF18_XVI_35.....	82
<b>Figura 4.57.</b> Difratoograma de raios X da amostra TF18_XVI_36.....	82
<b>Figura 4.58.</b> Difratoograma de raios X da amostra TF18_XVI_32 de crosta total.....	83
<b>Figura 4.59.</b> Difratoograma de raios X da amostra TF18_XVI_32 de matriz.....	83
<b>Figura 4.60.</b> Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo.....	85
<b>Figura 4.61.</b> Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo.....	88
<b>Figura 4.62.</b> Mapa estrutural da Subárea XVI.....	90
<b>Figura 4.63.</b> Seção AA'.....	91
<b>Figura 4.64.</b> Seção BB'.....	91
<b>Figura 4.65.</b> Estereogramas de estruturas planares do domínio estrutural II.....	92
<b>Figura 4.66A.</b> Estereograma de foliação S1 do domínio estrutural IV. <b>B.</b> Estereograma de foliação S1 do domínio estrutural V.....	93
<b>Figura 4.67A.</b> Acamamento S <sub>0</sub> limitando planos de estratificação cruzada tangencial a base em quartzito. <b>B.</b> Foliação S <sub>1</sub> anastomosada e rotacionada em mesoescala em quartzito. <b>C.</b> Foliação Sm <sub>1</sub> e lineação de estiramento mineral associada em muscovita-quartzito.....	94
<b>Figura 4.68A.</b> Estereograma de lineação de estiramento mineral. <b>B.</b> Estereograma de lineação de intersecção.....	95
<b>Figura 4.69.</b> Esquema de lineação de intersecção (Li) gerada pela confluência das estruturas planares S <sub>1</sub> e Sm <sub>1</sub> .....	95
<b>Figura 4.70.</b> Estereograma da relação entre as foliações S <sub>1</sub> e Sm <sub>1</sub> na geração da linha Li.....	95
<b>Figura 4.71A.</b> Estereograma de eixo de crenulação. <b>B.</b> Esquema de crenulações abertas com eixo indicado.....	96
<b>Figura 4.72A.</b> Espacialização e relação entre as foliações Sm <sub>1</sub> e Sm <sub>2</sub> . <b>B.</b> Aspecto geral da milonitização em escala de afloramento com foliação penetrativa Sm <sub>1</sub> E-W e foliação espaçada Sm <sub>2</sub> N-S. <b>C.</b> Porfiroclastos de quartzo imersos numa matriz de muscovita e cordões de quartzo.....	97
<b>Figura 4.73A e B.</b> Brecha de falha originada a partir de quartzitos feldspáticos.....	97
<b>Figura 4.74.</b> Diagrama de roseta de juntas representativo da área XVI.....	98
<b>Figura 4.75.</b> Fraturas de cisalhamento em biotita-sienogranito.....	98
<b>Figura 4.76.</b> Diagramas de roseta de veios. <b>A.</b> Veios representativos da área XVI; abarca todas as litologias. <b>B.</b> Veios do domínio estrutural I; inclui apenas rochas ígneas ácidas.....	99
<b>Figura 4.77A.</b> Família de veios NW em biotita-sienogranito. <b>B.</b> Família de veios NE em riolito.....	99



**Figura 4.78.** Fotomicrografias de seções delgadas **A.** Grãos de quartzo estirados na forma de *ribbons* segundo a foliação em quartzo-muscovita xisto (TF18\_XVI\_59) (lente de aumento de 2,5X). **B.** Fraturas transgranulares preenchidas com óxi-hidróxidos de ferro. no riolito milonitizado (TF18\_XVI\_126) A seção mostra fenocristais originais e a matriz com recristalização incipiente. (lente de aumento de 2,5X) **C.** Grãos de quartzo com fratura intergranular preenchida por grãos menores de quartzo recristalizados em quartzo-muscovita xisto (TF18\_XVI\_59) (lente de aumento de 2,5X) **D.** Contato lobular caracterizando a formação de agregados policristalinos em quartzito milonitizado (TF18\_XVI\_43) (lente de aumento de 10X). **E.** Grãos de quartzo bordejado por grãos menores representando a estrutura *core-mantle* em quartzito milonitizado (TF18\_XVI\_43). No interior do grão é possível observar subgrãos bem formados com geometrias retas, as quais resultam em um padrão de extinção ondulante (lente de aumento de 10X). **F.** Grão de quartzo rotacionado com um cristal de plagioclásio agregado no riolito milonitizado (TF8\_XVI\_126). Notar que os grãos menores de quartzo que bordejam o grão maior formam uma cauda de pressão preenchida por quartzo (lente de aumento de 2,5X) .....101

**Figura 4.79.** Afloramento de metassilito preto observado no ponto 39 da Subárea VII.....102

**Figura 4.80.** Difratometria de Raios X do metassilito preto (TF18\_VII\_39) .....103

**Figura 4.81.** Distribuição cartográfica dos terrenos metamórficos da região de Porto Nacional. (1) Fácies granulito, (2) fácies anfibolito alto, (3) fácies anfibolito, (4) anquimetamorfismo a fácies xisto verde baixo, (5) terrenos não metamórficos (a- granitos anorogênicos, b- sedimentos) (Gorayeb, 1996).....103

**Figura 4.82.** Amostra TF18\_XVI\_51 da Subárea XVI representando um granito hidrotermalizado. Notar silicificação demarcada em preto e cloritização e carbonatação demarcada em vermelho.....105

**Figura 4.83.** Orientação dos veios presentes nos corpos graníticos da Subárea XVI.....106

**Figura 4.84A.** Veios do tipo *tension gashes* no ponto 52. **B.** Veios retilíneos de orientação NW-SE no ponto 58 da Subárea XVI.....106

**Figura 4.85** Metarenito fino com bolsões de impregnações de óxido de manganês referente à amostra TF18\_XVI\_80.....107

**Figura 4.86.** Análise de difração de raios-x da amostra TF18\_XVI\_80.....108

**Figura 5.1.** Modelo esquemático relativo à evolução geotectônica da área do Projeto Monte do Carmo. **A.** Gênese do embasamento paleoproterozoico representado pelas rochas do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. **B.** Colagem Rhiaciana, cujo magmatismo do tipo S orogênico resultou nos granitos peraluminosos e o magmatismo do tipo I tardi-orogênico, ao final da orogênese, resultou no desenvolvimento das Suítes Santa Rosa e Ipueiras, entre 2.08 e 2.05 Ga. **C.** Deposição da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada e da Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo. **D.** Orogênese Brasileira responsável pela deformação do conjunto litológico da área do Projeto Monte do Carmo. Ao final desse ciclo orogênico ocorreu a intrusão de granitos de caráter meta a peraluminosos da Suíte Lajeado e as intrusões máfico-ultramáficas Morro da Mata e Carreira Comprida. **E.** Desenvolvimento de grandes falhas transcorrentes atribuídas e correlacionadas ao do Lineamento Transbrasiliano. **F.** Formação e evolução da Bacia do Parnaíba sobre o embasamento estabilizado da região do Projeto Monte do Carmo ao final do Neoproterozoico. Na passagem do Jurássico ao Cretáceo (~120 Ma) ocorre o magmatismo toleítico que na região em estudo se manifesta na forma de diques e soleiras de diabásio.....111

**Figura 6.1.** Modelo esquemático representando a deposição em sistema retrogradacional das rochas da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada.....113

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 2.1.</b> Determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis.....	26
<b>Tabela 2.2.</b> Protocolo de abertura de amostras em savillex®.....	26
<b>Tabela 3.1.</b> Dados geocronológicos das unidades litoestratigráficas do TF obtidos na literatura.....	30
<b>Tabela 4.1.</b> Descrições dos domínios magnéticos.....	41
<b>Tabela 4.2.</b> Análise dos domínios gamaespectrométricos.....	42
<b>Tabela 4.3.</b> Contagens radiométricas dos pontos amostrados em campo.....	49
<b>Tabela 4.4.</b> Contagens radiométricas a partir de dados aerogamaespectrométricos.....	51
<b>Tabela 4.5.</b> Caracterização das fases deformacionais.....	88
<b>Tabela 6.1.</b> Descrições petrográficas e estruturais feitas por Costa <i>et al.</i> (1982), Gorayeb, (1996) e Saboia (2009).....	117

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>14</b>
1.1. APRESENTAÇÃO .....	14
1.2. JUSTIFICATIVAS .....	14
1.3. OBJETIVOS .....	14
1.4. LOCALIZAÇÃO E ACESSO .....	14
1.5. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS .....	16
1.5.1. CLIMA .....	16
1.5.2. VEGETAÇÃO .....	17
1.5.3. SOLOS .....	18
1.5.4. HIDROGRAFIA .....	18
1.6. GEOMORFOLOGIA .....	19
<b>2. METODOLOGIA</b> .....	<b>21</b>
2.1. PRÉ-CAMPO .....	21
2.2. CAMPO .....	25
2.3. PÓS-CAMPO .....	25
<b>3. GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	<b>27</b>
3.1. TRABALHOS ANTERIORES .....	27
3.2. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOTECTÔNICA .....	27
3.3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS .....	29
3.3.1. COMPLEXO PORTO NACIONAL .....	31
3.3.2. COMPLEXO RIO DOS MANGUES .....	31
3.3.3. SUÍTE INTRUSIVA IPUEIRAS .....	32
3.3.4. GRUPO NATIVIDADE .....	32
3.3.5. SUÍTES INTRUSIVAS NEOPROTEROZOICAS .....	33
3.3.6. SEQUÊNCIA VULCANOSSEDIMENTAR MONTE DO CARMO .....	34
3.3.7. INTRUSÕES ACAMADADAS MÁFICA-ULTRAMÁFICAS .....	35
3.3.8. BACIA DO PARNAÍBA .....	35
3.4. GEOLOGIA ESTRUTURAL .....	37
<b>4. GEOLOGIA LOCAL</b> .....	<b>38</b>
<b>4.1. GEOFÍSICA</b> .....	<b>38</b>
4.1.1. GEOFÍSICA DO PROJETO MONTE DO CARMO .....	38
4.1.2. GEOFÍSICA DA SUBÁREA XVI .....	45
4.1.2.1. AEROGAMAESPECTOMETRIA .....	45
4.1.2.2. AEROMAGNETOMETRIA .....	47
4.1.2.3. GAMAESPECTOMETRIA TERRESTRE .....	49
<b>4.2. LITOESTRATIGRAFIA</b> .....	<b>52</b>
4.2.1. SUÍTE SANTA ROSA .....	54
4.2.2. SUÍTE IPUEIRAS .....	57
4.2.3. UNIDADE METAVULCANOSSEDIMENTAR INDIFERENCIADA .....	65
4.2.4. DIQUES E SOLEIRAS BÁSICAS .....	74
4.2.5. COBERTURAS NEOGÊNICAS-QUATERNÁRIAS DETRITO-LATERÍTICAS .....	77

4.2.6. LATERITOS .....	80
<b>4.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL .....</b>	<b>84</b>
4.3.1. GEOLOGIA ESTRUTURAL DO PROJETO MONTE DO CARMO .....	84
4.3.2. GEOLOGIA ESTRUTURAL DA SUBÁREA XVI .....	88
4.3.2.1. DOMÍNIOS ESTRUTURAIS .....	90
4.3.2.2. TRAMA ESTRUTURAL .....	93
4.3.2.3. ASPECTOS MICROESTRUTURAIS .....	100
<b>4.4. METAMORFISMO .....</b>	<b>102</b>
<b>4.5. GEOLOGIA ECONÔMICA .....</b>	<b>104</b>
4.5.1. GEOLOGIA ECONÔMICA DO PROJETO MONTE DO CARMO .....	104
4.5.2. GEOLOGIA ECONÔMICA DA SUBÁREA XVI .....	104
<b>5. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA .....</b>	<b>109</b>
<b>6. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES .....</b>	<b>112</b>
6.1. EVOLUÇÃO DAS SUÍTES SANTA ROSA E IPUEIRAS .....	112
6.2. AMBIENTE DEPOSICIONAL DA UNIDADE METAVULCANOSSEDIMENTAR INDIFERENCIADA .....	112
6.3. EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DA SUBÁREA XVI .....	114
6.4. CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA UNIDADE METAVULCANOSSEDIMENTAR INDIFERENCIADA ..	115
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>118</b>

## **LISTA DE ANEXOS**

<b>ANEXO A.</b> MAPA FOTOGEOLÓGICO DA SUBÁREA XVI.....	126
<b>ANEXO B.</b> MAPA GEOLÓGICO INTEGRADO DO PROJETO MONTE DO CARMO.....	127
<b>ANEXO C.</b> FICHAS PETROGRÁFICAS DA SUBÁREA XVI.....	128
<b>ANEXO D.</b> ANÁLISES EDS.....	170
<b>ANEXO E.</b> DADOS GEOQUÍMICOS.....	171
<b>ANEXO F.</b> MAPA DE PONTOS DA SUBÁREA XVI.....	172

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1. Apresentação

O Projeto Monte do Carmo refere-se ao trabalho final de graduação do curso de geologia do Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília (UnB), que inclui as disciplinas Preparação para o Mapeamento Geológico Final e Trabalho de Mapeamento Geológico Final ofertadas nos 1º e 2º semestres letivos de 2018, respectivamente.

O projeto é coordenado pelo professor Dr. Elton Luiz Dantas e conta com a participação dos seguintes docentes: Dr<sup>a</sup>. Adriana Maria Coimbra Horbe, Dr<sup>a</sup>. Eliza Inez Nunes Peixoto, Dr. Elder Yokoyama, Dr. Federico Alberto Cuadros Jimenez, Dr. Jeremie Garnier, Dr. Luís Gustavo Ferreira Viegas, Dr<sup>a</sup>. Natália Hauser, Dr Nilson Francisquini Botelho e Dr<sup>a</sup>. Suzan Waleska Pequeno Rodrigues.

## 1.2. Justificativas

Considerando a escassez de mapas geológicos de maior detalhe no estado do Tocantins o projeto é importante para gerar dados sobre a geologia da região. Compreende uma área na porção central do estado, que apresenta grande potencial metalogenético para a prospecção de ouro.

Outro ponto importante é a localização da área no contexto da geologia regional, visando maior clareza da extensão e dos limites das divisões geológicas da Província Tocantins que inclui as faixas de dobramento Araguaia e Brasília e o Arco Magmático de Goiás. Assim como o entendimento da Bacia do Parnaíba e o papel do Lineamento Transbrasiliano.

## 1.3. Objetivos

Os principais objetivos desse projeto são: ampliar o conhecimento geológico da região e dar treinamento aos estudantes de final de curso de graduação em geologia.

Os objetivos específicos incluem: interpretação de imagens aerogeofísicas e de sensoriamento remoto; determinação da estratigrafia e da história geológica da região; caracterização das estruturas geológicas, em especial aquelas associadas ao Lineamento Transbrasiliano; descrição petrográfica e apresentação do potencial econômico da região baseado nos ambientes geotectônicos presentes.

## 1.4. Localização e acesso

Com base na logística, utilizou-se a cidade de Porto Nacional como sede para o trabalho. A principal via de acesso à área é a partir da estrada estadual GO-118 até a divisa com o estado do Tocantins. De forma contínua segue-se pela estrada estadual TO-050 até a cidade Porto Nacional (Figura 1.1).

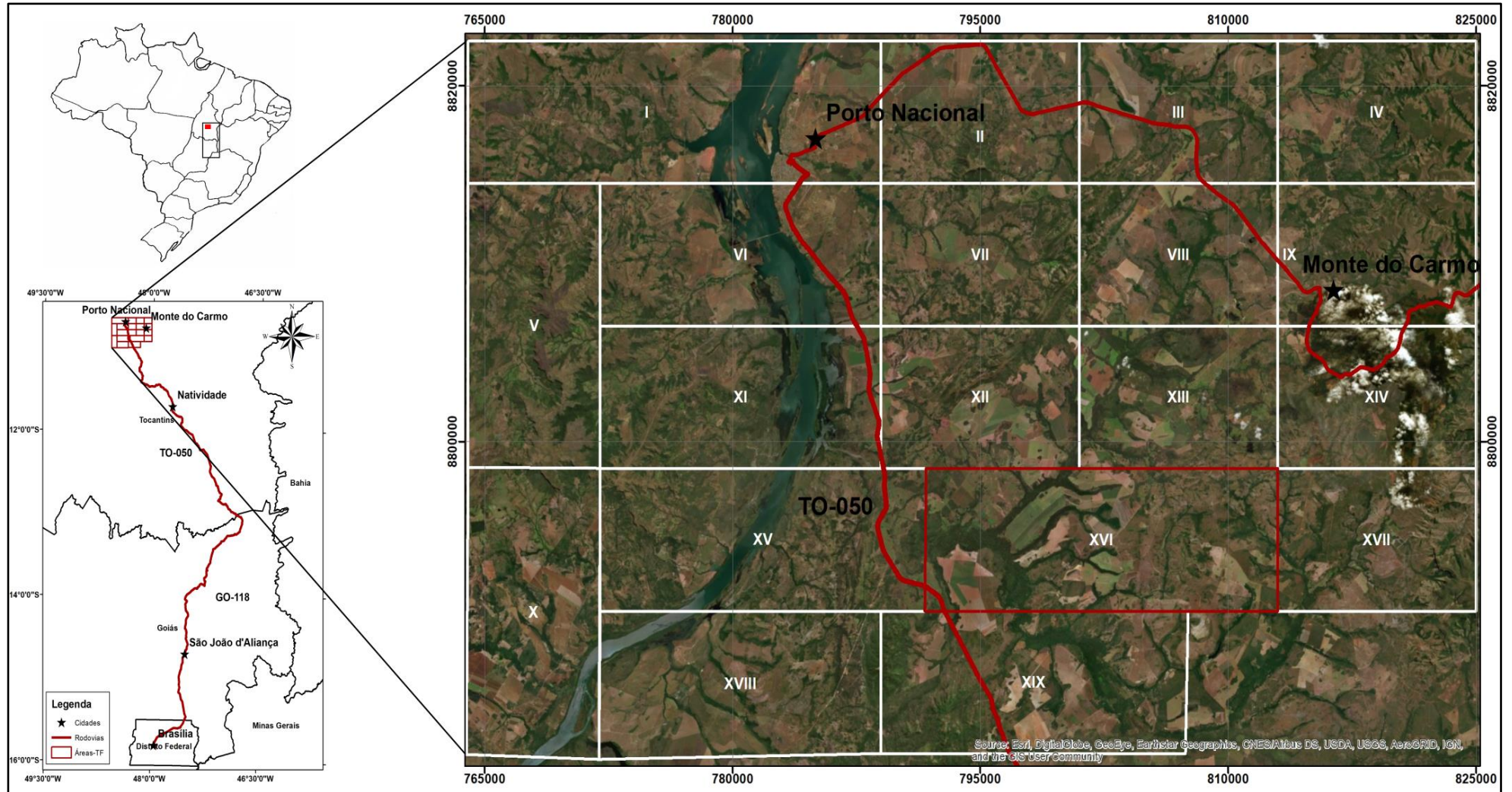


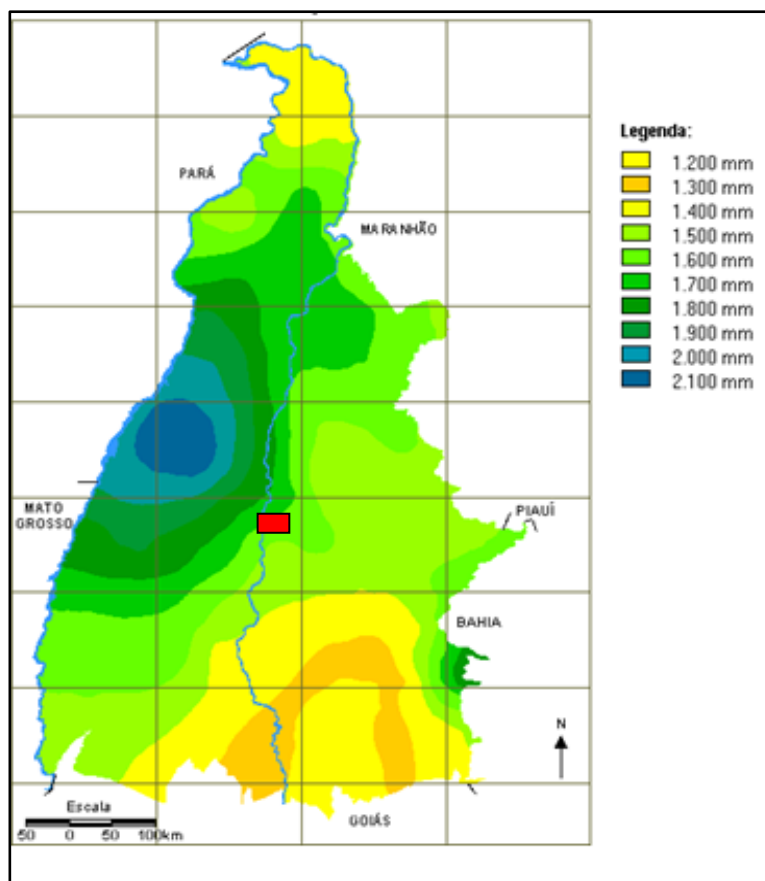
Figura 1.1. Localização, vias de acesso e articulação da área do Projeto Monte do Carmo 2018. Destaque para a Subárea XVI.

A área de estudo abrange os municípios de Monte do Carmo, Porto Nacional e Brejinho de Nazaré no estado do Tocantins, dentro da folha SC-22-Z-B. Corresponde a um polígono limitado pelos vértices 764000 E/ 8822500 S; 764000 E/ 8782500 S; 825000 E/ 8782500 S e 825000 E/ 8822500 S na escala 1:50.000 delimitado pela Projeção Universal Transversa de Mercator (UTM) zona 22 L, totalizando uma área de aproximadamente 2.301 km<sup>2</sup>. A Subárea XVI, descrita no presente relatório, possui área de 170,4 km<sup>2</sup> e é delimitada pelos vértices 791700 E/ 8798500 S; 791700 E/ 8790500 S; 813000 E/ 8790500 S; 813000 E/ 8798500 S.

## 1.5. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

### 1.5.1 Clima

O clima predominante no estado do Tocantins é o tropical com forte sazonalidade, caracterizado por uma estação chuvosa, de outubro a abril, e outra seca, de maio a setembro. No estado são identificadas duas zonas climáticas: uma úmida e outra subúmida. A zona úmida está localizada na porção centro-oeste do estado, e tem vegetação associada à floresta amazônica, onde o clima é predominantemente chuvoso com precipitações entre 1500 e 2100 mm/ano. A zona subúmida é coberta pelo cerrado, onde as precipitações variam entre 1200 e 1500 mm/ano conforme exposto na Figura 1.2. Na área do projeto Monte do Carmo as chuvas se distribuem pela isoieta de 1400 mm/ano em um clima de cerrado típico. (Lima *et al.*, 2000).



**Figura 1.2.** Mapa de isoietas do estado do Tocantins e em destaque a localização aproximada da área do Projeto Monte do Carmo (Fonte: Embrapa, 2016).



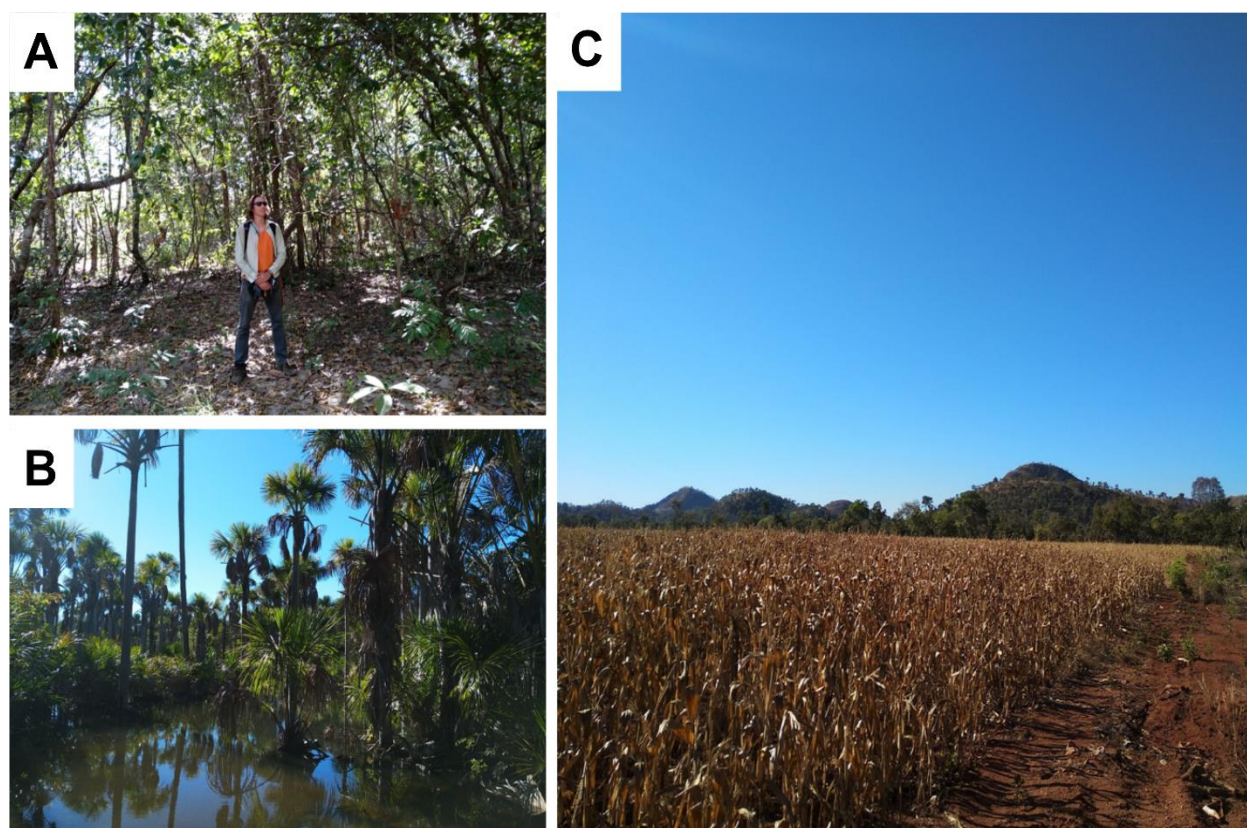
As temperaturas médias são elevadas durante todo o ano e nos meses de agosto e setembro os ventos com direção leste são frequentes e apresentam as maiores intensidades do ano (Lima *et al.*, 2000).

### 1.5.2 Vegetação

No estado do Tocantins há a transição de dois tipos de biomas: o cerrado e a floresta amazônica (Lima *et al.*, 2000). A região do projeto está inserida no bioma cerrado, o qual se caracteriza pela predominância de vegetação arbórea e arbustiva com gramíneas, além de matas em situações específicas e campos limpos e sujos.

O cerrado na Subárea XVI é, principalmente, do tipo campo sujo com vegetação herbácea e arbustiva. Ao longo das drenagens as matas de galeria (Figura 1.3A) ocupam áreas mais restritas em função da maior disponibilidade hídrica. Nas faixas úmidas de áreas baixas ocorrem faixas de veredas cuja principal feição é a presença de palmeiras classificadas como buritis em áreas permanentemente encharcadas ou saturadas de água (Figura 1.3B).

O cerrado original foi substituído por pastagens plantadas e agricultura de grãos na maior parte da área do Projeto Monte do Carmo (Figura 1.3C) e apenas pequenos remanescentes da vegetação nativa ainda podem ser observados em áreas de preservação permanentes ou em regiões em que a agricultura e pecuária não são viáveis (morros e cursos de rios).



**Figura 1.3A.** Mata de galeria que ocorre ao longo das drenagens maiores localizada no ponto 28 da Subárea XVI. **B.** Fitofisionomia típica de vereda observada no ponto 122, onde é possível observar a abundância de buritis e a zona saturada por água do córrego Jataí. **C.** Cultura de milho no ponto 56, que, em conjunto com a soja, é um dos principais grãos cultivados na região.

### 1.5.3 Solos

Na região do Projeto Monte do Carmo é possível diferenciar quatro classes de solos: latossolos, cambissolos, plintossolos e neossolos (SEPLAN, 2015).

Latossolos são resultantes de intensa intemperização apresentando horizonte diagnóstico B latossólico e sequência de horizontes A - Bw - C e R. Apresenta boa permeabilidade por serem solos bem estruturados e muito porosos, porém possuem baixa retenção de umidade. São associados a todos os tipos de rochas e ocorrem em regiões aplainadas

Cambissolos são constituídos por material mineral, com horizonte B incipiente, além de sequência de horizontes: A - Bi - C e R. São solos fortemente drenados na porção superficial, rasos a pouco profundos, com pedregosidade e textura silto-argilosa. Ocorrem em áreas de relevo mais variável desde suave a forte ondulado

Plintossolos são solos que apresentam horizonte plíntico ou petroplíntico dentro dos primeiros 40 cm do perfil. Na Subárea XVI são bastante comuns sendo observados em áreas de relevo rebaixado e aplainado.

Neossolos são constituídos por material mineral ou matéria orgânica com pequena espessura e ausência de horizonte B. Assim apresentam sequência de horizonte A - C - R ou A - R. São pouco espessos e apresentam predomínio de características herdadas do material parental (SEPLAN, 2015). Na Subárea XVI ocorrem dois tipos principais desse tipo de solos: um de coloração mais amarelada, geralmente raso, associado aos terrenos graníticos do embasamento e outro de coloração esbranquiçada, com textura arenosa, geralmente mais espesso, associado aos quartzitos.

### 1.5.4 Hidrografia

A região do Projeto Monte do Carmo encontra-se no contexto da bacia hidrográfica do Rio Tocantins (Figura 1.4), em que as principais drenagens regionais são representadas pelos seguintes cursos d'água: rios Água Suja e Areias, ribeirões do Carmo e Conceição e córregos Manoel João, São João, Francisquinha, Brejo das Pedras, da Cruz, Angico e Jataí. Também se destaca o próprio Rio Tocantins que secciona a área do projeto de norte a sul em sua porção central (SEPLAN, 2015).

Na Subárea XVI o principal curso d'água é o Rio Areias, com direção preferencial SE, com fluxo para NW, desaguando no Rio Tocantins. Segundo o Mapa hidrográfico da SEPLAN-TO, a Subárea encaixa no domínio das Bacias do Rio Tocantins.

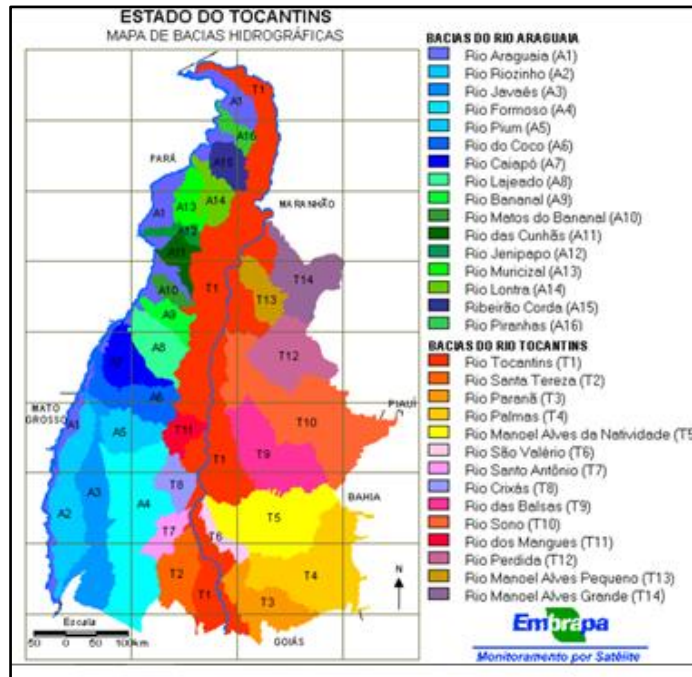


Figura 1.4. Mapa hidrográfico do estado do Tocantins (Fonte: SEPLAN, 2015).

## 1.6 Geomorfologia

A região do Projeto Monte do Carmo é caracterizada por relevo arrasado na maior parte da área com presença de serras e morros alinhados na direção NE-SW.

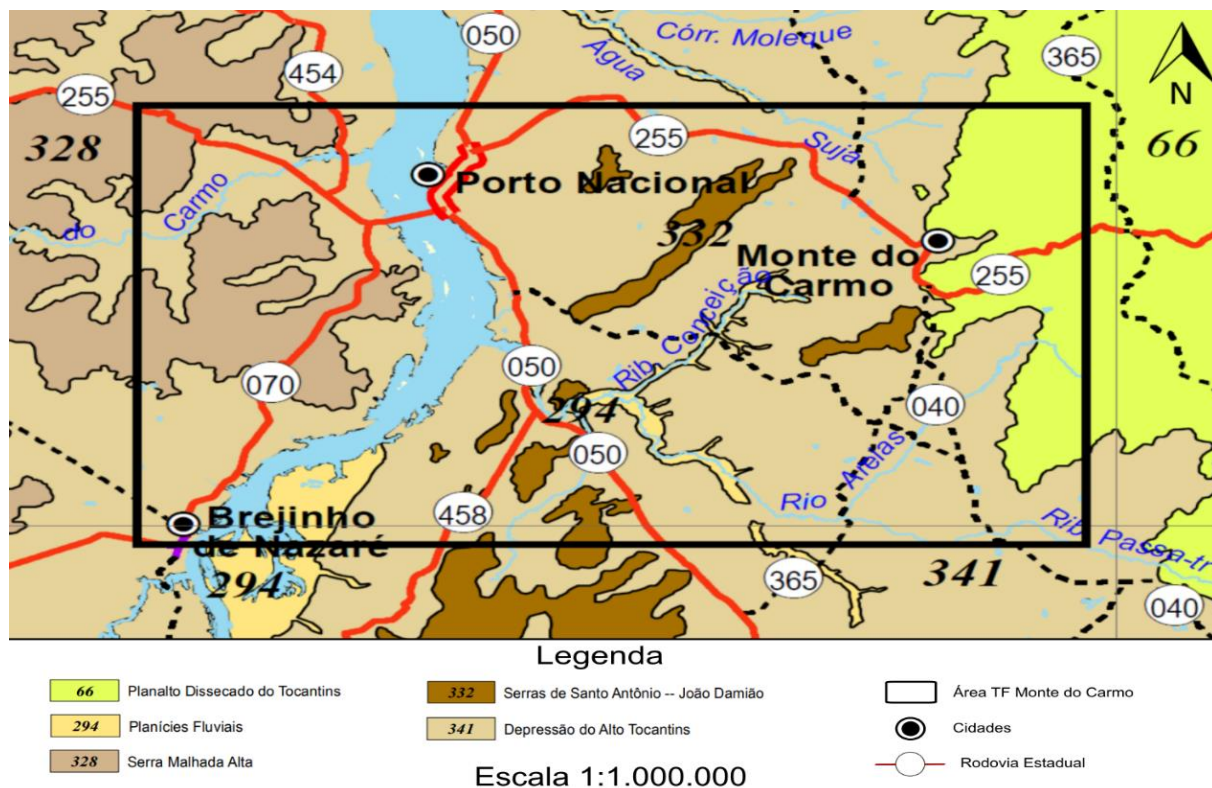
A região mais aplainada é associada a rochas de embasamento e à Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada. Nas faixas de ocorrência de rochas mais silicosas ou zonas de cisalhamento há a preservação de cristas alinhadas associadas às rochas mais resistentes ao intemperismo (Embrapa, 2006). Destacando-se na paisagem regional ocorrem as serras mais elevadas associadas à preservação de morros testemunhos (Figura 1.5).



Figura 1.5. Paisagem típica observada no ponto 7 da Subárea XVI, em que áreas aplainadas e rebaixadas são entremeadas por morros testemunhos.

Do ponto de vista da estabilidade das terras pode-se afirmar que a região é estável e que apenas nas faixas de maior declividade há maior risco de desenvolvimento de processos instabilizatórios como deslizamentos e queda de blocos.

Segundo a SEPLAN (2015) a região do Projeto Monte do Carmo engloba cinco unidades geomorfológicas: Planalto Dissecado do Tocantins, Planícies Fluviais, Serra Malhada Alta, Serras de Santo Antônio e João Damião e Depressão do Alto Tocantins (Figura 1.7).



**Figura 1.6.** Mapa Geomorfológico do Tocantins realizado pela SEPLAN -TO (2015). Destaque para a área do Projeto Monte do Carmo.

O Planalto Dissecado do Tocantins é uma superfície de aplanamento que, na região, é uma feição formada pelo contato da Bacia do Parnaíba com o relevo da Depressão do Alto Tocantins, formando grandes escarpas. Esta feição não ocorre na Área XVI, mas é comum em outras Subáreas do Projeto Monte do Carmo.

As Planícies Fluviais formadas na borda do Rio Tocantins são mais presentes na porção ao sudoeste da área, perto do município de Brejinho do Nazaré. Segundo a SEPLAN-TO (2015), são regiões com acumulação recente em áreas planas, sujeitas a inundações periódicas; configuram áreas marginais ao rio e a ilhas de diversas dimensões.

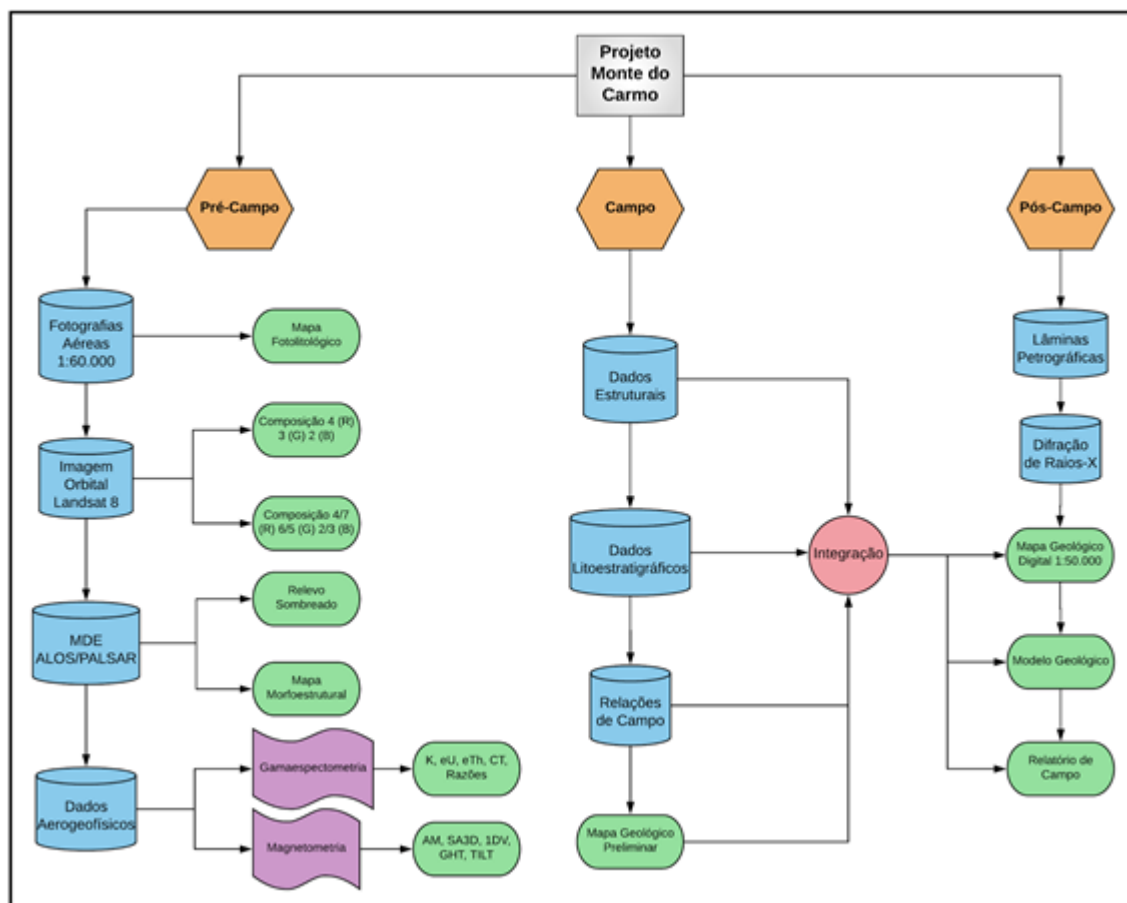
As serras de Santo Antônio e João Damião estão em contato com a Depressão do Alto Tocantins, formando um relevo alto e alinhado. As serras são compostas essencialmente por rochas metassedimentares.

Segundo IBGE (2006), a Depressão do Alto Tocantins corresponde a um pediplano desnudado mais arrasado, com vales rasos. Correspondem ao embasamento da região.

Segundo Moraes (2010) a Serra Malhada Alta faz parte do planalto residual do Tocantins e é esculpida em folhelhos, siltitos e arenitos da borda da Bacia do Parnaíba. É representada pela presença de escarpas abruptas, superfícies tabulares.

## 2. METODOLOGIA

Visando uma melhor organização e entendimento tanto para a preparação quanto para o desenvolvimento, o Projeto Monte do Carmo foi dividido em três etapas: pré-campo, campo e pós-campo (Figura 2.1).



**Figura 2.1.** Fluxograma de trabalho. Em cinza: Projeto Monte do Carmo. Em laranja: Três diferentes etapas do trabalho. Em azul: Dados digitais e analógicos obtidos. Em roxo: Diferentes métodos geofísicos utilizados. Em vermelho: Integração com as demais áreas do Projeto. Em verde: Resultados e produtos preliminares e finais.

### 2.1. Pré-Campo

Inicialmente foi realizada uma revisão bibliográfica de trabalhos anteriores para o melhor entendimento da geologia regional, contexto geomorfológico e outros aspectos. Concomitante à revisão bibliográfica foram confeccionados mapas preliminares utilizando fotografias aéreas, imagens multiespectrais, modelos digitais de elevação e dados aerogeofísicos. Para tal, foram utilizados softwares como *ArcGis 10.5*, *Envi 5.3*, *Google Earth*, *InkScape* e *CoreIDRAW*.

#### Fotografias Aéreas

Fornecidas pela CPRM de Goiás em escala 1:60.000, as fotografias aéreas disponíveis

para a região de Porto Nacional e Monte do Carmo foram obtidas no ano de 1966 pela USAF e são pertencentes ao Projeto AF-63-32A, área 11. As fotos que recobrem a Subárea XVI e adjacências foram trabalhadas e interpretadas com o uso de estereoscópios e cartografia digital, resultando no mapa fotolitológico (Anexo A- Mapa Fotolitológico da Subárea XVI).

### **Imagem Multiespectral**

Optou-se pela utilização de imagens orbitais do satélite Landsat 8. O satélite Landsat 8 possui dois instrumentos a bordo: OLI (*Operation Land Imager*) e TIRS (*Thermal Infrared Sensor*). Ao todo são presentes 11 bandas espectrais, sendo 9 pertencentes ao sensor OLI e 2 ao TIRS. As bandas do TIRS dispõem de resolução espacial de 100 metros e as bandas do OLI dispõem de resolução espacial de 30 metros, exceto para a banda pancromática, com resolução de 15 metros (USGS, 2015).

Foi adquirida uma imagem multiespectral da órbita-ponto 222\_67, com data de 15 de setembro de 2017, georreferenciada no *datum* WGS84, processada em nível 1 (corrigida geometricamente e calibrada radiometricamente), com resolução espacial de 30 metros e 0% de cobertura por nuvens.

O processamento do dado incluiu a conversão do número digital da imagem para reflectância, correção atmosférica pelo método *Dark Subtraction* com algoritmo de subtração baseado nos menores valores de números digitais de cada banda espectral, fusão da banda pancromática com as demais bandas do sensor OLI pela técnica *PC Spectral Sharpening* e recorte da imagem processada para a área de interesse. Com o processamento eliminou-se a interferência da atmosfera nas bandas do azul costal e do azul (0,435-0,512  $\mu\text{m}$ ) e viabilizou-se um aumento da resolução espacial de 30 para 15 m das bandas multiespectrais do sensor OLI (Meneses & Almeida, 2012).

Foi utilizada a composição colorida 4 (R) 3 (G) 2 (B) com contraste linear, para fins de mapeamento geológico.

### **Modelo Digital de Elevação**

Foram utilizados modelos digitais de elevação obtidos pelo satélite ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*), especificamente pelo instrumento PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*). O ALOS foi uma missão da Agência de Exploração Aeroespacial Japonesa e teve operação entre 2006 a 2011, gerando dados de elevação de alta resolução em todo o globo terrestre (JAXA, 2015).

Pelo portal *Alaska Satellite Facility* foi obtido um modelo digital de elevação com correções de terreno e radiométricas e com resolução espacial de 12,5 metros. Localizado em *frame* 6970 e *path* 54, o dado foi gerado em 29 de maio de 2009.

Para a melhor visualização do modelo de elevação foi confeccionado um relevo sombreado no *software* *Envi 5.3*. Utilizando 45° como elevação do sol e 315° como o azimute de

iluminação, construiu-se um modelo que ressalta os principais lineamentos da Subárea XVI.

### Dados Aerogeofísicos

Os dados aerogeofísicos utilizados no presente trabalho fazem parte do projeto “Levantamentos aerogeofísicos para a identificação de áreas com ocorrência potencial de petróleo e gás na Bacia do Parnaíba”, realizado entre 2004 e 2006 pelo convênio ANP-USP (Andrade & Konzen, 2006).

A área dos levantamentos aerogeofísicos localiza-se na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba, englobando parte dos estados de Tocantins, Bahia, Piauí e Maranhão, com recobrimento de 240.000 km<sup>2</sup> (Figura 2.2). Foram realizadas 770 linhas de voo em direção N-S e 167 linhas de controle em direção E-W, ambas com altura média de voo de 100 ± 10 m e velocidade média de voo de 270 km/h. As linhas de voo e de controle são espaçadas entre si em 500 m e 4000 m, respectivamente. Os dados magnéticos e gamaespectrométricos foram obtidos, respectivamente, sob taxas de amostragens de 100 e 1 Hz (Andrade & Konzen, 2006).

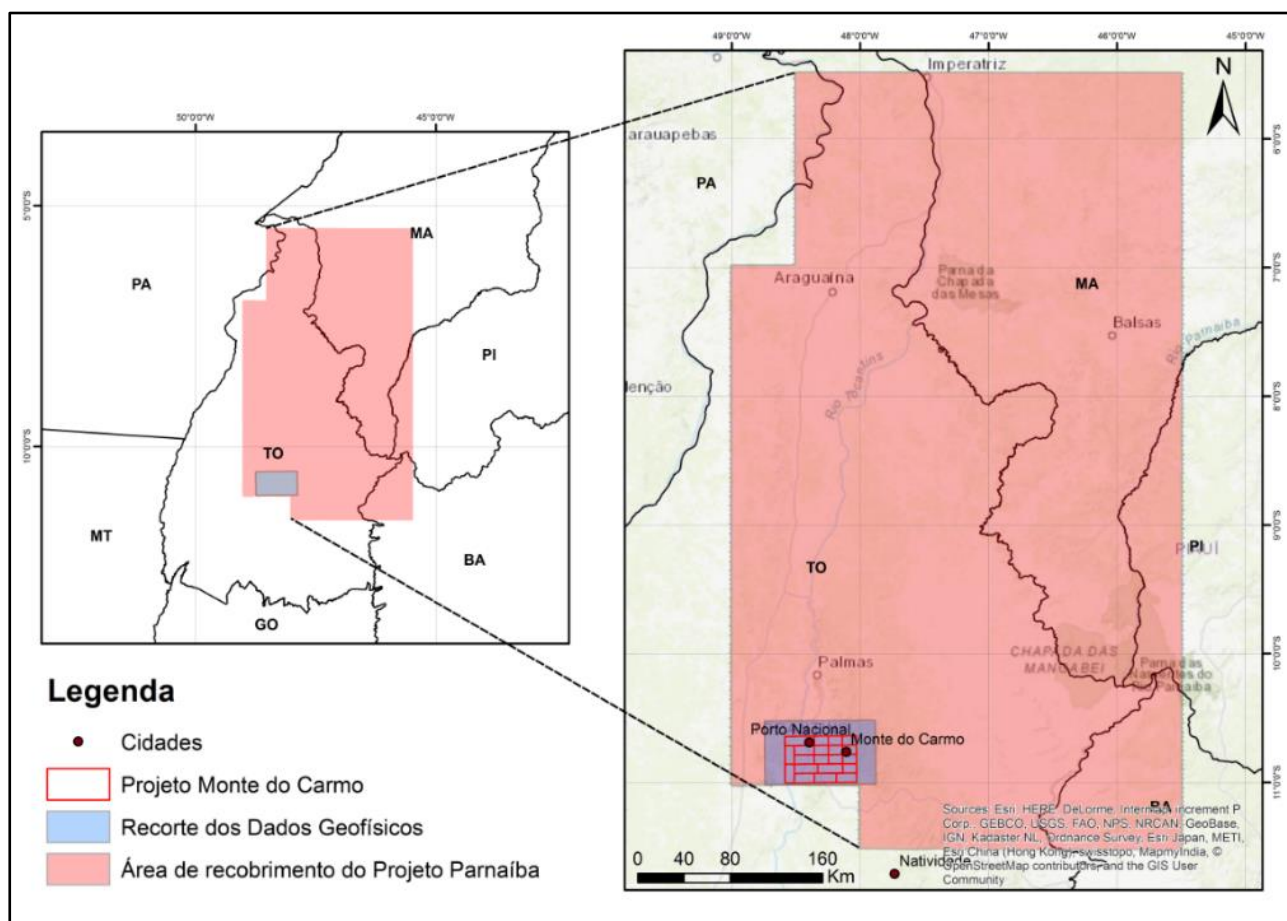


Figura 2.2. Mapa de recobrimento dos dados geofísicos.

O pré-processamento e processamento dos dados foram realizados no software *Geosoft Oasis Montaj* e estão explicitados na Figura 2.3.

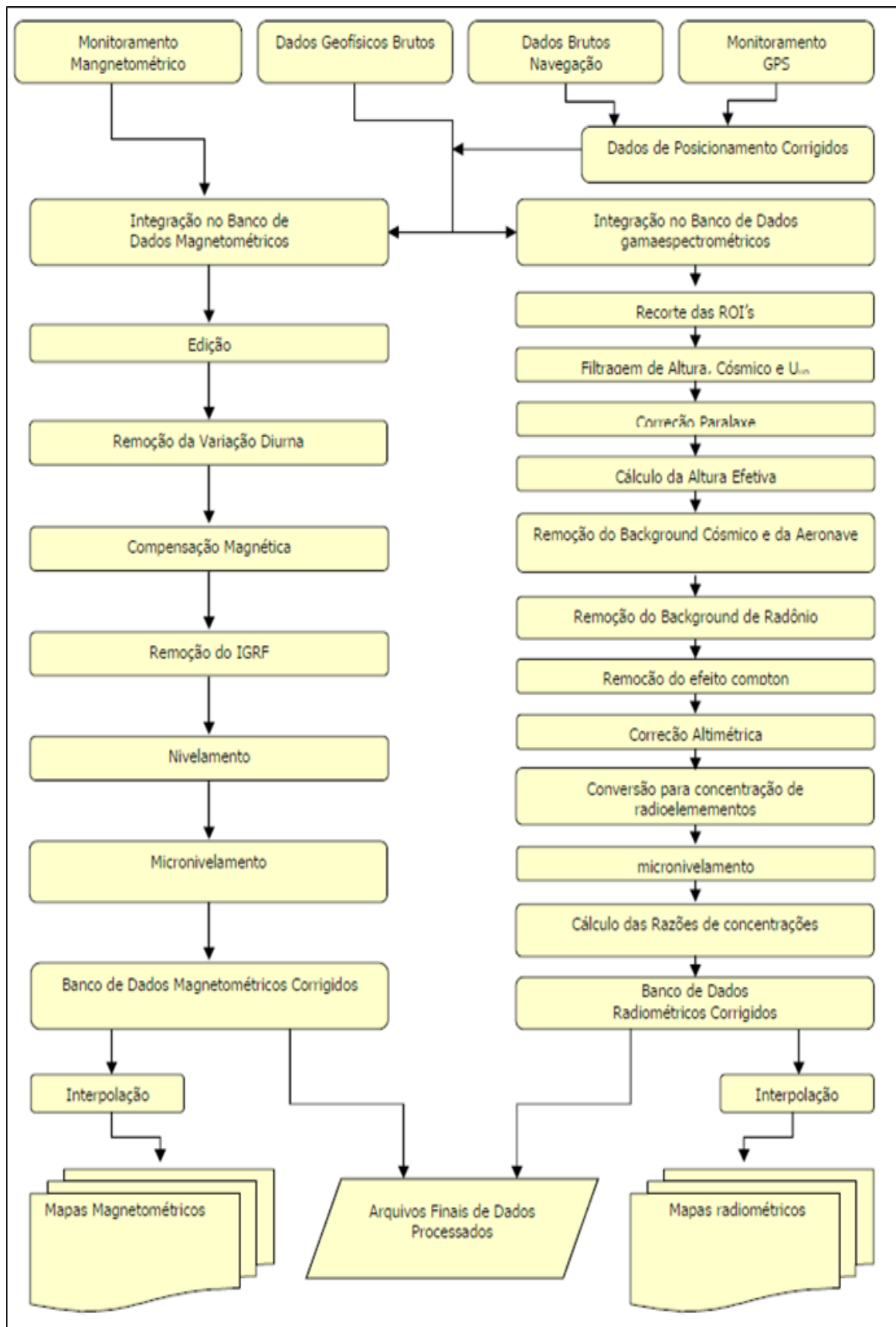


Figura 2.3. Fluxograma de processamento dos dados aerogeofísicos. Fonte: Andrade & Konzen, 2006.



Para a interpretação geofísica no contexto da Subárea XVI foram utilizados os produtos magnéticos de Amplitude do Sinal Analítico (ASA), Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT), Sinal Analítico 3D (SAD3D), e primeira derivada vertical e os produtos gamaespectométricos de concentração de K, eU, eTh e razões - eU/eTh, eU/K e eTh/K. A integração dos dois métodos possibilitou uma interpretação geofísica geral da área, sendo possível identificar intrusões graníticas, rochas metassedimentares, metavulcânicas e máficas.

## 2.2. Campo

A etapa de campo, realizada entre os dias 1º a 22 de julho de 2018, consistiu no mapeamento geológico de uma área de 170,4 km<sup>2</sup> localizada à sudoeste da cidade de Monte do Carmo. O trabalho de campo envolveu atividades como descrição de afloramentos, elaboração de perfis geológicos, coleta de dados estruturais e amostras dos litotipos. Para tal, foram utilizados equipamentos como GPS, bússola, martelo, lupa e os mapas preliminares concebidos na etapa pré-campo. O mapeamento geológico da Subárea XVI teve o objetivo maior de integração com as demais áreas do Projeto Monte do Carmo.

## 2.3. Pós-Campo

Esta etapa teve o principal objetivo de realizar a confecção digital do mapa geológico, bem como a construção do presente relatório. Para essa finalidade foram necessários tratamentos estatísticos de dados estruturais nos *softwares OpenStereo* e *Stereonet*, descrições de lâminas petrográficas e análises de difratometria de raios-x, geoquímica e microsonda eletrônica.

### Difratometria de raios-x

Para as análises de difração de raios-x, foi utilizado o método do pó pulverizando as amostras manualmente com a utilização de cadinhos de ágata. O pó produzido foi compactado sobre lâmina de vidro e levado ao difratômetro de raios-x para a análise de rocha total. Foram realizadas análises nos pontos TF18\_XVI\_nº 11, 32, 35, 36 e 80.

Todas as análises foram realizadas em equipamento da marca RIGAKU modelo ULTIMA IV, operando com tubo de cobre sob 35 kV e 15mA, velocidade de varredura de 5º/minuto, com passos de 0,05º, no intervalo de  $2\theta = 2^\circ$  a  $60^\circ$ .

Após análise das amostras, os difratogramas gerados foram interpretados e os minerais foram identificados com apoio do *software JADE 9.0*, 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*).

### Geoquímica

Foram realizadas 95 análises geoquímicas de rocha total no Projeto Monte do Carmo. No domínio da Subárea XVI tem-se seis análises, quatro de granitos, duas de crostas lateríticas e uma de riolito (Anexo E- Tabela de Geoquímica). As análises identificaram os óxidos de

elementos maiores e elementos traço: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, FeO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub>, As, Ba, Cd, Co, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, P, Pb, Sr, V, Zn, Zr. A metodologia de análise envolveu perda ao fogo, digestão das amostras e determinação química.

I) Perda ao fogo: quantificada pelo método gravimétrico de obtenção dos sólidos voláteis por perda ao fogo (Tabela 2.1).

II) Digestão das amostras: em laboratório limpo, as amostras de rochas, assim como as crostas lateríticas foram digeridas seguindo o protocolo da tabela 2.2, utilizando mistura ácida (HF, HCl, HNO<sub>3</sub>) e H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> em savillex® 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 2.1.** Determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis

ETAPA	PROCEDIMENTO
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.

**Tabela 2.2.** 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 <sub>3</sub> 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 <sub>3</sub> à 120°C por 48 horas. Após esta etapa, se ainda houver matéria orgânica não dissolvida, adiciona-se 2 ml de H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> + 2 ml de HNO <sub>3</sub> 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 <sub>2</sub> O <sub>2</sub> em chapa quente à 60 °C com cuidado e atenção para evitar o desprendimento de gases de forma vigorosa. Prossegue-se esta etapa até a completa eliminação da matéria orgânica.
4	Após evaporação à 90 °C, adição de 2 ml de HCl 6M à 120 °C por 24 horas.
5	Após evaporação à 90 °C, adição de 1 ml de HCl 6M à 120 °C por 8 horas.
6	Após evaporação à 90 °C, o resíduo foi solubilizado em solução de HCl 2M e diluído até obter volume final de 25ml.

### **Microsonda eletrônica**

As análises foram realizadas no equipamento JEOL modelo JXA-8230, sob voltagem de 15kV e corrente de 10 mA; com o diâmetro do feixe de elétrons de 1 µm, exceto para feldspatos, que foi de 5 µm; o tempo de contagem de 10 a 20 segundos conforme o elemento. Os elementos Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K e P foram determinados sobre lâminas delgadas que foram polidas e metalizadas com carbono. Também foram realizadas análises pontuais qualitativas (EDS) nas amostras TF18\_XVI\_nº 59 e 124.

## **3. GEOLOGIA REGIONAL**

### **3.1. Trabalhos Anteriores**

Os primeiros trabalhos de mapeamento realizados 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, pôde-se analisar os primeiros dados e construir as primeiras sínteses geológicas locais. Dada a relevância da área no entendimento tectônico regional, pesquisas de campo foram realizadas por Costa (1982), Costa *et al.*; (1984) e Gorayeb (1996). Interpretações aerogeofísicas realizadas por Haralyi & Hasui (1985) propiciaram o surgimento dos primeiros modelos tectônicos, envolvendo colisão de blocos crustais.

O embasamento da região foi definido por Costa (1982) como Complexo Porto Nacional, atribuindo idade arqueana para este. Costa *et al.*, (1984) individualizou as demais unidades litoestratigráficas, tomando como base mapeamentos geológicos realizados pela UFPA, reconhecimentos de campo de Barbosa *et al.*, (1966) e dados geofísicos. O até então chamado Complexo Goiano (Cunha *et al.*, 1981) foi desmembrado em diversas outras unidades granulíticas, gnáissicas, graníticas e vulcanossedimentares. Apoiado por algumas poucas datações radiométricas, Costa *et al.*, (1984) evidencia ainda uma evolução geológica policíclica para a região, envolvendo os eventos tectônicos Jequié, Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro (Hasui *et al.*, 1980).

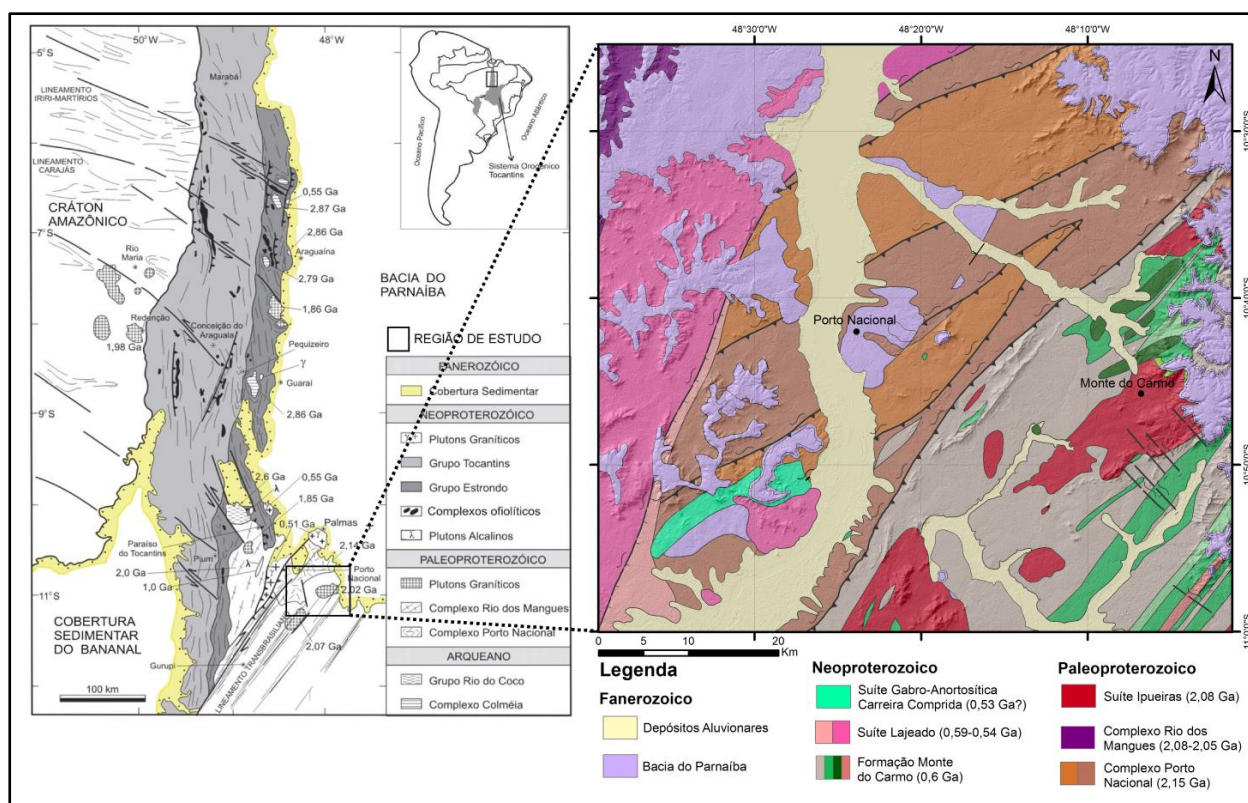
Gorayeb (1996), propõe idade Paleoproterozoica para o Complexo Porto Nacional utilizando análises químicas, datações radiométricas e geotermobarometria.

Arcanjo *et al.*, (2013), Gorayeb *et al.*, (2013), Pinheiro *et al.*, (2011) continuaram a contribuir com dados radiométricos, ampliando o conhecimento geológico da região.

### **3.2. Contextualização Geotectônica**

A região de estudo está inserida no contexto tectônico da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1981), definida como o conjunto das faixas móveis Brasília e Araguaia-Paraguai. Tais faixas foram desenvolvidas como resultado das colisões cratônicas envolvendo os crátons Amazônico, São Francisco-Congo e Paranapanema durante a Orogenia Brasileira no Neoproterozoico (Araújo Filho, 2000). A região mapeada inclui-se, especificamente, no limite da Faixa Brasília

com a Faixa Araguaia, no domínio do Lineamento Transbrasiliano (Figura 3.1 e Tabela 3.1). O Lineamento Transbrasiliano foi formado nos estágios finais dos eventos colisionais, definindo uma extensa zona de cisalhamento de direção N30-40°E (Schobbenhaus Filho, 1975; Marini *et al.*, 1984). Na Província Tocantins ele é representado pelas zonas de cisalhamento Rio São Valério, Talismã e Porto Nacional (Gorayeb *et al.*, 2013).



**Figura 3.1.** Mapa geológico simplificado da Faixa Araguaia com foco na região de estudo nos municípios de Porto Nacional e Monte do Carmo. Esquematisação dos dados radiométricos publicados sobre o mapa geológico em escala 1:250.000. Adaptado de Alvarenga *et al.* (2000) e Ribeiro & Alves (2017).

A Faixa Araguaia é uma faixa móvel com orientação N-S, vergência estrutural em direção ao Cráton Amazônico e metamorfismo regional se intensificando gradualmente de oeste para leste (Alvarenga *et al.*, 2000). O embasamento da Faixa Araguaia é dividido em um segmento setentrional e meridional. Sua porção setentrional engloba o Complexo Colmeia (c. 2,85 Ga) e o Gnaiss Cantão (c. 1,85 Ga) que têm sido considerados como uma extensão do Cráton Amazônico para leste. Na porção meridional ocorre o Grupo Rio do Coco (c. 2,6 Ga), Complexo Porto Nacional (c. 2,15 Ga) e Complexo Rio dos Mangues (c. 2,05 Ga), representando um segmento crustal mais novo (Alvarenga *et al.*, 2000).

Gorayeb *et al.*, (2000) e Chaves *et al.*, (2008) consideram os complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional, bem como a Suíte Ipeúras como integrantes do Maciço de Goiás. A granitogênese Ipeúras é interpretada como pulsos magmáticos do final da evolução tectonotermal do evento orogênico responsável pela gênese dos granulitos dos complexos (Chaves *et al.*, 2008). O Maciço de Goiás pode ser entendido como um grupo de rochas arqueanas e paleoproterozoicas que compõem o embasamento da Faixa Brasília Norte e porção

sudeste da Faixa Araguaia, que serviu como anteparo contra o qual o Arco Magmático de Goiás colidiu no Neoproterozoico (Dardenne, 2000). De acordo com Jost *et al.*, (2013) o Maciço de Goiás representa um microcontinente de comportamento alóctone durante a Orogenia Brasileira.

Ribeiro & Alves (2017) relacionam as rochas vulcânicas da Formação Monte do Carmo com o Arco Magmático de Goiás, unidade geotectônica considerada um formador de sistemas de arco de ilha que evoluiu para um sistema de arco continental (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1997). O Lineamento Transbrasiliano marca seu limite oeste com a Faixa Araguaia.

O amplo e espesso pacote de rochas metassedimentares que se faz presente na área do projeto é tratado como integrante da Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo por Ribeiro & Alves (2017). Para Costa (1984), Hasui (1987) e Gorayeb (1992; 2000; 2013) tais rochas são referenciadas como pertencentes ao Grupo Natividade. Neste capítulo são consideradas as duas hipóteses em termos de descrição para, posteriormente, analisar e enquadrar os litotipos aflorantes na área XVI em uma das unidades geológicas.

Lima *et al.*, (2008) notaram um padrão nas intrusões da região de Monte do Carmo com relação ao Lineamento Transbrasiliano: a oeste do lineamento ocorrem granitos Neoproterozoicos e intrusões máficas acamadadas compostas por anortositos e gabronoritos, datados em 530 Ma. A leste do lineamento ocorrem granitos Paleoproterozoicos e intrusões máficas acamadadas compostas por clinopiroxenitos e wehrlitos, sem dados radiométricos publicados. A espacialização atual desses grupos de rochas indica dois segmentos crustais diferentes com provavelmente diferentes ambientes tectônicos de formação.

Em síntese a região é marcada por um evento colisional entre 2,1 a 2,2 Ga que estão associados aos granulitos, um evento tafrogênico em 2,0 Ga relacionado à granitogênese da Suíte Ipueiras, um outro evento colisional em torno de 600 Ma que decorreu na formação da Suíte Aliança e, por último, um evento extensivo entre 530 a 540 Ma associado a Suíte Lajeado e a intrusão máfica acamadada Rio Crixás.

### **3.3. Unidades Litoestratigráficas**

Os dados geocronológicos das unidades litoestratigráficas do projeto estão explícitos na Tabela 3.3.

Tabela 3.1. Dados geocronológicos das unidades litoestratigráficas do TF obtidos na literatura.

	Unidade	Idade (Ma)	T <sub>DM</sub> (Ga)	εND <sub>10</sub>	Autores
Suíte Lajeado	Granito Arueira	571±2 Ma (Pb-Pb)	-	-	Quaresma e Kotschoubey (2001)
		-	1,4 Ga	(0,55) -4,73	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Lajeado	547±4 Ma (Pb-Pb)	1,71 e 1,86 Ga	(0,55 Ga) -10,5 e -9,8	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		554±5 Ma (U-Pb)	1,82 Ga	(0,55 Ga) -9,16	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Matança	552±4 Ma (Pb-Pb)	1,93 e 2,10 Ga	(0,55 Ga) -13,3 e -13,1	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		551±4 Ma (U-Pb)	1,58 Ga	(0,55 Ga) -10,31	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Palmas	548±2 Ma (Pb-Pb)	1,73 e 1,81 Ga	(0,55 Ga) -10,3	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
-		1,67 Ga	(0,55 Ga) -9,73	Ribeiro e Alves (2017)	
Formação Monte do Carmo	Máficas	-	Entre 0,86 e 1,01 Ga	(0,588 Ga) Entre +1,08 e +3,10	Saboia (2009)
	Arcóseo	-	1,67 e 1,85 Ga	(0,588 Ga) -8,96 e -11,11	Saboia (2009)
	Piroclástica félsica	Idade máxima de deposição em torno de 600 Ma (Pb-Pb)	1,54 a 1,91 Ga	(0,588 Ga) -5,32 e -10,37	Saboia (2009)
	Andesitos	588±8 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
	Brecha vulcânica	643±10 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Aliança: Granodiorito-Tonalito Aliança		593±59 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Grupo Natividade		Idade máxima de deposição de 1779±6 Ma	-	-	Silva <i>et al.</i> , (2005)
Suíte Ipueiras	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)	-	-	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
	Granito Ipueiras	2073±2 Ma (Pb-Pb)	2,15 e 2,17 Ga	(2,08 Ga) +2,49 e +2,89	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
Suíte Vulcânica Santa Rosa		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)
Complexo Gabro-Anortosítico Carreira Comprida		2071±4 Ma (Pb-Pb) <sup>1</sup>	-	-	Gorayeb e Moura (2001)
Complexo Rio dos 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 Granulítico 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 (2002)
	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 (2002)

### 3.3.1. Complexo Porto Nacional

O Complexo Porto Nacional é exposto em uma faixa de cerca de 100 km seguindo uma estruturação NE-SW e com largura máxima de 35 km. A sul o complexo é sobreposto por terrenos gnáissicos e a nordeste é recoberto pela Bacia do Parnaíba, sendo visível geralmente em janelas erosivas (Gorayeb *et al.*, 2000). A unidade compreende granulitos orto e paraderivados e migmatitos submetidos a metamorfismo de alto grau. Ultramafitos, constituídos essencialmente de hiperstênio e hornblenda, granulitos máficos bandados (piroxênio-, hornblenda-, e granada-granulitos) e enderbitos incluem-se nas rochas ortoderivadas (Gorayeb, 1996). Kinzigitos compostos de plagioclásio, microclínio, quartzo, granada, biotita, sillimanita e/ou cianita e grafita, por vezes com feições de migmatização, compõem as rochas paraderivadas. Durante o metamorfismo de alto grau ocorreu, em alguns domínios do complexo, fusão parcial, gerando mobilizados de anatexia (Gorayeb, 1996).

Datações radiométricas (Pb-Pb em zircões) de  $2153 \pm 1$  e  $2125 \pm 3$  Ma para um enderbito e um granulito máfico, respectivamente, indicam a idade de cristalização das rochas ortoderivadas (Gorayeb *et al.*, 2000). Datações U-Pb em  $2100 \pm 2$  Ma foi interpretado por Gorayeb *et al.*, (2000) como a idade do metamorfismo em fácies granulito que afeta essas rochas. Gorayeb & Moura (2002) apresentam dados de idade modelo  $T_{DM}$  entre 2,4 a 2,55 Ga e  $\epsilon Nd$  entre -2,31 e +0,42.

### 3.3.2. Complexo Rio dos Mangues

O Complexo Rio dos Mangues foi definido por Costa *et al.*, (1983) para caracterizar um grupo de rochas metassedimentares e metamáficas que aflora na região de Paraíso do Tocantins, a oeste do Rio Tocantins. O complexo ocorre em uma faixa em direção N-S com largura de 30 a 40 km, estendendo até a região de Gurupi (Arcanjo *et al.*, 2013; Ribeiro & Alves, 2017).

A unidade compreende ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, ortoquartzitos, anfibolitos, micaxistos e rochas calcissilicáticas. Em algumas localidades as rochas encontram-se parcialmente migmatizadas (Frasca *et al.*, 2010; Ribeiro & Alves, 2017). De idade entre 2,05 a 2,08 Ga (Pb-Pb), idade modelo  $T_{DM}$  de 2,21 e 2,35 Ga e valores de  $\epsilon Nd$  (t) entre -1,04 e +2,4, a gênese do complexo foi interpretada como sendo influenciada predominantemente por material juvenil paleoproterozoico em ambiente tectônico envolvendo crosta oceânica com interação de núcleos siálicos mais antigos (Arcanjo & Moura, 2000; Arcanjo, 2002; Arcanjo, 2013; Ribeiro & Alves, 2017).

No Complexo Rio dos Mangues aloja-se o Granito Serrote, um conjunto de corpos graníticos leucocráticos. O granito é datado em 1,86 Ga e possui idades modelo  $T_{DM}$  entre 2,43 e 2,50 Ga (Arcanjo *et al.*, 2013).

### 3.3.3. Suíte Intrusiva Ipueiras

A Suíte Ipueiras ocorre como *stocks* com área superficial de até 80 km<sup>2</sup> nas imediações do município de Monte do Carmo e a sul do município de Porto Nacional. Os corpos estão em contato, predominantemente, com rochas metassedimentares, supostamente fácies metassedimentar da Formação Monte do Carmo.

A unidade compreende ao menos quatro *plútons* de rochas graníticas (Areias, Ipueiras, Itália e Carmo) subalcalinas de caráter peraluminoso com geoquímica comparável a uma associação magmática do tipo A (Chaves *et al.*, 2008). Os granitos do Carmo e Areias foram datados em 2048±13 Ma (U-Pb) (Saboia *et al.*, 2009) e 2054±14 Ma (U-Pb) (Fuck *et al.*, 2002), respectivamente. Chaves *et al.*, (2008) apresentam dados de idade modelo T<sub>DM</sub> entre 2,15 e 2,19 Ga e idade de cristalização de 2080 Ma (Pb-Pb) para os granitos Areia, Ipueiras e Itália, mostrando que são cronocorrelatos.

A suíte abarca predominantemente granitos, mas também tonalitos, granodioritos, quartzo-sienitos e restritos aplitos. Em geral são rochas faneríticas, de granulação grossa e leucocráticas (Chaves *et al.*, 2008).

Associadas às rochas graníticas ocorrem rochas vulcânicas ácidas restritas as bordas das intrusões. Gorayeb *et al.*, (1992) e Queiroz *et al.*, (1999) denominam tais rochas como Suíte Vulcânica Santa Rosa, sendo compostas de riolitos, dacitos, andesitos e tufos ácidos. Saboia (2009) conferiu idade de 2086±10 Ma (U-Pb) para estas rochas. Chaves *et al.*, (2008) tratam as rochas vulcânicas como pertencentes à própria Suíte Intrusiva Ipueiras e discorre que eventualmente granitos milonitizados podem ser confundidos com tipos vulcânicos em razão da granulação fina.

### 3.3.4. Grupo Natividade

Ocorre, segundo Costa *et al.*, (1984) e Gorayeb (1996), 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. As faixas de metassedimentos aflorantes possuem no máximo 3 km de largura e 18 a 52 km de comprimento (Gorayeb, 1996). O Grupo Natividade funda-se, por vezes, diretamente sobre granitos da Suíte Ipueiras, demarcando discordâncias erosivas; geralmente os contatos laterais são definidos por falhas normais em uma estruturação de *horsts* e *grábens* (Gorayeb, 1996). Relações de contato dessa unidade na parte sudeste do projeto são difusas, dado o extenso recobrimento por coberturas lateríticas.

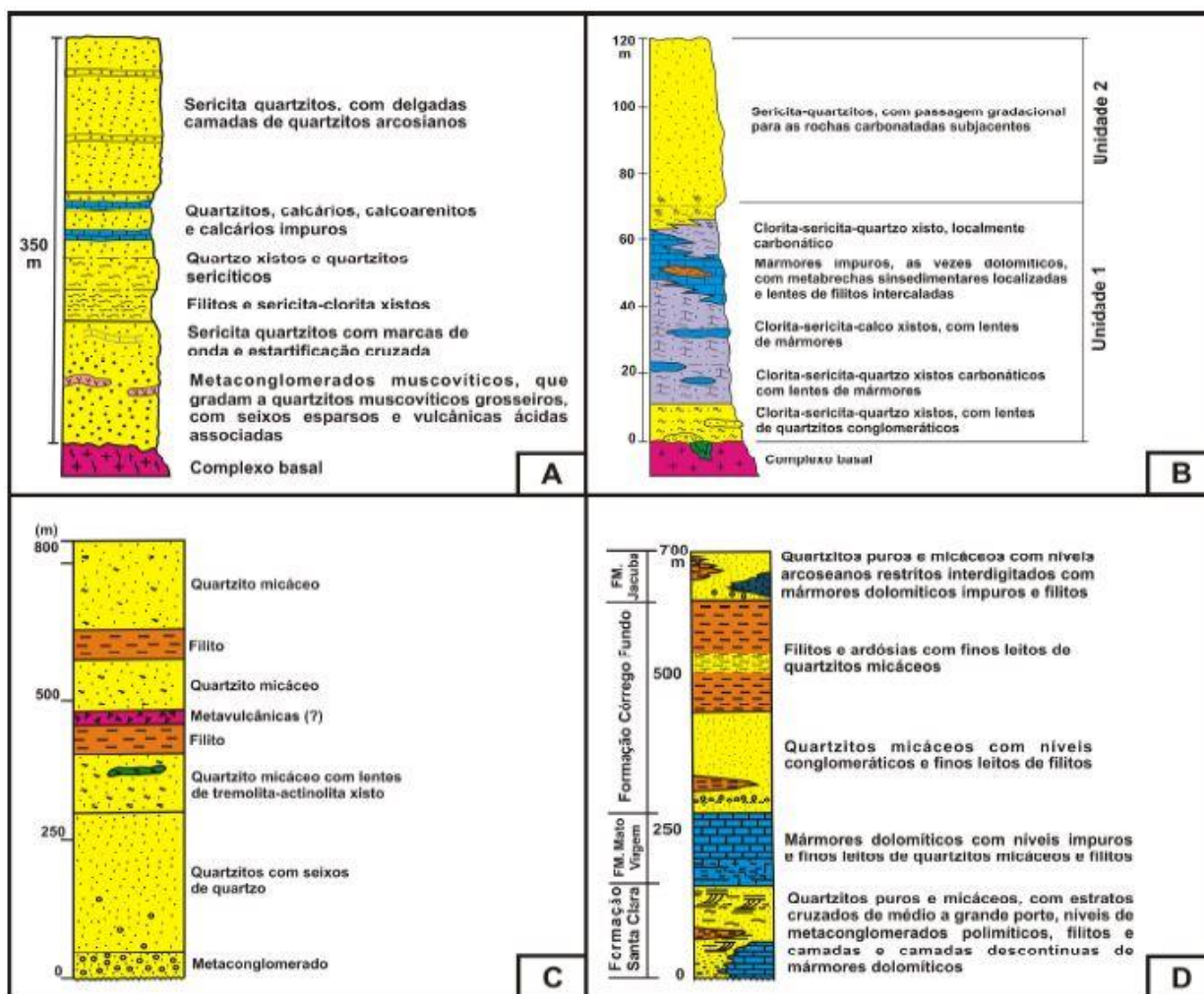
A unidade compreende quartzitos puros e micáceos com intercalações de bancos métricos de metaconglomerados polimíticos, com seixos de quartzo, quartzitos e rochas vulcânicas em matriz quartzosa-micácea arenosa, e ardósias. Estruturas sedimentares primárias como marcas de onda e estratificação plano-paralela são frequentes (Gorayeb, 1996). Costa *et al.*, (1984) retrata a presença de filitos e tremolita-actinolita-xistos na região de estudo.

Marques (2009) discute a correlação do Grupo Natividade com as fases pós-rifte da Bacia Araí, que recebeu a deposição do grupo homônimo. Pimentel *et al.*, (1991) atribui idade de 1771



$\pm 2$  (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 aloca o Grupo Natividade como integrante dos processos de rifteamento que afetaram o Brasil Central durante o Estateriano (1,8 a 1,6 Ga).

A Figura 3.2 sintetiza as colunas estratigráficas da unidade na região entre Natividade-Almas e Porto Nacional-Monte do Carmo.



**Figura 3.2.** Colunas estratigráficas do Grupo Natividade. **A.** Segundo Costa *et al.*, (1976). **B.** Segundo Correa Filho & Sá (1980). **C.** Segundo Costa *et al.*, (1984). **D.** Segundo Gorayeb *et al.*, (1988). Fonte: Saboia, 2009.

### 3.3.5. Suítes Intrusivas Neoproterozoicas

Na região de Porto Nacional e Monte do Carmo ocorrem duas suítes graníticas Neoproterozoicas: Suíte Aliança e Suíte Lajeado.

A Suíte Aliança engloba um conjunto de granitos, granodioritos e tonalitos peraluminosos representados pelos corpos Tonalito-Granodiorito Aliança e Tonalito Serra do Tapuio, alojados nos terrenos paleoproterozoicos (Frasca *et al.*, 2010). Esses corpos são alinhados na direção N-NE e ocorrem no lado oeste do Rio Tocantins. O Tonalito-Granodiorito Aliança foi datado em  $593 \pm 59$  Ma (U-Pb) (Frasca *et al.*, 2010). Essas rochas possuem assinatura geoquímica calcialcalina e sua gênese foi interpretada como sendo relacionada a um arco magmático de margem

continental ativa com grande heterogeneidade de fontes em um magmatismo sin- a tardi-colisional (Ribeiro & Alves, 2017).

A Suíte Lajeado abarca os granitos Palmas, Matança e Lajeado, de dimensões batolíticas, que afloram em uma faixa paralela Lineamento Transbrasiliano, a oeste do Rio Tocantins, e alojam-se em terrenos paleoproterozóicos gnaisse-granulíticos (Gorayeb *et al.*, 2013). A unidade compreende majoritariamente sienogranitos com costumeira presença de fases minerais máficas como hornblenda e ortopiroxênio; este último frequentemente substituído por anfibólio (Gorayeb *et al.*, 2013). Ribeiro & Alves (2017) mantêm a designação de Gorayeb *et al.*, (2013) e adicionam o Granito Aroeiras, de dimensões reduzidas comparados aos outros, à unidade. Os granitos dessa unidade possuem assinatura geoquímica subalcalina e caráter metaluminoso a levemente peraluminoso (Gorayeb *et al.*, 2013). A Suíte Lajeado representa uma granitogênese tipo A tardi-colisional desenvolvida em regime extensional, marcando o final da evolução da Faixa Araguaia. Gorayeb *et al.*, (2013) apresentam dados de idades de cristalização entre 545 a 552 Ma (Pb-Pb), idades modelo  $T_{DM}$  entre 1,7 a 2,1 Ga e  $\epsilon Nd$  de -10 a -13.

### 3.3.6. Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo

A Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo ocorre, segundo Ribeiro & Alves (2017), a SE do município de Porto Nacional e em grande extensão da área do município de Monte do Carmo, a leste do Rio Tocantins, em uma orientação preferencial a NE. Mostra-se em contato com o Complexo Porto Nacional por meio de zonas de cisalhamento transpressionais (Ribeiro & Alves, 2017).

Para Costa *et al.* (1984), é uma unidade unicamente sedimentar constituída de conglomerados polimíticos na base e arenitos arcoseanos estratificados no topo. Gorayeb (1996) mantém a denominação proposta por Cunha *et al.*, (1981) e acrescenta à unidade rochas vulcânicas ácidas a intermediárias - riolitos, dacitos e mais raramente andesitos e basaltos - e vulcanoclásticas, posicionando-a estratigraficamente no Paleoproterozoico baseando-se nas datações de  $2024 \pm 103$  Ma das rochas vulcânicas (Barradas *et al.*, 1992). Saboia (2009) subdivide as rochas vulcânicas da formação em Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinha (vulcanismo máfico) e Sequência da Região da Pedra Furada (vulcanismo félsico), atribui idade Neoproterozoica à formação, com valores de  $T_{DM}$  entre 0,86 a 1,91 Ga, e relaciona a um processo de evolução de *rifte* continental com vulcanismo bimodal. Dados pelo método U-Pb em brecha vulcânica e basalto andesítico indicou idades de  $643 \pm 10$  Ma e  $588,8 \pm 8,6$  Ma, respectivamente, indicando cristalização das rochas dessa unidade por volta de 600 Ma (Ribeiro & Alves, 2017).

Ribeiro & Alves (2017) subdivide a Formação Monte do Carmo em quatro fácies. A fácies de rochas metavulcânicas ácidas, piroclásticas e epiclásticas compreende predominantemente tufos riolíticos com subordinadas brechas, aglomerados vulcânicos, fragmentos de andesitos herdados e conglomerados epiclásticos. A fácies de rochas sedimentares tem relação

estratigráfica difusa com as emanações vulcânicas e inclui quartzitos puros, quartzitos com níveis conglomeráticos, metaconglomerados oligomíticos e polimíticos com clastos de rochas vulcânicas, metagrauvacas e ardósias. A fácies de rochas metavulcânicas intermediárias, máficas e ultramáficas geralmente ocorre entre as faixas de fácies metassedimentares e vulcanoclásticas. A fácies de rochas plutônicas máficas compreende três corpos localizadas na região de Monte do Carmo, os mesmos que Lima *et al.*, (2008) classificaram como complexos máficos-ultramáficos acamadados.

### 3.3.7. Intrusões Acamadadas Máfica-Ultramáficas

Ferreira Filho *et al.*, (2002) divide as intrusões máficas da região de Porto Nacional em dois grupos. O Grupo 1 localiza-se a oeste do Rio Tocantins e compreende as intrusões acamadadas Carreira Comprida (Gorayeb, 1996), Rio Crixás e Morro da Mata. Estes corpos são caracterizados pela abundância de plagioclásio na fase *cumulus*, ocorrendo rochas como anortositos, troctolitos, gabronoritos e olivina gabronoritos. O Grupo 2 localiza-se a leste do Rio Tocantins e inclui as intrusões acamadadas VE3, São Domingos e Monte do Carmo, que são caracterizadas por uma maior proporção de minerais ultramáficos e por fortes anomalias magnéticas, ocorrendo rochas como clinopiroxenitos e wehrlitos.

Lima *et al.*, (2008) apresenta idade de cristalização de  $526 \pm 5.6$  Ma e  $533.1 \pm 4.2$  Ma para a intrusão acamadada de Rio Crixás,  $T_{DM}$  entre 1687 a 2161 Ma e  $\epsilon Nd$  de -7 a -12, indicando um magma altamente contaminado com rochas crustais mais antigas e associando-a como a intrusão acamadada mais jovem da Província Tocantins.

Ribeiro & Alves (2017) unifica as intrusões Carreira Comprida e Morro da Mata na Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida.

### 3.3.8. Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba, definida por Almeida *et al.*, (1981) como Província Parnaíba, ocorre na região de Monte do Carmo sobrepondo as unidades litoestratigráficas mais antigas em serras e áreas elevadas, mas também em áreas deprimidas em função da presença de blocos rebaixados por falhas. Apresenta cinco supersequências de rochas sedimentares e magmáticas: Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea (Figura 3.3). A região de estudo engloba parte da borda sudoeste da bacia com ocorrência das formações Jaicós (Grupo Serra Grande) e Pimenteiras (Grupo Canindé) (Ribeiro & Alves, 2017).

O Grupo Serra Grande 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, ocorre devido a uma 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. De idade Siluriana, é caracterizado por arenitos médios a

grossos conglomeráticos, localmente arcoseanos, mal selecionados e imaturos texturalmente. Este grupo é caracterizado pela presença constante de estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, acamamento plano-paralelo e canais de corte e preenchimento. O ambiente deposicional é interpretado como fluvial entrelaçado dominado por areias com cascalhos subordinados (Góes & Feijó, 1994).

A Formação Pimenteiras, de idade Devoniana, compõe a base do Grupo Canindé (Góes & Feijó, 1994). Ocorre recobrimdo os chapadões da Serra do Lajeado ao norte da área do projeto, além de ocupar extensas áreas em ambas as margens do Rio Tocantins. Limita os depósitos da planície do Tocantins desde 30 km ao sul de Lajeado até Porto Nacional, onde cede lugar às rochas do embasamento. É composta essencialmente por pelitos, como siltitos micáceos, argilitos sílticos e arenitos finos, com arenitos grossos e níveis conglomeráticos subordinados. A deposição é interpretada como de ambientes neríticos plataformais variando desde plataforma interna até plataforma aberta. 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 (Góes & Feijó, 1994).

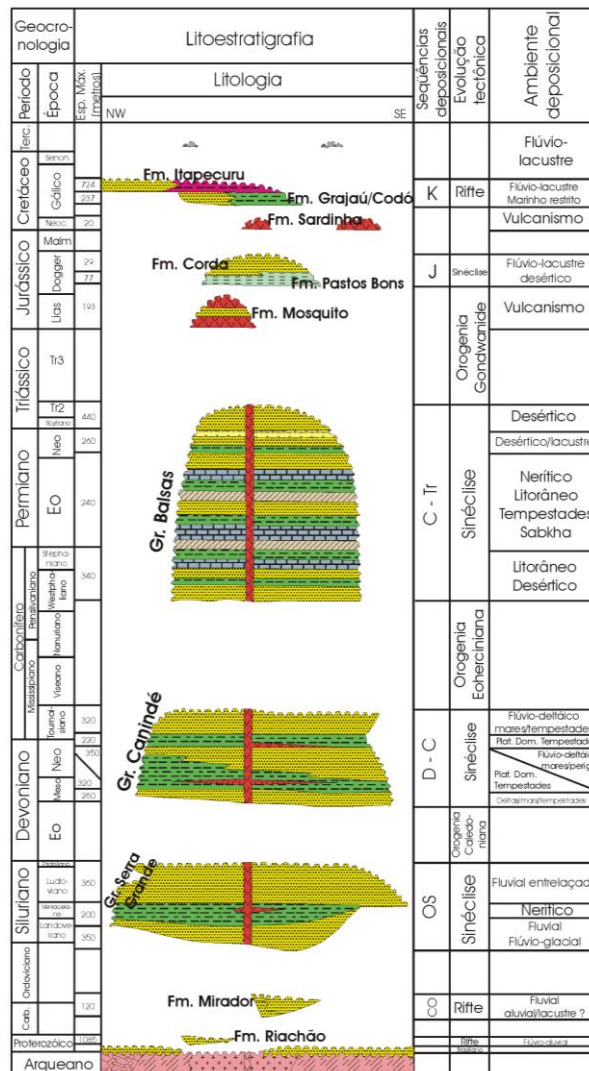


Figura 3.3. Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Fonte: Góes & Feijó, 1994.

### 3.4. Geologia Estrutural

O Lineamento Transbrasiliano é definido por Schobbenhaus Filho (1975) como uma zona de cisalhamento transcorrente com escala continental, de idade neoproterozoica, intensamente falhada, predominantemente com padrão irregular, com alguns setores levemente curvilíneos. Situado entre o Cráton Amazônico e a porção leste da Plataforma Sul Americana, o Lineamento Transbrasiliano é um sistema transcorrente de cinemática majoritariamente dextral, com direção preferencial NE-SW, que se estende por cerca de 2.700 km do noroeste do Ceará a Argentina (Schobbenhaus Filho *et al.*, 1975).

Na região de Porto Nacional-Natividade, entre as Faixas Brasília e Araguaia, o Lineamento Transbrasiliano é a principal feição estrutural presente (Schobbenhaus Filho *et al.*, 1975) e é o responsável por paralelizar as unidades presentes na área, inclusive unidades de embasamento paleoproterozoicas granito-gnáissicas, além das unidades meso-neoproterozoicas (Gorayeb *et al.*, 1988). O Lineamento Transbrasiliano na Província Tocantins apresenta orientação aproximada 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). Critérios cinemáticos e elementos estruturais indicam movimentação sinistral e dextral em diferentes porções estudadas na região (Strieder *et al.*, 1994). O Lineamento Transbrasiliano é uma estrutura de primeira ordem que tem expressão em todas as unidades geológicas 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 se formaram naqueles locais.

Uma das feições marcantes é a fábrica milonítica fortemente deformada, em diferentes graus de metamorfismo, de característica dúctil dúctil-rúptil com assembleia mineral demonstrando metamorfismo de baixo grau regressivo, relacionado a processos hidrotermais (Arcanjo *et al.*, 2013).

A região manifesta as suas principais expressões estruturais em um conjunto de unidades, dentre elas: Complexo Porto Nacional, Grupo Natividade e Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo. Neste conjunto, deve-se ressaltar a presença de falhas transcorrentes e normais de direção NE e NW, além de diques de direções WNW, NNW-NNE e ENE. O padrão de dobramentos pode ser separado em grupos: dobras mesoscópicas com pouco espessamento de charneira (subclasse 1C), seguido de dobramentos suaves de eixo N40W e dobras de pequeno porte, com eixo N30E, relacionado a crenulações locais. No Complexo Porto Nacional, outras feições de dobramentos associadas são observadas, com dobras mesoscópicas intrafoliais desenhadas pelo bandamento félsico-máfico, apresentando espessamento de charneira (classe 3) e eixo N80E, seguido por dobras de eixo N60E com plano axial mergulhando para SW e um último grupo de última geração com eixos N30-45E e de planos axiais subverticais. O Anticlinório de Conceição é uma feição regional marcante destas estruturas (Costa *et al.*, 1984).

O padrão geral das estruturas na região indica direções preferenciais NNE-NSW com mergulhos preferenciais para SW.

## 4. GEOLOGIA LOCAL

### 4.1. GEOFÍSICA

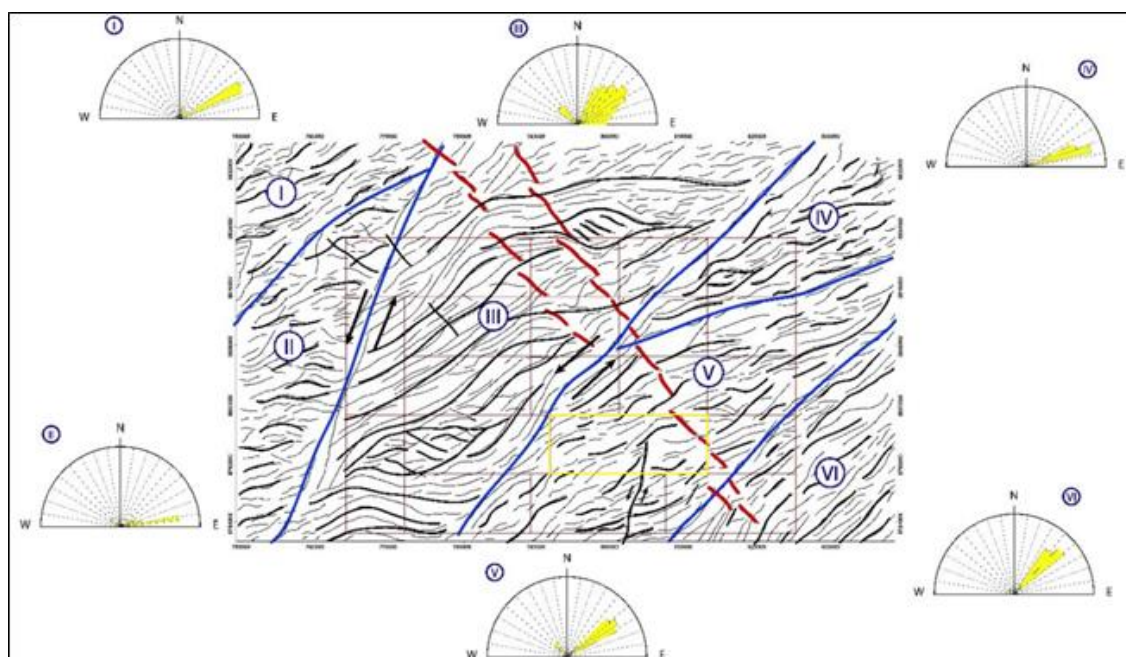
No presente trabalho foram utilizados dados aerogamaespectrométricos e aeromagnetométricos, obtidos e processados pelo convênio ANP-USP entre 2004 e 2006 (Andrade & Konzen, 2006), bem como dados gamaespectrométricos obtidos em campo. Com as informações remotas foi possível delimitar domínios geofísicos na área do Projeto Monte do Carmo e na Subárea XVI e adjacências, que possuem forte correlação com as características do meio físico.

#### 4.1.1. Geofísica do Projeto Monte do Carmo

##### Aeromagnetometria

Os lineamentos dos dados aeromagnetométricos são capazes de nos fornecer importantes informações a respeito das feições estruturais e do arcabouço estrutural regional. Desta forma, este produto auxilia na identificação das principais falhas, zonas de cisalhamento, dobramentos e da cinemática regional.

A extração dos grandes lineamentos estruturais a partir dos produtos TILT, GHT (gradiente horizontal total) e 1Dz (primeira derivada vertical) possibilitou a divisão da área do Projeto Monte do Carmo em seis domínios estruturais (Figura 4.1).



**Figura 4.1.** Mapa dos lineamentos estruturais interpretados da área do Projeto Monte do Carmo por meio dos produtos de aeromagnetometria (TILT, GHT e 1DV) e delineamento dos seis domínios estruturais (I a VI). As linhas azuis são os limites dos domínios. As linhas pretas destacam os principais lineamentos. As linhas vermelhas sinalizam os diques de diabásio. Ao redor da imagem podem ser observadas os diagramas de roseta de cada domínio, mostrando as direções preferenciais dos lineamentos. Em amarelo: Subárea XVI.

O domínio I localiza-se a noroeste das áreas do Projeto Monte do Carmo. Caracteriza-se por lineamentos de direção N-NE.

O domínio II encontra-se na porção oeste, compreendendo partes das Subáreas I e V. É caracterizado por lineamentos orientados predominantemente na direção E-W na porção sul; ao norte predominam lineamentos em direção NE associados com lineamentos em direção NW de menor expressão.

O domínio III intercepta a metade oeste da poligonal do Projeto Monte Carmo. É limitado por duas falhas transcorrentes de cinemática sinistral, a leste e a oeste, com direção NE-SW, caracterizando uma zona de cisalhamento regional. Esse domínio é caracterizado por lineamentos longos e contínuos que delimitam sigmoides de escala quilométrica. Na porção sul, os lineamentos possuem uma direção predominante E-W e tendem à direção NE-SW 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 IV está localizado no extremo nordeste. Caracteriza-se por lineamentos em direção predominante NE-SW, que formam sigmoides discretos de cinemática sinistral.

O domínio V intercepta a metade leste da área do Projeto Monte de Carmo. Os lineamentos ocorrem predominantemente em direção NE-SW associado aos lineamentos de menor expressão em direção NW-SE. Na porção sul ocorre uma falha de rejeito direcional em direção a NNE-SSW com cinemática sinistral.

O domínio VI encontra-se na porção sudoeste e é caracterizado por lineamentos em direção NE-SW contínuos e sem rotações.

De forma geral a direção predominante de estruturação dos domínios é NE-SW, com algumas porções com padrões a E-W e N-S relacionadas às curvas dos sigmoides que exibem uma cinemática predominantemente sinistral. Os lineamentos de direção NW-SE são relacionados a fraturas antitéticas, formadas em regiões de esforços extensivos localizados; diques de diabásio estão encaixados em tais lineamentos, cuja resposta magnética é presente cortando toda a área do Projeto Monte do Carmo.

A extração de lineamentos menores a partir dos produtos SA3D (Sinal Analítico 3D) e 1Dz e análise das amplitudes do sinal analítico possibilitou a divisão da área do Projeto Monte do Carmo em onze domínios magnéticos (Figuras 4.2 e 4.3 e Tabela 4.1).

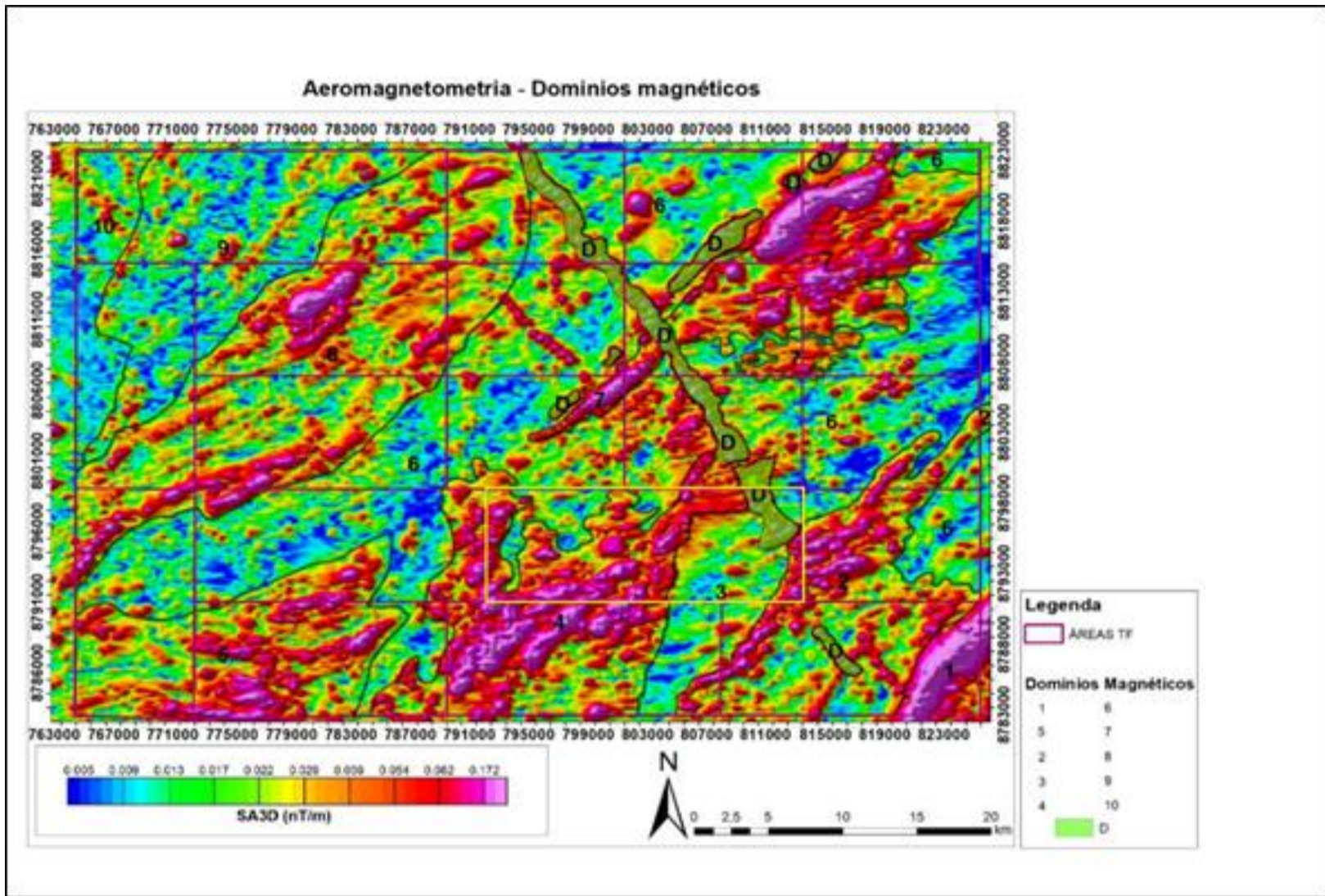


Figura 4.2. Mapa dos domínios magnéticos da área do Projeto Monte do Carmo confeccionado a partir dos produtos de aeromagnetometria (SA3D e 1Dz) sobre dado de sinal analítico 3D. Números cardinais indicam os domínios magnéticos e "D" designa diques de diabásio. Em amarelo: Subárea XVI.

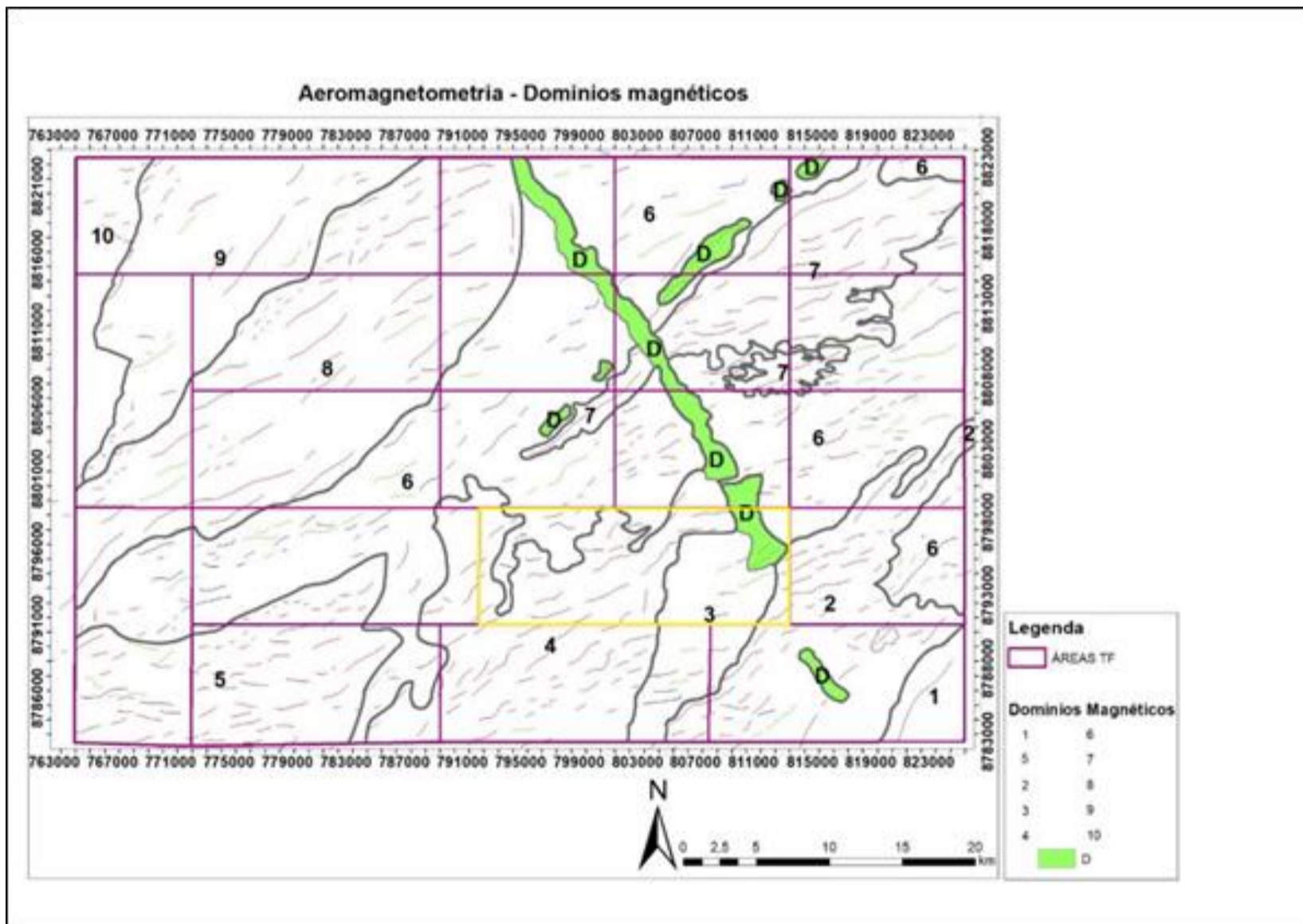


Figura 4.3. Mapa dos domínios magnéticos da área do Projeto Monte do Carmo confeccionado a partir dos produtos de aeromagnetometria (SA3D e 1Dz). Números cardinais indicam os domínios magnéticos e "D" designa diques de diabásio. Em amarelo: Subárea XVI.



**Tabela 4.1.** Descrições dos domínios magnéticos.

<b>DOMÍNIO MAGNÉTICO</b>	<b>DESCRIÇÃO</b>
<b>1</b>	Domínio homogêneo marcado por uma amplitude muito alta, com valores de 0,172 nT/m. Alinhamento preferencial a N45E.
<b>2</b>	Domínio heterogêneo marcado por uma amplitude alta a muito alta, com valores entre 0,082 a 0,172 nT/m. Na porção sudeste tem-se as menores amplitudes. O domínio é definido por um padrão direcional NE de alta amplitude com uma tendência sigmoidal.
<b>3</b>	Domínio com baixa amplitude, pontualmente com médias amplitudes, apresentando um padrão direcional NNE-SSW bem marcado que limita o domínio lateralmente. Amplitude do sinal entre 0,005 e 0,013 nT/m. As maiores amplitudes apresentam padrão direcional E-W.
<b>4</b>	Domínio homogêneo com anomalia magnética sigmoidal e padrão preferencial a NE dos lineamentos de alta amplitude. Apresenta amplitude do sinal entre 0,082 a 0,172 nT/m.
<b>5</b>	Domínio de alta amplitude. Padrão dos lineamentos de alta e baixa intensidade seguindo um padrão direcional E-W com curvatura para NE-SW. O sinal possui uma variação na sua intensidade que varia de leste a oeste. Na porção oeste o domínio possui baixa amplitude, de 0,017 a 0,039 nT/m. Na porção centro-leste, o domínio apresenta uma amplitude de 0,082 nT/m a 0,172 nT/m.
<b>6</b>	Domínio de baixa amplitude, entre 0,005 a 0,013 nT/m, marcado por uma estruturação NE-SW dos lineamentos. Eventuais corpos de alta amplitude estão presentes no domínio. Lineamentos se apresentam como pequenos sigmoides.
<b>7</b>	Domínio de alta amplitude, até 0,172 nT/m, estruturalmente marcado pelo padrão direcional NE-SW. Os lineamentos são exclusivamente de alta amplitude e bem definidos; na porção central a amplitude do sinal é em torno de 0,082 nT/m.
<b>8</b>	Domínio heterogêneo com abundantes sigmoides de altas e baixas amplitudes. De forma geral a amplitude varia de 0,013 a 0,082 nT/m, com alguns corpos de amplitude de 0,172 nT/m.
<b>9</b>	Domínio marcado por frequentes lineamentos sigmoidais de baixa amplitude e raros lineamentos de alta amplitude. No geral o sinal é fraco, de 0,005 nT/m, com corpos alinhados a NE-SW com amplitude de até 0,062 nT/m.
<b>10</b>	Domínio marcado pelo padrão direcional NW-SE dos lineamentos tanto de alta quanto de baixa amplitude. A amplitude do sinal é fraca (0,005 nT/m).
<b>D</b>	Grandes corpos alinhados nas direções NE-SW e NW-SE de alta amplitude, com valores médios de 0,082 nT/m.

A partir da análise dos dados aeromagnéticos são viáveis as seguintes interpretações:

l) Há uma forte estruturação com padrão direcional principal NE-SW, além de diferenças na amplitude do sinal e também estruturas menores com formatos sigmoidais. As duas maiores estruturas são grandes zonas de cisalhamentos com cinemática sinistral com sigmoides inclusos,

reforçando esse cisalhamento.

II) Existem duas gerações de diques, uma em direção NE-SW e outra em direção NW-SE, que são correlacionadas a nível de afloramento.

III) Existe uma forte correlação entre os lineamentos extraídos dos dados aeromagnetométricos e os lineamentos observáveis em modelo digital de terreno.

IV) As grandes variações da amplitude do sinal analítico estão associadas a variações litológicas. Onde a amplitude do sinal aumenta drasticamente é possível observar corpos máfico-ultramáficos. Onde a amplitude ocorre de forma moderada a alta, têm-se rochas ígneas félsicas com minerais magnéticos associados, como granitos com magnetita. Onde a amplitude do sinal é baixa, têm-se rochas com ausência de minerais magnéticos, como rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba.

V) Existe uma estruturação N-S que coloca rochas com alta amplitude magnética e baixa amplitude magnética lado a lado, indicando a presença de falhas.

### **Gamaespectrometria**

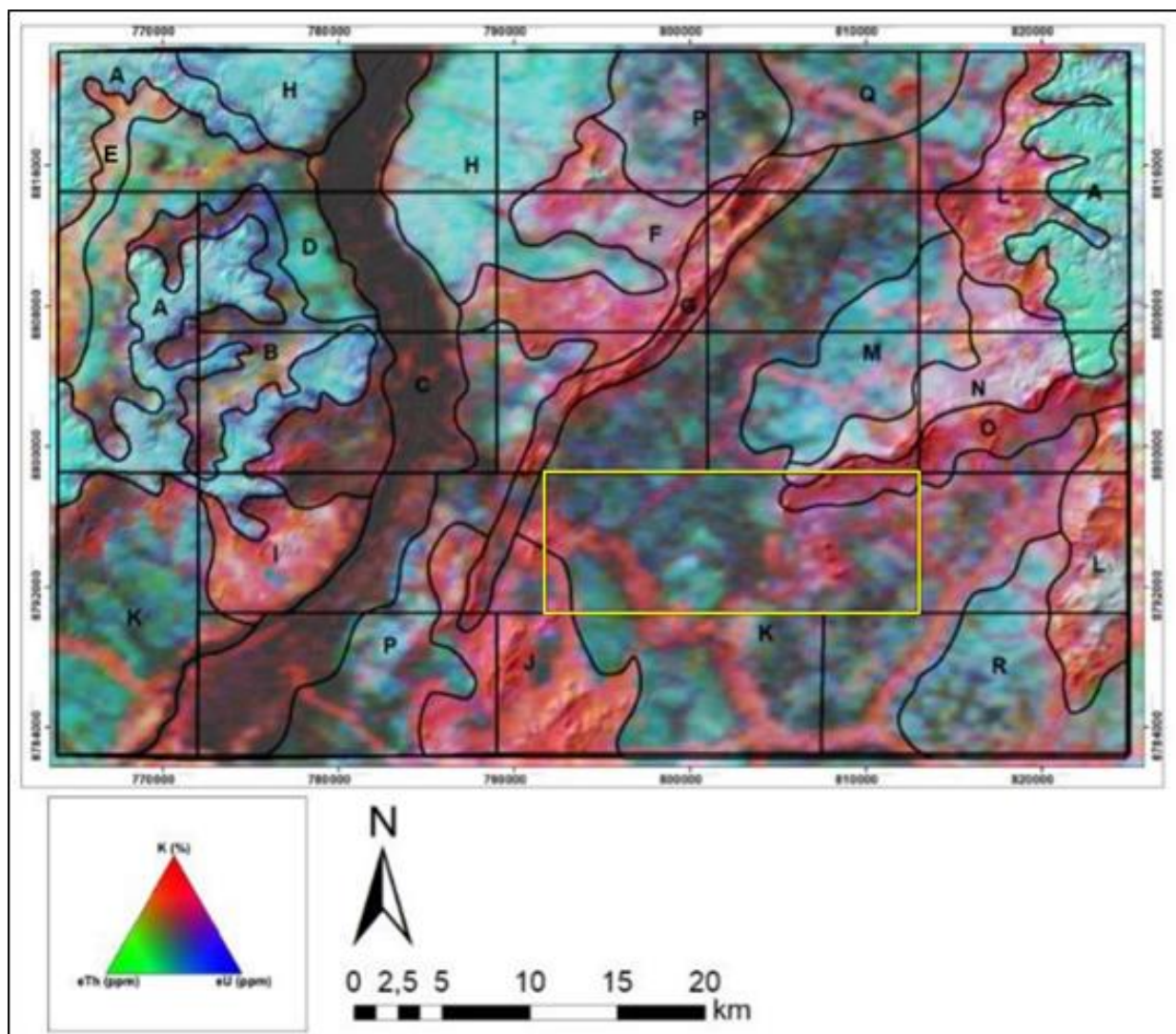
O produto principal utilizado para a interpretação e delimitação de domínios gamaespectrométricos foi a composição ternária RGB, resumindo-se na divisão de regiões que apresentam respostas distintas para os radio elementos quantificados – K, U e Th (Tabela 4.2 e Figura 4.4).

**Tabela 4.2.** Análise dos domínios gamaespectrométricos.

DOMÍNIO	RGB	eU	K	eTh	INTERPRETAÇÃO
<b>A</b>	Branco e ciano	Muito alto	Baixo	Muito alto	Domínio de relevo plano com 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>B</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 suave ondulado e a resposta gamaespectrométrica. Apresenta-se de forma moderadamente baixa em todos os canais, com pequeno destaque para o K.
<b>C</b>	Preto	Baixo	Baixo	Baixo	Esse domínio representa o Rio Tocantins. Possui como característica baixa concentração nos três canais e coloração preta na composição RGB.
<b>D</b>	Verde Azulado	Baixo	Baixo	Moderado	Apresenta relevo plano e resposta verde azulada na composição RGB. O canal de eTh se destaca em relação aos eU e K.
<b>E</b>	Vermelho Amarelado	Baixo-Moderado	Muito alto	Alto	Bordeado pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba e pelo domínio D, essa região

					destaca-se das redondezas por apresentar alto K, eTh e moderado a baixo eU. O relevo é plano e sua resposta no RGB apresenta tons de vermelho amarelado.
<b>F</b>	Vermelho Rosado	Moderado	Alto	Baixo	Relevo suave a ondulado, formando corpos levemente circulares e alongados. Esse domínio apresenta alta concentração em K.
<b>G</b>	Vermelho	Baixo	Moderado-Alto	Muito Baixo	Esse domínio é caracterizado por uma serra de relevo acentuado e direção NE-SW. Representa a Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo.
<b>H</b>	Ciano	Muito alto	Baixo	Muito alto	Domínio próximo ao Rio Tocantins, de relevo plano e caracterizado por cor 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 depósitos detrítico-lateríticos, com ausência de afloramentos rochosos.
<b>I</b>	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 o granito Aroeira da Suíte Lajeado.
<b>J</b>	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.
<b>K</b>	Verde Musgo	Baixo	Moderado-Baixo	Baixo	Extenso domínio de relevo plano caracterizado pelo tom de verde musgo na composição RGB e pelos valores baixos nos três canais.
<b>L</b>	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.
<b>M</b>	Ciano	Alta	Baixo	Alto	Domínio de relevo plano e contato anastomosado com domínios adjacentes. A cor ciano (valores altos de eU e eTh e baixo K) reflete ausência de afloramentos.
<b>N</b>	Branco e Vermelho	Moderado-Alto	Moderado-Alto	Alto	Apresenta contato anastomosado com os domínios adjacentes e orientação NE-SW. Relevo ondulado. Se destaca pela cor rosa claro e valores altos de eU, K e eTh. Pode estar relacionado aos granitos da Suíte Ipueiras.
<b>O</b>	Vermelho	Baixo	Alto	Moderado-Baixo	Faz contato com o domínio N e segue a mesma orientação NE-SW. Relevo ondulado. Os valores de K ressaltam em relação aos outros elementos. Pode estar

					relacionado aos quartzitos.
P	Ciano - Preto	Moderado	Baixo	Moderado	Domínio de relevo plano apresentando tons de ciano e contato com a planície de inundação do Rio Tocantins. 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, baixo valor de K e moderado de eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de crostas lateríticas.
R	Ciano	Moderado	Baixo	Moderado	Domínio apresenta relevo plano e rebaixado K em relação ao eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de crosta laterítica.



**Figura 4.4.** Domínios gamaespectrométricos da área do Projeto Monte do Carmo delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE). Destaca-se em amarelo a Subárea XVI.

#### 4.1.2. Geofísica da Subárea XVI

##### 4.1.2.1. Aerogamaespectrometria

As unidades litoestratigráficas que ocorrem na Subárea XVI têm grande representatividade nos dados gamaespectrométricos. A partir da composição ternária R (%K) G (eTh) B (eU) é possível delimitar grandes domínios (Figura 4.5).

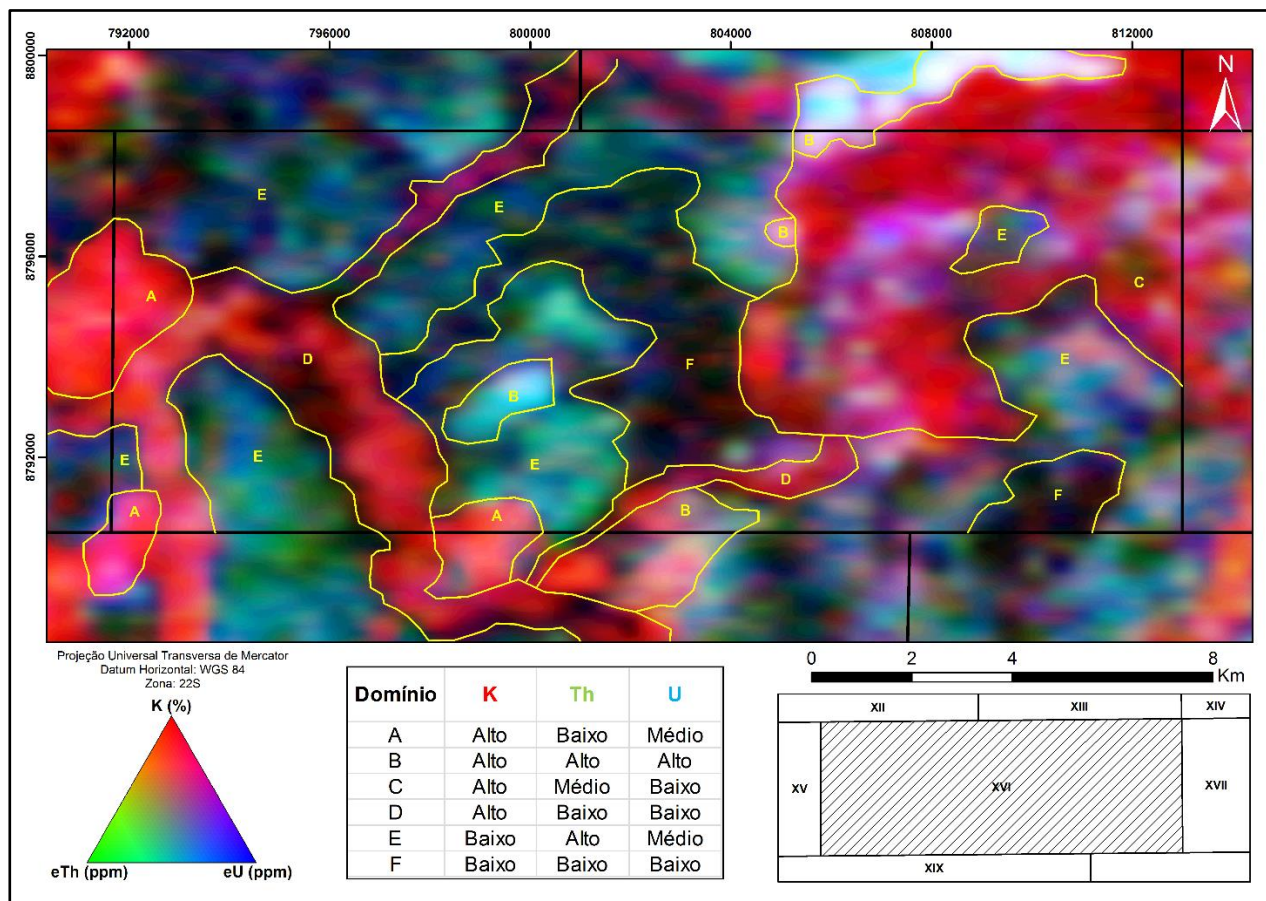
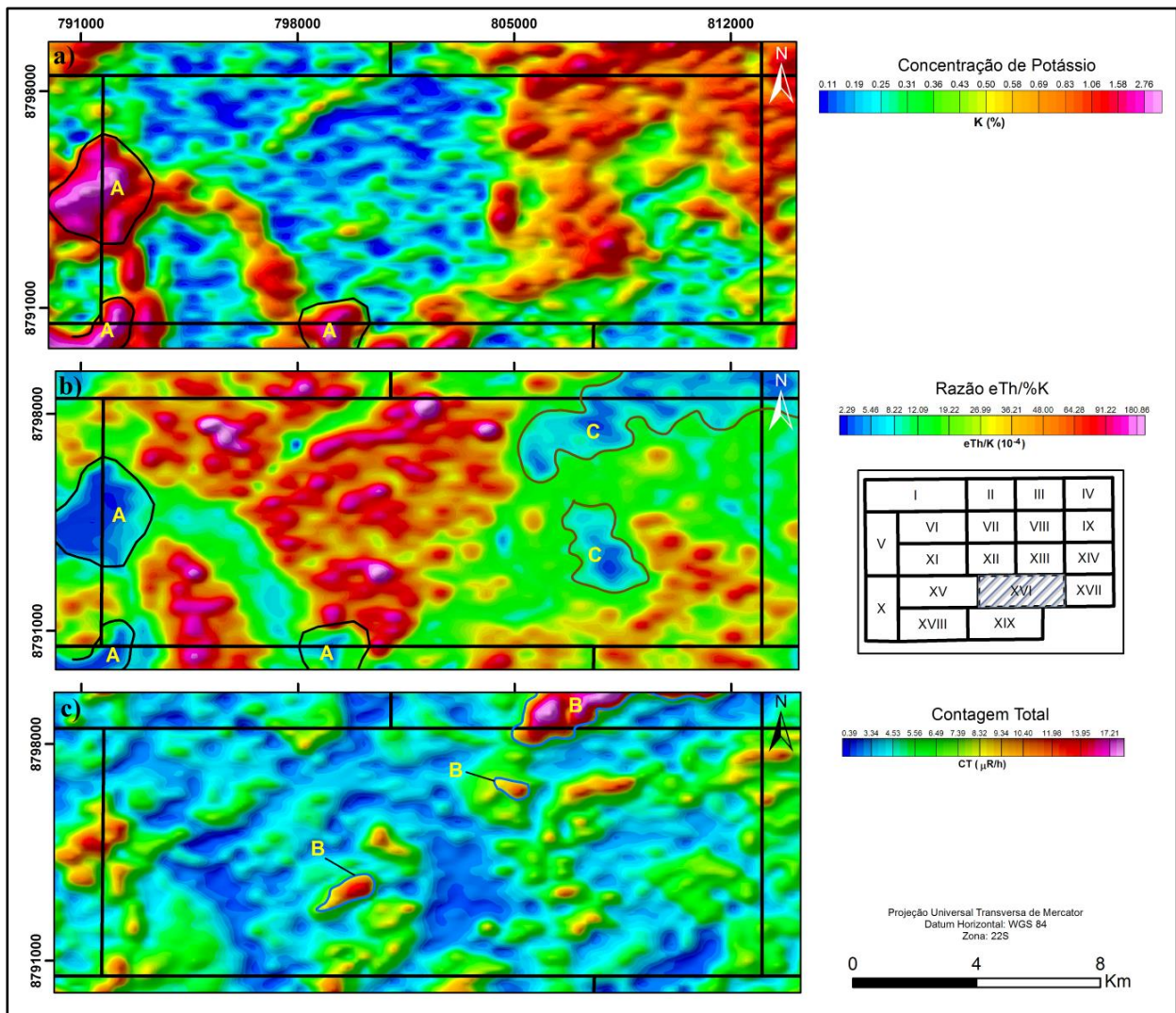


Figura 4.5. Composição R (%K) G (eTh) B (eU) na Subárea XVI e adjacências.

Dados de concentração de potássio, razão eTh/%K e contagem total podem ser usados para estabelecer padrões e quantificar a resposta gamaespectrométrica das unidades litoestratigráficas com valores genéricos (Figura 4.6).



**Figura 4.6.** Dados aerogamaespectrométricos na Subárea XVI e adjacências. **A.** Concentração de potássio. **B.** Razão eTh/%K. **C.** Contagem total.

Os domínios A e B representam a resposta de sienogranitos, biotita granitos, granodioritos e corpos vulcânicos ácidos. Há grande variação na resposta gamaespectrométrica entre as intrusões, levantando a questão se eles têm ligação subsuperficial ou não. Os corpos de coloração branca no dado RGB (domínio B) são facilmente identificados, enquanto que os corpos de coloração vermelha (domínio A) podem ser confundidos com a resposta dos demais domínios, porém a geometria semicircular a oval é suficiente para distingui-los (Figura 4.5). Os corpos avermelhados, domínio A, no dado RGB possuem pontos brancos, indicando maior diferenciação magmática em determinadas localidades. O domínio A apresenta os maiores valores de concentração de potássio, da ordem de 1.4 a 2.8 %K, configurando anomalias positivas (Figura 4.6A). O domínio A também é claramente observado com o dado de razão eTh/%K, apresentando-se como anomalias negativas, com valores de 2.2E-4 a 12.0E-4, dado o alto conteúdo de potássio e baixo conteúdo de tório (Figura 4.6B). O domínio B apresenta os maiores valores de contagem total, da ordem de 9 a 17.3  $\mu\text{R/h}$  (Figura 4.6C).

O domínio C corresponde a um pacote de rochas metassedimentares. Demonstra

resposta anômala positiva de potássio, com concentrações entre 0.5 a 1.1% (Figuras 4.5 e 4.6A). A anomalia positiva de potássio nesta unidade ocorre em virtude da presença de minerais como feldspato e muscovita nos quartzitos, xistos e metaconglomerados. A razão  $eTh/\%K$  marca bem as serras de rochas metassedimentares em razão do alto teor de potássio e baixo teor de tório. É possível notar a orientação SW-NE da anomalia na porção nordeste da Subárea XVI e a orientação N-S da anomalia na porção centro-leste da Subárea XVI (Figura 4.6B).

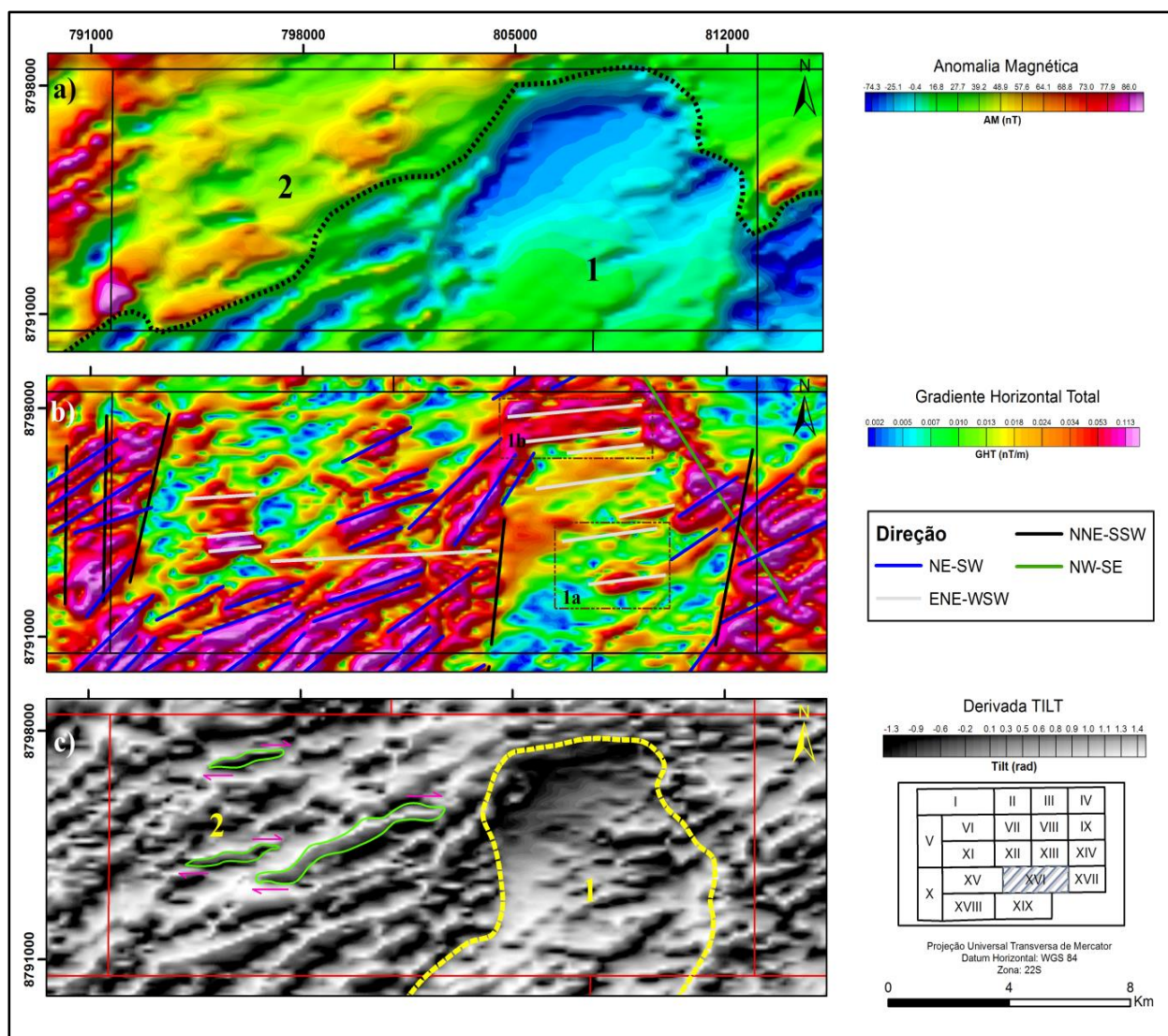
O domínio D abarca depósitos aluvionares recentes, também apresentando alta resposta no canal do potássio em virtude da erosão de minerais com potássio para estes depósitos. A diferença para os domínios A e C está em menores valores de concentração de urânio e geometria mais alongada, seguindo os principais cursos d'água (Figura 4.5).

O domínio E apresenta coloração ciano, com baixa resposta no canal do potássio e variações nos canais de urânio e tório (Figura 4.5). O domínio F retrata regiões com baixas respostas nos três canais RGB, resultando em tons de preto (Figura 4.5). Ambos os domínios retratam a resposta geofísica de coberturas lateríticas. No dado de razão  $eTh/\%K$  os domínios E e F apresentam-se como anomalias positivas, dado o alto teor de tório em comparação com o teor de potássio (Figura 4.6B).

#### 4.1.2.2. Aeromagnetometria

Os dados aeromagnéticos não representam diretamente as rochas aflorantes em superfície como os dados aerogamaespectrométricos. Os dados mostram uma associação de anomalias causadas por fontes profundas (baixas frequências) e fontes rasas (altas frequências), tornando a interpretação mais complexa e não conclusiva. Optou-se por analisar os seguintes produtos: campo magnético total ou anomalia magnética (AM), objetivando investigar grandes padrões de magnetização; gradiente horizontal total (GHT), objetivando observar as altas frequências e bordas de corpos causadores de anomalias; derivada TILT, visando localizar o centro das anomalias e associar as respostas de altas e baixas frequências, visto que esse produto posiciona a amplitude máxima da anomalia no centro da fonte e representa as fontes profundas e rasas de forma semelhante (Ferreira *et al.*, 2013 e Reis, 2016).

Com o dado de campo magnético total (Figura 4.7A) foi possível definir dois grandes domínios magnéticos: uma anomalia negativa com valores de -75 a +50 nT (1) e uma anomalia positiva com valores de +50 a +90 nT (2). Essas grandes anomalias apresentam baixas frequências e são relacionadas a fontes profundas. A região com valores mais negativos do domínio 1 (-75 a 0 nT) coincide espacialmente, em parte, com o domínio C dos dados aerogamaespectrométricos (Figuras 4.5 e 4.6B), caracterizando a resposta magnética do pacote de rochas metassedimentares que ocorre nessa localidade.



**Figura 4.7.** Dados aeromagnetométricos na Subárea XVI e adjacências. a) Campo magnético total / Anomalia magnética. b) Gradiente horizontal total. c) Derivada TILT.

Quatro orientações de magnetização são observadas no dado de gradiente horizontal total (Figura 4.7B) na Subárea XVI e adjacências: 1) NE-SW, com alta densidade de lineamentos em direção azimutal entre 25 e 60°; 2) ENE-WSW, com média densidade de lineamentos em direção azimutal entre 80 e 90°; 3) NNE-SSW, com baixa densidade de lineamentos em direção azimutal entre 0 e 15°; 4) NW-SE, com densidade de lineamentos muito baixa em direção azimutal de 330°.

A família de lineamentos NE-SW é recorrente em toda a área do Projeto Monte do Carmo, sendo interpretada como falhas e reativações do Lineamento Transbrasiliiano, com forte associação com terrenos graníticos na Subárea XVI. A família ENE-WSW tem expressão em superfície dentro do domínio 1. No subdomínio 1a a direção ENE-WSW da anomalia positiva é causada pela presença de zonas de cisalhamento. No subdomínio 1b a direção das anomalias positivas é causada por soleiras que ocorrem com direção aproximadamente E-W encaixadas de forma concordante com a foliação regional de rochas metassedimentares. A família NNE-



SSW limita a família principal NE-SW, geralmente em bordas de grandes anomalias positivas; geologicamente essa família pode ser interpretada como limites em subsuperfície dos corpos graníticos. A família NW-SE aparenta ser o lineamento de formação mais recente entre os quatro analisados; é associado a diques máficos que afloram nas Subáreas XIII e XVII.

Os grandes domínios magnéticos sob a visão do dado de derivada TILT (Figura 4.7C) têm seus limites modificados entre si. Isso ocorre, pois, o dado de derivada TILT mostra as baixas e altas frequências de forma semelhante (Reis, 2016), de modo que os domínios 1 e 2 demarcados na Figura 4.7C representam uma coadunação de fontes profundas e rasas. No limite oeste entre os domínios 1 e 2 ocorrem brechas de falha que, aliado com um forte contraste magnético, permite delimitar uma falha normal em direção NNE-SSW. É possível notar a presença de sigmóides de escala quilométrica com topo para ENE no domínio 2, evidenciando uma cinemática dextral para tais estruturas.

#### 4.1.2.3. Gamaespectrometria terrestre

Foi realizado um perfil gamaespectrométrico de aproximadamente 1,3 km com espaçamento de obtenção de dados de 300 m. Para tal, foi utilizado um gamaespectrômetro. As medições radiométricas foram tomadas em granitos, milonitos, quartzitos e diabásios nos pontos de campo 56, 58, 59 e 60 (Tabela 4.3 e Figura 4.8). Os dados radiométricos pontuais foram interpolados pelo método de krigagem, resultando em um mapa de contorno (Figura 4.8).

**Tabela 4.3.** Contagens radiométricas dos pontos amostrados em campo.

PONTO	LITOLOGIA	%K	eU (ppm)	eTh (ppm)	CT (CPS*)
56	Biotita Granito	5,5	18,0	45,0	840
58	Biotita Granito	5,0	6,0	30,0	530
59a	Milonito	3,5	3,0	27,0	340
59b	Quartzito	0,5	1,5	2,0	95
60	Diabásio	0,2	0,8	4,5	70

\*Contagem por segundo.

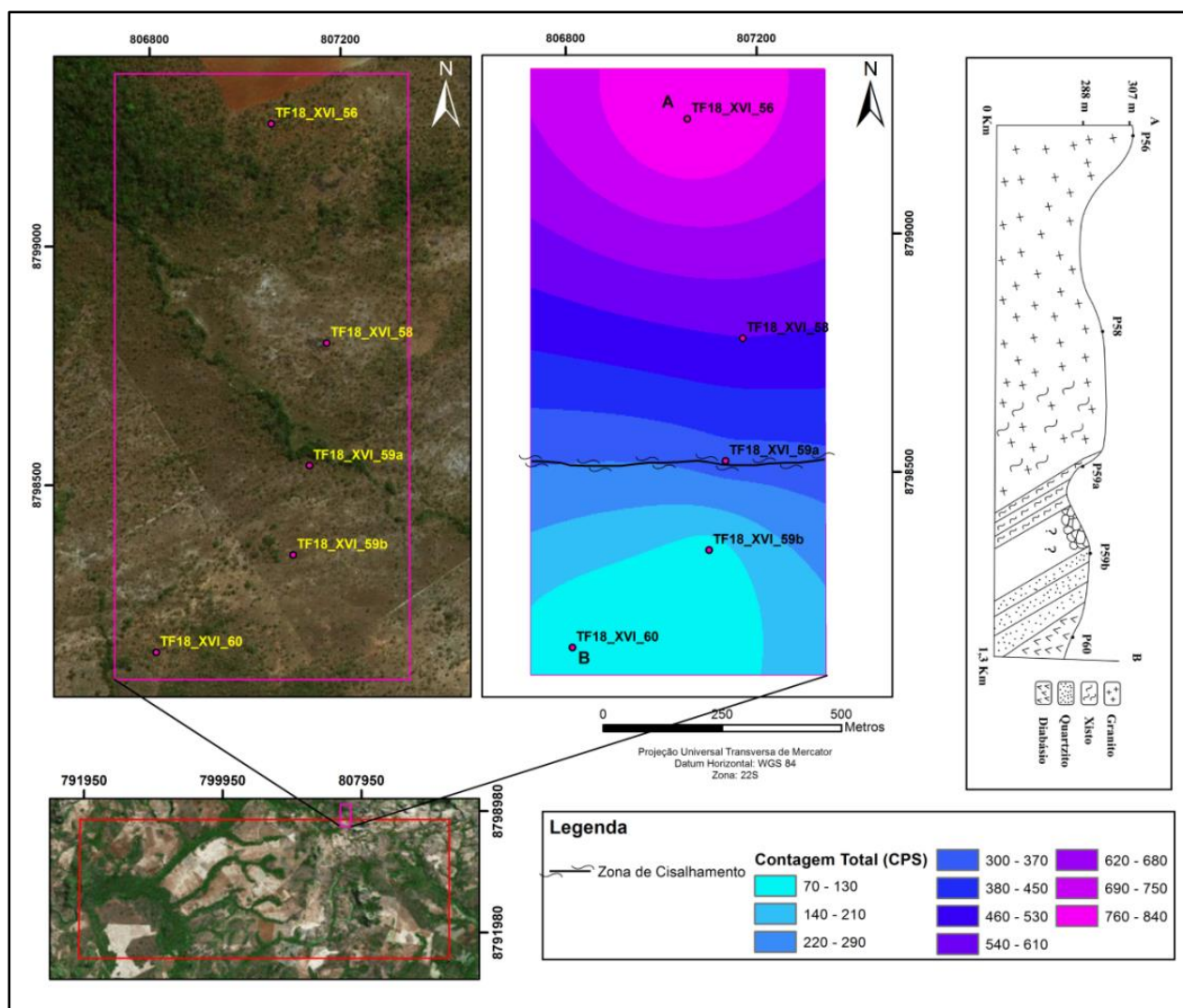


Figura 4.8. Localização dos pontos amostrados e medidas radiométricas em CPS.

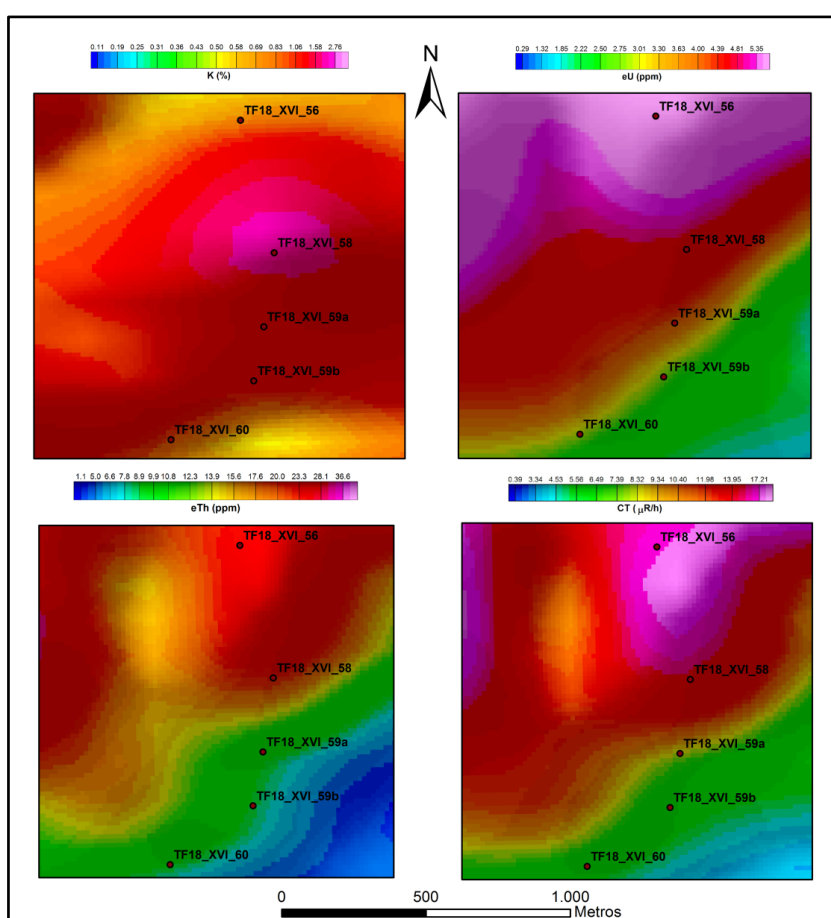
Do ponto 56 ao 59a nota-se uma expressiva diminuição da contagem total de 840 para 340 CPS, passando por 530 CPS no ponto 58. Essa diminuição ocorre em direção a zona de cisalhamento, a sul, que afeta a borda do corpo granítico. Dessa forma, a deformação é apontada como responsável pela diminuição da radiação emitida pela litologia. A contagem de 340 CPS para o milonito, inclusive, foi um dos fatores que levou a interpretação de seu protolito como granito. O padrão de diminuição da contagem continua até o ponto 60, mas não em função de deformação imposta e sim em função da mudança do litotipo. Entre os pontos 56 e 59a também ocorre a diminuição da razão U/Th, indicando maior lixiviação de urânio com relação ao tório conforme aproxima-se da zona de cisalhamento.

Foram obtidas as concentrações de K, U e Th dos pontos 56, 58, 59 e 60 a partir do dado aerolevantado (Tabela 4.4 e Figura 4.9).

Com os dados amostrados com o gamaespectômetro é viável realizar uma calibração dos dados aerogamaespectrométricos relacionando a Tabela 4.3 com a Tabela 4.4.

**Tabela 4.4.** Contagens radiométricas a partir de dados aerogamaespectrométricos.

PONTO	LITOLOGIA	%K	eU (ppm)	eTh (ppm)	CT (μR/h)
56	Biotita Granito	0,78	5,50	25,00	17,30
58	Biotita Granito	2,80	4,60	22,00	14,00
59a	Milonito	1,15	4,10	11,00	8,40
59b	Quartzito	1,10	2,90	8,50	6,50
60	Diabásio	0,75	3,05	9,00	6,30



**Figura 4.9.** Pontos amostrados sobrepostos aos dados aerogamaespectrométricos de %K, eU, eTh e CT.

Comparando as Tabelas 4.3 e 4.4 nota-se que, embora a unidade da contagem total não seja a mesma, o padrão de diminuição entre os pontos 56 e 59a se mantém. As concentrações de eU e eTh dos dados aerolevantados apresentam o mesmo padrão com os dados medidos em campo. A concentração de potássio, porém, não apresenta relação com os dados medidos, uma vez que para o biotita granito e para o milonito o dado aerolevantado mostra maior %K e para quartzito e diabásio mostra menor %K. O padrão de diminuição da razão U/Th se mantém apenas para os pontos 56 e 58, aumentando no ponto 59a.

Desse modo, as informações de gamaespectrometria aerolevantadas são confiáveis apenas para estabelecer padrões, pelo menos no que tange aos dados de eU, eTh e CT. Tais dados não são úteis para obtenção de valores pontuais de concentração desses elementos. Isso ocorre devido a baixa resolução do aerolevanteamento em comparação com o levantamento de campo e ao grande tamanho do pixel, de modo que os valores mostrados nos dados são obtidos e calculados para uma mistura de materiais.

#### 4.2. LITOESTRATIGRAFIA

A partir dos trabalhos de campo, produtos geofísicos, de sensoriamento remoto e das análises petrográficas foi confeccionado o Mapa Geológico Integrado (Anexo B) e a coluna estratigráfica da Subárea XVI do Projeto Monte do Carmo (Figura 4.10).

O seguinte capítulo abrange as unidades litoestratigráficas mapeadas na Subárea XVI, sendo representadas pelas: Suíte Santa Rosa, Suíte Ipueiras, Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada e Diques e Soleiras Básicas, apresentadas no mapa e nos perfis geológicos (Figura 4.11). São descritos aspectos gerais como distribuição geográfica e padrão de afloramento e, em detalhe, aspectos petrográficos macro e microscópicos com o objetivo de discriminar variações faciológicas dentro de cada unidade.

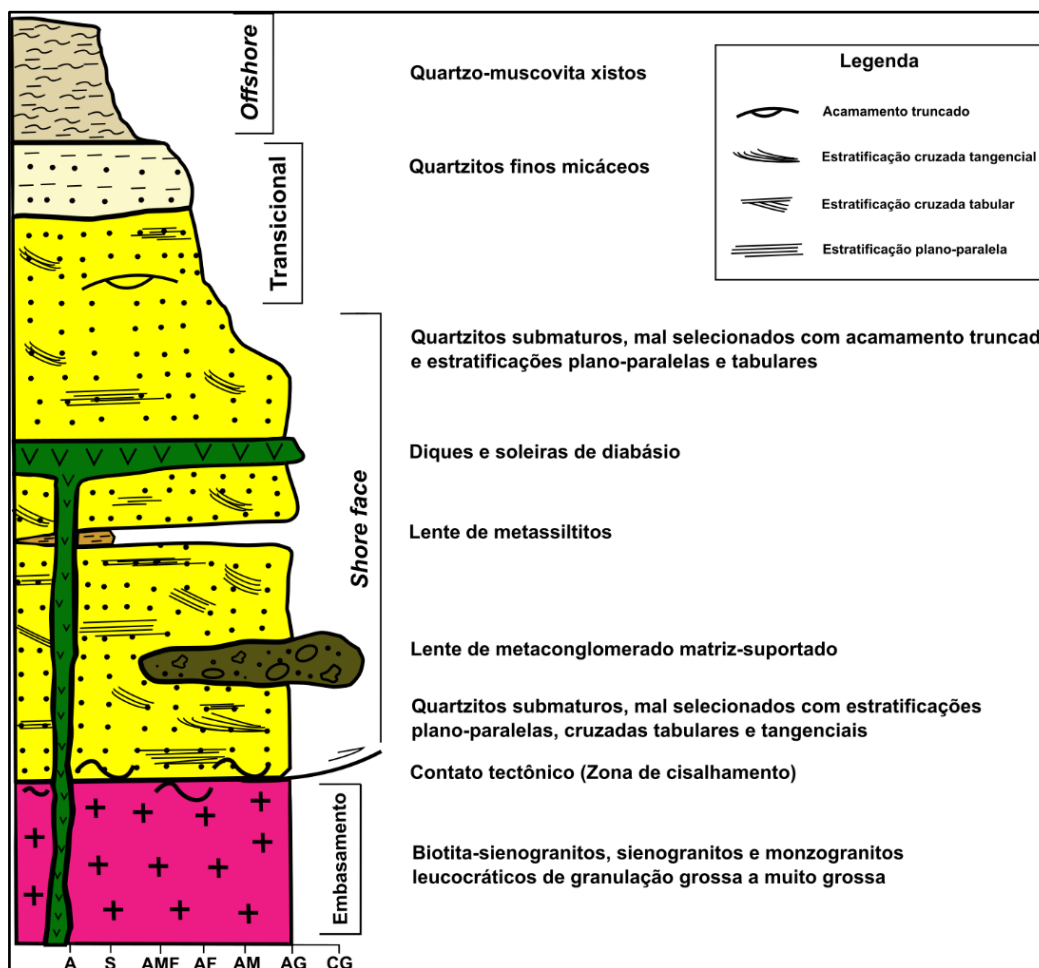
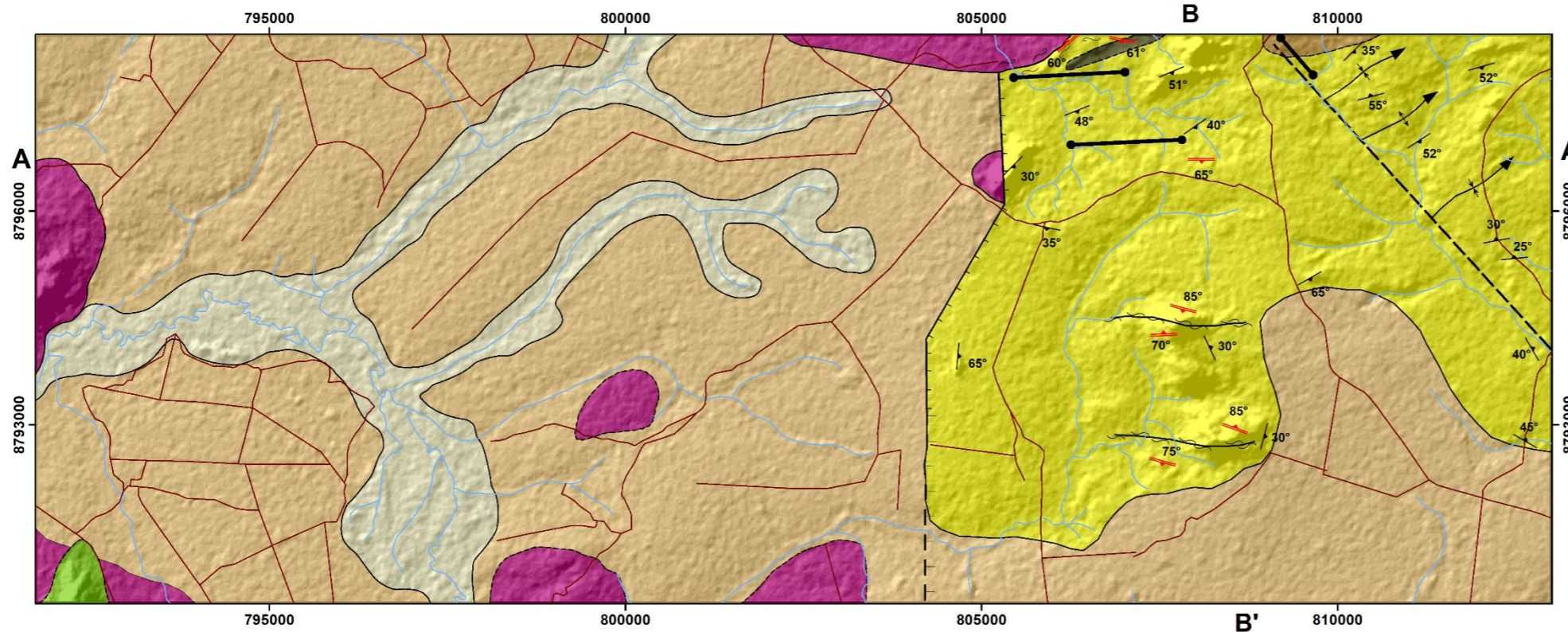


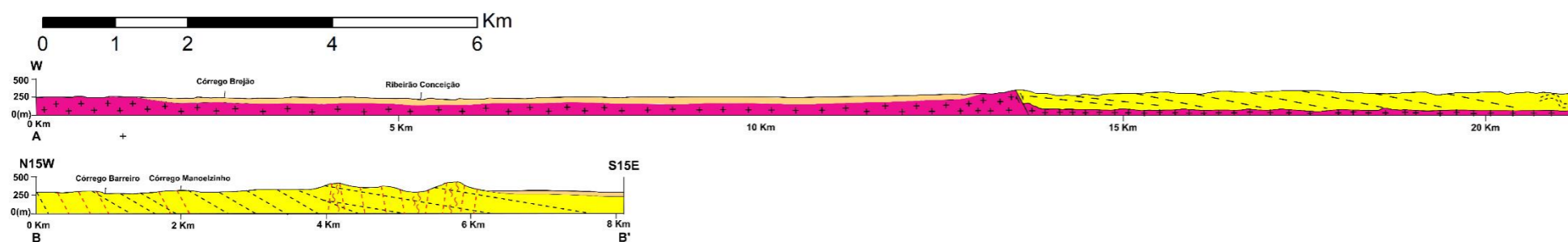
Figura 4.10. Esquema da coluna estratigráfica da Subárea XVI do Projeto Monte do Carmo.



# MAPA GEOLÓGICO SUBÁREA XVI - PROJETO MONTE DO CARMO

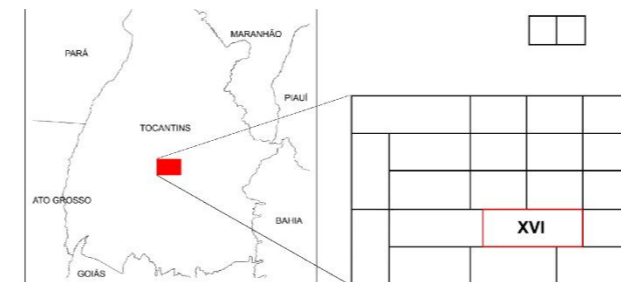


Legenda			
ERA	PERÍODO	IDADE M.a.	Unidades Litoestratigráficas
Fanerozoico	Cenozoico	Neógeno	NQa Depósitos aluvionares
			NQdl Depósitos detrítico-lateríticos
Mesozoico	Jurássico Triássico	23,5	db Diques e soleiras básicas (diabásio)
			200
Proterozoico	Riáciano	2050	Pi Fácies metasedimentar: Metaconglomerados polimíticos, quartzitos feldspáticos, quartzitos micáceos, metassiltitos e quartzo-muscovita xistos
			Suite Ipueiras PP3B(p) Biotita sienogranitos, biotita monzogranitos e sienogranitos



PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR  
Datum Horizontal: WGS84  
Zona 22S

MAPA GEOLÓGICO - 1:50.000  
PROJETO MONTE DO CARMO - 2018  
SUBÁREA XVI  
Equipe:  
Drielly Souza Rodrigues  
Edgar Henrique Batista Torres  
Mateus Pereira Rodrigues Borges

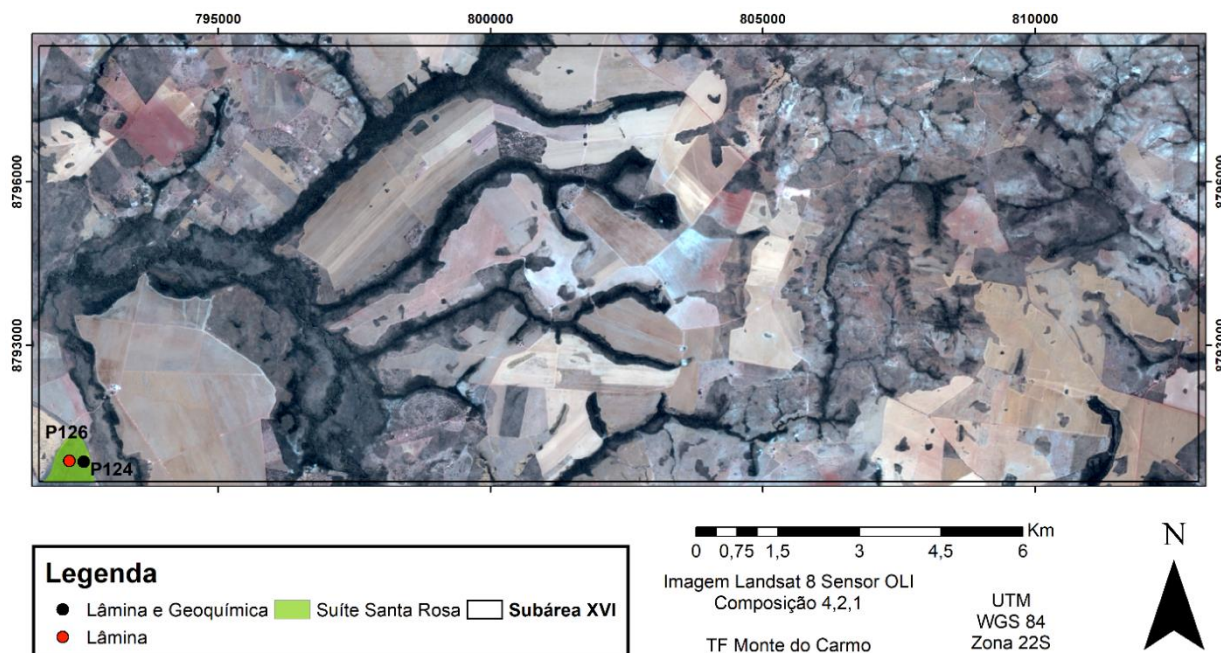


- Foliações**
- Foliação regional
  - Foliação milonítica
- Contatos**
- Definido
  - Inferido
- Estruturas**
- ↔ Zona de Cisalhamento Sinistral
  - ↔ Zona de Cisalhamento Indiscriminada
  - Eixo Anticlinal
  - Eixo Sinclinal
  - ↘ Falha Normal
  - ↘ Falha Normal Inferida
  - ↘ Falha Indiscriminada
- Convenções cartográficas**
- Estrada
  - Drenagens

Figura 4.11. Mapa geológico da Subárea XVI.

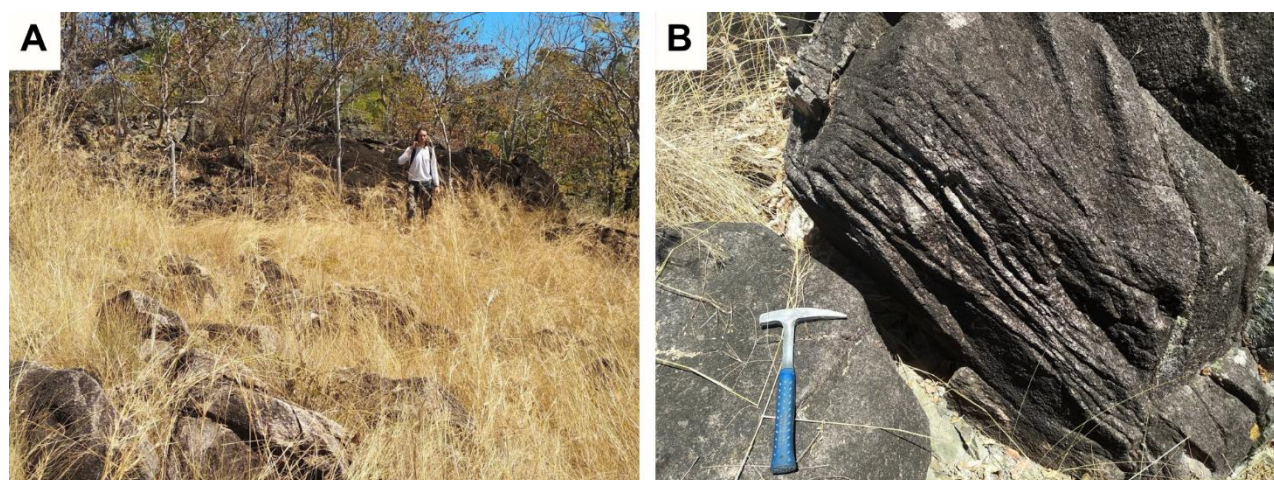
#### 4.2.1. SUÍTE SANTA ROSA

A Suíte Santa Rosa ocorre restrita ao centro (ponto 47) e ao extremo sudoeste da área (pontos 124, 125, 126) (Figura 4.12). Os afloramentos se encontram associados aos corpos graníticos da Suíte Ipueiras, porém as relações de contato não são observadas. Em conjunto com os corpos graníticos, representam o embasamento da Subárea XVI.



**Figura 4.12:** Área mapeada correspondente à Suíte Santa Rosa da Subárea XVI do Projeto Monte do Carmo em verde. Destacam-se de preto os pontos em que foram confeccionadas lâminas delgadas e de amarelo os pontos que foram realizadas tanto lâminas delgadas quanto análises geoquímicas.

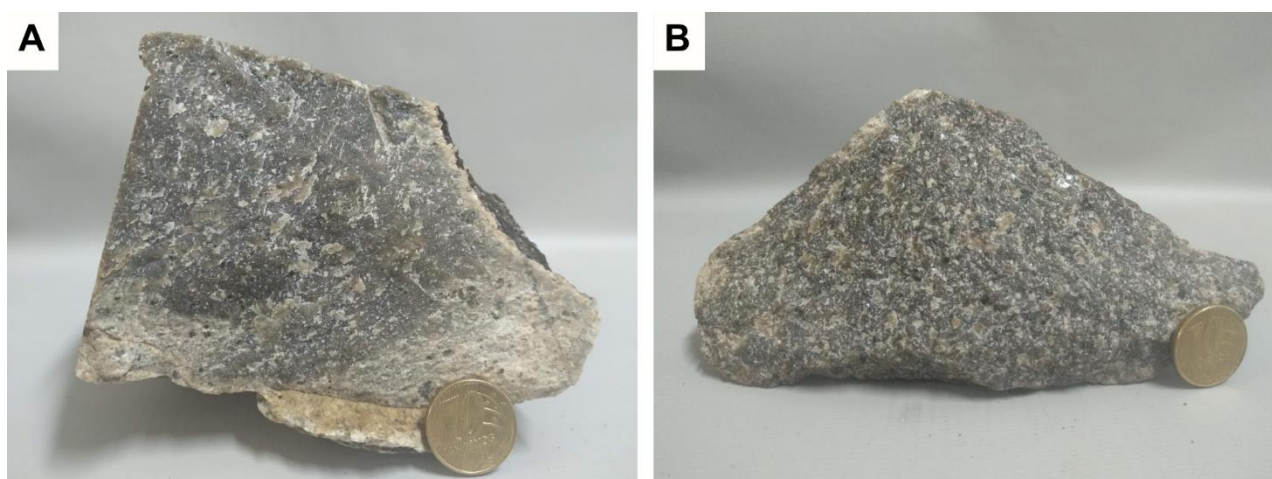
Os afloramentos ocorrem em regiões elevadas, na encosta de morros, na forma de grandes lajedos de até dez metros de comprimento, matacões métricos e blocos rolados decimétricos. (Figuras 4.13A e B). Em escala macroscópica os afloramentos aparentam ter pouca variação mineralógica, porém apresentam variações texturais e estruturais.



**Figura 4.13A.** Afloramento em blocos e lajedos de rocha vulcânica ácida da Suíte Plutono-Vulcânica Ipueiras no ponto 124. **B.** Matacões de rocha vulcânica ácida localmente milonitizados no ponto 125 da Subárea XVI.

Boa parte da composição mineralógica observada em campo é de difícil distinção em função da granulação fina da rocha. Foram identificados feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita e clorita imersos em uma matriz acinzentada afanítica. Pontualmente ocorrem domínios com maior concentração de biotita (até 10%) observados no ponto 124. Nesse domínio rico em mineral máfico há presença de minerais magnéticos associados, possivelmente magnetita.

Texturalmente, nota-se uma variação da granulação em diferentes blocos do mesmo corpo. Os afloramentos mais próximos da borda do corpo apresentam granulação muito fina a média e textura subfanerítica e porfírica. (Figura 4.14A). Os afloramentos mais ao centro do corpo apresentam-se com granulação média equigranular e com textura fanerítica (Figura 4.14B). No mesmo corpo é possível observar zonas de cisalhamento centimétricas a métricas, com até 5 metros de espessura. Elas afetam a rocha localmente, gerando estruturas planares visíveis em afloramento (Figura 4.13A e B).

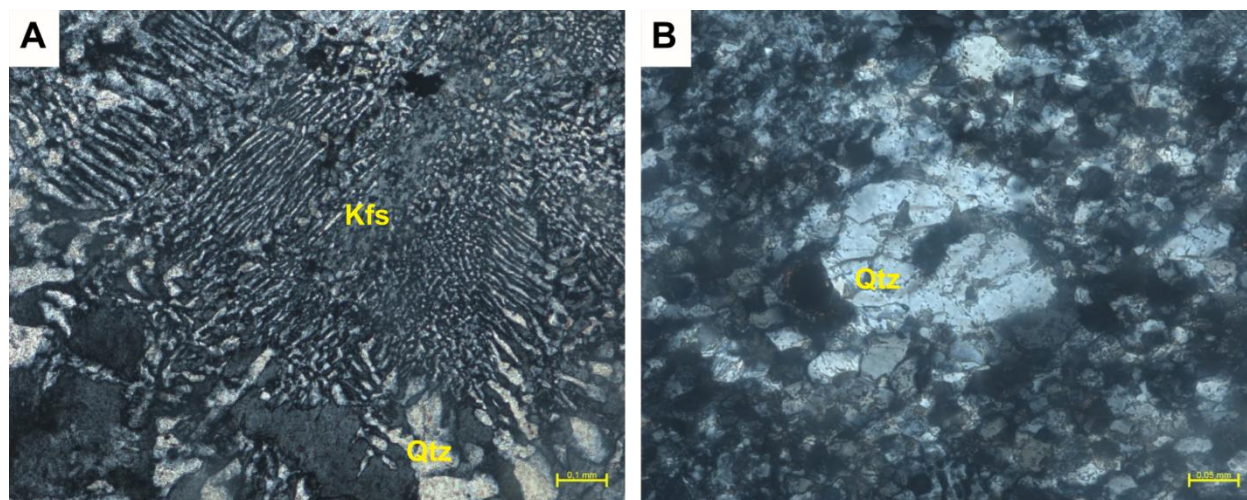


**Figura 4.14A.** Riolito porfírico do ponto 124. **B.** Riolito de granulação média equigranular do ponto 125 da Subárea XVI.

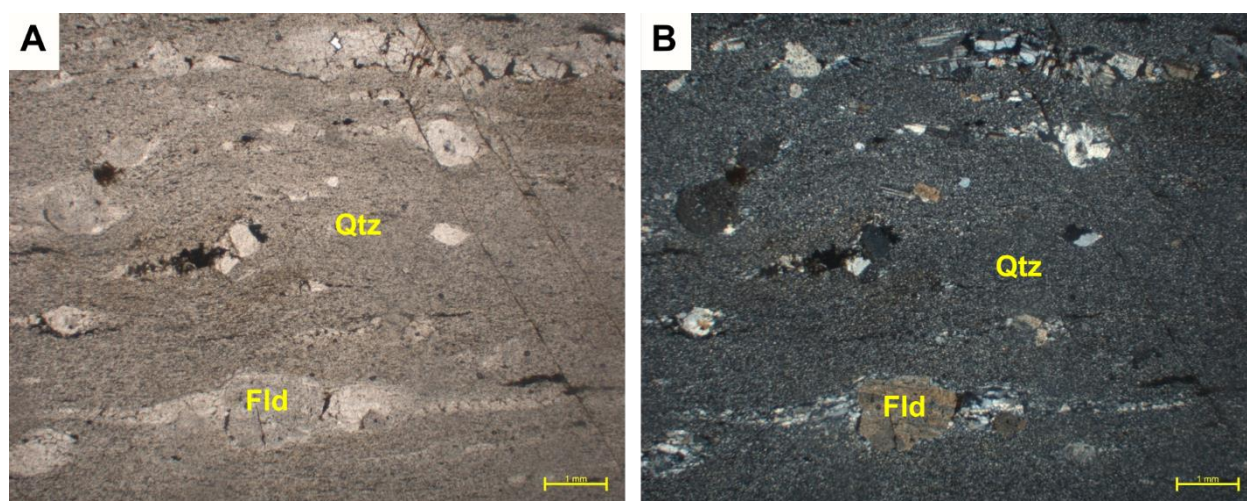
Microscopicamente na amostra TF18\_XVI\_124 pode-se observar granulação fina a grossa e textura, predominante, porfírica. Localmente ocorrem texturas granofíricas/micrográficas em meio ao feldspato potássico e golfos de corrosão em cristas de quartzo (Figura 4.15.A e B) (Anexo C). A partir da análise microscópica da amostra TF18\_XVI\_124 identificou-se como minerais essenciais feldspato potássico (45%), quartzo (25%), plagioclásio (albita) (10%) e biotita (anita) (7%) e como minerais acessórios minerais opacos (magnetita e pirita) (8%), titanita (3%) e fluorita (<1%). Os minerais secundários são calcita (1%) e clorita (<1%).

Na amostra TF18\_XVI\_126, afetada por milonitização, foram identificados como minerais essenciais quartzo (62%), feldspato potássico (15%), plagioclásio (10%) e minerais acessórios opacos (2%), biotita (1%), zircão (<1%). Os minerais secundários são clorita (3%), sericita (3%), oxi-hidróxidos de ferro preenchendo fraturas (2%) e epidoto (1%). Devido ao processo de milonitização as texturas ígneas não se preservaram. Entre as microestruturas encontradas na

seção delgada, destacam-se os porfiroclastos de quartzo e dos feldspatos (potássico e albita) rotacionados em meio a matriz quartzosa recristalizada (Figura 4.16A e B) (Apêndice B).



**Figura 4.15.** Fotomicrografia da amostra TF18\_XVI\_124. **A.** Textura granofírica/micrográfica obtida no aumento de 10X. **B.** Golfo de corrosão em grão de quartzo obtida na lente de aumento de 20X.



**Figura 4.16A e B.** Porfiroclastos de feldspato em matriz quartzosa da amostra TF18\_XVI\_126 obtida na lente de aumento de 2,5X.

Análises de EDS foram realizadas na amostra TF18\_XVI\_124, onde foram realizados dois testes em seis pontos principais da seção delgada (Figura 4.17A e B) (Anexo E).

No primeiro teste os pontos mais representativos são o 002 e o 005. O ponto 002 teve como alvo um cristal de plagioclásio, onde obteve-se altos valores de oxigênio (O), silício (Si), sódio (Na) e alumínio (Al), que pode ser interpretado como albita com pouco ou nenhum cálcio. No ponto 005 o alvo foi um cristal de biotita, que revelou altos valores de ferro (Fe), oxigênio (O) e potássio (K), indicando a ocorrência de biotita rica em ferro (anita) e magnetita.

No segundo teste o ponto 001 revelou a presença de fluorita, apresentando assinaturas de cálcio (Ca) e flúor (F).



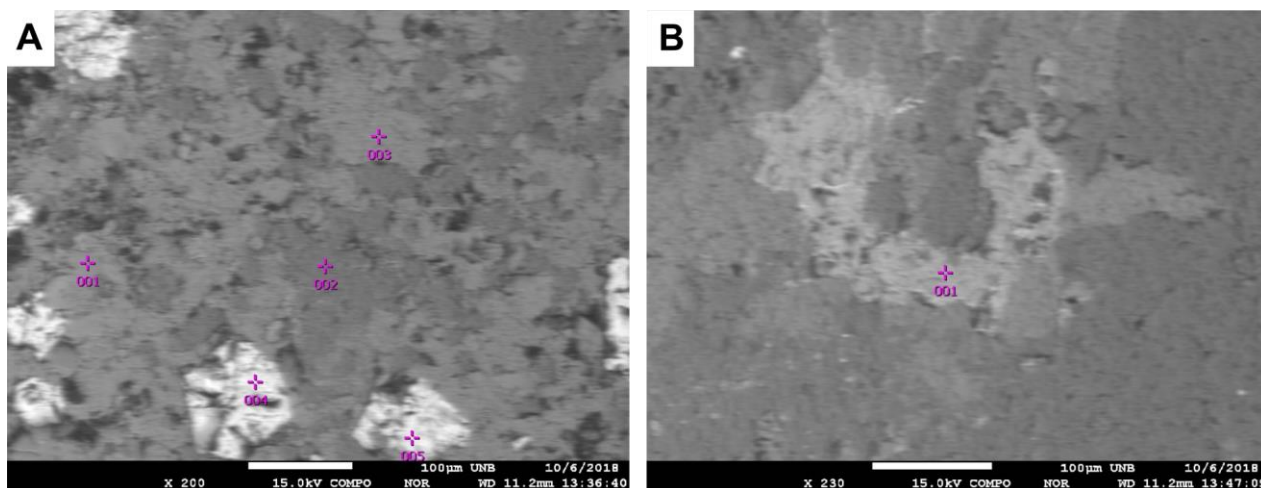


Figura 4.17. Análises de EDS. A. Primeiro teste- pontos 001, 002, 003, 004 e 005 B. Segundo teste- ponto 001.

#### 4.2.2. SUÍTE IPUEIRAS

A Suíte Ipueiras compreende porções aflorantes de um corpo granítico que ocorrem na porção oeste e central da área sob a forma de *stocks* de geometria semicircular e diâmetro de até 2 km. Junto com a Suíte Santa Rosa compõe o embasamento da Subárea XVI (Figura 4.18). As maiores porções aflorantes da unidade associam-se a um relevo ondulado enquanto que as menores são associadas a um relevo suave ondulado. A suíte apresenta alta resposta nos dados aeromagnéticos e alta concentração de potássio nos dados aerogamaespectrométricos; altas concentrações de urânio e tório são restritas a porções específicas (vide seção 4.1.2 – Geofísica da Subárea XVI).

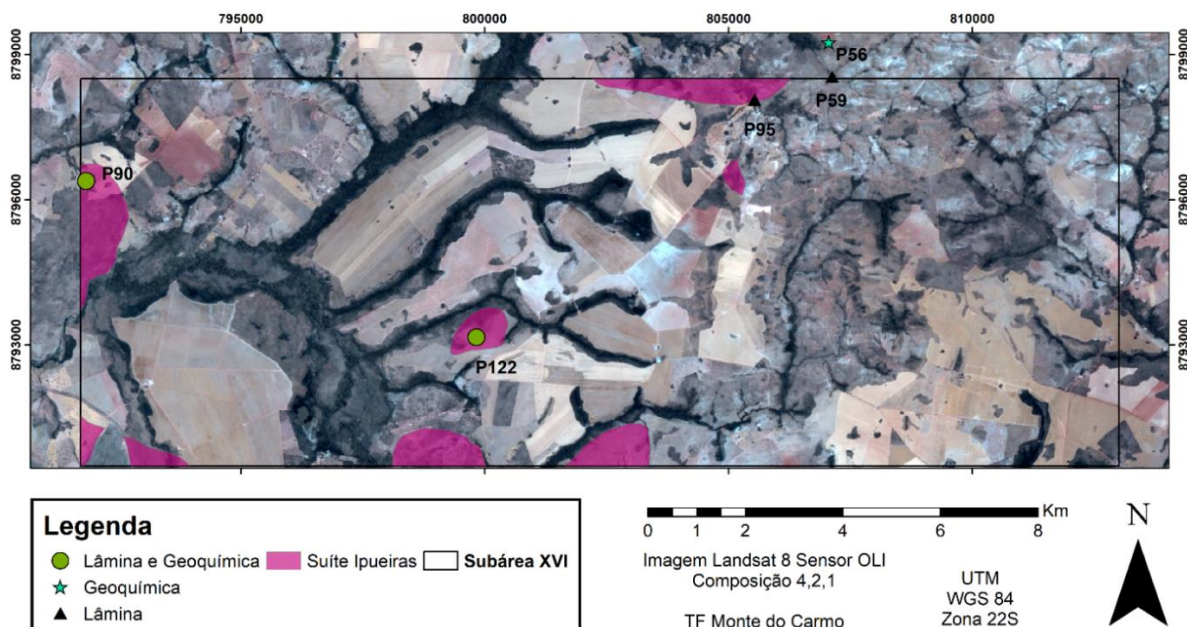
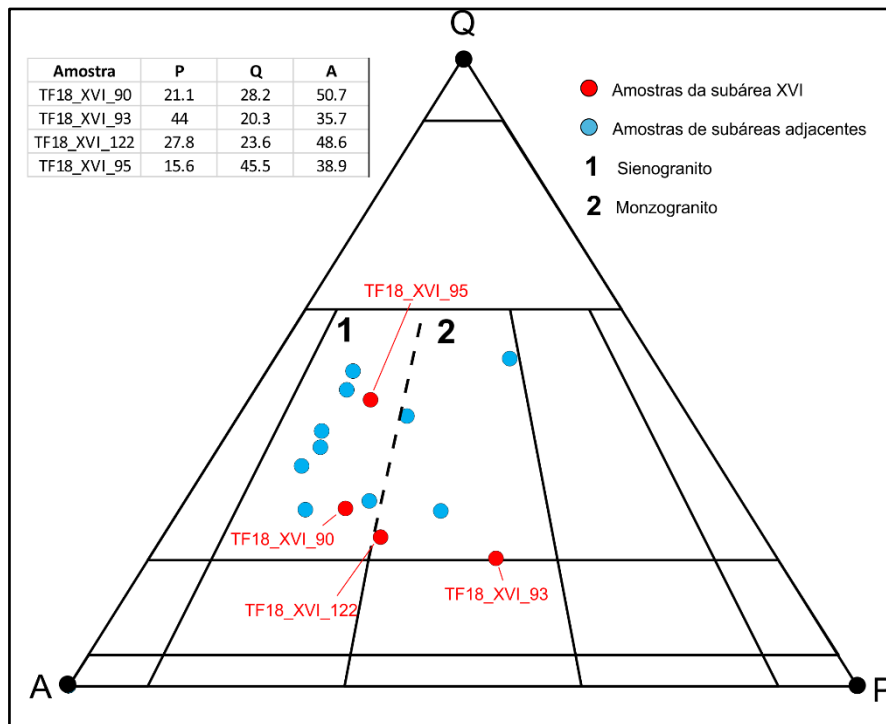


Figura 4.18. Área mapeada correspondente à Suíte Ipueiras na Subárea XVI. Destacam-se em preto os pontos em que foram confeccionadas lâminas delgadas, em azul os pontos em que foram realizadas análises geoquímicas e em verde os pontos em que foram feitas tanto lâminas delgadas quanto análises de geoquímica.

Geralmente o corpo está em contato lateral com crostas lateríticas, possivelmente derivadas da própria unidade e preservadas em superfícies erosivas. Os demais contatos,

também lateralmente, são com rochas metassedimentares, majoritariamente quartzitos. O contato lateral do embasamento com rochas supracrustais é tectônico, com presença de zonas de cisalhamento e falhas normais. É possível observar as rochas metassedimentares sobrepostas aos granitos em zonas de cisalhamento nas bordas do corpos intrusivo, a nordeste da área. Uma vez que a milonitização localizada é responsável pela gênese de foliação milonítica e cominuição dos granitos, a relação de contato aflora de forma facilitada. No interior das intrusões graníticas ocorrem blocos de riolitos da Suíte Santa Rosa.

As rochas plutônicas ácidas são representadas por biotita sienogranitos, sienogranitos, biotita monzogranitos e monzogranitos (Figura 4.19).



**Figura 4.19.** Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para 14 lâminas da Subárea XVI e Subáreas adjacentes da Suíte Ipueiras. A distribuição de pontos aponta para composição de sienogranito e monzogranito.

Essas rochas são leucocráticas e apresentam granulação grossa a muito grossa (Figuras 4.20A e 4.20B). Os litotipos possuem magnetismo e frequentemente os feldspatos potássicos são rosas, ambos os fatores indicando um magma parental oxidado para a gênese destas rochas. A partir da análise petrográfica observa-se o predomínio das texturas intergranular e fanerítica, com variação no tamanho dos cristais de equigranular a inequigranular, quando há textura porfirítica. Os fenocristais de feldspato potássico, maior componente na proporção modal dos granitos, têm tamanho de até 5 mm, possuem morfologia retangular euédrica e são afetados por uma sericitização parcial e argilização (Figura 4.20B).



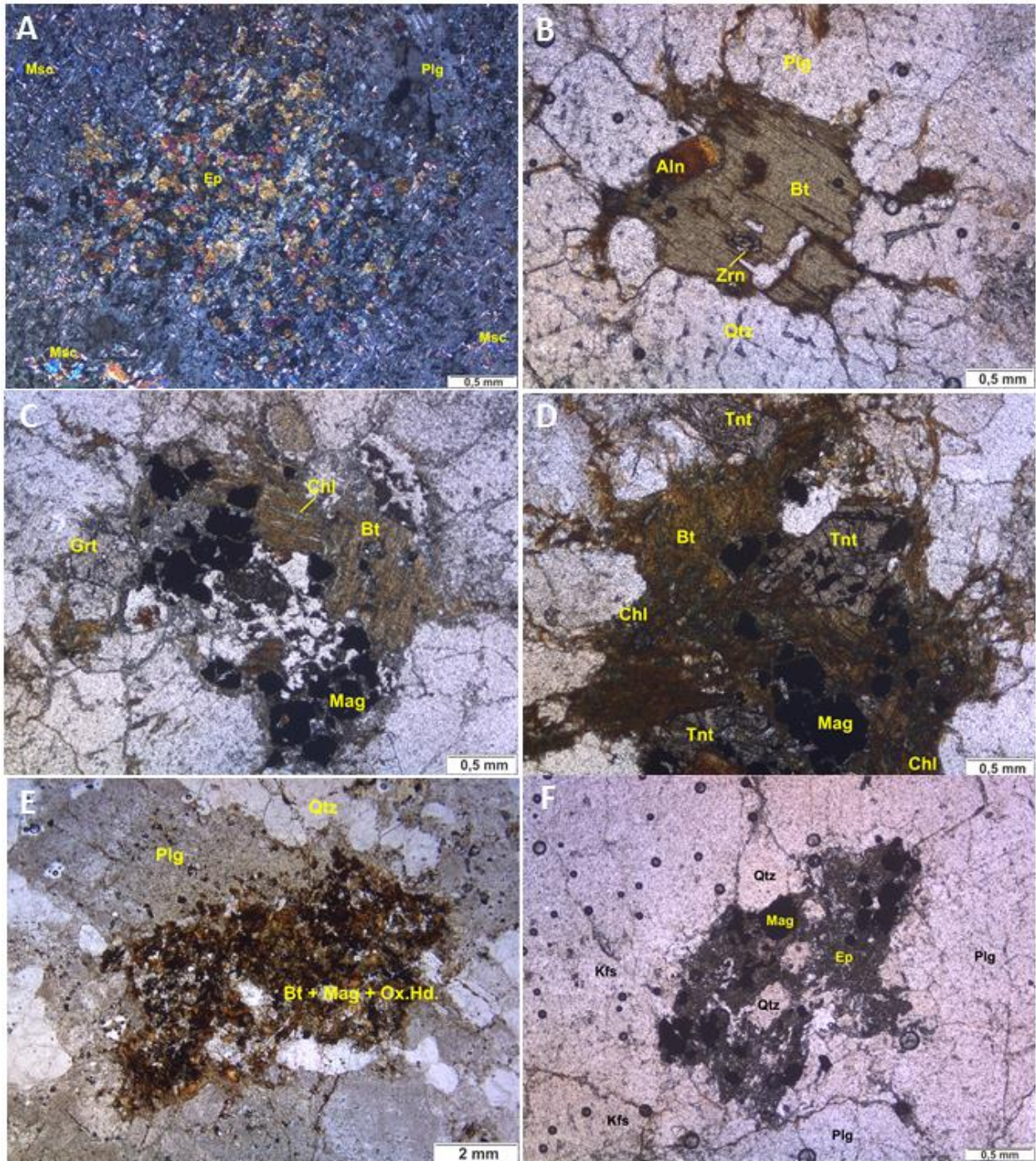
**Figura 4.20A.** Biotita sienogranito com granulação grossa, índice de cor leucocrático e aglomerado de biotita. Amostra TF18\_XVI\_74. **B.** Argilização de granito. Amostra TF18\_XVI\_93.

Os fenocristais de plagioclásio são albita, com teor próximo a An05, e tamanho de até 4 mm; são afetados por saussuritização, argilização e intensa sericitização (Figura 4.21A). Embora o teor aferido do plagioclásio pelo método michel-lévy seja albita, ele está alterado e descalcificado. O teor aferido não reflete idealmente a composição original de cristalização; considera-se o plagioclásio original como oligoclásio. O quartzo apresenta-se anédrico a subédrico, comumente com extinção ondulante; ocorrem tanto fenocristais com tamanho de até 3 mm quanto cristais de até 0,3 mm que preenchem fraturas em feldspatos. A biotita mostra-se geralmente com hábito lamelar e raramente euédrica (Figura 4.21B), com tamanho até 1,5 mm; frequentemente ocorre entre os fenocristais, evidenciando sua gênese tardia, e mostram-se cloritizadas.

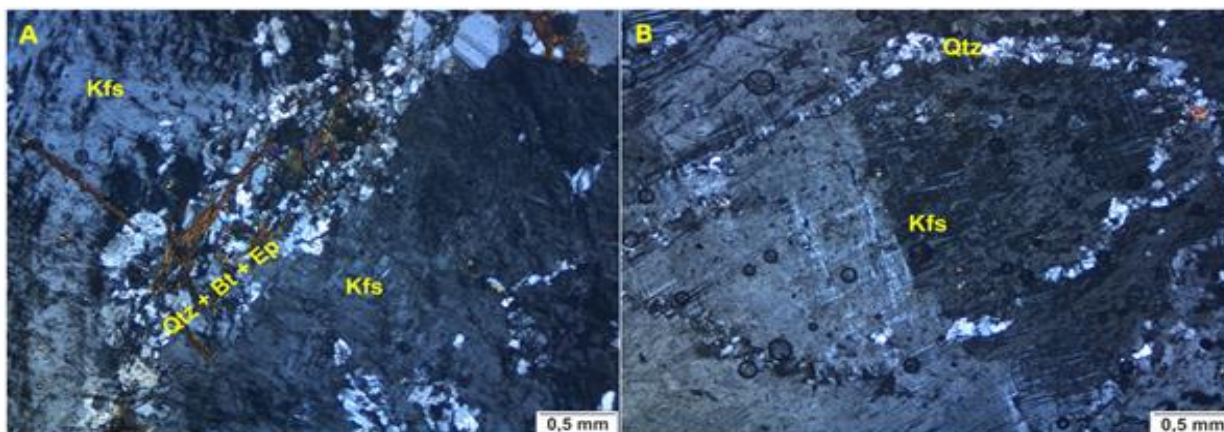
Entre os fenocristais de minerais félsicos ocorrem aglomerados poliminerálicos compostos principalmente de minerais máficos, tardios na cristalização magmática, como também minerais acessórios e secundários (Figuras 4.21C, D e E). Incluem biotita, magnetita, titanita, allanita, epidoto, fluorita, granada, clorita e oxi-hidróxidos de ferro.

Ocorrem aglomerados de epidoto formados a partir da alteração de cristais de plagioclásio e posterior remobilização para pontos específicos da rocha (Figura 4.21F), indicando a atuação de percolações, seja por fluidos magmáticos residuais seja por fluidos hidrotermais.

Algumas feições deformacionais são evidentes em lâmina petrográfica. Fraturas em fenocristais de feldspatos preenchidas por oxi-hidróxidos de ferro e quartzo fino são frequentes (Figura 4.22A). Usualmente a borda de fenocristais é constituída por cristais de granulação fina. Raramente nota-se a gênese de cristais de granulação fina no interior dos fenocristais, com disposição geométrica paralela à borda do fenocristal (Figura 4.22B).



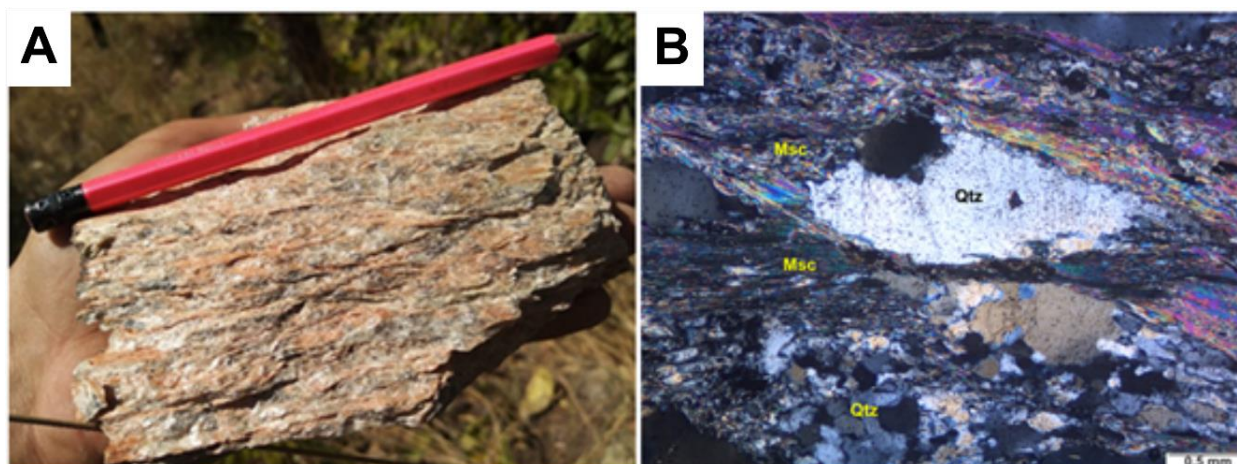
**Figura 4.21.** A. Fotomicrografia da amostra TF18\_XVI\_122 demonstrando as alterações de epidotização e sericitização em fenocristal de plagioclásio. B. Fotomicrografia da amostra TF18\_XVI\_122 demonstrando cristais de biotita, allanita e zircão tardios na cristalização magmática. C. Fotomicrografia da amostra TF18\_XVI\_122 mostrando um aglomerado de minerais máficos composto por biotita, magnetita, granada e clorita. D. Fotomicrografia da amostra TF18\_XVI\_122 demonstrando aglomerado de minerais máficos composto por biotita, titanita, magnetita e clorita. E. Fotomicrografia da amostra TF18\_XVI\_95 demonstrando um aglomerado de minerais máficos e opacos composto de biotita, magnetita e oxi-hidróxidos de ferro. F. Fotomicrografia da amostra TF18\_XVI\_90 demonstrando aglomerado remobilizado de epidoto e magnetita entre fenocristais.



**Figura 4.22.** Fotomicrografias da amostra TF18\_XVI\_90. **A.** Fratura em fenocristal de feldspato potássico preenchida por quartzo, biotita e epidoto. **B.** Feição deformacional: cristais de quartzo em granulação fina no interior de fenocristal de feldspato potássico.

Os processos de saussuritização e sericitização são relacionados a fluidos magmáticos residuais circulantes nos momentos finais da intrusão dos plútons e/ou a eventos posteriores ao magmatismo. As alterações de argilização e cloritização são relacionadas a reequilíbrio a novas condições de temperatura e pressão.

Em zonas de cisalhamento localizadas em algumas bordas dos corpos ocorre milonitização de granitos. A rocha parental é transformada em um milonito (Figura 4.23). Esta rocha é composta essencialmente por quartzo, muscovita e magnetita. Não ocorrem fases minerais com cálcio - um contraste com a mineralogia original desta fácies. A fase potássica constituída originalmente por feldspatos potássicos foi totalmente transformada em muscovita e a fase cálcica, constituída por plagioclásio, e, eventualmente, epidoto, foi eliminada pelos processos deformacionais.



**Figura 4.23.** **A.** Granito protomilonítico, produto da milonitização avançada de granito. Amostra TF18\_XVI\_59. **B.** Fotomicrografia de granito protomilonítico. Amostra TF18\_XVI\_59.

Análises de EDS da amostra TF18\_XVI\_59 revelam a presença de florencita (Figura 4.24), fosfato rico em Ce, La e Th, e xenotima (Figuras 4.25 e 26), fosfato rico em Y, Dy, Yb e Er.

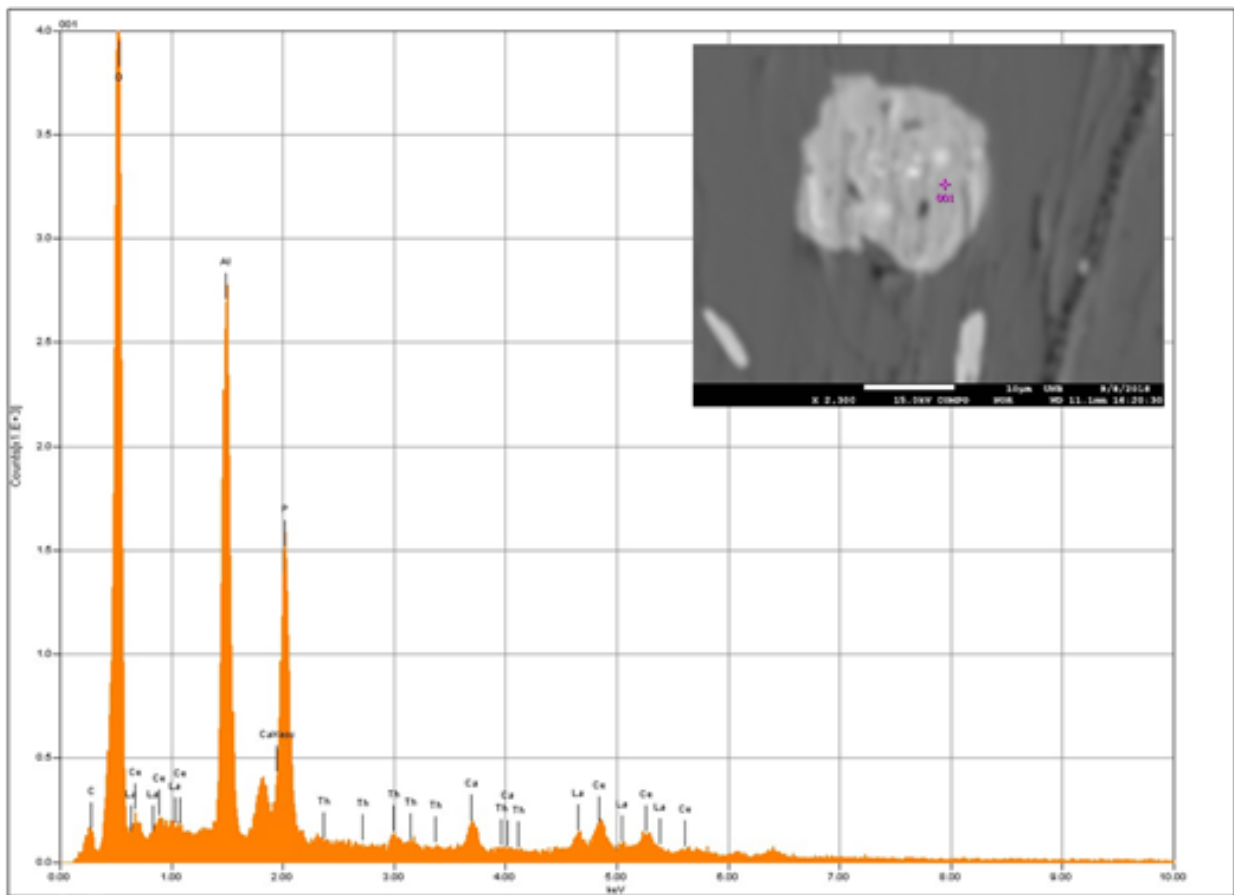


Figura 4.24. Análise EDS de cristal de florencita da amostra TF\_18\_XVI\_59.

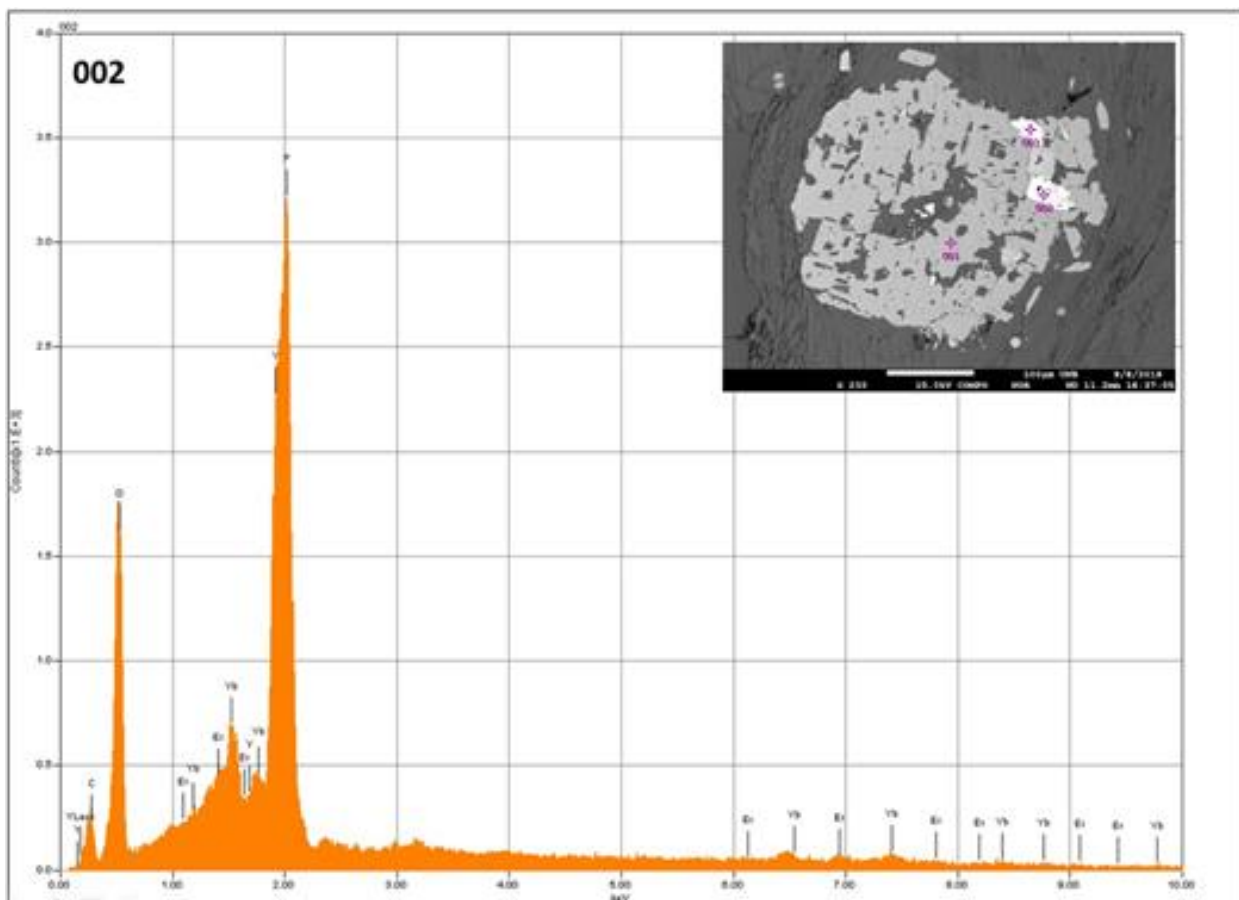
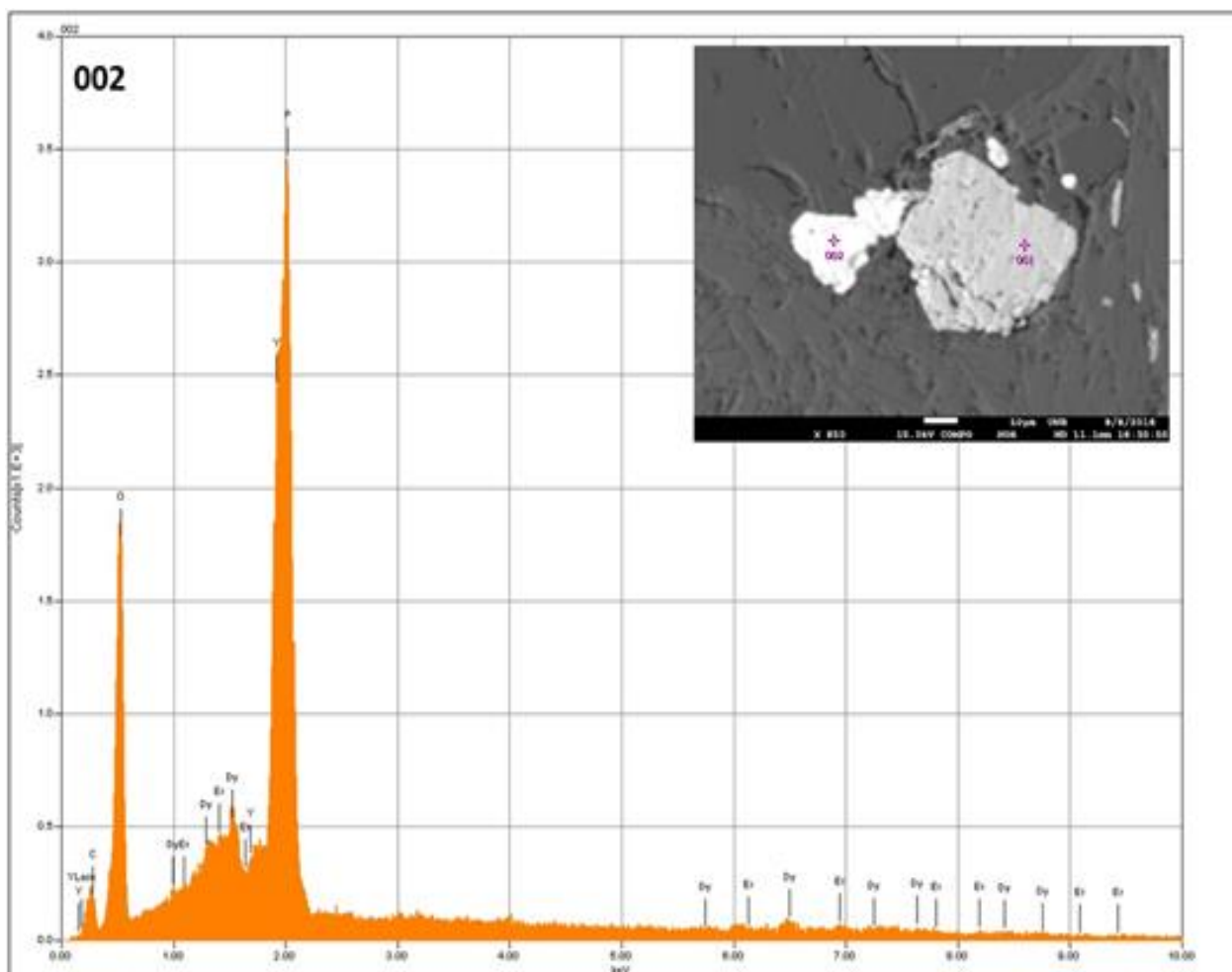


Figura 4.25. Análise EDS de cristal de xenotima (002) dentro de cristal de magnetita titanífera (001) da amostra TF\_18\_XVI\_59.

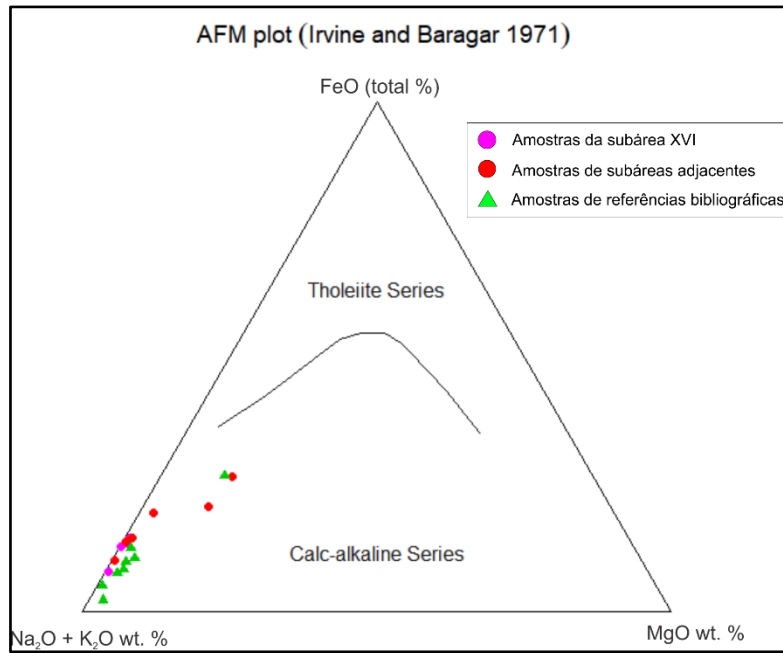


**Figura 4.26.** Análise EDS de cristal de xenotima (002) em contato com cristal de zircão (001) da amostra TF\_18\_XVI\_59.

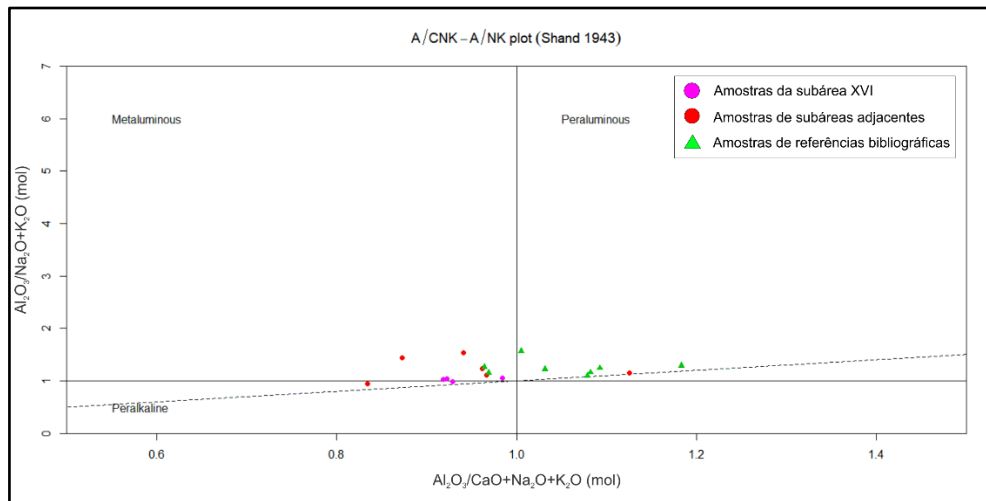
Com a geoquímica de elementos maiores de dez amostras de rochas graníticas da área do projeto e oito resultados analíticos obtidos na literatura (Anexo E- Dados Geoquímicos), é viável a caracterização litogeoquímica da unidade.

Todas as 18 amostras plotam no campo da série magmática calci-alcalina no diagrama AFM (Figura 4.27). Há um espalhamento na distribuição dos pontos no diagrama de índice de saturação em alumínio.

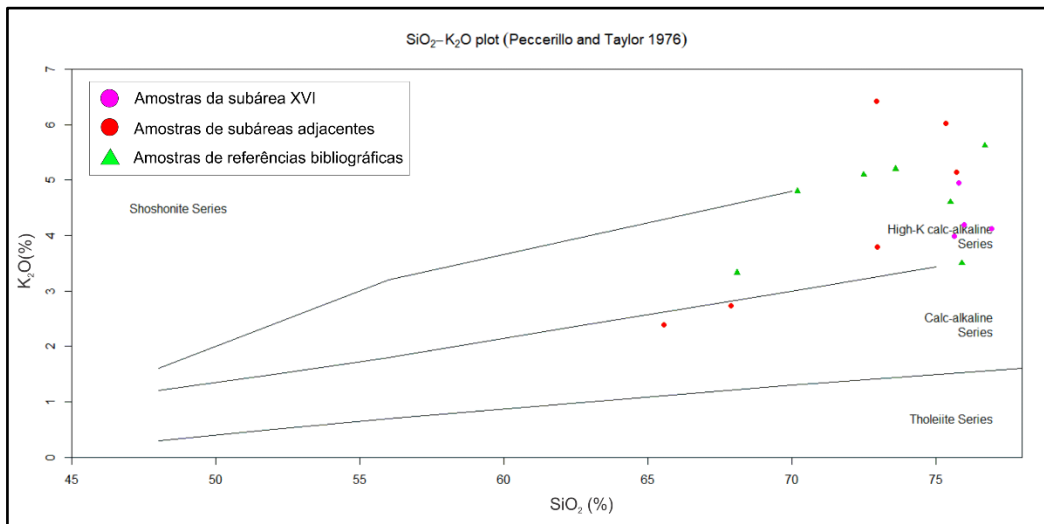
Contudo, a maior concentração de pontos ocorre no campo metaluminoso, com 7 amostras do total de 10 disponíveis na área de estudo (Figura 4.28). No diagrama  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$  também ocorre um espalhamento expressivo, com maior concentração de amostras no campo da série de alto potássio (Figura 4.29). Em síntese, o magma parental da Suíte Ipueiras é da série calci-alcalina de alto potássio com caráter metaluminoso.



**Figura 4.27.** Diagrama AFM de 18 amostras de rochas graníticas da Suíte Ipeuieras.



**Figura 4.28.** Índice de saturação em alumínio de 18 amostras de rochas graníticas da Suíte Ipeuieras



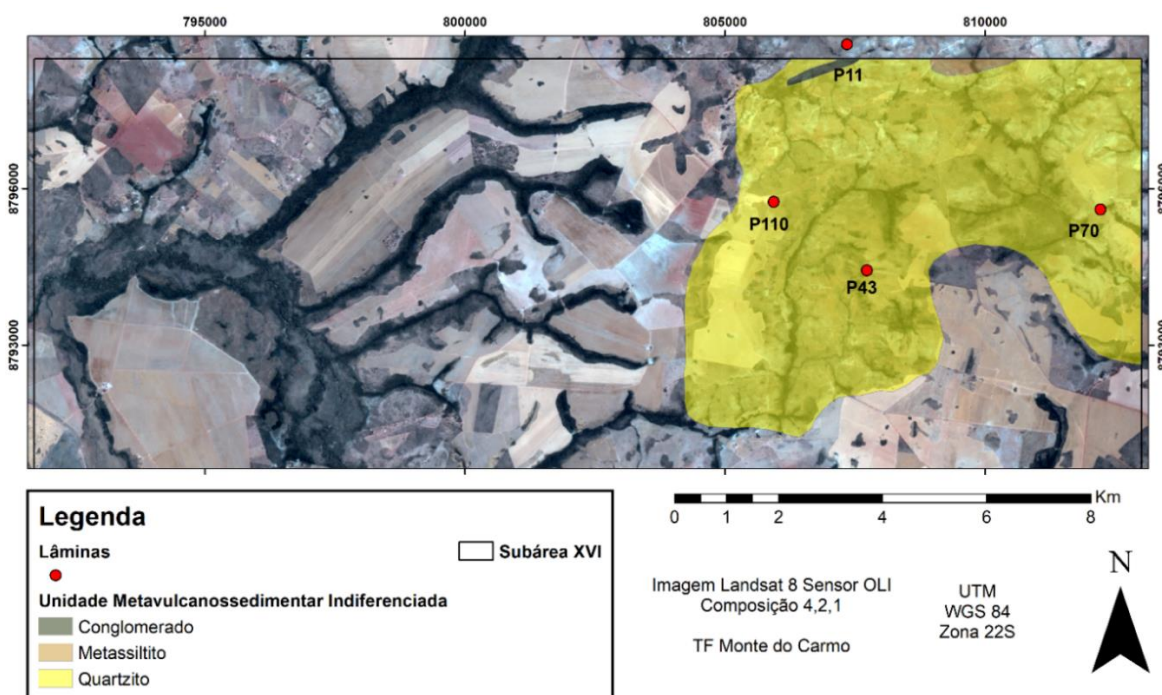
**Figura 4.29.** Diagrama SiO<sub>2</sub> – K<sub>2</sub>O de 18 amostras de rochas graníticas da Suíte Ipeuieras.



#### 4.2.3. UNIDADE METAVULCANOSSEDIMENTAR INDIFERENCIADA

A Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada constitui 25,5% da extensão total da poligonal (aproximadamente 45 km<sup>2</sup>) e é encontrada nas porções nordeste e leste da Subárea XVI. Foram descritos cinquenta e quatro afloramentos e coletadas dez amostras, das quais quatro foram laminadas (Figura 4.30). Foram identificadas nesta unidade quatro litofácies, denominadas de: metapsamítica, metapsamítica argilosa, metapsefítica e metapelítica. A porção vulcânica da unidade é encontrada apenas na subárea VIII e compreende rochas vulcanoclásticas.

Esta unidade apresenta contato tectônico à oeste e à norte com o granito da Suíte Plutono-Vulcânica Ipueiras e contato intrusivo com diques e soleiras de composição básica, discordante e concordante à direção da foliação, respectivamente. O relevo local varia de suave ondulado a ondulado com predomínio de vegetação do tipo campo limpo. O padrão de afloramento ocorre na forma de lajedos e matacões.



**Figura 4.30** Área mapeada correspondente à Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada da Subárea XVI do Projeto Monte do Carmo em amarelo. Destacam-se em amarelo os quartzitos, em verde os conglomerados, em marrom os metassiltitos e em vermelho os pontos que foram confeccionadas lâminas para análise petrográficas.

#### Litofácies Metapsamítica

Essa litofácies é caracterizada por quartzitos feldspáticos e podem ser observadas estruturas sedimentares como estratificações plano-paralelas, cruzadas tabulares e tangenciais decimétricas, com predomínio na base dos morros (Figuras 4.31A, B, C e D).

Os quartzitos feldspáticos ocorrem distribuídos homoganeamente em toda a porção leste da Subárea XVI. Apresentam coloração branca, textura granoblástica, granulação fina a muito grossa (Figura 4.32.4A e B). São compostos por grãos de quartzo hialino, leitoso e grãos/seixos de veio de quartzo, além de clastos de feldspatos alterados de coloração amarelada. É possível

observar um alto grau de porosidade devido a alteração dos fragmentos instáveis (feldspatos e fragmentos líticos).

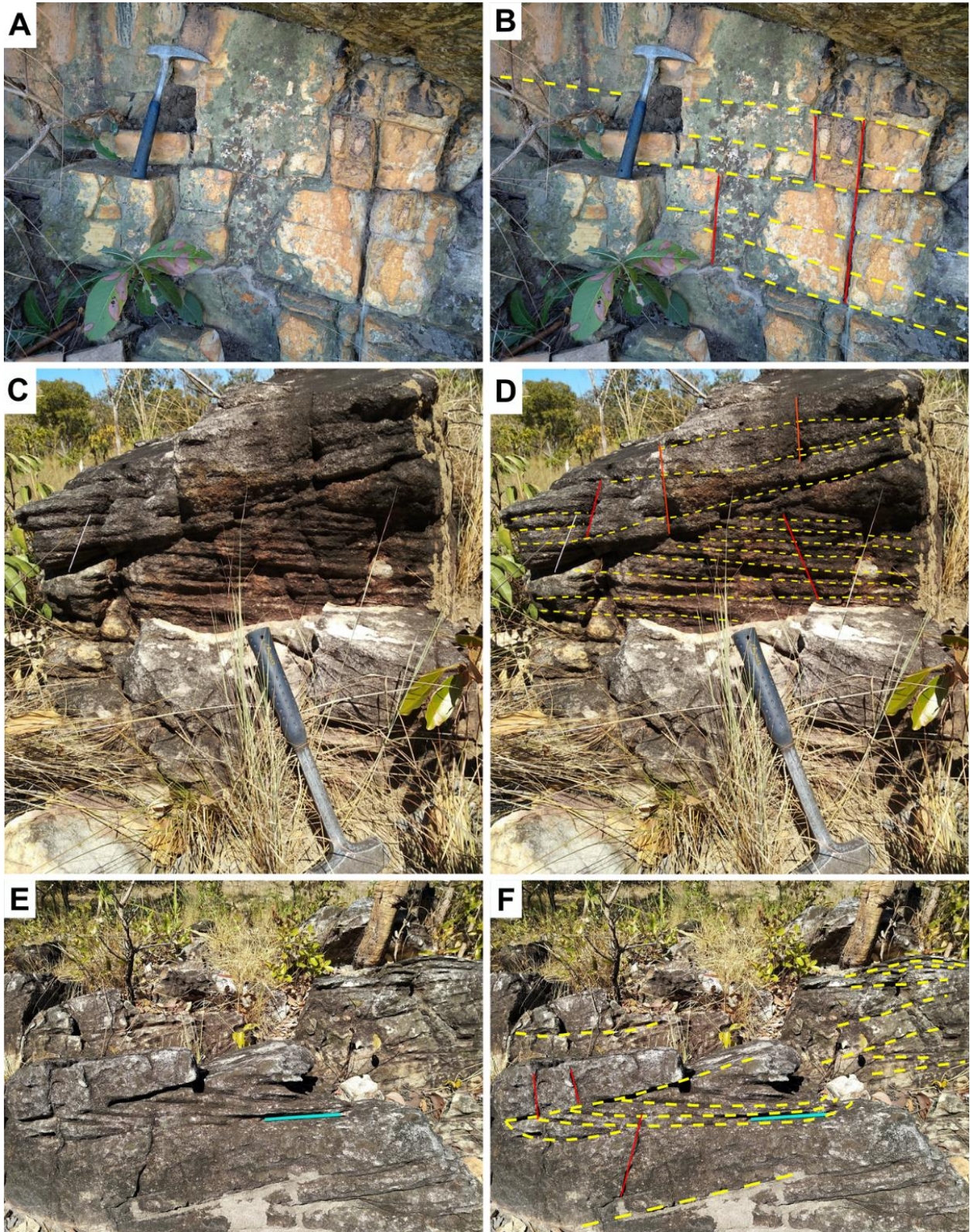
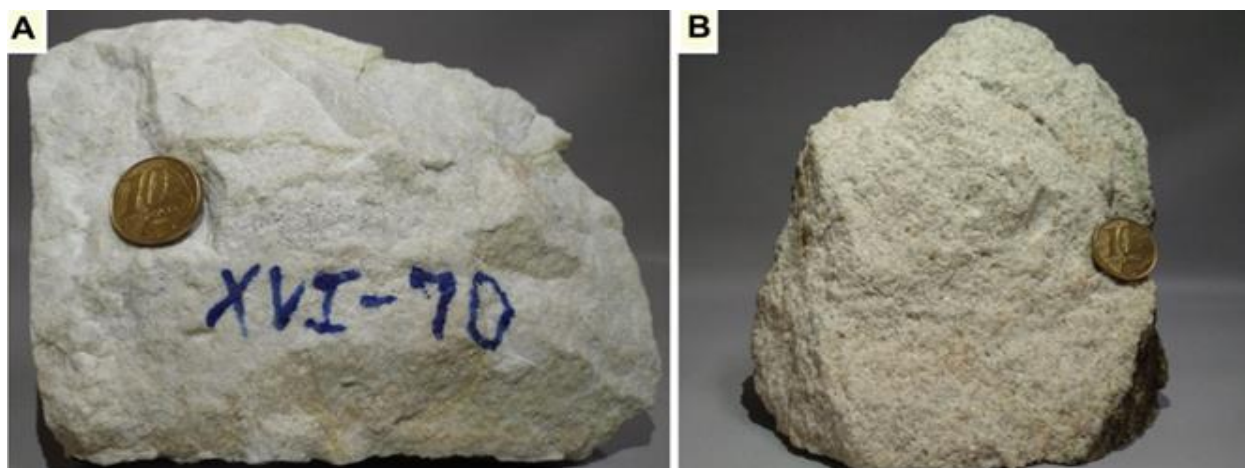
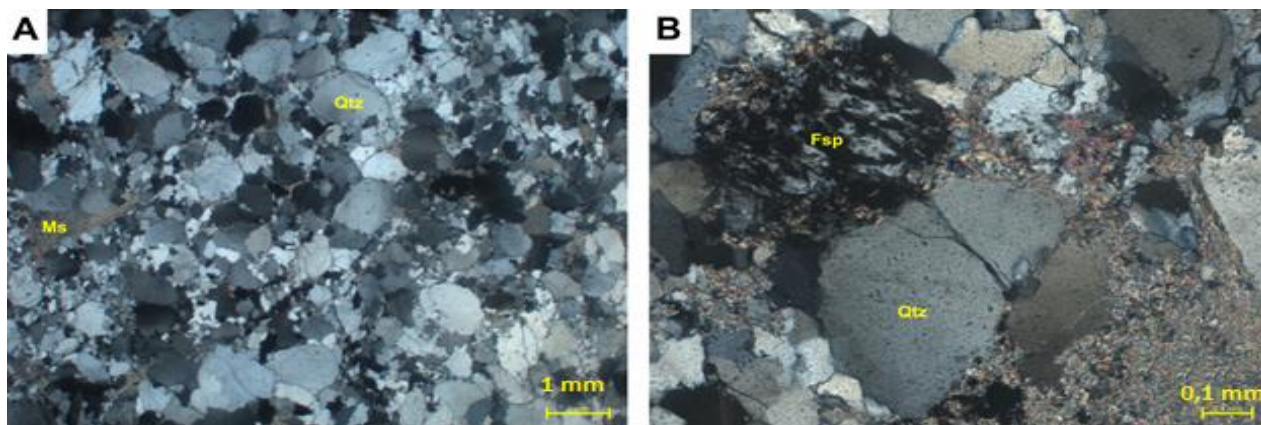


Figura 4.31A e B. Estratificação plano-paralela. C e D. Estratificação cruzada tabular. E e F. Estratificação cruzada tangencial observada na Subárea XVI.



**Figura 4.32:** A. Relação de granulação na litofácies metapsamítica da Subárea XVI. A. Quartzito feldspático de granulometria fina. B. Quartzito feldspático de granulometria grossa a muito grossa.

Microscopicamente pode-se observar ausência de matriz em todos os níveis, textura granoblástica devido a recristalização dos grãos de quartzo e uma trama inequigranular composta por quartzo, feldspatos e muscovita muito fina. Nos níveis mais grossos é possível observar um cimento de filossilicatos (Figura 4.33A e B). Tratam-se de rochas submaturas mineralogicamente, em consequência dos 15% de feldspatos e texturalmente matura, em virtude do arredondamento dos grãos. A paragênese é quartzo + muscovita.



**Figura 4.33A:** Fotomicrografia obtida na lente de aumento de 1,25X representando trama inequigranular, textura granoblástica e ausência de matriz. **B.** Fotomicrografia obtida na lente de aumento de 10X mostrando cimento de filossilicatos entre os grãos de quartzo e feldspato. Ambas fotomicrografias correspondem ao quartzito feldspático conglomerático referentes à amostra TF18\_XVI\_110.

### **Litofácies Metapsamítica Argilosa**

Essa litofácies é representada por quartzitos micáceos protomiloníticos que estão localizados em zonas de cisalhamento métricas locais de orientação E-W no centro da Subárea XVI e são restritos aos cumes das serras (Figura 4.34). Foi possível observar o truncamento do acamamento (Foto 4.35). Exposição em amplos afloramentos fortemente foliados com intercalação de fácies menos ou mais micáceas. É uma rocha fortemente orientada com estiramento dos grãos detríticos de quartzo (que variam de areia fina a grânulos) e orientação de muscovita fina no plano de milonitização (180/45) (Figura 4.36).

Microscopicamente é possível observar uma trama inequigranular formada por quartzo e muscovita. Os grãos de quartzo se apresentam alongados e orientados segundo a foliação. A muscovita ocorre na forma de finas lamelas orientadas e conferem uma foliação penetrativa com trama planar bem desenvolvida e domínios de espaçamento variáveis entre 0,6 mm e 0,1 mm que caracterizam a foliação milonítica. É possível observar uma matriz muito fina de composição silto-argilosa bem desenvolvida ocupando o espaço entre os clastos minerais (Figura 4.37A e B). Em relação à maturidade, são mineralogicamente maduras, pois são compostas apenas por quartzo no arcabouço; sua maturidade textural não pode ser determinada, uma vez que, os grãos estão fortemente orientados pela deformação cisalhante. A paragênese é determinada por quartzo + muscovita.



**Figura 4.34:** Exposição do afloramento de quartzito micáceo protomilonítico orientado (180/45) referente ao ponto 43 da Subárea XVI.

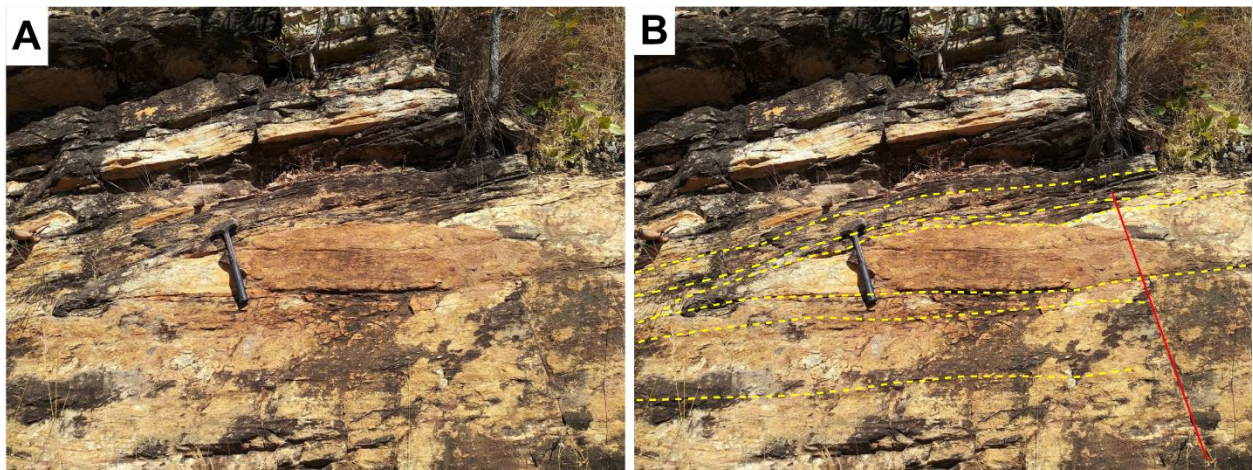


Figura 4.35. Exposição de acamamento truncado no ponto 42 da Subárea XVI.



Figura 4.36: Quartzito micáceo protomilonítico do ponto 43 da Subárea XVI evidenciando intenso microfraturamento.

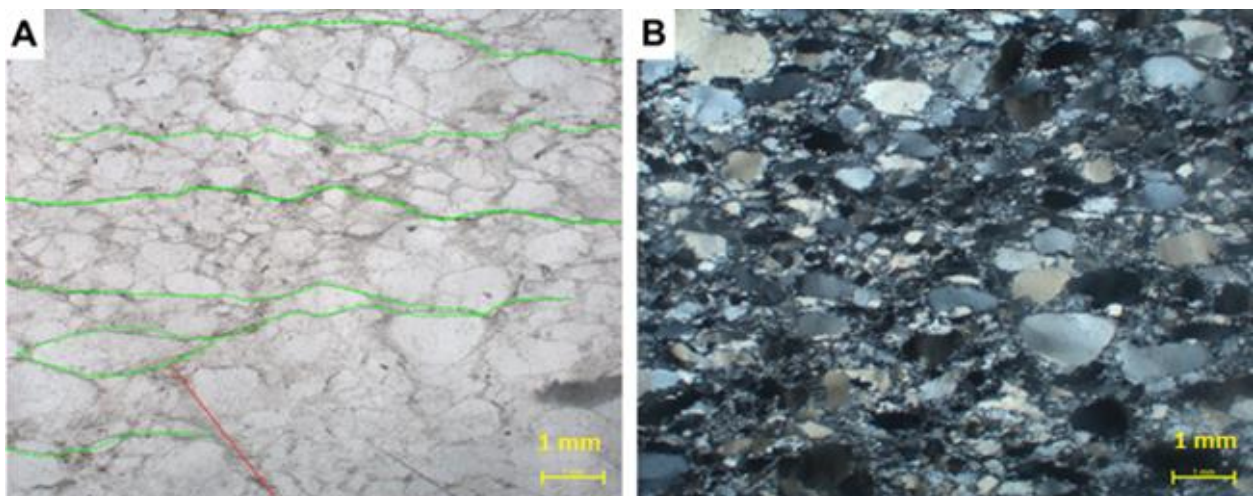


Figura 4.37A e B: Fotomicrografia obtida na lente de aumento de 1,25 X mostrando a orientação dos grãos de quartzo segundo o plano de foliação milonítica (amostra TF18\_XVI\_43). Em vermelho destaca-se uma fratura.

### **Litofácies Metapsefítica**

Esta litofácies é definida por metaconglomerados polimíticos matriz-suportados. Ocorrem na forma de grandes blocos e matacões na base dos morros de quartzito (Figura 4.38). Aparentemente estes blocos se encontram intercalados com quartzitos. A rocha fresca apresenta coloração esbranquiçada, quando alterada possui coloração amarelada.

O arcabouço é composto por fragmentos líticos de quartzito com até 3 cm, rocha sedimentar, provável arenito, variando de 1,5 cm a 3 cm, rocha vulcânica variando de 0,8 cm a 5 cm, e seixos de quartzo hialino, quartzo fumê e muscovita fina. A matriz apresenta composição arenosa, granulometria areia grossa a muito grossa com clastos arredondados e mal selecionados variando de 0,5 a 2 mm (Figura 4.39).



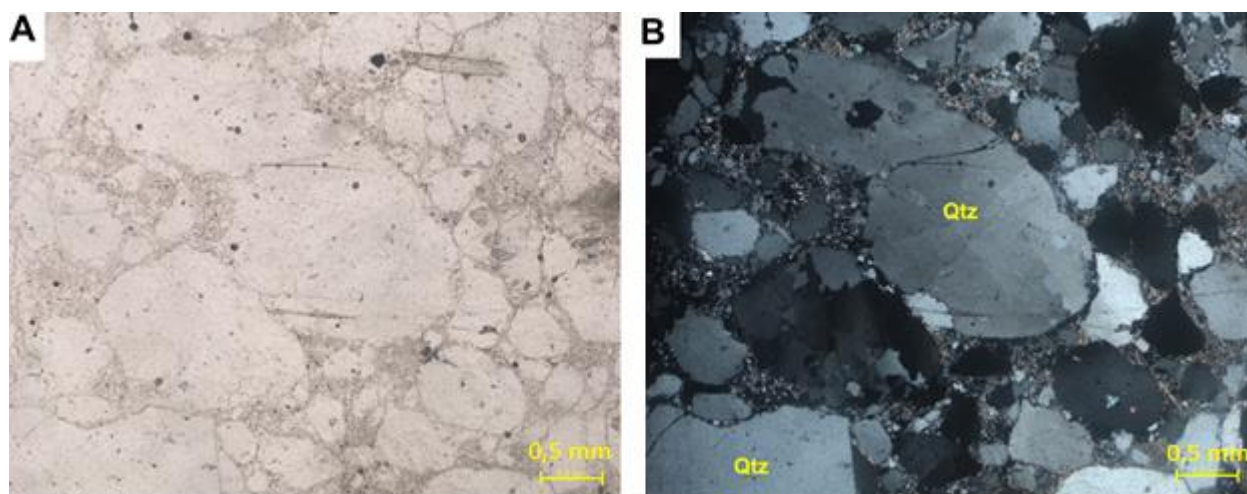
**Figura 4.38:** Exposição do conglomerado polimítico matriz-suportado na Subárea XVI (ponto 11). Destaque para os fragmentos de riolito e quartzito.



**Figura 4.39:** Amostra TF18\_XVI\_11 do conglomerado polimítico matriz-suportado. Localmente a amostra apresenta magnetismo.

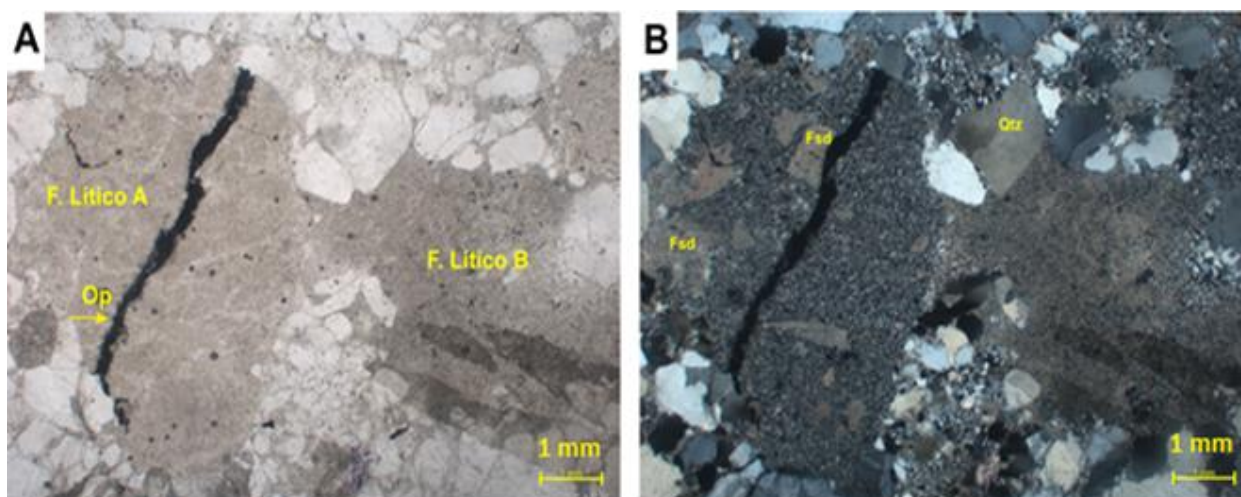
Microscopicamente nota-se a presença de clastos de quartzo bastante arredondados, com baixa esfericidade e extinção ondulante muito fraca. Foi possível observar golfo de corrosão com a matriz imersa no interior do grão (Figura 4.40A e B). Encontram-se associados aos feldspatos potássicos, que estão praticamente todos alterados para sericita. Diferenciam-se pelo aspecto nevoado enquanto que os grãos de quartzo se apresentam mais límpidos. Os grãos menores de quartzo, em contraste, são ângulos com alta esfericidade. A matriz ocupa 18% da seção delgada e possui composição arenosa, mal selecionada preenchendo o espaço entre os fragmentos líticos. O cimento predominante é de composição sílica amorfa e argilomineral, ambos recristalizados. Localmente pode ser observado, também, cimento de óxido contornando os minerais do arcabouço.

Trata-se de uma rocha submatura, tanto mineralogicamente quanto texturalmente, uma vez que a grande maioria dos clastos são estáveis, sendo encontrados apenas 7% de fragmentos líticos instáveis e pelo fato de apresentar grãos maiores bem arredondados e grãos pequenos pouco arredondados (Anexo B- Fichas Petrográficas- TF18\_XVI\_11).



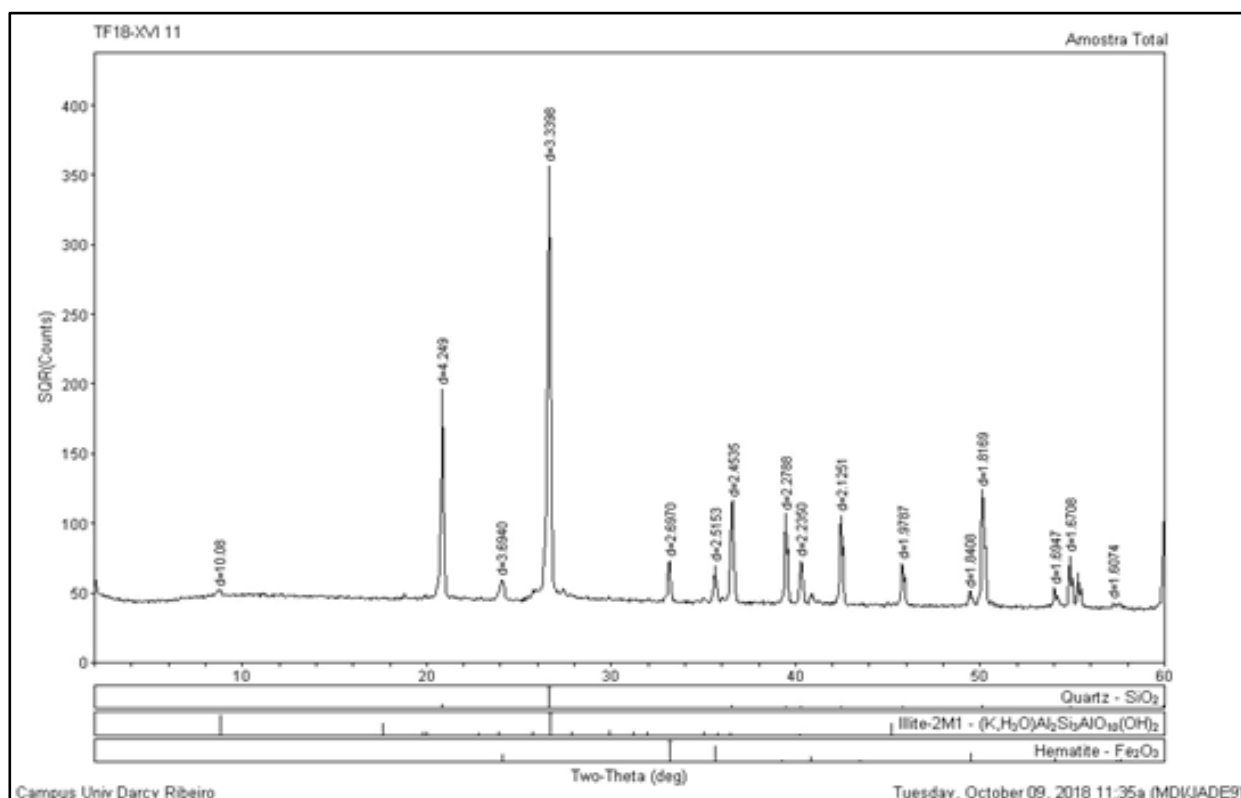
**Figura 4.40.** Fotomicrografia obtida pela lente de aumento de 2,5X da amostra TF18\_XVI\_11 exibindo golfo de corrosão em grão de quartzo.

A princípio houve uma dúvida em relação à interpretação do fragmento de rocha vulcânica, uma vez que o conglomerado se encontra muito alterado. Porém, ao fazer a análise petrográficas na seção delgada pôde-se concluir que se trata, de fato, de um fragmento de rocha vulcânica, como pode ser observado na Figura 4.41A e B. Em ambos os polarizadores, tanto paralelo quanto cruzado, é possível identificar fragmentos líticos. O fragmento na porção esquerda da lâmina trata-se de um riolito, uma vez que é composto por uma matriz muito fina composta por quartzo e feldspatos (feldspato potássico e plagioclásio). No polarizador cruzado é possível observar porfiroclastos de feldspato potássico imersos na matriz. À direita da seção delgada foi identificado um fragmento de rocha sedimentar com grãos mal selecionados, subarredondados com alta esfericidade.



**Figura 4.41A e B.** Fotomicrografias com a lente de aumento de 1,25X do conglomerado polimítico matriz suportado evidenciando fragmentos líticos de riolito e rocha sedimentar, referentes ao ponto 11 da Subárea XVI.

Concomitantemente com a petrografia foi realizada difratometria de raios X (DRX), onde foi possível identificar quartzo, illita e hematita (Figura 4.42). Como os feldspatos são muito suscetíveis a alteração, é comum que eles tenham sido alterados para argila, no caso a illita. Dessa maneira, a química mineral corrobora para a interpretação do fragmento lítico como um riolito.



**Figura 4.42:** Difratograma de raios X relativo a amostra TF18\_XVI\_11 da Subárea XVI.

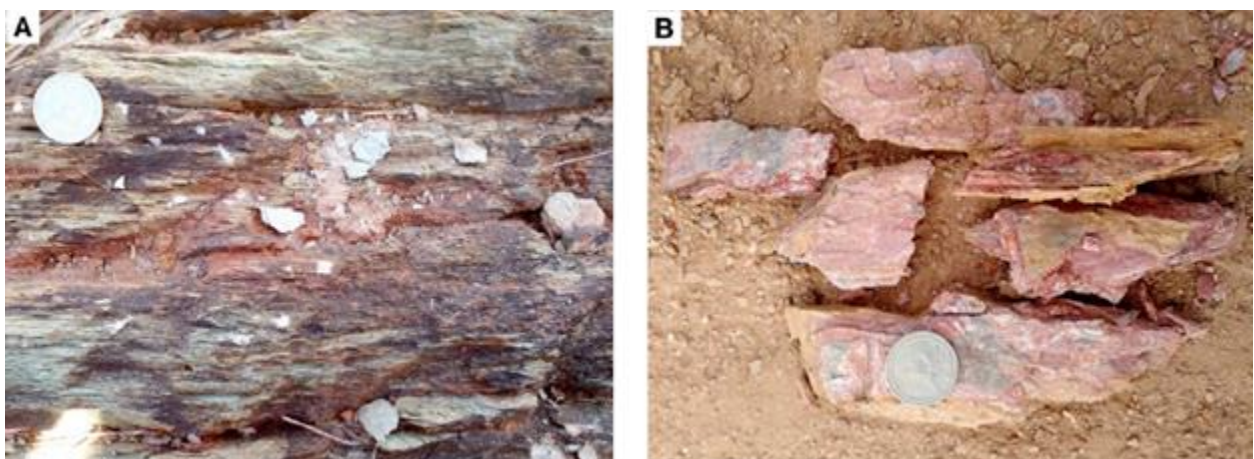


### **Litofácies Metapelítica**

Esta litofácies é representada por xistos, filitos e metassiltitos. Os xistos e filitos são expostos em pequenos lajedos no cume de serras. São compostos por quartzo e filossilicatos, comumente clorita e muscovita fina. Raramente observadas, as rochas frescas apresentam coloração esverdeada, podendo ser atribuída à presença de clorita. As rochas alteradas apresentam coloração rosada. Apesar do intenso grau de intemperismo, ainda é possível observar xistosidade penetrativa (Figuras 4.43 e 4.44A e B).



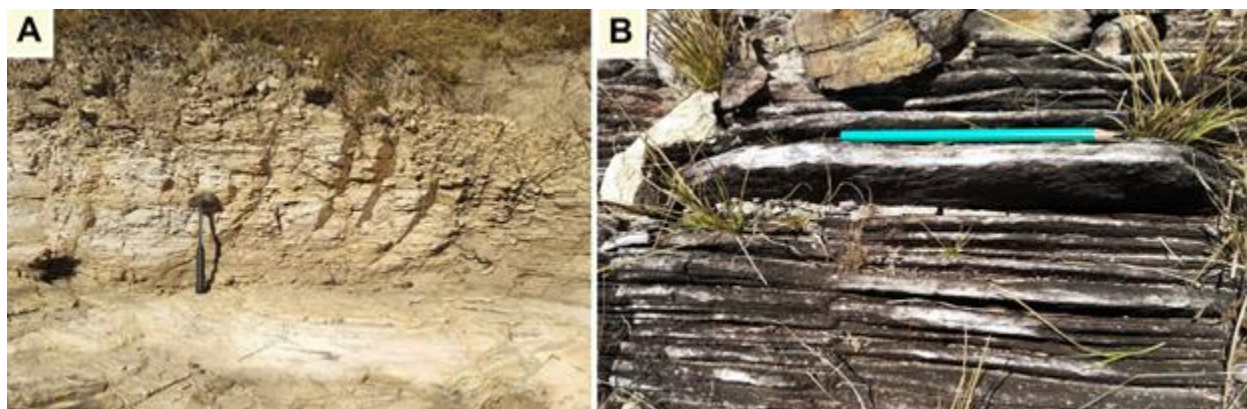
**Figura 4.43:** Exposição de quartzo-muscovita xisto bastante alterado no ponto 105 da Subárea XVI. Notar xistosidade preservada.



**Figura 4.44A e B:** Filito com foliação penetrativa no ponto 105 da Subárea XVI. O material rosado / avermelhado é interpretado como clorita oxidada. Localmente é possível observar a clorita ainda com cor verde preservada.

Os metassiltitos ocorrem em cortes de estrada e no topo das serras (Figura 4.45A e B). As rochas frescas têm coloração esbranquiçada e quando alteradas cor ocre. Estas rochas

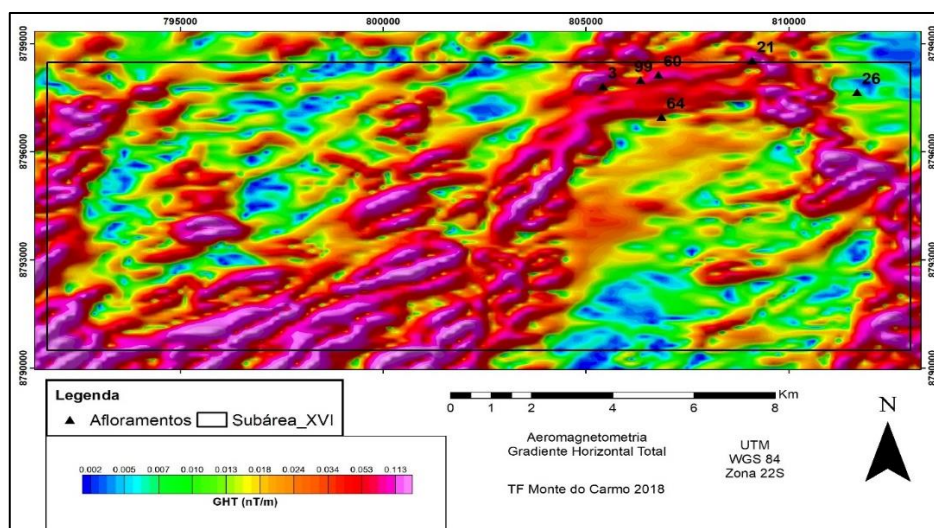
apresentam granulometria silte a areia fina e são compostas por quartzo, muscovita e caulinita. Apresentam camadas milimétricas a centimétrica, foliação S1 penetrativa e fraturas preferencialmente na direção norte – sul.



**Figura 4.45A.** Afloramento de metassilito alterado em beira de estrada ponto 21. **B.** Afloramento de metassilitos preservado no topo do morro no ponto13 da Subárea XVI.

#### 4.2.4. DIQUES E SOLEIRAS BÁSICAS

Afloramentos de rochas sub-vulcânicas máficas ocorrem predominantemente na porção norte-nordeste da subárea XVI (Figura 4.46). Os corpos máficos são de pequena extensão e recobrem aproximadamente 1% da poligonal. São corpos de morfologia tabular que se intrudem quartzitos e metassilitos da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, sendo os diques discordantes à direção da foliação regional, e as soleiras concordantes com a direção da foliação regional, seguindo orientação aproximada leste-oeste.



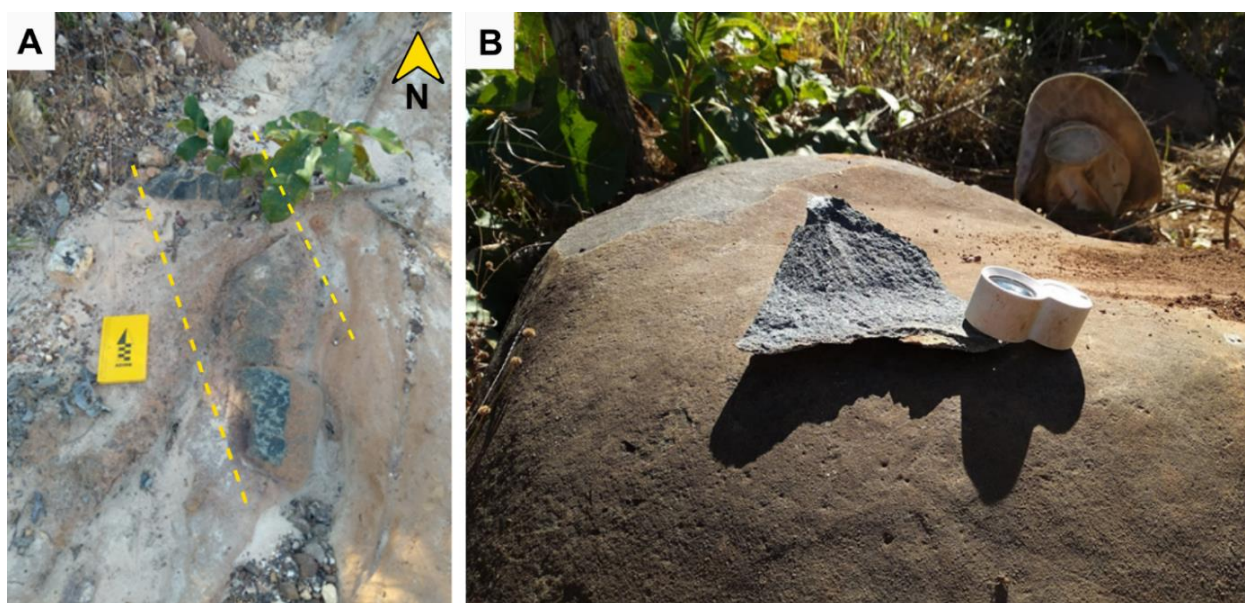
**Figura 4.46.** Pontos de afloramentos de diques e soleiras básicas da subárea XVI sobre dado de gradiente horizontal total.

Os diques encontrados referentes aos pontos 21 e 26 fazem parte do grupo de diques de orientação N-NW que, através da observação dos dados de aeromagnetometria, aparentam

cortar toda a área do Projeto Monte do Carmo. Em contraste com os diques N-NW, os afloramentos de soleiras referentes aos pontos 3, 60, 64, 3 e 99 ocorrem de maneira mais restrita na subárea XVI e apresentam orientação concordante com a direção da foliação de quartzitos, seguindo padrão leste-oeste.

Os afloramentos estão associados a solos avermelhados, argilosos e que apresentam resposta positiva para o teste de magnetismo. Os afloramentos ocorrem como corpos tabulares de até 1 metro de espessura, ou como pequenos lajedos de até 5 metros de comprimento (Figura 4.47A e B).

Os afloramentos aparentam ter pouca variação quanto a mineralogia e a estrutura, mas texturalmente é possível fazer distinções entre os corpos. A mineralogia predominante é plagioclásio (labradorita), titano-augita, clorita, biotita, arsenopirita, pirita e quartzo. Apesar de homogênea, foram observadas em campo algumas pequenas variações, como a presença de vesículas de calcita nas amostras TF18-XVI-64 e o aumento gradativo da proporção de sulfetos em direção aos afloramentos mais ao norte (pontos 3, 60, 99), chegando a conter até 5% de pirita.

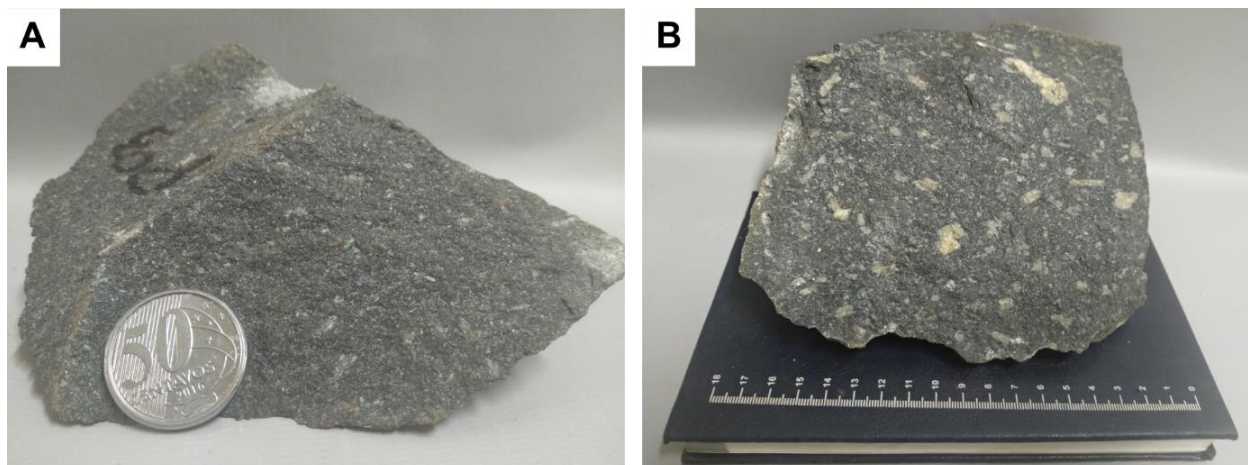


**Figura 4.47A.** Afloramento tabular de dique de diabásio em afloramento de estrada de terra, dique de orientação N-NW do ponto 21. **B.** Afloramento de diabásio como pequeno lajedado em meio a vegetação rasteira, referente ao ponto 3.

Variações quanto à textura foram observadas em campo. Os corpos de menor dimensão (pontos 21 e 26) são subfaneríticos a afaníticos, apresentam textura inequigranular e granulação densa a fina. Os corpos de maior dimensão, como no caso do ponto 64, apresentam textura subfanerítica inequigranular a porfírica de granulação fina a muito grossa. Estruturalmente, os corpos são homogêneos e não há registros de deformação. Por vezes, são fraturados em direção E-W.

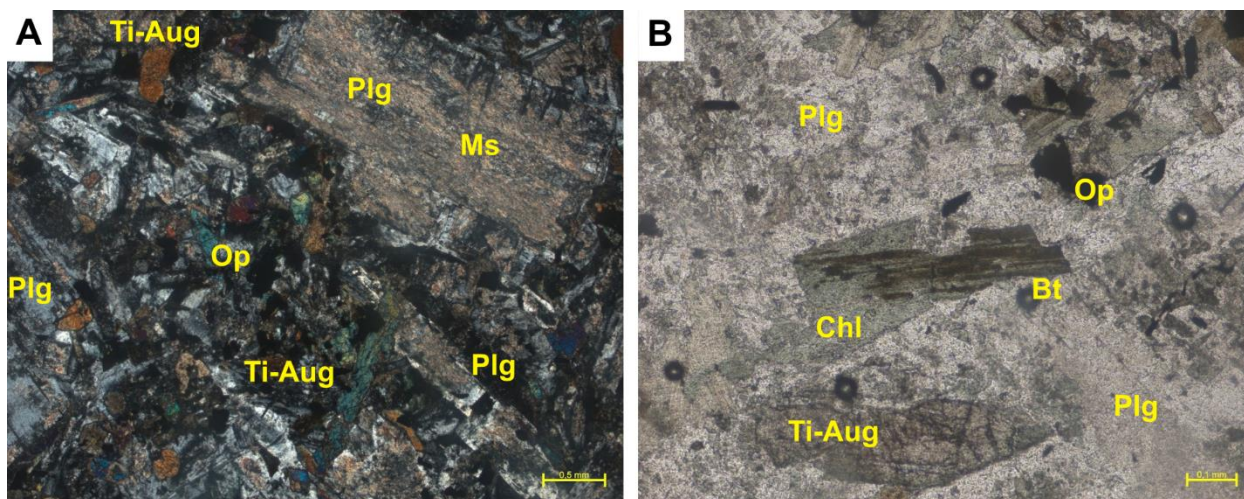
As amostras de diabásio dos pontos 3 e 64 foram analisadas na microscopia. Nota-se que a amostra TF18\_XVI\_3 apresenta coloração esverdeada, textura subfanética inequigranular de granulação fina a média (Figura 4.48A). A amostra TF18\_XVI\_64 também é de coloração

esverdeada, porém apresenta textura subfanerítica porfirítica com granulação fina a muito grossa (Figura 4.48B).



**Figura 4.48A.** Amostra TF18\_XVI\_3 apresentando granulação fina e textura inequigranular. **B.** Amostra TF18\_XVI\_43 exibindo granulação grossa e textura porfirítica.

Em seção delgada a amostra TF18\_XVI\_3 apresenta textura porfirítica com granulação fina a média, texturas intergranular e subofítica (Figura 4.49A). É composta por laboradorita (An56), Ti-augita, opacos, apatita, biotita e quartzo. Ocorre clorita como alteração de biotita (Figura 4.49B) e hornblenda como alteração da augita titanífera. Os cristais de plagioclásio estão saussuritizados e sericitizados.



**Figura 4.49A.** Fotomicrografia da Lâmina TF18-XVI-3 apresentando textura subofítica (Aumento 2,5X) **B.** Cloritização de biotita na Lâmina TF18-XVI-3. (Aumento 10X).

Em seção delgada a amostra TF18\_XVI\_64 apresenta textura porfirítica com granulação fina a grossa, texturas intergranular e subofítica. É composta por laboradorita (An52), Ti-augita, opacos, apatita, biotita e quartzo (Figuras 4.50A e B). Ocorre clorita como substituição de clinopiroxênio e biotita e hornblenda como substituição de augita titanífera. Cristais de plagioclásio estão saussuritizados e sericitizados. Há também a presença de amígdalas de calcita.

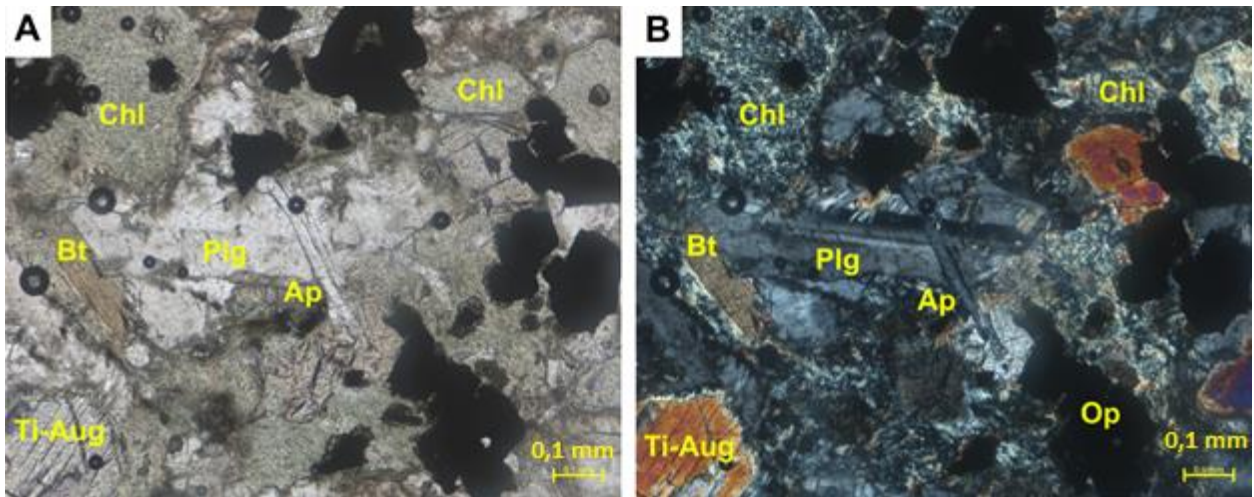


Figura 4.50A e B. Fotomicrografias obtidas na lente de aumento de 10X da Lâmina TF18-XVI-64, demonstrando composição primária e clorita da alteração de biotita.

#### 4.2.5. COBERTURAS NEOGÊNICAS-QUATERNÁRIAS DETRITO LATERÍTICAS

Como 65,5% da Subárea XVI é representada por coberturas, fez-se necessária a correlação entre geologia, geomorfologia e padrões de drenagem para melhor discriminação da área de ocorrência e tipos de solos presentes (Figuras 4.51, 4.52 e 4.53). Dessa maneira, foram caracterizados seis tipos de solos, sendo denominados: Latossolo Vermelho, Cambissolo Háplico Tb distrófico, Neossolo Quartzarênico, Neossolo Litólico Eutrófico e Plintossolo Pétrico Concrecionário.

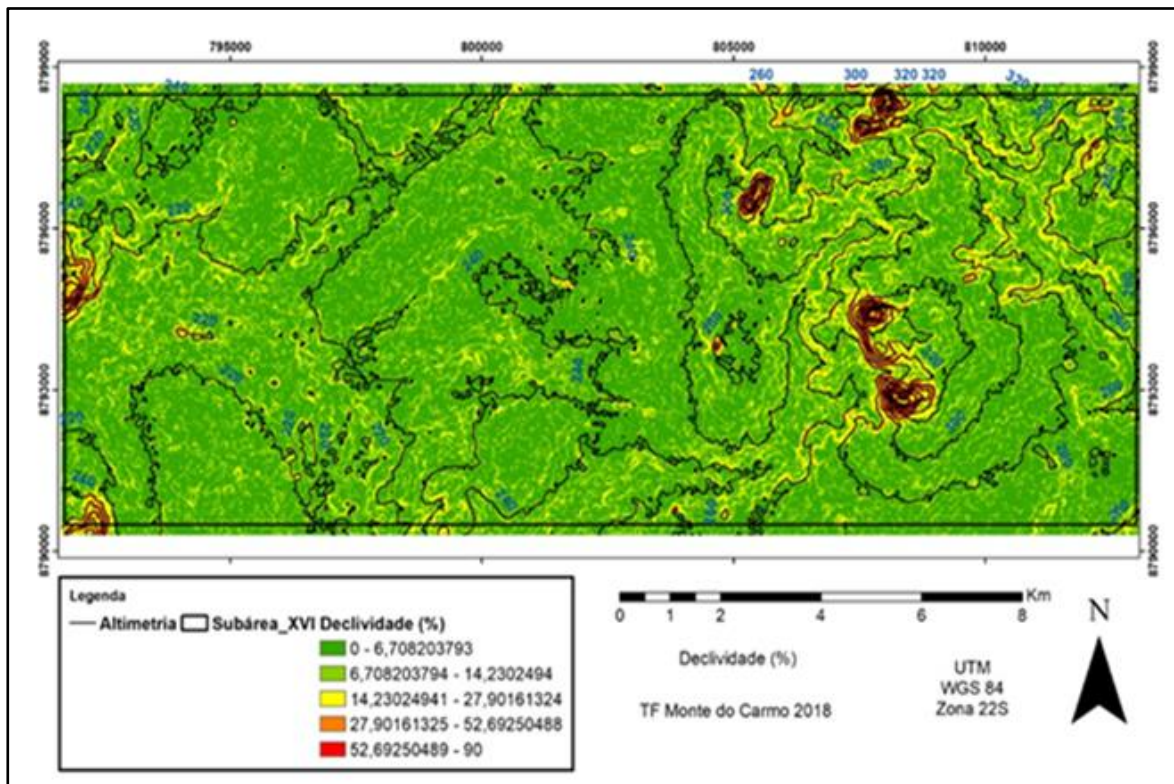
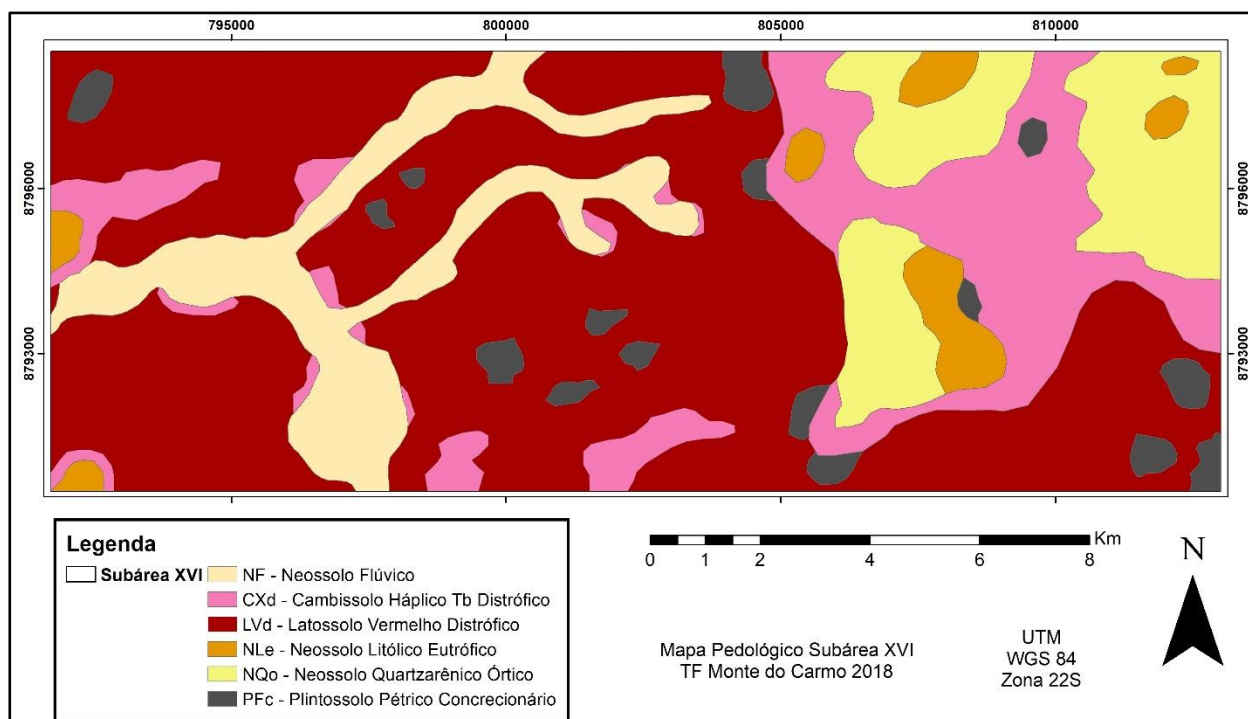


Figura 4.51. Mapa de declividade da Subárea XVI.



**Figura 4.52.** Mapa pedológico da Subárea XVI. Destaca-se em amarelo esbranquiçado o Neossolo Flúvico (NF), em rosa o Cambissolo Háplico Tb Distrófico (CXd), em vermelho escuro o Latossolo Vermelho Distrófico (LVd), em laranja o Neossolo Litólico Eutrófico, em amarelo claro o Neossolo Quartzarênico Órtico e em cinza escuro o Plintossolo Pétrico Concrecionário.

### **Latossolo Vermelho**

O Latossolo é a classe de cobertura predominante na Subárea XVI, sendo associado a todos os tipos de rochas e ocorre em regiões aplainadas associadas à plantação de soja e milho. É quimicamente classificado como distrófico, pois é pouco fértil devido ao intenso processo de lixiviação de bases trocáveis ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$ ), onde os nutrientes são removidos por processos intempéricos, gerando alteração intensa dos silicatos e concentração residual de óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio.

Possui textura grumosa ou granular média a fina e ocorre de maneira uniforme, não havendo acúmulo de argila em horizontes mais profundos. Apresenta elevada acidez, onde os ácidos orgânicos ocorrem como fração mais expressiva da porção húmica visto que esta é rapidamente decomposta e lixiviada o que impossibilita acumulação representativa. Por conseguinte, a produção agrícola só é viável com a correção do pH do solo (calagem) e adição externa de nutrientes (em geral NPK solúvel).

### **Cambissolo Háplico Tb Distrófico**

Esse solo é visto principalmente nas vertentes e encostas com pendentes mais elevadas, sendo abundante nas condições de rampas mais longas do compartimento geomorfológico arrasado com tipo de vegetação campo sujo. Possui baixa atividade de argila (Tb) e é pouco fértil em virtude da lixiviação das bases trocáveis. Também é pouco desenvolvido, pois a pedogênese não é suficiente para alterar todo o material de origem. São encontrados fragmentos de minerais

primários e materiais pedregosos e rochosos.

### **Neossolo Litólico Eutrófico**

Ocorre em associação com o cambissolo em áreas de relevo montanhoso com amplas declividades, alta densidade de drenagem, cujo substrato é representado por metassedimentos da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada e por granitos. É caracterizado por uma sequência de horizonte A diretamente em contato lítico. Apresenta pedregosidade e rochosidade em função de sua alta afinidade com os materiais parentais. É definido como eutrófico devido à alta disponibilidade de bases trocáveis no material parental.

### **Neossolo Quartzarênico**

É encontrado nas áreas mais restritas sobre os quartzitos da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada da Subárea XVI no sopé e junto a encostas íngremes onde ocorrem afloramentos dessa unidade litoestratigráfica. Por sua origem arenosa, o quartzo predomina na fração areia desse tipo de solo, ficando com a concentração dos seus poucos nutrientes restrita à porção orgânica. Estes solos apresentam grãos simples, estrutura fraca a ausente, grande permeabilidade, condutividade hidráulica muito elevada e moderada suscetibilidade à erosão; o que resulta em uma caracterização como solos minerais, pouco desenvolvidos, profundos, excessivamente drenados e porosos.

### **Neossolo Flúvico**

Apresenta-se em associação aos sedimentos mais recentes dos canais e paleocanais principais do rio Areias e outras drenagens de maior porte. Esses solos apresentam erodibilidade baixa a moderada, entretanto o fluxo hídrico concentrado nas áreas que sofreram desmatamento, incrementa essa feição e processos lineares podem ser observados. Em geral possui textura variando de areia a cascalhenta, mas próximo ao leito do rio a textura é mais fina (silto-argilosa a argilosa) e com tendência de maior eutrofismo. A presença de matéria húmica e bases trocáveis são atribuídas a autofertilização pelas enchentes periódicas que depositam silte e matéria orgânica na planície de inundação atual.

### **Plintossolo Pétrico concrecionário**

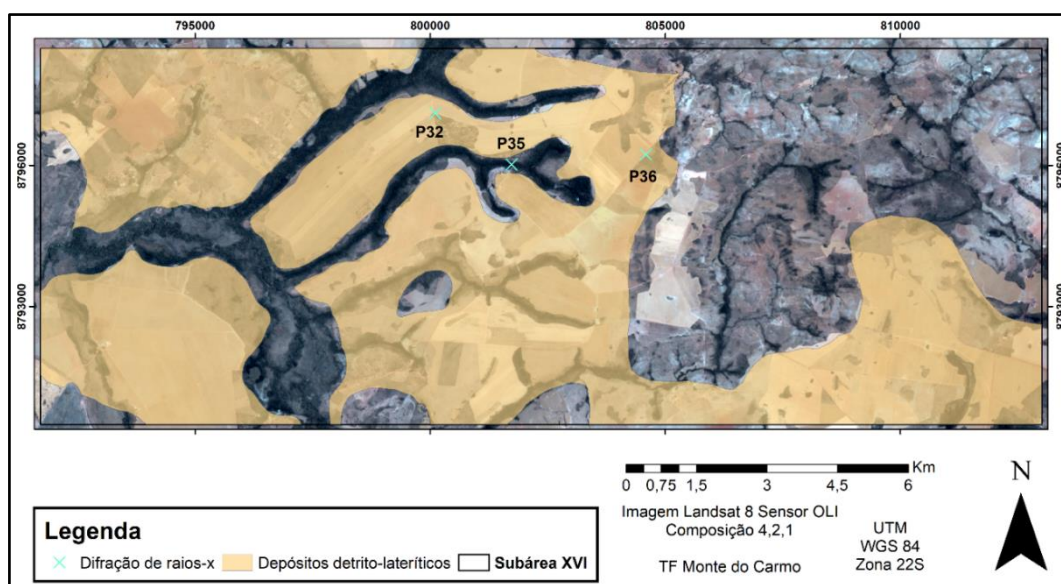
Constitui-se em um tipo de solo bastante pedogenizado, pouco profundo e pouco permeável. Está relacionado a localidades onde a oscilação do nível freático é associada à dificuldade de movimentação gravitacional da água formando plintita e o aparecimento de mosqueados (pequenas manchas de óxido de ferro no solo). A plintita é um material com altas concentrações de óxidos de ferro, provavelmente por mobilização ou transporte desses compostos, que foi submetido a ciclos de umedecimento e secagem. Quando litificada, a plintita é denominada petroplintita ou laterito.



**Figura 4.53A.** Área de ocorrência de Cambissolo Háplico Tb Distrófico com textura arenosa, tipicamente observado no ponto 20 da Subárea XVI. **B.** Exposição de faixa com Plintossolo Pétrico Concrecionário no ponto 38 da Subárea XVI. **C.** Porção superficial de Neossolo Quartzarênico desenvolvido de quartzitos da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada observado no ponto 123 da Subárea XVI.

#### 4.2.6. LATERITOS

Os Depósitos detrítico-lateríticos recobrem parcialmente boa parte das unidades aflorantes na Subárea XVI. Predominam afloramentos em planícies e em altos topográficos, ocupando 25,5% do polígono e ocorrendo de maneira homoganeamente distribuída, muitas das vezes expostas sobre os litotipos da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada e dos granitos da Suíte Plutono-Vulcânica Ipueiras (Figura 4.54).



**Figura 4.54.** Mapa de ocorrência de crostas lateríticas. Destaca-se em bege os depósitos detrítico-lateríticos e em azul os pontos em que foram feitas análises de difração de raios-X.



As feições geomorfológicas associadas às crostas lateríticas variam de pequenos morrotes de até 2 metros a platôs contínuos. Perfis lateríticos de até 5 metros são encontrados no topo de morros em região de relevo suave ondulado. Os perfis encontrados nas planícies afloram em cota média de 250 metros nas porções ao oeste da Subárea, enquanto os perfis lateríticos em relevo suave ondulado em cota média de 300 metros.

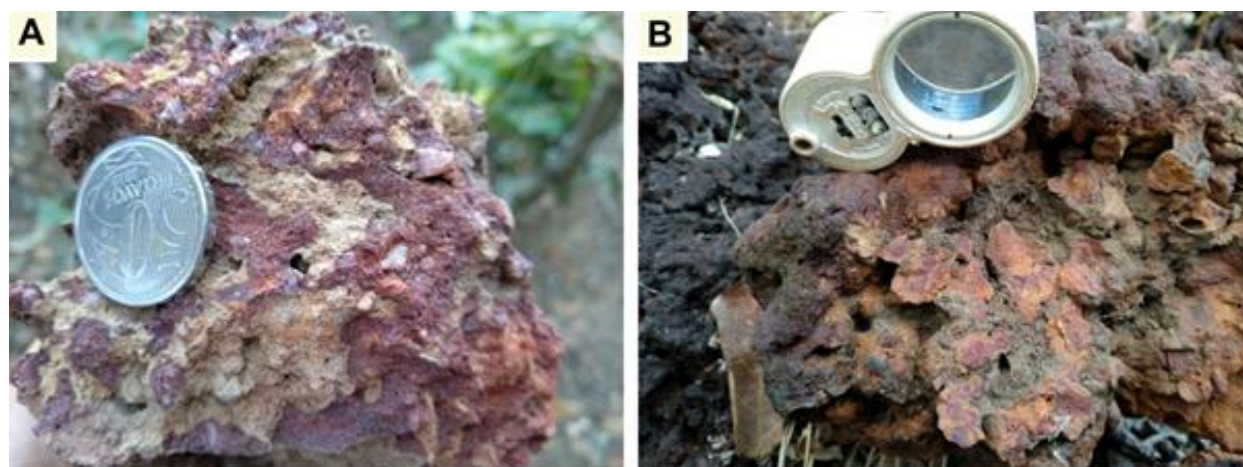
Dentre as ocorrências de crosta laterítica podem-se destacar três tipos, classificadas quanto a morfologia e composição mineralógica: as crostas protopisólíticas, as vermiformes, e muito raramente as nodulares/maciças.

### **Crostas Vermiformes**

Morfologicamente, apresentam aspecto menos maciço e arranjo caótico, gerando formas que lembram vermes. Há também a presença de vazios e de fragmentos centimétricos de quartzo que tem em média 2 cm, podendo chegar a 5 cm. Os fragmentos de quartzo variam de hialino a leitoso. A composição da crosta vermiforme é dividida entre dois domínios principais, separados em função da cor. O domínio avermelhado/laranja é atribuído a matriz ferruginosa argilosa, aos fragmentos de quartzo, e mais raramente, presença de caulinita como grãos; já o domínio amarelo/marrom é atribuído a matriz goethítica e a vazios com filmes de goethita (Figura 4.55A).

### **Crostas Protopisólíticas**

São mais maciças exibindo um arranjo nodular/circular, sendo classificadas como pisólitos. Há presença de fragmentos de quartzo milimétricos de tamanho médio de 0,2 cm e de vazios. Composicionalmente a crosta protopisólítica é individualizada em dois domínios, considerando coloração e morfologia. O domínio dos pisólitos de coloração avermelhada/laranja é atribuído a hematita (no centro) e a goethita (nas bordas), enquanto o domínio acinzentado/marrom é atribuído a matriz ferruginosa argilosa com presença de filmes de goethita nas bordas (Figura 4.55B).



**Figura 4.55A.** Amostra TF18\_XVI\_2 representando uma crosta laterítica vermiforme com fragmentos centimétricos de quartzo. **B.** Amostra TF18\_XVI\_85 mostrando uma crosta laterítica protopisólítica com matriz ferruginosa argilosa.

A amostra TF18-XVI-35 representa uma crosta vermiforme. A partir da análise de difratometria de raios X (DRX) foram identificados, por ordem de intensidade dos picos, quartzo, gibbsita, goethita e caulinita. O fragmento pulverizado visou abranger todos os domínios da crosta. (Figura 4.56).

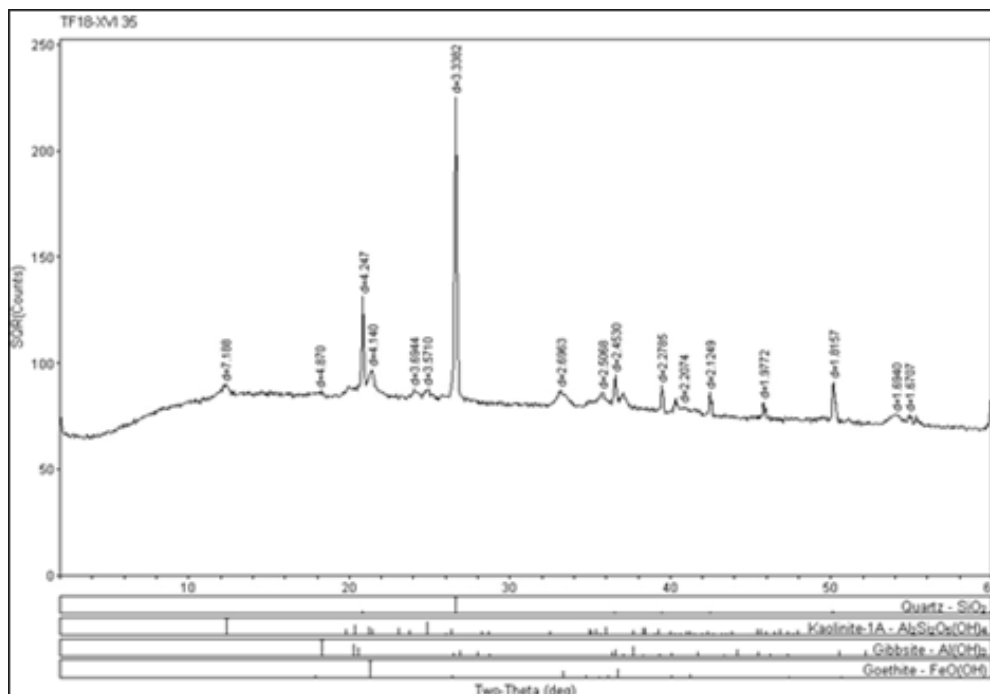


Figura 4.56 Difratoograma de raios X da amostra TF18\_XVI\_35.

A amostra TF18\_XVI\_36 é classificada com uma crosta protopisolítica. Foram identificados, por ordem de intensidade dos picos, quartzo, goethita e caulinita no DRX. O fragmento pulverizado visou abranger todos os domínios da crosta (Figura 4.57).

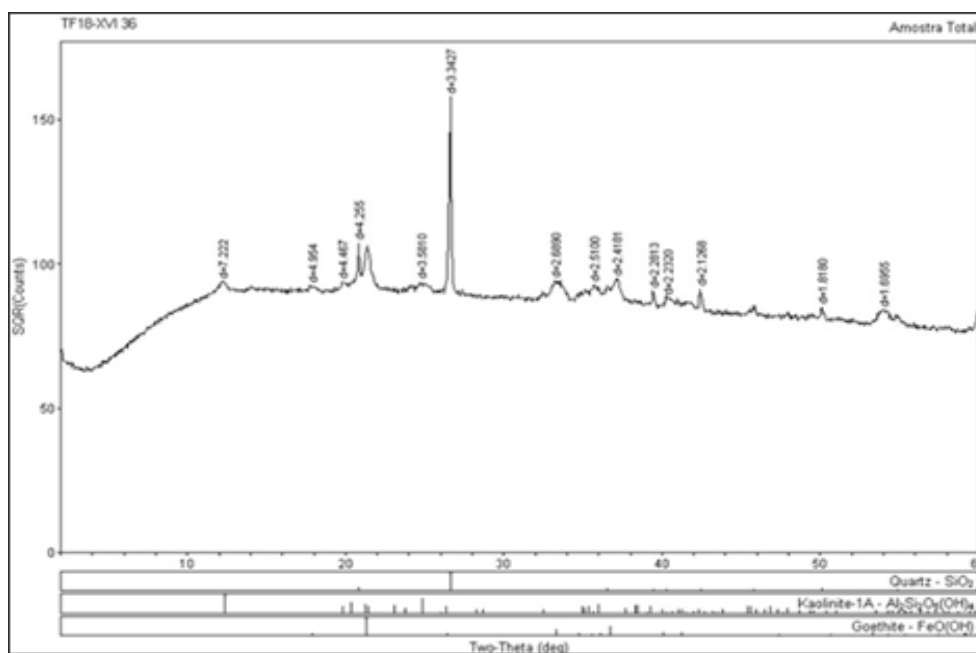
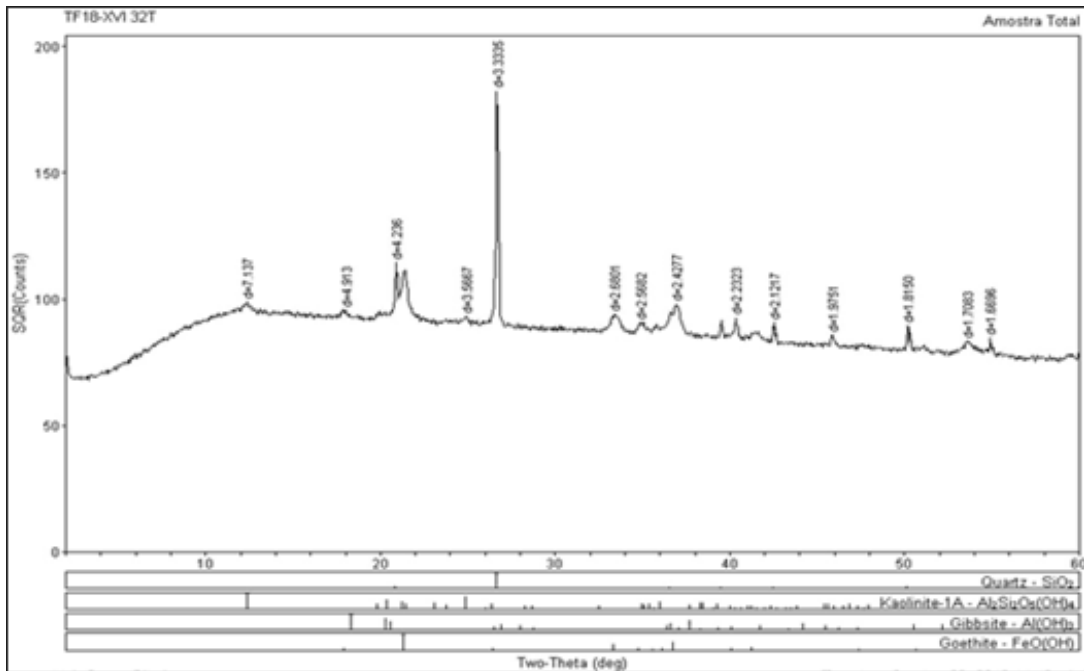
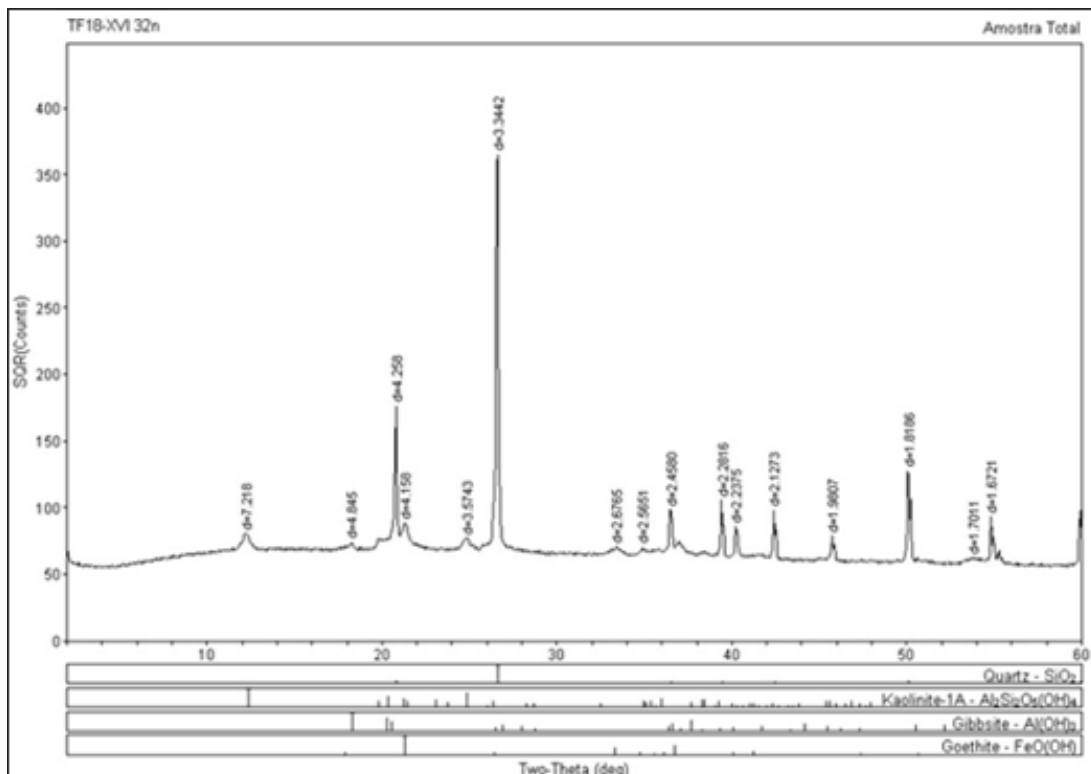


Figura 4.57: Difratoograma de raios X da amostra TF18\_XVI\_36.

A amostra TF18\_XVI\_32 é classificada com uma crosta vermiforme. O procedimento aplicado a essa amostra foi distinto das demais, já que duas análises foram feitas separadamente, uma do domínio da matriz ferruginosa argilosa e outra abrangendo toda a crosta. No DX referente à crosta total foram identificados, por ordem de intensidade dos picos, quartzo, goethita, gibbisita e caulinita. Já no DRX da matriz foram identificados quartzo, caulinita, goethita e gibbisita, por ordem de intensidade dos picos (Figuras 4.58 e 4.59).



**Figura 4.58:** Difratoograma de raios X da amostra TF18\_XVI\_32 de crosta total.



**Figura 4.59:** Difratoograma de raios X da amostra TF18\_XVI\_32 de matriz.

### 4.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL

#### 4.3.1. Geologia estrutural do Projeto Monte do Carmo

A região do Projeto Monte do Carmo é caracterizada por uma trama anastomosada de padrão 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, segmentando e embutindo unidades litoestruturais em diferentes níveis topográficos.

Zonas de cisalhamento são componentes comuns em vários terrenos metamórficos. Elas dividem grandes regiões em domínios/blocos litotectônicos que contém 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 e drenagens, e em campo apresentam tramas miloníticas e outras estruturas indicativas de regime dúctil e rúptil-dúctil.

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 Cuz (ZCC) e Zona de Cisalhamento Areias (ZCA). Estas zonas de cisalhamento compartimentam a área mapeada em 5 domínios estruturais (Figura 4.60).

A **ZCPN** está situada na parte oeste da área mapeada, apresenta traço sinuoso de direção NNE-SSW ao norte e N-S na porção sul. Possui aproximadamente 1,5km 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 padrão NE-SW nas porções norte e centro, e próximo a extremidade sul da área mapeada sofre uma inflexão súbita que muda seu padrão para N-S. É caracterizada por cisalhamento de médio a alto ângulo com cinemática sinistral.

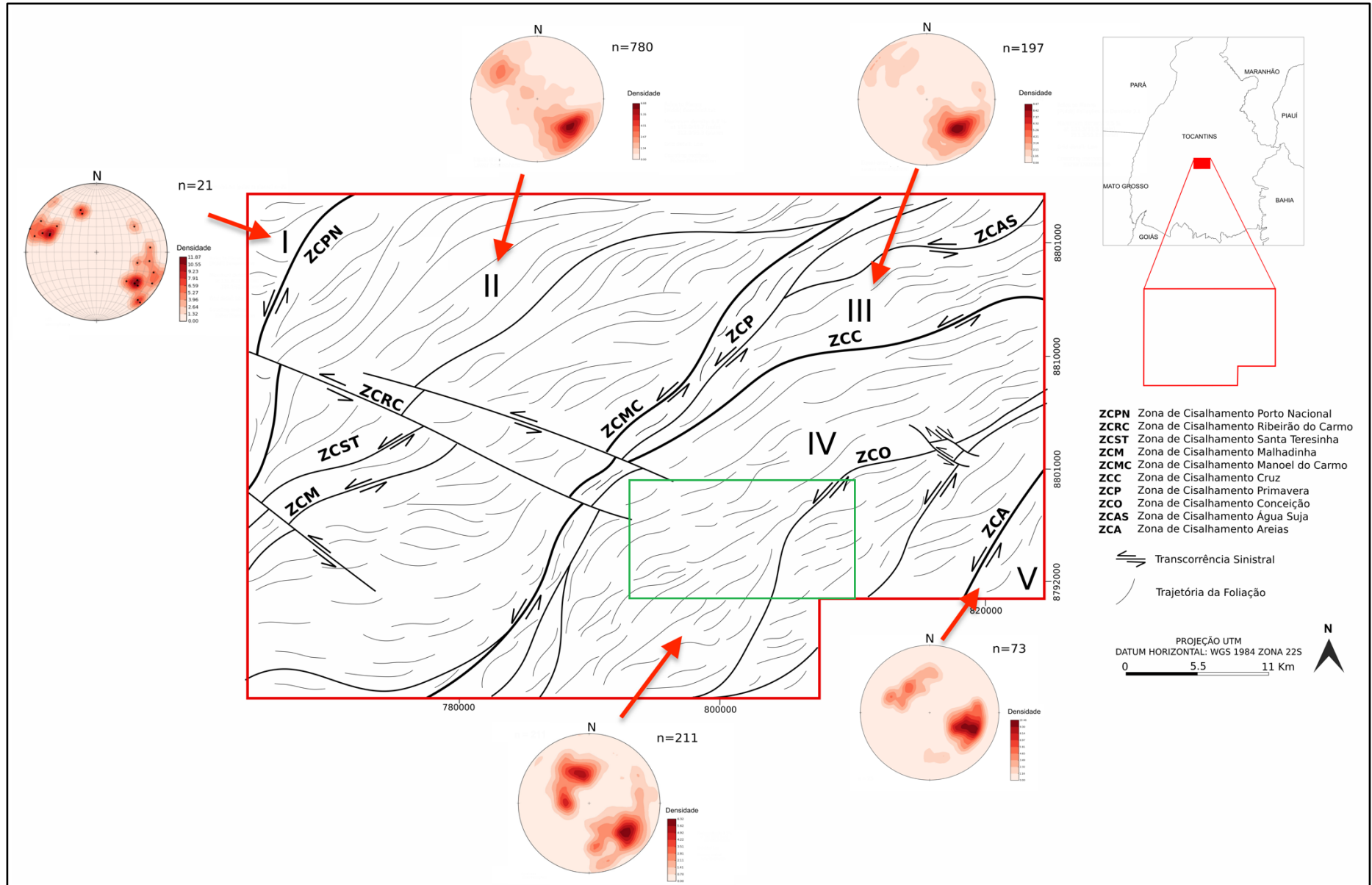


Figura 4.60. Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo. Destaque em verde para a Subárea XVI.

A **ZCC** compreende uma estrutura de aproximadamente 30 km, situada na porção nordeste da área. Apresenta padrão 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 padrão NE-SW.

### Domínio I

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

### Domínio II

Este domínio estrutural compreende uma extensa faixa de aproximadamente 30 km 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 de alto médio a alto ângulo (55° a 90°) anastomosada com direção NE-SW a E-W, 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 foliação milonítica com mergulho de alto ângulo (70° a 80°) e lineações de estiramento mineral de baixo ângulo (15° a 20°) oblíquas aos planos da foliação. 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 Gabro-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 **ZCC**. Engloba as unidades litoestratigráficas intrusivas máfica-ultramáficas e a unidade metavulcanossedimentar indiferenciada. Apresenta geometria triangular e uma trama levemente anastomosada. Uma das principais características deste domínio são as dobras siniformes, 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 a Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo (**ZCMC**) e a Zona de Cisalhamento Primavera (**CZP**). As foliações regionais neste domínio são de mergulho moderado

a alto, variando de 50 a 84 graus em direção 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 indiferenciada e a Suítes Santa Rosa e Ipueiras, orientados predominantemente a NE-SW. É limitado pela **ZCMC**, a oeste, e pela **ZCA**, a leste.

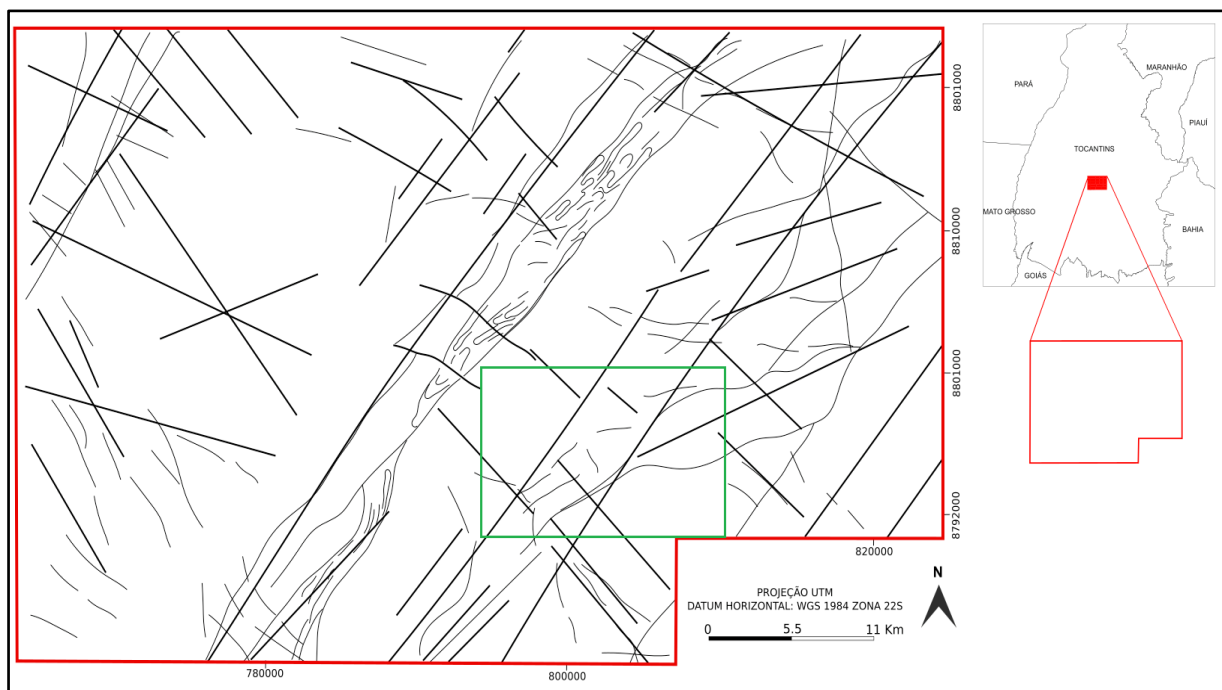
Neste compartimento há o predomínio de deformações rúpteis-dúcteis, com a presença de foliação regional em rochas metassedimentares e diversas zonas de cisalhamento. Na extremidade oeste do domínio a foliação regional apresenta mergulho para WNW e a leste a foliação regional possui mergulho para ESE, 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 rúptil-dúctil pronunciada nas serras de rochas metassedimentares, ora mostrando-se com duas foliações superpostas, ora na forma de dobras com eixos NE-SW.

#### **Domínio V**

Localizado na extremo sudeste da área, 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 em zonas de localização da deformação, por meio do adensamento de fraturas que acompanham o padrão 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 padrão, quase perpendicular, de direção NW-SE, de deformação rúptil posterior, representado por falhas, juntas e fraturas.

Estruturas de regime rúptil-dúctil e rúptil são observadas ao longo de todos os domínios descritos. Estas estruturas consistem em duas famílias principais: 1) NE-SW e 2) NW-SE (Figura 4.61). 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 de Escola Brasil.



**Figura 4.61.** Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo. Destaque em verde para a Subárea XVI.

#### 4.3.2. Geologia estrutural da Subárea XVI

A Subárea XVI pertence ao domínio estrutural regional IV (Figura 4.60) e encontra-se deformada sob regime transcorrente com compressões localizadas. Na região encontram-se quatro estruturas planares: 1) acamamento sedimentar; 2) foliação regional  $S_1$ , clivagem disjuntiva presente principalmente em quartzitos; 3) foliação milonítica  $Sm_1$ , restrita a zonas de cisalhamento em direção E-W; 4) foliação milonítica  $Sm_2$ , restrita a zonas de cisalhamento em direção N-S. A partir da geometria destas estruturas, a área foi subdividida em quatro domínios estruturais (Figuras 4.62, 4.63 e 4.64). O domínio I engloba rochas ígneas ácidas e os domínios II, III e IV engloba rochas metassedimentares e subvulcânicas máficas.

Com a hierarquização e organização das estruturas geológicas, propõe-se a atuação de três fases deformacionais (Tabela 4.5).

**Tabela 4.5.** Caracterização das fases deformacionais

FASE DEFORMACIONAL	REGIME	ESTRUTURAS GERADAS
D0	-	Acamamento $S_0$ e Estruturas sedimentares primárias
D1	Rúptil - Dúctil	Foliação $S_1$
D2	Rúptil - Dúctil	Zonas de cisalhamento, Foliações $Sm_1$ e $Sm_2$ , Lineação $L_1$ , Dobras, Crenulações
D3	Rúptil	Falhas normais, juntas e veios

Fase D0: Caracteriza-se pela deposição sedimentar com a geração do acamamento  $S_0$  e estruturas sedimentares primárias.

Fase D1: É caracterizada por deformação em regime rúptil-dúctil com geração da foliação



regional  $S_1$ .

Fase D2: Caracteriza-se por deformação em regime rúptil-dúctil com geração de zonas de cisalhamento (Z.C.) em direção E-W e foliação milonítica  $Sm_1$  associada. Localmente ocorrem Z.C. em direção N-S que truncam as Z.C em direção E-W, evidenciando a foliação  $Sm_2$ . A lineação  $L_1$  indica movimentação transcorrente para geração das foliações miloníticas. Associada as Z.C. ocorrem ainda crenulações abertas, fruto de uma deformação progressiva. Esta fase é responsável pelas dobras da foliação regional  $S_1$  com eixo sub-horizontal e direção NE-SW. A fase D2 apresenta componentes cisalhante (zonas de cisalhamento) e compressivo (dobras com eixo sub-horizontal).

Fase D3: É caracterizada por um regime extensivo rúptil resultante de um processo de relaxamento crustal, em que são geradas falhas normais que aproveitam os planos das foliações, e fraturas do modo I, preenchidas ou não por quartzo.

4.3.2.1. Domínios Estruturais

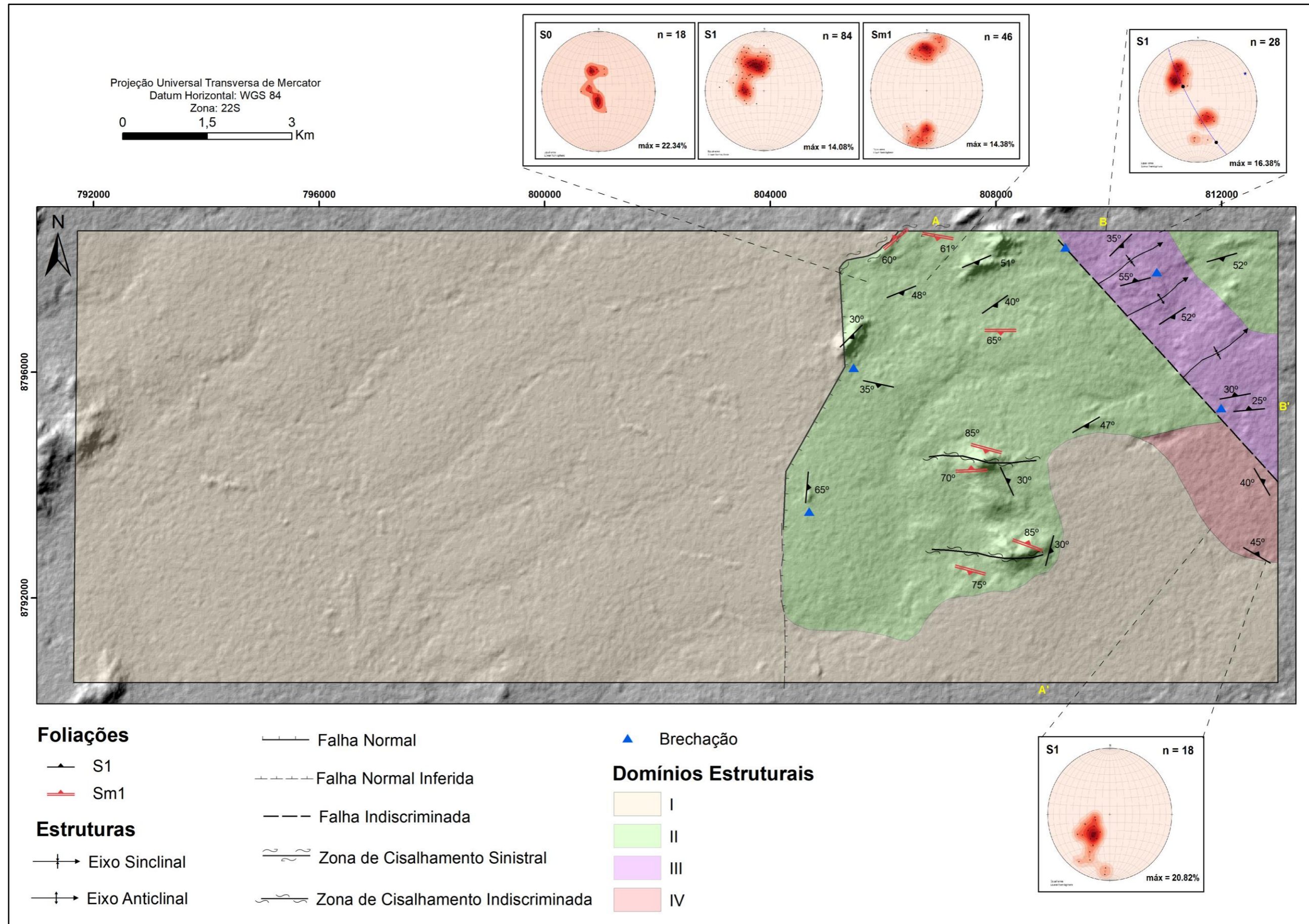


Figura 4.62. Mapa estrutural da Subárea XVI.

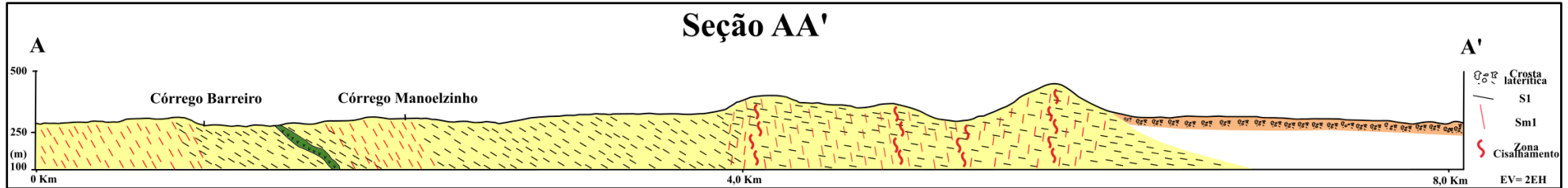


Figura 4.63. Seção AA'.

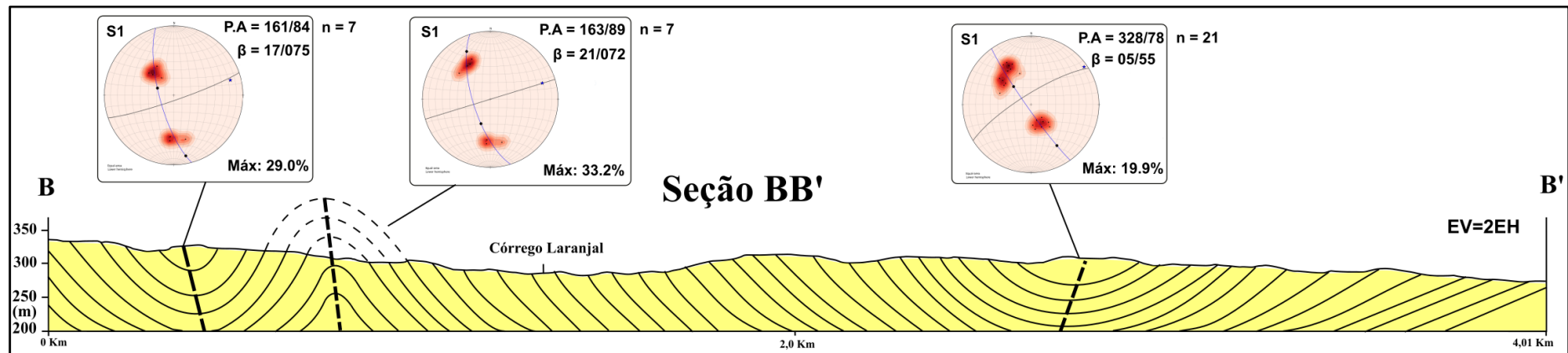


Figura 4.64. Seção BB'.

**Domínio I:** é o domínio com maior extensão e recobre todo o centro e o oeste da Subárea XVI. Representa uma área com predomínio de deformação rúptil em corpos ígneos de composição granítica. No restante do domínio não há dados estruturais em razão da ausência, em superfície, de tais informações.

**Domínio II:** localiza-se na porção leste da Subárea XVI e é delimitado a oeste por uma falha normal. Esse compartimento caracteriza-se pela foliação regional  $S_1$  com mergulho de médio ângulo (30 a 60°) para leste e sudeste, evidenciando uma rotação no traço da foliação. Há a presença de foliação  $Sm_1$ , que corta a foliação  $S_1$ , com mergulho de alto ângulo para sul e para norte. A interferência das estruturas planares gera estruturas em lápis presente neste domínio. A foliação  $S_1$  sofre uma rotação e paralelização com a foliação  $Sm_1$ ; são diferenciadas pelo alto ângulo de mergulho da foliação  $Sm_1$  e menor ângulo de mergulho da foliação  $S_1$  (Figura 4.65).

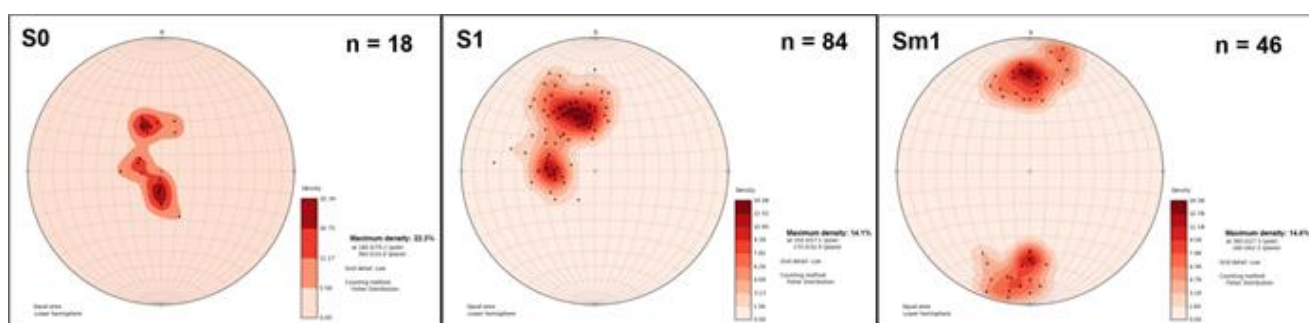


Figura 4.65 Estereogramas de estruturas planares do domínio estrutural II.

**Domínio III:** localiza-se no nordeste da Subárea XVI e é limitado a sudoeste por uma falha indiscriminada. Caracteriza-se por mergulhos opostos da foliação  $S_1$ , configurando dobras abertas com eixo  $\beta$  médio calculado em 09/060 (Figura 4.66A). A região afetada pelo dobramento restringe-se apenas ao domínio III, onde ocorre uma sucessão de sinclinais e anticlinais. Neste domínio apenas a foliação  $S_1$  é observada.

**Domínio IV:** localizado no extremo leste da Subárea XVI, este domínio é caracterizado pelo padrão de mergulho para nordeste da foliação regional  $S_1$  (Figura 4.66B), preferencialmente em baixo a médio ângulo (15 a 45°). Neste domínio apenas a foliação  $S_1$  é observada.

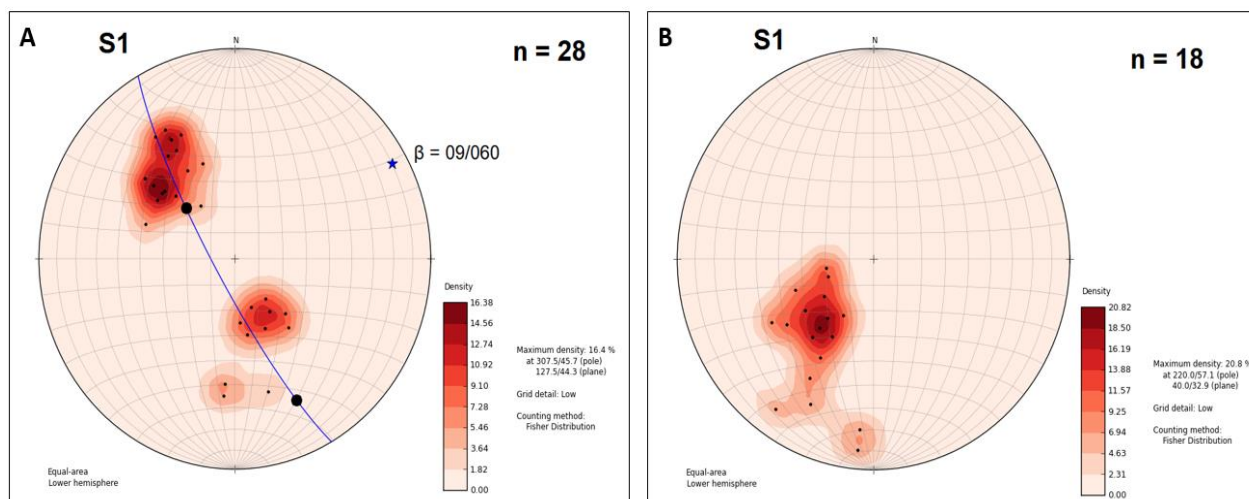


Figura 4.66A. Estereograma de foliação S1 do domínio estrutural IV. B- Estereograma de foliação S1 do domínio estrutural V.

#### 4.3.2.2. Trama estrutural

##### Estruturas planares

A área XVI abrange acamamento sedimentar e foliações, fornecendo informações a respeito dos processos deposicionais das rochas sedimentares e da deformação aos quais os litotipos foram submetidos.

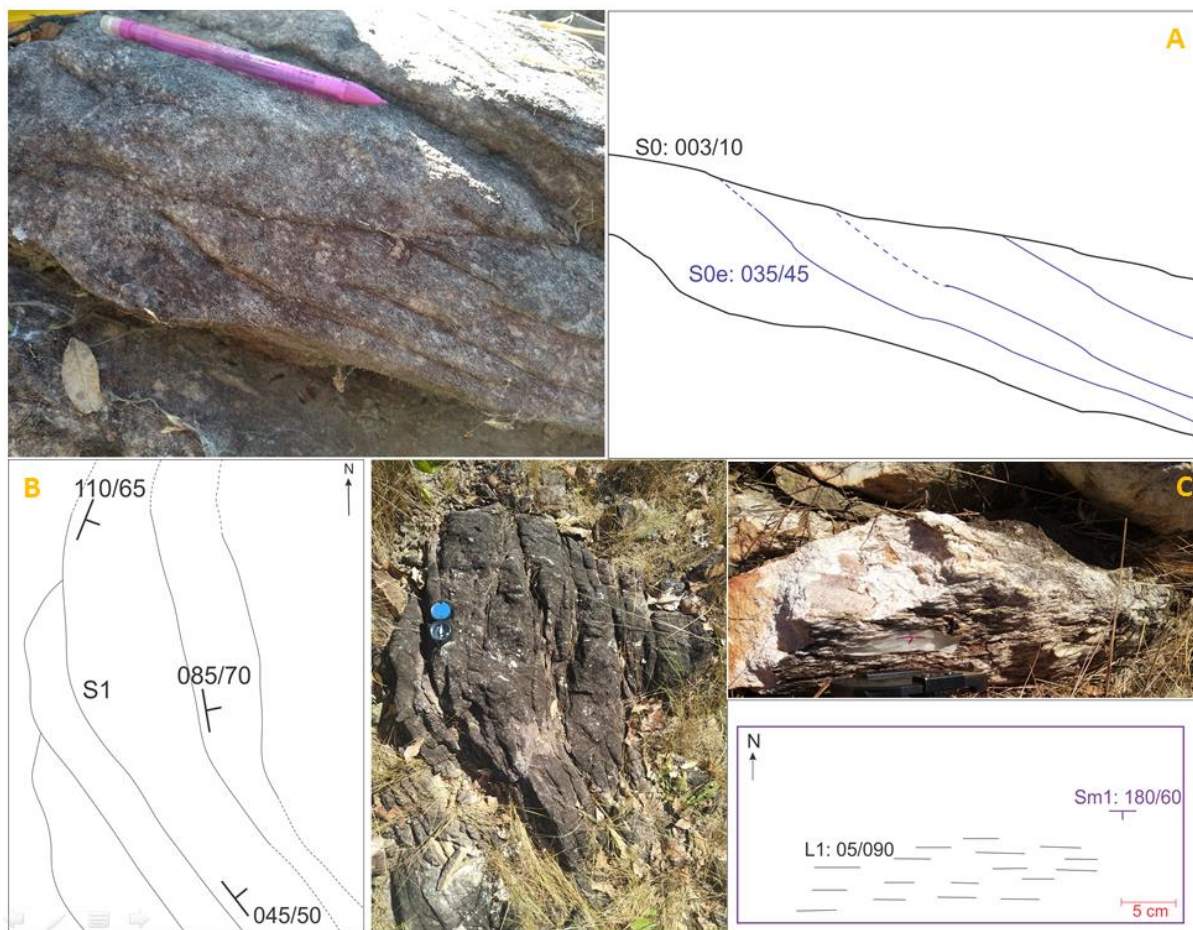
O acamamento S0 ocorre raramente preservado. É caracterizado por superfícies com variação na granulometria ou alternância composicional dos grãos de rochas metassedimentares ou relacionadas a estruturas sedimentares primárias. O acamamento é melhor identificado em planos que limitam estratificações cruzadas (Figura 4.67A). O acamamento S0 é frequentemente paralelizado com foliações posteriores.

A foliação S1 é a principal estrutura planar, presente regionalmente. Trata-se de uma foliação disjuntiva espaçada com espaçamento entre os planos variável de alguns centímetros para litotipos com granulometria areia fina a alguns decímetros para litotipos com granulometria areia grossa. Possui geometria, em geral, paralela entre os planos. Localmente possui geometria anastomosada (Figura 4.67B), com flutuações nos dados estruturais. É caracterizada por orientação de lamelas de muscovita e estiramento de cristais de quartzo em quartzitos e definição de planos paralelos de muscovita em xistos. O ângulo de mergulho varia de 25 a 65°.

A foliação Sm<sub>1</sub> é uma foliação milonítica associada a zonas de cisalhamento em direção E-W. Trata-se de uma foliação contínua penetrativa com crenulações discretas associadas. Corta o S<sub>0</sub> e a foliação S<sub>1</sub> e é responsável pela paralelização da direção destas. Ocorre com mergulho ora para norte ora para sul com predominância de altos ângulos, entre 50° e 85° (Figura 4.67C). A foliação Sm<sub>1</sub> está intimamente relacionada com protomilonitos derivados de granitos e muscovita-quartzitos.

A foliação Sm<sub>2</sub> é uma foliação milonítica associada a zonas de cisalhamento em direção N-S. Apresenta espaçamento decimétrico e geometria paralela e reta. Corta a foliação Sm<sub>1</sub> e ocorre de forma rara e restrita ao norte da Subárea. É relacionada com protomilonitos derivados

de granitos. Dada sua ocorrência limitada não é representada em mapa nem analisada estatisticamente.



**Figura 4.67A.-** Acamamento  $S_0$  limitando planos de estratificação cruzada tangencial a base em quartzito. **B.** Foliação  $S_1$  anastomosada e rotacionada em mesoescala em quartzito. **C.** Foliação  $Sm_1$  e lineação de estiramento mineral associada em muscovita-quartzito.

A seção AA' mostra a relação de corte entre as foliações  $S_1$  e  $Sm_1$  ao longo da área (Figura 4.63).

### Estruturas Lineares

Na Subárea XVI e adjacências ocorre lineação de estiramento mineral. Essa estrutura é contida na foliação  $Sm_1$ , se posicionando tridimensionalmente paralela à direção dos planos. Apresenta padrão de orientação E-W com ângulo de mergulho sub-horizontal (Figura 4.68A).

A interferência das foliações  $S_1$  e  $Sm_1$  no mesmo espaço resulta na gênese de lineação de intersecção, com caimento entre 20 e 35° para leste (Figura 4.68B, Figura 4.69 e Figura 4.70). A estrutura só é observada longe do ponto central das zonas de cisalhamento, onde a foliação regional  $S_1$  não está paralelizada com a foliação milonítica.

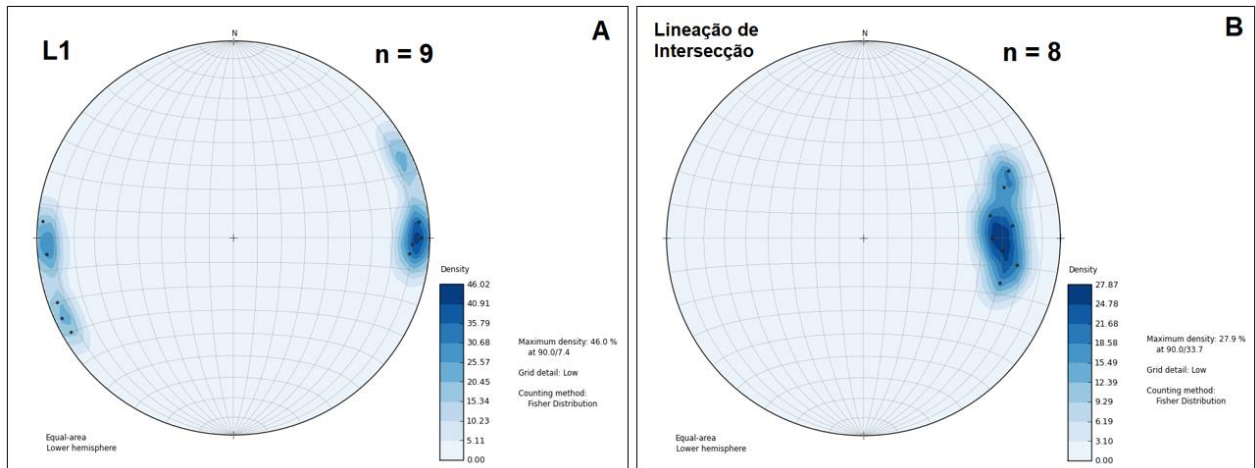


Figura 4.68A. Estereograma de lineação de estiramento mineral. B. Estereograma de lineação de intersecção.

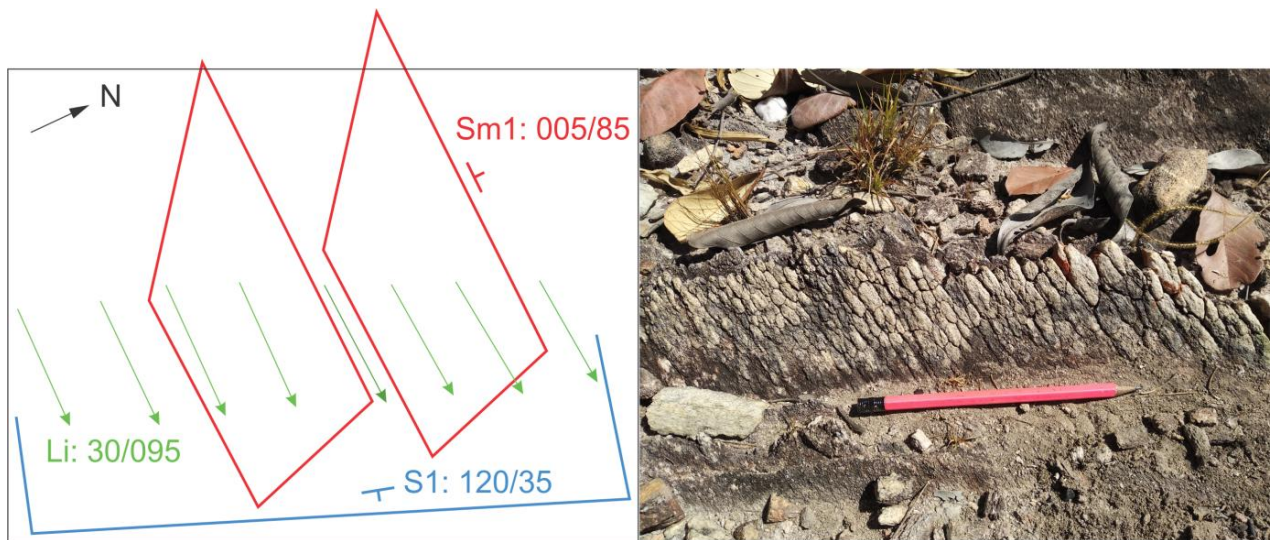


Figura 4.69. Esquema de lineação de intersecção (Li) gerada pela confluência das estruturas planares S<sub>1</sub> e Sm<sub>1</sub> em quartzito micáceco no ponto 103.

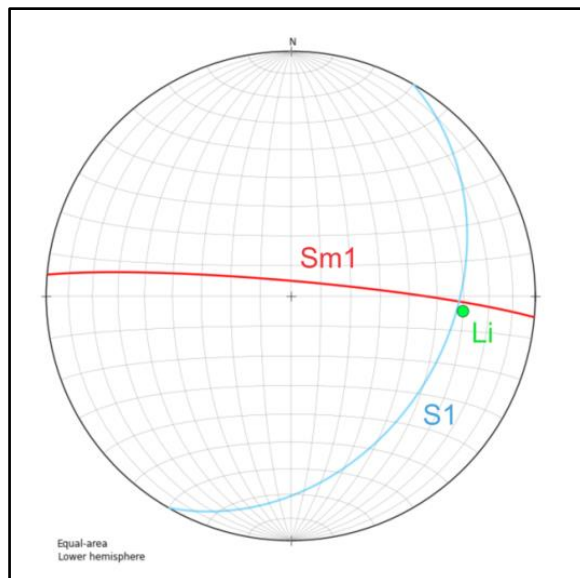


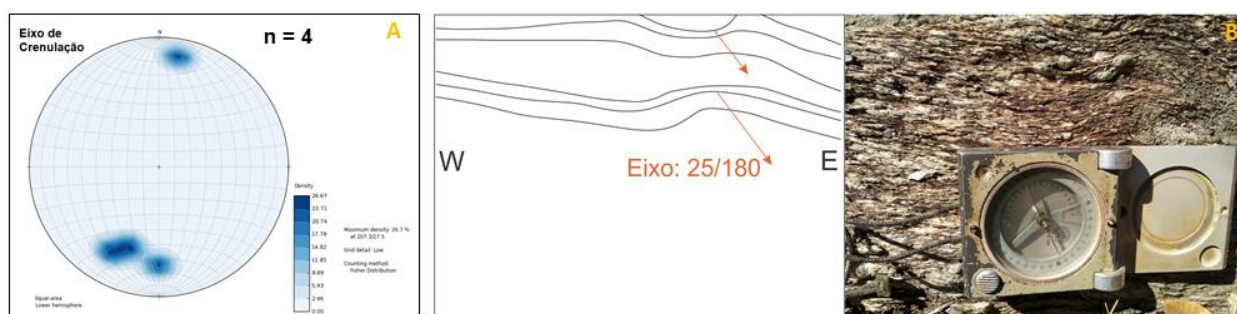
Figura 4.70. Estereograma da relação entre as foliações S<sub>1</sub> e Sm<sub>1</sub> na geração da linha Li.

## **Dobras e Crenulações**

No domínio IV ocorrem dobras quilométricas no pacote metassedimentar (Figura 4.64). A sinclinal a NW possui eixo com atitude 17/075, plano axial 161/84 e ângulo interflanco de 83°; é classificada como uma dobra aberta normal horizontal assimétrica com vergência estrutural para NW. A anticlinal possui eixo com atitude 21/072, plano axial vertical e ângulo interflanco de 97°; é classificada como uma dobra aberta normal horizontal simétrica. A sinclinal a SE possui eixo com atitude 05/055, plano axial 328/78 e ângulo interflanco de 75°; é classificada como uma dobra aberta horizontal moderadamente inclinada assimétrica com vergência estrutural para SE.

Nota-se uma flutuação de 18° no mergulho dos três planos axiais, variando o sentido do mergulho. Tal variação não é suficientemente alta para se atestar uma dupla vergência clara.

São observadas crenulações discretas em milonitos associados a zonas de cisalhamento. Os eixos apresentam direção NNE-SSW com ângulo de caimento entre 15 e 35° (Figura 4.71A). Essas crenulações são suaves e possivelmente associadas a uma deformação progressiva nas zonas de cisalhamento (Figura 4.71B).



**Figura 4.71A.** Estereograma de eixo de crenulação. **B.** Esquema de crenulações abertas com eixo indicado no granito milonítico do ponto 59.

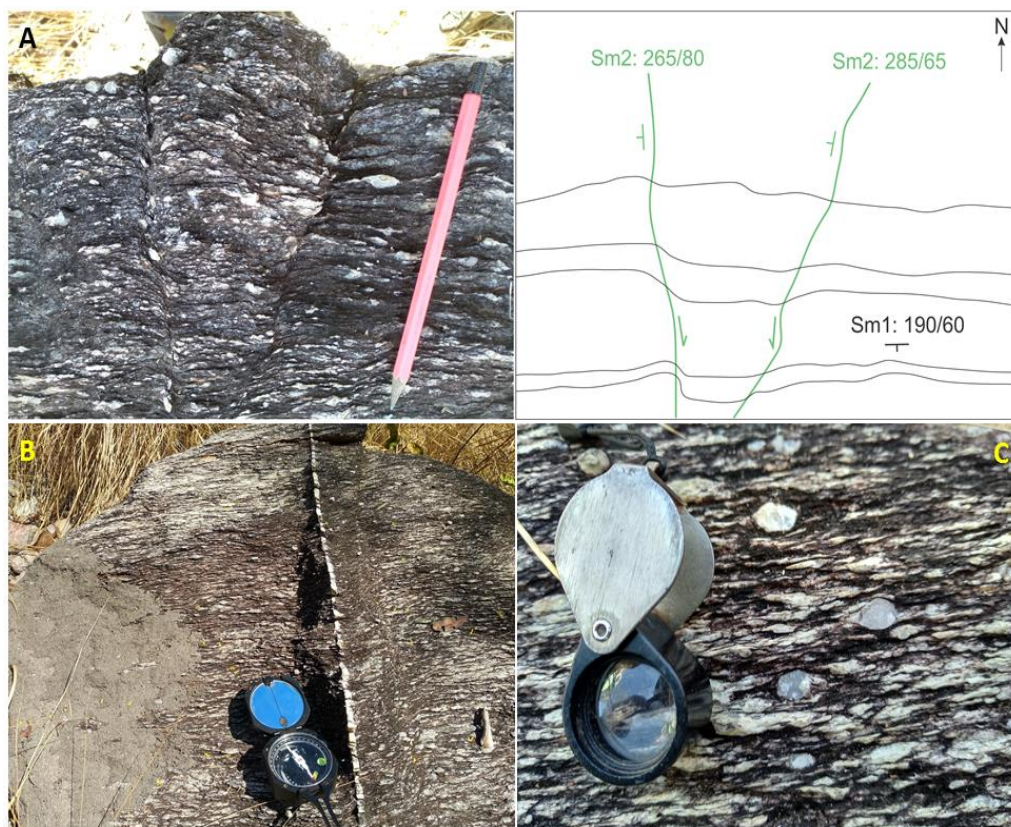
## **Zonas de Cisalhamento**

Na Subárea XVI ocorrem zonas de cisalhamento em direção E-W que são responsáveis pela gênese da foliação  $Sm_1$  e rotação da foliação  $S1$ . Nas zonas de cisalhamento ocorrem milonitização de granitos e psamitos, gerando protomilonitos que possuem lineação de estiramento mineral também em direção E-W, evidenciando o cisalhamento.

A norte ocorre uma foliação  $Sm_2$  em direção N-S que corta a foliação milonítica  $Sm_1$ , gerando transporte de matéria que se expressa como dobras de arrasto centimétricas (Figura 4.72A e B).

Nota-se que, na zona de cisalhamento, na porção norte da área, porfiroclastos sigmoidais (Figura 4.72C) apresentam topo para oeste, demonstrando cinemática sinistral. A zona de cisalhamento sinistral é uma estrutural regional que define o contato entre terrenos graníticos e terrenos metassedimentares.





**Figura 4.72.** Estruturas em granito milonítico do ponto 59. **A.** Espacialização e relação entre as foliações  $Sm_1$  e  $Sm_2$ . **B.** Aspecto geral da milonitização em escala de afloramento com foliação penetrativa  $Sm_1$  E-W e foliação espaçada  $Sm_2$  N-S. **C.** Porfiroclastos de quartzo imersos numa matriz de muscovita e cordões de quartzo.

### **Fraturas Rúpteis e Brechação**

Na porção centro-leste ocorre uma falha com componente extensional com direção aproximadamente N-S que limita os domínios estruturais II a oeste. A falha tem resposta expressiva nos dados aeromagnéticos, representada como um lineamento rúptil que corta as estruturas dúcteis de direção NE-SW (Figura 4.7 – seção 4.1.2.2). Ao longo dessa estrutura e em outras localidades nos domínios estruturais ocorrem brechas de falha derivadas de quartzitos (Figura 4.73A e B).



**Figura 4.73A e B.** Brecha de falha originada a partir de quartzitos feldspáticos.

As juntas da Subárea XVI e adjacências demonstram três famílias principais: 1) N a N10E; 2) N70W a N80W; 3) N a N10W; e quatro famílias associadas: 1) N10E a N20E; 2) N10W a N20W; 3) N80W a N90W; 4) N60W a N70W (Figura 4.74). São verticais a subverticais e mostram dois padrões de ruptura: um a N e outro a WNW. Podem ser relacionadas a fases deformacionais extensivas posteriores e/ou fraturas de alívio.

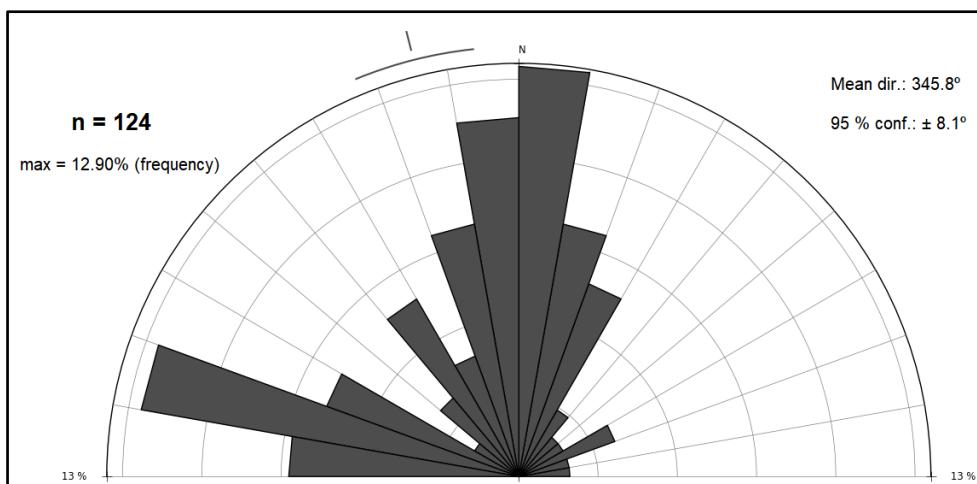


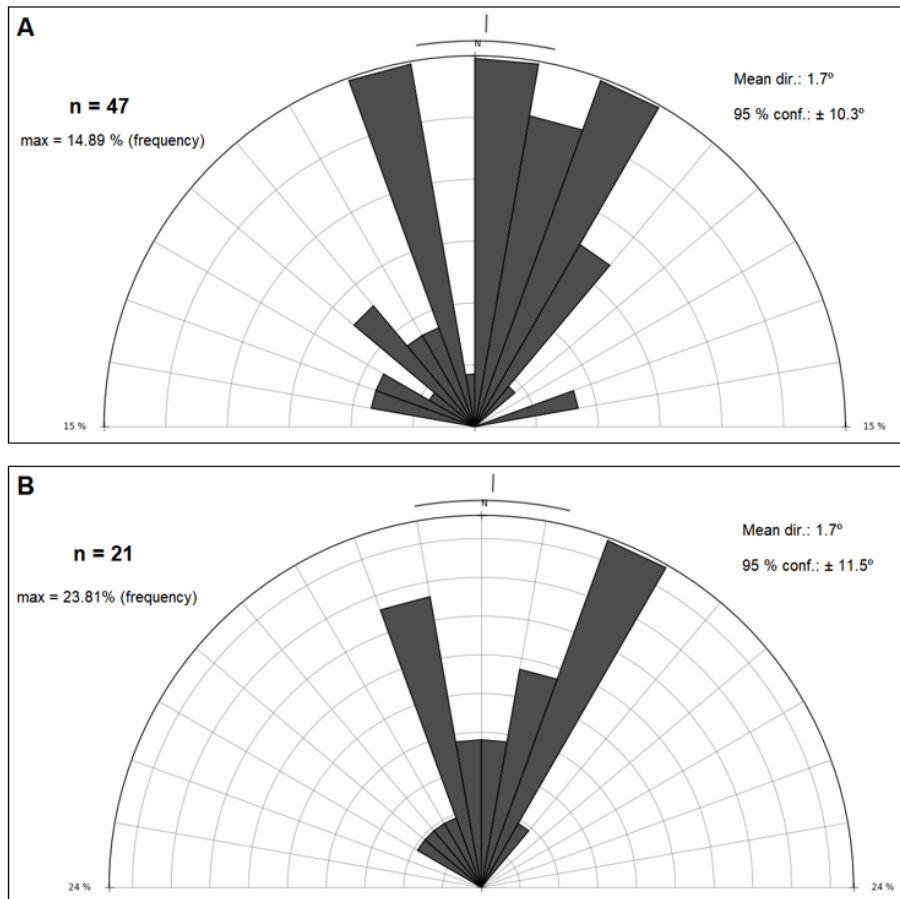
Figura 4.74. Diagrama de roseta de juntas representativo da área XVI.

Eventualmente fraturas de cisalhamento se fazem presentes em rochas ígneas (Figura 4.75).



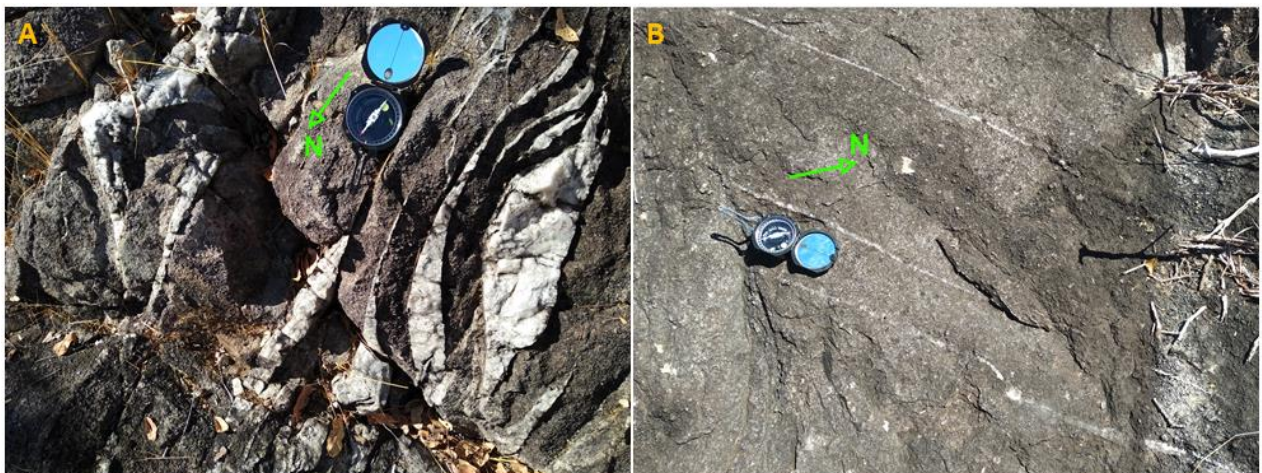
Figura 4.75. Fraturas de cisalhamento em biotita-sienogranito.

Os veios de quartzo mostram um padrão diferente das juntas. Os veios representativos da área como um todo apresentam duas direções principais: 1) N a N30E; 2) N10W a N20W, ambas com igual frequência (Figura 4.76A). Os veios relacionados às rochas ígneas ácidas, no domínio estrutural 1, apresentam diferentes direções principais: 1) N30E a N40E; 2) N10W a N20W, sendo a família a NE a mais frequente (Figura 4.76B).



**Figura 4.76.** Diagramas de roseta de veios. **A.** Veios representativos da área XVI; abarca todas as litologias. **B.** Veios do domínio estrutural I; inclui apenas rochas ígneas ácidas.

A família de veios a NW tende a apresentar espessura centimétrica a decimétrica e geometria irregular, por vezes demonstrando feições de cisalhamento (Figura 4.77A). A família de veios a NE tende a apresentar espessura milimétrica e geometria regular plana (Figura 4.77B).



**Figura 4.77A.** Família de veios NW em biotita-sienogranito. **B.** Família de veios NE em riolito.

#### 4.3.2.3. Aspectos Microestruturais

A descrição microestrutural de agregados policristalinos é fundamental para tornar possível a caracterização dos contextos deformacionais envolvidos na deformação regional em termos de intervalos de temperatura e pressão.

À vista disso, os critérios fundamentais para a descrição microestrutural do seguinte trabalho são a análise das bordas dos grãos e das estruturas internas. O padrão de distribuição da forma dos grãos e as microestruturas associadas variam de acordo com os processos de formação ao qual determinado agregado mineral foi gerado e/ou processos deformacionais aos quais foi submetido (Hirth & Tullis, 1992; Stipp *et al.* 2002).

O principal objeto de estudo é o quartzo devido ao fato de ser abundante nas rochas crustais e um dos componentes principais nas rochas mapeadas na Subárea XVI. O quartzo analisado ocorre sob a forma de agregados policristalinos, porfiroclastos, matriz e preenchendo fraturas em quartzito (TF18\_XVI\_43), protomilonito (TF18\_XVI\_59) e riolito (TF18\_XVI\_126). Essas amostras de rocha foram milonitizadas, tendo sido descritas em campo, em amostras de mão e analisadas sob microscopia ótica.

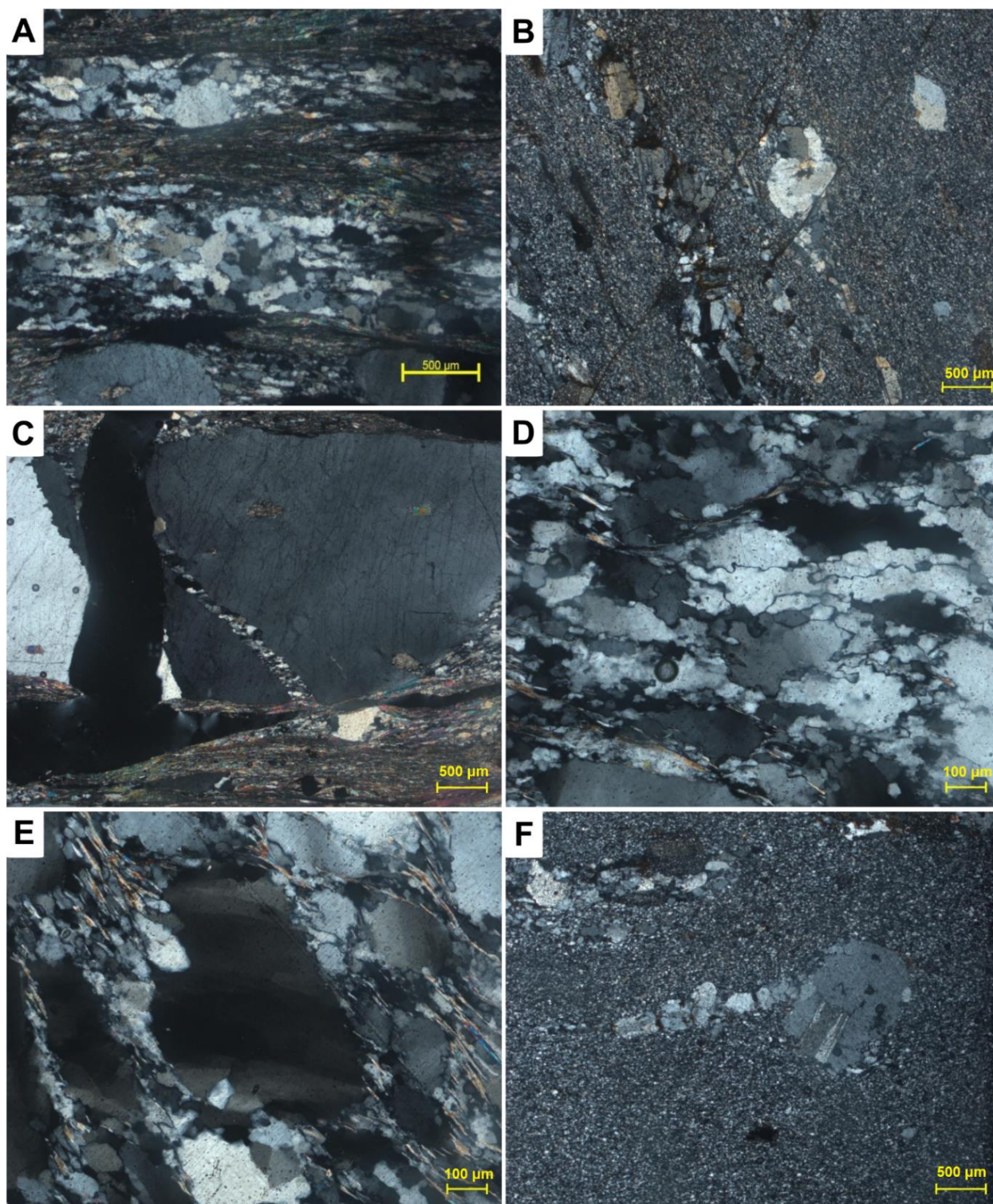
A orientação cristalográfica preferencial do plano dos filossilicatos confere às rochas uma foliação penetrativa com trama planar bem desenvolvida e domínios de espaçamento variáveis entre 1 cm e 0,1 mm, que caracterizam a foliação milonítica.

A deformação do quartzo imprime uma lineação de estiramento representado pelos *ribbons* (Figura 4.78A). Na amostra de mão as rochas em que esta feição está bem evidente marca um aspecto de quartzo fitado e em afloramentos permite a tomada de medidas de lineação de estiramento mineral.

A perda de coesão durante a deformação intercrystalina gera ruptura da matéria formando discontinuidades representadas por fraturas transgranulares (Figura 4.78B) preenchidas por oxidróxidos de ferro que intercepta os grãos ao longo de toda a seção delgada apresentando rejeito de 2 mm; e fraturas intergranulares (Figura 4.78C) em porfiroclastos de feldspato preenchidas por quartzo e matriz silto-argilosa, ambos recristalizados.

A geometria irregular das bordas dos grãos de quartzo analisados exibe um contato lobular entre os grãos, caracterizando a formação de agregados policristalinos. (Figura 4.78D). Certos cristais de quartzo são bordejados por grãos menores da ordem de 50  $\mu\text{m}$ , representando a estrutura *core-mantle* (Figura 4.78E). Em alguns casos, esses clastos se encontram rotacionados com cauda de pressão preenchida por quartzo (Figura 4.78F).

Em geral, os grãos de quartzo apresentam extinção fortemente ondulante formada a partir do acúmulo de deslocamentos no interior do seu retículo cristalino. Eventualmente essas deslocamentos migram para as bordas que são as regiões de maior tensão diferencial, e tendem a se organizar em bandas claras e escuras.



**Figura 4.78.** Fotomicrografias de seções delgadas **A.** Grãos de quartzo estirados na forma de *ribbons* segundo a foliação em milonito (TF18\_XVI\_59) (lente de aumento de 2,5X). **B.** Fraturas transgranulares preenchidas com óxi-hidróxidos de ferro, no riolito milonitizado (TF18\_XVI\_126) A seção mostra fenocristais originais e a matriz com recristalização incipiente. (lente de aumento de 2,5X) **C.** Porfiroclasto de quartzo com fratura intergranular preenchida por grãos de quartzo recristalizados em milonito (TF18\_XVI\_59) (lente de aumento de 2,5X) **D.** Contato lobular caracterizando a formação de agregados policristalinos em quartzito milonitizado (TF18\_XVI\_43) (lente de aumento de 10X). **E.** Clasto de quartzo bordejado por grãos menores representando a estrutura *core-mantle* em quartzito milonitizado (TF18\_XVI\_43). No interior dos clastos é possível observar subgrãos bem formados com geometrias retas, as quais resultam em um padrão de extinção ondulante (lente de aumento de 10X). **F.** Porfiroclasto de quartzo rotacionado com um cristal de plagioclásio agregado no riolito milonitizado (TF8\_XVI\_126). Notar que os grãos menores de quartzo que bordejam o porfiroclasto formam uma cauda de pressão preenchida por quartzo (lente de aumento de 2,5X).

#### 4.4. METAMORFISMO

As principais rochas metamórficas mapeadas na Subárea XVI são referentes à Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada composta por quartzitos feldspáticos e micáceos, metaconglomerados, metassiltitos, xistos e filitos. Os protolitos interpretados são rochas pelíticas para os metassiltitos, xistos e filitos; arenito feldspático para os quartzitos feldspáticos; arenitos argilosos para os quartzitos micáceos; e conglomerados matriz-suportados para os metaconglomerados matriz-suportados.

Os quartzitos tanto feldspáticos quanto micáceos apresentam paragênese formada por quartzo + muscovita. Essa paragênese é estável em grandes intervalos de temperatura e pressão, logo não é diagnóstica para a interpretação de fácies metamórfico.

Os xistos, filitos e metassiltitos encontram-se bastante alterados, dessa maneira não foi possível a confecção de seção delgada para análise de estabilidade de paragênese. Porém, em raras ocorrências, as rochas frescas apresentavam coloração esverdeada, comumente associada a clorita. Exposições de rochas frescas foram observadas na Subárea VII (Figura 4.79). A partir da análise feita por difratometria de raios X, identificou-se a presença de clorita (clinocloro) (Figura 4.80), o que indica fácies xisto verde baixo, zona da clorita.



Figura 4.79. Afloramento de metassiltito preto observado no ponto 39 da Subárea VII.

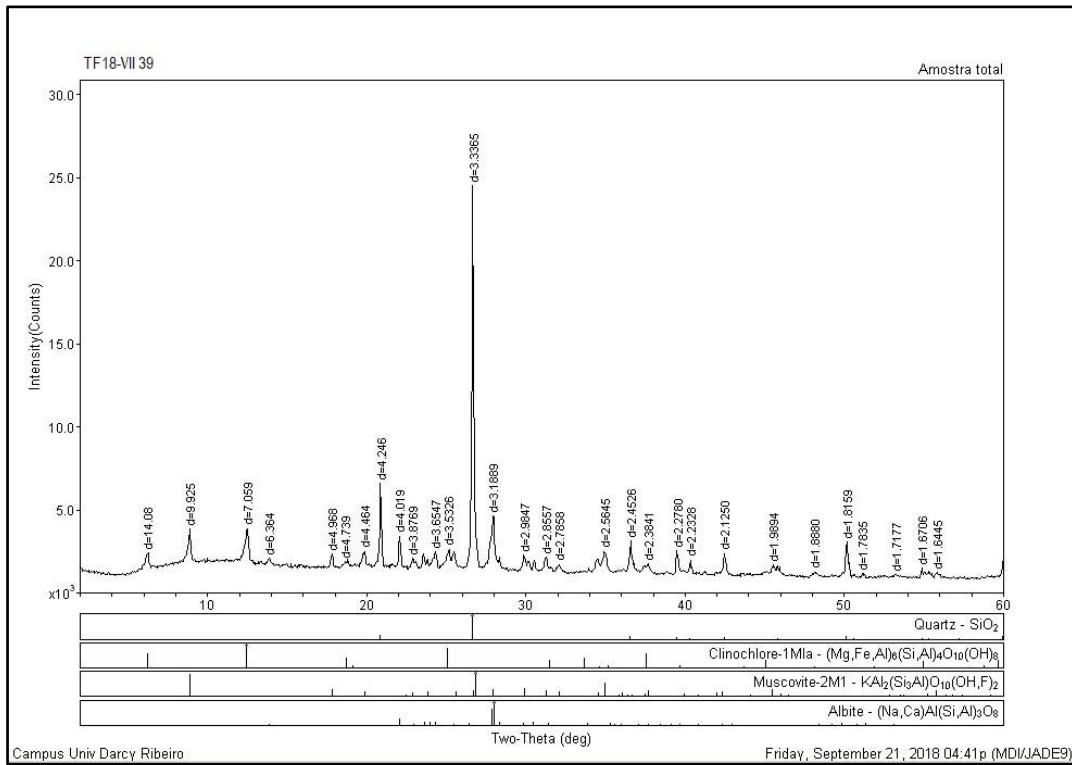


Figura 4.80. Difractometria de Raios X do metassilito preto (TF18\_VII\_39).

Goarayeb (1996) propõe uma distribuição cartográfica dos terrenos metamórficos na região de Porto Nacional. (Figura 4.81). A Subárea XVI está inserida no domínio 4 que é definido por anquimetamorfismo a fácies xisto verde baixo corroborando a interpretação proposta pelo presente trabalho.

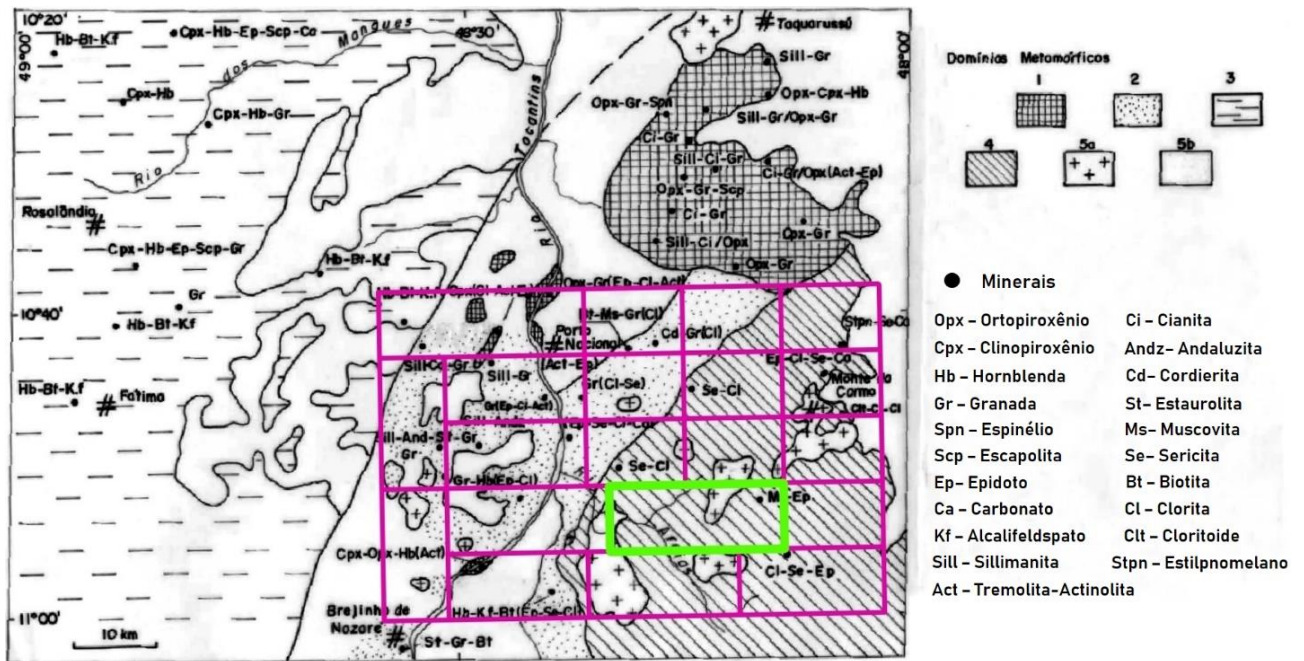


Figura 4.81. Distribuição cartográfica dos terrenos metamórficos da região de Porto Nacional. (1) Fácies granulito, (2) fácies anfibolito alto, (3) fácies anfibolito, (4) anquimetamorfismo a fácies xisto verde baixo, (5) terrenos não metamórficos (a- granitos anorogênicos, b- sedimentos) (Goarayeb, 1996).

Localmente nas zonas de cisalhamento há uma variação pontual do grau metamórfico que foi determinado a partir da análise microestrutural da borda dos grãos de quartzo em quartzitos, riolito e granitos milonitizados. Estruturas do tipo *core-mantle* e a formação de subgrãos representam o processo descrito como rotação de subgrãos por Stipp *et al.* (2002) e caracteriza o Regime 2 de deformação definido por Hirth & Tullis (1992). Porém, o início da formação do contato lobular indica transição para o Regime 3 de deformação de Hirth & Tullis (1992). Vernon (2004) estabeleceu intervalo entre 400° C a 500° C para o Regime 2 e > 500°, caracterizando fácies xisto verde médio. Tais observações são apenas aplicadas às zonas de cisalhamento e não ao metamorfismo regional.

## **4.5. GEOLOGIA ECONÔMICA**

### **4.5.1. Geologia Econômica do Projeto Monte do Carmo**

A área do Projeto Monte do Carmo foi estudada previamente por companhias mineradoras privadas, instituições públicas de pesquisa e regulação (CPRM e ANP), bem como estudos acadêmicos de pós-graduação. A região de Monte do Carmo e Porto Nacional é historicamente conhecida por suas inúmeras ocorrências 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. 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.

Além do ouro, de acordo com o SIGMINE do DNPM, observa-se que na área do projeto existem extensas áreas requeridas junto ao órgão para pesquisa e extração de ouro, minério de cobre, fosfato, minério de ferro, minério de manganês, areia, níquel, argila, granito e cascalho. Em Monte do Carmo, existe extração de argila, quartzito, granito, ardósia e ouro; e em Porto Nacional, a exploração se baseia na extração de areia, seixos, argila e feldspato.

De acordo com os estudos realizados durante a execução do Projeto Monte do Carmo identificaram ocorrências de minérios de ferro, cobre e manganês, grafita, fosfato, areia, argila, cascalho, crostas lateríticas, níquel, ardósia, rochas ricas em Feldspato Potássico, rochas quartzíticas, granito e ouro. 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.

### **4.5.2. Geologia Econômica da Subárea XVI**

#### **Potencial Aurífero**

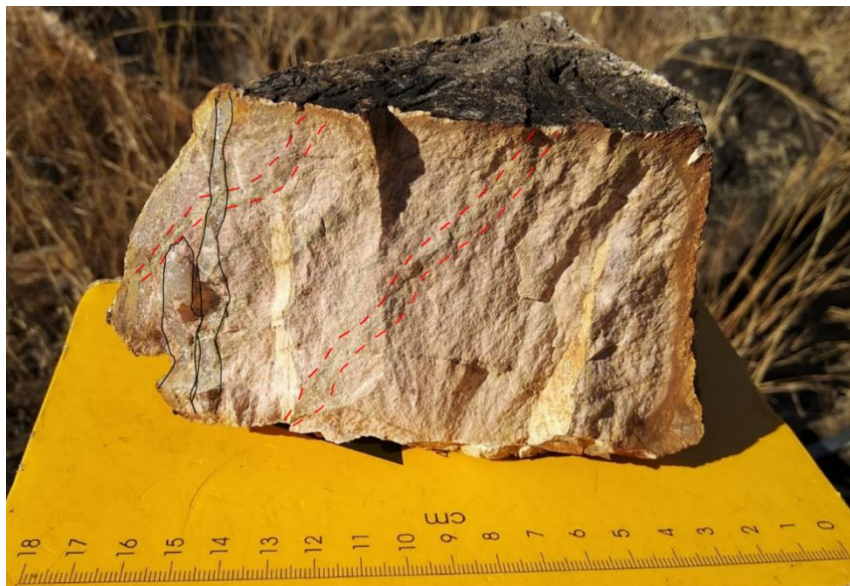
O potencial para a ocorrência de ouro na subárea XVI está associado aos veios de quartzo pertencentes à Suíte Ipueiras. A natureza da venulação pode estar relacionada tanto a



um sistema orogênico (depósito tipo *lode*) quanto a um sistema associado aos estágios finais da intrusão destes corpos (depósito em cúpula); ambas as tipologias podem coexistir. Algumas feições encontradas em campo relacionam os corpos graníticos encontrados na área com os corpos graníticos mineralizados, da mesma suíte, encontrados no Depósito Serra Alta.

Dentre as feições indicadoras de mineralizações auríferas encontradas, se destacam as ocorrências de zonas com alterações de cloritização e carbonatação, além de sulfetação, silicificação, e presença de veios de orientação NE-SW e NW-SE (mesma orientação dos veios mineralizados do Depósito Serra Alta).

A alteração hidrotermal ocorre em todos os corpos graníticos da Subárea XVI, mas estão presentes com mais frequência nos corpos de biotita sienogranitos a oeste do polígono, contando com cloritização, carbonatação e silicificação, por vezes visíveis a olho nu, como em amostra coletada no ponto 51 (Figura 4.82).



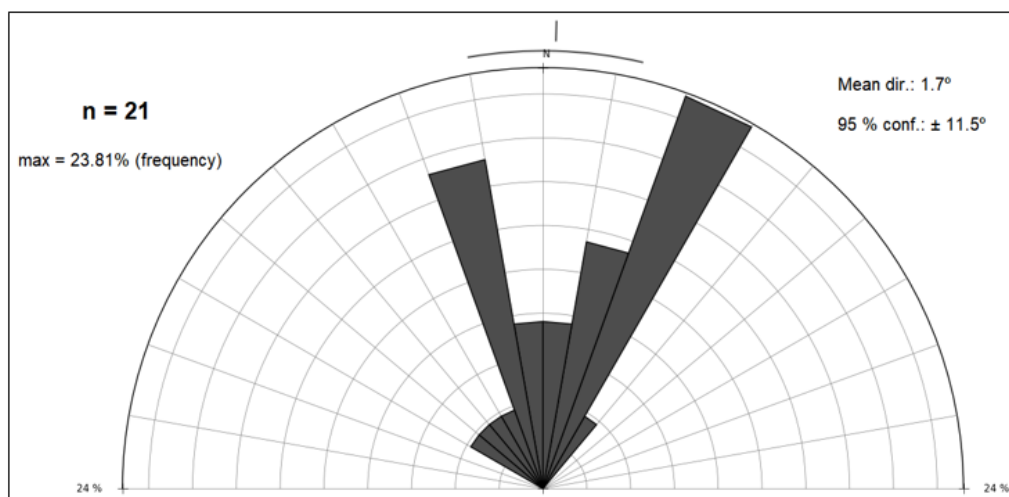
**Figura 4.82.** Amostra TF18\_XVI\_51 da Subárea XVI representando um granito hidrotermalizado. Notar silicificação demarcada em preto e cloritização e carbonatação demarcada em vermelho.

Na subárea XVI a zona de alteração de cloritização e carbonatação ocorre como vênulas de até 1 cm de espessura, com coloração verde-claro, e é composta por agregados de muscovita, clorita e carbonato. A silicificação é representada pela formação de vênulas e veios de espessura milimétrica a centimétrica, compostos essencialmente por quartzo de aspecto leitoso. Já a sulfetação é menos frequente, mas ocorre nos corpos de sienogranitos ao norte da área, com cristais milimétricos e dispersos de calcopirita.

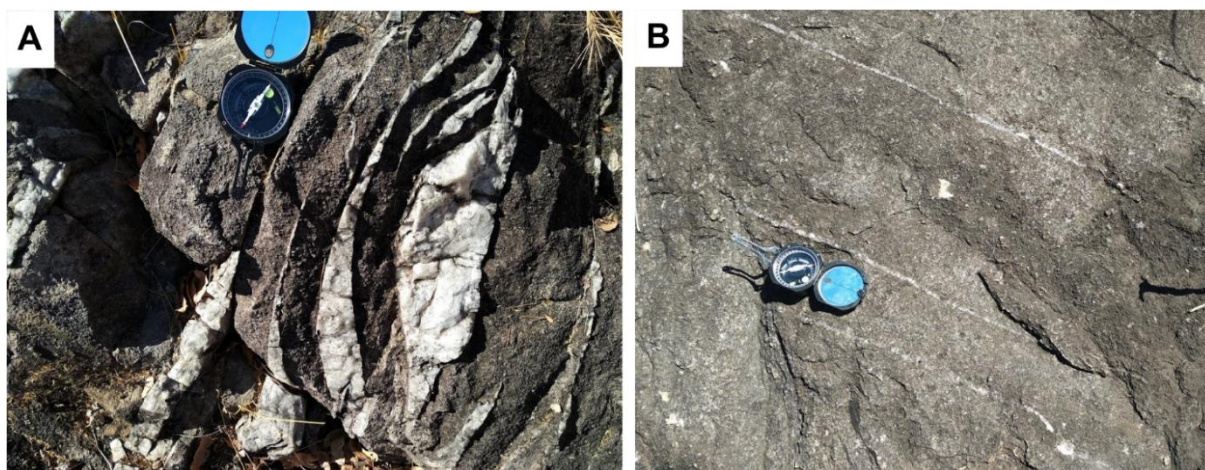
O sistema de veios que ocorre na Subárea XVI, restrito aos corpos de rocha ígneas ácidas, é representado por duas orientações principais: NW e NE (Figura 4.83). Dentre os veios é possível individualizar dois tipos: do tipo *tension gashes* (Figura 4.84A) e retilíneos (Figura 4.84B). Os *tension gashes* são centimétricos e de ocorrência restrita aos biotita-sienogranitos no oeste da Subárea, observados no ponto TF18\_XVI\_52. Já os veios retilíneos são de espessura

milimétrica a centimétrica e ocorrem em todos os corpos graníticos da Subárea. Ambos os tipos de veios são compostos de cristais de quartzo leitoso, sem aparente sulfetação.

Vistos os vetores prospectivos auríferos presentes na Subárea XVI, se constata que existem possibilidades de ocorrência de mineralizações auríferas na área. Há maior probabilidade das ocorrências se localizarem nos setores sudoeste e nordeste da Subárea, onde a sulfetação é mais intensa e frequente, principalmente nos limites com as Subáreas XVIII e XIX.



**Figura 4.83.** Orientação dos veios presentes nos corpos graníticos da Subárea XVI.



**Figura 4.84A.** Veios do tipo *tension gashes* no ponto 52. **B.** Veios retilíneos de orientação NW-SE no ponto 58 da Subárea XVI.

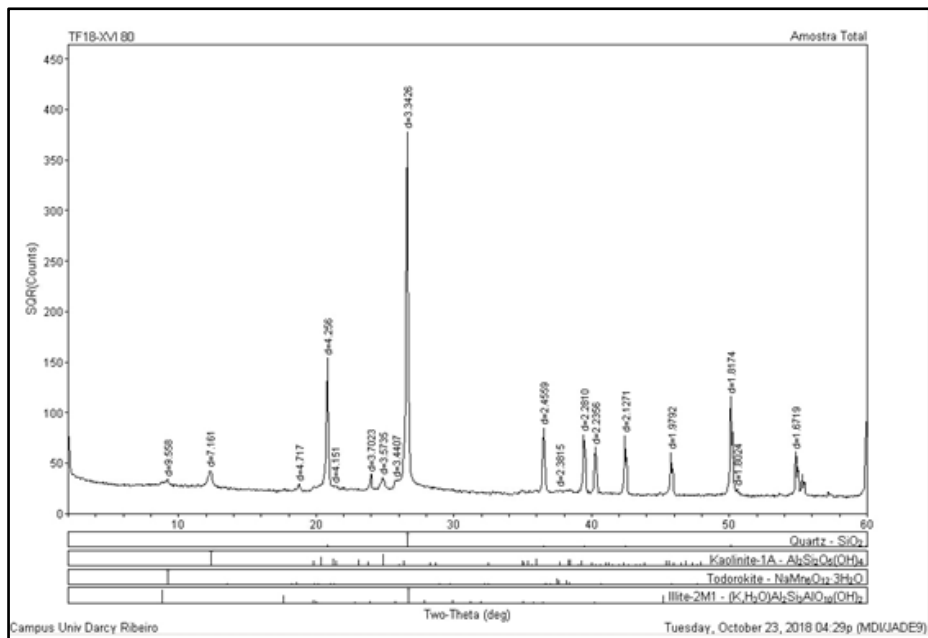
### Manganês

Na porção centro-leste da área ocorrem metarenitos com impregnações de óxido de manganês. O mineral de manganês forma bolsões centimétricos de geometria amorfa recobrendo os cristais de quartzo. Os bolsões se concentram ao longo de planos de fraturas com direção E-W. Perfaz, na melhor das hipóteses, cerca de 5% da composição modal da rocha hospedeira (Figura 4.85).



**Figura 4.85** Metarenito fino com bolsões de impregnações de óxido de manganês referente à amostra TF18\_XVI\_80.

A presença do óxido de manganês é confirmada pela análise de difração de raios-x, (Figura 4.86). Os resultados analíticos apontam o mineral todorokita, um óxido de manganês hidratado comumente gerado pela alteração (oxidação e hidratação) de outros minerais de manganês.



**Figura 4.86.** Análise de difração de raios-x da amostra TF18\_XVI\_80.

O modelo de ocorrência mineral envolve a deposição de níveis de óxido de manganês concomitante com a deposição do arenito hospedeiro. Com a tectônica atuante sobre o pacote sedimentar, formaram-se fraturas que facilitaram a percolação de fluidos metamórficos, alterando o óxido de manganês original. Essa interferência externa no sistema pode ter carregado e/ou concentrado a mineralização em subsuperfície.

A ocorrência de manganês é tratada como um vetor para uma mineralização, visto que em superfície não apresenta volume considerável.

### **Agregados de quartzo**

A areia de quartzo é uma substância natural, coesiva e não plástica, proveniente da desagregação de rochas, com tamanho de partícula variando entre 60 e 2000 µm e com alto teor de sílica ( $\text{SiO}_2 > 90\%$ ) na forma de quartzo (NBR 6502/93). Quanto maior o teor de  $\text{SiO}_2$  na composição das areias, maior será sua pureza e, portanto, maior seu valor de mercado. Além disso, é um dos materiais que possui maior diversificação em seu uso, devido à ocorrência comum e às suas propriedades, como dureza, estabilidade química e resistência a altas temperaturas.

A norma NBR 6502/93 estabelece três classificações quanto ao tamanho das partículas: areia fina (60 e 200 µm), areia média (200 e 600 µm) e areia grossa (600 e 2000 µm). Na Subárea XVI podem ser extraídas areias grossa e fina. A areia grossa é proveniente dos aluviões e é utilizada na indústria de fundição de metais e na construção civil para produção de concreto e argamassas. A areia fina é derivada dos neossolos quartzarênicos e é utilizada na indústria de tintas, plástico e borracha. O ideal é que estes depósitos contenham o menor volume possível de muscovita detrítica, pois este filossilicato diminui a resistência do concreto e argamassa produzidos.

Outro fator importante para viabilizar economicamente os depósitos de agregados é a distância da jazida aos centros de consumo. Neste sentido, as cidades de Porto Nacional e Palmas são os principais mercados dos eventuais depósitos existentes na Subárea XVI.

### **Cerâmica**

Dentro do contexto da área mapeada existem vários pontos de extração de argila, onde as acumulações mais volumosas ocorrem nas margens e/ou nascentes de drenagens (várzeas). Pode ser extraída, principalmente, das planícies de inundação do rio Areias para a produção de cerâmica vermelha (telhas e tijolos). O material extraído, comumente é representado por Neossolos Flúvicos finos, e em muitos casos com associação a processos de gleização. Para a verificação da qualidade destas argilas para a indústria de cerâmica vermelha é importante verificar a ausência de argilominerais expansíveis (minerais do grupo da montmorilonita).

## 5. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

O presente capítulo tem como objetivo propor um modelo esquemático relativo a evolução geotectônica da área do Projeto Monte do Carmo. Para tal, informações e dados apresentados nos capítulos anteriores, bem como os de todas as subáreas, são integrados, interpretados e fazem uso, tomadas as devidas precauções, dos dados advindos da revisão bibliográfica exposta no Capítulo 3- Geologia Regional

A gênese do embasamento paleoproterozoico na região do Projeto Monte do Carmo ocorreu em um ambiente de arco de ilha representado pelo Complexo Porto Nacional e pela Formação Morro do Aquiles. (Figura 5.1A).

A evolução de um ciclo orogênico completo resultou na Colagem Rhiaciana, também denominada de Ciclo Transamazônico. Esse evento resultou na deformação e metamorfismo das rochas do embasamento em fácies anfibolito a granulito com pico de metamorfismo a cerca de 2.1 Ga (Brito Neves et al., 2014) (Figura 5..B). Durante a colisão foram gerados os granitos peraluminosos (Torre, Manduca e Santana) em um magmatismo tipo S sin-a tardi orogênico. Como produto dos eventos finais desta orogênese foi desenvolvido o magmatismo do tipo I tardi-orogênico, resultando no desenvolvimento das Suítes Santa Rosa e Ipueiras, por volta de 2.08 Ga. (Ribeiro & Alves, 2017).

Em seguida, sobre um hiato deposicional e com evidências de erosão ocorreu a deposição da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada. Esta sucessão foi depositada em ambiente marinho plataformaraso, que em conjunto marca um ciclo retrogradacional (Figura 5.1C). Esta unidade não apresenta um posicionamento cronoestratigráfico definido. Sobre discordância erosiva se dá a evolução e deposição da Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo em ambiente de margem ativa interpretado como arco de ilha de idade Neoproterozoica (Figura 5.1C).

Todo o conjunto, até então depositado, foi submetido à deformação Brasiliana na porção externa da faixa orogênica no Neoproterozoico. Esta fase da história geológica da região foi responsável pela deformação de todo o conjunto e retrometamorfismo em que as rochas de fácies anfibolito e granulito (de idade paleoproterozoica) foram hidratadas compondo paragêneses de fácies xisto verde (Figura 5.1D).

Ao final deste ciclo orogênico há a intrusão de granitos de caráter meta a peraluminosos da Suíte Lajeado em que se destacam os corpos Aroeira e Matança. Ocorrem, ainda, as intrusões máfico-ultramáficas Morro da Mata e Carreira Comprida.

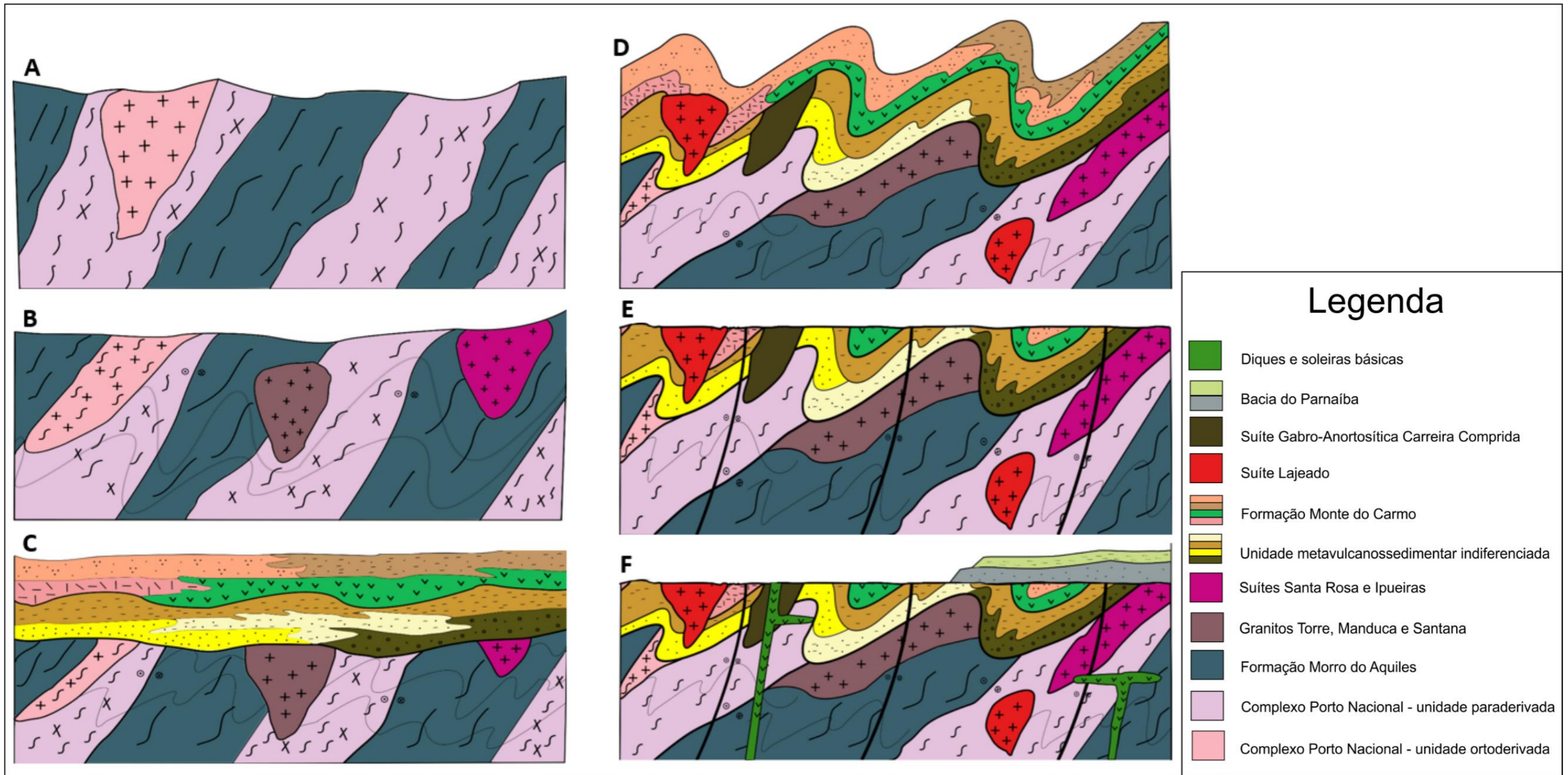
Na etapa seguinte da história geológica da região há o desenvolvimento de grandes falhas transcorrentes. Estas estruturas regionais apresentam um padrão direcional N20-30E e são atribuídas e correlacionadas ao Lineamento Transbrasiliano (Figura 5.1E). Tal deformação foi responsável pelo metamorfismo em fácies xisto verde das unidades meso e neoproterozoicas.

A partir da subsidência termoflexural decorrente do resfriamento do recém aglutinado

supercontinente Gondwana ocorreu o início da formação e evolução da Bacia do Parnaíba sobre o embasamento estabilizado ao final do Neoproterozoico (Figura 5.1F) (Góes & Feijó, 1994). A origem da bacia remete aos eventos pós-tectônicos do Ciclo Brasileiro, responsável pela geração do espaço deposicional que materializa a sinéclese paleozoica do Parnaíba. Com relação a esta bacia foram depositadas as unidades basais representadas pelo: Grupo Serra Grande, Formação Jaicós (conglomerados e arenitos) sobreposta em discordância erosiva sobre as unidades proterozoicas do embasamento e com contato transicional para as rochas da Formação Pimenteiras (siltitos e arenitos ferruginosos).

Na passagem do Jurássico ao Cretáceo (~120 Ma) ocorre o magmatismo toleítico que na região em estudo se manifesta na forma de diques e soleiras de diabásio (Figura 5.1F).

Já em estágios da geologia recente se dá a formação das coberturas pedogenéticas representadas por latossolos, neossolos, cambissolos e plintossolos. Nesse contexto se destacam os solos ferruginosos (plintossolos pétricos) que marcam superfícies regionais de pediplanação e são muito importantes no contexto dos materiais recentes na região



**Figura 5.1.** Modelo esquemático relativo à evolução geotectônica da área do Projeto Monte do Carmo. **A.** Gênese do embasamento paleoproterozoico representado pelas rochas do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. **B.** Colagem Rhiaciana, cujo magmatismo do tipo S orogênico resultou nos granitos peraluminosos e o magmatismo do tipo I tardi-orogênico, ao final da orogênese, resultou no desenvolvimento das Suítes Santa Rosa e Ipueiras, entre 2.08 e 2.05 Ga. **C.** Deposição da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada e da Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo. **D.** Orogênese Brasileira responsável pela deformação do conjunto litológico da área do Projeto Monte do Carmo. Ao final desse ciclo orogênico ocorreu a intrusão de granitos de caráter meta a peraluminosos da Suíte Lajeado e as intrusões máfico-ultramáficas Morro da Mata e Carreira Comprida. **E.** Desenvolvimento de grandes falhas transcorrentes atribuídas e correlacionadas ao do Lineamento Transbrasiliano. **F.** Formação e evolução da Bacia do Parnaíba sobre o embasamento estabilizado da região do Projeto Monte do Carmo ao final do Neoproterozoico. Na passagem do Jurássico ao Cretáceo (~120 Ma) ocorre o magmatismo toleítico que na região em estudo se manifesta na forma de diques e soleiras de diabásio.

## 6. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

### 6.1. Evolução das Suítes Santa Rosa e Ipueiras

Os litotipos da Suíte Ipueiras, de idade Paleoproterozoica (Saboia, 2009), apresentam feições que caracterizam a oxidação do magma parental: feldspatos potássicos de coloração rosa, presença de magnetita como óxido de ferro principal e paragênese estável de allanita e titanita. Dessa forma, apenas com dados de campo é possível inferir um magma parental oxidado para a suíte. Utilizando-se de análises geoquímicas de granitos, verifica-se o índice metaluminoso e que o magma parental pertence a série magmática calci-alcalina, predominantemente de alto potássio. Por conseguinte, o magma granítico foi gerado em ambiente pós-colisional oxidante de arco de ilha ou arco continental, por volta de 2.08 Ga, podendo ser do tipo I ou M. Associa-se a gênese do magma em relação temporal tardi a pós-orogênica com relação à orogenia Rhiaciana.

Por comparação, observa-se que os dados geoquímicos das rochas vulcânicas da Subárea XVI e adjacências são muito semelhantes aos dados de composição média dos principais tipos rochosos em suítes vulcânicas de arco de ilha (Hess, 1989). Entretanto, a razão FeO / MgO dos granitos é consideravelmente alta, entre 7.92 e 28.16, o que indica um magma parental não tão primitivo como um magma granítico tipo M gerado em ambiente de arco de ilha. Desse modo, propõe-se que o magmatismo que deu origem as Suítes Santa Rosa e Ipueiras provavelmente seja do tipo I tardi a pós-orogênico. Ribeiro & Alves (2017) classificam a granitogênese da Suíte Ipueiras como tipo A e Maia *et al.* (2016) classificam a granitogênese como tipo I. Para atestar com certeza o tipo de magma e o ambiente geotectônico são necessárias análises geoquímicas com uma maior gama de elementos traços. Por se tratar de granitos evoluídos, a interpretação geotectônica é dificultada, visto que idealmente são utilizadas rochas mais primitivas para estas análises.

Por relações de campo observa-se que a Suíte Ipueiras engloba a Suíte Santa Rosa, não sendo observados contatos definidos. A intrusão granítica pode ter se formado antes e, por um pulso magmático posterior, foram gerados diques de rochas vulcânicas ácidas que cortaram a intrusão. À esta hipótese assume-se dois pulsos magmáticos com composições semelhantes de um mesmo evento tectono-térmico. As análises químicas de rochas das Suítes Ipueiras e Santa Rosa mostram uma grande semelhança (Anexo E), o que assinala correlações cronológica e tectônica.

### 6.2. Ambiente deposicional da unidade metavulcanossedimentar indiferenciada

A Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada na Subárea XVI é representada pelas seguintes litofácies: Metapsamítica, Metapsamítica Argilosa, Metapsefítica, Metapelítica. Essas litofácies se agrupam em uma associação formada, da base para o topo, por quartzitos mal selecionados com estratificações plano-paralelas e cruzadas tabulares e tangenciais, contendo

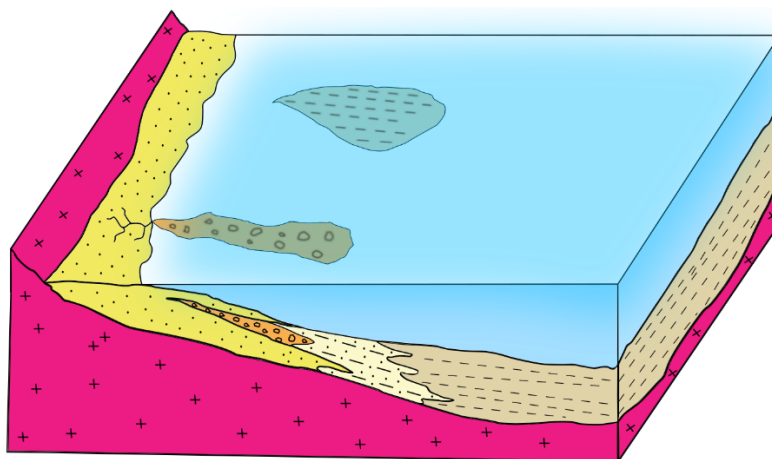


lentes de metaconglomerados matriz-suportados e metassiltitos; seguindo a estratigrafia são comuns quartzitos finos micáceos e no topo da sucessão encontram-se quartzo-muscovita xistos (Figura 4.10).

A sedimentação desse conjunto é interpretada como tendo sido depositada em plataforma marinha rasa (Figura 6.1). Os principais argumentos que corroboram essa hipótese são: ampla continuidade lateral das litofácies, presença de estruturas sedimentares diagnósticas, processos deposicionais característicos deste ambiente e a própria interdigitação lateral e vertical das fácies.

A faciologia idealizada considera que os arenitos puros (quartzitos) são depositados em águas mais rasas na porção interna da plataforma, passando pela deposição de arenitos argilosos (quartzitos micáceos) e depositando pelitos (xistos) em condições de águas mais profundas abaixo da atuação de ondas de tempo bom. A partir das informações obtidas na Subárea XVI e complementadas com dados de outras Subáreas vizinhas, a deposição não alcançou as condições de plataforma aberta com episódios de tempestade. Esta interpretação é baseada na ausência de estruturas do tipo *hummocky*.

A interpretação dos ambientes deposicionais é dificultada em função da deformação a que as rochas sedimentares foram submetidas. A deformação é responsável por obliterar grande parte das estruturas sedimentares que representam a principal ferramenta para a interpretação de processos e ambientes deposicionais.



**Figura 6.1.** Modelo esquemático representando a deposição em sistema retrogradacional das rochas da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada.

Os quartzitos submáticos que predominam na sucessão representam fácies de águas mais rasas (shore face) em que processos trativos foram responsáveis pelo transporte e deposição dos clastos. Neste contexto, as condições de mais alta energia são responsáveis, além da formação das estratificações cruzadas (tabulares, tangenciais e truncamento), pelo *by pass* do material pélítico para ambientes mais profundos de menor energia, na plataforma externa.

As lentes conglomeráticas encontradas interdigitadas aos quartzitos são interpretadas

como canais na plataforma. Essas rochas sem continuidade lateral marcam episódios de maior energia na porção interna da plataforma.

Os siltitos que, também, ocorrem na forma lenticular são interpretados como lamias depositadas em pequenas lagunas ou baixios de maré por recessos de agradação vertical em situações de baixa energia na plataforma interna.

Os quartzitos micáceos são interpretados como arenitos argilosos depositados em condições de águas mais profundas (transicional) onde ocorre a deposição simultânea de clastos tamanho areia com matriz argilosa. Neste caso, são considerados processos de turbilhamento da corrente em base de ondas de forma que as duas frações granulométricas se depositam simultaneamente.

Os xistos são considerados como pelitos depositados na forma mais aberta da plataforma (offshore) em situação em que não há atuação de ondas. Neste caso, a acumulação de lamias se dá por decantação ou agradação vertical.

A sucessão de sedimentos observada na Subárea XVI pode ser entendida como sendo distribuída por uma interdigitação lateral e, pela Lei de Walther, o presente caso, é interpretado como o empilhamento vertical a partir da retrogradação da linha de costa, apresentando um ciclo de diminuição de energia em direção ao topo.

### **6.3. Evolução Estrutural da Subárea XVI**

No Neoproterozoico as unidades litoestratigráficas foram submetidas a três fases de deformação. A fase deformacional D1 é ligada à gênese da foliação regional  $S_1$ . Essa estrutura planar foi gerada paralelamente ao acamamento sedimentar por um sistema de deslizamento e deslocamento interestratal e basal, em regime rúptil-dúctil, por uma tectônica compressiva com transporte de baixo ângulo, semelhante ao modelo proposto por Rosière *et al.*, (1994) para a Faixa Araçuaí.

A fase deformacional D2 representa a atuação de diferentes estilos deformacionais em um regime rúptil-dúctil, com a geração das foliações miloníticas  $Sm_1$  e  $Sm_2$ , lineações  $L_1$  e  $L_i$ , dobras e crenulações. Num estilo puramente transcorrente foram geradas zonas de cisalhamento em direção E-W, associadas a foliação  $Sm_1$ , e zonas de cisalhamento discretas em direção N-S, associadas a foliação  $Sm_2$ . A relação da lineação  $L_1$  com as foliações miloníticas comprova a cinemática transcorrente. A lineação de intersecção  $L_i$  foi gerada pela intersecção das foliações  $Sm_1$  e  $S_1$ , evidenciando a relação de corte entre as estruturas. O acamamento sedimentar e a foliação regional  $S_1$  apresentam-se paralelizados com a foliação  $Sm_1$ , indicando a rotação progressiva das estruturas planares anteriores conforme se aproxima do núcleo de deformação local das zonas de cisalhamento. Contudo, a paralelização não aumenta o ângulo de mergulho do acamamento e da foliação  $S_1$ , apenas rotaciona a direção dos planos. As zonas de cisalhamento são limitadas e de extensão métrica a hectométrica pois foram geradas a partir de fraturas pré-existentes.

Num estilo de deformação compressivo foram geradas dobras e crenulações abertas na foliação regional  $S_1$ , com eixo subhorizontal com caimento para NE. A zona de influência do dobramento é restrita dada a limitação das dobras por uma falha indiscriminada, que acomoda a deformação localmente. Num estilo transpressivo localizado houve a geração de crenulações discretas da foliação milonítica  $Sm_1$ .

A fase D2 foi responsável pela colocação das rochas metassedimentares supracrustais ao lado do embasamento local paleoproterozoico por uma zona de cisalhamento regional de cinemática sinistral. De modo geral, a fase deformacional D2 foi gerada sob uma tensão principal em direção azimutal  $330^\circ$ , o que concorda geometricamente com os eixos de dobra e com as zonas de cisalhamento.

Relaciona-se a fase deformacional D2 com os últimos estágios da orogenia brasileira, especificamente na geração do Lineamento Transbrasiliano. O metamorfismo presente na região é relativo a esta fase. Na Subárea XVI e adjacências há a dominância de fácies xisto verde baixo, com pico em xisto verde médio em zonas de cisalhamento.

A fase deformacional D3 é puramente extensiva em regime rúptil, com a geração de falhas normais, fraturas do modo I, preenchidas ou não por quartzo, e intrusão de diques e soleiras máficas. Essa fase é associada aos períodos Triássico-Jurássico, na abertura do Oceano Atlântico Sul. O magmatismo máfico gerado nesse evento tectônico é expresso na região de estudo como diques e soleiras que cortam as unidades litoestratigráficas mais antigas. Tais rochas não apresentam deformação e são de composição basáltica. As alterações mineralógicas associadas são decorrentes de fluidos residuais do próprio magma e de fluidos meteóricos.

#### **6.4. Correlação Estratigráfica da Unidade Metassedimentar Indiferenciada**

A Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada que ocorre na área do Projeto Monte do Carmo pode ser correlacionada ao Grupo Natividade ou à Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo, conforme as propostas feitas por diferentes autores (Tabela 6.1), uma vez que esta unidade apresenta características petrográficas e estruturais ambíguas.

Costa *et al.* (1982), Gorayeb, (1996) e Saboia (2009) consideram que a Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo inclui as rochas situadas no extremo sudeste da área do Projeto Monte do Carmo e que o Grupo Natividade compreende as rochas localizadas na porção centro-sudeste. Já Frasca (2010) e Ribeiro & Silva (2017) propõem que todo o pacote metavulcanossedimentar inserido no Projeto Monte do Carmo seja correlacionado à Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo.

A Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo cartografada na área do projeto ocorre a leste da Zona de Cisalhamento Areias, no domínio do Arco Magmático de Goiás e é composta por rochas sedimentares sem evidência de metamorfismo como arenitos, grauvacas, folhelhos e conglomerados. Encaixa-se, apenas, com as descrições das rochas pertencentes às Subáreas XIV e XVII. Contudo, não corresponde às descrições das demais áreas que mapearam

esse pacote de rochas (Subáreas III, IV, VII, VIII, VIII, XII, XIII, XIV, XV, XVI, XVII e XVIII).

O Grupo Natividade (Barbosa *et al.*, 1969), na sua estratigrafia característica, não possui vulcanismo associado; as rochas psamíticas apresentam como feição geral elevada maturidade e ocorrem intercaladas com níveis carbonáticos. Essa sucessão corre a aproximadamente 100 km a sudeste da área do Projeto Monte do Carmo, no bloco Cavalcante-Natividade (Fuck *et al.*, 2014) com continuidade para sul até a região de Natividade, sul do estado do Tocantins.

À vista disso, diferenciaram-se duas sucessões metavulcanossedimentares inseridas no Projeto Monte do Carmo. O pacote que ocorre no extremo sudeste está associado à Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo. As exposições que ocorrem na porção centro-sudeste são distintas não podendo ser relacionadas nem à Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo nem ao Grupo Natividade e, por conseguinte, optou-se por caracterizá-las como uma Unidade Indiferenciada.

Para o melhor posicionamento cronoestratigráfico e definição deste conjunto de metassedimentos e das rochas metavulcânicas é fundamental que sejam realizados os seguintes estudos de detalhamento:

- Descrições de seções em grande escala, com verificação petrográfica ao nível de seções delgadas;
- Estudos geocronológicos pelo método U-Pb em zircões, preferencialmente em rochas metavulcânicas básica (para datação da sedimentação / vulcanismo) e
- Estudos geoquímicos de elementos traços mais imóveis como Zr e Y em rochas metassedimentares.

**Tabela 6.1.** Descrições petrográficas e estruturais feitas por Costa *et al.* (1982), Gorayeb, (1996) e Saboia (2009) para o Grupo Natividade e para a Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo.

	Descrição Petrográfica		Descrição Estrutural	
	Grupo Natividade	SVS Monte do Carmo	Grupo Natividade	SVS Monte do Carmo
<b>Costa <i>et al.</i>, 1982</b>	Conglomerados com seixos de quartzo e quartzito micáceo em matriz arenosa; quartzitos puros ou micáceos intercalados com tremolita- actinolita xistos, filitos, metavulcânicas e ardósias.	Conglomerados com seixos de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, quartzito, rocha básica, granito em matriz areno-argilosa e arcoseana. Presença de estratificação cruzada.	Deformações refletidas em três conjuntos de dobras: antigas delimitadas pelo acamamento e uma foliação do plano axial (xistosidade, clivagem de fratura ou clivagem ardósiana); dobras menores de eixo N45E e mergulhos baixos para SW; e dobras suaves de eixo N40W com planos axiais empinados.	Deformação rúptil com duas famílias de juntas verticais de direções NW e NE. Presença de pequenas falhas normais N40W e N20E. O pacote, no conjunto, mostra-se basculhado com camadas adquirindo atitude em torno de N30E/15SE.
<b>Gorayeb <i>et al.</i>, 1996</b>	Quartzitos puros ou micáceos intercalados ardósias esverdeadas e conglomerados com seixos de quartzo, quartzito e rochas vulcânicas em matriz quartzítica-micácea.	Conglomerados com seixos de quartzo, feldspato potássico, gnaisses, rochas miloníticas, quartzitos, vulcânicas e rochas graníticas envolvidos em matriz arcoseana.	Sequência de anticlinais e sinclinais de escala mega a mesoscópicas. Os eixos principais são alinhados à NE com baixos valores de mergulho, com planos axiais inclinados para NW ou SE. Associam-se a uma foliação incipiente de direção NE-SW e mergulhos entre 40° e 60° para NW paralela aos planos axiais.	A unidade é delimitada por falhas normais de direção NE-SW, constituindo pequenos <i>grabens</i> , que as colocam em contato com o Grupo Natividade. Em geral as rochas da sequência mergulham entre 20 e 30° para SE.
<b>Saboia, 2009</b>		Conglomerados com seixos arredondados com de quartzo, quartzito, rochas vulcânicas e granitos em matriz arenosa a arcoseana cinza esverdeada.		O pacote sedimentar apresenta mergulhos de 20° a 40° para SE. Em algumas porções apresenta mergulhos de 40° a 60° para NW. Veios de quartzo verticais evidenciam fraturas com direção N40W
<b>Frasca <i>et al.</i>, 2010 e Ribeiro &amp; Alves, 2017</b>		Conglomerados com seixos de quartzo, quartzitos, rochas graníticas e vulcânicas. Quartzitos puros e impuros (feldspatos). Presença de estratificações tabulares e cruzadas.		Consiste em uma sequência amplamente deformada e disposta em pares de dobras sinclinais e anticlinais assimétricas fechadas, inclinadas e com caimento ora para SW, ora para NE.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review* 17, 1-19.

Alvarenga, C.J.J.; Moura, C.A.V.; Gorayeb, P.S.S. Abreu, F.A.M. Paraguay and Araguaia Belts. 2000. In: 31st Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro. p. 183-193.

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. Convênio ANP-USP. São Paulo, 2006.

Araújo Filho, J. O. de. The Pirineus Syntaxis: an example of the intersection of two brasiliano fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. 2000. 5 pp. Artigo – *Revista Brasileira de Geociências*, volume 30, n 01, p. 144-148.

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

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

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

Associação Brasileira de Normas Técnicas. 1995. NBR no 6502/1993 - Solos e Rochas. 18 p.

Barbosa, O.; Ramos, J.R. de A.; Gomes, F.A.; Hembold, R. - 1966 - Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Mon. 19.

Barradas, J. A.; Lafon, J. M.; Kotschoubey, B. Geocronologia Pb-Pb e Rb- Sr da região de Monte do Carmo - Porto nacional, TO. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37., 9-15 dez. 1992, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos: Sessões temáticas... São Paulo: SBG núcleo de São Paulo, 1992, v.2, p.182-183.

Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A.; Pimentel, M.M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44 (3), p. 493-518. 26pp.

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

Costa, L.A.M.; Portela, A.C.P.; Nilson, A.A.; Vale, C.R.O.; Marchetto, C.L.M.; Santos, E.L. dos; Meneghesso, G.; Inda, H.A.V.; Sterna, L.H.; Marchetto, M.; Baptista, M.B.; Fratin, O.; Mossmann, R.; Oliveira, T.F. de; Silva, W.G. da - 1976 - Projeto Leste do Tocantins-Oeste do São Francisco. PROSPEC/DNPM, Rel. Final.

Costa, J.B.S.; Martins, J.P.A.; Beltão, J.F.; Goes, A.M.; Lemos, R.L.; Gorayeb, P.S.S. 1982. Projeto Porto Nacional. Relatório Final. DNPM-UFPA. 107p.

Costa, J.B.S., Gorayeb, P.S.S., Bemerguy, R.L., Gama Jr., T., Kotschoubey, B., Lemos, R.L., 1983. Projeto Paraíso do Norte. Relatório Final. DNPM/UFPA, Belém, 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. *Revista Brasileira de Geociências* 14, 3-11.

Cunha, B.C., Potiguar, L.A.T., Ianhez, A.C., Bezerra, P.E.L., Pitthan, J.M.L., Souza Jr., J.J., Montalvão, R.M.G., Souza, A.M.S., Hildred, T.R., Tassinari, C.C.C., 1981. Projeto RADAMBRASIL, Folha SC.22-Tocantins. *Geologia* 1, 21-196.

CUNHA, F. M. B. -1986- Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. M.Sc. thesis, Univ. Federal Rio de Janeiro, Inst. Geociências, Rio de Janeiro, Brazil DNPM (Departamento Nacional da Produção Mineral), -1971-. Mapa tectônico do Brasil 1:5,000,000.

Dardenne, M.A., 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds) Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 231-263.

Embrapa. Monitoramento por satélite. Disponível em: <[www.cnpm.embrapa.br/projetos/basedados.php](http://www.cnpm.embrapa.br/projetos/basedados.php)>. Acesso em: 14 de junho de 2018.

Ferreira, F.J.F., Souza, J., Bongiorno, A.B.S. e Castro, L.G., 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics*, 78(3): J33 - J41.

Ferreira Filho, C.F., Lima, H.A.F., Dantas, E.L., Daoud, W.E.K., Salomão Neto, J., 2002. The layered mafic-ultramafic complexes of the Tocantins State, central Brazil: recently discovered large Proterozoic intrusions with favourable potential to host PGE deposits. In: Proceedings of the IX International Platinum Symposium. Extended Abstracts, Billings, Montana, pp. 141–143.

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

Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Botelho, N.F., Junges, S.L., Holanda, M.H.B.M., Moraes, R., Armstrong, R. 2002. Crosta continental Paleoproterozoica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: Novos dados Sm-Nd e U-Pb. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 41, João Pessoa, Anais, p.308.

Góes A.M.O.; Feijó, F.J. Bacia do Parnaíba. 1994. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.8, n. 1, p. 57-68.

Gorayeb, P.S.S., Palermo, N., Leite, A.A.A., 1992. As vulcânicas de Monte do Carmo-TO: caracterização geológica-petrográfica e relacionamento estratigráfico com o Grupo Natividade, Granito do Carmo e Formação Monte do Carmo. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, Anais, pp. 313-314.

Gorayeb, P. S. S. *Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional (TO)*. 1996. 262p. tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1996.



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, 190-194.

Gorayeb P.S.S. & Moura C.A.V. 2002. Idades modelo TDM dos granulitos de Porto Nacional-TO. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 41, João Pessoa, Anais, p.30.

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, 278-292.

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., Bartorelli, A., Mortari, D., Ribeiro, A.C.O., Jácomo, A.A.C. 1987. Considerações sobre a geologia da região entre Porto Nacional e Ipueiras, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 17, p. 295-301.

Hess, P.C., 1989. *Origins of Igneous Rocks*. Harvard University, Cambridge, Massachusetts, Pages: 336.

Hirth, G. & Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14, p. 145-159.

IBGE- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2006. *Geomorfologia*. Folha Dianópolis SC.23-Y-C. Escala 1: 250.000.

JAXA. *Advanced Land Observing Satellite*. 2015. Disponível em: <[http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/top/about\\_top.htm](http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/top/about_top.htm)>. Acesso em: 14 de junho de 2018.

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

Fuck, R. A., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., Botelho, N. F., Armstrong, R., Laux, J. H., Praxedes, I. F. (2014). Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins

Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, 244, 53–74.

Lima, A.A.C.; Oliveira, F.N.S.; Aquino, A.R.L. 2000. Solos e aptidão agrícola das terras do Estado do Tocantins. Embrapa Agroindústria Tropical.

Lima, H.A.F., Ferreira Filho, C.F., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Araújo, S.M. de. Geology, petrology and geochronology of the layered mafic-ultramafic intrusions in the Porto Nacional area, central Brazil. 2008. *Journal of South American Earth Sciences*, 26, p. 300-317.

Maia, J.G.A.; Souza, V.S.; Oliveira, C.G. 2016. Caracterização da Mineralização Aurífera do Granito do Carmo, Depósito Serra Alta, Município de Monte do Carmo (TO). In: VII Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, 2016, Ouro Preto - MG. VII Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, 2016.

Marques, G.C. Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins. Brasília, 2009, 122p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências - Universidade de Brasília.

Meneses, P. R.; Almeida, T. Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto. 2012. E-book disponível em: <<http://www.cnpq.br/documents/10157/56b578c4-0fd5-4b9f-b82a-e9693e4f69d8>>. Acesso em: 12 de junho de 2018.

Morais, F.; de Almeida, M. L. 2010. Geomorfologia Fluvial da Bacia Hidrográfica do Ribeirão Jaú, Palmas, estado do Tocantins. *Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities research medium*, Uberlândia, v. 1, n. 2, p. 331-351, jul. /dec. 2010.

Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* 20, 375-379

Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A., Marini O.J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, 52:321-335.

Pimentel, M.M., Whitehouse, M.J., Viana, M.G., Fuck, R.A., Machado, N., 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research* 81, 299-310.

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

Queiroz J.P.C., Kotschoubey B., Lafon, J.M. 1999. Magmatismo e evolução geotectônica na região de Monte do Carmo, centro-sul do Estado do Tocantins. In: SBG, Simpósio da geologia da Amazônia, VI, Manaus, Anais, p.574-576.

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.

Reis, L. K. O. 2016. Arcabouço tectônico da porção centro-norte da Faixa Brasília com base em dados magnéticos e gravimétricos. 72 p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.

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

Rosière, C.A.; Uhlein, A.; Fonseca, M.A.; Torquato, J.R. 1994. Análise cinemática mesoscópica dos cavalgamentos do Cinturão Espinhaço na região de Diamantina, MG. *Revista Brasileira de Geociências*, volume 24, n 02, p. 97-103.

Sabóia, A.M., Dardenne, M.A., Junqueira-Brod, T.C., Dantas, E.L., Palermo, N., 2009. Dados isotópicos e geocronológicos da região de Monte do Carmo-TO. In: SBGNO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 11, Manaus, Anais, CD-ROM.

SEPLAN - Secretaria de Planejamento e Orçamento. Zoneamento Ecológico-Econômico. 2015. Mapa de Precipitação Média Anual. Escala: 1:100.000.

SEPLAN - Secretaria de Planejamento e Orçamento. Zoneamento Ecológico-Econômico. 2015. Mapa geomorfológico do Estado do Tocantins. Escala 1:1.000.000.

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

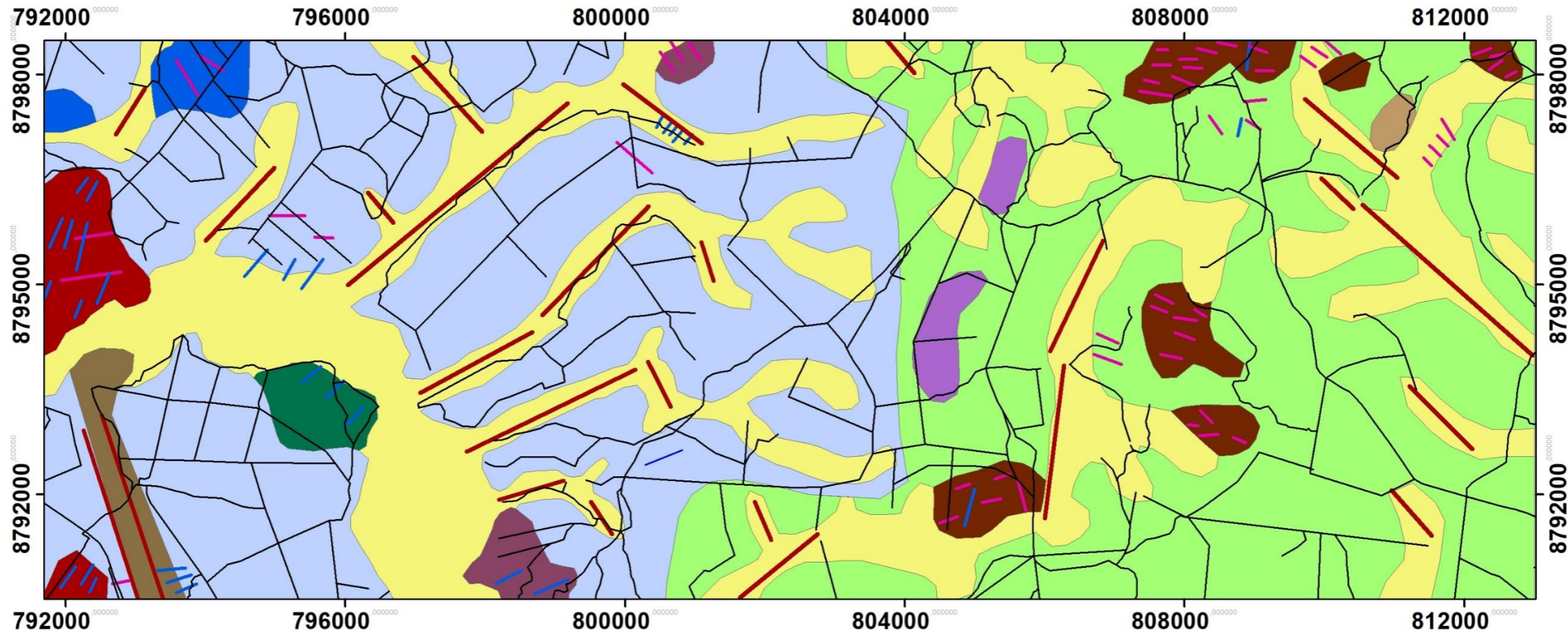
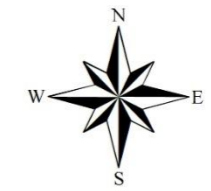
Stipp, M., Stunitz, H., Heilbronner, R. & Schmid, S. M. 2002. The eastern Tonale fault zone: A “natural laboratory” for Crystal plastic deformation of quartz over temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*, 24, 1861-1884.

USGS, 2015. Landsat 8. Disponível em: < <https://landsat.usgs.gov/landsat-8>>. Acesso em: 14 de junho de 2018.

Anexo A: MAPA FOTOGEOLÓGICO DA SUBÁREA XVI

# Mapa Zonas Homólogas - Área XVI

1:60.000



0 0,5 1 2 3 4  
Kilometers

## Legenda

ZONA_HOMÓLOGA		
A		D
A2		F
B		G
C		H
C1		I
		J

A - Área de relevo plano, tonalidade cinza, Densidade de drenagem média. tropia de drenagem NE e NW, vegetação rasteira. (CPRM = Fm. Monte do Carmo)

A2 - Relevo plano, tonalidade branca. tropia de drenagem N, EW e NW mais ao leste. (CPRM = Fm. Monte do Carmo, a leste pegando metavulcânicas máficas NE)

B - Depósitos aluvionares, alta densidade de drenagem, tonalidade escura. lineações em feixe NW.

C - Relevo acidentado formado por morrotes isolados marcados por lineações E-W e NW. tonalidade clara. (CPRM = Suíte Ipueiras)

C1 - Relevo acidentado formado por morrete que são marcados por lineações E-W e NE. Tonalidade cinza. (CPRM = Suíte Ipueiras)

D - Relevo plano, com tonalidade muito clara e lineações em feixe NE pouco marcadas. (Fm. Monte do Carmo)

F - Morrotes com alinhamento forte para NE, tonalidade cinza, vegetação rala. (Fm. Monte do Carmo)

G - Relevo ondulado entalhado perto de aluvião, região de vegetação exposta com drenagens NW, lineações em série. Tonalidade clara. (Fm. Monte do Carmo)

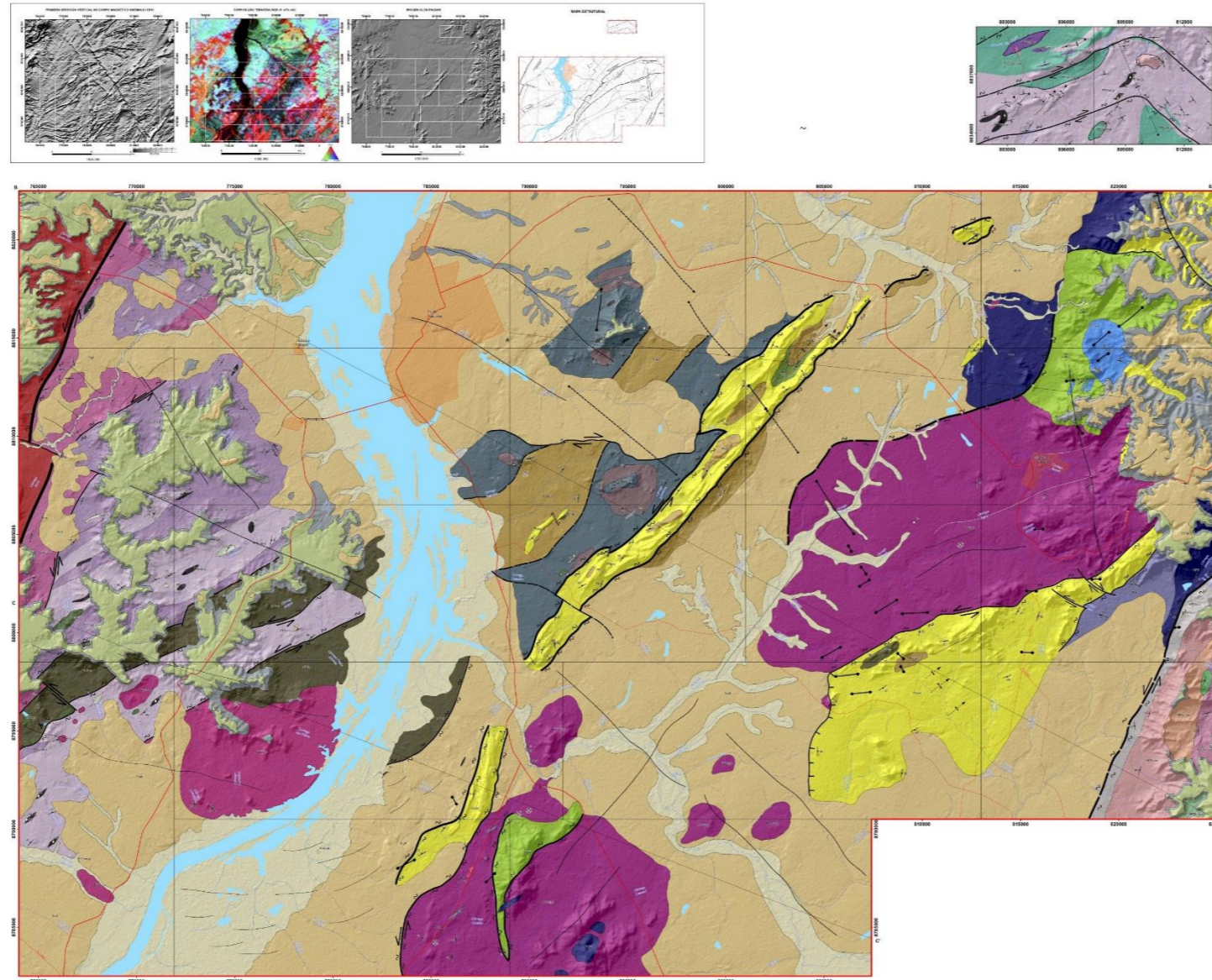
H - Relevo suave ondulado perto de aluvião, drenagem de tropia NE, tonalidade cinza-clara. Lineações em feixe NE. (Fm. Monte do Carmo)

I - Relevo suave - plano perto de aluvião, drenagens N-S e NW. Lineações em série NW. Tonalidade cinza. (Fm. Monte do Carmo)

J - Porção com tropia de drenagem NW muito bem marcada no relevo, representado por duas drenagens retilíneas. Tonalidade cinza. (Fm. Monte do Carmo)

ANEXO B: MAPA INTEGRADO DO PROJETO MONTE DO CARMO

Trabalho de Mapeamento Geológico Final - 2018  
Projeto Monte do Carmo



**UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS**

**DEPÓSITOS TERCIÁRIOS QUATERNÁRIOS**

- Depósitos Aluvionares
- Cobertura detritiva terciária

**BACIA DO PARNABAIA**

- Grupo Carandá
- Formação Pimenteira
- Formação Jaciá
- Intrusiva Morro da Mata
- Intrusiva Carreira Comprida

**SUITE GABRO-ANORTÓSICA CARREIRA COMPRIDA**

- Intrusiva Morro da Mata
- Intrusiva Carreira Comprida

**SUITE LAMADÃO**

- Varzilhais
- Granito Aneira

**FORMAÇÃO MONTE DO CARMO**

- Litoálites Vulcânica Básica
- Litoálites Vulcânica Intermediária
- Litoálites Vulcânica Ácida

**Unidade Sedimentar**

- Litoálites Psamítico
- Litoálites Psamítico Lítico
- Litoálites Psamítico

**UNIDADES SÍTIA TAMBÓ TECTONICAS**

- Granitos

**FORMAÇÃO MORRO DA AGULHAS**

- Formação Morro da Agulhas

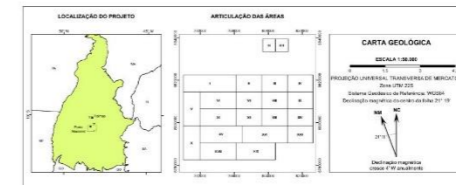
**COMPLEXO PORTO NACIONAL**

- Unidade Paratexônica
- Unidade Ortotexônica

**CONVENÇÕES GEOLÓGICAS**

**CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS**

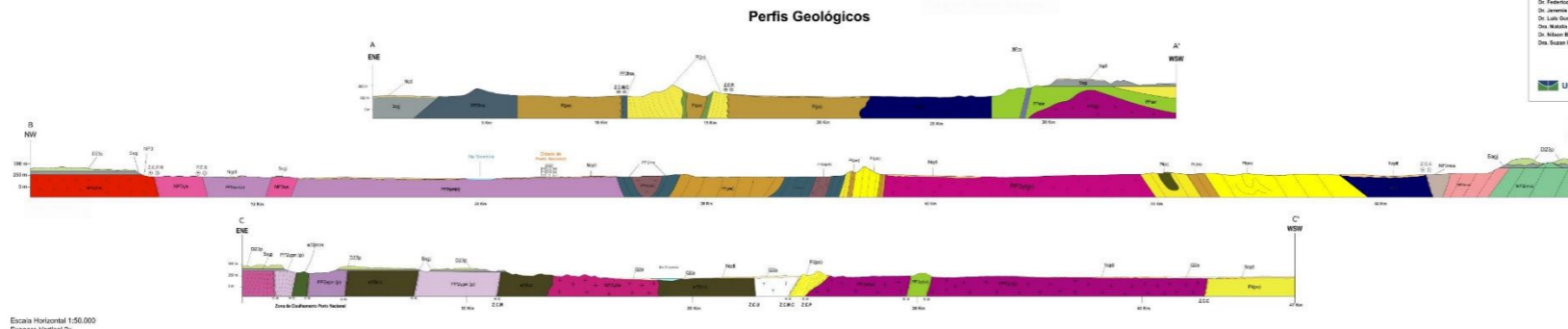
**RECURSOS MINERAIS**




**PROJETO MONTE DO CARMO: MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE MONTE DO CARMO, TOCANTINS, BRASIL**

Área I	Área II	Área III	Área IV	Área V
Área VI	Área VII	Área VIII	Área IX	Área X
Área XI	Área XII	Área XIII	Área XIV	Área XV
Área XVI	Área XVII	Área XVIII	Área XIX	Área XX

Universidade de Brasília



**ANEXO C: FICHAS PETROGRÁFICAS DA SUBÁREA XVI**

 <p>Universidade de Brasília-UnB Instituto de Geociências-IG</p>	<b>TF 2018- Projeto Monte do Carmo</b>
	<b>Amostra: TF18_XVI_126</b>
	<b>Unidade Geológica: Suíte Santa Rosa</b>

**Descrição Macroscópica**

Rocha ígnea vulcânica de coloração acinzentada, com índice de cor leucocrático. Grau de visibilidade subfanerítico e granulação densa a fina. Grau de cristalinidade holocristalino e tamanho relativo dos cristais porfírica. Na rocha, há pouca preservação das texturas ígneas devido a milonitização, que se demonstra na macroscopia como planos de foliação milonítica e porfiroclastos rotacionados. Amostra apresenta forte magnetismo. A mineralogia compõe-se de: quartzo (60%), feldspato potássico (30%), biotita (10%). Classificação: Riólito



**Descrição Microscópica**

Lâmina representa rocha félsica acinzentada supersaturada em sílica. A rocha passou por processo de milonitização, portanto é observado tanto texturas ígneas originais quanto texturas representantes da deformação. Textura subfanerítica e porfírica, a granulação varia de densa a fina (fenocristais/porfiroclastos). Grau de cristalinidade hipocristalina. O arranjo dos cristais é predominantemente intergranular, com domínios de textura poiquilítica. A rocha encontra-se com alterações que afetam

os cristais de feldspato e biotita. O feldspato potássico é alterado parcialmente para sericita, o plagioclásio alterado para saussurita e as biotitas sendo cloritizadas.

#### Descrição Microestrutural

Devido a milonitização da rocha, temos a presença de matriz polifásica compondo boa parte da rocha, sendo formada pela recristalização dinâmica e está em meio a porfiroclastos. Os porfiroclastos muitas vezes se mostram como objetos de giro do tipo  $\delta$ . Por fim, há também Micro fraturas escalonadas, que geram um pequeno rejeito de no máximo 0,2 mm e cortam todo o domínio da rocha.

#### Descrição Mineralógica

**Quartzo:** Cristais estão dispostos de 2 maneiras na rocha. Como matriz, os cristais de quartzo são incolores, de granulação densa a fina e ocorrem tanto como manto recristalizado dos objetos de giro, quanto na matriz recristalizada.

Os outros cristais de quartzo são de granulação fina, chegando até 0,8 mm. São porfiroclastos que apresentam feições de recristalização, com presença de sub-grãos e forte extinção ondulante.

**Feldspato potássico (KF):** Cristais que ocorrem como porfiroclastos de hábito subhédricos, com tamanhos variando de 0,2 mm a 2,5 mm. Os cristais estão levemente sericitizados, a alteração segue a orientação das duas direções de clivagem nos cristais. Alguns cristais apresentam geminação do tipo Carlsbad e Tartan. Nos cristais maiores é possível notar inclusão de plagioclásio.

**Plagioclásio (Albita):** Cristais euhédricos-subhédricos que ocorrem como porfiroclastos imersos na matriz recristalizada. São cristais de 0,3 mm a 1 mm. Muitos dos cristais ocorrem com geminação do tipo Lei da Albita, e através da análise dos ângulos de extinção das lamelas e ângulos entre a clivagem e a geminação, foi possível determinar um teor de An10.

**Biotita:** Ocorre como pequenos cristais de coloração marrom fazendo parte da matriz, com tamanho máximo de 0,1 mm. São cristais de pleocroísmo incolor a marrom claro. Os cristais aparentam se orientar conforme o plano de foliação incipiente gerado na deformação.

**Clorita:** Os cristais de clorita ocorrem restritamente perto dos cristais de feldspato potássico, ocorrem em formas anédricas e com tamanho de 0,2 mm. São cristais de coloração verde claro, com pleocroísmo médio para verde escuro. Cor de interferência cinza. São possivelmente resultantes da alteração de cristais relictos de biotita.



**Epidoto:** Cristal subhédrico de relevo médio-alto incluso em feldspato potássico. Apresenta uma coloração bege. A cor de interferência é verde de 2º ordem. Tamanho do cristal é de 0,15 mm.

**Zircão:** Distribuído homogeneamente por toda a lâmina. São cristais euhédricos incolores e de relevo alto. A nicóis cruzados apresenta jogo de cores de terceira ordem como cor de interferência

**Opacos:** Em pequenas quantidades e de difícil distinção, se encontram distribuídos pela matriz, cobrindo toda o domínio da lâmina.

**Oxi-hidróxidos:** Constituinte isotrópico de cor marrom escura que preenche as microfraturas.

#### **Interpretação**

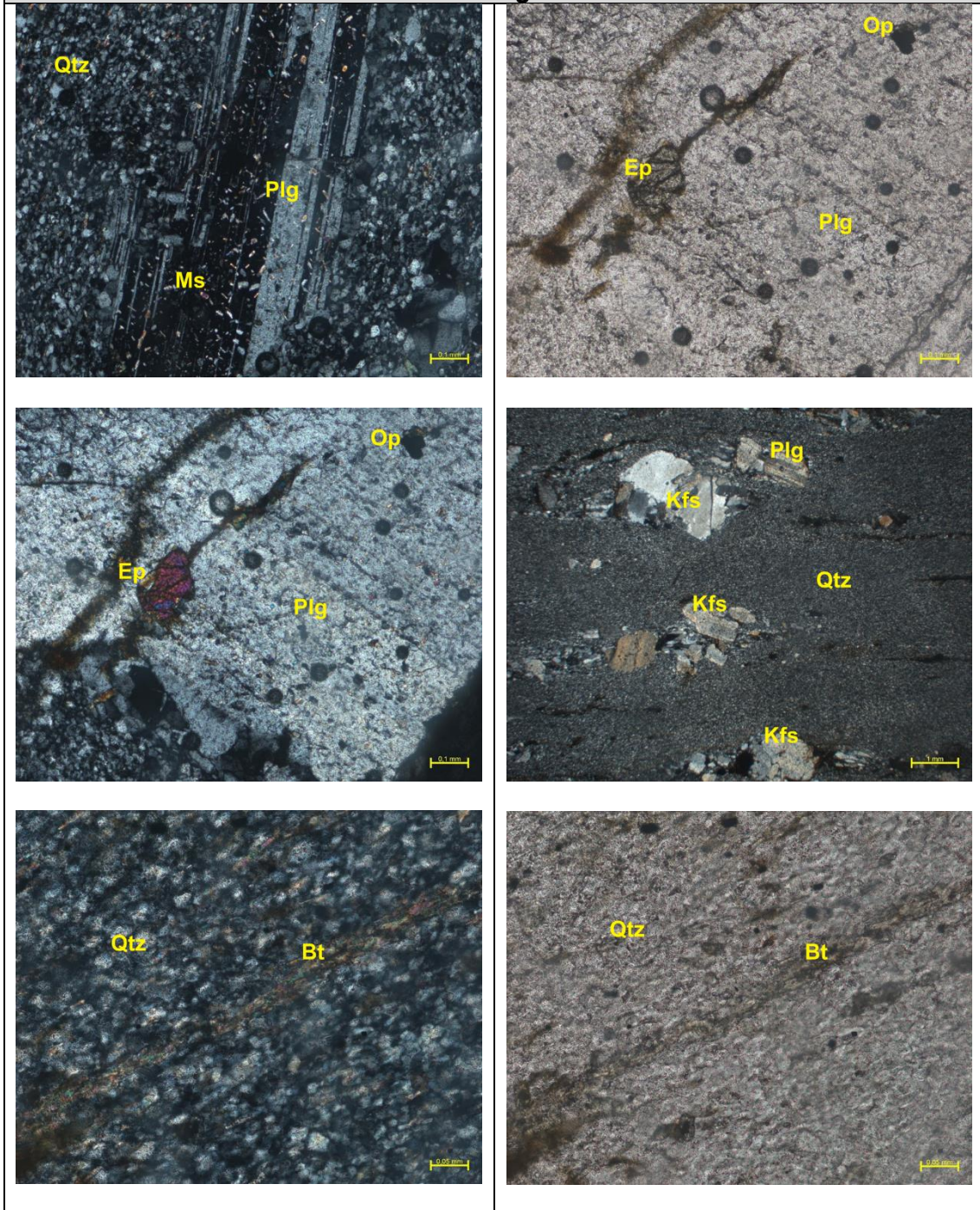
Através da observação das texturas, das assinaturas geométricas e granulação contidas em lâmina, a rocha é interpretada como uma rocha vulcânica ácida associada a derrames riolíticos-dacíticos possivelmente provenientes de vulcanismo associado à colisão continental. A rocha em questão se relaciona espacialmente com intrusões de granitos tipo I

A ordem de cristalização provável é: Zircão→Biotita→ Plagioclásio + Opacos → Feldspato potássico + Quartzo.

Posterior a formação e consolidação da rocha, se constata a presença de zona de cisalhamento agindo na milonitização da rocha, o que é representado principalmente pela matriz polifásica recristalizada, cobrindo 60% da Lâmina. Juntamente com a presença de objetos de giro tipo delta. A matriz ainda forma uma foliação incipiente, tratando-se então de um tectonito S. Por fim, são observadas micro fraturas escalonadas que cortam todos os constituintes presentes na lâmina.

A cloritização da biotita ocorreu na percolação de fluidos temperatura baixa, possivelmente acompanhada da sericitização do feldspato potássico e plagioclásio.

Fotomicrografias



### Composição modal e Classificação

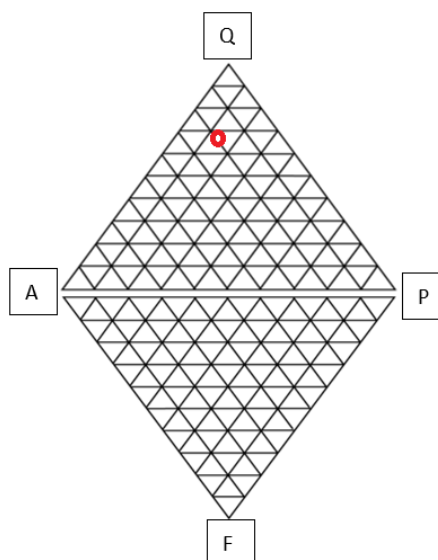
#### Composição Total


Mineral	%
Quartzo	62
Kf	15
Plagioclásio	10
Clorita	3
Sericita	3
Oxi-hidróxidos	2
Opacos	2
Epidoto	1
Biotita	1
Zircão	<1

Composição recalculada aos minerais essenciais da classificação

Mineral	%
Quartzo	71,3
Kf	17,2
Plagioclásio	11,5

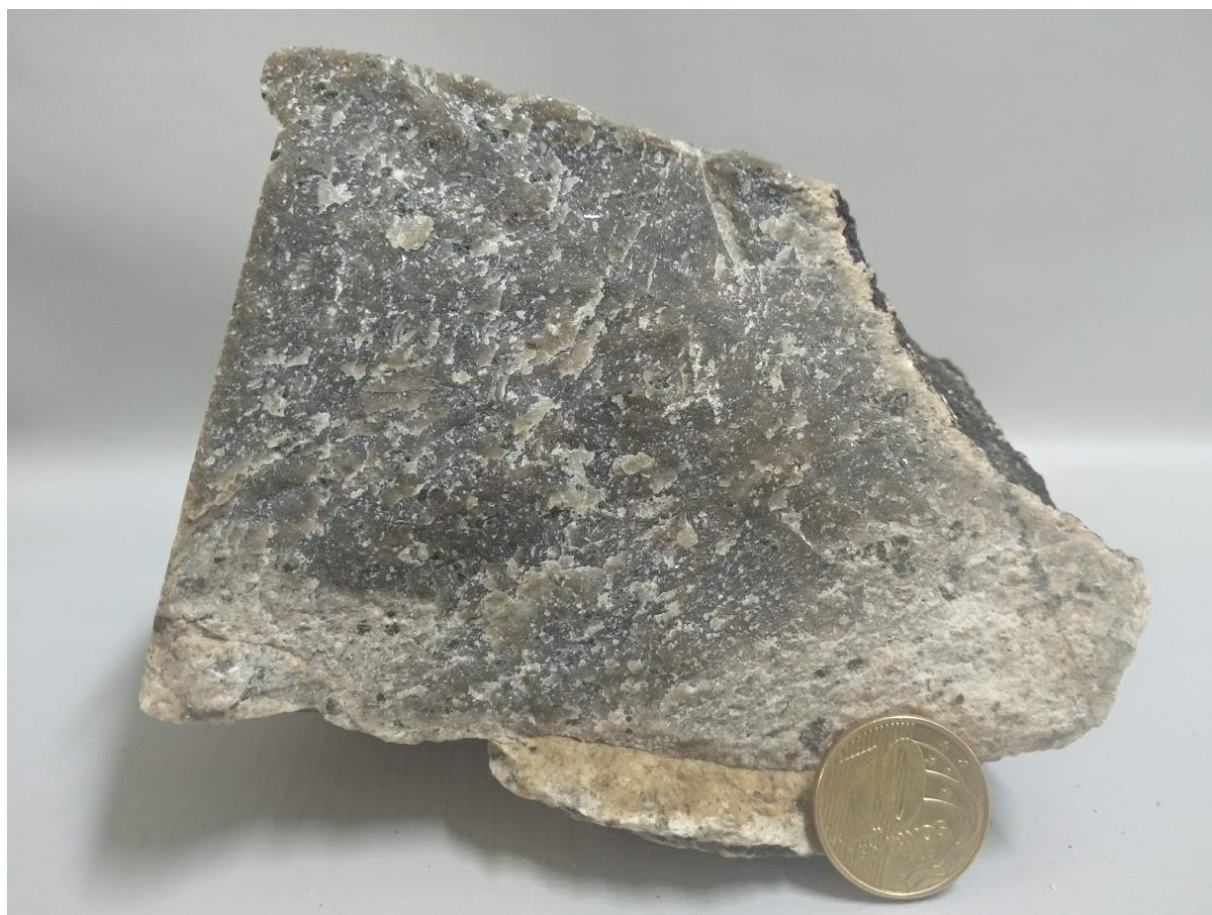
**Classificação: Riolito rico em quartzo**  
**Classificação Estrutural: Riolito Milonitizado**



 <p>Universidade de Brasília-UnB Instituto de Geociências-IG</p>	<b>TF 2018- Projeto Monte do Carmo</b>
	<b>Amostra: TF18_XVI_124</b>
	<b>Unidade Geológica: Suíte Santa Rosa</b>

### Descrição Macroscópica

Rocha ígnea vulcânica de coloração acinzentada, com índice de cor leucocrático. Grau de visibilidade subfanerítico e granulação densa a fina. Grau de cristalinidade holocristalino e tamanho relativo dos cristais porfirítica. A rocha apresenta aspecto de recristalização. Amostra apresenta forte magnetismo e reage pouco com ácido clorídrico. A mineralogia compõe-se de: quartzo (40%), feldspatos (KF e plagioclásio) (50%), biotita (5%), clorita (5%). Classificação: Riolito.



### Descrição Microscópica

Lâmina representa rocha félsica acinzentada supersaturada em sílica. A amostra tem textura subfanerítica e porfirítica com granulação variando de densa a média (fenocristais). Grau de cristalinidade hipocristalina. O arranjo dos cristais é predominantemente intergranular, com textura poquilíticas envolvendo cristais de biotita e feldspato potássico. Há também presença de textura granofílica/micrográfica. A rocha encontra-se com alterações do plagioclásio para saussurita e de biotitas para cloritas.

### Descrição Mineralógica

**Feldspato potássico (Kf):** Cristais ocorrem como porfiroclastos de hábito subédricos, com tamanhos variando de 0,2 mm a 2,5 mm. Alguns cristais apresentam geminação do tipo Carlsbad e Tartan. Nos cristais maiores é possível notar inclusão de biotita e de cristais de quartzo vermiformes.

**Quartzo:** Cristais estão dispostos de 2 maneiras na rocha. Como matriz os cristais são anédricos de tamanho variando de 0,05 mm a 0,1 mm e, por vezes, apresentam golfos de corrosão. Os outros cristais de quartzo estão inclusos em fenocristais de feldspato potássico. Tem aspecto vermiforme, e tamanho médio de 0,05 mm caracterizando a textura micrográfica/granofírica.

**Plagioclásio (Albita):** Cristais euhédricos-subhédricos que ocorrem como porfiroclastos imersos na matriz recristalizada. São cristais de 0,3 mm a 0,5 mm. Raramente os cristais ocorrem com geminação do tipo Lei da Albita. A composição do plagioclásio foi determinada através de análise EDS

**Opacos (Magnetita):** Recobre homoganeamente toda a lâmina. São cristas de tamanho médio de 0,3 mm, muito comum em morfologia quadrática.

**Biotita:** Ocorre como cristais de coloração verde, com tamanho máximo de 0,4 mm, muitas das vezes chegando a formar aglomerados de até 2 mm. São cristais de pleocroísmo verde claro a verde escuro. Os cristais ocorrem quase que restritamente como inclusões nos cristais de feldspato potássico.

**Titanita:** Cristais de cor bege/marrom, que não apresentam variação de cor a polarizador paralelo. Tamanho médio 0.3 mm, relevo alto e sempre associados a opacos.

**Calcita:** Cristais anédricos de relevo baixo e de cor de interferência jogo de cores de 3ª ordem, estão sempre associados aos plagioclásios.

**Clorita:** Cristais anédricos de cor esverdeada, cor de interferência cinza. Estão associados a alteração da biotita.

### **Interpretação**

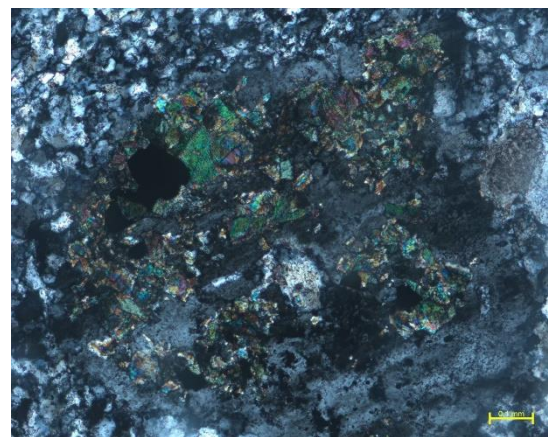
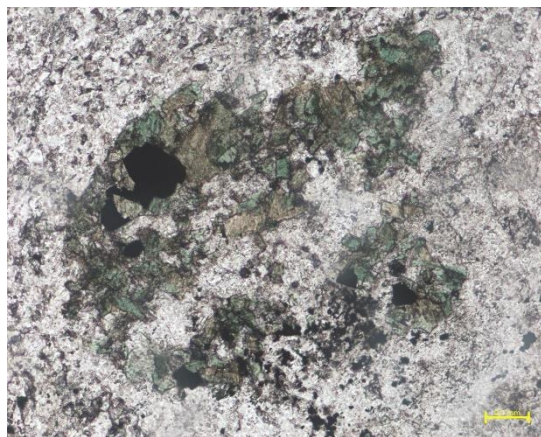
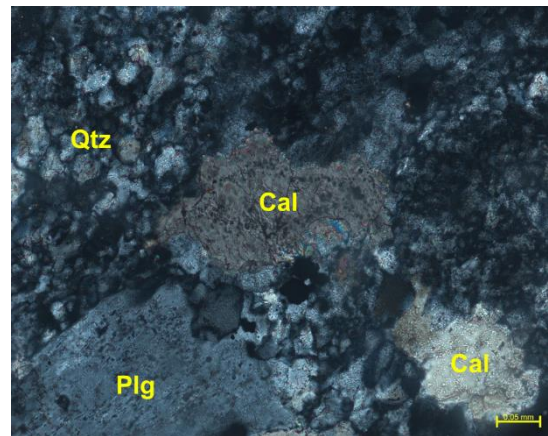
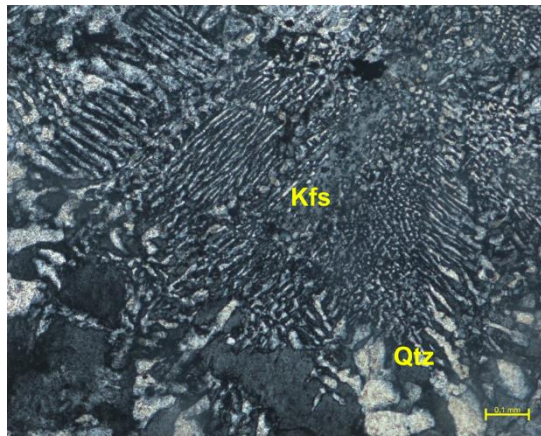
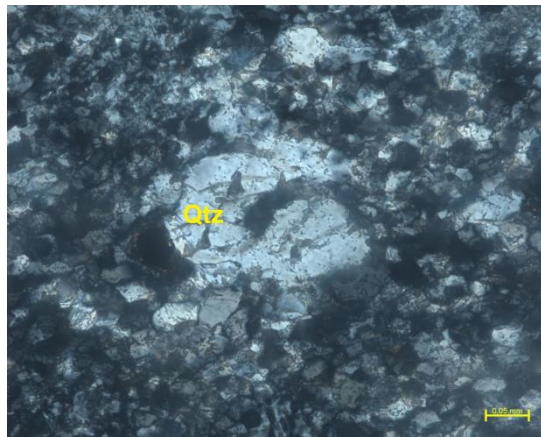
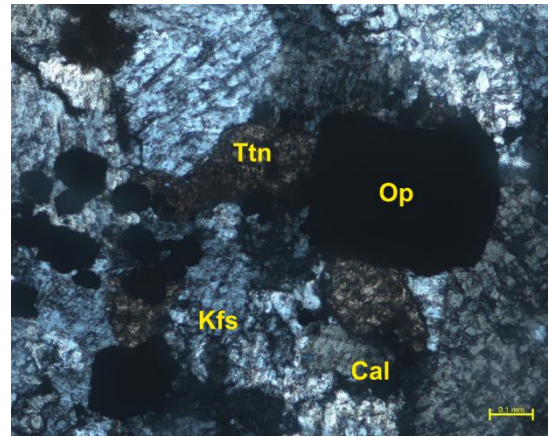
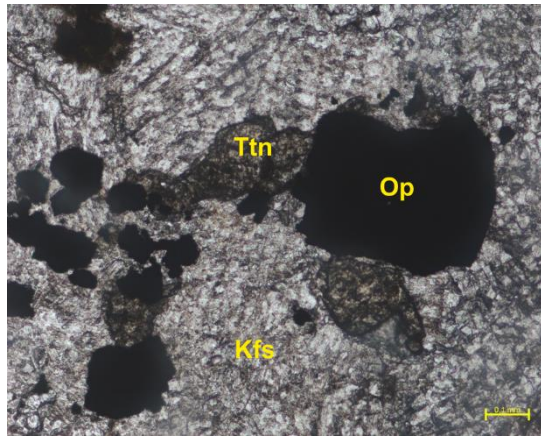
Através da observação das texturas, das assinaturas geométricas e granulação contidas em lâmina, a rocha é interpretada como uma rocha vulcânica ácida associada a derrames riolíticos-dacíticos possivelmente provenientes de vulcanismo associado à colisão continental. A rocha em questão se relaciona espacialmente com intrusões de granitos tipo I.

A ordem de cristalização provável é: Biotita → Plagioclásio + Opacos → Feldspato potássico e Quartzo → Titanita

Através da presença da textura granofíricas, se presume que a cristalização do quartzo e do feldspato foram coetâneas.

A cloritização da biotita ocorreu na percolação de fluidos temperatura baixa, possivelmente acompanhada da saussuritização do plagioclásio.

Fotomicrografias



### Composição modal e Classificação

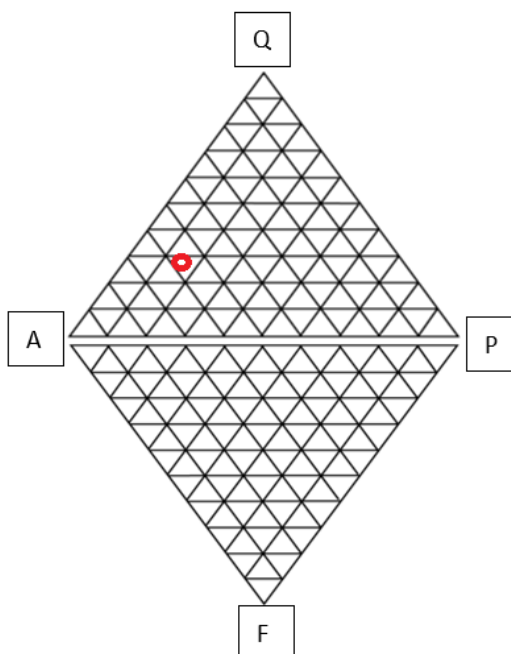
Composição Total

Mineral	%
Kf	45
Quartzo	25
Plagioclásio	10
Opacos	8
Biotita	8
Titanita	3
Calcita	1
Clorita	1

Composição recalculada aos minerais essenciais da classificação

Mineral	%
Kf	56,2
Quartzo	31,3
Plagioclásio (Albita)	12,5

**Classificação: Riolito**





 <p>Universidade de Brasília-UnB Instituto de Geociências-IG</p>	<b>TF 2018- Projeto Monte do Carmo</b>
	<b>Amostra: TF18_XVI_122</b>
	<b>Unidade Geológica: Suíte Ipueiras</b>

### Descrição Macroscópica

Rocha ígnea plutônica de coloração clara, com índice de cor leucocrático. Grau de visibilidade fanerítico e granulação grossa. Grau de cristalinidade holocristalino e tamanho relativo dos cristais equigranular. Assinatura geométrica dos cristais xenomórfica. Presença de aglomerados de biotita, os quais são parcialmente substituídos por clorita. Amostra com forte resposta magnética. A mineralogia compõe-se de: 1) quartzo azulado (25%). 2) feldspato potássico (30%). 3) plagioclásio (25%). 4) biotita (10%). 5) clorita (5%). 6) magnetita (5%). Classificação preliminar: Biotita Granito.



### Descrição Microscópica

Rocha de textura intergranular, cristais inequigranulares, granulação grossa a muito grossa, leucocrática com predomínio de feldspato potássico. Textura porfírica; fenocristais apresentam contatos com bordas suturadas. Feldspatos mostram-se sujos e granulados a nicois paralelos em razão de alterações meteóricas impostas. Entre os fenocristais ocorrem aglomerados poliminerálicos compostos de biotita, titanita, allanita, opacos, oxi-hidróxidos

de ferro e clorita. Biotita e oxi-hidróxido de ferro frequentemente ocorre preenchendo fraturas dos fenocristais.

#### Descrição Mineralógica

**Feldspato potássico:** cristais subédricos a euédricos de morfologia semicircular a retangular com tamanho de 0,2 a 5,0 mm. Afetado por uma sericitização sutil. Inclusões de plagioclásio são frequentes. As bordas dos fenocristais apresentam textura “morteiro”, com presença de vários subgrãos.

**Plagioclásio:** cristais euédricos de morfologia retangular com tamanho de 0,2 a 4,0 mm. É afetado por intensa sericitização e sutil epidotização. Alguns cristais apresentam extinção ondulante. Extinção para o lado do ângulo obtuso, com ângulos médios de extinção de 17°. Teor An 5 (Albita).

**Quartzo:** cristais anédricos a subédricos com tamanho de 0,05 a 3,00 mm. Apresenta extinção ondulante, evidenciando o processo de recristalização dinâmica.

**Biotita:** apresenta pleocroísmo de amarelo pálido a laranja escuro com tons de verde quando cloritizada. Possui hábito lamelar e ocorre entre fenocristais e em aglomerados poliminerálicos compostos principalmente por minerais máficos. Tamanho de até 2 mm.

**Titanita:** cristais euédricos losangulares com tamanho de até 0,8 mm, incolor a bege e com frequentes geminações simples.

**Opacos:** intimamente relacionado aos aglomerados de minerais máficos. Hábito semicircular e tamanho de até 0,4 mm. Pela paragênese mineral provavelmente são magnetitas.

**Allanita:** cristais euédricos com tamanho de até 0,7 mm, incolor a laranja amarronzado e raras geminações simples.

**Granada:** cristal subédrico de 0,4 mm de tamanho com inclusões de cristais de quartzo.

**Epidoto:** mineral secundário associado aos cristais de plagioclásio. Por vezes forma aglomerados monominerálicos de até 1 mm sobrepostos a cristais de plagioclásio totalmente alterados.

**Muscovita:** mineral secundário associado a alteração de cristais de feldspato potássicos e plagioclásio. Morfologia lamelar e tamanho até 0,3 mm.

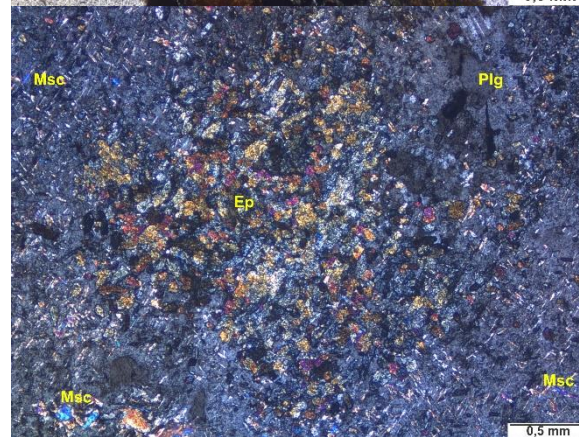
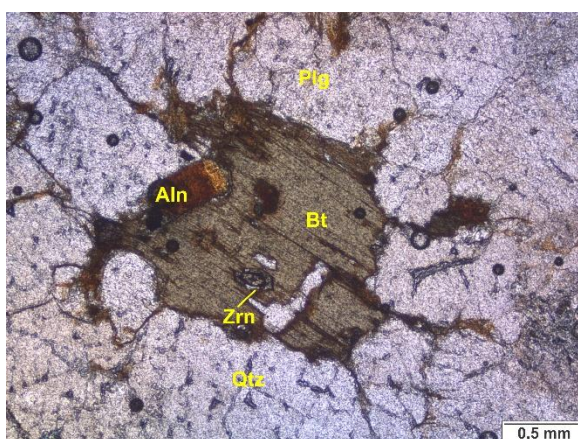
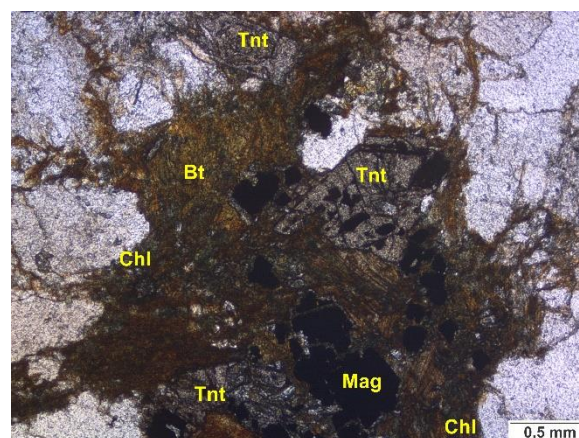
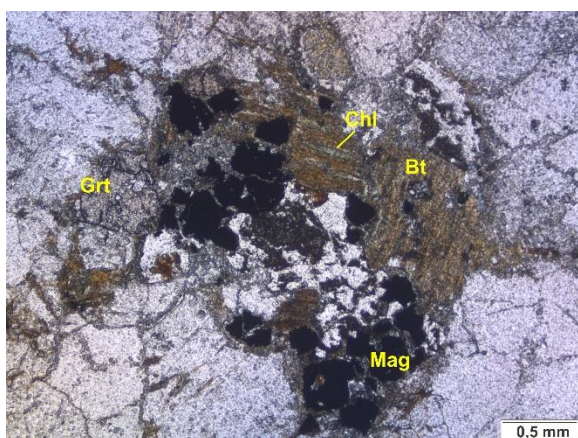
### Interpretação

Embora o teor do plagioclásio aferido seja An 5 (albita), ele está descalcificado e alterado. O teor aferido não reflete idealmente a composição original de cristalização. Desse modo, a classificação do granito segue como sienogranito, considerando que o plagioclásio original seja oligoclásio.

A presença de magnetita e ocorrência conjunta de titanita e allanita na amostra indica um magma parental oxidado. A biotita magmática atesta o caráter geoquímico de peraluminoso a metaluminoso. A coloração laranja escuro da biotita indica sua gênese magmática com alto teor de titânio

A cloritização da biotita evidencia um processo de reequilíbrio mineral, que também pode ter sido responsável pela alteração dos feldspatos. Esses processos, aliados a extinção ondulante dos cristais de quartzo, podem ser decorrentes de uma tensão aplicada sobre o corpo granítico.

### Fotomicrografias



### Composição modal e Classificação

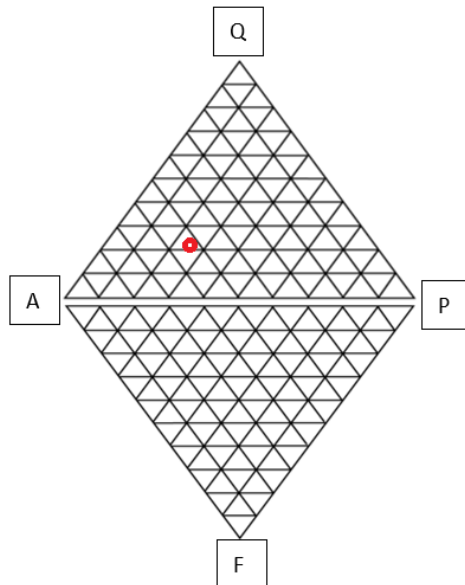
Composição Total


Mineral	%
Feldspato Potássico	35
Plagioclásio	20
Quartzo	17
Biotita	6
Epidoto	4
Opacos	4
Muscovita	4
Titanita	3
Allanita	3
Oxi-hidróxido de Fe	3
Apatita	1
Clorita	<1
Granada	<1
Zircão	<1

Composição recalculada aos minerais essenciais da classificação

Mineral	%
Feldspato Potássico	48,6
Plagioclásio	27,8
Quartzo	23,6

Classificação: Sienogranito



 <p>Universidade de Brasília-UnB Instituto de Geociências-IG</p>	<b>TF 2018- Projeto Monte do Carmo</b>
	<b>Amostra: TF18_XVI_95a</b>
	<b>Unidade Geológica: Suíte Ipueiras</b>

#### Descrição Macroscópica

Rocha ígnea plutônica de coloração rosada, com índice de cor leucocrático. Grau de visibilidade fanerítico e granulação média a grossa. Grau de cristalinidade holocristalino e tamanho relativo dos cristais porfirítico. Assinatura geométrica dos cristais hipidiomórfica. Presença de aglomerados de biotita, os quais são parcialmente substituídos por clorita. Amostra com forte resposta magnética. A mineralogia compõe-se de: 1) quartzo azulado (25%). 2) feldspato potássico (30%). 3) plagioclásio (25%). 4) biotita (10%). 5) clorita (5%). 6) magnetita (5%). Classificação preliminar: Biotita Granito.



#### Descrição Microscópica

Lâmina representa rocha félsica supersaturada em sílica. Textura fanerítica megaporfirítica, com granulação fina a grossa. Grau de cristalinidade holocristalina. A assinatura geométrica dos cristais é hipautomórfica a alotriomórfica. Há presença de textura mirmequítica envolvendo feldspato alcalino e plagioclásio. Ocorrência de textura poquilítica envolvendo cristas de plagioclásio inclusos em feldspato potássico e quartzo. A rocha encontra-se com forte alteração que é representada pela cloritização dos cristais de biotita,

saussuritização e sericitização afetando plagioclásio. A sericitização predomina sobre a saussuritização.

#### Descrição Mineralógica

**Feldspato potássico (Kf):** Os cristais de feldspato potássico ocorrem em hábito preferencialmente tabular com tamanho variando de 0,6 mm a 8 mm, em algumas ocasiões cristais subhédricos com formato + circular. Aparecem em toda a lâmina homogeneamente, muitas vezes englobando cristais de plagioclásio e também cristais de quartzo. Nos cristais é possível notar forte alteração ocorrendo preferencialmente nas porções centrais dos cristais, e muitas vezes se propagando nas fraturas dos cristais. A alteração em questão é a sericitização, sendo representada por cristais de muscovita/sericita com variados tamanhos (0,05 mm a 0,1 mm). Em alguns cristais se nota as geminações do tipo Carlsbad e também Albita-Carlsbad.

**Plagioclásio:** Cristais de plagioclásio ocorrem em hábito tabular subhédricos a anédricos, variando tamanhos de 0,2 mm a 1 mm. Estão presentes em todo domínio da lâmina, as vezes inclusos em cristais de feldspato potássico e quartzo. A maioria dos cristais estão sendo sericitizados da mesma forma que os cristais de Kf. A saussuritização é pouco frequente. A geminação típica observada nos cristais de plagioclásio é do tipo Albita. Ângulos de extinção de 22°, para o lado do ângulo obtuso. Classificado como Albita.

**Quartzo:** Cristais subhédricos com hábito de tendência circular com tamanhos variando de 0,1 mm a 6 mm, alguns cristais de hábito vermiforme ocorrem restritos em contatos de cristais de Kf e plagioclásio (textura mirmequítica). Os cristais de tamanho maior apresentam feições de recristalização, demonstrando extinção ondulante e a presença de sub-grãos.

**Biotita:** cristais subédricos tabulares com pleocroísmo de castanho claro a castanho escuro. A nicóis cruzados apresenta jogo de cores de 3º ordem e extinção picotada. Tamanho varia de 0,1 mm a 0,3 mm. Ocorrem restritamente como aglomerados em porções da lâmina. Cristais intensamente alterados para clorita.

**Clorita:** Mineral secundário substituindo os cristais de biotita. Coloração verde escura a verde a nicóis paralelos. Apresenta cor de interferência cinza a nicóis cruzados. Alguns cristais já estão se transformando em óxidos, visto como opacos.

**Zircão:** Cristais subhédricos incolores e de relevo alto. Cor de interferência jogo de cores de 3º ordem. Ocorrem inclusos em cristais de quartzo, sem demonstrar metamictização. Tamanho 0,05 mm.

**Apatita:** Cristais euhédricos de relevo médio, ocorrem em hábito acicular, na maioria das vezes seção prismática com uma direção de clivagem ortogonal ao alongamento do cristal. Sinal de alongação negativo. Tamanho 0,1 mm.

**Fluorita:** Cristal anédrico de relevo alto, incolor e tamanho de 0,2 mm. Extinção completa a nicóis cruzados, podendo se perceber a presença de inclusões submilimétricas.

**Opacos:** Secundário associado a oxidação das cloritas. Tamanho 0,1 mm.

**Oxi-hidróxidos:** Constituinte que estão sempre alojados nas fraturas dos cristais, geralmente nos cristais de feldspato potássico.

### Interpretação

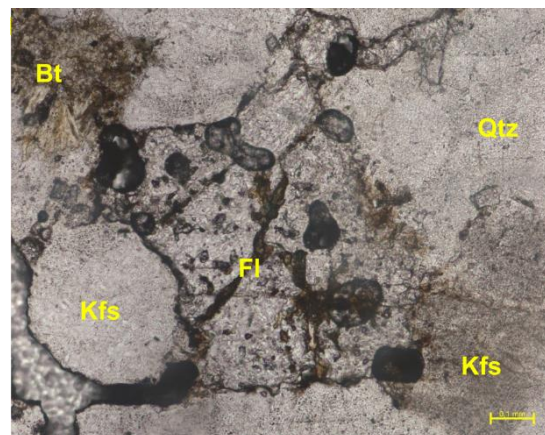
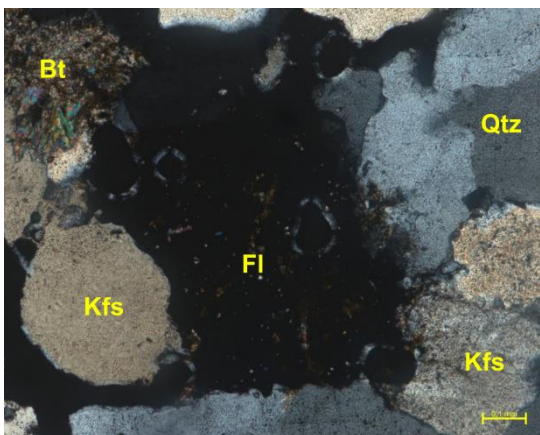
Embora o teor do plagioclásio aferido seja albita, ele está descalcificado e alterado. O teor aferido não reflete idealmente a composição original de cristalização. Desse modo, a classificação do granito segue como sienogranito, considerando que o plagioclásio original seja oligoclásio.

A biotita magmática atesta o caráter geoquímico de peraluminoso a metaluminoso. A coloração castanha da biotita indica sua gênese magmática com alto teor de titânio.

A cloritização da biotita evidencia um processo de requilíbrio mineral, que também pode ter sido responsável pela alteração dos feldspatos. Esses processos, aliados a extinção ondulante dos cristais de quartzo, podem ser decorrentes de uma tensão aplicada sobre o corpo granítico.

A fluorita aparenta ter cristalizado através de percolação de fluidos tardi-magmáticos.

### Fotomicrografias



### Composição modal e Classificação

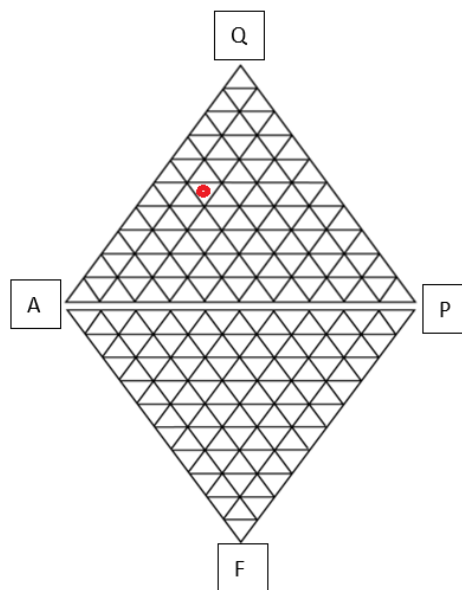
#### Composição Total

Mineral	%
Quartzo	35
Kf	30
Plagioclásio	12
Sericita/Muscovita	10
Clorita	5
Biotita	2
Opacos	2
Oxi-hidróxidos	2
Fluorita	1
Zircão	1
Apatita	1


Composição recalculada aos minerais essenciais da classificação

Mineral	%
Quartzo	45,5
Kf	38,9
Plagioclásio	15,6

Classificação: Sienogranito





 <p>Universidade de Brasília-UnB Instituto de Geociências-IG</p>	<b>TF 2018- Projeto Monte do Carmo</b>
	<b>Amostra: TF18_XVI_90</b>
	<b>Unidade Geológica: Suíte Ipueiras</b>

### Descrição Macroscópica

Rocha ígnea plutônica de coloração clara roseada, com índice de cor leucocrático. Grau de visibilidade fanerítico e granulação grossa. Grau de cristalinidade holocristalino e tamanho relativo dos cristais equigranular. Assinatura geométrica dos cristais xenomórfica. Presença de aglomerados de biotita, os quais são parcialmente substituídos por clorita. Há um plano de fratura de 2 cm de espessura preenchido por biotita, clorita, epidoto e quartzo fino. Amostra apresenta forte magnetismo. A mineralogia compõe-se de: 1) quartzo (20%). 2) feldspato potássico rosado (30%). 3) plagioclásio (18%). 4) epidoto (2%). 5) biotita (15%). 6) clorita (10%). 7) magnetita (5%). Classificação preliminar: Biotita Granito.



### Descrição Microscópica

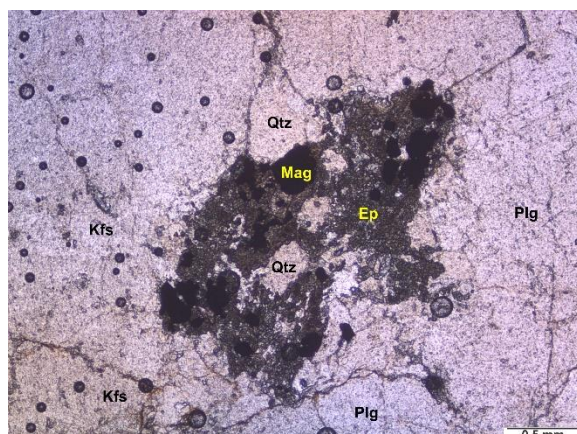
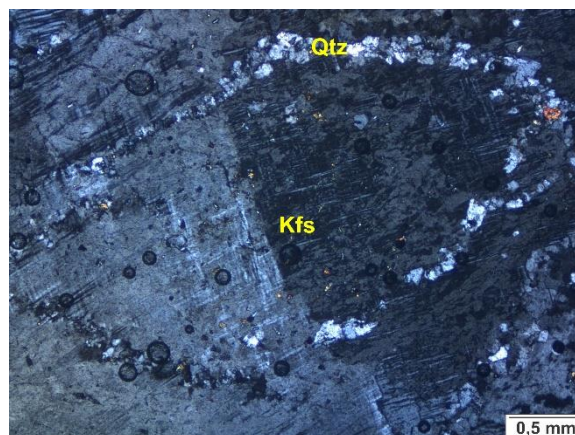
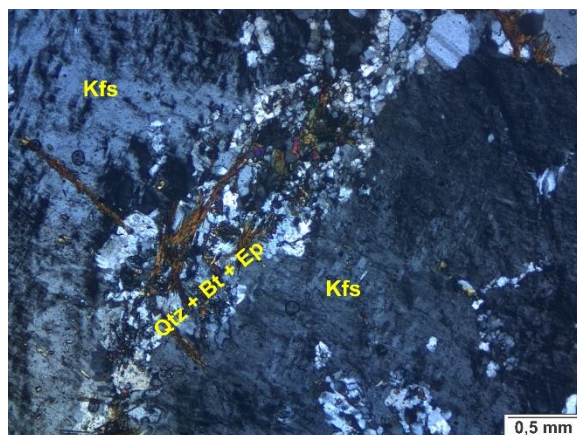
Rocha de textura intergranular, cristais inequigranulares, granulação grossa. Cristais de quartzo e feldspato com extinção ondulante, indicando processo de recristalização dinâmica. Textura porfirítica; fenocristais apresentam contatos com bordas suturadas. Entre os fenocristais ocorrem aglomerados poliminerálicos compostos de biotita, titanita, hornblenda, opacos, oxi-hidróxidos de ferro e clorita. Biotita, oxi-hidróxido de ferro e quartzo fino frequentemente ocorre preenchendo fraturas dos fenocristais de feldspato.

<b>Descrição Mineralógica</b>
<p><b>Feldspato potássico:</b> cristais euédricos e facetados, de morfologia retangular e tamanho de 0,4 a 5,0 mm. Abrange inclusões de zircão e apatita sem orientação preferencial. É parcialmente substituído por muscovita fina (sericitização). As bordas dos fenocristais apresentam textura “morteiro”, com presença de vários subgrãos.</p> <p><b>Plagioclásio:</b> cristais anédricos a subédricos com tamanho de 0,1 a 2,0 mm. Geminações em lei da albita raramente preservadas. É parcialmente substituído por muscovita fina e epidoto. Ocorrem como grandes pertitas. Ângulos de extinção entre 22 e 24°, sem relação visível para a direção do ângulo que extingue. Por comparação com a lâmina TF18_XVI_122, assume-se extinção para o ângulo obtuso. Classificado como Albita.</p> <p><b>Quartzo:</b> cristais anédricos que ocorrem tanto de forma primária/magmática com tamanho de 0,5 a 2,4 mm, quanto de forma secundária/deformada com tamanho de até 0,3 mm (subgrãos). Apresenta extinção ondulante, evidenciando o processo de recristalização dinâmica.</p> <p><b>Biotita:</b> cristais lamelares com tamanho de 0,2 a 1,2 mm que ocorrem preferencialmente em aglomerados entre os fenocristais, por vezes bordejando-os e preenchendo fraturas de feldspatos. Apresenta pleocroísmo de amarelo pálido a marrom escuro, sendo que alguns cristais apresentam tons de verde, causada pela cloritização. Gênese tardia.</p> <p><b>Titanita:</b> cristais euédricos com tamanho de até 0,4 mm, incolor a bege. Associada aos aglomerados de minerais máficos.</p> <p><b>Opacos:</b> cristais anédricos semicirculares que ocorrem exclusivamente em aglomerados de minerais máficos. Gênese tardia com relação minerais de maior proporção modal. Tamanho entre 0,05 a 0,4 mm. Provavelmente são magnetitas.</p> <p><b>Epidoto:</b> mineral secundário com tamanho de até 0,2 mm. Ocorre como aglomerados monominerálicos ou associado aos aglomerados poliminerálicos. Não ocorre associado ao plagioclásio como esperado, evidenciando algum processo hidrotermal e/ou de remobilização.</p>
<b>Interpretação</b>
<p>Embora o teor do plagioclásio aferido seja albita, ele está descalcificado e alterado. O teor aferido não reflete idealmente a composição original de cristalização. Desse modo, a classificação do granito segue como sienogranito, considerando que o plagioclásio original seja oligoclásio.</p> <p>O fato de os feldspatos potássicos serem rosados, em amostra macroscópica, e a presença de magnetita indica um magma parental oxidado. A biotita magmática atesta o</p>

caráter geoquímico de peraluminoso a metaluminoso. A coloração laranja escuro da biotita indica sua gênese magmática com alto teor de titânio.

A presença de clorita secundária e aglomerados monominerálicos de epidoto indicam a atuação de pelo menos um processo metassomático sob a rocha. A cloritização evidencia um processo de reequilíbrio mineral, que também pode ter sido responsável pela alteração dos feldspatos. Esses processos, aliados a extinção ondulante dos cristais de quartzo, podem ser decorrentes de uma tensão aplicada sobre o corpo granítico.

### Fotomicrografias



### Composição modal e Classificação

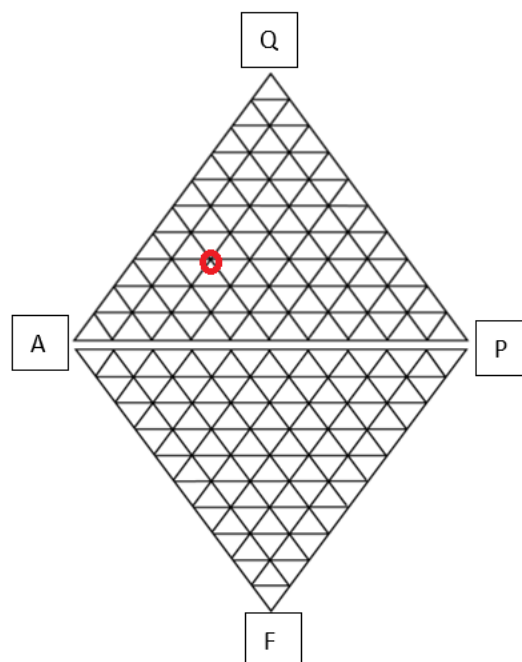
Composição Total


Mineral	%
Feldspato Potássico	36
Plagioclásio	15
Quartzo	20
Biotita	10
Epidoto	7
Titanita	4
Opacos	4
Oxi-hidróxido de Fe	3
Muscovita	1
Apatita	<1
Clorita	<1
Zircão	<1

Composição recalculada aos minerais essenciais da classificação

Mineral	%
Feldspato Potássico	50,7
Plagioclásio	21,1
Quartzo	28,2

**Classificação: Biotita-Sienogranito**



 <p>Universidade de Brasília-UnB Instituto de Geociências-IG</p>	<b>TF 2018- Projeto Monte do Carmo</b>
	<b>Amostra: TF18_XVI_59</b>
	<b>Unidade Geológica: Suíte Ipueiras</b>

#### Descrição Macroscópica

Rocha de coloração clara com tons amarelados (resultante de alterações intempéricas). Apresenta textura milonítica com orientação E-W de filossilicatos. Ocorrem porfiroclastos de quartzo de até 1 cm de tamanho, frequentemente formando sigmoides com evidenciado transporte de matéria. A foliação mostra-se crenulada com ângulo baixo (dobras abertas). A mineralogia compõe-se de: 1) quartzo (50%); 2) muscovita (50%); 3). Classificação preliminar: granito milonítico.

#### Descrição Microscópica

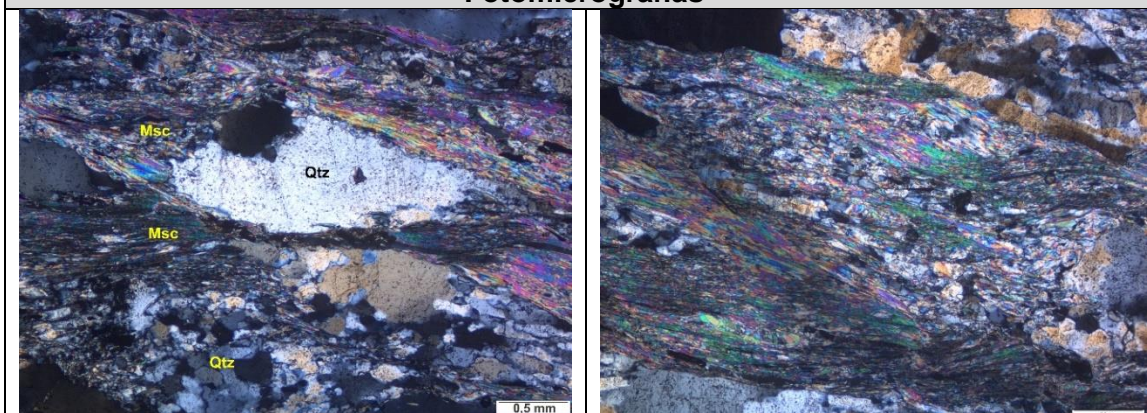
Rocha composta por quartzo (50%), muscovita (40%) e minerais opacos (10%). Textura milonítica representada pela orientação E-W de filossilicatos. Textura porfiroclástica relacionada a sigmoides de quartzo de até 1 cm de tamanho. Cristais de quartzo com extinção ondulante. Vetor resultante da vergência estrutural aponta para W, indicando cinemática sinistral da zona de cisalhamento em direção E-W a que a rocha está correlacionada.

Os pórfiros têm caráter sin-deformacional devido à morfologia semicircular a sigmoidal, deflexão da foliação S1 e rotações evidenciadas. As crenulações são suaves, com altos ângulos entre os flancos.


#### Interpretação

Rocha granítica milonitizada a partir de uma zona de cisalhamento sinistral de direção E-W. Atribui-se uma fase deformacional progressiva para milonitização da rocha, com gênese da foliação S1 e leve abaulamento/crenulação.

#### Fotomicrografias

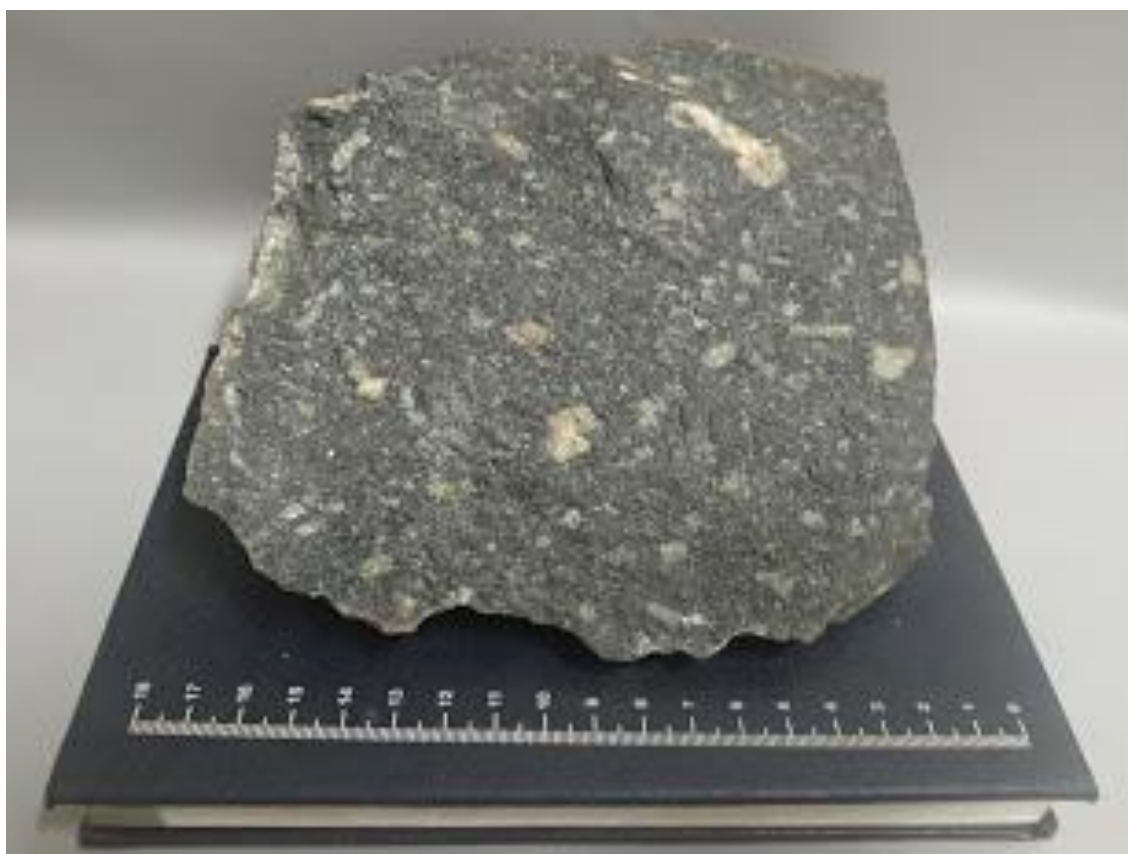


**Classificação: granito protomilonítico.**

 Universidade de Brasília-UnB Instituto de Geociências-IG	<b>TF 2018- Projeto Monte do Carmo</b>
	<b>Amostra: TF18-XVI-64</b>
	<b>Unidade Geológica: Diques e Soleiras Básicas</b>

#### **Descrição Macroscópica**

Rocha de coloração escura, com índice de cor mesocrático. Grau de visibilidade subfanerítico e granulação fina a grossa. Grau de cristalinidade holocristalino e tamanho relativo dos cristais porfirítico. Assinatura geométrica hipidiomórfica. A mineralogia compõe-se de: 1) plagioclásio (20%): fenocristais de até 2,5 cm com coloração esverdeada, sugerindo saussuritização. 2) piroxênio (65%): cor preto esverdeado com ponto, aparentemente, a maior porcentagem modal da rocha. 3) clorita (10%): caráter secundário de alteração, afetando piroxênios e biotita 4) Biotita (3%): lamelas finas de coloração escura e de dureza baixa (3%). 5) Amígdalas de calcita (2%). Amostras reage ao teste com HCl e tem resposta positiva ao teste com caneta magnética. Classificação preliminar: Microgabro



<b>Descrição Microscópica</b>
<p>Lâmina representa rocha máfica esverdeada supersaturada em sílica. Textura fanerítica e porfírica, com granulação grossa (fenocristais) a fina. Grau de cristalinidade holocristalina. Cristais formam, por vezes, textura subofítica. A assinatura geométrica dos cristais é hipidiomórfica. A rocha apresenta arranjos subofíticos envolvendo os cristais de plagioclásio e clinopiroxênio e notável textura porfírica representada por fenocristais de plagioclásio. Há também ocorrência de texturas poquiliticas envolvendo os cristais de plagioclásio, quartzo, biotita e clinopiroxênio. A rocha encontra-se com forte alteração, que é representada pela cloritização dos cristais de biotita, saussuritização e sericitização afetando plagioclásio, além de uralitização do clinopiroxênio. A sericitização predomina sobre a saussuritização. É possível notar alguns domínios com cristais de calcita, preenchendo espaços intersticiais.</p>
<b>Descrição Mineralógica</b>
<p><b>Plagioclásio (labradorita):</b> Cristais incolores subhédricos com granulação variando de 0,2 mm até fenocristais de 1,5 cm. A maioria dos cristais menores são alterados para calcita, clorita, epidoto e clinozoizita, representantes da saussuritização. Os fenocristais são fortemente alterados para cristais muito finos de muscovita, formando hábito fibroso típico da sericitização. Geminação do tipo Lei da Albita são encontradas, e a partir da análise dos ângulos de extinção das lamelas foi interpretado valores de An52. Há presença de zonação em um cristal de plagioclásio.</p> <p><b>Clinopiroxênio (Ti-Augita):</b> Cristais incolores levemente rosados sem pleocroísmo. Granulação média com cristais variando de 0,15 mm a 0,6 mm. São cristais subhédricos de relevo médio apresentando duas direções de clivagem, nem sempre na mesma seção. O ângulo entre as clivagens é de 58° e o ângulo de extinção dos cristais varia de 38° a 40°. Através da conosopia, os cristais demonstraram sinal ótico biaxial positivo, com 2V de 40°. Alguns cristais de clinopiroxênio podem ser encontrados inclusos em fenocristais de plagioclásio.</p> <p><b>Quartzo:</b> Cristais anédricos incolores e de relevo baixo, granulação média até 0,2mm. Aparentam estar preenchendo espaços intersticiais.</p> <p><b>Biotita:</b> Cristais subhédricos de cor castanho-escuro, com pleocroísmo médio para castanho-claro. O tamanho dos cristais varia entre 0,3 mm a 0,5 mm. Está presente em toda a lâmina, muitas vezes incluso em cristais de quartzo e plagioclásio. Cor de interferência é jogo de cores de 2º ordem, a extinção é do tipo picotada.</p> <p><b>Opacos:</b> Cristais opacos de hábito quadrático de granulação variando de 0,05 mm até 0,2 mm. Comumente formam aglomerados de até 0,8 mm.</p>

**Calcita:** Cristais subhédricos preenchendo espaços intersticiais da rocha e também na alteração de cristais de plagioclásio.

**Apatita:** Os cristais de apatita estão dispostos uniformemente em toda a lâmina, apresentando seções prismáticas e basais. Os cristais são incolores de relevo alto e apresentam sinal de alongação negativo.

**Clorita:** Os cristais de clorita são formados tanto pela saussuritização quanto por cloritização. A cloritização é restrita a alteração de biotitas, são cristais fibrosos de coloração verde, com pleocroísmo verde a incolor. Muitas vezes as biotitas estão cloritizadas por completo, mas em alguns cristais ainda é possível ver biotitas com lamelas de clorita. A cor de interferência é cinza. As cloritas da saussuritização estão em menor quantidade e são restritas às bordas dos cristais de plagioclásio, são cristais esverdeados, pleocróicos de verde a incolor e com cor de interferência cinza.

**Sericitização:** Alteração dos fenocristais de plagioclásio, principalmente formada por cristais muito finos de muscovita, gerando um hábito fibroso.

**Saussuritização:** Alteração comum nos cristais de plagioclásio de até 0,4 mm. Composta por epidoto, clorita, clinozoizita e calcita.

**Hornblenda:** Mineral secundário formando na uralitização dos cristais de clinopiroxênio. Coloração verde azulada com pleocroísmo forte.

#### Interpretação

Observado as texturas, arranjos dos cristais e granulação observadas na rocha, interpreta-se a rocha como uma rocha básica hipoabissal. A ascensão magmática proveniente de câmara magmática se deu de forma mais lenta que o comum, intrudindo rochas metassedimentares, aproveitando as suas fraquezas. A rocha em questão foi encontrada em uma orientação leste-oeste, seguindo o strike de uma das foliações da rocha intrudida, o que representa uma soleira.

A relação de cristalização, definida a partir da assinatura geométrica dos cristais e da relação de inclusões é: biotita → plagioclásio + clinopiroxênio + opacos → apatita → qtz.

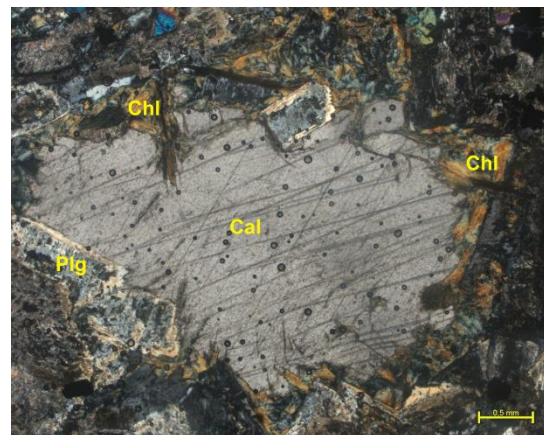
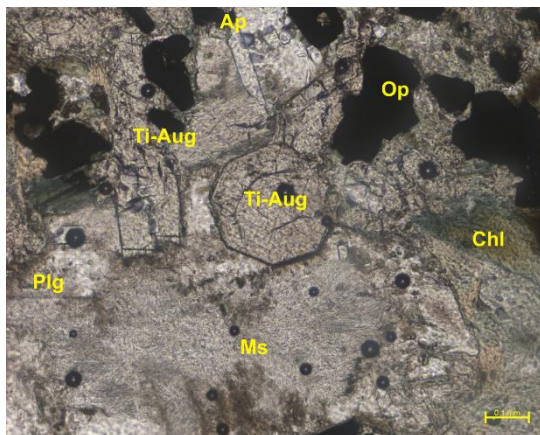
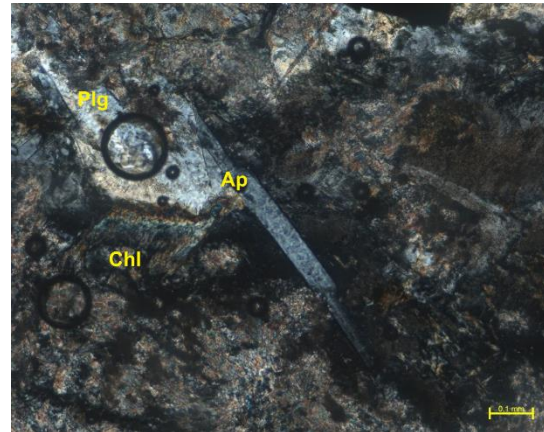
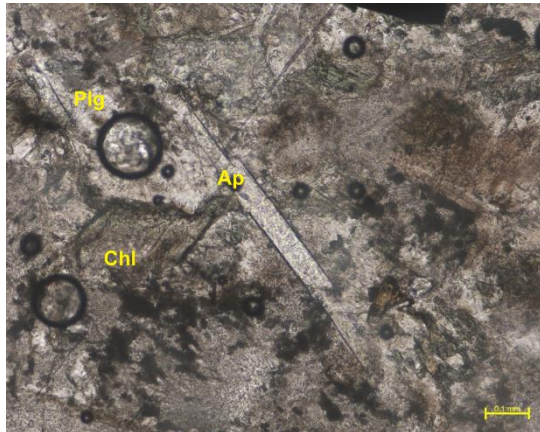
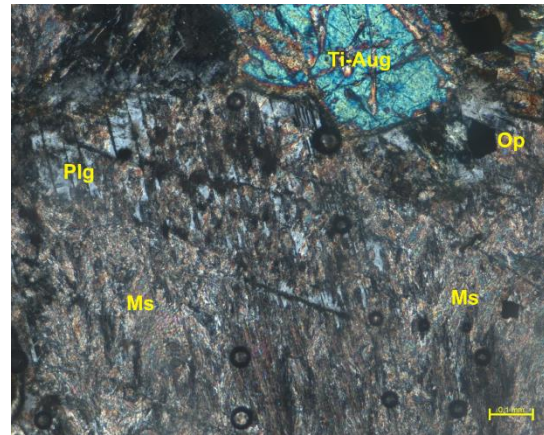
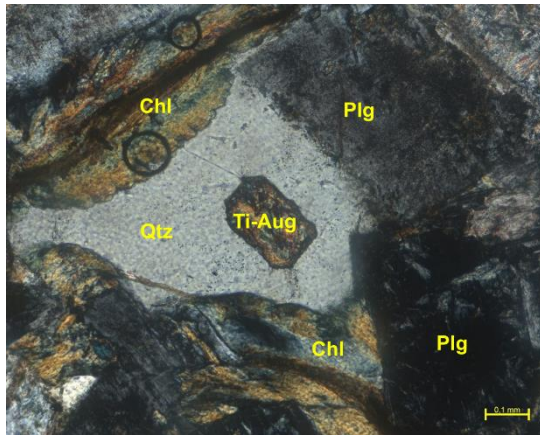
Dada a granulação e textura porfírica, fenocristais foram formados inicialmente sob uma alta taxa de difusão e crescimento e, conforme a ascensão magmática, cristais mais tardios e de tamanho reduzidos foram formados.

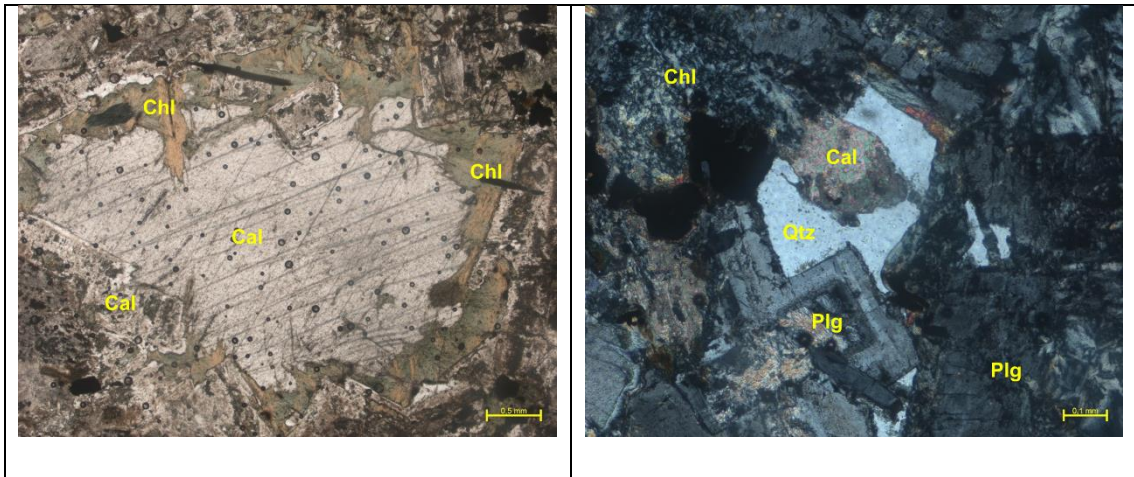
A uralitização da Ti-augita possivelmente ocorreu em um contexto tardi-magmático com a percolação de fluidos residuais em alta temperatura. A cloritização da biotita, Ti-augita



e hornblenda ocorreu já em uma menor temperatura, possivelmente acompanhada da saussuritização e sericitização do plagioclásio.

### Fotomicrografias





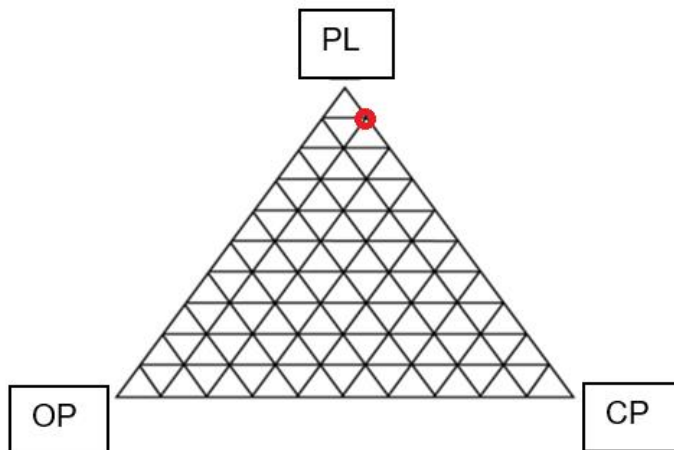
### Composição modal e Classificação

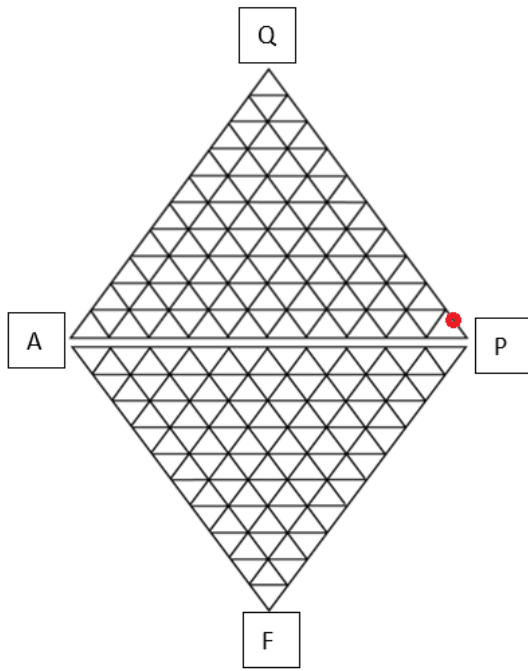
Composição Total

Mineral	%
Plagioclásio	26
Ti-Augita	18
Opacos	15
Clorita	13
Sericitização	10
Biotita	5
Calcita	5
Apatita	3
Quartzo	2
Saussuritização	2
Hornblenda	1


Composição recalculada aos minerais essenciais da classificação

Mineral	%
Plagioclásio	59,1
Ti-Augita	40,9
Mineral	%
Plagioclásio	92,8
Quartzo	7,2





**Classificação: Diabásio**

 <p>Universidade de Brasília-UnB Instituto de Geociências-IG</p>	<b>TF 2018- Projeto Monte do Carmo</b>
	<b>Amostra: TF18_XVI_03</b>
	<b>Unidade Geológica: Diques e soleiras básicas</b>

#### Descrição Macroscópica

Rocha de coloração escura, com índice de cor mesocrático. Grau de visibilidade subfanerítico e granulação fina a média. Grau de cristalinidade holocristalino e tamanho relativo dos cristais inequigranular. Assinatura geométrica hipidiomórfica. A mineralogia compõe-se de: 1) plagioclásio (25%): fenocristais de até 1 cm com coloração esverdeada, sugerindo saussuritização. 2) piroxênio (60%): cor preto esverdeado com ponto, aparentemente, a maior porcentagem modal da rocha. 3) clorita (10%): caráter secundário de alteração, afetando piroxênios. 4) arsenopirita (5%). Classificação preliminar: Diabásio.



#### Descrição Microscópica

Rocha máfica esverdeada com textura fanerítica, cristais inequigranulares e granulação média. Grau de cristalinidade holocristalino. Cristais sem orientação preferencial com assinatura geométrica hipidiomórfica. Textura porfírica, com fenocristais de clinopiroxênio, plagioclásio e minerais opacos. Caráter genético hipoabissal a plutônico. A rocha é acometida por intensa cloritização, afetando principalmente a biotita, saussuritização e sericitização, afetando o plagioclásio, e uralitização, afetando o clinopiroxênio. Rocha supersaturada em sílica.

### Descrição Mineralógica

**Plagioclásio:** ocorre como cristais tabulares e euédricos, bem facetados, com tamanho de até 2,8 mm. Os cristais são afetados por intensa saussuritização e sericitização preferencialmente do centro para a borda, resultando na gênese de sericita, epidoto e calcita. É comum a presença de inclusões de biotita cloritizada. Teor An56 (Labradorita).

**Ti-Augita:** incolor a castanho avermelhado, com leve pleocroísmo de rosa a castanho, relevo alto, extinção inclinada com ângulo entre 30 e 40°. Sinal ótico biaxial positivo com ângulo 2V entre 50 e 60°. Alguns cristais apresentam bordas esverdeadas e algumas concentrações verdes no interior, remetendo a um reequilíbrio para hornblenda (uralitização). Raras hornblendas se preservam, alterando-se para clorita.

**Apatita:** cristais incolores com hábito acicular de até 0,8 mm. Apresenta sinal de alongação negativo.

**Biotita:** lamelas com hábito alongado que resistiram a alteração. Pleocroísmo de amarelo pálido a marrom escuro. Lamelas remanescentes de até 0,8 mm.

**Quartzo:** ocorre como cristais euédricos de tamanho entre 0,2 e 0,3 mm; são límpidos e sem indicativo de deformação. Apresenta inclusões de biotita cloritizada.

**Opacos:** ocorre tanto como fenocristais de até 1,5 mm de tamanho quanto como pequenos cristais de até 0,3 mm de tamanho.

**Clorita:** mineral secundário fruto da alteração de biotita, clinopiroxênio e hornblenda. Pleocroísmo de verde claro a verde.

**Hornblenda:** mineral secundário fruto da alteração de clinopiroxênio.

**Calcita, Muscovita e Epidoto:** minerais secundários fruto da alteração de plagioclásio.

### Interpretação

Pelos minerais presentes na amostra, seus tamanhos e suas relações, percebe-se que a amostra é uma rocha hipoabissal básica. Essa rocha foi formada pela ascensão do magma a partir de uma câmara magmática e posterior intrusão em rochas metassedimentares, consolidando um dique.

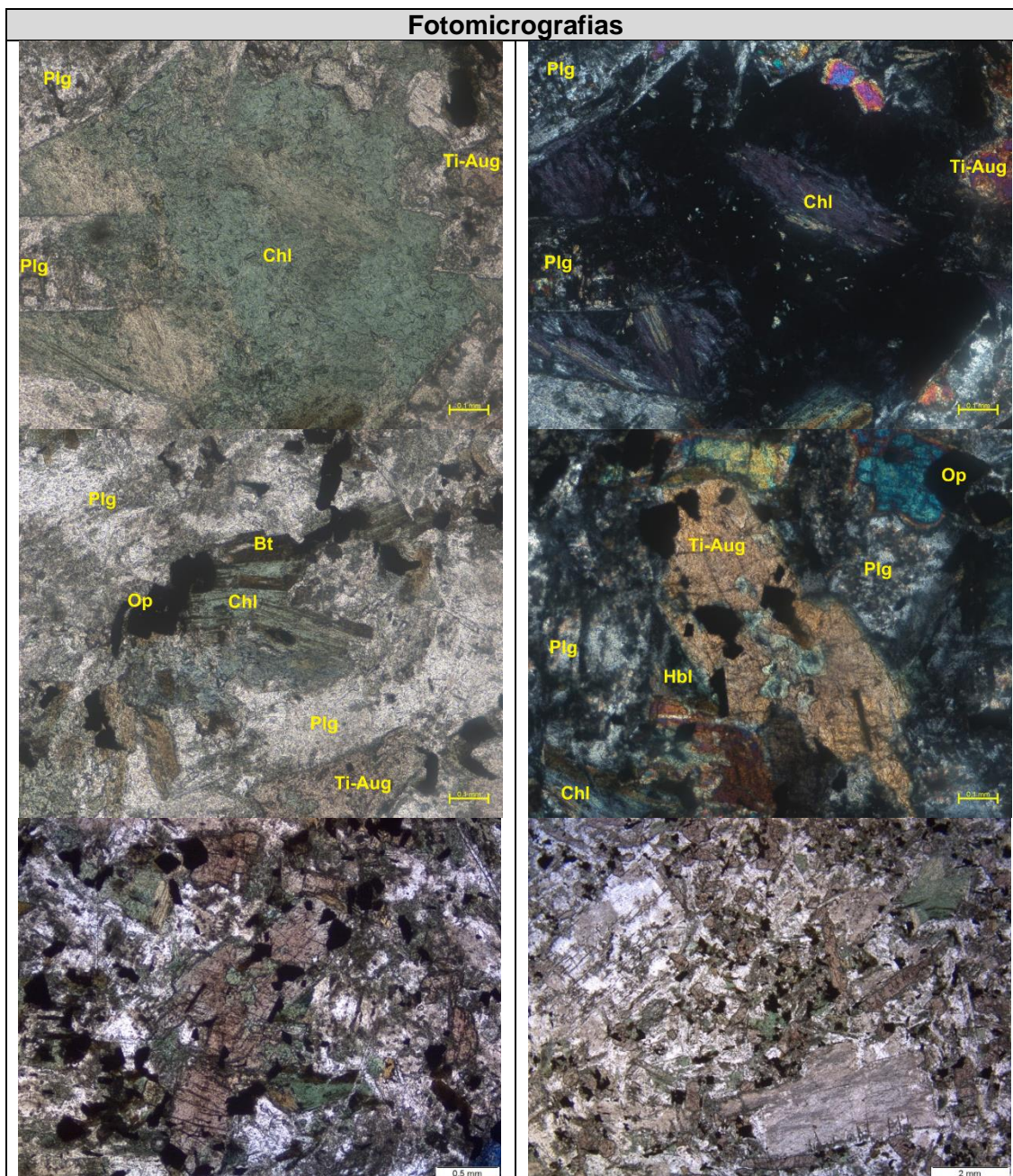
Dada a granulação e textura porfirítica, interpreta-se que os fenocristais foram formados ainda em subsuperfície, sob uma alta taxa de difusão e crescimento e, conforme o magma ascendeu, cristais mais tardios e de tamanho reduzidos foram cristalizados.

Dada as relações de inclusão entre os minerais, propõe-se a seguinte ordem de cristalização: (Bt) → Plg + Cpx + Opacos [fenocristais] → Opacos → Cpx → Bt + Apatita → Qtz.

Pela composição química dos minerais majoritários da rocha, nota-se a presença de titânio. Os minerais opacos são, provavelmente, ilmenita.

A uralitização da Ti-Augita possivelmente ocorreu em um contexto tardi-magmático com a percolação de fluidos residuais em alta temperatura. A cloritização da Biotita, Ti-Augita e Hornblenda ocorreu já em uma menor temperatura, possivelmente acompanhada da saussuritização e sericitização do plagioclásio.

### Fotomicrografias



**Composição modal e Classificação**

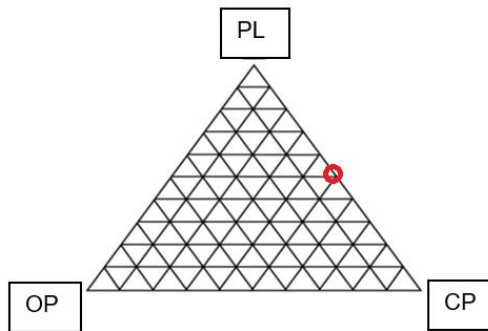
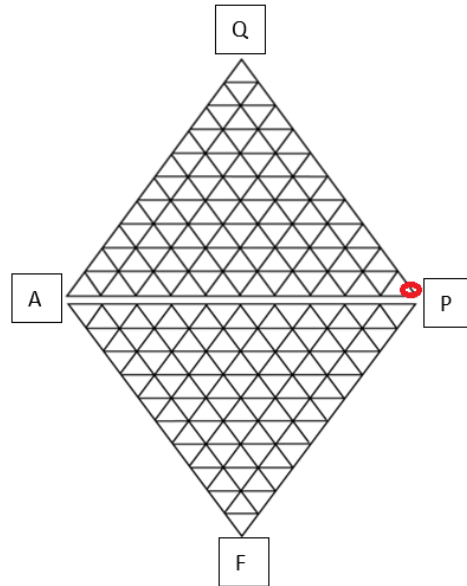
Composição Total

Mineral	%
Plagioclásio	30
Ti-Augita	25
Opacos	12
Apatita	5
Biotita	2
Quartzo	<1
Clorita	16
Muscovita + Epidoto + Calcita	10
Hornblenda	<1


Composição recalculada aos minerais essenciais da classificação

Mineral	%
Plagioclásio	54,5
Ti-Augita	45,5

Mineral	%
Plagioclásio	99
Quartzo	1



**Classificação: Diabásio**

 <p>Universidade de Brasília-UnB Instituto de Geociências-IG</p>	<b>TF 2018- Projeto Monte do Carmo</b>			
	<b>Amostra: TF18_VXI_11</b>			
	<b>Unidade Geológica:</b>	<b>Unidade</b>	<b>Metavulcanossedimentar</b>	<b>Indiferenciada</b>

### Descrição Macroscópica

A rocha é exposta na forma de grandes blocos e matacões rolados. Aparentemente estes blocos se encontram intercalados com quartzitos. A rocha fresca apresenta coloração esbranquiçada, quando alterada possui coloração amarelada. Trata-se de um conglomerado polimítico matriz suportado.

O arcabouço é composto por fragmentos líticos de quartzito com até 3 cm, rocha sedimentar, variando de 1,5 cm a 3 cm, rocha vulcânica variando de 0,8 cm a 5 cm, e seixos de quartzo hialino, quartzo fumê e muscovita fina.

A matriz apresenta granulometria areia grossa a muito grossa com clastos arredondados, mal selecionados variando de 0,5 a 2 mm. É composta por clastos de quartzo hialino e fumê, rocha vulcânica e muscovita fina.

### Fotografia Macroscópica



### Microscopia

#### Mineralogia

Arcabouço	%	Clastos Minerais	%
Quartzito	5	Quartzo+Feldspato	85
Rocha vulcânica	5	Muscovita	2
Rocha sedimentar	2	Opacos	1

<b>Estrutura</b>	-----	<b>Textura</b>	Granoblástica
------------------	-------	----------------	---------------

### Descrição Microscópica

A trama da rocha observada na seção delgada é inequigranular e foi dividida em arcabouço e minerais detríticos. O arcabouço é representado por fragmentos líticos e é composto por:



**Quartzitos:** inequigranulares, textura granoblástica com grãos arredondados e com alta esfericidade, variando de 3 mm até 6 mm;

**Rochas Vulcânicas:** matriz muito fina composta por quartzo+feldspatos e porfiroclastos de KF;

**Rochas sedimentares:** mal selecionadas, grãos variando entre 2 mm a 4,5 mm subarredondados com alta esfericidade, apresentam em torno de 15% de matriz.

Os clastos minerais são compostos por:

**Quartzos (+ Feldspatos):**

Clastos preservados de tamanho médio de 6 mm, arredondados, com alta esfericidade e extinção ondulante muito fraca. Estão associados aos feldspatos potássicos, que estão praticamente todos alterados para sericita. Diferenciam-se pelo aspecto nevado enquanto que os quartzos se apresentam mais límpidos. Presença de golfo de corrosão com a matriz imersa no interior do grão de quartzo.

Grãos menores, com tamanho aproximado de 0,4 mm. São sub-arredondado, com esfericidade média e apresentam extinção fortemente ondulante.

**Muscovita fina:** raras lamelas finas recristalizadas aprisionadas entre os clastos. Em maior quantidade, ocorre **sericita** associadas aos pseudomorfos de KF.

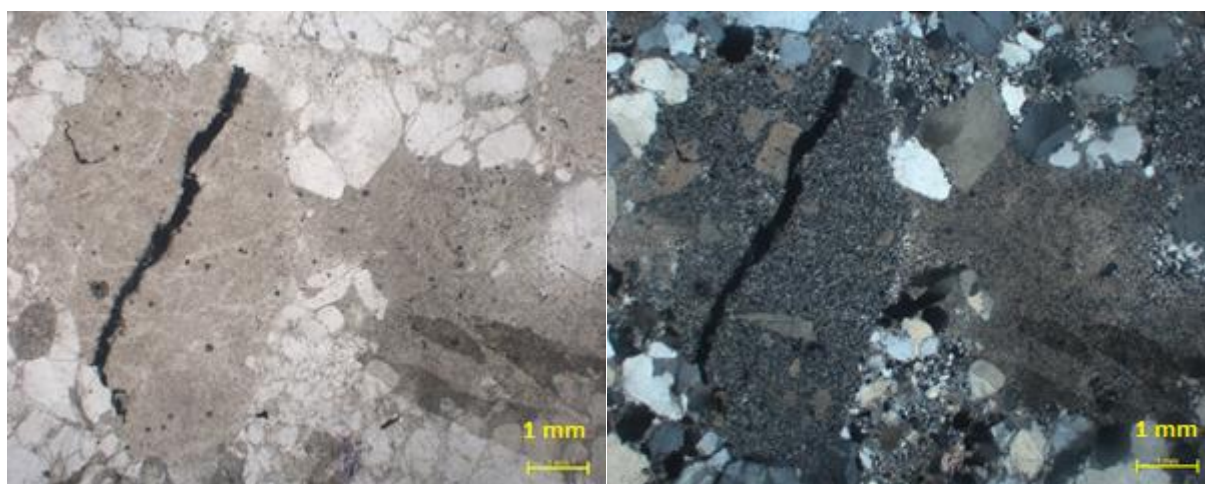
**Opacos:** ocorrem localmente na forma de cimento contornando os materiais do arcabouço

A matriz (20%) possui composição arenosa e é mal selecionada ocupando o espaço entre os fragmentos líticos. O cimento predominante é de composição sílica amorfa e argilomineral, ambos recristalizados.

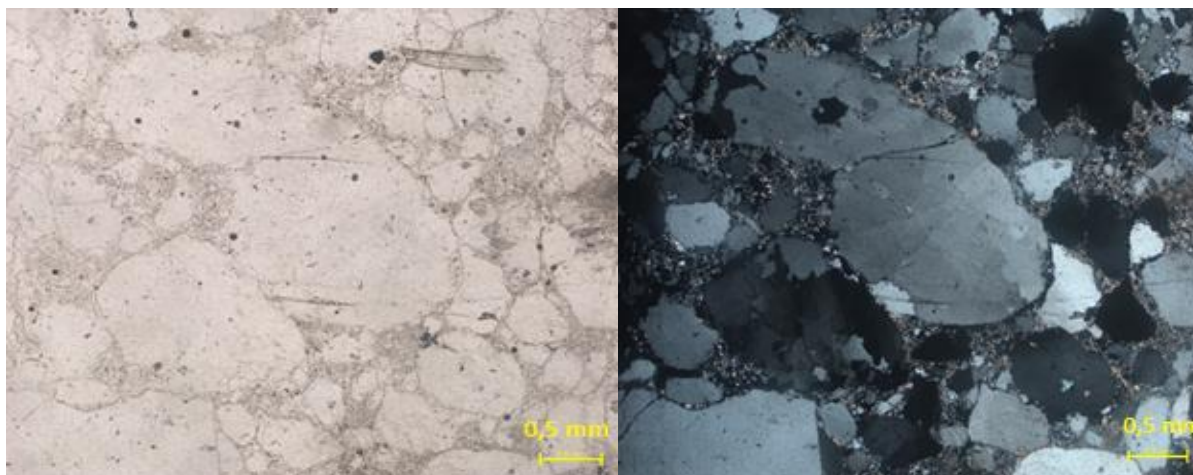
A paragênese é Quartzo + Muscovita.

**Fotomicrografia**

Fragmento de rocha vulcânica e rocha sedimentar



Grão de quartzo com golfo de corrosão



**Interpretação e Discussão**

Trata-se de uma rocha submatura tanto mineralogicamente quanto texturalmente, uma vez que a grande maioria dos clastos são estáveis e arredondados e esféricos, apenas sendo encontrados 7% de fragmentos líticos instáveis.


Provavelmente houve deposição simultânea dos fragmentos líticos com a matriz arenosa e posterior precipitação e recristalização dos cimentos.

Visto que, essa rocha ocorre como “lente” em meio a quartzitos, pode-se inferir um possível ambiente deposicional associado a canais.

A paragênese quartzo + muscovita é estável em grandes intervalos de temperatura. Dessa maneira, o fácies metamórfico é definido a partir da distribuição cartográfica dos terrenos metamórficos na região de Porto Nacional feita por Gorayeb (1996). A subárea XVI está inserida no domínio 4 que é definida por fácies xisto verde baixo, zona da clorita.

Tem-se como protolito um conglomerado matriz suportado, podendo, então, ser classificada como um metaconglomerado matriz suportado.

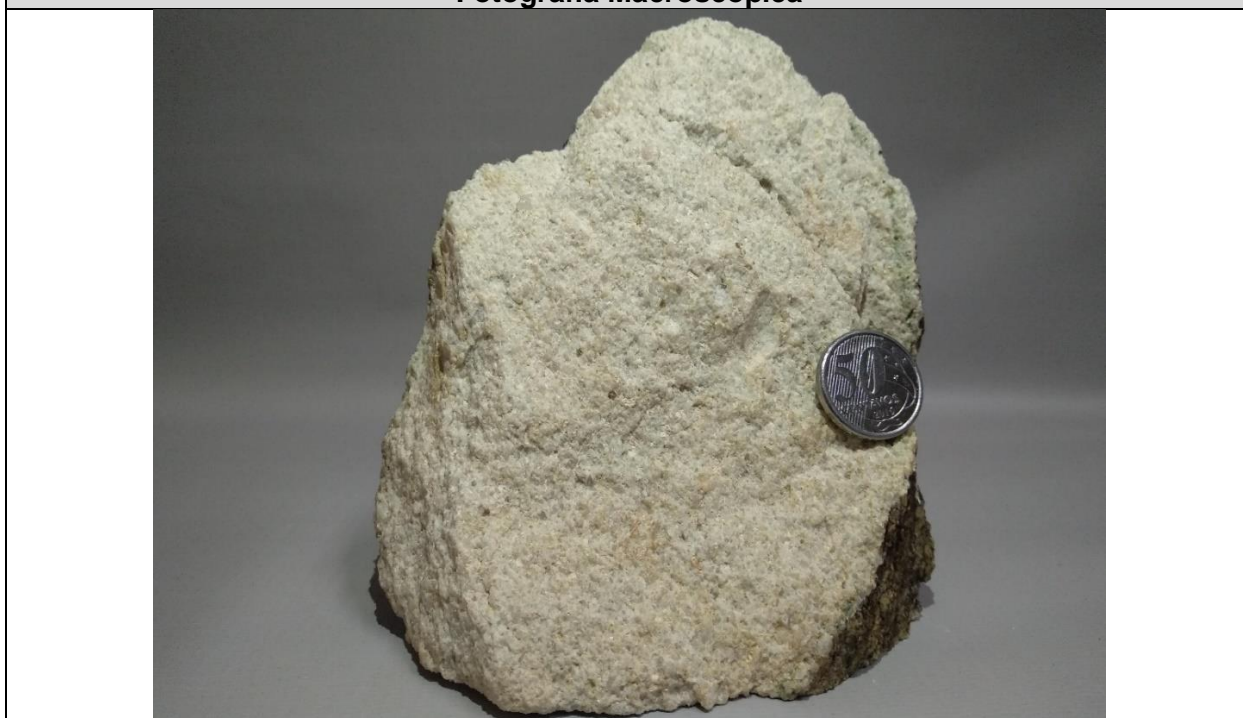
Paragênese	Fácies Metamórfico	Protolito	Classificação
Quartzo+ Muscovita	Xisto verde baixo	Conglomerado matriz suportado	Metaconglomerado matriz suportado

 <p>Universidade de Brasília-UnB Instituto de Geociências-IG</p>	<b>TF 2018- Projeto Monte do Carmo</b>		
	Amostra: TF18_VXI_110		
	<b>Unidade Geológica:</b>	<b>Unidade</b>	<b>Metavulcanossedimentar Indiferenciada</b>

### Descrição Macroscópica

Quartzito branco, muito grosso com grãos de quartzo hialino, leitoso e grãos/seixos de veio de quartzo, além de clastos de feldspatos alterados de coloração amarelada. O afloramento ocorre na forma de matacões. A porosidade é devida a alteração dos fragmentos instáveis.

### Fotografia Macroscópica



### Microscopia

Mineralogia	%	Estruturas
Quartzo	80	-----
Feldspato	17	<b>Textura</b>
Muscovita fina	3	Granoblástica

### Descrição Microscópica

A trama da rocha observada na seção delgada é composta por:

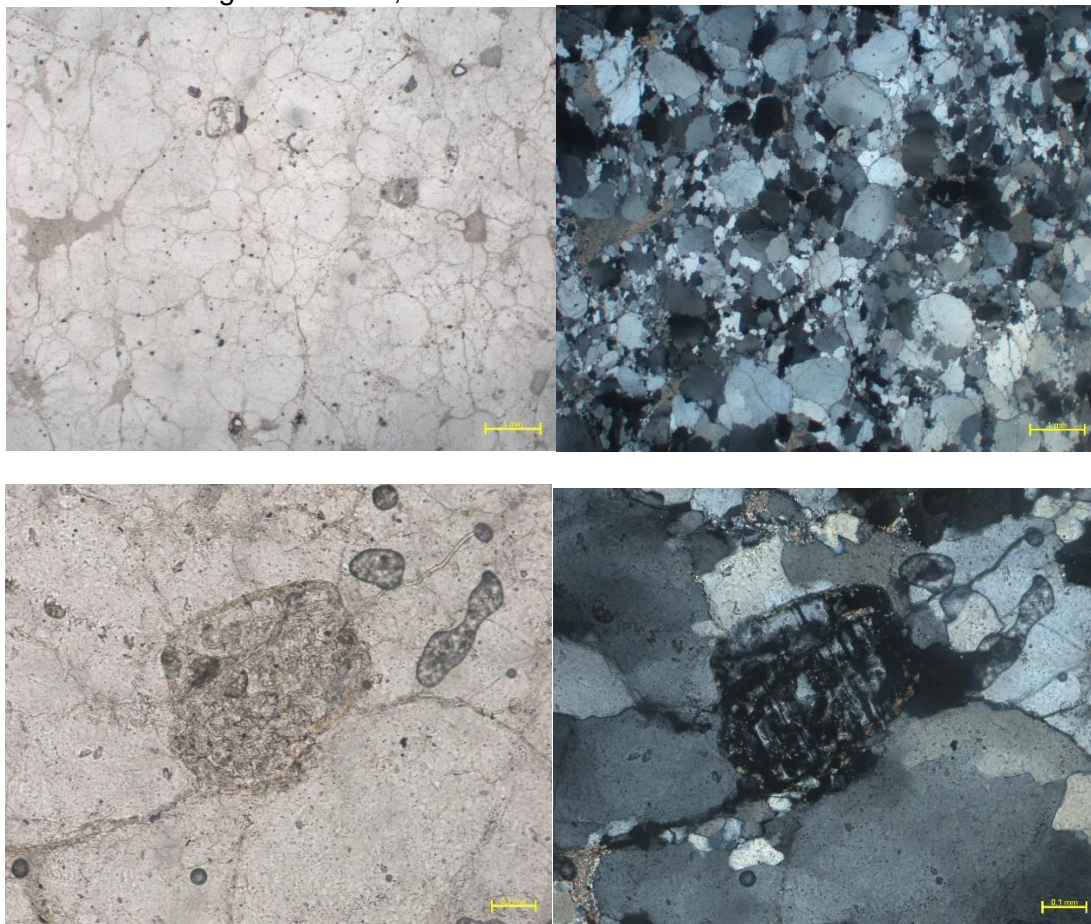
**Quartzo:** bem selecionado, granulometria areia média a grossa até 1,5 mm a 2 mm, arredondados e esféricos. Apresentam extinção fortemente ondulante formando subgrãos. Os porfiroclastos se encontram bastante fraturados, onde foram observadas fraturas com abertura de 0,03 mm preenchidas por matriz.

**Feldspatos:** ocorrem KF e plagioclásio intensamente alterados.

Ausência de matriz. Predomina um cimento de filossilicatos. Os grãos quartzo-feldspáticos se apresentam recristalizados caracterizando uma textura granoblástica.

### Fotomicrografia

Textura granoblástica, ausência de matriz e cimento de filossilicatos




### Interpretação e Discussão

Trata-se de uma rocha submatura mineralogicamente, em consequência dos 15% de feldspatos. Texturalmente a rocha é madura, em virtude do arredondamento dos grãos. Textura granoblástica típica da recristalização dos grãos quartzo-feldspáticos.

Houve possível deposição da rocha arenosa submatura e posterior precipitação e recristalização dos cimentos com subsequente metamorfismo formando um quartzito feldspático. Provável ambiente de alta energia em função da ausência de matriz.

A paragênese quartzo + muscovita é estável em grandes intervalos de temperatura. Dessa maneira, o fácies metamórfico é definido a partir da distribuição cartográfica dos terrenos metamórficos na região de Porto Nacional feita por Gorayeb (1996). A subárea XVI está inserida no domínio 4 que é definida por fácies xisto verde baixo, zona da clorita.

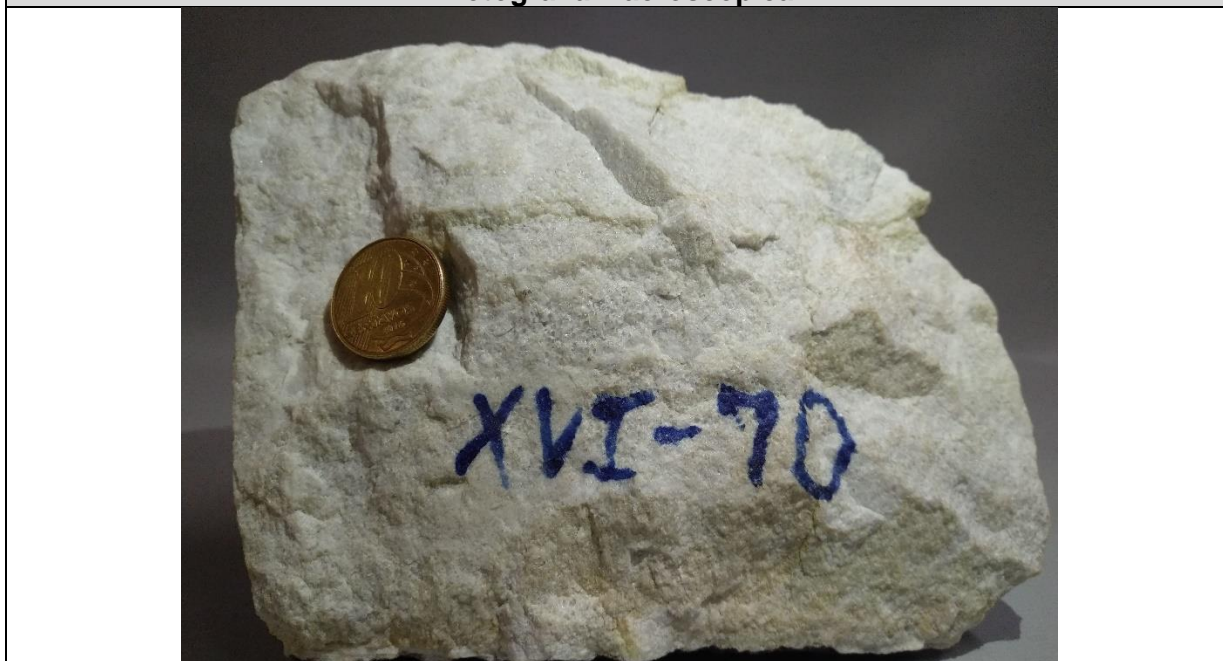
Paragênese	Fácies Metamórfico	Protolito	Classificação
Quartzo + Muscovita	Xisto verde baixo	Arenito feldspático	Quartzito feldspático conglomerático

 <p>Universidade de Brasília-UnB Instituto de Geociências-IG</p>	<b>TF 2018- Projeto Monte do Carmo</b>		
	<b>Amostra:TF18_XVI_70</b>		
	<b>Unidade Geológica:</b>	<b>Unidade</b>	<b>Metavulcanossedimentar Indiferenciada</b>

### Descrição Macroscópica

Quartzito branco, grosso com grãos de quartzo hialino, leitoso e grãos/seixos de veio de quartzo, além de clastos de feldspatos alterados de coloração amarelada. O afloramento ocorre na forma de matacões. A porosidade é devida a alteração dos fragmentos instáveis.

### Fotografia Macroscópica



### Microscopia

<b>Mineralogia</b>	<b>%</b>	<b>Estruturas</b>
Quartzo	80	-----
Feldspato	15	<b>Texturas</b>
Muscovita	5	Granoblástica

### Descrição Microscópica

A trama da rocha observada na seção delgada é inequigranular e é composta por:

**Quartzo:** grãos mal selecionados, granulometria areia média 0,8 mm a 1 mm, arredondados e esféricos. Apresentam extinção fortemente ondulante formando subgrãos.

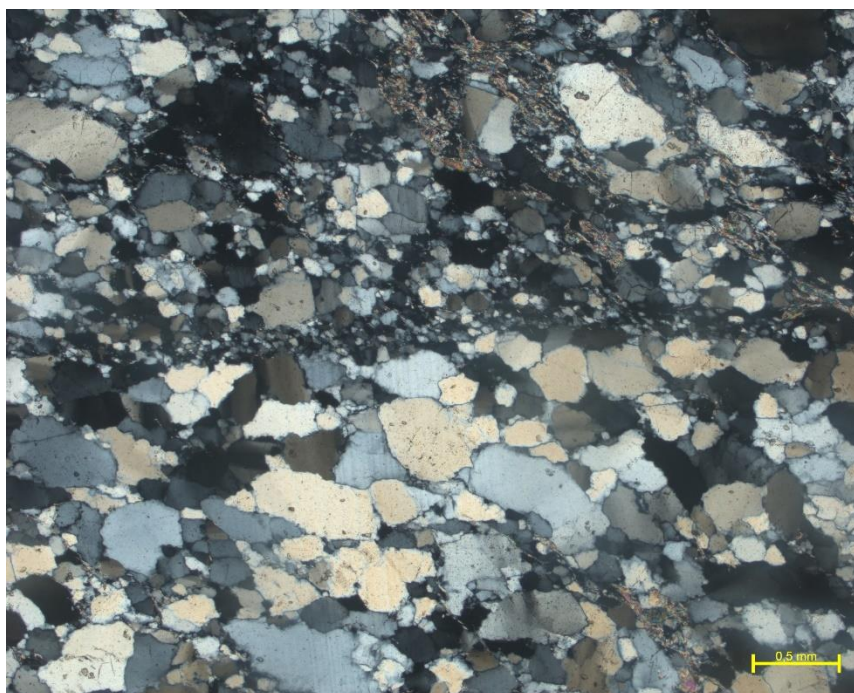
**Muscovita:** ocorrem como finas lamelas submilimétricas.

**Feldspato:** fortemente alterados para muscovita (seritização), é possível observar os pseudomorfos.

Os grãos de quartzo se apresentam recristalizados caracterizando uma textura granoblástica. A paragênese é Quartzo + Muscovita.

**Fotomicrografia**

Varição granulométrica evidente




**Interpretação e Discussão**

Trata-se de uma rocha submatura mineralogicamente, pois foi interpretado 15% de feldspato. E matura texturalmente, pois os grãos são arredondados.

Deposição de rocha arenosa submatura com posterior metamorfismo formando um quartzito feldspático. Provável ambiente de alta energia em função da ausência de matriz.

A paragénese Quartzo + Muscovita é estável em grandes intervalos de temperatura. Dessa maneira, o fácies metamórfico é definido a partir da distribuição cartográfica dos terrenos metamórficos na região de Porto Nacional feita por Gorayeb (1996). A subárea XVI está inserida no domínio 4 que é definida por fácies xisto verde baixo, zona da clorita.

Paragénese	Fácies Metamórfico	Protolito	Classificação
Quartzo+ Muscovita	Xisto verde baixo	Arenito feldspático	Quartzito Feldspático

 Universidade de Brasília-UnB Instituto de Geociências- IG	<b>TF 2018- Projeto Monte do Carmo</b>		
	<b>Amostra: TF18_VXI_43</b>		
	<b>Unidade Geológica:</b>	<b>Unidade</b>	<b>metavulcanossedimentar Indiferenciada</b>

### Descrição Macroscópica

Amostra orientada segundo o plano 180/45. Exposição em afloramentos, restritos aos cumes das serras, fortemente foliados com intercalação de fácies menos ou mais micáceas. A presente amostra é um quartzito fortemente orientado com estiramento dos grãos detríticos de quartzo (que variam de areia fina a grânulos) e orientação de mica fina no plano de milonitização.

### Fotografia Macroscópica



### Microscopia

Mineralogia	%	Estruturas
Quartzo	85	<i>Core-mantle.</i>
Muscovita	15	Texturas
Zircão	Traço	Milonítica

### Descrição Microscópica

A trama da rocha observada na seção delgada é inequigranular e é composta por:

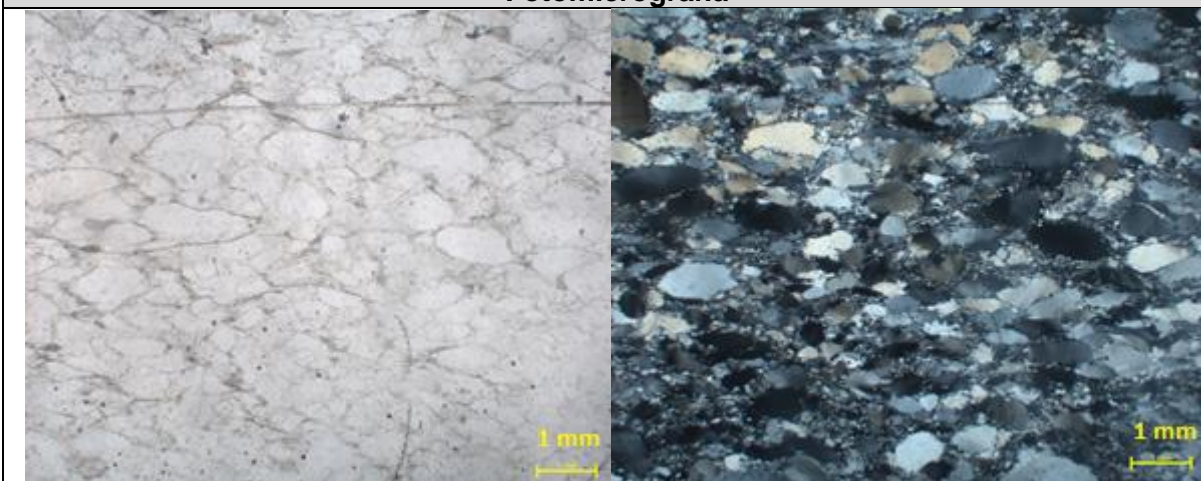
**Quartzos:** mal selecionados, tamanho areia fina até grânulo variando de 0,2 mm a 2,4 mm angulosos, com baixa esfericidade e orientados segundo a foliação. As bordas dos grãos são irregulares começando a exibir um contato lobular e apresentam extinção fortemente ondulante formando subgrãos. Foi observado o acúmulo de subgrãos na parede de alguns porfiroclastos, o que caracteriza a estrutura *core-mantle*.

**Muscovita:** as finas lamelas orientadas preferencialmente (180/45) conferem uma foliação penetrativa com trama planar bem desenvolvida e domínios de espaçamento variáveis entre 0,6 mm e 0,1 mm que caracterizam a foliação milonítica

**Zircão:** incolor, relevo fortíssimo, birrefringência alta.

Matriz sito-argilosa compondo 15% da seção delgada, bem selecionada ocupando o espaço entre os clastos minerais. A paragênese é Quartzo + Muscovita.

#### Fotomicrografia



#### Interpretação e Discussão

Trata-se de uma rocha madura mineralogicamente, pois é composta apenas de quartzo no arcabouço; e imatura texturalmente, pois apresenta grãos alongados com baixa esfericidade.

Provavelmente houve deposição simultânea de arcabouço arenoso mal selecionado com matriz fina. A deformação foi responsável pela orientação dos clastos, pela forte extinção ondulante do quartzo e pela recristalização da matriz gerando uma muscovita muito fina. Sendo assim, a presença de arcabouço e matriz fina infere-se um ambiente com atuação de corrente de turbidez.

A paragênese Quartzo + Muscovita é estável em grandes intervalos de temperatura. Dessa maneira, o fácies metamórfico é definido a partir da distribuição cartográfica dos terrenos metamórficos na região de Porto Nacional feita por Gorayeb (1996). A subárea XVI está inserida no domínio 4 que é definida por fácies xisto verde baixo, zona da clorita.

Porém, o ponto 43 em que a amostra foi colhida se encontra em uma zona de cisalhamento. Dessa maneira a análise microestrutural da borda dos grãos de quartzo é fundamental para tornar possível a caracterização dos contextos deformacionais envolvidos em termos de intervalos de temperatura e pressão. A estrutura *core-mantle* e a formação de subgrãos representam o processo descrito como Rotação de Subgrãos por Stipp *et al.* (2002) e caracteriza o Regime 2 de deformação definido por Hirth & Tullis (1992). Porém, o início da formação do contato lobular indica transição para o Regime 3 de deformação de Hirth & Tullis (1992). Vernon (2004) estabeleceu intervalo entre 400° C a 500° C para o Regime 2 e > 500°

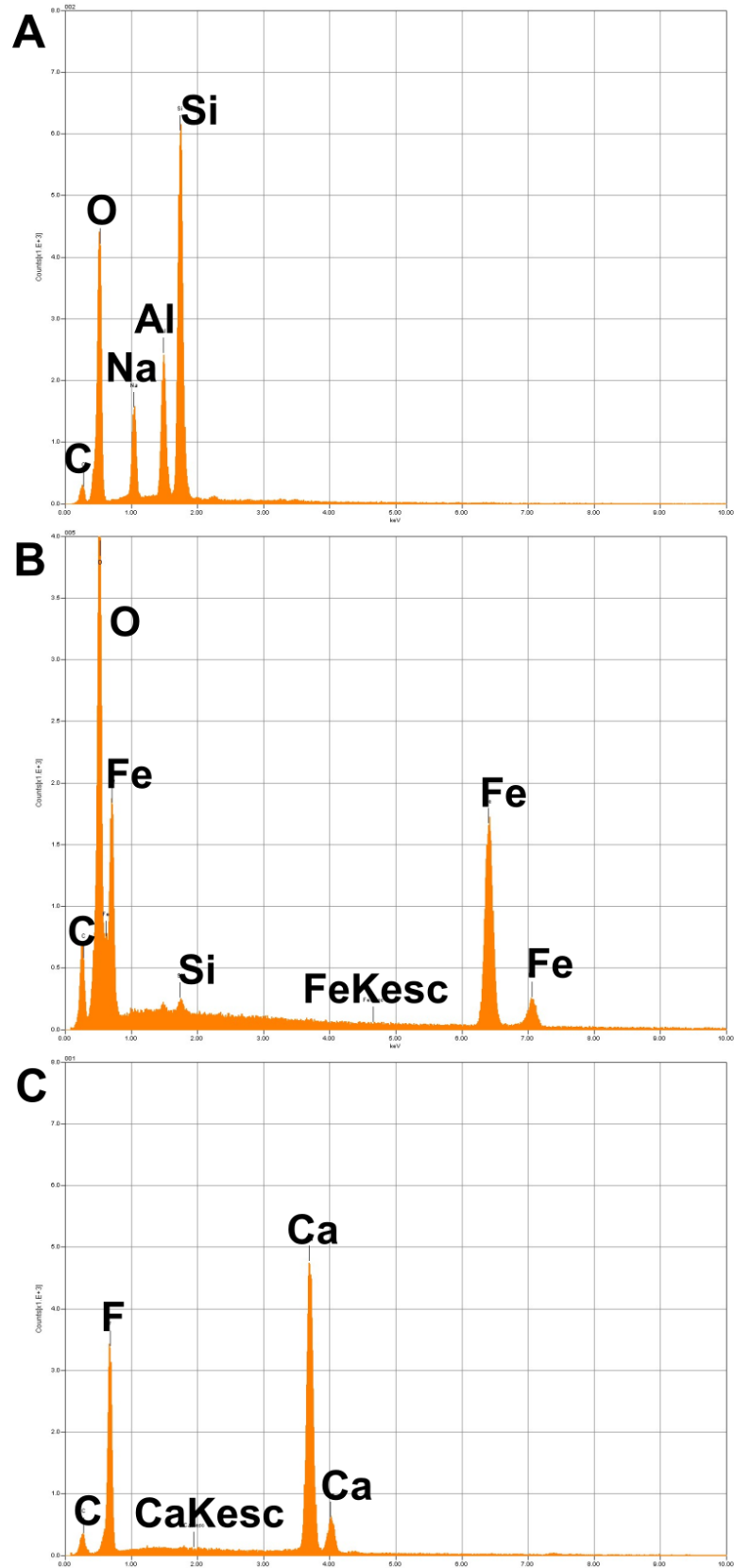


C para o Regime 3. Sendo assim, de acordo com Yardley (1989), esse intervalo de temperatura indica fácies xisto verde médio.

Em virtude dos 15% de matriz o protolito é interpretado como uma rocha denominada como quartzo wacke. Classificação quartzito micáceo protomilonítico.

<b>Paragênese</b>	<b>Fácies Metamórfico</b>	<b>Protolito</b>	<b>Classificação</b>
Quartzo + Muscovita	Xisto verde médio	Quartzo wacke	Quartzito micáceo protomilonítico

## ANEXO D: ANÁLISES EDS



Análises de EDS da Lâmina 124. A ponto 002 (teste1). B. ponto 005 (teste 1) C. ponto 001 (teste 2)

**ANEXO E: DADOS GEOQUÍMICOS**

Amostra	TF18_X VI_56	TF18_X VI_122	TF18_X VI_90	TF18_X VI_124	TF18_X VIII_118	TF18_X VIII_58	TF18_X IX_110	TF18_X IX_7	TF18_X IV_118	TF18_X III_6	Saboia, 2009.	Maia, 2016.	Chaves et. al., 2008	Chaves et. al., 2008	Chaves et. al., 2008	Chaves et. al., 2008	Chaves et. al., 2008	Chaves et. al., 2008
AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.68	12.34	12.60	12.09	15.64	13.59	12.17	13.00	13.25	14.76	15.20	12.49	13.40	12.70	13.30	13.20	13.00	12.40
CaO	0.51	0.82	0.84	0.42	3.90	1.72	0.91	0.95	0.13	3.33	2.98	0.11	1.80	0.78	1.10	1.20	0.50	0.43
MgO	0.05	0.07	0.08	0.02	1.20	0.25	0.12	0.06	0.04	1.35	1.21	0.07	0.34	0.17	0.24	0.20	0.25	0.20
FeO	0.77	1.38	1.50	1.30	2.23	1.98	1.44	1.69	1.01	2.92	3.00	0.48	0.99	1.07	0.93	0.72	0.72	0.19
Na <sub>2</sub> O	4.01	4.50	4.75	4.73	5.01	4.19	3.26	4.20	3.05	4.06	3.71	3.22	3.30	3.90	3.20	3.60	3.10	3.20
K <sub>2</sub> O	4.95	4.20	3.99	4.13	2.39	3.80	5.15	6.42	6.02	2.73	3.33	5.62	4.80	3.50	5.20	5.10	4.60	5.00
MnO	0.03	0.04	0.04	0.04	0.06	0.09	0.06	0.05	0.01	0.09	0.06	0.02	0.10	0.05	0.07	0.10	0.03	0.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.02	0.02	0.01	0.16	0.06	0.03	0.02	0.01	0.27	0.14	0.01	0.10	0.01	0.05	0.04	0.01	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.17	0.20	0.17	0.57	0.28	0.23	0.19	0.06	0.45	0.43	0.10	0.40	0.17	0.22	0.23	0.17	0.07
SiO <sub>2</sub>	75.80	75.99	75.63	76.94	65.55	72.97	75.72	72.93	75.34	67.88	68.10	76.71	70.20	75.90	73.60	72.50	75.50	77
As	2.70	1.50	2.40	3.00	1.90	2.00	6.10	4.60	4.20	5.20								
Ba	132.10	1103.40	1237.30	1026.30	825.70	892.10	564.40	1200.80	168.40	1290.40	1190.50	487.00	1564.00	1063.00	961.00	1053.00	606.00	454.00
Cd	0.50	1.10	1.00	0.90	1.60	1.50	1.00	1.20	0.70	3.00	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	147.80	43.60	58.00	54.70	122.10	150.50	127.70	57.60	239.40	110.70	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	4.40	4.40	5.40	9.30	22.30	5.20	12.50	4.00	0.40	21.90	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	0.50	2.00	3.40	0.40	1.80	0.70	0.40	0.70	1.70	4.60	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	8.20	3.10	2.50	0.80	19.60	24.50	3.20	1.30	13.20	13.60	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo	0.00	0.00	0.00	1.80	0.00	0.00	0.00	1.30	0.00	0.10	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	7.60	0.30	0.00	0.00	0.00	3.60	-	-	-	-	-	-	-	-
P	92.60	79.50	81.80	59.00	683.60	276.00	147.20	103.40	49.20	1180.10	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	22.50	5.70	6.80	0.60	5.00	8.00	8.00	5.70	23.10	10.20	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	31.50	75.60	80.10	39.70	658.80	152.10	85.70	78.60	13.70	712.20	496.40	53.90	203.00	112.00	162.00	109.00	117.00	90.00
V	1.00	2.60	2.30	0.30	36.90	6.80	3.40	1.70	2.30	87.40	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	42.40	70.50	60.80	72.20	62.50	84.00	22.80	71.20	35.50	71.20	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	58.60	71.20	65.00	175.00	26.70	67.00	100.10	51.30	86.10	84.90	180.70	81.50	484.00	289.00	342.00	439.00	229.00	183.00
Mn	0.50	2.00	3.40	0.40	1.80	0.70	0.40	0.70	1.70	4.60	-	-	-	-	-	-	-	-

ANEXO F: MAPA DE PONTOS DA SUBÁREA XVI

