



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Curso de Graduação em Geologia

Mateus Augusto Oliveira Silva
Mateus Moura Mesquita

PROJETO MONTE DO CARMO
Mapeamento Geológico Final
Área IV

Brasília – DF
2018

Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Curso de Graduação em Geologia

Mateus Augusto Oliveira Silva

Mateus Moura Mesquita

PROJETO MONTE DO CARMO

Mapeamento Geológico Final

Área IV

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

Orientadores

Elton Luiz Dantas (Coordenador)

Adriana Horbe

Elder Yokoyama

Eliza Nunes Peixoto

Federico Alberto Cuadros Jiménez

Jeremie Garnier

Luís Gustavo Ferreira Viegas

Natália Hauser

Nilson Francisquini Botelho

Suzan Waleska Pequeno Rodrigues

Brasília – DF

2018

FOLHA DE APROVAÇÃO

Título

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL – 2018

PROJETO MONTE DO CARMO

Autores: Mateus Augusto Oliveira Silva e Mateus Moura Mesquita

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

Banca Examinadora Aprovada por:

XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX

XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX

XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX

Brasília DF, 03 de dezembro de 2018.

Dedicatória

Dedicamos esse trabalho aos pais queridos, que nos apoiaram durante toda a trajetória acadêmica e contribuíram com nossas escolhas.

Dedicamos também aos professores. Essa conquista não seria possível se não fosse pela paciência e dedicação de cada docente.

Aos nossos amigos, que estiverem presentes em vários momentos de descontração, que incentivaram e se alegraram com nossos estudos e foram compreensivos com os momentos de ausência.

Somos gratos a Deus, que em nenhum momento nos deixou de fraquejar ou desistir desse trabalho. Além das bênçãos dadas em campo nos protegendo nos momentos mais críticos.

Agradecimentos

Gostaria de agradecer a minha mãe, Tereza Cristina, por me cobrar, me ensinar a ser sempre melhor e me dar forças quando não havia mais. A família por me incentivar em todos os momentos e sempre estarem juntos comemorando minhas vitórias.

Aos meus amigos, Renato Alves, Victor Torres e Lucas Sasso, que desde o ensino médio estiveram comigo nas loucuras e momentos mais difíceis dessa vida.

A minha namorada, Paula Bianchini, por estar todo o tempo me incentivando a ser melhor do que eu já era, a ser sempre mais dedicado com todos os meus a fazeres, me mostrando como ser melhor e passando comigo os melhores momentos da minha vida.

Aos companheiros de Geologia, sempre juntos com empatia e alegria nos campos ao longo da graduação. Ao meu parceiro de TF, Mateus Mesquita, pelos inúmeros “Fut’s” jogados e pelos momentos que tivemos ao longo de toda a graduação.

A professora Paola Ferreira Barbosa, que foi uma orientadora fora do trabalho de conclusão de curso, mas que me ensinou muito e que me mostrou o tanto que a geologia é linda, obrigado por todos os trabalhos em conjunto e espero que muitos mais possam vir.

Mateus Augusto Oliveira Silva

Chega uma hora em que a mente alcança um plano mais alto de conhecimento, mas nunca consegue demonstrar como chegou lá.

“Albert Einstein”



Resumo



Abstract

Lista de Abreviaturas e Siglas

Lista de Figuras

Lista de Tabelas

Sumário

1.	Introdução	1
1.1	- Considerações iniciais	1
1.2	- Objetivos	1
1.3	- Localização e vias de acesso	2
1.4	- Aspectos Fisiógrafos	3
1.4.1	– Geomorfologia	3
1.4.2	– Solo	4
1.4.3	- Clima	5
1.4.4	- Vegetação	5
1.4.5	– Hidrografia	6
1.4.6	– Aspectos Econômicos Políticos e Humanos	6
2.	Materiais e Métodos	8
2.1	– Etapa pré-campo	8
2.1.1	- Revisão bibliográfica	8
2.1.2	- Sensoriamento Remoto	8
2.1.2.1	- Landsat 8 OLI/TIRS	9
2.1.2.2	- Modelo Digital de Elevação – MDE (ALOS/PALSAR)	10
2.1.2.3	- Fotogeologia	11
2.1.2.4	- Processamento de dados de Sensoriamento Remoto	11
2.1.3	- Geofísica aérea	11
2.1.3.1	- Magnetometria	12
2.1.3.2	- Gamaespectrometria	13
2.2	– Etapa Campo	15
2.3	– Etapa Pós-Campo	15
2.3.1	- Petrografia	15
2.3.2	- Geoquímica de elementos maiores e traços	16
2.3.2.1	- Perda ao Fogo	16
2.3.2.2	- Digestão das amostras	16
2.3.2.3	- Determinação Geoquímica	16
2.3.2	- Microsonda Eletrônica	17
2.4	– Resultados da metodologia	18
2.4.1	– Sensoriamento remoto	18
2.4.2	– Geofísica aérea do projeto Monte do Carmo	20
2.4.2.1	– Aeromagnetometria	20
2.4.2.1.1	– Domínios Magnéticos estruturais	21
2.4.2.1.2	– Domínios magnéticos composicionais	23

2.4.2.2 – Aereogamaespectrometria.....	26
2.4.3 – Geofísica aérea da área IV	31
2.4.3.1 – Magnetometria	31
2.4.3.2 – Gamaespectrometria.....	34
3. Geologia Regional	37
3.1 – Introdução	37
3.2 – Contexto Tectônico Estratigráfico	38
3.2.1-Litoestratigrafia e geocronologia.....	39
4. Geologia Local.....	52
4.1 – Geologia do Projeto Monte do Carmo	52
4.1.1 – Unidades Litoestratigráficas	52
4.1.1.1 – Complexo Porto Nacional.....	52
4.1.1.2 – Formação morro do Aquiles	53
4.1.1.3 – Plutônicas sin- a pós-Tectônicas	53
4.1.1.4 – Suíte vulcânica Santa Rosa	54
4.1.1.5 – Suíte Ipueiras	54
4.1.1.6 – Suíte Aliança.....	54
4.1.1.7 – Sequência Metavulcanossedimentar Indefinida.....	55
4.1.1.8 – Intrusões máficas-Ultramáficas	55
4.1.1.9 – Formação Monte do Carmo	56
4.1.1.10 – Suíte Lajeado	56
4.1.1.11 – Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Cumprida	56
4.1.1.12 – Grupos Serra Grande e Canindé	57
4.1.1.13 – Diques e Soleiras.....	57
4.1.1.14 – Depósitos Lateríticos	57
4.1.1.16 – Depósitos Aluvionáres.....	58
4.2 – Geologia Local	58
4.2.1 – Intrusão ácida Santa Rosa	59
4.2.2 – Unidade vulcanoclástica Santa Rosa	61
4.2.3 – Unidades Graníticas	64
4.2.3.1 – Ocorrência 1	64
4.2.3.2 – Ocorrência 2.....	68
4.2.3.3 – Ocorrência 3.....	70
4.2.4 – Suíte intrusiva máfica VE3	71
2.2.5 – Suíte Máfica intrusiva Monte do Carmo.....	73
2.2.6 – Sequência metavulcanossedimentar indeterminada.....	77
2.2.6.1 – Ocorrência 1	78



2.2.6.2 – Ocorrência 2.....	79
2.2.7 – Bacia do Parnaíba	80
2.2.7.1 – Grupo Serra Grande	82
2.2.7.2 – Grupo Canindé.....	82
4.3 – Geologia Estrutural do Projeto Monte do Carmo.....	83
4.3.1 – Quadro estrutural regional	84
4.4 – Geologia Estrutural Local.....	89
4.4.1 – Regime Dúctil-Rúptil.....	92
4.4.2 – Regime Rúptil	96

1. Introdução

1.1 - Considerações iniciais

O projeto Monte do Carmo refere-se ao trabalho de conclusão de curso dos alunos de graduação em geologia do instituto de Geociências da Universidade de Brasília. O trabalho consiste em um mapeamento geológico de uma área de aproximadamente 2.447 Km², localizada na região centro sul do Tocantins. O nome do projeto faz referência ao município Monte do Carmo, o qual é englobado pela área de estudo. A base para as atividades do grupo de pesquisa, cerca de 50 pessoas, foi o município de Porto Nacional que também está inserida dentro da área de pesquisa.

A área de estudo abrange uma vasta diversidade geológica e está inserida em um rico contexto geológico. Abrange a porção do embasamento do Cinturão Araguaia, região entre o Cinturão de dobramentos Brasília e Araguaia. Passando na área está o lineamento Transbrasiliano, zona de falhas transcorrentes. Por fim a deposição da Bacia do Parnaíba, que preserva o relevo e forma lindos paredões de rocha.

O projeto Monte do Carmo foi dividido em dezenove subáreas, em que os alunos foram divididos em duplas e trios para compor essas áreas. Todas as áreas foram responsáveis pela construção de um mapa geológico na escala 1:50.000 e o relatório final contendo todas as descrições feitas e as interpretações dos dados colhidos em campo.

Todo o trabalho ocorreu ao longo do ano de 2018, sendo dividido em três grandes etapas: pré-campo, campo e pós-campo. Essas etapas tiveram objetivos bem traçados e metas menores a fim de que o resultado final fosse conquistado. O projeto teve orientação do Professor Elton L. Dantas e participação dos professores: Adriana Horbe, Elder Yokoyama, Eliza Nunes Peixoto, Federico Alberto Cuadros Jiménez, Jeremie Garnier, Luís Gustavo Ferreira Viegas, Natália Hauser, Nilson Francisquini Botelho, Suzan Waleska Pequeno Rodrigues.

1.2 - Objetivos

O trabalho de conclusão de curso de Geologia tem como objetivo principal a confecção de um mapa integrado de todas as áreas na escala 1:50.000, resultado da coleta e integração de

dados adquiridos pelas dezenove áreas. Outro objetivo é a confecção de um relatório por área que coloca em prática todo o conhecimento adquirido ao longo de todo o curso de graduação em Geologia. No relatório deve conter os dados e interpretações feitas nas três etapas já citadas contendo capítulos que são chaves para a avaliação do conhecimento geológico.

É importante salientar a contribuição que o projeto Monte do Carmo tem para o conhecimento científico. A confecção de um mapa geológico de detalhe em uma região pouco estudada é muito importante para ajudar na evolução do conhecimento geológico e fomentar novos estudos que possam surgir.

1.3 - Localização e vias de acesso

A área de estudo do projeto Monte do Carmo situa-se na porção Centro-Sul do estado do estado do Tocantins, 60 quilômetros ao Sul de Palmas pela TO - 050, capital do estado, e a 793 quilômetros de Brasília, Distrito Federal. Os municípios de Porto Nacional, Monte do Carmo são englobados pela área total do projeto. Durante a etapa de Campo a equipe do projeto utilizou o município de Porto Nacional como base para hospedagem e organização dos dados coletados (Figura 1).

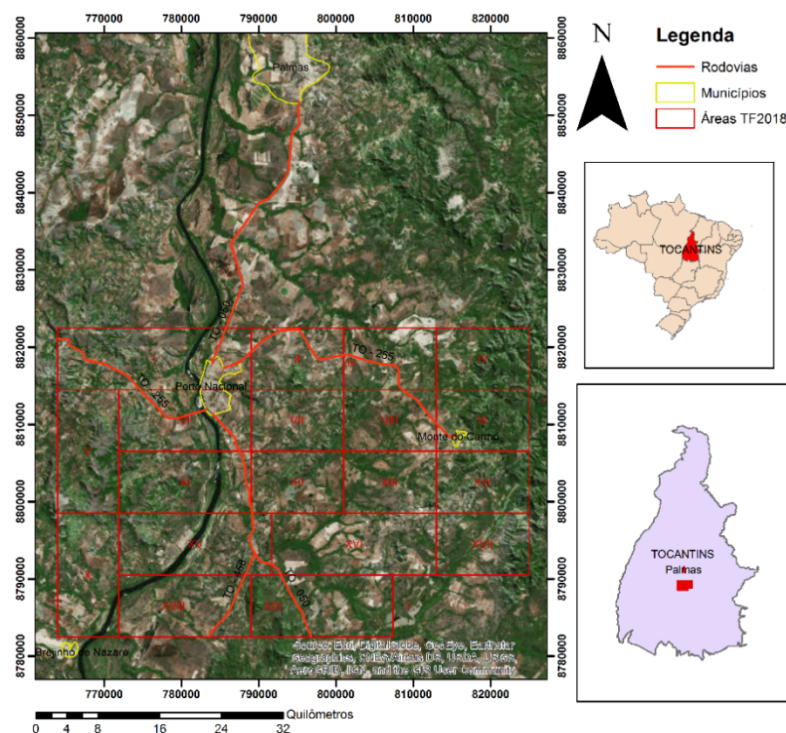


Figura 1 - Mapa de localização do projeto Monte do Carmo com referência a cidade de Palmas - TO.

Saindo de Brasília o acesso a área de estudo se dá pela BR -080, acessando posteriormente a BR – 153 e depois acessando a TO – 255 até a chegada em Porto Nacional.

Para a subárea IV o acesso também é feito pela TO – 255 em direção ao município de Monte do Carmo. Antes de chegar ao município utilizamos a entrada para a fazenda gameleira e utilizamos a estrada de chão até a chegada na área. (Figura 2).

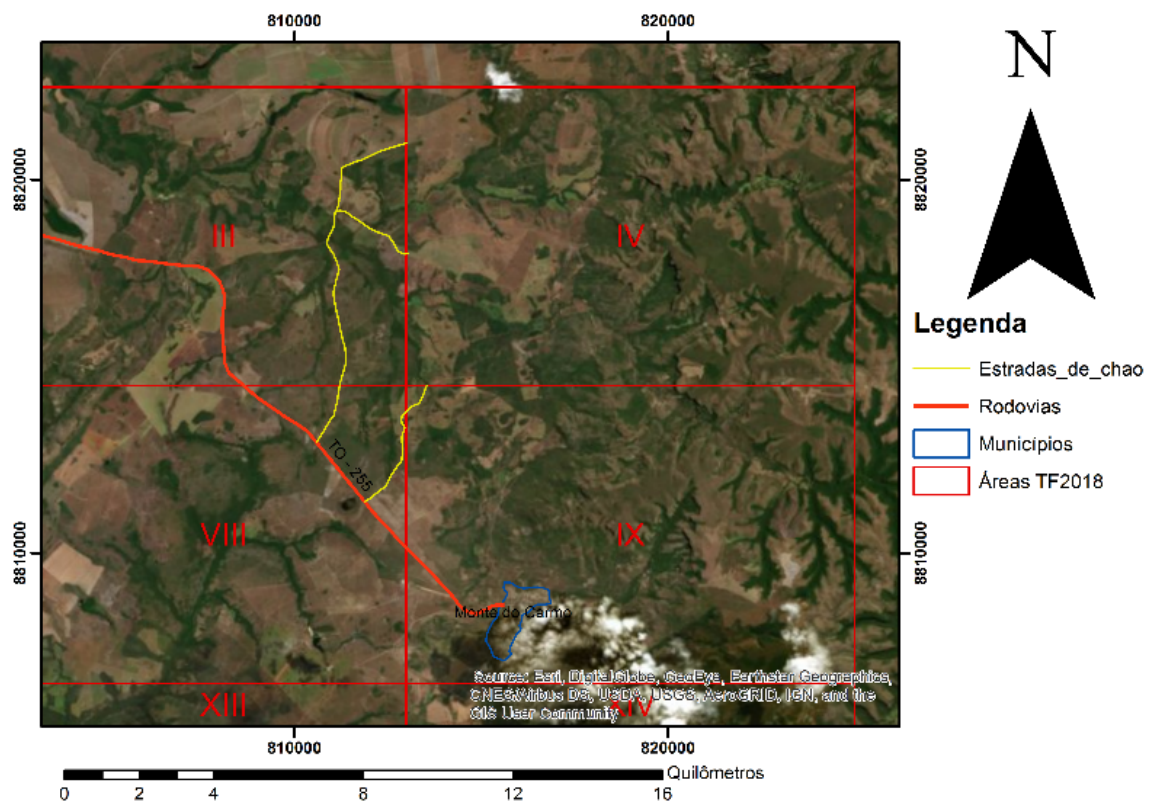


Figura 2 - Imagem mostrando a localização da área IV. Na imagem são mostradas as estradas de terra que dão acesso à área IV

1.4 - Aspectos Fisiográficos

1.4.1 – Geomorfologia

O projeto Monte do Carmo apresenta quatro domínios geomorfológicos principais. São eles: Serra de Santo Antônio – João Damião (Domínio 332); Depressão do Alto Tocantins (341); Planalto Dissecado do Tocantins (066); Serra Malhada Alta (328). Esses domínios representam os baixos topográficos e os altos formados pela bacia do Parnaíba e a sequência Vulcano-sedimentar. (Figura 3). (Fonte: IBGE; Mapa geomorfológico do estado do Tocantins).

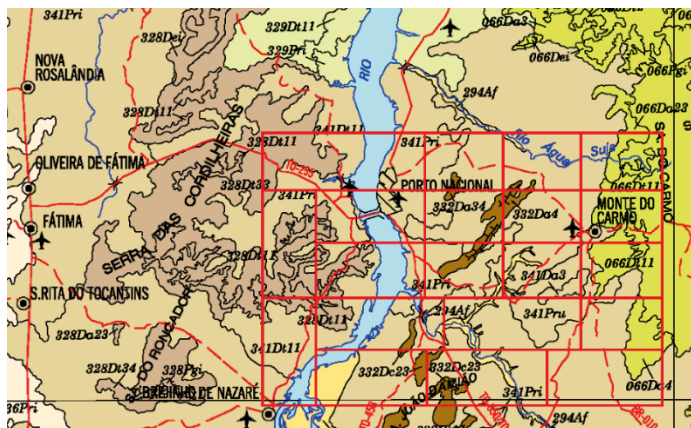


Figura 3 - Imagem retirada do mapa Geomorfológico do estado do Tocantins com escala 1:250.000

O mapa da figura 3 foi adquirido a partir dos dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Foi elaborado a partir das folhas topográficas e planialtimétricas integrantes do Sistema Cartográfico Nacional, na escala 1:250.000, com atualização parcial de elementos através de Imagens de satélite.

No contexto descritivo a área de estudo apresenta um relevo suave a suave ondulado predominante. Esse padrão é quebrado por 3 serras que são escarpadas. A leste e a oeste temos as serras formadas pela bacia do Parnaíba, nesses locais o relevo fica escarpado a verticalizado. No centro da área de estudo temos uma Serra formada pelas estruturas tectônicas de cisalhamento regional. O relevo nela é escarpado.

1.4.2 – Solo

Devido ao clima temperado e sazonalidade nas chuvas, os solos da região do Projeto Monte do Carmo apresentam uma grande diversidade. Foi elaborado um mapa de solos para a área do projeto com uma escala 1:250.000 a partir dos dados do SEPLAN (2008) (Figura 4).

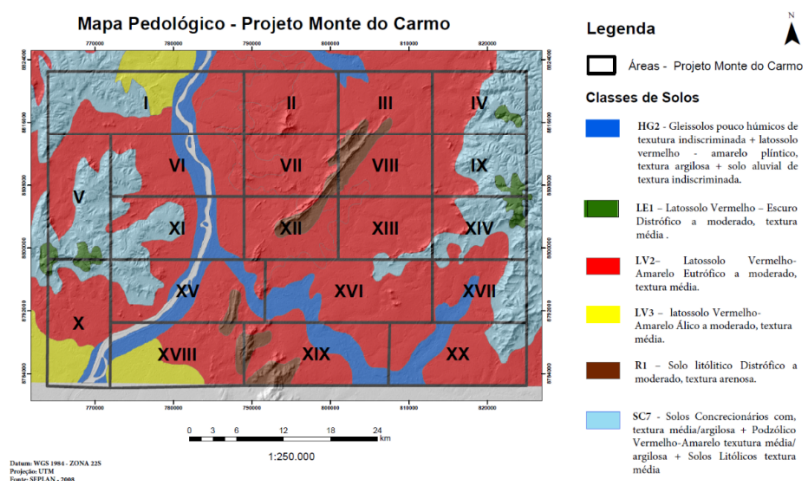


Figura 4 - Mapa de solos do Projeto Monte do Carmo. Nele são mostradas as áreas de estudo e as classes de solos.

No mapa são mostradas seis classes de solos. As classes de solos são relacionadas com a topografia e com o acúmulo de água para a alteração das rochas e atuação da pedogênese. As classes especificadas são: Gleissolos, Latossolos, Solo Litólico e Solo Concrecionários.

1.4.3 - Clima

O projeto Monte do Carmo apresenta um clima tropical semiúmido, com invernos secos e verões chuvosos. A temperatura média anual é de 26.1 °C, com uma ampla variação climática tendo temperaturas que podem chegar acima dos 40 °C. A média anual da pluviosidade é de 1622 milímetros (clima-data.org 2017).

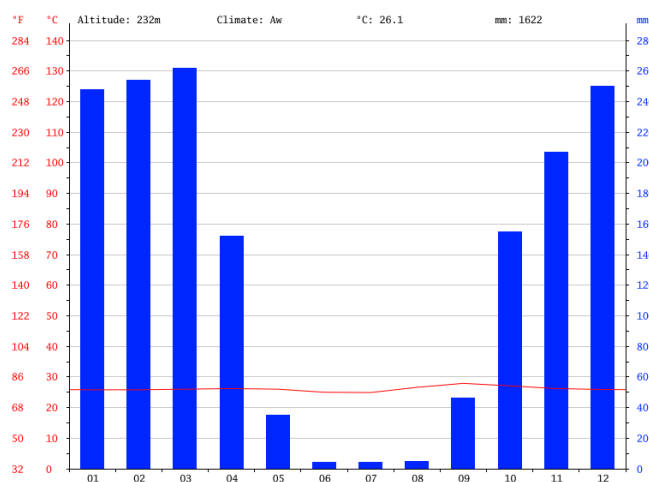


Figura 5 - Gráfico mostrando o índice pluviométrico da cidade de Porto Nacional no ano de 2017.

1.4.4 - Vegetação

Segundo Oliveira (2009), na região aos arredores de Porto Nacional há predominância de vegetação xeromorfa aberta, dominada por estrato herbáceo. São encontradas algumas faixas de Savana arbórea sem floresta de Galeria, no leste, sudeste e sul do município e Savana na metade oeste do município, mais concentradas na Serra das Cordilheiras. Essas duas formações são provenientes da degradação do cerrado.

O cerrado típico é predominante, com grandes arbustos e árvores espaçadas de pequeno a médio porte com galhos retorcidos e raízes profundas. Ao longo das drenagens são encontradas matas ciliares de médio a grande porte, principalmente Buritis. (Figura 6).



Figura 6 - Imagem mostrando o aspecto da vegetação nas drenagens. Notar os buritis e o típico alagamento das drenagens.

1.4.5 – Hidrografia

O rio Tocantins nasce na Serra Dourada de Goiás e passa pelos estados de Tocantins, Maranhão e Pará, até sua foz no furo de Santa Maria. É o maior expoente da hidrografia local e foi por sua causa que a cidade de Porto Nacional foi construída.

A bacia hidrográfica que o projeto Monte do Carmo está inserida é a Bacia do rio Tocantins. Dentro do projeto são observados vários afluentes que abastecem o rio, são rios menores, mas que são perenes e tem suas nascentes na Bacia do Parnaíba. Essa água migra e abastece o rio Tocantins. Exemplos são o rio Água Suja, o córrego São João, o ribeirão do Carmo e vários rios menores. Esses rios e ribeirões abastecem as fazendas e são o principal expoente para o sucesso da agropecuária na região.

1.4.6 – Aspectos Econômicos Políticos e Humanos

No dia 5 de outubro de 1988 o antigo norte de Goiás passa a pertencer ao estado do Tocantins pelo ato da Assembleia Nacional Constituinte (SEDEN). O Tocantins foi o último estado brasileiro a ser criado.

Porto Nacional foi fundada no início do século XIII e sua história nasceu proveniente do rio Tocantins, sendo no século XVIII, XIX e XX a principal forma de acesso a cidade. Embarcações viajavam ao longo do rio transportando mercadorias entre Porto Nacional e Belém do Pará. Com a construção da rodovia BR – 153, nos anos de 1970, o fluxo de mercadorias passava a ser via terrestre pelo sistema rodoviário (Instituto Histórico e Geográfico do Estado do Goiás - IHGEG).

Os nomes atribuídos à cidade estão relacionados com a situação política vigente no país: Porto Real, quando era Brasil Reino, Porto Imperial quando era Brasil Império e finalmente Porto Nacional após a proclamação da República.

O primeiro núcleo de povoação surgiu no final do século XVIII, com a chegada dos bandeirantes a procura de ouro. Em Monte do Carmo, município que nomeia o projeto, foram encontradas várias ocorrências de ouro proporcionando a abertura de inúmeros garimpos que permanecem até hoje na região. Para levar esse minério até Portugal as embarcações passavam pelo povoado de Porto Nacional até Belém (PA) que mandava os minérios para Portugal (IHGEG).

Porto Nacional tem uma população estimada de 52.700 habitantes (IBGE 2018). A pirâmide etária mostra que a população é predominante jovem, com idade ente 10 e 29 anos (IBGE 2010). O PIB per capita é de R\$ 26.324,43 (IBGE 2015) e o IDH é de 0.740 (IBGE 2010). A área territorial do município é de 4.449.917 km² (IBGE 2017).

A cidade é conhecida como a “Capital do Agronegócio”, sendo notável pelo seu potencial agropecuário. O relevo arrasado e a rica hidrografia abastecida pela Bacia do Parnaíba, um excelente aquífero que coleta as águas das chuvas em seus aquíferos e abastece as nascentes em suas bordas, são as condicionantes ideais para execução do agronegócio. A movimentação do comércio local e o crescimento da capital do estado, Palmas, localizada a 63 quilômetros ao norte são alguns indicadores do crescimento agropecuário na região.

2. Materiais e Métodos

A metodologia utilizada para a execução deste trabalho foi segmentada em três grandes etapas, a etapa de pré-campo, de campo e de pós-campo.

Na etapa de pré-campo foi feito um levantamento bibliográfico com estudos prévios da região para entender em qual contexto geológico o trabalho está inserido. Também nessa etapa foram feitos levantamentos de dados geofísicos, gamaespectrometria e magnetometria, e de sensoriamento remoto.

Na etapa de campo foi feita a coleta dos dados e levantamento dos perfis geológicos a fim de gerar um mapa geológico preliminar.

Na etapa de pós campo foram feitas análises das principais rochas em lâmina delgada, análises geoquímicas e análises na microsonda eletrônica. Todas essas análises tiveram como objetivo aumentar o nível de detalhamento do mapa geológico preliminar e consolidar o mapa geológico final. Nessa etapa também foi elaborado o relatório final de cada área.

2.1 – Etapa pré-campo

2.1.1- Revisão bibliográfica

No início do ano de 2018 a área de estudo foi definida e desde então os estudos bibliográficos vieram sendo feitos. O resultado desse estudo é o capítulo de geologia regional. A confecção desse capítulo é muito importante para se ter um senso crítico sobre os dados já existentes e o que podemos esperar encontrar na região.

2.1.2-Sensoriamento Remoto

O Sensoriamento Remoto é uma técnica de estudo que permite a aquisição de dados e informações sobre a superfície a ser estudada sem existir um contato físico direto com a área de estudo. Os dados são adquiridos através de equipamentos capazes de transformar formas de energia em sinais passíveis de serem convertidos em informação da superfície terrestre (Arcanjo 2011). Com a aquisição dos dados espectrais de superfície, padrões de relevo, estruturação e drenagens, foram construídos vários produtos que apresentam variações composicionais,

químicas, estruturais e geomorfológicas que são fundamentais para a execução do mapeamento geológico na área de estudo.

Foi feito o processamento e análise de imagens multiespectrais LANDSAT 8 OLI (The Operational Land Imagery) e ALOS/PALSAR (Advanced Land Observation Satellite/ Phased-array type L-band Synthetic Aperture Radar) de forma que permitisse a extração de feições relacionadas a variações geomorfológicas, estruturais e litológicas.

Os dados foram adquiridos no site Earth Explorer criada a partir da parceria entre o serviço geológico e a agência aeronáutica e espacial norte americana (USGS e NASA). As imagens do sensor LANDSAT 8 OLI utilizadas para a elaboração das composições coloridas e de um mosaico que abrangesse toda a área são as cenas LC08_L1TP_222067_20170929_01_T1 e LC08_L1TP_222068_20170629_01_T1.

Para a construção do modelo digital de elevação (MDE) foram utilizadas as imagens do ALOS/PALSAR. A agência de exploração aeroespacial japonesa (AEAJ) lançou no dia 24 de janeiro de 2006 o satélite ALOS (Advanced Land Observation Satellite). Embarcado no satélite estão dois sensores óticos, um dos sensores é o PALSAR que é uma excelente ferramenta para análises e estudos do relevo. O sensor PALSAR é um radar de abertura sintética que opera na Banda L. É capaz de obter imagens independente das condições atmosféricas. (Sandwell et al., 2008; Shimada et al., 2008). (Tabela 1).

Tabela 1 - Sensores utilizados, códigos utilizados e data de aquisição das imagens pelo satélite.

Sensor Remoto	Código (ID)	Data de aquisição
LANDSAT 8 OLI/TIRS	LC08_L1TP_222067_20170929_01_T1	29/09/2017
	LC08_L1TP_222068_20170629_01_T1	29/09/2017
ALOS/PALSAR	AP_26854_FBS_F6960_RT1	22/11/2011
	AP_26854_FBS_6970_RT1	22/11/2011
	AP_27277_FBS_F6960_RT1	22/11/2011
	AP_27277_FBS_F6960_RT1	22/11/2011

2.1.2.1-Landsat 8 OLI/TIRS

O satélite LANDSAT 8 (Land Remote Sensing Satellite) possui dois sensores, OLI e TIRS, que captam imagens em 11 bandas espectrais. Dessas onze bandas nove são coletadas pelo sensor OLI e duas são coletadas pelo sensor TIRS (Tabela 2). A resolução espacial das bandas é de 30 metros, com exceção da banda número 8, a banda pancromática que apresenta

15 metros de resolução. As bandas 10 e 11 são bandas termais e fornecem dados sobre a temperatura terrestre e são coletadas à 100 metros.

As diferentes bandas podem ser usadas em conjunto para confeccionar composições RGB. A composição do visível, por exemplo, utiliza as bandas 4, 3 e 2 do sensor OLI do satélite LANDSAT 8. É importante citar o satélite devido aos satélites LANDSAT 7 e LANDSAT 5 apresentam diferentes números de bandas para diferentes comprimentos de onda. Dessa forma composições 4, 3 e 2 podem ser diferentes a depender do satélite utilizado. (Figura 7).

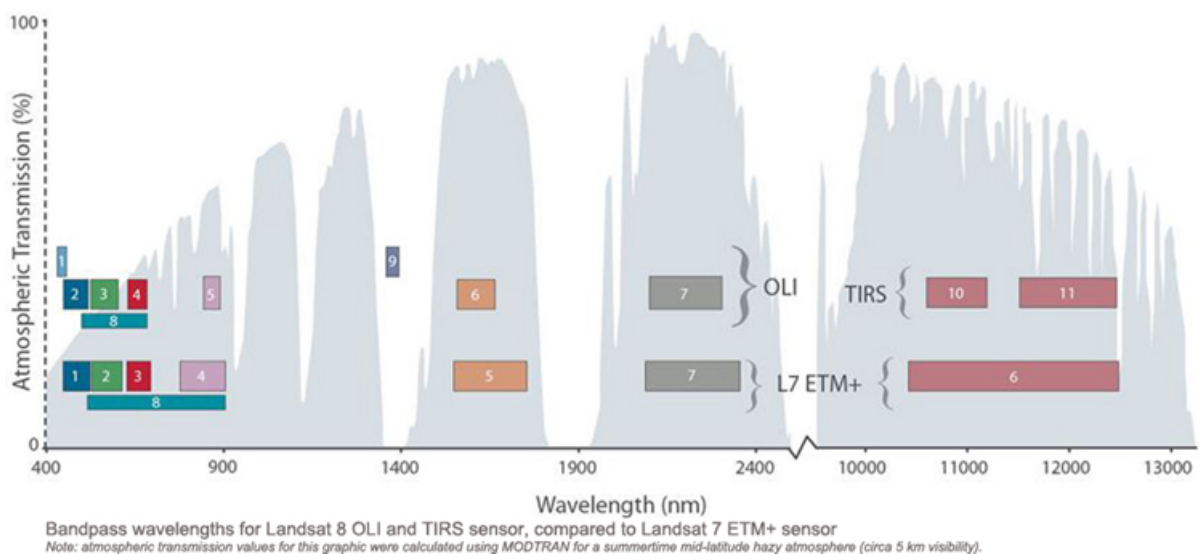


Figura 7 - Gráfico da transmissão da atmosfera pelo tamanho de onda. No espectro está colocada a comparação entre os sensores LANDSAT 8 OLI/TIRS e LANDSAT 7 ETM+, sendo mostradas as bandas e o comprimento de onda respectivo.

2.1.2.2-Modelo Digital de Elevação – MDE (ALOS/PALSAR)

O ALOS (Advanced Land Observation Satellite) é um satélite japonês que possui duas lentes óticas, uma delas é o PALSAR. O PALSAR (Phased-Array type L-band Synthetic Aperture Radar) é uma imagem radar. O sensor radar não depende das condições atmosféricas para a perfeita aquisição dos dados podendo ser feito a qualquer momento do dia e com qualquer poluição atmosférica. Isso é possível por que o tamanho de onda utilizado para aquisição das imagens de radar é muito grande, na ordem de centímetros a ate metros, dessa forma não são geradas interferências a essas ondas o que poderia prejudicar a aquisição das imagens.

A resolução das imagens ALOS utilizadas no projeto Monte do Carmo tem resolução espacial de 10 metros. Essa resolução é ideal para a construção de um bom MDE.

2.1.2.3-Fotogeologia

As fotografias aéreas utilizadas na etapa de fotointerpretação fazem parte de levantamentos realizados pelo Projeto AF 63-32A área 11 pela base topográfica do 30º Batalhão de Engenharia nos anos de 1964 a 1967. As fotos possuem escala original 1:60.000 e foram disponibilizadas pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM).

Com as fotos adquiridas foi feito o processo de fotoanálise e fotointerpretação. Nessa etapa visamos adquirir os lineamentos dos relevos, traçar as drenagens e definir zonas fotogeológicas com características de drenagem e relevo homólogas.

2.1.2.4-Processamento de dados de Sensoriamento Remoto

Com os dados adquiridos de forma gratuita no site da USGS, agora deve ser feito o melhor processamento para visualização das imagens e confecção de produtos importantes para o campo, como mapa base, mapa de lineamentos e os mapas de composição colorida.

Os softwares ENVI 5.0 e ArcMap 10.5 foram as principais ferramentas para confecção das imagens e vetorização das estradas, lineamentos e confecção dos layouts finais. O fluxograma simplificado desses processos está apresentado na figura 8.

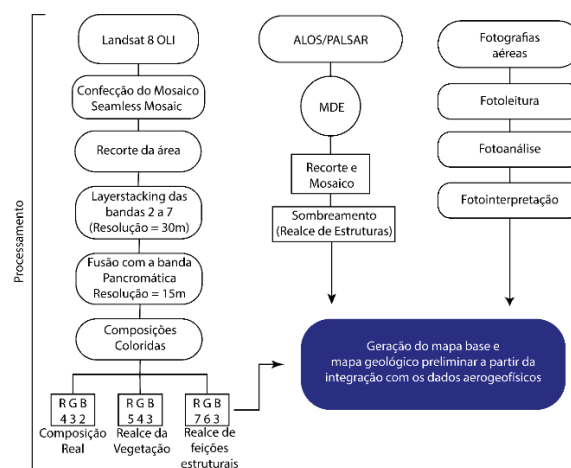


Figura 8 – Fluxograma ilustrando o processamento e os produtos feitos com as ferramentas do sensoriamento remoto.

2.1.3-Geofísica aérea

A aplicação dos métodos aerogeofísicos é uma ferramenta indispensável em diversas áreas, tais como, prospecção mineral, hidrogeologia, geotecnia, geologia ambiental,

geotectônica e cartografia geológica. O trabalho final de graduação em geologia tem como maior objetivo a confecção de um mapa geológico na escala 1:50.000 e essas ferramentas são indispensáveis para a confecção de um mapa com o maior nível de detalhamento e acurácia possível.

A utilização dos métodos aerogeofísicos magnetométrico e gamaespectométrico na cartografia geológica são excelentes alternativas para os terrenos tropicais, em que os perfis de solo são muito espessos e a escassez de afloramentos dificultam o mapeamento geológico pelos métodos tradicionais (Jaques et al., 1997).

A combinação dos dois métodos é muito efetiva na confecção de um mapa geológico. Os dados magnéticos contribuem com a definição de características das estruturas do embasamento e como essas estruturas são continuadas na superfície. Os dados gamaespectométricos são dados da superfície do terreno, até 30 centímetros de profundidade, da quantidade de emissão radioativa feita pelos elementos K, eTH, eU. Essa emissão é lida e é gerado um mapa de composição RGB com as quantidades dos elementos plotados. Esses dados são relevantes para a definição de unidades geológicas aflorantes, zonas de alteração hidrotermal e zonas arrasadas e sem presença de afloramentos. (Jaques et al., 1997).

2.1.3.1-Magnetometria

O método magnetométrico é definido como um método potencial, capaz de medir pequenas variações na intensidade do campo magnético terrestre geradas pelo contraste de susceptibilidade magnética das rochas presentes na subsuperfície.

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

O parâmetro fundamental para a geração do campo induzido pelas rochas crustais é a susceptibilidade magnética. Essa propriedade permite que às rochas se magnetizarem pelo

processo de indução magnética. A intensidade de magnetização de uma rocha depende da concentração relativa de minerais magnéticos como a magnetita, ilmenita e pirrotita (Kearey et al., 2009). Dessa forma, a análise e interpretação desses dados permite identificar feições estruturais, já que a concentração desses minerais magnéticos está associada a superfícies de descontinuidade ou ruptura (Gunn et al., 1997).

Os dados de magnéticos usados no projeto foram confeccionados pela Agência Nacional de Petróleo (ANP) e Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) em 2006. Para a aquisição dos dados, o espaçamento de vôo foi de 500 metros com altitude de 100 metros, gerando um produto com resolução ideal para um mapeamento geológico na escala de 1:50.000.

Os dados geofísicos foram processados pela professora Dra. Roberta Vidotti e foram gerados os mapas: Campo magnético anômalo (CMA), primeira derivada horizontal do CMA no eixo x, Gradiente Horizontal Total (GHT), Amplitude do Sinal Analítico do Campo Magnético anômalo (SA3D) e a derivada TILT (Figura 9).

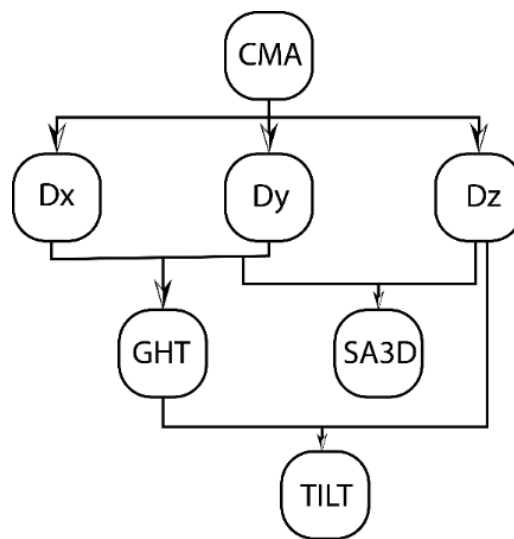


Figura 9 - Figura mostrando o fluxograma das etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aeromagnéticos onde: CMA = Campo Magnético Anômalo; Dx = Primeira derivada horizontal do CMA no eixo X; Dy = Primeira derivada horizontal do CMA no eixo Y; Dz = Primeira derivada vertical do CMA no eixo Z; SA3D = Amplitude do Sinal Analítico do campo magnético anômalo; GHT = Gradiente Horizontal Total e TILT = Primeira derivada TILT.

2.1.3.2-Gamaespectrometria

Na natureza existem mais de 50 isótopos radioativos, contudo a maioria é fracamente radioativa de tal forma que as principais fontes de radiação gama (γ) detectáveis na superfície terrestre são emitidas durante o decaimento dos elementos radioativos potássio (K^{40}), urânio

(U^{238}), tório (Th^{238}) e seus respectivos isótopos filhos presentes na composição da maioria das rochas (Ferreira et al., 2016; IAEA, 2003).

A gamaespectrometria é um método capaz de detectar a radiação gama resultante da desintegração desses elementos radioativos. É um método geofísico muito superficial, tendo em vista que mais de 90% da radiação gama emitida da superfície origina-se nos primeiros 30 centímetros da crosta do planeta. A quantificação da variação na proporção desses elementos, proporcionada pelos produtos derivados dos dados gamaespectrométricos, permite mapear porções aflorantes em uma região. Isso por que as concentrações de K, U e Th refletem a natureza composicional do substrato rochoso (Ferreira et al., 2016). Ademais, a análise do conteúdo desses radioelementos permite avaliar a atuação e intensidade de processos intempéricos que ocorrem na superfície terrestre (Ferreira et al., 2016) (Figura 10).

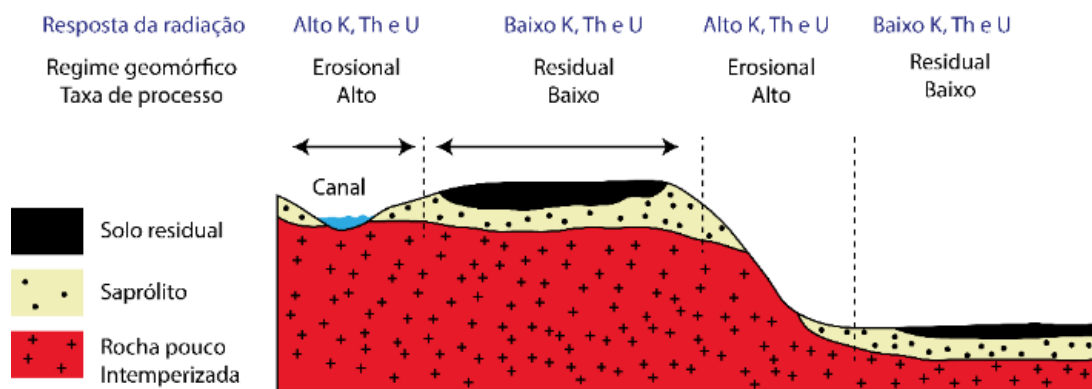


Figura 10 - Desenho ilustrando a influência dos processos geomorfológicos na emissão de radiação gama. Imagem adaptada de Ferreira et al. 2016.

Os dados gamaespectrométricos usados no projeto foram coletados pela Agência Nacional de Petróleo (ANP) e Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) em 2006. Os dados foram processados pela professora Dra. Roberta Vidotti.

O processamento dos dados gamaespectrométricos visa gerar mapas de composição das concentrações dos elementos radioativos. As concentrações são tomadas como % e ppm (partes por milhão) dos elementos K, Th e U. Os mapas são gerados a partir da interpolação por curvatura mínima com célula de 125 m. O fluxograma é apresentado abaixo na figura 11.

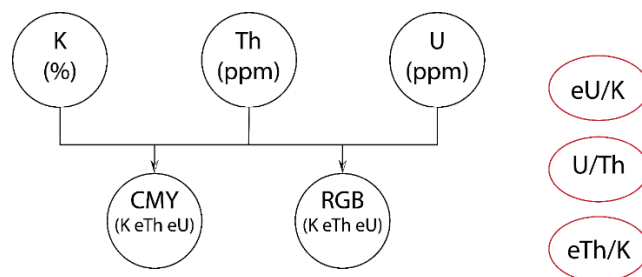


Figura 11 - Fluxograma referente às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aerogeofísicos gamaespectrométricos.

2.2 – Etapa Campo

A etapa de campo é referente à excursão feita entre os dias 01/07/2018 e 20/07/2018 na cidade de Porto Nacional – TO. Nesta etapa o objetivo é a coleta de dados e informações em campo acerca das unidades litológicas da área estudada.

Para isso, foi necessário a coleta de amostras representativas, medição de estruturas e das características gerais das unidades estudadas. As ferramentas usadas nesta etapa foram: bússola para medição de estruturas, canivete, martelo, marreta, ímã, caderneta, lápis, ácido clorídrico (10%), lupa, GPS, sacos plásticos, fita crepe para amostragem, mapas confeccionados na etapa pré-campo e *smartphones* para localização e retirada das fotos.

Todos os dias à noite, no hotel, foram realizadas reuniões com todos os integrantes do projeto para discussão do que foi visto durante o dia e realização do planejamento para o dia posterior.

2.3 – Etapa Pós-Campo

Na etapa pós-campo o trabalho se baseia na organização dos dados coletados em campo, processamento, comparação e refinamento dos mesmos. São feitas lâminas delgadas das amostras coletadas, análises em microsonda eletrônica e análises geoquímicas. Com esse conjunto de dados foi possível refinar o mapa geológico final, fazer suposições sobre a evolução geológica da área e refinar as unidades descritas em campo.

2.3.1-Petrografia

A petrografia foi feita com o objetivo de identificar as principais características petrográficas, em escala meso e microscópica das principais rochas que compõem as unidades litoestratigráficas da área IV, que integra o Projeto Monte do Carmo.

Para tal finalidade, foram feitas 19 lâminas delgadas das amostras selecionadas, que foram previamente polidas e, em seguida, analisadas com o auxílio de microscópios petrográficos disponibilizados pelo Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Foi usada luz polarizada para análise dos minerais silicatos, e luz refletida para análise dos minerais opacos.

2.3.2-Geoquímica de elementos maiores e traços

2.3.2.1-Perda ao Fogo

A Perda ao Fogo foi quantificada pelo método gravimétrico de obtenção dos sólidos voláteis por perda ao fogo (Tabela 2).

Tabela 2 - Protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis.

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

2.3.2.2-Digestão das amostras

Em laboratório limpo, as amostras de sedimentos, solos e sarjeta, assim como o MPS, serão digeridas seguindo o protocolo abaixo, quadro 1, com mistura ácida (HF, HCl, HNO₃) e H₂O₂ em savilex® e utilização de chapa quente e capela de exaustão (Tabela 3).

2.3.2.3-Determinação Geoquímica

As soluções obtidas foram analisadas para determinação da concentração de elementos maiores e de alguns traços por ICP OES (Agilent 5100 Dual-View no Laboratório de Geoquímica da UnB. Os dados obtidos com análises geoquímicas estão em anexo (Anexo 1).

Tabela 3 - Protocolo de abertura de amostras em Savillex®.

Etapa	Procedimento
1	Pesa-se a amostra de forma a obter 0,1 g
2	Adição de 4 ml de HF + 1 ml de HNO ₃ à 120 °C por 36 horas
3	Após a evaporação à 90 °C, adição de 3 ml de HCl 6 M+ 1 ml de HNO ₃ à 120 °C por 48 horas. Após esta etapa, se ainda houver matéria orgânica não dissolvida, adiciona-se 2 ml de H ₂ O ₂ + 2 ml de HNO ₃ à frio por 24 horas e mais 12 horas a 120 °C. Se a dissolução total ocorrer passa-se para a etapa 4. Caso contrário, adiciona-se pequenas alíquotas de 0,5 ml de H ₂ O ₂ em chapa quente à 60 °C com cuidado e atenção para evitar o desprendimento de gases de forma vigorosa. Prossegue-se esta etapa até a completa eliminação da matéria orgânica.
4	Após evaporação à 90 °C, adição de 2 ml de HCl 6M à 120 °C por 24 horas.
5	Após evaporação à 90 °C, adição de 1 ml de HCl 6M à 120 °C por 8 horas
6	Após evaporação à 90 °C, o resíduo foi solubilizado em solução de HCl 2M e diluído até obter um volume final de 25ml.

2.3.2-Microsonda Eletrônica

As análises foram realizadas no equipamento JEOL modelo JXA-8230, sob voltagem de 15kV e corrente de 1,5 mA; o tempo de contagem de 10 a 20 segundos conforme o elemento e o foco de aproximadamente 01 µm. Os elementos Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, P (ferro assumido como Fe²⁺) determinados sobre lâminas delgadas, polidas e metalizadas com carbono.

A investigação sobre a química mineral com o intuito de averiguar melhor a relação de formação entre diferentes anfibólios foi feita a partir de lâminas delgadas polidas de quatro amostras representativas (TF18_IV_36, TF18_IV_50B, TF18_IV_117C e TF18_IV_121). As análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB). Os dados obtidos com análises químicas estão em anexo (Anexo 1).

2.4 – Resultados da metodologia

2.4.1 – Sensoriamento remoto

O sensoriamento remoto gerou mapas que foram usados na etapa de campo. Esses mapas auxiliaram na escolha dos melhores caminhamentos e na construção dos perfis topográficos. A imagem Landsat 8 resultou em diferentes composições coloridas que auxiliaram na diferenciação das unidades e demarcação de drenagens. A imagem ALOS/PALSAR auxiliou na construção do modelo digital de elevação (Figura 12).

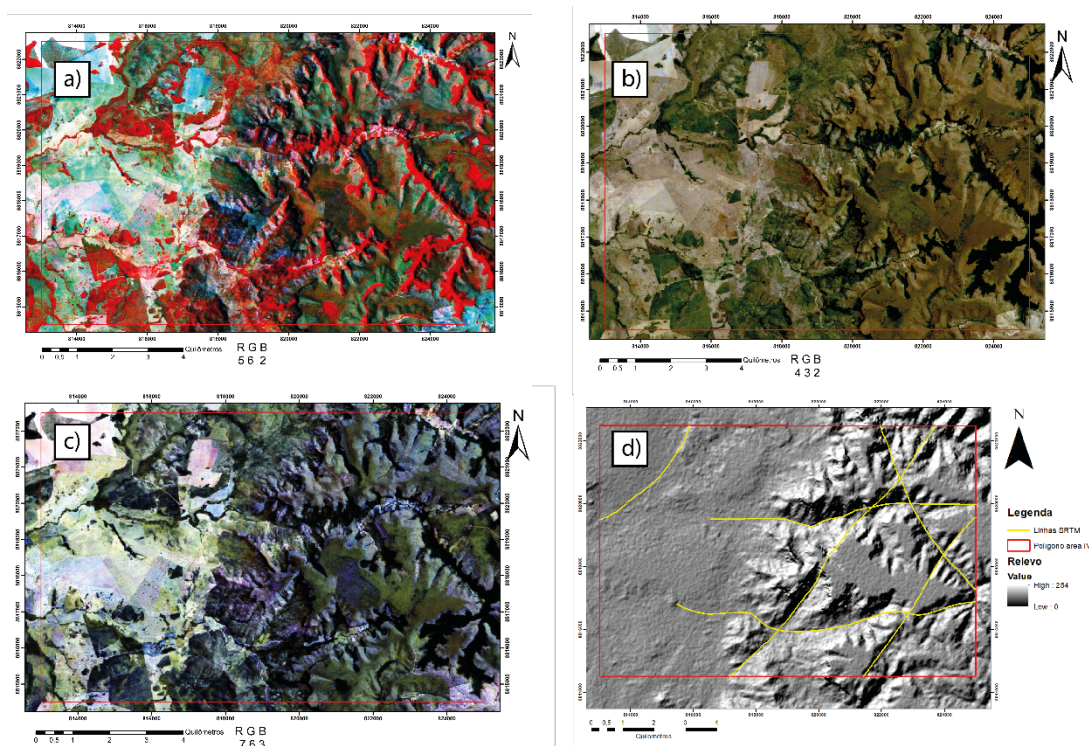


Figura 12 – Produtos gerados pelas diferentes composições RGB da imagem Landsat 8. Em a) é mostrado a composição 562 para realçar as drenagens. Em b) a composição observada é a 432 que se refere a composição do

visível. Em c) a composição 763 que realça as plantações. Em d) é mostrado o modelo digital de elevação com os principais lineamentos.

Com o sensoriamento remoto também foi construído o mapa base, mapa com as principais vias de acesso, estradas de terra e caminhos que poderiam ser utilizados para realização do trabalho de campo. Esse mapa foi construído no software ArcMap 10.5 e é mostrado na figura 13.

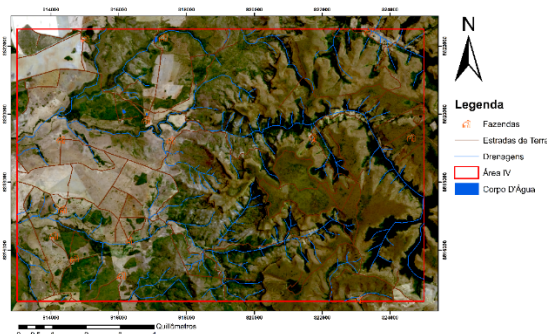


Figura 13 - Mapa base da área IV. São mostradas as drenagens, as estradas de terra, os corpos d'água e as fazendas. Também é encontrado nos anexos.

Na etapa de foto interpretação realizou-se a interpretação das fotos aéreas, em uma escala de 1:60.000, de modo que fossem separadas zonas homologas, identificadas de acordo com o padrão de drenagens, textura e quebra do relevo. Com esses elementos foi gerado um mapa fotointerpretado (Figura 14).

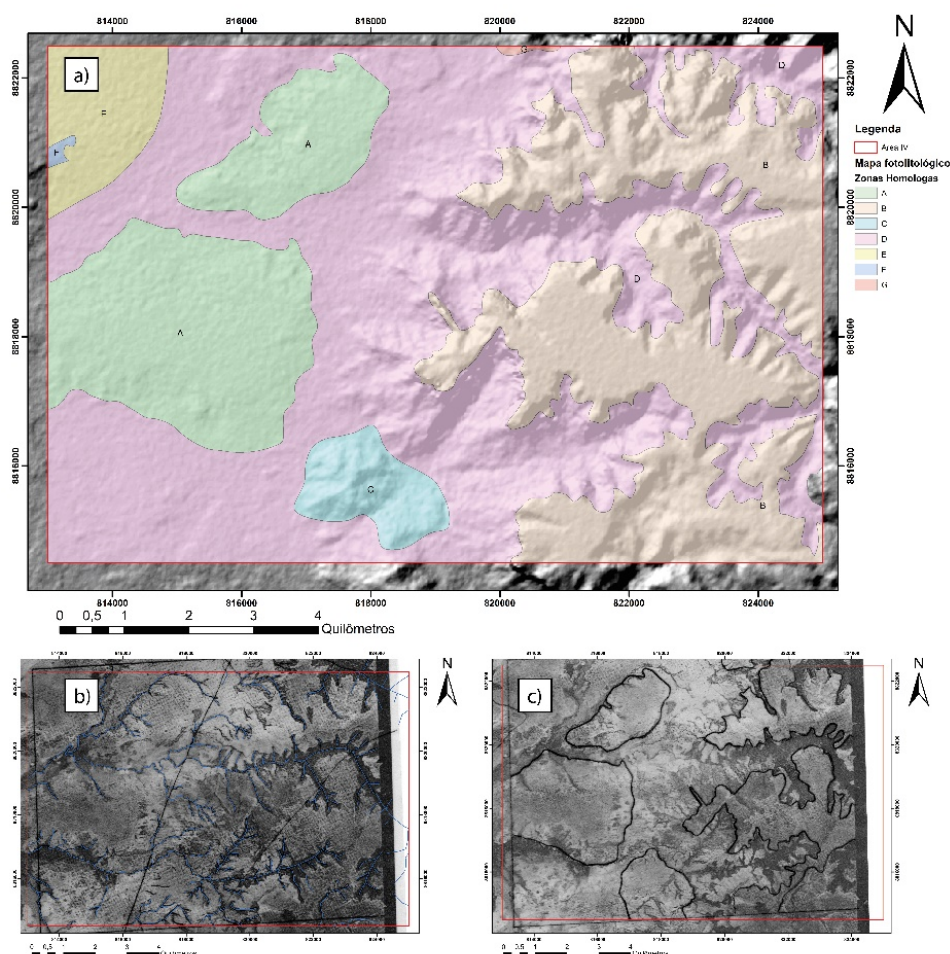


Figura 14 – Mapas gerados com a fotografia aérea. Em a) é mostrado o mapa com as zonas homólogas. Em b) é mostrado a fotografia aérea e as drenagens marcadas e em c) é mostrada a fotografia aérea com as feições do relevo marcadas.

2.4.2 – Geofísica aérea do projeto Monte do Carmo

2.4.2.1 – Aeromagnetometria

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

remobilizados e concentrados em zonas de falhas e fraturas. Isso faz com que por meio da aplicação do método aeromagnético, seja possível investigar a estruturação de uma região em profundidade.

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

No Projeto Monte do Carmo (PMC) foi feita uma análise dos produtos da aeromagnetometria da seguinte forma:

1. Delimitação dos grandes lineamentos estruturais a partir dos produtos do TILT, Dz e GHT com posterior divisão dos domínios estruturais marcados preferencialmente pela direção de seus lineamentos. O principal objetivo dessa análise foi auxiliar o entendimento do arcabouço estrutural e comparação com a resposta em superfície dos corpos rochosos da região.

2. Delimitação de lineamentos menores com o auxílio SA3D junto com a Dz, com a divisão dos domínios a partir da composição dos minerais magnéticos. O principal objetivo dessa análise foi separar os domínios baseando-se na assinatura magnética, a partir da amplitude do sinal analítico dos seus lineamentos menores, a fim de comparar com os afloramentos em superfície e com o fechamento de contatos.

2.4.2.1.1 – Domínios Magnéticos estruturais

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

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

O domínio 2 intercepta a metade oeste das áreas do PMC. É limitado por duas falhas transcorrentes de cinemática sinistral, a leste e a oeste, com direção NE, formando uma grande zona de cisalhamento. Esse domínio é caracterizado por lineamentos longos e contínuos

delimitando sigmóides quilométricos. Na porção sul, os lineamentos possuem uma direção predominante E-W e tendem à direção NE na parte central, retornando para E-W na porção norte. Também estão presentes alguns lineamentos de direção NW, relacionadas a falhas e fraturas antitéticas da zona de cisalhamento.

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

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

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

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

Dessa forma, foi gerado o mapa dos lineamentos estruturais interpretadas da área do Projeto Monte do Carmo através de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1DV e GHT) mostrado a seguir (Figura 15).

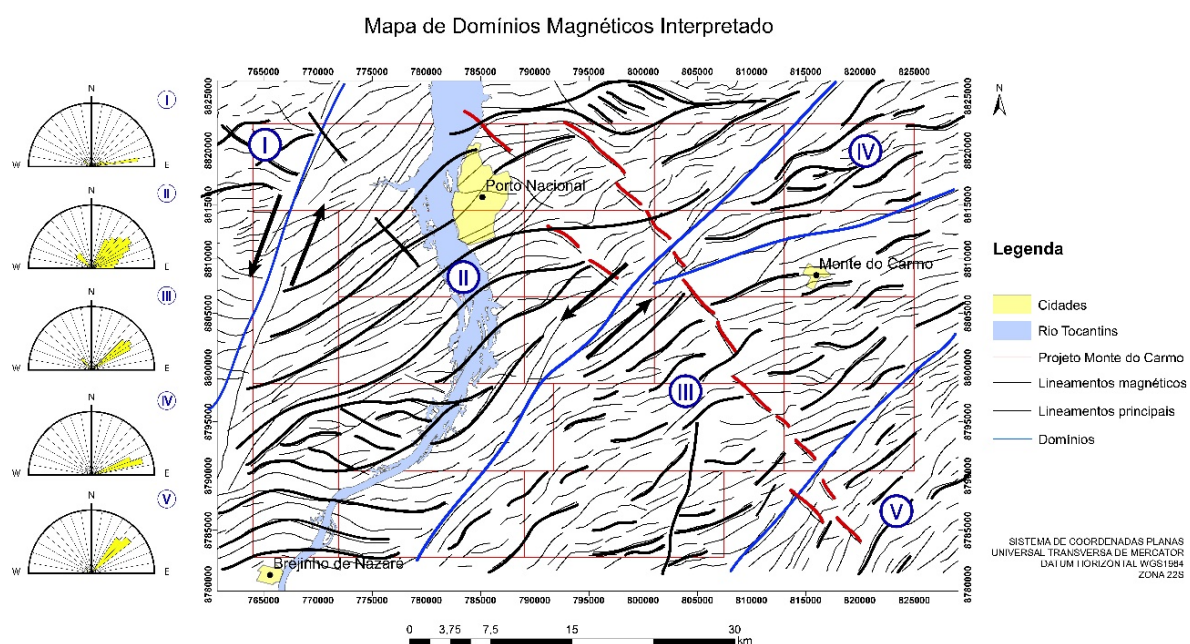


Figura 15 – Mapa dos lineamentos estruturais interpretados da área do Projeto Monte do Carmo. As linhas azuis delimitam os cinco domínios, nomeados por algarismos romanos. As linhas pretas destacam os principais lineamentos. As linhas vermelhas sinalizam os possíveis diques. A esquerda da imagem pode ser observada as rosetas, mostrando as direções preferências dos lineamentos de cada domínio.

2.4.2.1.2 – Domínios magnéticos composicionais

Dos produtos geofísicos também foram gerados mapas com domínios magnetométricos baseado na assinatura magnéticas. A partir da interpretação dos produtos da Dz juntamente com o SA3D foram divididos 11 domínios magnéticos e foi gerada uma tabela explicando as características principais dos domínios (Figura 16 e 17).

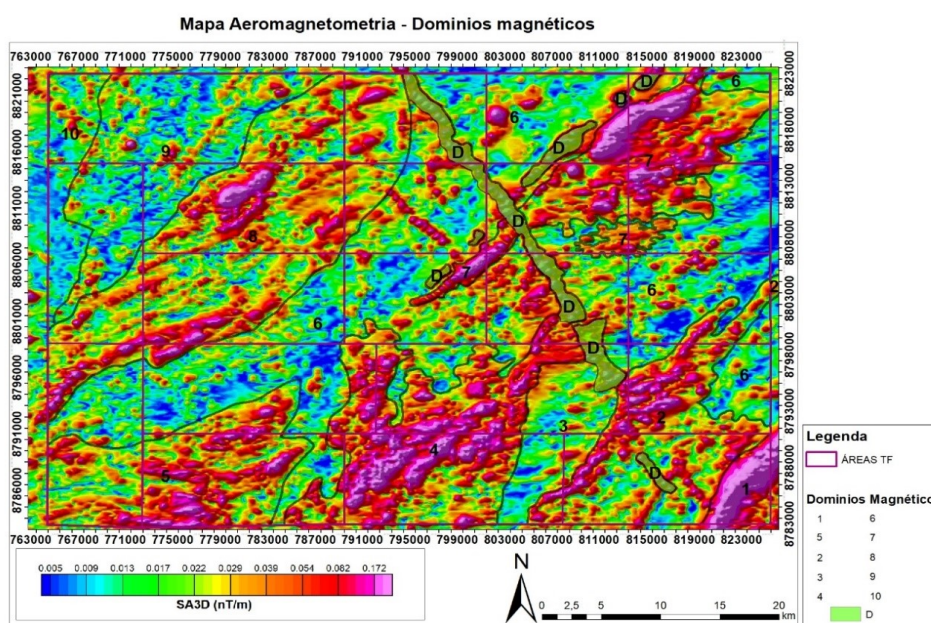


Figura 16 – Mapa dos domínios magnéticos composicionais definidos pela SA3D.

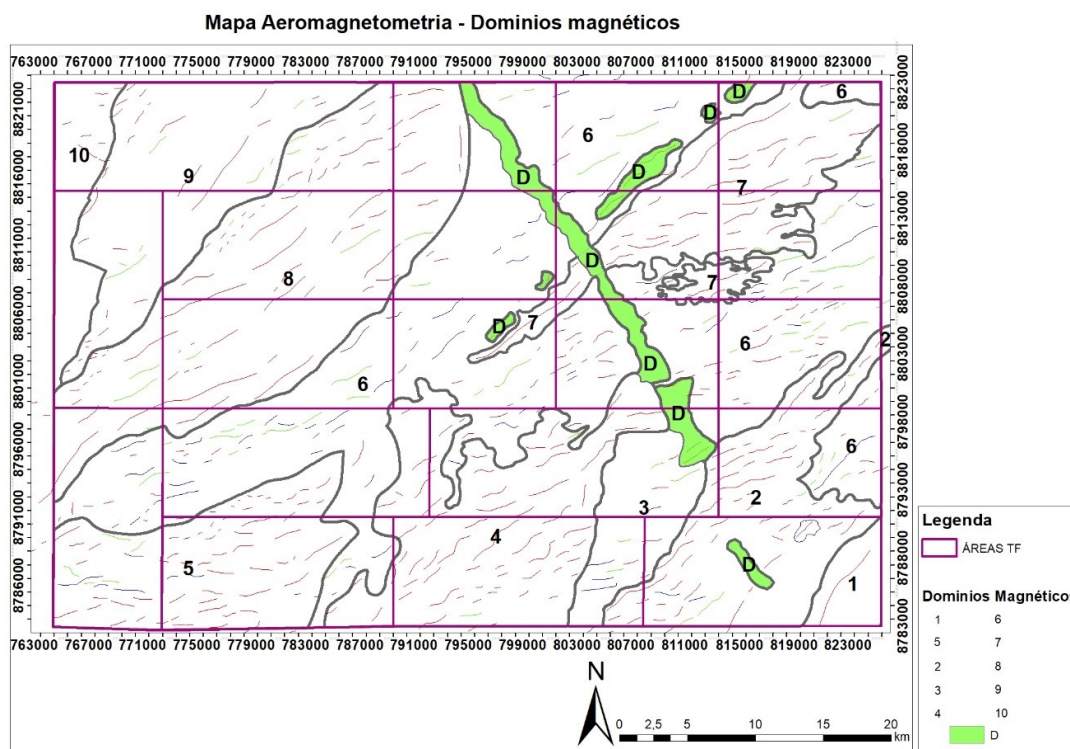


Figura 17 – Mapa de domínios com amplitude de sinais analíticos.

O quadro a seguir descreve as principais características dos 11 domínios delimitado com base na assinatura magnética.

Tabela 4 – Características dos principais domínios com base na assinatura magnética

DOMÍNIO	DESCRIÇÃO
1	Domínio marcado por uma amplitude muito alta, homogêneo, com valores de 0,172 nT/m. O alinhamento preferencial é N45E.
2	Domínio marcado por uma amplitude alta a muito alta, com valores que variam de 0,082 a 0,172 nT/m, não homogêneos, com sinal enfraquecendo na porção sudeste do domínio. O domínio também é definido por um <i>trend</i> NE forte de alta amplitude com uma tendência sigmoidal.
3	Domínio com uma amplitude baixa, que varia a média em eventuais locais do domínio, apresentando um <i>trend</i> NS bem marcado que divide o domínio na porção Leste. A amplitude tem sinal entre 0,005 e 0,013 nT/m. Alguns locais possuem uma amplitude alta com <i>trend</i> EW.

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

A partir da análise dos dados magnetométricos, é possível interpretar:

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

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

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

iv) As grandes variações da amplitude do sinal analítico estão associadas juntamente com variações litológicas. Onde a amplitude do sinal aumenta drasticamente, é possível observar corpos MUM (máficos-ultramáficos). Já quando a amplitude se apresenta com um alto a moderado, temos rochas félsicas com minerais magnéticos associados, gnaisses tonalíticos com ilmenita como mineral acessório. Quando a amplitude é muito baixa ou baixa, temos rochas com nenhum mineral magnético associado em sua assembleia, quartizitos, e rochas sedimentares da bacia, por exemplo.

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

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

2.4.2.2 – Aereogamaespectometria

O Método Gamaespectométrico é uma das ferramentas mais importantes do mapeamento geológico, pois resulta em uma informação direta a respeito das associações litológicas aflorantes.

A gamaespectrometria estuda a intensidade da radiação emitida a partir do decaimento dos isótopos K^{40} , o Th^{232} e U^{238} onde ela é medida por meio dos sensores do gamaespectrômetro e, por fim, são convertidas em valores numéricos que quando processados resultam em mapas mostrando áreas com maior e menor concentração em tais elementos.

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

O produto principal utilizado para a interpretação e delimitação de domínios gamaespectrométricos foi a composição ternária RGB, resumindo-se na divisão de regiões que apresentam respostas distintas para os radio elementos quantificados durante a aquisição do dado (Fig. 18). A tabela 5 mostra as características de cada domínio.

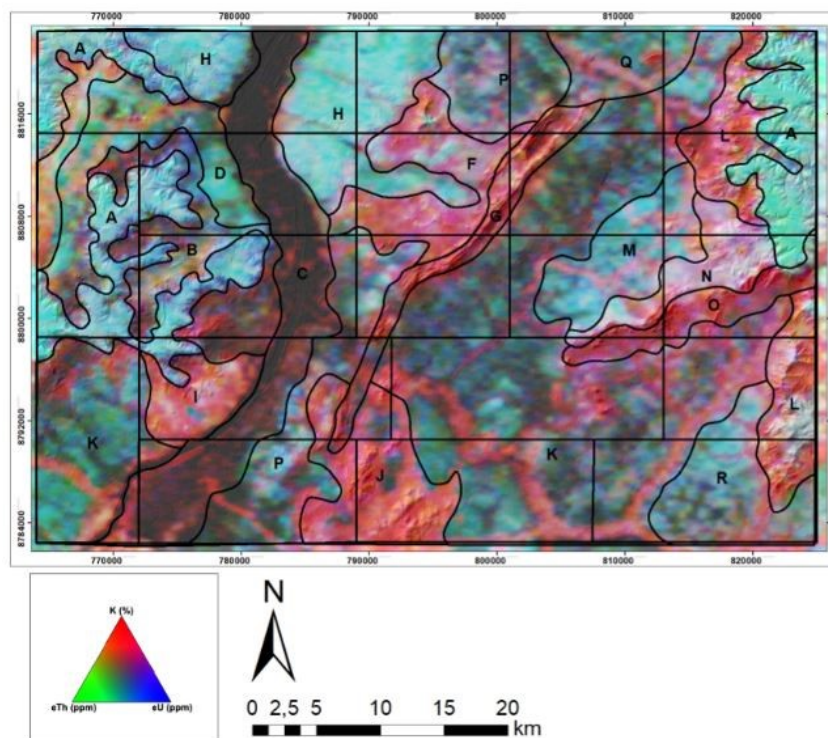


Figura 18 – Domínios gamaespectométricos da área do projeto Monte do Carmo delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo.

Tabela 5 – Análise dos domínios gamaespectométricos.

DOMÍNIO	RGB	eU	K	eTh	INTERPRETAÇÃO
A	Branco e ciano	Muito alto	Baixo	Muito alto	Domínio de relevo plano, apresentando contato anastomosado com outros domínios. A alta concentração de eTh e eU está relacionada à presença de crosta laterítica e aos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Grande parte da ocupação do solo é destinada à atividade agrícola.
B	Preto, Azul e Vermelho	Baixo	Baixo-Moderado	Baixo	Ocorre na porção leste da área, encaixado com os sedimentos da Bacia do Parnaíba. O relevo é plano a suavemente ondulado e a resposta gamaespectométrica é relativamente baixa em todos os canais, com pequeno destaque para o K.
C	Preto	Baixo	Baixo	Baixo	Esse domínio representa o Rio Tocantins. Possui como característica baixa concentração nos três canais e coloração preta no produto RGB.
D	Verde Azulado	Baixo	Baixo	Moderado	Apresenta relevo plano e resposta verde azulada no produto RGB. O canal de eTh se destaca em relação aos eU e K.
E	Vermelho Amarelado	Baixo-Moderado	Muito alto	Alto	Bordeado pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba e pelo domínio D, essa região destaca-se das suas redondezas por apresentar alto K, eTh e moderado a baixo eU. O relevo é plano e sua resposta no RGB

					apresenta tons de vermelho amarelado.
F	Vermelho Rosado	Moderado	Alto	Baixo	Relevo suave a ondulado, formando corpos levemente circulares e alongados. Esse domínio apresenta alta concentração em K.
G	Vermelho	Baixo	Moderado-Alto	Muito Baixo	Esse domínio é caracterizado por uma serra de relevo acentuado e direção NE. Representa a sequência vulcanossedimentar Monte do Carmo.
H	Ciano	Muito alto	Baixo	Muito alto	Domínio próximo ao Rio Tocantins, de relevo plano e caracterizado por forte cor de ciano na composição RGB. Os valores de eU e eTh são expressivamente mais altos que o de K. Provavelmente trata-se de uma área onde predominam os processos intempericos e com ausência de afloramentos.
I	Vermelho e Branco	Baixo	Muito alto	Baixo	Relevo plano a suave ondulado, com formato circular. Esse domínio apresenta alta concentração de K em relação aos outros canais e provavelmente representa os granitos da unidade Aroeiras
J	Vermelho	Baixo	Muito alto	Baixo	Esse domínio, de relevo suave a forte ondulado e formato circular, está relacionado à presença da intrusão granítica pertencente a Suíte Ipueiras. O alto K está ligado à composição dos granitos, que apresentam feldspato potássico

K	Verde Musgo	Baixo	Moderado-Baixo	Baixo	Extenso domínio de relevo plano, ele é caracterizado pelo tom de verde musgo na composição RGB e pelos valores baixos nos três canais.
L	Vermelho	Moderado	Muito alto	Moderado	Relevo forte ondulado, a resposta alta no canal do potássio provem da acumulação na rede de drenagem devido a sua mobilidade. Apresenta como fonte argilominerais provenientes do intemperismo de folhelhos da Formação Pimenteiras da Bacia do Parnaíba.
M	Ciano	Alta	Baixo	Alto	Domínio de relevo plano e contato anastomosado com os outros domínios. A cor ciano (valores altos de eU e eTh e baixo K) reflete ausência de afloramentos.
N	Branco e Vermelho	Moderado-Alto	Moderado-Alto	Alto	Apresenta contato anastomosado com os outros domínios e orientação NE. Relevo ondulado. Se destaca pela cor branco-avermelhada e valores altos de Eu, K e ETh. Pode estar relacionado aos granitos da Suíte Ipueiras.
O	Vermelho	Baixo	Alto	Moderado-Baixo	Faz contato com o domínio N e segue a mesma orientação NE. O relevo é ondulado. Os valores de K ressaltam em relação aos outros elementos. Pode estar relacionado aos quartzitos da Formação Monte do Carmo.
P	Ciano - Preto	Moderado	Baixo	Moderado	Domínio de relevo plano, apresentando tons

					de ciano e contato com a planície de inundação do Rio Tocantins e domínio delimitado pelo granito da Suíte Ipueiras. Esse domínio está provavelmente associado à ausência de afloramentos e/ou presença de laterito.
Q	Verde	Moderado	Baixo	Moderado	Relevo plano e baixo valor de K e moderado de eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de laterito.
R	Ciano	Moderado	Baixo	Moderado	Domínio apresenta relevo plano e baixo K em relação ao eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de laterito.

2.4.3 – Geofísica aérea da área IV

2.4.3.1 – Magnetometria

A análise de lineamentos magnéticos é de suma importância para o estudo do contexto estrutural do projeto. Estes lineamentos nos dão informações acerca das estruturas de grande porte que compõem o arcabouço estrutural da área, estruturas tais como zonas de cisalhamento e outras descontinuidades presentes. Estas se apresentam nas imagens geofísicas como forma de lineamentos retilíneos ou levemente sinuosos.

Segundo Isle & Rankin (2013), a análise destes dados deve seguir uma metodologia dividida em duas etapas, na qual o autor deve observar os dados e interpretá-los para se ter conclusão acerca do arcabouço estrutural da área estudada.

A etapa de observação dos dados baseia-se na análise dos lineamentos tanto de forma quantitativa quanto de forma qualitativa. Estes lineamentos são subdivididos em duas categorias distintas, sendo ela: de 2º e de 3º ordem.

Os lineamentos de 3º ordem são determinados a partir da análise do sinal analítico, nesta imagem geofísica pode-se obter estas estruturas em altos e baixos gradientes magnéticos. Estes

lineamentos são caracterizados por comprimentos que não passam de 3 km. Com base na densidade de lineamentos e da intensidade do gradiente magnético, podemos ter uma interpretação acerca de um possível domínio magnético.

Após a análise dos lineamentos de 3º ordem, deve-se analisar os de 2º ordem afim de se ter mais informações acerca do arcabouço estrutural da área de estudo. Estes lineamentos indicam a localização de possíveis zonas de cisalhamento e outras descontinuidades importantes para o mapeamento geológico (Figura 19).

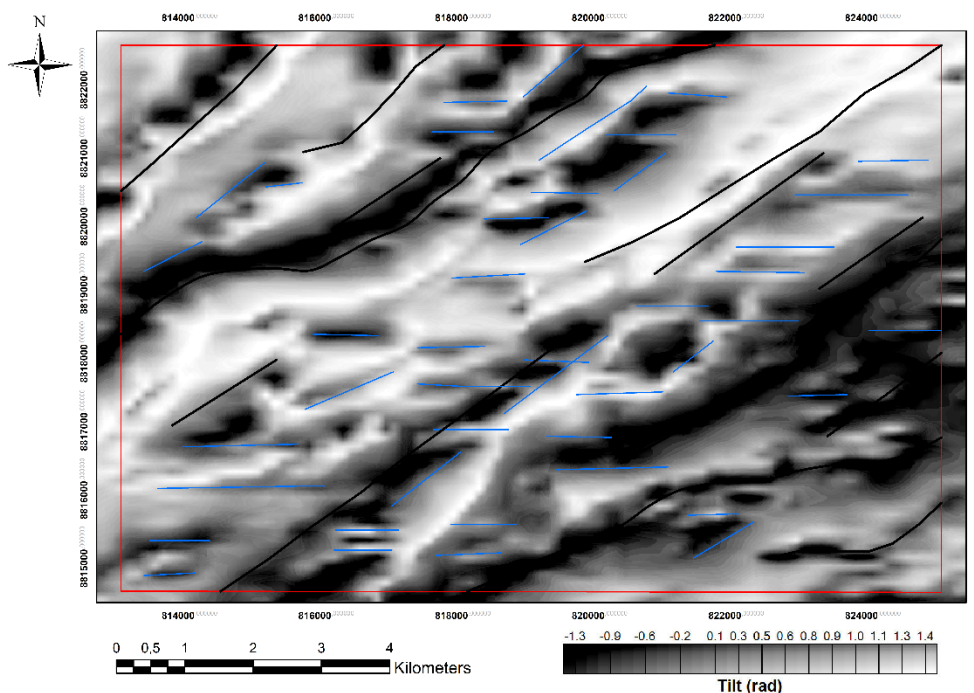


Figura 19 – A imagem mostra as duas categorias de lineamentos que compõem o arcabouço estrutural da área IV. Em preto são representados os lineamentos de 2º ordem e em azul são representados os lineamentos de 3º ordem.

Após a análise dos lineamentos na etapa anterior, passa-se à etapa de interpretação destes lineamentos. A confecção de domínios magnéticos inferidos pela geofísica passa a ser possível através da análise da imagem SA3D aliado aos lineamentos já observados na etapa anterior (Figura 20).

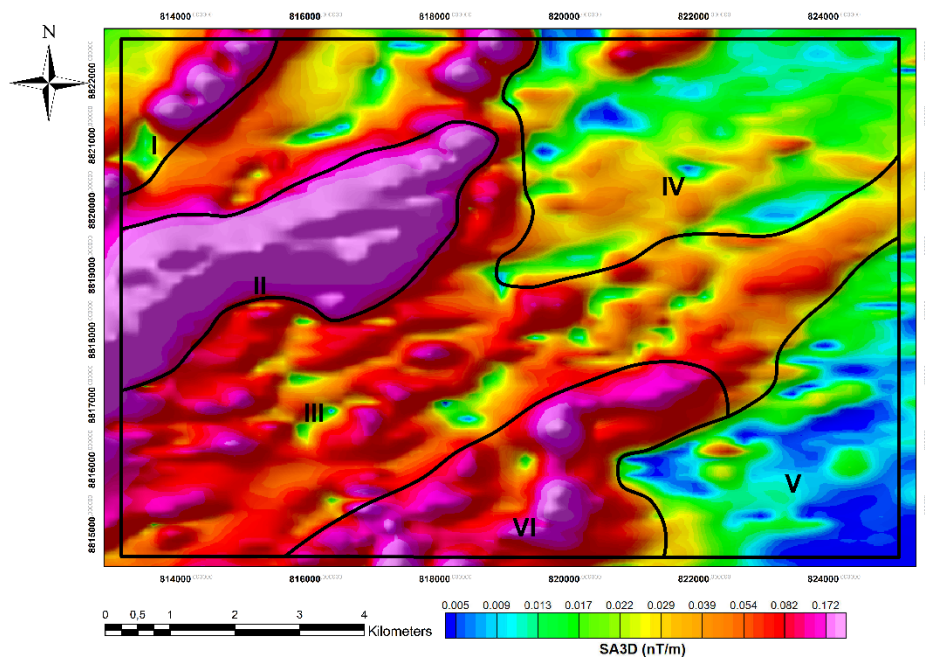


Figura 20 – Mapa de domínios magnéticos confeccionado a partir da imagem SA3D.

No mapa acima podemos observar diferentes domínios magnéticos, estes foram diferenciados pelo gradiente magnético e pela presença e frequência de lineamentos.

O domínio I é caracterizado por um alto gradiente magnético heterogêneo, variando entre 0,082 a 0,172 nT/m com ausência de lineamentos.

O domínio II é caracterizado por um alto gradiente magnético homogêneo com valores em cerca de 0,172 nT/m com poucos lineamentos de alto gradiente magnético em direção E-W.

O domínio III é caracterizado por um médio gradiente magnético heterogêneo, com valores variando entre 0,017 a 0,1 nT/m. Alta densidade de lineamentos de médio gradiente magnético em direção NE-SW e E-W.

O domínio IV é caracterizado por um baixo gradiente magnético heterogêneo, com valores variando entre 0,005 a 0,082 nT/m. Baixa densidade de lineamentos de baixo gradiente magnético em direção NE-SW.

O domínio V é caracterizado por um baixo gradiente magnético levemente heterogêneo com valores variando entre 0,005 e 0,025 nT/m. Alta densidade de lineamentos de baixo gradiente magnético em direção E-W.

O domínio VI é caracterizado por um alto gradiente magnético levemente heterogêneo com valores variando entre 0,082 e 0,172 nT/m. Baixa densidade de lineamentos.

A partir da observação destes dados pode se chegar à algumas conclusões importantes. Conclui-se que alguns contatos litológicos podem se dar por grandes lineamentos em direção NE-SW. A morfologia destes lineamentos sugere se tratar de grandes zonas de cisalhamento em direções NE-SW e E-W. Estes são representados principalmente pelos lineamentos de 2º ordem. Tais lineamentos são concordantes com a orientação dos Lineamento Transbrasiliano (LTB).

Observam-se variações nas assinaturas magnéticas tanto pela frequência de lineamentos de 3º, quanto pela variação de gradiente magnético. Estas variações demonstram variações litológicas causadas por zonas de cisalhamento dúctil e por intrusões plutônicas espalhadas pela área.

Apesar do mapa de domínios confeccionado não ser o ideal para delimitar contatos litológicos em superfície, este pode ser útil para entendimento do arcabouço estrutural, definição de alvos com potencial econômico, além de ajudar no planejamento de campo para caminhamentos.

2.4.3.2 – Gamaespectrometria

O mapa de domínios gamaespectrométricos foi confeccionado a partir da concentração dos radioelementos potássio (K) e dos equivalentes de tório (eTh) e urânio (eU). Essa análise leva em consideração a mobilidade destes elementos quando submetidos a processos intempéricos, e também aspectos do relevo.

A partir de diferentes concentrações destes elementos, é possível delimitar domínios distintos (Figura 21).

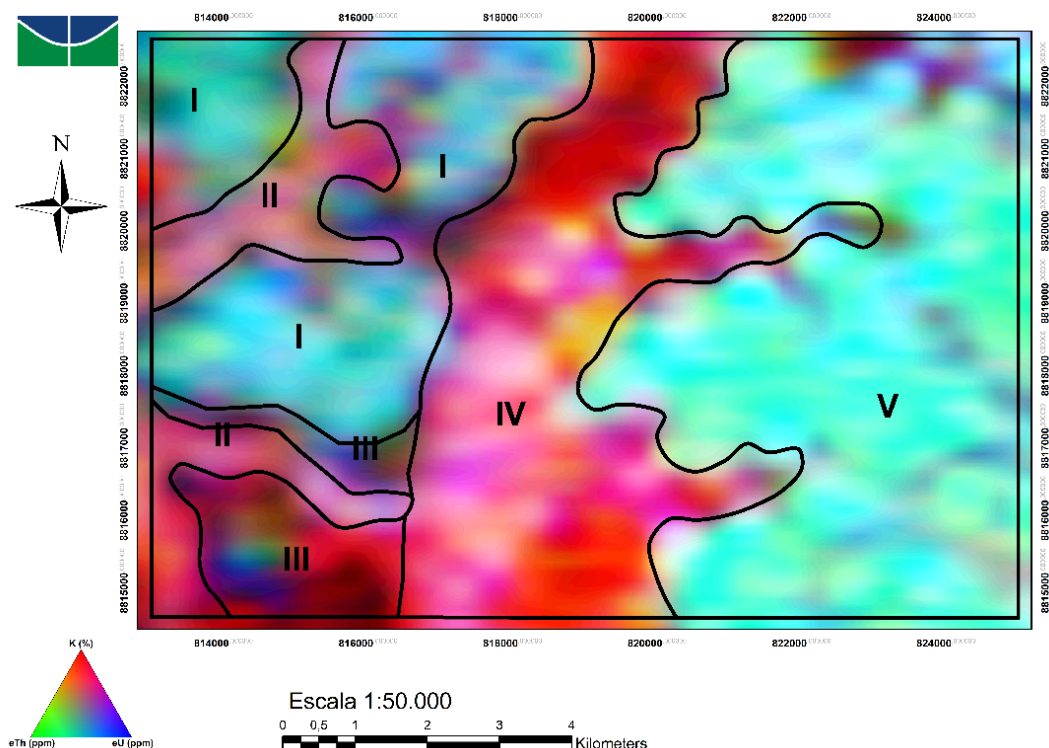


Figura 21 – Mapa de domínios gamaespectrométricos da área IV.

O domínio I localiza-se na porção noroeste da área IV, representado pela cor ciano. Essa cor representa médio eTh e eU, e baixo K. Assinatura típica de cobertura laterítica.

O Domínio II possui duas ramificações na área IV. É representado pela coloração rosada clara. Essa coloração diz respeito à um teor mais elevado de potássio (K), e tem associação com os depósitos aluvionares, visto que potássio é um elemento com boa mobilidade, este deve-se encontrar disseminado nesse domínio.

O domínio III se encontra na porção sudoeste da área IV. Possui uma coloração avermelhada e por vezes com tons bem escuros. Essa coloração avermelhada diz respeito a teores de potássio, enquanto os tons escuros mostram uma baixa concentração de todos os 3 elementos radioativos.

O domínio IV se encontra na porção central da área. Possui uma coloração avermelhada com tons esbranquiçados. Essa coloração avermelhada mostra uma maior concentração em potássio provavelmente associado à feldspatos potássico, porém, pelos tons esbranquiçados interpreta-se que há a presença dos equivalente de urânio e tório também.

O domínio V se encontra na porção leste, ocupando cerca de 40% da área. Este possui coloração ciano, onde há baixos teores de potássio e médios teores de eTh e eU. Este domínio representa a porção da Bacia do Parnaíba, que pelo padrão de relevo demonstra a relação de mobilidade desses elementos radioativos.

Pelo mapa de domínios gamaespectométricos, pôde-se observar cinco domínios distintos. Este mapa é de grande ajuda para a delimitação de litologias e suas devidas variações que, além de contribuir para o planejamento de campo, contribui também para a confecção e interpretação do mapa geológico.

3. Geologia Regional

3.1 – Introdução

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

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

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

3.2 – Contexto Tectônico Estratigráfico

A área em estudo abrange a borda sul da Bacia do Parnaíba e encontra-se inserida na Província Tocantins, entre a porção setentrional da faixa Brasília e a porção meridional da faixa Araguaia (Figura 22). A leste, mas fora da área, encontram-se os limites do Cráton São Francisco, e, a oeste, encontram-se os limites do Cráton Amazonas.

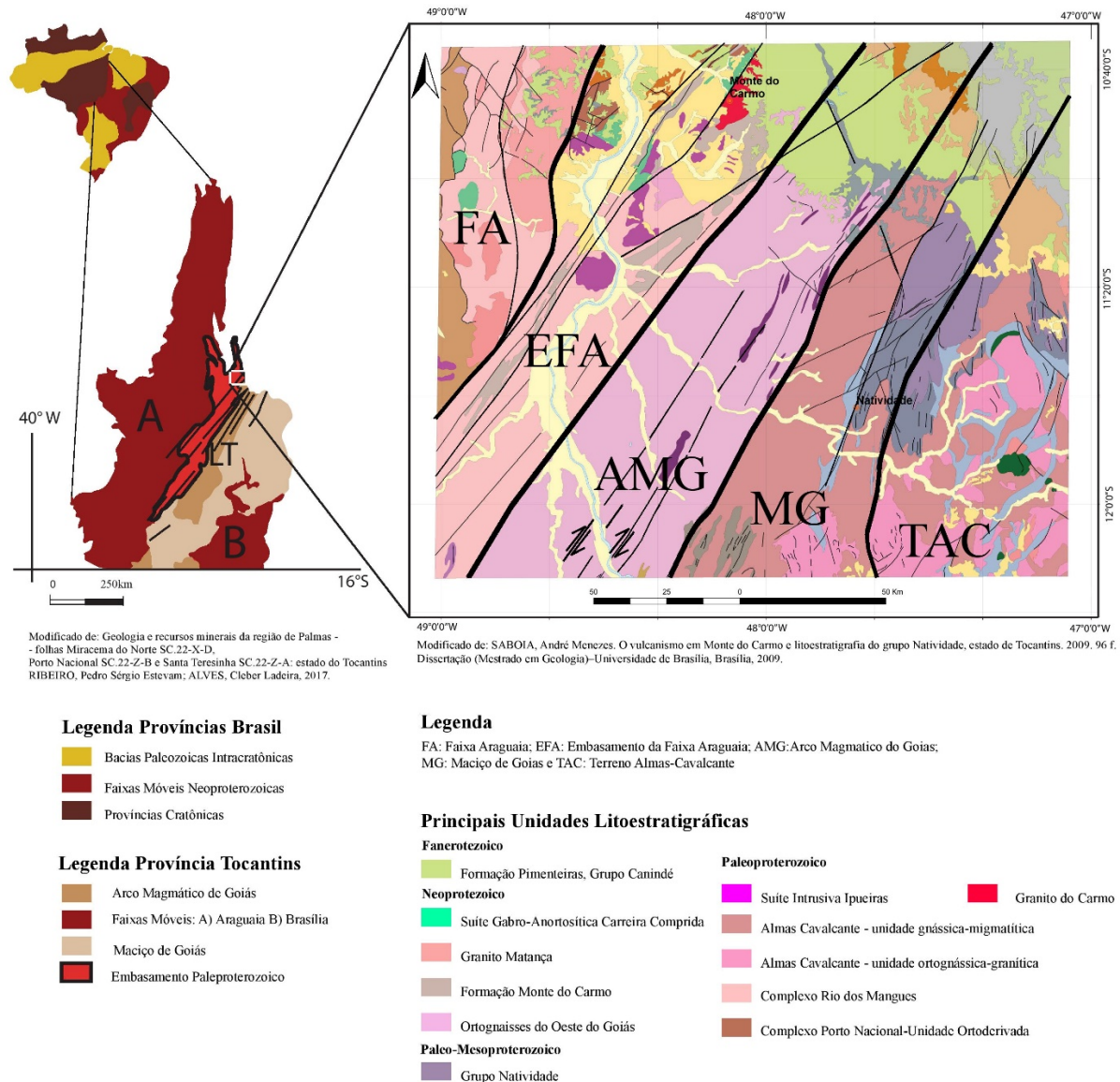


Figura 22 - Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo. Fonte: Modificado de Ribeiro, 2017 e Saboia, 2009 – pelos alunos do Projeto Monte do Carmo do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).

A **Província Estrutural Tocantins** está inserida na porção central do Brasil. Foi definida por Almeida *et al.*, (1977) e Hasui *et al.*, (1984) como uma compartimentação geotectônica decorrente da amalgamação dos Crátons Amazonas, São Francisco e do Bloco

Paranapanema, na porção oeste do supercontinente Gondwana, durante a Orogênese Brasileira ao longo do Neoproterozoico e Eocambriano. Tal colisão resultou na formação dos cinturões de dobramentos e cavalgamentos das Faixas Brasília, Araguaia e Paraguai.

A **Faixa Brasília** é um sistema de dobramentos neoproterozóicos que ocupa a porção leste da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1981, Fuck, 1994, Costa e Angeiras, 1971; Dardenne, 1978; Marini *et al.*, 1984b; Fuck, 1994). Esta faixa tem ocorrência nos estados do Tocantins, Goiás, Distrito Federal e Minas Gerais, e se estende por cerca de 1100 km da direção N-S (Pimentel *et al.* 1998, 2000, 2004). A **Faixa Araguaia**, localizada na porção setentrional da província, possui orientação N-S e vergência das estruturas em direção ao Cráton Amazônico (Alvarenga *et al.*, 2000).

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

3.2.1-Litoestratigrafia e geocronologia

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

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

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

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

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

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

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

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

A **Suíte Vulcânica Santa Rosa** também faz parte das suítes paleoproterozóicas presentes na área. Esta suíte é caracterizada por uma sequência de rochas vulcânicas ácidas (riolitos, dacitos e piroclásticas, como tufos e brechas) com baixo grau metamórfico. Os estudos geocronológicos, realizadas por Sachett *et al.*, (1996), determinaram idades de 2,1 Ga por meio do método de U-Pb, enquanto Saboia *et al.*, (2009) obtiveram idades semelhantes pelo método U-Pb em 2,08 Ga e TDM entre 2,11 e 2,12 Ga, além de valores positivos de ϵNd que define, portanto, uma fonte mantélica paleoproterozóica com forte influência continental em níveis crustais pouco profundos.

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

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

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

Existem controvérsias sobre o posicionamento do **Maciço de Goiás** (MG) no contexto tectônico da Província Tocantins. O MG é uma unidade geotectônica constituída essencialmente por: (I) terrenos arqueanos- paleoproterozóicos de complexos gnáissicos dômicos do tipo TTG e greenstone belts metamorfizados em fácies xisto verde a anfibolito inferior (Jost *et al.*, 2013) e (II) complexos máficos ultramáficos acamadados (Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava) associados a sequências vulcano sedimentares (Correia *et al.*, 1997). Diversos autores propõem que o MG teria sido amalgamado na margem oeste da faixa Brasília durante a orogenia neoproterozóica (Jost *et al.*, 2013). No entanto, trabalhos recentes reinterpretam a história evolutiva do maciço, e sugerem que a acreção desse micro continente com a faixa Brasília teria ocorrido durante o paleoproterozóico (Cordeiro e Oliveira, 2017).

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

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

Uma questão que permanece em aberto é a correlação entre a Formação Monte do Carmo e o Grupo Natividade. O **Grupo Natividade** foi distinguido inicialmente por Moore (1963) e denominado

Série Natividade por Hasui *et al.*, (1984). Foi definido por Costa *et al.*, (1976) como um grupo constituído por uma sequência metassedimentar polideformada e metamorfozizada em fácies xisto verde baixo. O grupo aflora de forma descontínua na região de Porto Nacional e Natividade-Almas (Saboia, 2009), sustentando serras e elevações de direção NE-SW a sudeste de Porto Nacional, na Serra Manoel do Carmo, e a sul-sudoeste de Monte do Carmo (Costa *et al.*, 1984 e Gorayeb, 1996). A unidade compreende quartzitos puros e micáceos intercalados com níveis de conglomerados polimíticos, filitos, mármore dolomíticos e ardósias, com frequentes estruturas sedimentares primárias, como marcas de onda, estratificação plano-paralela e cruzada tabular (Gorayeb, 1996). A ausência de intercalações de rochas vulcânicas não permite definir idade precisa para o Grupo Natividade, porém, Marques (2009), discute a correlação do Grupo Natividade com as fases pós-rifte da Bacia Araí, que recebeu a deposição do grupo homônimo. Pimentel *et al.*, (1991) atribui idade de 1771 ± 2 Ma (U-Pb) para a cristalização de riolitos que ocorrem na base da Formação Arraias, interpretando tal dado como a idade deposicional do Grupo Araí. Essas considerações colocam o Grupo Natividade como integrante dos processos de rifteamento que afetaram o Brasil Central durante o Estateriano (1,8 a 1,6 Ga).

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

A **Suíte Aliança**, também de idade neoproterozóica, foi definida por Frasca (2010) como um conjunto de granitos, granodioritos e tonalitos peraluminosos, de idade em torno de 600 Ma. A suíte é composta por dois corpos intrusivos distintos: o tonalito-granodiorito Aliança e o tonalito Serra do Tapuio (Bizzi *et al.*, 2003). Os dois apresentam-se amalgamados entre os

Complexos Granulíticos Rio dos Mangues e Porto Nacional, e são assim interpretados como parte do embasamento da Faixa Araguaia.

A **Suíte Santa Luzia** é outra suíte definida com idade neoproterozóica, e foi primeiramente chamada de Granito Santa Luzia. A suíte foi definida por Costa *et al.*, (1983) como um conjunto de rochas graníticas, com morfologia arredondada e diques associados nas rochas metassedimentares do *Grupo Estrondo*. A expressão “Suíte Santa Luzia” foi empregada por Hasui *et al.*, (1984) para integrar rochas de composição granítica e granodiorítica a esta unidade. Os estudos geocronológicos realizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) obtiveram idades de 593 Ma em zircões segundo o método U-Pb, coincidente com a obtida por Frasca (2010).

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

De idade paleozóica, a borda sul da **Bacia do Parnaíba** se encontra na região de estudo. Na literatura mais antiga, essa Bacia intracratônica do Parnaíba é identificada pelos nomes Bacia do Maranhão ou do Piauí-Maranhão. A bacia, de 665.888 km², localiza-se entre os Crátons Amazônico e São Francisco, distribuindo-se pelos estados do Piauí, Maranhão, Pará, Tocantins, Bahia e Ceará (Vaz *et al.*, 2007). Com comprimento de aproximadamente 1.000 km e 970 km de largura, a bacia apresenta forma elíptica, contendo uma pequena espessura em comparação à sua grande extensão, o que está relacionado à subsidência termal flexural, que ocorreu lentamente durante sua evolução no Paleozóico (Figueiredo & Raja-Gabaglia, 1986).

A espessura da sua coluna sedimentar atinge cerca de 3.500 metros no seu local de máxima deposição (Vaz *et al.*, 2007), com 500 metros de rochas básicas na forma de soleiras e derrames e 3.000 metros de rochas sedimentares siliciclásticas (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007). As rochas são principalmente sedimentos siliciclásticos depositados durante vários ciclos transgressivos-regressivos (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007), com ocorrência de rochas metamórficas e ígneas de várias idades. Almeida & Carneiro (2004) afirmam que o desenvolvimento da Bacia do Parnaíba ocorreu a partir do embasamento continental durante a fase de estabilização da plataforma Sul-Americana, e sua subsidência ocorreu no Ciclo Brasileiro devido a eventos térmicos pós-orogênese. A Bacia do Parnaíba se destaca na morfologia apresentando escarpas, planaltos e planícies formando o *Gráben* de Porto Nacional (Gorayeb, 1996). Foi dividida estratigraficamente em cinco super sequências deposicionais: Grupo Serra Grande (Siluriano); Grupo Canindé (Mesodevoniano-Carbonífero); Grupo Balsas (Neocarbonífera-Eotriássica); Formação Pastos Bons (Jurássico) e Formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru (Cretáceo) (Vaz *et al.*, 2007).

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

O **Grupo Serra Grande** é representado pela *Formação Jaicós*, de idade Siluriana (Costa 1984). Ocorre sustentando escarpas verticalizadas no topo de serras e embutido no interior de *grábens* na borda da Bacia do Parnaíba. O contato com a *Formação Pimenteiras*, a sudeste do município de Palmas, se dá por falha normal e de forma discordante sobre o *Granito Lajeado*. Ocupa, ainda, áreas abatidas por falhamentos, na margem oeste do Rio Tocantins, além de aflorar na base da *Serra das Cordilheiras*, entre 5 e 10 km a oeste do município de Porto Nacional. A formação é caracterizada por arenitos médios conglomeráticos, localmente arcoseanos, mal selecionados e imaturos texturalmente. Ocorre presença constante de estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, acamamento plano-paralelo e canais de corte e preenchimento. O ambiente deposicional é interpretado como fluvial entrelaçado, dominado por areias com cascalhos subordinados (Góes & Feijó, 1994).

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

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

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

Com intuito de sintetizar a evolução do conhecimento e das unidades descritas nesse capítulo, os principais supergrupos e formações individualizadas foram agrupadas na tabela 6, a seguir, de acordo com os critérios geocronológicos. ¹*As idades obtidas nos anortositos foram atribuídas a zircões herdados no trabalho de Lima (2008).*

Tabela 6 - Unidades descritas, apresentando as idades e os autores. Fonte: Projeto Monte do Carmo 2018.

Unidade	Idade (Ma)	T_{DM}(Ga)	εND_(t)	Autores
Complexo Granulítico Porto Nacional Ortoderivadas	2097 _{±2} ; 2153 _{±1} e 2125 _{±3} Ma (Pb-Pb)	2,40 Ga	(2,15 Ga) +0,97 e +2,16	Gorayeb <i>et al.</i> , (2000); 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)
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 Gabro-Anortosítico	2071 _{±4} Ma (Pb-Pb) ¹	-	-	Gorayeb e Moura (2001)

Carreira Comprida				
Suíte Vulcânica Santa Rosa	2137 \pm 12 Ma (Pb-Pb) 2086 \pm 10 Ma (U-Pb)	- 2,11 e 2,17 Ga	- (2,08 Ga) entre +2,2 e +2,9	Sachett <i>et al.</i> , (1996) Saboia (2009)
Suíte Ipueiras: Granito do Carmo	2045 \pm 34 Ma (Pb-Pb) 2048 \pm 13 Ma (U-Pb) 2083 \pm 21 Ma (U-Pb)	2,13 Ga 1,99 e 2,07 Ga	(2,04 Ga) +2,05 (2,08 Ga) +3,35 e +3,52	Sachett <i>et al.</i> , (1996) Saboia <i>et al.</i> , (2009) Maia (2016)
Suíte Ipueiras: Granito Areias	2086 \pm 5 Ma (Pb-Pb)	2,18 e 2,19 Ga	(2,08 Ga) +2,27 e +2,26	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
Suíte Ipueiras: Granito Itália	2078 \pm 4 Ma (Pb-Pb)	-	-	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
Suíte Ipueiras: Granito Ipueiras	2073 \pm 2 Ma (Pb-Pb)	2,15 e 2,17 Ga	(2,08 Ga) +2,49 e +2,89	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
Grupo Natividade	Idade máxima de deposição de 1779 \pm 6 Ma	-	-	Silva <i>et al.</i> , (2005)
Formação Monte do Carmo	-	Entre 0,86 e 1,01 Ga		Saboia (2009)

Máficas			(0,588 Ga) Entre +1,08 e +3,10	
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 \pm 8 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Brecha vulcânica	643 \pm 10 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Aliança: Granodiorito- Tonalito Aliança	593 \pm 59 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Granito Arueira	571 \pm 2 Ma (Pb-Pb) -	- 1,4 Ga	- (0,55) -4,73	Quaresma e Kotschoubey (2001) Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Lajeado: Granito Lajeado	547 \pm 4 Ma (Pb-Pb) 554 \pm 5 Ma (U-Pb)	1,71 e 1,86 Ga 1,82 Ga	(0,55 Ga) - 10,5 e -9,8 (0,55 Ga) - 9,16	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013) Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Lajeado: Granito Matança	552 \pm 4 Ma (Pb-Pb) 551 \pm 4 Ma (U-Pb)	1,93 e 2,10 Ga 1,58 Ga	(0,55 Ga) - 13,3 e -13,1	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)

			(0,55 Ga) - 10,31	Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Lajeado: Granito Palmas	548±2 Ma (Pb-Pb)	1,73 e 1,81 Ga 1,67 Ga	(0,55 Ga) - 10,3 (0,55 Ga) - 9,73	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013) Ribeiro e Alves (2017)

4. Geologia Local

4.1 – Geologia do Projeto Monte do Carmo

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

As unidades litoestratigráficas da área de estudo ocorrem de maneira geral em um *trend* preferencial NE-SW, que pode ser observado claramente nos produtos geofísicos de Magnetometria.

Os afloramentos são escassos, devido às condições climáticas e a geomorfologia da região. Eles ocorrem principalmente como lajedos, blocos (rolados, basculhados, *in situ*) e matacões. As melhores exposições desses afloramentos são geralmente leitos de drenagens, morrotes e ao longo de cortes de estrada.

A seguir será feita uma descrição das unidades mapeadas no PMC.

4.1.1 – Unidades Litoestratigráficas

4.1.1.1 – Complexo Porto Nacional

O Complexo Porto Nacional está localizado a oeste da área do PMC, disposto em faixas anastomosadas com *trend* que varia de E-W a NE-SW e é composto por rochas paraderivadas e ortoderivadas. Ocorre principalmente nas subáreas I, II, V, VI, VIII, X e XI. As rochas pertencentes a essa unidade estão associadas a um baixo topográfico, onde os melhores afloramentos ocorrem próximos às rochas dos grupos Serra Grande e Canindé.

A unidade ortoderivada compreende granada-hornblenda gnaisses tonalíticos, clinopiroxênios-ortopiroxênios-biotita gnaisses tonalíticos, olivina-plagioclásio-piroxênio gnaisses, cianita-plagioclásio-hornblenda gnaisses, anfíbolitos, granulitos máficos, clorita-talco-tremolita xistos, enderbitos e metamáficas.

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

Os corpos das rochas paraderivadas ocorrem na forma de lentes, intercalados dentro da unidade ortoderivada, em geral alongados e paralelos à estruturação regional. As rochas do complexo Porto Nacional estão metamorfizadas em fácies xisto verde alto/ anfíbolito baixo a fácies granulito, onde o grau metamórfico aumenta de leste para oeste nesse complexo.

4.1.1.2 – Formação morro do Aquiles

A Formação Morro do Aquiles está localizada na parte centro norte e sudoeste do projeto Monte do Carmo e é definida por contatos tectônicos e cortada por zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE. Ocorre principalmente nas subáreas II, VI, VII e XII.

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

4.1.1.3 – Plutônicas sin- a pós-Tectônicas

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

O granito Santana está associado à vegetação de mata densa e relevo movimentado. A Suíte Manduca aflora próximo ao Córrego Manduca, intercalado com os xistos da Formação Morro do Aquiles, em uma estrutura do tipo “roof pendant”.

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

O Granito Santana localiza-se na divisa com a subárea VI e corresponde a um biotita granito de granulação grossa, milonitizado.

A Suíte Granítica Manduca localiza-se nas subáreas XII e VII e corresponde a dois corpos graníticos de granulação fina a média, variando em composição de granito a granodiorito, prevalecendo a fácies muscovita-biotita granito médio.

4.1.1.4 – Suíte vulcânica Santa Rosa

A Suíte Vulcânica Santa Rosa encontra-se na porção leste da área do Projeto. Está restrita às Subáreas IV, IX, XVI, XVIII e XIX. Sua melhor exposição está localizada a norte da cidade de Monte do Carmo, constituída por blocos e lajedos ao longo do Córrego Santa Rosa. Está associada ao Granito do Carmo e é composta por riolitos, dacitos, ignimbritos e tufos.

4.1.1.5 – Suíte Ipueiras

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

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

4.1.1.6 – Suíte Aliança

A Suíte Aliança é um corpo de forma alongada que ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, aproximadamente paralela às rochas da Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida, fazendo contato tectônico com as rochas do Complexo Porto Nacional (por

meio da Falha Brasil Escola), e com o Granito Matança (por meio da Zona de Cisalhamento Porto Nacional). Em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas subáreas I, V e X.

Essa unidade é representada por hornblenda-biotita-granodioritos, biotita-monzogranitos, tonalitos, granito gnaisses, hornblenda-biotita-diorito, biotita gnisse tonalítico e metatexitos.

4.1.1.7 – Sequência Metavulcanossedimentar Indefinida

Aflora na porção central da área, na Serra Manoel do Carmo, limitada a leste pela Zona de Cisalhamento Primavera e a oeste pela Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo, apresentando aproximadamente 38 km de comprimento. Também se encontra presente na porção sudeste como um corpo expressivo de 22 km de extensão, e no nordeste da área com exposições restritas em drenagens. É constituída predominantemente por quartzitos puros, mas também por rochas metabásicas, metavulcanoclásticas, metassiltitos, ardósias e metaconglomerados polimíticos.

4.1.1.8 – Intrusões máficas-Ultramáficas

Correspondem a corpos intrusivos localizados a leste da Serra Manoel do Carmo, aflorando desde o extremo nordeste da área do Projeto até o sul. Apesar de apresentar poucos afloramentos, são rochas com elevada resposta magnética. Desta forma, a delimitação de seus corpos foi feita com o auxílio de produtos de aeromagnetometria.

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

4.1.1.9 – Formação Monte do Carmo

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

4.1.1.10 – Suíte Lajeado

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

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

4.1.1.11 – Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Cumprida

A Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, aproximadamente paralela às rochas do Complexo Porto Nacional, em contato tectônico com as rochas da Formação Morro do Aquiles (por meio de uma zona de cisalhamento), em contato abrupto intrusivo respectivo ao Granito Aroeira (Suíte Lajeado) e, em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas subáreas V, X, XI, XII e XV. Essa unidade é representada por meta-anortositos e hornblenda gabros das intrusões Carreira Comprida (e1δcc) e Morro da Mata (e1δmm), respectivamente.

4.1.1.12 – Grupos Serra Grande e Canindé

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

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

4.1.1.13 – Diques e Soleiras

Afloram predominantemente na porção leste da área do Projeto (predominantemente nas Subáreas XIII, XIV e XVI). Eles apresentam um padrão característico nos produtos geofísicos de magnetometria. Estão direcionados segundo as direções E-W, NE-SW e SW-NE e são constituídos por gabros e diabásios.

4.1.1.14 – Depósitos Lateríticos

As crostas lateríticas ocorrem em todas as subáreas do Projeto Monte do Carmo, com variação na sua extensão em cada uma delas. Ocorrem em áreas de relevo aplainado, e também no topo de muitos morros, sempre recobrimdo unidades mais antigas. Foram encontradas, na área do projeto, crostas lateríticas vermiformes e conglomeráticas, ambas com matriz hematítica e presença de caulinita e goethita.

4.1.1.16 – Depósitos Aluvionáres

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

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

4.2 – Geologia Local

O capítulo de geologia local do presente relatório diz respeito as unidades de rochas encontradas ao decorrer do projeto Monte do Carmo na área IV. O capítulo é dividido em 7 partes distintas, referentes aos diferentes tipos de rocha classificadas de acordo com características mais abrangentes e de acordo com estudos prévios observados na literatura. Dentro de parte são apresentadas as fácies diagnosticas e as características macroscópicas e microscópicas de cada parte.

O mapa geológico simplificado da área IV é mostrado na figura 23. Onde são apresentadas as Principais Unidades Mapeadas.

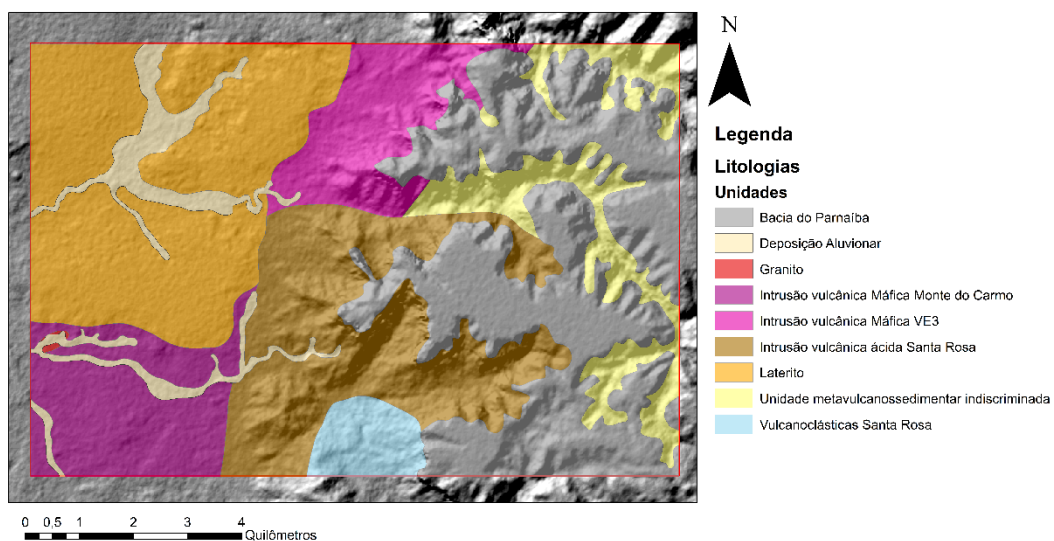


Figura 23 – Mapa geológico simplificado da área IV. São apresentadas as principais unidades mapeadas.

4.2.1 – Intrusão ácida Santa Rosa

A unidade intrusiva ácida Santa Rosa (UISR) é mapeada na área IV na porção centro-sul (Figura 24), caracterizada por um relevo acidentado, vegetação rasteira escassa e um solo esbranquiçado. Esta unidade recobre cerca de 30% da área, e se comporta como um conjunto de rochas com foliações penetrativas de direção preferencial NNE-SSW, e mergulhos para NW na ordem de 50°.



Figura 24 – Imagem com a localização das rochas da intrusão vulcânica ácida Santa Rosa.

Seus limites são demarcados por contatos normais inferidos, a oeste com a unidade intrusiva máfica Monte do Carmo e ao norte possui contato tectônico com quartzitos e com a intrusão máfica VE3 através de falhas transcorrentes de direção E-W. A leste, possui contato discordante com a Bacia do Parnaíba. Essa unidade apresenta uma continuidade a sul para a área IX.

A unidade é composta por riolitos e rochas de fluxo magmático. Os afloramentos encontrados são lajedos com tamanhos variados, mas todos com escala métrica. Apresentam uma coloração cinza esverdeada escura e matriz fina que não é discriminada com uso de lupa de mão. São observados fenocristais de quartzo com tamanho médio de 2 milímetros, arredondados e com dissolução aparente (Figura 25).



Figura 25 - Fotografia da amostra macroscópica do ponto 25. Foto mostrando a matriz fina quartzosa e os fenocristais de quartzo com tamanho médio de 2 milímetros.

Em lâmina delgada foram observados fenocristais de quartzo (30-35%), opacos (5-7%), feldspatos potássicos (3-5%) e uma matriz fina recristalizada e alterada. Duas texturas foram observadas. A primeira apresentou uma textura de fluxo com grãos orientados juntos da matriz, essa textura não é caracterizada como tectônica devido as várias direções e microdobras encontradas no mesmo afloramento que a caracterizava. A outra textura é uma textura de recristalização dos grãos de quartzo indicando que esses grãos estavam instáveis com a matriz sendo consumidos pela mesma, um reequilíbrio estava acontecendo (figura 26).

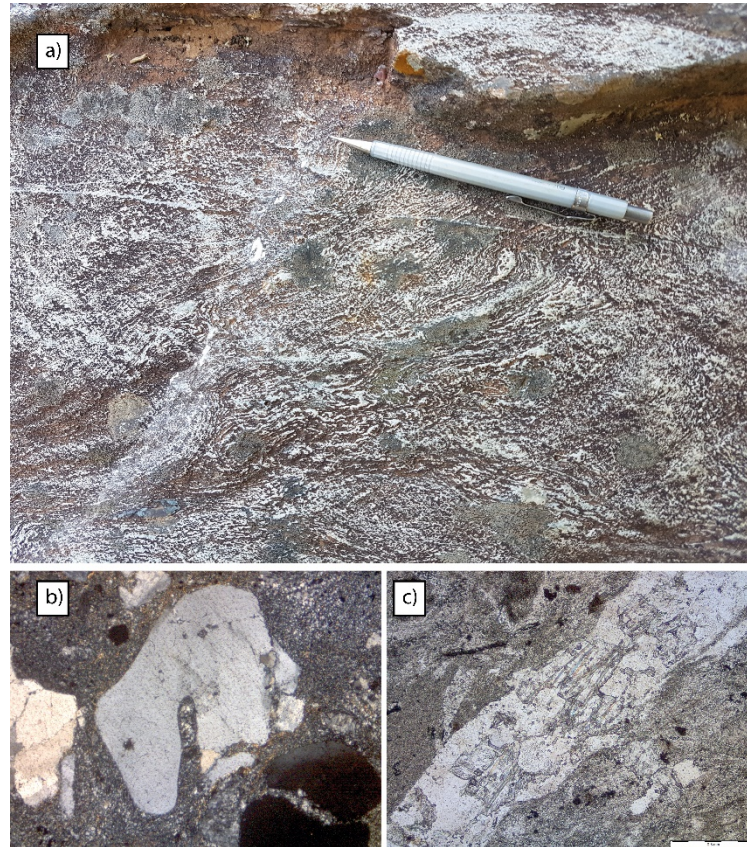


Figura 26 - Fotografia e fotomicrografia dos riolitos encontrados na área IV. Em a) e em c) é observado a textura de fluxo magmático, macroscópico e microscópico respectivamente. Em b) é observado um grão de quartzo engolfado sendo consumido pela matriz.

O aspecto dessas rochas vulcânicas ácidas é muito homogêneo em toda área IV. Foi diferenciada uma fácies que foi discriminada também no mapa e será apresentada a seguir.

4.2.2 – Unidade vulcanoclástica Santa Rosa

A unidade vulcanoclástica Santa Rosa é mapeada apenas na área IV e área IX (Figura 27). Essa unidade está localizada no extremo sul da área em um relevo acidentado. O solo nessa porção é esbranquiçado, com variações locais devido a entrada de diques posteriores. A vegetação é classificada como cerrado típico apresentando árvores baixas e retorcidas.

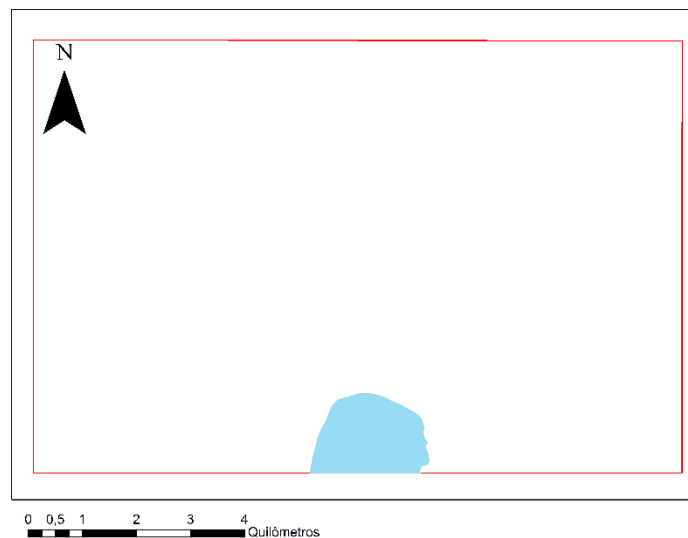


Figura 27 - Imagem mostrando a localização das rochas da unidade Vulcanoclástica Santa Rosa.

Seus limites são definidos pela intrusão vulcânica ácida Santa Rosa, foi delimitado em um perfil construído em um dos dias de campo.

As rochas características desse domínio são rochas piroclásticas. Conglomerados com matriz fina e clastos de fragmentos de rocha com tamanho médio de 3 a 5 centímetros. Rochas com fenocristais de quartzo com tamanho médio de três a quatro milímetros e rotacionados pelo fluxo de magma. Nessa porção esses grãos são mais proeminentes indicando um fluxo de mais alta energia do que os observados na unidade de intrusivas ácidas Santa Rosa. O último tipo de rocha encontrado foram rochas formadas por cinzas vulcânicas. Essas rochas apresentam texturas de fluxo aquecido com uma deformação pós deposição (Figura 28).

Em lâmina delgada são observados fragmentos de rocha com tamanho médio de 5 centímetros, fenocristais fragmentados e fraturados. Também são observadas rochas com Fiammes, estrutura de escape de calor no momento da compactação que podem indicar fragmentos de ejeção de magma (Figura 29). As lâminas apresentam fenocristais de quartzo com tamanho médio de 0,5 milímetros muito fraturados e com hábito incomum, com faces fortes e grãos triangulares. A matriz fina se apresenta recristalizada e com presença de Epídoto, indicando uma recristalização de feldspatos.

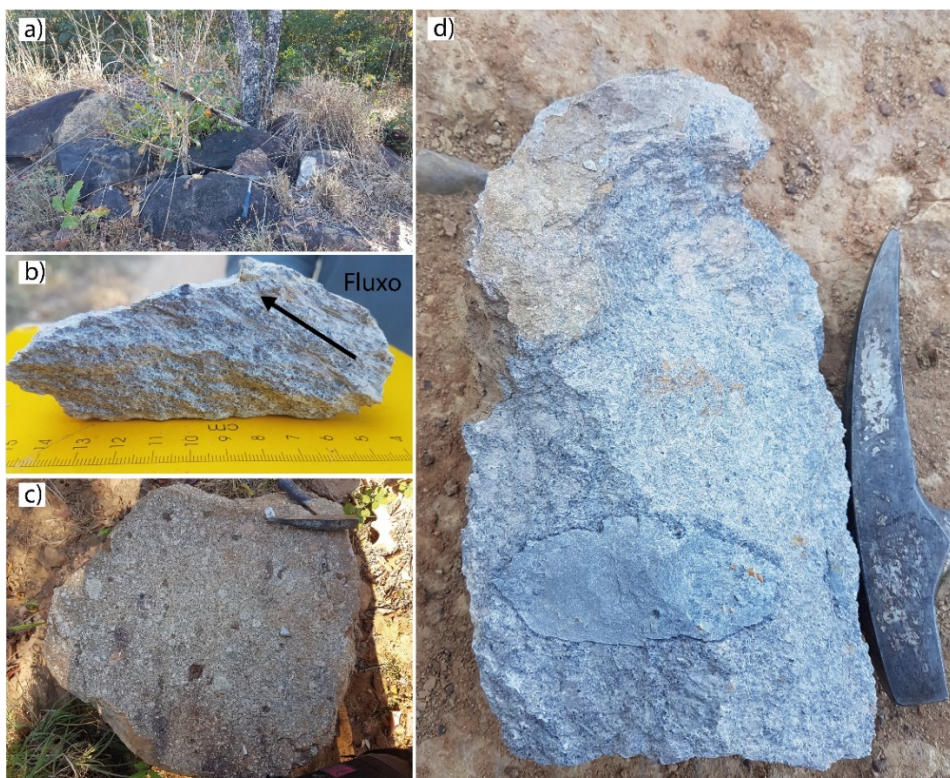


Figura 28 - Fotografias mostrando o aspecto das rochas piroclásticas da área IV. Em a) é observado um afloramento típico dessas rochas, em b) é mostrado o fluxo com os fenocristais de quartzo rotacionados, em c) é mostrado uma brecha piroclástica e em d) é mostra

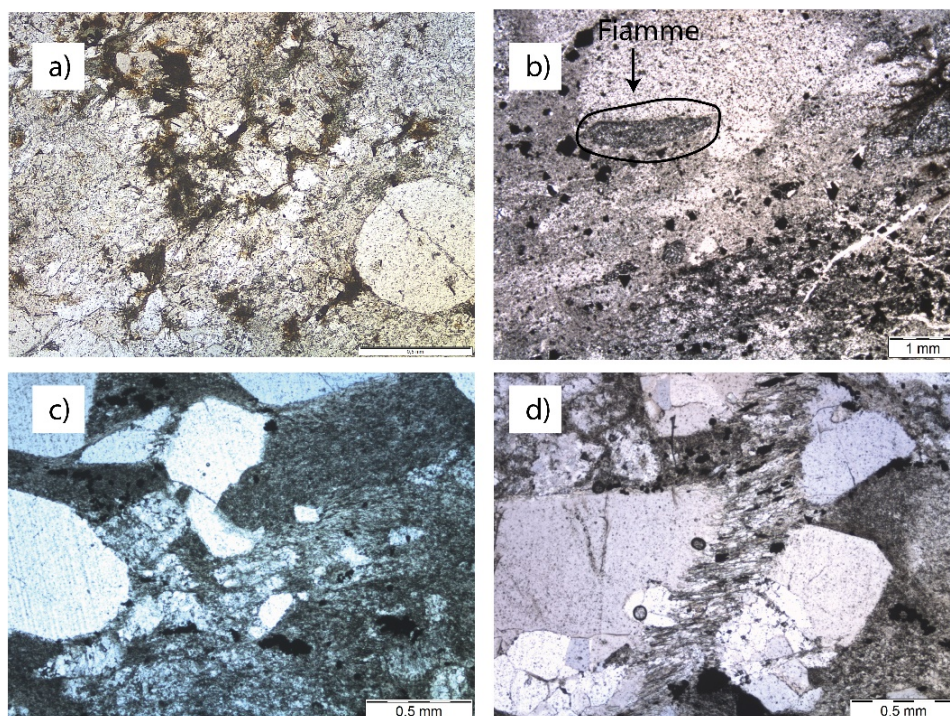


Figura 29 - Fotomicrografias características do domínio vulcaoclástico. Em a) vemos um domínio com fenocristais de quartzo. Em b) observamos uma lâmina das cinzas vulcânicas com os Fiammes em destaque. Em c) é observado grãos fragmentados de quartzo com formatos.

4.2.3 – Unidades Graníticas

Na área IV são encontrados três domínios plutônicos, sendo que, dois deles estão a norte, fora do limite da área e o que está na área representa apenas 5% da cobertura total. Essas rochas são encontradas em baixos topográficos e estão na base da estratigrafia da área. Os afloramentos típicos são lajedos métricos muito fraturados.

Os domínios graníticos foram divididos pela sua ocorrência na área IV. Todos seguem com um mapa simplificado para localização (Figura 30).

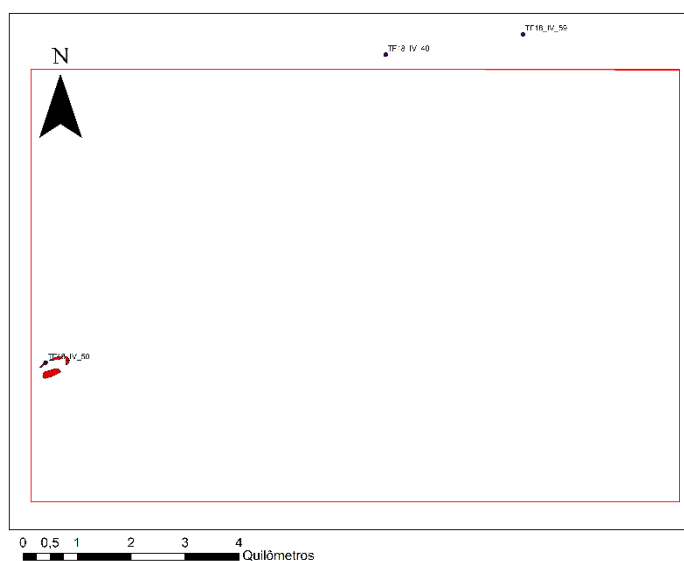


Figura 30 - Mapa mostrando a localização das ocorrências graníticas da área IV. O ponto TF18_IV_50, TF18_IV_40, TF18_IV_59 são as ocorrências 1, 2 e 3 respectivamente.

4.2.3.1 – Ocorrência 1

A ocorrência 1 é encontrada no ponto TF18_IV_50 e tem uma representatividade muito pequena na área IV. Seu afloramento foi encontrado em um baixo topográfico em um afloramento do tipo lajedado com tamanho de aproximadamente 10 metros. A rocha encontrada apresenta uma textura equigranular composta de feldspato potássico (20-25%), plagioclásio (60-65%), quartzo (15-20%) como mineralogia principal e titanita como acessório observado na amostra macroscópica. Os grãos apresentam tamanho médio de 1 centímetro. Nesse domínio são observados alguns diques que cortam todo o afloramento. Em alguns locais são observadas características de hidrotermalismo, como alteração dos plagioclásios e feldspatos potássicos e presença de clorita em alguns domínios (Figura 31).

Os diques encontrados apresentam uma espessura variável, em sua maioria a espessura média é de 10 centímetros. A textura dessa rocha é uma textura porfírica, com grãos de cpx com tamanho médio de 1 milímetro em uma matriz afanítica (Figura 32).



Figura 31 - Fotografias mostrando as características principais da ocorrência 1 dos granitos na área IV. Em a) é observado o afloramento métrico do tipo lajedo. Em b), c) e d) é mostrada características macroscópicas dos granitos.

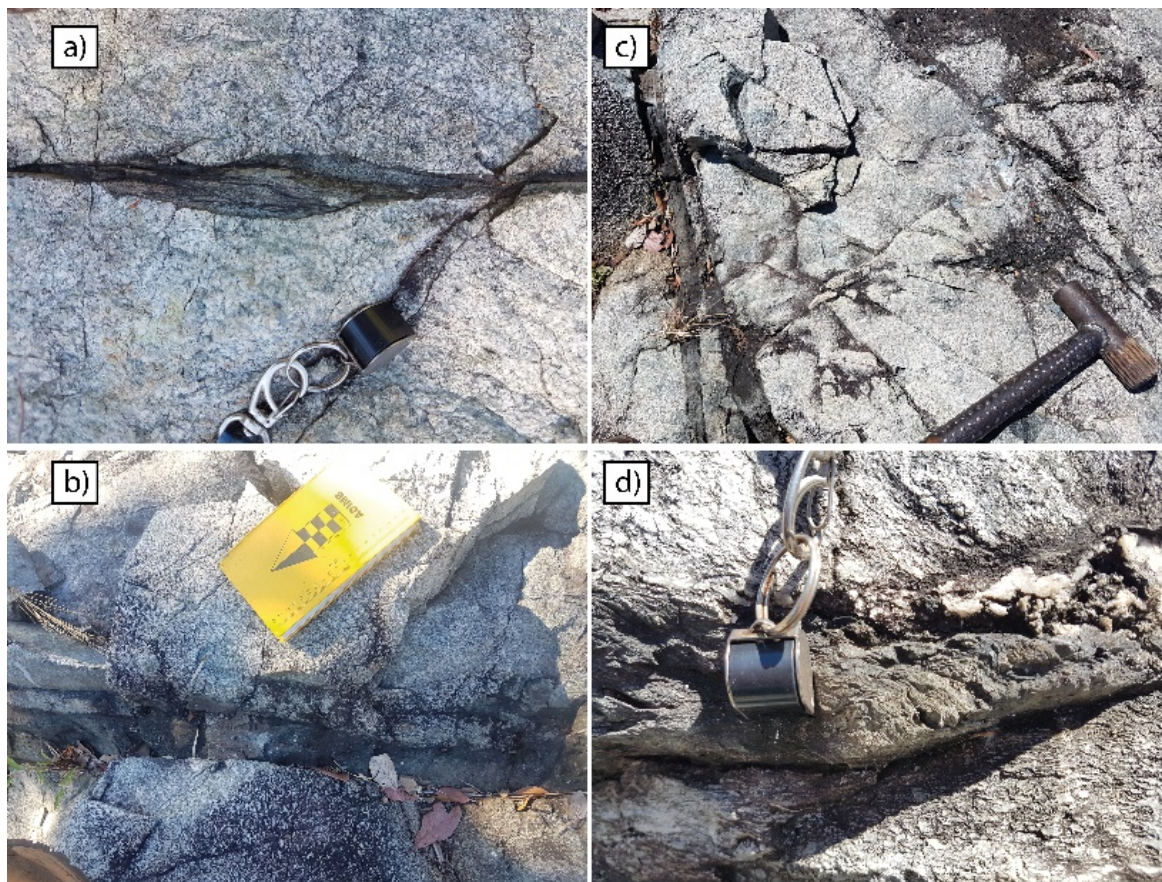


Figura 32 - Fotografias mostrando os diques encontrados no afloramento do ponto TF18_IV_50. Todos mostrados apresentam diferentes escalas e uma deformação aparente em a) e em d).

Em lâmina delgada é observada a textura equigranular reliquiar. Os grãos de quartzo estão com extinções ondulantes e os grãos de feldspatos muito fraturados. Outra feição muito marcante na lâmina são características de hidrotermalismo muito intenso. As evidências desse hidrotermalismo são grãos de plagioclásio muito saussuritizados, grãos de clorita sendo formados em fraturas e entre os grãos na rocha e nessas fraturas são observados grãos de calcita (Figura 33).

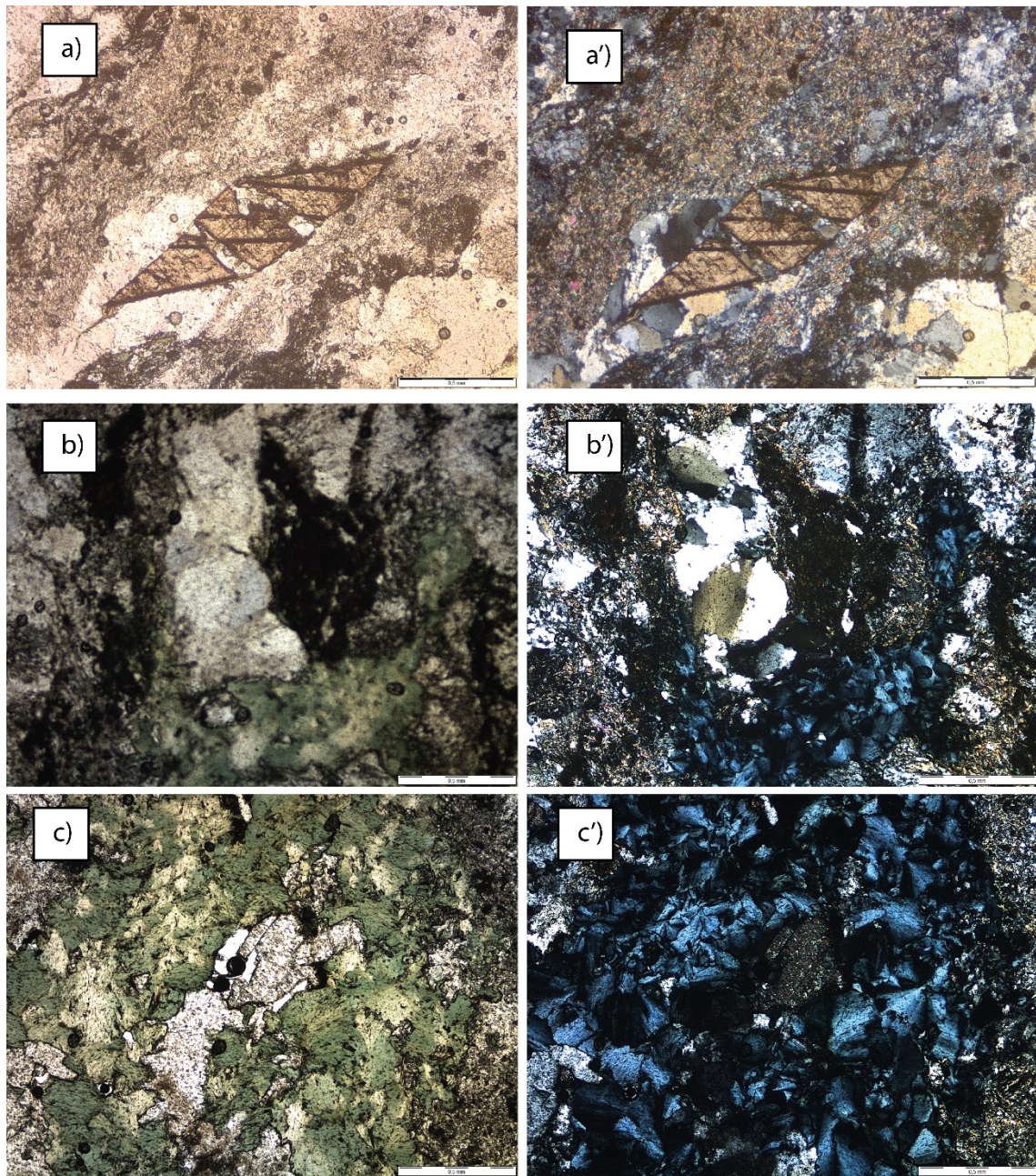


Figura 33 - Fotomicrografias mostrando o aspecto da ocorrência 1 do granito. Em b) e c) são mostradas as cloritas e as calcitas.

4.2.3.2 – Ocorrência 2

O domínio plutônico aqui descrito é observado na porção setentrional da área IV, já fora do domínio da área, no ponto TF18_IV_40. Os afloramentos são encontrados em um terreno arrasado e são encontrados como blocos de tamanho métrico onde ficam preservados. O solo é arenoso e esbranquiçado no domínio dessa rocha. A textura da rocha é megaporfírica com cristais centimétricos de feldspato potássico e grãos de plagioclásio e quartzo milimétrico. A composição estimada é de 40-50% de feldspato potássico, 20-30% de plagioclásio e 15-20% de quartzo. A classificação dessa rocha, com base na mineralogia principal, é de um granito. O mineral acessório observado é a titanita. Como minerais neoformados é observado o epidoto nos plagioclásios e a clorita. No afloramento são observados veios de quartzo com espessura de 2 centímetros.

Ainda nesse mesmo afloramento foram observadas porções em que os grãos de feldspato potássico apresentavam tamanho médio de 5 centímetros. Esses grãos apresentam a cor rosada e a geminação característica dos KF, a geminação de carlsbad. Todas as características faladas anteriormente estão ilustradas na figura 34.



Figura 34 - Fotografias em campo mostrando o aspecto macroscópico do granito.

Em lâmina delgada as características observadas macroscopicamente foram refletidas. É observada uma porção equigranular, com grãos de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico com tamanhos semelhantes (figura 35).

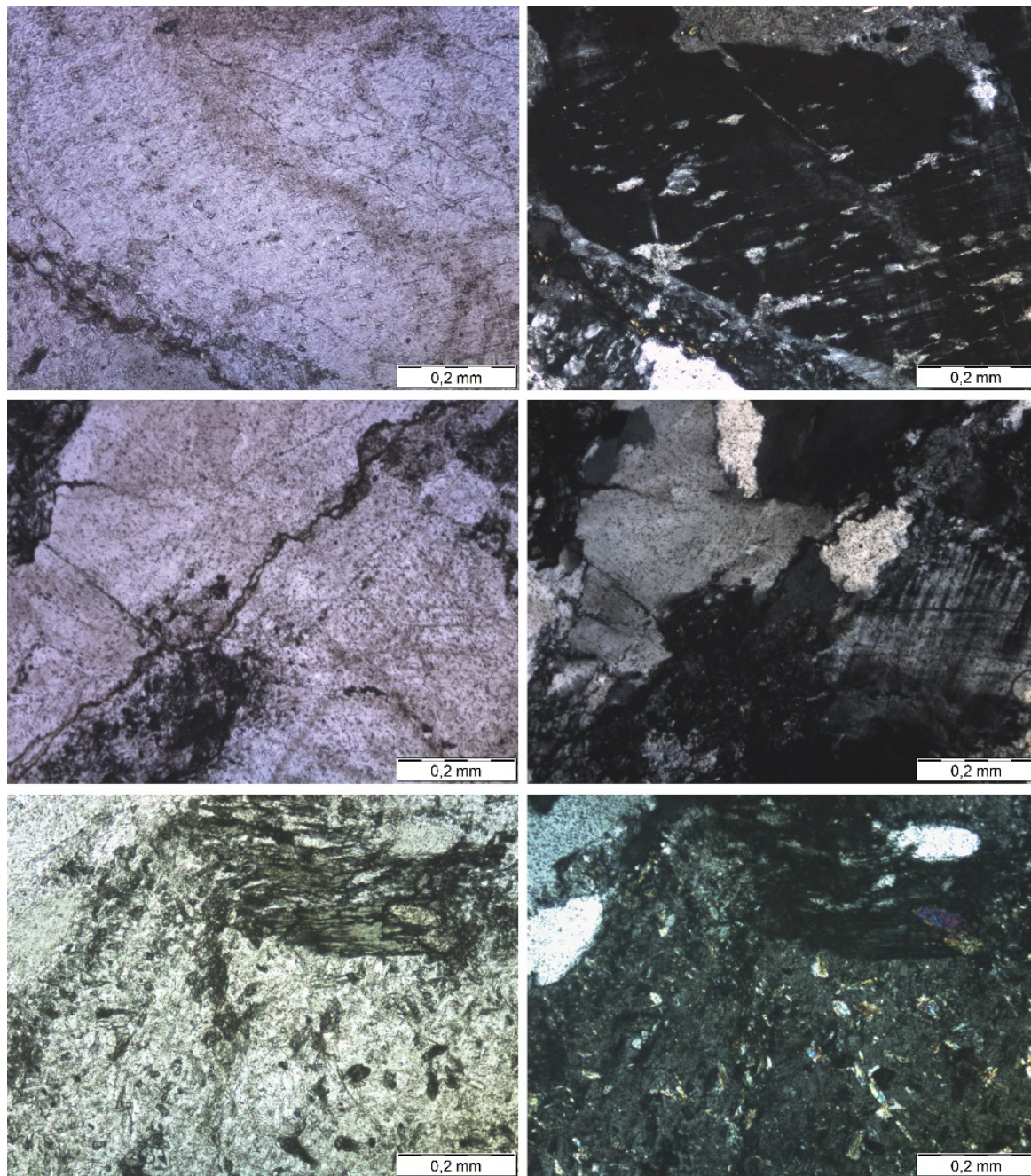


Figura 35 - Fotomicrografias mostrando o aspecto do granito encontrado no ponto TF18_IV_40.

4.2.3.3 – Ocorrência 3

A terceira e última ocorrência granítica na área IV se encontra a nordeste da área no ponto TF18_IV_59 (Figura 30). Nesse ponto é encontrado um grande afloramento de um lajedo de rocha com tamanho decamétrico. A rocha encontrada aparenta estar muito silicificada, dessa forma não foram observadas as características diagnósticas dos minerais, mas pelo formato é suposto serem plagioclásios. Entre os plagioclásios ocorrem minerais muito alterados, não sendo possível determiná-los (Figura 36).

No afloramento são encontrados diferentes diques com idades diferentes. Essas diferentes idades de diques foram determinadas pela foliação. Em alguns diques foram observadas uma foliação penetrativa que está presente tanto na rocha encaixante quanto no dique, mas em contrapartida foi encontrado um dique sem nenhuma foliação quando comparado com a encaixante (Figura 36).



Figura 36 - Fotografias mostrando o aspecto macroscópico do granito da ocorrência 3. Em a), b) e c) são mostradas as características do afloramento. Em b) são mostrados dois diques de idades diferentes, o dique acima da imagem se apresenta silicificado e com a foliação penetrativa estando presente concordante nele e na

encaixante. O dique abaixo não está silicificado e tem a foliação. Em d) são observados os plagioclásios centimétricos. Em e) o aspecto da amostra coletada em campo.

Em lâmina delgada não é observada nenhuma característica ótica. Os minerais apresentam uma intensa silicificação e os únicos minerais observados são grãos de quartzo que estão em veios (Figura 15). Morfologias aparentes de plagioclásio são observadas.

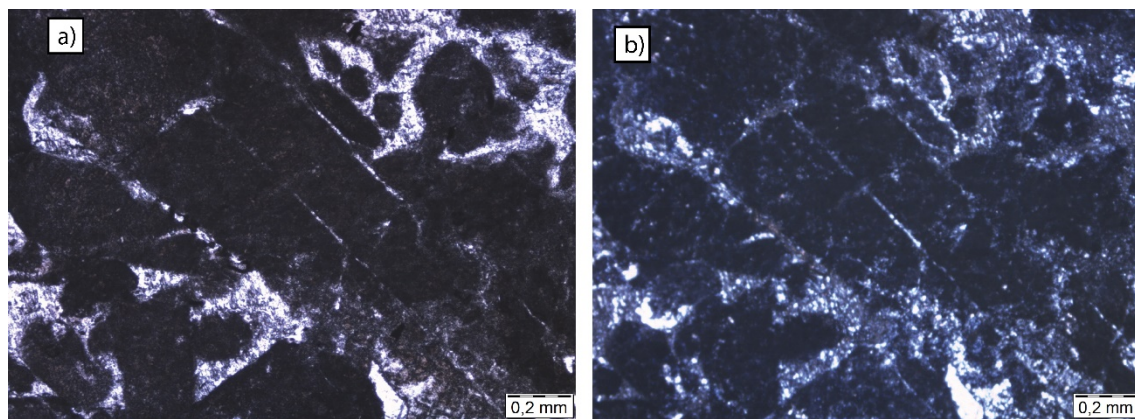


Figura 37 - Fotomicrografias mostrando a lâmina TF18_IV_59A. É observado os grãos sem cor de interferência e sem cor. Entre os grãos pretos de plagioclásio que estão com cor preta são observados grãos de quartzo.

4.2.4 – Suíte intrusiva máfica VE3

As rochas da suíte intrusiva máfica VE3 são encontradas no centro norte da área IV (Figura 38). Essa unidade é caracterizada por um relevo muito arrasado, intensa formação de lateritos e plintossolos, e ocorrência de magnetismo no solo. Os afloramentos são em sua maioria grandes blocos, de tamanho métrico, o que dificulta análises estruturais.



Figura 38 - Mapa de localização da ocorrência da suíte vulcânica intrusiva VE3.

As rochas da suíte intrusiva máfica VE3 são encontradas no centro norte da área IV. Essa unidade é caracterizada por um relevo muito arrasado, intensa formação de lateritos e plintossolos, e ocorrência de magnetismo no solo. Os afloramentos são em sua maioria grandes blocos, de tamanho métrico, o que dificulta análises estruturais.

Esse domínio é marcado por rochas máficas com textura poiquilítica com grãos centimétricos de plagioclásio em uma matriz fina de hornblendas, clinopiroxênios e plagioclásios menores (Figura 39).



Figura 39 - Fotografias mostrando o aspecto das rochas observadas na suíte intrusiva VE3. Em a) é mostrado a amostra macroscópica e em b) é mostrado o afloramento.

Em lâmina delgada essas amostras mostram uma textura ígnea muito bem preservada. A textura principal dos grãos é a textura ofítica a subofítica. São observados grãos de plagioclásio que foram formados e depois englobados por grãos maiores de piroxênio. A mineralogia encontrada na lâmina foi plagioclásio e augita representando a mineralogia principal. Como acessórios são observados óxidos de titânio e titanita que é gerada pela alteração desses óxidos, pirita e calcopirita. Como minerais secundários são observados epidoto, clorita e actinolita (Figura 40).

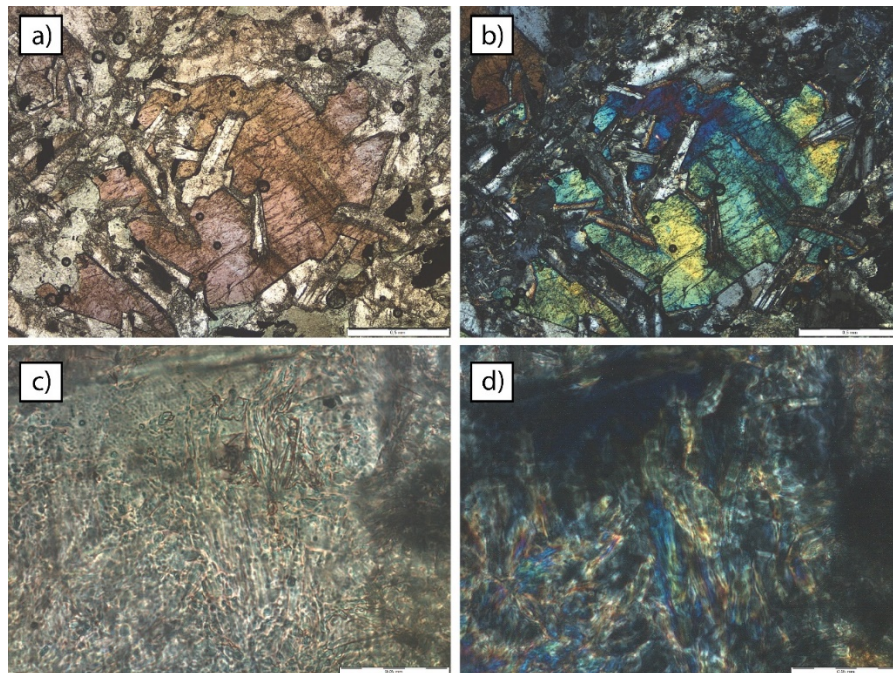


Figura 40 - Fotomicrografias mostrando o aspecto das rochas encontradas na suíte intrusiva máfica VE3. Em a) é observado a textura ofítica com o plagioclásio sendo englobado pelo cpx. Em c) é mostrado as actinolitas alterando um grão de cpx.

2.2.5 – Suíte Máfica intrusiva Monte do Carmo

A suíte intrusiva máfica Monte do Carmo é observada a sudoeste da área IV (Figura 41). Está coberta por lateritos a oeste na área III e passa para sul sendo observado na área IX e VIII. Faz fronteira com a intrusão vulcânica ácida Santa Rosa a leste e ao norte é recoberta por lateritos.

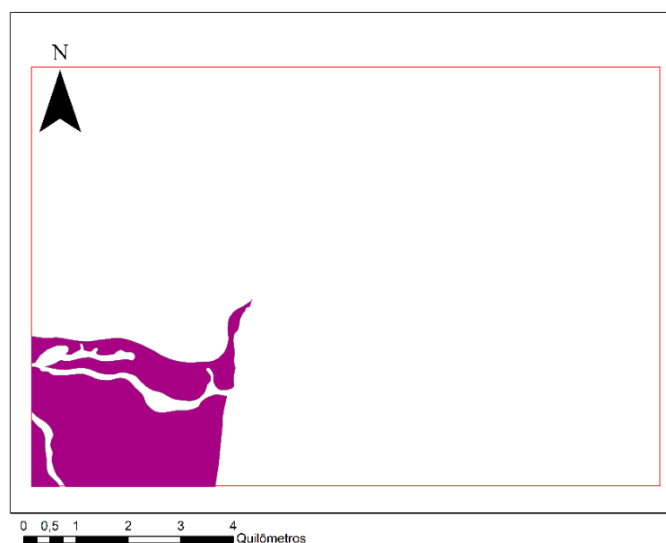


Figura 41 - Mapa de localização da suíte intrusiva máfica Monte do Carmo.

A suíte intrusiva máfica Monte do Carmo é observada a sudoeste da área IV. Está coberta por lateritos a oeste na área III e passa para sul sendo observado na área IX e VIII. Faz fronteira com a intrusão vulcânica ácida Santa Rosa a leste e ao norte é recoberta por lateritos.

A forma de ocorrência dessas rochas é em sua maioria blocos rolados encontrados no solo. A textura é equigranular com uma granulação fina a densa. A mineralogia encontrada é variável. Na área IX são observados piroxenitos, rochas compostas essencialmente por clinopiroxênios. Na área IV são observados microgabros, variando em porcentagem de plagioclásio. No topo da sequência foi observado um hornblenda tonalito composto por hornblenda (20%), plagioclásio (60%) e quartzo (20%). Essa variação mineralógica e consequentemente no nome das rochas representa uma evolução do magma presente na câmara. Com as porções mais máficas sendo depositadas mais ao sul e mais ao norte do corpo são encontradas as porções mais evoluídas do magma máfico (Figura 42).



Figura 42 -Fotografias mostrando as rochas encontradas na suíte intrusiva Monte do Carmo. Em a) é mostrado os blocos dispostos no solo. Em b) e c) é observado o microgabro em blocos. Em d) é mostrado o hornblenda tonalito.

Em lâmina são observadas duas diferentes texturas das lâminas confeccionadas. A primeira é relacionada com uma textura com granulação mais fina vista em campo. Essa lâmina é marcada por uma forte alteração devido o intemperismo fazendo com que os minerais não apresentem suas características bem definidas. Como mineralogia são observados anfibólios, actinolita e hornblenda, sendo a actinolita formada pela alteração dessas hornblendas. Também são encontrados cristais de plagioclásio muito saussuritizados transformados para Epidoto (Figura 43).

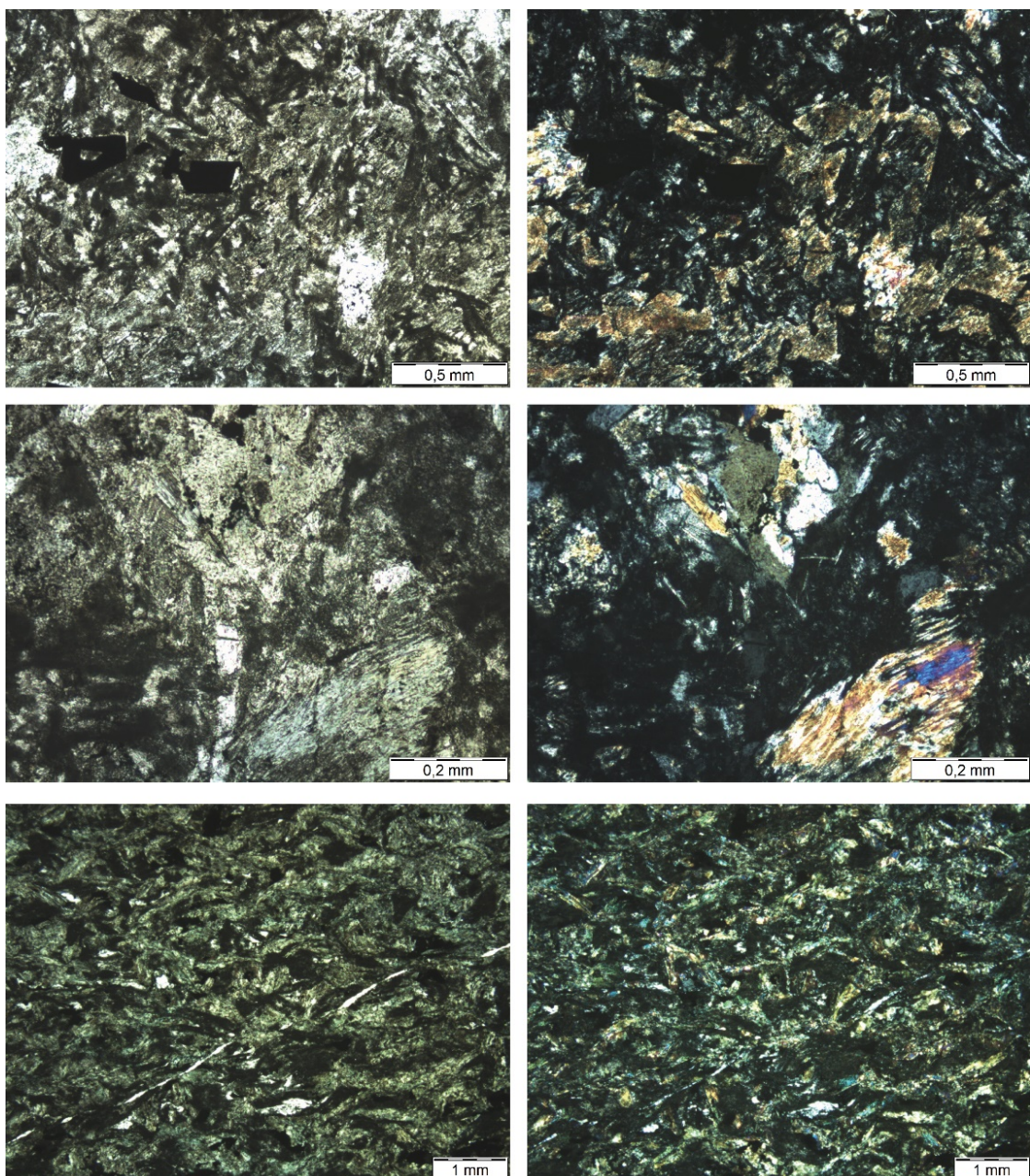


Figura 43 - Fotomicrografia mostrando o aspecto das rochas encontradas na suíte máfica intrusiva monte do carmo.

A outra lâmina petrográfica feita na região tem uma textura muito diferente da vista anteriormente. A granulação é média a grossa, com uma textura equigranular e holocristalina. A geometria dos cristais é panidiomórfica. A mineralogia encontrada é de plagioclásio (50%), muito saussuritizado e alterado para epidoto, Quartzo (20%), Hornblenda (20%), opacos (7%) e acessórios (3%).

Essa rocha foi classificada como um horniblenda tonalito, devido à grande concentração de quartzo que está presente na amostra (Figura 44). Essa rocha está mais no topo da sequência sendo caracterizada por um magma mais evoluído com porções mais diferenciadas.

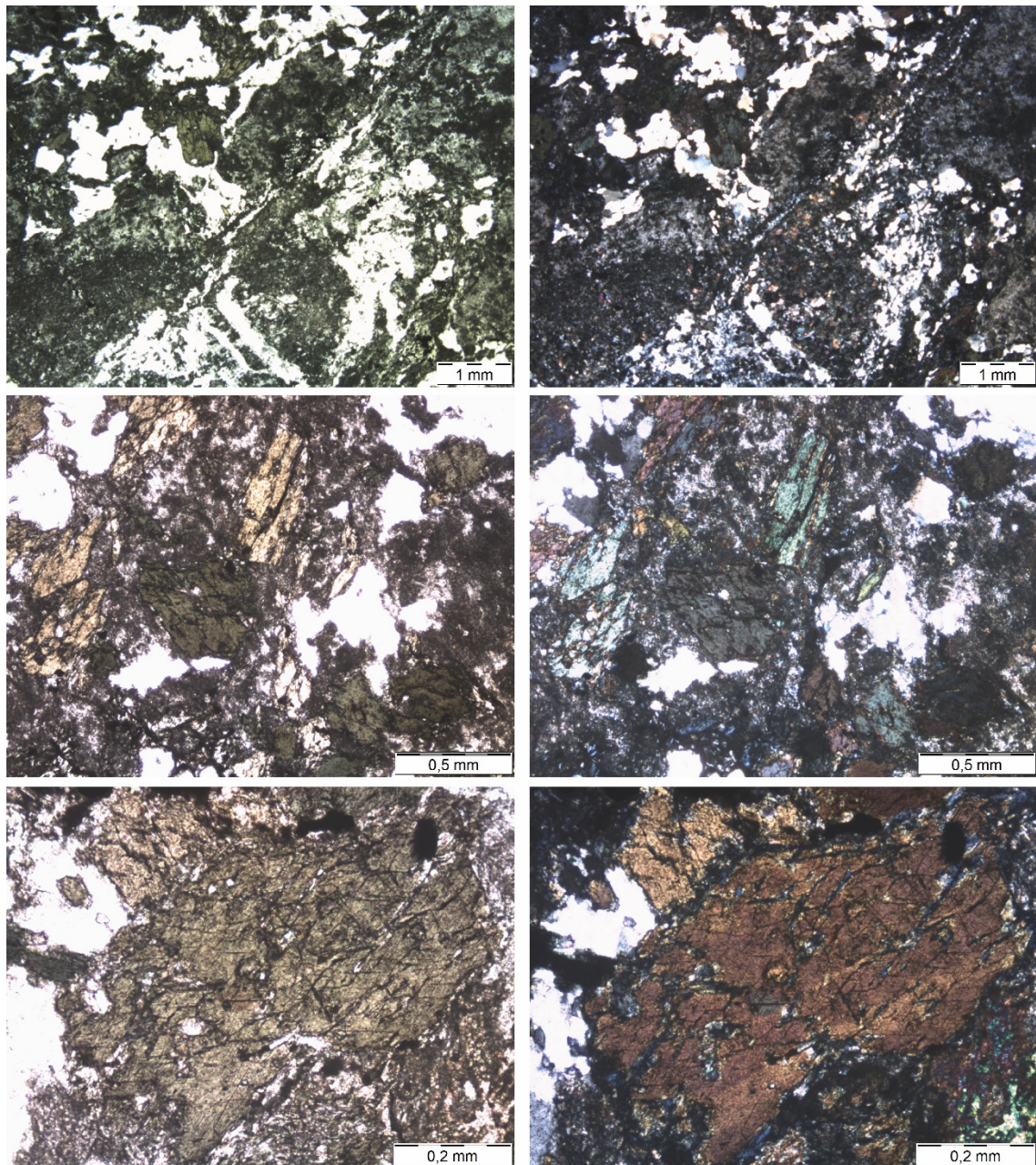


Figura 44 - Figura mostrando o aspecto das rochas da porção mais diferenciada e com o magma mais evoluído.

2.2.6 – Sequência metavulcanossedimentar indeterminada

A unidade metavulcanossedimentar indeterminada ocorre a nordeste e a noroeste da área IV (Figura 45). Essa unidade apresenta afloramentos escassos que estão em sua maioria abaixo da bacia do Parnaíba, com contato discordante angular, e encobertos por plantações e lateritos. Em relação as rochas da intrusão vulcânica ácida Santa Rosa estão colocadas por um contato tectônico.

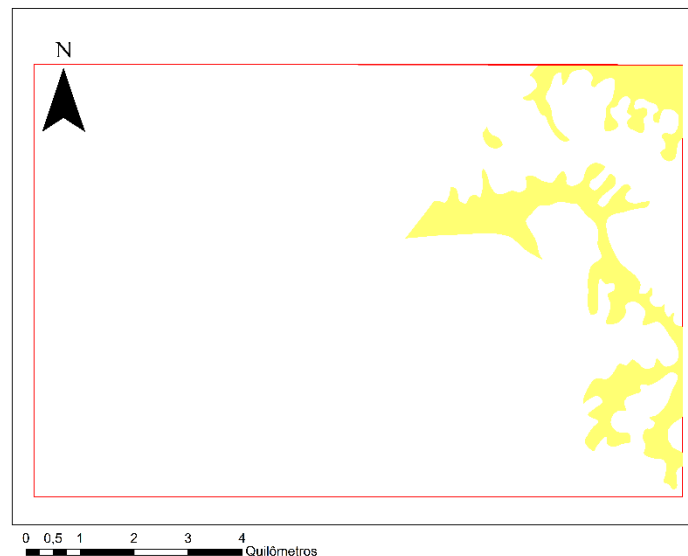


Figura 45 - Mapa de localização da unidade metassedimentar indeterminada.

Para melhor descrição desses pontos vamos separar nas duas ocorrências, a primeira a noroeste, que apresenta pontos escassos abaixo dos lateritos, e a segunda a leste da área IV que são encontrados abaixo da bacia do Parnaíba (Figura 45).

2.2.6.1 – Ocorrência 1

Esses sedimentos são localizados abaixo dos lateritos, encontrados em dois pontos na área IV. São descritos como arenitos e siltitos de uma bacia metavulcanossedimentar indeterminada.

Os siltitos foram encontrados em uma voçoroca. A granulometria é de tamanho argila, com uma variação silte/areia fina no topo do afloramento, uma granocrescência ascendente. A coloração dos sedimentos é avermelhada devido ao intemperismo (Figura 46).

Outra ocorrência desses sedimentos na área IV são blocos rolados, com tamanho médio de 5 metros, encontrados no meio da vegetação. São encontradas rochas de cor branca rosada composta de quartzo (80-85%) e feldspato (15-20%). Classificado como um sub-arcóseo. O tamanho dos grãos é em média 0,2-0,5 milímetros classificado como arenito médio. Os grãos são arredondados e sub angulosos. Não ocorre cimentação, entre os grãos e a rocha apresenta alta porosidade, sendo muito friável. Como na área IV não foi encontrada nenhuma ocorrência “in situ”, dessa forma não foi possível mapear a relação entre os estratos nem construir uma coluna litoestratigráfica. Também não foram encontradas estruturas sedimentares na área IV,

mas na área III foram observadas estratificações cruzadas tabulares centimétricas indicando um ambiente fluvial com corrente trativa (Figura 46).

Não foram confeccionadas lâminas petrográficas da unidade metavulcanossedimentar na área IV.

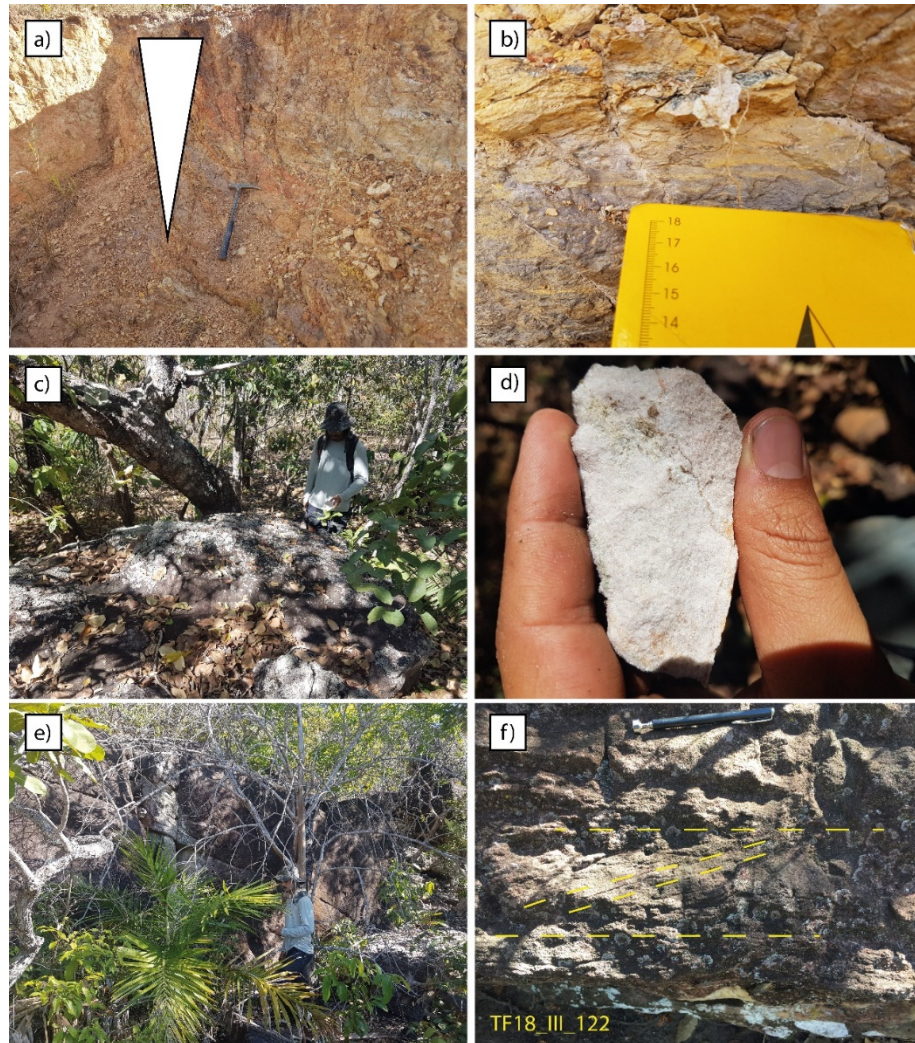


Figura 46 - Fotografias mostrando o aspecto encontrado dos afloramentos e amostras da unidade metavulcanossedimentar indeterminada. Em a) é mostrado o afloramento dos sedimentos finos, argilosos, o desenho representa a granocrescência ascendente. Em b) é apresentado o detalhe dos sedimentos no afloramento. Em c) é mostrado o aspecto dos afloramentos dos arenitos sub-arcoseanos na área IV e em d) a amostra de mão. Em e) e f) são mostrados afloramentos da área III, com acamamento representado e estratificações cruzadas tabulares representadas.

2.2.6.2 – Ocorrência 2

Esses sedimentos foram encontrados em drenagens encaixadas abaixo da bacia do Parnaíba. Esses sedimentos não fazem parte da bacia do Parnaíba por se apresentarem bem estruturados, com um ângulo de mergulho de 50° e dobras entre os estratos. Na bacia foi

encontrado o contato angular mostrando a descontinuidade e na área IX também foi observada a mesma feição, reforçando que esses sedimentos são mais antigos que os da bacia.

As características desse sedimento são arenitos, com tamanho de grão areia média, coloração branca rosada, grãos arredondados e subangulosos. Não foram observadas estruturas sedimentares para determinar um ambiente de formação.

Em alguns locais são encontradas intrusões de rochas vulcânicas alterando esses sedimentos e formando quartzitos recristalizados. A rocha máfica apresenta cristais eudrais de hornblenda e clinopiroxênio. A granulação dessa rocha é grossa e a textura equigranular é predominante. São observados muitos grãos grandes de sulfetos, como pirita, calcopirita e pirrotita (Figura 47).

Esses arenitos são muito homogêneos ao longo de todo o perfil W-L levantado na área IV.

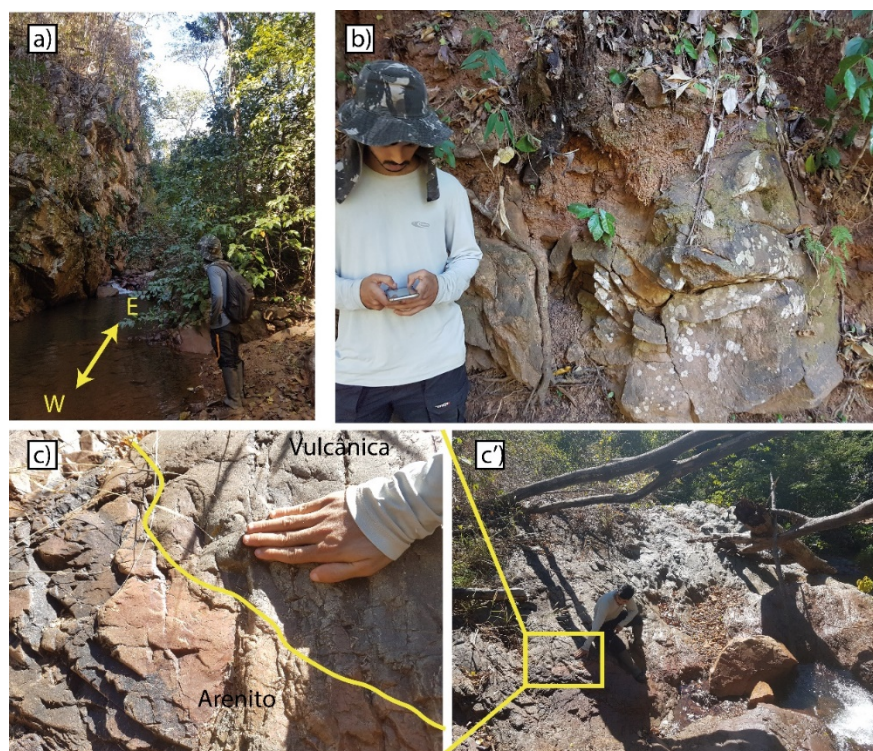


Figura 47 - Fotografias mostrando o aspecto dos arenitos da ocorrência 2 na área IV. Em a) e b) são mostrados os afloramentos. Em c) é mostrado o contato da intrusão máfica com os arenitos deixando-os alterados para quartzitos.

2.2.7 – Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba é uma bacia sedimentar com sedimentos depositados desde o Siluriano até o Cretáceo. Na área IV ela cobre aproximadamente 50% de toda a área e é marcante devido seu relevo escarpado (Figura 48).



Figura 48 - Imagem mostrando o relevo característico da bacia do Parnaíba.

O embasamento dessa sucessão sedimentar na área IV são dois, em alguns locais, como a nordeste da área IV e área IX, são os arenitos da sequência metavulcanossedimentar indeterminada, sendo observado a discordância angular entre esses sedimentos. Na porção onde foi levantada a coluna estratigráfica da área IV as rochas do embasamento são rochas vulcânicas ácidas da intrusão Santa Rosa.

O projeto Monte do Carmo está localizado a sudoeste da bacia do Parnaíba. Nesse contexto os sedimentos da bacia que são mapeados dizem respeito aos sedimentos mais antigos, de deposição inicial de abertura da bacia. Na área de estudo foram observados 2 grupos já previamente determinados e mapeados pela Petrobras, são eles o Grupo Serra Grande e o Grupo Canindé. O grupo Serra grande diz respeito as formações Ipu, Tianguá e Jaicós e o Grupo Canindé contém as formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças e Longá. Com as descrições e a coluna estratigráfica feita em campo e comparação com a literatura pode-se observar, na área IV, que a formação em contato com o embasamento é a formação Jaicós. Outro grupo observado na área IV é o grupo Canindé onde são descritos os sedimentos da formação Itaim.

A coluna estratigráfica feita na área IV é mostrada na figura 49. Nela podemos ver o pacote sedimentar descrito. Na área IV devido o relevo acidentado e perigo de acesso aos

afloramentos optou-se por fazer as descrições em cortes de estrada onde o acesso era possível, dessa forma no local onde foi levantada a coluna apesar de muitas porções estarem cobertas, não permitindo a melhor descrição, mas dados importantes foram gerados.

Figura 49 - Coluna estratigrafica da área IV

2.2.7.1 – Grupo Serra Grande

Na área IV a formação mapeada foi a formação Jaicós. Essa formação já é o topo da sequência do grupo Serra Grande.

Essa formação apresenta uma variação granulométrica entre areia grossa e cascalho, sedimentos de alta energia. As estruturas sedimentares são observadas apenas nas porções arenosas, são elas estratificações cruzadas do tipo hummocky. O aporte sedimentar dessa porção é muito grande devido ao pacote da formação chegar a quase 200 metros (Figura 50).



Figura 50 - Fotografias apresentando o aspecto dos sedimentos da bacia do Parnaíba da porção basal.

2.2.7.2 – Grupo Canindé

O grupo Canindé é representado na área IV por um único afloramento de bloco rolado. Com a subida da bacia fica marcado uma grande quebra no relevo e aparição de sedimentos mais finos cobrindo a bacia. Esta quebra de relevo junto com a cobertura da bacia por sedimentos mais finos marca um afogamento da bacia. Esse afogamento é a transição do grupo Serra Grande com o grupo Canindé, a formação da base do grupo é a formação Itaim. Na área IV o afloramento encontrado apresenta uma granulometria areia fina, cor roxa e muito friável. A mineralogia descrita em campo foi quartzo (90%), micas (7%) e hematita (3%). A estrutura sedimentar observada é uma laminação plano paralela (Figura 51).



Figura 51 - Fotografias mostrando o aspecto das rochas da formação Itaim.

4.3 – Geologia Estrutural do Projeto Monte do Carmo

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

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

O mapeamento dessas zonas, assim como a definição dos domínios estruturais, utilizou da integração de dados de aeromagnetometria, imagens de satélite e dados de campo. Nas

imagens de aeromagnetometria as zonas de cisalhamento são expressas na forma de estruturas de primeira ordem com forte contraste em relação as estruturas de segunda e terceira. Em imagens de satélite, apresentam forte controle sobre feições superficiais como serras, rios e drenagens, e em campo apresentam tramas miloníticas e outras estruturas indicativas de regime dúctil.

4.3.1 – Quadro estrutural regional

Ao todo, foram individualizadas 4 zonas de cisalhamento principais, denominadas de: Zona de Cisalhamento Porto Nacional (ZCPN), Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo (ZCMC), Zona de Cisalhamento Cruz e Zona de Cisalhamento Areias. Estas zonas de cisalhamento compartimentam a área mapeada em 5 domínios estruturais (Figura 5.38).

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

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

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

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

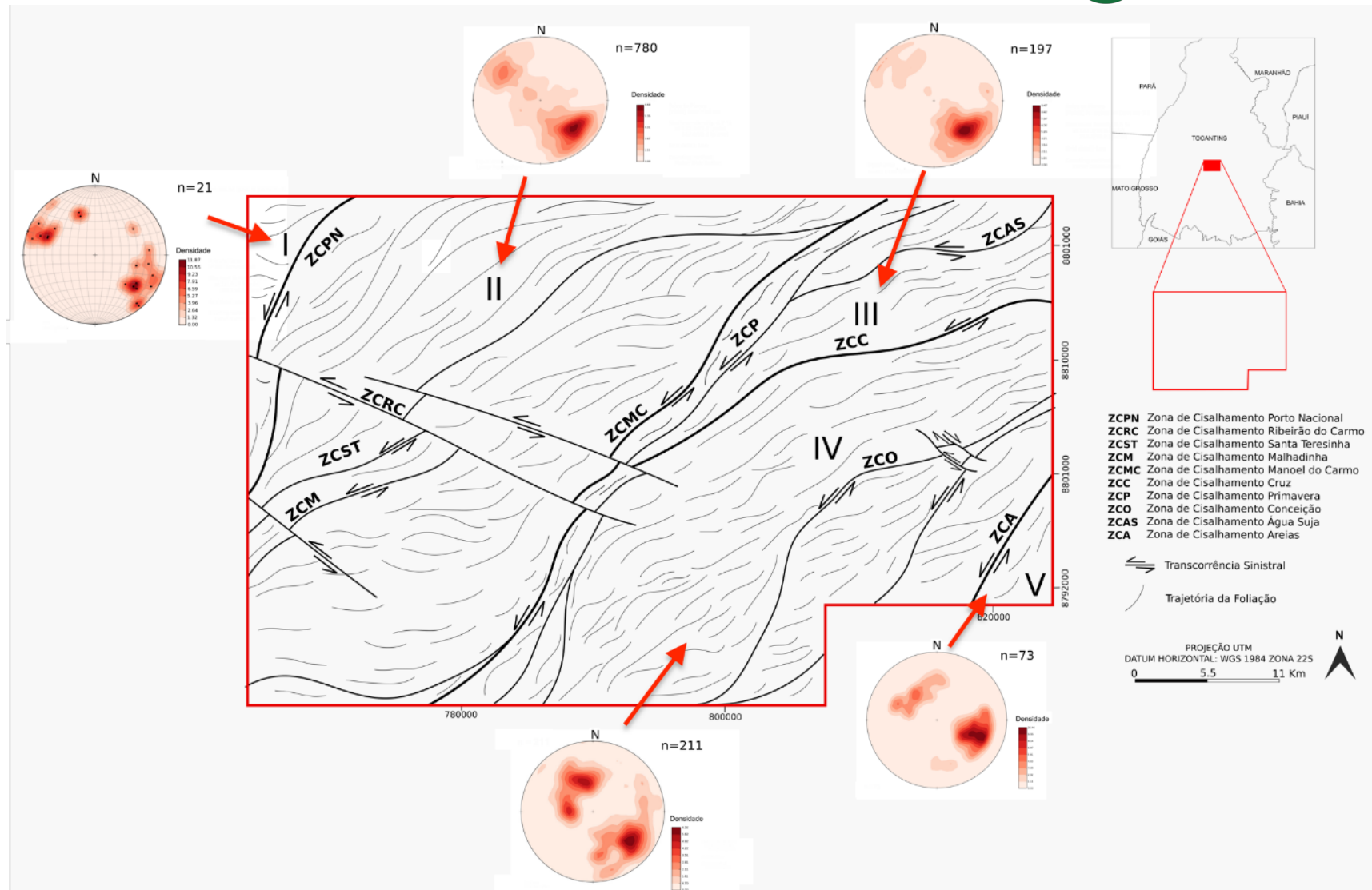


Figura 52 - Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo.

Domínio I

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

Domínio II

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

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

Domínio III

Este domínio esta 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 sequencia metavulcano sedimentar indefinida. 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 as ZCMC e a Zona de Cisalhamento Primavera (CZP). As foliações regionais Sn neste domínio são de mergulho moderado a alto, variando de 50 a 84 graus em trend NE-SW.

Domínio IV

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

Neste compartimento há o predomínio de deformações rúpteis-dúcteis, com a presença de foliação regional em rochas metassedimentares e diversas zonas de cisalhamento. Na extremidade oeste do domínio a foliação regional apresenta mergulho para WNW e a leste a foliação regional possui mergulho para ESE, constituindo uma estrutura regional.

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

Domínio V

Localizado na extrema posição sudeste da área mapeada este domínio é delimitado a oeste pela ZCA. Compreende uma faixa de aproximadamente 10km de largura e 10 km de comprimento que engloba a sequência vulcanossedimentar da Formação Monte do Carmo. Esse domínio é definido pela presença de falhas transcorrentes que cortam toda a área e zonas de cisalhamento de direção NE-SW associadas a rochas vulcânicas máficas, onde

ocorrem baixos topográficos. As falhas transcorrentes são observadas na área em zonas de localização da deformação, por meio do adensamento de fraturas que acompanham o trend regional NE-SW. Além disso, existem zonas de cisalhamento locais de direção W-E, que rotacionam localmente as foliações regionais e milonítica. Observa-se também um trend quase perpendicular de direção NW-SE de deformação rúptil posterior, representado por falhas, juntas e fraturas perpendiculares às estruturas principais.

Estruturas de regime rúptil-dúctil e rúptil são observadas ao longo de todos os domínios descritos. Estas estruturas consistem em duas famílias principais, uma de trend NE-SW e outra NW-SE (Figura 5.39). A interação entre essas duas famílias resulta em um recorte escalonado das unidades litotectônicas, marcada por um pronunciado gradiente de relevo e um forte controle sobre as serras que circundam a área de estudo. Tais feições são observadas principalmente entre as cidades de Porto Nacional e o povoado da Escola Brasil.

Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo

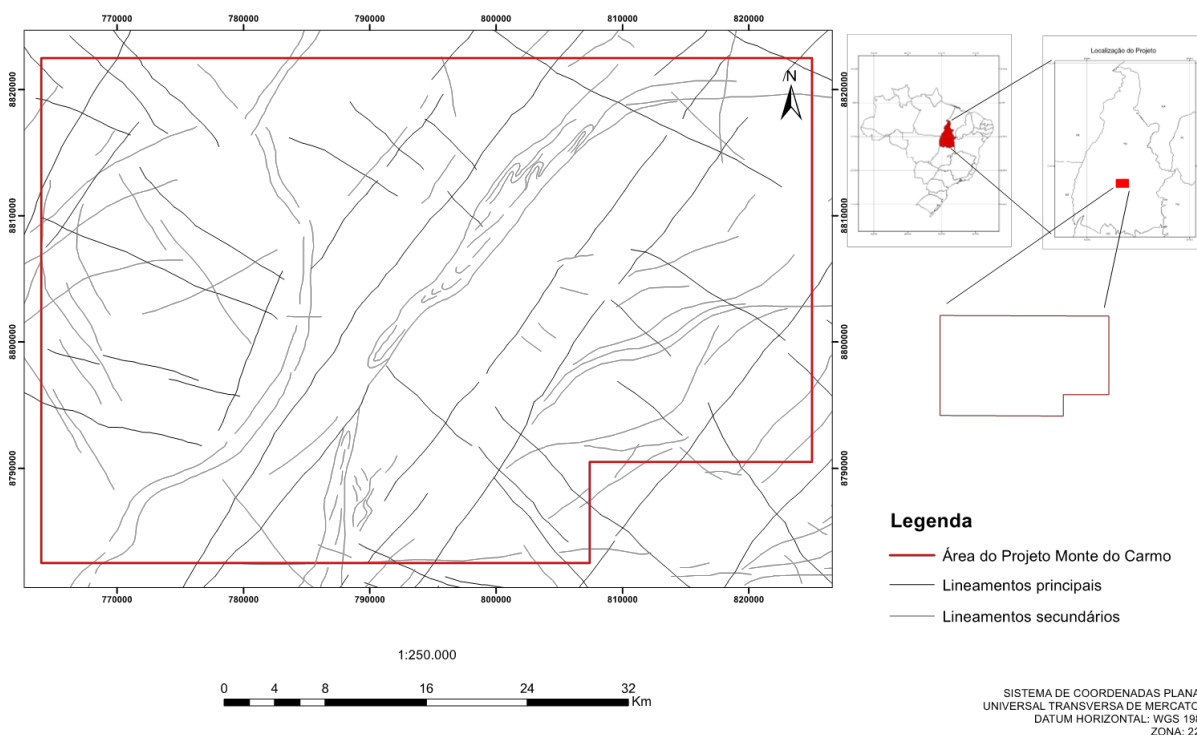


Figura 53 -Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo.

4.4 – Geologia Estrutural Local

Com base em dados de campo, dados geofísicos e de sensoriamento remoto, foi possível observar regimes deformacionais rúpteis e regimes dúcteis-rúpteis que afetaram as rochas da área IV.

Na área IV observa-se um regime dúctil - rúptil e um domínio rúptil. O domínio dúctil-rúptil é caracterizado pelas estruturas com direção NNE-SSW. Essas estruturas são zonas de cisalhamento que acompanham a direção de cisalhamento regional e são mostradas no mapa TILT (Figura 54)

O regime rúptil é caracterizado por fraturas, veios e diques que podem ser interpretados a partir do mapa de relevo sombreado abaixo (Figura 55) aliado também a estruturas vistas em campo.

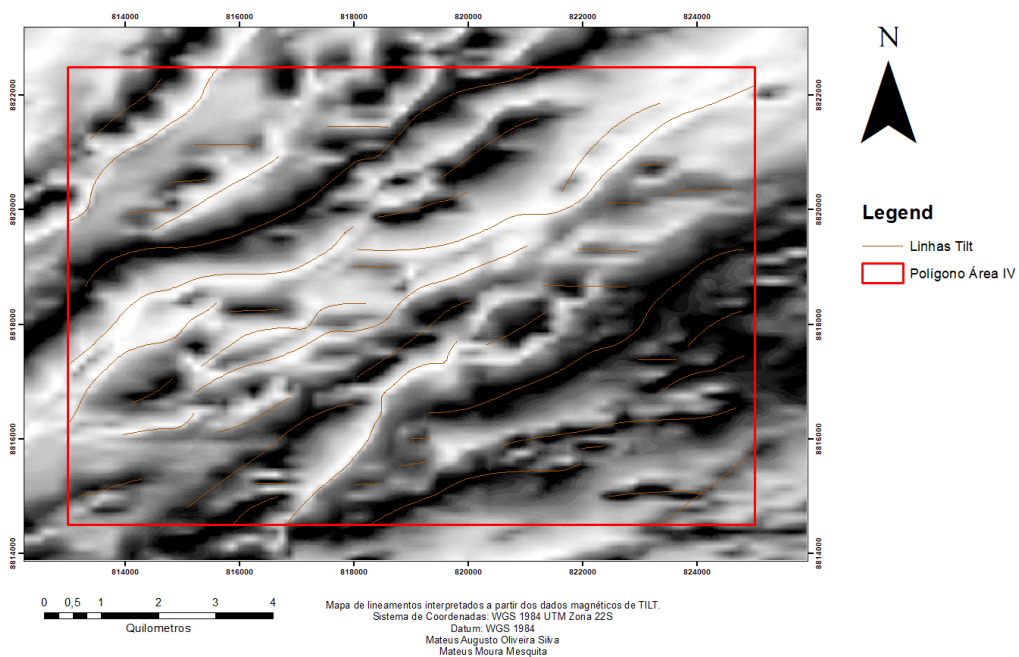


Figura 54 - Lineamentos Tilt (Regime Dúctil-Rúptil).

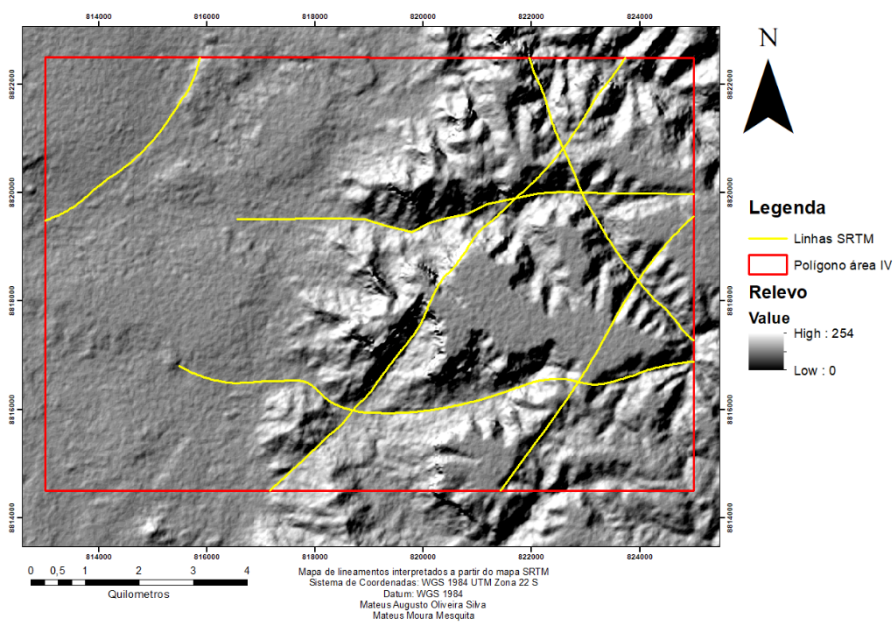


Figura 55 - Lineamentos de 1ª Ordem (Regime Rúptil).

O mapa estrutural da área IV é mostrado na figura 56 e o perfil é mostrado na figura 57. O mapa estrutural mostra 2 dos 3 domínios presentes na área. Os domínios foram separados a partir da interpretação dos dados e da colocação das rochas em campo, mesmo sem observar as relações de contato podemos discutir como essas rochas são colocadas e interpretar as falhas que estão presentes na subárea IV.

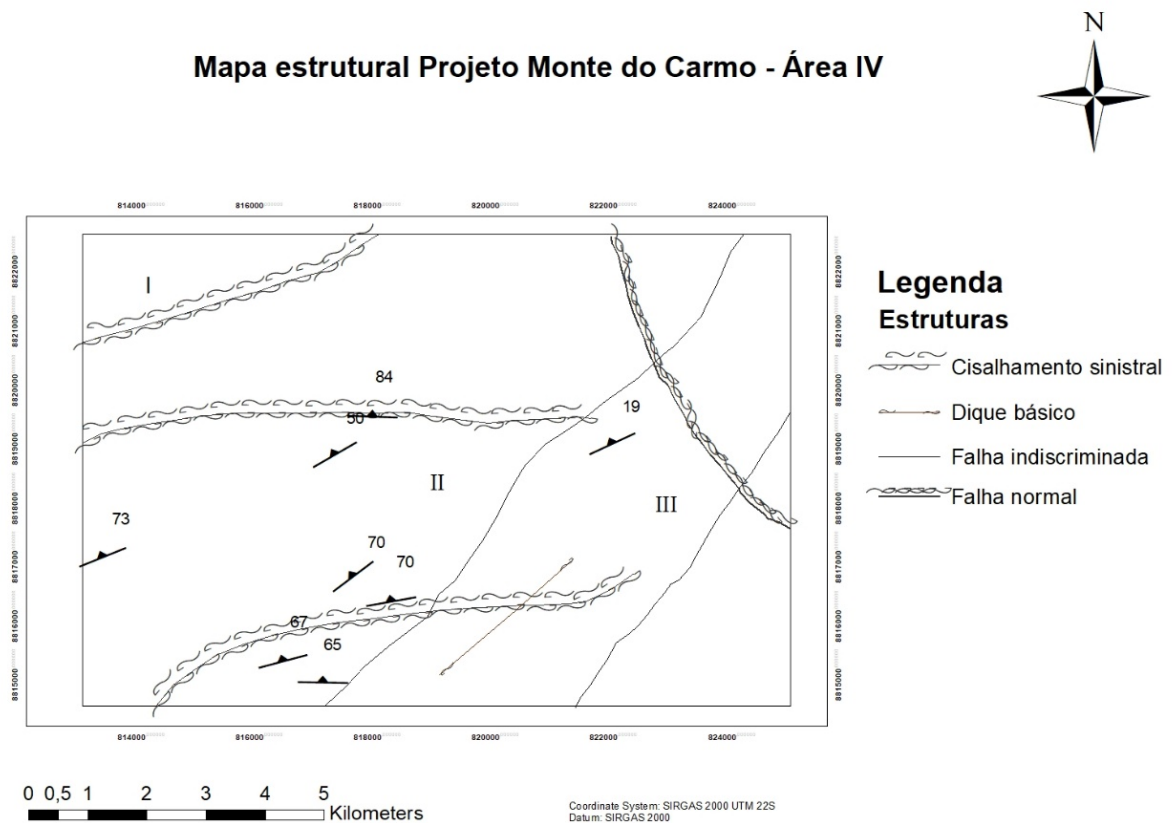


Figura 56 - Figura mostrando o mapa estrutural da área IV e seus subdomínios

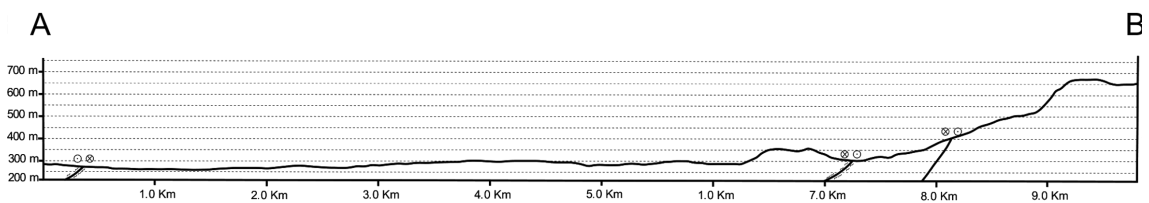


Figura 57 - Figura mostrando o perfil A-B da área IV.

O Domínio I está colocado no extremo noroeste da área conforme visto no mapa estrutural acima, é representado pelas rochas sedimentares com direção NNE-SSW. Na figura 57 é mostrada sua diferença de relevo sutil que marca na superfície esse domínio. Com a figura 54 fica bem marcado esse domínio a nordeste da área.

O Domínio II é marcado por uma zona de cisalhamento que cobre quase toda a área IV. Essa região foi definida em campo observando as direções das foliações e as direções de lineações associadas às falhas transcorrentes de alto ângulo ($>50^\circ$), e observando que elas marcam uma região de uma zona de cisalhamento sinistral.

O Domínio III é marcado pela bacia do Parnaíba, onde as camadas se encontram horizontalizadas e são marcadas por falhas rúpteis recentes de direção NNE-SSW. A bacia do Parnaíba é um grande marcador de reativação de falhas, ou seja, demonstra um tectonismo recente. Na imagem da figura 55 vemos como que as falhas e estruturas ficam bem marcadas nesse domínio.

4.4.1 – Regime Dúctil-Rúptil

Este regime deformacional é observado em grande parte do Projeto Monte do Carmo, e pode ser caracterizado tanto pela presença de grandes zonas de cisalhamento de escala regional, quanto por zonas de cisalhamento mais discretas de escala centimétrica, ambas com uma direção preferencial NNE-SSW.

As rochas desse domínio apresentam um metamorfismo fácies xisto verde, o que marca que esse domínio passou por baixas temperaturas e pressões formando clivagens ardósianas a xistósidades (foliações contínuas), além de lineações minerais. Observam-se também foliações S-C associadas às falhas transcorrentes sinistras já citadas.

Na área IV pôde-se observar foliações regionais com atitudes preferenciais em cerca de 330°/50° (Dip Direction) mostrado na figura 60, por exemplo. A zona de cisalhamento e o arqueamento das foliações são observadas na figura 54, onde a Imagem TILT marca bem essas estruturas em profundidade.

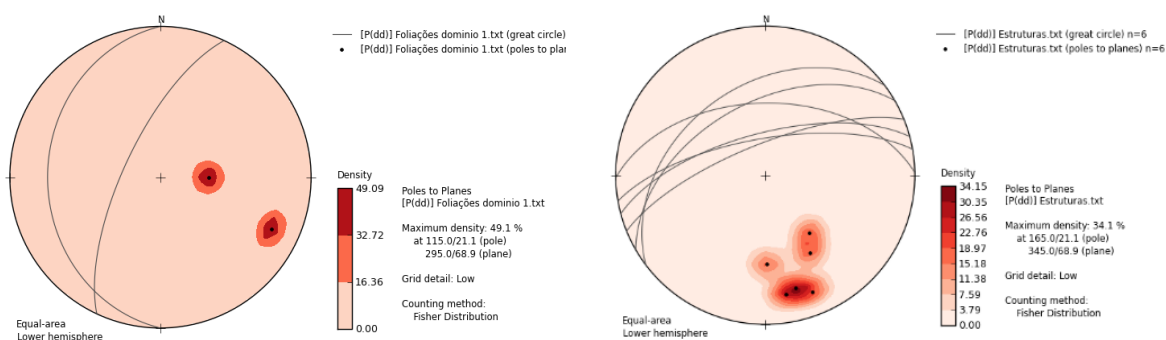


Figura 58 - – Estereogramas dos domínios 1 e 2 representados pelas figuras a) e b) respectivamente.

Com os dados coletados de campo podemos comparar a área IV do projeto monte do Carmo com o modelo de Riedel (1929). O modelo de Riedel é colocado para zonas de cisalhamento em deformações transcorrentes, modelo muito parecido com o contexto regional que se insere a área de estudo como um todo. Na comparação com a área IV, a zona de

cisalhamento principal é interpretada como a grande zona de cisalhamento do domínio II, e as falhas Leste-Oeste seriam as falhas do tipo x.

Com a comparação desse modelo, as falhas da área IV ficam justificadas e apresentadas.

Abaixo podemos ver fotos destas estruturas deformacionais:



Figura 59 - Xistosidade em riolito da unidade vulcânica Santa Rosa. Atitude da foliação: $323^{\circ}/40^{\circ}$ (Ponto 02).



Figura 60 - Xistosidade no granito Ipueiras. Atitude da foliação: $338^{\circ}/73^{\circ}$ (Ponto 50).



Figura 61 - Xistosidade em vulcânica máfica pertencente às intrusões máfica-ultramáficas acamadadas. Atitude da foliação: $330^{\circ}/50^{\circ}$ (Ponto 117).



Figura 62 - Zona de cisalhamento centimétrica afetando dique básico em contato abrupto com encaixante granítica (Ipueiras). Observam-se pares S-C característica de foliação milonítica (Ponto 50).



Figura 63 - Zona de cisalhamento centimétrica afetando parte do quartzito. Observam - se pares S-C característicos de foliação milonítica (Ponto 78).

Outras estruturas observadas que podem ser classificadas neste regime deformacional são pseudotaquilitos. Estas estruturas são geradas pela moagem e/ou fusão devido à temperatura gerada pela ruptura na rocha original, e são mostradas na figura a seguir:



Figura 64 - Pseudotaquilitos (ripas escuras) em Riolito da unidade vulcânica Santa Rosa (Ponto 71).

4.4.2 – Regime Rúptil

Este regime, também com considerável distribuição em todo o projeto é caracterizado pela presença de fraturas com diferentes atitudes, falhas transcorrentes sinistras, falhas normais, diques com diferentes atitudes e veios.

Estas estruturas pertencem a eventos posteriores ao do regime dúctil-rúptil, em menores temperaturas e menores pressões. São associados a eventos mais rasos, como a abertura da Bacia do Parnaíba.

Uma primeira estrutura definida são as fraturas. Estas possuem trend para NE-SW e NW-SE. Possuem ângulos de mergulho de 50° a $>80^\circ$, como pode ser visto nas imagens e estereogramas abaixo:

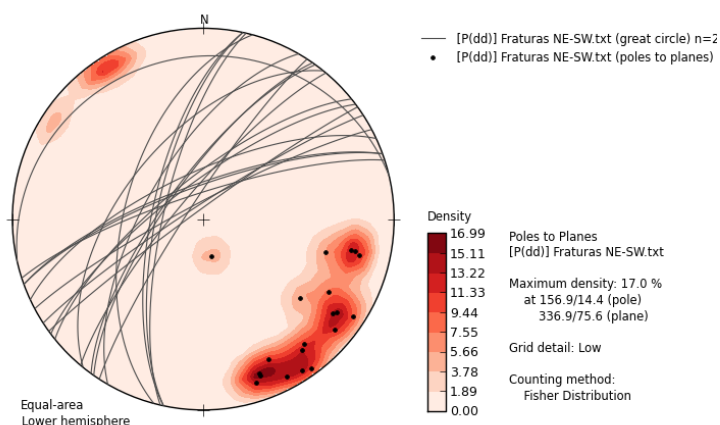


Figura 65 - Fraturas de direção NE-SW mergulhado para NW (dip direction).

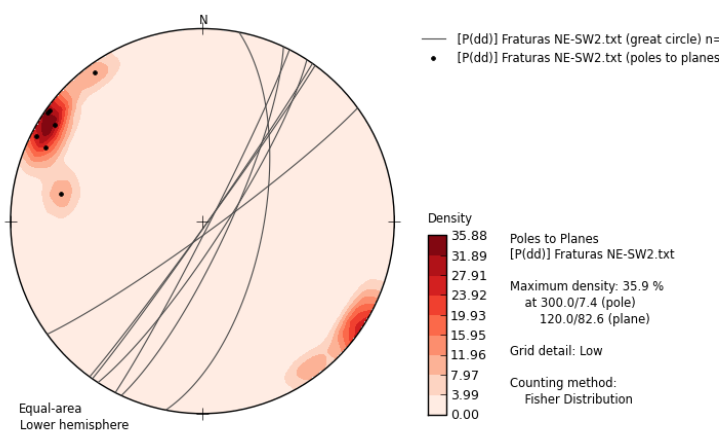


Figura 66 - Fraturas NE-SW mergulhando para SE (dip Direction).

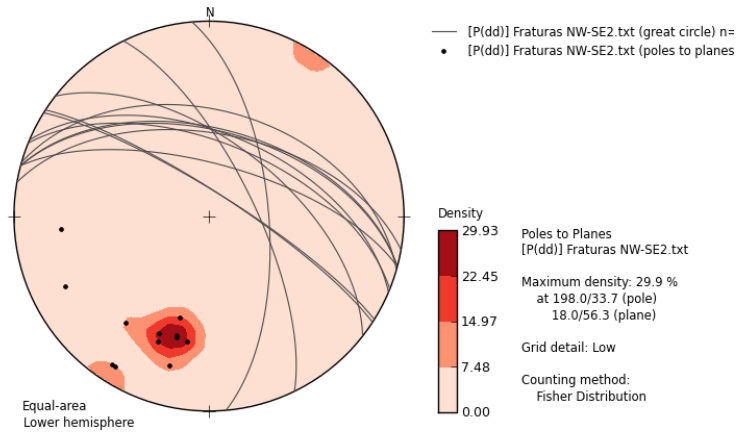


Figura 67 - Fraturas com direção NW-SE mergulhando para NE (dip direction).

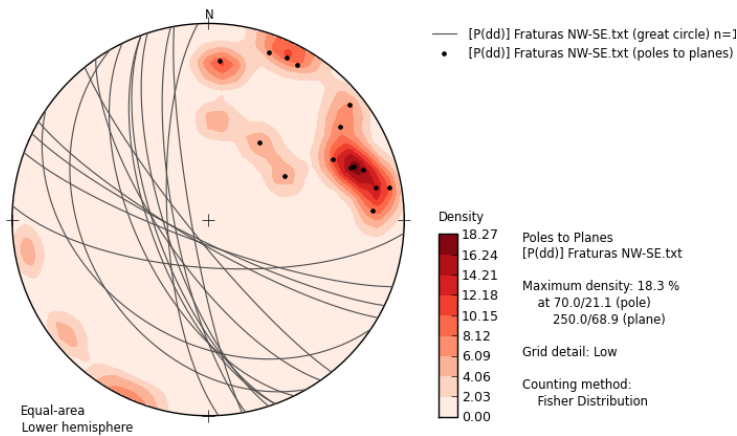


Figura 68 - Fraturas com direção NW-SE mergulhando para SW (dip direction).



Figura 69 - Fraturas perpendiculares em granito ipueiras com espaçamento decimétrico (Ponto 50).



Figura 70 - Fraturas em par conjugado com direção (trend) NE e NW preferencial em rocha vulcânica básica da intrusão máfica-ultramáfica acamadada (Ponto 117).



Figura 71 - Fraturas perpendiculares em vulcânica básica da unidade vulcânica máfica-ultramáfica acamadada com espaçamento decimétrico (Ponto 128).

Outra estrutura pertencente ao regime rúptil são as falhas. Na área IV além de observadas nos mapas das figuras 1 e 2, foram também analisadas e descritas em campo.

Dentre elas pôde-se observar falhas normais com trend NW-SE. Esta apresenta steps de falha observadas em afloramento. Falhas transcorrentes apresentam deslocamentos sinistrais regionalmente, mas em alguns locais pontuais pôde-se observar transcorrências dextrais conforme mostrado nas figuras a seguir:



Figura 72 - Falha transcorrente dextral deslocando foliações em riolito da unidade vulcânica Santa Rosa (Ponto 99)



Figura 73 - Steps de falha normal (Ponto 59).

Outras estruturas pertencentes ao regime rúptil são os diques associados às fraturas já descritas anteriormente. Na área IV observam-se diques de 3 direções (trends) distintas (NE, NW e EW) e serão mostradas a seguir:



Figura 74 - Dique básico na direção E-W truncado pela foliação regional (Ponto 59).



Figura 75 - Dique básico na direção NE truncado pela foliação (Ponto 50)



Figura 76 - Dique básico fraturado com direção NW.

5. Geologia Econômica

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

A região também apresenta outras ocorrências minerais diversas (Figura 77). Os ambientes e processos metalogenéticos observados e estudados durante o trabalho de mapeamento são variados e apresentam potenciais econômicos distintos, sob a perspectiva de exploração de diferentes recursos. Mesmo sendo uma área com um grande potencial, não há uma exploração expressiva.

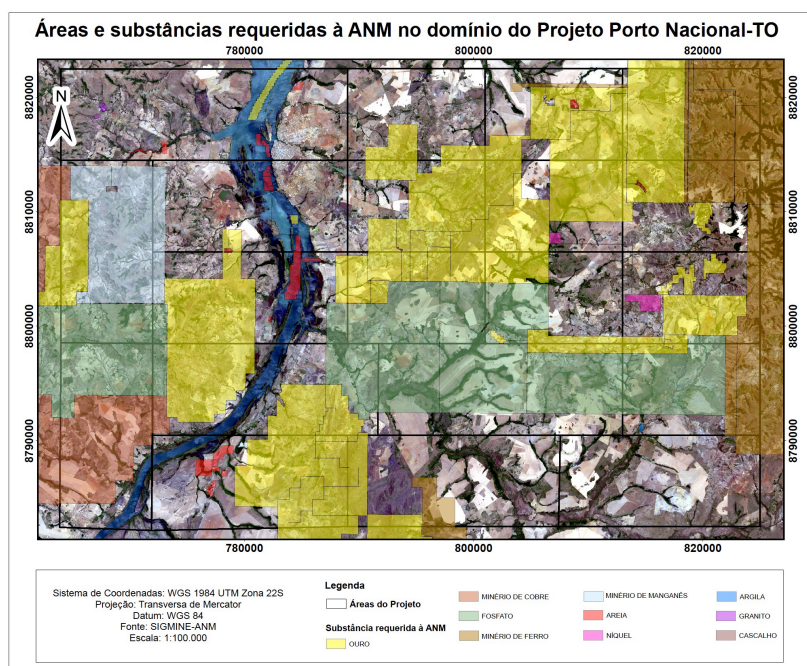


Figura 77 - Mapa de substâncias requeridas à ANM na área do Projeto Porto Nacional.

5.1 – Ocorrências e Potenciais Minerais Regionais

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

Outro depósito existente na região estudada é o Depósito Manduca, na subárea XII. A mineralização está relacionada a fraturas e zonas de cisalhamento associado às fases fluidas hidrotermais ricas em sílica, que remobilizaram o minério. As rochas encaixantes dessa mineralização são sericita-xistos e xistos grafitosos, esse último atuando como um bom vetor de prospecção do minério.

Na porção norte da subárea VII, na altura do morro Lajeado, foi estudada a ocorrência de mineralizações auríferas associadas aos veios de quartzo (Henrile Meireles, 1995) e inseridos em zonas de cisalhamento com foliações NE-SW e NW-SE, onde a mineralização se concentra nas bordas das venulações (**Error! Reference source not found.**). A ocorrência se encontra no limite das subáreas II e VII, que está encaixada no Granito Torre e rochas da Sequência Metassedimentar Formação Morro do Aquiles.

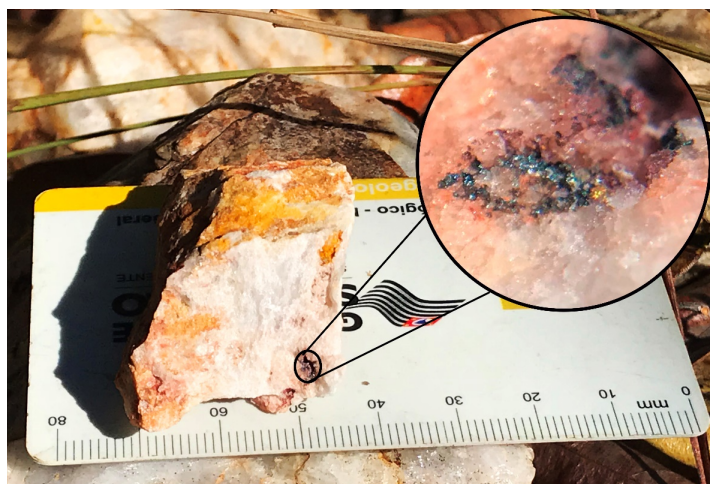


Figura 78 - Ouro livre encontrado em veio de quartzo na subárea II, provindo de alteração hidrotermal, com granulação inferior a 0.5mm.

5.1.1 – Minério de Ferro

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

5.1.2 – Manganês

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

5.1.4 – Grafita

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

5.1.5 – Minerais e Rochas Industriais

5.1.5.1 – Feldspatos

As ocorrências de grafita na região são relatadas nas subáreas V, VI, VIII e XI, em xistos grafitosos e grafita gnaisses, pertencentes a Unidade Paraderivada do Complexo Porto Nacional. O minério tem sua gênese associada ao metamorfismo regional, que chega a fácies granulito, de protólitos sedimentares ricos em matéria orgânica. Na subárea V, afloramentos

expressivos foram observados, nas trincheiras do garimpo de ouro, onde a grafita se concentra em camadas, o que o confere um caráter estratiforme. Análises para identificar o grau de cristalinidade da grafita, principal fator que agrega valor a este tipo de minério, devem ser desempenhadas para a garantia de potencial econômico do recurso.

5.1.5.2 – Agregados

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

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

5.1.5.3 – Rochas ornamentais e/ou revestimento

Ainda é crescente a busca por rochas ornamentais, o que torna viável a exploração de rochas de diversos contextos geológicos. Os destaques para essa utilização são os corpos intrusivos isotrópicos, como o Granito Matança, que ocorre nas subáreas I e V; e os granitos da Suíte Ipueiras, expostos nas subáreas IV, IX, XIII, XIV, XV, XVI, XVIII e XIX. Os metagranitos possuem granulação média a grossa e textura porfírica gerada pela presença de fenocristais de K-feldspato. As ardósias da Sequência Metaculcanosedimentar indiferenciada também possuem potencial para serem usadas como pedra ornamental. As rochas conglomeráticas da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo, localizadas na região nordeste da área XVII, são formadas por clastos polímiticos, mal selecionados com fragmentos líticos de origens distintas, sem alteração e com baixa grau de faturamento, representando um potencial emprego para o litotipo.

5.2 – Potencialidades Econômicas Locais

Considerações importantes dizem respeito às ocorrências com potencial econômico observadas nas rochas da área IV do projeto. Tais ocorrências serão descritas, a seguir, em associação ao tipo de rocha em que se encontra, como foi formada, e como se comporta na rocha.

5.2.1 – Intrusões máficas e ultramáficas

As intrusões máficas e ultramáficas acamadadas ocorrem ao longo de quase metade da área IV. Essas intrusões são metamorfizadas em fácies xisto verde ao longo das zonas de cisalhamento intensas observadas na área IV. Estas foram observadas na área tanto por produtos geofísicos, quanto pela observação de estruturas de foliação e cinemática em campo.

Essas rochas apresentam alta resposta magnética nos mapas geofísicos confeccionados. Essa resposta pode ser explicada pela presença de minerais sulfetados, tais como pirita, galena, calcopirita e arsenopirita. Esses minerais são indicativos de um metamorfismo hidrotermal pela percolação de fluidos em fraturas oriundas de uma deformação rúptil concordante ou discordante com a foliação, e/ou pelo metamorfismo hidrotermal pervasivo que ocorre adjacente às zonas de cisalhamento.

Segundo Veloso (2005), estas rochas mostram uma potencialidade econômica por conter mineralizações de elementos do grupo da platina (EGP). Sabe-se que este tipo de intrusão máfica-ultramáfica acamadada é um bom indício para este tipo de mineralização (Lima et al, 2008), porém na região são necessários estudos mais detalhados para confirmação.

Pela dificuldade de se achar essas rochas aflorantes por toda a área, uma avaliação prospectiva para essas rochas consistiria na realização de análises químicas dos lateritos associados, e observar se nessa região existe um enriquecimento supergênico dos elementos de interesse. Além disso deve-se fazer um mapeamento terrestre de maior detalhe, e análise de mapas de anomalias magnéticas mais detalhadas.

5.2.2 – Suíte Ipueiras

Na área IV a ocorrência de granitos é muito limitada. Essas rochas são encontradas principalmente na área IX, e nessa mesma área são observadas mineralizações do tipo Intrusion-Related associadas ao Granito do Carmo.

As mineralizações do tipo intrusion-related são relacionadas às fases fluidas mais evoluídas e fracionadas de um magmatismo sienogranítico. São formados por dois sistemas de veios e vênulas que se interconectam em dois trends principais, NE-SW e NW-SE, desenvolvidos na cúpula do granito e associados a zonas de alteração hidrotermal com presença de ouro associada a pirita, galena, esfalerita e calcopirita (Maia, 2016).

Na área IV foi encontrado um granito no ponto TF18-IV-50, um grande lajedo granítico em um baixo topográfico, com várias intrusões máficas aproveitando várias fraturas em direções NE-SW e N-S. Nesse local, o granito apresenta um metamorfismo com forte alteração hidrotermal proveniente de uma intensa percolação de fluidos. Esses fluidos poderiam ter tido potencial mineralizador, sendo necessários estudos mais detalhados avaliar corretamente seu potencial.

5.2.3 – Suíte vulcânica acida Santa Rosa

Essas rochas estão associadas ao vulcanismo que acompanhou a formação dos corpos intrusivos da Suíte Ipueiras. Essa granitogênese de 2.08 bilhões de anos está associada a corpos graníticos evoluídos e com magmas muito fracionados. Esses magmas fracionados contêm mineralizações de ouro já comprovadas e com presença de lavras garimpeiras antigas desde a época dos bandeirantes.

A associação desses corpos plutônicos com mineralizações na região do projeto é um indicador prospectivo para as rochas vulcânicas. Na área IV são observadas porções muito oxidadas e sulfetadas dessas rochas. O ponto TF18-IV-105 se trata de um riolito, onde é observada intensa silicificação e deposição de óxidos e sulfetos, como magnetita e pirita.

5.2.4 – Rochas sedimentares dos Grupos Serra Grande e Canindé

Os grupos Serra Grande e Canindé são compostos de rochas geradas a partir de sedimentos formados pela alteração, fragmentação e transporte de Granitos paleoproterozoicos. Esses granitos passaram por processos de diferenciação magmática e acúmulo de líquidos imiscíveis e diferenciados. Nos setores de cúpula das câmaras magmáticas, e sendo, portanto, os primeiros lugares a serem erodidos e transformados em sedimentos.

As formações basais do Grupo Serra Grande podem ser o local de acúmulo de sedimentos. Onde ouro e outros elementos pesados poderiam ter sido concentrados em depocentros lacustres ou em paleocanais.

Os próprios sedimentos dessas formações, em locais de mais alto grau de seleção, mais maduros, e não cimentados, são muito friáveis. Dessa forma, esses materiais poderiam ser aproveitados como materiais para construção civil. Além destes, há também potencialidade econômica dos lateritos encontrados no topo da bacia. Estes podem ser usados como insumo para agregado de asfalto e cimento.

5.2.5 – Depósitos Aluvionares

Os depósitos aluvionares presentes na área possuem areias de granulação média a grossa, composta por quartzo e micas. Estes podem ser úteis para a exploração de areia e agregados propícios para a construção civil.

6. Geoquímica

A análise geoquímica das amostras selecionadas, após a caracterização petrográfica e geológica das unidades cartografadas, é uma importante ferramenta na discriminação e interpretação petrológica de litotipos.

O Projeto Monte do Carmo elegeu 94 amostras para análise litoquímica dos elementos maiores e menores. Buscou-se selecionar um maior número possível de fácies que abrangessem o maior número de unidades cartografadas.

Os objetivos das análises foram:

- Classificar e discriminar com maior precisão os vários tipos composicionais das rochas observadas em campo;
- Discriminar e reunir grupos de composição similar em termos de sua natureza e linhagem;
- Estabelecer diferenças químicas entre tipos petrográficos homogeneizados durante o metamorfismo;
- Identificar a natureza dos protólitos;
- Comparação com a bibliografia previamente estudada.

Os resultados analíticos dos elementos maiores encontram-se no anexo X deste relatório

6.1 – Litoquímica de Elementos Maiores e Menores

6.1.1 – Análise de precisão e qualidade

Foram 3 levadas de digestão, dentro de cada uma tinham amostras de referência internacional afim de verificar bom procedimento de abertura e das análises no ICP-OES. Segue uma planilha com comparação dos valores obtidas com valores recomendados e duas vezes o desvio-padrão.

Afim de testar a reprodutibilidade, um material de referência interno (Granite Creuse) foi digerido e analisado junto às amostras desconhecidas. Segue os valores obtidos e valores médios, desvio padrão e coeficiente de variação em % (RSD).

Outro procedimento utilizado foi uma análise de duplicada. Apesar de não ser um procedimento de controle padrão, está duplicada permite quantificar a reprodutibilidade e testar se a preparação das amostras pela equipe do projeto teve qualidade técnica satisfatória.

Os resultados indicam erro analítico padrão variando de elemento para elemento. De forma geral, este é inferior a 1% em valores absolutos para análises dos elementos maiores e para os elementos traço. Interpretações ou análises que requerem detalhe superior a 0,5% em elementos maiores e 10ppm em elementos traços devem ser evitadas.

6.1.2 – Função discriminatória de Shawn

Foram 3 levas de digestão, dentro de cada um tinham amostras de referência internacional afim de verificar bom procedimento de abertura e das análises no ICP-OES. Segue uma planilha com comparação dos valores obtidas com valores recomendados e duas vezes o desvio-padrão.

Afim de testar a reprodutibilidade, um material de referência interno (Granite Creuse) foi digerido e analisado junto às amostras desconhecidas. Segue os valores obtidos e valores médios, desvio padrão e coeficiente de variação em % (RSD).

Outro procedimento utilizado foi uma análise de duplicada. Apesar de não ser um procedimento de controle padrão, esta duplicada permite quantificar a reprodutibilidade e testar se a preparação das amostras pela equipe do projeto teve qualidade técnica satisfatória.

Os resultados indicam erro analítico padrão variando de elemento para elemento. De forma geral, este é inferior a 1% em valores absolutos para análises dos elementos maiores e para os elementos traço. Interpretações ou análises que requerem detalhe superior a 0,5% em elementos maiores e 10ppm em elementos traços devem ser evitadas.

Tabela 7 - Tabela explicitando os pontos, os tipos de de rocha, a unidade e o DF.

AREA/AUTOR	PONTO	ROCHA	Unidade	DF
I	TF18_I_17	Granulito	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-5,13
II	TF18_II_146	Gnaiss granítico	Formação Morro do Aquiles	0,34
III	TF18_III_131	Paragnaisse grafitoso	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-3,30
V	TF18_V_64q	Rocha associada ao paragnaisse	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-10,18
V	TF18_V_64g	Paragnaisse grafitoso	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-9,62
VI	TF18_VI_156	Xisto milonitizado	Formação Morro do Aquiles	0,75
VII	TF18_VII_85	Xisto	Formação Morro do Aquiles	-2,00
X	TF18_X_156	Granito tipo S	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	0,04
X	TF18_X_149	Paragnaisse grafitoso	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-0,86
XII	TF18_XII_139a	Xisto grafitoso	Formação Morro do Aquiles	-4,62
XII	TF18_XII_139b	Xisto grafitoso	Formação Morro do Aquiles	-4,27
XIV	TF18_XIV_22	metased/Metavulc	Xenólito na Suíte Ipueiras (?)	-1,40
CPRM	PS-303		Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-3,98
CPRM	PS-308		Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-11,03
CPRM	PS-295		Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-0,23
CPRM	PS-309		Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	1,24
CPRM	PS-189		Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-3,33
CPRM	PS-301		Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-1,87
CPRM	PS-304		Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-2,31

As análises foram validadas com dados da literatura. O elevado hidrotermalismo destas rochas possibilita que a depleção em álcalis faça com que rochas que são na verdade ortoderivadas, sejam classificadas como paraderivadas. A ação hidrotermal altera a composição química, portanto, em especial para rochas com ação hidrotermal muito intensa, o DF de Shawn não é confiável. De forma geral, o coeficiente confirma as suspeitas petrográficas. A análise trouxe um indício de que o a Formação Morro do Aquiles é Paraderivada (TF18_VII_85).

6.1.3 – Embasamento Paleoproterozóico

O embasamento Paleoproterozóico é representado pelas Formações Morro do Aquiles e Complexo Porto Nacional. Uma das questões abordadas é se existe correlação entre o xenólito encontrado na Suíte Ipueira com o embasamento. Cabe ressaltar que os gonditos, presentes em ambas as unidades que representam o embasamento foram analisados à parte.

Tabela 8 - Relação de amostras das formações Porto Nacional, Morro do Aquiles e Suíte Ipueiras

Área	Amostra	Rocha	Unidade
I	TF18_I_17	Granulito	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
II	TF18_II_14 6	Gnaiss granítico	Formação Morro do Aquiles
III	TF18_III_1 31	Paragnaisse grafitoso	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
V	TF18_V_6 4q	Quartzito associado paragnaisse	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
V	TF18_V_6 4g	Paragnaisse grafitoso saprolitizado	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
VI	TF18_VI_1 56	Xisto milonitizado	Formação Morro do Aquiles
VII	TF18_VII_85	Xisto	Formação Morro do Aquiles
X	TF18_X_1 56	Granito	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
X	TF18_X_1 49	Paragnaisse grafitoso	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
XII	TF18_XII_139a	Xisto grafitoso	Formação Morro do Aquiles
XII	TF18_XII_139b	Xisto grafitoso	Formação Morro do Aquiles
XIV	TF18_XIV_22	metased/Metavulc	Xenólito na Suíte Ipueiras (?)

Buscou-se entender as correlações entre as rochas do embasamento via gráficos de distribuição dos elementos maiores nestas rochas paraderivadas.

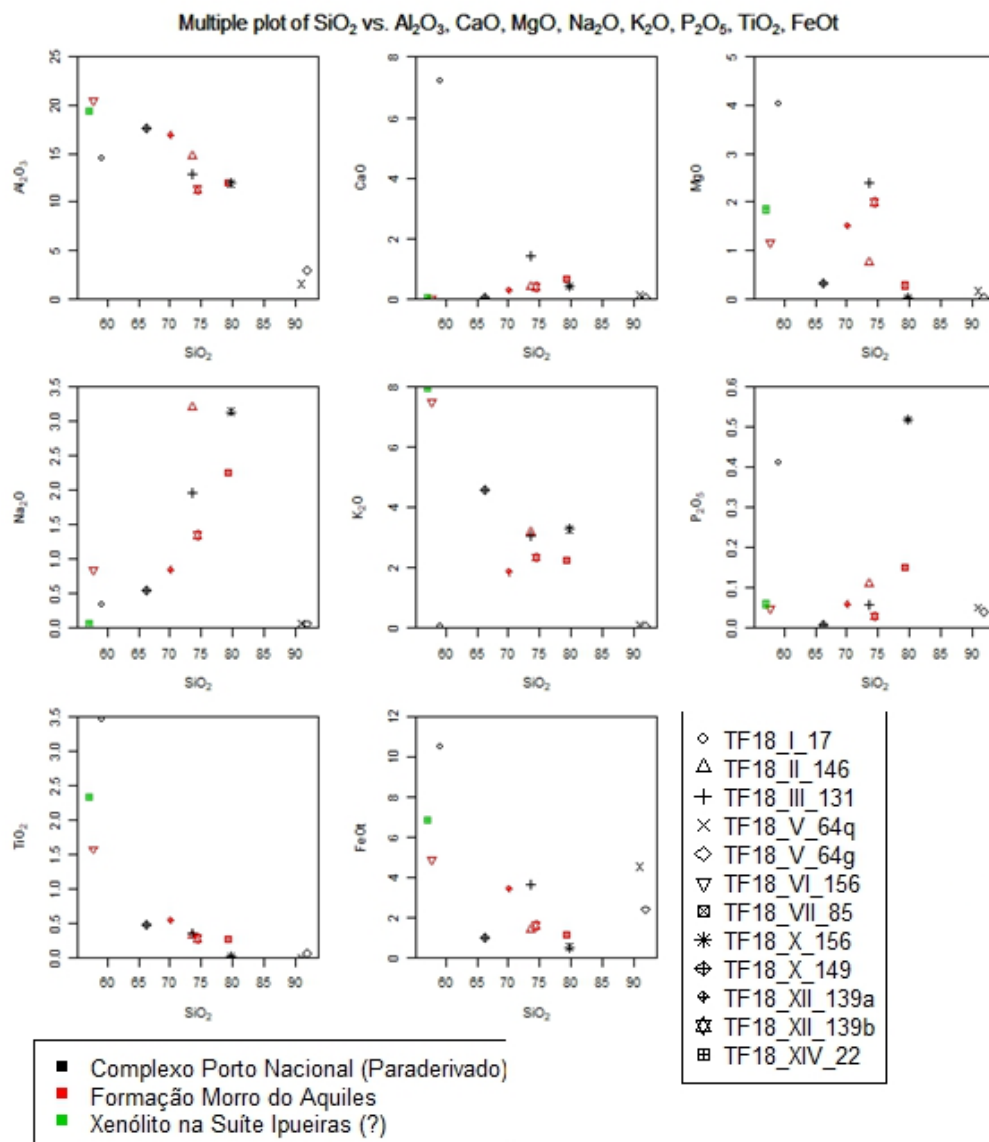


Figura 79 - Diagrama de variação a partir de elementos maiores (%peso) vs. SiO₂.

O estudo mostra correlação positiva da SiO₂ com Na₂O e P₂O₅. Há correlação negativa da SiO₂ com Al₂O₃. Não foi percebida assinatura geoquímica diferenciada para rocha do embasamento (Formação Morro do Aquiles e Complexo Porto Nacional)

Os mobilizados associados às paraderivadas têm mais de 90% de SiO₂, e sua análise de elementos maiores é pouco efetiva

O alto K e o estudo petrológico do xenólito indica que a rocha sofreu alteração hidrotermal de sua assembléia geoquímica, portanto, não podemos esperar resultados que permitem inferir o protólito através de análise de rocha total.

O estudo de protólito destas rochas foi elaborado através do diagrama de Pettijonh et al (1972), a seguir:

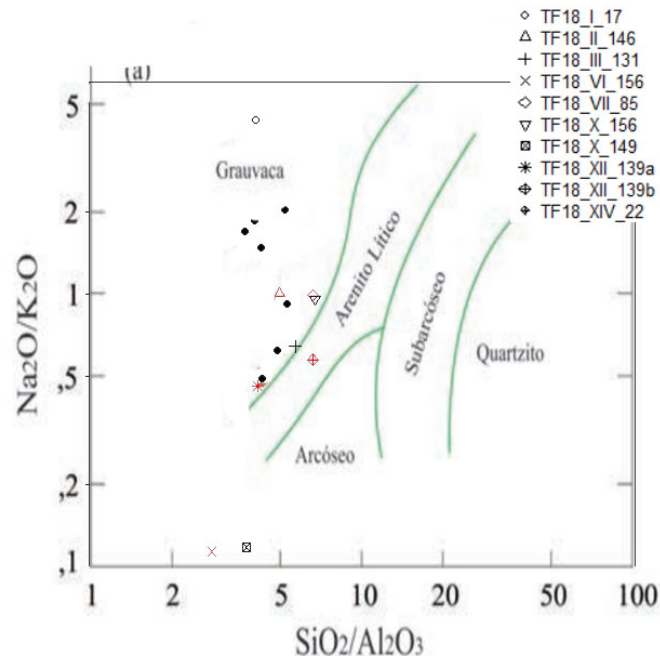


Figura 80 - Os pontos pretos foram obtidos na literatura

Portanto, temos predomínio de grauvacas como prováveis protólitos. As amostras TF18_VI_156 e TF18_X_149 estão fora da curva, indicando alguma alteração com as duas.

6.1.4 – Gonditos

Os gonditos foram encontrados em ampla distribuição na área de estudo e ocorrem inseridos no Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. As análises buscaram diferenciar os gonditos de cada formação e identificar a origem destes como produto hidrotermal, supergênico ou hidrogenético (precipitação de nódulos de Mn). Essas informações podem ajudar a entender o regime tectônico no qual estava o assoalho oceânico durante a precipitação do manganês (Roy, 1997). Os gonditos que passaram por análise química estão relacionados na tabela a baixo.

Tabela 9 -Relação de amostras de Gondito com sua respectiva unidade.

Amostra	Unidade
TF18_X_89	Formação Morro do Aquiles
TF18_II_82	Formação Morro do Aquiles
TF18_V_79	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
TF18_V_65	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
TF18_VIII_68	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
TF18_I_78	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
TF18_XI_110	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
TF18_XV_170	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)

Os resultados foram analisados por meio do diagrama ternário Ni-Zn-Co, modificado de Chai e Hariva (1992), conforme exhibe a Figura x, alguns resultados de ambas as unidades indicam gênese por processos hidrotermais e apresentam distribuição homogênea, de forma a não ser possível diferenciar estes de acordo com sua unidade. Para melhor análise dos resultados, os dados também foram analisados por meio do diagrama da razão $As+Cu+Mo+Pb+V / Co+Ni$, de forma que todas as amostras apresentam origem hidrotermal.

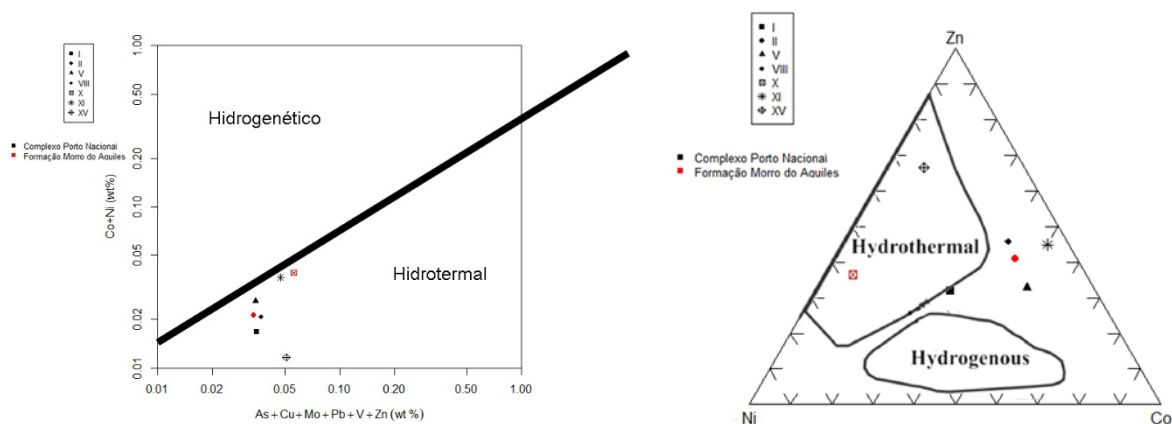
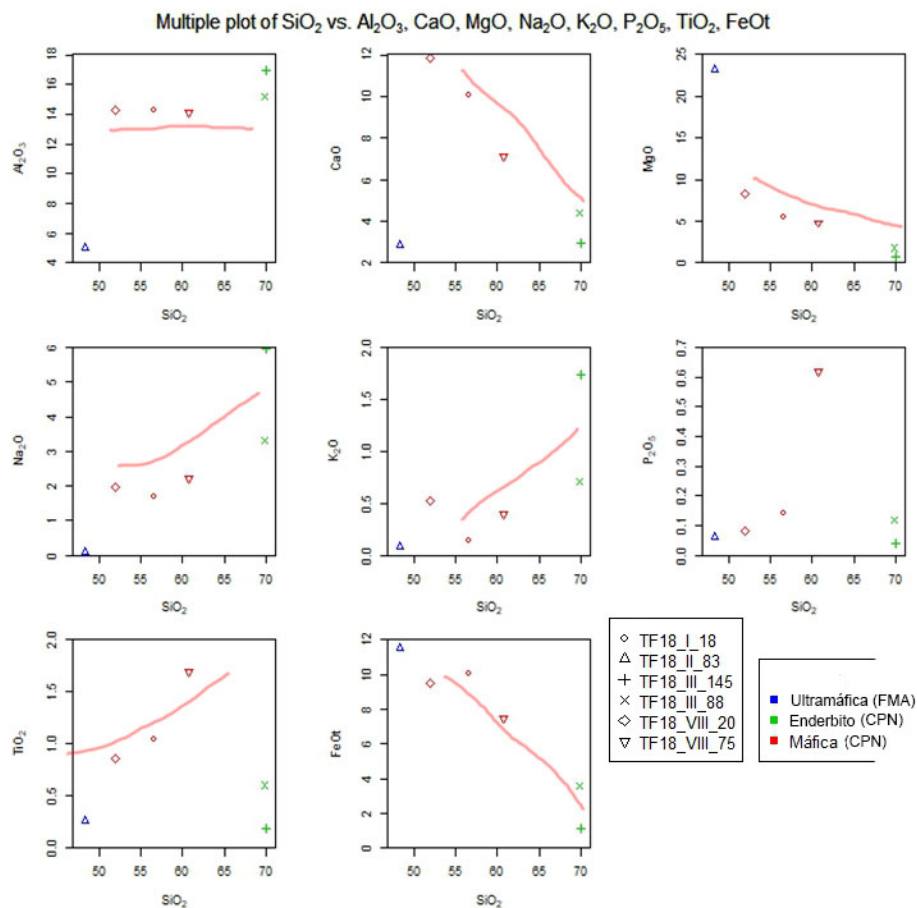


Figura 81 - Diagrama Ternário Ni-Zn-Co (modificado de Choi e Hariya 1992) e diagrama da da razão $As+Cu+Mo+Pb+V / Co+Ni$ (adaptado de Nicholson, 1992)

Foram realizados tratamentos estatísticos nos gonditos de cada grupo, buscando identificar diferenças composicionais e não foi encontrado neste estudo diferença entre os gonditos do Morro do Aquiles e do Complexo Porto Nacional. Portanto, são necessárias mais estudos e análises.

6.1.5 – Embasamento Ortoderivado

As rochas ortoderivadas do Complexo Porto Nacional tem relação estreita entre si e se diferenciam-se claramente das rochas da Formação Morro do Aquiles, em especial no Al_2O_3 e MgO , evidenciando a separação das duas unidades.



6.1.6 – Suíte Ipueiras

Geoquímica de Vulcânicas da Suíte Ipueiras e Sequência Vulcânica Santa Rosa.

Existe na área de estudo uma discussão sobre as diferenças entre as Vulcânicas ácidas da Suíte Ipueiras e as vulcânicas da sequência Vulcânica Santa Rosa.

O Diagrama TAS a seguir expressa a evolução das rochas denominadas Suíte Ipueiras.

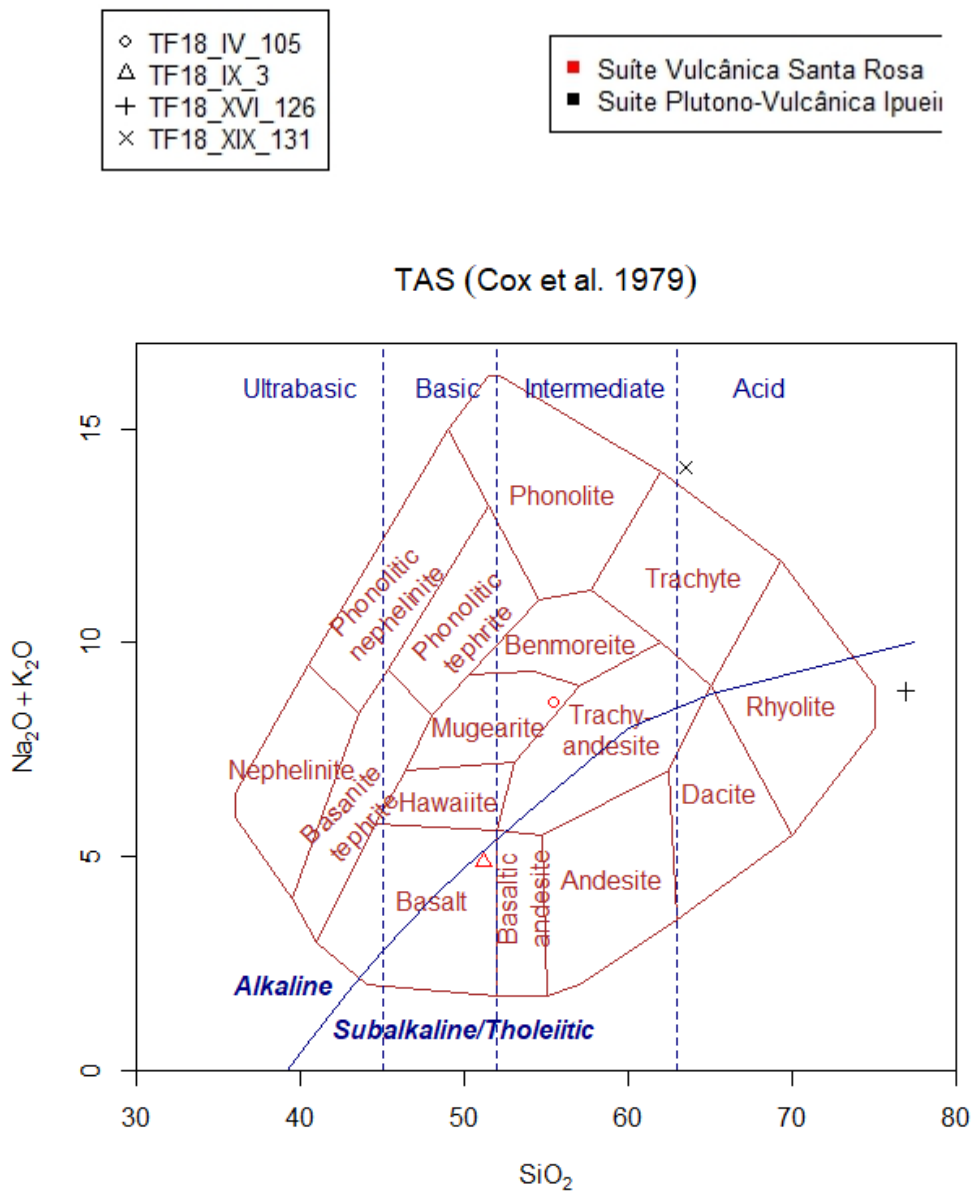


Figura 82 - Diagrama TAS (Cox et al.1979) usado para classificação de rochas vulcânicas básicas a ácidas.

Foram realizadas análises químicas de elementos maiores em rocha total para 8 amostras representativas dos granitos da Suíte Ipueiras, as quais se mostraram aparentemente preservadas em relação aos processos hidrotermais tardi a pós-magmáticos. De acordo com o diagrama de mineralogia modal normativa (De La Roche et al., 1980), as amostras analisadas caem predominantemente sobre o campo de classificação do granito e alcali-granito, com uma amostra no campo do granodiorito (Fig. X). Tal informação está de acordo com as observações petrográficas, as quais caracterizam essas rochas predominantemente em monzogranitos a sienogranitos e granodioritos.

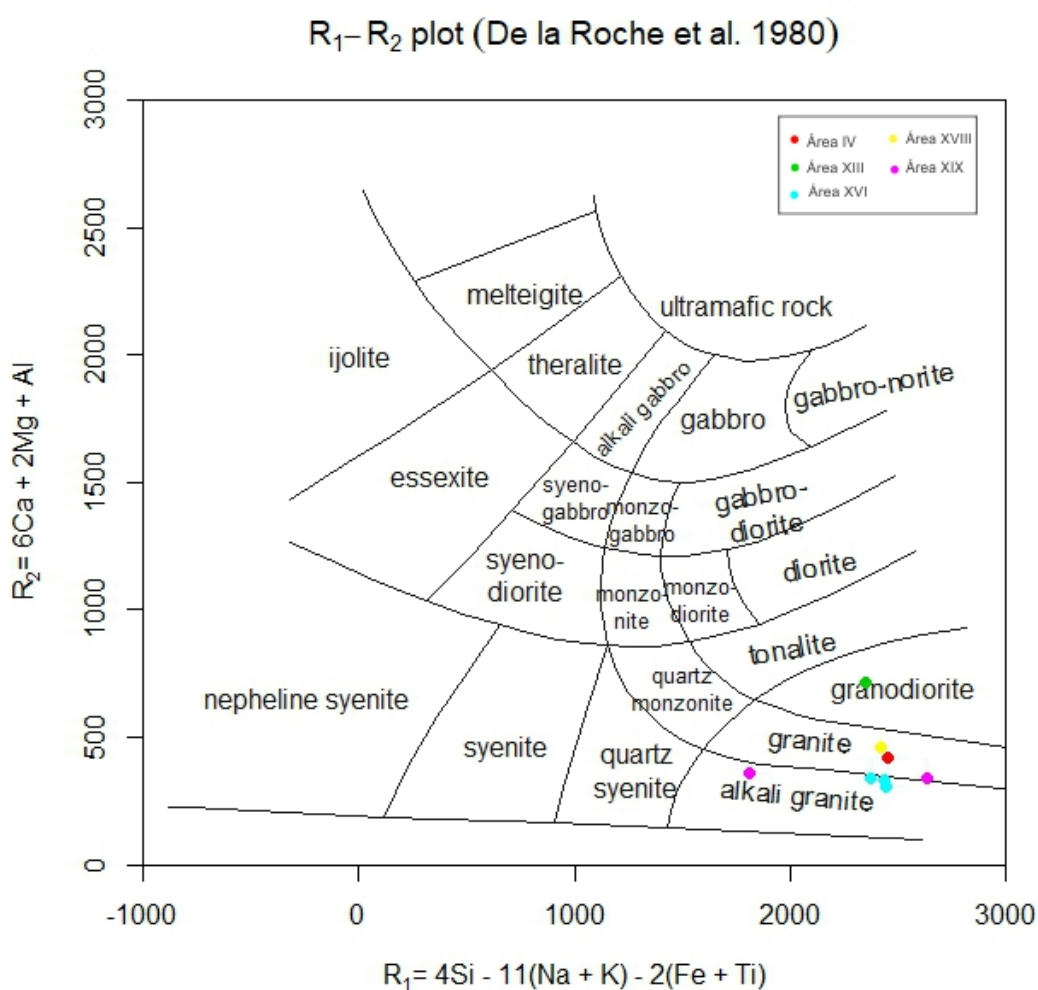


Figura 83 - Diagrama de classificação de rochas plutônicas R1-R2 por meio de elementos maiores. (De La Roche, 1980).

De acordo com o diagrama AFM (Fig. XA) de Irvine e Baragar (1971), as amostras estudadas fazem parte da série calci-alcalina. A figura XB, que reúne informação relativa ao caráter metaluminoso dessas rochas, de acordo com as análises petrográficas feitas, revelam na

composição dessas rochas biotita e hornblenda como constituintes essenciais. As razões A/CNK dessas amostras variam entre 0,81 a 0,98, com apenas uma amostra discrepante apresentando valor de 1,12 no campo de composição peraluminosa, valor que pode ser explicado devido a possível alteração hidrotermal sofrida pela rocha. Sobre o diagrama de correlação SiO₂ versus K₂O + Na₂O – CaO (Fig. XC), as amostras mostram afinidade predominantemente calci-alcalina a alcalina-cálcica.

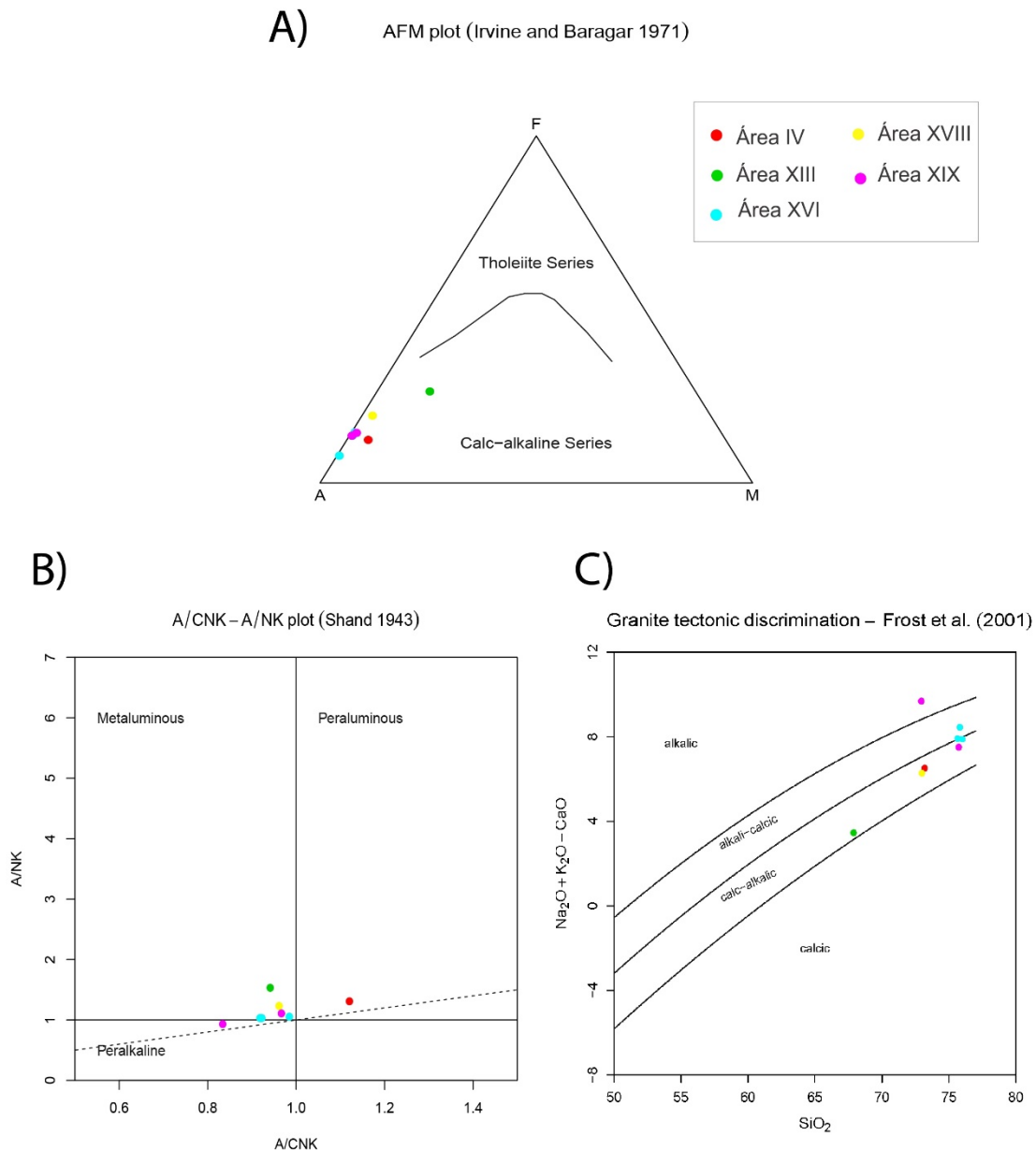


Figura 84 - Características geoquímicas das rochas plutônicas da Suíte Ipueiras. A) Diagrama AFM (Na₂O+K₂O-FeO-MgO) de Irvine e Baragar (1971). B) Índice de saturação em alumina (ISA) de Shand (1943), onde A/NK = Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) e A/CNK = Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O). C) Índice I (modified álcali-lime index = Na₂O+K₂O-CaO) x SiO₂ proposto por Frost et al., (2001).

6.1.7 – Formação monte do Carmo

A Formação Monte do Carmo está localizada no extremo sudeste da área do Projeto, estruturada segundo a direção NE-SW. É constituída pelas Sequências Sedimentar (NP3mca), Vulcânica Ácida e Vulcânica Básica a Intermediária (NP3bmca). Os litotipos presentes na área de estudo são conglomerados polimíticos, grauvacas líticas, grauvacas, arcóseos, rochas piroclásticas, riolitos, andesitos, actinolita-clorita-xistos e basaltos. Apesar de terem sido realizada a análise química 5 amostras, apenas as ortoderivadas serão estudadas em gráficos.

Tabela 10. Rochas da formação Monte do Carmo

PONTO	ROCHA	Unidade	Plots
TF18_XVII_163	conglomerado	Fm. Monte do Carmo - paraderivada	Fm. Monte do Carmo - paraderivada
TF18_XVII_60	riolito	Fm. Monte do Carmo - paraderivada	Fm. Monte do Carmo - paraderivada
TF18_XVII_149a	Vulcânica	Fm. Monte do Carmo - ortoderivada	Fm. Monte do Carmo - ortoderivada
TF18_XVII_37	Vulcânica intermediária/máfica	Fm. Monte do Carmo - ortoderivada	Fm. Monte do Carmo - ortoderivada
TF18_XVII_158	Vulcânica ácida	Fm. Monte do Carmo - ortoderivada	Fm. Monte do Carmo - ortoderivada

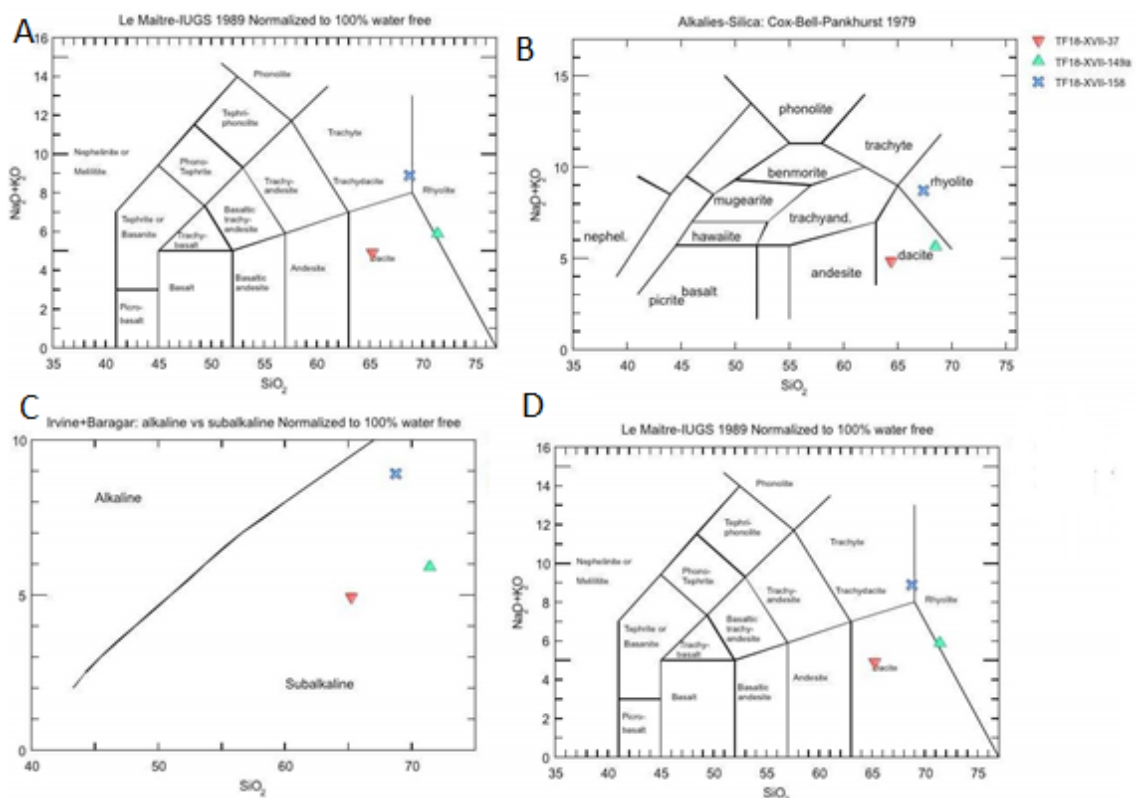


Figura 85 - A) Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ X SiO_2 de Le Maitre (1989) de classificação química de rochas. B) Diagrama de Cox-Bell-Pankhurst 1979. C) Diagrama sílica x álcalis de Irvine e Baragar com limite entre os campos alcalino e subalcalino.

Amostras de rochas vulcânicas enviadas para análises geoquímicas resultaram em composições subalcalinas, entre ácidas e intermediárias.

6.1.8 – Suíte Aliança e Lajeado

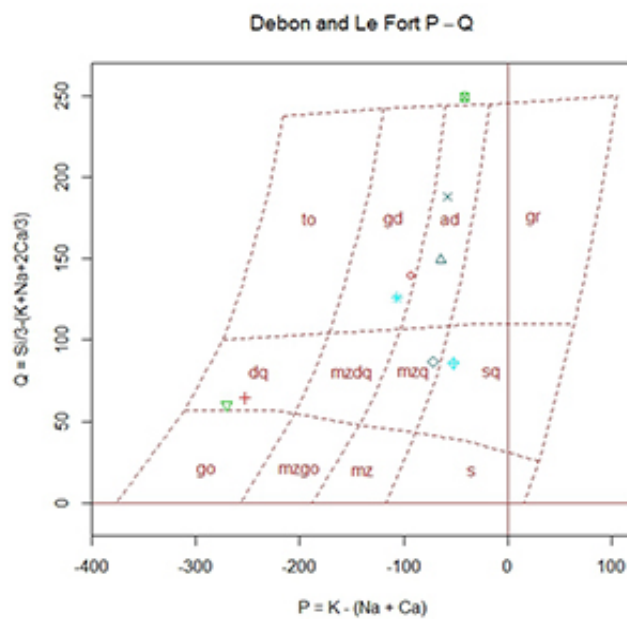
A Suíte Aliança é um corpo de forma alongada composto por hornblenda-biotita-granodioritos, biotita-monzogranitos, tonalitos, granito gnaises, hornblenda-biotita-diorito, biotita ganisse tonalítico e metatexito. Este que ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo em contato tectônico com o Granito Matança por meio da Zona de Cisalhamento Porto Nacional.

Essa unidade é representada pelos hornblenda-biotita sienogranitos que caracterizam o Granito Matança, e pelos granitos peraluminosos que caracterizam o Granito Aroeira.

Foram analisadas 9 amostras destas suítes, compilados no quadro a seguir

Tabela 11. Tabelas com as unidades da Suíte Aliança e Suíte Lajeado

PONTO	ROCHA	Unidade
TF18_I_115	Tonalito	Suíte Aliança
TF18_I_1	Sieno-Granito	Suíte Lajeado - Granito Matança
TF18_V_17	Diorito	Suíte Aliança
TF18_V_151	Granito	Suíte Lajeado - Granito Matança
TF18_V_108	Dique de tonalito	Suíte Lajeado - Granito Matança
TF18_XI_5		Suíte Lajeado - Granito Aroeiras
TF18_X_12	Tonalito	Suíte Lajeado - Granito Aroeiras
TF18_XV_3a	granito lajeado	Suíte Lajeado
TF18_XV_107	biotito alcali Granito	Suíte Lajeado



- Suite Aliança
- Suite Lajeado - Granito Mat.
- Suite Lajeado - Granito Ar.
- Suite Lajeado

- ◇ TF18_I_115
- △ TF18_I_1
- + TF18_V_17
- × TF18_V_151
- ◇ TF18_V_108
- ▽ TF18_XI_5
- ⊠ TF18_X_12
- * TF18_XV_3a
- ⊕ TF18_XV_107

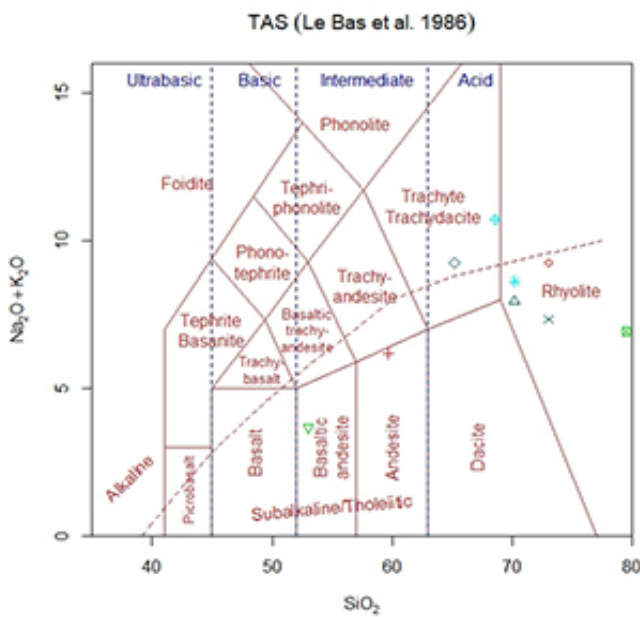
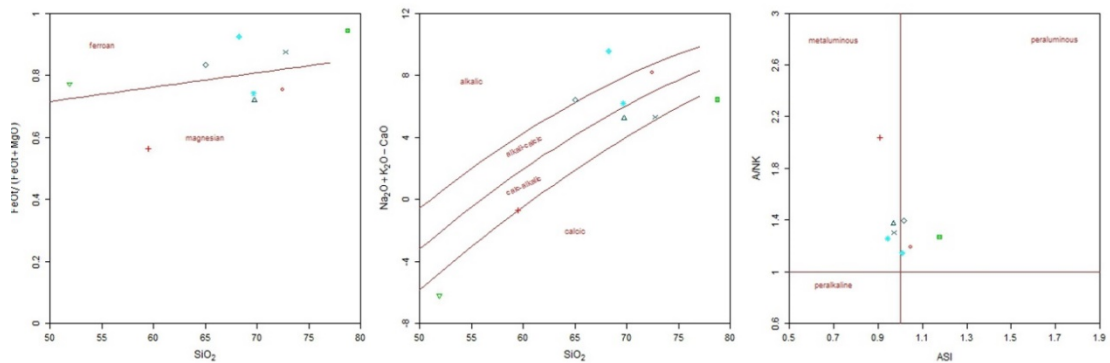


Figura 86 A) Diagrama de classificação geoquímica PxQ (Debon and Le Fort 1983). (gr) granito, (ad) adamelito, (gd) granodiorito, (to) tonalito, (sq) quartzo-sienito, (mzq) quartzo-monzonito, (mzdq) quartzo-monzodiorito, (dq) quartzo-diorito/gabro, (s) sienito, (mz) monzonito, (mzgo) monzogabro, (go) gabro/ diorito. B) Diagrama Total Alcalis vs Sílica (TAS) Le Bas et Al. 1986.



Granite tectonic discrimination – Frost et al. (2001)



Granite tectonic discrimination – Maniar and Piccoli (1989)

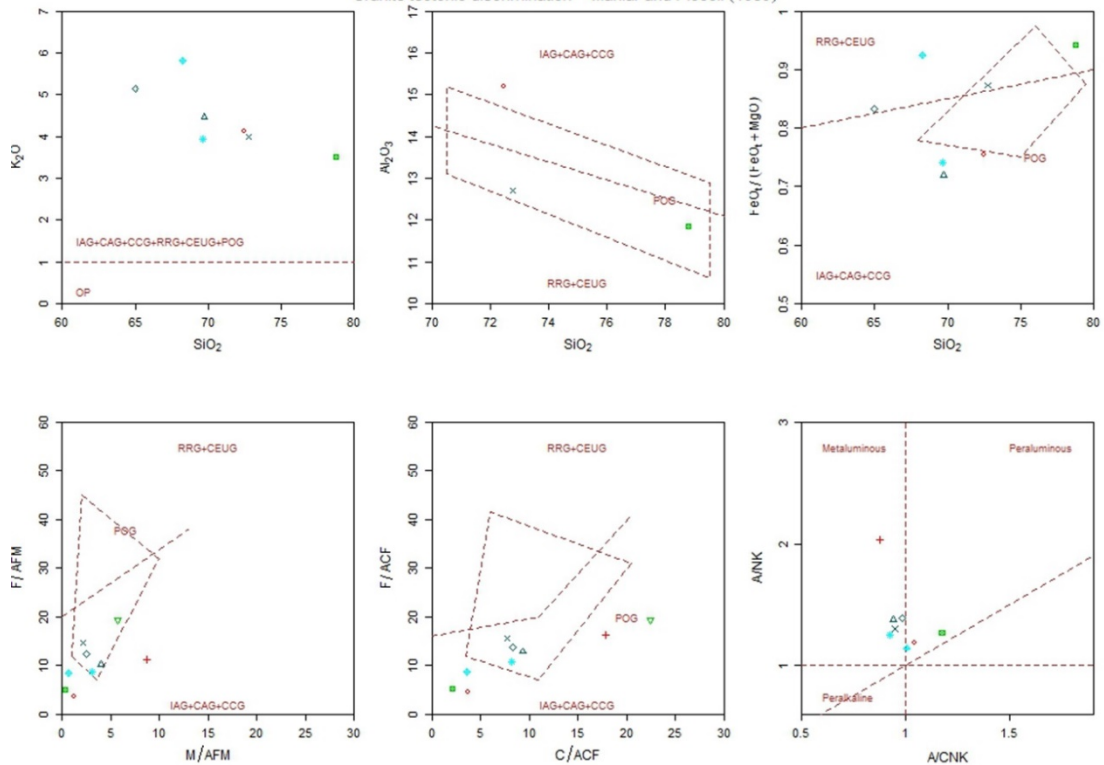


Figura 87 Diagrama de Discriminação tectônica granítica - Frost et al (2001), para variação a partir de elementos maiores (%peso) vs. SiO₂.

6.2 – Geoquímica da área IV

Na área IV, 3 amostras foram selecionadas para caracterização geoquímica, afim de se ter informações genéticas, composicionais e de correlação com rochas cogenéticas de outras áreas do projeto Monte do Carmo.

Nesta conclusão as informações acerca da área IV serão compiladas de forma resumida afim de facilitar a compreensão do leitor com relação às informações da área IV especificamente. Com isso, as amostras serão descritas abaixo de forma separada.

Primeiramente, analisou-se a amostra TF18_IV_105. Nesta análise, foi observada no gráfico TAS uma composição intermediária, subalcalina, caindo no domínio da Mugearita (Cox et al, 1979). Essa amostra se enquadra como uma rocha vulcanoclástica da Suíte Vulcânica Santa Rosa.

Outra rocha analisada é a TF18_IV_50a. Nesta análise observou-se no diagrama AFM e no diagrama de correlação SiO₂ vs K₂O + Na₂O - CaO, que essa rocha faz parte da série calci-alcalina. No gráfico A/CNK foi mostrado um caráter peraluminoso com valor próximo a 1,12. Esse caráter peraluminoso demonstra uma possível alteração hidrotermal da rocha analisada.

Por fim, uma última amostra analisada é TF18_IV_50b. Nesta análise observou-se um caráter alcalino/subalcalino segundo o diagrama TAS. Segundo o diagrama de mineralogia modal normativa (De la Rocha et al, 1980), essa amostra representa um andesito-basalto. E segundo o diagrama AFM, a amostra está inserida na série calci-alcalina. Com tais informações, a amostra de dique da área IV não faz parte da Formação Sardinha ou Mosquito, não o associando aos demais diques observados no projeto Monte do Carmo.

7. Evolução Tectônica

Não entregue

8. Interpretação Discussão

9. Conclusões

10. Referências Bibliográficas

ftp://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/pedologia/mapas/unidades_da_federacao/to_geomorfologia.pdf

<https://pt.climate-data.org/america-do-sul/brasil/tocantins/porto-nacional-42787/>

OLIVEIRA, Sebastiao de Souza. "PORTO NACIONAL: De Porto Real a Espaço Periférico de Palmas (TO)." (2009).

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

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

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

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

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

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

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

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

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

BARRADAS, J. A. S. 1993. **Geocronologia das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas da porção centro-sul do Estado do Tocantins (região de Porto Nacional-Monte**

do Carmo). Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 85p.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

FUCK, R. A., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., Botelho, N. F., Junges, S. L., Hollanda, M. H. B. M., ... & Armstrong, R. (2002). **Crosta continental paleoproterozoica no embasamento da**

porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb. *SBG, Congr. Bras. Geol.*, 41, 308.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

- HASUI, Yociteru et al. **Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico**. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. 1980. p. 2.659-2.667..
- JAKES, A. L. et al. High-resolution geophysics in modern geological mapping. **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**, v. 17, n. 2, p. 159-173, 1997.
- JOST H., Chemale Jr. F., Fuck R. A., Dussin I. A. 2013. **Uv complex, the oldest orthogneisses of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil**. Journal of South American Earth Sciences, 47, p. 201-212.
- KAMINSKY, F. V.; Sablukov, S. M.; Sablukova, L. I.; Zakharchenko, O. D. 2009. **The Fazenda Largo off-craton kimberlites of Piauí State, Brazil**. Journal of South American Earth Sciences, 28: 288-303.
- LIMA, H.A.F., FERREIRA FILHO, C.F., PIMENTEL, M.M., DANTAS, E.L., ARAÚJO, S.M., 2008. **Geology, petrology and geochronology of the layered mafic-ultramafic intrusions in the Porto Nacional area, central Brazil**. Journal of South American Earth Science 26, 300e317.
- LUZ, Adão Benvindo da; LINS, Fernando Antonio Freitas. **Introdução ao tratamento de minerios**.
- MAIA, Jessica Gomes de Almeida. **Caracterização da mineralização aurífera no Granito do Carmo, Depósito Serra Alta, município de Monte do Carmo (TO)**. 2016.
- MARINI, O.J., FUCK, R.A., DANNI, J.C., DARDENNE, M.A., LOGUERCIO, S.O., RAMALHO, R. **As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguai- Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás**. In: Schobbenhaus, C., Diógenes, A.C., Derge, G.R., Asmos, M.G. (Coord.) 1984. Geologia do Brasil. Brasília. DNPM. p. 251-303, 1984b.
- MARQUES, G.C. 2009. **Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins**. Brasília, 122p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências - Universidade de Brasília.
- MOORE, B. 1963. Geological Reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Rio de Janeiro, Petrobrás-DEPEX, Relatório n 1854.
- MOORE, B. 1963. **Geological Reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Rio de Janeiro**. Petrobrás-DEPEX, Relatório n 1854.
- MOURA, C. A. V.; SOUZA, S. H. P. **Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas**. In: SBG,

- Congresso Brasileiro De Geologia, 39., Salvador. Anais... Salvador: SBG, 1996. v.6, p.31-34, 1996.
- PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A. 1992. **Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil**. *Geology*, 20:375-379
- PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A., GIOIA, S. M. C. L. **Novos dados Sm-Nd e o limite leste do Arco Magmático no Sudoeste de Goiás**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte. Anais SBG, p.39. 1998.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. C. L. **The neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm–Nd isotopic data**. *Revista Brasileira de Geociências*, n.30, p.35-39, 2000.
- PIMENTEL M.M., HEAMAN L., FUCK R.A., MARINI O.J. 1991. **U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil**. *Precambrian Research*, 52:321-335.
- PIMENTEL, M. M.; JOST, H.; FUCK, R. A. **O embasamento da Faixa Brasília e o arco Magmático de Goiás**. In: Mantesso-Neto, V. et al. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques*. São Paulo: Beca, p.355-370. 2004.
- PINHEIRO, B.L.S.; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S. 2011. **Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd**. *Revista Brasileira de Geociências* 41, 304-318.
- PRAXEDES, Igor Fernandes. **Lineamento transbrasiliano, contribuição aerogeofísica, tectônica e geocronológica no setor nordeste da faixa Brasília**. 2015. xviii, 104 f., il. Dissertação (Mestrado em Geociências) Universidade de Brasília, Brasília, 2015.
- RAMOS, J.R. de A. & BARBOSA, R.A. - 1967. **Geologia e petrografia da região de Porto Nacional e Miracema do Norte, Rio Tocantins**. In: SIMP. SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 1, Belém, 1967. Atas... Belém, CNPq, p. 387-401.
- RIBEIRO, P. S. E., ALVES, C. L. **Geologia e recursos minerais da região de Palmas - Folhas Miracema do Norte SC.22-X-D, Porto Nacional SC.22-Z-B e Santa Teresinha SC.22-Z-A, escala 1:250.000**. 484p. Programa Geologia do Brasil (PGB). Goiânia: CPRM, 2017.

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

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

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

SANDWELL, David T. et al. Accuracy and resolution of ALOS interferometry: Vector deformation maps of the Father's Day intrusion at Kilauea. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 46, n. 11, p. 3524-3534, 2008.

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

SHIMADA, Masanobu et al. Japanese L-Band Radar Improves Surface Deformation Monitoring. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 89, n. 31, p. 277-278, 2008.

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

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

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

VELOSO, Fernanda de Mesquita Lobo. **Estudo da alteração hidrotermal e mineralização aurífera associada no alvo VE-3, Porto Nacional-TO.** 2005. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

