



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GEOLOGIA

ERYCKSON DE LIMA MACIEL

ASPECTOS GEOLÓGICOS-ESTRUTURAIS DE UMA ÁREA NA REGIÃO DE
BANABUIÚ-QUIXERAMOBIM/CE COM AUXÍLIO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS:
RELAÇÕES ENTRE ZONAS DE CISALHAMENTO E INTRUSÕES GRANÍTICAS

FORTALEZA

2018

ERYCKSON DE LIMA MACIEL

ASPECTOS GEOLÓGICOS-ESTRUTURAIS DE UMA ÁREA NA REGIÃO DE
BANABUIÚ-QUIXERAMOBIM/CE COM AUXÍLIO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS:
RELAÇÕES ENTRE ZONAS DE CISALHAMENTO E INTRUSÕES GRANÍTIAS

Monografia apresentada ao Curso de Geologia
do Departamento de Geologia da Universidade
Federal do Ceará, como requisito parcial para
obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof. Dra. Lucilene dos Santos.

FORTALEZA

2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

M138a Maciel, Eryckson de Lima.
Aspectos geológicos-estruturais de uma área na região de Banabuiú-Quixeramobim/CE com auxílio de dados aerogeofísicos : relações entre zonas de cisalhamento e intrusões graníticas / Eryckson de Lima Maciel. – 2018.
79 f. : il. color.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Curso de Geologia, Fortaleza, 2018.
Orientação: Profa. Dra. Lucilene dos Santos.

1. Intrusões Graníticas. 2. Zona de Cisalhamento. 3. Aerogeofísica. I. Título.

CDD 551

ERYCKSON DE LIMA MACIEL

ASPECTOS GEOLÓGICOS-ESTRUTURAIS DE UMA ÁREA NA REGIÃO DE
BANABUIÚ-QUIXERAMOBIM/CE COM AUXÍLIO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS:
RELAÇÕES ENTRE ZONAS DE CISALHAMENTO E INTRUSÕES GRANÍTICAS

Monografia apresentada ao Curso de Geologia
do Departamento de Geologia da Universidade
Federal do Ceará, como requisito parcial para
obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Aprovado em: ____/____/____.

BANCA EXAMINADORA

Prof^ª. Dr^ª. Lucilene dos Santos (Orientadora)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Sebastián González Chiozza
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Christiano Magini
Universidade Federal do Ceará (UFC)

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha mãe Sandra e a minha avó Iracema por todo amor, carinho, suporte e incentivo durante toda a minha vida.

Agradeço a minha orientadora, professora Lucilene, por todos os ensinamentos e dedicação ao longo da produção deste trabalho.

Agradeço a minha amiga, namorada e parceira Thainara, por todo carinho, apoio e por sempre estar comigo nos momentos bons e nos mais difíceis.

Agradeço aos professores César, Christiano, Clóvis, Daniel, Gabriel, Sebastián e Welligton pelos ensinamentos passados ao longo do curso.

Agradeço ao pessoal do intensivo de atividades Laryssa, Diego, David, Eduardo, Cláudia, Linara e Niégela pela companhia e momentos divertidos.

Agradeço ao Joel pelo apoio na produção das lâminas e ao Júnior e Leal por serem solícitos.

RESUMO

Intrusões graníticas resultadas de magmatismo tardi-orogênico, sin-sinemático possuem ampla ocorrência por toda a extensão da Província Borborema. No entanto, estas não devem ser tratadas de maneira generalizada devido a uma série de processos petrogenéticos distintos envolvidos em sua formação. Nesse contexto, se insere o Batólito Nenelândia, situado ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais de direção NE-SW e ESE-WSW, possivelmente relacionadas a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu como ramificações da mesma. Na área mapeada, o batólito é composto principalmente por sienogranitos, monzogranitos, e granodioritos de granulação fina a média, por vezes porfiríticos, e de coloração cinza a rósea, intrudidos em rochas supracrustais Neoproterozoicas, sobretudo migmatitos. As variações texturais exibidas por esses leucogranitoides se relacionam a aspectos como composição do magma, fugacidade de oxigênio e assimilação de material de natureza mais crustal, que, se relacionam com a ordem de intrusão dos pulsos magmáticos no batólito. A utilização de dados aerogeofísicos, associados ao mapeamento geológico, permitiu realizar um zoneamento faciológico para a intrusão ao longo da área estudada, além de determinar estruturas lineares, interpretadas como zonas de cisalhamento. Aspectos estruturais apresentados em campo, tais como a intensidade de faturamento imposta as rochas e a existência de pares conjugados riedel-antiriedel sugerem que o alojamento do batólito se deu em condições extensionais; e a concordância de estruturas magmáticas, semelhantes à estratificação, orientadas ao longo da foliação corroboram o caráter sincrônico entre alojamento e transcorrência. A importância do condicionamento estrutural da região não se limita apenas à intrusão do batólito, mas por se encontrar associado a ocorrências minerais, como é o caso de minerais óxidos magnéticos, situados ao longo de zonas de cisalhamento, e grafita intrafolial situada próximo a uma zona de falha.

Palavras-chave: Intrusões Graníticas. Zona de Cisalhamento, Aerogeofísica.

ABSTRACT

Granitic intrusions resulting from late-orogenic, synkinematic magmatism have widespread occurrence throughout the Borborema Province. However, these should not be treated in a generalized way because of a series of distinct petrogenetic processes involved in their formation. In this context, the Nenelândia Batholith, located along sinistral transcurrent shear zones of NE-SW and ESE-WSW, is inserted, possibly related to Senador Pompeu's Shear Zone as branches of the same. In the mapped area, the batholith is composed mainly of syenogranites, monzogranites, and granodiorites of fine to medium granulation, sometimes porphyritic, and gray to pink in color, intruded into Neoproterozoic supracrustals rocks, mainly migmatites. The texture variations exhibited by these leucogranitoids are related to aspects such as magma composition, oxygen fugacity and assimilation of material of a more crustal nature, which are related to the order of intrusion of the magmatic pulses in the batholith. The use of aerogeophysical data, associated to the geological mapping, allowed to perform a faciological zoning for the intrusion along the studied area, besides determining of linear structures, interpreted as zones of shear. Structural aspects presented in the field, such as the intensity of fracturing imposed on the rocks and the existence of riedel-antiriedel conjugate pairs suggest that the intrusion of the batholith occurred under extension conditions; and the concordance of magmatic structures, similar to stratification, oriented along the foliation corroborate the synchronous character between emplacement and transcurrency. The importance of the structural conditioning of the region is not only limited to the intrusion of the batholith, but also because it is associated with mineral occurrences, such as mineral oxides, located along shear zones, and intrafolial graphite located near a fault zone.

Keywords: Granitic Intrusions, Shear Zone, Aerogeophysics.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Localização e vias de acesso.	2
Figura 2.1 – Esboço tectono-estratigráfico da porção setentrional da Província Borborema. ZCP – Zona de Cisalhamento Patos; ZCSP – Zona de Cisalhamento Senador Pompeu; ZCO – Zona de Cisalhamento Orós; ZCT – Zona de Cisalhamento Tauá; ZCRG – Zona de Cisalhamento Rio Groaíras; ZCSPII – Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II. Faixas Supracrustais: MUBJ – Martinópole-Ubajara; SRD – Seridó. Maciços: T-PB – Troia-Pedra Branca; SJC – São José do Campestre. GR – Terreno Granjeiro.	6
Figura 2.2 – Recorte regional da folha Quixeramobim. (Adaptado de ALMEIDA et al. 2008).	8
Figura 3.1 – Imagem Landsat-8/OLI composição R7G6B5 com ampliação de contraste linear e transparência de 30% sobreposta a modelo digital de elevação sombreado (ângulo de incidência solar de 45°; ângulo azimutal de 45°) com aplicação dos lineamentos topográficos interpretados (linhas contínuas brancas); retângulo tracejado vermelho indica a área de estudo.	14
Figura 4.1 – Imagem ternária de composição RK-GTh-BU com sobreposição dos domínios interpretados.	18
Figura 4.2 – Imagens individuais dos radioelementos. (A) Potássio, (B) equivalente Tório e (C) equivalente Urânio.	19
Figura 4.3 – Imagens do campo magnético total anômalo (A), amplitude do sinal analítico (B) e primeira derivada vertical do campo magnético anômalo (C)..	22
Figura 4.4 – Mapa geológico simplificado da área de estudo.	23
Figura 4.5 – Aspectos de campo de rochas da unidade. (A) Metatexito apresentando dobramentos. Afloramento 29. (B) Rocha cálcio-silicática com crosta ferruginosa. Afloramento 29.	25
Figura 4.6 – Rochas cálcio-silicáticas sendo intrudidas por leucogranitos finos tardios. (A) Contatos nítidos, retificados com a encaixante. Afloramento 56. (B) Pulsos leucocráticos em forma de veios em um padrão grosseiramente dendrítico. Afloramento 56.	25
Figura 4.7 – Demais rochas que afloram na unidade 1. (A) Leucogranito fino cinza apresentando estruturas de foliação magmática e bandamento milimétrico de bandas leucocráticas e	

melanocráticas. Afloramento 29. (B) Rocha xistosa com elevado conteúdo de biotita. Afloramento 30.	26
Figura 4.8 – Corpos pegmatíticos da unidade 1 – (A) Corpo pegmatítico diqueforme composto principalmente por quartzo leitoso. Afloramento 39. (B) Corpos pegmatito composto por quartzo e muscovita. Afloramento 40.	27
Figura 4.9 – Detalhe de corpos pegmatíticos da unidade 1 – (A) Detalhe para granadas com tamanho médio de 4 mm dispostas em aglomerados centimétricos. Afloramento 40. (B) Granadas com tamanho médio de 0,1 mm dispostas de maneira disseminada. Afloramento 40.	27
Figura 4.10 – Fotomicrografias da seção delgada de uma amostra do afloramento 29. (A) Detalhe para simplectito epidoto + quartzo (B) plagioclásio com alteração sericítica.	28
Figura 4.11 – Fotomicrografias da seção delgada de uma amostra do afloramento 30. (A) Óxidos preenchendo fraturas ao longo das granadas (B) Mesmo contexto anterior, mas em uma outra porção da seção.	29
Figura 4.12 – Fotomicrografias da seção delgada de uma amostra do afloramento 56. (A) Aspecto geral da seção. (B) Detalhes para óxidos desestabilizando com liberação de titânio.	29
Figura 4.13 – Milonitos (A) Afloramento (4) no rio Banabuiú. (B) Aspecto textural do milonito com porfiroclastos sigmoides com cinemática destal.	30
Figura 4.14 – Metatexitos da unidade 1 se encontrando milonitizados dentro da unidade 2. (A) Afloramento em corte de estrada. Afloramento 3. (B) Afloramento em pequeno barranco. Afloramento 58.	31
Figura 4.15 – Cálcio-silicáticas (A) Aspecto de campo geral; rochas se encontram com grande presença de fraturas. Afloramento 32. (B) Detalhe para bandamento milimétrico na horizontal. Afloramento 32.	32
Figura 4.16 – Fotomicrografias de uma amostra do afloramento 34. (A) Grãos de quartzo rotacionados, com cinemática sinistral (B) Detalhe para muscovita deformadas.	32
Figura 4.17 – Leucogranito fino róseo (A) Aspecto de campo do granitoide fino rosado. Pode-se notar estruturas de foliação magmática na horizontal. Afloramento 10. (B) Aspecto textural do granito. Detalhe para granadas de 1 a 2 mm disseminadas.	34

Figura 4.18 – Leucogranito grosso róseo. (A) Aspecto de campo do granitoide grosso róseo. Afloramento 18. (B) Aspecto textural do granito. Rochas presentes nas zonas hachuradas em vermelho.	34
Figura 4.19 – Granitoide fino cinza. (A) Aspecto de campo do granitoide fino cinza. Afloramento 10. (B) Detalhe do granito com banda quartzo-feldspática ao longo da fratura.	35
Figura 4.20 – (A) Faixas xistosas da encaixante intercalada com leucogranitoide grosso róseo. Afloramento 12. (B) <i>Clot</i> de biotita no leucogranito grosso. Afloramento 53 (porção hachurada em verde no mapa da Figura 4.1).	35
Figura 4.21 – Detalhe dos granitoides. (A) Foliação magmática (indicada na figura) sendo truncada pela foliação regional. Afloramento 64 (porção hachurada em vermelho no mapa da Figura 4.1). (B) Granitoide cinza porfirítico com alinhamento de fenocristais. Afloramento 28.	36
Figura 4.22 – Aspecto de campo dos mobilizados tardios. (A) Dique pegmatítico contando leucogranito fino cinza. Afloramento 16. (B) Veio de quartzo cortando leucogranito fino róseo. Afloramento 11.	36
Figura 4.23 – Fotomicrografias de seção delgada de amostra do afloramento 14. (A) Aspecto geral da seção delgada (B) Muscovita associada a biotita e clinzoisita.	37
Figura 4.24 – Fotomicrografias de seção delgada de amostra do afloramento 20. (A) Aspecto geral da seção delgada. (B) Plagioclásios inteiramente sericitizados.....	38
Figura 4.25 – Fotomicrografias de seção delgada de amostra do afloramento 28-1. (A) Aspecto geral da seção delgada. (B) Detalhe para granada associada a anfibólios.	39
Figura 4.26 – Fotomicrografias de seção delgada de amostra do afloramento 28-2. (A) Aspecto geral da seção delgada. (B). Detalhe para hornblenda e minerais da série Hastingsita.	39
Figura 4.27 – Fotomicrografias de seção delgada de amostra do afloramento 65. (A) Aspecto geral da lâmina (B) Óxidos preenchendo fraturas.	40
Figura 4.28 – Mapa de lineamentos estruturais da área identificados com uso de imagem de satélite e modelo digital de elevação (MDE). Retângulo tracejado vermelho marca a área de estudo.	42
Figura 4.29 – (A) Dobra recumbente métrica e segregação migmatítica bem definida pelas bandas neossomáticas granitoides horizontais do metatexto Acopiara – Afloramento 29. (B) Clivagem de crenulação centimétrica no leucogranitoide Nenelândia – Afloramento 14.	43

Figura 4.30 – Aspectos da foliação milonítica (S2). (A) Metatexito Acopiara milonitizado – Afloramento 3. (B) Milonito Senador Pompeu – Afloramento 4.	44
Figura 4.31 – Aspectos da foliação milonítica (S2). (A) Banda de cisalhamento (S2) cortando a foliação (S1) no metagranitoide porfirítico milonitizado – Afloramento 17. (B) Dobra intrafolial com eixo subvertical no milonito Senador Pompeu – Afloramento 4.	45
Figura 4.32 – Variação da intensidade de mergulho dos metatexitos Acopiara ao longo da ZCSP. (A) Litotipo com alto mergulho – Afloramento 6. (B) Litotipo com mergulho moderado – Afloramento 26.....	45
Figura 4.33 – (A) Mapa de representação das foliações. (B) Diagrama de contornos dos polos da foliação. (C) Diagrama de planos da foliações.....	46
Figura 4.34 – Estruturas primárias. (A) Alinhamento de fenocristal de k-feldspato – Afloramento 46. (B) Alinhamento de fenocristal de k-feldspato – Afloramento 28.	47
Figura 4.35 – Diagramas de roseta para fraturas levantadas em campo.	48
Figura 4.36 – (A) Fraturas em rochas cálcio-silicáticas – Afloramento 32. (B) Fraturas conjugadas.....	48
Figura 4.37 – Falhamento com “geometria em dominó” nos leucogranitoides da unidade 3...49	
Figura 4.38 – Ocorrências minerais da área de estudo. (A) Grafita intrafolial associada aos metatexitos Acopiara. (B) Corpos de quartzo leitoso associados aos pegmatitos.	51
Figura 4.39 – Aspecto de ocorrência das cálcio-silicáticas. (A) Bloco solto de rocha cálcio-silicática apresentando crosta ferrugisona. (B) Solo avermelhado onde afloram rochas cálcio-silicáticas; detalhe para blocos soltos de cálcio-silicáticas.	51
Figura 4.40 – Cava abandonada na região de Coque onde se garimpava berilos e outras pedras coradas.	52
Figura 4.41 – Aspecto das ocorrências de minerais óxidos magnéticos. (A) Óxidos magnéticos disseminados ao longo de microfraturamento em veio de quartzo no leucogranito grosso cinza da Unidade 3. Afloramento 25. (B) Óxidos magméticos dispostos ao longo do leucogranito fino cinza da Unidade 3. Afloramento 65.	53
Figura 4.42 – Aspecto de campo dos turmalinitos (A) e pegmatitos em contato intercalado (B).	53

Figura 5.1 – Aspectos da estratificação magmática dos granitos cinza com róseos. A partir da figura (A), seguida pela (B) e finalizando na (C) se tem uma variação dessas estruturas entre os magmas cinza e róseo. (D) Truncamento das foliões similar ao mostrado na Figura 4.21A. .55

Figura 5.2 – A. Esboço das intrusões Brasilianas na Província Borborema. B. (5) Plúton Serra Branca localizado na Subprovíncia Transversal.....56

Figura 5.3 – Anomalias contrastantes em modelos de perfis verticais de magnetotelúrio. Domínios geológicos: MC – Médio Coreaú; CC – Ceará Central; JG – Orós-Jaguaribe; RN – Rio Grande do Norte. Falhas e lineamentos principais: SO(TB) – Sobral-Pedro Segundo (Transbraziliano); SP – Senador Pompeu; OR – Orós.....58

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação	1
1.2 Objetivos	1
1.3 Localização e Acesso	1
1.4 Aspectos fisiográficos	3
1.4.1 Hidrografia	3
1.4.2 Relevos	3
1.4.3 Clima	3
1.5 Metodologia de trabalho	4
1.5.1 Etapa pré-campo	4
1.5.2 Etapa de campo	5
1.5.3 Etapa pós-campo	5
2 ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS	6
2.1 Domínio Ceará Central	7
2.1.1 Supersuíte Intrusiva – Batólito – Rio Quixeramobim	9
2.1.2 Unidade Milonítica Senador Pompeu	10
2.1.3 Complexo granítico-migmatítico Acopiara	11
2.1.4 Suíte – Batólito – Nenelândia	12
2.1.5 Suíte – Batólito – Banabuiú	12
3 SENSORIAMENTO REMOTO E AEROGEOFÍSICA	13
3.1 Sensoriamento Remoto	13
3.1.1 Lineamentos Topográficos	14
3.2 Aerogeofísica	14
3.2.1 Magnetometria	15
3.2.2 Gamaespectrometria	16
4 ASPECTOS GEOLÓGICOS LOCAIS	18
4.1 Interpretação de Dados Geofísicos	18
4.1.1 Gamaespectrometria	18
4.1.2 Magnetometria	20
4.2 Unidades Geológicas Mapeadas	23
4.2.1 Unidade 1 – Complexo Acopiara	24
4.2.2 Unidade 2 – Metatexitos Acopiara + Milonitos	30
4.2.3 Unidade 3 – Leucogranitos Nenelândia	33
4.2.4 Unidade 4 – Depósitos Aluvionares	40
4.3 Arcabouço Estrutural	41
4.3.1 Deformação dúctil	43

4.3.2 Deformação rúptil	47
4.4 Ocorrências Minerais.....	50
5 DISCUSSÃO.....	54
6 CONCLUSÕES	59
REFERÊNCIAS	60

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

O presente relatório apresenta uma descrição detalhada dos resultados obtidos nos trabalhos desenvolvidos no decorrer da disciplina ELABORAÇÃO DE TCC (CG0579), e de sua atividade correlata TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO (TCC). O mesmo tem caráter expositivo-argumentativo e representa a integração das atividades realizadas nas etapas pré-campo, campo e pós-campo. Além disso, reflete a aplicação de um conjunto de conhecimentos e competências adquiridas ao longo do Curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará (UFC).

Este trabalho se insere no contexto do projeto “CARACTERIZAÇÃO CRISTALOGRÁFICA E CRISTALOQUÍMICA DE ÓXIDOS COMO SUPORTE AOS DADOS DE MAGNETOTELÚRIO”, e neste sentido, visa contribuir para a compreensão dos mecanismos da deformação e evolução das Zonas de Cisalhamento Senador Pompéu e Orós, por fim, acrescentando ao conhecimento acerca da geologia da Província Borborema.

A organização do texto segue um estilo frequentemente empregado em trabalhos de geociências, contendo: uma caracterização fisiográfica da área de estudo e apresentação sintética de trabalhos já realizados na área (Geologia Regional); metodologia de execução do TCC; apresentação dos aspectos geológicos, estruturais e petrográficos provenientes da pesquisa realizada, além de considerações sobre a evolução geológica da área.

1.2 Objetivos

Como objetivos desta pesquisa, tem-se:

- Mapeamento geológico de semi-detalle em escala de 1:25.000;
- Análise e aplicação de produtos aerogeofísicos ao mapeamento geológico;
- Elaboração de um mapa geológico em escala de 1:25.000.

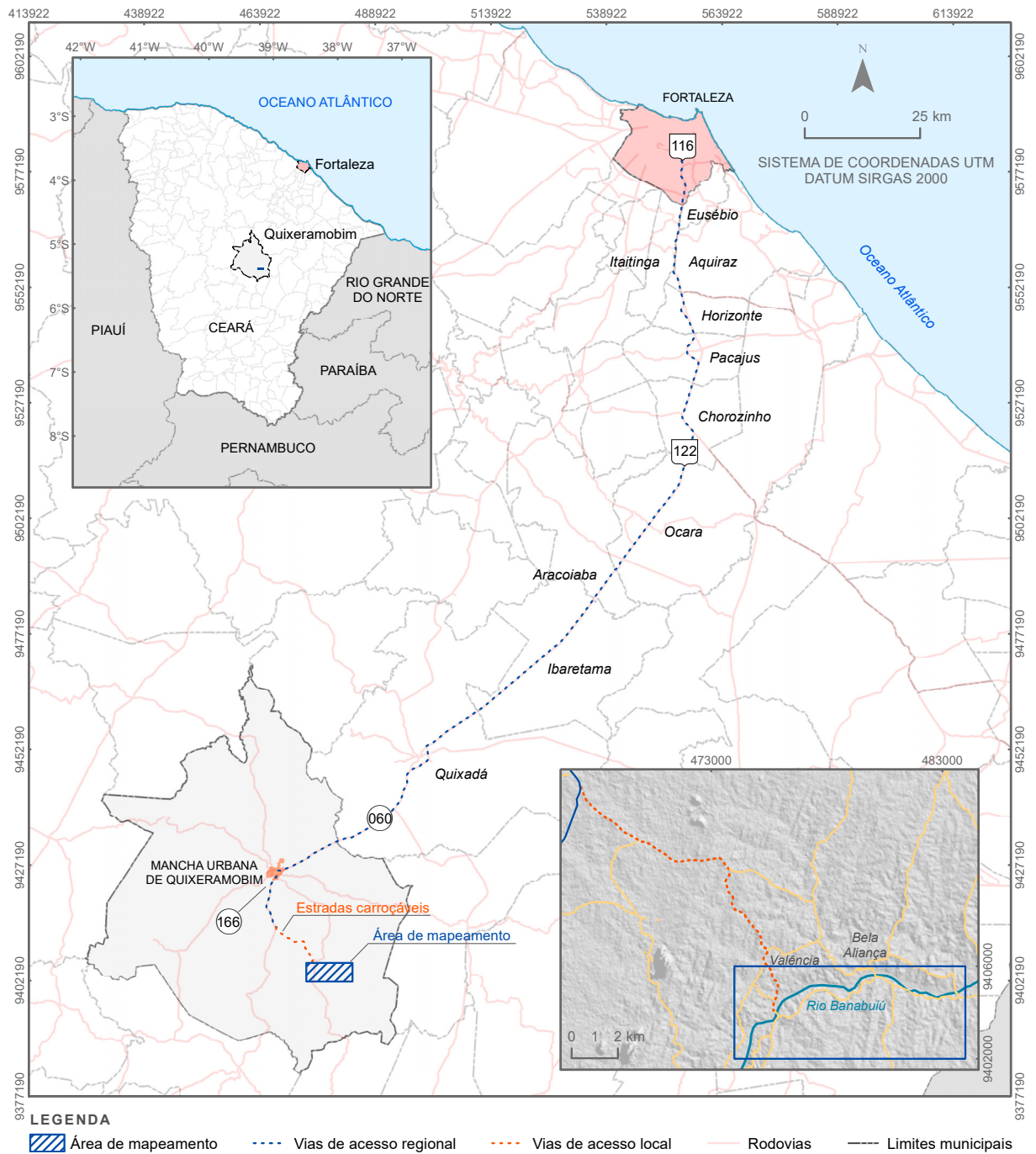
1.3 Localização e Acesso

A área de estudo situa-se no município de Quixeramobim, inserido na mesorregião dos Sertões Cearenses, microrregião dos Sertões de Quixeramobim, a aproximadamente 26,8 km da cidade homônima e possui 40 km² de extensão (10 km de comprimento por 4 km de largura).

O acesso (Figura 1.1) a área pode ser feito, partindo-se de Fortaleza, por meio da BR-116 percorrendo-se 70,3 km até a localidade de Triângulo, no município de Chorozinho, onde se acessa a BR-122 à direita e percorre-se 91,7 km na mesma até chegar à cidade de

Quixadá, onde se acessa a 2ª saída na rotatória e se percorre 7,6 km até uma segunda rotatória onde se acessa a 2ª saída para permanecer na BR-122 e continuar na direção sudoeste por 9,4 km até alcançar a CE-060/CE-265 e nela percorrer 28,9 km até a cidade de Quixeramobim. A partir da cidade, tem-se acesso à CE-166 por onde segue-se por 11,1 km até chegar à estrada de acesso à Fazenda Canhotinho, por onde se percorre 15,7 km até chegar à área de mapeamento.

Figura 1.1 – Localização e vias de acesso.



Fonte: Elaborado pelo autor.

1.4 Aspectos fisiográficos

1.4.1 Hidrografia

A região a ser mapeada situa-se dentro das áreas drenadas pelo rio Quixeramobim, afluente do rio Banabuiú, por conseguinte, contido na bacia hidrográfica do rio Banabuiú. A sub-bacia representada pelo rio Quixeramobim, corresponde ao rio homônimo de natureza perene e que possui cabeceira na Serra das Matas, percorre aproximadamente 190 km e deságua no rio Banabuiú, próximo à sede do município de Banabuiú.

1.4.2 Relevos

Os relevos presentes no município de Quixeramobim se inserem no contexto do Domínio dos Escudos e Maciços Antigos (do Ceará), de acordo com a proposta de classificação morfoestrutural de Souza (1988). Na área se individualizam, principalmente: agrupamentos de *Inselbergs* e áreas de acumulação inundáveis (TORQUATO *et al.* 1989). Os maciços resistentes à peneplanação são representados por serras e serrotes de pequena extensão.

1.4.3 Clima

O clima da região do município, segundo a classificação de Köppen-Geiger, é semiárido (Bsh) com dois períodos bem definidos: um chuvoso, de janeiro a junho, com precipitação média mensal variando entre 55,3 mm (junho) e 173,1 mm (abril), e outro seco, que corresponde aos meses de julho a dezembro, com precipitação média mensal variando entre 1,3 mm (outubro) e 23,4 mm (julho). A precipitação total anual atinge em torno de 712,8 mm, com temperaturas médias de 27,2 °C, segundo dados compilados da Normal Climatológica do Brasil no período entre 1981 – 2010.

Quadro 1.1 – Síntese climatológica anual do município de Quixeramobim.

Parâmetro	Valor
Precipitação total	712,8 mm
Evapotranspiração potencial total	2179,1 mm
Temperatura compensada média	27,2 °C
Temperatura mínima média	23,0 °C
Temperatura máxima média	33,1 °C
Insolação total	2891,7 h
Intensidade média dos ventos	3,6 m/s

Fonte: Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

1.5 Metodologia de trabalho

O planejamento, execução e finalização deste estudo corresponde às etapas pré-campo, de campo e pós-campo. Cada etapa contempla um conjunto de tarefas e procedimentos que foram realizados com o objetivo de se produzir um trabalho conciso, coerente e bem estruturado.

1.5.1 Etapa pré-campo

A etapa pré-campo consistiu no: (i) levantamento de trabalhos prévios (literatura e mapas) acerca da geologia da área de pesquisa; (ii) processamento e análise de produtos de aerogeofísica (magnetométricos e gamaespectrométricos), imagens de satélite e dados digitais de elevação; e (iii) elaboração de mapas diversos, entre os quais: mapa base para orientação do caminhamento e marcação de pontos em campo, além de mapas temáticos contendo informações obtidas a partir dos processos descritos anteriormente.

Os dados vetoriais da folha Quixeramobim (SB.24-V-D-III – 1:100.000) e os dados aerogeofísicos do Projeto Paraíba-Rio Grande do Norte no formato .XYZ foram obtidos por meio da plataforma GeoSGB da CPRM (Companhia de Pesquisa de Recurso Minerais – Serviços Geológico do Brasil). Já os dados digitais de elevação (SRTM – *1 arc second global*) foram obtidos por meio da plataforma *Earth Explorer* do USGS (*United States Geological Survey*).

Para a visualização e análise dos dados geofísicos e geológicos em ambiente SIG, e produção dos mapas, utilizou-se o *software* ArcMap® 10.6. Enquanto para o processamento dos dados geofísicos optou-se pelo *software* Oasis montaj® 8.6.

Quadro 1.2 – Síntese da base cartográfica utilizada no SIG do estudo.

Dado	Fonte
Rodovias federais e estaduais – 1:250.000	DNIT (2016)
Limites federais e municipais 1:250.000	IBGE (2016)
Cursos e corpos d'água – 1:100.000	FUNCEME (2016)
Mancha urbana – 1:100.000	IPECE (2015)
Geologia e estruturas – 1:100.000	GeoSGB/CPRM (2008)
Levantamento aerogeofísico	GeoSGB/CPRM (2010)
Imagem Landsat 8 (OLI)	Earth Explorer/USGS (2018)
Dados digitais de elevação (SRTM) – <i>1 arc second global</i>	Earth Explorer/USGS (2018)

Fonte: Elaborado pelo autor.

1.5.2 Etapa de campo

Esta etapa teve duração de 16 dias, onde foi realizado o mapeamento geológico *stricto sensu*, que consistiu na descrição de 70 afloramentos concomitante à medição e registro de estruturas, além do registro fotográfico como um todo, com o objetivo de identificar os litotipos distintos e individualizar as unidades litoestratigráficas existentes na área, além de buscar entender sobre os aspectos genéticos atuantes. As coordenadas no sistema UTM (Universal Transversa de Mercator) foram obtidas com receptor GPS/GLONASS Garmin modelo eTrex® 10. Para obtenção das estruturas se utilizou uma bússola geológica tipo Clar.

Para uma classificação preliminar das rochas em campo usou-se o diagrama de classificação por mineralogia modal – QAP – de Streckeisen (1967).

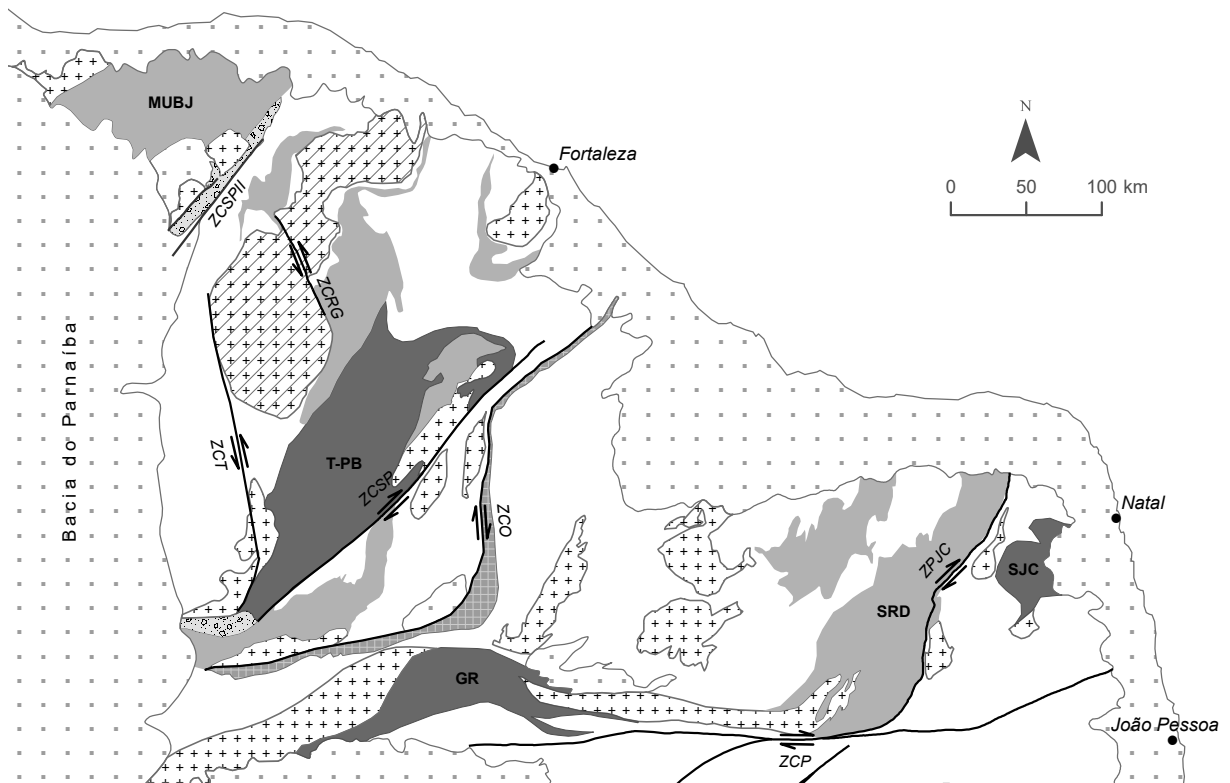
1.5.3 Etapa pós-campo

Etapa relativa aos procedimentos de processamento e análise dos dados obtidos em campo, associados à organização e interpretação da informação petrográfica, além dos dados estruturais (tratados com os programas OpenStereo 0.1.2 e StereoNet 10), obtida na etapa anterior. Ainda, confecção e posterior investigação de seções delgadas para obtenção de dados petrológicos e deformacionais, cujos resultados e discussões são apresentadas no presente relatório e nos mapas geológicos elaborados na escala de 1:25.000.







2 ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS

A área de estudo está inserida entre as unidades do Batólito Nenelândia, Complexo Acopiara e Unidade Milonítica Senador Pompeu, situadas na porção central do Domínio Ceará Central (DCC) da Província Borborema (Figura 2.1). O DCC é limitado a leste pela zona de cisalhamento Orós, e a oeste pela zona de cisalhamento Sobral-Pedro II.

Figura 2.1 – Esboço tectono-estratigráfico da porção setentrional da Província Borborema. ZCP – Zona de Cisalhamento Patos; ZCSP – Zona de Cisalhamento Senador Pompeu; ZCO – Zona de Cisalhamento Orós; ZCT – Zona de Cisalhamento Tauá; ZCRG – Zona de Cisalhamento Rio Groaíras; ZCSPII – Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II. Faixas Supracrustais: MUBJ – Martinópole-Ubajara; SRD – Seridó. Maciços: T-PB – Troia-Pedra Branca; SJC – São José do Campestre. GR – Terreno Granjeiro.



LEGENDA

-  Coberturas sedimentares Fanerozoicas
-  Granitoides Brasilianos
-  Supracrustais Neoproterozoicas
-  Supracrustais Mesoproterozoicas
-  Embasamento gnáissico-migmatítico Paleoproterozoico a Arqueano
-  Zona de cisalhamento transcorrente

Fonte: Adaptado de ARTHAUD et al. (2014); CAVALCANTE et al. (2003).

A Província Borborema é um arcabouço geotectônico, situado no nordeste do Brasil, constituído por domínios tectono-estratigráficos formados no Neoproterozoico em decorrência da convergência entre os crátons Amazonas, São Luís/Oeste-Africano e São Francisco/Congo durante a colagem Brasiliana/Pan-Africana do Gondwana Oeste (ALMEIDA *et al.*, 1981; BRITO NEVES E CORDANI, 1991; TROMPETTE, 1994 *apud* COSTA *et al.*, 2013). São distinguidos pelo menos sete domínios, como enumerados, de sul para norte, por Santos *et al.* (2009), em: (1) domínio Sergipano; (2) domínio Pernambuco-Alagoas; (3) domínio Riacho do Pontal; (4) domínio Transversal; (5) domínio Rio Grande do Norte; (6) domínio Ceará Central e (7) domínio Médio Coreá.

2.1 Domínio Ceará Central

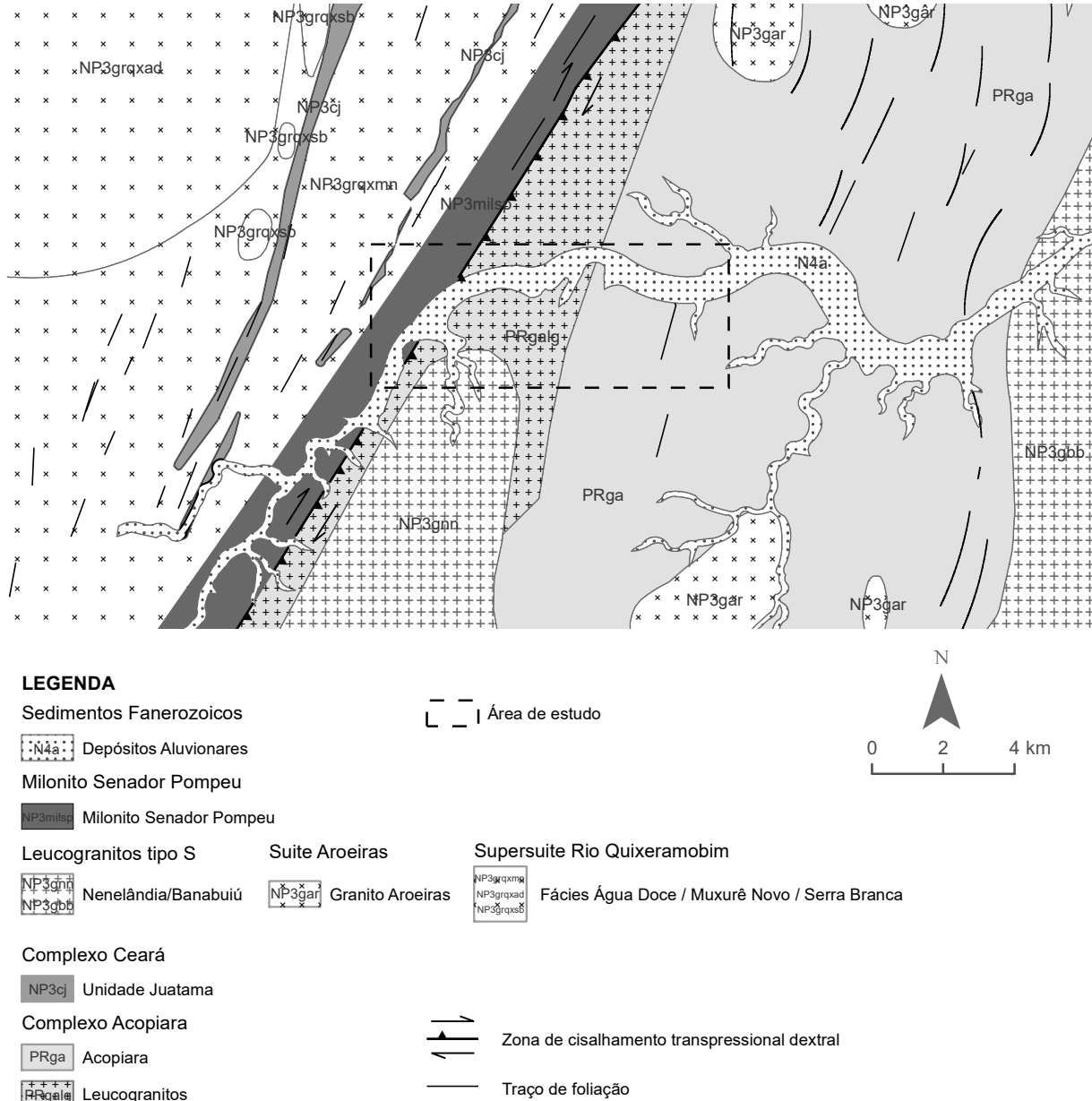
Limitado a leste pela zona de cisalhamento dúctil Orós e a oeste pela zona de cisalhamento Sobral-Pedro II (nome local para o lineamento Transbrasiliano), este domínio compreende os seguintes terrenos Pré-cambrianos: (1) embasamento Arqueano a Paleoproterozoico; (2) cobertura de rochas metassedimentares deformadas e metamorfizadas no Brasiliano; (3) granitos e diques Neoproterozoicos; e (4) depósitos molássicos tardi-orogênicos (ARTHAUD, 2007).

De acordo com Arthaud (2007), o embasamento é composto por quatro unidades: (1) Complexo Cruzeta, (2) Complexo Gnáissico-Migmatítico, (3) Suíte Madalena, e (4) Unidade Algodões. O Complexo Cruzeta compreende gnaisses migmatíticos bandados de composição tonalítica a granodiorítica intercalados com rochas pelíticas metassedimentares. As rochas do complexo gnáissico-migmatítico ocorrem a oeste da zona de cisalhamento Tauá, e derivam principalmente de protólitos ígneos. Dados geocronológicos e de deformação e metamorfismo são escassos, apesar disso, atribui-se a esta unidade idade Paleoproterozoica, por analogia aos terrenos vizinhos (CAVALCANTE *et al.*, 2003 *apud* ARTHAUD, 2014). A suíte plutônica Madalena é caracterizada por intrusões de tonalitos e dioritos, pouco deformadas e metamorfizadas, que cortam a unidade citada anteriormente; e a unidade Algodões corresponde a uma associação supracrustal de anfíbolitos, leucognaisses, metagrauvas, cálcio-silicáticas, etc (ARTHAUD, 2014).

A cobertura metassedimentar abrange principalmente o Grupo Ceará (atualmente Complexo Ceará), caracterizado por grossas sequências de pelitos a semipelitos e grauvas, além de quartzitos, mármore e rochas cálcio-silicáticas associadas a anfíbolitos. Várias ocorrências de retroeclogitos foram descritas por CASTRO, 2004; GARCIA E ARTHAUD,

2004; GARCIA *et al.*, 2006; SANTOS *et al.*, 2009 *apud* ARTHAUD, 2014. Cavalcante *et al.* (2003) dividiram o Complexo Ceará nas seguintes unidades: Arneiroz, Quixeramobim, Canindé e Independência.

Figura 2.2 – Recorte regional da folha Quixeramobim.



Fonte: Adaptado de ALMEIDA *et al.* 2008.

Os granitos neoproterozoicos são relacionados principalmente à orogenia Brasiliana, com idades U-Pb em zircão cedo-colisionais de 640-620 Ma. Os granitos pós-orogênicos associados as bacias de estágio de transição foram datados em cerca de 650 Ma (FETTER, 1999; ARCHANJO *et al.*, 2009 *apud* ARTHAUD, 2014).

De acordo com Arthaud (2014) “o Complexo Tamboril-Santa Quitéria é de natureza ígnea-anatética, compreendendo principalmente diatexitos, [...] enclaves de anfíbolitos e rochas cálcio-silicáticas”, cujos migmatitos foram intrudidos por grandes volumes de magmas graníticos e tonalíticos. Atribui-se idades Neoproterozoicas, entre 660 a 614 Ma (FETTER *et al.*, 2003; COSTA *et al.*, 2013; ARAÚJO *et al.*, 2014 *apud* ARTHAUD, 2014). Segundo Fetter *et al.* (2003) o complexo representa um arco magmático continental.

As bacias transicionais tardi-Brasilianas tiveram sua sedimentação controlada por atividade tectônica de várias zonas de cisalhamento rasas durante o intervalo de 560-440 Ma (Cambro-Ordoviano), a exemplo da bacia do Jaibaras (PARENTE *et al.*, 2004 *apud* ARTHAUD, 2014).

A área de estudo é representada pelas rochas metassedimentares do Complexo Acopiara, e pelo Batólito Nenelândia, produto de magmatismo granítico tardi-orogênico, sin-sinemático, associado à grandes estruturas transcorrentes, dos estágios finais do evento orogênico Brasileiro. Essas rochas se encontram ao longo da zona de cisalhamento transcorrente dextral Senador Pompeu, caracterizada pelo desenvolvimento de milonitos e ultramilonitos.

2.1.1 Supersuíte Intrusiva – Batólito – Rio Quixeramobim

O batólito Rio Quixeramobim possui forma elipsoidal, cujo eixo maior possui cerca de 75 km ao longo da direção NE-SW, subparalela às zonas de cisalhamento Senador Pompeu e Quixeramobim, e ocupa uma área de cerca de 1600 km² (ALMEIDA, 1995). Almeida (1995) e Nogueira (2004) afirmam, com base em relações de campo, que a gênese do batólito está relacionada à ascensão de líquidos através de fraturas geradas durante a movimentação da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu. Dados geoquímicos trabalhados por Almeida (1995) indicam natureza cálcio-alcálica para esses granitoides, e, de acordo com a classificação de Harris *et al.* (1986 *apud* ALMEIDA, 1995), elas são tardi colisionais. Almeida (1995) assinala a mistura de magmas (crustais e mantélicos) como mecanismo importante na geração do batólito. Uma idade de 587 Ma obtida por Nogueira (2004) representa a cristalização da fácies principal (Muxuré Novo) do Batólito Quixeramobim. Ainda de acordo com Nogueira (2004), profundidades de cristalização/alojamento de 15 km e temperaturas de cristalização com média de 748 °C, foram inferidas para o plúton utilizando-se o geobarômetro alumínio total em hornblenda e o geotermômetro par hornblenda-plagioclásio, respectivamente.

O batólito Quixeramobim é subdividido em sete suítes, sendo elas: suíte Muxuré Velho, suíte Muxuré Novo, suíte Água Doce, suíte Serra Branca, suíte Uruquê, suíte Boa Fé e Mobilizados Tardios. Estas suítes são descritas da seguinte forma:

a) suíte Muxuré Velho – “rochas de coloração cinza-escuro, de granulação fina (0,2cm, tamanho médio), com textura porfirítica ou afírica inequigranular que ocorrem como enclaves, diques sin-plutônicos ou formando grandes “sheets”; b) suíte Muxuré Novo – unidade litológica mais abundante e está caracterizada por conter rochas porfiríticas de composição granodiorítica, com fenocristais de feldspatos cuja dimensões variam de 1 cm a 6 cm; c) suíte Boa Fé – inclui quartzo-dioritos (enclaves) granodioritos e monzogranitos [...] são rochas de cor cinza claro a cinza-claro, porfiríticas, com matriz de granulação média a fina e índice de cor variando de 9 a 20%; d) suíte Serra Branca – rochas de cor cinza claro, com índice de cor entre 7 e 22, porfiríticas, com matriz de granulação média, com foliação materializada pelo alinhamento de megacristais, e enclaves microgranulares; e) suíte Água Doce – rochas de cor cinza azulado, granulares e exibem “clots” biotíticos distribuídos homogêneamente em espaços intersticiais deixados pela fábrica feldspática. Estruturas; f) suíte Uruquê – rochas de cor cinza-claro, granulação média a fina (0,2cm, tamanho médio) e estrutura geralmente afírica; g) Mobilizados Tardios – rochas micro-graníticas, pegmatíticas e aplíticas que ocorrem, principalmente, em diques de espessuras que variam de centimétrica a métrica e comprimentos diversos. Situam-se principalmente nas imediações dos contatos, entretanto, podem ser encontrados nas porções centrais, cortando todas as suítes. (ALMEIDA *et al.*, 2008).

Esta variedade litológica, associada a forma dos corpos, indica que o plúton se formou por mais de um evento intrusivo (NOGUEIRA, 2004).

2.1.2 Unidade Milonítica Senador Pompeu

De acordo com Almeida (1995) esta unidade é caracterizada por faixas de terrenos deformados, com característico desenvolvimento de milonitos a ultramilonitos, contendo foliação sub-vertical ou representando uma verticalização de foliações de baixo ângulo, como ocorre no Complexo Acopiara. Os milonitos apresentam foliações com altos mergulhos, variando entre 90° a 70° e lineações de estiramento com *rakes* entre 10° e 20°. Para Almeida *et al.* (2008) o contato desta unidade com as unidades do batólito Rio Quixeramobim e aquelas do Complexo Acopiara é do tipo *strike-slip*.

Esta unidade corresponde à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dúctil Senador Pompeu (ZCSP), que, segundo Arthaud *et al.* (1989) deve representar os estágios finais de uma tectônica de colisão continental, com cinemática relacionada ao escape tectônico, ocorrido há aproximadamente 600 Ma (Brasiliano). Almeida (1995) acrescenta que tal colisão gerou esforços compressivos com direção N-S, que ocasionaram na formação de pares cisalhantes, um deles sendo a ZCSP e o outro correspondendo à Zona de Cisalhamento Tauá, com direção N20°W. Ainda, a ZCSP apresenta indícios de reativações crustais a níveis mais rasos em tempos mais recentes, sendo representadas pela ocorrência de cataclasitos e brechas.

2.1.3 Complexo granítico-migmatítico Acopiara

O Complexo Acopiara corresponde a uma bacia neoproterozoica pré-colisional, cuja deposição sedimentar ocorreu no intervalo entre 686-621 Ma, e evento anatético (migmatização) datado em 621 Ma. Para Almeida *et al.* (2008) sua formação envolveu a geração de líquidos magmáticos, ao longo da foliação, em grandes profundidades, por meio do mecanismo de fusão parcial que agiu em metassedimentos do Grupo Orós durante a Orogenia Brasileira. A atuação de tal mecanismo está relacionada a dilatação vertical gerada pela dinâmica sinistral da zona de cisalhamento Senador Pompeu, que é indicada no Complexo Acopiara por meio da crescente verticalização de seus litotipos em direção à zona de cisalhamento. A sequência deste complexo é composta por rochas metassedimentares, divididas em três unidades: Acopiara, Metatexitos e Diatexitos (PALHETA *et al.* 2010).

A unidade Acopiara corresponde a faixas parcialmente migmatizadas de xistos, paragneisses, quartzitos, calcissilicáticas e anfibolitos, metamorfizadas comumente em fácies anfibolito. Xistos são compostos por granada, silimanita e, comumente, material grafitoso; possuem coloração cinza esverdeada, cinza avermelhada e castanho, de granulação fina a média, com aspecto sedoso, ocorrem intercalados à lentes, descontínuas de quartzitos e possuem como protólito rochas pelíticas, psamíticas e ritmitos. Paragneisses possuem granada, silimanita e, raramente, cianita; possuem coloração cinza a cinza castanho, de granulometria grossa, com aparência de grauvaca e são originadas de pelitos e/ou psamitos. Quartzitos possuem granulometria média a grossa, cor em tons avermelhados, creme e esbranquiçados ocorrem como faixas estreitas e em forma de lentes intercaladas aos xistos e paragneisses e possuem como protólitos psamitos e semi-pelitos. Rochas calcissilicáticas possuem cor cinza esverdeada a verde claro, granulometria fina a grossa, e ocorrem como lentes intercaladas aos xistos, paragneisses e associados aos anfibolitos, tendo como protólitos rochas margosas. Anfibolitos são de natureza orto (granulometria média a grossa) e paraderivada (granulometria fina a média), ocorrem como lentes estreitas intercaladas às calcissilicáticas; possuem coloração verde escura, apresentando foliação penetrativa e bandamentos (PALHETA *et al.* 2017).

Os metatexitos são comumente estromáticos, exibindo uma série de bandamentos, geralmente dobrados. Possuem neossoma composto por quartzo e plagioclásio, contendo também biotita, k-feldspato, granada e silimanita, com granulometria média a muito grossa. Formam, eventualmente, corpos tabulares de injeção. Os melanossomas são caracterizados por franjas biotíticas centimétricas que contornam os leucossomas. Já o paleossoma é composto por

micaxistos e biotita gnaisses, além de lentes calcissilicáticas e quartzíticas da unidade Acopiara. (PALHETA *et al.* 2017).

Os diatexitos são caracterizados por grenulometria grossa, inequigranulares, cor cinza clara a rosada e composta por feldspato e quartzo, principalmente, e biotita, muscovita, além de silimanita e granada. Com base na proporção de minerais máficos, estas rochas foram subclassificadas em leucocráticas, mesocráticas e melanocráticas. (PALHETA *et al.* 2017).

2.1.4 Suíte – Batólito – Nenelândia

Segundo Almeida *et al.* (2008) esta suíte é representada por granitos crustais como leucogranitos do tipo biotita-muscovita-granitos e granada-biotita-muscovita-granitos. São leucocráticos, possuem oligoclásio, microclina, quartzo e biotita e modalmente podem ser classificados como sienogranitos, monzogranitos e granodioritos. PALHETA *et al.* (2017) sugerem para estas rochas idades (U/Pb em zircão) de cristalização de 0,62 Ga.

2.1.5 Suíte – Batólito – Banabuiú

Esta suíte é constituída por metaleucogranitos, brancos, cinza esbranquiçados e branco rosados, de granulometria principalmente fina a grossa e apresentando gnaissificação. Possuem textura granoblástica a lepidogranoblástica. Ocorrem dentro desta suíte corpos pegmatíticos mineralizados em berilo, muscovita, turmalina e outros elementos (Li, Ta, Nb e W, por exemplo). (PALHETA *et al.* 2017).

3 SENSORIAMENTO REMOTO E AEROGEOFÍSICA

Neste trabalho foram utilizados produtos de sensoriamento remoto e levantamento aerogeofísico para auxiliar no mapeamento geológico da área por meio da identificação de estruturas e de litotipos distintos entre si.

3.1 Sensoriamento Remoto

Os dados referentes às imagens de sensoriamento remoto utilizadas foram adquiridos pelo sensor imageador multiespectral OLI (*Operational Land Imager*) acoplado ao satélite Landsat 8. Este sensor opera em nove comprimentos de onda (bandas) distintos, indo do visível, infravermelho próximo até o infravermelho curto. As bandas de 1 a 7, e 9, possuem resolução espacial de 30 metros, enquanto para a banda 8 esta resolução é de 15 m. Informações detalhadas sobre as bandas estão apresentadas na Tabela 3.

Tabela 3 – Especificações das bandas do sensor OLI.

Banda espectral	Comprimento de onda (µm)	Resolução (m)
Banda 1 – Costeira	0.433 – 0.453	30
Banda 2 – Azul	0.450 – 0.515	30
Banda 3 – Verde	0.525 – 0.600	30
Banda 4 – Vermelho	0.630 – 0.680	30
Banda 5 – Infravermelho próximo	0.845 – 0.885	30
Banda 6 – Infravermelho próximo	1.560 – 1.660	30
Banda 7 – Infravermelho próximo	2.100 – 2.300	30
Banda 8 – Pancromática	0.500 – 0.680	15
Banda 9 – Cirrus	1.360 – 1.390	30

Fonte: Barsi *et al.* (2014).

A rotina de processamento dos dados no programa Envi[®] consistiu na importação dos dados no formato .GeoTIFF referentes as bandas do recorte espacial (cena) na órbita 217 / ponto 064, adquiridas pelo sensor em 19 de março de 2017, obtidas por meio da plataforma *Earth Explorer/USGS*; prosseguindo-se com a geração da composição RGB utilizando-se as bandas 7, 6 e 5 e realizando-se procedimento de fusão com a banda 8 (pancromática) utilizando o método *Gram-Schmidt Pan Sharpening*, obtendo-se uma imagem com resolução espacial de 15 m.

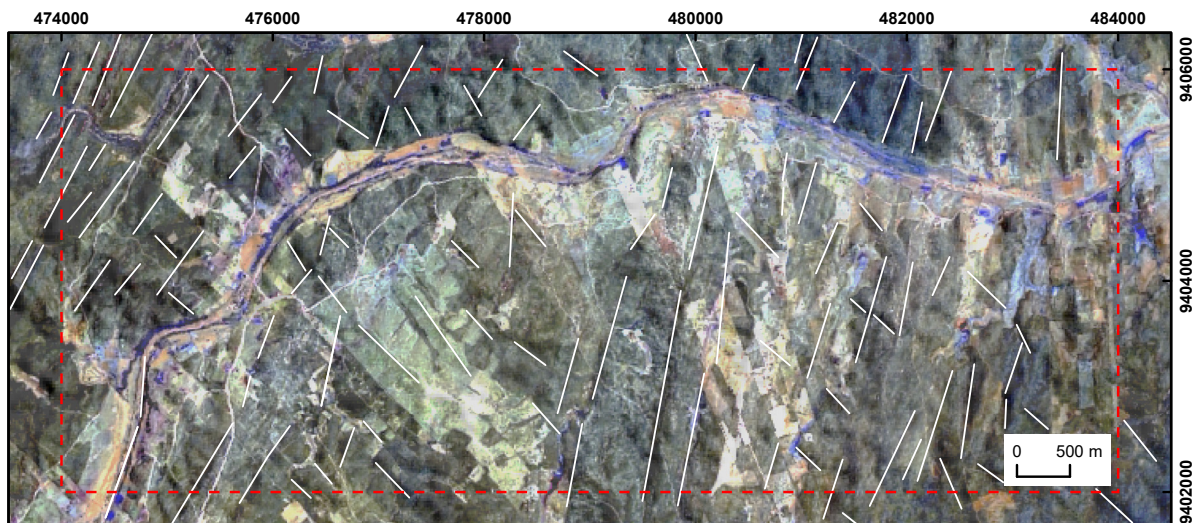
Os dados topográficos de radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) possuem resolução espacial de 1 arco de segundo e 30 m de resolução vertical. Assim como os dados de sensoriamento remoto, este recorte espacial (S06W40) foi obtido por meio da plataforma *Earth Explorer/USGS*. No programa ArcMap[®] as feições topográficas foram

destacadas aplicando-se filtro de sombreamento direcional com direção de incidência solar de 45°, elevação azimutal de 45° e exagero vertical de 3 vezes.

3.1.1 Lineamentos Topográficos

Após o processamento inicial, as imagens foram importadas em ambiente SIG ArcMap® para extração dos lineamentos. A imagem referente à composição RGB 7-6-5 foi sobreposta com o DEM (*Digital Elevation Model*) em nível de transparência de 30% para facilitar a identificação dos lineamentos. Dados de lineamentos de Almeida *et al.* (2008), referentes ao mapeamento da folha Quixeramobim foram incluídos à base de dados para auxiliar na identificação dos mesmos, e sua digitalização foi feita se utilizando uma escala de 1:25.000. Os lineamentos extraídos correspondem principalmente a cristas retas e estreitas e vales curtos, como mostrado na Figura 3.1. Interpretações desses lineamentos são discutidas no Capítulo 4, tópico 2.

Figura 3.1 – Imagem Landsat-8/OLI composição R7G6B5 com ampliação de contraste linear e transparência de 30% sobreposta a modelo digital de elevação sombreado (ângulo de incidência solar de 45°; ângulo azimutal de 45°) com aplicação dos lineamentos topográficos interpretados (linhas contínuas brancas); retângulo tracejado vermelho indica a área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.2 Aerogeofísica

Os dados aerogeofísicos são oriundos de levantamento e processamento magnetométrico e gamaespectrométrico referente ao projeto aerogeofísico Paraíba – Rio Grande do Norte e Pernambuco – Paraíba, que engloba ainda parte dos estados do Ceará, Alagoas e Bahia. O projeto foi executado pelas empresas Lasa Engenharia e Prospecções S/A e Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas Ltda, contratadas pelo Serviço Geológico do

Brasil (CPRM) na forma de consórcio. Os dados aqui utilizados foram adquiridos com magnetômetro de bombeamento ótico de vapor de césio modelo Scintrex CS-3 e gamaespectrômetro com 256 canais espectrais modelo Exploranium GR-820. Os trabalhos resultaram no recobrimento de uma área total de cerca 134.644 km², cujas linhas de voo (N-S) e controle (E-W) foram espaçadas de 500 m e 10 km, respectivamente (CPRM, 2010).

A rotina de processamento dos dados aeromagnéticos no *software* Oasis montaj[®] envolveu a produção de malhas regulares, com células individuais de 125 m, interpoladas bidirecionalmente (*grids*) a partir dos dados dos perfis no formato .XYZ, obtidos por meio da plataforma GeoSGB/CPRM. A partir do canal MAGIGRF foi produzida a malha do Campo Magnético Total Anômalo (Figura 3.2A). Por meio da aplicação de técnicas de filtragem nessa malha, foram gerados os seguintes produtos magnéticos: Amplitude do Sinal Analítico (Figura 3.2B) e 1ª Derivada Vertical (Figura 3.2C), posteriormente utilizadas para produção de seus mapas temáticos correspondentes. Para destacar estruturas presentes na área, aplicou-se, na criação das malhas, sombreamento com inclinação de 15° e declinação de 315°.

Já para os dados aerogamaespectrométricos a rotina de processamento envolveu a produção de malhas regulares, com células individuais de 125 m, interpoladas pelo método de curvatura mínima, a partir dos dados no formato .XYZ. Gerou-se as imagens do canal de potássio (K), do canal de equivalente tório (eTh), do canal equivalente urânio (eU) e a imagem ternária. Para esta última, foi realizada uma composição RGB utilizando-se as malhas K, eTh e eU.

Para ambos os tipos de dados aeromagnéticos (gamaespectrométricos e magnetométricos) utilizados, se realizou um recorte espacial da área, e seu entorno, com o objetivo de focar a análise na intrusão e em suas rochas hospedeiras. Além disso, esse procedimento também acarreta na diminuição do tempo de processamento dos dados.

3.2.1 Magnetometria

A magnetometria, segundo Kearey (2009), objetiva investigar a geologia de uma área com base nas anomalias do campo magnético terrestre resultantes de propriedades magnéticas das rochas em subsuperfície. Sabe-se que o campo magnético da Terra causa nas rochas, e estruturas geológicas, um campo magnético secundário. Essa magnetização, ou polarização magnética, é resultado de um processo chamado de magnetização induzida, que é realizado quando um corpo, ao entrar em contato com um campo magnético, adquire uma magnetização na direção desse corpo. As propriedades magnéticas das rochas variam de acordo

com aspectos relacionados aos minerais ferrimagnéticos que a mesma possui, como: forma, quantidade e tamanho.

Em geral, a análise de rochas e estruturas por esse método é eficiente para identificar estruturas crustais como zonas de cisalhamento ou mesmo falhas.

As malhas quando processadas foram exportadas em formato .GeoTIFF e em seguida foram importadas para o programa ArcMap® onde se realizou a digitalização de anomalias magnéticas lineares com o objetivo de se identificar lineamentos e domínios magnéticos.

3.2.2 Gamaespectrometria

Segundo Blum (1999) os métodos gamaespectrométricos se baseiam na propriedade que os núcleos dos átomos de certos elementos têm de se desintegrar, emitindo partículas radioativas que, por sua vez, podem ser detectadas. A radiação gama, base desse método, é representada por ondas eletromagnéticas que representam o excesso de energia emitido a partir de átomos excitados (MINTY, 1997). Esta energia é capaz de penetrar até quatro decímetros de profundidade e percorrer centenas de metros no ar, passível de ser captada por receptores (gamaespectrômetros) em aeronaves.

Segundo Dickson & Scott (1997) a aerogamaespectrometria é utilizada para os radioelementos potássio, tório e urânio por estes refletirem seus teores numa profundidade de até 35 cm na superfície terrestre. De acordo com Minty (1997) esses três elementos citados anteriormente são únicos elementos de que ocorrem naturalmente como radioisótopos capazes de produzir radiação gama capaz de ser medida em levantamento aerogamaespectrométricos.

O potássio é um elemento litófilo volátil. É comumente o elemento com maior abundância em levantamentos espectrométricos, na crosta, é concentrado principalmente em rochas ígneas félsicas, sendo os feldspatos potássicos e micas seus principais representantes minerais. Para Wilford et al. (1997) este elemento possui alta mobilidade durante o intemperismo, e em ambientes com alteração hidrotermal, com condições climáticas tropical a subtropical. O tório é um elemento actínideo com característica baixa solubilidade e baixa mobilidade geoquímica. Segundo Dickson e Scott (1977), se encontra em minerais acessórios de rochas ígneas, nos minerais zircão, titanita, alanita e monazita. O urânio é um elemento actínideo relativamente reativo. É encontrado em minerais como monazita, xenotima e zircão e como elementos traços em minerais formadores de rocha. Minerais com esse elemento podem

ser encontrados em pegmatitos, granitos, sienito e gnaisses, podendo se encontrar associado ao potássio em processos hidrotermais.

A separação dos domínios gamaespectrométricos foi feita, a partir das malhas em formato .GeoTIFF, no programa ArcMap[®] com a digitalização de zonas contrastantes. Esses domínios podem ser traduzidos em domínios litológicos distintos que ocorrem na área.

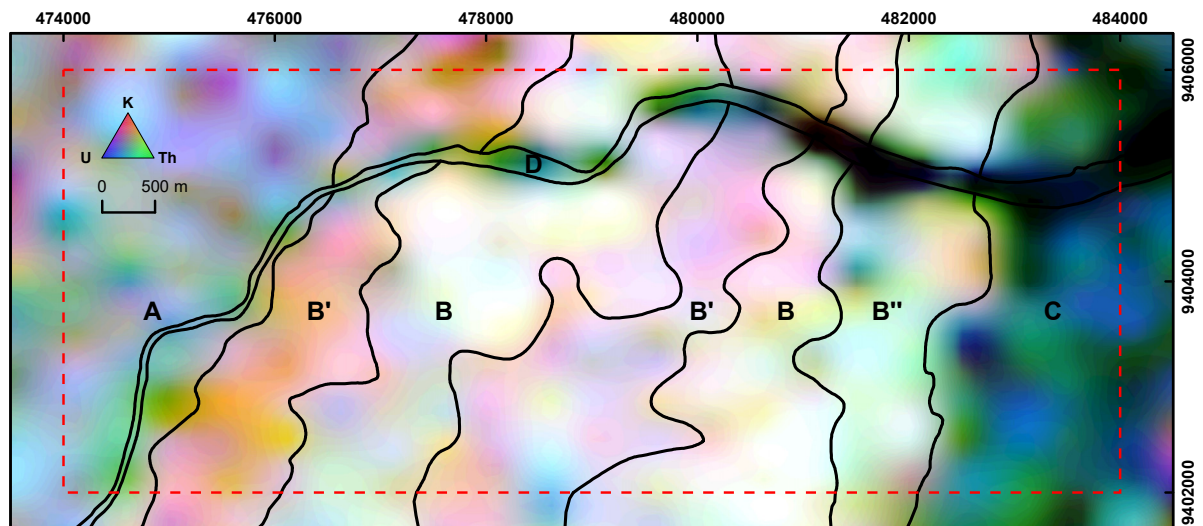
4 ASPECTOS GEOLÓGICOS LOCAIS

4.1 Interpretação de Dados Geofísicos

4.1.1 Gamaespectrometria

A individualização de quatro domínios gamaespectrométrico na área de estudo foi realizada por meio da imagem ternária (Figura 4.1), utilizando-se ainda como auxílio, as imagens do canal do potássio (K), do canal do tório (Th), e do canal do urânio (U), apresentadas na Figura 4.2 (A, B e C, respectivamente) na forma de mapas temáticos. Optou-se por utilizar a composição R(K)-G(eTh)-B(eU) ternária por destacar melhor os litotipos que ocorrem na área. Os domínios possuem, em geral, contatos bem definidos entre si. Ainda, é realizada uma tentativa de correlacionar esses domínios com os litotipos encontrados em campo.

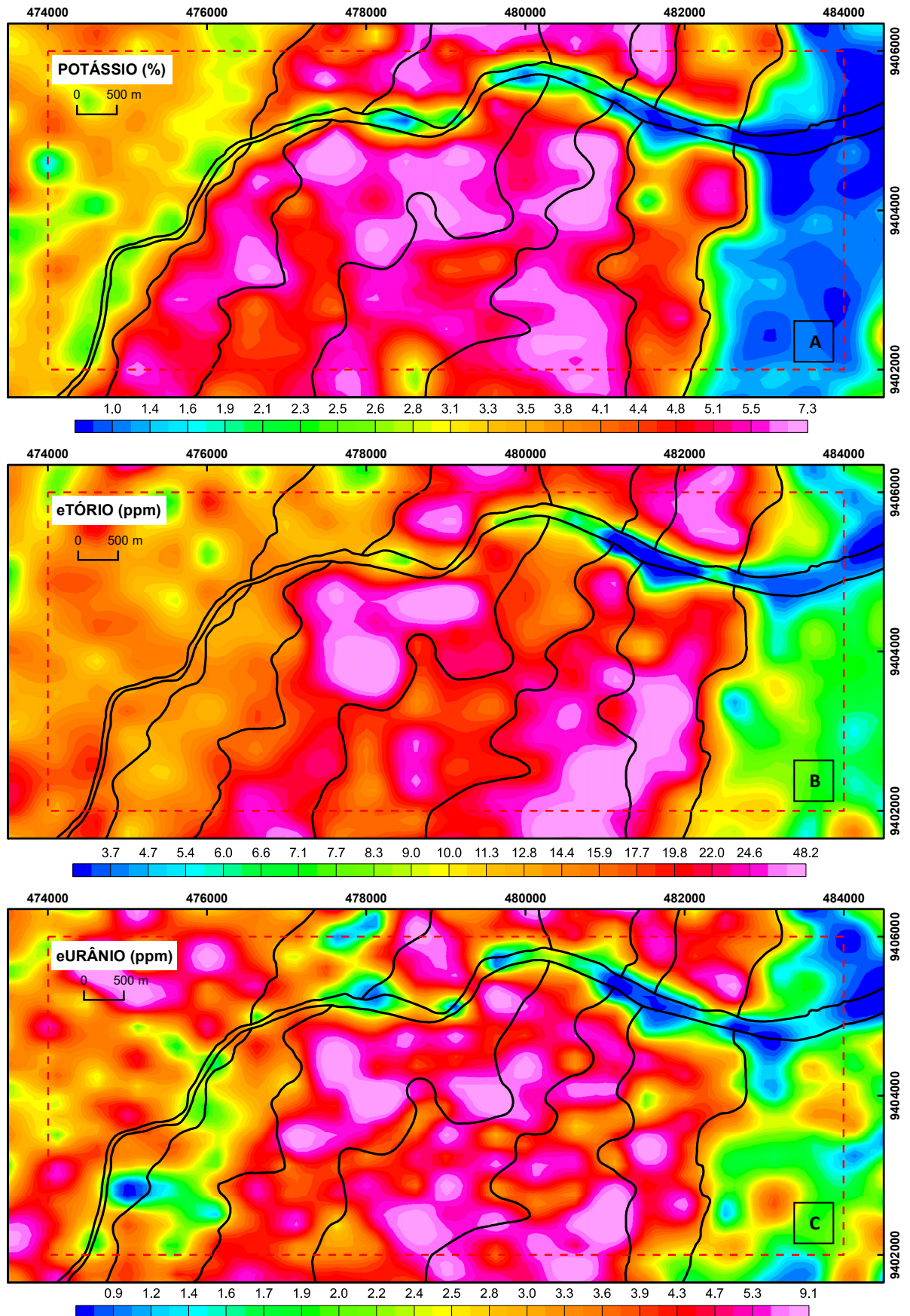
Figura 4.1 – Imagem ternária de composição RK-GTh-BU com sobreposição dos domínios interpretados.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O domínio A apresenta padrão relativamente heterogêneo, cuja porção centro-superior possui altas contagens para U, ao passo que sua porção centro-inferior mostra contagens moderadas a altas para Th, e moderadas a baixas para K. Sendo assim, as cores azul-esverdeadas podem corresponder a uma associação com grande contribuição paraderivada.

Figura 4.2 – Imagens individuais dos radioelementos. (A) Potássio, (B) equivalente Tório e (C) equivalente Urânio.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O domínio B possui contagens de K, Th e U relativamente similares em termos quantitativos. Na imagem ternária exibe cores creme-amareladas, que corresponde aos granitoides do batólito Nenelândia. O domínio B' foi interpretado como uma associação do domínio B e exibe contagens de K muito altas, contagens moderadas de Th, e contagens moderadas a baixas para U, correspondendo a rochas mais potássicas e uma fácies do batólito Nenelândia. O domínio B'' possui moderadas contagens para K, e contagens muito altas para Th e U. Nas imagens do canal do urânio (Figura 4.2) é possível observar corpos de diferentes formas, uns mais arredondados, outros mais tabulares, formando uma trama que permite indicar a estruturação espacial interpretados como os vários pulsos intrusivos que compõem o batólito.

O domínio C possui moderadas contagens para Th e U e contagens muito baixas para K, correspondendo às rochas paraderivadas do Complexo Acopiara. Palheta *et al.* (2017) identificou assinaturas similares para a unidade Acopiara (rochas paraderivadas com fraca ou sem migmatização).

O domínio D apresenta-se como uma forte anomalia que exibe baixas contagens dos três radioelementos e que se estende, de forma discordante aos demais domínios, de leste a oeste no topo da área com inflexão para SW, que corresponde aos sedimentos aluvionares depositados nas calhas do rio Banabuiú.

4.1.2 Magnetometria

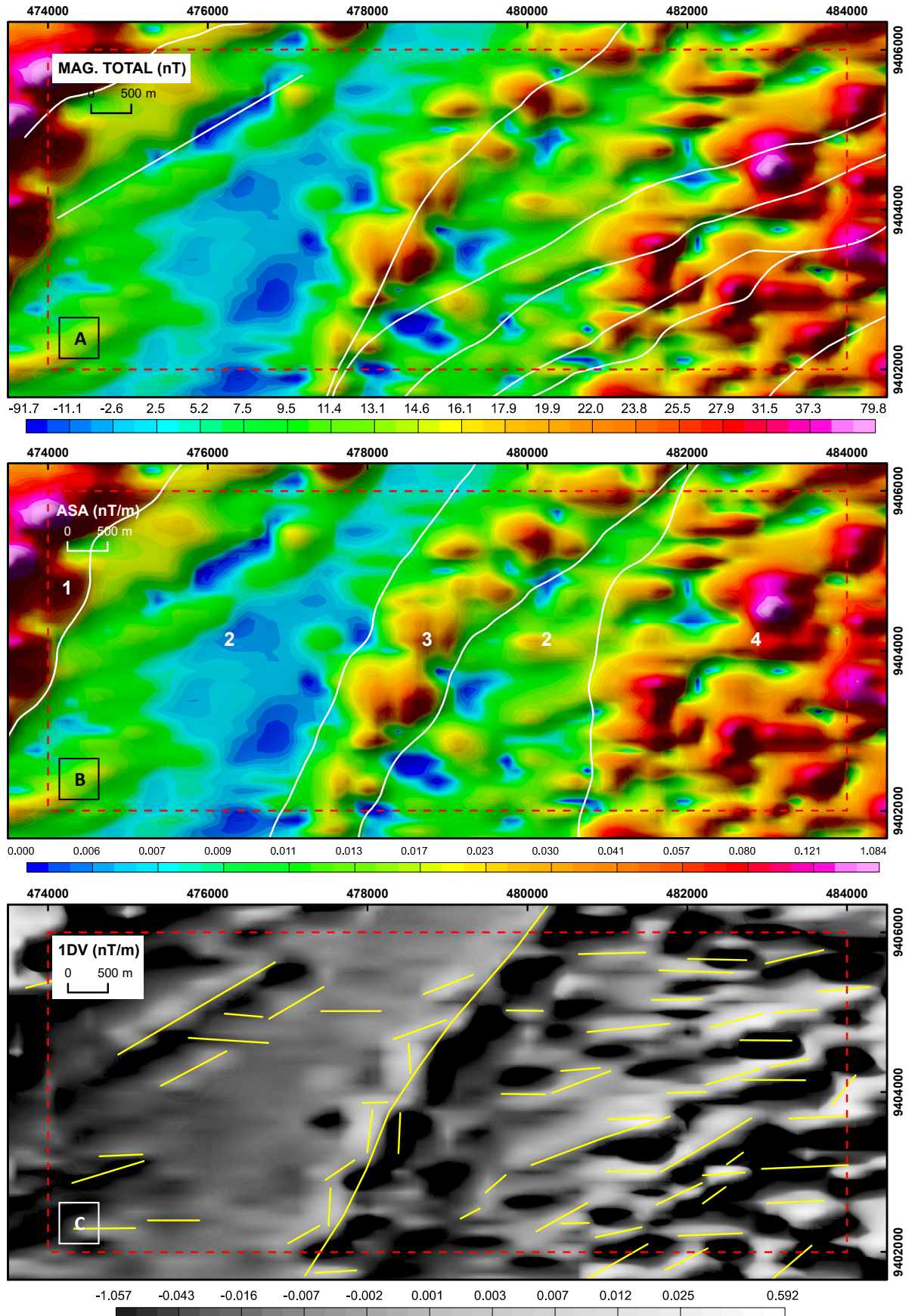
Anomalias lineares podem corresponder a estruturas geológicas, contatos entre litotipos ou intrusões na forma de diques (PINÉO, 2017). As anomalias magnéticas mais proeminentes da área de estudo foram determinadas a partir do mapa do campo magnético total anômalo (Figura 4.3A). Apresentam-se nas direções NE-SW (lineamento no centro da área) e ENE-WSW (demais lineamentos). Os demais lineamentos foram determinados utilizando-se os mapas da primeira derivada vertical (1DV) e inclinação do sinal analítico (ISA). Tais lineamentos dispõem-se nas direções NE-SW, ENE-WSW e E-W. Essas duas últimas permitiram identificar uma sequência de lineamentos magnéticos na porção leste da área de estudo.

A partir da análise dos dados aeromagnéticos, e de campo, distinguiu-se quatro domínios magnéticos (Figura 4.3B). O domínio 1 possui inexpressiva extensão na área de estudo e é caracterizado por anomalias positivas muito fortes. Corresponde à Fácies Muxurê Novo do Complexo Granítico Rio Quixeramobim. O domínio 2, correspondente aos leucogranitos do batólito Nenelândia, é o mais amplo da área, apresenta relevo magnético

relativamente homogêneo com amplitudes muito baixas a moderadas. O domínio 3 é caracterizado por uma anomalia magnética moderada a forte que corresponde a existência de uma zona de cisalhamento (nitidamente visualizada no centro da Figura 4.3A). O domínio 4 é composto, principalmente, por rochas com anomalias magnéticas forte a muito fortes, correspondentes aos litotipos do Complexo Acopiara, de modo que esse domínio também apresenta núcleos menos magnéticos, com anomalias baixas a moderadas.

Um lineamento central, que corresponde a uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral de direção NE-SW com inflexão para noroeste se relaciona com o cisalhamento principal que corta esta porção do batólito Nenelândia, e que corresponde ao domínio 3. De fato, todo este batólito encontra-se dentro dos domínios 2 e 3. Entre os domínios 1 e 2, o contato oeste do batólito se situa em um baixo magnético e, entre os domínios 2 e 4, seu contato leste é definido por um alto contraste magnético (Figura 4.3).

Figura 4.3 – Imagens do campo magnético total anômalo (A), amplitude do sinal analítico (B) e primeira derivada vertical do campo magnético anômalo (C).



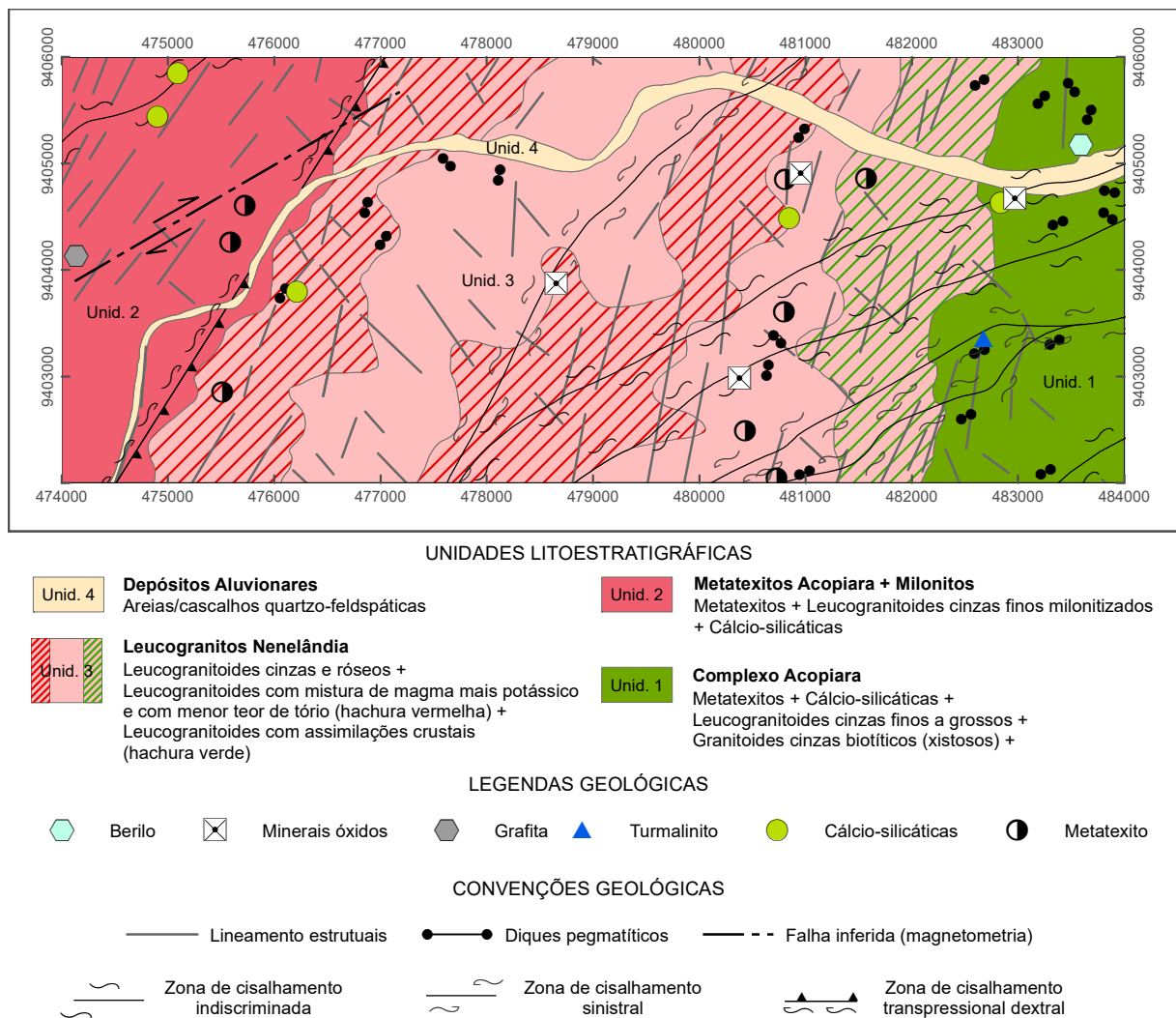
Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2 Unidades Geológicas Mapeadas

Os litotipos identificados em campo e, posteriormente, analisados com o auxílio de microscópio petrográfico, correspondem a um conjunto de rochas que passaram por diferentes processos anatéticos e/ou outros ainda de natureza metamórfica até chegarem ao seu estado atual. Neste conjunto se encontram leucogranitoides, migmatitos metatexíticos, pegmatitos e rochas cálcio-silicáticas. A ordem de apresentação dos litotipos segue parâmetros estratigráficos locais, estabelecidos a partir de relações de campo.

Foram identificadas quatro unidades litoestratigráficas, resultantes de mapeamento geológico e interpretação de imagens aerogeofísicas, que estão representadas no mapa simplificado da Figura 4.4 e no Anexo 1, e detalhadas a seguir.

Figura 4.4 – Mapa geológico simplificado da área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

As frações granulométricas utilizadas nas descrições seguem a classificação de Mackenzie *et al.* (1982), informada no Quadro 4.1. Para as abreviações dos nomes dos minerais nas descrições ao microscópio se utilizou as de Whitney & Evans (2010).

Quadro 4.1 – Classificação granulométrica aplicada nas descrições.

Classe granulométrica	Diâmetro dos grãos (mm)
Grossa	> 5 mm
Média	1 – 5 mm
Fina	< 1 mm

Fonte: Mackenzie *et al.* (1982)

4.2.1 Unidade 1 – Complexo Acopiara

Para Cavalcante *et al.* (2003 *apud* Almeida, 2008) esta unidade compreende uma sequência de rochas composta por metatexitos com estrutura gnáissica, caracterizada por leucossomas granodioríticos a sienograníticos, e paleossomas variando entre biotita xistos e para-anfibolitos, além de lentes anfibolíticas e leucogranitos finos.

Compondo a base da estratigrafia local, esta unidade, correspondente aos metatexitos, cálcio-silicáticas e xistos do complexo Acopiara, situa-se na porção leste da área de estudo (Figura 4.4). Metatexitos e xistos dessa unidade afloram ainda, de maneira dispersa, nas unidades 2 e 3. Nas imagens individuais dos radioelementos (Figura 4.2A), esta unidade é caracterizada por possuir contagens expressivamente baixas para o canal do K.

Os migmatitos metatexíticos (Figura 4.5A) desta unidade são caracterizados por rochas que apresentam duas fases: uma félsica composta por quartzo e feldspato (aspecto granítico), cuja espessura das bandas varia desde poucos centímetros até aproximadamente 1 metro; e outra máfica composta predominantemente por biotita, e sua espessura é comumente maior que a sua porção contrastante, em torno de 2 metros, podem ainda apresentar dobramentos. Como já citado, estas rochas também afloram em outras porções da área, como a noroeste, e centro-sudeste, nestas áreas já com relativo grau de milonitização. Estas rochas fazem contatos gradacionais com as rochas das unidades 2 e 3. Para Pawley *et al.* (2013), metatexitos são rochas migmatíticas que preservam integridade estrutural, seja no acamamento primário do protólito ou em estruturas sin-anatéticas.

Rochas cálcio-silicáticas (Figura 4.5B) afloram comumente compondo pequenos corpos lenticulares, e como blocos soltos. São rochas esverdeadas e possuem um bandamento metamórfico não proeminente, caracterizado pela intercalação de bandas verdes (composta por

minerais do grupo do epídoto e anfibólios) e bandas félsicas (quartzo-feldspáticas), por vezes exibem crostas ferruginosas. Na área, as rochas cálcio-silicáticas frequentemente ocorrem cortadas por intrusões leucograníticas (4.6A e B). Para Yardley (2004), esta categoria de rocha metamórfica é interpretada como o resultado de metamorfismo regional de sedimentos originalmente ricos em carbono e rochas carbonáticas impuras.

Figura 4.5 – Aspectos de campo de rochas da unidade 1. (A) Metatexito apresentando dobramentos. Afloramento 29. (B) Rocha cálcio-silicática com crosta ferruginosa. Afloramento 29.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 4.6 – Rochas cálcio-silicáticas sendo intrudidas por leucogranitos finos tardios. (A) Contatos nítidos, retificados com a encaixante. Afloramento 56. (B) Pulsos leucocráticos em forma de veios em um padrão grosseiramente dendrítico. Afloramento 56.



Fonte: Elaborado pelo autor.

As demais rochas que afloram nesta unidade são compostas por ocorrência mais pontuais de litotipos mais xistosos (Figura 4.7B) e leucogranitos finos cinzas com presença de estruturas de fluxo magmático (Figura 4.7A).

Figura 4.7 – As demais rochas que afloram na unidade 1. (A) Leucogranito fino cinza apresentando estruturas de foliação magmática e bandamento milimétrico de bandas leucocráticas e melanocráticas. Afloramento 29. (B) Rocha xistosa com elevado conteúdo de biotita. Afloramento 30.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Afloram ainda uma expressiva quantidade de corpos e diques pegmatíticos (Figuras 4.8 e 4.9). Esses corpos possuem forma comumente alongada e são caracterizados por sua mineralogia composta por quartzo, feldspato potássico, muscovita, biotita, e não raramente, granada, e também por sua granulometria muito grossa. Encontram-se concentrados na porção nordeste da área de estudo, na localidade de Coque. Em sua trama, encontram-se rochas encaixantes com elevado conteúdo de mica biotítica (possivelmente xistos das rochas hospedeiras).

Figura 4.8 – Corpos pegmatíticos da unidade 1 – (A) Corpo pegmatítico diqueforme composto principalmente por quartzo leitoso. Afloramento 39. (B) Corpo pegmatítico composto por quartzo e muscovita. Afloramento 40.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 4.9 – Detalhe de corpos pegmatíticos da unidade 1 – (A) Detalhe para granadas com tamanho médio de 4 mm dispostas em aglomerados centimétricos. Afloramento 40. (B) Granadas com tamanho médio de 0,1 mm dispostas de maneira disseminada. Afloramento 40.



Fonte: Elaborado pelo autor.

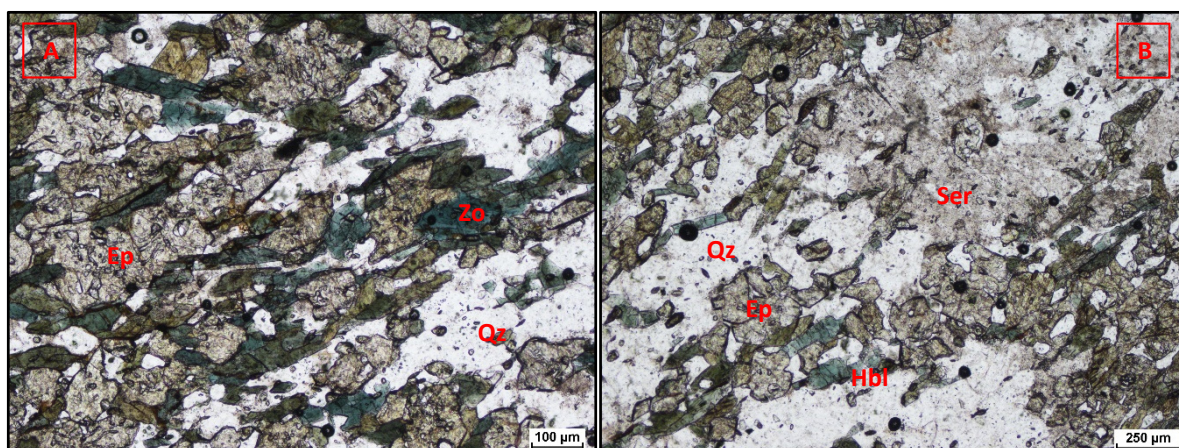
Estes pegmatitos são portadores de berilos e pedras coradas, tipicamente água-marinha e turmalinas. Granadas são comuns, como mostrados na Figura 4.9. Mais detalhes sobre essas rochas encontram-se na seção 3 do Capítulo 4.

Ao microscópio três amostras de cálcio-silicáticas foram analisadas e seus resultados são apresentados a seguir.

Uma rocha cálcio-silicática do afloramento 29 possui trama granonematoblástica constituída por epidoto, hornblendas verdes, quartzo e plagioclásio (Figura 4.10). Esta seção delgada apresenta zonas mais anfibolíticas e outras mais cálcio-silicáticas. As zonas são separadas por bandas formadas por faixas quartzo-feldspáticas. O epidoto (epidoto/clinozoisita/zoisita) é a fase principal (60%), ocorre como grãos xenoblásticos

associados às hornblendas verdes e forma simplectito epidoto+ quartzo. Ainda, ocorrem como inclusões nas hornblendas (20%), quartzo (10%) e plagioclásio (10%); hornblendas são xenoblásticas à idioblásticas tabulares curtas, algumas mais alongadas, possuem pleocroísmo forte em tons verdes escuros à verde pálido e apresentam alteração nas bordas para material castanho escuro; quartzo ocorre como grãos subidioblásticos a xenoblásticos; e plagioclásio possui maclas da albita. Como fases acessórias ocorrem a apatita e o leucoxênio. Assembleia mineral indicativa de fácies xisto verde.

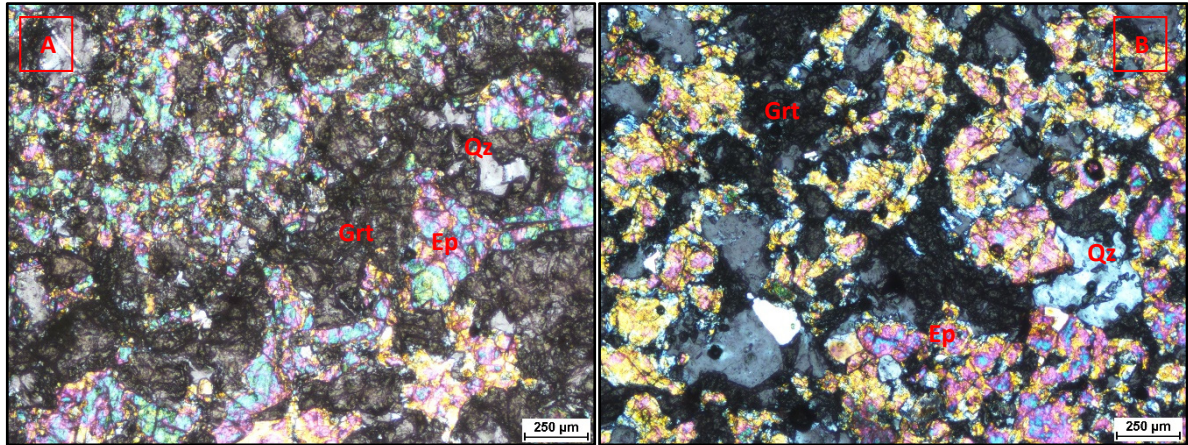
Figura 4.10 – Fotomicrografias da seção delgada de uma amostra do afloramento 29 (cálcio-silicática). (A) Detalhe para simplectito epidoto + quartzo (B) plagioclásio com alteração sericítica.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Outra rocha cálcio-silicática dessa unidade descrita (afloramento 30) não apresentou anfibólios em seção delgada. Esta, possui trama granoblástica constituída predominantemente por clinozoisita/epidoto (50%), quartzo (30%) e granada (20%) (Figura 4.11). A clinozoisita/epidoto possui tamanho médio de 0,5 mm e ocorrem como cristal xenoblástico fazendo contato com o quartzo de forma interlobada côncavo-convexa; o quartzo também é xenoblástico e possui tamanho médio de 0,4 mm; as granadas possuem forma xenoblástica e possuem tamanho médio de 0,4 mm e exibem fraturas. Assembleia mineral indicativa de fácies xisto verde.

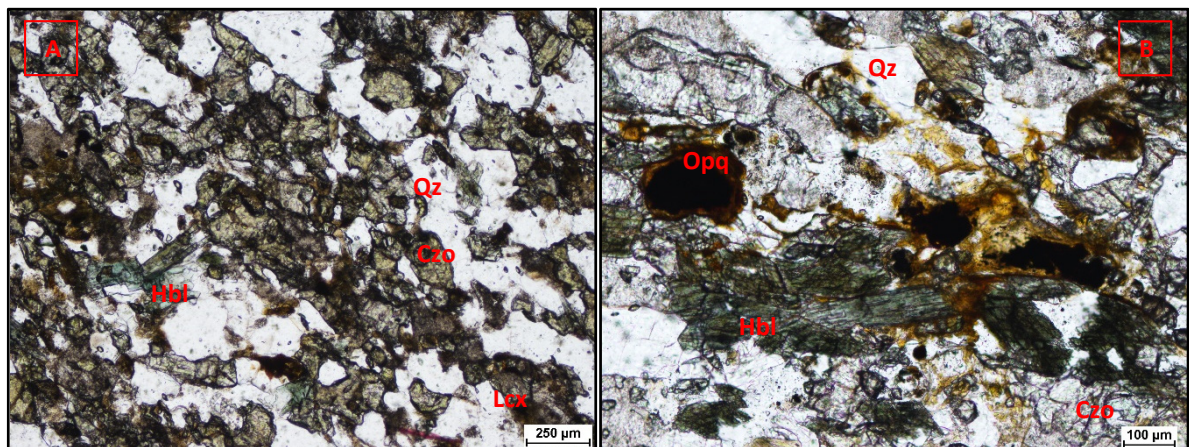
Figura 4.11 – Fotomicrografias da seção delgada de uma amostra do afloramento 30. (A) Óxidos preenchendo fraturas ao longo das granadas (B) Mesmo contexto anterior, mas em outra porção da seção.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A rocha cálcio-silicática coletada do afloramento 56 apresenta, como diferencial as outras amostras descritas anteriormente, óxidos primários em reação de desestabilização cujo produto pode ter presença de titânio. Possui trama granoblástica composta por clinzoisita/epídoto (30%), quartzo (20%), plagioclásio (20%), óxidos primários (15%), hornblenda (10%) e leucoxênio (5%) (Figura 4.12). A clinzoisita ocorre como cristais xenoblásticos com tamanho médio de 0,2 mm; o quartzo possui forma xenoblástica e tamanho médio de 0,25 mm; o plagioclásio se encontra amplamente com alteração sericítica. Os cristais de óxidos opacos possuem tamanho variando entre 0,05 mm até 0,4 mm, ocorrem associados aos minerais do grupo do epídoto e possuem característica alteração núcleo-borda em tons castanho-avermelhados; leucoxênio com tamanho médio de 0,1 mm está presente na trama e apatita encontra-se como fase acessória. Assembleia mineral indicativa de fácies anfíbolito.

Figura 4.12 – Fotomicrografias da seção delgada de uma amostra do afloramento 56. (A) Aspecto geral da seção. (B) Detalhes para óxidos desestabilizando com liberação de titânio.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2.2 Unidade 2 – *Metatexitos Acopiara + Milonitos*

Almeida *et al.* (2008) descreve rochas encontradas nessa unidade como milonitos, protomilonitos, blastomilonitos e derivações diversas e que ocorrem como faixas deformadas e com foliação comumente verticalizada.

A unidade subsequente é composta predominantemente por rochas milonitizadas, metatexitos e rochas cálcio-silicáticas, e em menor volume, leucogranitoides milonitizados. Afloram na porção oeste da área de estudo (Figura 4.4) e, de acordo com as imagens gamaespectrométricas dos elementos individuais (Figura 4.2) são caracterizadas por moderadas contagens de potássio, tório e urânio.

Os milonitos (Figura 4.13) apresentam evidente nível de deformação de sua trama intracristalina, cujos cristais, principalmente quartzo, feldspatos potássicos e biotitas, se encontram bastante estirados. Algumas rochas encontram-se mais deformadas do que outras em posições relativamente próximas umas das outras, fato atribuído ao nível de competência dos materiais que compõem estas rochas. Ocorrem geralmente apresentando altos mergulhos da foliação e são situadas na porção mais a leste da área, em consonância com a área de influência da Zona de Cisalhamento Transcorrente Senador Pompeu. Estas rochas possuem contatos gradacionais com os litotipos da unidade 3. Apresentam um conjunto de indicadores cinemáticos como porfiroclastos tipos sigma e delta, que permitem indicar o sentido de movimentação da transcorrência como dextral. Fotomicrografias de um milonito desta unidade se encontra na Figura 4.16.

Figura 4.13 – Milonitos (A) Afloramento (4) no rio Banabuiú. (B) Aspecto textural do milonito com porfiroclastos sigmoides com cinemática dextral.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A Figura 4.14 apresentam metatexitos identificados na área e que possivelmente correspondem aos litotipos pertencentes à unidade 1, ou seja, metatexitos Acopiara. Possuem cor cinza, granulação média e bandamento típico paralelo a foliação regional, podendo estar milonitizados. Apresentam bandas leucossomáticas centimétricas, composta por quartzo e feldspatos e bandas melanossomáticas compostas principalmente por biotita.

Figura 4.14 – Metatexitos da unidade 1 se encontrando milonitizados dentro da unidade 2. (A) Afloramento em corte de estrada. Afloramento 3. (B) Afloramento em pequeno barranco. Afloramento 58.



Fonte: Elaborado pelo autor.

As rochas cálcio-silicáticas (Figura 4.15) dessa unidade possuem cor cinza-esverdeada, granulação fina a média, e bandamento não proeminente, milimétrico caracterizado por bandas mais félsicas (quartzo-feldspáticas) e outras mais máficas (compostas por epidoto e anfibólios). Estas rochas se encontram frequentemente fraturadas.

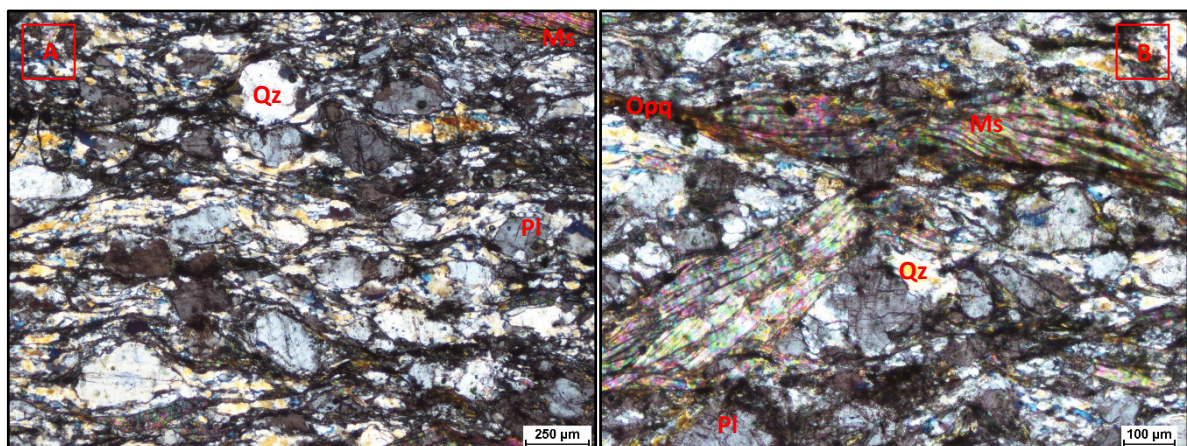
Figura 4.15 – Cálcio-silicáticas (A) Aspecto de campo geral; rochas se encontram com grande presença de fraturas. Afloramento 32. (B) Detalhe para bandamento milimétrico na horizontal. Afloramento 32.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Uma amostra de milonito referente ao afloramento 34, ao microscópio petrográfico possui trama lepidogranoblástica constituída por muscovita (40%), quartzo (35%), plagioclásio (15%) e biotita (10%). Muscovitas ocorrem como palhetas subidiomórficas deformadas (*mica fishes*), por vezes apresentando *kinkbands*, com tamanho médio, relativamente grande, de 0,8 mm, e dessa forma funcionam como divisores de bandas mais granoblásticas formadas por quartzo e feldspato; o quartzo ocorre xenoblástico, estirado, com tamanho médio de 0,2 mm. Os plagioclásios possuem tamanho médio de 0,15 mm e ocorrem associados ao quartzo; enquanto que as biotitas ocorrem em forma de palhetas xenoblásticas como faixas lineares subparalelas que definem uma foliação; minerais opacos ocorrem disseminados ao longo dessas faixas. Assembleia mineral indicativa de fácies xisto verde.

Figura 4.16– Fotomicrografias de uma amostra do afloramento 34 (Milonito). (A) Grãos de quartzo rotacionados, com cinemática sinistral (B) Detalhe para muscovita deformadas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2.3 Unidade 3 – Leucogranitos Nenelândia

Almeida *et al.* (2008) definem para esta unidade os leucogranitoides a biotita-muscovita-granito e granada-biotita-muscovita-granitos de coloração cinza e com granulometria fina a média, compostos por oligoclásio, microclina, quartzo e biotita.

Esta unidade é caracterizada pela presença de leucogranitoides cinzas e róseos com granulações, finas a grossas. Estas rochas correspondem aos leucogranitos do Batólito Nenelândia, uma intrusão granítica de direção NE-SW que se estendem desde a cidade de Milhã. Suas rochas ocupam toda a porção central da área de estudo e, de acordo com interpretação de imagens geofísicas e dados de campo, estes litotipos afloram como *sheets* e/ou como pequenos plutons e formam um padrão com estruturas se cruzando que pode ser visto mais nitidamente na Figura 3.4C. Na imagem ternária (Figura 3.3), essa unidade apresenta cores tipicamente rosa-avermelhadas a amarelo-esverdeadas. A partir dessas variações texturais decorrentes da resposta espectrométrica dos radioelementos, separou-se esta intrusão em 3 três zonas distintas (fácies), que correspondem aos domínios interpretados na Figura 4.4. A porção mais a oeste, e outra mais ao centro, do mapa geológico, são representadas por uma zona hachurada em vermelho, que, de acordo com as imagens de contagens individuais dos radioelementos (Figura 4.2), possuem contagens muito altas de potássio e contagens moderadas para tório. A zona em vermelho claro, e sem hachura, corresponde a contagens mais homogêneas de potássio e urânio. A zona mais a leste possui contagens altas para potássio e muito altas para tório e urânio.

Um dos principais litotipos que afloram nesta unidade corresponde a leucogranitos fino a médios, milonitizados e esbranquiçados – granada-biotita-muscovita-leucogranitos – caracterizados por possuírem mineralogia essencial a base de quartzo, feldspatos, biotita, muscovita e, não raramente, granada, que evidenciada o alto conteúdo de Al_2O_3 nessas rochas. Afloram na porção central da área de estudo como afloramentos rasteiros e intemperizados, mas são facilmente identificadas pela cor do solo que os sobrepõem, caracteristicamente muito branco e contendo pontos brilhantes, devido a alteração e cominuição de feldspatos e presença de fragmentos placoides de muscovita, respectivamente. Possuem duas variações texturais principais, uma de granulação fina (Figura 4.17) e outra grossa (Figura 4.18). Em alguns afloramentos há a presença, intercalada ou inclusa, nestes litotipos, de faixas e/ou *clots* de biotita, representados nas figuras 4.19 A e B.

Figura 4.17 – Leucogranito fino róseo (A) Aspecto de campo do granitoide fino rosado. Pode-se notar estruturas de foliação magmática na horizontal. Afloramento 10. (B) Aspecto textural do granito. Detalhe para granadas de 1 a 2 mm disseminadas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 4.18 – Leucogranito grosso róseo. (A) Aspecto de campo do granitoide grosso róseo. Afloramento 18. (B) Aspecto textural do granito. Rochas presentes nas zonas hachuradas em vermelho.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os leucogranitos cinza – biotita-monzogranitos – afloram em termos mais equigranulares (Figura 4.19), finos a grossos, por vezes porfiríticos (Figura 4.21B). Em alguns desses fenocristais, a deformação aplicada permite definir a cinemática da zona como sinistral, no entanto, se destaca a presença, em menor número, de indicadores destrais. Afloram como *sheets* ou pequenos lajedos, quase sempre intercalados aos metatexitos, exibindo contatos gradacionais, com exceção dos pontos no extremo norte da área onde afloram isoladamente, ou de maneira que essa intercalação não pôde ser observada. Alguns afloramentos exibem faixas alternadas que podem indicar o resultado de mistura entre magmas de composições distintas.

Figura 4.19 – Granitoide fino cinza. (A) Aspecto de campo do granitoide fino cinza. Afloramento 10. (B) Detalhe do granito com banda quartzo-feldspática ao longo da fratura.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 4.20 – (A) Faixas xistosas da encaixante intercalada com leucogranitoide grosso róseo. Afloramento 12. (B) *Clot* de biotita no leucogranito grosso. Afloramento 53 (porção hachurada em verde no mapa da Figura 4.1).



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 4.21 – Detalhe dos granitoides. (A) Foliação magmática (indicada na figura) sendo truncada pela foliação regional. Afloramento 64 (porção hachurada em vermelho no mapa da Figura 4.1). (B) Granitoide cinza porfirítico com alinhamento de fenocristais. Afloramento 28.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Vale ressaltar que esta unidade, juntamente com a unidade 1, é extensamente caracterizada pela presença de mobilizados tardios na forma de diques ou veios de composição pegmatítica (Figura 4.22A) ou quartzosa (Figura 4.22B). Os veios pegmatíticos possuem grãos com tamanho variando entre 0,5 cm até 10 cm. Estas rochas representam o preenchimento de fraturas extensionais com estes materiais em estágios que pós-datam a formação das rochas hospedeiras. Estas rochas afloram em todas as unidades, mas vale salientar que os veios pegmatíticos cortam em maior expressão as rochas da unidade 1.

Figura 4.22 – Aspecto de campo dos mobilizados tardios. (A) Dique pegmatítico cortando leucogranito fino cinza. Afloramento 16. (B) Veio de quartzo cortando leucogranito fino róseo. Afloramento 11.

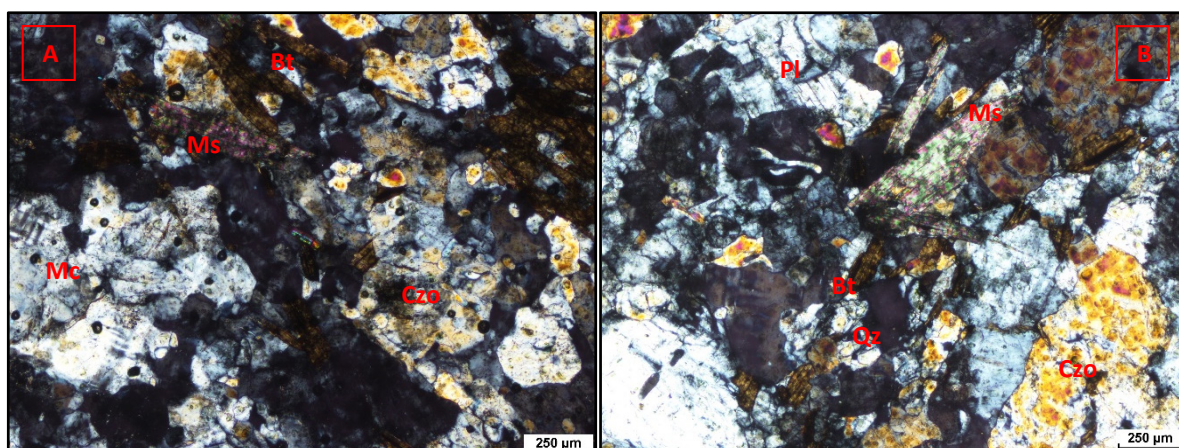


Fonte: Elaborado pelo autor.

Ao microscópio, uma amostra do afloramento 14, monzogranito deformado e alterado (Figura 4.23) possui trama inequigranular, com aspecto intensamente fraturado composta por clinzoisita (30%), plagioclásio (15%) quartzo (15%), biotita (25%), feldspato potássico (10%) e muscovita (5%). A clinzoisita ocorre como grãos subédricos com tamanho

médio de 0,5 mm e aparenta sobrepor o plagioclásio; o plagioclásio apresenta fraturas e alteração sericítica disposta a partir do núcleo dos grãos; o quartzo ocorre subédrico, com tamanho médio de 0,1 mm e apresentam extinção ondulante; biotitas se apresentam como palhetas subédricas e possuem deformação – *kinkbands*; muscovitas ocorrem como palhetas subédricas, com tamanho médio de 0,5 mm e ocorrem como produto de alteração de biotitas, mas também ocorrem como primárias. Zircão (cristais prismáticos metamictizados), titanitas e leucóxênio ocorrem como fases acessórias. A presença de alteração sericítica e epidotização (tardia) indica uma assembleia de alteração de temperaturas médias. Mineralogia indicativa de fácies xisto verde.

Figura 4.23 – Fotomicrografias de seção delgada de amostra do afloramento 14 (Monzogranito deformado e alterado). (A) Aspecto geral da seção delgada (B) Muscovita associada a biotita e clinozoisita.

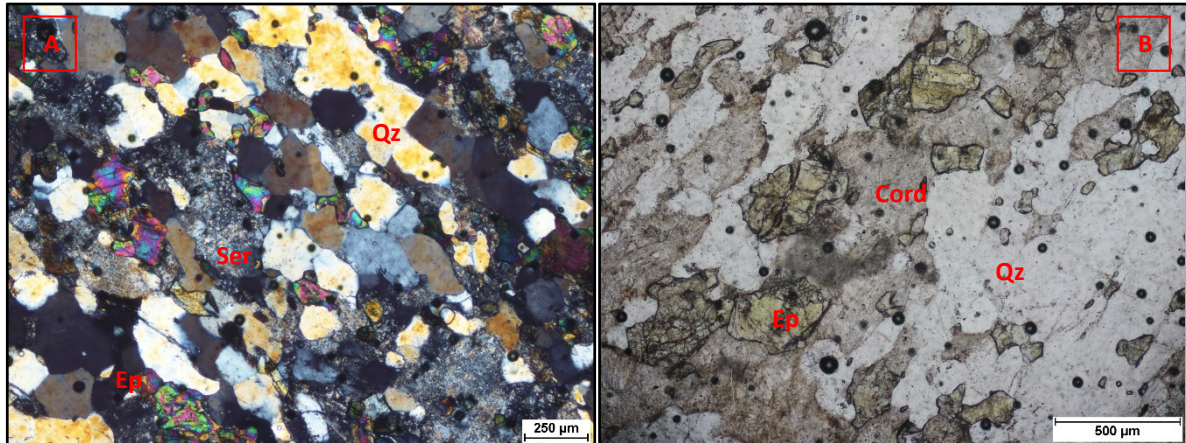


Fonte: Elaborado pelo autor.

Uma amostra do afloramento 20, sienogranito deformado e muito alterado (Figura 4.24) é caracterizada, ao microscópio, por possuir uma trama interlobática composta por quartzo + cordierita pinitizada (50%), epidoto (25%), feldspato potássico (25%). O quartzo possui tamanho médio de 1,5 mm, ocorre como grãos anédricos, possuem extinção ondulante, e fazem contatos suturados, entre si, e com os epidotos. Possuem inclusões de epidoto; o epidoto/clinozoisita ocorre como grãos anédricos, mas também subédricos, com tamanho médio de 1,5 mm, dispostos em arranjo subparalelo em uma direção preferencial, zonados e apresentando alteração nas bordas para material marrom. Possui fraturas e pleocroísmo entre incolor e amarelo-esverdeado pálido, além de possuir alguns contatos serrilhados, cujas reentrâncias são ocupadas por quartzo e cordierita; o plagioclásio possui forma anédrica, tamanho médio de 2 mm, e apresenta alteração sericítica. Zircões são comuns (prismas curtos

– indicam mais alta temperatura) e titanita, rutilo e leucoxênio compõem o restante da fase acessória. Assembleia mineral indicativa de fácies anfibolito alto.

Figura 4.24 – Fotomicrografias de seção delgada de amostra do afloramento 20. (A) Aspecto geral da seção delgada. (B) Plagioclásios inteiramente sericitizados.

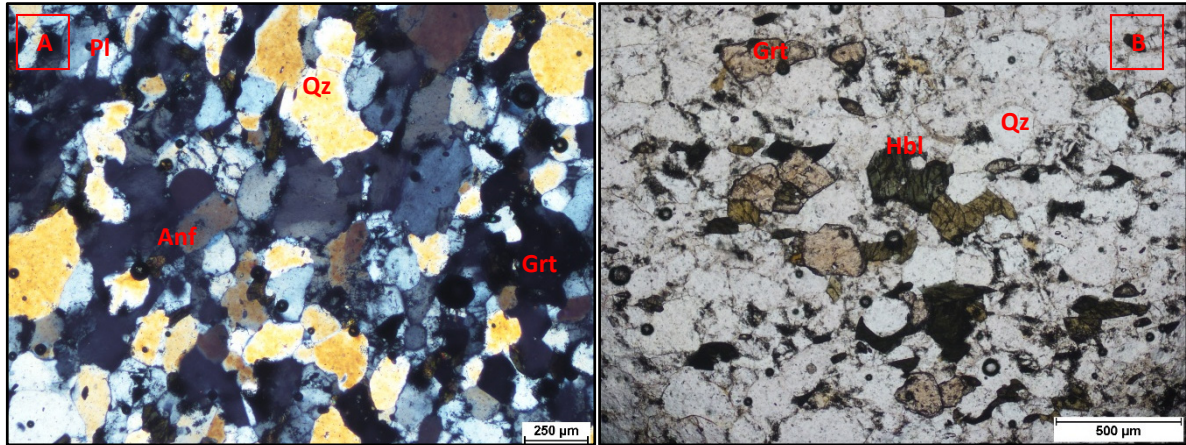


Fonte: Elaborado pelo autor.

Duas seções delgadas foram confeccionadas para uma amostra do afloramento 28 por apresentarem variações texturais significativas.

Ao microscópio uma amostra do afloramento 28, granodiorito gnaissificado (seção delgada 1 – Figura 4.25) possui trama granular composta por quartzo (35%), plagioclásio (25%), hornblenda verde (20%) e granada (15%). O quartzo ocorre como grãos subédricos a anédricos, com tamanho médio de 0,4 mm e contatos retos; o plagioclásio ocorre como grãos anédricos com tamanho médio de 0,3 mm; hornblenda ocorre como grãos anédricos a subédricos, por vezes euédricos (seções basais), com tamanho médio de 0,2 mm, possui pleocroísmo forte de verde escuro para amarelo pálido e possui uma leve orientação preferencial dos grãos; a granada ocorre como grãos subédricos, principalmente, com contatos retos, comumente associada a hornblenda e possuindo inclusões de quartzo; zircões, bem metamictizados, compõem a fase acessória. Assembleia mineral indicativa de fácies anfibolito.

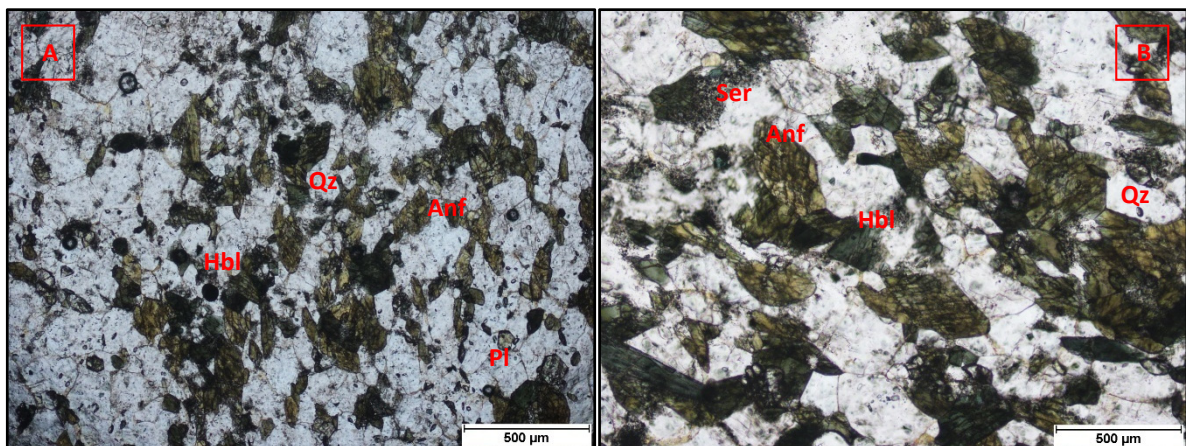
Figura 4.25 – Fotomicrografias de seção delgada de amostra do afloramento 28-1. (A) Aspecto geral da seção delgada. (B) Detalhe para granada associada a anfibólios.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Ao microscópio uma segunda seção delgada do afloramento 28, granodiorito (Figura 4.26), de caráter mais anfibolítico (ortoderivado - gnáissico) possui trama semi-poligonal composta por quartzo (25%), plagioclásio (25%), anfibólios (25%) e epidoto (25%); o quartzo ocorre como cristais anédricos a subédricos com tamanho médio de 0,2 mm; plagioclásio ocorre como grãos anédricos, com tamanho médio de 0,3 mm; anfibólios ocorrem como hornblendas e anfibólios da série Hastingsita. Hornblendas ocorrem como grãos subédricos, com tamanho médio de 0,25 mm, e possuem grãos deformados que indicam cinemática dextral, apresentam alinhamento subparalelo de grãos. Anfibólios da série Hastingsita se apresentam subédricos a anédricos, possuem tamanho médio de 0,25 mm, e ocorrem se alterando para epidoto e hornblenda; epidoto ocorre como grãos subédricos, com tamanho médio de 0,25 mm, possuem contatos retos e contendo inclusões de quartzo. Como fase acessória é a apatita. Assembleia mineral indicativa de fácies anfibolito.

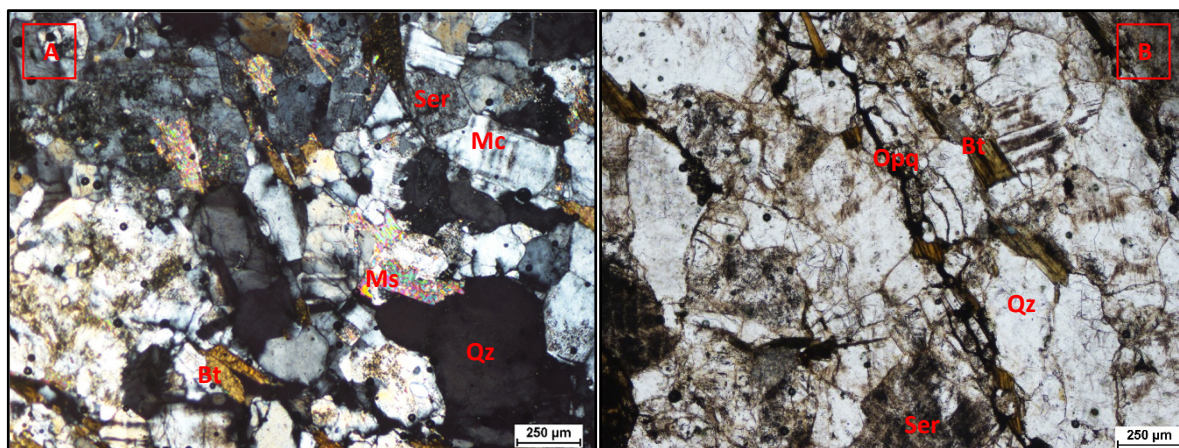
Figura 4.26 – Fotomicrografias de seção delgada de amostra do afloramento 28-2. (A) Aspecto geral da seção delgada. (B). Detalhe para hornblenda e minerais da série Hastingsita.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Ao microscópio petrográfico, uma seção delgada de leucogranito do afloramento 65 (Figura 4.27) exibe trama inequigranular composta por quartzo (40%), plagioclásio (25%), microclina (15%), biotita (10%) e muscovita (10%). O quartzo ocorre como grãos subédricos, com tamanho médio de 0,7 mm, comumente fraturado, em algumas porções exibindo contato poligonal, em outras, contatos corroídos com os demais grãos; plagioclásio ocorre como grãos subédricos a anédricos com tamanho médio de 0,5 mm e alteração sericítica; microclina ocorre com maclas xadrez característica, tamanho médio de 0,5 mm, e exibe alteração sericítica; biotita ocorre como palheta subédrica subparalelas, com tamanho médio de 0,5 mm, com orientação preferencial e também ocorrem como inclusões dentro do quartzo; muscovita (mica branca?) ocorre como palheta subédrica com tamanho de 0,35 mm. Algumas se apresentam um pouco dobradas. Também ocorrem inclusas nos feldspatos e alterada a partir dos mesmos, em suas bordas. Compondo a fase acessória se tem: titanita e minerais opacos. Há óxidos nas fraturas dos minerais e feldspatos exibem bandas de deformação. O contexto desta seção sugere temperatura contrastantes. Assembleia mineral indicativa de fácies anfibolito.

Figura 4.27 – Fotomicrografias de seção delgada de amostra do afloramento 65. (A) Aspecto geral da lâmina (B) Óxidos preenchendo fraturas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2.4 Unidade 4 – Depósitos Aluvionares

Representados por sedimentos arenosos/cascalhosos de coloração branca composta por grãos de quartzo e feldspatos principalmente. Correspondem as calhas do rio Banabuiú e ocorrem na porção central e sudoeste da área de estudo. Na Figura 4.4, composição ternária, esta unidade é representada por porções esverdeadas, com exceção de sua porção nordeste, que possui cor preta, relativa as contagens muito baixas para os 3 radioelementos como indicado na Figura 4.2, itens A, B e C.

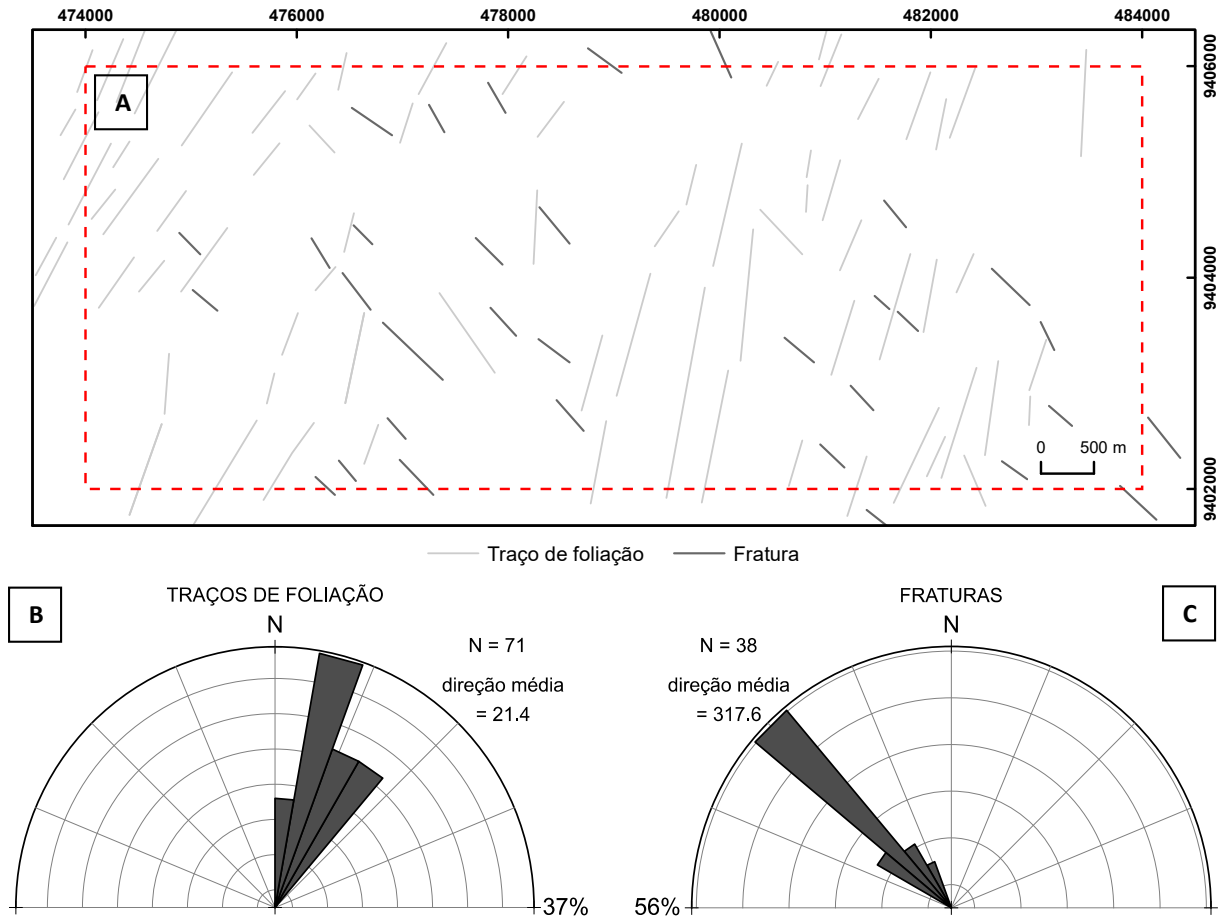
4.3 Arcabouço Estrutural

Zonas de cisalhamento são zonas planares, ou curviplanares, em forma de folhas, que possuem comumente uma componente não-coaxial, no qual as rochas contidas na mesma são bem mais deformadas do que as rochas adjacentes a ela (DAVIS *et al.* 2012; PASSCHIER & TROUW, 2005). Elas marcam nos litotipos uma deformação de alta intensidade que pode ser vista em megaescala (imagens de satélite), mesoescala (afloramento) e microescala (seção delgada). Elementos estruturais como: alto ângulo de mergulho da foliação, bandas de cisalhamento, porfíblastos deformados, mica *fishs* e dobras, foram identificadas junto às rochas em campo e representam estruturas (foliação milonítica) características dessas zonas crustais.

Uma primeira aproximação do contexto estrutural da área foi realizada por meio da interpretação de lineamentos estruturais identificados por meio de produtos de imageamento orbital por satélite e dados de radar. Para análise da direção azimutal preferencial dos lineamentos se utilizou diagramas de roseta, produzidos no programa Open Stereo. Os dados processados são representados na forma de mapas de lineamentos estruturais.

No mapa da Figura 4.28, dois conjuntos de estruturas são interpretadas: traços dúcteis de foliação e traços rúpteis de fraturas. Estes lineamentos são predominantemente retos, raramente curvados, apresentam subparalelismo e espaçamento relativamente regular em algumas zonas. Para a foliação, se obteve uma direção média de 21.4° Az (NNE-SSW) para 71 feições lineares analisadas. Já para as fraturas, essa direção é de 317.6° Az (NE-SW) para um total de 38 lineamentos identificados. Estes dados estão representados nos diagramas de roseta da Figura 4.28, itens B e C, respectivamente. Vale salientar que a interpretação dessas estruturas, como foliação e fratura, é corroborada por medições efetuadas em campo, apresentadas nos diagramas das figuras 4.33 e 4.35, respectivamente.

Figura 4.28 – Mapa de lineamentos estruturais da área identificados com uso de imagem de satélite e modelo digital de elevação (MDE). Retângulo tracejado vermelho marca a área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O feixe de lineamentos, representado na Figura 4.28, com *trend* médio de 21.4° Az, corresponde, no geral, às cristas relacionadas ao movimento transcorrente da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP). Dessa forma, estas feições superficiais são as mais proeminentes na área de estudo. Formam um conjunto de lineamentos descontínuos e subparalelos com *trend* NNE-SSW contendo aproximadamente 400 km de comprimento e 10 km de espessura (CABY & ARTHAUD, 1986).

Almeida et al. (2008) mapearam uma estrutura que corresponde a uma zona de cisalhamento transpressional dextral. É importante ressaltar que esta estrutura se encontra em níveis crustais mais rasos em comparação com as outras identificadas na área, e por este motivo, sua resposta nas imagens magnetométricas não é nitidamente identificável, por outro lado, é vista com maior facilidade na imagem Landsat (Figura 3.1). Estas falhas de empurrão são anteriores às transcorrências sinistras e fraturamentos em pares riedel-antiriedel. Deste modo, estas últimas podem corresponder a ramificações sinistras resultantes de reativações de zonas de cisalhamento dextrais mais antigas, como a Senador Pompeu.

Para fins de sistematizar as estruturas identificadas na área de estudo, as mesmas foram agrupadas em dois grupos, que representam dois regimes deformacionais com características distintas, sendo eles: deformação dúctil e rúptil.

4.3.1 Deformação dúctil

Dentro deste grupo se encontram estruturas formadas, segundo Davis *et al.* (2012), em corpos rochosos que tendem a acomodar a deformação sem que ocorra perda da coesão dos mesmos. Estas estruturas são representadas por foliações, dobras, e lineações causadas por estiramento de minerais.

5.3.1.1 Foliação S1

Uma foliação com intensidade de mergulho média de aproximadamente 45° para NNE é identificada nos metatexitos Acopiara. Esta foliação é vista mais facilmente nos termos mais xistosos dessas rochas. Dobras recumbentes (Figura 4.29A), que possuem plano axial horizontalizado, também ocorrem nos domínios desses litotipos. A segregação composicional inerente à formação dos migmatitos dessa unidade também funciona como mecanismo verificável do evento deformacional responsável por materializar a foliação em questão. Uma clivagem de crenulação (Figura 4.29B) também é observada nos leucogranitoides Nenelândia, ocasionada pela transposição, ainda que incipiente, da foliação S1. A clivagem de crenulação evidencia planos de cisalhamento marcando uma deformação tardia nessas rochas que já possuíam uma foliação pronunciada. O plano axial horizontalizado da dobra recumbente indica uma tectônica tengencial associada à sua formação.

Figura 4.29 – (A) Dobra recumbente métrica e segregação migmatítica bem definida pelas bandas neossomáticas granitoides horizontais do metatexito Acopiara – Afloramento 29. (B) Clivagem de crenulação centimétrica no leucogranitoide Nenelândia – Afloramento 14.



Fonte: Elaborado pelo autor.

5.3.1.2 Foliação S2

Geomorfologicamente, esta foliação é destacada, em grande parte, pelas cristas e morrotes da ZCSP que ocorrem na porção noroeste da área, orientados na direção NNE-SSW. Esta foliação milonítica (S2) possui intensidades de mergulho que variam entre 60° e 84° , com média de 66.4° , para ESE (112.5° Az) na porção mais a leste da área. Além desse feixe principal, há também um cisalhamento importante no centro da área, apresentando mergulhos mais baixos em comparação com o cisalhamento anterior, variando entre 42° e 65° , com média de aproximadamente 47° , para ESE (114.7° Az). Este, no entanto, não é destacado no relevo tão bem quanto à foliação anterior, mas é identificado nitidamente por meio das imagens magnéticas (Figura 3.2). Dados de foliação levantados em campo constam na Figura 4.30.

Associada a esta foliação há uma lineação de estiramento mineral, materializada por quartzo e feldspato, cujo caimento é de 19° para NE (37.5° Az) (Figura 4.30A). Bandas de cisalhamento (Figura 4.31A) e dobras intrafoliais com eixo subvertical (Figura 4.31B) compõem o restante das estruturas formadas concomitante à foliação milonítica S2.

Segundo Fossen (2010) as lineações de estiramento mineral desenvolvidas ao longo da foliação em zonas de cisalhamento dúcteis, indicam o eixo X no elipsoide de deformação.

Figura 4.30 – Aspectos da foliação milonítica (S2). (A) Metatexito Acopiara milonitizado – Afloramento 3. (B) Milonito Senador Pompeu – Afloramento 4.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 4.31 – Aspectos da foliação milonítica (S2). (A) Banda de cisalhamento (S2) cortando a foliação (S1) no granitoide porfirítico milonitizado – Afloramento 17. (B) Dobra intrafolial com eixo subvertical no milonito Senador Pompeu – Afloramento 4.



Fonte: Elaborado pelo autor.

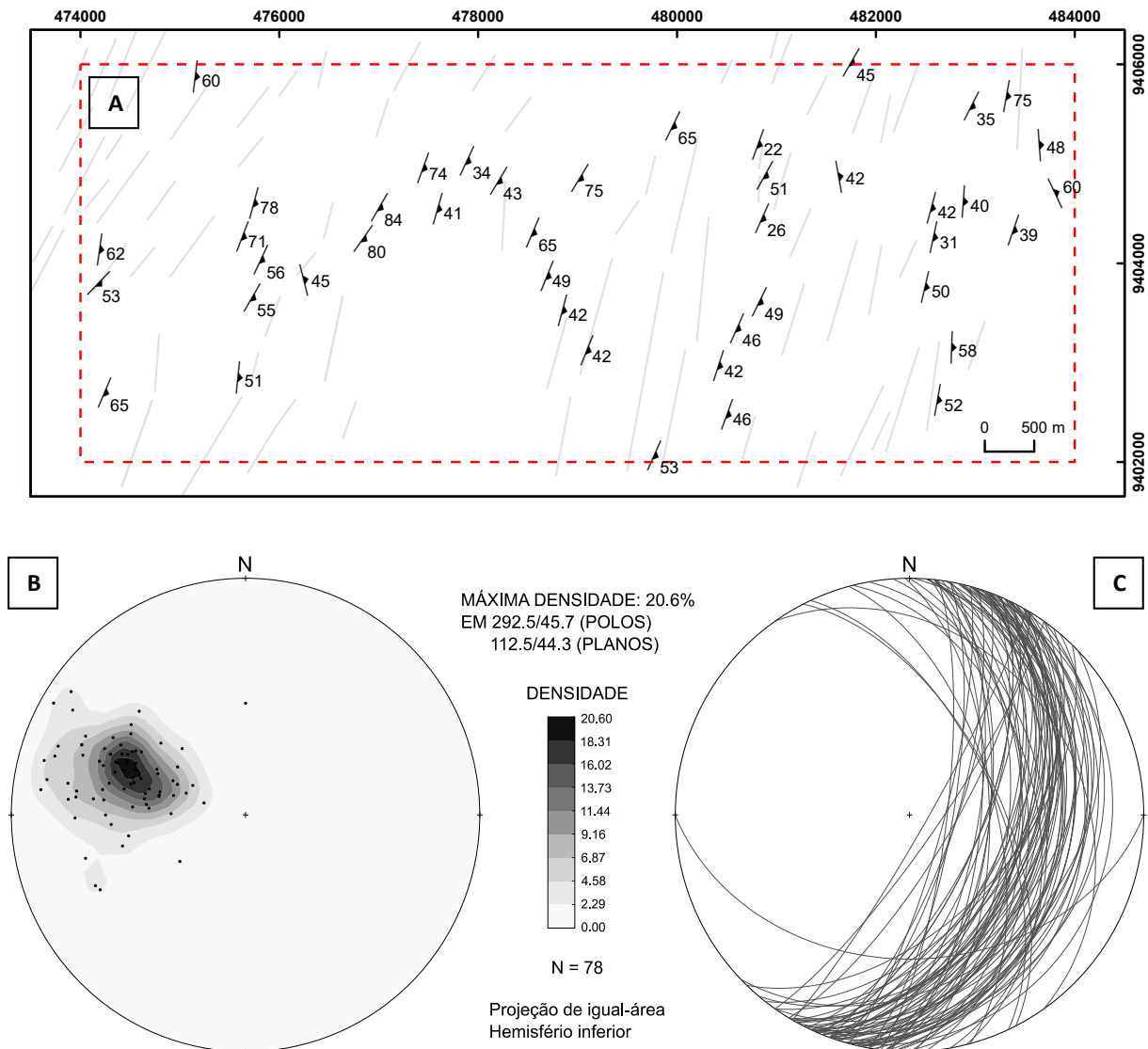
A atuação da ZCSP também é responsável por alçar alguns litotipos a mergulhos mais subverticalizados, como representado nos metatexitos Acopiara da Figura 4.32.

Figura 4.32 – Variação da intensidade de mergulho dos metatexitos Acopiara ao longo da ZCSP. (A) Litotipo com alto mergulho – Afloramento 6. (B) Litotipo com mergulho moderado – Afloramento 26.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 4.33 – (A) Mapa de representação das foliações. (B) Diagrama de contornos dos polos da foliação. (C) Diagrama de planos das foliações.



Fonte: Elaborado pelo autor.

5.3.1.3 Estrutura Primária

Uma direção de fluxo magmático, caracterizada pelo alinhamento de fenocristais primáticos de feldspato potássico na direção NE-SW foi identificada em granitoides porfiríticos (Figura 4.34).

Figura 4.34 – Estruturas primárias. (A) Alinhamento de fenocristal de k-feldspato – Afloramento 46. (B) Alinhamento de fenocristal de k-feldspato – Afloramento 28.



Fonte: Elaborado pelo autor.

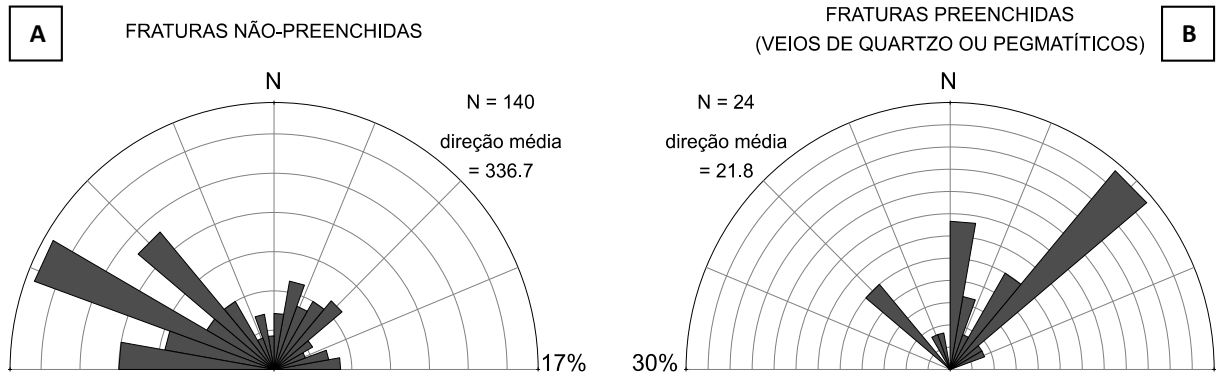
4.3.2 Deformação rúptil

Para Davis *et al.* (2012) corpos rochosos rúpteis acomodam a deformação com significativa perda de coesão, de modo que a deformação é altamente concentrada em zonas estreitas, formando fraturas.

4.3.2.1 Fraturas

Estruturas descontínuas planares encontradas nos litotipos da área de estudo são representadas por juntas e falhas. As juntas se mostram comumente verticalizadas a subverticalizadas ao longo da direção NW-SW (média de 336.7° Az), como apresentado no diagrama de roseta da Figura 4.35A, juntamente com os dados de fraturas extensionais preenchidas por veios de quartzo ou por material de composição pegmatítica (Figura 4.35B). Estas estruturas representam o estágio mais recente de aplicação dos esforços que são aplicados nas rochas que ocorrem na área. No geral, sistema de fraturas riedel-antiriedel ocorrem por toda a extensão da intrusão Nenelândia. Foi descrito ainda um falhamento pontual (Figura 4.37) com geometria em dominó que pode refletir uma pequena profundidade de formação dessas estruturas.

Figura 4.35 – Diagramas de roseta para fraturas levantadas em campo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 4.36 – (A) Fraturas em rochas cálcio-silicáticas – Afloramento 32. (B) Fraturas conjugadas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 4.37 – Falhamento com “geometria em dominó” nos leucogranitoides da unidade 3.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.4 Ocorrências Minerais

Os principais recursos minerais existentes na área de estudo estão relacionados aos minerais contidos em pegmatitos, dividindo-se nas classes dos minerais industriais e dos gemológicos (pedra semi-preciosas). Além disso, minerais como grafita, não necessariamente associadas aos pegmatitos, também foram identificados durante o mapeamento.

Estes recursos estão incluídos no Distrito Pegmatítico de Solonópole-Banabuiú. Segundo Almeida *et al.* (2008), os corpos pegmatíticos destes distritos estão intrudidos em litotipos do Domínio Ceará Central, especialmente xistos e gnaisses/migmatitos, cuja maior parte ocorre preenchendo descontinuidades nas mesmas (caráter tardio rúptil ou rúptil-dúctil). Ainda segundo estes autores, os pegmatitos de Quixeramobim são berilíferos (contém água-marinha e turmalinas) e os de Banabuiú possuem berilos industriais e turmalinas gemológicas. A partir datações Rb-Sr e K-Ar em biotita e muscovita, Almeida *et al.*, 1968 *apud* ALMEIDA *et al.* 2008) definem o intervalo entre 470 e 530 Ma para o alojamento desses corpos. Ainda, a partir de classificações geoquímicas são classificados na classe dos pegmatitos portadores de muscovita (ALMEIDA *et al.* 2008).

Os corpos pegmatíticos, portadores das mineralizações, possuem como rochas hospedeiras os litotipos do Complexo Acopiara, notadamente metatexitos. Na área de estudo os corpos pegmatíticos de maior extensão ocorrem nas localidades de Coque 1 e 2, a norte e a sul do rio Banabuiú. Como principal recurso mineral nesses pegmatitos se tem, principalmente, quartzo leitoso (Figura 4.38B) que ocorre como corpos lenticulares métricos, pouco fraturados, alongados na direção N-S.

Associados aos metatexitos Acopiara se encontrou uma pequena ocorrência de grafita como pequenas faixas com 30 cm de comprimento com 1 a 2 cm de largura entre as bandas leucossomáticas e melanossomáticas, paralelamente a foliação (Figura 4.38A).

Figura 4.38 – Ocorrências minerais da área de estudo. (A) Grafita intrafolial associada aos metatexitos Acopiara. (B) Corpos de quartzo leitoso associados aos pegmatitos.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Rochas cálcio-silicáticas com crosta de alteração ferruginosa (Figura 4.39A) ocorrem na Unidade 1 na porção leste da área de estudo. Um bom guia para a ocorrência dessas rochas com esse tipo de alteração é a coloração do solo, caracterizada por tons vermelho-escuros a marrons (Figura 4.39B), em decorrência da concentração de ferro no mesmo decorrente de alteração intempérica superficial.

Figura 4.39 – Aspecto de ocorrência das cálcio-silicáticas. (A) Bloco solto de rocha cálcio-silicática apresentando crosta ferruginosa. (B) Solo avermelhado onde afloram rochas cálcio-silicáticas; detalhe para blocos soltos de cálcio-silicáticas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Nas proximidades do afloramento 49, se identificou uma cava abandonada (Figura 4.40) utilizada para o garimpo de pedras como berilos e águas-marinhas. Na mesma, é possível

identificar o nível até onde se seguiu com a lavra artesanal e são apresentados os níveis em que foram utilizados explosivos para desmonte das rochas.

Figura 4.40 – Cava abandonada na região de Coque onde se garimpava berilos e outras pedras coradas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Ocorrências de minerais óxidos foram descritas nas Unidades 3 (3 ocorrências) e 1 (1 ocorrência). Das quatro ocorrências descritas, apenas uma não se encontra ao longo de zonas cisalhamento. Ocorrem como grãos pretos, relativamente subédricos (possuem faces cristalinas), com tamanho médio de 1 mm (Figura 4.41 A e B).

Figura 4.41 – Aspecto das ocorrências de minerais óxidos magnéticos. (A) Óxidos magnéticos disseminados ao longo de microfraturamento em veio de quartzo no leucogranito grosso cinza da Unidade 3. Afloramento 25. (B) Óxidos magnéticos dispostos ao longo do leucogranito fino cinza da Unidade 3. Afloramento 65.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Turbalinitos (Figura 4.39A) são rochas no qual o conteúdo de turmalina excede entre 15 e 20% de seu volume (SLACK, 1982). Rochas que se encaixam nesta categoria foram encontradas, na porção leste da área de estudo em contato com diques pegmatíticos (Figura 4.42B), ao longo de uma zona de cisalhamento sinistral que corta as supracrustais do Complexo Acopiara (Unidade 1).

Figura 4.42 – Aspecto de campo dos turbalinitos (A) e pegmatitos em contato intercalado (B). Afloramento 55.



Fonte: Elaborado pelo autor.

5 DISCUSSÃO

A partir dos dados litoestruturais levantados na etapa de campo e processados na etapa pós-campo é possível tecer algumas considerações a respeito da evolução geológica das rochas aflorantes na área, em especial do batólito Nenelândia.

Os granitoides estudados que compõem o batólito Nenelândia são os granada-biotita-muscovita-leucogranitos, biotita-monzogranitos, sienogranitos e granodioritos. Estas rochas apresentam texturas e colorações que definem as variadas fácies deste batólito, tais como granulação fina a média, equigranular, mas por vezes porfirítica, cores cinza e róseas, com e sem desenvolvimento de foliação penetrativa. De acordo com o mapa geológico da Figura 4.4 os leucogranitoides do batólito Nenelândia estão envolvidos, em suas extremidades leste e oeste, pelos metatexitos do Complexo Acopiara (Unidade 1), em contato gradacional e leucogranitoides milonitizados da unidade 2. Isto pode sugerir que os granitoides Nenelândia foram amplamente derivados a partir das rochas dessas unidades adjacentes. Esta suposição é corroborada por conclusões feitas por Almeida *et al.* (2008) acerca da litogeoquímica desses leucogranitoides, que indica formação por processos de fusão parcial. Além disso, faixas ricas em biotita em meio aos leucogranitoides (Figura 4.20) podem indicar termos restíticos, de natureza mais crustal, das rochas-fontes que os precedem. No entanto, apenas este fato não é suficiente para atribuir sua fonte como exclusivamente crustal, visto que algumas estruturas mais contaminadas com material crustal podem ser fortemente assimiladas ao magma. E se houver contribuição não crustal, devido à significativa presença das zonas de cisalhamentos com porções de temperaturas mais elevadas, esta ocorre raramente.

A intrusão deste batólito se deu a partir de diversos pulsos, representados pela diversidade de litotipos que o constitui como leucogranitos cinza e róseos, finos e grossos, e pelo estilo de ocorrência dessas rochas, ora como *sheets*, ora como lajedos (pequenos plutons/*stocks* em escala maior). Essa disposição pode ser evidenciada também na Figura 3.4C, onde corpos arredondados encontram-se entrecruzados com outros que possuem forma de bastões. Outra característica dos vários pulsos de magmas formadores desta intrusão (Figura 5.1) são os condicionantes estruturais, evidenciados pelo truncamento entre as foliações dos granitos cinza (32° para 136Az) e o róseo (39° para 180Az).

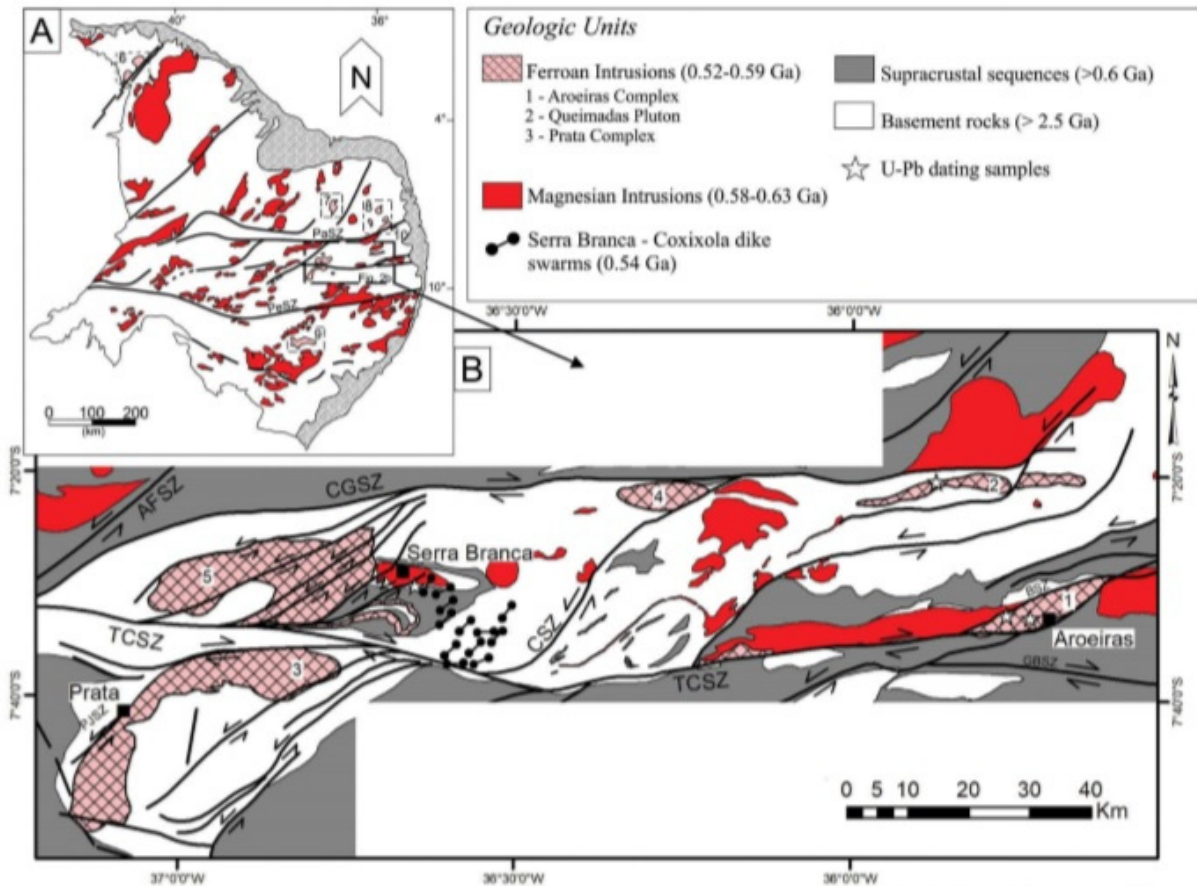
Figura 5.1 – Aspectos da estratificação magmática dos granitos cinza com róseos. A partir da figura (A), seguida pela (B) e finalizando na (C) se tem uma variação dessas estruturas entre os magmas cinza e róseo. (D) Truncamento das foliões similar ao mostrado na Figura 4.21A.



O campo de esforços atuante nos corpos que compõem o batólito formou um fraturamento intenso, com presença de pares conjugados riedel-antiriedel, frequentemente truncando estruturas anteriores, que sugere um alojamento em condições extensionais, controlados por transcorrências sinistras (principais zonas de cisalhamento contidas na área). Hutton *et al.* (1990) atesta a relação entre intrusões magmáticas e o funcionamento de zonas de cisalhamento extensionais. Neste sentido, no batólito Nenelândia, estruturas de estratificação magmática (Figura 4.17A e 4.18A) paralelas à direção de transcorrência de zonas de cisalhamento, suportam a ideia de que o seu alojamento se deu em condições sincrônicas. Ainda, a própria geometria do batólito Nenelândia, disposta na direção NE-SW, sugere esta relação com a zona de cisalhamento, atuando como um conduto e controle limitante para sua posição espacial. De acordo com Santos (2013, 2014) o Plúton Serra Branca foi alojado em condições similares às descritas por Hutton *et al.* (1990), a partir de movimentação sincrônica entre zonas de cisalhamento reativadas destrais e suas ramificações sinistras, sendo esta

intrusão representante de um magmatismo extensional de idade U-Pb em zircão por SHRIMP de 559 Ma (Figura 5.2). Uma datação descrita em Ganade de Araújo (2014) coloca uma idade de 560 Ma para o batólito Nenelândia.

Figura 5.2 – (A) Esboço das intrusões Brasilianas na Província Borborema. (B) Plúton Serra Branca (5) localizado na Subprovíncia Transversal.



Fonte: Amorim *et al.* (2018).

Cisalhamentos nos canais de magma produzem estratificações magmáticas. Grandes estruturas crustais como zonas de cisalhamento podem promover a mistura no magma tanto de materiais crustais quanto os mais profundos.

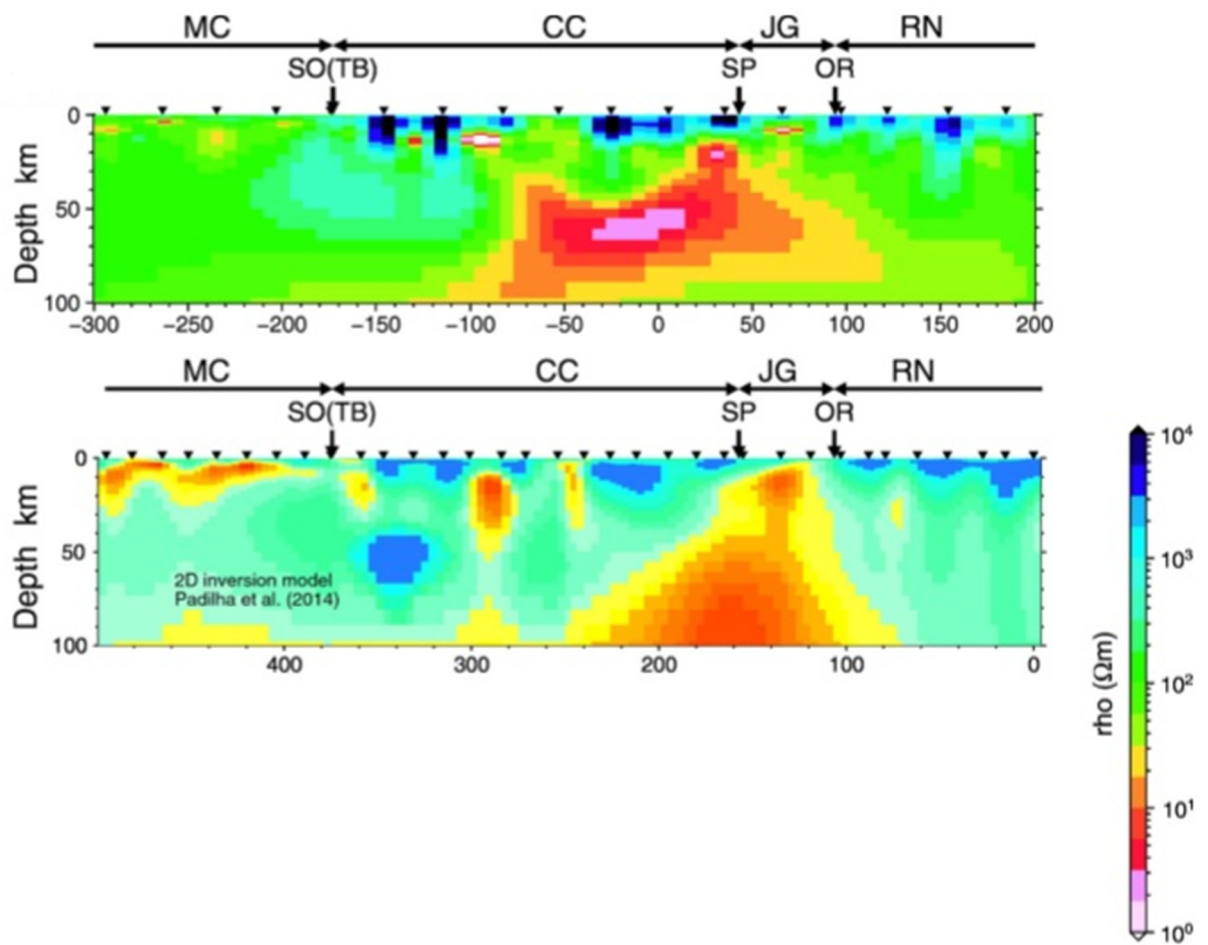
Os leucogranitoides rosados são os de maior fugacidade de O_2 (pressão parcial de O_2), enquanto que os granitoides cinzas possuem de um modo geral, mais assimilações crustais. Os leucogranitoides mais finos tendem a serem os pulsos mais tardios, e devido a sua textura mais fina eles podem subir mais, e serem levados aos níveis crustais mais rasos.

Esta intrusão pode fundir e assimilar rochas das unidades hospedeiras. Na Figura 3.4B pode-se perceber que a assinatura textural, para as contagens de Tório, da borda oeste do plúton é praticamente idêntica àquela das rochas da unidade 2, sugerindo que assimilou rochas desta unidade durante seu alojamento.

Três ocorrências de óxidos magnéticos (Figura 4.4) encontram-se ao longo de zonas de cisalhamento na área de estudo, isso mostra a capacidade destas zonas de transportarem fluidos mais quentes. Considerando que o magnetismo pode ser perdido abaixo da temperatura de Curie de 560 °C para a magnetita. Além disto, as anomalias contrastantes evidenciadas nos modelos 2D e 3D dos perfis de magnetotelúrio (2017) que interceptam a área de estudo poderão ser balizadores destes aspectos (Figura 5.3). Essas considerações podem ser avaliadas de forma refinada no futuro breve nos estudos de óxidos de condições anidras e hidratadas, pois o presente trabalho se insere no contexto do projeto “CARACTERIZAÇÃO CRISTALOGRÁFICA E CRISTALOQUÍMICA DE ÓXIDOS COMO SUPORTE AOS DADOS DE MAGNETOTELÚRIO”, e neste sentido, visa contribuir para a compreensão dos mecanismos da deformação e evolução da Zona de Cisalhamento Senador Pompéu e Orós num projeto direcionado pela orientadora deste TCC em colaboração com Reinhardt Fuck (INCT-Estudos Tectônicos).

As rochas da área, em especial os metatexitos Acopiara e os leucogranitoides Nenelândia foram milonitizados (foliação S_2) por se encontrarem na zona de influência da ZCSP. Isto é evidenciado por indicadores cinemáticos comumente destrais que compõem a trama dessas rochas estudadas. Elas são cortadas por veios de quartzo ou pegmatíticos com direção predominantemente para NE (Figura 4.8), que podem corresponder a reativações mais recentes da ZCSP ou de ramificações desta. A migmatização que formou os metatexitos Acopiara pode ser interpretada como um prosseguimento da deformação, que também formou as dobras recumbentes (S_1), em níveis crustais que forneçam temperaturas mais altas para isso.

Figura 5.3 – Anomalias contrastantes em modelos de perfis verticais de magnetotelúrio. Domínios geológicos: MC – Médio Coreau; CC – Ceará Central; JG – Orós-Jaguaribe; RN – Rio Grande do Norte. Falhas e lineamentos principais: SO(TB) – Sobral-Pedro Segundo (Transbasiliano); SP – Senador Pompeu; OR – Orós.



Fonte: Padilha *et al.* (2017).

6 CONCLUSÕES

A partir do mapeamento geológico em escala de semi-detelhe foi possível detalhar a cartografia geológica da área de estudo, com especial contribuição para o Batólito Nenelândia. O mapa geológico apresentado como parte deste trabalho apresenta uma trama lito-estrutural com *trend* principal para NE.

As rochas analisadas ao microscópio petrográfico apresentam uma trama característica de deformação em alta intensidade, neste caso, atribuída aos movimentos transcorrentes sinistrais da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu e suas ramificações.

Em escala mesoscópica, a atuação desta zona de cisalhamento é indicada pelo elevado valor da intensidade de mergulho observada nos planos de foliação dos litotipos que afloram na porção centro-noroeste da área.

A integração de dados aerogeofísicos, na forma de imagens, apresentou um bom nível de correlação com as unidades e estruturas mapeadas no mapeamento geológico.

A grafita é um dos principais recursos minerais mapeados na área e o detalhamento de sua ocorrência requer estudos mais direcionados/aprofundados. Sua ocorrência pode estar associada a produção de águas gaso-carbônicas associadas ao movimento de falhas.

Os cisalhamentos situados a leste da área, por estarem associados a ocorrências de minerais óxidos magnéticos, representam importantes condutos por onde fluidos diversos possam migrar.

O batólito Nenelândia apresenta-se como uma intrusão Ediacarana, formada por vários pulsos magmáticos sin a tardi-transcorrentes D3 a pós D3 (Diques pegmatíticos) com contaminação/assimilações crustais em variadas proporções, mas preferencialmente ao longo e/ou relacionadas às zonas de cisalhamento e fraturamentos.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, A. R. **Petrologia e aspectos tectônicos do Complexo Granítico Quixadá - Quixeramobim-CE**. 1995. Tese (Doutorado), Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- ALMEIDA, A. R. et al. **Nota explicativa das folhas Quixeramobim (SB.24-V-D-III), Boa Viagem (SB.24-V-D-II) e Itatira (SB.24-V-B-V), escala 1:100.000**. 2008. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- AMORIM, J. V. A. et al. Late-Neoproterozoic ferroan granitoids of the Transversal subprovince, Borborema Province, NE Brazil: petrogenesis and geodynamic implications. **International Geology Review**. 2018.
- ARTHAUD, M. H. **Evolução Neoproterozoica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): Da Sedimentação à Colisão Continental Brasileira**. 2007. Tese (Programa de Pós-graduação em Geologia), Universidade de Brasília, Brasília, 2007.
- ARTHAUD, M. H. et al. The Neoproterozoic Ceará Group, Ceará Central domain, NE Brazil: Depositional age and provenance of detrital material. New insights from U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**. v. 58, p. 223-237, 2015.
- BARSI, J. A. et al. The Spectral Response of the Landsat-8 Operational Land Imager. **Remote Sensing**. v. 6, 2014.
- BLUM, M. L. B. **Processamento e Interpretação de Dados de Geofísica Aérea no Brasil Central e sua Aplicação à Prospecção Mineral**. 1999. 247 p. Tese, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.
- CAVALCANTE, J. C. et al. **Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000**. Fortaleza: CPRM-SGB Serviço Geológico do Brasil, 2003.
- COSTA, F. G. et al. U-Pb (LA-ICPMS) zircon ages and Nd isotopes for granitoides of the Tamboril-Santa Quitéria Complex, Ceará Central Domain: implication for Neoproterozoic syncollisional magmatism in north Borborema Province. **Geologia USP – Série Científica**. v. 13, v. 2, p. 159-174, 2013.
- DAVIS, G. H.; REYNOLDS, S. J.; KLUTH, C. F. **Structural Geology of Rocks and Regions**. 3. ed. 2012.

DICKSON, B. L., SCOTT, K. M. Interpretation of Aerial Gamma-ray Surveys – adding the geochemical factors. **AGSO Journal Australia Geology and Geophysics**, v. 17, n. 2, p. 187-200. 1997.

FOSSEN, H. **Structural Geology**. United Kingdom: Cambridge University Press, 2010.

GANADE DE ARAÚJO, C. E. **Evolução Tectônica da Margem Ativada Neoproterozoica do Orógeno Gondwana Oeste na Província Borborema (NE-Brasil)**. 2014. Tese (Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica), Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

HUTTON, D. H. W. et al. A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones. **Nature**. v. 434, p. 452-455, 1982.

INMET. Normal Climatológica do Brasil (1981 – 2010). 2018. Disponível em: www.inmet.gov.br.

KEAREY, P. **Geofísica de Exploração**. Traduzido por C. M. Coelho. São Paulo: Oficina de Textos. 429 p. 2009.

MACKENZIE, W. S.; DONALDSON, C. H.; GUILFORD, C. **Atlas of Igneous Rocks and Their Textures**. United Kingdom: English Language Book Society/Longman, 1982.

MARTINS, F. et al. O Complexo Migmatítico de Banabuiú (Ceará, Brasil). **Comunicações Geológicas**. v. 101, p. 143-146, 2014.

MINTY, B. R. S. Fundamentals of Airborne Gamma-ray Spectrometry. **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**, v. 17, n. 2, p. 39-50. 1997.

NOGUEIRA, F. N. **Estrutura, geocronologia e alojamento dos batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu – Ceará Central**. Tese. Rio Claro, 2004.

PADILHA, A. L. et al. Cryptic signatures of Neoproterozoic accretionary events in northeast Brazil imaged by magnetotellurics: Implications for the assembly of West Gondwana. **Tectonophysics**. v. 699, p. 164-177, 2017.

PALHETA, E. S. M. et al. **Tectônica tangencial, metamorfismo e geração de leucogranito em torno de 620 Ma, Região de Senador Pompeu e Solonópole, Estado do Ceará**. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2009.

PALHETA, E. S. M (Org.). **Geologia e recursos minerais da folha Senador Pompeu – SB.24-V-D-VI: estado do Ceará. Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil.** 2017. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. **Microtectonics.** 2. ed. 2005.

PINEO, T. R. G (Org.). **Geologia e Recursos Minerais da Folha Banabuiú SB.24-X-C-I. Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil.** 2017. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

SANTOS, L. **Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos Granitóides Intrudidos ao Longo da Zona de Cisalhamento Coxixola, Província Borborema, NE Brasil: Plútons Serra Branca e Coxixola.** Dissertação de Mestrado (Programa de Pós-Graduação em Geociências), Universidade Federal de Pernambuco, Pernambuco, 2013.

SANTOS, L. et al. Magmatismo ediacarano extensional na Província Borborema, Ne Brasil: Pluton Serra Branca. **Comunicações Geológicas.** V. 101p. 199-203, 2014.

SANTOS, T. J. S. et al. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. **Gondwana Research.** v. 15, p. 454-470, 2009.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM. **Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos e Gamaespectrométricos. Projetos Aerogeofísicos Paraíba – Rio Grande do Norte – Pernambuco – Paraíba.** Programa Geologia do Brasil. 2010.

SLACK, J. F. Tourmaline in Appalachian-Caledonian massive sulphide deposits and its exploration significance. **Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy.** p. 81-89. 1982.

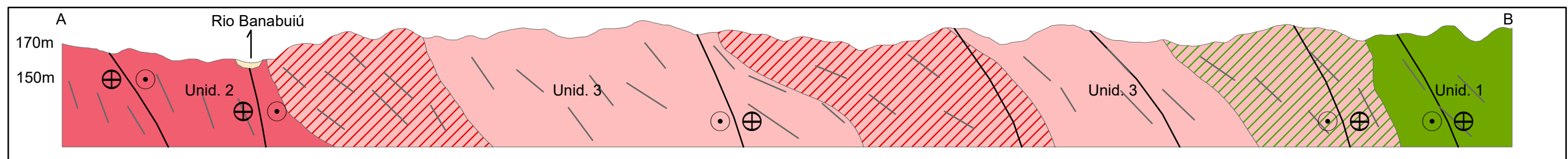
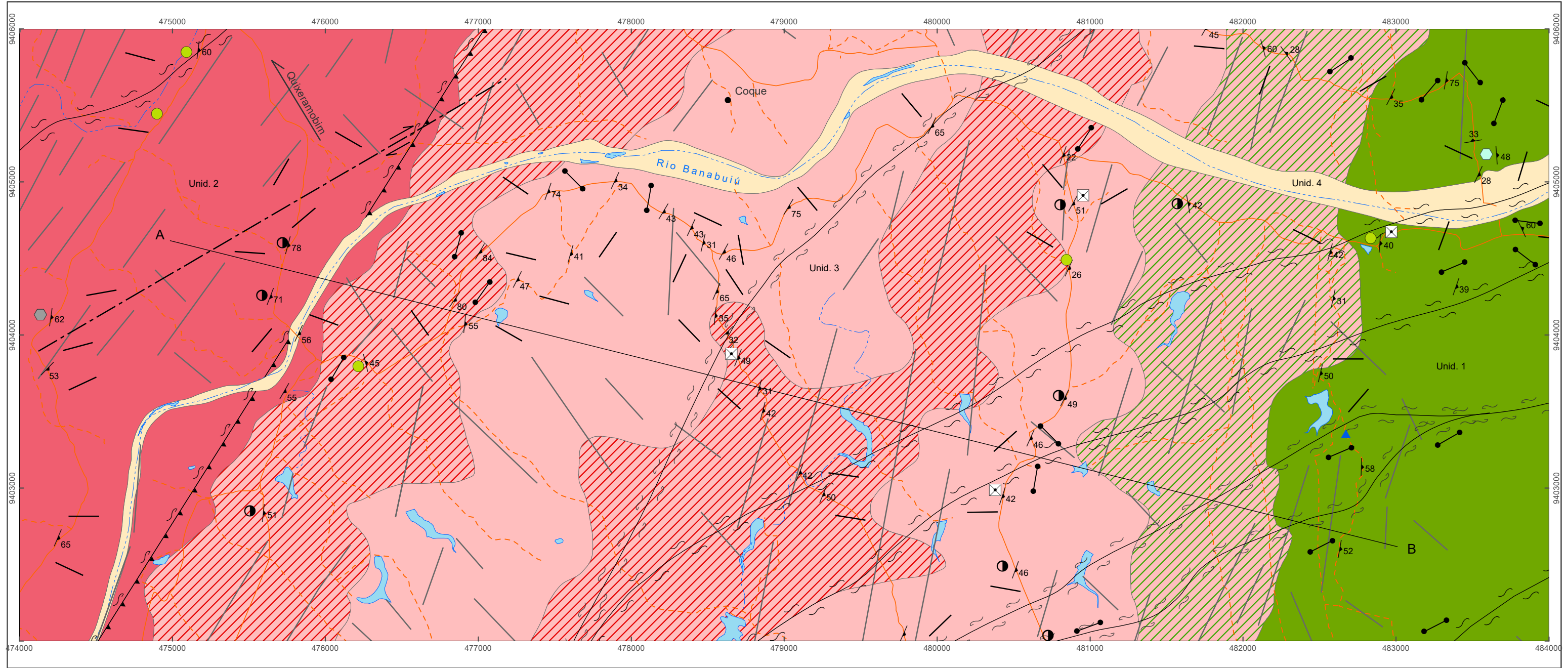
TORQUATO, J. R. F. et al. Granitoides do Ceará: região de Quixadá-Solonópole. **Revista Brasileira de Geografia.** v. 2. 1989.

WHITNEY, D. L.; EVANS, B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. **American Mineralogist.** v. 95, p. 185-187, 2010.

WILFORD, J. R., BIERWIRTH, P. N., CRAIG, M. A. Application of Airbone Gamma-ray Spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. **Journal of Australian Geology and Geophysics,** v. 17, n. 2, p. 201-216. 1997.

YARDLEY, B.W.D. **Introdução à petrologia metamórfica**. Brasília, Editora Universidade de Brasília, 432p, 2004.

APÊNDICE I – MAPA GEOLÓGICO



CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Foliação
- Lineamento estruturais
- Fraturas
- Diques pegmatíticos
- Falha inferida (magnetometria)
- Zona de cisalhamento indiscriminada
- Zona de cisalhamento sinistral
- Zona de cisalhamento transpressional dextral

LEGENDAS GEOLÓGICAS

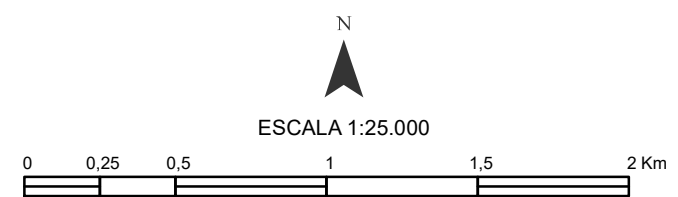
- Berilo
- Minerais óxidos
- Grafita
- Turmalinito
- Cálcio-silicáticas
- Metatexito

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

- Unid. 4** Depósitos Aluvionares
Areias/cascalhos quartzo-feldspáticas
- Unid. 3** Leucogranitos Nenelândia
Leucogranitoides cinzas e róseos +
Leucogranitoides com mistura de magma mais potássico
e com menor teor de tório (hachura vermelha) +
Leucogranitoides com assimilações crustais
(hachura verde)
- Unid. 2** Metatexitos Acopiara + Milonitos
Metatexitos + Leucogranitoides cinzas finos milonitizados
+ Cálcio-silicáticas
- Unid. 1** Complexo Acopiara
Metatexitos + Cálcio-silicáticas +
Leucogranitoides cinzas finos a grossos +
Granitoides cinzas biotíticos (xistosos) +

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Caminho
- Estrada carroçável
- Curso d'água intermitente
- Corpo d'água



PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
 Origem da quilometragem UTM: equador e Meridiano Central -39° W
 acrescidas as constantes: 10.000 Km e 500 Km, respectivamente.
 Declinação magnética do centro da folha: 21° 38' W
 Datum horizontal: SIRGAS 2000

MAPA GEOLÓGICO E PERFIL

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
 CENTRO DE CIÊNCIAS
 DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
 ELABORAÇÃO DE TCC

Aluno ERYCKSON DE LIMA MACIEL
 Orientadora PROFª. DRA. LUCILENE DOS SANTOS

DEZ/2018