



INSTITUTO DE GEOGRAFIA
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA – *CAMPUS* MONTE CARMELO

LÍVIA BROCHI NASCIMENTO

**CARACTERIZAÇÃO E ANÁLISE ESTRUTURAL DA ANTIFORME DO GODINHO,
REGIÃO DE PASSO DA CUIA (RS)**

Monte Carmelo – MG
2024

LÍVIA BROCHI NASCIMENTO

**CARACTERIZAÇÃO E ANÁLISE ESTRUTURAL DA ANTIFORME DO GODINHO,
REGIÃO DE PASSO DA CUIA (RS)**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado na
Universidade Federal de Uberlândia (UFU) como
requisito necessário para a obtenção do título de
Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Breno de Souza Martins

Coorientadora: Profa. Dra. Juliana Pertille da Silva

Monte Carmelo - MG

2024

Ficha Catalográfica Online do Sistema de Bibliotecas da UFU
com dados informados pelo(a) próprio(a) autor(a).

N244 Nascimento, Livia Brochi, 1997-
2024 CARACTERIZAÇÃO E ANÁLISE ESTRUTURAL DA ANTIFORME DO

GODINHO, REGIÃO DE PASSO DA CUIA (RS) [recurso
eletrônico] / Livia Brochi Nascimento. - 2024.

Orientadora: Breno de Souza Martins .

Coorientadora: Juliana Pertille da Silva.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) -
Universidade Federal de Uberlândia, Graduação em
Geologia.

Modo de acesso: Internet.

Inclui bibliografia.

Inclui ilustrações.

1. Geologia. I. , Breno de Souza Martins, 1978-,
(Orient.). II. Silva, Juliana Pertille da, 1984-,
(Coorient.). III. Universidade Federal de Uberlândia.
Graduação em Geologia. IV. Título.

CDU: 551

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de acordo com o AACR2:

Gizele Cristine Nunes do Couto - CRB6/2091
Nelson Marcos Ferreira - CRB6/3074

**CARACTERIZAÇÃO E ANÁLISE ESTRUTURAL DA ANTIFORME DO GODINHO,
REGIÃO DE PASSO DA CUIA (RS)**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado na
Universidade Federal de Uberlândia (UFU) como
requisito necessário para a obtenção do título de
Bacharel em Geologia, pela banca examinadora
composta por:

Prof. Dr. Breno de Souza Martins (Orientador)
Universidade Federal de Uberlândia

Prof. Dr. Filipe Goulart Lima
Universidade Federal de Uberlândia

Prof. Msc. Yuri Ribeiro
Instituto Federal de Minas Gerais

AGRADECIMENTOS

É com imensa gratidão e emoção que dedico estas palavras a todos os que tornaram possível a concretização deste trabalho de conclusão de curso. Cada etapa, desafio e conquista representam uma jornada enriquecedora, e não seria justo seguir adiante sem expressar minha profunda gratidão.

À minha família, que sempre esteve presente, apoiando e incentivando a cada passo dado ao longo desta jornada acadêmica. Agradeço por serem a base sólida que me sustentou nos momentos desafiadores, por acreditarem em mim e por serem fontes inesgotáveis de amor e inspiração.

À minha namorada, Giovanna, agradeço por todo companheirismo, compreensão, paciência, apoio e amor incondicional. Seu suporte foi meu alicerce emocional, me motivando nos momentos de dúvida e celebrando comigo nas vitórias. Sua presença trouxe equilíbrio e significado a cada capítulo desta trajetória.

Aos meus amigos que fiz na geologia, Lucas, Robson e Patrícia, verdadeiros pilares desta jornada, agradeço por compartilharem risos, choros, desafios e experiências inesquecíveis. Desejo a vocês caminhos brilhantes e de muito sucesso, sempre.

Aos laços criados com as minhas companheiras de república, Beatriz, Camila, Susana, Maiany, Giovana e Jordana, cujo compartilhamento de vivências, as longas conversas e o apoio foram essenciais para a construção de uma memória universitária que levarei para a toda vida.

Minha sincera gratidão aos meus professores orientadores, Breno e Juliana, cuja orientação, paciência e conhecimento foram fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho. Sou grata por ter tido a oportunidade de aprender com vocês.

A todos que, de alguma forma, com conversas geológicas ou não, contribuíram para o sucesso deste trabalho, meu mais profundo agradecimento. Esta jornada foi marcada por aprendizado, crescimento e, acima de tudo, pelo incentivo de pessoas incríveis que fizeram parte do meu caminho.

Muito obrigada!

RESUMO

O Complexo Porongos representa uma unidade importante para a determinação da evolução geotectônica do sul da Província Mantiqueira. A sequência supracrustal compreende rochas metavulcanossedimentares intercaladas com mármore, rochas ultramáficas e granitos, afetadas por metamorfismo localizado entre as fácies xisto verde inferior e anfíbolito superior, e conta com o reconhecimento de ao menos cinco eventos deformacionais. Como resultado da atuação destes eventos, tem-se a geração de foliações, dobras que variam de escala centimétrica a grandes antifórmas regionais que se estendem por dezenas de quilômetros, além de falhamentos. O presente trabalho visa propor uma evolução estrutural em escala regional na porção centro-sul do Complexo Porongos, apoiando-se em interpretações de imagens multiespectrais e de radar, mapeamento geológico na escala de 1:15.000, análise estrutural e petrográfica. Ao final da caracterização estrutural, foram reconhecidos cinco eventos deformacionais D₁, D₂, D₃, D₄, D₅, sendo os quatro primeiros com natureza dúctil e o último com natureza dúctil-rúptil, responsáveis pela geração de dobramentos, foliações, crenulação e lineação nos gnaisses do Complexo Encantadas e nas unidades orto- e paraderivadas do Complexo Porongos, representadas, respectivamente, por metavulcânicas e associações de metapelitos, quartzitos e mármore na área de estudo.

Palavras-chave: Complexo Porongos, Sensoriamento Remoto, Geoprocessamento, Análise Estrutural

ABSTRAT

The Porongos Complex represents a important unit for determining the geotectonic evolution of the south of the Mantiqueira Province. The supracrustal sequence comprises metavolcanosedimentary rocks interspersed with marbles, ultramafic rocks and granites, affected by metamorphism located between the lower greenschist and upper amphibolite facies, and has the recognition of at least five deformational events. As a result of these events, foliations are generated, folds that vary from centimeter scales to large regional antiforms that extend for tens of kilometers, in addition to faults. The present work aims to contribute to present and propose the construction of a structural evolution on a regional scale in the central-southern portion of the Porongos Complex, based on interpretations of multispectral and radar images, geological mapping at a scale of 1:15,000, structural and petrographic analysis. At the end of the structural characterization, five deformational events D₁, D₂, D₃, D₄, D₅ were recognized, the first four having a ductile nature and the last one having a ductile-brittle nature, responsible for the generation of folds, foliations, crenulation and lineation in the gneisses. of the Encantadas basement and in the ortho- and para-derived units of the Porongos Complex, represented, respectively, by metavolcanics and associations of metapelites, quartzites and marbles in the study area.

Keywords: Porongos Complex, Remote Sensing, Geoprocessing, Structural Analysis

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1: MAPAS DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DO PROJETO (EM VERMELHO) E MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE SANTANA DA BOA VISTA (MODIFICADO DE PHILLIP ET AL., 2016).....	16
FIGURA 2: REPRESENTAÇÃO DO SISTEMA RGB RESPONSÁVEL PELA CRIAÇÃO DAS CORES.....	19
FIGURA 3: FLUXOGRAMA METODOLÓGICO UTILIZADO NESTE TRABALHO.....	26
FIGURA 4: CONFIGURAÇÃO TECTÔNICA DO SETOR OESTE DO GONDWANA COM AS PRINCIPAIS ÁREAS CRATÔNICA (EM AZUL) E CINTURÕES OROGÊNICOS (NAS LINHAS TRACEJADAS). DESTAQUE PARA O CDF ONDE SE INSERE A ÁREA DE ESTUDO (EM VERMELHO).	28
FIGURA 5: A) MAPA DE ZONAS HOMÓLOGAS; B) MAPA DE LINEAMENTOS; C) E D) DIAGRAMAS DE ROSETA PARA OS LINEAMENTOS POSITIVOS E NEGATIVOS, RESPECTIVAMENTE.....	37
FIGURA 6: MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO.....	39
FIGURA 7: A) AMOSTRA DE MÃO DOS GNAISSES TÍPICOS ENCONTRADOS NA UNIDADE EVIDENCIANDO O BANDAMENTO MILIMÉTRICO APRESENTANDO IRREGULARIDADE E DESCONTINUIDADE DAS BANDAS, ONDE NOTA-SE A PREDOMINÂNCIA DAS BANDAS DE COMPOSIÇÃO MÁFICA COMPOSTA POR BIOTITA, ANFIBÓLIO, PLAGIOCLÁSIO E CLORITA; B) AFLORAMENTO DE GNAISSES DA UNIDADE EVIDENCIANDO O BANDAMENTO GNÁISSICO REGULAR COM ESPESURA DE APROXIMADAMENTE 15CM, NA QUAL É POSSÍVEL VISUALIZAR COM CLAREZA A INTERCALAÇÃO ENTRE AS BANDAS DE COMPOSIÇÃO MÁFICA E FÉLSICA (A E B – PONTO 59, C – PONTO 61).....	40
FIGURA 8: FEIÇÃO GEOMORFOLÓGICA DE MORROTES SUSTENTADOS POR METAPELITOS E QUARTZITOS DA UNIDADE PARADERIVADA (PONTO 10).....	41
FIGURA 9: A) AFLORAMENTO DE METAPELITOS TÍPICO DA UNIDADE PARADERIVADA ENCONTRADO EM CORTE DE ESTRADA; B) AMOSTRA DE MÃO DE METAPELITOS EXIBINDO FOLIAÇÃO DEFORMADA (TODAS AS FIGURAS CORRESPONDEM AO PONTO 43).....	42
FIGURA 10: A) BANDAMENTO COMPOSICIONAL COM PREDOMINÂNCIA DE BIOTITA EM METAPELITO, CONTENDO QUARTZO RECRISTALIZADO E ESTIRADO FORMANDO BOUNDINS (EM AMARELO); B) BANDAMENTO COMPOSICIONAL DE METAPELITO COM PREDOMINÂNCIA EM CLORITA, COM DESTAQUE PARA CRISTAL DE QUARTZO RECRISTALIZADO DE APROXIMADAMENTE 5MM; C) METAPELITO COM ESTRUTURA MICA FISH EVIDENCIADA PELO CRUZAMENTO DOS NICÓIS (EM AMARELO); D) METAPELITO COM FOLIAÇÃO PRINCIPAL (EM AMARELO) (A E B – PONTO 16, C E D – PONTO 07). MANUAIS PETROGRÁFICOS UTILIZADOS: RAITH ET AL. (2014) E MASON (1990).....	43
FIGURA 11: A) AFLORAMENTO DE QUARTZITOS TÍPICOS DA UNIDADE PARADERIVADA; B) DISPOSIÇÃO INTERCALADA ENTRE OS AFLORAMENTOS DE METAPELITOS E QUARTZITOS DA UNIDADE PARADERIVADA; C) AFLORAMENTO DE QUARTZITOS BASTANTE ALTERADO EXIBINDO A FOLIAÇÃO PRINCIPAL (PONTOS 40, 39 E 41, RESPECTIVAMENTE).45	45
FIGURA 12: QUARTZITO MILONÍTICO COM DESTAQUE PARA A PRESENÇA DE CRISTAIS DE QUARTZO RECRISTALIZADO CONTENDO INCLUSÕES MINERAIS (DELIMITADO EM AMARELO) (PONTO 38). MANUAIS PETROGRÁFICOS UTILIZADOS: RAITH ET AL. (2014) E MASON (1990).....	46
FIGURA 13: A) AFLORAMENTO DE MÁRMORE ATRIBUÍDO À UNIDADE PARADERIVADA; B) AFLORAMENTO DE MÁRMORE COM BANDAMENTO COMPOSICIONAL BEM EVIDENCIADO, MARCADO PELA INTERCALAÇÃO DE BANDAS COMPOSTAS POR QUARTZO E DOLOMITA (TODAS AS IMAGENS PERTENCEM AO PONTO 23).....	47

FIGURA 14: MÁRMORE COM ASPECTO BANDADO ALTAMENTE DEFORMADO, COM DESTAQUE PARA CRENULAÇÃO (EM AMARELO) E COMPONENTES CINEMÁTICOS TIPO S-C-C' (EM AZUL) (PONTO 23). MANUAIS PETROGRÁFICOS UTILIZADOS: MANUAIS PETROGRÁFICOS UTILIZADOS: RAITH ET AL. (2014) E MASON (1990).....	48
FIGURA 15: A) E B) AFLORAMENTOS DE ROCHAS METAVULCÂNICAS TÍPICAS DA UNIDADE ORTODERIVADA; C) AMOSTRA DE MÃO DE METAVULCÂNICA COM PORFIROCLASTOS DE K-FELDSPATO E VEIOS DE QUARTZO DOBRADOS DE DIMENSÕES CENTIMÉTRICAS (EM AMARELO); D) ROCHA DA UNIDADE ORTODERIVADA COM PORFIROCLASTOS DE K-FELDSPATO COM DIMENSÕES MILIMÉTRICAS A CENTIMÉTRICAS (EM AMARELO) (A E B – PONTO 48; C E D – PONTO 49).....	49
FIGURA 16: ROCHA METAVULCÂNICA ENCONTRADA DA UNIDADE ORTODERIVADA COMPOSTA PREDOMINANTEMENTE POR ANFIBÓLIO, PLAGIOCLÁSIO E QUARTZO, COM DESTAQUE PARA CRISTAIS DE ANFIBÓLIO RIPFORMES ORIENTADOS FORMANDO UMA DOBRA MILIMÉTRICA (EM AMARELO) (PONTO 30). MANUAIS PETROGRÁFICOS UTILIZADOS: MANUAIS PETROGRÁFICOS UTILIZADOS: RAITH ET AL. (2014) E MASON (1990)	50
FIGURA 17: A) PADRÃO GEOMORFOLÓGICO DE MORRO SUSTENTADO PELOS AFLORAMENTOS DE BASALTO; B) DISPOSIÇÃO DOS AFLORAMENTOS AO SOPÉ DA FEIÇÃO GEOMORFOLÓGICA; C) BASALTO MELANOCRÁTICO REPRESENTATIVO DO GRUPO SERRA GERAL (TODAS AS IMAGENS CORRESPONDEM AO PONTO 57).....	51
FIGURA 18: MAPA ESTRUTURAL SIMPLIFICADO DA ÁREA DE ESTUDO.....	52
FIGURA 19: A) GNAISSES DO COMPLEXO ENCANTADAS APRESENTANDO FOLIAÇÃO S _B ATRIBUÍDA AO BANDAMENTO GNÁISSICO PELA SEGREGAÇÃO METAMÓRFICA DE MINERAIS FÉLSICOS, COMPONDO BANDAS DE COLORAÇÃO ROSADA, E MÁFICOS, COM BANDAS APRESENTANDO COLORAÇÃO CINZA ESCURO; B) PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA COM POLOS E DENSIDADE DOS POLOS DOS PLANOS DA FOLIAÇÃO S _B CUJA DIREÇÃO PREFERENCIAL É NE-SW COM MERGULHO PARA SE (PONTO 61).....	53
FIGURA 20: A) FOLIAÇÃO S ₁ EVIDENCIADA NAS ROCHAS METAVULCÂNICAS DA UNIDADE ORTODERIVADA MARCADA PELO ALINHAMENTO DE MUSCOVITA E CLORITA; B) PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA COM OS POLOS E DENSIDADE DOS POLOS DOS PLANOS DA FOLIAÇÃO S ₁ EXIBINDO DIREÇÃO NW-SE COM MERGULHO PARA SW (PONTO 49)	54
FIGURA 21: A) DOBRA F ₂ FECHADA PRESENTE EM AFLORAMENTO DE QUARTZITO DA UNIDADE PARADERIVADA; B) PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA COM POLOS E DENSIDADE DOS POLOS DO PLANO AXIAL DA F ₂ DEMONSTRANDO A DIREÇÃO SW-NE COM MERGULHO MODERADO PARA SE; C) DOBRA F ₂ FECHADA, EVIDENCIADA POR VEIOS DE QUARTZO NAS ROCHAS METAVULCÂNICAS DA UNIDADE ORTODERIVADA; D) PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA COM POLOS E DENSIDADE DOS POLOS DO PLANO AXIAL DA F ₂ DEMONSTRANDO A DIREÇÃO PARA NW-SE COM MERGULHO SUAVE PARA SW (A – PONTO 45; C – PONTO 49).....	54
FIGURA 22: A) FOLIAÇÃO S _M MILONÍTICA PRESENTE NAS ROCHAS METAVULCÂNICAS DA UNIDADE ORTODERIVADA, CUJA ORIENTAÇÃO É PARALELA À S ₁ . LINEAÇÃO L ₂ MARCADA POR PORFIROCLASTOS DE QUARTZO ESTIRADO, CUJA ORIENTAÇÃO É DIFUSA; B) PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA COM POLOS E DENSIDADE DOS POLOS DOS PLANOS DA FOLIAÇÃO S _M E DA LINEAÇÃO L ₂ NAS METAVULCÂNICAS CUJA DIREÇÃO É NNE-SSW; C) FOLIAÇÃO S _M MILONÍTICA EXIBIDA PELOS GNAISSES DO COMPLEXO ENCANTADAS, NA QUAL DESTACA-SE A EVIDENTE DIMINUIÇÃO DOS GRÃOS EM RELAÇÃO RESULTANDO NO BANDAMENTO DIFUSO PARALELO À S _B ; D) PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA COM POLOS E DENSIDADE DOS POLOS DOS PLANOS DA FOLIAÇÃO S _M NOS GNAISSES, DISPOSTOS COM DIREÇÃO NE-SW; E) FOLIAÇÃO S _M MILONÍTICA PRESENTE NAS ROCHAS METAPELITICAS DA UNIDADE PARADERIVADA, CUJA ORIENTAÇÃO É PARALELA À S ₁ . LINEAÇÃO L ₂ MARCADA POR PROFIROCLASTOS DE QUARTZO ESTIRADO, FORMANDO BOUDINS; F)	

PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA COM POLOS E DENSIDADE DOS POLOS DOS PLANOS DA FOLIAÇÃO S_M E DA LINEAÇÃO L_2 NOS METAPELITOS EVIDENCIANDO A DIREÇÃO NE-SW; (A – PONTO 49; C – PONTO 60; E – PONTO 42).....	56
FIGURA 23: A) DOBRAS F_3 PRESENTES NAS METAVULCÂNICAS VISUALIZADAS PELA DEFORMAÇÃO DE VEIOS DE QUARTZO, CARACTERIZADAS POR DOBRAS ASSIMÉTRICA, FECHADAS, DE ESCALA CENTIMÉTRICA E COM PLANO AXIAL PARALELO À S_3 E ÀS FOLIAÇÕES ANTERIORES; B) PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA DE POLOS E DENSIDADE DOS POLOS DO PLANO AXIAL DAS DOBRAS F_2 INDICANDO A DIREÇÃO PREFERENCIAL PARA NNW-SSW (PONTO 49)	58
FIGURA 24: A) FOLIAÇÃO S_3 PRESERVADAS NOS METAPELITOS DA UNIDADE PARADERIVADA EM AFLORAMENTO LOCALIZADOS EM CORTES DE ESTRADA; B) PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA DOS POLOS E DENSIDADE DOS POLOS DOS PLANOS DA FOLIAÇÃO S_3 NOS METAPELITOS EXIBINDO DIREÇÃO PREFERENCIAL NE-SW COM MERGULHO MODERADO PARA SE; C) FOLIAÇÃO S_3 EVIDENCIADA NOS AFLORAMENTOS DE QUARTZITO DA UNIDADE PARADERIVADA; D) PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA DOS POLOS E DENSIDADE DOS POLOS DOS PLANOS DA FOLIAÇÃO S_3 NOS QUARTZITOS EXIBINDO DIREÇÃO PREFERENCIAL PARA NE-SW COM MERGULHO SUAVE A MODERADO PARA SE; E) FOLIAÇÃO S_3 EVIDENCIADA NOS AFLORAMENTOS DE MÁRMORE PRESENTES NA UNIDADE PARADERIVADA; F) PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA DOS POLOS E DENSIDADE DOS POLOS DOS PLANOS DA FOLIAÇÃO S_3 NOS MÁRMORES EXIBINDO DIREÇÃO PREFERENCIAL ENE-WSW COM MERGULHO MODERADO À ACENTUADO PARA SSE; G) FOLIAÇÃO S_3 EVIDENCIADA NAS METAVULCÂNICA; H) PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA DOS POLOS E DENSIDADE DOS POLOS DOS PLANOS DA FOLIAÇÃO S_3 NAS METAVULCÂNICAS EXIBINDO DIREÇÃO PREFERENCIAL NE-SW MERGULHANDO SUAVEMENTE PARA NW (A – PONTO 43; C – PONTO 64; E – PONTO 25; G – PONTO 49).....	59
FIGURA 25: A) LINEAÇÃO L_3 EVIDENCIADA NAS ROCHAS METAVULCÂNICAS PELA PRESENÇA DE PORFIROCLASTOS ESTIRADOS E ORIENTADOS; B) PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA DOS POLOS E DENSIDADE DOS POLOS DOS PLANOS DA LINEAÇÃO L_3 NAS METAVULCÂNICAS EXIBINDO DIREÇÃO PREFERENCIAL NE-SW (PONTO 49).....	61
FIGURA 26: A) DOBRA F_4 NAS ROCHAS METAVULCÂNICAS DA UNIDADE ORTODERIVADA, CONSTITUINDO DOBRA LEVEMENTE ASSIMÉTRICA, ABERTA E SUAVE, COM DIMENSÕES MÉTRICAS; B) PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA DOS POLOS E DENSIDADE DOS POLOS DOS PLANOS AXIAIS DAS DOBRAS F_4 NAS METAVULCÂNICAS EXIBINDO DIREÇÃO NE-SW E MERGULHO SUAVE PARA NW; C) DOBRA F_4 EVIDENCIADA NOS QUARTZITOS DA UNIDADE PARADERIVADA, CONSTITUÍDO DOBRA FECHADA, ASSIMÉTRICA DE DIMENSÕES MÉTRICAS; D) PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA DOS POLOS E DENSIDADE DOS POLOS DOS PLANOS AXIAIS DAS F_4 NOS QUARTZITOS DEMONSTRANDO DIREÇÃO PREFERENCIAL PARA NW-SE E MERGULHO PARA ENE (A – PONTO 49; C – PONTO 64).....	62
FIGURA 27: A) CLIVAGEM DE CRENULAÇÃO S_4 EVIDENCIADA NAS ROCHAS METAVULCÂNICAS DA UNIDADE ORTODERIVADA CUJ DISPOSIÇÃO DOS PLANOS É ORTOGONAL ÀS FOLIAÇÃO ANTERIORES; B) PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA DOS POLOS E DENSIDADE DOS POLOS DOS PLANOS DE CLIVAGEM DA CRENULAÇÃO S_4 NAS METAVULCÂNICAS EXIBINDO DIREÇÃO NE-SW E MERGULHO SUAVE PARA NW; C) AMOSTRA DE MÃO DE METAPELITO DA UNIDADE PARADERIVADA INTENSAMENTE DEFORMADO COM ATUAÇÃO DA CLIVAGEM DE CRENULAÇÃO S_4 ; B) DESENHO ESQUEMÁTICO DEMONSTRANDO AS ESTRUTURAS PRESENTES NA AMOSTRA DE MÃO DA FIGURA 26-C, NA QUAL IDENTIFICA-SE UMA DOBRA F_4 COM PLANO AXIAL PARALELO À CRENULAÇÃO S_4 (A – PONTO 49; C – PONTO 43).....	63
FIGURA 28: A) AFLORAMENTO DE METAPELITOS DA UNIDADE PARADERIVADA EVIDENCIANDO A LINEAÇÃO DE INTERSEÇÃO L_4 ORTOGONAL À FOLIAÇÃO S_3 ; B) PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA COM POLOS E DENSIDADE DOS POLOS DE LINEAÇÃO DE INTERSEÇÃO L_4 MEDIDOS EM CAMPO EM RELAÇÃO À S_3 (PONTO 43).....	63

FIGURA 29: A) FLANCO 1 DA DOBRA REGIONAL F ₅ LOCALIZADO NA PORÇÃO NOROESTE DA ÁREA DE ESTUDO, POSSUINDO DIREÇÃO NE-SW E MERGULHO PARA NW; B) FLANCO 2 DA DOBRA REGIONAL F ₅ LOCALIZADO À SUDESTE DA ÁREA DE ESTUDO, COM DIREÇÃO PREFERENCIAL ENE-WSW MERGULHANTE PARA SE; C) PROJEÇÕES ESTEREOGRÁFICAS DOS POLOS E DENSIDADE DOS POLOS DOS PLANOS DAS FOLIAÇÕES QUE MARCAM, RESPECTIVAMENTE, OS FLANCOS 1 E 2, EM IMAGEM DE SATÉLITE JUNTAMENTE COM DESENHO ESQUEMÁTICO DEMOSTRANDO A DOBRA REGIONAL F ₄ ; (A – PONTO 58; B – PONTO 43)	64
FIGURA 30: A) GNAISSES DO COMPLEXO ENCANTADAS EXIBINDO FRATURAMENTOS FR ₅ ; B) PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA DE POLOS E DENSIDADE DE POLOS DE PLANO DE FRATURA FR ₅ ASSUMINDO DIREÇÃO PREFERENCIAL NNW-SSE MERGULHANDO SUAVEMENTE PARA ENE (PONTO 61).....	66
FIGURA 31: PERFIL ESQUEMÁTICO EXIBINDO A DISPOSIÇÃO DO MERGULHO DAS ESTRUTURAS DAS ROCHAS DO COMPLEXO PORONGOS E ENCANTADAS QUE PERFAZEM A ÁREA DE ESTUDO	69
FIGURA 32: EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DA ÁREA DE ACORDO COM A CARACERIZAÇÃO DOS CINCO EVENTOS DEFORMACIONAIS (MODIFICADO DE SAALMAAN ET AL. 2006).....	73

LISTA DE QUADROS

QUADRO 1: ATRIBUIÇÕES DAS BANDAS ESPECTRAIS DO LANDSAT 8 – OLI (MODIFICADO DE INPE)	18
QUADRO 2: ATRIBUIÇÕES DAS BANDAS ESPECTRAIS DO ALOS PALSAR (MODIFICADO DE PORTAL EMBRAPA)	21
QUADRO 3: MÉTODO DE CORREÇÃO DE RADIOMÉTRICA UTILIZANDO DEM (MODIFICADO DE BERNINI, 2016).....	22
QUADRO 4: COMPARATIVO ENTRE AS DIFERENTES DESCRIÇÕES DOS EVENTOS DEFORMACIONAIS ATUANTES NA FORMAÇÃO DOS PADRÕES ESTRUTURAIS DA PORÇÃO SUL DO COMPLEXO PORONGOS (MODIFICADO DE SAALMANN ET AL., 2006, 2011; CAMOZZATO ET AL., 2017).....	35
QUADRO 5: RESUMO DAS ESTRUTURAS ENCONTRADAS EM CAMPO COM MÉDIA DAS MEDIDAS COLETADAS E PROJEÇÕES COM AS MEDIDAS GERAIS	66

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
2	OBJETIVOS	17
	2.1 OBJETIVO GERAL	17
	2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	17
3	METODOLOGIA	17
	3.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	17
	3.2 SENSORIAMENTO REMOTO	17
	3.2.1 Landsat 8 – OLI	17
	3.2.2 Alos Palsar	20
	3.3 GEOPROCESSAMENTO	23
	3.3.1 Mapas Geológicos	23
	3.3.2 Mapas Geofísicos	24
	3.4 TRABALHO DE CAMPO	25
	3.5 ANÁLISE LITOLÓGICA	25
	3.6 ANÁLISE ESTRUTURAL.....	25
	3.7 MONOGRAFIA.....	26
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	26
	4.1 GEOLOGIA REGIONAL.....	26
	4.2 ESTRATIGRAFIA	29
	4.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO	32
	4.3.1 Domo Santana da Boa Vista	32
	4.3.2 Antiforme Serra do Pedrosa	32
	4.3.3 Antiforme Serra do Godinho	32
	4.3.4 Antiforme Canapé	32
	4.3.5 Trama Estrutural	32
	4.3.6 Metamorfismo	35
5	RESULTADOS	35
	5.1 SENSORIAMENTO REMOTO E GEOPROCESSAMENTO	35
	5.1.1 Fotointerpretação Litológica	36
	5.1.2 Fotointerpretação Estrutural	38
	5.2 MAPEAMENTO GEOLÓGICO	38
	5.2.1 Estratigrafia	39
	5.2.2 Geologia Estrutural	52
6	DISCUSSÃO	66

6.1 CORRELAÇÃO ENTRE OS DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO E CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL	66
6.2 EVOLUÇÃO ESTRUTURAL.....	68
6.2.1 Evento deformacional D₁	69
6.2.2 Evento deformacional D₂	70
6.2.3 Evento deformacional D₃	71
6.2.4 Evento deformacional D₄	72
6.2.5 Evento deformacional D₅	72
6.3 METAMORFISMO	73
6.4 AMBIENTE GEOLÓGICO E EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA.....	74
7 CONCLUSÃO	75
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77
APÊNDICES	84

1 INTRODUÇÃO

A evolução estrutural de unidades litológicas é embasada, sobretudo, pelo conjunto de informações que permitam a análise e separação de fases deformacionais a partir da interpretação de elementos cinemáticos que corroboram para a organização de estruturas de maneira cronológica (Ramsey, 1967; Ramsey & Huber, 1983; Passchier & Trouw, 2005). O levantamento deste conjunto de informações é comumente realizado através de campanhas de campo, no qual são realizadas descrições quanto a dimensão, forma, orientação e relações entre as estruturas encontradas para, posteriormente, produzir-se a análise estrutural da área estudada (Fossen, 2012).

A área destinada a este trabalho está localizada na região de Passo da Cuia, à sudeste do Estado do Rio Grande do Sul (RS), e está situada na porção centro-sul do Complexo Porongos (CP), ilustrada na Figura 1. Inserida entre as antiformes Domo de Santana da Boa Vista e Serra do Godinho, o arcabouço litológico é marcado pela predominância de metapelitos, lentes de quartzo e rochas metavulcânicas, com presença de granitos milonitizados e gnaisses atribuídos ao embasamento (Complexo Encantadas) (Phillip *et al.*, 2016).

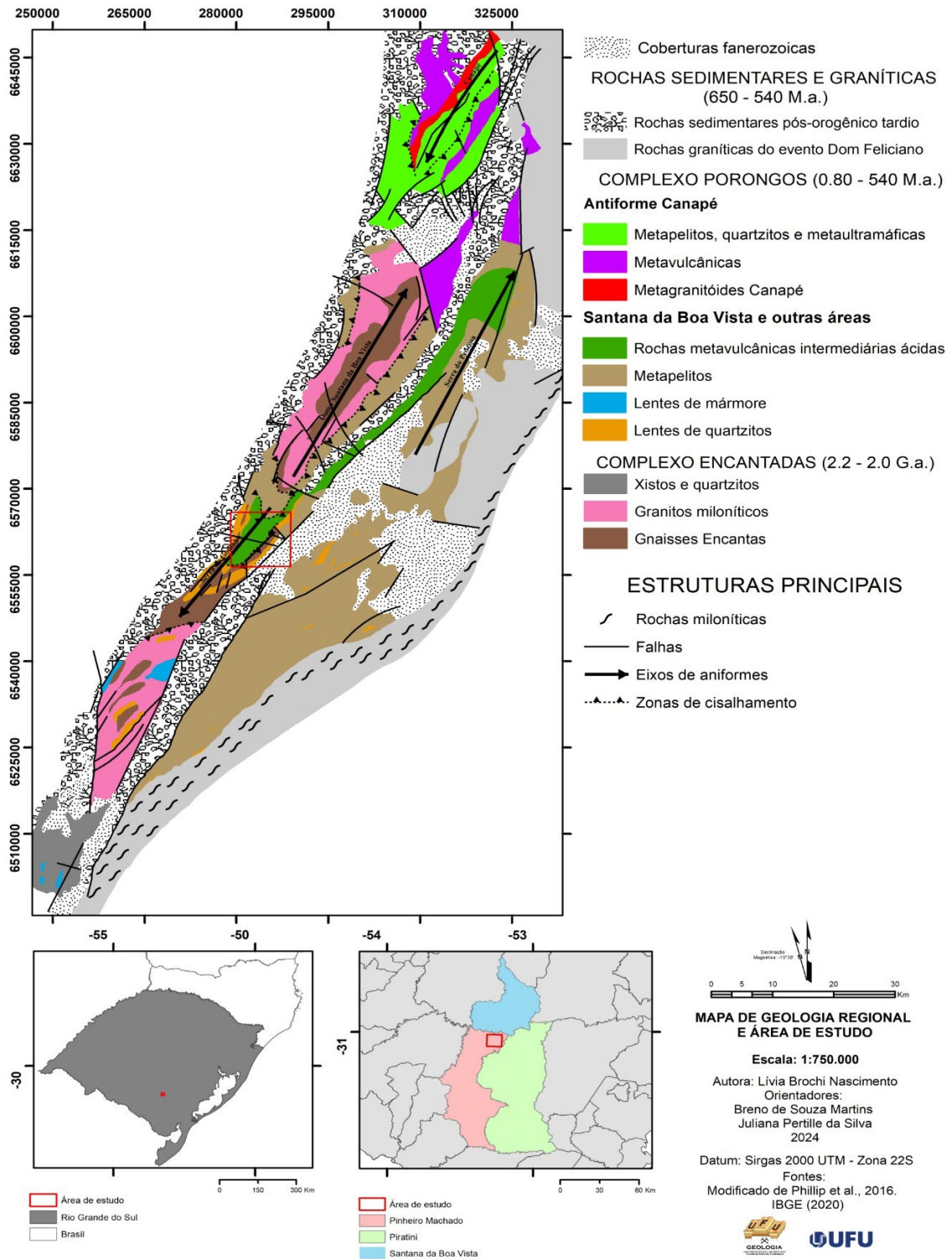
Apesar de contar com uma alta densidade de trabalhos no âmbito da geocronologia (Gruber *et al.*, 2011; Pertille *et al.*, 2015a e b; Höfig *et al.*, 2018), o Complexo Porongos carece de estudos que caracterizem sua evolução estrutural envolvendo áreas maiores. Como resultado disso, as caracterizações realizadas no CP se restringem aos trabalhos produzidos em escala local que posteriormente tiveram suas informações expandidas e generalizadas para as porções adjacentes. Esta defasagem de informações aprofundadas dificulta o trabalho de caracterização dos eventos deformacionais que atuaram na evolução estrutural CP, resultando em distintas interpretações entre os autores, como é possível observar na caracterização apresentada por Saalman *et al.* (2006) em comparação ao apresentado pelo relatório de levantamento geológico da Folha Hulha Negra proposto pela CPRM em 2017 (Camozzato *et al.*, 2017). Apesar de contar com similaridades quanto a sequência de quatro eventos deformacionais de natureza dúctil, os trabalhos de Saalman *et al.* (2006) e Camozzato *et al.* (2017) apresentam divergências, sobretudo, em número e características das estruturas associadas. Além disso, uma quinta fase deformacional de natureza dúctil-rúptil é discorrida nos trabalhos de Saalman *et al.* (2006), porém ausente nos trabalhos de Camozzato *et al.* (2017).

Tendo em vista a escassez de dados geológicos em escala menores que permitam a caracterização estrutural da região, este estudo teve por finalidade contribuir para esta vertente do conhecimento partindo-se do processamento de imagens multiespectrais e de radar, etapa de

campo, análise estrutural e descrição petrográfica, a fim de contribuir para o mapeamento, descrição e interpretação acerca do arcabouço litológico e estrutural da área em escala de 1:15.000. Os dados obtidos neste trabalho foram posteriormente utilizados visando caracterizar os contextos geológico e evolutivo relacionado ao desenvolvimento da trama estrutural do CP para a região estudada. A aplicação de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento para o levantamento de dados estruturais representa uma abordagem metodológica que tem por finalidade auxiliar na etapa de mapeamento geológico. A utilização deste método envolve a exploração de aspectos espaciais através da fotointerpretação para analisar os principais elementos morfoestruturais expressos pelos padrões de relevo e drenagem, definir o significado estrutural destes elementos e estabelecer as relações geométricas entre as estruturas geológicas e as fases deformacionais caracterizadas, como demonstrados nos trabalhos de Mattos (1986), Okida (2001) e Senhorinho (2012).

Os produtos cartográficos elaborados tanto na etapa que precede o trabalho de campo quanto após a análise dos dados coletados serão empregados, respectivamente, para nortear a natureza dos dados a serem investigados em campo e apresentar o resultado da caracterização geológica. A aplicação de ferramentas de sensoriamento remoto integradas ao geoprocessamento com o intuito de auxiliar na obtenção de dados estruturais atribui a este trabalho caráter inédito e inovador, visto a ausência da aplicação desta metodologia em trabalhos realizados anteriormente na área.

Figura 1: Mapas de localização da área do projeto (em vermelho) e mapa geológico da região de Santana da Boa Vista (modificado de Phillip et al., 2016).



Fonte: A autora.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Interpretar a evolução estrutural da antiforme do Godinho com base em ferramentas multiescala e confecção de produtos cartográficos para a área de Passo da Cuia.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

A fim de alcançar o objetivo principal deste trabalho, buscou-se:

- Construir base cartográfica composta por mapas de zonas homólogas e lineamentos estruturais da área;
- Realizar do mapeamento das estruturas e litologias presentes na área;
- Caracterizar e interpretar da trama estrutural à luz das informações contidas no arcabouço bibliográfico;
- Estabelecer do contexto evolutivo das estruturas observadas e relações com o contexto litológico;
- Confeccionar o mapa geológico em escala de 1:15.000.

3 METODOLOGIA

3.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

A pesquisa bibliográfica consistiu na utilização de artigos, publicações, dissertações e dados de mapeamentos geológicos realizados anteriormente no local de estudo. Esta etapa foi responsável por fornecer informações que embasaram o arcabouço teórico a respeito da geologia regional da área e nortearam a aplicação das metodologias utilizadas ao longo da pesquisa.

Assim, esta primeira etapa possuiu grande importância para este trabalho, pois além de fundamentar o conhecimento sobre os principais aspectos geológicos da região, foi a partir desta etapa que foram decididas as técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento a serem utilizadas, assim como a determinação dos alvos de investigação durante o trabalho de campo.

3.2 SENSORIAMENTO REMOTO

3.2.1 Landsat 8 – OLI

O Landsat 8 – OLI, último lançamento da série Landsat, apresenta imageamento composto por dois sensores principais: o *Operational Land Imager* (OLI) que utiliza 9 bandas no espectro de luz visível e infravermelho próximo, e o Sensor Infravermelho Térmico (TIRS), que opera na faixa das frequências Infravermelhas e compõe 2 bandas espectrais (Quadro 1).

Quadro 1: Atribuições das bandas espectrais do Landsat 8 – OLI (modificado de INPE).

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Resolução Radiométrica
OLI	B1 – Azul Costeiro	0.43-0.45 μm	30m	16 dias	170x183km	16 bits
	B2 – Azul	0.45-0.51 μm				
	B3 – Verde	0.53-0.59 μm				
	B4 – Vermelho	0.64-0.67 μm				
	B5 – Infravermelho Próximo	0.85-0.88 μm				
	B6 – Infravermelho Médio	1.57-1.65 μm				
	B7 – Infravermelho Médio	2.11-2.29 μm				
	B8 – Pancromática	0.50-0.68 μm	15m			
	B9 – Cirrus	1.36-1.38 μm	30m			
TIRS	B10 – Infravermelho Termal	10.6-11.19 μm	100m			
	B11 – Infravermelho Termal	11.5-12.51 μm	100m			

Fonte: A autora.

3.2.1.1 Correções atmosféricas

As imagens de satélite capturadas pelo sensor Landsat 8 – OLI comumente apresentam degradações, muitas vezes causadas pela ação da atmosfera, que altera as medidas de radiância das imagens de maneira parcial ou total. A ação atmosférica pode alterar as imagens quando esta assume a ação de refletora ou absorvedora de radiância. No primeiro caso, é adicionada uma radiância a mais no sinal detectado pelo sensor, enquanto no segundo há diminuição da radiância devido a degradação da intensidade de energia que ilumina o alvo na superfície (Meneses & Almeida, 2012).

O método de correção atmosférica adotado para as imagens de satélite adquiridas foi o *Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes* (FLAASH), que consiste na correção através da utilização de diversos sensores que aplicam algoritmos avançados denominados MODTRAN, com a finalidade de excluir possíveis interferências pelo espalhamento e absorção atmosférica (Ganem, 2017). O processo de correção atmosférica FLAASH foi realizado em *software* ENVI® que, para este trabalho, foi empregado na versão 5.0.

3.2.1.2 Composição RGB

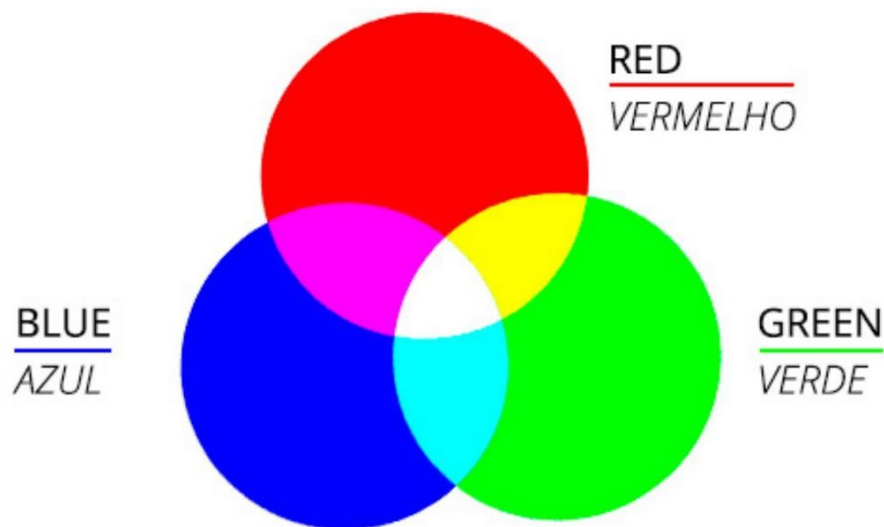
A utilização da técnica de combinações de bandas espectrais em sensoriamento remoto é baseada nos princípios de mistura de cores e do triestímulo da visão humana para gerar imagens que permitam a interpretação de aspectos de interesse (Meneses & Almeida, 2012). No princípio de mistura de cores, quando a luz visível passa através da pupila e é focada na retina, milhões de células receptoras denominadas cones e bastonetes direcionam a energia luminosa para o cérebro através de fibras nervosas, formando a imagem que conhecemos.

No princípio triestímulo da visão humana os bastonetes respondem à luz de baixos níveis de iluminação (intensidade), e os cones distinguem a matiz (Hue) e a percepção de pureza (saturação). A cor, convencionalmente atribuída à matiz (Hue), está associada com a visão diurna dos cones, que, ao serem compostos por três tipos de cones distintos, são responsáveis pela criação de três cores primárias: azul (*blue*), verde (*green*) e vermelho (*red*) (Figura 2) (Meneses & Almeida, 2012). Assim, pelo princípio do triestímulo, todas as cores conhecidas pelo olho humano são formadas através da junção das três cores primárias, e cada cor gerada é determinada por uma intensidade definida que se expressa pela equação:

$$C = x_1B + x_2G + x_3R \quad (1)$$

As constantes x_1 , x_2 e x_3 são as intensidades de cada cor primária, atribuídas aos valores digitais de brilho correspondente à cada banda espectral capturada pelo sensor do satélite, que posteriormente serão combinadas para originar uma nova imagem no sistema RGB (Meneses & Almeida, 2012).

Figura 2: Representação do sistema RGB responsável pela criação das cores.



Fonte: AfixGraf.

Para produzir uma imagem multiespectral, leva-se em consideração a interação entre a radiação eletromagnética emitida pelo Sol e os materiais presentes na superfície terrestre (Meneses & Almeida, 2012). A radiação eletromagnética atinge o objeto alvo e chega até o sensor do satélite, responsável por medir esta interação e transformá-la em imagem. Partindo-se do conhecimento de que cada componente da superfície terrestre apresenta valores únicos e

distintos de radiação refletida, absorvida e transmitida, para compor uma imagem multiespectral, são escolhidas as bandas espectrais que contêm os maiores índices de reflectância apresentado pelo alvo que deseja ser analisado, para que, posteriormente, seja realizada a composição da imagem colorida no formato RGB destacando as informações de interesse do alvo escolhido (Meneses & Almeida, 2012).

Desse modo, para criar uma imagem de cor natural, foi observado que a combinação das bandas espectrais 4, 3 e 2 do Landsat 8 – OLI é responsável por atribuir falsas cores reais à imagem. Já a combinação das bandas 5, 6, 4 possui a propriedade de destacar recursos hídricos. Por fim, a composição das bandas 5, 4, 3 é utilizada para ressaltar aspectos vegetacionais. As imagens de falsa cor foram processadas através do *software* ArcGis® na versão 10.8.

3.2.1.3 Aritmética de bandas

Quando há o interesse em discriminar alvos mais específicos, como tipo de litologia, solo ou vegetação, emprega-se a técnica de aritmética de bandas. Através do conhecimento dos padrões de reflectância exclusivos do alvo estudado, são realizadas aritméticas entre as bandas, gerando imagens que posteriormente serão atribuídas ao sistema RGB, assim como na técnica de composição de bandas, resultando em uma imagem de falsa cor que será utilizada para a interpretação minuciosa do objeto em estudo.

Para este trabalho, foi empregada técnica de aritmética de bandas com o objetivo de destacar os tipos litológicos que predominam no Complexo Porongos. Nesta etapa foram utilizados trabalhos que empregam a técnica para determinar litotipos semelhantes aos que compõem o CP para subsidiar as operações necessárias com o intuito de destacar rochas quartzosas (eq. 2) (Yousefi *et al.*, 2018) e rochas metavulcânicas (eq. 3) (Ali-Bik *et al.*, 2018), a partir dos seus padrões de reflectância conhecidos.

$$RQ = \mathbf{R} (4/2) / (6/7), \mathbf{G} (6/7), \mathbf{B} (4/2) \quad (2)$$

$$M = \mathbf{R} (6/2), \mathbf{G} (6/7), \mathbf{B} (6/5) \times (4/5) \quad (3)$$

O processamento das imagens foi realizado através do *software* ArcGis® na versão 10.8. Ao final desta etapa, os produtos gerados em conjunto com as imagens obtidas pela técnica de composição de bandas, foram utilizados, em conjunto com a análise de rugosidade do relevo e padrões de drenagem, para realizar a fotointerpretação da área, resultando na criação de zonas homólogas classificando-as como indicativo de possíveis litotipos.

3.2.2 Alos Palsar

Os lançamentos realizados pelo satélite Alos envolveram a utilização de três sensores de radar, e tem como mais atual, o sensor *Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*

(PALSAR), cujo principal atributo é a obtenção de imagens diurnas e noturnas com operação na banda L, que tem como propriedade a capacidade de excluir qualquer interferência atmosférica (Quadro 2) (Portal Embrapa).

Quadro 2: Atribuições das bandas espectrais do Alos Palsar (modificado de Portal Embrapa).

Sensor	Bandas Espectrais	Frequência	Ângulo de visada	Polarização	Resolução Espacial	Resolução Radiométrica	Área Imageada
Palsar	Fine - single	1270 MHz (Banda L)	8° - 60°	HH ou HV	7 – 44m	5 bitS	40 – 70km
	Fine - dual			HH+ HV ou VV+ VH	14 – 88m		
	ScanSAR		18° - 43°	HH ou VV	100m	3 a 5 bits	250 – 350km
	Polarimétrica		8° - 30°	HH+ HV ou VH+ VV	24 – 89m		20 – 65km

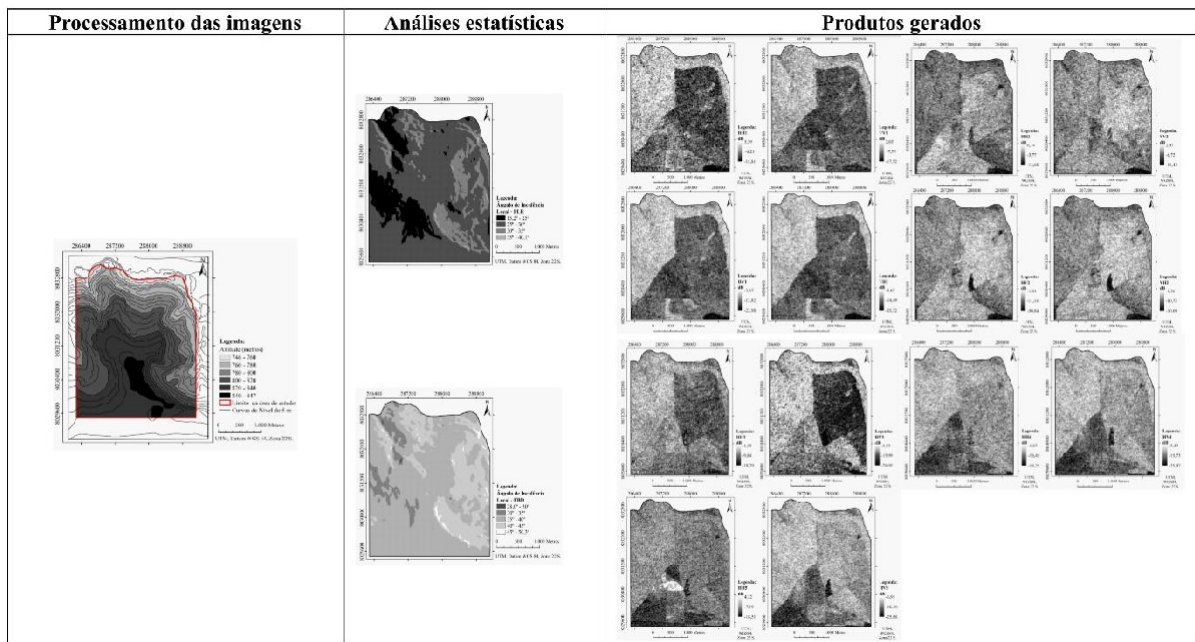
Fonte: A autora.

3.2.2.1 Correções Radiométricas

Um dos principais desafios associados ao processo de obtenção das imagens do Alos Palsar envolve a descalibração do sinal radiométrico que pode ocorrer durante o método de captura. Dentre os aspectos que podem resultar nesta interferência dos dados estão: a visada lateral do radar, as características da antena e as altitudes apresentadas pela aeronave. Uma vez que haja mudanças nestas variáveis, as imagens capturadas pelo Alos apresentarão valores de intensidades distintos entre si (Rosa & Fernandes, 2011).

O método de correção radiométrica para as imagens de Alos Palsar consiste na utilização de imagem de *Digital Model Elevation* (DEM), para que, através do ajuste da intensidade do brilho de cada pixel através de seu respectivo ângulo de incidência, seja possível fazer a padronização das intensidades atribuídas às imagens capturadas, como ilustra o Quadro 3 (Bernini, 2016).

Quadro 3: Método de correção de radiométrica utilizando DEM (Modificado de Bernini, 2016).



Fonte: A autora.

Este processo de correção foi realizado utilizando as ferramentas do *software* MapReady®, que, para este trabalho, foi empregado na versão 3.1.

3.2.2.1 DEM e COSPHI

Uma imagem DEM é gerada a partir de modelos matemáticos que utilizam algoritmos e um conjunto de pontos com coordenadas horizontais (x e y) e verticais (z) captados pelo sensor do radar, com o intuito de reproduzir superfícies topográficas e variações altimétricas presentes na superfície terrestre (Silva, 2020).

A representação de dados altimétricos da superfície compete ao DEM a possibilidade de análise topográfica a partir de dados tridimensionais, recurso este bastante utilizado pelo sensoriamento remoto, pois subsidia a análise de aspectos do relevo levando em consideração padrões de altitudes.

Além deste tipo de análise, as imagens DEM também permitem o processamento de ferramentas que possibilitam a geração de dados que destacam aspectos específicos contidos no relevo. A ferramenta *Hillshade*, também conhecido como relevo sombreado, permite a visualização tridimensional em escala de cinza da superfície terrestre levando em consideração as variações de brilho sofrida pela superfície ao ter contato com a fonte de iluminação oblíqua do Sol, resultando na visualização contrastante da rugosidade do terreno. Já a ferramenta de Modelamento de Rede Triangular (TIN) é responsável por realizar a modelagem da superfície utilizando uma grade triangular, cuja função é responsável pela geração de imagens que

favorecem a análise de feições morfológicas, como cristas e vales, e geomorfológicas, como planícies, morros e depressões (Portal INPE). Por fim, a ferramenta *Slope* é utilizada para extrair gradientes de declividade da superfície, pois mede o diferencial altimétrico existente entre cada ponto de um terreno, corroborando para a interpretação da atuação de transporte gravitacional, como escoamentos e erosões (Granell-Pérez, 2004). Para a utilização destas ferramentas, foi empregado o *software* ArcGis® na versão 10.8.

Por fim, através das imagens de DEM, ainda é possível gerar subprodutos, sendo um dele denominado Ângulo de Incidência, ou COSPHI. Este subproduto é resultado da relação estabelecida entre os ângulos de incidência, calculado a partir do ângulo formado entre o pulso do radar, a vertical ao plano da superfície no ponto onde o pulso toca o terreno e as cotas altimétricas atribuídas ao DEM (Alencar, 2013). Assim, dependendo da medida de altitude e declividade do terreno, o ângulo de incidência será maior ou menor, refletindo diretamente no aspecto da imagem gerada, auxiliando na visualização da rugosidade do terreno, muito semelhante à função *Hillshade*, porém com maior detalhamento dos aspectos presentes na superfície. Para a geração da imagem COSPHI, utilizou-se o *software* MapReady® na versão 3.1.

Para este projeto, foram empregadas as ferramentas *Hillshade*, TIN, *Slope* e a imagem COSPHI para o reconhecimento dos possíveis componentes estruturais presentes na área. A caracterização de feições estruturais foi posteriormente estabelecida através da delimitação dos lineamentos positivos e negativos, a fim de discriminar zonas com altos e baixos topográficos, respectivamente.

3.3 GEOPROCESSAMENTO

3.3.1 Mapas Geológicos

Os mapas geológicos comumente são empregados nesta temática de estudo pois são os principais fornecedores de informações referente às unidades geológicas, seu respectivo arcabouço litológico e estrutural, auxiliando na caracterização geológica em uma área determinada.

Para este trabalho, foi utilizada a carta geológica proposta pela CPRM em 1999, folha SH. 22. Y-C Pedro Osório, em escala de 1:250.000. A carta geológica foi empregada para identificar quais seriam os litotipos de destaque nas aritméticas de bandas, além de fornecer informações quanto aos tipos de rochas a serem averiguados em campo.

3.3.2 Mapas Geofísicos

3.3.2.1 Magnetometria

A aquisição de dados magnetométricos consiste na captura da medida de susceptibilidade magnética dos materiais, ou seja, do grau de magnetização induzido em determinado material uma vez que este esteja inserido em um campo magnético externo.

Dentre os produtos gerados durante um levantamento magnetométrico, o Campo Magnético Anômalo (CMA) é comumente aplicado aos trabalhos de geologia pois a medida de campo magnético pode apresentar anomalias positivas e negativas. A partir da análise destas anomalias magnéticas podem ser caracterizadas estruturas geológicas como diques, falhas e lineamentos estruturais proeminentes na área estudada.

Assim, a utilização de mapas magnetométricos foi empregada neste trabalho para que, a partir do comportamento observado pelo campo magnético ao longo da área, fosse possível identificar a possível presença de feições que, de acordo com a bibliografia, podem ir de pequenos lineamentos à diques de dimensões quilométricas. As interpretações fornecidas pela análise do dado magnetométrico, integradas à análise dos mapas COSPHI, *Hillshade*, TIN e *Slope*, subsidiaram informações para construção de um mapa com as principais estruturas presentes na área.

3.3.2.2 Gamaespectrometria

A investigação gamaespectrométrica consiste na medida de fontes de radiação gama emitida por um determinado material da superfície terrestre. As principais fontes de radiação gama são providas da desintegração dos elementos Potássio (^{40}K), Urânio (^{238}U) e Tório (^{232}Th), e a contagem da radiação total é realizada através de um espectrômetro.

Uma das principais aplicações da gamaespectrometria em geologia consiste no uso de um mapa ternário dos elementos radiométricos K, U e Th, que associam as cores RGB para as respectivas porcentagens em *ppm* dos elementos encontrados na superfície, com vermelho comumente destinado aos teores de potássio, verde para tório e azul para urânio. A partir do mapa ternário, fazendo-se a observação do comportamento e concentração destes elementos, é possível inferir a existência de litotipos baseando-se nas diferentes composições químicas existentes para cada tipo de rocha, auxiliando no processo de reconhecimento litológico da área de maneira qualitativa.

Desse modo, o mapa gamaespectrométrico foi integrado às imagens de composições RGB, aritmética de bandas e a carta geológica da CPRM, para realizar a discriminação de possíveis tipos litotipos existentes na área, resultando no mapa de zonas homólogas de possíveis litologias.

3.4 TRABALHO DE CAMPO

Durante a etapa de trabalho de campo, todos os dados obtidos a partir da integração de dados de sensoriamento remoto e geoprocessamento foram verificados de maneira prática no local da pesquisa durante uma campanha composta por cinco dias corridos. Assim, os mapas com elementos litológicos e estruturais confeccionados a partir da interpretação de imagens multiespectrais e dados de radar, folhas geológicas e dados geofísicos foram utilizados a fim de direcionar e confirmar a veracidade dos dados adquiridos.

Durante o trabalho de campo foram realizadas etapas de descrições litológicas de afloramentos em macro escala, coleta de amostras de rocha para a descrição e caracterização mineralógica, composicional e classificatória, obtenção de dados de geometria, orientação, dimensão das estruturas a partir da descrição e medidas de bússola, assim como registros fotográficos dos afloramentos visitados, com o intuito de coletar a maior quantidade de dados representativos possíveis.

3.5 ANÁLISE LITOLÓGICA

A etapa de análise litológica consistiu em estabelecer as relações entre os dados obtidos pela fotointerpretação a partir de imagens de Landsat 8 – OLI, aerogeofísica e mapa geológico, e as informações adquiridas durante o trabalho de campo.

A partir da análise dos dados, realizou-se um comparativo com o arcabouço litológico mapeado e as zonas homólogas obtidas na etapa de fotointerpretação, atribuindo o respectivo conteúdo de rochas associados.

Além disso, o trabalho buscou estabelecer as relações estratigráficas e estruturais existentes entre as litologias mapeadas, contando, além dos dados macroscópicos coletados em campo, com descrições petrográficas, a fim de realizar a caracterização microscópica dos litotipos encontrados, na qual foram observados as porcentagens e ocorrência dos minerais constituintes, assim como microestruturas e indicadores cinemáticos presentes.

3.6 ANÁLISE ESTRUTURAL

Na etapa de análise estrutural foi realizada a correlação dos dados obtidos através da interpretação estrutural baseada nas imagens de Alos Palsar e aerogeofísica, e as informações coletadas com a realização do trabalho de campo.

A partir da interpolação destas informações, realizou-se a caracterização das estruturas geológicas encontradas, indicando os tipos de contato existentes, bem como a identificação de

estruturas primárias ou secundárias. Como produto da análise estrutural, realizou-se o estabelecimento da ordem cronológica das estruturas, que posteriormente também se apresentarão no mapa geológico da área.

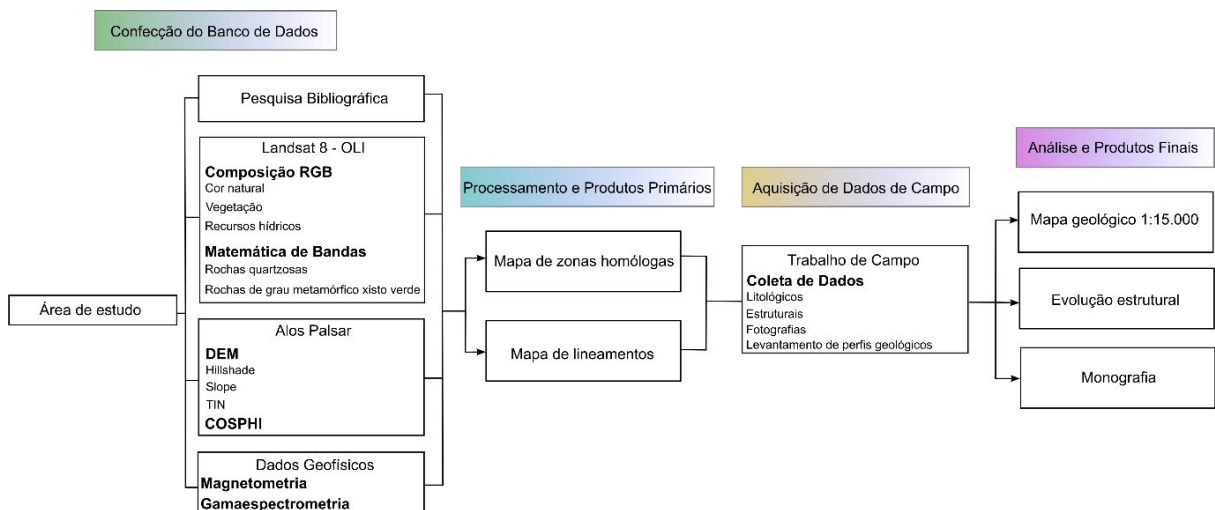
Os dados obtidos foram, posteriormente, correlacionados com o contexto geológico regional do CP, visando remontar e propor a história evolutiva responsável pela geração das estruturas, assim como as relações com os tipos de rochas identificadas na área.

3.7 MONOGRAFIA

Ao final da jornada estabelecida por este trabalho, a monografia é composta: (a) Pelos produtos adquiridos após a integração do uso das técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento; (b) As discussões levantadas através da correlação dos dados obtidos com a etapa pré campo, as análises litológica e estrutural realizadas e o embasamento teórico realizado previamente; e (c) As conclusões chegadas quanto à interpretação do contexto estrutural do CP e sua correlação com o contexto litológico para o processo de formação das estruturas, bem como o mapa de caracterização geológica da área.

Um fluxograma esquemático com o resumo das etapas metodológicas, produtos intermediários e finais é ilustrado a seguir.

Figura 3: Fluxograma metodológico utilizado neste trabalho.



Fonte: A autora.

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

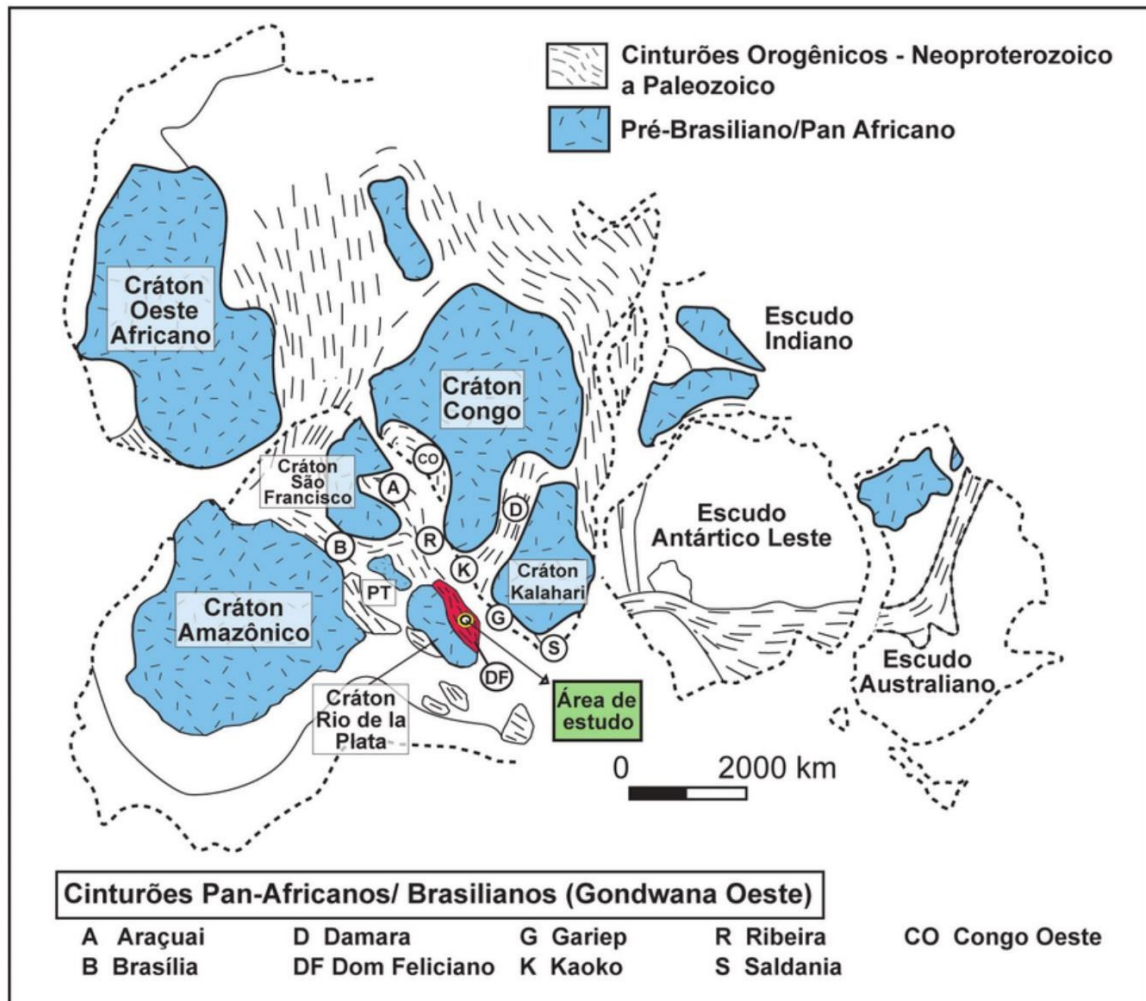
4.1 GEOLOGIA REGIONAL

O Complexo Porongos (CP) é um cinturão de dobramentos e cavalgamentos localizado no Estado do Rio Grande do Sul, com aproximadamente 170 km de comprimento, entre 15 e

30 km de largura e direção preferencial NE-SW (Jost, 1981). O CP encontra-se inserido no Terreno Tijucas, este por sua vez localizado no interior do Cinturão Dom Feliciano, ao sul da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981). A região onde o CP está inserido representa a porção sudoeste do Supercontinente Gondwana, sendo este composto por blocos cratônicos de idades arqueanas e paleozoicas e cercado por cinturões orogênicos neoproterozoico gerado no ciclo Brasileiro/Pan-Africano (Zvirtes *et al.*, 2017).

O Cinturão Dom Feliciano (CDF), juntamente com o Cráton Rio de La Plata (CRLP) representam as duas grandes unidades geotectônicas que dividem o Escudo Sul-Riograndense (ESRG) (Figura 4). O ESRG se apresenta como resultado dos processos de geração e deformação da crosta continental e da porção superior no manto, tendo suas maiores contribuições evidenciadas nos ciclos orogênicos Transamazônico (2.37-2.00 Ga) e Brasileiro/Pan-Africano (900-540 Ma) (Chemale Jr. *et al.*, 1995; Fernandes *et al.*, 1995; Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007). De acordo com Fragoso Cesar (1980), as duas unidades geotectônicas supracitadas que compõem o ESRG foram setorizadas levando em consideração suas características estruturais, geofísicas, petrológicas e geocronológicas. Desse modo, o CRLP constitui uma porção de idade paleoproterozoica e núcleos arqueanos. Já o CDF representa uma faixa orogênica neoproterozoica com orientação para NE-SW.

Figura 4: Configuração tectônica do setor oeste do Gondwana com as principais áreas cratônicas (em azul) e cinturões orogênicos (nas linhas tracejadas). Destaque para o CDF onde se insere a área de estudo (em vermelho).



Fonte: Zvirtes et al. (2017).

Compõem o CDF os Terrenos Tijucas (2.35-0.54 Ga), Punta del Este (1.1-0.54 Ga), Terreno Rocha, (idade não definida), São Gabriel (0.95-0.54 Ga), Batólitos Graníticos (BF: Florianópolis, BP: Pelotas) (0.65-0.54 Ga) e Bacias Pós-Colisionais (0.6-0.54 Ga) (Zvirtes *et al.*, 2017). No Estado do Rio Grande do Sul, prenomina os Terrenos Tijucas, São Gabriel, o Batólito de Pelotas e a Bacia Camacua.

4.1.1 Terreno Tijucas

É constituído por uma bacia vulcanossedimentar, metamorfsada sob condições de baixo a médio grau, que é representada pelo Complexo Porongos (Zvirtes, 2017), unidade foco deste trabalho. A proveniência sedimentar indica que a deposição da bacia tenha ocorrido em ambiente de margem passiva e de bacia retro-arco, na qual os sedimentos foram depositados acima do embasamento, o Complexo Encantadas (CE), que conta com arcabouço litológico composto por rochas graníticas e gnaisses de idade paleoproterozoicas (Philipp *et al.*, 2006).

As rochas supracrustais e do embasamento sofreram deformação e metamorfismo resultando na geração de dobramentos e cavalgamentos, cujos eventos se deram no final do Ciclo Brasileiro (Zvirtes *et al.*, 2017).

4.1.2 Terreno São Gabriel

Se apresenta por rochas metavulcânicas e metagraníticas juvenis e ofiolitos que se intercalam sob ação tectônica, representando a configuração de abertura e fechamento do Oceano Charrua. Como resultado desta dinâmica, têm-se a formação de um arco de ilhas oceânico denominado Arco do Passinho, e um arco continental, o Arco São Gabriel (Babinski, *et al.*, 1996); Saalman *et al.*, 2005; Hartmann *et al.*, 2011).

4.1.3 Bacia do Camaquã

Representa uma sucessão de bacias-vulcanossedimentares cujo período de deposição varia entre o neoproterozoico e o siluriano (Janikian *et al.*, 2003). De acordo com os trabalhos de Carvalho (1932), Almeida *et al.* (2012), e Paim *et al.* (2014), a Bacia do Camaquã registra os quatro estágios finais do período pós-colisional do Cinturão dom Feliciano, o que significa que sua sedimentação foi tardi-orogênia (Santos, 2021). Na área de estudo, mapeamentos propostos pela CPRM (2021) indicam que nesta região a Bacia do Camaquã é representada por rochas neoproterozoicas da Formação Arroio dos Nobres e Grupo Santa Bárbara.

4.2 ESTRATIGRAFIA

O CP é composto majoritariamente por uma associação de rochas metavulcanossedimentares metamorfizadas sob condições de baixo a médio grau, entre as fácies xisto verde inferior com transição para a fácies anfíbolito superior (Jost & Bitencourt, 1980; Camozzato *et al.*, 2012) e pelo embasamento formado pelas rochas do Complexo Encantadas. É limitado ao leste pelo Batólito de Pelotas e pelas Zonas de Cisalhamento Dorsal de Caguçu (ZCDC) e Passo do Marinheiro (ZCPM). À oeste, o CP apresenta contatos tectônicos através da Zona de Cisalhamento de Caçapava do Sul (ZCCS), com recobrimento parcial pelas rochas sedimentares da Bacia do Camaquã, e ao norte, apresenta recobrimento pelas rochas fanerozoicas da Bacia do Paraná (Chemale, Jr., 2000).

A sequência crustal apresenta rochas metapelíticas, metavulcânicas, quartzitos e, em menores proporções, conta com a presença de mármore, metaconglomerados e lentes de rochas metaultramáficas como serpentinitos, talco-xistos e clorita xistos (Jost & Bitencourt 1980; Pertille *et al.*, 2015a e b). De acordo com o exposto por Jost & Bitencourt, 1980; Marques *et al.*, 1998a, 1998b; Gollmann *et al.*, 2008 e Camozzato *et al.*, 2012, as rochas metavulcânicas

são representadas por metariolitos, metadacitos e metandecitos, que ocorrem intercaladas com os metassedimentos e registram as mesmas condições metamórficas para ambas as unidades litológicas.

A respeito do ambiente de paleo-bacia, muitas são as propostas apresentadas, dentre as mais recorrentes estão ambiente de margem passiva (Jost & Bitencourt, 1980), margem ativa (Chemale, Jr., 2000), bacia *back-arc* (Fernandes *et al.*, 1995); Hartmann *et al.*, 2007; Philipp *et al.*, 2013 e bacia *foreland* (Pertille *et al.*, 2015b)

De acordo com estudos apresentados por Hartmann *et al.*, 2007 utilizando isótopos e elementos-traço das rochas metavulcânicas e metassedimentares, os dados indicam um retrabalhamento do embasamento pré-Brasiliano, o que sugere a deposição em crosta continental distendida ou em um arco magmático continental, com retrabalhamento de crosta continental paleoproterozoica. Dados obtidos a partir de estudos geocronológicos de U-Pb em zircões detríticos dos metassedimentos apresentam três fontes principais de sedimentos com idades paleo-, meso- e neoproterozoica (Hartmann *et al.*, 2003; Gruber *et al.*, 2011; Pertille *et al.*, 2015b). Isto sugere que a evolução da paleo-bacia tenha se dado de uma margem passiva para uma bacia de *back-arc*, como aponta os trabalhos de Jost & Bitencourt (1980), ou de *foreland*, apontada nos trabalhos de Pertille *et al.*, 2015b.

O CP ainda conta com pelo menos duas associações de metassedimentos que ocorrem de maneira distintas (Pertille *et al.*, 2015b). De acordo com os autores, os dados obtidos a partir de U-Pb, Lu-Hf e isótopos de oxigênio nos zircões detríticos dos metassedimentos do CP apontem que os metassedimentos da região de Santana da Boa Vista possuem composição química associável a sedimentos de margem passiva com proveniência paleo- a mesoproterozoica, enquanto os metassedimentos da região de Canapé são compatíveis com arcos magmáticos e proveniência detrítica de idades neoproterozoicas (Zvirtes, 2017).

Acima das rochas metamórficas do Complexo Porongos, de acordo mapeamentos propostos pela CPRM (2021), a área de estudo conta com a presença de rochas sedimentares de idades neoproterozoicas da Bacia do Camaquã limitando a unidade do Complexo Porongos à noroeste da região, arenitos do Grupo Rosário do Sul, inserido na Bacia do Paraná, e depósitos aluviais limitando o Complexo Porongos à sudeste, e derrames do Grupo Serra Geral se estendendo de oeste para sudeste da área.

A Bacia do Camaquã é representada pela Formação Arroio dos nobres e Grupo Santa Bárbara. A primeira unidade é formada por conglomerados oligomíticos e arcóseos conglomeráticos, grossos a finos com estratificação cruzada, além de pelitos maciços com laminação plano-paralelas e arenitos finos a médios com laminação plano paralela e

estratificação cruzada cavalgante (Borba, 2006; CPRM, 2021). As rochas dessa unidade são marcadas pela geometria tabular, com ocorrência de ondulações assimétricas e marcas de ressecamento (Borba, 2006).

Já o Grupo Santa Bárbara é formado por arenitos e siltitos cuja disposição das estratificações configura ritmitos. Além disso, também são encontrados conglomerados e arenitos conglomeráticos (Borba, 2006; CPRM, 2021). A unidade possui origem continental de acordo com Robertson (1996), Paim (1994), Paim *et al.* (1995 e 2000) e Borba (2006), na qual ocorrem associações de diversas fácies, dentre elas, leques aluviais (Borba & Mizusaki, 2002), frente deltaica aluvial, lacustre e de canais entrelaçados, arenosos e cascalhosos (Borba, 2001; Borba & Mizusaki, 2003). No entanto, de acordo com os trabalhos de Netto *et al.* (1992), a identificação de uma fauna diagnóstica de ambiente marinho do Cambriano Inferior caracteriza que o Grupo Santa Bárbara possa apresentar ambiente transicional com influência marinha.

Atribuídos à sedimentação da Bacia do Paraná, a área de estudo é representada pelas rochas do Grupo Rosário do Sul e Grupo Serra Geral. O Grupo Rosário do Sul é constituído por arenitos finos a grossos com colorações que variam de vermelho à castanho claro nas ocorrências em porções basais (CPRM, 2021). Em porções medianas da bacia, ocorrem pelitos e siltitos maciços vermelhos com intercalações de arenitos e pelitos em áreas mais superiores da unidade. À esta unidade também são encontrados níveis de intraclastos pelíticos e paleossolos, e são destacados pela presença de arcabouço fossilífero (CPRM, 2021). De acordo com Gamermann (1973), a área de estudo abrange as fácies do Grupo Rosário do Sul tipicamente fluvial, associado à ocorrência de arenitos e siltitos, cuja área de afloramento é subordinada à planícies de inundação.

Acima do Grupo Rosário do Sul, o Grupo Serra Geral é evidenciado pelos derrames basálticos atribuídos à uma série de derrames de lavas básicas toleíticas, que ocorrem intercaladas com alguns derrames de rochas andesíticas e riódacíticas comumente no topo da sequência (Petry *et al.* 2005; CPRM, 2021). No mapa apresentado pela CPRM (2021), os derrames de lavas básicas do Serra Geral são descritos como originários de rochas andesíticas com afinidade toleítica, e perfazem uma estrutura de dique, que se evidencia na área com direção NW-SE.

Por fim, a unidade mais recente na área de estudo corresponde à depósitos aluviais quaternários, caracterizados por sedimentos clásticos, cuja granulometria abrange cascalhos, areias, silte e argila. Os depósitos são encontrados sobretudo próximo à drenagem X, localizados em regiões de planícies de inundação (CPRM, 2021).

4.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

De acordo com Jost & Bitencourt (1980), o CP é composto por quatro estruturas antiformentes: Domo Santana da Boa Vista, Antiforme Serra do Pedrosa, Antiforme Serra do Godinho e Antiforme do Canapé.

4.3.1 Domo Santana da Boa Vista

De acordo com Zvirtes et al. (2017), o Domo Santana da Boa Vista se apresenta na forma de uma estrutura alongada, cujo núcleo e estrutura interna expõem o embasamento paleoproterozoico composto pelos Gnaisses Encantadas em associação com metagranitoides, e estrutura externa representada por metapelitos, quartzitos e mármores de idade neoproterozoica. Possui direção preferencial NE-SW e é caracterizado como branquiantiforme, visto que seus eixos caem em baixo ângulo para os quadrantes SW e NE.

4.3.2 Antiforme Serra do Pedrosa

Se encontra posicionada à nordeste do Domo Santana da Boa Vista e é composto, sobretudo, por rochas metavulcânicas intermediárias à ácidas, com metapelitos e xistos grafitosos ocorrendo subordinadamente (Jost & Bitencourt, 1980; Jost, 1981). A antiforme possui direção preferencial NE-SW, com eixo caindo em baixo ângulo para NE (Zvirtes *et al.*, 2017).

4.3.3 Antiforme Serra do Godinho

A estrutura se encontra localizada ao sul do Rio Camaquã e é onde está inserida a área de estudo deste trabalho (Figura 1). A antiforme é representada pelas rochas supracrustais de idade neoproterozoica do Complexo Porongos e por rochas do embasamento paleoproterozoico do Complexo Encantadas. Possui direção preferencial NE-SW, semelhante à antiforme Serra do Pedrosa, porém seu eixo apresenta caimento em baixo ângulo para SW (Zvirtes *et al.*, 2017).

4.3.4 Antiforme Canapé

Ocorre no extremo norte do Complexo Porongo e é composta predominantemente por rochas metavulcânicas desde máficas à félsicas, rochas metassedimentares como metapelitos, quartzitos e mármores, além de granitoides miloníticos. Apresenta direção preferencial NE-SW, com caimento para SW (Zvirtes *et al.*, 2017).

4.3.5 Estrutural

No que tange a caracterização da trama estrutural do Complexo Porongos, Saalman *et al.* (2006, 2011) apresentam que as rochas da sequência metavulcânica-metapelítica do Complexo Porongos sofreram a atuação de ao menos cinco eventos deformacionais, sendo os quatro iniciais de natureza dúctil e o último de natureza dúctil à rúptil. Já no relatório de Hulha

Negra proposto pela CPRM, Camozzato *et al.* (2017) caracteriza somente quatro eventos deformacionais, todos apresentando natureza dúctil.

À fase D₁ ambos os trabalhos atribuem a formação da foliação principal S₁ orientada para NNE-SSW, definida pela xistosidade dos metapelitos, além da formação de veios de quartzo V₁ paralela à foliação (Saalman *et al.*, 2006). De acordo com Saalman *et al.* (2006), os veios de quartzo são gerados a partir de cristais de quartzo formados por solução pressurizada e se precipitam mobilizados e segregados, formando veios paralelos à primeira foliação gerada (Voll, 1960; Voll, 1969). À medida que sofrem a ação da deformação, os veios são dobrados e, por estarem paralelo à foliação principal, conservam o registro dos episódios deformacionais, servindo como marcadores para a reconstrução da sequência dos eventos (Nabholz & Voll, 1963; Saalman *et al.*, 2006). As remobilizações de quartzo também podem ser utilizadas para sugerir que o cenário metamórfico desta fase está situado na fácies xisto verde, visto que são necessárias condições de temperatura entre 280-300 °C para a formação de quartzo mobilizado (Voll, 1960; Saalman *et al.* 2006).

A fase D₂ é caracterizada pelo redobramento da foliação S₁ e dos veios de quartzo, gerando dobras isoclinais F₂ cuja escala varia de milimétrica a centimétrica; foliação S₂ paralela à S₁ e lineação de estiramento L₂ com direção NNE-SSW. O trabalho de Camozzato *et al.* (2017) expõe que o eixo das dobras F₂ e a lineação L₂ se encontram dispostos paralelamente, o que sugere a formação de dobras em bainha derivada da evolução dos dobramentos e a geração da lineação de maneira simultânea. Saalman *et al.* (2006) apresenta que as deformações subsequentes obliteraram possíveis indicadores cinemáticos que indicariam o sentido do cisalhamento. Assim, esta informação foi adquirida pela interpretação de cristais de quartzo recristalizado paralelos à L₂, cuja orientação indicam que o cisalhamento possuía topo para NNE (Saalman *et al.*, 2006). Durante esta fase e a fase posterior D₃, foram atingidas as condições de pressão e temperatura referente às fácies xisto verde inferior e anfibolito médio (Jost, 1981).

A fase D₃ é definida por Saalman *et al.* (2006) pelo redobramento das dobras F₁ e F₂, formando dobras isoclinais fechadas F₃ com eixo de dobra orientado para SW-NE, cuja escala varia de centimétrica a decimétrica; formação da foliação S₃ paralela à S₂; lineação de estiramento L₃ atribuída à cristais de quartzo e feldspato estirados e cisalhamentos dextrais de caráter dúctil com direção SW-NE, cuja orientação é definida presença de feldspato em σ e micas em SC, além de foliação milonítica atribuída à recristalização de quartzo (Saalman *et al.* 2006). Camozzato *et al.* (2017), por sua vez, atribui à fase D₃ a formação de dobras abertas e fechadas F₃, cuja geometria varia de normal à cilíndrica, e direção SSW-NNE, além da

formação da foliação S₃ marcada pela presença de clivagem de fratura com alto mergulho e orientação SSW-NNE.

A fase D₄ é caracterizada por Saalman *et al.* (2006) pela presença de dobramentos F₄ composto por dobras regionais e subordinadas de escala decimétrica a métrica. As dobras variam de abertas a fechadas e possuem direção para NW e eixo caindo para SW-NE; formação de clivagem de crenulação S₄ e lineação de crenulação L₄ composta por quartzo estirado e caindo para SW-NE; cisalhamento semi-dúctil marcado pela formação de kink bands subparalelas à S₄. Camozzato *et al.* (2017) apresenta a fase D₄ como o último evento deformacional, responsável pela formação de dobras F₄, cuja forma varia de abertas à suaves, sutilmente assimétricas e apresentam direção NW-SE. Identifica-se a presença de clivagem de fratura S₄ com direção NW e mergulho elevado marcando a superfície axial das dobras F₄. De acordo com Camozzato *et al.* (2017), a interação entre a fases D₃ e D₄ resultou em um padrão de interferência Tipo 1 de acordo com a classificação de Ramsay (1967), gerando a feição dômica na região de Santana da Boa Vista.

Uma fase final D₅ é descrita por Saalman *et al.* (2006, 2011), marcada pela abertura de dobras regionais F₅ na fase inicial, e está associada ao evento de soerguimento dos gnaisses do embasamento, dado principalmente no núcleo das anticlinais, cujo episódio foi responsável pelo redobramento e rotação das estruturas geradas pelos eventos antecedentes. Além do caráter dúctil, a fase D₅ também conta com a presença de uma segunda fase, caracterizada por falhamentos transcorrentes frágeis à semi-frágeis com orientação NE-SW, relacionados aos estágios finais do ciclo orogênico Brasileiro, cujo evento é marcado pela deposição dos sedimentos da Bacia do Camaquã, caracterizando-a como bacia do tipo pull-apart.

Um resumo da divisão e caracterização das fases deformacionais apresentadas por Saalman *et al.* (2006, 2011) e Camozzato *et al.* (2017) é apresentado no Quadro 4.

Quadro 4: Comparativo entre as diferentes descrições dos eventos deformacionais atuantes na formação dos padrões estruturais da porção sul do Complexo Porongos (modificado de Saalman et al., 2006, 2011; Camozzato et al., 2017).

Evento deformacional	Saalman <i>et al.</i> (2006)			Camozzato <i>et al.</i> (2017)		
	Natureza	Estruturas Associadas	Orientação	Natureza	Estruturas associadas	Orientação
D1	dúctil	Foliação S ₁	NNE-SSW	dúctil	Foliação S ₁	NNE-SSW
		Veios de quartzo V ₁				
D2	dúctil	Dobras F ₂	NNE-SSW	dúctil	Dobras F ₂	NNE-SSW
		Foliação S ₂			Foliação S ₂	
		Lineação de estiramento L ₂			Lineação de estiramento L ₂	
D3	dúctil	Dobras F ₃	NE-SW	dúctil	Dobras F ₃	NNE-SSW
		Foliação milonítica S ₃			Clivagem de fratura S ₃	
		Lineação de estiramento L ₃				
D4	dúctil	Dobras F ₄	NE-SW	dúctil	Dobras F ₄	NW-SE
		Clivagem de crenulação S ₄			Clivagem de fratura S ₄	
		Lineação de crenulação L ₄				
		<i>kink bands</i>				
D5	dúctil	Dobras F ₅	NW-SE			
	rúptil	Falhamentos transcorrentes	NE-SW			

Fonte: A autora.

4.3.6 Metamorfismo

O estabelecimento das condições metamórficas, que abrangem desde a fácies xisto verde inferior a anfíbolito superior (Jost & Bitencourt, 1980; Yardley, 1989; Remus *et al.*, 1991; Porcher, 1992; Fernandes *et al.*, 1992; Butcher & Frey, 1994), as quais as rochas foram expostas durante as fases D₂ e D₃ (Jost, 1981), se apoia nas principalmente nas assembleias minerais constituintes das rochas metapelíticas presentes na porção oriental do Complexo Porongos (Saalman *et al.*, 2006). Estas rochas apresentam composição mineral na qual são presentes quartzo, muscovita, plagioclásio e sericita, cuja ocorrência tem caráter indicativo de que o metamorfismo tenha ocorrido sob temperaturas que ultrapassam 400°C (Saalman *et al.*, 2006). Na porção noroeste do CP, a assembleia mineral dos metapelitos e metatufíticos é representada por biotita, muscovita, epidoto/clinozoisita e cloritoide focal. Além disso, os mármore presentes nesta região apresentam assembleia composta por tremolita e epidoto.

De acordo com Stipp *et al.* (2002) as rochas do CP ainda contam com a presença de quartzo recristalizado com migração dos limites dos grãos, cuja característica é típica de fácies xisto verde com temperaturas entre 400-500°C. Os trabalhos apresentados por Jost & Bitencourt (1980) e Saalman *et al.* (2006) apontam que o gradiente metamórfico da porção noroeste do CP tende a ser ligeiramente superior se comparada a porção sudeste do Complexo.

5 RESULTADOS

5.1 SENSORIAMENTO REMOTO E GEOPROCESSAMENTO

A etapa de Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento consistiu pela análise fotointerpretativa das imagens multiespectrais, de radar e dados aerogeofísicos. A fotointerpretação da área foi setorizada em duas vertentes: litológica e estrutural, demonstradas a seguir.

5.1.1 Fotointerpretação Litológica

Nesta vertente, as imagens de Landsat 8 – OLI e Alos Palsar foram utilizadas para gerar imagens de falsa cor com destaque para rochas metavulcânicas e quartzosas para direcionar as possíveis áreas de ocorrência das rochas representantes no Complexo Porongos com base na bibliografia, extração de canais de drenagem e geração de curvas hipsometrias com o intuito de reconhecer aspectos do relevo. Estes produtos, em conjunto com dados de gamaespectrometria, foram utilizados para a delimitação de cinco zonas homólogas na área de estudo (Figura 5-a).

A primeira zona homóloga (ZH1) se encontra na porção noroeste da área. De acordo com a classificação proposta por Ross (1992), a região é caracterizada por grau de dissecação vertical médio (entre 60 a 80 metros) e disseção horizontal média (entre 750 e 800 metros), cujas altitudes registradas entre os vales encaixados e os topos dos morros variam entre 180 e 270 metros. As formas de relevo mais proeminentes exibem a configuração de morros com predominância de topos aplainados, porém ocorrem topos convexos na porção norte da zona homóloga. Os padrões de drenagens são, em geral, sub-dentríticos, apresentam densidade média, sinuosidade mista, angularidade média, tropia tridirecional, assimetria forte e presença de formas de arcos e cotovelos.

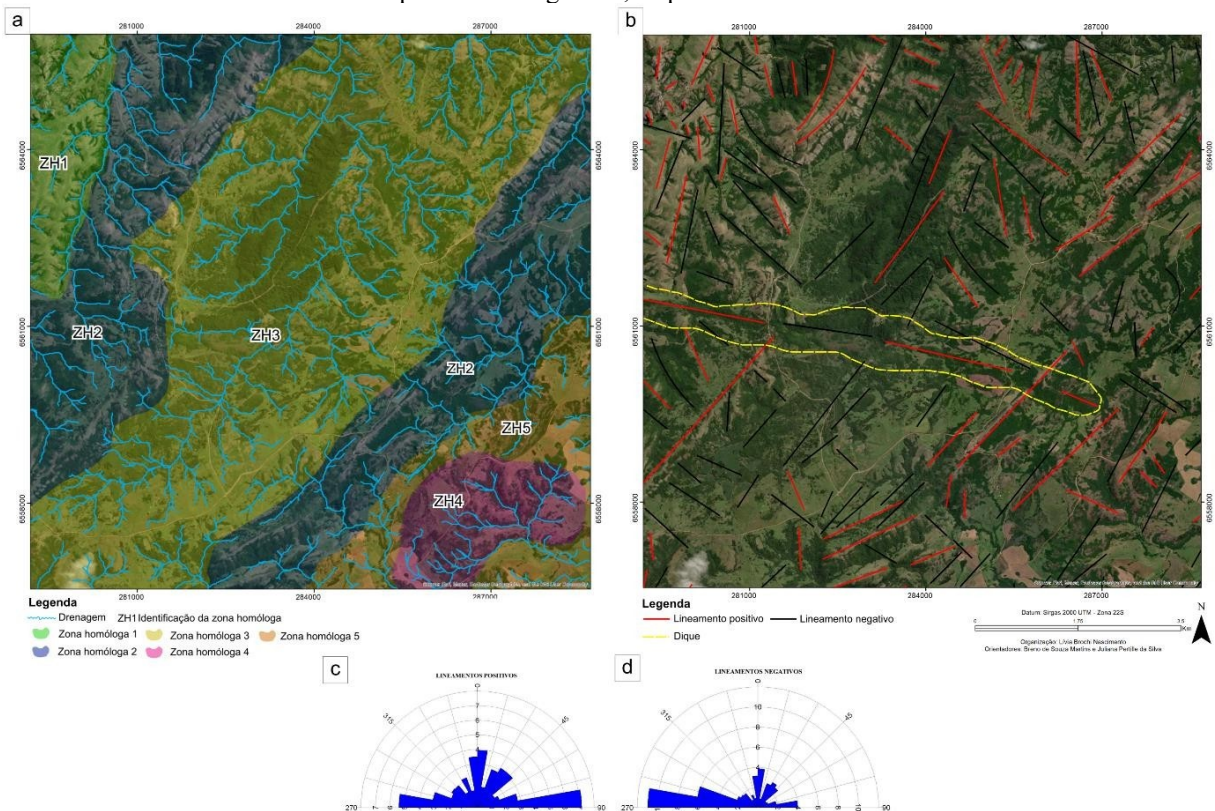
A segunda zona homóloga (ZH2) é apresentada como duas faixas orientadas de NE-SW. Esta zona homóloga é caracterizada por apresentar forte dissecação horizontal (entre 100 e 170 metros) e dissecação vertical alta (entre 500 e 750 metros). As altitudes registram de 210 a 450 metros entre os vales encaixados e topos dos morros. Os morros apresentam topos convexos que configuram cristas alongadas que apresentam orientações NW-SE e NE-SW, mais abundante. Os padrões de drenagem no geral variam de angulares à sub-paralelas seguindo direção preferencial NE-SW, exibem densidade média a alta, sinuosidade mista à retilínea, angularidade alta, tropia bidirecional, assimetria média, presença de formas de arco e cotovelo.

A zona homóloga 3 (ZH3) também se apresenta como uma faixa na porção central da área de estudo, orientada de NE-SW, delimitada à leste e à oeste pela ZH2. Apresenta médio grau de dissecação horizontal (entre 70 e 80 metros) e dissecação vertical média (entre 750 e 850 metros, cujas altitudes entre os vales encaixados e os topos dos morros variam de 210 a 400 metros. O relevo é marcado pela presença de topos planos e convexos. As drenagens variam de sub-dendrítico a angular, apresentando densidade média dos canais, porém nas porções sudoeste são encontradas redes de drenagens mais densas. A sinuosidade dos canais é mista, a angularidade varia de média a baixa, a tropia é tridimensional, assimetria forte, com presença de arcos e cotovelos.

A zona homóloga 4 (ZH4) está situada na porção oeste da área e exibe formato arredondado. Apresenta dissecação horizontal média (entre 60 e 80 metros) e dissecação vertical média (entre 750 e 850 metros), cujas altitudes variam entre 180 e 300 metros. O relevo é representado por morros de topos aplainados. Os padrões de drenagem são sub-dendríticos e exibem, no geral, densidade média, sinuosidade mista, angularidade que varia de média a baixa, tropia tridimensional, assimetria moderada, com presença de formas de arco e cotovelos.

Por fim, a zona homóloga 5 (ZH5) se encontra localizada na porção sudeste da área, bordejando a ZH4, e abrange as porções com dissecação horizontal fraca (entre 30 e 40 metros) e dissecação vertical baixa (entre 1750 e 1850 metros), com variação de 150 a 270 metros de altitude. Os padrões de relevo encontrados correspondem à planaltos e planícies. As drenagens exibem padrões que variam de sub-dendríticos a dendríticos, com densidade média a alta dos canais. A sinuosidade varia de mista à curva, a angularidade é baixa, apresentam tropia multidirecional, assimetria forte com presença de formas de cotovelo em algumas porções.

Figura 5: **a)** Mapa de zonas homólogas; **b)** Mapa de lineamentos; **c)** e **d)** diagramas de roseta para os lineamentos positivos e negativos, respectivamente.



Os mapas de matemáticas de bandas para rochas de grau metamórfico xisto verde e rochas quartzosas utilizados estão no Apêndice 1. Os mapas de curvas hipsométricas e gamaespectrometria se encontram, respectivamente, no Apêndice 2.

5.1.2 Fotointerpretação Estrutural

Nesta temática, a análise de imagem COSPHI de Alos Palsar teve como resultado um mapa com a delimitação dos lineamentos positivos e negativos (Figura 5-b). Aos lineamentos positivos foram atribuídas formas de relevo marcada por topos convexos e cristas, enquanto os lineamentos negativos representam vales que se encontram encaixados, sobretudo, em padrões estruturais.

Ao final da fotointerpretação e a partir da análise de diagrama de rosetas (Figura 5-c e d), identificou-se que a ZH1 tem predominância em lineamentos com direção NW-SE, com lineamentos NE-SW em menores quantidades. A ZH2 possui densidade de lineamentos variada para as porções leste e oeste de sua abrangência. A porção leste é predominante em lineamentos com direção NE-SW, enquanto a porção oeste possui maior densidade de lineamentos com direção NW-SE. A ZH3 exibe lineamentos para NE-SW e NW-SE com distribuição semelhante ao longo da zona. Por fim, as zonas homólogas ZH4 e ZH5 apresentam predominância em lineamentos NE-SW, na qual lineamentos direcionados para NW-SE são restritos à algumas porções.

A fotointerpretação estrutural da área de estudo também foi contou com o uso de dados magnetométricos, cuja utilização do mapa de anomalias magnéticas permitiu o reconhecimento de uma feição estrutural de dique na porção central da área com orientação preferencial WNW-ESE, cujo comportamento é evidenciado pelo padrão dos lineamentos e sua delimitação se encontra tracejada no mapa (Figura 5-b).

Os mapas COSPHI e de magnetometria utilizados para esta análise se encontram, respectivamente, no Apêndice 3.

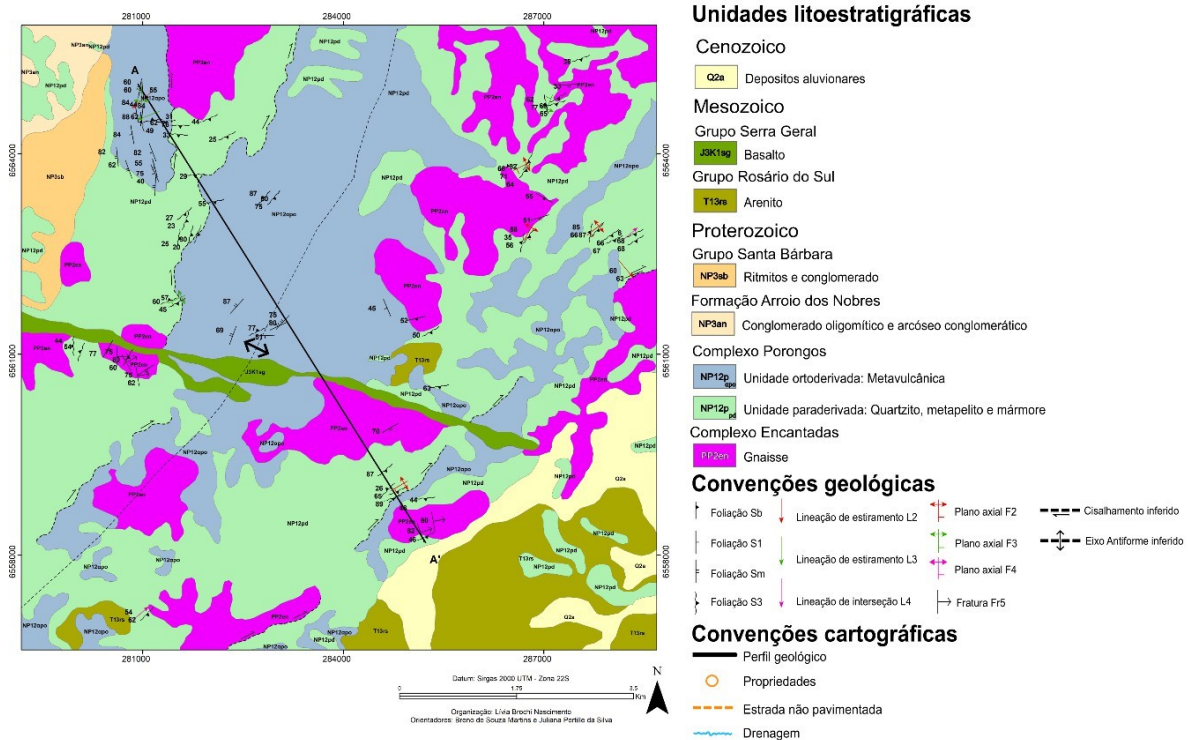
5.2 MAPEAMENTO GEOLÓGICO

A realização da etapa de trabalho de campo resultou no reconhecimento das rochas associadas às unidades: Complexo Encantadas, Complexo Porongos e Grupo Serra Geral, ilustrados na Figura 6. Devido a eventuais restrições de acesso durante o trabalho de campo, as unidades geológicas localizadas nos extremos superior esquerdo e inferior direito da área (Formação Arroio dos Nobre, Grupo Santa Bárbara, Grupo Rosário do Sul e depósitos aluvionares) foram delimitadas utilizando métodos fotointerpretativos e o mapeamento geológico realizado pela CPRM (2021). O quadro de pontos com as coordenadas se encontra no Apêndice 4, o mapa de pontos no Apêndice 5 e o mapa geológico no Apêndice 6.

Em relação ao reconhecimento estrutural da área de estudo, o trabalho de campo resultou no reconhecimento de feições planares e lineares cujo tratamento dos dados levantados teve

como produto a individualização das estruturas em cinco eventos deformacionais denominados sequencialmente por D₁, D₂, D₃, D₄ e D₅, cuja atuação dos eventos é estendida por toda a área de estudo e demonstrada no mapa estrutural (Figura 18).

Figura 6: Mapa geológico da área de estudo.



Fonte: A autora.

5.2.1 Estratigrafia

5.2.1.1 Complexo Encantadas

Gnaisses

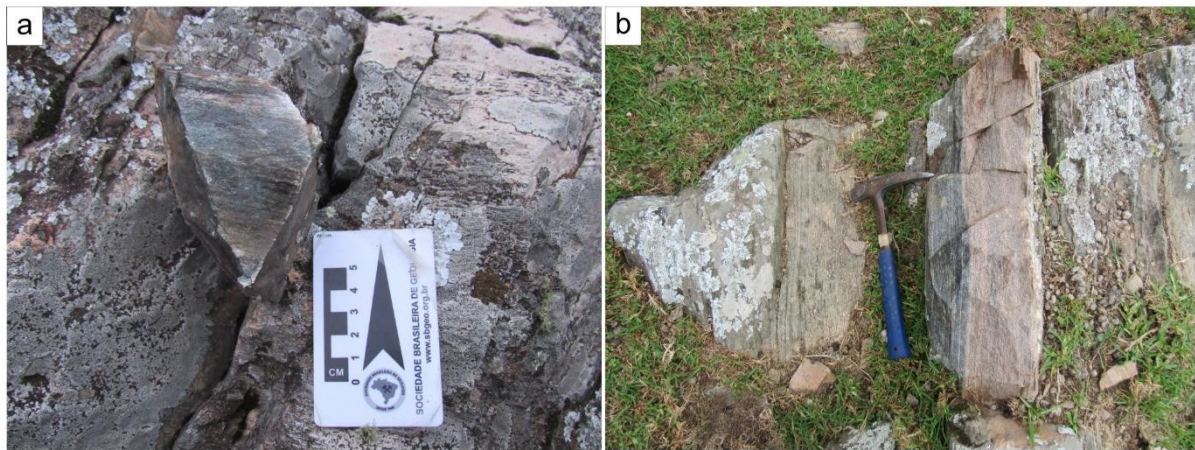
Os afloramentos de gnaisses do Complexo Encantadas estão distribuídos principalmente na porção nordeste e centro-sul da área, abrangendo cerca de 16% do local de estudo com cerca de 15,5 km². Esta unidade é comumente encontrada na área de média vertente do relevo, entre 250 a 300 metros de altitude. Num aspecto geral, os afloramentos deste litotipo são bastante preservados e bem expostos.

Os gnaisses apresentam coloração acinzentada (Figura 7-a), porém em algumas localidades foram encontradas rochas cujo bandamento gnáissico regular e espesso é bastante evidenciado, caracterizado por duas colorações distintas, com uma das bandas apresentando coloração rosada e a outra bandas possuindo coloração cinza escuro (Figura 7-b).

As rochas apresentam bandamentos milonitizados milimétricos a centimétricos, com bandamentos irregulares, descontínuos e difusos, cuja presença de bandas mais espessas composta por minerais máficos direciona a coloração acinzentada das rochas. As bandas mais

evidentes são caracterizadas pela coloração cinza escuro, possuem espessura média de 1cm, exibem granulação fina a média e equigranular, com textura lepidoblástica marcada pela alta concentração de minerais placóides, principalmente biotita. Sua composição é dada por quartzo (40%), biotita (35%), anfibólio (15%), plagioclásio (10%). As outras bandas são caracterizadas pela coloração rosada, possuem espessura média <0.5cm, granulação fina e equigranular, textura predominantemente granoblástica, cuja composição é atribuída a presença de quartzo (45%), k-feldspato (40%) e muscovita (15%). |

Figura 7: **a)** Amostra de mão dos gnaisses típicos encontrados na unidade evidenciando o bandamento milimétrico apresentando irregularidade e descontinuidade das bandas, onde nota-se a predominância das bandas de composição máfica composta por biotita, anfibólio, plagioclásio e clorita; **b)** Afloramento de gnaisses da unidade evidenciado o bandamento gnáissico regular com espessura de aproximadamente 15cm, na qual é possível visualizar com clareza a intercalação entre as bandas de composição máfica e fêlsica (a e b – ponto 59, c – ponto 61).



Fonte: A autora.

5.2.1.2 Complexo Porongos

Unidade Paraderivada

A unidade paraderivada do Complexo Porongos é representada por metapelito, quartzito e mármore que compreendem cerca de 22% da área, com área de aproximadamente 21km². Sua distribuição ocorre em diversos setores do local de estudo, com predominância de metapelito e quartzito, bastante presentes nas porções mais elevadas, com afloramento localizados em altitudes de aproximadamente 340 metros. Os quartzitos desta unidade sustentam desde morrotes à grandes serras presentes na área, e são responsáveis pela configuração da paisagem em diversas porções. Os morrotes encontrados possuem de 1 a 3 metros de altura, apresentam topo suavizado e se estendem por dezenas a centenas metros, como ilustra a Figura 8.

Figura 8: Feição geomorfológica de morrotes sustentados por metapelitos e quartzitos da unidade paraderivada (Ponto 10).

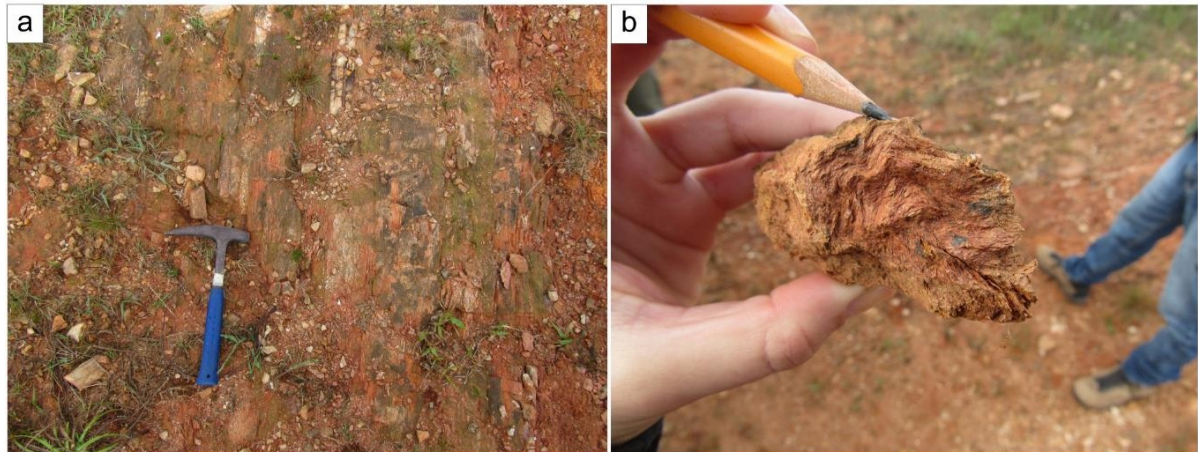


Fonte: A autora.

Metapelito

Este litotipo da unidade paraderivada possui afloramentos situados preferencialmente na porção leste da área de estudo, e são expostos, sobretudo, em cortes de estrada. O grau de preservação dos afloramentos é extremamente baixo e as rochas se encontram altamente intemperizadas, exibindo aspecto friável (Figuras 9-a e b). Os metapelitos possuem coloração vermelho alaranjado e sua granulação varia de fina a muito fina e é inequigranular. As rochas são foliadas e a textura é lepidoblástica, atribuída a predominância de minerais placóides (muscovita, biotita e clorita), identificáveis com auxílio de lupa de bolso devido ao elevado grau intempérico das rochas. A assembleia mineralógica dos metapelitos é composta, no geral, por muscovita (35%), quartzo (25%), biotita (20%), granada (10%) e clorita (10%). |

Figura 9: **a)** Afloramento de metapelitos típico da unidade paraderivada encontrado em corte de estrada; **b)** Amostra de mão de metapelitos exibindo foliação deformada (Todas as figuras correspondem ao ponto 43).



Fonte: A autora.

Petrograficamente, os metapelitos apresentam granulação muito fina, são foliadas e apresentam textura milonítica associada, marcada pela presença de quartzo recristalizado. Alguns metapelitos são marcados por bandamento composicional centimétrico, regular e contínuo. Uma das bandas possui coloração marrom escuro devido a predominância de biotita, apresenta granulação fina a muito fina e textura milonítica marcada pela presença de cristais de quartzo recristalizado e estirado (Figura 10-a). Já a outra banda apresenta coloração acinzentada pela abundância em clorita, possui granulação fina a muito fina e a textura milonítica é atribuída pela presença de quartzo recristalizado de dimensões centimétricas (Figura 10-b). De maneira geral, a composição dos metapelitos é dada por quartzo, clorita, biotita, muscovita, granada e minerais opacos.

A muscovita é incolor, varia de idioblástica a subdioblástica, com cristais de aproximadamente 0.5mm. Apresentam contato lobado com os outros minerais. O hábito placóide é responsável por marcar a foliação. Em algumas porções, a muscovita apresenta estrutura *mica fish* como indicador cinemático de cisalhamento dextral, inferido a partir da orientação da foliação principal (Figura 10-c). O hábito dos cristais de muscovita também evidencia a presença de deformação desta foliação principal na forma de crenulação (Figura 10-d).

O quartzo é incolor, xenoblástico, com dimensão dos cristais variando entre 0.1-0.5mm. São inequigranulares e exibem formas arredondadas a alongadas. Cristais de quartzo estirado exibem feições de *boudins* em algumas rochas (Figura 10-a). Em lâmina, é possível notar cristais de quartzo recristalizado com aproximadamente 5mm (Figura 10-b). Já em outras porções, o quartzo recristalizado é marcado pela formação de subgrãos menores que 0.1mm. |

Os cristais de biotita possuem forma subdioblástica a xenoblástica, dimensões que variam de 1-5mm e pleocroísmo marrom escuro a verde escuro. O contato com os outros minerais é lobado. Exibem hábito placóide cuja orientação marca a foliação.

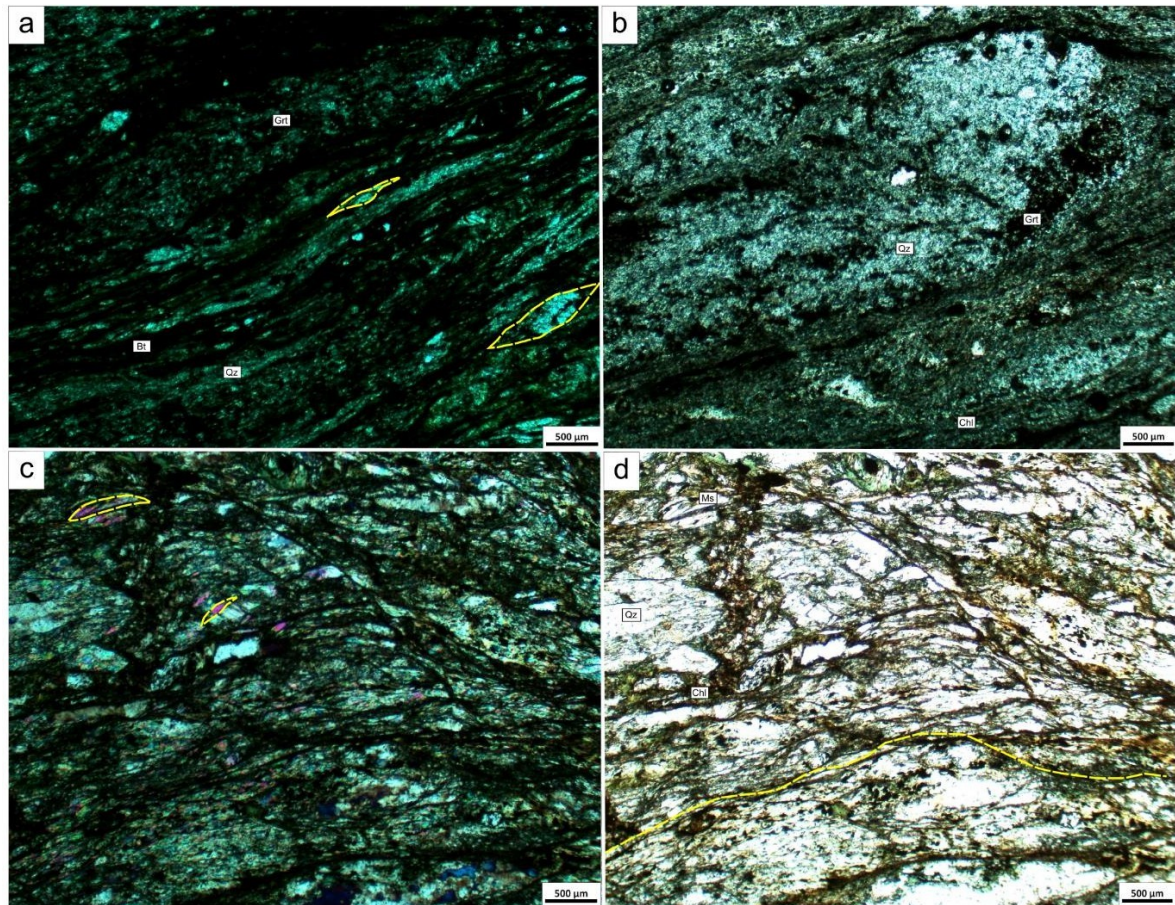
Os cristais de clorita exibem forma subdioblástica, com dimensão de aproximadamente 0.1mm e pleocroísmo verde acinzentado. Exibe contato lobado entre os outros minerais constituintes da rocha. O hábito da clorita é placóide, marcando a foliação. No entanto, em outras porções, é possível notar cristais de clorita com hábito acicular, comumente em zonas de alteração onde a clorita substitui a granada.

A granada possui forma xenoblástica, com cristais com aproximadamente 0.2mm e pleocroísmo vermelho acastanhado. O contato entre a granada e os outros minerais é lobado. Em algumas porções da lâmina, nota-se a presença de zonas de alteração marcada pelo processo de substituição de granada por clorita e biotita (Figura 10-b).

Estas rochas exibem a foliação bem marcada promovida pela orientação das lamelas de muscovita, biotita e clorita. Outros exemplares de metapelitos da unidade paraderivada, além da foliação, exibem crenulação interceptando ortogonalmente a foliação principal (Figura 10-c e d).

Figura 10: **a)** Bandamento composicional com predominância de biotita em metapelito, contendo quartzo recristalizado e estirado formando *boundins* (em amarelo); **b)** Bandamento composicional de metapelito com predominância em clorita, com destaque para cristal de quartzo recristalizado de aproximadamente 5mm; **c)** Metapelito com estrutura *mica fish* evidenciada pelo cruzamento dos nicóis (em amarelo); **d)** Metapelito com

foliação principal (em amarelo) (a e b – ponto 16, c e d – ponto 07). Manuais petrográficos utilizados: Raith *et al.* (2014) e Mason (1990).



Fonte: A autora.

Quartzito

Os afloramentos de quartzitos da unidade paraderivada (Figura 11-a) são comumente encontrados em campo dispostos em intercalações com os afloramentos de metapelitos na porção leste da área de estudo, cuja configuração pôde ser visualizada em diversos pontos realizados (Figura 11-b). As rochas apresentam coloração amarela à avermelhada e possuem elevado grau intempérico, principalmente nos afloramentos do setor oeste da área, responsável pelo aspecto quebradiço das mesmas (Figura 11-c). Já na porção leste, são encontrados afloramentos mais preservados. Possuem granulação muito fina e equigranular, estrutura foliada e textura granoblástica. A assembleia mineralógica dos quartzitos é composta majoritariamente por quartzo (>85%) e minerais micáceos (15%).

Figura 11: **a)** Afloramento de quartzitos típicos da unidade paraderivada; **b)** Disposição intercalada entre os afloramentos de metapelitos e quartzitos da unidade paraderivada; **c)** Afloramento de quartzitos bastante alterado exibindo a foliação principal (Pontos 40, 39 e 41, respectivamente).



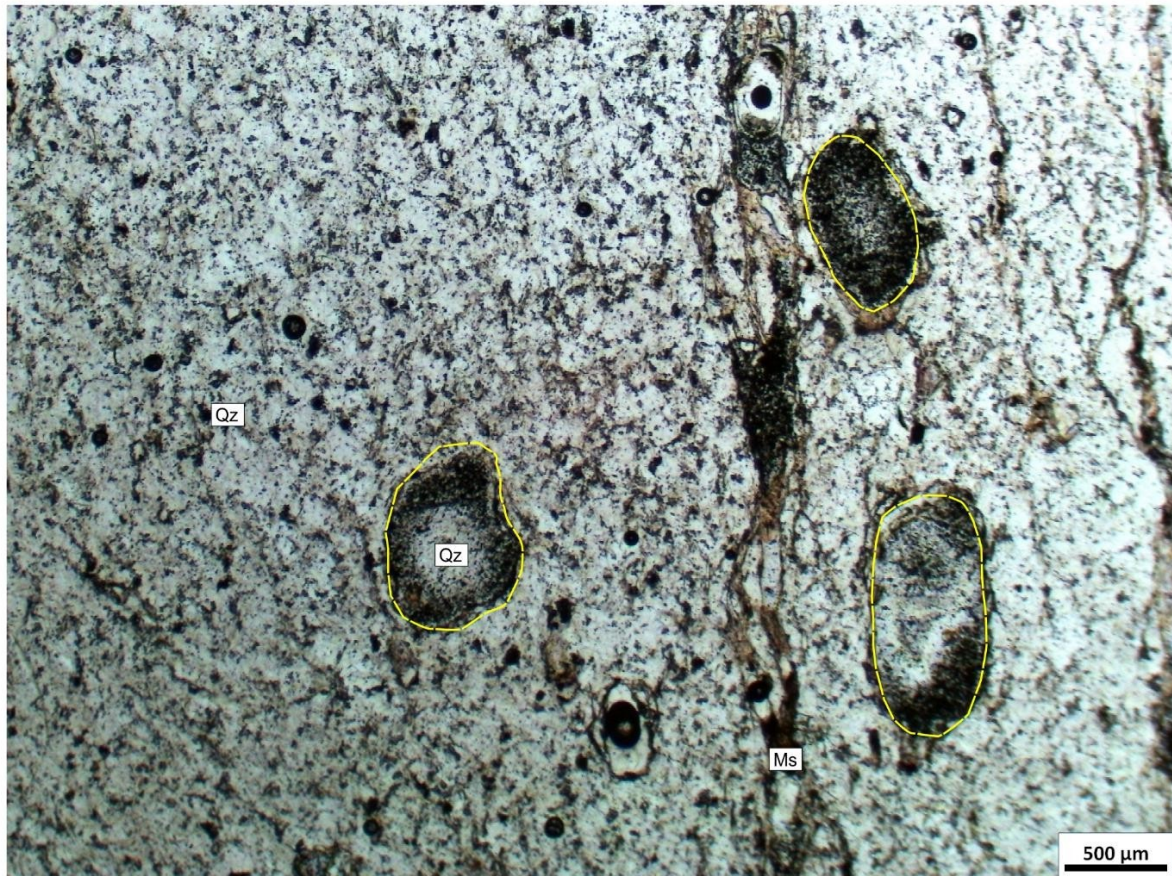
Fonte: A autora.

Petrograficamente, uma amostra de quartzito da unidade paraderivada possui matriz com granulação fina e exibem textura e estrutura milonítica, marcada pela predominância de cristais de quartzo recrystalizado (Figura 12). A composição mineralógica do quartzito é dada majoritariamente por quartzo e minerais opacos.

O quartzo destas rochas incolor, xenoblástico, cuja dimensão dos cristais varia de 0.1-0.3mm e o relevo é fraco. Os cristais são típicos de recrystalização e formam agregados policristalinos de subgrãos com sinuosidade nas bordas. Em lâmina destacam-se cristais de

quartzo recristalizado com aproximadamente 0.5mm, marcados pelo formato arredondado com presença de inclusões de minerais xenoblásticos, menores que 0.1mm, de coloração preta. Estes minerais são concentrados de forma crescente no sentido do centro para a borda das recristalizações.

Figura 12: Quartzito milonítico com destaque para a presença de cristais de quartzo recristalizado contendo inclusões minerais (delimitado em amarelo) (ponto 38). [Manuais petrográficos utilizados: Raith et al. (2014) e Mason (1990).

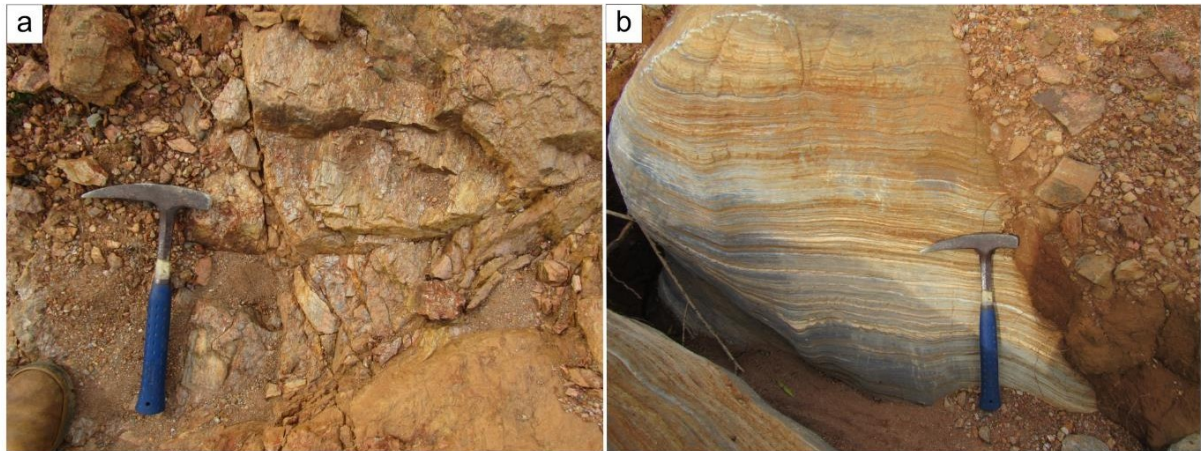


Fonte: A autora.

Mármore

Os afloramentos de mármore possuem poucos exemplares na área de estudo, cujo aparecimento ocorre majoritariamente na porção noroeste da área, dispostos em cortes de estrada (Figura 13-a). As rochas aflorantes exibem aspecto quebradiço atribuído à intensa atuação de agentes intempéricos. Possuem coloração amarela à alaranjada, granulação muito fina e equigranular, cuja estrutura principal é a foliação e a textura é granoblástica. As rochas são compostas majoritariamente por dolomita (50%) e quartzo (40%). Em alguns pontos são encontrados afloramentos com aspecto bandado cujas intercalações são compostas por quartzo e dolomita (Figura 13-b).

Figura 13: **a)** Afloramento de mármore atribuído à unidade paraderivada; **b)** Afloramento de mármore com bandamento composicional bem evidenciado, marcado pela intercalação de bandas compostas por quartzo e dolomita (Todas as imagens pertencem ao ponto 23).



Fonte: A autora.

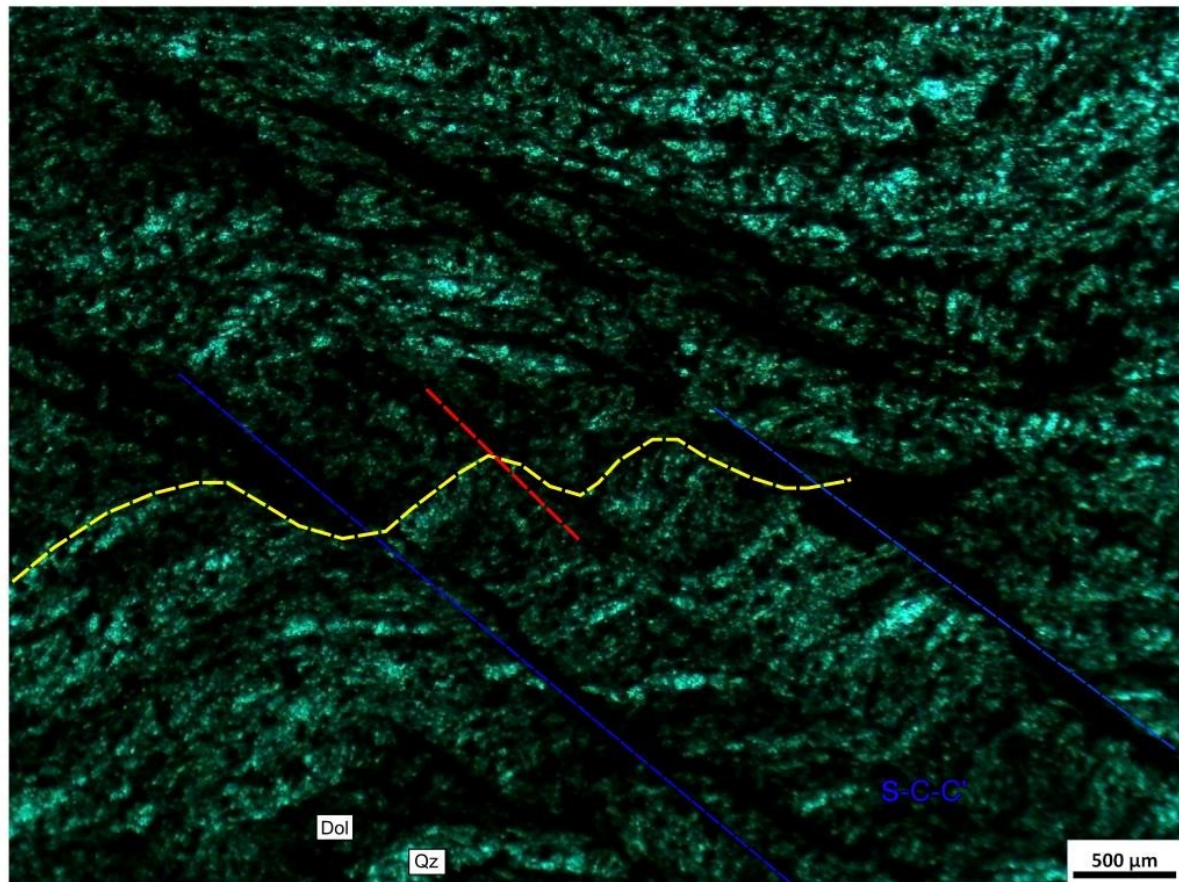
Petrograficamente, o mármore apresenta granulação muito fina equigranular, são foliadas e apresentam textura granoblástica orientada. A composição mineralógica da rocha é dada por quartzo, dolomita e minerais opacos.

Os cristais de dolomita são xenoblásticos e possuem dimensões de aproximadamente 0.1mm. São equigranulares, e o contato com o quartzo é lobado. Os cristais se encontram disposto seguindo uma direção preferencial, marcando a estrutura foliada.

O quartzo é xenoblástico, com cristais em média 0.1mm. São equigranulares e nota-se a presença de extinção ondulante. O contato entre os cristais de quartzo e a dolomita é lobado.

A mudança de orientações dos cristais evidencia a presença da crenulação deformando ortogonalmente a foliação principal. Também são preservados indicadores cinemáticos S-C-C' de cisalhamento com sentido sinistral, inferido a partir do sentido apresentado pela foliação principal (todas as estruturas citadas são evidenciadas na Figura 14).

Figura 14: Mármore com aspecto bandado altamente deformado, com destaque para crenulação (em amarelo) e componentes cinemáticos tipo S-C-C' (em azul) (Ponto 23). Manuais petrográficos utilizados: Manuais petrográficos utilizados: Raith *et al.* (2014) e Mason (1990).



Fonte: A autora.

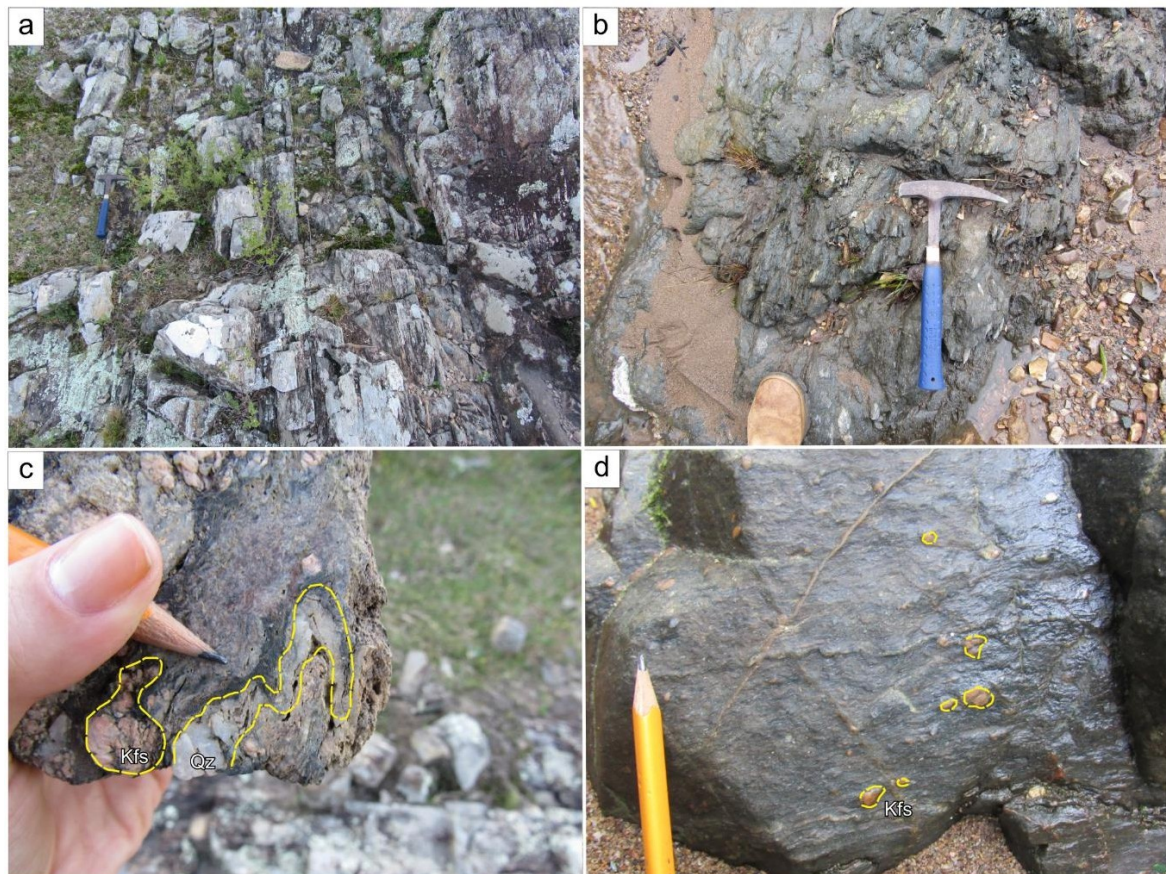
Unidade Ortoderivada

Esta unidade ocorre assumindo ligeiramente um aspecto alongado que se estende da porção nordeste à porção sudoeste da área, com direção NE-SW. As rochas, compreendidas por metavulcânicas, perfazem cerca de 27% da área e ocupam aproximadamente 26km². A área de ocorrência da unidade geralmente está subordinada aos leitos de drenagens ou nas proximidades dos canais, onde são localizados os afloramentos com maior grau de preservação do conteúdo litológico e estrutural.

Os afloramentos possuem coloração que varia de cinza claro a cinza escuro (Figuras 15-a e b). As rochas apresentam granulação que varia fina a média, são foliadas e exibem textura porfiroclástica marcada pela presença de fenocristais k-feldspato que variam de 0.5-1cm (Figuras 15-c e d). Nas rochas as estruturas se caracterizam por foliações e veios de quartzo altamente redobrados (Figura 15-c).

A matriz destas rochas é fina, composta, sobretudo, por anfibólio, quartzo e muscovita. A composição mineralógica geral é dada por anfibólio (30%), muscovita (20%), quartzo (20%), plagioclásio (20%), clorita (5%) e k-feldspato (5%).

Figura 15: **a) e b)** Afloramentos de rochas metavulcânicas típicas da unidade ortoderivada; **c)** Amostra de mão de metavulcânica com porfiroclastos de k-feldspato e veios de quartzo dobrados de dimensões centimétricas (em amarelo); **d)** Rocha da unidade ortoderivada com porfiroclastos de k-feldspato com dimensões milimétricas a centimétricas (em amarelo) (a e b – ponto 48; c e d – ponto 49).



Fonte: A autora.

Petrograficamente, um exemplar de rocha metavulcânica coletada em campo exibe granulação fina a média, é predominantemente anisotrópica e apresenta textura nematoblástica associada atribuída à grande predominância de anfibólio exibindo hábito prismático. A composição da rocha é dada, sobretudo, por anfibólio, plagioclásio, quartzo e minerais opacos.

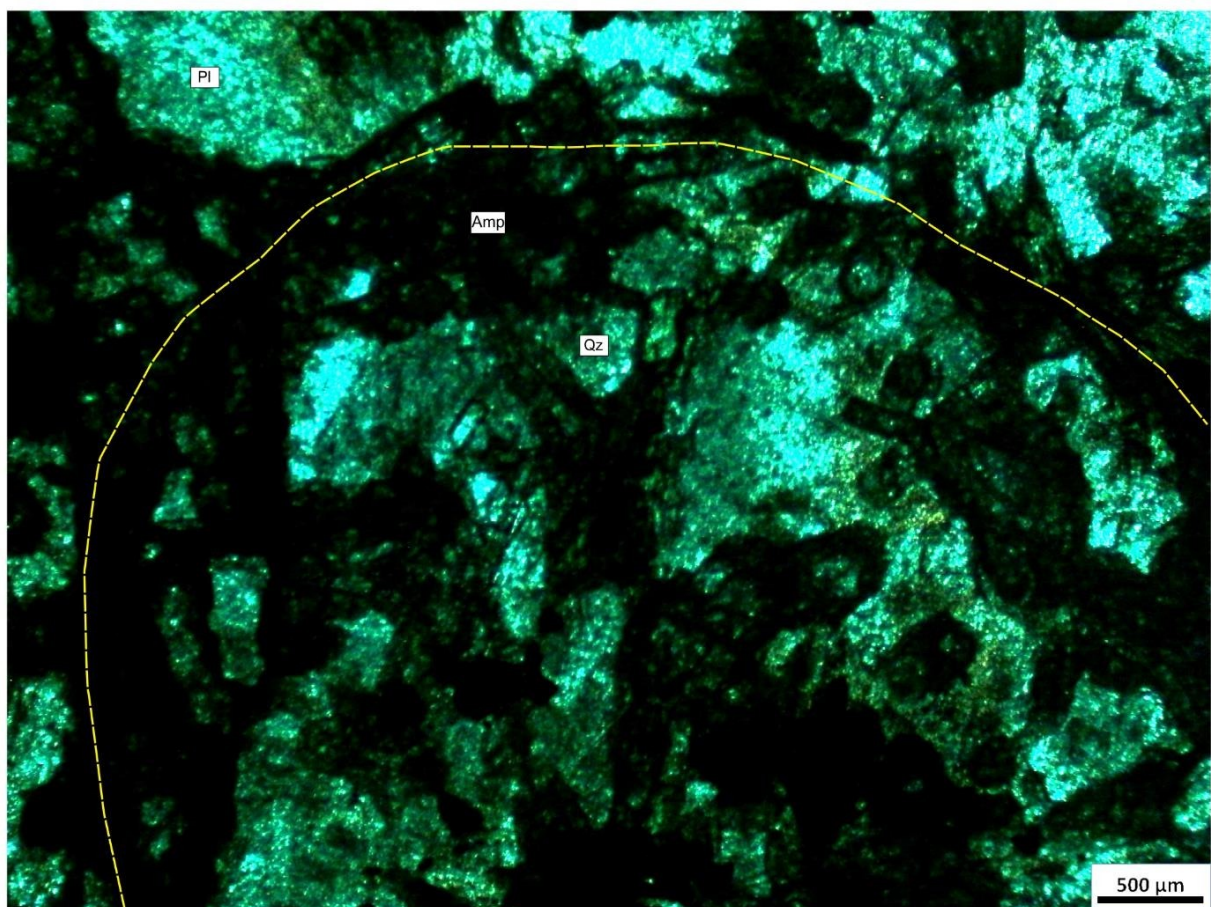
O anfibólio possui formas que variam de idioblástica a subidioblástica, com dimensão dos cristais variando de 0.5-1mm e apresenta pleocroísmo amarronzado a verde escuro. Apresentam geometria ripiforme, cuja característica evidencia a orientação preferencial dos minerais na estrutura dobrada. Exibem contato poligonal a lobado com o plagioclásio e o quartzo.

O quartzo é xenoblástico e varia de 0.5-1mm. Os cristais apresentam contato interlobado com o anfibólio e plagioclásio.

O plagioclásio é subdioblástico a xenoblástico, com tamanhos variando de 0.5-2mm. Os cristais exibem maclas polissintéticas tipicamente diagnosticadas neste mineral. Em geral, apresentam contato interlobado com o anfibólio e o quartzo, porém é possível identificar contatos poligonais com o anfibólio em algumas porções.

Apesar de apresentarem anisotropia predominante, nota-se a presença de cristais de anfibólio levemente orientados constituindo uma estrutura dobrada de escala milimétrica identificada em lâmina (Figura 16).

Figura 16: Rocha metavulcânica encontrada da unidade ortoderivada composta predominantemente por anfibólio, plagioclásio e quartzo, com destaque para cristais de anfibólio ripiformes orientados formando uma dobra milimétrica (em amarelo) (ponto 30). Manuais petrográficos utilizados: Manuais petrográficos utilizados: Raith *et al.* (2014) e Mason (1990).



Fonte: A autora.

5.1.1.3 Grupo Serra Geral

Basalto

Os basaltos constituem um dique na forma de faixa estreita e alongada, que perfaz a área de estudo com orientação NW-SE e abrange cerca de 2% da área, ocupando 2km². A ocorrência desta rocha se destaca pela morfologia de um grande morro que se estende de maneira contínua por dezenas de quilômetros, evidenciando-se na paisagem (Figura 17-a). Os afloramentos

visitados situam-se nas adjacências dos morros e compreendem alto grau de preservação (Figura 17-b).

Os basaltos apresentam coloração cinza escuro e possui mineralogia preservada (Figura 17-c). São rochas classificadas como melanocráticas, isotrópicas, holocristalinas, afaníticas e exibem granulação equigranular fina a média. A mineralogia é composta por biotita (45%), plagioclásio (35%) e quartzo (20%). Os cristais, em geral, apresentam morfologia alotriomórfica, com predominância de minerais anédricos.

Figura 17: **a)** Padrão geomorfológico de morro sustentado pelos afloramentos de basalto; **b)** Disposição dos afloramentos ao sopé da feição geomorfológica; **c)** Basalto melanocrático representativo do Grupo Serra Geral (Todas as imagens correspondem ao ponto 57).

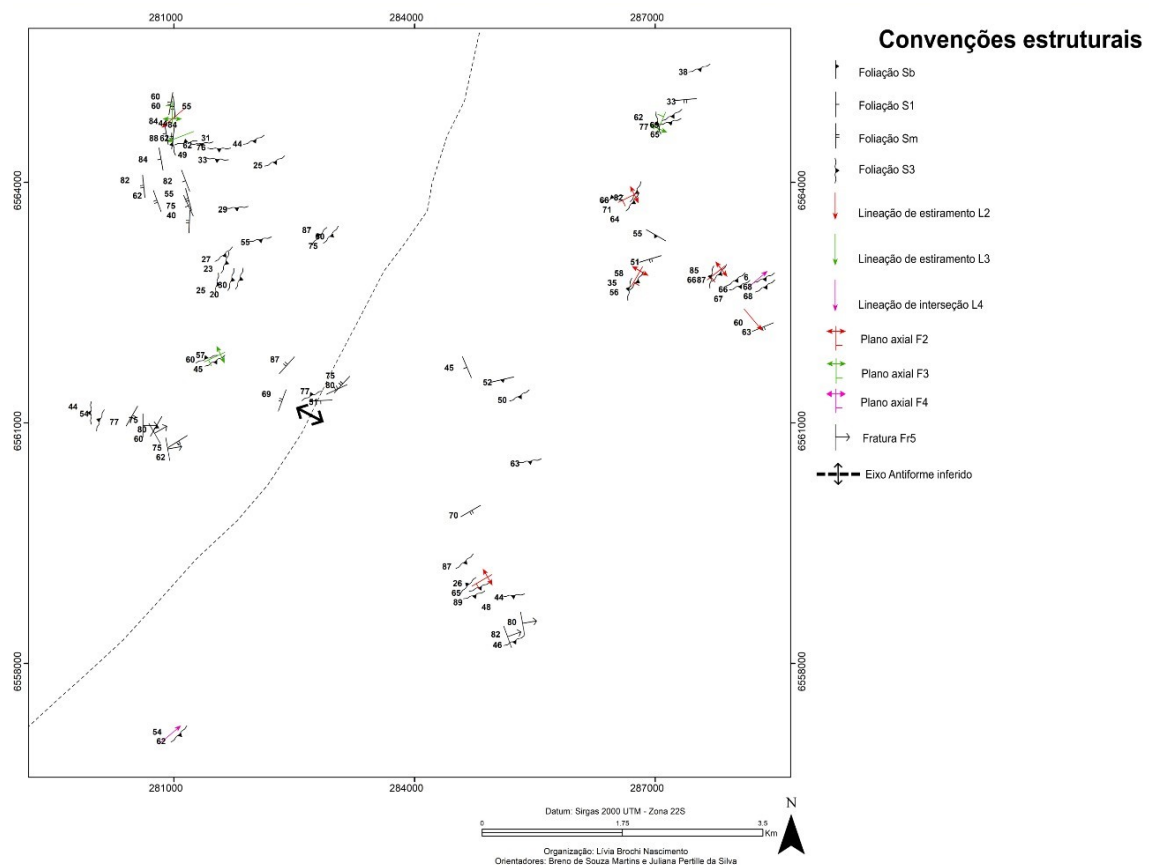


Fonte: A autora.

5.2.2 Geologia Estrutural

Para a análise dos componentes estruturais empregou-se o uso de projeções estereográficas com projeção em rede equiárea (projeção de Schmidt) utilizando o software Logas. Um quadro com a média das estruturas atribuídas a cada evento deformacional é apresentado no Quadro 5.

Figura 18: Mapa estrutural simplificado da área de estudo.



Fonte: A autora.

5.2.2.1 Evento deformacional D₁

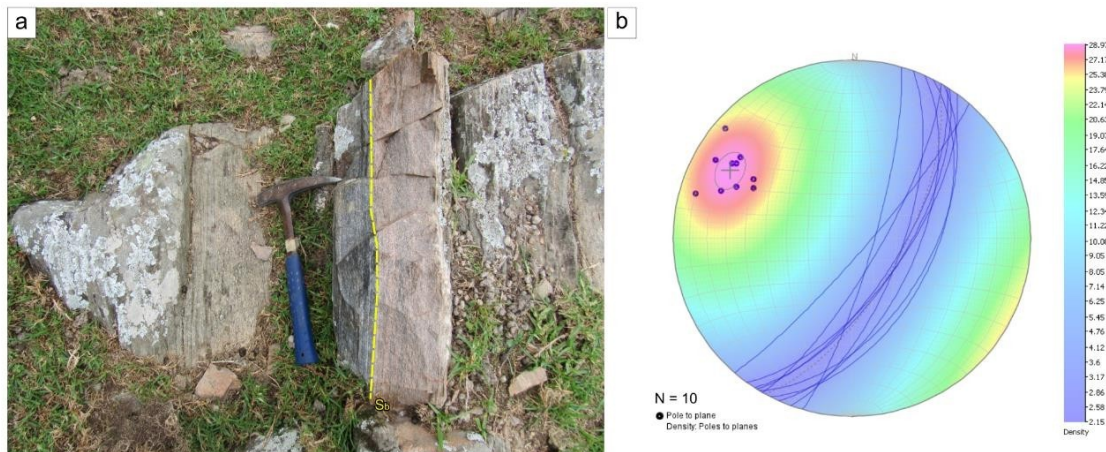
Foliação S_b

A foliação S_b atribuída aos gnaisses do Complexo Encantadas é derivada do bandamento gnáissico regular, descontínuo e apresenta espessura centimétrica, sendo bastante pervasiva nas rochas (Figura 19-a). As atitudes das foliações S_b variam de 106/81 até 131/83, cuja orientação preferencial da foliação é NE-SW mergulhando para SE com atitude média é 120/67.

A natureza dessas foliações tende a estar associada ao processo de deformação e superposição de protólitos ígneos durante as fases iniciais de deformação. Como resultado desta fase, foram geradas segregações metamórficas dos minerais máficos, representados por quartzo,

biotita, anfibólio, plágioclásio e clorita, cujo arranjo é predominantemente lepidoblástico. Já a banda possui segregações de minerais félsicos, representados por quartzo, k-feldspato e muscovita, cujo arranjo é granoblástico.

Figura 19: **a)** Gnaisses do Complexo Encantadas apresentando foliação S_b atribuída ao bandamento gnáissico pela segregação metamórfica de minerais félsicos, compondo bandas de coloração rosada, e máficos, com bandas apresentando coloração cinza escuro; **b)** Projeção estereográfica com polos e densidade dos polos dos planos da foliação S_b cuja direção preferencial é NE-SW com mergulho para SE (ponto 61).



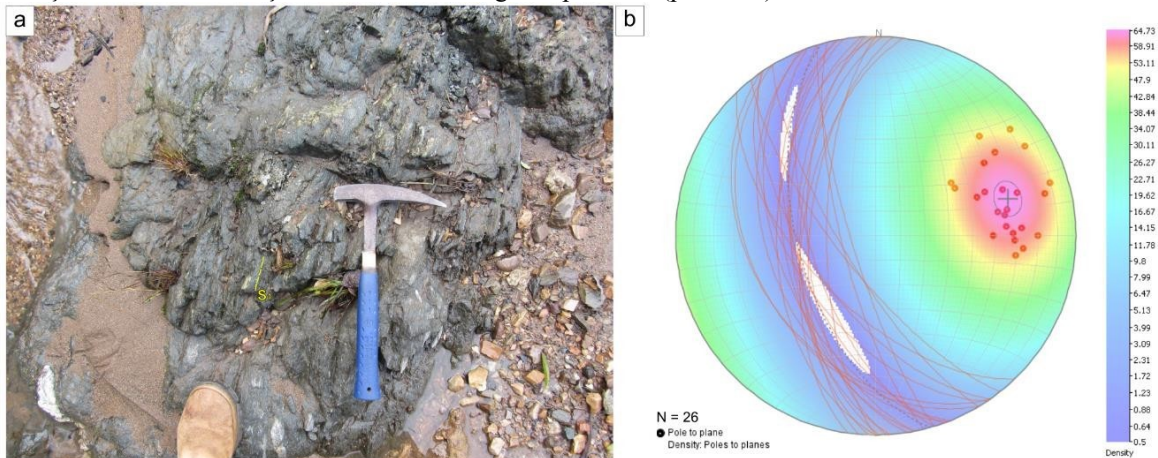
Fonte: A autora.

Foliação S_1

A foliação S_1 é atribuída à xistosidade das rochas. A estrutura é mais pervasiva nas rochas metavulcânicas da unidade ortoderivada, e refere-se à xistosidade derivada do alinhamento de anfibólio com hábito prismático, garantindo o arranjo nematoblástico das rochas (Figura 20-a). A foliação S_1 nas metavulcânicas possui atitudes que variam de 232/75 a 278/60, assumindo direção preferencial NW-SE mergulhando levemente para SW com atitude média de 253/57.

Nos metapelitos da unidade paraderivada, a foliação seria derivada da segregação de bandas com alinhamento de minerais placóides (muscovita, clorita e biotita) e bandas compostas majoritariamente por quartzo, cuja predominância em minerais de hábito placóides garantem o arranjo lepidoblástico das rochas. A estrutura, no entanto, se encontra intensamente obliterada e deformada nos afloramentos, não sendo possível identificá-la claramente.

Figura 20: **a)** Foliação S_1 evidenciada nas rochas metavulcânicas da unidade ortoderivada marcada pelo alinhamento de muscovita e clorita; **b)** Projeção estereográfica com os polos e densidade dos polos dos planos da foliação S_1 exibindo direção NW-SE com mergulho para SW (ponto 49).



Fonte: A autora.

5.2.2.2 Evento deformacional D_2

Dobra F_2

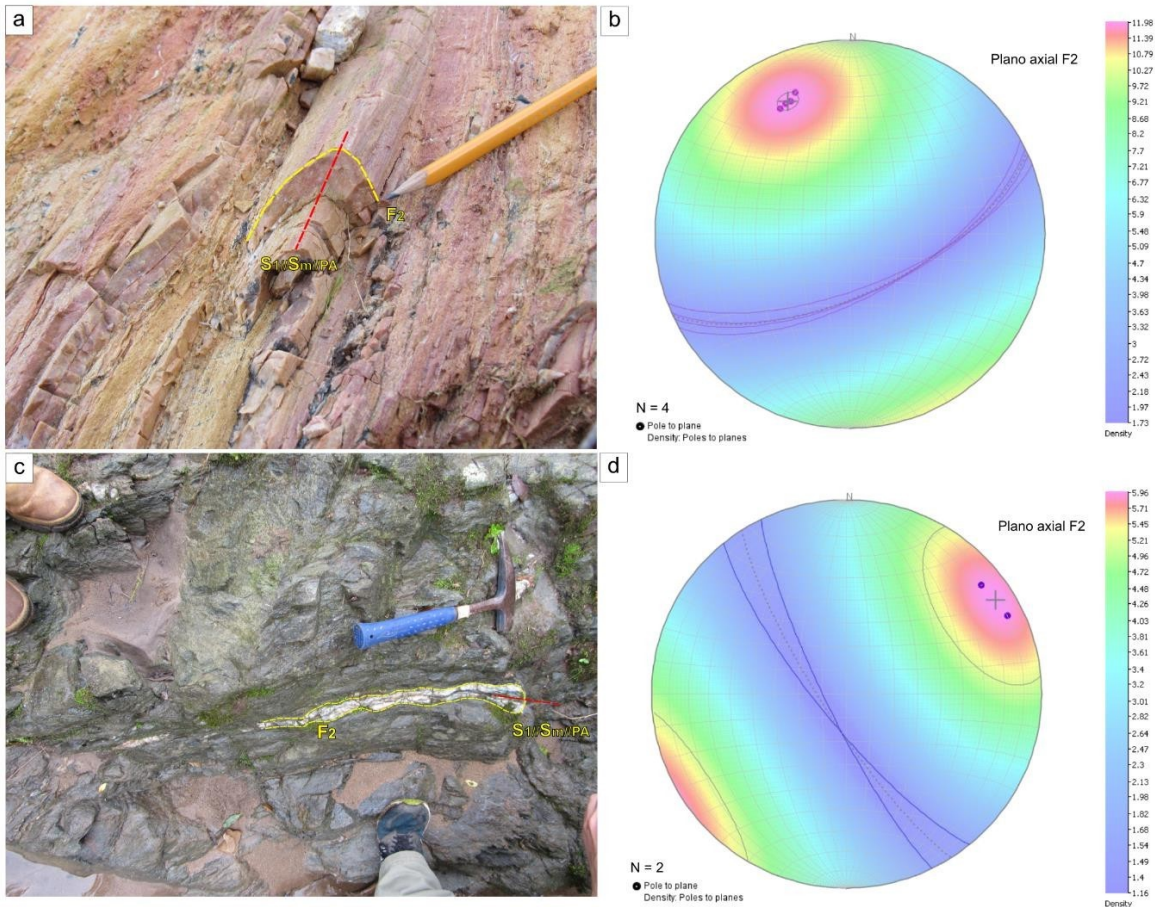
Dobras F_2 são encontradas em afloramentos de quartzitos e de rochas metavulcânicas, cuja pervasividade das estruturas é semelhante em ambas as litologias.

Nos quartzitos as dobras são inclinadas, fechadas e possuem escala centimétrica (Figura 21-a). O plano axial da F_2 varia pouco, com atitudes entre 155/63 e 158/68. As estruturas são orientadas para SW-NE com mergulho moderado para SE, cuja atitude média dos planos é 154/66 e o eixo médio possui direção 235/12.

As dobras F_2 nos afloramentos de metavulcânicas são evidenciadas em campo pela deformação de veios de quartzo (Figura 21-c). São caracterizadas por dobras inclinadas e fechadas, cuja dimensão varia de centimétrica a decimétrica. As dobras F_2 , em geral, apresentam planos axiais com pouca variação, cujas atitudes se encontram entre 230/78 e 245/81. A direção preferencial dos planos é NW-SE com mergulho suave para SW, com plano axial médio 245/80 e eixos médios 105/60.

Figura 21: **a)** Dobra F_2 fechada presente em afloramento de quartzito da unidade paraderivada; **b)** Projeção estereográfica com polos e densidade dos polos do plano axial da F_2 demonstrando a direção SW-NE com mergulho moderado para SE; **c)** Dobra F_2 fechada, evidenciada por veios de quartzo nas rochas metavulcânicas da

unidade ortoderivada; **d**) Projeção estereográfica com polos e densidade dos polos do plano axial da F_2 demonstrando a direção para NW-SE com mergulho suave para SW (a – ponto 45; c – ponto 49).



Fonte: A autora.

Foliação S_m

A segunda foliação encontrada na área de estudo refere-se a uma foliação milonítica S_m que, em campo, foi vista com mais pervasividade nas rochas metavulcânicas da unidade ortoderivada e nos gnaisses, ocorrendo com menor disseminação nos afloramentos de metapelitos da unidade paraderivada.

Nas rochas metavulcânicas, a foliação S_m é penetrativa, bastante evidenciada nos afloramentos situados à noroeste da área, cujo arranjo nematoblástico devido à alta ocorrência de anfibólio é mantido nas rochas (Figura 22-a). As medidas de foliação S_m variam entre 267/37 e 292/62, assumindo direção preferencial NNE-SSW com mergulho moderado WNW, cuja atitude média dos planos é 282/45. Através da análise das projeções estereográficas identifica-se que a foliação S_m ocorre paralelamente à foliação S_1 com leve rotação dos planos de topo NW para N.

Nos gnaisses, a foliação S_m é bastante evidenciada nos afloramentos encontrados à sudeste e sudoeste da área, e é caracterizada por uma foliação sutil evidenciada pelo estiramento

dos minerais, cuja alta concentração de biotita resulta em um arranjo predominantemente lepidoblástico (Figura 22-c). As atitudes variam entre 120/77 e 131/83, assumindo direção preferencial NE-SW com mergulho suave a moderado para SE, cuja atitude média dos planos é 122/73. A foliação S_m ocorre paralela à foliação S_b , cuja natureza desta primeira está associada à atuação de um cisalhamento dúctil resultando no estiramento da foliação S_b , responsável pela diminuição da granulação das rochas e difusão do bandamento bem delimitado na S_b .

Nos metapelitos da unidade paraderivada, a foliação S_m encontra-se restrita à algumas unidades de afloramento em cortes de estrada e são intensamente alterados. Nas rochas, a alta presença de muscovita marca o arranjo lepidoblástico das mesmas (Figura 22-e). As atitudes das foliações exibem baixa variação, com valores entre 135/61 e 138/55. A direção preferencial da foliação S_m é NE-SW com mergulho moderado para SE, cuja média dos planos é 139/58.

Lineação L_2

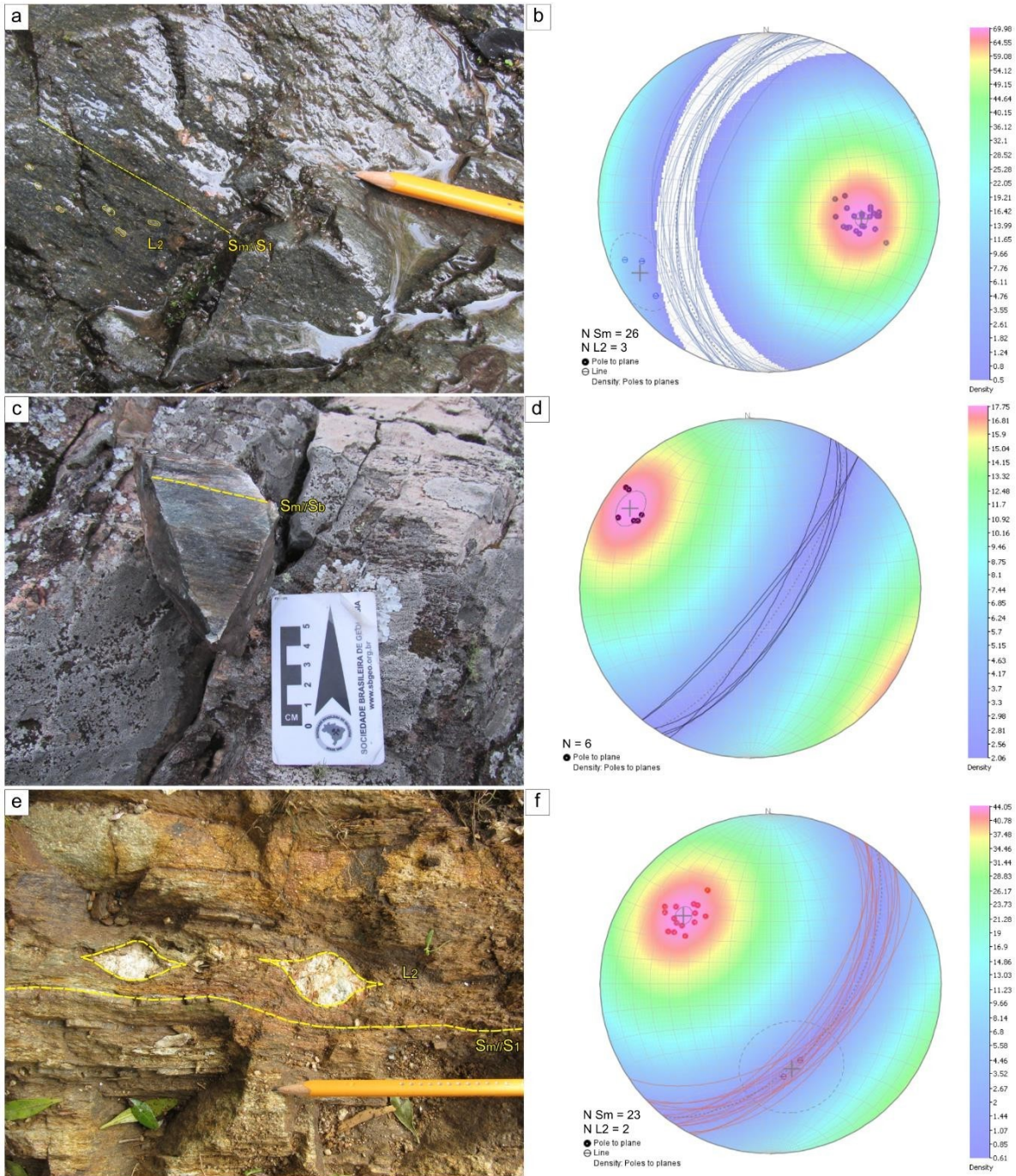
A milonitização, atribuída à foliação S_m nas rochas do Complexo Porongos é caracterizada pela presença de porfiroclastos de quartzo estirados com escala milimétrica a centimétrica, constituindo uma lineação de estiramento L_2

Nos afloramentos de rochas metavulcânicas, a L_2 é mais pervasiva e apresenta atitudes que variam entre 232/15 e 250/10, com direção preferencial NW-SE com atitude média de 243/15, dispostas paralelas à foliação S_m e S_1 (Figura 22-a).

Já nos afloramentos de metapelitos, a L_2 apresenta atitudes que variam entre 161/50 e 174/44, assumindo direção preferencial NE-SW com atitude média 167/47, dispostas paralela à foliação S_m . Nestas rochas, a L_2 é disposta pela formação de *boudins* (Figura 22-e).

Figura 22: **a)** Foliação S_m milonítica presente nas rochas metavulcânicas da unidade ortoderivada, cuja orientação é paralela à S_1 . Lineação L_2 marcada por porfiroclastos de quartzo estirado, cuja orientação é difusa; **b)** Projeção estereográfica com polos e densidade dos polos dos planos da foliação S_m e da lineação L_2 nas metavulcânicas cuja direção é NNE-SSW; **c)** Foliação S_m milonítica exibida pelos gnaisses do Complexo Encantadas, na qual destaca-se a evidente diminuição dos grãos em relação resultando no bandamento difuso paralelo à S_b ; **d)** Projeção estereográfica com polos e densidade dos polos dos planos da foliação S_m nos gnaisses, dispostos com direção NE-SW; **e)** Foliação S_m milonítica presente nas rochas metapelíticas da unidade paraderivada, cuja orientação é paralela à S_1 . Lineação L_2 marcada por profiroclastos de quartzo estirado, formando *boudins*; **f)** Projeção

estereográfica com polos e densidade dos polos dos planos da foliação S_m e da lineação L_2 nos metapelitos evidenciando a direção NE-SW; (a – ponto 49; c – ponto 60; e – ponto 42).



Fonte: A autora.

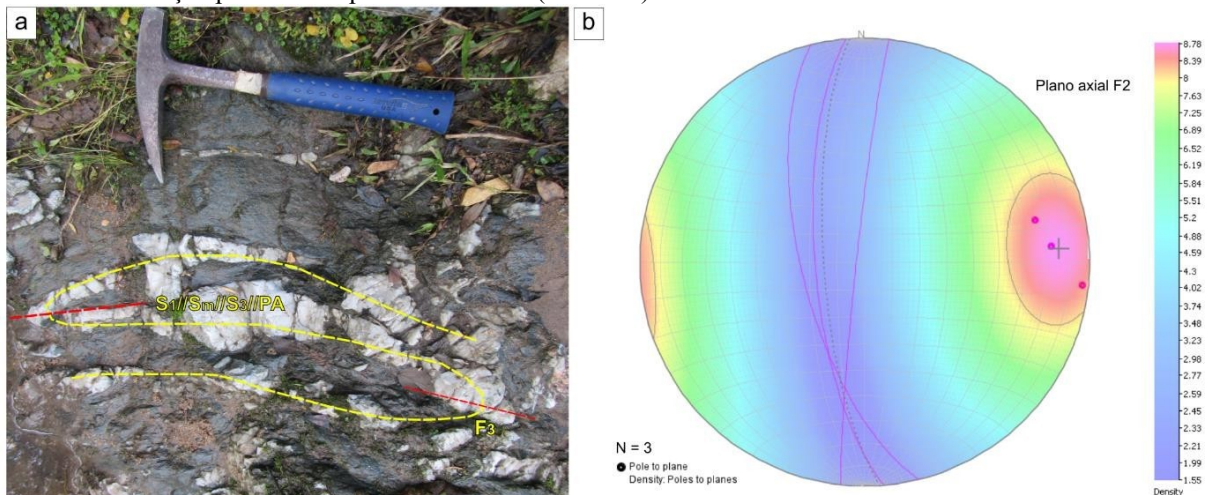
5.2.2.3 Evento deformacional D_3

Dobra F_3

Dobras F_3 foram mapeadas em campo, porém a ocorrência destas estruturas se restringiu às rochas metavulcânicas da unidade ortoderivada. Estas dobras são marcadas pelo redobramento da F_2 e apresentam intensa deformação pelas fases subsequentes.

No geral, as dobras F_3 são assimétricas, fechadas e possuem dimensões que variam de centimétricas a decamétricas. Em campo, as F_3 são representáveis através dos veios de quartzo redobrados, com planos axiais paralelos à S_3 (Figura 23-a). Possuem planos axiais variando entre 257/67 e 287/77, exibindo direção preferencial NNW-SSE com caimento suave para WSW, cujo plano axial médio é de 271/75 e eixo de médio de 175/50.

Figura 23: **a)** Dobras F_3 presentes nas metavulcânicas visualizadas pela deformação de veios de quartzo, caracterizadas por dobras assimétrica, fechadas, de escala centimétrica e com plano axial paralelo à S_3 e às foliações anteriores; **b)** Projeção estereográfica de polos de densidade de polos do plano axial das dobras F_2 indicando a direção preferencial para NNW-SSW (Ponto 49).



Fonte: A autora.

Foliação S_3

Associado às dobras F_3 , tem-se a formação de uma foliação plano axial S_3 . A S_3 é foliação mais pervasiva nas rochas da unidade paraderivada, sendo a foliação mais dominante na unidade longo da área.

Nos metapelitos, a foliação S_3 por caracterizada por uma foliação bem evidenciada, apesar dos afloramentos apresentarem intenso grau de intemperismo. A foliação é marcada, sobretudo, pelo alinhamento de muscovita e biotita nas rochas, contribuindo para o arranjo lepidoblástico. As atitudes das foliações apresentam variação entre 143/64 e 163/77, cuja direção principal é NE-SW com mergulho moderado para SE, com média das foliações de 152/72. Associados à S_3 , são encontrados veios de quartzo de dimensões centimétricas, dispostos paralelamente à foliação dos metapelitos (Figura 24-a).

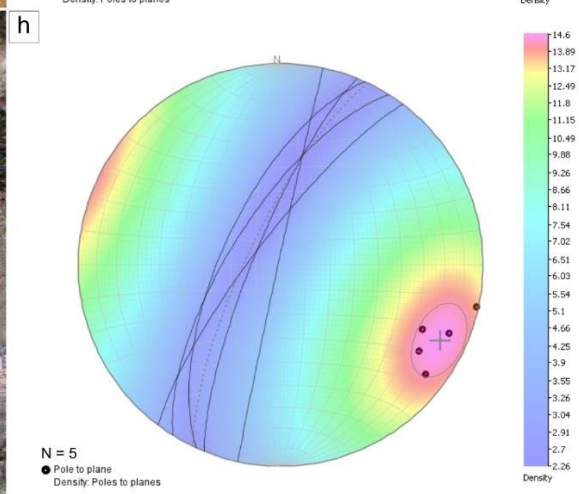
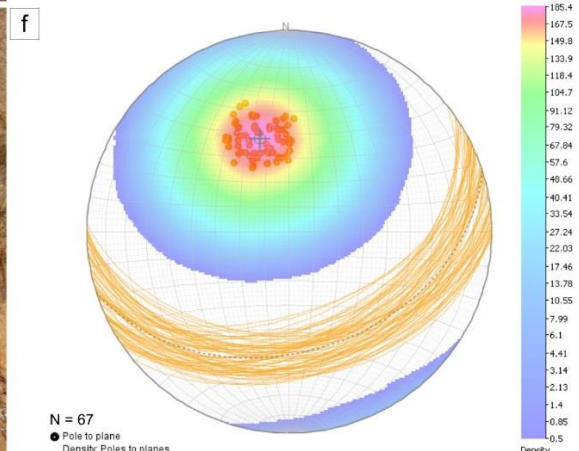
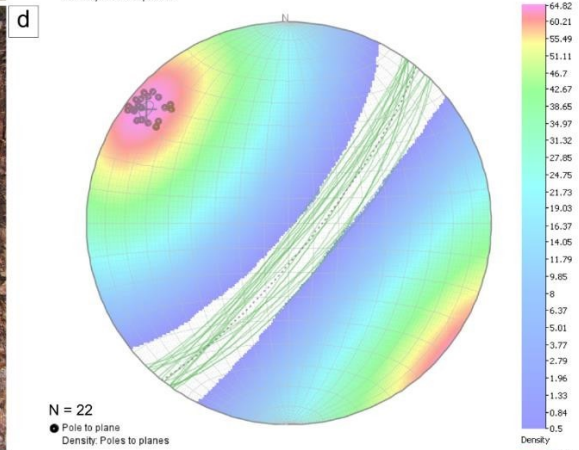
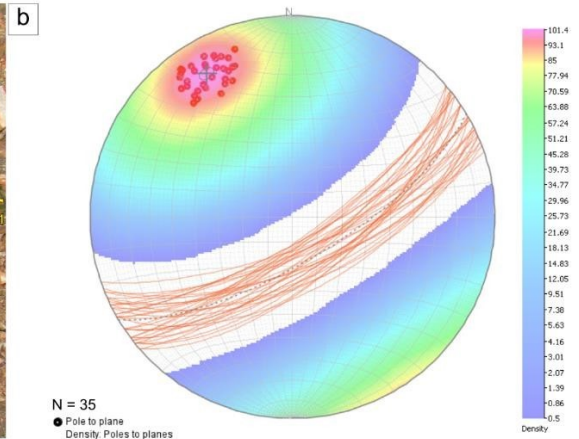
Associados aos afloramentos de metapelitos, são encontrados quartzitos da unidade paraderivada exibindo foliação S_3 . A foliação encontra-se intensamente obliterada pelos agentes intempéricos, no então, podem ser visualizados o caimento preferencial da foliação deformando as rochas cujo arranjo é predominantemente granoblástico (Figura 24-c). As

atitudes da S₃ nos quartzitos variam entre 124/87 e 137/70, com direção preferencial NE-SW com mergulho suave a moderado para SE, cujo plano médio das foliações é 138/79.

Os mármore, assim como os quartzitos, exibem a foliação S₃ bastante alterada nos afloramentos, cujo alto teor de dolomita e quartzo compõem o arranjo predominantemente granoblástico nas rochas (Figura 24-e). Os valores das atitudes variam entre 164/57 e 182/33, apresentando direção preferencial ENE-WSW com mergulho moderado à acentuado para SSE, com plano médio de atitude 165/41.

Nas rochas metavulcânicas, a foliação S₃ se encontram intensamente deformadas pelos eventos deformacionais posteriores, resultando na baixa pervasividade da estrutura na área. A S₃ nessas rochas é marcada principalmente pela preservação da orientação preferencial do anfibólio no arranjo nematoblástico. As atitudes da S₃ variam entre 284/89 e 303/70, com direção preferencial NE-SW mergulhando suavemente para NW, cuja atitude média dos planos de foliação é 297/77, dispostas paralelamente ao plano das dobras F3 (Figura 24-g).

Figura 24: **a)** Foliação S₃ preservadas nos metapelitos da unidade paraderivada em afloramento localizados em cortes de estrada; **b)** Projeção estereográfica dos polos e densidade dos polos dos planos da foliação S₃ nos metapelitos exibindo direção preferencial NE-SW com mergulho moderado para SE; **c)** Foliação S₃ evidenciada nos afloramentos de quartzito da unidade paraderivada; **d)** Projeção estereográfica dos polos e densidade dos polos dos planos da foliação S₃ nos quartzitos exibindo direção preferencial para NE-SW com mergulho suave a moderado para SE; **e)** Foliação S₃ evidenciada nos afloramentos de mármore presentes na unidade paraderivada; **f)** Projeção estereográfica dos polos e densidade dos polos dos planos da foliação S₃ nos mármore exibindo direção preferencial ENE-WSW com mergulho moderado à acentuado para SSE; **g)** Foliação S₃ evidenciada nas metavulcânica; **h)** Projeção estereográfica dos polos e densidade dos polos dos planos da foliação S₃ nas metavulcânicas exibindo direção preferencial NE-SW mergulhando suavemente para NW (a – ponto 43; c – ponto 64; e – ponto 25; g – ponto 49).

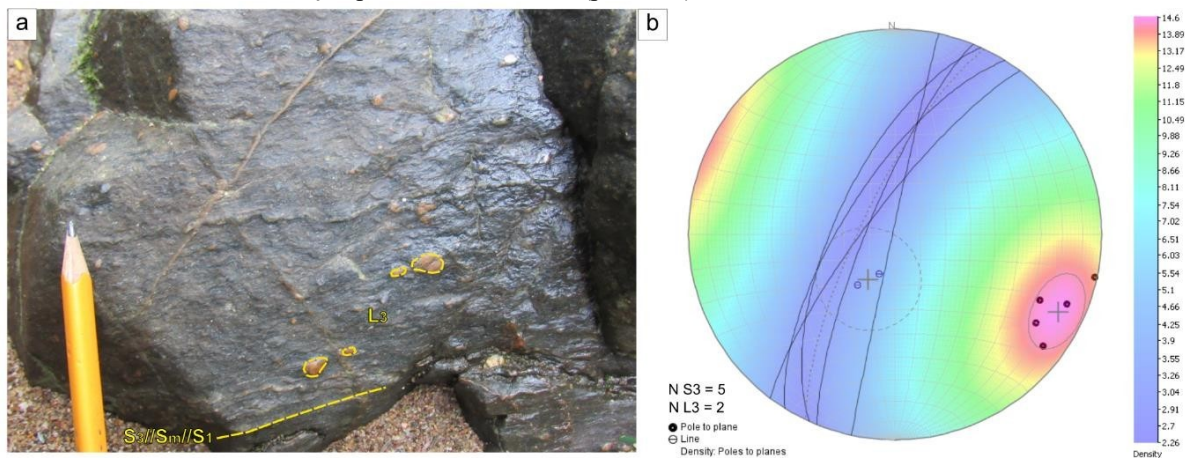


Fonte: A autora.

Lineação L₃

São identificáveis lineação L₃ atribuídas a presença de porfiroclastos de k-feldspato rotacionados e orientados localizados paralela à foliação S₃ nas metavulcânicas (Figura 25-a). As atitudes das lineações L₃ variam de 204/73 e 218/65, assumindo direção preferencial NE-SW com atitude média de 212/70. A L₃ pode estar associada a cisalhamentos de caráter dúctil, cuja orientação preferencial para NE-SW indica sentido preferencial dextral.

Figura 25: **a)** Lineação L₃ evidenciada nas rochas metavulcânicas pela presença de porfiroclastos estirados e orientados; **b)** Projeção esteroográfica dos polos e densidade dos planos da lineação L₃ nas metavulcânicas exibindo direção preferencial NE-SW (ponto 49).



Fonte: A autora.

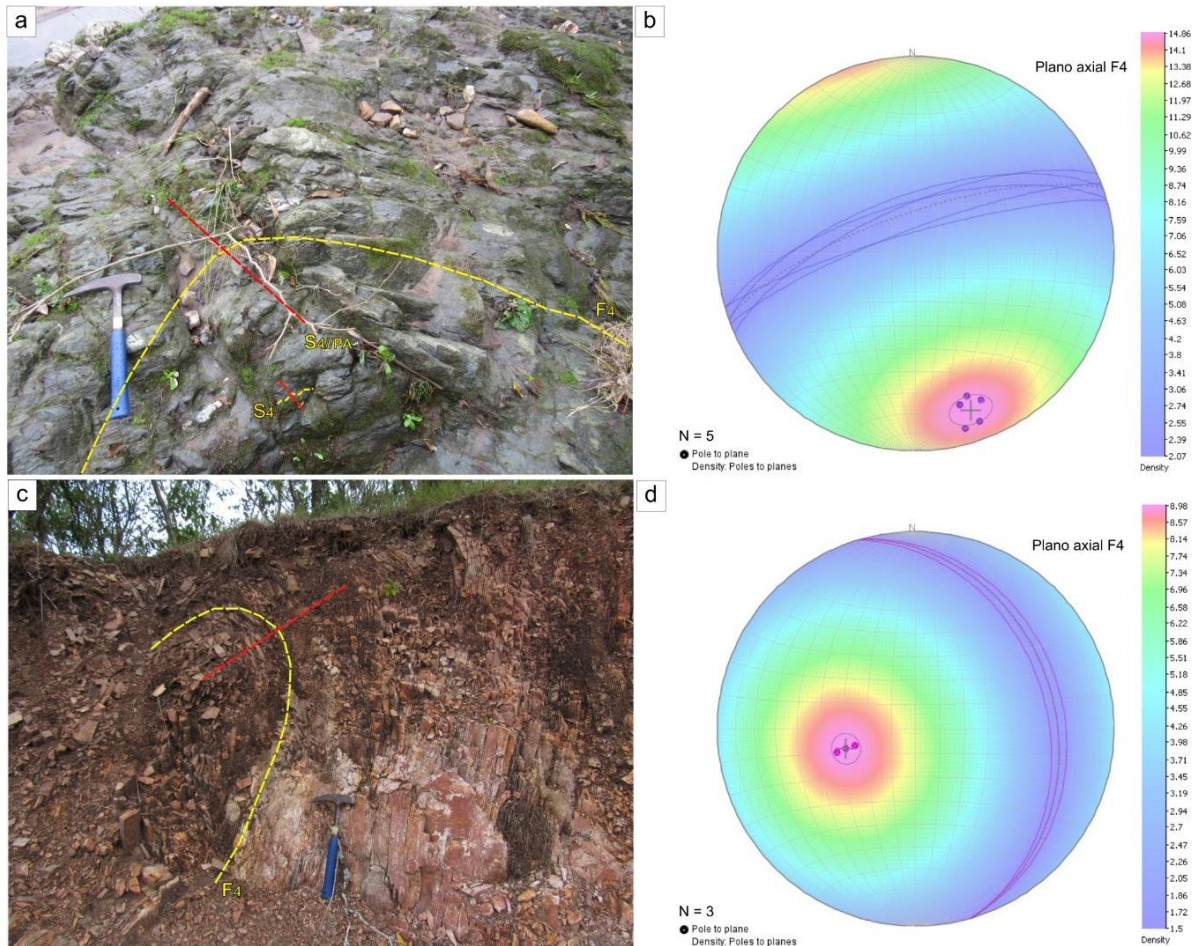
5.2.2.4 Evento deformacional D₄

Dobra F₄

Nas rochas metavulcânicas, as dobras F₄ se manifestam em diversos afloramentos, no entanto, alguns pontos são marcados por intensa intemperização, com possibilidade reconfiguração do conteúdo litológico e estrutural. Assim, a quantificação das estruturas restringiu-se às regiões de drenagem, onde são encontrados afloramentos mais preservados. Em geral, são dobras inclinadas, levemente assimétricas, abertas e suaves, com dimensões métricas (Figura 26-a). Os planos axiais das dobras F₄ variam entre 342/66 e 346/82, cuja direção preferencial é NE-SW com mergulho suave para NW, com plano axial médio de 337/73 e eixos com atitude média 184/31.

Nos quartzitos da unidade paraderivada, as dobras F₄ são pouco preservadas e menos pervasivas na área, na qual os elementos estruturais se encontram intensamente obliterados. Em geral, são dobras aparentam serem inclinadas, assimétricas, fechadas e com dimensões métricas (Figura 26-c). As atitudes dos planos axiais variam entre 73/34 e 75/26, cuja direção preferencial é NW-SE com mergulho acentuado para ENE, com plano axial médio 78/26.

Figura 26: **a)** Dobra F_4 nas rochas metavulcânicas da unidade ortoderivada, constituindo dobra levemente assimétrica, aberta e suave, com dimensões métricas; **b)** Projeção estereográfica dos polos e densidade dos polos dos planos axiais das dobras F_4 nas metavulcânicas exibindo direção NE-SW e mergulho suave para NW; **c)** Dobra F_4 evidenciada nos quartzitos da unidade paraderivada, constituído dobra fechada, assimétrica de dimensões métricas; **d)** Projeção estereográfica dos polos e densidade dos polos dos planos axiais das F_4 nos quartzitos demonstrando direção preferencial para NW-SE e mergulho para ENE (a – ponto 49; c – ponto 64).



Fonte: A autora.

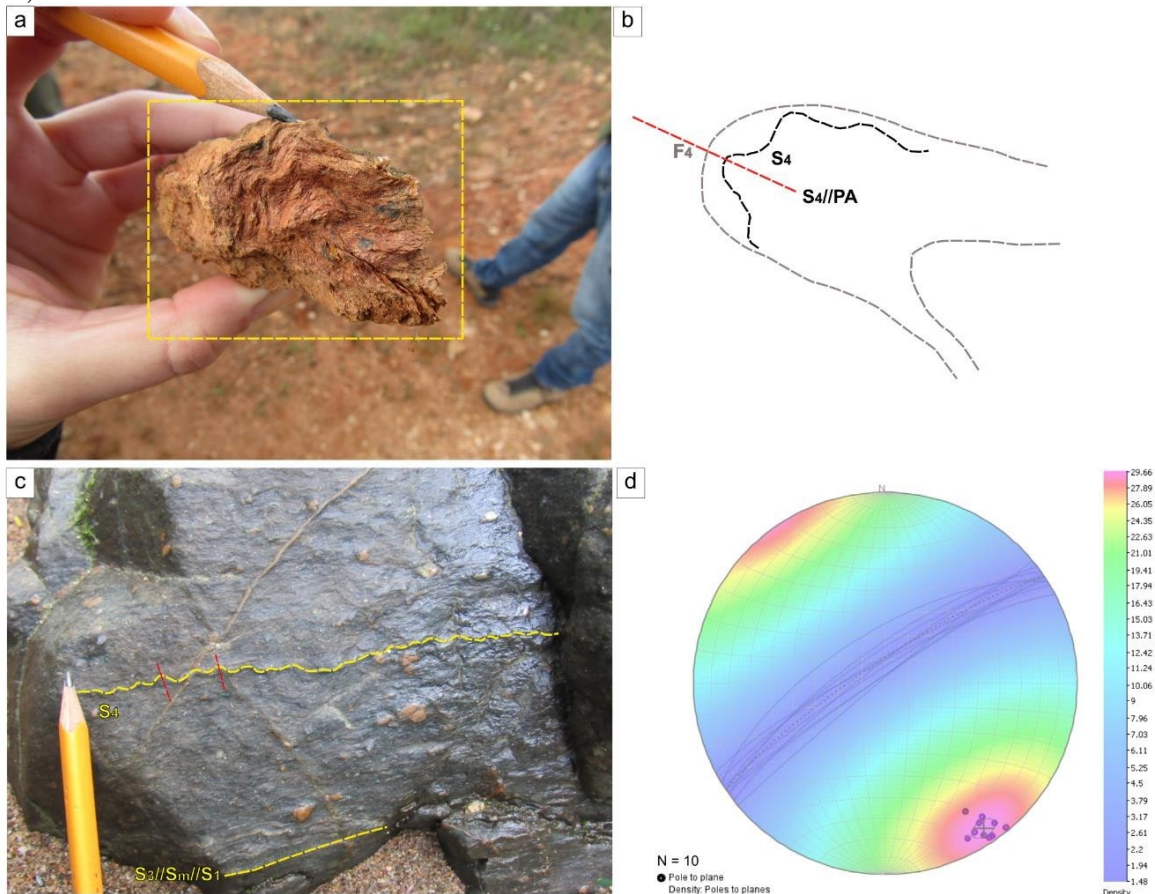
Clivagem de crenulação S_4

Associada aos dobramentos F_4 , tem-se a formação de uma clivagem de crenulação S_4 plano axial deformando ortogonalmente as foliações anteriores. Nas rochas metavulcânicas a crenulação S_4 é bastante é bastante pervasiva, evidenciada através da mudança de orientação do arranjo nematoblástico atribuído aos cristais de anfibólio (Figura 27-a). As atitudes a S_4 variam entre $327/87$ e $329/68$, cuja direção preferencial é NE-SW com mergulho suave a moderado para NW, com plano médio das crenulações medindo $328/81$.

Nos metapelitos, a S_4 é evidenciada pela mudança de orientação do arranjo lepidoblástico promovido principalmente por muscovita e biotita (Figura 27-c). Em campo, no entanto, a foliação S_4 se encontra restrita à poucas unidades de rocha devido ao alto grau de intemperismo dos afloramentos associados, impedindo a coleta de dados estruturais. Assim, um

desenho esquemático foi confeccionado para ilustrar o comportamento da S_4 nessas rochas (Figura 27-d).

Figura 27: **a)** Clivagem de crenulação S_4 evidenciada nas rochas metavulcânicas da unidade ortoderivada cuj disposição dos planos é ortogonal às foliação anteriores; **b)** Projeção estereográfica dos polos e densidade dos polos dos planos de clivagem da crenulação S_4 nas metavulcânicas exibindo direção NE-SW e mergulho suave para NW; **c)** Amostra de mão de metapelito da unidade paraderivada intensamente deformado com atuação da clivagem de crenulação S_4 ; **b)** Desenho esquemático demonstrando as estruturas presentes na amostra de mão da Figura 26-c, na qual identifica-se uma dobra F_4 com plano axial paralelo à crenulação S_4 (a – ponto 49; c – ponto 43).

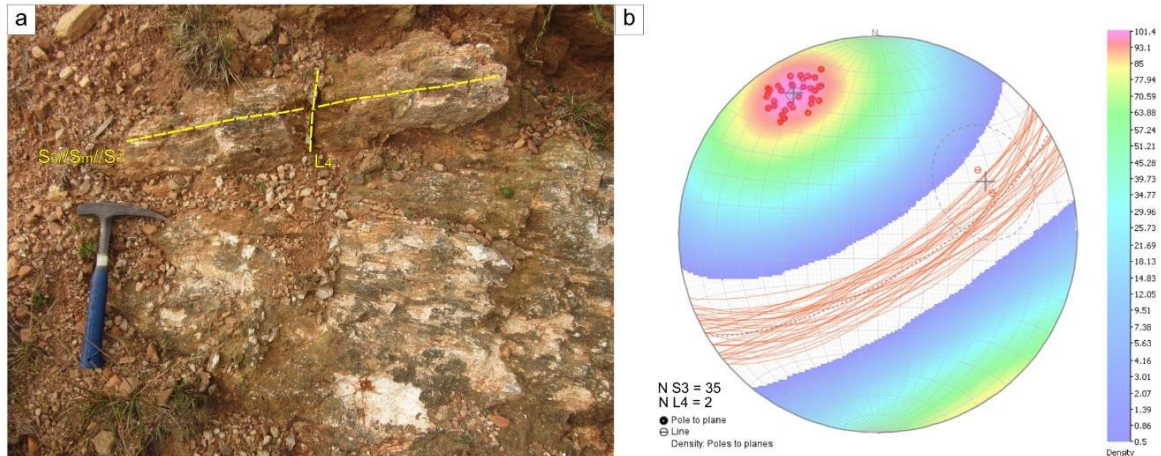


Fonte: A autora.

Lineação de interseção L_4

Lineações de interseção foram encontradas em afloramentos de metapelitos da unidade paraderivada. As lineações são evidenciadas por veios de quartzo que cortam ortogonalmente a foliação S_3 . A atitude das lineações L_4 varia entre 59/40 e 72/39, exibindo direção preferencial NW-SE com atitudes médias de 65/40 (Figura 28-a).

Figura 28: **a)** Afloramento de metapelitos da unidade paraderivada evidenciando a lineação de interseção L_4 ortogonal à foliação S_3 ; **b)** Projeção estereográfica com polos e densidade dos polos de lineação de interseção L_4 medidos em campo em relação à S_3 (Ponto 43).



Fonte: A autora.

5.2.2.5 Evento deformacional D_5

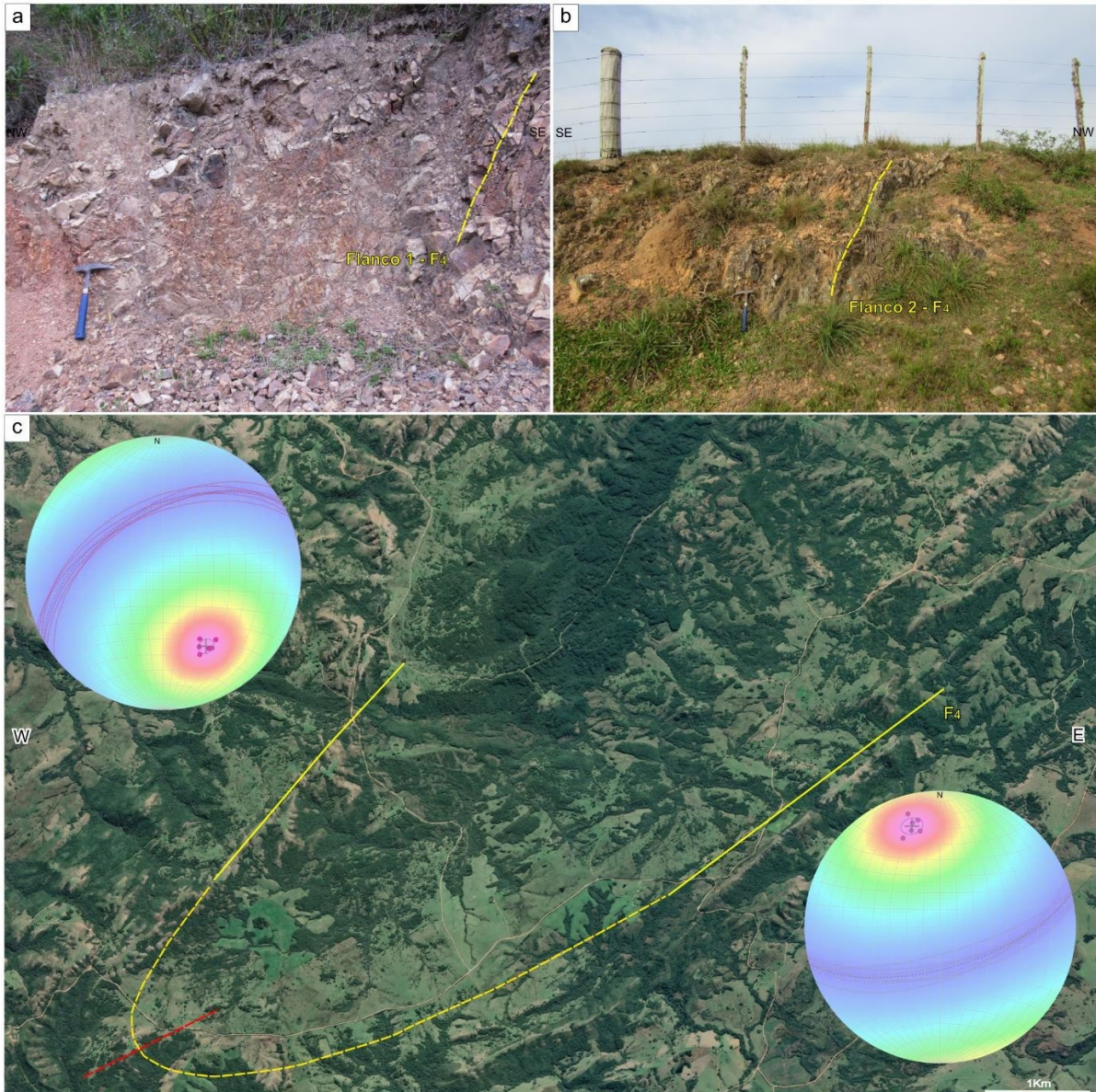
Dobra F_5

A dobra F_5 constitui uma estrutura de escala regional atribuída à última fase deformacional, na qual a geração desta estrutura é evidenciada pelo caimento oposto das estruturas visualizado por todo o perímetro. Esta configuração foi evidenciada pelo caminhamento de noroeste para sudoeste na área, marcada principalmente nos afloramentos de quartzito da unidade paraderivada.

A dobra regional constitui uma antifórme fechada, assimétrica com escala quilométrica (Figura 29-c). Em campo, o reconhecimento dos flancos da grande antifórme se deu principalmente através da observação da disposição dos mergulhos da foliação S_3 nos quartzitos. Caminhando de noroeste para sudoeste na área, o início do caminhamento é dado por afloramentos cuja atitude média das foliações S_3 nos quartzitos é $327/51$, marcado por direção preferencial NE-SW mergulhando moderadamente para NW. Já na posição final do caminhamento, notou-se que os afloramentos de quartzito exibem foliação S_3 com atitude média de $163/65$, exibindo direção preferencial ENE-WSW mergulhando suavemente para SE. A partir da disposição das foliações em campo, estima-se que o plano axial da grande antifórme esteja posicionado em NE-SW.

Figura 29: **a)** Flanco 1 da dobra regional F_5 localizado na porção noroeste da área de estudo, possuindo direção NE-SW e mergulho para NW; **b)** Flanco 2 da dobra regional F_5 localizado à sudeste da área de estudo, com direção preferencial ENE-WSW mergulhante para SE; **c)** Projeções estereográficas dos polos e densidade dos polos dos

planos das foliações que marcam, respectivamente, os flancos 1 e 2, em imagem de satélite juntamente com desenho esquemático demonstrando a dobra regional F_4 ; (a – ponto 58; b – ponto 43).

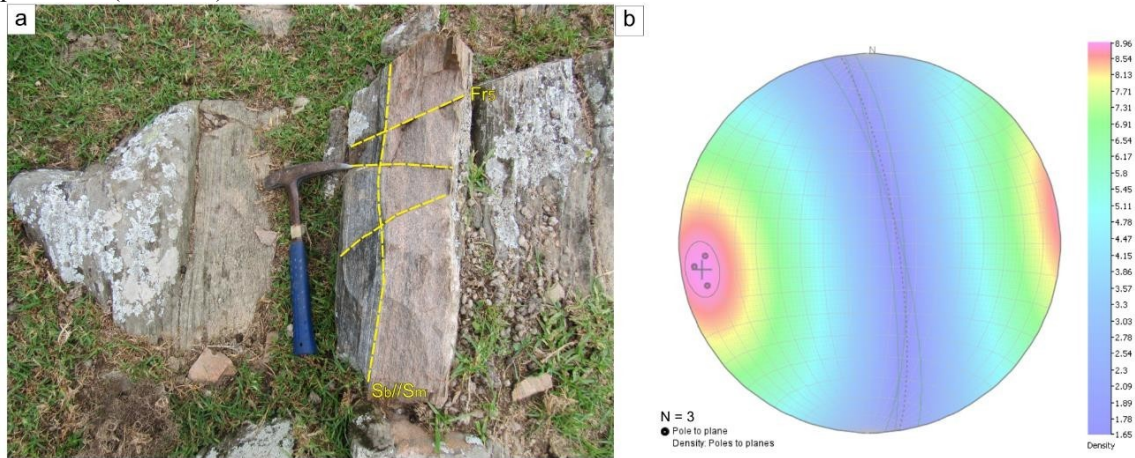


Fonte: a autora.

Fraturas Fr5

Em campo, os fraturamentos Fr_5 foram restritos aos gnaisses do embasamento pertencentes ao Complexo Encantadas (Figura 30-a). As fraturas ocorrem espaçadas, com aproximadamente 10cm entre os planos, e estão dispostas com orientação ortogonal à foliação S_b e S_m nos gnaisses. As atitudes dos planos de fratura variam entre 76/77 e 83/82, exibindo direção preferencial NNW-SSE mergulhando suavemente para ENE, com plano médio de fratura de 69/78. A ocorrência dessas fraturas nos gnaisses do embasamento induz à relação com eventos deformacionais em estágios finais atribuídos ao soergimento do núcleo da anticlinal, expondo os gnaisses do embasamento à superfície e originando os fraturamentos.

Figura 30: **a)** Gnaisses do Complexo Encantadas exibindo fraturamentos Fr_5 ; **b)** Projecção estereográfica de polos e densidade de polos de plano de fratura Fr_5 assumindo direção preferencial NNW-SSE mergulhando suavemente para ENE (Ponto 61).



Fonte: A autora.

Um resumo das medidas estruturais encontradas em campo, atribuídas aos respectivos eventos deformacionais e setorizadas por litologia é ilustrado no Quadro 5.

Quadro 5: Resumo das estruturas encontradas em campo com média das medidas coletadas e projeções com as medidas gerais.

Unidade Litoestratigráfica	Rocha	D ₁		D ₂		D ₃			D ₄			D ₅			
		S ₀	S ₁	F ₂	S _m	L ₂	F ₃	S ₃	L ₃	F ₄	S ₄	L ₄	F ₅	Fr ₅	
Complexo Encantadas	Gnaissc	120/67	-	-	122/73	-	-	-	-	-	-	-	-	-	69/78
Complexo Porongos – Unidade paraderivada	Metapelito	-	-	-	139/58	167/47	-	152/72	-	-	-	-	65/40	-	-
	Quartzito	-	-	PA 154/66 Eixo 235/12	-	-	-	138/79	-	PA 78/26	-	-	-	Flanco 1 327/51 Flanco 2 163/65	-
	Mármore	-	-	-	-	-	-	165/41	-	-	-	-	-	-	-
Complexo Porongos – Unidade ortoderivada	Metavulcânica	-	253/57	PA 245/80 Eixo 105/60	282/45	243/15	PA 271/75 Eixo 175/50	297/77	212/70	PA 337/73 Eixo 184/31	328/81	-	-	-	-

Fonte: A autora.

6 DISCUSSÃO

6.1 CORRELAÇÃO ENTRE OS DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO E CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL

A partir da análise conjunta entre mapas de zonas homólogas (Figura 5) e lineamentos (Figura 6), gerados na etapa de sensoriamento remoto e geoprocessamento e os dados obtidos

com o trabalho de campo (Figura 5), identificou-se que os padrões e rugosidade e coloração atribuídos à zona homóloga 1 (ZH1) referem-se no local de estudo às rochas pertencentes à Bacia do Camaquã, representada pelas unidades Formação Arroio dos Nobres e Grupo Santa Bárbara.

De acordo com Borba (2006) e o mapeamento proposto pela CPRM (2021), as unidades possuem arcabouço litológico conglomerático, expresso na forma de grandes morros na qual não se observa orientação para uma direção preferencial. Acredita-se que a disposição em morros na área tenha sido responsável pelo reconhecimento de rugosidade marcada pela presença de altos topográficos e padrões de drenagem sub-dendríticos, cujo aspecto indicou ausência de controle estrutural nas imagens de Landsat 8 – OLI e Alos Palsar.

A zona homóloga 2 (ZH2), delimitada nas porções oeste e leste da área de estudo, são correlacionáveis, principalmente, com as rochas da unidade paraderivada do Complexo Porongos descritas por Saalman *et al.* (2006) e Camozzato *et al.* (2017) (Figura 5-a). O padrão geomorfológico exibindo serras e cristas e a direção preferencial NE-SW destacada pelos lineamentos e na área demarcam o relevo sustentado por afloramentos de quartzito, metapelitos e mármore, cuja composição abundante em quartzo é responsável pela preservação das feições (Figura 8). A disposição das cristas foi atribuída à grandes flancos de uma dobra regional F_5 que configura a antiformal caracterizada na área (Jost & Bitencourt, 1980; Saalman *et al.* 2006) (Figura 28). A esta configuração estrutural são subordinados fluxos de drenagem exibindo alta angulosidade, encaixados nas feições estruturais.

À zona homóloga 3 (ZH3), localizada na porção central da área, são atribuídas as rochas metavulcânicas da unidade ortoderivada do Complexo Porongos assim como os gnaisses do Complexo Encantadas (Figura 5-a). As rochas, localizadas nas porções de média vertente em direção à drenagem, marcam padrões topográficos menos dissecados como identificados nas imagens de satélite e radar na etapa fotointerpretativa. As diferentes direções apresentadas pelos lineamentos, que possuem vergência ora para NE-SW, ora para NW-SE (Figura 5-b), são atribuídos principalmente pela atuação de dobramentos de escala métrica a quilométrica caracterizados nesta porção da área durante o trabalho de campo, identificadas como F_4 e F_5 (Figuras 26-a e 29-c). A mudança na direção dos lineamentos também está associada à presença de fraturas ortogonais à foliação S_b e S_m NE-SW nos gnaisses do embasamento Encantadas (Figura 30-a). A atuação desses controles estruturais é evidenciada pelos padrões de drenagem sub-angulares, cuja direção dos fluxos de água seguem paralelamente os planos das estruturas mapeadas.

Por fim, às zonas homólogas 4 e 5 (ZH4 e ZH5) são correlacionáveis respectivamente com as rochas do Grupo Rosário do Sul e aos depósitos aluvionares de idades cenozoicas, mapeadas pela CPRM (2021) (Figura 5-a). A ZH4 é delimitada por uma feição arredondada, na qual sugere-se correlação com o conteúdo geológico majoritariamente composto por arenitos na unidade Grupo Rosário do Sul (Gamermann, 1973; CPRM, 2021). Dessa forma, interpreta-se que a geometria da feição pode estar associada a um alto topográfico sustentados por arenitos. Já para a ZH5, interpreta-se que os depósitos aluvionares concentrados em áreas de planícies fluviais (CPRM, 2021) atribuem o aspecto aplainado da região, cuja configuração é bastante destacada nas imagens de Landsat 8 – OLI e Alos Palsar.

6.2 EVOLUÇÃO ESTRUTURAL

O arcabouço litológico e a disposição dos afloramentos encontrados na área de estudo exibem a configuração estratigráfica diretamente relacionada ao contexto de evolução estrutural caracterizada por intensos redobramentos e cavalgamentos, e é marcada pela geração de uma antiforme de dimensões quilométricas que caracteriza a região deste trabalho.

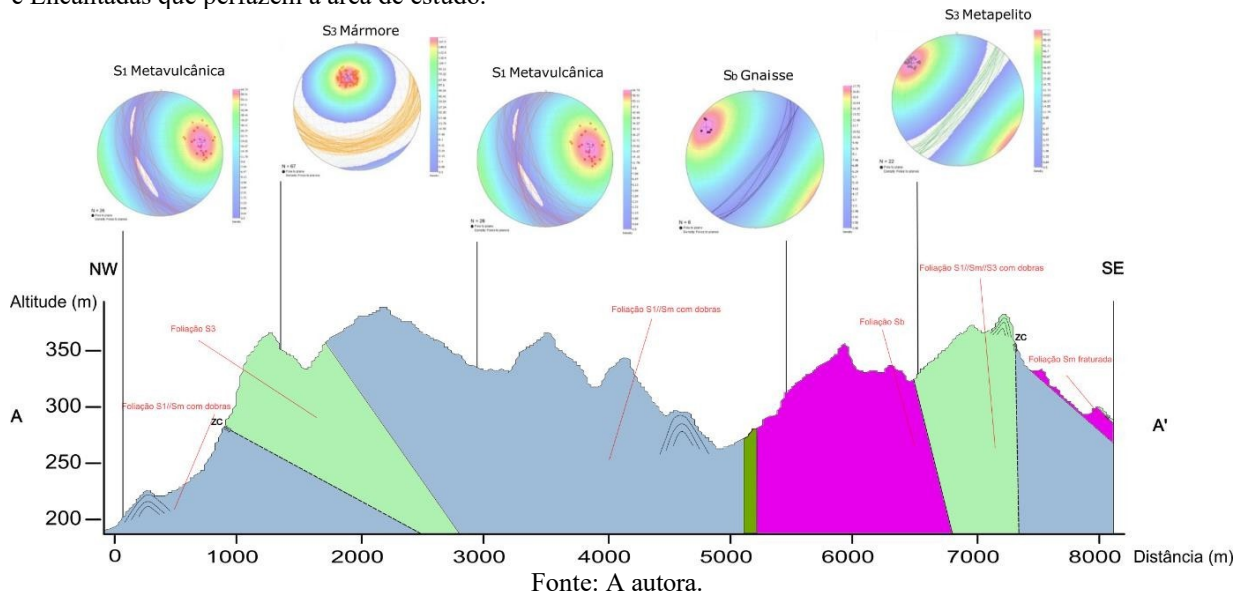
Para a definição preliminar das fases deformacionais presentes na área de estudo foram utilizados critérios como: relações estratigráficas, principalmente entre rochas representantes do Complexo Encantadas e Complexo Porongos; assembléia mineralógica; orientação, posição e disposição das feições planares e lineares em projeções estereográficas equiareas; relações de superposição entre as estruturas; reconhecimento de indicadores cinemáticos.

A ordenação das estruturas mapeadas baseou-se, sobretudo, nos trabalhos apresentados por Saalman *et al.* (2006) e Camozzato *et al.* (2017). A análise estrutural buscou encontrar eventuais semelhanças e diferenças entre as definições trazidas pela bibliografia e o levantamento estrutural realizado neste presente trabalho. A análise comparativa foi estabelecida em virtude de uma das problemáticas levantadas neste trabalho, que se refere à eventuais generalizações das informações em decorrência de trabalhos realizados em escalas maiores.

Com base nas interpretações realizadas e apoiando-se nas classificações apresentadas por Saalman *et al.* (2006) e Camozzato *et al.* (2017), os dados obtidos indicam que a evolução do estrutural da área esteja relacionada com a atuação de ao menos cinco eventos deformacionais (D_{1a} e D_{1b}, D₂, D₃, D₄ e D_{5a} e D_{5b}), sobrepostos e progressivos, com os quatro primeiros de natureza dúctil e o quinto de natureza dúctil-rúptil.

Um perfil esquemático ilustrando a disposição dos mergulhos das rochas do Complexo Porongos e Complexo Encantadas é apresentado na Figura 31.

Figura 31: Perfil esquemático exibindo a disposição do mergulho das estruturas das rochas do Complexo Porongos e Encantadas que perfazem a área de estudo.



6.2.1 Evento deformacional D_{1a}

Ao evento deformacional D_{1a} , designa-se que este seja responsável pela geração de uma foliação S_b . Apoiando-se nos trabalhos de Saalman *et al.* (2006) e Camozzato *et al.* (2017), atribui-se que a D_{1a} tenha sido responsável pela deformação dos plútons graníticos resultando na segregação metamórfica na forma de bandamentos centimétricos, regulares e contínuos.

Em campo, a formação do bandamento gnáissico em D_{1a} relaciona-se com a foliação S_b apresentada pelos gnaisses do CE encontrados na área, assumindo direção preferencial NE-SW e mergulho para SE (Figura 19). O bandamento é marcado pela distinção de níveis máficos, predominantes em biotita e anfibólio, e félsicos, com abundância em quartzo e k-feldspato, caracterizando planos bem demarcados e contínuos nas rochas aflorantes.

Estudos trazidos por Fernandes *et al.* (1992, 1990), Lusa *et al.* (2010) e Phillip *et al.* (2012) para rochas graníticas da região de Santana da Boa Vista, localização próxima à área de estudo, indicam que o posicionamento dos gnaisses esteja relacionado com escapes tectônicos ocorridos durante a fase de colisão continental, porém anteriores ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento dúcteis direcionadas para NE-SW que ocorrem posteriormente.

Nos trabalhos apresentados por Saalman *et al.* (2006) e Camozzato *et al.* (2017), considera-se que formação da foliação metamórfica esteja relacionada com fases iniciais de um metamorfismo regional orogênico, responsável pela deformação da estrutura ígnea original derivada pelas injeções de corpos tonalíticos, granodioríticos e dioríticos.

O evento deformacional D_{1b} é associado à primeira deformação das rochas supracrustais do Complexo Porongos, responsável pela geração de foliação metamórfica S_1 dos protólitos

ígneos e sedimentares, cujo vetor de deformação encontra-se posicionado com direção NE-SW (Saalman *et al.* 2006; Camozzato *et al.* 2017).

A foliação S_1 é consistida pela xistosidade das rochas. A foliação é evidenciada pelo alinhamento de cristais de muscovita e biotita nos metapelitos da unidade paraderivada, e por anfibólio e biotita nas rochas metavulcânicas da unidade ortoderivada. Em campo, a S_1 nos metapelitos é raramente encontrada devido a intensa exposição aos eventos deformacionais posteriores.

Na porção noroeste da área, a foliação S_1 atribuída à unidade ortoderivada assume direção NE-SW mergulhante para NW (Figura 20). Já para as rochas metapelíticas, a bibliografia aponta que a S_1 ocorre paralela às foliações S_2 e S_3 , logo, estas apresentariam direção preferencial NE-SW, com mergulho para SE (Saalman, *et al.* 2006; Camozzato *et al.*, 2017). Esta divergência nos mergulhos das foliações é observada ao longo de toda a área de estudo e nas estruturas descritas nos eventos deformacionais posteriores, a qual atribui-se que a atuação de dobramentos relacionados às fases deformacionais finais tenha sido responsável pela reconfiguração do arcabouço estratigráfico e estrutural (Saalman *et al.*, 2006).

6.2.2 Evento deformacional D_2

O evento deformacional D_2 é responsável por gerar dobras F_2 a foliação S_m , lineação de estiramento L_2 , cujo vetor de movimento encontra-se direcionado preferencialmente para NE-SW.

Esta fase deformacional é marcada pela formação de dobras F_2 centimétricas, fechadas e inclinadas vistas em campo na unidade paraderivada e ortoderivada (Figura 21-a e c, respectivamente). A partir da visualização da geometria dessas dobras em campo e baseando-se na caracterização estrutural proposta por Saalman *et al.* (2006), é possível presumir que as F_2 eram anteriormente recumbentes com plano axial mergulhante para ENE, gerando uma foliação S_m plano axial. No entanto, devido a interferência de eventos posteriores, as F_2 encontram-se com plano axial mergulhante para SW na unidade ortoderivada e mergulhante para SE na unidade paraderivada.

Relacionado a atuação de cisalhamentos predominantemente dextrais de caráter dúctil caracterizados por Saalman *et al.*, 2006 e Camozzato *et al.* 2017, tem-se estiramento das foliações S_b e S_1 , resultando em uma foliação milonítica S_m .

Em campo, a foliação S_m é evidenciada nos gnaisses pela redução da granulação (Figura 22-a) e nas unidades para- e ortoderivada pela formação de uma lineação de estiramento L_2 derivada de porfiroclastos de quartzo estirados (Figura 22-c e e, respectivamente), na qual a

direção das lineações paralela à foliação indicam o sentido dextral do cisalhamento (Saalman *et al.*, 2006; Camozzato *et al.*, 2017).

Petrograficamente, a milonitização foi observada em rochas metapelíticas e quartzíticas da unidade paraderivada, marcada por cristais recristalizados de quartzo de dimensões sub-milimétrica a milimétrica, com presença de cristais estirados em *boudins* (Figura 10). Muscovita *mica fish* também são encontradas nas rochas metapelíticas (Figura 10-c). Assim como visto dos trabalhos de Camozzato *et al.* (2017), a distribuição espacial da foliação S_m e as lineação de estiramento L_2 na área de estudo presumem que a deformação atuante possui movimento cujo sentido é transcorrente.

6.2.3 Evento deformacional D_3

Ao evento deformacional D_3 são associadas dobras F_3 , foliações S_3 associadas e lineação de estiramento L_3 , cujo sentido de deformação possui direção preferencial predominantemente para NE-SW.

As dobras F_3 geradas nesta fase indicam estar associadas ao redobramento por atuação de um cisalhamento dúctil das dobras F_2 , assim como demonstrado nas caracterizações de Saalman *et al.* (2006) e Camozzato *et al.* (2017). Em campo, as dobras centimétricas, fechadas e inclinadas (Figura 23). O mergulho dos planos axiais das dobras F_3 na unidade ortoderivada são tendenciais para WNW. De acordo com Herderson (1981), Alsop & Holdsworth (2004) e Rodrigues (2019), a geometria curvilínea da linha de charneira das dobras F_3 e a leve rotação do plano axial em relação às dobras F_2 observada em campo é comumente associadas à ambientes orogênicos com altas taxas de deformação, na qual estes elementos da dobra seguem a direção do cisalhamento durante a deformação progressiva, resultando no aspecto rotacionado, caracterizando uma deformação não-coaxial (Carreras *et al.*, 1997; Alsop & Holdsworth, 2012; Rodrigues, 2019)

A foliação S_3 associada às dobras F_3 é a foliação mais predominante na área de estudo, contemplada pelas unidades orto- e paraderivada na área de estudo (Figura 24). A foliação S_3 ocorre paralelamente à S_1 e a S_m . Associada à foliação S_3 , tem-se a formação de lineação de estiramento L_3 resultante da atuação do cisalhamento dúctil caracterizada por Saalman *et al.* (2006). Em campo, a L_3 é vista na forma de porfiroclastos de k-feldspato estirados e orientados com direção NE-SW, indicando a cinemática predominantemente dextral do movimento.

6.2.4 Evento deformacional D₄

O evento deformacional D₄ foi responsável pela geração de dobras F₄, foliação S₄ associada e lineação de interseção L₄, cujo vetor do movimento apresenta direção preferencial SE-NW.

As dobras F₄ possuem dimensões métricas, variam de abertas a fechadas, são inclinadas e apresentam leve assimetria (Figura 26). Em campo, dobras abertas encontradas na unidade ortoderivada apresentam plano axial com direção SE-NW. Já nas rochas da unidade paraderivada, o plano axial das F₄ apresenta direção preferencial NW-SE.

A estrutura S₄ derivada deste evento caracteriza-se por uma crenulação plano axial bem desenvolvida que ocorre ortogonal às foliações S₁, S_m e S₃, visualizada tanto na unidade ortoderivada quanto na unidade paraderivada (Figura 27). A crenulação é apertada, com espaçamento milimétrico, e nas rochas metavulcânicas, apresenta direção preferencial NE-SW.

Associado à crenulação S₄ nos metapelitos ocorre uma lineação de interseção L₄ cuja direção ocorre paralelamente aos eixos das dobras F₄ (Figura 28). A presença de lineação de interseção L₄ evidencia a existência de uma zona de cisalhamento dúctil com direção NW-SE, deformando ortogonalmente as estruturas geradas pelos cisalhamentos de direção SE-NW (Saalman *et al.*, 2006).

6.2.5 Evento deformacional D₅

Por fim, o evento deformacional D₅ é marcado pela formação de antiforمة regional F₅ e fraturamentos Fr₅. Baseando-se na caracterização proposta pela Saalman *et al.* (2006), a formação destas estruturas foi relacionada com duas fases presentes em um mesmo evento deformacional que, assim como em seu trabalho, foram denominadas de D_{5a} e D_{5b}.

A primeira fase, D_{5a}, é caracterizada por um redobramento regional em grande escala das dobras geradas pelos eventos deformacionais anteriores, resultando no soerguimento e exposição do embasamento Encantadas durante a formação de uma grande antiforمة. A estrutura é denominada por antiforمة do Godinho por Jost & Bitencourt (1980), e sua estrutura alongada abrange toda a área de estudo, apresentando direção NE-SW (Figura 29-c). Como resultado da formação da grande antiforمة, houve a reconfiguração estratigráfica e estrutural da região, resultando em uma nova disposição dos litotipos e caimentos opostos dos mergulhos das estruturas nas porções oeste e leste da região.

A segunda fase deste evento, D_{5b}, é marcada pela presença de intensos cisalhamentos zonais rúpteis e transcorrentes com direção predominantemente para NE-SW, relacionados aos estágios finais do ciclo Brasileiro (Saalman *et al.*, 2006). Os cisalhamentos originaram

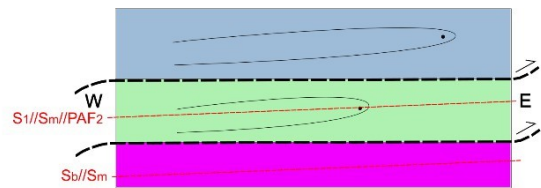
falhamentos frágeis à semi-frágeis, obliterando a geometria da *nappe* da antiforme e formando diversos blocos tectônicos (Saalman *et al.* 2006).

Em campo, esta fase é associada a ocorrência de fraturamentos Fr_5 evidenciados nos gnaisses do CE com direção dos planos de fraturas para NNW-SSE (Figura 30).

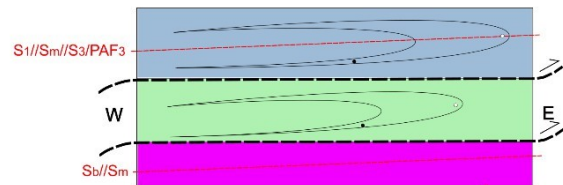
Um modelo esquemático apresentando a uma proposta para a evolução estrutural da área é ilustrado a seguir.

Figura 32: Evolução estrutural da área de acordo com a caracterização dos cinco eventos deformacionais (Modificado de Saalman *et al.* 2006).

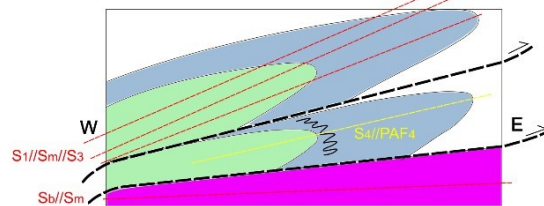
D1-D2: 1-a) Formação da foliação gnássica S_b e 1-b) xistosidade S_1 com direção NNE-SSW;
2) Cisalhamento dúctil dextral gerando dobras fechadas F_2 com foliação milonítica S_m e lineação de estiramento L_2 com direção NE-SW;



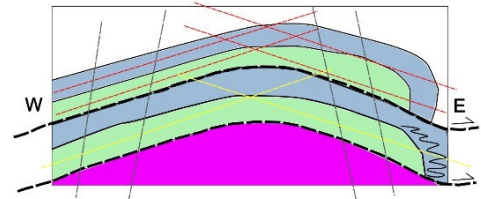
D3: Cisalhamento dúctil dextral gerando dobras fechadas F_3 pelo redobramento da F_2 , foliação S_3 e lineação de estiramento L_3 com direção NE-SW;



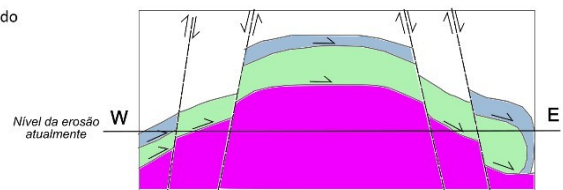
D4: Cisalhamento dúctil gerando dobras abertas F_4 , clivagem de crenulação S_4 e lineação de interseção L_4 com direção NE-SW;



D5a: Cisalhamento dúctil gerando dobra antiforme regional F_5 , causando o soerguimento e exposição do embasamento e reconfiguração estratigráfica e estrutural da área;



D5b: Cisalhamento rúptil transcorrentes desconfigurando a *nappe* da antiforme e gerando fraturamentos Fr_5 com orientação NNW-SSE.



Fonte: A autora.

6.3 METAMORFISMO

A correlação da análise estrutural com os dados de petrografia apoiados no suporte bibliográfico de estudos petrográficos detalhados indicam as unidades orto- e paraderivada do Complexo Porongos, apresentam: (i) metamorfismo do tipo progressivo de baixa pressão; (ii) localizado entre à fácies metamórficas xisto verde e anfíbolito (Marques *et al.*, 1998; Lenz *et*

al., 2006; Camozzato *et al.*, 2017; Battisti *et al.*, 2018; Rodrigues, 2019), cujo pico metamórfico se deu entre as fases deformacionais D₂ e D₃ (Jost, 1981; Saalman *et al.*, 2006) com retrometamorfismo a partir da fase D₄ (Saalman *et al.*, 2006).

Na porção nordeste da área de estudos, os metapelitos e quartzitos, apresentam, mineralogia composta respectivamente por quartzo, muscovita, granada e biotita, quartzo, muscovita, biotita e clorita, quartzo, muscovita, biotita e granada.

Estudos realizados por Yardley (1989) e Butcher & Frey (1994) em metapelitos da região de Santana da Boa Vista com paragênese metamórfica semelhante evidenciam condições de metamorfismo entre as fácies xisto verde e anfibolito inferior (Yardley, 1989; Butcher & Frey, 1994; Camozzato *et al.*, 2017).

De acordo com os estudos de Yardley (1989) e Butcher & Frey (1994), os mármorees da unidade paraderivada localizados na mesma região apresentam paragênese composta por carbonato + tremolita e carbonato + tremolita + flogopita, sendo um indicativo de fácies anfibolito.

Para as metavulcânicas da unidade ortoderivada, os trabalhos de Rodrigues (2019) em afloramentos no local no estudo apresentam paragênese composta por albita + fengita + epidoto + actinolita + clorita + quartzo, e indicam condições metamórficas de fácies xisto verde (Bucher & Chapes, 2011).

Ainda de acordo com os trabalhos de Rodrigues (2019), foram atribuídos dois mecanismos de recristalização neste litotipo relacionados à fácies xisto verde. Um dos mecanismos se dá por migração das bordas dos grãos de quartzo, cujo intervalo de formação dos novos cristais situa-se no intervalo entre 280-400°C, e o outro envolve recristalização por rotação de subgrãos na qual necessita-se de condições de temperatura superiores, entre 400-500°C (Stipp *et al.*, 2012).

6.4 AMBIENTE GEOLÓGICO E EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

A associação de espessos pacotes metapelitos, quartzitos e mármorees da unidade paraderivada do Complexo Porongos sugerem que estas litologias foram posicionadas em ambiente calmo e estável, na qual alguns autores sugerem ambiente deposicional marinho raso plataformar (Camozzato *et al.* 2017) e outros atribuem a um sistema deposicional de plataforma continental (Jost & Bitencourt, 1980; Jost, 1981);

Alguns trabalhos de Jost & Bitencourt (1980) e Jost (1981) levaram em consideração associações litológicas semelhantes adjacentes à área de estudo, cuja interpretação de ambiente deposicional atribui-se a uma plataforma continental. Quanto ao modelo evolutivo da paleo-

bacia, muitas são as suposições feitas, e envolvem ambiente de margem passiva (Jost & Bitencourt, 1980), margem ativa (Chemale, Jr., 2000), bacia *back-arc* (Fernandes *et al.*, 1995); Hartmann *et al.*, 2007; Philipp *et al.*, 2013 e bacia *foreland* (Pertille *et al.*, 2015b). No entanto, as informações coletadas em campo não são suficientes para constatar o ambiente geológico desta sucessão sedimentar.

Datações pelo método U-Pb em xistos pelíticos e quartzíticos da região de Santana da Boa Vista e Canapé chegaram à três intervalos de idades: entre 650 e 750 M.a.; entre 1.100 e 1.600 M.a. e entre 2.000 e 2.350 M.a. (Gruber *et al.*, 2010; Pertille *et al.*, 2015b). Dessa forma, novas interpretações foram chegadas para os sedimentos que originados as rochas do Complexo Porongos, nas quais os dados indicam que estes possuem fontes que variam de idades paleoproterozoicas a neoproterozoica. Assim, as idades sugerem que a paleo-bacia pode ter tido fonte mista de sedimentos, provavelmente associada à bacias marginais ou *foreland* (Pertille *et al.* 2015b; Camozzato *et al.*, 2017)

Quanto às metavulcânicas da unidade ortoderivada, os trabalhos de Fernandes *et al.* (2012) apontam que estas rochas, que ocorrem sobre a unidade paraderivada, foram depositadas em uma bacia marginal (tipo *back arc*) cuja formação da bacia está associada ao desenvolvimento do arco magmático que compõe o Batólito de Pelotas que limita o Complexo Porongos em sua porção leste, originado durante o Ciclo Brasileiro.

As idades de cristalização das rochas metavulcânicas são estudadas por diversos autores (Soliani Jr., 1986; Chamale Jr. *et al.*, 1987; Porcher *et al.*, 1999;). Datações pelo método Rb-Sr em rocha total em metariolitos da Formação Cerro Cambará apresentaram idades de 789 ± 39 M.a. (Soliani Jr., 1986). Já datações pelo método LA-ICP-MS em U-Pb de zircões em metandesito chegaram a idades de 700 ± 14 M.a. (Chemale Jr *et al.*, 1987). Por fim, Porcher *et al.* (1999) pelo método U-Pb em zircão de metandesito chegou a idades de 783 ± 6 M.a. As idades atribuídas sugerem que as rochas metavulcânicas podem representar corpos lenticulares que resultaram na intercalação com os metassedimentos da unidade paraderivada (Camozzato *et al.*, 2017)

7 CONCLUSÃO

A partir da confecção deste trabalho e com base nos dados apresentados e interpretados, as conclusões tomadas foram:

- 1- Através do trabalho realizado em escala 1:15:000 foi possível atribuir oito unidades geológicas para a área de estudo com os seguintes litotipos atribuídos, da base para o topo:

- Complexo Encantadas: Gnaisses com bandamento gnáissico representado por níveis félsicos de coloração rosada com presença de quartzo, k-feldspato e muscovita, e níveis máficos com coloração cinza escuro compostos por quartzo, biotita, anfibólio e plagioclásio;
 - Complexo Porongos: Unidade paraderivada – composta por metapelitos predominantes em muscovita, biotita e clorita, quartzitos e mármore; Unidade paraderivada – composta por rochas metavulcânicas cuja composição é predominante em anfibólio, muscovita, quartzo e plagioclásio;
 - Formação Arroio dos Nobres: Conglomerados e arcóseos;
 - Grupo Santa Bárbara: Arenitos e siltitos;
 - Grupo Rosário do Sul: Arenitos e pelitos;
 - Grupo Serra Geral: Basaltos compostos por anfibólio, quartzo, biotita e feldspato;
 - Depósitos aluviais: Cascalhos, areias, silte e argila.
- 2- A evolução do arcabouço estrutural da área compreende a atuação de pelo menos cinco eventos deformacionais em decorrência de ciclos orogênicos ocorridos durante o ciclo Brasileiro responsáveis pela geração do Escudo Rio Grandense.
- O primeiro evento deformacional D_1 tem natureza dúctil e direção preferencial NE-SW, responsável por gerar as estruturas a foliação gnáissica S_b e a xistosidade S_1 ;
 - O segundo evento deformacional D_2 tem natureza dúctil e direção preferencial NE-SW, responsáveis por gerar as dobras F_2 , foliação milonítica S_m e lineação e estiramento L_2 ;
 - O terceiro evento deformacional D_3 tem natureza dúctil e direção preferencial NE-SW, responsável pela geração de dobras F_3 , foliação S_3 e lineação de estiramento L_3 ;
 - O quarto evento deformacional D_4 tem natureza dúctil e direção preferencial SE-NW, responsável pela geração de dobras F_4 , crenulação S_4 e lineação de interseção L_4 ;
 - O quinto evento deformacional D_5 é caracterizado por duas fases: uma fase inicial de natureza dúctil envolvida na formação da antiforme do Godinho, denominada F_5 , e soergimento do embasamento dos gnaisses Encantadas; uma fase final rúptil, caracterizada por cisalhamentos transcorrentes gerando fraturamentos Fr_5 .

- 3- O evento deformacional D₅ atribuído a geração da antiforme do Godinho foi responsável pela reconfiguração estratigráfica e estrutural da área, marcada pelo deslocamento da estratigrafia original e inversão dos mergulhos das estruturas.
- 4- As rochas das unidades orto- e paraderivada do Complexo Porongos podem estar associadas a metamorfismo do tipo progressivo de baixa pressão; localizado entre à fácies metamórficas xisto verde e anfibolito (Marques *et al.*, 1998; Lenz *et al.*, 2006; Camozzato *et al.*, 2017; Battisti *et al.*, 2018; Rodrigues, 2019);
- 5- Datações realizadas por Gruber *et al.* (2010) e Pertille *et al.* (2015b) indicam que os sedimentos que originados as rochas do Complexo Porongos possuem fontes que variam de idades paleoproterozoicas a neoproterozoica, sugerindo que a paleo-bacia pode estar associada à ambientes de bacia marginal ou *foreland*;
- 6- O presente trabalho possui caráter preliminar, nas quais as interpretações e modelos elaborados podem e devem ser enriquecidos e modificados por trabalhos mais aprofundados com maior detalhamento litógico e macro- e microestrutural para aguçar a delimitação e caracterização dos eventos deformacionais relacionados à trama estrutural complexa da porção sul do Complexo Porongos.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALENCAR, B. P. B. **Análises de áreas de sombras em imagens Alos/Palsar**. Tese mestrado – Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 2013.
- ALI-BIK, M. W.; HASSAN, S. M.; MAATY, M. A. A.; RAHIM, S. H. A. E.; ABAYAZEED, S. D.; WAHAB, W. A. The late Neoproterozoic Pan-African low-grade metamorphic ophiolitic and island-arc assemblages at Get Zabara area, Central Eastern Desert, Egypt: Petrogenesis an remote sensing – Based geologic mapping. **Journal of African Earth Sciences**. 144: p. 17-40. 2018.
- ALMEIDA, D. P. M; CHEMALE JR, F.; MACHADO, A. Late to Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil. In: **Petrology - New Perspectives and Applications**, 2012.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A. Brazilian Structural provinces: An introduction. **Earth Sciences Review**. v. 17, p. 1-29, 1981.
- ALSOP, G. I., HOLDSWORTH, R. E. The geometry and topology of natural sheath folds: a new tool for structural analysis. **Journal of structural geology**. v. 26, p. 1561-1589, 2004.
- ALSOP, G. I., HOLDSWORTH, R. E. The three dimensional shape and localization of deformation within multilayer sheath folds. **Journal of Structural Geology**. v. 44, p. 110-128, 2012.

BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; VAN SCHMUS, W. R.; HARTMANN, L. A.; SILVA, L. C. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano belt, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 10(3-4): 263-274, 1996.

BATTISTI, M. A.; DE FÁTIMA BITENCOURT, M.; DE TONI, G. B.; STOLL NARDI, L.V.; KONOPÁSEK, J. Metavolcanic rocks and orthogneisses from Porongos and Várzea do Capivarita complexes: A case for identification of tectonic interleaving at different crustal levels from Structural and geochemical data in southernmost Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. v. 88, p. 253-274, 2018.

BUCHER, K., GRAPES, R. Metamorphic Rocks. **Springer**, Berlin, Heidelberg. 441p. 2011.

BUTCHER, K. & FREY, M. Petrogenesis of metamorphic rocks. Berlin: Springer-verlag, 318p., 1994.

BERNINI, T. A. **Utilização de imagens do Alos/Palsar no mapeamento digital de atributos físicos dos solos**. Tese doutorado – Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2016.

BORBA, A. W.; MIZUSAKI, A. M. P. Significado tectônico dos depósitos de leques aluviais da Formação Santa Bárbara (Eo-paleozoico) na região de Caçapava do Sul (RS, Brasil). **Pesquisa em Geociências**, v. 29 (1), p31-41. 2002

BORBA, A. W.; MIZUSAKI, A. M. P. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and Evolution of na Early Paleozoic post-colissional basin. **Journal of South American Earth Sciences**, v.16 (5), p.365-380. 2003.

CAMOZZATO, E.; LOPES, R. C.; PHILLIP, R. P. Geologia e Recursos Minerais da Folha Hulha Negra (SH.22-Y-C-I). **Programa de Geologia do Brasil, CPRM**, Porto Alegre, Cap. 4.2: p. 117-124, 2017.

CAMOZZATO, E.; LOPES, R. C.; PHILLIP, R. P.; KLEIN C. Geologia e Recursos Minerais da Folha Hulha Negra (SH.22-Y-C-I). **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos, CPRM**. Cap. 164. Porto Alegre, 2012.

CARRERAS, J. Shear zones in foliated rocks: geometry and kinematics, in: Sengupta, S. (Ed.), Evolution of Geologic Structures in micro-to macro-scales. **Chapman e Hall**, London. p. 185-201, 1997.

CARVALHO, P.F. Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil**, Porto Alegre, 66, p. 1-72, 1932.

CHEMALE JR., F. Evolução geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: **Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.)**, Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Editora da UFRGS, p. 13-52, 2000.

CHEMALE JR., F.; GRESSE, P. G.; SILVA, L. C.; HARTMANN, L. A.; WALRAVEN, F. Tectonic evolution of the Brasilia-no-Pan-African cycle in the southern Brazil and

South Africa. In: **Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, 5, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, Gramado, RS, p. 14, 1995.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (Embrapa). **Satélites de Monitoramento – Alos**. Disponível em: <https://www.embrapa.br/satelites-de-monitoramento/missoes/alos>. Acesso em outubro de 2022.

FERNANDES, L. A. D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C. C. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. **Journal of South American Earth Sciences**. v. 5, p. 77-96, 1992.

FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT R., COSTA, A. F. U., KOESTER, E., PORCHER, C. C., TOMMASI, A., KRAEMER, G., RAMGRAB, G. E. & CAMOZZATO, E. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. **Revista Brasileira de Geociências**, 25(4): 375-384, 1995.

FOSSEN, H. **Geologia estrutural**. 2 ed. São Paulo: Oficina dos textos, 2012. 606 p.

FRAGOSO CESAR, A. R. S. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 31, Anais SBG, Camboriú, v. 5, p.2879 - 2891, 1980.

GANEM, K. A. **Classificação da cobertura do solo na caatinga a partir de imagens de Landsat 8 – OLI de ferramenta Google Earth Engine: uma comparação entre dados com e sem correção atmosférica**. Tese doutorado – Universidade de Brasília. Brasília, 2017.

GOLLMANN, K.; MARQUES, J. C.; FRANTZ, J. C.; CHEMALE Jr., F. Geoquímica e Isótopos de Nd de Rochas Metavulcânicas da Antiforme Capané, Complexo Porongos, RS. **Revista Pesquisas em Geociências**, v. 35, p. 83-95, 2008.

GRANELL-PÉREZ, M. Del C. Trabalhar geografia com as cartas topográficas. **Ijuí: Ed. Unijuí**, p. 128, 2004.

GRUBER, L.; LENZ, C.; PORCHER, C. C.; FERNANDES, L. A. D. Geocronologia e geoquímica isotópica no estudo das áreas fonte dos metassedimentos do Complexo Porongos, cinturão Dom Feliciano, RS. **Congresso Brasileiro de Geoquímica** (13. 2011 out. 9-14. Gramado, RS); **Simpósio Geoquímica dos Países do Mercosul** (3. 2011 out. 9-14. Gramado, RS). [Anais]. [Porto Alegre] UFRGS/IGEO, 2011. 1 CD-ROM. p. 1159–1162, 2011.

HARTMANN, L. A.; CHEMALE JR., F.; PHILIPP, R. P. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: **Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (Eds.). 50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições**. Porto Alegre, Editora Comunicação e Liberdade, p. 59-77, 2007.

HARTMANN, L. A.; PHILIPP, R. P.; LIU, D.; WAN, Y.; WANG, Y.; SANTOS, J. O. S. & VASCONCELLOS, M.A.Z. 2003. Paleopro-terozoic magmatic provenance of detrital zircons, Porongos Complex Quartzites, souther Brazilian shield. **International Gology Review**, 46: 127-157.

HARTMANN, L. A.; PHILIPP, R.P.; SANTOS, J.O.S.; MCNAU-GHTON, N.J. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazil. **Gondwana Research**, 19: 84-99, 2011.

HENDERSON, J.R. Structural analysis of sheath folds with horizontal X-axes, northeast Canada. **Journal of Structural Geology**. v. 3, p. 203-210, 1981.

HÖFIG, D. F.; MARQUES, J. C.; BASEI, M. A. S.; GIUSTI, R. O.; KOHLRAUSCH, C., FRANTZ, J.C. Detrital zircon geochronology (U-Pb LA-ICP-MS) of syn-orogenic basins in SW Gondwana: new insights into the Cryogenian-Ediacaran of Porongos Complex, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. **Precambrian Research**. v. 306, p. 189-208, 2018.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). **Teoria: Modelagem Digital de Terreno**. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/spring/teoria/mnt/mnt.htm>. Acesso em outubro de 2022.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R. P.; FRAGOSO-CÉSAR, A. R. S.; FAMBRINI, G. L. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozoico III) em sua área-tipo: Litoestratigrafia, evolução paleoambiental e contexto tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, 33(3), p. 347–360, 2003.

JOST, H. **Geology and Metallogeny of the Santana da Boa Vista Region, Southern Brazil**. Tese de Doutorado – Universidade da Georgia. Atenas, 1981.

JOST, H. & BITENCOURT, M. F. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos de Tijucas no Rio Grande do Sul. **Acta Geologia Leopoldensia**, 4: p. 27-60, 1980.

LENZ, C. Evolução metamórfica dos metapelitos da Antiforme Serra dos Pedrosas: condições e idades do metamorfismo, 111p., 2006.

LUSA, M.; PHILIPP, R. P.; NARDI, L. V. S. Geoquímica e petrologia dos metagranitos do Complexo Encantadas, Santana da Boa Vista, (RS): A evolução de uma margem continental ativa no Plaeoproterozoico. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v.40, n.2, p.151-166. 2010.

MARQUES, J.C.; JOST, H.; ROISENBERG; A., FRANTZ, J. C. Rochas metassedimentares, geologia estrutural e metamorfismo da suíte metamórfica Porongos na área da antiforme Capané, Cachoeira do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 28, p. 467-472, 1998a.

MARQUES, J. C., JOST, H., ROISENBERG, A. & FRANTZ, J. C. 1998b. Rochas metassedimentares, geologia estrutural e metamorfismo da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul – RS. **Revista Brasileira de Geociências**, 28: 467-472. 1998b.

MASON, R. **Petrology of the metamorphic rocks**. Academic Division of Unwin Hyman Ltd. 2° edition. 1990.

MATTOS, J. T. **Caracterização do comportamento geológico estrutural na região da represa de Furnas (MG) com dados de sensoriamento remoto.** Tese de doutorado – Universidade de São Paulo. São Paulo, 1986.

MENESES, P. R. & ALMEIDA, T. **Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto.** Universidade de Brasília/CNPq. Brasília, 2012.

NABHOLZ, W. K & VOLL, G. Bau und Bewegung im Gotthard-massivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubunden). **Eclogae Geologicae Helvetiae** 56, 755-808. 1963.

NETTO, R. G.; PAIM, P. S. G.; ROSA, C. L. M. Informe preliminar sobre a ocorrência de traços fósseis nos sedimentos das bacias do Camaquã e Santa Bárbara. In: I Workshop sobre as bacias molássicas brasileiras, Unisinos, p.90-96.1992.

OKIDA, R. Aplicação de sensoriamento remoto e aerogamaespectrometria ao estudo de controle estrutural dos granitos estaníferos de Rondônia. Tese de doutorado – Universidade de São Paulo. São Paulo, 2001.

PAIM, P. S. G.; CHEMALE JR, F.; WILDNER, W. Estágios Evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). In: **Ciência e Natura**, 36(3), 2014.

PASSCHIER, C.W.; TROUW, R.A.J. **Microtectonics.** 2 ed. Berlin: Springer, 2005. 366 p

PERTILLE, J.; HARTMANN, L. A.; PHILIPP, R. P. Zircon U-Pb age constraints on the Paleoproterozoic sedimentary basement of the Ediacaran Porongos Group, Sul- Riograndense Shield, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences.** v. 63, p. 334–345, 2015a.

PERTILLE, J.; HARTMANN, L. A.; PHILIPP, R. P.; PETRY, T. S.; DE CARVALHO LANA, C. Origin of the Ediacaran Porongos Group, Dom Feliciano Belt, southern Brazilian Shield, with emphasis on whole rock and detrital zircon geochemistry and U-Pb, Lu-Hf isotopes. **Journal of South American Earth Sciences.** v. 64 p. 69–93, 2015b.

PETRY, K; ALMEIDA, D. P. M.; ZERFASS. O vulcanismo Serra Geral em Torres, Rio Grande do Sul, Brasil: empilhamento estratigráfico local e feições de interação vulcano-sedimentar. **Revista GAEA**, 1(1): 36-47. 2005.

PHILIPP, R. P. & MACHADO, R. The Neoproterozoic to Cambrian Granitic Magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Science**, 19: 461-478, 2005.

PHILIPP, R. P. & MASSONNE, H. Peraluminous leucogranites of Cordilheira Suite: record of Neoproterozoic collision and generation of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 43: 8-24, 2013.

PHILIPP, R.P.; MACHADO, R.; CHEMALE JR., F. A geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: **Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (Ed.)**, 50 anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 59-77, 2007.

PHILIPP, P. R.; PIMENTEL, M. M.; CHEMALE Jr, F. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. **Brazilian Journal Geology**. v. 46 p. 83–104, 2016.

PORCHER, C. C. **Caracterização das condições de fluxo em uma zona de cisalhamento tangencial na região de Santana da Boa Vista**. Tese – Mestrado. Curso de pós-graduação em geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1992.

RAITH, M.; RAASE, P.; REINHARDT, J. **Guia para microscopia de minerais em lâminas delgadas**. 2014.

RAMSAY, J.G. **Folding and fracturing of rocks**. 1 ed. McGraw Hill, New York. 568 p, 1967.

RAMSAY, J.G.; HUBER, M.I. **The techniques of modern structural geology: Strain analysis**. 1 ed. London: Academic Press, 318 p. 1983.

REMUS, M. V. D.; PHILIPP, R. P.; FACCINI, U. F.; JUNGES, S. L. Contribuição ao estudo geológico-estrutural dos gnaisses Encantadas e das relações com as suprecrustais Porongos na região de Santana da Boa Vista – RS. In: Congresso Brasileiro Geologia, 36 **Anais... SGB**, V.2, P.2358-2370. 1990.

ROBERTSON, J. F. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas e estudos – IG/UFRGS*, V.1(2), P.41-54, 1966.

RODRIGUES, R. A. F. **Caracterização das rochas metavulcânicas da antifórme Godinho, região do Passo da Cuia do Complexo Porongos, Rio Grande do Sul: Implicações para a origem e evolução de um magmatismo de arco continental**. Universidade Federal de Pelotas. Pelotas, 2019.

ROSA, R. A. S. & FERNANDES, D. Correção radiométrica de imagens de radar de abertura sintética aerotransportado. **Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR)**. INPE, Curitiba, p. 8.280, 2011.

ROSS, J. L. S. - O registro cartográfico dos fatos Geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia/FFLCH/USP**, n.º 6, 17-29, 1992.

SAALMANN, K.; GERDES, A.; LAHAYE, Y.; HATMANN, L. A.; REMUS, M. V. D.; LAUFER, A. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. **Int J Earth Sci (Geol Rundsch)**, 100: p. 355–378, 2011.

SAALMANN, K.; REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A. Structural Evolution and tectonic setting of the Porongos Belt, Southern Brazil. **Geological Magazine**, 143: p. 59-88, 2006.

SAALMANN, K.; HARTMANN L. A.; REMUS, M. V. D.; KOESTER, E.; CONCEIÇÃO, R.V. Sm–Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic

oceanic crust to the east of the Rio de la Plata Craton. **Precambrian Research**, 136: 159–175, 2005.

SANTOS, K. N. M. G. **Análise tectono-estratigráfica dos fragmentos Apati e Boici da Bacia do Camaquã, RS**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2021.

SENHORINHO, E. M. **Controle estrutural dos carbonatitos do Rio Grande do Sul: análise de produtos de sensoriamento remoto e aerogeofísicos**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2012.

SILVA, J. P. O. Utilidade de Modelos Digitais de Elevação (MDE) em diferentes aplicações de engenharia. **Programa de Iniciação Científica. UNICEUB**. Brasília, 2020.

SOLIANI Jr., E. **Os dados geocronológicos do Escudo Sul-riograndense e suas implicações de ordem geotectônica**. São Paulo, 425p. Tese – Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1986.

STIPP, M., STUNITZ, H., HEILBRONNER, R. & SCHMID, S. M. The eastern Tonale Fault zone: A ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. **Journal of Structural Geology** 24, 1861–84, 2002.

VOLL, G. **Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional-und Kontaktmetamorphose**. na, 1969.

VOLL, G. New work of petrofabrics. **Liverpool Manchester Geological Journal** 2, 503-67. 1960.

YARDLEY, B. W. D. Na introduction to metamorphic petrology. Scientific and Technical, London: Longman, 248p, 1989.

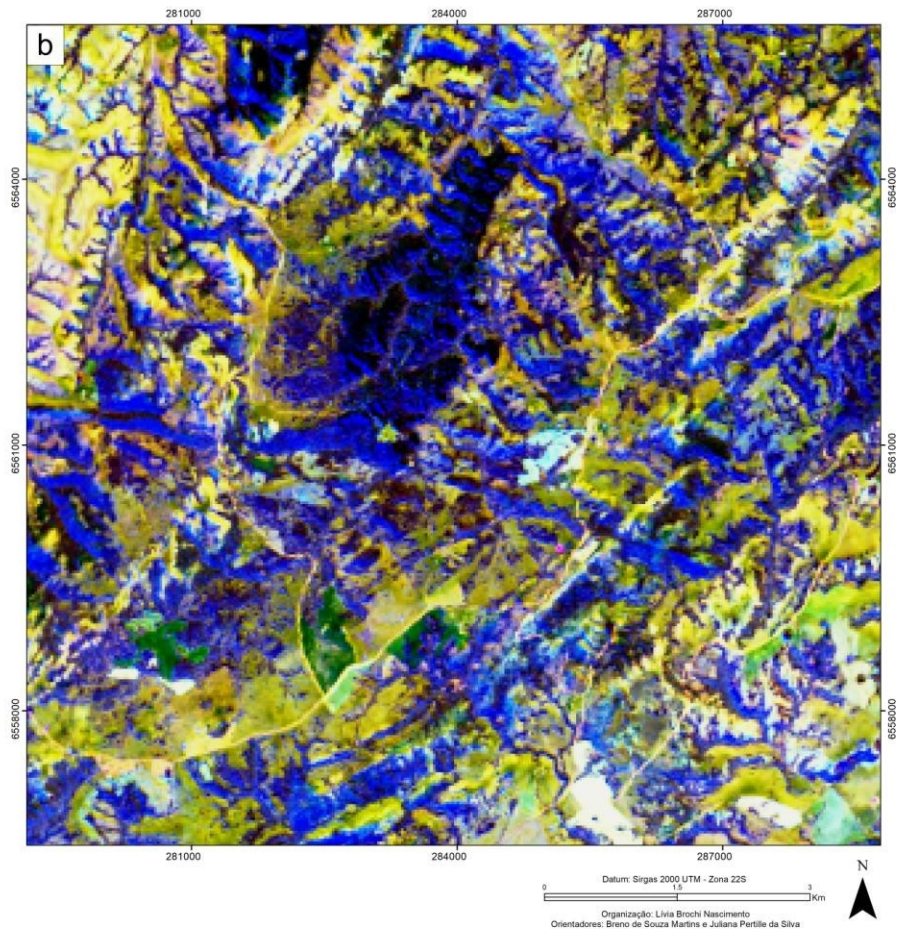
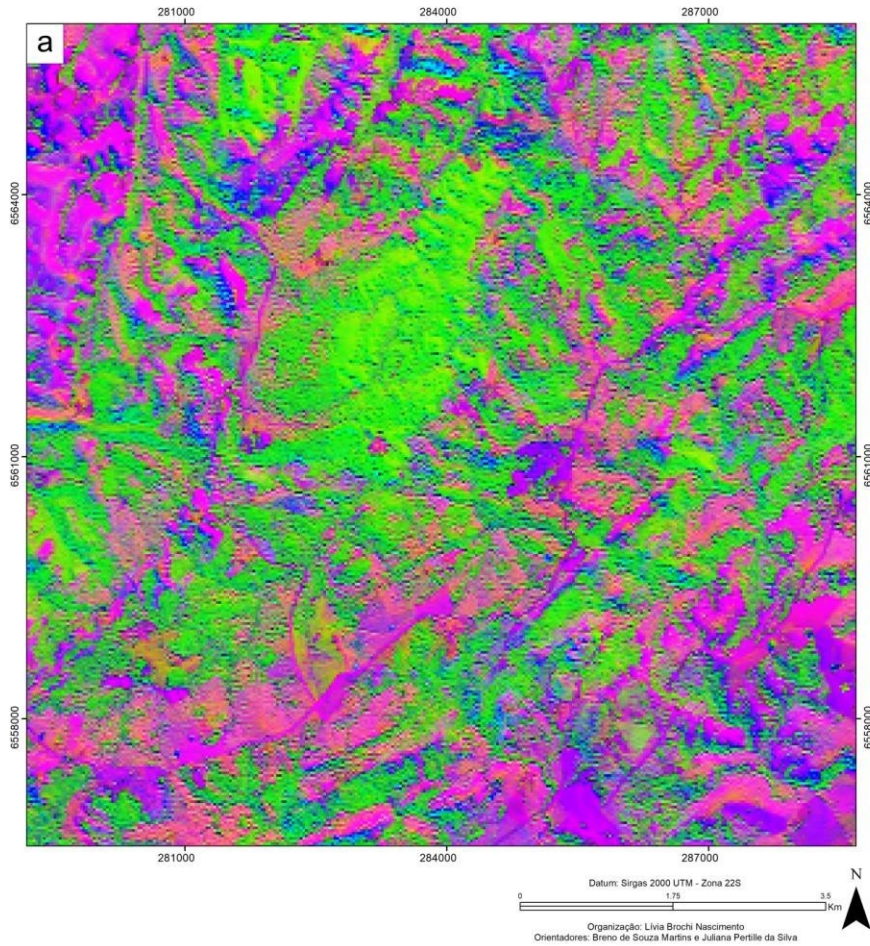
YOUSEFI, T.; ALIYARI, F.; ABEDINI, A.; CALAGARI, A. A. Integrating geologic and Landsat-8 and ASTER remote sensing data for gold exploration: a case study from Zarshuran Carlin-type gold deposit, NW Iran. **Arab J Geosci** 11, 2018.

ZVIRTER, G.; PHILIPP, P. R.; CAMOZZATO, E.; GUADAGNIN, F. Análise estrutural do Metagranito Capané, Complexo Porongos, Cachoeira do Sul, RS. **Pesquisas em Geociências**, 44 (1): 05-23, jan./abr, 2017.

APÊNDICES

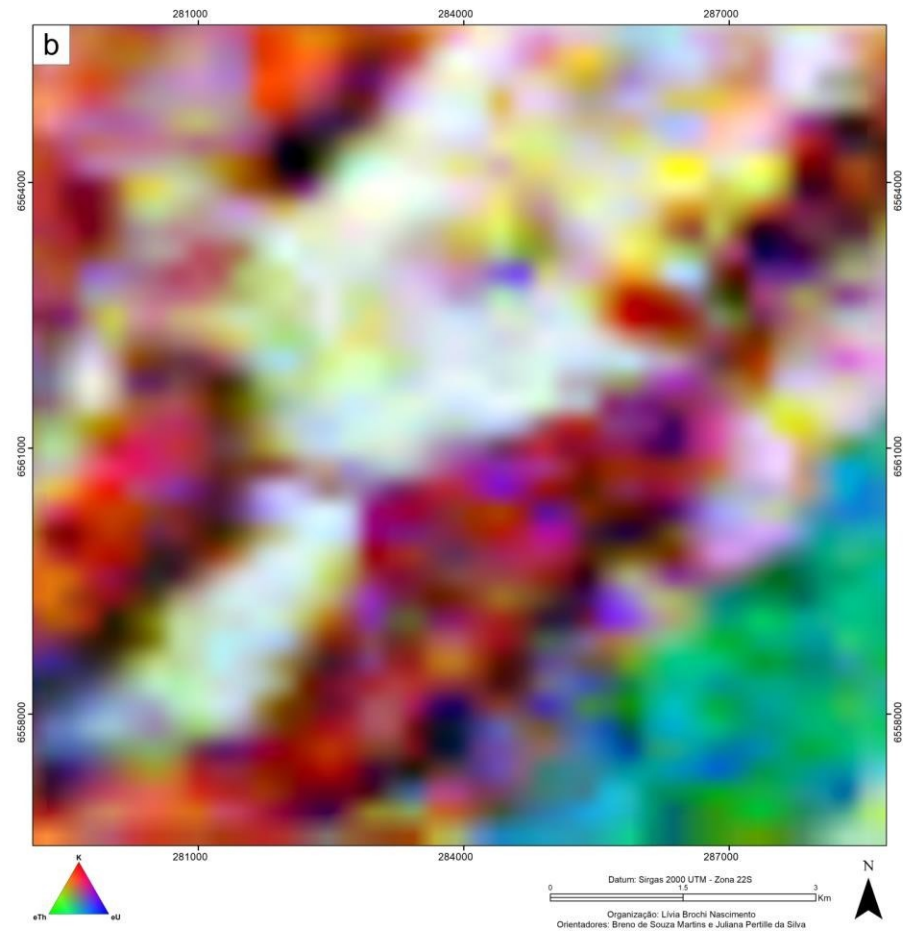
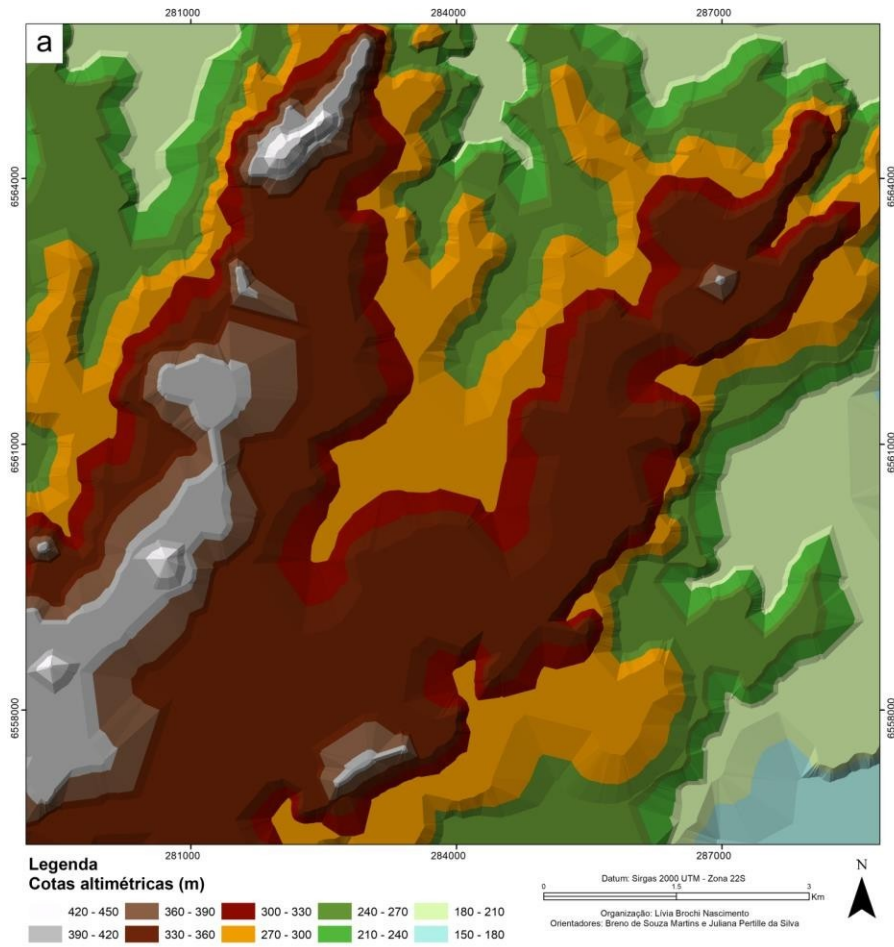
Apêndice 1: Imagens de falsa cor obtidas através de matemática de bandas para destacar **a)** rochas metavulcânicas e **b)** rochas quartzosas.

APÊNDICE 1



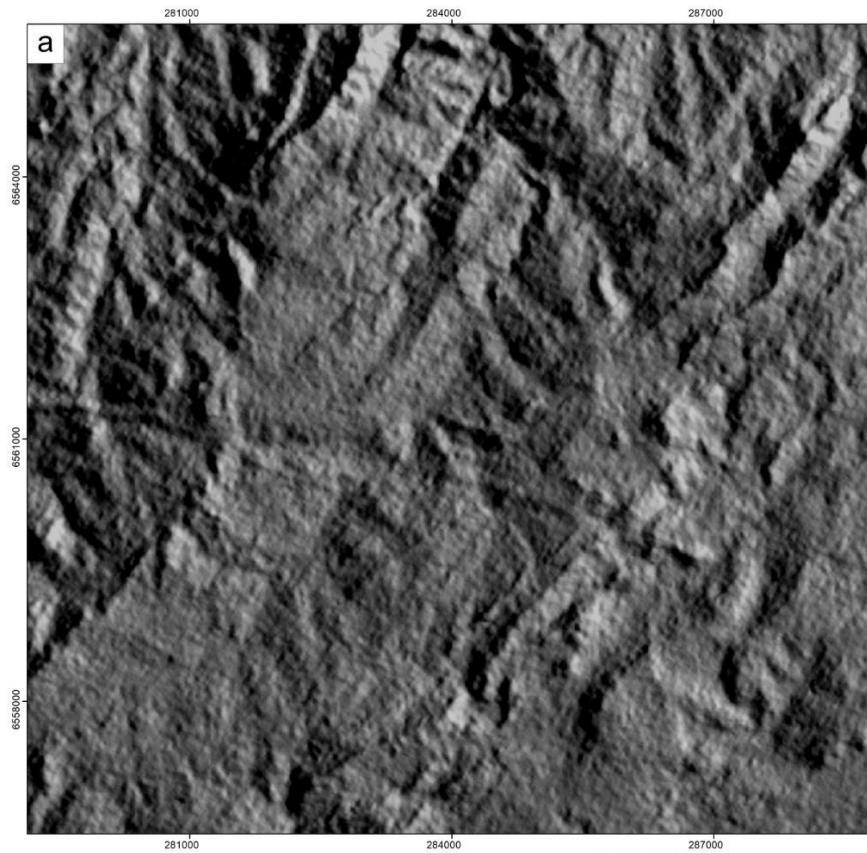
Apêndice 2: **a)** Mapa de curvas hipsométricas; **b)** Mapa gamaespectrométrico.

APÊNDICE 2

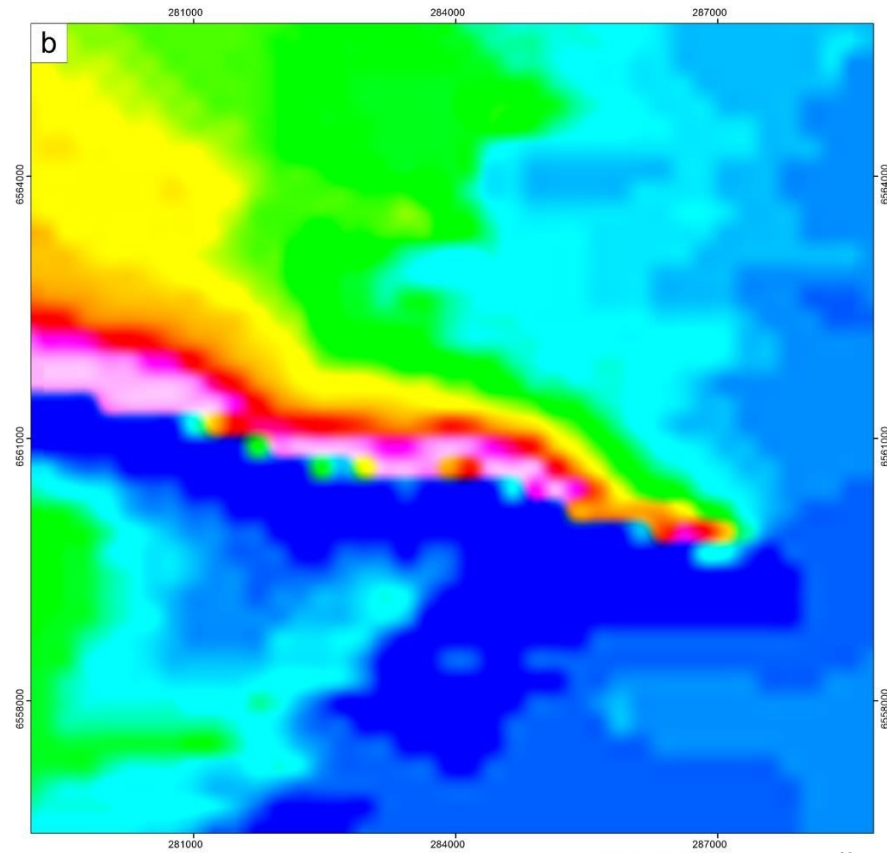


Apêndice 3: **a)** Mapa COSPHI de Alos Palsar; **b)** Mapa magnetométrico.

APÊNDICE 3



Datum: Sirgas 2000 UTM - Zona 22S
 0 1.5 3 Km
 Organização: Lívia Brochi Nascimento
 Orientadores: Breno de Souza Martins e Juliana Pertille da Silva



Campo Magnético Anômalo Total
 22670 22677 22681 22684 22688 22692 22696 22702 22710 22721 22733 22748 22765
 nT
 Datum: Sirgas 2000 UTM - Zona 22S
 0 1.5 3 Km
 Organização: Lívia Brochi Nascimento
 Orientadores: Breno de Souza Martins e Juliana Pertille da Silva

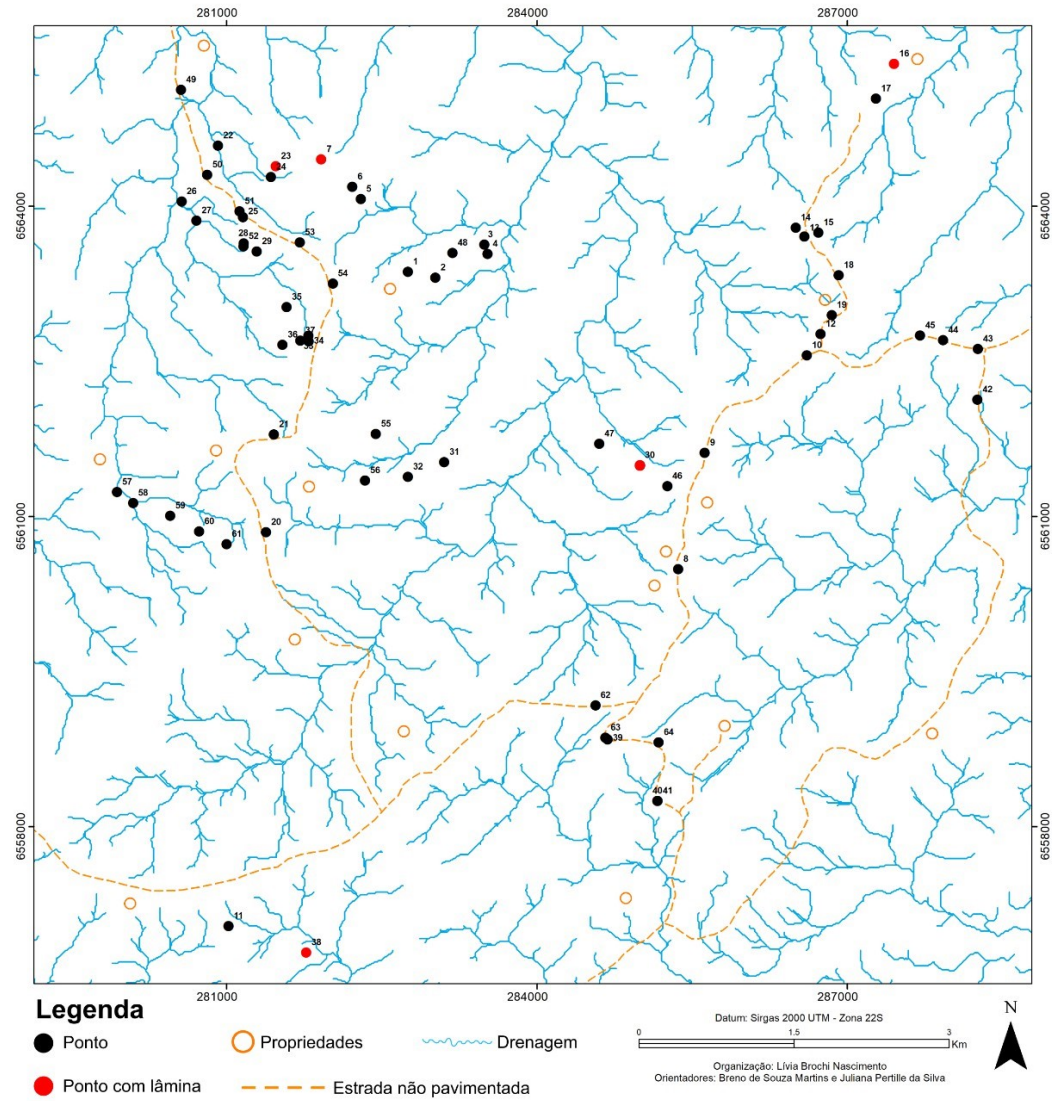
Apêndice 4: Quadro de pontos realizados no trabalho de campo contendo as coordenadas.

APÊNDICE 4

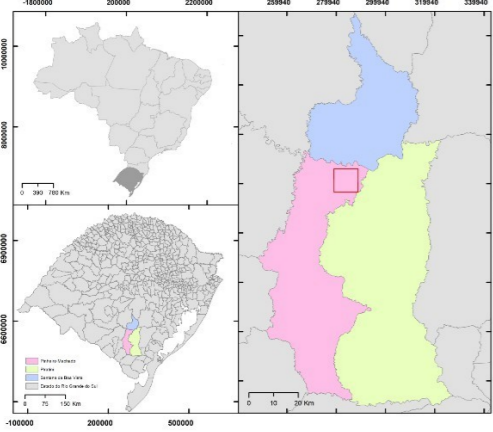
Ponto	X	Y	Ponto	X	Y	Ponto	X	Y	Ponto	X	Y
1	282751	6563368	21	281457	6561794	41	285166	6558249	61	280999	6560731
2	283017	6563310	22	280916	6564588	42	288259	6562131	62	284566	6559174
3	283491	6563630	23	281476	6564388	43	288262	6562619	63	284662	6558860
4	283522	6563540	24	281428	6564285	44	287926	6562706	64	285177	6558816
5	282298	6564070	25	281157	6563896	45	287704	6562752			
6	282214	6564188	26	280564	6564047	46	285260	6561293			
7	281914	6564454	27	280708	6563862	47	284602	6561704			
8	285365	6560491	28	281165	6563642	48	283182	6563548			
9	285622	6561616	29	281291	6563564	49	280559	6565128			
10	286610	6562558	30	284995	6561496	50	280812	6564305			
11	281017	6557038	31	283103	6561525	51	281124	6563951			
12	286743	6562765	32	282753	6561384	52	281163	6563614			
13	286585	6563707	33	281790	6562748	53	281708	6563652			
14	286502	6563793	34	281793	6562694	54	282026	6563253			
15	286720	6563747	35	281580	6563025	55	282442	6561799			
16	287454	6565379	36	281539	6562662	56	282338	6561347			
17	287277	6565041	37	281711	6562700	57	279940	6561237			
18	286917	6563334	38	281768	6556782	58	280095	6561131			
19	286850	6562948	39	284683	6558843	59	280454	6561006			
20	281381	6560848	40	285164	6558249	60	280733	6560855			

Apêndice 5: Mapa de distribuição dos pontos realizados durante o trabalho de campo.

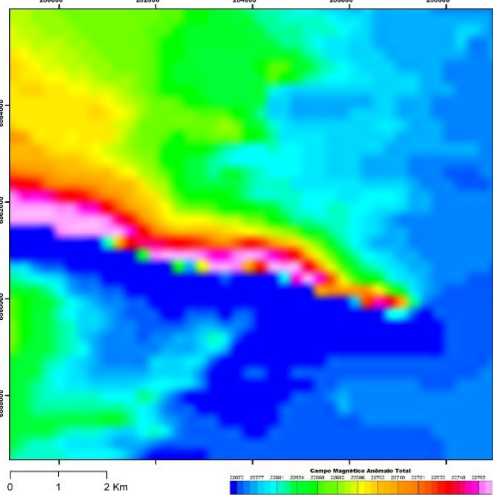
APÊNDICE 5



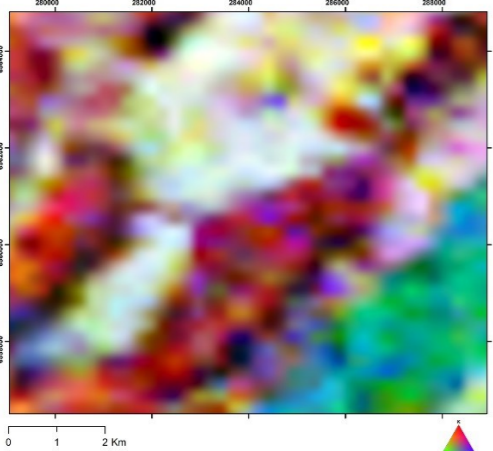
LOCALIZAÇÃO DA ÁREA



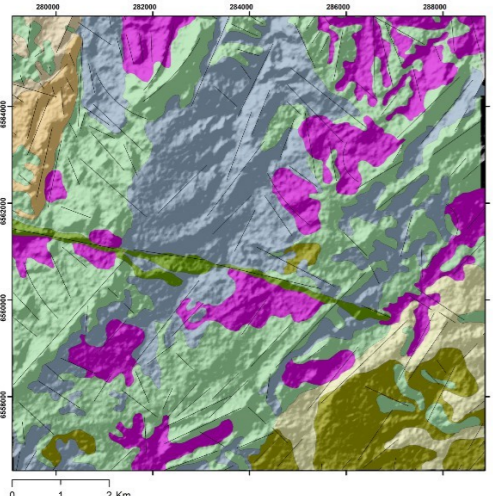
MAGNETOMETRIA CAMPO TOTAL



GAMMAESPECTROMETRIA

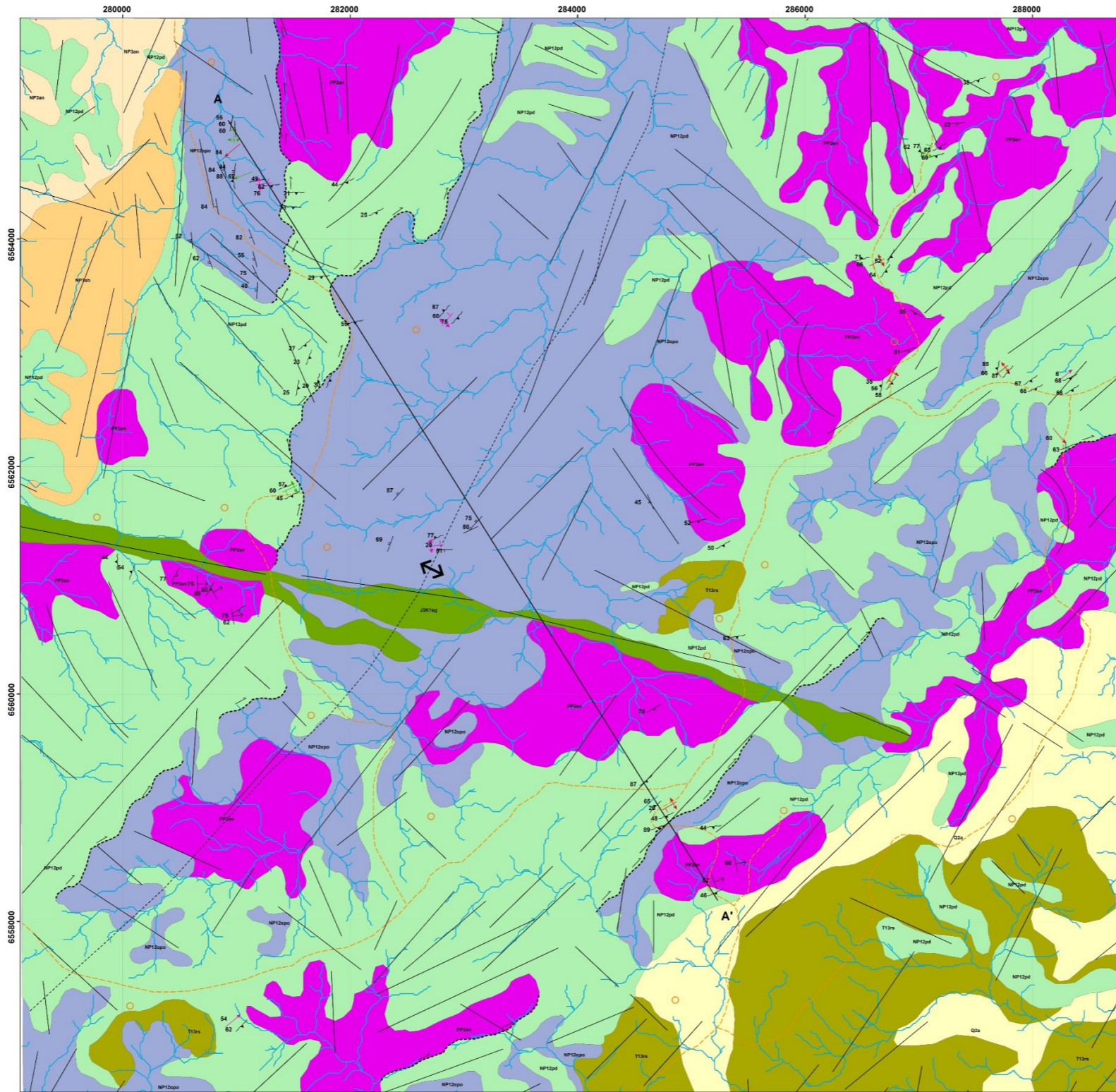


HILLSHADE COM LITOLOGIA

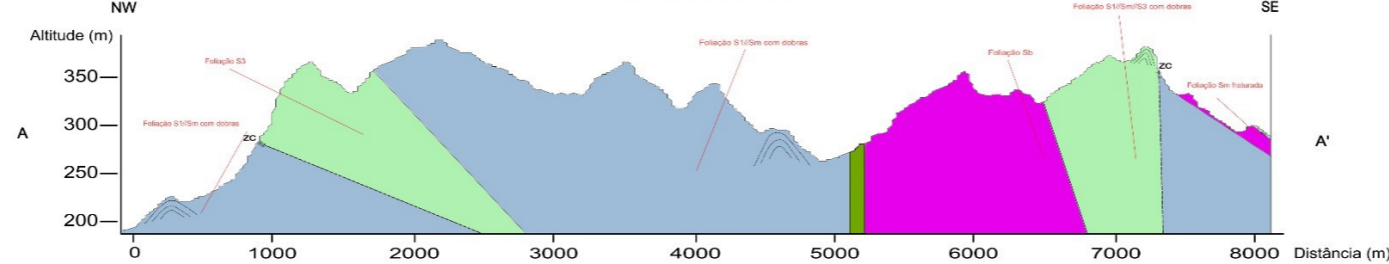


APÊNDICE 6

MAPA GEOLÓGICO



PERFIL GEOLÓGICO A-A'



RELAÇÕES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS

Table showing tectono-stratigraphic relationships between geological units across different terrain types.

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

- Geological unit descriptions including Q2a (Depósitos aluviais), J3K1sg (Basaltos compostos), T13rs (Arenitas finas), NP3sb (Arenitas e siltitos), NP3an (Conglomerados oligomíticos), NP12p (Unidade ortoderivada), NP12pd (Unidade Paraderivada), and PP2en (Gnaissas).

CONVENÇÕES CARTOGRÁFIAS

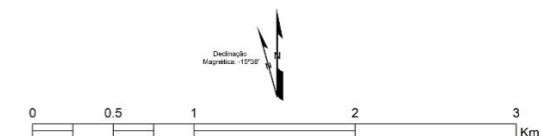
- Cartographic symbols for geological profile, properties, unpaved roads, drainage, and lineaments.

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Geological symbols for foliation (S1-S3), stretching lineations (L2-L4), axial planes (F2-F4), and fractures (F5).

MAPA GEOLÓGICO ESCALA: 1:15:000

Autora: Lívia Brochi Nascimento
Orientadores: Breno de Souza Martins e Juliana Pertille da Silva



Datum: Sirgas 2000 UTM - Zona 22S
Fontes: IBGE (2020), CPRM (2021), Alos Palsar (Cenas:197366530, 197366540, 197366550, 237626560, 246086530, 248566530, 248566540, 248566550, 252796540, 252796550, 253526530, 253526540)

