

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

JOÃO SALDANHA PIRES

**SENSORIAMENTO REMOTO E MAPEAMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL
PARA A CARACTERIZAÇÃO DE ESTRUTURAS RÚPTEIS ASSOCIADAS A
MINERALIZAÇÕES DE COBRE NA BACIA DO CAMAQUÃ – RS**

Caçapava do Sul

2023

JOÃO SALDANHA PIRES

**SENSORIAMENTO REMOTO E MAPEAMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL PARA A
CARACTERIZAÇÃO DE ESTRUTURAS RÚPTEIS ASSOCIADAS A MINERALIZAÇÕES
DE COBRE NA BACIA DO CAMAQUÃ – RS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Curso de Geologia da Universidade Federal
do Pampa, como requisito parcial para obtenção
do Título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory

Caçapava do Sul

2023

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos
pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do
Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais) .

P667s Pires, João Saldanha

SENSORIAMENTO REMOTO E MAPEAMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL PARA
A CARACTERIZAÇÃO DE ESTRUTURAS RÚPTEIS ASSOCIADAS A
MINERALIZAÇÕES DE COBRE NA BACIA DO CAMAQUÃ - RS / João
Saldanha Pires.

93 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) -- Universidade
Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2023.

"Orientação: Tiago Rafael Gregory".

1. Sensoriamento Remoto. 2. Tectônica Rúptil. 3.
Lineamentos Geomorfológicos. 4. Cobre. 5. Exploração Mineral.
I. Título.

JOAO SALDANHA PIRES

SENSORIAMENTO REMOTO E MAPEAMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL PARA A
CARACTERIZAÇÃO DE ESTRUTURAS RÚPTEIS ASSOCIADAS A MINERALIZAÇÕES DE COBRE
NA BACIA DO CAMAQUÃ – RS

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Curso de Geologia da Universidade Federal
do Pampa, como requisito parcial para
obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em:

25 de janeiro de 2023.

Banca examinadora:

Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory

Orientador

Universidade Federal do Pampa

Prof. Dr. Vinicius Matté

Universidade Federal do Pampa

Prof. Dr. Marco Antônio Fontoura Hansen

Universidade Federal do Pampa



Assinado eletronicamente por **VINICIUS MATTE, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 09/02/2023, às 22:58, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **TIAGO RAFAEL GREGORY, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 10/02/2023, às 15:41, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **MARCO ANTONIO FONTOURA HANSEN, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 11/02/2023, às 20:18, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.unipampa.edu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **1038998** e o código CRC **9822ABDD**.

Universidade Federal do Pampa, Campus Caçapava do Sul

Dedico este trabalho à minha querida vó
Maria Carolina Saldanha Silveira (*in memoriam*).

Agradecimentos

Primeiramente gostaria de agradecer à minha família, principalmente minha mãe e irmã por todo o apoio ao longo da minha vida. Gostaria de agradecer muito ao Professor Dr. Tiago Rafael Gregory pela orientação, paciência e atenção ao longo dessa etapa tão importante da minha formação como geólogo.

Agradeço especialmente as minhas amigas Ariely, Cris, Evelyn, Jordana, Thaina e Valquíria por todos os momentos de alegria vividos com muita emoção em Caçapava do Sul desde quando tudo iniciou em 2018. Agradeço também aos demais amigos e colegas que conheci nessa jornada. Gostaria de agradecer também aos amigos Lucas e Alisson pelo apoio durante os trabalhos de campo.

Por fim, sou grato a todos os técnicos, terceirizados e professores da UNIPAMPA por todos os aprendizados.

Muito obrigado!

RESUMO

O Escudo Sul-rio-grandense (ESrg) é composto por uma diversidade de associações petrotectônicas geradas entre o Paleoproterozoico e o Neoproterozoico, com ocorrências de rochas que hospedam diferentes tipos de mineralizações. Apesar da variedade de pesquisas que abordam a tectônica dúctil do (ESrg), trabalhos que abordam a geologia estrutural rúptil em uma escala de maior detalhe ainda são escassos. Considerando a importância do cobre como uma *commodity* utilizada principalmente nas indústrias de base, energia, telecomunicações e tecnologia, a descoberta e o avanço no reconhecimento de novas reservas minerais é de extrema importância para o desenvolvimento econômico do país. Neste contexto, o presente trabalho propõe um estudo da geologia estrutural rúptil e a relação dessas estruturas com as mineralizações de cobre de uma porção da Serra de Santa Bárbara, no município de Caçapava do Sul - RS onde afloram rochas do Grupo Santa Bárbara e Formação Acampamento Velho, caracterizadas por uma sucessão de rochas vulcanosedimentares. Para isso, foram utilizadas inicialmente técnicas de sensoriamento remoto para caracterizar os lineamentos geomorfológicos nas escalas de 1:200.000, 1:100.000, 1:50.000 e 1:25.000. Posteriormente foram realizados trabalhos de campo para a coleta de dados geológicos e estruturais que serviram para caracterizar as estruturas rúpteis da região. A partir dos dados de sensoriamento remoto foi possível verificar o predomínio de lineamentos geomorfológicos de direção NE-SW, seguidos de lineamentos de direção NW-SE e N-S. Percebe-se que com o detalhamento da escala de trabalho, mais descontínuos os lineamentos geomorfológicos acabam se tornando. Em campo, foi possível identificar uma zona de falhas normais subverticais que afetam as rochas vulcânicas básicas e ácidas da Formação Acampamento Velho, podendo ser secundária e paralela à Zona de Falha do Cerro dos Cabritos. Esta zona de falha apresenta evidências claras de hidrotermalismo, dando origem também a zonas de cataclase e brechas vulcânicas. A análise da densidade de fraturas em alguns afloramentos da área de estudo mostrou que as rochas sedimentares apresentam uma densidade de fraturas muito baixa, e quanto mais distantes da zona de falha, menor é o fraturamento destas rochas. Os valores mais elevados de densidade de fraturas estão associados as rochas vulcânicas ácidas, que apresentavam um padrão multidirecional de fraturas, com o predomínio da direção N-S, seguidas das fraturas de direção E-W. Essas fraturas foram caracterizadas como fraturas extensionais e possivelmente estão relacionadas ao último evento de deformação do ESrg

nesta região. A partir da análise da densidade de lineamentos foi possível identificar que a ocorrência mineral Crespos está em uma zona de alta densidade cortada por lineamentos multidirecionais. A integração dos dados de sensoriamento remoto permitiu identificar que o padrão de fraturamento multidirecional e multitemporal das rochas vulcânicas foi fundamental para a deposição do minério, sendo as fraturas extensionais N-S as mais importantes. A percolação dos fluídos ocorreu de forma restrita ao contato entre as rochas vulcânicas ácidas e básicas da Formação Acampamento Velho, sendo os termos ácidos os mais fraturados criando uma maior porosidade e permeabilidade para a deposição do minério de cobre.

Palavras-Chave: sensoriamento remoto, tectônica rúptil, lineamentos geomorfológicos cobre, exploração mineral.

ABSTRACT

The Sul-rio-grandense Shield (SrgS) is composed of a diversity of petrotectonic assemblies formed between the Paleoproterozoic and Neoproterozoic, with rocks that host different types of mineralizations. Despite the greater variety of research that addresses ductile shield tectonics, works that address brittle structural geology at a detailed scale are still scarce. Considering the importance of copper as a commodity mainly used in the basic, energy, telecommunications and technology industries, the discovery of new mineral reserves is extremely important for the country's economic development. In this context, the present work proposes a study of the brittle structural geology and the relationship of these structures with copper mineralizations in a portion of the Serra de Santa Bárbara, Caçapava do Sul -RS municipality, where there are rocks from the Santa Bárbara Group and Acampamento Velho Formations, characterized by a succession of volcanic-sedimentary rocks. For this, remote sensing techniques will be used to characterize the geomorphological lineaments at scales of 1:200,000, 1:100,000, 1:50,000 and 1:25,000. Subsequently, field work was carried out to collect geological and structural data that served to characterize the rupestrian structures of the region. From the remote sensing data, it was possible to verify the predominance of geomorphological lineaments of NE-SW direction, followed by lineaments of NW-SE and N-S direction. It is noticeable that with the detailing of the work scale, the more discontinuous the geomorphological lineaments end up becoming. In the field, it was possible to identify a zone with subvertical normal faults that affects the basic and acid volcanic rocks of the Acampamento Velho Formation, which may be secondary and parallel to the Cerro dos Cabritos Fault Zone. This fault zone shows clear evidence of hydrothermalism, also giving rise to cataclasis zones and volcanic breccias. The analysis of fracture density in some outcrops of the study area showed that the sedimentary rocks have a very low fracture density, and the further away from the fault zone, the lower the fracturing of these rocks. The highest values of fracture density are associated with the acid volcanic rocks, which presented a multidirectional fracture pattern, with the predominance of N-S direction, followed by E-W direction fractures. These fractures were characterized as extensional fractures and are possibly related to the last ESrg deformation event in this region. From the lineament density analysis, it was possible to identify that the Crespos mineral occurrence is in a high-density zone cut by multidirectional lineaments. The

integration of the remote sensing data allowed us to identify that the multidirectional and multitemporal fracturing pattern of the volcanic rocks was fundamental for ore deposition, with N-S extensional fractures being the most important. The percolation of the fluids occurred in a restricted way to the contact between the acidic and basic volcanic rocks of the Acampamento Velho Formation, being the acid terms the most fractured creating a greater porosity and permeability for the deposition of the copper ore.

Keywords: remote sensing, brittle tectonics, geomorphological lineaments, copper, mineral exploration.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1 – Mapa de localização e situação da área de estudo. | 22 |
| Figura 2 – Relação entre <i>stress</i> (σ) e deformação (<i>e</i>), Com progressão da deformação até o limite de resistência à ruptura. | 24 |
| Figura 3 – Principais tipos de fraturas: fraturas extensionais, de cisalhamento e de contração. | 26 |
| Figura 4 – Modos de propagação de fraturas. | 27 |
| Figura 5 – Geometria e cinemática dos tipos de falhas. a) Falha normal; b) Falha inversa; c) Falha transcorrente dextral; d) Falha transcorrente sinistral. | 28 |
| Figura 6 – Mapa geológico dos escudos do sul do Brasil e do Uruguai. Zonas de cisalhamento dúcteis: 1 – Itajai-Perimbó, 2 – Major Gercino, 3 – Caçapava do Sul, 4 – Dorsal de Canguçu, 5 – Passo do Marinheiro, 6 – Ibaré, 7 – Sarandí del Yí, 8 – Sierra Ballena, 9 – Cerro Amaro, 10 – Arroio Grande. A área de estudo está assinalada pelo polígono vermelho. | 32 |
| Figura 7 – Mapa geológico das unidades da Bacia do Camaquã, em vermelho a área de estudo. | 34 |
| Figura 8 – Mapa geológico e geotectônico da região de Caçapava do Sul, segundo Ribeiro e Carraro (1971). | 39 |
| Figura 9 – Mapa geológico da Serra de Santa Bárbara segundo Almeida <i>et al.</i> (2002). | 40 |
| Figura 10 – Mapa geológico segundo Fambrini (2003). | 41 |
| Figura 11 – Modelos digitais de elevação sombreados na área geral de estudo com exagero vertical de 3x. a) Azimute de iluminação solar de 045°. b) Azimute de iluminação solar de 090°. c) Azimute de iluminação solar de 315°. d) Azimute de iluminação solar de 360°. | 46 |
| Figura 12 – Esquema mostrando o conceito do cálculo da densidade de lineamentos onde C1 e C2 são as porções de comprimento dos lineamentos que intersectam a área circular ao redor de uma célula (pixel). | 47 |
| Figura 13 – A imagem abaixo apresenta os lineamentos geomorfológicos em escala de 1:200.000. O diagrama de roseta apresenta intervalos de 10° e abaixo possui uma escala de cores referentes a cada uma das principais direções. | 49 |

| | |
|--|----|
| Figura 14 – A imagem abaixo apresenta os lineamentos geomorfológicos em escala de 1:100.000. O diagrama de roseta apresenta intervalos de 10° e abaixo possui uma escala de cores referentes a cada uma das principais direções. | 51 |
| Figura 15 – A imagem abaixo apresenta os lineamentos geomorfológicos em escala de 1:50.000. O diagrama de roseta apresenta intervalos de 10° e abaixo possui uma escala de cores referentes a cada uma das principais direções. | 52 |
| Figura 16 – A imagem abaixo apresenta os lineamentos geomorfológicos em escala de 1:25.000. O diagrama de roseta apresenta intervalos de 10° e abaixo possui uma escala de cores referentes a cada uma das principais direções. | 53 |
| Figura 17 – Características do relevo na área de estudo. a) Afluentes do Arroio Santa Bárbara. b) Lineamentos marcados sobre uma escarpa. c) Foto da escarpa marcada pela quebra abrupta do terreno, afloramento de rocha vulcânica ácida na forma de talude. d) Escarpa localizada próxima ao topo da serra. | 54 |
| Figura 18 – Foto de uma crista alongada na direção NW-SE com drenagens perpendiculares formando pequenos vales de direção NE-SW. | 55 |
| Figura 19 – Mapa Geológico da área de estudo com todos os pontos e caminhamento realizados em campo. | 57 |
| Figura 20 – Características gerais das rochas sedimentares na área de estudo. a) Afloramento de arenito com estratificação cruzada tangencial; b) Composição dos clastos de um arenito conglomerático; c) afloramento de um grande lajeado de conglomerado, muito frequente na área de estudo; d) foto de detalhe do conglomerado em campo. | 59 |
| Figura 21 – As fotos a) e b) mostram a forma típica dos afloramentos em drenagens. As fotos c), d), e) e f) mostram a variação da coloração das rochas básicas, desde marrom até variações de tons mais esverdeados até cinza azulado. | 60 |
| Figura 22 – a) Rocha com estrutura maciça, com fenocristais de plagioclásio imersos em uma matriz afanítica. B) Rocha com celadonita preenchendo amígdalas e fraturas. | 61 |
| Figura 23 – a) Amígdalas achatadas orientadas em uma direção preferencial. As menores são preenchidas por celadonita na borda e quartzo no centro. A amígdala de coloração branca é preenchida por calcedônia. b) Amígdala centimétrica achatada preenchida por calcedônia e quartzo no centro observada em campo. c) Amígdala com celadonita na borda e calcedônia vermelha no centro. d) Amígdala milimétrica com celadonita na borda e quartzo no centro, formando um pequeno geodo e | |

| | |
|--|----|
| amígdala centimétrica de calcedônia branca e vermelha. e) Amígdala preenchida por calcita. f) Amígdalas achatadas com óxido de ferro de coloração marrom escura na borda..... | 62 |
| Figura 24 – a) Veios de calcita indicados nas setas. b) Fraturas preenchidas por calcedônia e conectando as amígdalas que encontram-se achatadas. c) Calcita de origem supergênica. d) Fratura preenchida por óxido de ferro. e) Parte de um geodo centimétrico. f) Fragmento de quartzo de tamanho centimétrico com calcedônia na base. g) Fragmento de quartzo leitoso fraturado e com uma película de óxidos de ferro em uma das faces..... | 64 |
| Figura 25 – a) Afloramento típico das rochas vulcânicas ácidas na área de estudo. b) Amostra de riolito com foliação de fluxo. | 65 |
| Figura 26 – Variação das rochas piroclásticas de composição riolítica. a) Litoclasto em amostra de rocha piroclástica de composição riolítica. b) Fragmentos do rejeito de uma das galerias, onde ocorrem fraturas centimétricas preenchidas por minério de cobre. c) Malaquita preenchendo fraturas em uma rocha muito fraturada. d) Litoclasto de andesito presente na parede interna de uma das galerias. e) Faixa de púmices achatados. f) Litoclastos arredondados em rocha piroclástica..... | 66 |
| Figura 27 – Mapa geológico da área de estudo com as estruturas e rochas associadas. Perfil A-B apresentado na figura 28..... | 68 |
| Figura 28 – Perfil esquemático A-B (fora de escala). Ver localização na Figura 27. | 69 |
| Figura 29 – Características dos pontos JS-02 e JS-03. a) Afloramento do tipo lajeado do ponto JS-02. b) Deslocamento centimétrico de um clasto de riolito fraturado. c) d) e) e g) Comportamento das fraturas que ocorrem nos dois pontos. f) Afloramento do tipo lajeado no ponto JS-03. | 70 |
| Figura 30 – Padrão de fraturamento ponto JS-12. a) Foto perpendicular às fraturas, de direção ENE-WSW e WNW-ESE em um talude. b) e c) Fraturas N-S preenchidas por minério de cobre. d) Foto perpendicular ao padrão de fraturamento N-S em um talude. | 72 |
| Figura 31 – a) Afloramento do tipo lajeado irregular. b) Padrão de fraturamento observado em uma parte do afloramento..... | 73 |
| Figura 32 – Padrão de fraturamento em parte do afloramento do ponto JS-66..... | 73 |
| Figura 33 – a) Galerias escavadas na direção NW. b) Galerias escavadas na direção NE, perpendiculares à falha. c) Falha normal subvertical identificada no ponto JS-10. | |

| | |
|--|----|
| d) Estrias subverticais no plano de falha. e) Padrão de fraturamento de uma parte do piso da cava, com fraturas centimétricas preenchidas por minério de cobre..... | 75 |
| Figura 34 – a) Zona de cataclase em afloramento na drenagem. b) Estrias de falha associadas ao plano da falha encontrada no ponto JS-60. c) Afloramento do tipo lajeado, com cataclasito identificado no ponto JS-48. d) Brecha vulcânica aflorando na forma de matacão no ponto JS-48. e) Brecha vulcânica encontrada no ponto JS-39. f) Brecha hidrotermal encontrada no ponto JS-29. | 77 |
| Figura 35 – Diagramas de rosetas da frequência dos fraturamentos, feitos a partir das medidas de espaçamento normalizadas. | 79 |
| Figura 36 – Mapa da densidade de lineamentos na escala de 1:25.000. | 81 |
| Figura 36 – Mapas de densidade de lineamentos. a) Mapa de densidade de lineamentos N-S. b) Mapa de densidade de lineamentos E-W. c) Mapa de densidade de lineamentos NW-SE. d) Mapa de densidade de lineamentos NE-SW. | 83 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|----|
| Tabela 1 – Compilação das idades descritas para os grupos da área..... | 37 |
| Tabela 2 – Densidade de fraturas nos pontos onde foi aplicado o método <i>scanline</i> . Medidas convertidas para 1 metro de linha..... | 78 |

SUMÁRIO

| | | |
|------------|---|-----------|
| 1. | INTRODUÇÃO..... | 19 |
| 2. | OBJETIVOS | 20 |
| 2.1 | Objetivo geral | 20 |
| 2.2 | Objetivos específicos | 20 |
| 3. | JUSTIFICATIVA | 21 |
| 4. | ÁREA DE ESTUDO..... | 22 |
| 5. | FUNDAMENTOS TEÓRICOS | 23 |
| 5.1 | Análise Estrutural | 23 |
| 5.1.1 | <i>Deformação em Rochas</i> | 23 |
| 5.1.2 | <i>Estruturas Rúpteis</i> | 25 |
| 5.1.3 | <i>Fraturas.....</i> | 25 |
| 5.1.4 | <i>Falhas</i> | 27 |
| 6. | CONTEXTO GEOLÓGICO..... | 31 |
| 6.1 | Província Mantiqueira..... | 31 |
| 6.2 | Escudo Sul-riograndense (ESgr) | 31 |
| 6.3 | Bacia do Camaquã (BC) | 32 |
| 6.4 | Contexto Geológico Local | 37 |
| 7. | ESTRUTURAS RÚPTEIS E OCORRÊNCIAS MINERAIS – TRABALHOS ANTERIORES | 42 |
| 7.1 | Estruturas Rúpteis no ESrg..... | 42 |
| 7.2 | Ocorrências Minerais na Área de Estudo..... | 43 |
| 8. | MATERIAIS E MÉTODOS..... | 45 |
| 8.1 | Revisão Bibliográfica | 45 |
| 8.2 | Sistema de Informações Geográficas (SIG) e Sensoriamento Remoto | 45 |
| 8.3 | Aquisição dos dados em campo..... | 47 |
| 8.4 | Análise e interpretação dos dados | 48 |
| 9. | RESULTADOS | 49 |
| 9.1 | Sensoriamento Remoto | 49 |
| 9.1.1 | <i>Lineamentos Regionais</i> | 49 |
| 9.1.2 | <i>Lineamentos locais</i> | 50 |
| 9.1.2.1 | <i>Escala 1:100.000</i> | 50 |
| 9.1.2.2 | <i>Escala 1:50.000</i> | 51 |

| | | |
|------------|--|-----------|
| 9.1.2.3 | Escala 1:25.000 | 52 |
| 9.2 | Geomorfologia | 53 |
| 9.3 | Mapeamento Geológico e Estrutural | 55 |
| 9.3.1 | <i>Unidades</i> | 58 |
| 9.3.1.1 | Rochas sedimentares | 58 |
| 9.3.1.2 | Rochas vulcânicas básicas..... | 59 |
| 9.3.1.3 | Rochas vulcânicas ácidas | 65 |
| 9.3.2 | <i>Geologia estrutural</i> | 67 |
| 9.4 | Pós Campo | 77 |
| 9.4.1 | <i>Densidade de Lineamentos</i> | 79 |
| 10. | DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS | 84 |
| 11. | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 88 |

1. INTRODUÇÃO

O Escudo Sul-rio-grandense (ESrg) é constituído, segundo Hartmann, Chemale e Philipp (2007), por processos de geração e deformação da crosta continental que formaram associações petrotectônicas durante dois ciclos orogênicos: o Transamazônico (2,26-2,00 Ga) e o Brasileiro (900-535 Ma). Devido à grande diversidade de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares do escudo, são encontrados diferentes tipos de mineralizações, sendo os sulfetos de metais base de Cu, Pb e Zn, associados ou não com metais preciosos como Au e Ag, os de maior destaque atualmente (LAUX *et al.*, 2021).

O cobre é um metal fundamental para o desenvolvimento econômico da nossa sociedade, sendo que a sua demanda aumentou constantemente desde o século XX, reflexo do aumento populacional mundial e da industrialização de diversos países (ELSHKAKI *et al.*, 2018). O município de Caçapava do Sul é historicamente reconhecido pela exploração mineral de cobre, tendo os primeiros trabalhos conduzidos no ano de 1888 na localidade de Minas do Camaquã (BETTENCOURT, 1972). Apesar da exploração mineral no município se concentrar atualmente na extração de calcário dolomítico (BORTOLOTTI, 1987; ANM, 2018), pesquisas voltadas no reconhecimento de novos depósitos e no comportamento estrutural das mineralizações de cobre são de extrema importância para o desenvolvimento econômico futuro, visto que, segundo Elshkaki *et al.* (2018), a demanda mundial de cobre pode dobrar até o ano de 2050.

A geologia estrutural é a ciência responsável pelo estudo de dobras, falhas e demais estruturas deformacionais que ocorrem na litosfera, os processos de deformação, bem como as ocorrências e a continuidade de tais estruturas. Estruturas rúpteis são geradas pelo acúmulo de esforços que superam o limite de ruptura de um local da crosta, implicando no rompimento das estruturas cristalinas em um nível atômico (FOSSEN, 2012). Nesse contexto, trabalhos que abordam o comportamento estrutural rúptil do Escudo Sul-rio-grandense ainda são escassos, citando-se Ribeiro, Bocchi e Figueiredo (1966), Travassos (2014) e Souza (2019). Já a relação entre as mineralizações cupríferas e a tectônica rúptil foi descrita por Ribeiro, Bocchi e Figueiredo (1966), levando em consideração a relação estrutural, estratigráfica e litológica da região caracterizada como o Polígono Cuprífero de Caçapava do Sul.

O presente trabalho tem como objetivo realizar um levantamento estrutural rúptil em diferentes escalas de uma porção da Serra de Santa Bárbara, no município de Caçapava do Sul, investigando as suas implicações com mineralizações de cobre.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

O objetivo geral deste trabalho concentra-se em realizar uma investigação geológica e estrutural de uma porção da Serra de Santa Bárbara no município de Caçapava do Sul, combinando técnicas de sensoriamento remoto e mapeamento geológico tendo como alvo a geologia estrutural rúptil e a sua relação com o processo de mineralização de cobre.

2.2 Objetivos específicos

Os objetivos específicos deste trabalho são:

- Reconhecer e catalogar lineamentos geomorfológicos em escalas 1:200.000, 1:100.000, 1:50.000 e 1:25.000 por meio de técnicas de sensoriamento remoto;
- Analisar a relação entre a densidade de lineamentos e o controle estrutural da área de estudo;
- Caracterizar as estruturas rúpteis em campo; e
- Debater sobre a influência da geologia estrutural da área nas mineralizações de cobre.

3. JUSTIFICATIVA

Grande parte dos trabalhos desenvolvidos sobre a tectônica do ESrg abordam principalmente o regime estrutural dúctil, enquanto trabalhos que tratam da geologia estrutural rúptil ainda são escassos. Apesar de existirem pesquisas que abordaram de forma mais geral lineamentos e falhas de maior amplitude (RIBEIRO, BOCCHI e FIGUEIREDO 1966; GASTAL & FERREIRA, 2013; TRAVASSOS, 2014), trabalhos que abordem essas estruturas em maior detalhe ainda são raros.

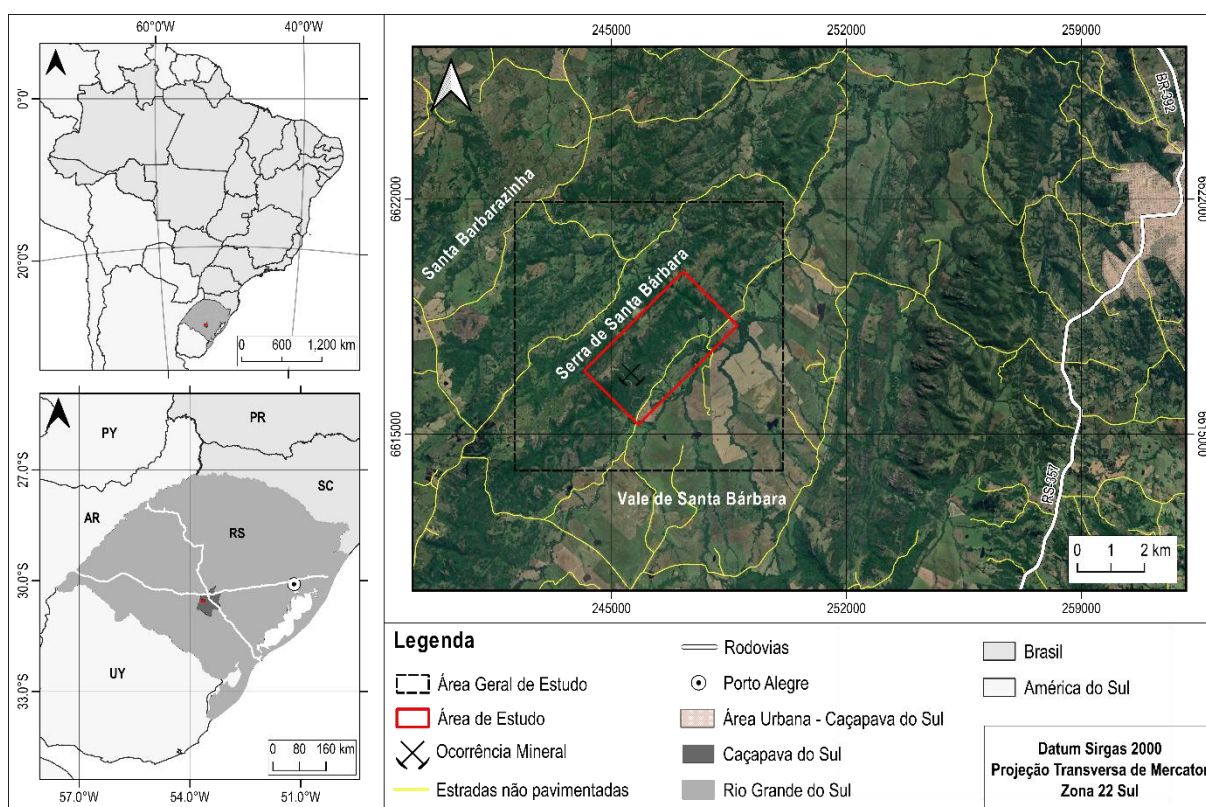
Tendo em vista a importância econômica e estratégica do cobre para o país, Juliani, Monteiro e Fernandes, (2016) destacam que será necessária a expansão das reservas brasileiras para atender as demandas internas. Logo, avanços no conhecimento de novos depósitos são essenciais, sendo a geologia estrutural fundamental para o reconhecimento do controle de muitos depósitos minerais. Neste sentido, avaliar a influência das estruturas rúpteis sobre as mineralizações de cobre na área de estudo possui grande relevância.

Além disso, fatores como a proximidade da área de estudo com as dependências da Unipampa, Campus Caçapava do Sul, bem como a disponibilidade de equipamentos, laboratórios, veículos e recursos humanos disponíveis tornam o projeto viável logística e financeiramente.

4. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está situada na carta topográfica Arroio Santa Bárbara (Folha SH.22-Y-A-IV-2; MI - 2995/2), na região da Serra de Santa Bárbara, aproximadamente 16 km a oeste do município de Caçapava do Sul, centro-sul do Rio Grande do Sul (Figura 1). A partir da cidade, a área de estudo pode ser acessada seguindo a Av. João Manoel de Lima e Silva, seguindo pela RS-357 em direção à Lavras do Sul por 3,5 km até a localidade da Vila do Segredo, onde tem uma estrada não pavimentada que segue para o sentido oeste por 10,5 km até o Cerro do Perau.

Figura 1 – Mapa de localização e situação da área de estudo.



Fonte: extraído e modificado de IBGE (2020).

5. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

5.1 Análise Estrutural

A geologia estrutural é um ramo da geologia que estuda a evolução da Terra, focada principalmente na reconstrução dos incontáveis eventos geológicos que movimentaram a crosta terrestre e a moldaram. É por meio dela que são definidos parâmetros como a geometria, continuidade, distribuição e origem das estruturas deformacionais (TWISS & MOORES, 2007).

Segundo Van der Pluijm & Marshak (2004), a análise estrutural é composta por: análise geométrica, com a caracterização da forma e disposição de estruturas no espaço; análise cinemática, para a definição da trajetória de movimentação em que as rochas passaram do seu estado indeformado para o deformado; análise da deformação a partir de métodos matemáticos; análise dinâmica para o entendimento da relação entre o estresse e a deformação; análise mecânica, que permite entender os processos de deformação desde a escala atômica até a escala de grão; e, por fim, análise tectônica, que relaciona processos tectônicos globais com estruturas em uma escala regional, levando em consideração a estratigrafia, petrologia e outras áreas das geociências.

Fossen (2012) salienta a importância da descrição objetiva e minuciosa de estruturas geológicas para a compreensão dos fatores que culminaram na deformação de rochas. Outro fator importante que deve ser considerado durante a análise estrutural segundo Van der Pluijm & Marshak (2004) é a escala de análise, onde a microescala é referente a estruturas visíveis em uma lâmina delgada, mesoescala é referente a estruturas presentes em um afloramento, que não se repetem em afloramentos próximos, e a macroescala é referente as feições estruturais que perturbam uma região inteira afetando diversos afloramentos até montanhas inteiras.

5.1.1 Deformação em Rochas

O termo deformação em geologia estrutural significa uma mudança da geometria inicial para uma geometria final ocasionada pela rotação ou translação de um corpo rígido, mudança de volume e/ou deformação interna (*distortion, strain*) de uma rocha (FOSSEN, 2012). Já o *stress* (σ) é definido por Van der Pluijm & Marshak (2004) como a intensidade da força que é aplicada dividida pela área da superfície

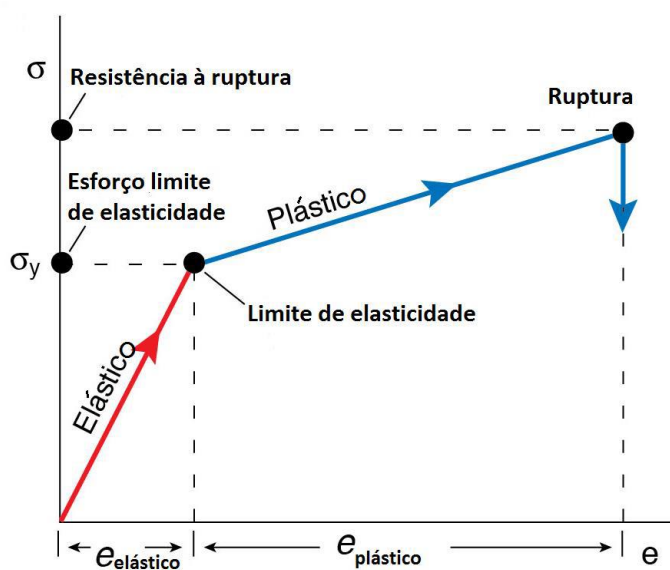
que a força está sendo distribuída. Logo, para descrever o comportamento cinemático das rochas sobre diferentes condições de pressão e temperatura é necessário relacionar o *stress* com o processo de deformação, levando em consideração também os aspectos reológicos do material (FOSSSEN, 2012; GHOSH, 1993).

Segundo Fossen (2012), as rochas podem reagir de diferentes formas quando um esforço é aplicado:

- Deformação Elástica: ocorre quando um esforço é aplicado e o material deforma-se sem haver quebra entre as suas ligações atômicas, voltando ao estado original quando o esforço é encerrado;
- Deformação Plástica: quando o limite de deformação elástica é atingido e o material deforma-se de forma plástica, ou seja, quando aquecidas, as rochas tendem a fluir e acumular deformações permanentes relacionadas à forma ou tamanho do corpo sem haver fraturamento;
- Ruptura: quando a deformação plástica excede o limite de ruptura e ocorre o fraturamento da rocha.

Os tipos de deformações citados anteriormente podem ser caracterizados por um gráfico que contém o *stress* (σ) no eixo vertical e a deformação (e) no eixo horizontal, como mostrado na Figura 2.

Figura 2 – Relação entre *stress* (σ) e deformação (e), Com progressão da deformação até o limite de resistência à ruptura.



Fonte: extraído de Fossen (2012).

5.1.2 Estruturas Rúpteis

Estruturas de deformação rúptil são geradas na crosta superior devido ao acúmulo de esforços que excedem o limite local de resistência à ruptura da crosta. O processo de deformação rúptil é caracterizado por mecanismos como o deslizamento friccional ao longo de contato de grãos, rotação e fraturamento de grãos (FOSSSEN, 2012). Enquanto a deformação dúctil ocorre quando o material deforma-se permanentemente sem perder a sua coesão, a deformação rúptil provoca a quebra do material em zonas ou superfícies de maior fraqueza (TWISS & MOORES, 2007). Como teu trabalho está focado na parte de deformação rúptil acho desnecessário descrever sobre a dúctil.

5.1.3 Fraturas

Fraturas são definidas por Fossen (2012) como uma descontinuidade plana ou subplana, delgada em uma direção em comparação às outras duas e formada pela ação tectônica externa ou pela liberação do calor interno ou residual de uma rocha. Além disso, a maioria das fraturas é caracterizada pela redução ou perda de coesão ao longo de superfícies de rochas e minerais (TWISS & MOORES, 2007; FOSSSEN, 2012).

As fraturas podem ser classificadas geralmente como fraturas de cisalhamento ou superfície de deslizamento, fraturas abertas ou de extensão e fraturas de fechamento ou contração (Figura 3) (FOSSSEN, 2012).

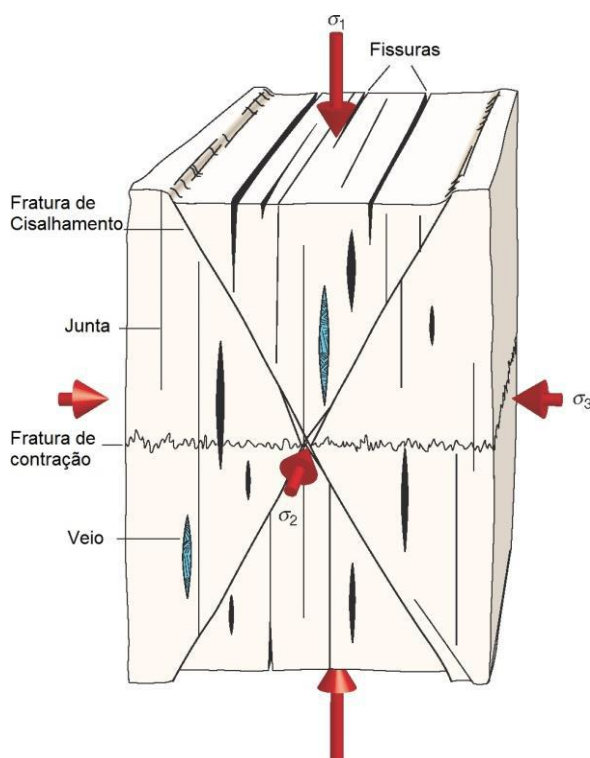
O termo fratura de cisalhamento é utilizado para caracterizar fraturas com deslocamento pequeno, na escala de milímetros a decímetros (VAN DER PLUIJM & MARSHAK, 2004; FOSSSEN, 2012). Geralmente desenvolvem-se de forma oblíqua em relação ao σ_1 e σ_3 . Esse tipo de fratura tende a formar pares conjugados e são geradas em condições de temperatura e pressão da crosta superior (FOSSSEN, 2012).

Fraturas extensionais desenvolvem-se perpendiculares ao σ_3 , deformando de forma perpendicular à direção de estiramento quando uma tração é aplicada e de forma paralela ao eixo de compressão quando uma força compressiva é aplicada (FOSSSEN, 2012). As fraturas extensionais podem ser classificadas como juntas, veios, fissuras, diques ou disjunções colunares (VAN DER PLUIJM & MARSHAK, 2004; TWISS & MOORES, 2007).

As juntas ou fissuras são estruturas em que o deslocamento do plano de cisalhamento é ínfimo. Quando este espaço é preenchido por minerais precipitados de uma solução aquosa, essa feição é caracterizada como um veio. Caso uma junta seja preenchida por sedimentos ou rochas ígneas originárias de outro local, são classificadas como diques (GHOSH, 1993; VAN DER PLUIJM & MARSHAK, 2004; TWISS & MOORES, 2007). Já as disjunções colunares são fraturas extensionais geradas durante o alívio de pressão e temperatura que formam colunas de formato hexagonais características de corpos ígneos intrusivos como diques e sills ou de derrames de rochas básicas (TWISS & MOORES, 2007).

Fraturas contracionais são estruturas de compactação que apresentam uma superfície muito irregular. Essas feições podem ser chamadas também de fraturas de fechamento (ou contração) ou estilolitos (FOSSSEN, 2012).

Figura 3 – Principais tipos de fraturas: fraturas extensionais, de cisalhamento e de contração.



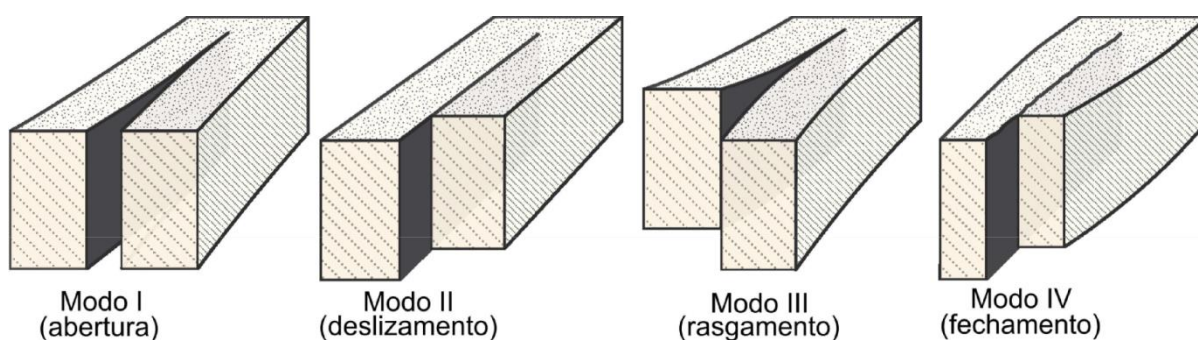
Fonte: extraído de Fossen (2012).

A mecânica de fraturas define alguns parâmetros para a classificação dessas estruturas relacionadas ao modo de propagação. Diferentes autores definem três modos principais: I, II e III. Fossen (2012) salienta também a importância desse tipo de classificação para identificar aspectos como a percolação de fluidos pela rocha.

No Modo I, de abertura ou extensional, o deslocamento é perpendicular às paredes da fratura. Esse modo está relacionado principalmente com a geração de juntas, fissuras, veios e diques. Os modos II e III fazem parte do comportamento de estruturas de cisalhamento. No Modo II, de deslizamento, os movimentos do plano de cisalhamento são paralelos à superfície da fratura e perpendiculares à borda da fratura. Já no Modo III, de rasgamento, os movimentos do plano de cisalhamento são perpendiculares à superfície da fratura quanto à ponta de propagação da fratura (VAN DER PLUIJM & MARSHAK, 2004; TWISS & MOORES, 2007; POLLARD & FLETCHER, 2005; FOSSEN, 2012).

Além dos três modos citados acima e caracterizados por diversos autores, Fossen (2012) ainda adiciona um Modo IV, de fechamento, para caracterizar estruturas contracionais, como os estilólitos, conforme a Figura 4.

Figura 4 – Modos de propagação de fraturas.



Fonte: modificado de Fossen (2012).

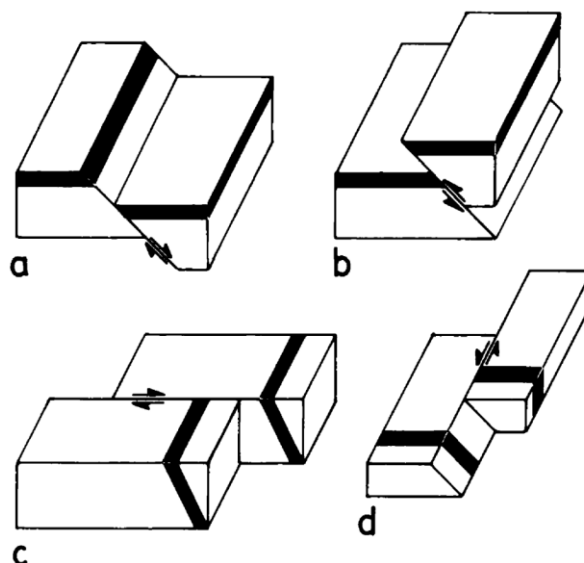
5.1.4 Falhas

Falhas são estruturas geradas por cisalhamento e provocam um deslocamento de uma superfície ou faixa estreita. São muito mais complexas que as fraturas, pois tendem a originar rejeitos na ordem de 1 metro ou mais. Além disso, apresentam uma zona central, onde o cisalhamento é mais intenso, com zonas adjacentes com pontos de cisalhamento de menor intensidade e fraturas subordinadas (FOSSEN, 2012).

As falhas podem ser classificadas de acordo com a sua cinemática, sendo elas falhas normais, inversas ou transcorrentes (Figura 5). Uma falha normal é originada quando o bloco superior (capa ou teto) sofre um rebaixamento em relação ao bloco inferior (lapa ou muro). Já uma falha inversa origina-se quando o bloco superior é soerguido sobre o bloco inferior. Uma falha transcorrente é gerada pelo deslocamento

horizontal entre os blocos, sendo classificado como dextral, quando o bloco da direita se movimenta em relação ao esquerdo. Já uma falha transcorrente sinistral ocorre quando o bloco da esquerda se movimenta em relação ao da direita (GHOSH 1993; VAN DER PLUIJM & MARSHAK, 2004; TWISS & MOORES, 2007; FOSSEN, 2012).

Figura 5 – Geometria e cinemática dos tipos de falhas. a) Falha normal; b) Falha inversa; c) Falha transcorrente dextral; d) Falha transcorrente sinistral.



Fonte: extraído de Ghosh (1993).

Zonas de falha podem ser identificadas a partir de características fisiográficas da superfície como, por exemplo, o alinhamento preferencial de cristas topográficas e de drenagens do terreno. Por vezes, mudanças no padrão de vegetação, que aparecem como lineamentos em imagens de sensoriamento remoto, também são verificadas. Além disso, falhas que não afetam o relevo diretamente podem ser identificadas e interpretadas a partir de características de campo, como rochas de falha, estrias e zonas de cataclase (VAN DER PLUIJM & MARSHAK, 2004).

5.1.5 Lineamentos

O'Leary *et al.* (1976) definem um lineamento como uma feição linear simples ou composta da superfície que pode ser mapeável, podendo ser retilínea ou levemente curvilínea, e que reflete um fenômeno em subsuperfície. Os lineamentos são expressões geomorfológicas do terreno, definidos por alinhamentos estruturalmente controlados de feições topográficas alinhadas, como cumes, cristas,

depressões, vales ou escarpas. Essas feições geralmente estão associadas a estruturas geológicas, como falhas, dobras, diques, camadas, fraturas ou ainda contatos entre diferentes litologias (VAN DER PLUIJM & MARSHAK, 2004).

O tamanho de um lineamento vai depender diretamente da escala de mapeamento. Logo, lineamentos traçados em uma escala menor podem ser considerados como uma única unidade no mapa, enquanto em uma escala maior as feições que constituíram um lineamento único em uma escala menor podem ser descontínuas (O'LEARY *et al.*, 1976).

5.2 Sensoriamento Remoto

O sensoriamento remoto pode ser definido como uma técnica de detecção e medição quantitativa das respostas das interações da radiação eletromagnética com os materiais da superfície terrestre a partir de sensores, sem que haja contato físico com o objeto (MENESES e ALMEIDA, 2012).

A obtenção de dados de sensoriamento remoto depende da radiação eletromagnética (REM) que é responsável por transmitir as informações do alvo para o sensor (NOVO, 2010).

A energia luminosa, que pode ser de fonte natural como o sol ou fonte artificial, interage de forma diferente com os alvos da superfície terrestre, dependendo principalmente das propriedades físico-químicas deste material. Devido à variação na composição dos elementos da superfície terrestre, a energia é absorvida e refletida de forma diferente por distintos materiais, fazendo com que cada objeto possua a sua própria assinatura espectral (FIGUEREDO, 2005).

Os sensores são máquinas fotográficas fundamentais para a aquisição dos dados de sensoriamento remoto. Eles capturam a REM proveniente da superfície terrestre e transformam a energia conduzida pela onda em um pulso eletrônico ou valor digital proporcional à intensidade desta energia (MENESES e ALMEIDA, 2012).

A grande diversidade de sensores e satélites produz diferentes tipos de imagens digitais da superfície terrestre. Essas imagens são constituídas por valores numéricos correspondentes aos *pixels* da imagem. Esses *pixels* apresentam o mesmo tamanho e armazenam um valor proporcional à intensidade da REM proveniente do alvo do sensor (FIGUEREDO, 2005).

Dentre os diferentes produtos de sensoriamento remoto, os modelos digitais de elevação apresentam diversas aplicações na geologia. Um Modelo Digital de Elevação (MDE) corresponde a uma matriz ordenada de números que representam a distribuição espacial das elevações da superfície terrestre. Com este produto cartográfico é possível visualizar a topografia do terreno, a distribuição de rochas, estruturas e a relação com feições morfológicas e a distribuição de lineamentos (GUPTA, 2017).

6. CONTEXTO GEOLÓGICO

Na área de estudo afloram rochas do Grupo Santa Bárbara, que faz parte da Bacia do Camaquã (BC), a qual compreende sequências vulcanossedimentares do período Ediacarano ao Eopaleozoico, inserida no contexto geotectônico do Escudo Sul-rio-grandense (ESrg). A Bacia do Camaquã representa um sistema de bacias sedimentares tardi a pós tectônicas formadas nas últimas fases do Ciclo Brasileiro e do Cinturão Dom Feliciano (Heilbron *et al.*, 2004; Teixeira *et al.*, 2004; Borba, 2006;), porção sul da Província Mantiqueira.

6.1 Província Mantiqueira

A Província Mantiqueira (PM) está localizada ao longo da costa atlântica do sudoeste e sul brasileiro, limitada pelas províncias São Francisco, Tocantins, Paraná e pelas bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas (HEILBRON *et al.*, 2004). Representa um sistema orogênico gerado no Neoproterozoico, com terrenos que foram agregados há aproximadamente 560 Ma e deram origem ao Supercontinente Gondwana Ocidental (ALMEIDA *et al.*, 1981; HEILBRON *et al.*, 2004). A província pode ser subdividida nos setores Setentrional (Orógeno Araçuaí), Central (Orógeno Ribeira) e Meridional (São Gabriel e Dom Feliciano), estendendo-se desde a latitude 15 °S até o Uruguai, com cerca de 3.000 km de extensão e com orientação NNE–SSW (HEILBRON *et al.*, 2004).

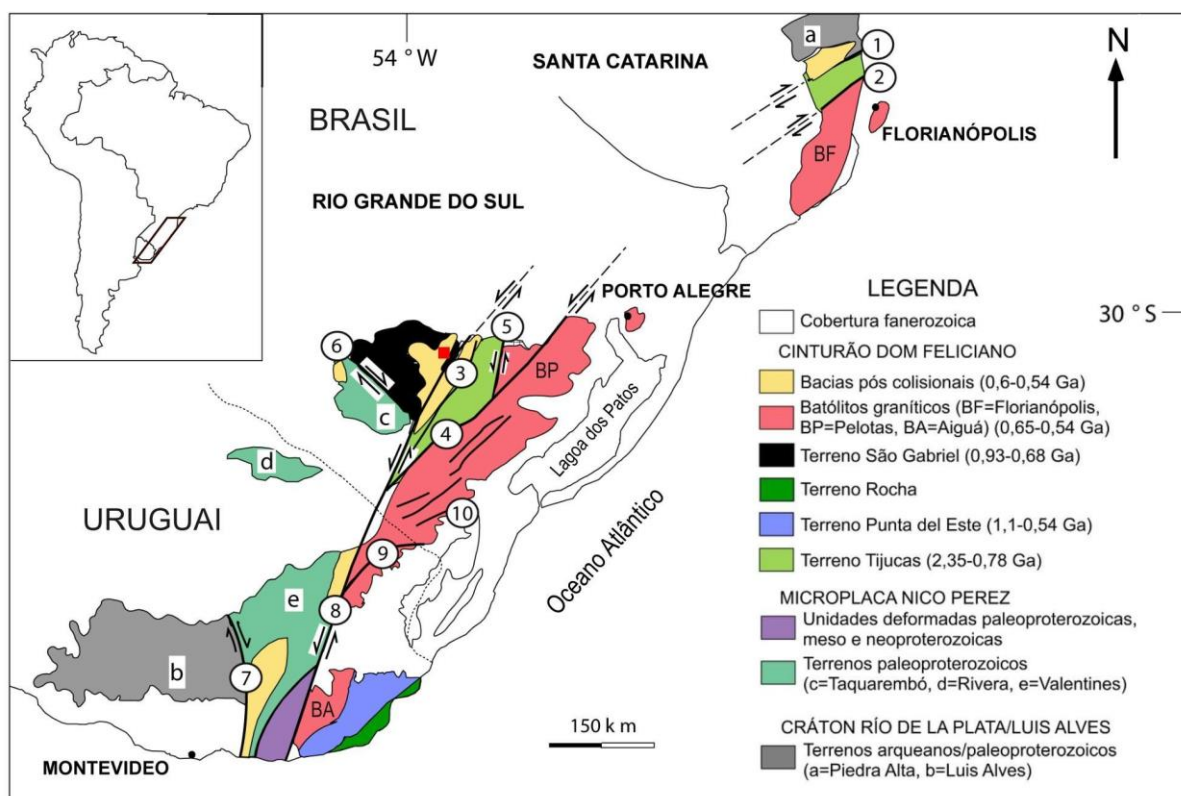
Segundo Heilbron *et al.* (2004), a Província Mantiqueira preserva importantes registros tectônicos, magmáticos e sedimentares do Arqueano, Paleoproterozoico, Mesoproterozoico e a evolução do Neoproterozoico ao Cambriano, relacionados principalmente ao Ciclo Brasileiro.

6.2 Escudo Sul-riograndense (ESgr)

O ESgr é definido por Hartmann, Chemale e Philipp (2007) como resultado de processos de geração e deformação da crosta continental desenvolvidos durante dois ciclos orogênicos, o Transamazônico (2,26-2,00 Ga) e o Brasileiro (900-535 Ma). O escudo pode ser dividido em quatro unidades tectono-estratigráficas que apresentam características geológicas, geoquímicas, estruturais e geotectônicas distintas, sendo essas unidades representadas na Figura (6) como o Terreno São Gabriel, o Terreno Tijucas, o Batólito Pelotas e o Bloco Taquarembó (PHILIPP *et al.*, 2016).

Os domínios geotectônicos São Gabriel (a oeste), Tijucas (centro) e o Batólito Pelotas (a leste) constituem o Cinturão Dom Feliciano. O cinturão apresenta uma estrutura alongada na direção NE-SW desenvolvida durante a colisão entre os crátons Rio de La Plata, Congo e Kalahari durante o Neoproterozoico (PHILIPP *et al.*, 2016). O Bloco Taquarembó está localizado na porção sudoeste do escudo e compreende fragmentos da Microplaca Nico Perez com rochas de idade Paleoproterozoica (HARTMANN, CHEMALE e PHILIPP, 2007; PHILIPP, PIMENTEL e CHEMALE, 2016).

Figura 6 – Mapa geológico dos escudos do sul do Brasil e do Uruguai. Zonas de cisalhamento dúcteis: 1 – Itajai-Perimbó, 2 – Major Gercino, 3 – Caçapava do Sul, 4 – Dorsal de Canguçu, 5 – Passo do Marinheiro, 6 – Ibaré, 7 – Sarandí del Yí, 8 – Sierra Ballena, 9 – Cerro Amaro, 10 – Arroio Grande. A área de estudo está assinalada pelo polígono vermelho.



Fonte: modificado de Philipp, Pimentel e Chemale (2016).

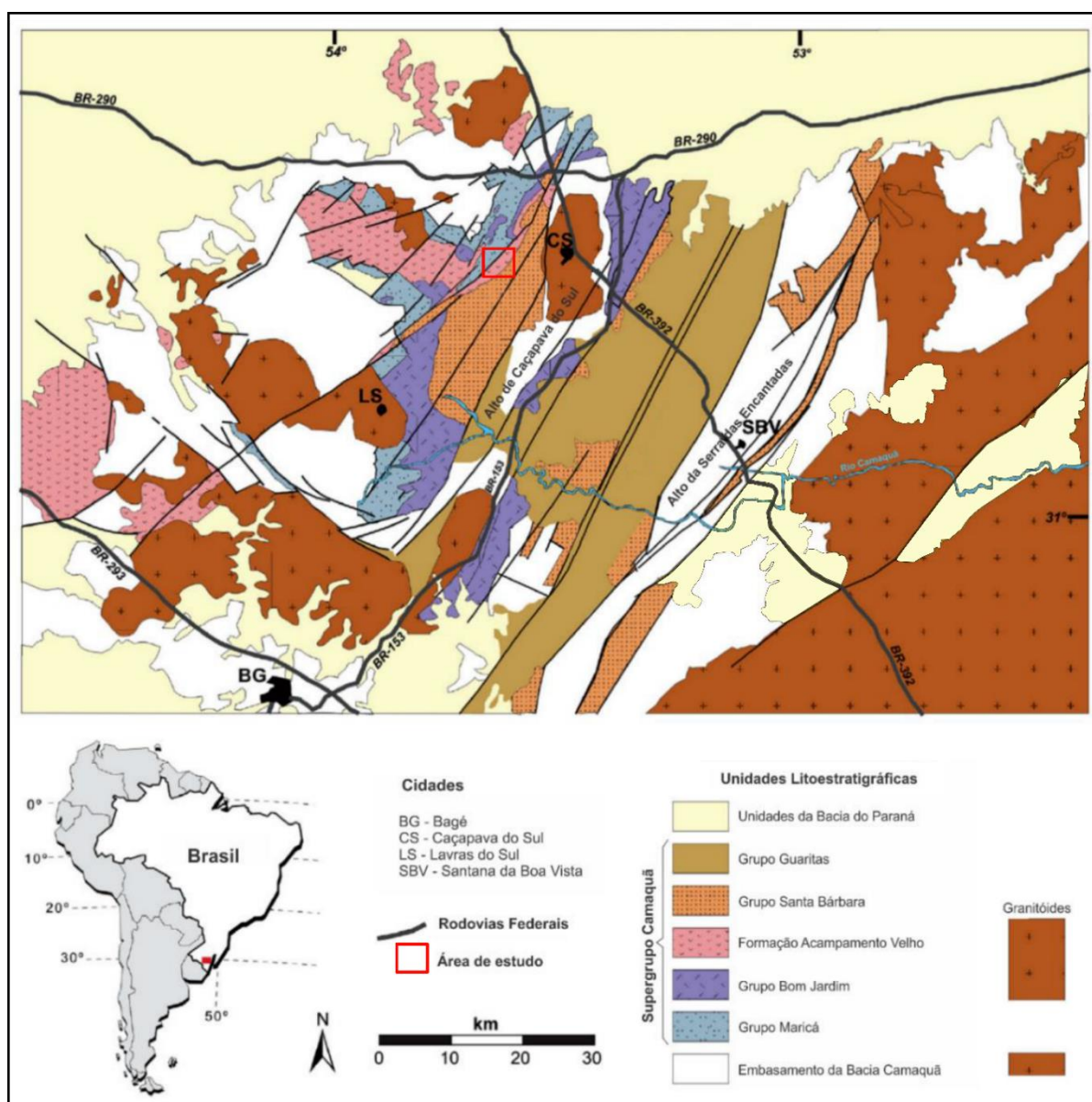
6.3 Bacia do Camaquã (BC)

A Bacia do Camaquã (BC) compreende sequências vulcano-sedimentares resultantes da superimposição de diversas bacias independentes depositadas nos estágios finais do Ciclo Brasileiro entre 650 e 540 Ma (FRAGOSO CESAR *et al.*, 2003; BORBA *et al.*, 2006; PAIM, CHEMALE e WILDNER, 2014).

A tectônica da BC é associada a um sistema de riftes intracontinentais anorogênicos de direção preferencial NNE-SSW. A evolução tectono-sedimentar da bacia foi condicionada pelo soerguimento de altos do embasamento, como o Alto de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas, que são limitados por um sistema de falhas NNE-SSW de mergulho acentuado ou zonas de falhas que se formaram em um ambiente extensional e que posteriormente foram reativadas com movimento transcorrente, dividindo a BC em três sub-bacias: Camaquã Ocidental, Camaquã Central e Camaquã Oriental (FRAGOSO CESAR *et al.*, 2003; ALMEIDA *et al.*, 2009).

A divisão da BC já foi abordada de diferentes perspectivas ao longo do avanço do conhecimento sobre as unidades que compõem a bacia, conforme apresentado na Figura 7, onde é encontrada uma síntese dos trabalhos realizados referentes às unidades estratigráficas da Bacia do Camaquã. Neste trabalho serão consideradas as unidades: Maricá, Bom Jardim, Acampamento Velho, Santa Bárbara e Guaritas, conforme a divisão proposta por Fragoso Cesar *et al.* (2003) (Figura 7).

Figura 7 – Mapa geológico das unidades da Bacia do Camaquã, em vermelho a área de estudo.



Fonte: extraído e modificado de Almeida (2005).

O Grupo Maricá é a unidade inferior da Bacia do Camaquã e apresenta uma discordância angular com o Grupo Bom Jardim (PAIM, CHEMALE e WILDNER, 2014). Borba *et al.* (2008) obtiveram uma idade de $630,2 \pm 3,4$ Ma a partir da datação por U-Pb de seixos de rocha piroclástica da unidade superior do grupo, enquanto Almeida *et al.* (2012) obtiveram uma idade de 601 ± 13 Ma a partir de zircões de arenitos.

Seguindo a proposta de Pelosi & Frago-Cesar (2003), o grupo Marica é dividido nas seguintes formações: (i) Passo da Promessa (inferior), interpretada como um ambiente fluvial entrelaçado; (ii) São Rafael (média), interpretada como um ambiente marinho; e (iii) Arroio América (superior) interpretada como um ambiente

fluvial (BORBA, MARASCHIN e MIZUSAKI *et al.*, 2007). Além disso, as rochas desse grupo são intrudidas por rochas vulcânicas do Grupo Bom Jardim e Acampamento Velho (FAMBRINI, 2003; BORBA, MARASCHIN e MIZUSAKI, 2007) e representam uma bacia de antepas de retroarco (PAIM, CHEMALE e WILDNER, 2014).

O Grupo Bom Jardim é limitado por duas discordâncias angulares, pelo grupo Maricá na base e pela Formação Acampamento Velho no topo (ALMEIDA *et al.*, 2012). Rochas vulcânicas dessa unidade, referentes à Formação Hilário, foram datadas pelo método U-Pb, obtendo uma idade de $590,5 \pm 5,7$ Ma (Janikian *et al.*, 2008). A datação realizada por Almeida *et al.* (2012), por meio de amostras de lamprófios, indicou uma idade de $591,8 \pm 3$ Ma.

Este grupo é dividido de acordo com Janikian *et al.* (2003), nas seguintes formações: (i) Cerro da Angélica (inferior), interpretado como ambientes de leques sublacustres e leques deltaicos; (ii) Hilário (média), interpretado como ambientes continentais subaquáticos associado a rochas vulcânicas basálticas, andesíticas, riolitos e rochas piroclásticas; e Picada das Graças (superior), interpretado como ambientes deltaicos e fluviais. A deposição do Grupo Bom Jardim ocorreu em uma bacia transcorrente *strike-slip* (PAIM, CHEMALE e WILDNER, 2014).

A Formação Acampamento Velho (FAV) é caracterizada por um vulcanismo bimodal, gerado em um ambiente subaéreo, com o predomínio de rochas ácidas (piroclásticas e derrames de riolito) no topo e básicas na base (ALMEIDA *et al.*, 2002; JANIKIAN *et al.*, 2005). Diferentes autores realizaram investigações geocronológicas das rochas da FAV. Sommer *et al.* (2005) obtiveram uma idade de 549 ± 5 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão) de rochas riolíticas hipabissais na região do Platô da Ramada, enquanto na região de Caçapava do Sul Almeida *et al.* (2012) dataram zircões das rochas básicas da FAV por U-Pb em 553 ± 5 Ma. Recentemente, Matté *et al.* (2016) obtiveram idades de até 574 ± 7 Ma para o magmatismo da FAV, inserindo esta unidade como basal no Grupo Santa Bárbara. Esta unidade apresenta uma discordância angular com as rochas do Grupo Maricá e Bom Jardim (JANIKIAN *et al.*, 2005) e a deposição das rochas vulcânicas ocorreu em uma bacia extensional tipo rifte extensional (PAIM, CHEMALE e WILDNER, 2014).

O Grupo Santa Bárbara (GSB) apresenta discordância angular em relação ao Grupo Bom Jardim e a Formação Acampamento Velho e contato tectônico com as rochas do embasamento (FAMBRINE, 2003). A deposição máxima do GSB, segundo a análise de zircões detríticos de arenitos por Bicca *et al.* (2013), foi de $566 \pm 6,9$ Ma.

Oliveira *et al.* (2014) obtiveram uma idade máxima de $567,9 \pm 5,9$ Ma, aplicando o mesmo método em siltitos da base do grupo.

Segundo Fambrini *et al.* (2005), o grupo está dividido nas seguintes formações: (i) Estância Santa Fé (inferior), interpretada como sistemas fluviais de rios entrelaçados; (ii) Seival, interpretada como ambientes marinhos rasos com ação de marés; (iii) Serra dos Lanceiros, interpretado como ambiente fluvial de rios entrelaçados; (iv) Arroio Umbu, interpretado como ambientes lacustres; e (v) Pedra do Segredo (superior), interpretada como ambientes de leques aluviais proximais e rios entrelaçados. A deposição do Grupo Santa Bárbara ocorreu em uma bacia extensional tipo rifte extensional (PAIM, CHEMALE e WILDNER, 2014).

O Grupo Guaritas é a unidade superior do Supergrupo Camaquã e está separado do Grupo Santa Bárbara por uma descontinuidade angular regional, indicando que a deposição do Grupo Guaritas ocorreu durante um evento tectônico diferente, em um novo ciclo de subsidência (ALMEIDA *et al.*, 2009). A pesquisa conduzida por Hartmann *et al.* (2008) indicou uma idade de 535 ± 10 Ma para o grupo, que foi obtida através da datação U-Pb de zircões detríticos obtidos em amostras de arenitos na base da Formação Varzinha.

Segundo Almeida *et al.* (2009), o Grupo Guaritas pode ser dividido nas seguintes formações: (i) Guarda Velha (basal), interpretada como ambientes de sistemas fluviais dominados por carga de fundo; (ii) Varzinha, interpretada como ambientes de planície de inundação; (iii) Pedra Pintada, interpretada como um ambiente eólico com interdunas; (iv) Pedra das Torrinhas, interpretada como ambientes de leques aluviais correspondentes às formações anteriores; e (v) Serra do Apertado (superior), interpretada como ambiente de canais fluviais dominados por carga de fundo. A deposição das rochas desse grupo ocorreu em uma bacia extensional tipo rifte (PAIM, CHEMALE e WILDNER, 2014).

Vinculado a este grupo ocorrem rochas vulcânicas do Membro Rodeio Velho (*sensu* Ribeiro, Bocchi e Figueiredo, 1966), que correspondem ao último evento vulcânico da Bacia do Camaquã. Apesar de trabalhos como o de Fragoso-César *et al.* (1999) caracterizarem essas rochas como intrusivas, posteriores ao Grupo Guaritas e adotando o termo Suíte Intrusiva Rodeio Velho, segundo Almeida *et al.* (2003) as rochas do Membro Rodeio Velho são contemporâneas ao GG, com evidências claras de interação vulcanossedimenter apresentadas por Petry (2006). Almeida *et al.* (2012)

obtiveram a idade de $547 \pm 6,3$ Ma, por meio da datação U-Pb de cristais de zircão obtidos em amostras de basalto.

Abaixo na Tabela 1 é apresentada uma síntese das idades obtidas para as unidades que fazem parte da Bacia do Camaquã.

Tabela 1 – Compilação das idades descritas para os grupos da área.

| Unidade | Idade | Método | Referência |
|-------------------------------------|--------------------|---------------|-------------------------------|
| Rodeio Velho | $547 \pm 6,3$ Ma | U-Pb | Almeida <i>et al.</i> (2012) |
| Grupo Guaritas | 535 ± 10 Ma | U-Pb | Hartmann <i>et al.</i> (2008) |
| Grupo Santa Bárbara | $567,9 \pm 5,9$ Ma | U-Pb | Oliveira <i>et al.</i> (2014) |
| | $566 \pm 6,9$ Ma | U-Pb | Bicca <i>et al.</i> (2013) |
| Formação Acampamento Velho | 574 ± 7 Ma | U-Pb | Matté <i>et al.</i> (2016) |
| | 553 ± 5 Ma | U-Pb | Almeida <i>et al.</i> (2012) |
| | 549 ± 5 Ma | U-Pb | Sommer <i>et al.</i> (2005) |
| Grupo Bom Jardim (Formação Hilário) | $591,8 \pm 3$ Ma | U-Pb | Almeida <i>et al.</i> (2012) |
| | $590 \pm 5,7$ Ma | U-Pb | Janikian <i>et al.</i> (2008) |
| Grupo Maricá | 601 ± 13 Ma | U-Pb | Almeida <i>et al.</i> (2012) |
| | $630,2 \pm 3,4$ Ma | U-Pb | Borba <i>et al.</i> (2008) |

Fonte: compilado pelo autor.

6.4 Contexto Geológico Local

A região da Serra de Santa Bárbara, em Caçapava do Sul – RS, já foi abordada por diferentes autores, que realizaram trabalhos de mapeamento geológico seguindo diferentes propostas de classificação litológica, estratigráfica e estrutural. Abaixo serão apresentados os mapas e a descrição das litologias e estruturas inseridas dentro da área de estudo de alguns trabalhos realizados na região e as respectivas classificações que os autores propuseram.

Ribeiro e Carraro (1971), no trabalho “*Geotectonic map of the Caçapava do Sul Region RS-Brazil*”, de escala 1:100.000, reconheceram na área de estudo quatro unidades estratigráficas, classificadas como: Formação Maricá, Formação Hilário, Membro Acampamento Velho e Formação Santa Bárbara. Aqueles autores relatam que a área está situada entre duas falhas regionais de direção NE-SW (Figura 8).

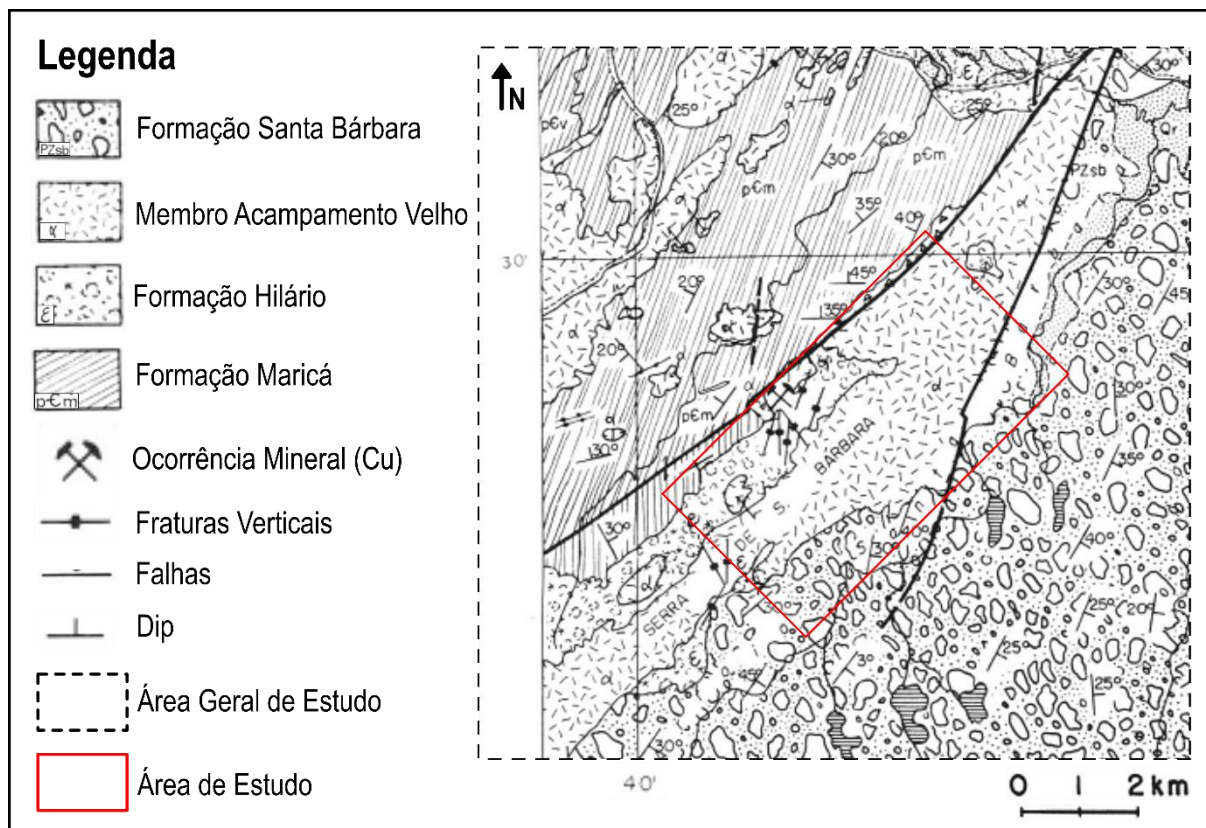
A Formação Maricá é constituída de arenitos arcoseanos que, por vezes, apresentam raros clastos de rochas vulcânicas e podem aparecer intercalados com finas camadas de siltitos e grauvacas. Segundo Ribeiro e Carraro (1971), essas rochas estão localizadas numa estreita faixa próximo ao limite na porção sudoeste da área de estudo.

As rochas da Formação Hilário, segundo Ribeiro e Carraro (1971), são caracterizadas por um intenso vulcanismo andesítico, representado por rochas intrusivas, tufo e derrames de lavas. Na área de estudo estas rochas estão dispostas em uma faixa alongada na direção NE-SW. Ocorrem também no contato com o Membro Acampamento Velho, próximo à ocorrência mineral Crespos, apresentando fraturas verticais multidirecionais, com o predomínio de fraturas N-S.

O Membro Acampamento Velho, unidade predominante na área de estudo e onde a ocorrência mineral Crespos está localizada, é caracterizado por rochas vulcânicas riolíticas intensamente fraturadas, ocorrendo fraturas verticais de direção N-S e NW-SW no limite sudoeste da área de estudo (RIBEIRO e CARRARO, 1971).

A Formação Santa Bárbara, segundo Ribeiro e Carraro (1971), é constituída por conglomerado com estratificação cruzada, arenitos arcoseanos de granulometria variando de fina a grossa, siltitos e grauvacas.

Figura 8 – Mapa geológico e geotectônico da região de Caçapava do Sul, segundo Ribeiro e Carraro (1971).

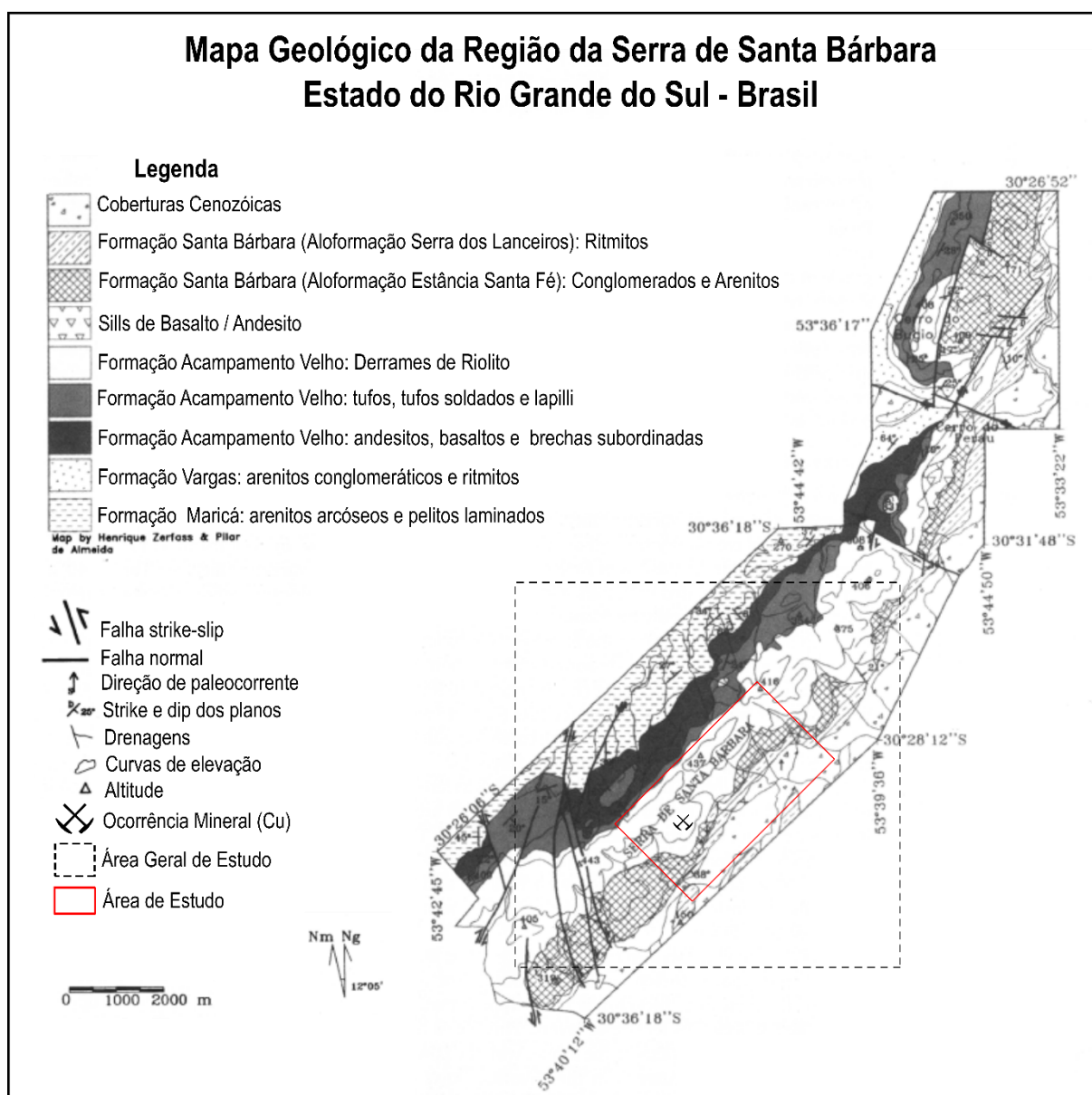


Fonte: extraído e modificado de Ribeiro e Carraro (1971).

Almeida *et al.* (2002) realizaram o mapeamento em uma escala de 1:200.000 e a caracterização geoquímica das rochas vulcânicas na Serra de Santa Bárbara (Figura 9). Na área de estudo foram encontradas rochas referentes à Formação Santa Bárbara e à Formação Acampamento Velho. Também foram identificadas falhas verticais e subverticais atravessando a serra em diferentes pontos na área geral de estudo, sendo caracterizadas em sua grande maioria como normais de direção N-S e NE-SW, ocorrendo algumas poucas de caráter inverso.

Referente às rochas da Formação Santa Bárbara, Almeida *et al.* (2002) descreveram a presença de conglomerados pertencentes à Aloformação Santa Fé e ritmitos pertencentes à Aloformação Lanceiros. Essas unidades ocupam uma faixa central da área de estudo, alongada na direção NE-SW. Acima dessas rochas ocorrem derrames de riolito que estão dispostos na forma de camadas contínuas de diferentes espessuras, referentes à Formação Acampamento Velho.

Figura 9 – Mapa geológico da Serra de Santa Bárbara segundo Almeida *et al.* (2002).



Fonte: extraído e modificado de Almeida *et al.* (2002).

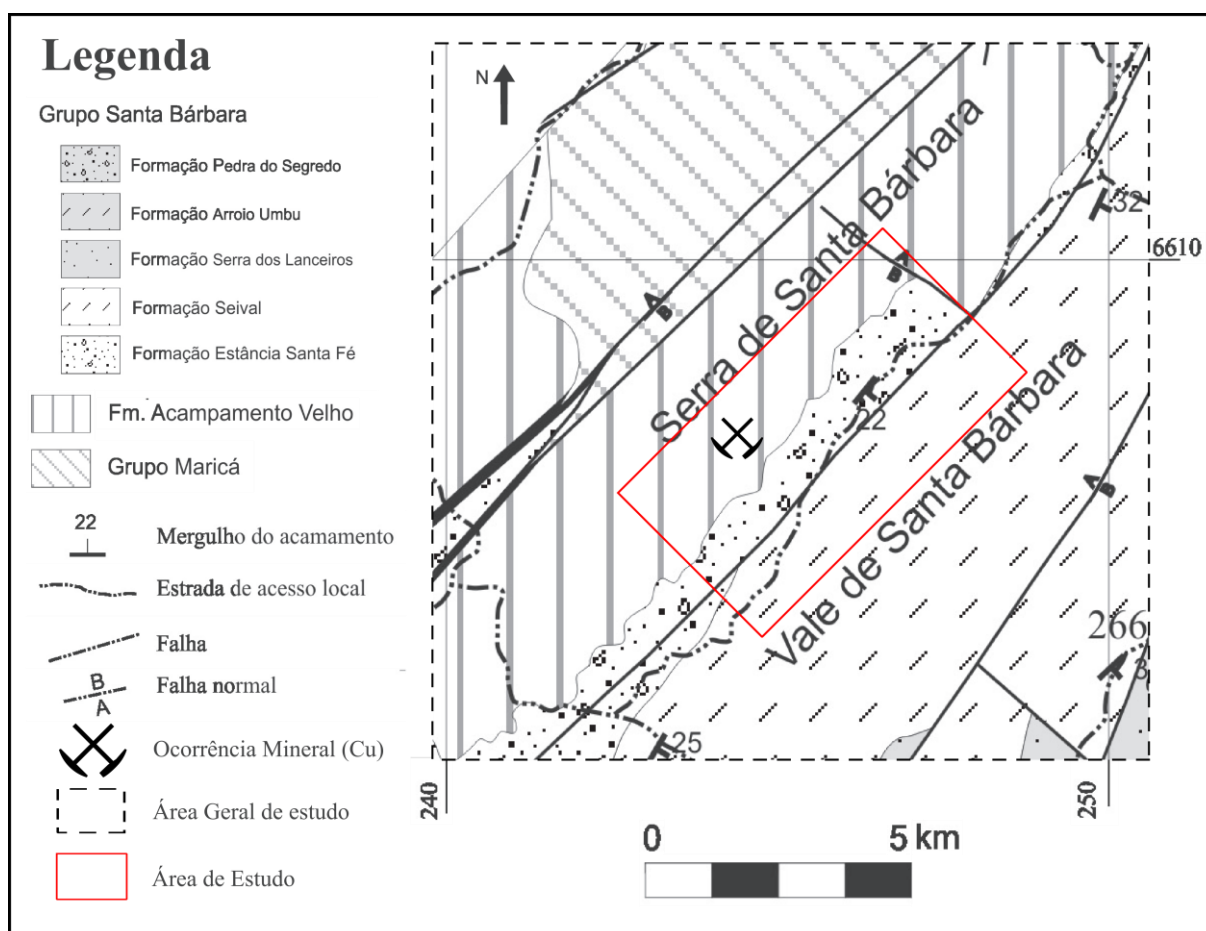
Fambrini (2003) realizou o mapeamento geológico na Sub-Bacia Camaquã Ocidental na escala de 1:50.000 com foco na evolução estratigráfica do Grupo Santa Bárbara. Segundo aquele autor, na área de estudo ocorrem três unidades: Formação Acampamento Velho e as rochas do Grupo Santa Bárbara, representa pela Formação Estância Santa Fé e pela Formação Seival (Figura 10).

A Formação Acampamento Velho é constituída por riolitos porfíricos e piroclásticas associadas, como brechas vulcânicas e tufos. Na porção mais a nordeste da área de estudo ocorre um contato controlado por uma falha normal de direção NW-

SE, entre a Formação Acampamento Velho e a Formação Estância Santa Fé (FAMBRINI, 2003).

A Formação Estância Santa Fé é a unidade basal do Grupo Santa Bárbara, sendo caracterizada por conglomerados estratificados, arenitos com estratificação cruzada acanalada, arenitos finos e siltitos. Já a Formação Seival é constituída por arenitos finos micáceos e siltitos em intercalações rítmicas (FAMBRINI, 2003). O contato entre essas duas formações na área de estudo é controlado por uma falha normal de direção NE-SW.

Figura 10 – Mapa geológico segundo Fambrini (2003).



Fonte: extraído e modificado de Fambrini (2003) e Fambrini *et al.* (2006).

7. ESTRUTURAS RÚPTEIS E OCORRÊNCIAS MINERAIS – TRABALHOS ANTERIORES

7.1 Estruturas Rúpteis no ESrg

Ribeiro, Bocchi e Figueiredo (1966) identificaram na Quadrícula de Caçapava do Sul uma série de falhamentos que apresentam grande importância no contexto das atividades magmáticas e mineralizações presentes na região, destacando dois sistemas de falhamentos principais: o Sistema de Falhas Irapuá (SFI) e o Sistema de Falhas Cerro da Vigia (SFCV).

O SFI compreende falhas de direção NE-SW, responsáveis pelo controle de mineralizações de cobre e que podem ser divididas entre doze zonas de falhas principais, estando entre elas a Zona de Falha de Santa Bárbara. As zonas principais são compostas por várias falhas individuais que apresentam tensão subsidiária em ângulos de 35° a 45° com a falha principal (RIBEIRO, BOCCHI e FIGUEIREDO 1966). As falhas secundárias apresentam uma característica tensional, gerando brechas que apresentam propriedades hidrodinâmicas que facilitam o transporte de soluções e a deposição de minérios (RIBEIRO, BOCCHI e FIGUEIREDO 1966). O SFCV apresenta falhas de direção NW-SE compostas por fraturas tensionais que originadas em uma fase tectônica mais tardia, após a deposição do Grupo Santa Bárbara até o Grupo Guaritas. As falhas deste sistema apresentam deslocamento lateral e rejeito vertical moderado, sendo que muitas delas são preenchidas por diques de diabásio (RIBEIRO, BOCCHI e FIGUEIREDO 1966).

Picada (1971) definiu quatro sistemas de falhas principais, indicando que o ESgr apresenta-se intensamente fraturado, tendo diversas fases de reativação de fraturas ao decorrer da evolução do tempo geológico. Os sistemas definidos foram: Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu (SFDC); Sistema de Falhas Passo do Marinheiro (SFPM); Sistema de Falhas Açotéia-Piquirí (SFAP) e um Sistema de Falhas Noroeste (SFN).

O SFDC compreende grandes falhas de direção principal N040°E que foram responsáveis por condicionar o posicionamento de corpos de granitos e migmatitos recortados por brechas, assim como milonitos e cataclasitos de grandes dimensões (PICADA, 1971). O SFPM compreende falhas transcorrentes de direção principal N-S e rejeito de 32 km, com os planos e brechas de falhas cimentadas por quartzo e calcedônia, configurando um relevo de cristas alinhadas (PICADA, 1971). Já o SFAP

apresenta falhas na direção preferencial N30°E com movimento vertical que originou *grabens* e *horsts*, sendo bem desenvolvido na região de Caçapava do Sul (PICADA, 1971). O SFN é um sistema de falhas transversas com direção preferencial N070°W e movimento predominantemente verticais que seguem até a porção oeste do ESrg, na região de Caçapava do Sul (PICADA, 1971).

Travassos (2014) realizou a interpretação de lineamentos a partir de dados aeromagnéticos do ESrg, caracterizando cinco domínios magnéticos: Domínio Taquarembó, Domínio São Gabriel, Domínio Tijucas, Domínio Pelotas e Domínio Paraná. Dentre os principais resultados, foram identificados que: empurrões associados a falhas transcorrentes do Domínio São Gabriel contra o Domínio Taquarembó provocaram dobramentos (EW); lineamentos do Domínio Tijucas que apresentam direções de NE e NW são associados a falhas normais; e o Domínio Pelotas apresenta zonas transcorrentes e transpressivas no cisalhamento regional na porção Sul (TRAVASSOS, 2014).

Souza (2019), também utilizando dados de sensoriamento remoto e aeromagnéticos para caracterizar lineamentos na região do Cerrito do Ouro no município de São Sepé, identificou o predomínio de estruturas NE-SW de cisalhamento e cinemática sinistral, seguido por fraturas de direção NW-SE extensionais com fissuras preenchidas por diques máficos.

7.2 Ocorrências Mineraias na Área de Estudo

A ocorrência mineral de cobre que está inserida na área de estudo foi nomeada por Ribeiro, Bocchi e Figueiredo (1966) como Crespos e ocorre preenchendo juntas e filões de pequeno porte em rochas vulcânicas. Próximo à área de estudo são encontradas também as ocorrências de cobre Silveira, Capão Grande, Vitor Teixeira, Colônia Santa Bárbara/Pessegueiro e o depósito Charqueadas, todos inseridos no contexto da Bacia do Camaquã (WILDNER *et al.*, 2008).

Ribeiro, Bocchi e Figueiredo (1966) definiram o Polígono Cuprífero de Caçapava do Sul a partir do mapeamento geológico na região de Caçapava do Sul, definindo aspectos como o controle estrutural, estratigráfico, litológico e associação com rochas andesíticas como critérios para a prospecção de cobre na região de Caçapava do Sul. As principais mineralizações nessa porção do ESrg foram originadas no final do Neoproterozoico e podem ser divididas em três grupos: mineralizações hospedadas em granitoides; mineralizações hospedadas em rochas

vulcanogênicas; e mineralizações hospedadas em sequências vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã (LAUX *et al.*, 2021), onde a área de estudo está inserida.

Levando em consideração o aspecto estrutural das mineralizações de cobre na Bacia do Camaquã, Bettencourt (1972) identificou no distrito mineral de Minas do Camaquã grandes falhamentos transcorrentes com direção NE associados com falhas normais de direção NW. Posteriormente, Santos, Almeida e Fragoso-Cesar (2012) realizaram o reconhecimento de estruturas rúpteis indicando que as estruturas mineralizadas estão associadas a um evento compressional de direção WNW-ESE, sugerindo que as fraturas mineralizadas seguem um sistema transcorrente com idade de 530 Ma, sendo mais jovens que a deposição do Grupo Guaritas.

Côrtes (2015) realizou a caracterização morfológica da ocorrência de cobre Capão Grande, inserida na porção norte da Bacia do Camaquã, que está alojada na Formação Passo da Promessa, unidade basal do Grupo Maricá. A partir da integração de dados de sensoriamento remoto, geológicos e geofísicos aquele autor identificou que a zona de sulfetação é caracterizada por um corpo alongado na direção NW-SE, indicando que a família de fraturas NW-SE possuem grande importância para a configuração estrutural das ocorrências minerais nas regiões de borda da bacia.

8. MATERIAIS E MÉTODOS

8.1 Revisão Bibliográfica

A primeira etapa do trabalho consistiu na revisão bibliográfica dos trabalhos desenvolvidos na área de estudo, escolhida com a finalidade de construir um embasamento teórico para a execução do trabalho proposto. Para isso, foi realizada a leitura de artigos, resumos, relatórios, mapas, monografias, dissertações e teses sobre a tectônica e geologia regional, assim como trabalhos referentes às mineralizações presentes na área de estudo. A revisão bibliográfica contempla as seguintes áreas: geologia estrutural rúptil, sensoriamento remoto, geologia econômica e exploração mineral.

8.2 Sistema de Informações Geográficas (SIG) e Sensoriamento Remoto

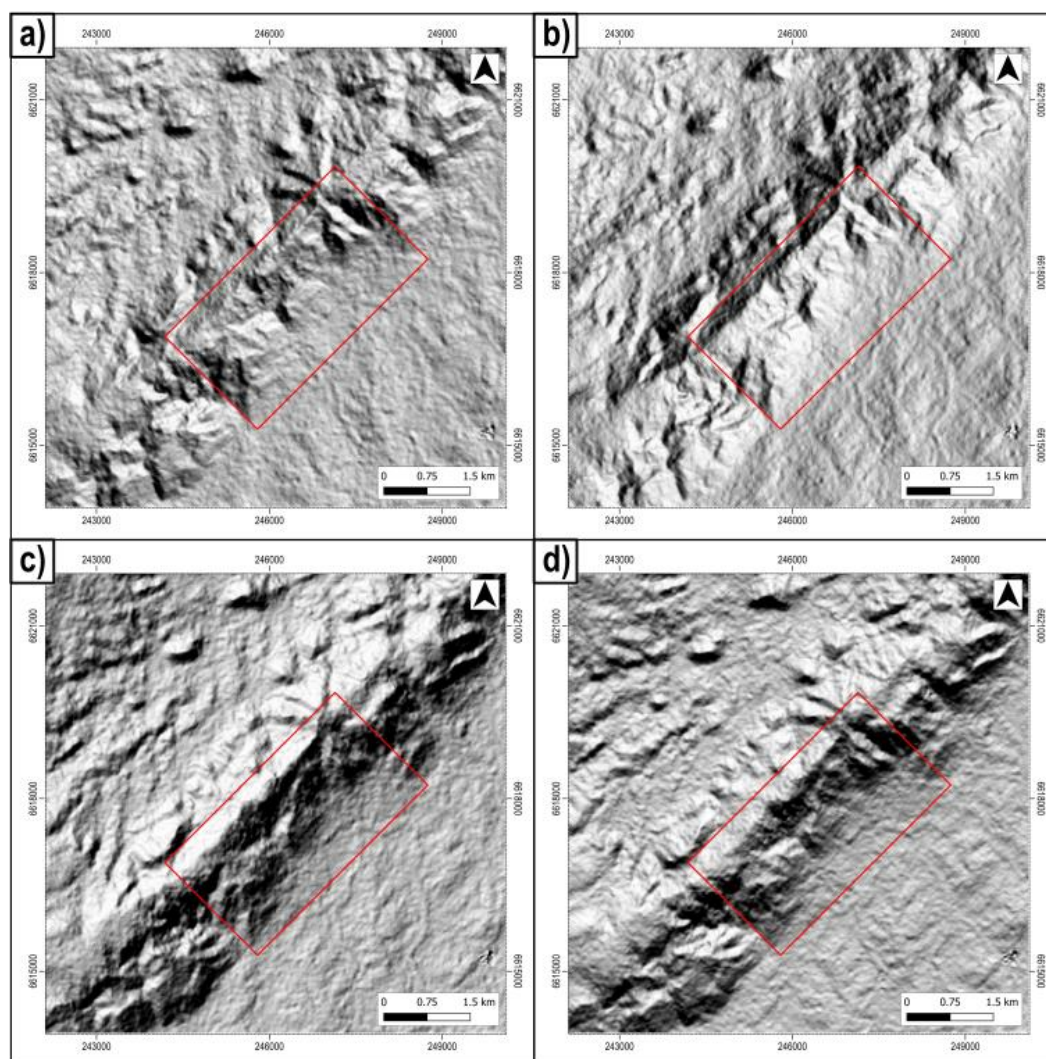
A segunda etapa do trabalho consiste de técnicas de sensoriamento remoto por meio de um SIG para identificar e mapear as características da superfície terrestre. Por meio destas ferramentas foram identificados os elementos morfológicos da área de estudo, como lineamentos, drenagens e os principais afloramentos, possibilitando gerar mapas que serviram de base para o reconhecimento inicial da área.

Para o processamento destes dados foi utilizado o *software* de SIG gratuito QGIS versão 3.16, o qual conta com uma interface gráfica intuitiva e extensões de arquivos compatíveis com outras plataformas SIG, possuindo uma gama de ferramentas de edição e análise.

O reconhecimento dos lineamentos e demais estruturas rúpteis foi realizado por meio de imagens de satélite do Google Earth e modelos digitais de elevação sombreado obtidos a partir de imagens ALOS PALSAR (*Advanced Land Observing Satellite; Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*), com resolução de 12,5 metros. Essas imagens foram obtidas de forma gratuita no *website Alaska Satellite Facility (ASF)*. Para o reconhecimento das feições morfológicas foi utilizado a iluminação solar do relevo sombreado nas seguintes direções: 045° (NW-SE), 090° (E-W), 315° (NE-SW) e 360° (N-S) (Figura 11). As imagens do relevo sombreado foram geradas com um exagero vertical de três vezes para facilitar a identificação e destacar as feições lineares na área de estudo. O processo foi repetido para gerar mapas nas escalas de 1:200.000, 1:100.000, 1:50.000 e 1:25.000 da área de estudo.

Por fim, os diagramas de roseta dos lineamentos referentes a cada escala de mapeamento foram gerados utilizando o complemento *GeoTrace*.

Figura 11 – Modelos digitais de elevação sombreados na área geral de estudo com exagero vertical de 3x. a) Azimute de iluminação solar de 045°. b) Azimute de iluminação solar de 090°. c) Azimute de iluminação solar de 315°. d) Azimute de iluminação solar de 360°.

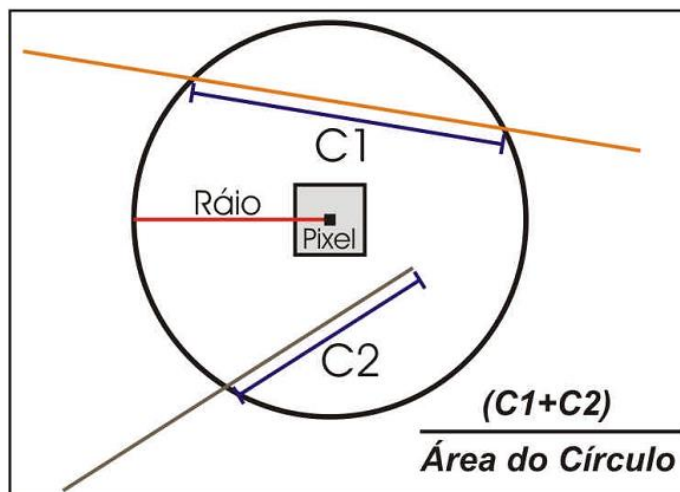


Fonte: Alaska Satellite Facility.

A análise da densidade de lineamentos foi realizada para a escala de 1:25.000 utilizando a ferramenta Densidade de Linha do Qgis 3.16, que gera como resultado um dado matricial a partir do cálculo da densidade de cada forma linear nas redondezas da cada célula (pixel) do *raster* de saída. O funcionamento da ferramenta de interpolação consiste no desenho de uma área circular ao redor de uma célula a partir de um raio, onde é feito o somatório de todos os segmentos que intersectam

esta área circular e dividindo pela área do círculo (Figura 12). Como resultado é obtido um mapa estimado da densidade de fraturas na unidade de km/km^2 .

Figura 12 – Esquema mostrando o conceito do cálculo da densidade de lineamentos onde C1 e C2 são as porções de comprimento dos lineamentos que intersectam a área circular ao redor de uma célula (pixel).



Fonte: extraído de OLIVERA *et al.* (2009).

8.3 Aquisição dos dados em campo

A etapa de trabalho de campo consistiu em aplicar técnicas básicas de mapeamento geológico e estrutural, baseando-se no reconhecimento e descrição detalhada das estruturas e rochas presentes na área de estudo. Para isso, foram utilizadas ferramentas como mapas geológicos, topográficos, caderneta de campo, lupa de mão, martelo geológico, trena, GPS (*Global Position System*) e Bússola Geológica Tipo Brunton.

Foram descritos em campo a petrografia e as estruturas presentes nas rochas, sendo utilizado para a aquisição dos dados estruturais a notação de *dip direction*. Dentre as principais metodologias aplicadas para o levantamento de estruturas em campo, estão a *scanline sampling* e a *rectangular window sampling* (WATKINS *et al.* 2015). A metodologia *scanline sampling* consiste basicamente em utilizar uma linha sobre o afloramento e medir os atributos das estruturas que interceptam a fita (PRIEST & HUDSON, 1981; PRIEST, 1993; WATKINS *et al.* 2015). Já a metodologia *rectangular window sampling* utiliza um retângulo para delimitar uma área de um afloramento onde as feições estruturais são medidas (PRIEST & HUDSON, 1981; PRIEST, 1993; WATKINS *et al.* 2015).

Neste trabalho será utilizada a técnica *scanline* com as adaptações realizadas por Souza (2019), que a partir de uma área com boas exposições de fraturas traçou um perfil linear ortogonal às fraturas. Um espaçamento médio é obtido após a contagem da quantidade de fraturas de uma determinada orientação ao longo deste perfil. Por fim, devido à variação no tamanho do perfil para cada afloramento, é necessário normalizar as medidas para um valor referencial em comum (SOUZA, 2019).

8.4 Análise e interpretação dos dados

A análise dos dados estruturais de campo foi realizada por meio da elaboração de diagramas de rosetas com o *software* Stereonet 11. Essas representações gráficas foram utilizadas para realizar a interpretação estrutural dos dados de campo. Com isso, foi possível definir a direção preferencial de cada família de fraturas.

As amostras de rochas coletadas em campo foram descritas com lupa de mão no Laboratório de Mineralogia e Petrografia da Universidade Federal do Pampa – Campus Caçapava do Sul. Posteriormente foi feita a limpeza dessas amostras para retirar o limo e outras sujeiras utilizando uma solução de água sanitária diluída em água. Após a limpeza, foram realizadas fotos das amostras utilizando o mini-estúdio de iluminação presente no laboratório.

As fotos, mapas e demais imagens foram editadas utilizando o *software* livre de edição gráfica *Inkscape* 1.0.

Por fim, foram confeccionados os mapas geológicos e estruturais da área de estudo, assim como os mapas de densidade de lineamentos, que foram produzidos após a validação do comportamento estrutural.

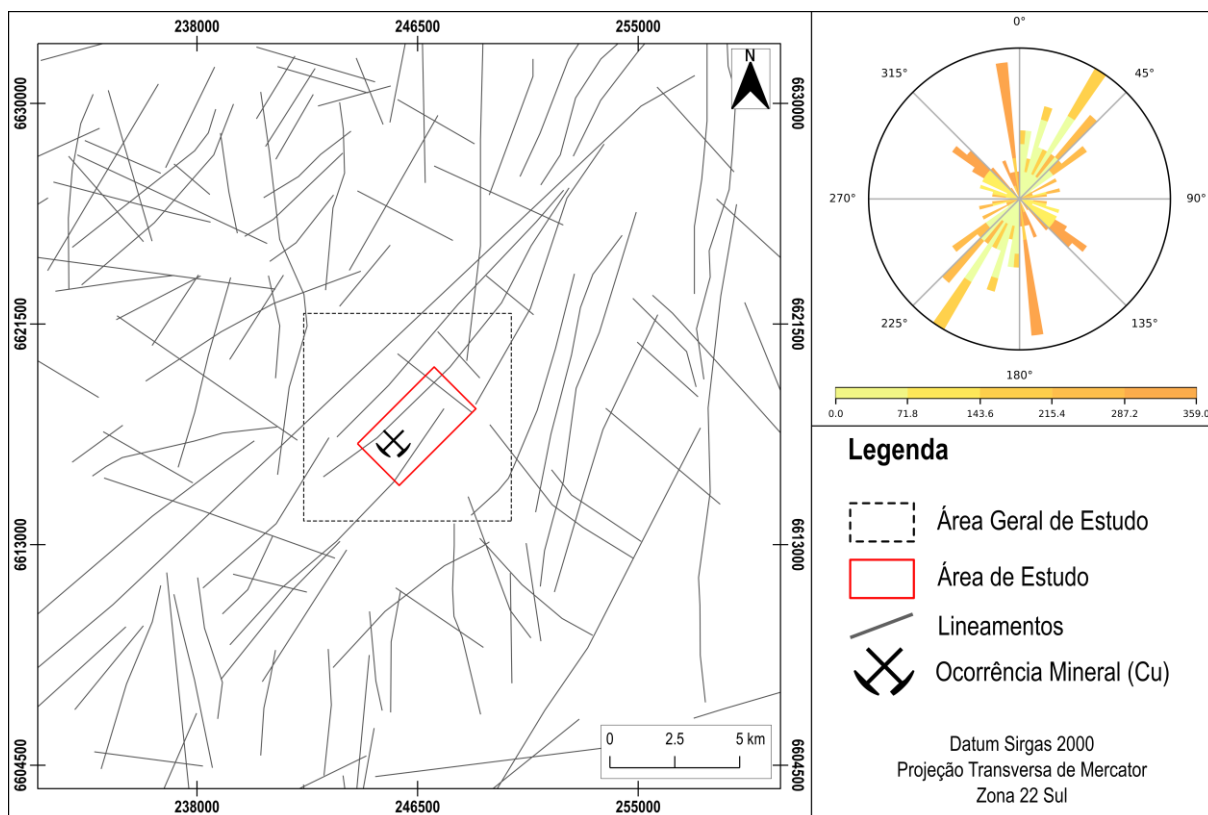
9. RESULTADOS

9.1 Sensoriamento Remoto

9.1.1 Lineamentos Regionais

Inicialmente foi realizada a análise dos lineamentos em uma escala regional (1:200.000), na área geral de estudo e no entorno (Figura 13). Foram identificados nesta escala o predomínio de lineamentos com *trend* NE-SW seguidos por lineamentos de direção NW-SE. Também foram identificados lineamentos N-S e E-W em menor quantidade com relação aos lineamentos NE-SW.

Figura 13 – A imagem abaixo apresenta os lineamentos geomorfológicos em escala de 1:200.000. O diagrama de roseta apresenta intervalos de 10° e abaixo possui uma escala de cores referentes a cada uma das principais direções.



Fonte: autor, a partir de imagens Alos Palsar e diagrama de roseta gerado pela ferramenta *GeoTrace* do software *Qgis*.

Os lineamentos NE-SW apresentam uma maior variação de direção, sendo os maiores e mais contínuos. Na área geral de estudo há um predomínio de grandes lineamentos de direção NE-SW. Esses lineamentos podem estar associados às Zonas de Falha Santa Bárbara e Cerro dos Cabritos, que fazem parte do Sistema de Falhas Irapuá, descrito por Ribeiro, Bocchi e Figueiredo (1966). Observa-se também nesta escala que a ocorrência mineral está situada entre dois grandes lineamentos de direção NE-SW.

Os lineamentos NW-SE são menores que os de direção NE-SW, tendo o predomínio para o azimute 300° . Na região de estudo ocorrem quatro lineamentos nesta direção, intersectando os lineamentos NE-SW.

Já os lineamentos N-S tendem a ser mais extensos que os E-W, que são mais fragmentados e pouco expressivos. Na área geral de estudo ocorre apenas um lineamento de direção N-S e nenhum E-W nesta escala.

9.1.2 Lineamentos locais

Foram analisados também os lineamentos locais na área geral de estudo nas escalas de 1:100.000, 1:50.000 e 1:25.000. Os mapas confeccionados apresentam a mesma escala pois a área onde os lineamentos foram traçados foi a mesma. O que altera entre esses mapas é a escala em que os lineamentos foram identificados.

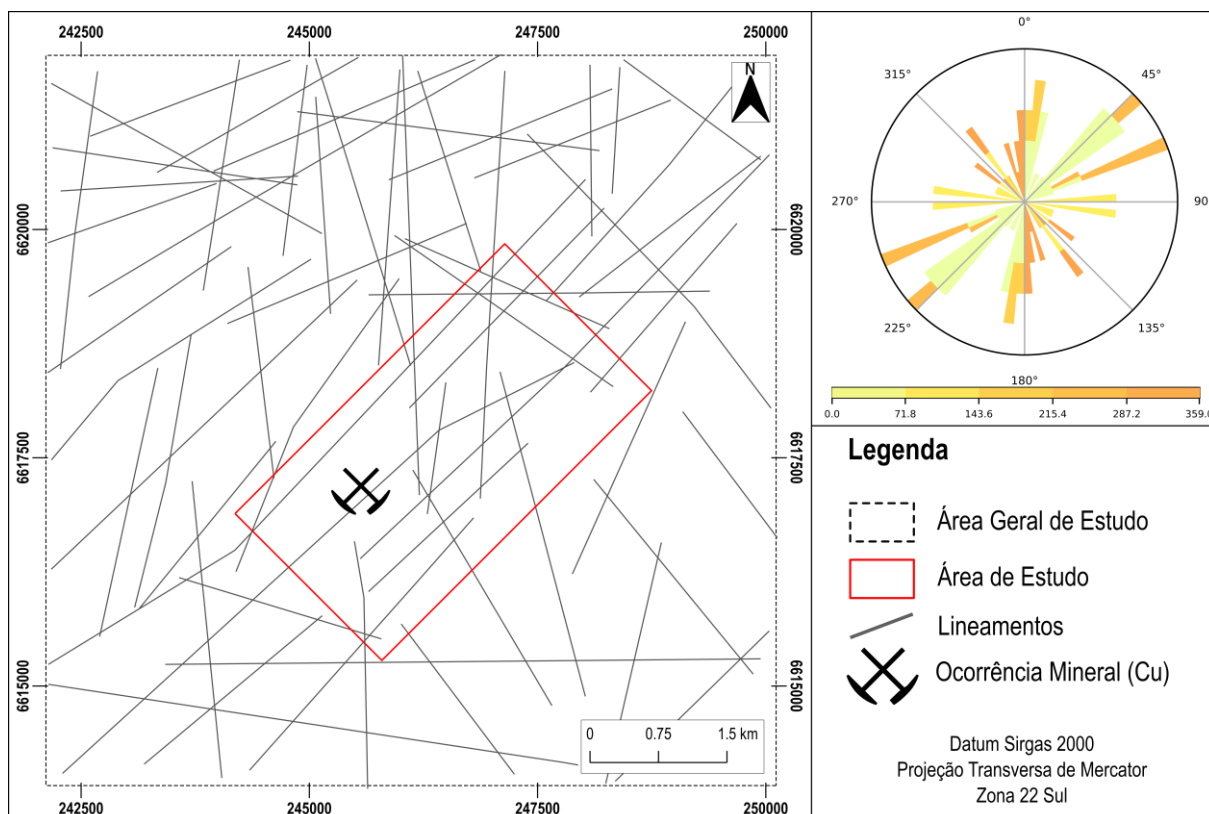
9.1.2.1 Escala 1:100.000

Na escala de 1:100.000 (Figura 14) é possível identificar duas direções principais, uma NE-SW e outra N-S, sendo as mais representativas na área geral de estudo. Os lineamentos NE são mais alongados e possuem duas direções representativas: $N045^\circ E$ e em seguida $N060^\circ E$. Já os lineamentos N-S concentram-se na direção $N010^\circ E$.

Na área de estudo (polígono vermelho nas figuras) há também um predomínio de lineamentos de direção NE-SW, sendo que a ocorrência mineral também se encontra próximo de um lineamento dessa mesma direção nesta escala.

Os lineamentos de direção NW-SE e E-W apresentam uma frequência semelhante nesta escala e são menores que os lineamentos NE-SW e N-S, sendo, portanto, menos representativos.

Figura 14 – A imagem abaixo apresenta os lineamentos geomorfológicos em escala de 1:100.000. O diagrama de roseta apresenta intervalos de 10° e abaixo possui uma escala de cores referentes a cada uma das principais direções.



Fonte: autor, a partir de imagens Alos Palsar e diagrama de roseta gerado pela ferramenta *GeoTrace* do software Qgis.

9.1.2.2 Escala 1:50.000

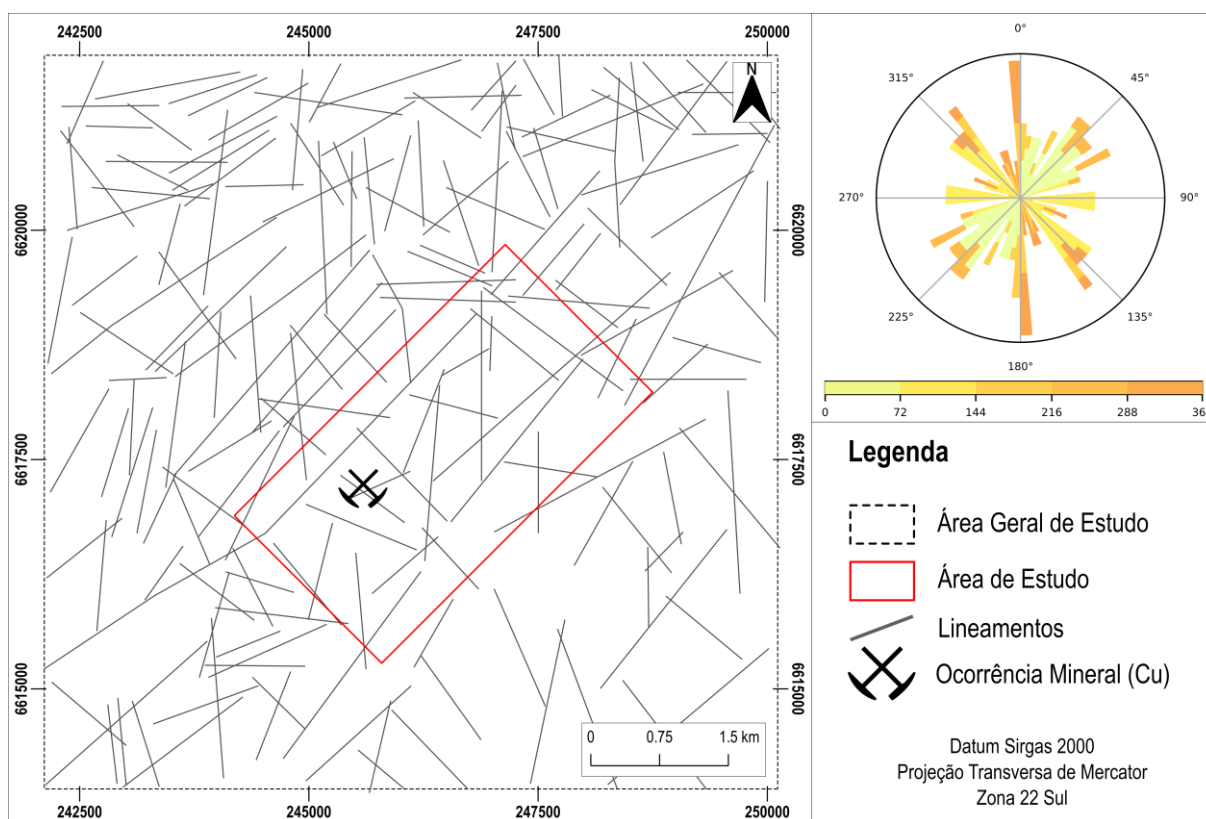
Nesta escala fica evidente um padrão multidirecional dos lineamentos, sendo possível observar também que há uma segmentação de lineamentos que eram mais contínuos nas escalas anteriores (Figura 15).

O padrão de lineamentos NE-SW continua sendo o mais frequente, variando a sua direção no espectro de N025°E a N065°E. Já os lineamentos NW-SE possuem um espectro de direção um pouco menor, variando de N050°W a N030°W, sendo mais descontínuos que os lineamentos NE-SW nesta escala.

Os lineamentos N-S possuem uma direção preferencial de N010°W, sendo os mais contínuos nesta escala e mais frequentes que os lineamentos de direção E-W. Os lineamentos E-W são o que tem menor frequência na área geral de estudo.

Nesta escala, a ocorrência mineral está situada próximo da intersecção de dois lineamentos, um de direção NE-SW e outro de direção NW-SE. Esses dois *trends* são predominantes em relação aos demais.

Figura 15 – A imagem abaixo apresenta os lineamentos geomorfológicos em escala de 1:50.000. O diagrama de roseta apresenta intervalos de 10° e abaixo possui uma escala de cores referentes a cada uma das principais direções.



Fonte: autor, a partir de imagens Alos Palsar e diagrama de roseta gerado pela ferramenta *GeoTrace* do software Qgis.

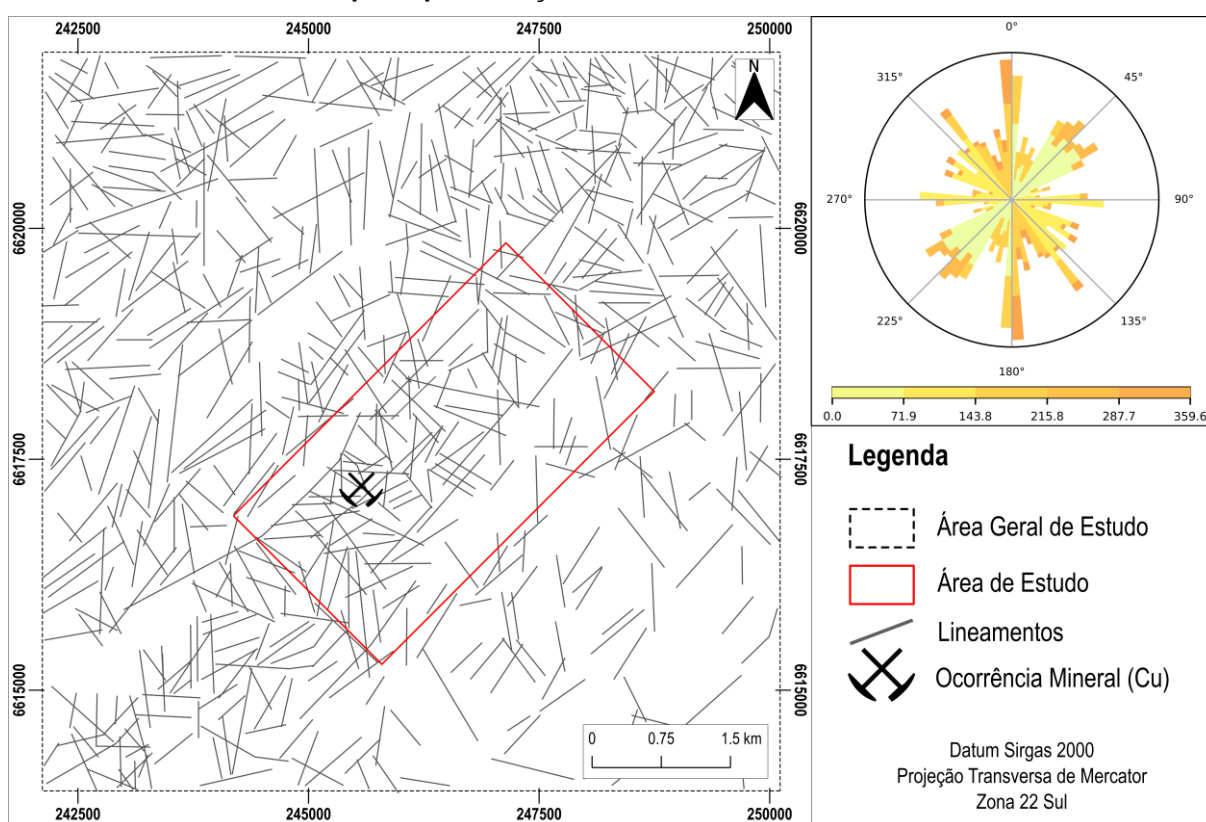
9.1.2.3 Escala 1:25.000

Na escala de 1:25.000 (Figura 16) também se observa um padrão multidirecional dos lineamentos, sendo ainda o trend NE-SW o mais frequente, concentrando-se na direção N030°E a N060°E. Os lineamentos NW-SE apresentam um espectro de variação maior, desde a direção N070°W até N020°W. Já os

lineamentos de direção N-S apresentam uma frequência maior do que os E-W nesta escala.

Nesta escala de semidetalhe, os lineamentos são muito descontínuos e a ocorrência mineral está situada em uma região que possui a intersecção de lineamentos multidirecionais.

Figura 16 – A imagem abaixo apresenta os lineamentos geomorfológicos em escala de 1:25.000. O diagrama de roseta apresenta intervalos de 10° e abaixo possui uma escala de cores referentes a cada uma das principais direções.



Fonte: autor, a partir de imagens Alos Palsar e diagrama de roseta gerado pela ferramenta *GeoTrace* do software Qgis.

9.2 Geomorfologia

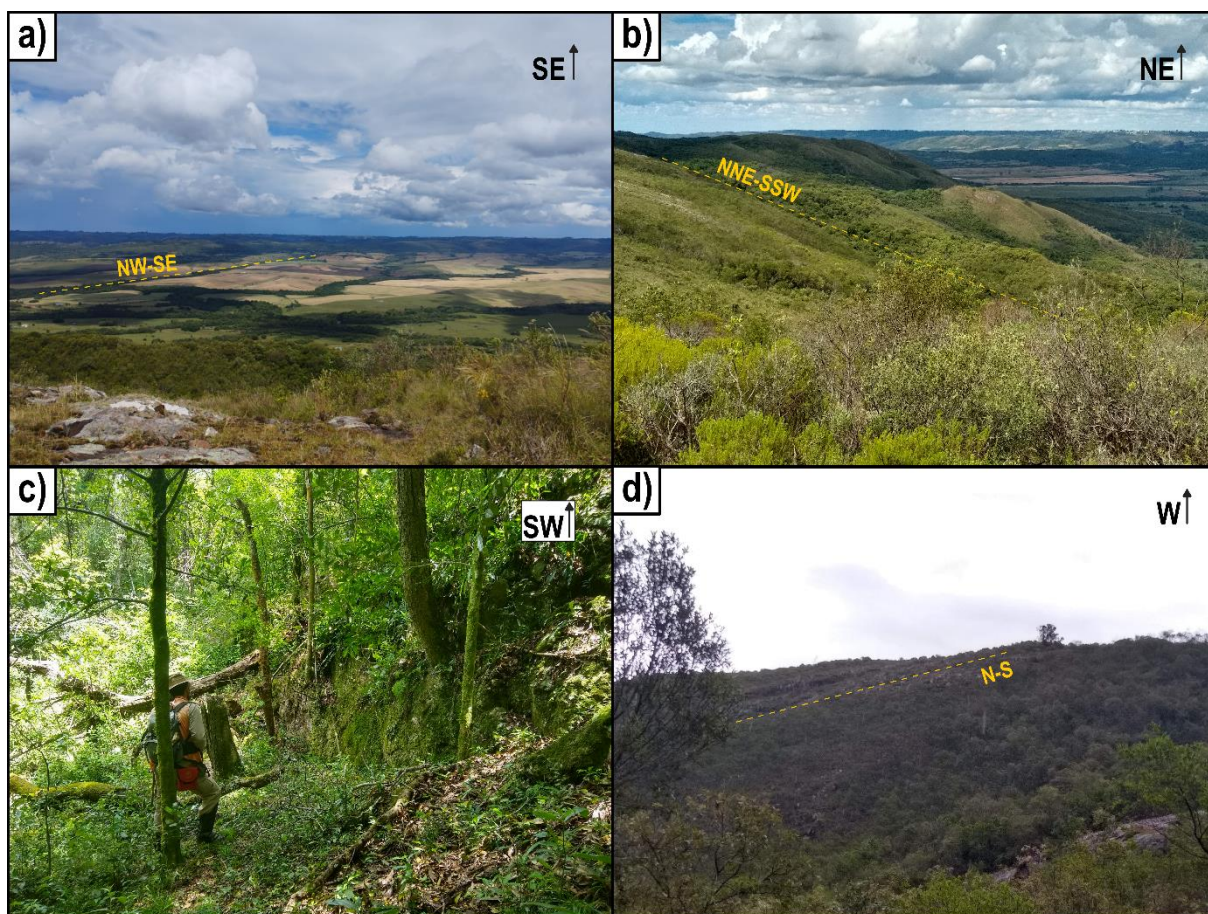
Os lineamentos tectônicos, como já citado anteriormente, estão relacionados a feições morfológicas do terreno. Em campo, foi possível identificar as principais feições geomorfológicas que ocorrem na área de estudo.

A região do Vale de Santa Bárbara apresenta um relevo quase plano, constituído de colinas suavemente onduladas, onde as principais feições morfológicas

que representam lineamentos são as drenagens do Arroio Santa Bárbara. Na área geral de estudo, o curso principal do arroio segue de forma paralela a Serra de Santa Bárbara, apresentando uma direção principal NE-SW. Já seus afluentes possuem uma direção preferencial NW-SE (Figura 17).

Outra feição comum observada na área de estudo é a presença de escarpas, presentes na região da Serra de Santa Bárbara. Estão frequentemente associadas às rochas vulcânicas ácidas, apresentando direções variando de NE-SW a N-S. As escarpas provocam uma quebra abrupta do terreno, sendo encontradas principalmente próximo do contato entre as rochas vulcânicas básicas e ácidas, ou em afloramentos no topo da serra.

Figura 17 – Características do relevo na área de estudo. a) Afluentes do Arroio Santa Bárbara. b) Lineamentos marcados sobre uma escarpa. c) Foto da escarpa marcada pela quebra abrupta do terreno, afloramento de rocha vulcânica ácida na forma de talude. d) Escarpa localizada próxima ao topo da serra.



Fonte: autor.

Apesar da Serra de Santa Bárbara apresentar uma direção preferencial NE-SW, também ocorrem vales, encostas íngremes e cristas de menor amplitude, alinhadas em diferentes direções, associadas à serra. Estas feições são desenvolvidas a partir de processos erosivos atuando diretamente sobre as zonas de maior fraqueza, relacionada a falhas e fraturas. Individualmente, essas cristas e vales também são afetados por outras feições lineares, conforme é ilustrado na Figura 18.

Figura 18 – Foto de uma crista alongada na direção NW-SE com drenagens perpendiculares formando pequenos vales de direção NE-SW.



Fonte: autor.

9.3 Mapeamento Geológico e Estrutural

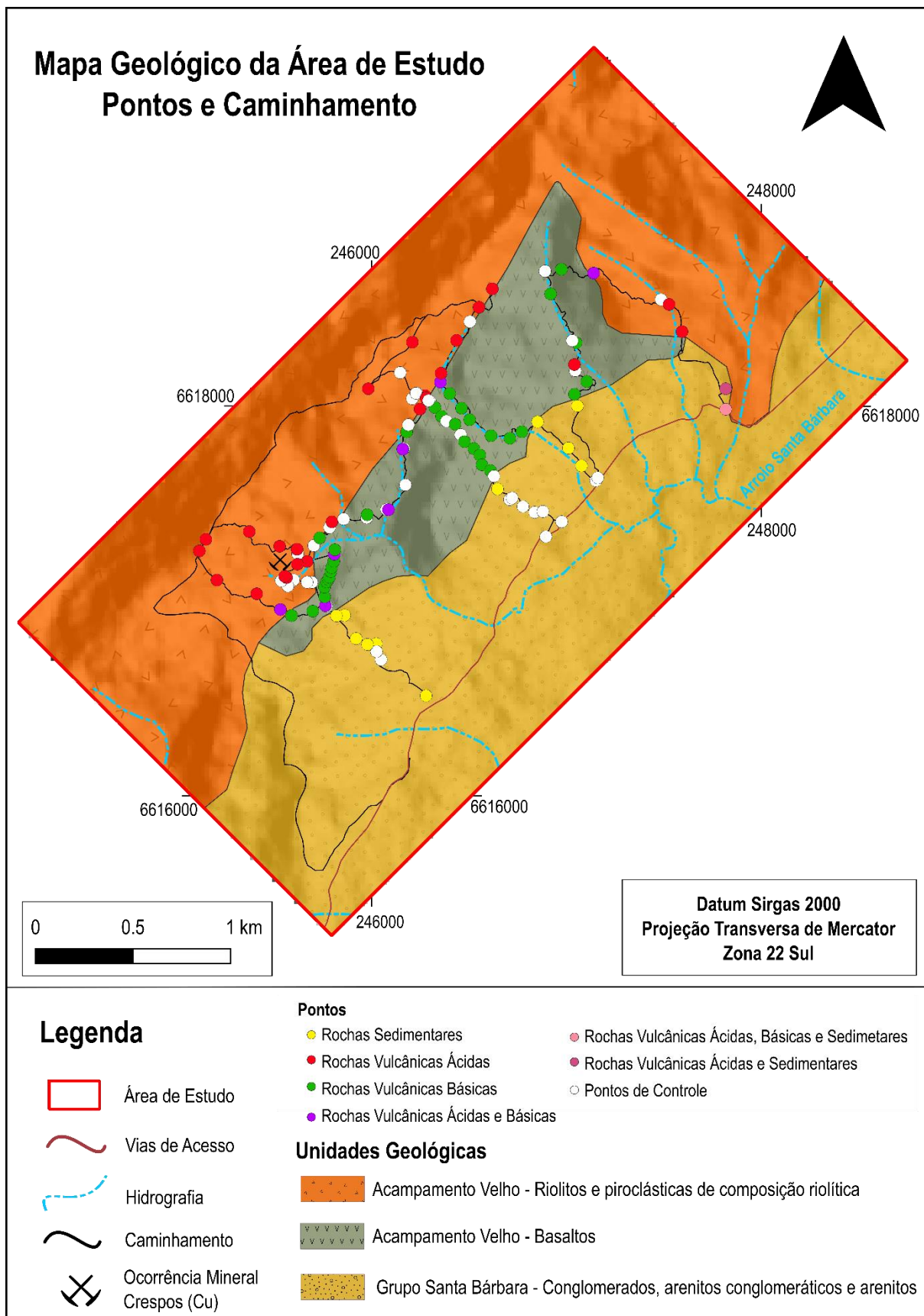
O trabalho de campo foi realizado em uma região da área de estudo onde foram encontradas antigas galerias correspondentes à ocorrência Crespos. A partir da interpretação inicial dos lineamentos da área, notou-se que havia um lineamento de

direção NE-SW que cruzava próximo ao local das ocorrências. Logo, o trabalho de campo teve como foco realizar o reconhecimento das litologias e estruturas ao longo desse lineamento.

Foram visitados e descritos 80 pontos em cinco dias de campo, em uma área de aproximadamente 4,5 km², sendo percorridos ao todo 18 km. Foram realizadas as análises de densidade de fraturas em seis pontos. Nos demais, foram caracterizadas as estruturas e as rochas associadas, identificando-se algumas falhas principais no flanco leste da serra, sendo definidas três unidades geológicas na área de estudo.

As unidades encontradas em campo foram: (i) Rochas Sedimentares, pertencentes ao Grupo Santa Bárbara; (ii) Rochas Vulcânicas Básicas e (iii) Rochas Vulcânicas Ácidas pertencentes à Formação Acampamento Velho. Com isso, foi confeccionado o mapa geológico abaixo que apresenta os pontos de campo e o caminhamento realizado pela área de estudo (Figura 19).

Figura 19 – Mapa Geológico da área de estudo com todos os pontos e caminhamento realizados em campo.



Fonte: autor.

9.3.1 Unidades

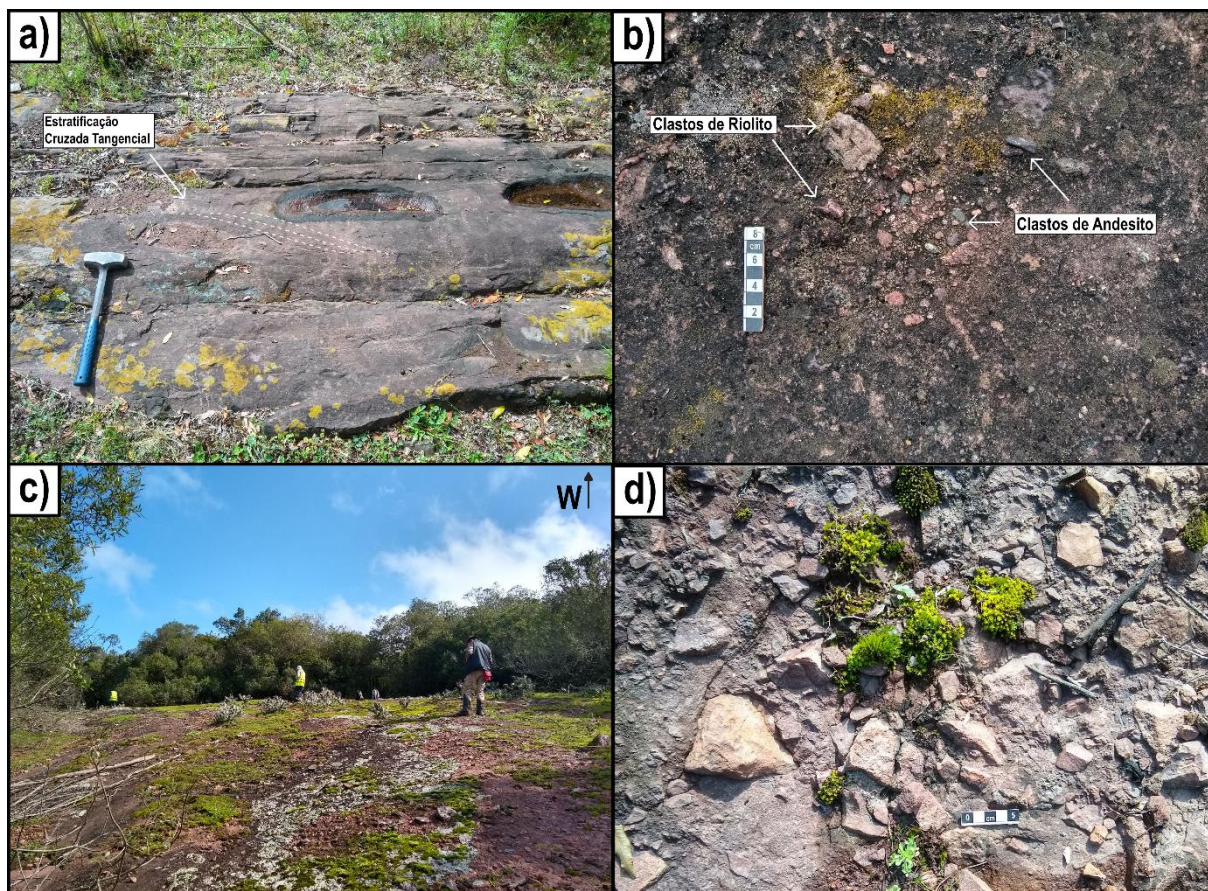
9.3.1.1 Rochas sedimentares

As rochas sedimentares encontradas ocorrem na região sudeste da área mapeada, onde foram descritos treze pontos ao todo. Essas rochas variam desde arenitos até conglomerados.

Os arenitos afloram na forma de lajeados, apresentam uma coloração marrom avermelhada, com a presença de estratificação cruzada tangencial em alguns pontos (Figura 20a). Variam de médio a grosso, mal selecionados, arcoseanos. Por vezes estão intercalados com arenitos conglomeráticos, mal selecionados, de coloração marrom avermelhada, com matriz arcoseana e clastos variando de grânulo a seixo de composição riolítica e andesítica (Figura 20b).

Os conglomerados afloram na forma de lajeados, apresentam uma cor marrom avermelhada, maciços e mal selecionados (Figura 20c). O arcabouço é constituído por clastos subarredondados a subangulares, pouco esféricos, variando do tamanho seixo a matacão, de composição riolítica e andesítica (Figura 20d). A matriz varia de areia grossa a muito grossa, com a mesma composição do arcabouço, e a trama da rocha é suportada pelo arcabouço. Portanto, pode ser classificada como um conglomerado polimítico.

Figura 20 – Características gerais das rochas sedimentares na área de estudo. a) Afloramento de arenito com estratificação cruzada tangencial; b) Composição dos clastos de um arenito conglomerático; c) afloramento de um grande lajeado de conglomerado, muito frequente na área de estudo; d) foto de detalhe do conglomerado em campo.

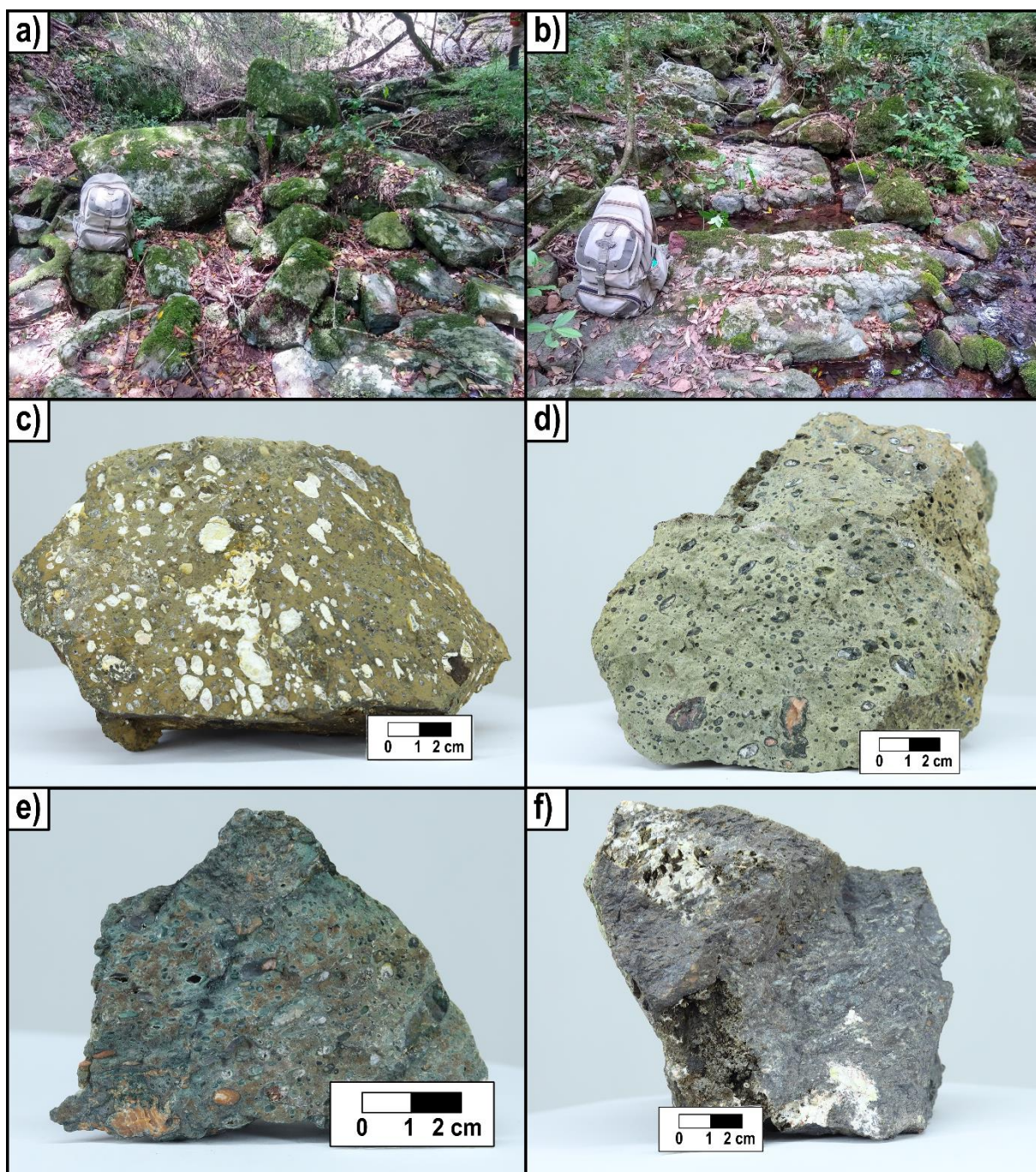


Fonte: autor.

9.3.1.2 Rochas vulcânicas básicas

As rochas vulcânicas básicas afloram principalmente nas drenagens, na forma de pequenos lajeados ou blocos e matacões que geralmente são muito fraturados (Figura 21a, 21b). De modo geral, essas rochas encontram-se moderadamente alteradas e a coloração varia das cores marrom ou cinza esverdeado a cinza azulado (Figura 21c, 21d, 21e, 21f).

Figura 21 – As fotos a) e b) mostram a forma típica dos afloramentos em drenagens. As fotos c), d), e) e f) mostram a variação da coloração das rochas básicas, desde marrom até variações de tons mais esverdeados até cinza azulado.

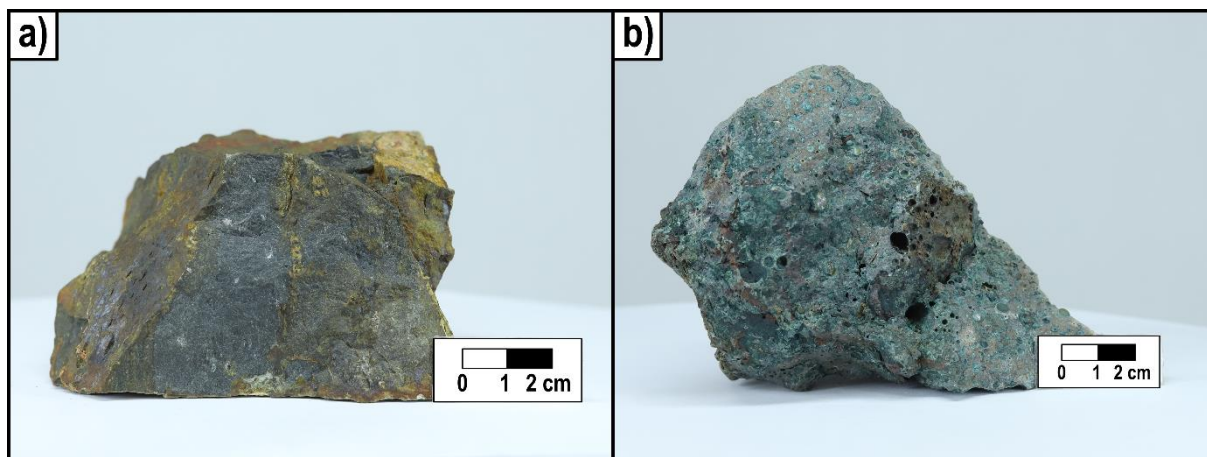


Fonte: autor.

Essas rochas apresentam raros fenocristais milimétricos de plagioclásio (granulação fina) imersos em uma matriz afanítica (Figura 22a). Esses minerais são melhores visualizados nas rochas que apresentam uma estrutura maciça, sem amígdalas. A matriz da rocha por vezes possui uma coloração verde. Isso ocorre

devido à presença de celadonita que, além de preencher algumas amígdalas, preenche fraturas, dando a impressão que está disseminada pela matriz (Figura 22b).

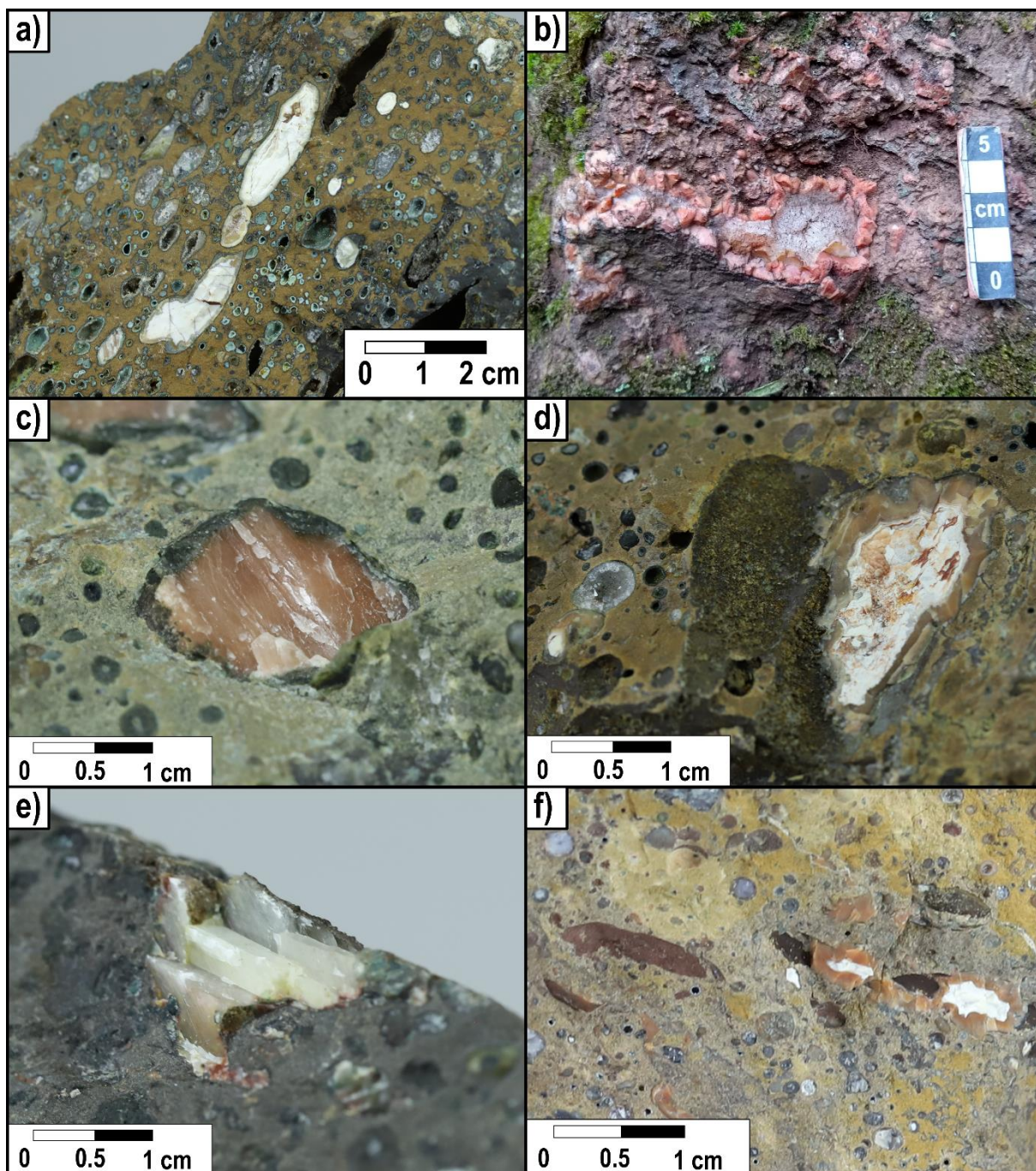
Figura 22 – a) Rocha com estrutura maciça, com fenocristais de plagioclásio imersos em uma matriz afanítica. B) Rocha com celadonita preenchendo amígdalas e fraturas.



Fonte: autor.

A maioria dessas rochas apresenta uma grande quantidade de amígdalas milimétricas a centimétricas, de formato arredondado e algumas achatadas, preenchidas por diferentes tipos de minerais. São preenchidas principalmente por celadonita verde na borda ou calcedônia vermelha e branca, com quartzo por vezes no centro formando pequenos geodos, ou ainda calcita. Ocorre também hematita na borda de algumas amígdalas (Figura 23).

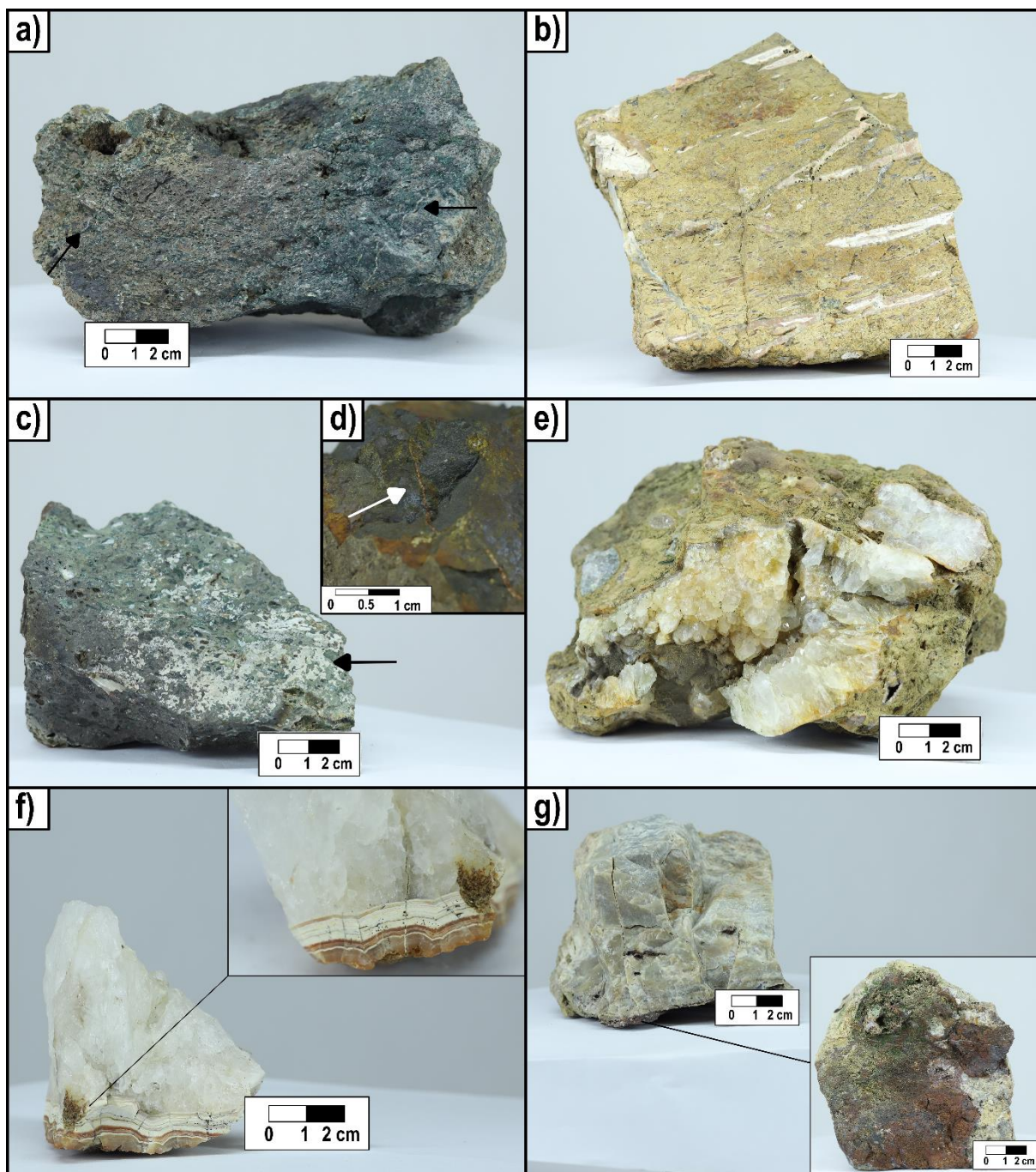
Figura 23 – a) Amígdalas achatadas orientadas em uma direção preferencial. As menores são preenchidas por celadonita na borda e quartzo no centro. A amígdala de coloração branca é preenchida por calcedônia. b) Amígdala centimétrica achatada preenchida por calcedônia e quartzo no centro observada em campo. c) Amígdala com celadonita na borda e calcedônia vermelha no centro. d) Amígdala milimétrica com celadonita na borda e quartzo no centro, formando um pequeno geodo e amígdala centimétrica de calcedônia branca e vermelha. e) Amígdala preenchida por calcita. f) Amígdalas achatadas com óxido de ferro de coloração marrom escura na borda.



Fonte: autor.

Nessas rochas também ocorrem fraturas preenchidas por calcita, óxido de ferro e por vezes calcedônia. Essas fraturas funcionam como condutoras do fluido hidrotermal entre as amígdalas. É observada a presença de calcita disseminada na matriz em algumas amostras, provavelmente de origem supergênica, pois não é penetrativa na mesma e parece estar em fraturas muito irregulares. São encontrados também na área onde essas rochas afloram, geodos e fragmentos de quartzo de tamanho centimétrico (Figura 24).

Figura 24 – a) Veios de calcita indicados nas setas. b) Fraturas preenchidas por calcedônia e conectando as amígdalas que encontram-se achatadas. c) Calcita de origem supergênica. d) Fratura preenchida por óxido de ferro. e) Parte de um geodo centimétrico. f) Fragmento de quartzo de tamanho centimétrico com calcedônia na base. g) Fragmento de quartzo leitoso fraturado e com uma película de óxidos de ferro em uma das faces.



Fonte: autor.

Com base nas descrições de campo e macroscópica das amostras, a rocha pode ser classificada como um basalto. Devido à grande variação da quantidade de

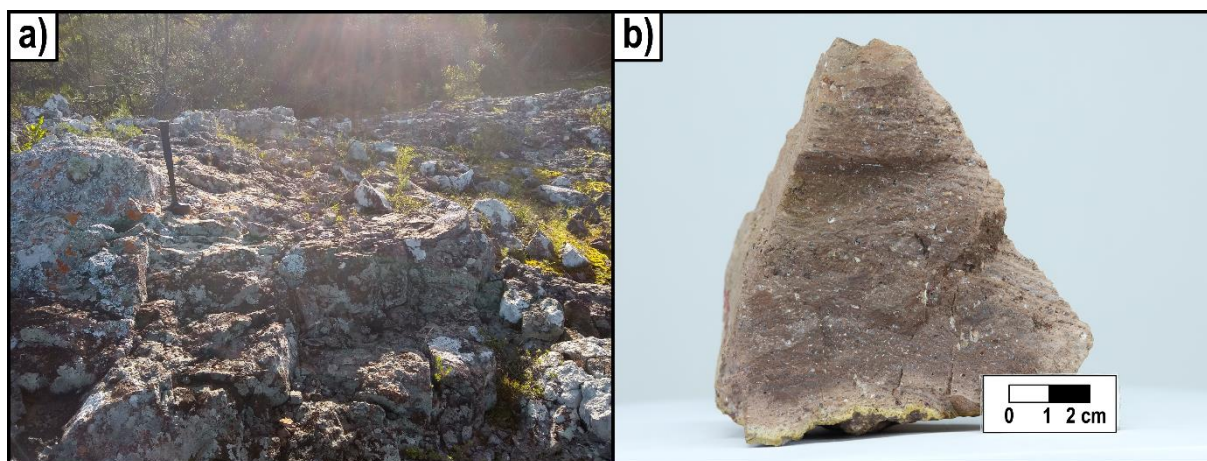
amígdalas e o formato, essa unidade pode ser caracterizada por uma sucessão de pequenos derrames.

9.3.1.3 Rochas vulcânicas ácidas

As rochas vulcânicas ácidas afloram principalmente na forma de lajeados muito irregulares e frequentemente muito fraturados (Figura 25a). Hospedam as mineralizações de cobre referentes à ocorrência Crespos e podem ser classificadas em dois litotipos diferentes.

O primeiro litotipo foi encontrado aflorando principalmente no topo da Serra de Santa Bárbara, apresenta uma coloração marrom avermelhada e encontra-se moderadamente alterado. A rocha possui uma textura porfirítica, com fenocristais de quartzos milimétricas e feldspato (sanidina) de tamanho milimétrico a centimétrico, imersos em uma matriz afanítica. Apresenta uma estrutura foliada, indicando fluxo laminar. Com isso, a rocha pode ser classificada como um riolito (Figura 25b).

Figura 25 – a) Afloramento típico das rochas vulcânicas ácidas na área de estudo. b) Amostra de riolito com foliação de fluxo.

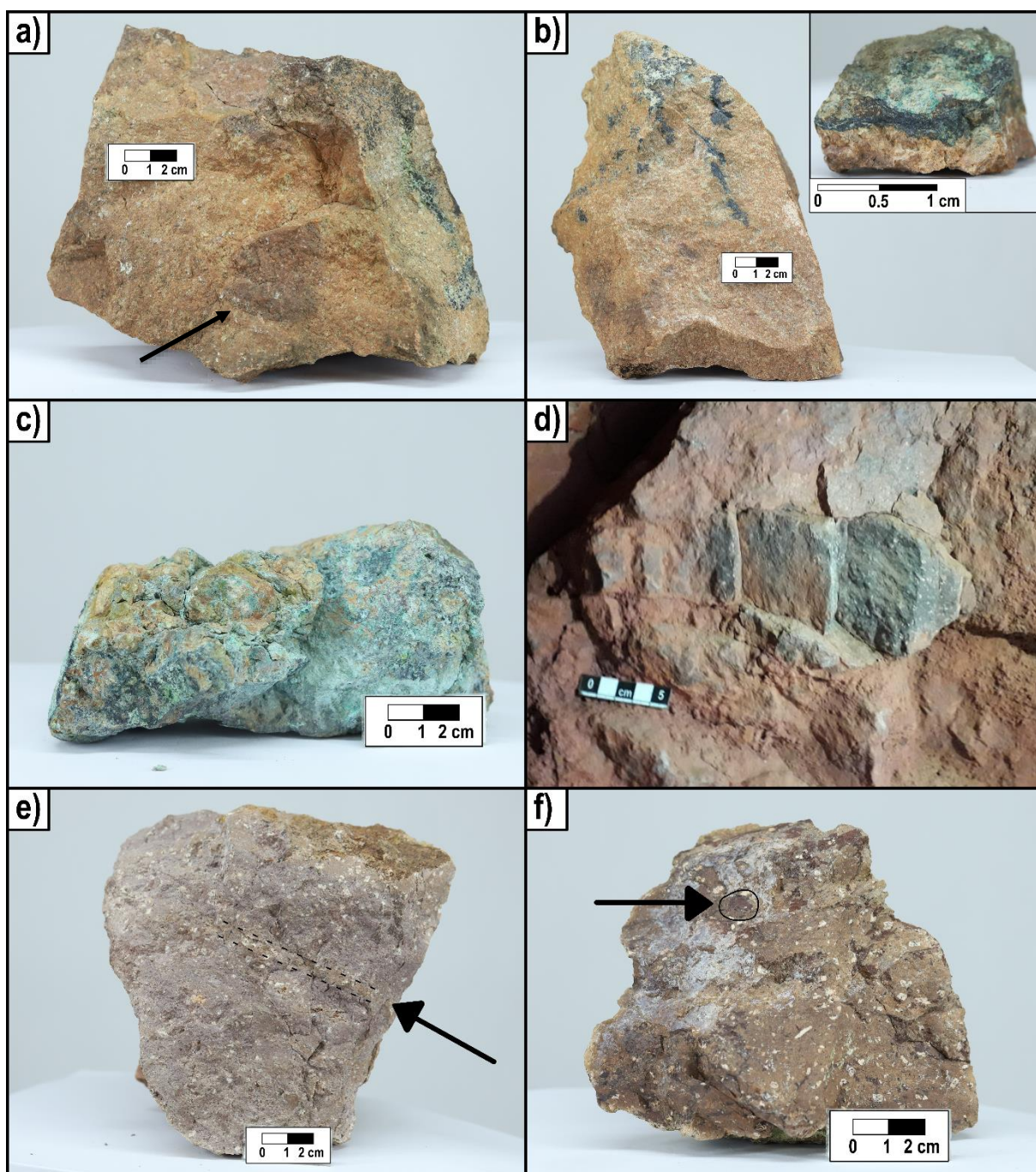


Fonte: autor.

O segundo litotipo ocorre associado às mineralizações. A rocha possui uma coloração marrom avermelhada e encontra-se moderadamente alterada. Apresenta uma textura porfirítica, com fenocristais de quartzos milimétricas e feldspato (sanidina) de tamanho milimétrico a centimétrico (granulação fina a média), imersos em uma matriz afanítica. Ocorrem também litoclastos e púmices achatados de tamanho

variado. Logo, a rocha pode ser classificada como uma piroclástica de composição riolítica (Figura 26).

Figura 26 – Variação das rochas piroclásticas de composição riolítica. a) Litoclasto em amostra de rocha piroclástica de composição riolítica. b) Fragmentos do rejeito de uma das galerias, onde ocorrem fraturas centimétricas preenchidas por minério de cobre. c) Malaquita preenchendo fraturas em uma rocha muito fraturada. d) Litoclasto de andesito presente na parede interna de uma das galerias. e) Faixa de púmices achatados. f) Litoclastos arredondados em rocha piroclástica.



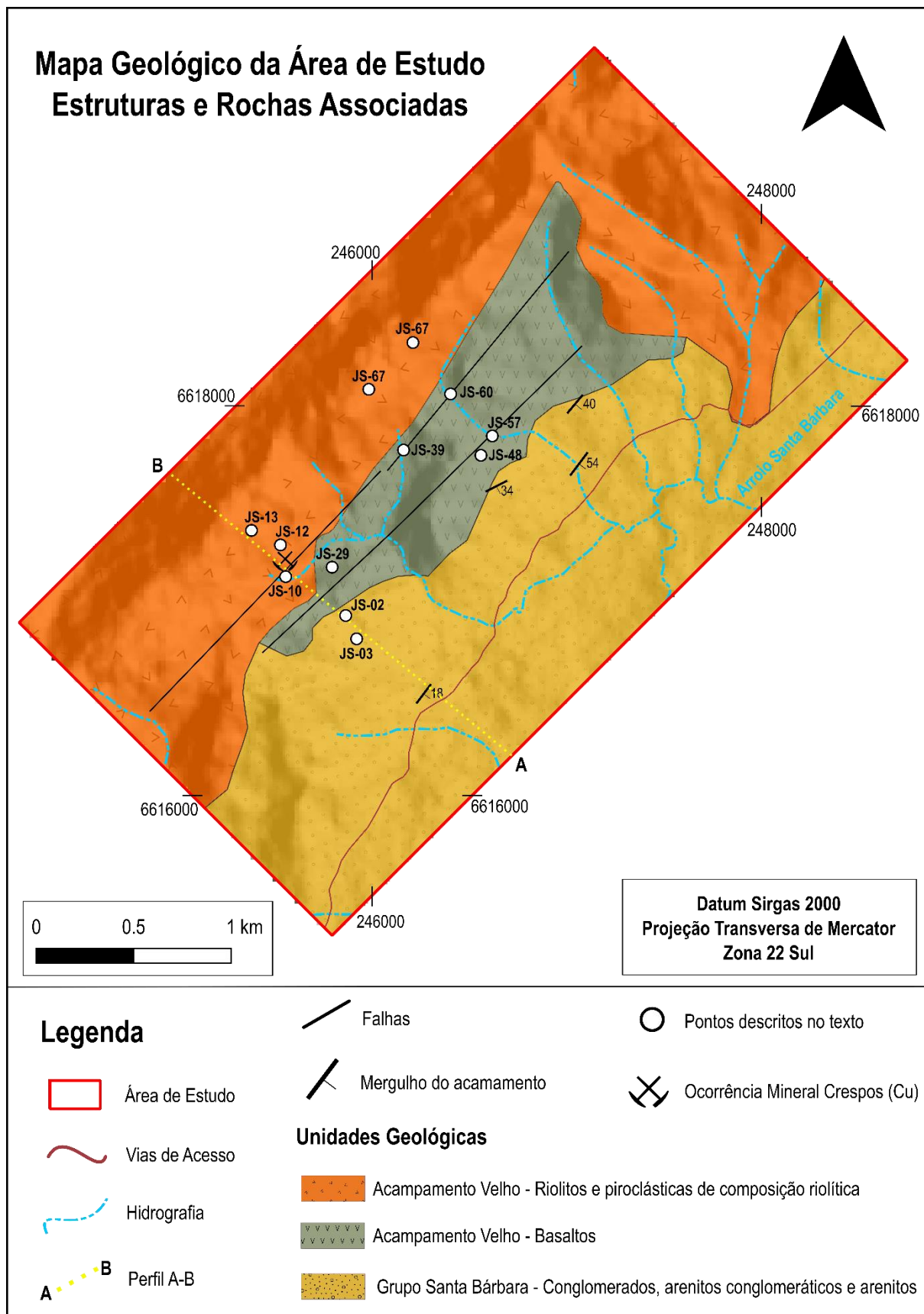
Fonte: autor.

9.3.2 Geologia estrutural

O mapa geológico abaixo apresenta os pontos onde foram coletadas informações referentes a geologia estrutural na área de estudo. Nota-se a presença de uma zona de falha na porção central da área de estudo, marcando o contato das rochas vulcânicas básicas com as rochas sedimentares e as rochas vulcânicas ácidas (Figura 27).

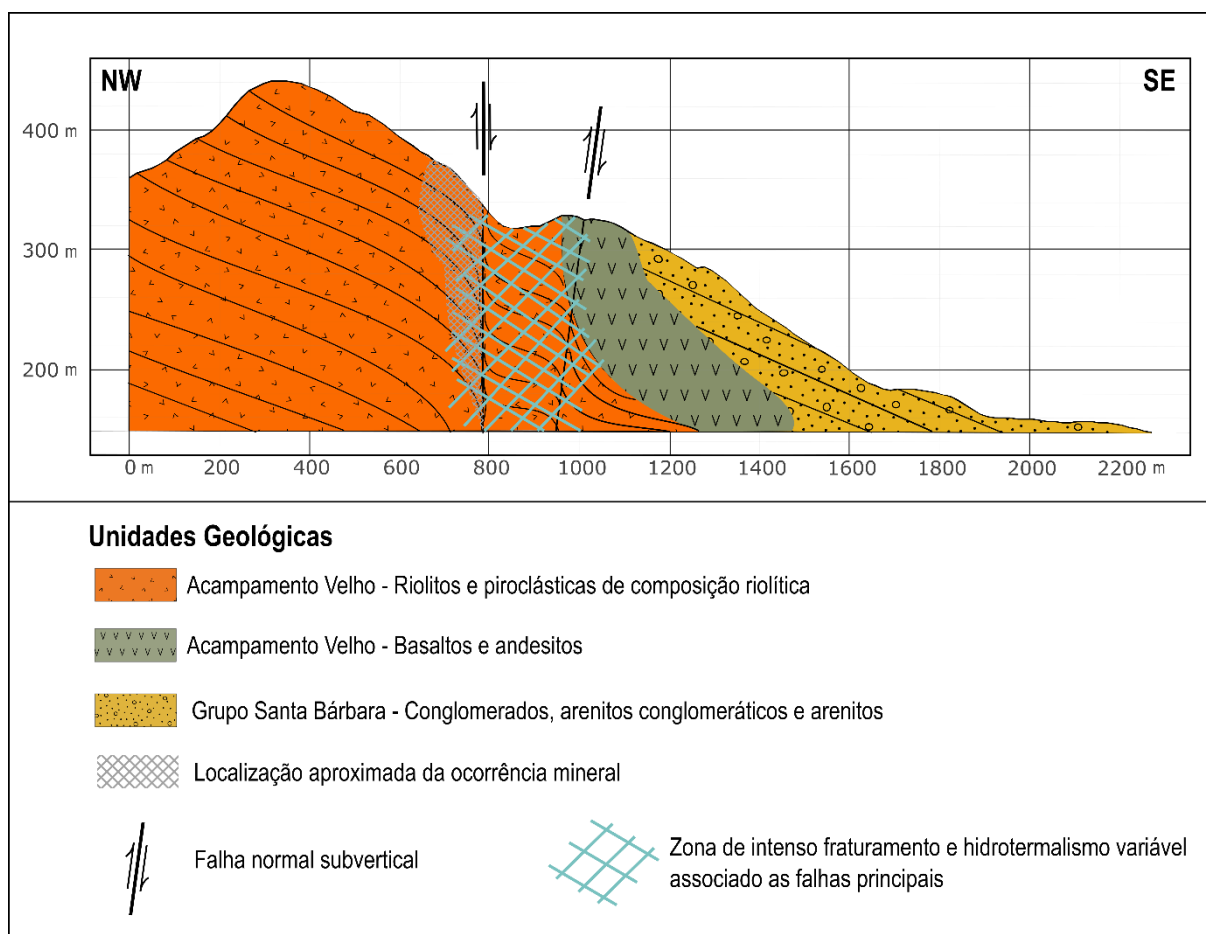
O perfil esquemático confeccionado utilizando o complemento *ProfileTool* do Qgis apresenta a interpretação do posicionamento das unidades e da ocorrência mineral na área de estudo (Figura 28).

Figura 27 – Mapa geológico da área de estudo com as estruturas e rochas associadas. Perfil A-B apresentado na figura 28.



Fonte: autor.

Figura 28 – Perfil esquemático A-B (fora de escala). Ver localização na Figura 27.



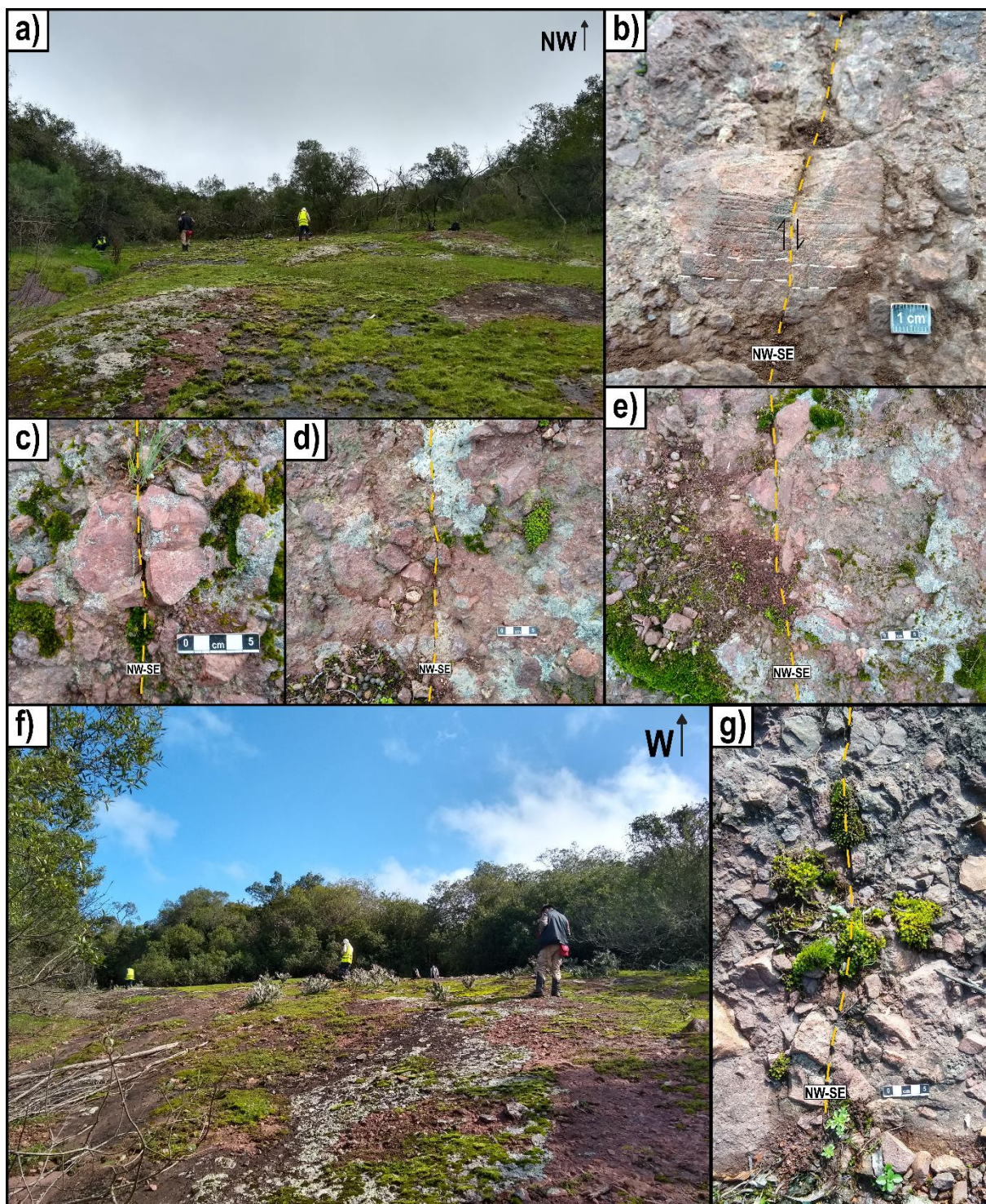
Fonte: autor.

Os afloramentos das rochas sedimentares, de modo geral, apresentam boas exposições, com afloramentos contínuos e de fácil acesso. No entanto, em sua grande maioria, encontravam-se pouco fraturados quando comparados com as demais unidades identificadas. O levantamento da densidade de fraturas foi possível de ser realizado nos pontos JS-02 e JS-03, onde afloram lajeados de conglomerado (Figura 29).

Os dois pontos estão em uma distância de 121 metros e uma diferença de altitude de 23 metros, apresentando a mesma família de fraturas verticais NW-SE. Uma feição frequente das fraturas presentes nestes conglomerados é a quebra de clastos de diferentes tamanhos. O ponto JS-02 encontra-se mais próximo do contato com as rochas vulcânicas básicas e um pouco mais fraturado que o ponto JS-03. Além

disso, nesse ponto é possível caracterizar algumas fraturas como de cisalhamento a partir do movimento de clastos fraturados.

Figura 29 – Características dos pontos JS-02 e JS-03. a) Afloramento do tipo lajeado do ponto JS-02. b) Deslocamento centimétrico de um clasto de riolito fraturado. c) d) e) e g) Comportamento das fraturas que ocorrem nos dois pontos. f) Afloramento do tipo lajeado no ponto JS-03.



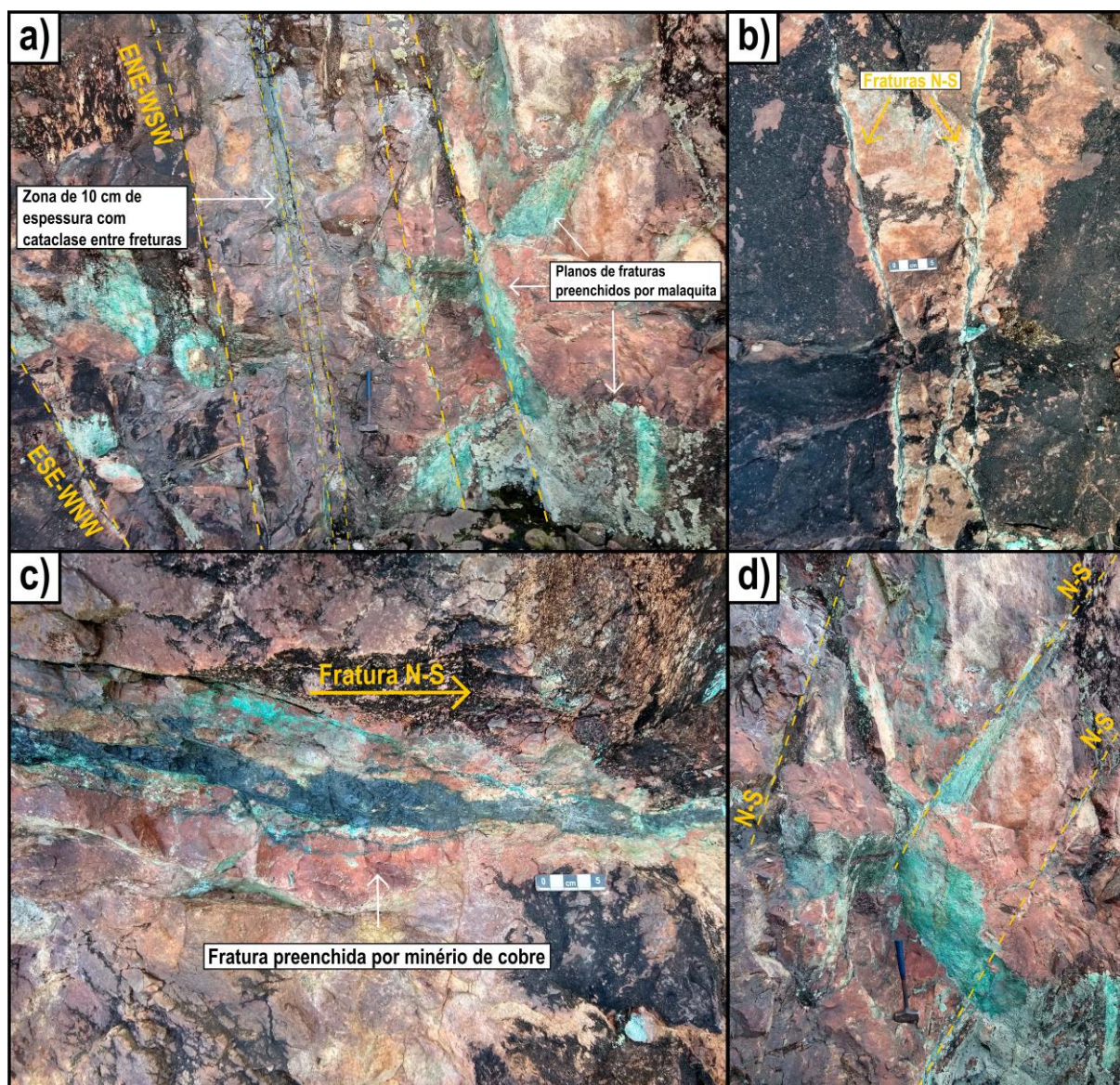
Fonte: autor.

Os afloramentos referentes às rochas vulcânicas ácidas geralmente não apresentam boas exposições para avaliar a densidade e o padrão de fraturas. Os lajeados, apesar de terem uma boa continuidade lateral, eram muito irregulares e com intenso faturamento, frequentemente com cobertura em zonas mais fraturadas que dificultavam a contagem do número de fraturas ao longo de uma linha contínua. Com isso, foi possível realizar a análise nos pontos JS-12, JS-13, JS-66 e JS-67 (Figura 30).

O ponto JS-12 trata-se de um afloramento na forma de talude e lajeado, em uma trincheira com aproximadamente dois metros de altura, 15 metros de comprimento e 1,5 metro de largura. A trincheira foi escavada para retirar o minério de cobre que ocorre preenchendo os planos de fratura. Neste local foram identificados três padrões de fraturamento.

O padrão de fraturamento N-S é o principal e hospeda os veios de maior espessura contendo o minério de cobre (Figura 30b, 30c, 30d). Associado a esse padrão, ocorrem zonas de cataclase centimétricas entre essas fraturas. Seguindo deste padrão, ocorrem fraturas secundárias de direção ENE-WSW e WNW-ESSE (Figura 30a) que formam um par conjugado.

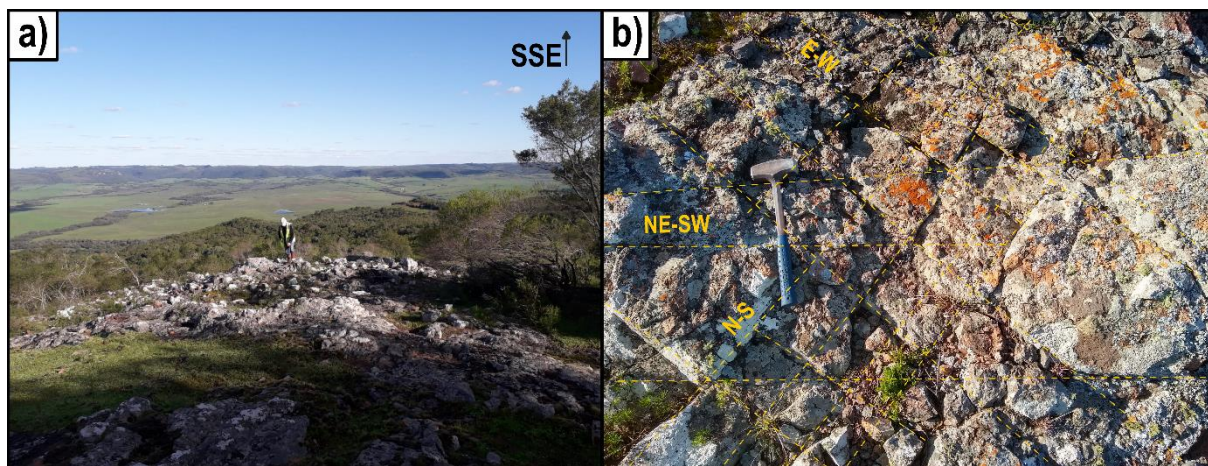
Figura 30 – Padrão de fraturamento ponto JS-12. a) Foto perpendicular às fraturas, de direção ENE-WSW e WNW-ESE em um talude. b) e c) Fraturas N-S preenchidas por minério de cobre. d) Foto perpendicular ao padrão de fraturamento N-S em um talude.



Fonte: autor.

No ponto JS-13 afloram lajeados de riolito de direção preferencial N-S, onde foi possível identificar três direções de fraturamento. Ocorre um conjugado de fraturas principais de direção E-W, segmentado por fraturas de direção NNW-SSE e por fraturas secundárias de direção NE-SW. Nota-se que a intersecção dessas fraturas gera por vezes “blocos” retangulares no afloramento (Figura 31).

Figura 31 – a) Afloramento do tipo lajeado irregular. b) Padrão de fraturamento observado em uma parte do afloramento.



Fonte: autor.

No ponto JS-66 também afloram lajeados de riolito, de direção preferencial NW-SE. Foram identificados dois padrões de fraturamento, um principal de direção N-S e um secundário de direção WNW-ESE. Em ambas as direções as fraturas são um pouco irregulares e apresentam um espaçamento que varia de milimétrico a centimétrico, chegando até 15 cm (Figura 32).

Figura 32 – Padrão de fraturamento em parte do afloramento do ponto JS-66.



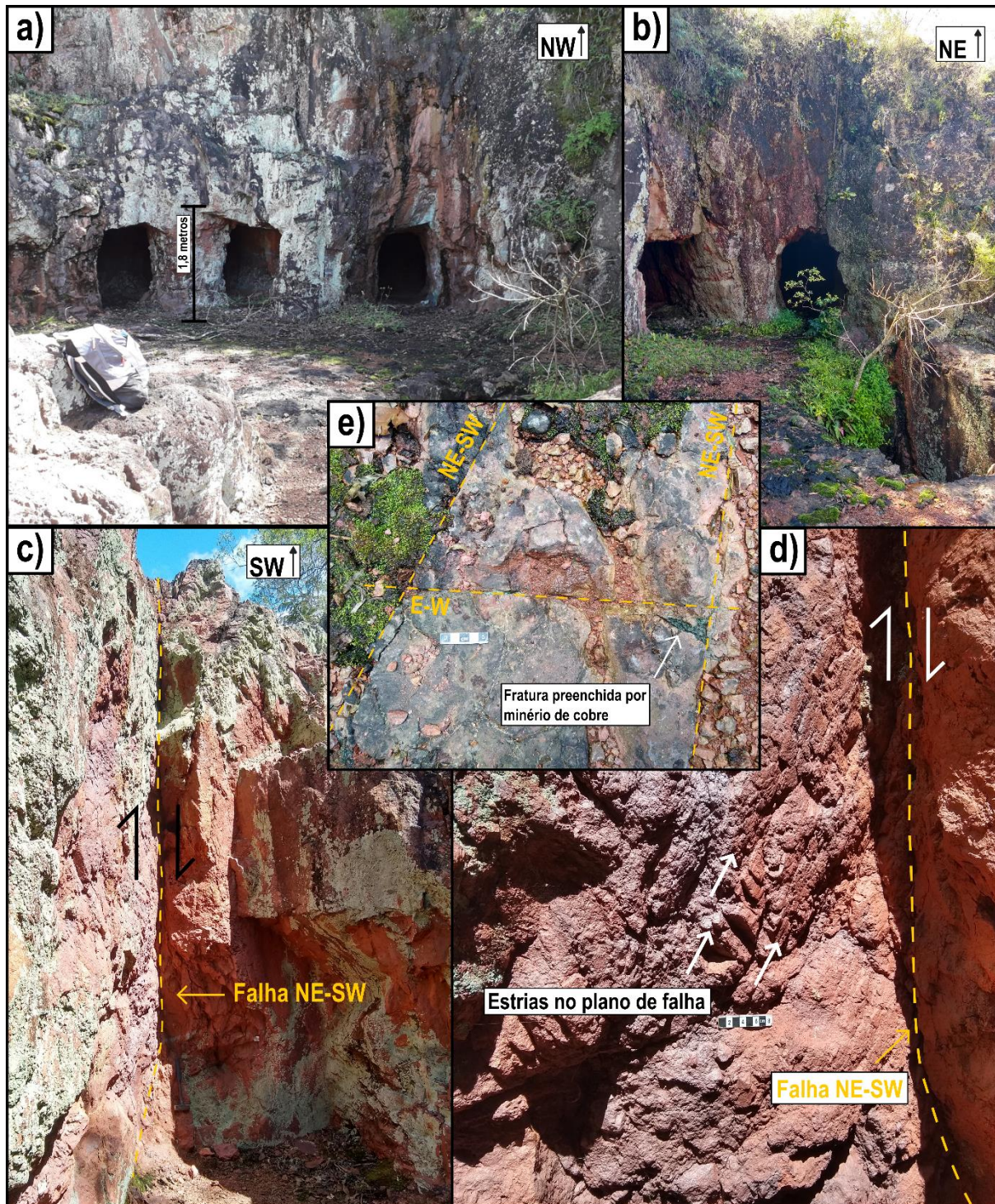
Fonte: autor.

O ponto JS-67 foi o último afloramento onde foi realizada a análise das fraturas. Este afloramento de riolito, na forma de lajeado, está localizado no topo da serra. Foi possível identificar três padrões de fraturamento, sendo o principal deles representado por fraturas N-S, assim como o ponto anterior. Além disso, ocorrem fraturas de direção E-W perpendiculares ao fraturamento principal e fraturas NW-SE de menor frequência.

Além dos pontos onde foi realizada a análise de densidade de fraturas, foram reconhecidas em campo três falhas de direção NE-SW.

A primeira falha identificada ocorre próxima à cava onde foram escavadas seis galerias, no ponto JS-10. As galerias foram escavadas em duas direções principais, uma NW-SE e outra paralela à falha NE-SW (Figura 33). Esta falha foi caracterizada como uma falha normal, levemente oblíqua, sendo possível identificar no plano de falha estrias e degraus que marcam o seu deslocamento. No chão da cava ocorrem fraturas preenchidas por minério de cobre, sendo duas fraturas de direção NE-SW paralelas à falha e uma principal de direção E-W. Apesar da boa exposição da rocha neste ponto, o intenso fraturamento da rocha ocasionado principalmente pelo desmonte por explosivos para a abertura das galerias inviabilizou a análise da densidade de fraturas. Somada a isso, a cobertura do piso por solo e líquen, importante para medir a densidade de fraturas, bem como paredes irregulares de difícil acesso ou que ofereciam risco de queda de blocos, também impossibilitaram uma coleta de dados apropriada e segura.

Figura 33 – a) Galerias escavadas na direção NW. b) Galerias escavadas na direção NE, perpendiculares à falha. c) Falha normal subvertical identificada no ponto JS-10. d) Estrias subverticais no plano de falha. e) Padrão de fraturamento de uma parte do piso da cava, com fraturas centimétricas preenchidas por minério de cobre.



Fonte: autor.

As outras duas falhas ocorrem associadas às rochas vulcânicas básicas, nos pontos JS-57 e JS-60, que estão a uma distância de 300 metros um do outro. Podem

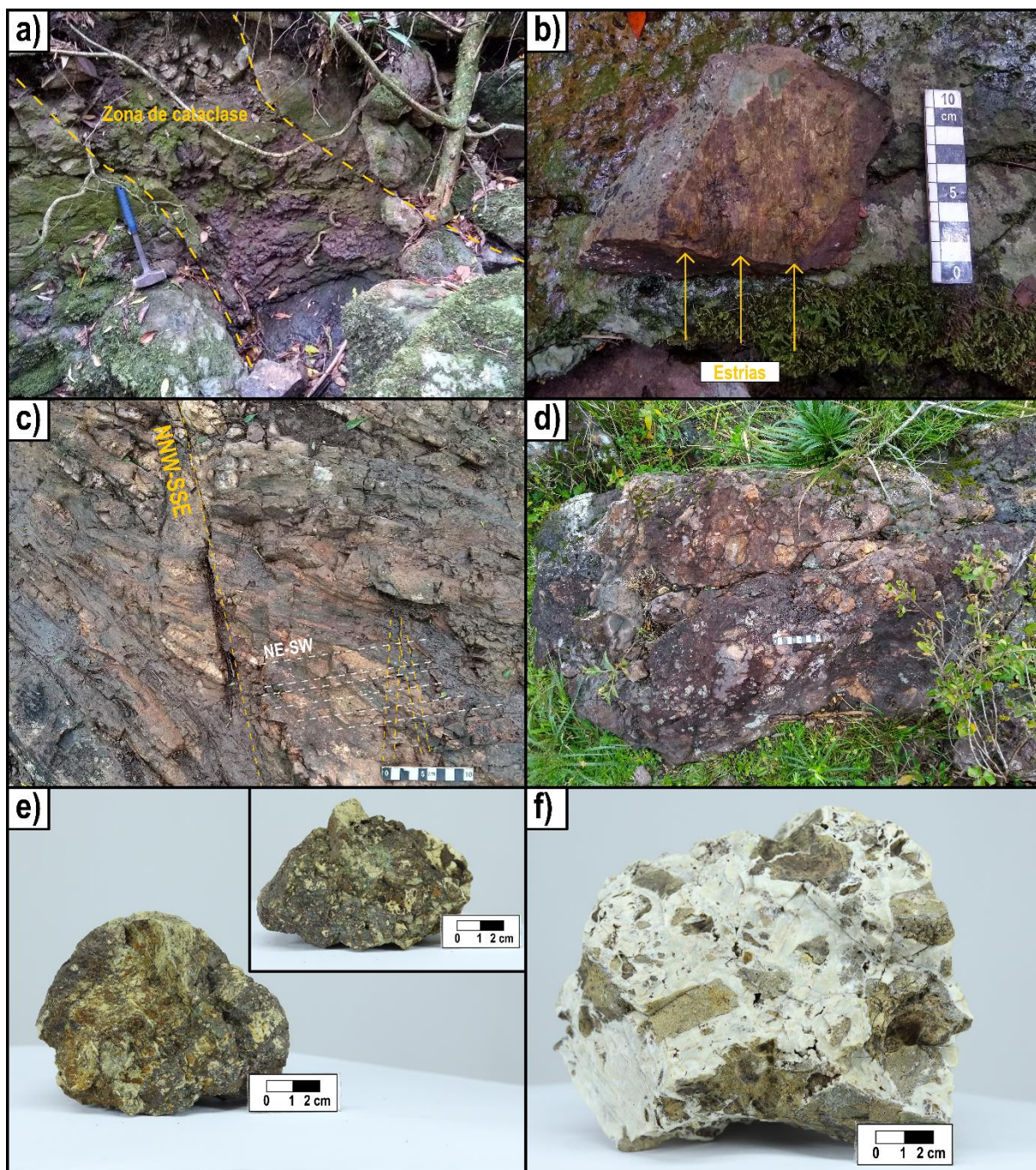
ser classificadas como falhas normais, em cujos planos ocorrem estrias de falha (Figura 34). Verificou-se também, em afloramento na drenagem próximo ao ponto JS-60, a ocorrência de uma zona de cataclasitos entre duas zonas de menor fraturamento da rocha (Figura 34).

Além das estruturas encontradas nos pontos onde as falhas foram identificadas, seguindo o traçado da falha no ponto JS-57 para SW, foi marcado o ponto JS-48, onde foi encontrado um afloramento do tipo lajeado de uma rocha de coloração marrom escura, moderadamente alterada, com estrutura foliada e intensamente fraturada, classificada como um cataclasito (Figura 34). Outra rocha aflora no local na forma de matacões, muito fraturada, sendo classificada como uma brecha vulcânica. Apresenta uma coloração marrom avermelhada, sendo composta por fragmentos muito angulosos de coloração bege, de tamanho milimétrico a centimétrico, de basalto/andesito muito alterado, imersos em uma matriz afanítica de coloração marrom escura e rica em ferro.

Seguindo também o traçado da falha, do ponto JS-60 para SW, foi marcado o ponto JS-39, onde uma das rochas encontradas no local também pode ser classificada como uma brecha hidrotermal com características muito parecidas com a do ponto JS-48, diferindo apenas por possuir algumas fraturas preenchidas por celadonita verde.

Outra rocha associada à zona de falha principal foi encontrada no ponto JS-29, sendo classificada como uma brecha hidrotermal. A rocha apresenta uma matriz de coloração branca, com clastos angulosos centimétricos de coloração marrom. Os clastos são muito angulosos e com formato irregular, possuem uma textura afanítica, possivelmente pertencentes ao mesmo tipo de rocha. A matriz é composta principalmente por quartzo leitoso e apresenta cavidades preenchidas por agregados de quartzo microcristalino.

Figura 34 – a) Zona de cataclase em afloramento na drenagem. b) Estrias de falha associadas ao plano da falha encontrada no ponto JS-60. c) Afloramento do tipo lajeado, com cataclasito identificado no ponto JS-48. d) Brecha vulcânica aflorando na forma de matacão no ponto JS-48. e) Brecha vulcânica encontrada no ponto JS-39. f) Brecha hidrotermal encontrada no ponto JS-29.



Fonte: autor.

9.4 Pós Campo

Após a conclusão da etapa de campo, foram elaborados os diagramas de roseta das fraturas, as tabelas de dados estruturais e mapas com os dados geológico-estruturais de campo. Devido à qualidade dos afloramentos, apenas em seis pontos foi realizada a análise da densidade de fraturas.

A Tabela 2 apresenta a densidade de fraturas obtidas nos afloramentos analisados em campo através da metodologia *scanline*, convertidas para 1 metro de linha. É possível notar que as fraturas mais frequentes nos afloramentos são as de direção N-S e NW, seguidas das fraturas E-W, WNW. As fraturas menos frequentes são as de direção NE, ENE e NNW. No total, a maior densidade de fraturas está localizada nos pontos JS-67 e JS-13.

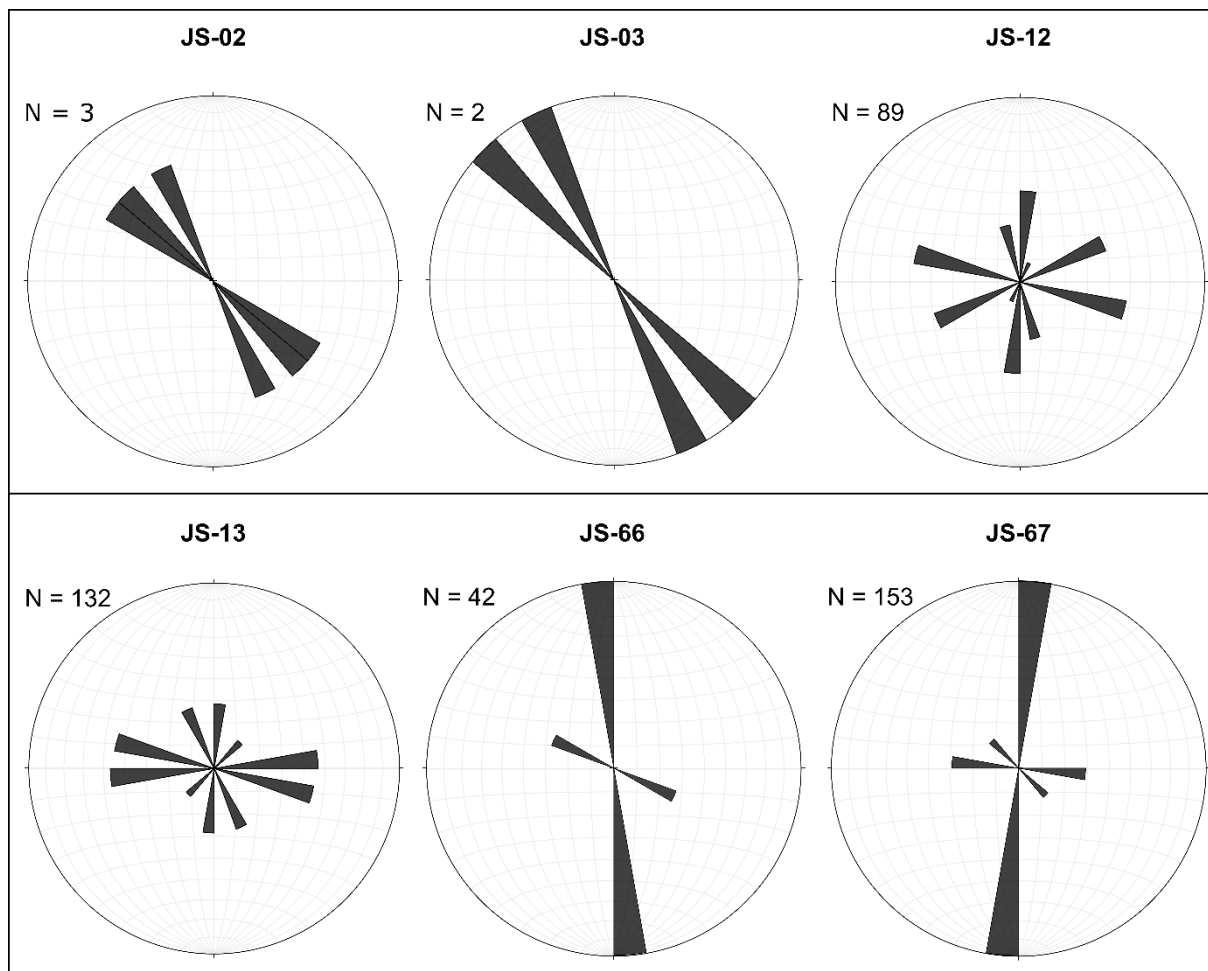
Tabela 2 – Densidade de fraturas nos pontos onde foi aplicado o método *scanline*. Medidas convertidas para 1 metro de linha.

| Ponto | N-S | NE | ENE | E-W | WNW | NW | NNW | Total |
|--------------|------------|-----------|------------|------------|------------|-----------|------------|--------------|
| JS-02 | - | - | - | - | - | 0,35 | - | 0,35 |
| JS-03 | - | - | - | - | - | 0,21 | - | 0,21 |
| JS-12 | 4,15 | - | 2,18 | - | 2,64 | - | - | 8,97 |
| JS-13 | - | 1,3 | - | 7,3 | - | - | 4,6 | 13,2 |
| JS-66 | 3,12 | - | - | - | 1,12 | - | - | 4,24 |
| JS-67 | 9,77 | - | - | 3,5 | - | 2,0 | - | 15,27 |

Fonte: autor.

Os diagramas de roseta foram confeccionados a partir da conversão das medidas dos diferentes pontos para um valor referencial de 10 metros de linha (Figura 35). Esta ação foi realizada pois há uma variação de 5 a 30 metros de linha nos afloramentos em que ao método *scanline* foi empregado. Para isso, foi aplicada uma simples regra de três, possibilitando fazer uma análise proporcional das fraturas em todos os afloramentos e ter dados suficientes para os diagramas de roseta.

Figura 35 – Diagramas de rosetas da frequência dos fraturamentos, feitos a partir das medidas de espaçamento normalizadas.



Fonte: autor.

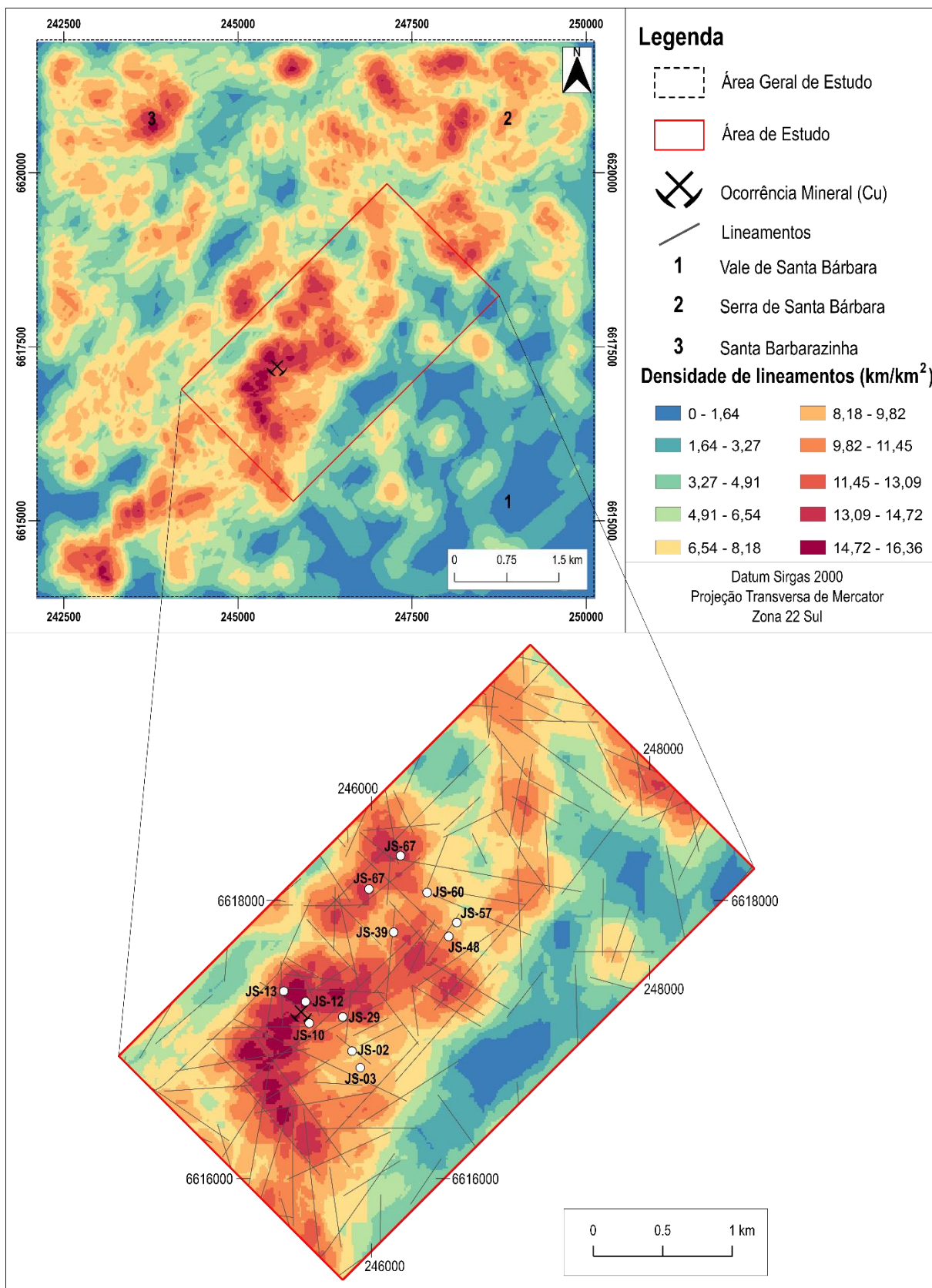
9.4.1 Densidade de Lineamentos

Após o trabalho de campo, onde foi verificado que em uma distância de 250 metros ocorrem variações do padrão da direção e densidade de fraturas, foi elaborado o mapa de densidade de lineamentos para a escala de 1:25.000. Com esse produto, é possível verificar as regiões com a maior concentração de lineamentos interpretados na área de estudo. Para isso, foi definido um raio de busca de 250 metros e um tamanho do célula de 12,5 metros, mesma resolução espacial do modelo digital de elevação utilizado para traçar os lineamentos.

No mapa de densidade que contempla todos os lineamentos na escala de 1:25.000 é possível verificar a presença de três regiões distintas (Figura 36). Na porção sudeste do mapa, correspondente ao Vale do Santa Bárbara, observa-se que

a densidade de lineamentos nesta área é predominantemente baixa. A região que concentra a maior densidade de lineamentos é correspondente à Serra de Santa Bárbara, localizada na faixa central do mapa, alongada na direção NE-SW. A ocorrência mineral está situada na porção com a maior densidade de lineamentos. Por fim, na região mais nordeste da área de estudo, referente à localidade de Santa Barbarazinha, há um predomínio de valores intermediários de densidade, com algumas áreas com densidade superior a 13,09 km/km² de lineamentos.

Figura 36 – Mapa da densidade de lineamentos na escala de 1:25.000.

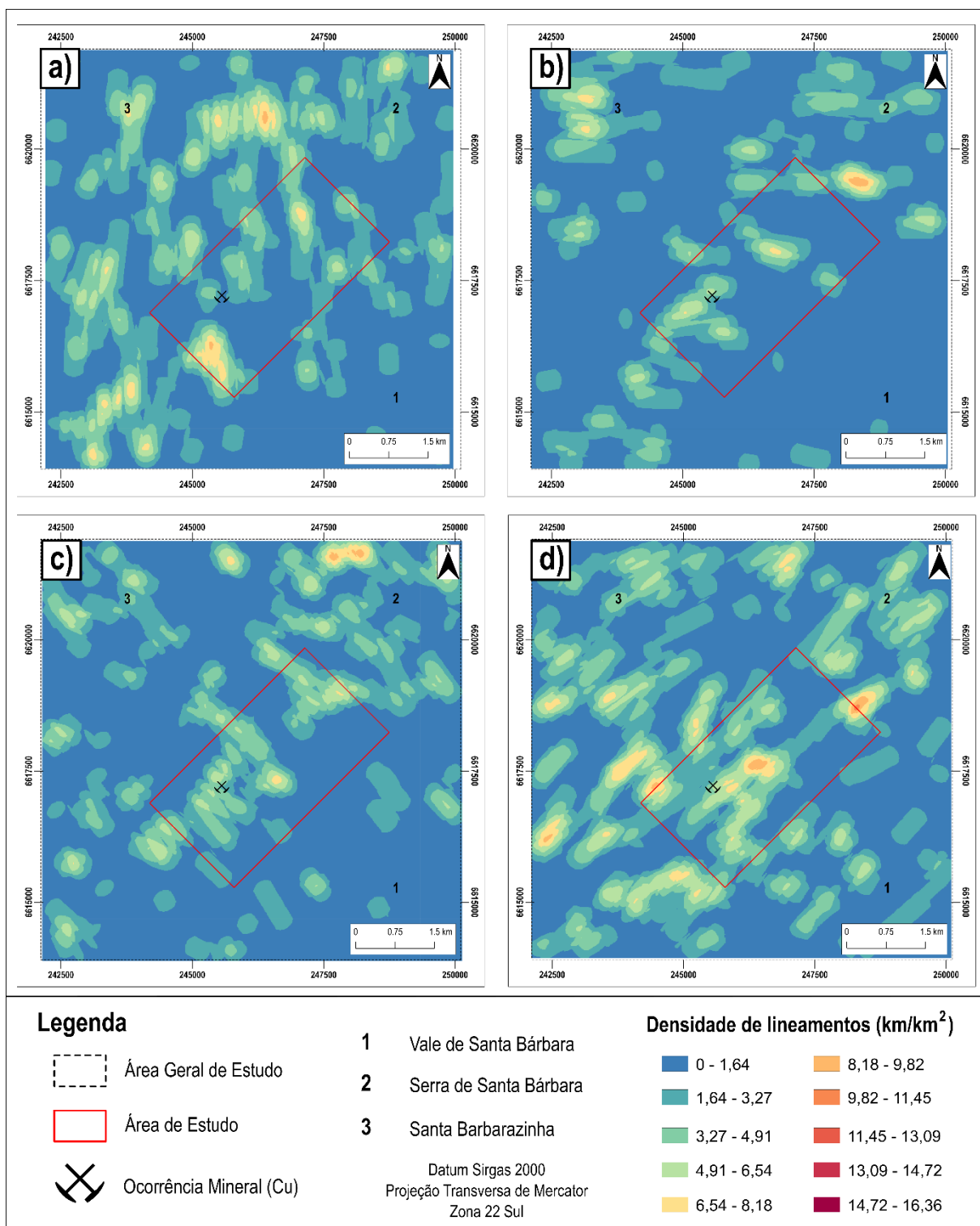


Fonte: autor.

A densidade de lineamentos foi analisada também de forma individual para cada uma das direções: N-S, E-W, NW-SE e NE-SW.

O mapa de densidade de lineamentos da direção NE-SW (Figura 37d) apresenta valores de densidade variando desde 0 a 9,82 km/km², distribuídos por toda a área geral de estudo, com os valores mais altos localizados na Serra de Santa Bárbara. Os valores de densidade referentes aos lineamentos de direção N-S (Figura 37a) também estão distribuídos por toda a área geral de estudo, onde pontualmente ocorrem áreas com uma densidade de 9,82 km/km². As áreas referentes a densidade de lineamentos NW-SE (Figura 37c) estão dispostas principalmente ao longo da Serra de Santa Bárbara, com o predomínio de valores de densidade variando entre 0 e 6,54 km/km². Por fim, os valores de densidade para a direção E-W (Figura 37b) variam de 0 a 8,18 km/km², sendo os valores mais altos situados principalmente ao longo da Serra de Santa Bárbara e na localidade de Santa Barbarazinha, a noroeste da área geral de estudo.

Figura 37 – Mapas de densidade de lineamentos. a) Mapa de densidade de lineamentos N-S. b) Mapa de densidade de lineamentos E-W. c) Mapa de densidade de lineamentos NW-SE. d) Mapa de densidade de lineamentos NE-SW.



Fonte: autor.

10. Discussões e Considerações Finais

O objetivo deste trabalho foi avaliar a relação de estruturas rúpteis com as mineralizações de cobre presentes na Serra de Santa Bárbara. Foram analisadas imagens de relevo sombreado para a extração de lineamentos geomorfológicos em diferentes escalas e posteriormente foram realizados trabalhos de campo para avaliar, por exemplo, a densidade de fraturas, as direções das estruturas, as rochas associadas e outros aspectos de campo, visando estabelecer uma relação entre as diferentes escalas de abordagem.

A análise de lineamentos geomorfológicos, a partir dos dados de sensoriamento remoto, permitiu identificar o predomínio de lineamentos de direção N025°E a N065°E em todas as escalas. Secundariamente ocorrem lineamentos de direção NW-SE e N-S que aumentam a frequência quanto maior for o detalhamento da escala. Por fim, os lineamentos E-W são os menos frequentes, ocorrendo principalmente nas escalas de maior detalhe. A partir da análise em diferentes escalas foi possível observar também que quanto maior for o detalhamento, mais descontínuos os lineamentos se tornam.

O predomínio de lineamentos de direção NE-SW e NW-SE na região onde está inserida a área de estudo, para todas as escalas analisadas, ocorre porque essas estruturas são as mais antigas a afetar o ESrg (Ribeiro, 1980). A ocorrência de lineamentos N-S presentes em todas as escalas e E-W menos frequente associado às escalas de maior detalhe, podem estar relacionadas a estruturas mais recentes que afetaram as rochas dessa região do ESrg, conforme também foi verificado por Souza (2019) na região do Cerrito do Ouro, que detalhou relações de cortes em fraturas de padrão muito semelhante.

A ocorrência mineral Crespos, no contexto das escalas de 1:200.000 e 1:100.000, está inserida em uma área controlada por lineamentos de direção NE-SW. Na escala de 1:50.000 foi possível notar que a ocorrência estava situada no local de intersecção de lineamentos de direção NE-SW e NW-SE. Esse padrão de estruturas é muito recorrente em mineralizações hospedadas em rochas da Bacia do Camaquã (LAUX *et al*, 2021). Já na escala de maior detalhe, é possível notar um padrão de lineamentos multidirecionais.

O mapa de densidade de lineamentos na escala de 1:25.000 permitiu visualizar as áreas com a maior concentração de lineamentos e diferenciar a área de estudo em

três regiões principais. O Vale de Santa Bárbara é a porção que apresenta valores mais baixos de densidade. Em campo foi possível observar que as principais feições morfológicas desta área são os afluentes do Arroio Santa Bárbara que apresentam uma direção preferencial NW-SE e o canal principal do arroio que possui uma direção preferencial NE-SW. A segunda região visualizada é referente a Serra de Santa Bárbara, onde ocorrem muitas intersecções de lineamentos. Em campo foi possível visualizar que essa alta densidade de lineamentos está associada a feições como escarpas, vales e cristas multidirecionais. Na terceira região, referente à localidade de Santa Barbarazinha, há um predomínio de valores intermediários de densidade, com algumas áreas de alta densidade.

O trabalho de campo possibilitou identificar uma zona/região preferencial contendo falhas normais subverticais de direção NE-SW que afetam tanto as rochas vulcânicas ácidas quanto as básicas. Esta zona de falha deu origem a áreas de cataclase e brechas vulcânicas, com o indício de um intenso hidrotermalismo que originou brechas hidrotermais, frequentemente contendo quartzo leitoso. Esta zona de falha pode ser secundária e paralela à Zona de Falha do Cerro dos Cabritos.

A condição dos afloramentos na região estudada inviabilizou a análise sistemática das fraturas em toda a área de estudo. Contudo, a partir dos pontos analisados é possível realizar algumas considerações.

Com relação às estruturas rúpteis é possível concluir que as rochas sedimentares mais distantes da zona de falha apresentam-se pouco fraturadas e que, mesmo as mais próximas como nos pontos JS-02 e JS-03, apresentam valores baixos de densidade de fraturas quando comparados com os demais pontos. Relacionando o mapa de densidade de lineamentos com a localização dos pontos JS-02 e JS-03 percebe-se que estão situados em uma zona de densidade entre 8,18 e 9,82 km/km² e próximos de um lineamento NW-SE, que possivelmente condicionou o fraturamento de direção NW-SE observado nos afloramentos.

As rochas vulcânicas ácidas apresentam um padrão multidirecional de fraturas, sendo as fraturas N-S, seguidas das E-W, as de maior frequência. Relacionando o mapa de densidade de fraturas com a localização dos pontos JS-12, JS-13, JS-66 e JS-67, nota-se que estão inseridos em zonas com uma alta densidade de lineamentos, que provavelmente condicionou os fraturamentos dessas rochas.

Considerando o comportamento das fraturas em campo e da zona de falha identificada, é possível dizer que as falhas de direção NE-SW são as estruturas mais

antigas da área de estudo. As fraturas N-S e E-W podem ser classificadas como fraturas extensionais, como verificado por Souza (2019) na região do Cerrito do Ouro e por Laux *et al.* (2021). Laux *et al.* (2021) correlacionam essas estruturas ao relaxamento final do evento Dom Feliciano, caracterizando o último evento de deformação. As demais fraturas provavelmente passaram por frequentes reativações que mostram diferentes magnitudes e regime de tensões que provocaram a reativação dessas fraturas (Laux *et al.*, 2021), dificultando a interpretação das relações de corte em campo.

Análises geoquímicas realizadas em amostras de rochas vulcânicas ácidas, onde a ocorrência Crespos está localizada, apresentam teores elevados de Cr, indicando que os fluídos mineralizantes foram lixiviados de rochas ígneas básicas estratigraficamente sotopostas às rochas vulcânicas ácidas (TONIOLO; GIL; SANDER, 2007). Apesar de aqueles autores considerarem o posicionamento das rochas básicas abaixo das vulcânicas ácidas, em campo verifica-se que estes depósitos de lava básica estão intercalados com os depósitos de lavas ácidas. Autores como Sommer *et al.* (2005) e Matté (2016) identificaram a ocorrência de derrames de lava básicas intercaladas com derrames de riolito na região do Platô da Ramada. No perfil esquemático da área de estudo fica evidente o basculamento geral das unidades da bacia do Camaquã para leste (FAMBRINE, 2003; PELOSI, 2005) e o posicionamento estratigráfico das rochas vulcânicas básicas acima das rochas vulcânicas ácidas.

Dentre os critérios atribuídos por Ribeiro, Bocchi e Figueiredo (1966) para identificação das ocorrências de cobre na região de Caçapava do Sul, foi observado que na área de estudo a ocorrência mineral Crespos está situada próximo de uma zona de falha, onde em campo foram verificadas várias evidências que comprovam a existência da mesma.

A proximidade com intrusões andesíticas é outro critério citado por Ribeiro, Bocchi e Figueiredo (1966). Porém, em campo, foi verificada a ocorrência de andesitos e basaltos na forma de derrames. Ribeiro, Bocchi e Figueiredo (1966) classificam esses andesitos referentes à formação Hilário. Entretanto, posteriormente foi identificado por Almeida *et al.* (2002) que o vulcanismo da Formação Acampamento Velho apresentava um comportamento bimodal, com a ocorrência de basaltos e basaltos andesíticos na região da Serra de Santa Bárbara.

Portanto, considerando todos os aspectos apresentados e discutidos acima, conclui-se que o padrão de fraturamento multidirecional e multitemporal das rochas vulcânicas ácidas e básicas foi fundamental para a deposição do minério. A percolação dos fluídos ocorreu de forma restrita ao contato entre as rochas vulcânicas ácidas e básicas da Formação Acampamento Velho. Aparentemente, a zona de falha fraturou mais os termos ácidos, criando uma maior porosidade e permeabilidade para deposição do minério.

A densidade elevada de fraturas extensionais N-S e a espessura de 3 a 5 cm nos veios no ponto JS-12 mostram que estas estruturas são as mais relevantes para a deposição do minério.

A avaliação combinada utilizando os dados de sensoriamento remoto e o mapeamento geológico e estrutural se mostrou muito eficiente para identificação do local mais favorável para encontrar a ocorrência mineral na área de estudo. Esta metodologia poderia ser aplicada para avaliar outros seguimentos da Serra de Santa Bárbara, pois existem também outras ocorrências que já foram descritas na região ou ainda ser empregada para o planejamento de campanhas de prospecção geoquímica e geofísica.

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA NACIONAL DE MINERAÇÃO - ANM. **Anuário Mineral Estadual do Rio Grande do Sul, 2018. Ano base 2017.** Disponível em: <https://www.gov.br/anm/pt-br/centrais-de-conteudo/publicacoes/serie-estatisticas-e-economia-mineral/anuario-mineral/anuario-mineral-estadual/rio-grande-do-sul/anuario-mineral-estadual-rio-grande-do-sul-2018-ano-base-2017>. Acesso em: 25 mai. 2022.

ALMEIDA, D.P.M.; ZERFASS, H.; BASEI, M.; PETRY, K.; GOMES, C.H.. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS-Brazil). **Gondwana Research**, v. 5, n. 3, p. 721-733, 2002.

ALMEIDA, D.P.M., ZERFASS, H., BASEI, M.A., LOPES, R.C. Eventos vulcânicos alcalinos na Bacia do Camaquã: o vulcanismo Neoproterozoico III Acampamento Velho e o magmatismo Meso-Ordoviciano (?) Rodeio Velho. In: **Ronchi, L.H. and Althoff, F. (Eds.), Caracterização e Modelamento de Depósitos Minerais.** Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, Brasil, p. 325-350. 2003,

ALMEIDA, D.P.M.; CHEMALE, F.; MACHADO, A. Late to post-orogenic Brasiliano-Pan-African volcano-sedimentary basins in the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. **Petrology—New Perspectives and Applications**, InTech—Open Access Publisher Rijeka, v. 5, p. 73–105, 2012.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B., FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1, p. 1-29, 1981.

ALMEIDA, R.P. **Tectônica e sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental). Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar)** - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

ALMEIDA, R.P.; JANIQUIAN, L.; FRAGOSO-CESAR, A R.S.; MARCONATO, A. Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: The Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. **Sedimentary Geology**. v. 217, p. 30-51, 2009.

ALMEIDA, R.P.; SANTOS, M.G.M.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; JANIQUIAN, L.; FAMBRINI, G. Recurring extensional and strike-slip tectonics after the Neoproterozoic collisional events in the southern Mantiqueira province. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 84 (2), p. 347–376, 2012.

ASF - ALASKA SATELLITE FACILITY. Disponível em: <https://search.asf.alaska.edu/> Acesso em: 28 de abril de 2022.

BETTENCOURT, J. S. Mina de Cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul. 1972. **Tese de Doutorado.** Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.

BICCA, M.M.; CHEMALE JUNIOR, F.; JELINEK, A.R.; OLIVEIRA, C.H.E.; GUADAGNIN, A.; ARMSTRONG, R. Tectonic evolution and provenance of the Santa

Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 173-192, 2013.

BORBA, A.W. **Evolução geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-Riograndense, RS, Brasil)**: uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. Tese de Doutorado. Porto Alegre: Instituto de Geociências, UFRGS.109 f., 2006.

BORBA, A.W., MARASCHIN, A.J.; MIZUSAKI, A. M. P. Evolução tectono-estratigráfica e paleoclimática da Formação Maricá (Escudo Sul-rio-grandense, Brasil): um exercício de geologia histórica e análise integrada de uma bacia sedimentar neoproterozóica. **Pesquisas em Geociências**. Porto Alegre, RS. Vol. 34, n. 2 (2007), p. 57-74, 2007.

BORBA, A. W.; MIZUSAKI, A. M. P.; SANTOS, J. O. S.; MCNAUGHTON, N. J.; ONOE, A. T.; HARTMANN, L. A. U-Pb zircon and ⁴⁰Ar-³⁹Ar K-feldspar dating of synsedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. **Basin Research**, p. 359-375, 2008.

BORTOLOTTI, O. J. Petrography of marbles from Caçapava do Sul, RS, Southern Brazil. **Ciência e Natura**, v. 9, n. 9, p. 37-66, 1987.

CÔRTEZ, A. R. P. Integração de dados geofísicos e geológicos na caracterização morfológica de ocorrência de cobre na borda norte da Bacia do Camaquã (RS). Dissertação de mestrado, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho. Rio Claro, São Paulo, 2015.

ELSHKAKI, A.; GRAEDEL, T. E.; CIACCIC, L.; RECK, B. K. Resource demand scenarios for the major metals. **Environmental science & technology**, v. 52, n. 5, p. 2491-2497, 2018.

FAMBRINI, G.L. **O grupo Santa Bárbara (neoproterozóico III) da bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 2003.

FAMBRINI, G. L.; ALMEIDA, R. P.; FRAGOSO CESAR, A. R. S. Revisão litoestratigráfica do Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na sub-bacia Camaquã Ocidental, Rio Grande do Sul, Brasil. **Estudos geológicos**, v. 15, n. 1, p. 165-195, 2005.

FAMBRINI, G.L.; ALMEIDA, R.P.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S. Estratigrafia e evolução paleogeográfica do Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na sub-bacia Camaquã Ocidental, Rio Grande do Sul, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências** 36, p. 550–565, 2006.

FIGUEIREDO, D. Conceitos básicos de sensoriamento remoto. **São Paulo**, 2005.

FOSSEN, H. Geologia estrutural. **São Paulo: Oficina dos textos**, p. 204-205, 2012.

FRAGOSO CESAR, A. R. S., FAMBRINI, G. L., MACHADO, R., RICCOMINI, C., ALMEIDA, R. P. D., PELOSI, A. P. D. M. R., JANIKIAN, L. Significado tectônico do magmatismo Rodeio Velho no Rift Guaritas (Eopaleozóico do Rio Grande do Sul, Brasil). **Boletim de Resumos**, 1999.

FRAGOSO CESAR, A. R. S.; ALMEIDA, R. P. D.; FAMBRINI, G. L.; PELOSI, A. P. D. M. R.; JANIKIAN, L. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III-Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. **I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: ESCUDO E BACIAS ILEA/UFRGS**. Porto Alegre, 2003.

GASTAL, M. C.; FERREIRA, F.J.F. Discussão dos processos de construção do complexo granítico São Sepé, RS: feições geológicas e petrográficas. **Pesquisas em Geociências**, v. 40, n. 3, p. 233-257, 2013.

GHOSH S.K. Structural Geology: Fundamentals and Modern Developments. **Oxford, Pergamon Press**, 598 p. 1993.

GODINHO, L.P.S.; ALMEIDA, R.P.; MARCONATO, A.; SANTOS, M.G.M.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S. Análise de proveniência dos arenitos conglomeráticos do Grupo Guaritas (RS): implicações para o paleoclima e a paleogeografia da sub-bacia Camaquã Central no Eocambriano. **Geologia USP**, Série científica, São Paulo, v. 13, n. 2, p. 123-144, 2013.

GUPTA, R. P. **Remote sensing geology**. Springer, 2017.

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, Comunicação e Identidade, p. 97- 123, 2007.

HARTMANN, L. A.; SCHNEIDER, J. O.; MCNAUGHTON, N. J. Detrital zircon U-Pb age data, and Precambrian provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, southern Brazilian Shield. **International Geology Review**, Taylor and Francis, v. 50, n. 4, p. 364–374, 2008.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. Província Mantiqueira. In: **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Organizado por: V.M. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & Brito-Neves, B.B., São Paulo; Beca, p. 203-234. 2004.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA – IBGE. **Coleção de Mapas Municipais**, 2020. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/cartas-e-mapas/mapas-municipais/31452-colecao-de-mapas-municipais.html?=&t=acesso-ao-produto>. Acesso em: 22 de abril de 2022.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.P.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; FAMBRINI, G.L. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo:

litoestratigrafia, evolução paleoambiental e contexto tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 4, p. 349-362, 2003.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.P.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; CORRÊA, C.R.A.; PELOSI, A.P.M.R. Evolução Paleoambiental e sequências deposicionais do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho (Supergrupo Camaquã) na porção norte da Sub-bacia Camaquã ocidental. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 2, p. 245-256, 2005.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R. P.; TRINDADE, R. I. F.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; D'AGRELLA-FILHO, M. S.; DANTAS, E. L., & TOHVER, E. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications. **Terra Nova**, v. 20, n. 4, p. 259-266, 2008.

JULIANI, C.; MONTEIRO, L. V.; FERNANDES, C. M. D. Potencial mineral: cobre. **Recursos Minerais do Brasil: problemas e desafios**, p. 134-153, 2016.

LAUX J. H., STROPPER J. L., PROVENZANO C. A. S., HORN B. L. D., KLEIN C. **Escudo Sul-Rio-Grandense, estado do Rio Grande do Sul. Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral Levantamentos Geológicos e de Potencial Mineral de Novas Fronteiras**. Porto Alegre: CPRM (Serviço Geológico do Brasil), 2021.

LEINZ, V., BARBOSA A. F., TEIXEIRA, G. A. **Mapa Geológico Caçapava – Lavras**. Boletim 90, Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio – RS, 39p., 1941.

MATTÉ, V. **O vulcanismo ediacarano da porção oriental do Platô da Ramada, oeste do Escudo Sul-rio-grandense**. Porto Alegre: IG-UFRGS. Tese de doutorado, 222p. 2016.

MATTÉ, V.; SOMMER, C. A.; LIMA, E. F.; PHILIPP, R. P.; BASEI, M. A. S. Post-collisional Ediacaran volcanism in oriental Ramada Plateau, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 71, p. 201-222, 2016.

MENESES, P.R.; ALMEIDA, T. **Introdução ao processamento de imagens de Sensoriamento Remoto**. 1. ed. Brasília: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, 2012. v. 1. 266p.

NOVO, E. M. **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações**. 4. ed. São Paulo: Edgard Blücher. 2010.

O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. **Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms**. GSA Bulletin, v. 87, p. 1463 - 1469, 1976

OLIVEIRA, D. B.; MORENO, R. S.; MIRANDA, D. J.; f, C. S.; SEOANE, J. C. S.; MELO, C. L. Elaboração de um mapa de lineamento estrutural e densidade de lineamento através de imagem SRTM, em uma área ao norte do Rio Doce, ES. In: **XIV SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO**, 14, 2009, Natal. Anais... Natal: INPE, 2009, p. 4157-4163.

OLIVEIRA C.H.E., CHEMALE JR. F., JELINEK A.R., BICCA M.M., PHILLIP R.P.. U-Pb and Lu-Hf Isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano Belt, Brazil. **Precambrian Research**, 246:240-255. 2014.

PAIM, P.S.G.; CHEMALE JR., F.; WILDNER, W. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã. Ciência e Natura. In: **Revista do Centro de Ciências Naturais e Exatas-UFSM Edição Especial**, v.36, p. 183-193, 2014.

PELOSI, A.P.M.R.; FRAGOSO-CÉSAR, A.R.S. Proposta de classificação litoestratigráfica para o Grupo Maricá. **I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias**. Porto Alegre. Anais, p. 133-138, 2003.

PELOSI, A.P.M.R. **Evolução paleogeográfica do Grupo Maricá, Neoproterozóico Pré-600 Ma do Rio Grande do Sul**. 2005. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

PETRY, K. **Feições de interação vulcano-sedimentares: seu uso como indicadores de contemporaneidade no magmatismo Rodeio Velho (meso-ordoviciano) e no vulcanismo Serra Geral (cretáceo inferior)**. São Leopoldo - RS, 2006. 88p. Dissertação (Mestrado em Geociências). Universidade do Vale do Rio do Sinos.

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

PICADA, R. S. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense. Caracterização dos sistemas de falhas. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**. 1971. p. 167-191.

PRIEST, S. D.; HUDSON, J. A. Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys. In: **International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts**. Pergamon, 1981. p. 183-197.

PRIEST, S. D. **Discontinuity analysis for rock engineering**. Springer Science & Business Media, 1993.

POLLARD, D. D.; FLETCHER, R. C. **Fundamentals of Structural Geology**. Cambridge University Press, 2005.

RIBEIRO, M.; BOCCHI, P. R.; FIGUEIREDO, F. P. M. 1966. **Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul – Brasil**. Boletim do D.N.P.M., 127.

RIBEIRO, M.; CARRARO, C. C. **Geotectonic map of the Caçapava do Sul Region RS-Brazil**. Mapa Instituto de Geociências, Porto Alegre, v. 1, 1971.

RIBEIRO, M. 1980. Geossuturas do escudo do Rio Grande do Sul. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**. p. 2709-2178.

SANTOS, M. G. M.; ALMEIDA, R. P.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S. Paleostress analysis in brittle structures of the Camaquã copper mines. **Brazilian Journal of Geology**, v. 42, n. 3, p. 573-584, 2012.

SOMMER, C.A.; LIMA, E.F.; NARDI, L.V.S.; FIGUEIREDO, A.M.G.; PIEROSAN, R. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Elsevier, v. 18, n. 3-4, p. 237–254, 2005.

SOUZA, I. C. M. **Investigação estrutural de uma região do Cerrito do Ouro, São Sepé–RS, e relações com anomalias magnéticas NW**. 2019.

TEIXEIRA, A.L.; GAUCHER, C.; PAIM, P.S.G.; FONSECA, M.M.; PARENTE, C.V.; SILVA FILHO, W.F.; ALMEIDA, A.R. Bacias do estágio da transição da Plataforma Sul-Americana. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B.B. (Orgs.), **Geologia do Continente Sul-Americano**. Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, p. 487-536, (Cap. 29), 2004.

TONIOLO, J. A.; GIL, C. A. A.; SANDER, A. **Metalogenia das Bacias Neoproterozóicas-Eopaleozóicas do Sul do Brasil: Bacia do Camaquã**. CPRM, Porto Alegre, 154 p., 2007.

TRAVASSOS, R. P. **Interpretação estrutural regional do Escudo Sul-riograndense - Rio Grande do Sul - Brasil, com base em aeromagnetometria**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Brasília (UNB), Instituto de Geociências – IG, 2014.

TWISS, R. J.; MOORES, E. M. **Structural Geology**. 2ª. ed. New York, USA: W.H. Freeman and Company, 2007. 711 p.

VAN DER PLUIJM, B. A.; MARSHAK, S. **Earth Structure: an introduction to structural geology and tectonics**. 2ª ed. New York: W. W. Norton & Company, 2004.

WATKINS, H.; BOND, C. E., HEALY, D.; BUTLER, R. W. 2015. Appraisal of fracture sampling methods and a new workflow to characterise heterogeneous fracture networks at outcrop. **Journal of Structural Geology**, 72, 67-82, 2015.

WILDNER, W.; RAMGRAB, G. E.; LOPES, R. C.; IGLESIAS, C. M. F. Geologia e recursos minerais do estado do Rio Grande do Sul: escala 1:750.000. Porto Alegre: CPRM, 2008. 1 DVD-ROM. **Programa Geologia do Brasil**; Mapas Geológicos Estaduais.