

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA**

**MARIELI MACHADO ZAGO**

**OFIOLITOS NA REGIÃO DO CERRO MANTIQUEIRA: INTEGRAÇÃO  
GEOFÍSICA E GEOLÓGICA, LAVRAS DO SUL, RS**

**Caçapava do Sul**

**2021**

**MARIELI MACHADO ZAGO**

**OFIOLITOS NA REGIÃO DO CERRO MANTIQUEIRA: INTEGRAÇÃO  
GEOFÍSICA E GEOLÓGICA, LAVRAS DO SUL, RS**

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

Orientador: Prof. Dr. Maximilian  
Fries

**Caçapava do Sul**

**2021**

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) .

Z180 Zago, Marieli Machado

Ofiolitos na região do Cerro Mantiqueira: Integração  
geofísica e geológica, Lavras do Sul, RS / Marieli Machado  
Zago.

49 p.

Trabalho de Conclusão de Curso(Graduação)-- Universidade  
Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2021.

"Orientação: Maximilian Fries".

1. Rochas ultramáficas. 2. Magnetometria. 3. Magnetometria.  
I. Título.



SERVIÇO PÚBLICO FEDERAL  
MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
Universidade Federal do Pampa

**MARIELI MACHADO ZAGO**

**OFIOLITOS NA REGIÃO DO CERRO MANTIQUEIRA: INTEGRAÇÃO  
GEOFÍSICA E GEOLÓGICA, LAVRAS DO SUL, 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:

04 de maio de 2021.

Banca examinadora:

---

Prof. Dr. Maximilian Fries

Orientador

UNIPAMPA

---

Prof. Msc. Luiz Delfino Teixeira Albarnaz

## UNIPAMPA

---

Prof. Dra. Delia Del Pilar Montecinos de Almeida

UNIPAMPA



Assinado eletronicamente por **MAXIMILIAN FRIES, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 14/05/2021, às 10:18, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **LUIZ DELFINO TEIXEIRA ALBARNAZ, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 14/05/2021, às 10:20, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **DELIA DEL PILAR MONTECINOS DE ALMEIDA, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 14/05/2021, às 18:41, 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](https://sei.unipampa.edu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0), informando o código verificador **0525818** e o código CRC **0139D051**.

Universidade Federal do Pampa, Campus Caçapava do Sul

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a Deus por permitir que mais essa importante etapa de minha vida fosse acompanhada de muita tranquilidade, saúde e paz.

Aos meus pais e meu irmão pelo incentivo, apoio e compreensão que sempre tiveram perante minhas escolhas e sonhos.

A Durga por estar presente em todos os momentos de reflexão, horas de estudos tanto de dia, quanto de madrugada e por escutar todas as minhas ideias. Minha felina também será geóloga em breve!

Ao Neni por ser meu companheiro de vida e apoiar todas minhas decisões, por manter minha mente livre de paranóias e por fornecer nutrientes necessários para que minha criatividade e imaginação voassem longe.

Ao meu orientador Maximilian Fries por estar presente em mais uma jornada acadêmica. Dessa vez utilizando o método de magnetometria que requer muita paciência e estudo. Obrigada pela disposição e parceria de sempre.

Ao Welington Dal Bem que participou da construção da ideia desse projeto, foi um grande incentivador e acreditou nos resultados mesmo antes de estar oficialmente no papel.

## RESUMO

Os estudos acerca de um conjunto de rochas denominadas de ofiolitos iniciou-se no século XIX, sendo as principais pesquisas conduzidas na Europa e América do Norte a partir dos mundialmente conhecidos ofiolitos de Troodos (Chipre) e Semail (Omã). No Brasil, as pesquisas eram raras e, somente a partir do século XXI, tem-se registros de informações geológicas mais expressivas. Ainda assim, os complexos ofiolíticos carecem de um maior volume de pesquisas científicas e, principalmente, de uma integração dos estudos já realizados. A maioria tem idades predominantemente Neoproterozoica e estão distribuídos em cinturões móveis brasileiros localizados nas províncias Tocantins, Borborema e Mantiqueira. No estado do Rio Grande do Sul tem-se ocorrências no cinturão Dom Feliciano, pertencente a porção meridional da Província da Mantiqueira. No entendimento geológico e diversas feições associadas, a aplicação dos métodos geofísicos vem representando importante contribuição ao longo da história. Na década de 40 a sísmica foi importante para o mapeamento do assoalho oceânico e, posteriormente, na consolidação da teoria da tectônica de placas sendo esta determinante para o estudo da evolução e alojamento de complexos ofiolíticos. Com o avanço tecnológico nas décadas seguintes, o uso de equipamentos geofísicos aerotransportados permitiu um reconhecimento regional de áreas sem conhecimento geológico. Desta maneira, houve uma otimização e incremento nas identificações das mais diversas formas estruturais, lineamentos regionais e, também, os contrastes de anomalias que permitiram o descobrimento de litologias, jazidas minerais e outras feições importantes para o reconhecimento da geologia. Neste sentido, este estudo tem realizou a integração de informações geológicas (mapeamentos geológicos de detalhe e regionais, análises químicas e ocorrências minerais), geofísicas (aeromagnetometria e aerogamaespectrometria) e geomorfológicas (variação do relevo e a declividade do terreno) em um complexo ofiolítico denominado Cerro Mantiqueira. Esta feição, situa-se a 15 km e a SW da cidade de Lavras do Sul, estado do Rio Grande do Sul, Brasil. A integração geofísico-geológica e resultados constituiu uma importante contribuição no entendimento das dimensões e geometrias de corpos litológicos, descontinuidades/estruturas regionais e para a posterior definição e mapeamento de corpos litológicos semelhantes. Complementarmente, o uso de informações geomorfológicas oferece importante auxílio no controle da qualidade (sinal) de dados geofísicos e, também, na identificação com melhor precisão de feições estruturais e litológicas.

Palavras-chave: Rochas ultramáficas; Magnetometria;

## ABSTRACT

Studies on lithotypes called ophiolites began in the 19th century, with the main research conducted in Europe and North America focusing on the worldwide known Troodos (Cyprus) and Semail (Oman) ophiolites. In Brazil, surveys were rare until the 20th century and, only from the 21st century, there are records of more expressive geological information. Even so, ophiolitic complexes lack a greater volume of scientific research and, mainly, an integration of studies already carried out. Most are predominantly Neoproterozoic in age and are distributed in Brazilian mobile belts located in the provinces of Tocantins, Borborema, and Mantiqueira. In the state of Rio Grande do Sul there are occurrences of ophiolitic complexes in the Dom Feliciano belt, which belongs to the southern portion of the Mantiqueira Province. In the geological understanding and several associated features, the application of geophysical methods has represented an important contribution throughout history. In the 40s, seismic was important for the mapping of the ocean floor and, later, for the consolidation of the plate tectonics theory, which is decisive for the study of the evolution and accommodation of ophiolitic complexes. With technological advances in the following decades, the use of airborne geophysical equipment allowed regional recognition of areas without geological knowledge. Facilitating and assisting in the identification of the most diverse structural forms, and, also, the contrasts of anomalies that allowed the discovery of lithologies, mineral deposits, and other important features for the recognition of geology worldwide. This study main purpose was integrate geological information (detail and regional mapping, chemical analysis and mineral occurrences), geophysical (aeromagnetometry and aerogamaespectrometry) and geomorphological (variation of the relief and the slope of the terrain) in an ophiolitic complex known as Cerro Mantiqueira located at 15 km and SW of the city of Lavras do Sul, Rio Grande do Sul state, Brazil. Geophysical-geological integration is an important contribution to understanding the dimensions and geometries of lithological bodies, regional discontinuities/structures, and to the subsequent definition and mapping of similar lithological bodies. Additionally, the use of geomorphological information offered important assistance in the quality control (signal) of geophysical data and, also, in the identification with better precision of structural and lithological features.

Keywords: Ultramaphic rocks; Magnetometry; Cerro Mantiqueira.

## SUMÁRIO

|              |  |           |
|--------------|--|-----------|
| <b>1</b>     | <b>INTRODUÇÃO</b> .....  | <b>7</b>  |
| <b>2</b>     | <b>OBJETIVOS</b> .....   | <b>9</b>  |
| <b>3</b>     | <b>JUSTIFICATIVA</b> .....   | <b>9</b>  |
| <b>4</b>     | <b>ÁREA DE ESTUDO</b> .....  | <b>10</b> |
| <b>4.1</b>   | <b>Contexto Geológico Regional</b> .....   | <b>11</b> |
| <b>4.2</b>   | <b>Contexto Geológico Local</b> .....  | <b>14</b> |
| <b>5</b>     | <b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....   | <b>15</b> |
| <b>5.1</b>   | <b>Fundamentos teóricos do método de magnetometria</b> .....                         | <b>15</b> |
| <b>5.2</b>   | <b>Processamento de dados magnéticos – Realce e aprimoramento de anomalias</b> ..... | <b>20</b> |
| <b>5.3</b>   | <b>Trabalhos anteriores aplicados</b> .....  | <b>25</b> |
| <b>5.3.1</b> | <b>Geologia e geoquímica</b> .....   | <b>25</b> |
| <b>5.3.1</b> | <b>Geofísica</b> .....   | <b>26</b> |
| <b>6</b>     | <b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....   | <b>26</b> |
| <b>7</b>     | <b>RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....   | <b>28</b> |
| <b>7.1</b>   | <b>Resultados e Discussões das etapas 1, 2 e 3</b> .....                             | <b>28</b> |
| <b>7.2</b>   | <b>Geofísica - Aeromagnetometria</b> .....   | <b>34</b> |
| <b>8</b>     | <b>CONCLUSÕES</b> .....  | <b>38</b> |
| <b>9</b>     | <b>REFERÊNCIAS</b> .....   | <b>40</b> |

## 1 INTRODUÇÃO

As primeiras tentativas de se definir os ofiolitos são registradas em meados do século XIX a partir de estudos como Brongniart (1813, 1821) onde estas litologias foram descritas como uma suíte de rochas magmáticas composta por ultramafitos, gabros diabásio e rochas vulcânicas. Lotti (1886) e Franchi (1902) foram os pioneiros no estudo da origem dessa associação de rochas. No século XX ocorreram diversas discussões acerca da definição, origem e evolução dos ofiolitos por autores como Steinmann (1927), Coleman (1977), Staub (1924) e Bowen (1927). Com os avanços tecnológicos de meados de 1940, durante a II Guerra Mundial, foi possível conhecer o assoalho oceânico. Essa descoberta tornou-se fundamental para a definição do espalhamento do assoalho oceânico e o desenvolvimento da tectônica de placas. Dentre estes avanços, foi possível identificar também as zonas sísmicas profundas situadas abaixo de arcos insulares (hoje conhecidas como zonas de Wadati-Benioff).

A partir desses avanços, surgiram novas discussões e hipóteses quanto a geração de ofiolitos sendo alguns dos mais notáveis os estudos de Routhier (1954), Glangeaud (1954), Hess (1955) e Aubouin (1959). Na década de 70, os conceitos europeus e americanos sobre os ofiolitos foram reunidas por Wyllie (1967), onde a grande maioria acreditava que as rochas ultramáficas tinham origem no manto litosférico, mas ainda não havia consenso sobre quais os processos mantélicos estavam envolvidos e quais os mecanismos atuavam no alojamento das rochas na crosta. Com o uso de evidências geofísicas observou-se características mantélicas (GASS e MASSON-SMITH, 1963) nos ofiolitos identificados no Complexo de Troodos, no Chipre e, também, de crosta oceânica, gerado em um centro de expansão, posteriormente soerguido durante processos de convergência.

Mesmo após a consolidação da teoria da tectônica de placas os ofiolitos ainda eram um desafio para pesquisadores do mundo todo, principalmente em relação ao alojamento dessas rochas em áreas continentais. Diversas pesquisas foram conduzidas a partir de 1970 como Moores (1970), Coleman (1971), Anônimos (1972), Miyashiro (1973, 1975) e Coleman (1977). Alguns estudos foram mais notáveis como Miyashiro (1975) que classificou os complexos ofiolíticos com a correlação entre a afinidade química (toleítica ou cálcio-alcálica) e o ambiente tectônico das rochas vulcânicas. Pearce *et al.*, (1984) apresentou algumas descobertas em vigência nos dias atuais sendo: i) as principais características petrológicas e geoquímicas de ofiolitos formados em centros de expansão oceânica localizados nas regiões acima de uma subducção ativa, como antearcos e retroarcos foram denominados de Ofiolitos de Zona de Suprassubducção (SSZ); ii) A maioria dos complexos ofiolíticos encontrados em cinturões

orogênicos eram SSZ; iii) Os Ofiolitos do tipo SSZ apresentam características de arcos insulares, sequências mantélicas mais depletadas e a maior presença de depósitos de cromitas podiformes.

Com a evolução das pesquisas sobre o tema estas foram tornando-se cada vez mais refinadas. Pesquisas atuais como Wakabayashi e Dilek (2003) apontam que modelos que caracterizam a evolução e o alojamento de complexos ofiolíticos são muito variáveis e geralmente não se aplicam a outros encontrados no planeta, pois os complexos contêm distintas características da crosta oceânica como a idade, espessura, condições térmicas e também dependem das características dos limites de placas envolvidos (tamanho, interação e geometria).

Uma das mais recentes definições sobre ofiolitos foi realizado por Dilek e Furnes (2011) onde a reunião destas foram: i) São fragmentos de rochas do manto superior e de crosta oceânica, tectonicamente desalojados de sua origem ígnea primária, como resultado da convergência de placas; ii) São compostos (da base para o topo) de peridotitos, rochas crustais ultramáficas a félsicas, rochas vulcânicas (com ou sem complexo de diques laminados); iii) As unidades do complexo ofiolítico podem estar incompletas; iv) A acomodação continental inicia com o desalojamento de litosfera oceânica do seu ambiente geodinâmico e termina com a incorporação em cinturões de montanhas durante orogêneses; v) São acomodados em ambientes de margens continentais passivas, arcos insulares ou complexos acrescionários; vi) Podem estar sobrepostos estratigraficamente por rochas sedimentares pelágicas (*cherts* e calcários) e/ou ricas em Fe e Mn e sotopostas por rochas de fácies anfíbolito a xisto verde relacionadas ao seu desalojamento e alojamento tectônico.

No Brasil encontram-se associações máfico-ultramáficas intercaladas tectonicamente em sucessões metavulcanossedimentares e metassedimentares, metamorfizadas em graus variados, com idades predominantemente neoproterozoicas. Os principais ofiolitos localizados no território brasileiro encontram-se distribuídos nos cinturões móveis brasileiros nas províncias Tocantins (cinturões Paraguai-Araguaia e Brasília), Borborema e Mantiqueira (cinturões Araçuaí, Ribeira e Dom Feliciano) (RAMOS, 2018).

No estado do Rio Grande do Sul foram identificadas sequências ofiolíticas no Cinturão orogênico neoproterozoico Dom Feliciano, setor meridional da Província Mantiqueira (ALMEIDA *et al.*, 1981). Na área deste estudo encontra-se o ofiolito Cerro Mantiqueira que consiste em um corpo ultramáfico metamorfizado e deformado, encaixado em gnaisses graníticos de fácies anfíbolito. Possui uma associação de serpentinitos, xistos magnesianos e anfíbolitos (LEITE *et al.*, 1998; HARTMANN e CHEMALE, 2003; PHILIPP *et al.*, 2016).

## 2 OBJETIVOS

### 2.1 Geral

Delimitar corpos litológicos de ofiolitos na região do Cerro Mantiqueira e caracterizar a magnitude da assinatura geofísica e correlação com as rochas encaixantes.

### 2.2 Específicos

Os objetivos específicos consistem em:

- Reunir informações geológicas de mapeamentos, análises petrológicas e geoquímicas previamente realizadas na área de estudo;
- Analisar e interpretar as magnitudes de anomalias em escala regional de dados aerogeofísicos de magnetometria pertencentes ao Projeto aerogeofísico do Escudo Sul-Riograndense (CPRM, 2010);
- Integrar em um ambiente de geoprocessamento todas as informações geológicas/geofísicas a informações de terreno como Modelo Digital de Elevação e declividade, importantes na compreensão da influência do terreno sobre o sinal geofísico.

## 3 JUSTIFICATIVA

O ofiolito Cerro Mantiqueira possui um relevante conteúdo de informações geológicas a partir de diferentes estudos realizados por pesquisadores. Dentre os mais significativos encontram-se Camozzato (1987) que reuniu informações sobre ocorrências minerais por meio de mapeamentos geológicos e estudos de sedimento de corrente ativa na região de Lavras do Sul e demarcou ocorrências minerais de cromo e crisotilo. Leite *et al.*, (1998) e Lusa *et al.*, (2016) realizaram um mapeamento geológico detalhado na região identificando diferentes tipos litológicos, estruturais e rochas encaixantes. Hartmann e Chemale Jr., (2003) geraram uma integração de micro-estruturas e composição química de minerais para discutir sobre a evolução de harzburgitos do Ofiolito Cerro Mantiqueiras. Arena *et al.*, (2016) indica idade Neoproterozoica para os Ofiolitos Cerro Mantiqueira a partir de análises isotópicas de U-Pb e Lu-Hf de zircão em albitos e geoquímica mineral. Philipp *et al.*, (2016) reuniram informações

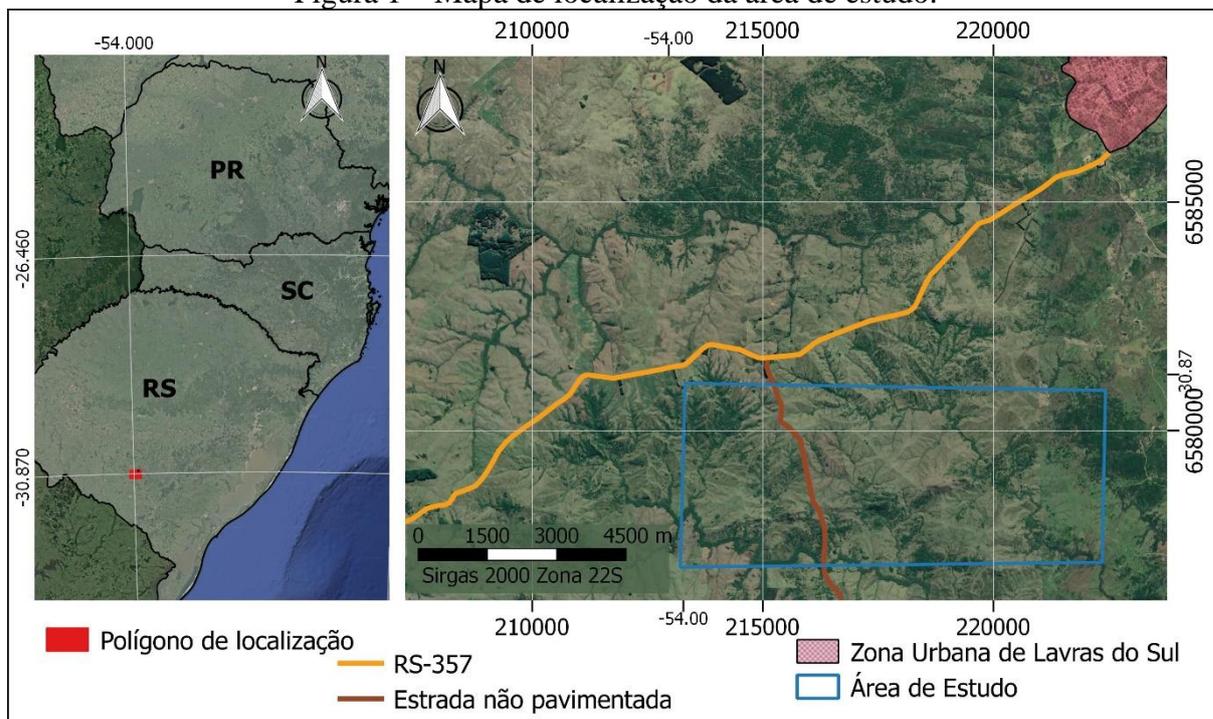
de mapeamento geológico e estrutural com resultados isotópicos para compreender as fontes do magmatismo e os processos de sedimentação do Cinturão Dom Feliciano.

Apesar destes estudos e resultados serem de grande relevância para o entendimento e a caracterização do Ofiolito Cerro Mantiqueira, localmente, na região proposta, faz-se importante uma integração destas informações geológicas. Nesse contexto, este trabalho tem como justificativa integrar todos os estudos anteriores agregando estes a informações aerogeofísicas e geomorfológicas (MDE e declividade do terreno). Fornecerá, desta forma, importantes elementos na definição da magnitude dos contrastes geofísicos entre as diversas litologias presentes no Cerro Mantiqueira e assim contribuir com trabalhos posteriores no mapeamento de ofiolitos que contenham características semelhantes.

#### 4 ÁREA DE ESTUDO

O Cerro Mantiqueira localiza-se a SW da zona urbana no município de Lavras do Sul, Estado do Rio Grande do Sul, e compreende uma área de 27 Km<sup>2</sup>. Dista a 322 Km da capital Porto Alegre e possui acesso por meio da rodovia RS-357 e um trecho de 2,35 Km em estradas não pavimentadas (Figura 1).

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: Autora, 2021.

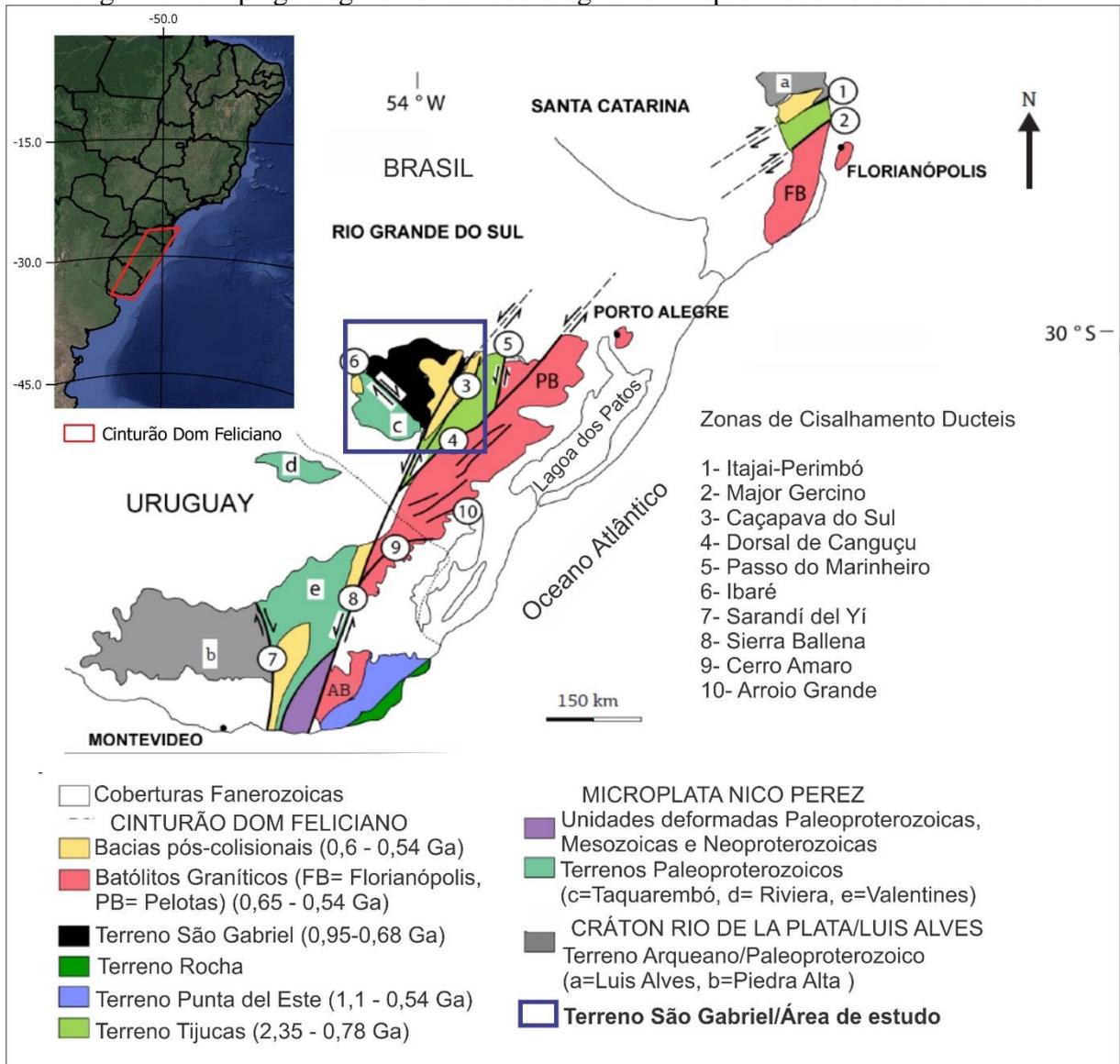
#### 4.1 Contexto Geológico Regional

Regionalmente a área de estudo está inserida no cinturão orogênico neoproterozoico Dom Feliciano. Este, é composto pela porção oriental dos escudos Uruguaio, Sul RioGrandense e Catarinense e desenvolveu-se durante a amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental ao longo do ciclo orogênico Brasileiro Pan-Africano. Consiste, também no resultado do encerramento de paleobacias oceânicas (como exemplo, Charrua-São Gabriel, Brasilides, Adamastor, Damarca, Khomas e Marmora) e consequente colisão entre os crátons Rio de La Plata, Angola-Kongo-São Francisco e Kalahari (RAMOS, 2018).

O cinturão Dom Feliciano é subdividido em três domínios geofísicos principais (FERNANDES *et al.*, 1995a; COSTA, 1997; LENZ *et al.*, 2013; HARTMANN *et al.*, 2016): Ocidental (equivalente ao Terreno São Gabriel), Central (equivalente ao Terreno Tijucas e bacias Arroyo del Soldado e Camaquã) e Oriental (equivalente ao Terreno Cuchilla Dionisio-Pelotas-Florianópolis e ao Terreno Punta del Este). Esses terrenos possuem distintas evoluções crustais, que foram divididas em três estágios orogênicos principais (BABINSKI *et al.*, 1997; SILVA *et al.*, 2005a; BRITO-NEVES *et al.*, 2014): Brasileiro I (em torno de 730-700 Ma), Brasileiro II (ocorreu em 640-620 Ma) e Brasileiro III (ocorreu em 595-560 Ma) (Figura 2).

As unidades do Terreno São Gabriel são controladas por zonas de cisalhamento de tendência N30-40°E e que são influenciadas na direção N70°W pela zona de cisalhamento Ibaré no limite sul do terreno. Podem ser agrupadas em três associações petrotectônicas: i) Prisma acrescionário de Palma: Constituído por complexos ofiolíticos com xisto magnésiano, serpentinito e anfíbolito, com metaperidotito, metagabro e metapiroxenito subordinados. A área de estudo do presente trabalho está inserida nos complexos ofiolíticos de Palma. ii) Associações relacionadas ao arco: Consiste nas rochas do arco Passinho e São Gabriel, representadas por associações metavulcanosedimentares formadas entre 0,89 a 0,68 Ga; iii) Associação Vulcano-sedimentar-plutônica do Seival, que consiste em uma bacia relacionada ao arco orogênico tardio, com menos de 0,68 Ga e parte do Terreno São Gabriel. Essas três associações estão em contato tectônico com a associação metassedimentar de margem passiva representada pelos complexos Passo Feio e Marmeleiro. A associação vulcanosedimentar plutônica do Seival (0,61 a 0,54 Ga) representa os estágios tardio a pós-orogênico da Orogenia Dom Feliciano (PHILIPP *et al.*, 2016).

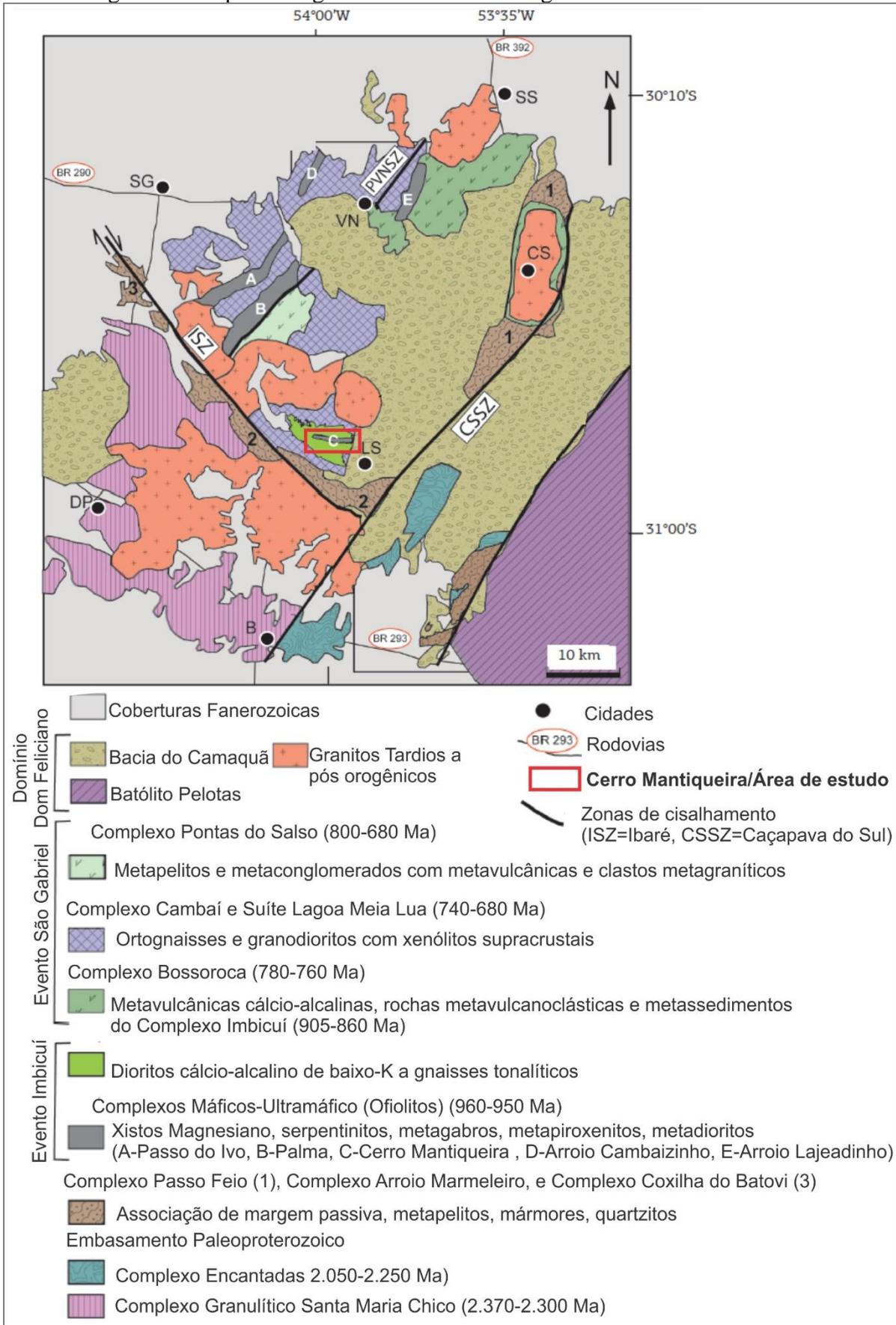
Figura 2 - Mapa geológico do cinturão orogênico Neoproterozoico Dom Feliciano.



Fonte: Modificado de PHILIPP *et al.*, (2016).

Os complexos máficos ultramáficos são compostos por rochas anfibolíticas e metaultramáficas, incluindo harzburgito serpentizado, metapiroxenito e xisto rico em Magnésio (Mg) com assinatura toleítica (LEITE *et al.* 1998; REMUS *et al.* 1999; CHEMALE Jr. 2000). Os complexos ofiolíticos ocorrem como corpos alongados paralelos as estruturas regionais e são denominados de Palma, Passo do Ivo, Cerro Mantiqueira, Cambaizinho e Arroio Lajeadinho (Figura 3).

Figura 3 – Mapa Geológico das unidades litológicas do Terreno São Gabriel.

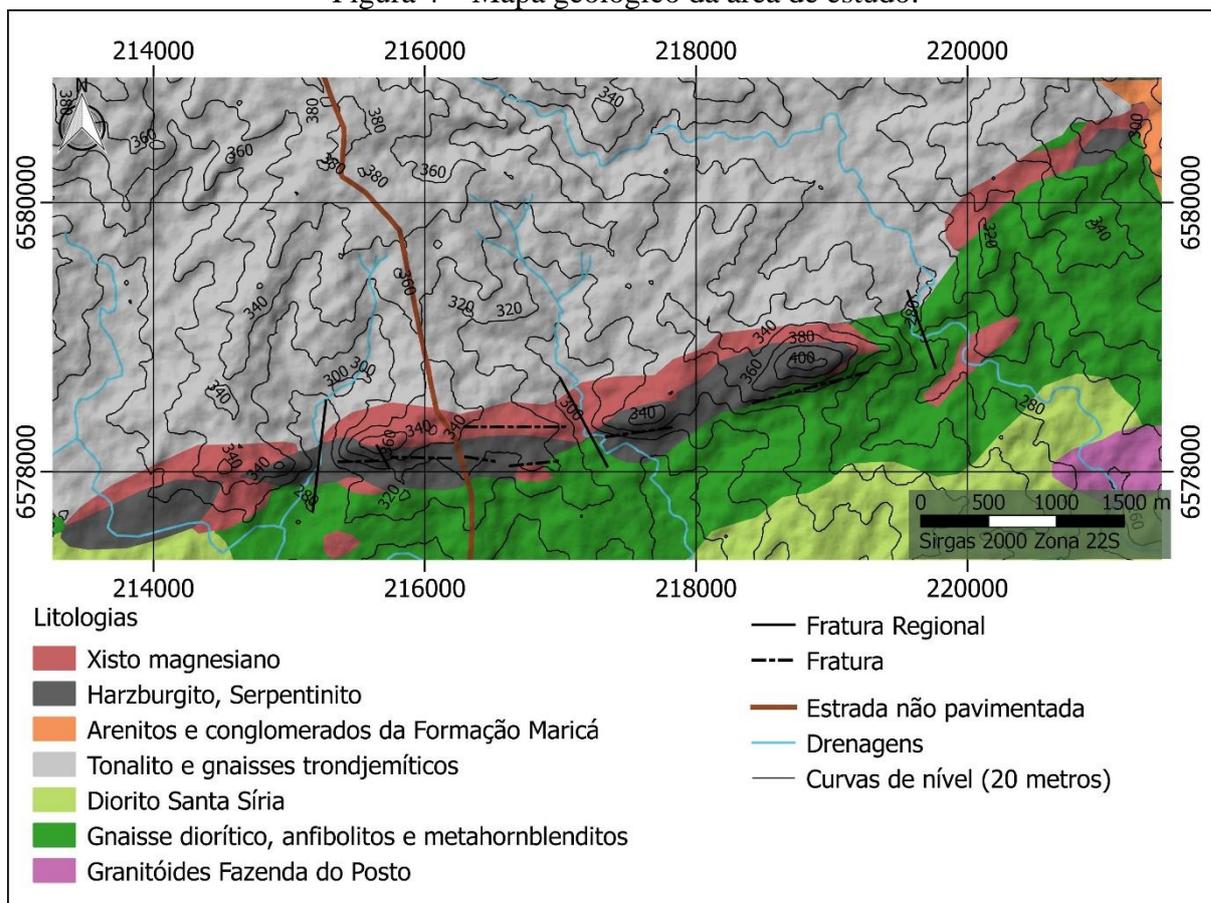


Fonte: Modificado de PHILIPP *et al.*, (2016).

## 4.2 Contexto Geológico Local

O complexo Cerro Mantiqueira consiste em um cinturão alongado na direção E-W com 9 km de comprimento e 0,1 a 1 km de largura (Figura 4). De acordo com (HARTMANN e CHEMALE, 2003) atinge uma profundidade de 11km e possui sentido de mergulho de 70°S.

Figura 4 – Mapa geológico da área de estudo.



Fonte: Modificado de LUSA *et al.*, (2016).

Essa associação máfico-ultramáfica está englobada à norte pelo Complexo Imbicuí com gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos. A leste estão em associação com arenitos e conglomerados da Formação Maricá (Bacia do Camaquã), a Sul e a Oeste predominantemente por gnaisses dioríticos, anfibolitos e metahornblenditos pertencentes ao Complexo Ímbicui. A Sul, também estão encaixados com o diorito Santa Síría (Complexo Cambaí) (LUSA *et al.*, 2016).

O alojamento do ofiolito Cerro Mantiqueira é anterior a ca. 786 Ma, uma vez que essa idade (U-Pb em zircão) representa o metamorfismo do complexo (ARENA *et al.*, 2016). Durante esse evento o ofiolito foi deformado juntamente com a associação tonalítica

trondhjemítica-granodiorítica que o circunda (Complexo Cambaí), atingindo condições de fácies anfíbolito (HARTMANN e CHEMALE Jr., 2003). Esse alojamento pode estar relacionado ao encerramento do paleo-oceano Charrua-São Gabriel, durante a convergência entre o Cráton Río de La Plata e a microplaca Encantadas (SAALMANN *et al.*, 2011).

As principais litologias do Cerro Mantiqueira são representadas por xistos magnesianos e harzburgitos serpentinizados. Os xistos magnesianos (miloníticos) concentram-se nas bordas do complexo e são compostos por talco, tremolita e clorita (produtos de processos metamórficos, metassomáticos e deformacionais da unidade ultramáfica) (LEITE, 1997; HARTMANN e CHEMALE Jr., 2003).

## 5 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo foi dividido em: a) Fundamentos teóricos do método de magnetometria; b) Processamento de dados magnéticos – Realce e aprimoramento de anomalias e c) Trabalhos anteriores aplicados. Nestes foram citados os principais trabalhos anteriores geológicos e geofísicos utilizados como base para o desenvolvimento da pesquisa, assim como outros estudos utilizando métodos geofísicos no auxílio a caracterização de ofiolitos.

### 5.1 Fundamentos teóricos do método de magnetometria

O método geofísico de magnetometria mede as variações espaciais no campo magnético da Terra, que são causadas pelas mudanças das propriedades magnéticas das rochas. A propriedade física que comumente é utilizada para diferenciar rochas, minerais e outros materiais terrestres com facilidade de serem magnetizados é denominada susceptibilidade magnética. Esta, controla a magnetização induzida em rochas e minerais (TELFORD *et al.*, 1990; HINZE *et al.*, 2013).

A força magnética entre dois polos é proporcional ao produto de suas forças. Para polos de sinal oposto, a força é atraente e para polos de mesmo sinal, a força é repulsiva. No início do século XVIII Coulomb investigou a relação entre as forças e polos de ímãs e, posteriormente, Poisson escreveu em termos matemáticos. A lei de Coulomb é semelhante a lei da força da gravidade de Newton (1):

$$F_M = C_m \frac{P_1 P_2}{r^2} \quad (1)$$

Onde, P1 e P2 são polos magnéticos de força  $p$  e  $r$  é a distância entre eles.

$C_m$  é uma constante magnética, e é equivalente a  $1/\mu$  onde  $\mu$  é a permeabilidade magnética do meio circundante dos polos. A permeabilidade é uma constante de um material e consiste na medida da facilidade com que o campo magnético é passado através do material.

A força magnética não pode ser determinada independentemente da propriedade fundamental da força do polo. Assim, tem-se o campo magnético  $B$ , que consiste em uma força em um polo unitário (2):

$$B = \frac{F_M}{P_1} = \frac{C_m P_2}{r^2} \quad (2)$$

Onde, P1 é um polo unitário fictício em um ponto no espaço em que B é especificado. Supõe-se que  $P_2 \gg P_1$  de modo que P1 não perturbe o campo B.

As propriedades de um campo magnético são medidas em termos do trabalho mecânico necessário para mover um dipolo magnético no campo. O polo magnético da força  $p$  tem uma força de intensidade  $F_M$  (3):

$$F_M = pB \quad (3)$$

Em um campo de intensidade B, o momento magnético do dipolo é definido como (4):

$$\mathbf{j} = (p \times l)\mathbf{r}_l \quad (4)$$

Onde  $p$  é a magnitude de um dos polos separados pela distância infinitesimal  $l$  com o vetor unitário  $\mathbf{r}_l$  e a direção de  $\mathbf{j}$  é do polo negativo para o positivo. Assim, colocar um dipolo em um campo magnético uniforme B onde o momento dipolar  $\mathbf{j}$  faz um ângulo com B produz uma força líquida nula porque as forças nos dois polos são claramente iguais e opostas.

A magnitude do torque atuando em um polo  $p$  em relação ao centro do dipolo em O com um comprimento infinitesimal  $l$  é por definição  $[F_M(l/2) \sin(\theta)]$ , de modo que o torque líquido no dipolo sobre seu centro é definido na equação (5):

$$\tau = 2F_M(l/2) \sin(\theta) = jB \sin(\theta) = \mathbf{j} \times \mathbf{B} \quad (5)$$

Onde a notação vetorial se refere ao produto cruzado de  $j$  e  $B$  com torque  $\tau$  perpendicular ao seu plano em um sistema destro. Além disso, o trabalho ou a mudança do potencial ( $V$ ) necessário para girar o eixo do dipolo de  $\Theta_0 = 90^\circ$  para um ângulo arbitrário é descrito como (6):

$$V = \int_{\Theta_0}^{\Theta} jB \sin(\Theta) d\Theta = -jB \cos(\Theta) = -j \cdot B \quad (6)$$

Onde a notação vetorial significa o produto escalar de  $j$  e  $B$ . Assim, mudanças espaciais ou gradientes no potencial escalar  $V$  dão ao campo de força magnético  $\tau$  uma constante de integração.

O produto de  $j$  e  $B$  não governa apenas os movimentos de rotação de um dipolo em um campo magnético, mas também sua ação de translação em um campo especialmente variável similar aos movimentos repulsivos e atrativos que um ímã faz nas proximidades de outro ímã. E, também, consiste no princípio mecânico subjacente às medições magnéticas como:

i) as alterações do momento magnético  $j$  por unidade de volume ou magnetização sob um  $B$  conhecido. Essa condição é a base para medir a susceptibilidade e outras propriedades de magnetizações dos materiais;

ii) Alterações do momento magnético por um campo  $B$  sob uma magnetização conhecida ( $j$ /volume). Esta consiste no princípio dos magnetômetros que medem variações do campo magnético no tempo e no espaço (HINZE *et al.*, 2013).

Na crosta terrestre são observadas duas formas básicas de magnetização natural; a magnetização induzida ( $M_i$ ) e a magnetização remanente ( $M_r$ ). A magnetização das rochas pode ser escrita como a soma vetorial dos dois termos (7):

$$M = M_i + M_r \quad (7)$$

Os materiais podem ser classificados em grupos de acordo com suas propriedades magnéticas (TELFORD *et al.*, 1990). De acordo com Hinze *et al.* (2013); Dentith e Mudge (2014) e Keary *et al.*, (2009), os materiais possuem diferentes tipos e fontes de magnetização, variações de susceptibilidade magnética e de minerais.

Para compreender como as propriedades magnéticas interagem com a superfície terrestre é necessário entender como ocorrem as variações espaciais e as variações temporais do campo magnético e quais são seus principais efeitos. Para estes tópicos foram utilizados como referências principais Kearey *et al.* (2009) e Hinze *et al.* (2013).

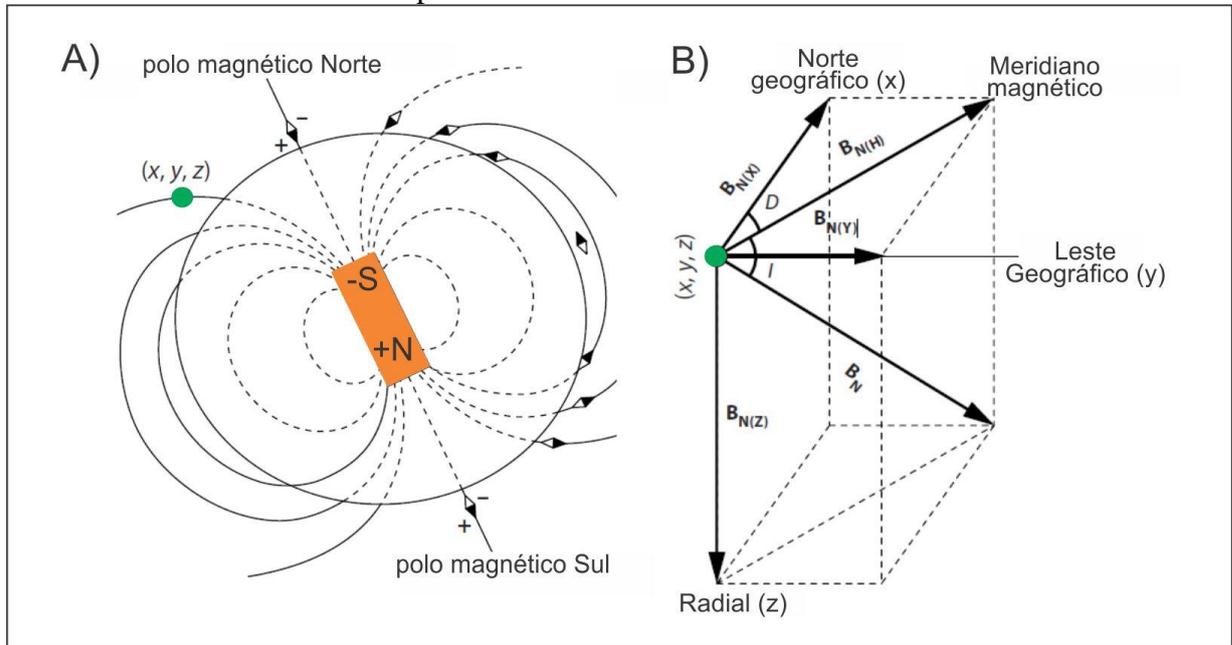
As interações eletromagnéticas do plasma solar com o campo magnético principal introduzem variações temporais adicionais com amplitudes significativas que variam entre períodos de segundos a um mês ou mais. Em geral toda a observação magnética na superfície ou perto da superfície da Terra inclui esses efeitos magnéticos normais que são grandes em comparação com os efeitos magnéticos geológicos da subsuperfície. Portanto, eles devem ser removidos das medições magnéticas para ajudar a isolar os efeitos magnéticos dos alvos subsuperficiais para análise.

O campo principal da Terra é demonstrado por um campo de linhas ou linhas de força (Figura 5a). As linhas de força são curvilíneas e dispostas por toda a parte, tangenciando o campo ambiente mostrando, assim, a direção do campo. O número de linhas de força que passam através de uma área unitária perpendicular à sua direção é uma medida relativa da amplitude, força ou intensidade do campo. A Figura 5a indica que o campo da Terra é vertical nos polos magnéticos, horizontal no equador magnético e tem uma amplitude nos polos de aproximadamente duas vezes a do equador. Por definição, o polo atraído em direção ao polo geográfico norte é chamado de polo norte (ou positivo). Como os opostos se atraem, isso significa que o polo geográfico norte é o polo mais ao sul (ou negativo) e vice-versa para o polo geográfico sul.

Por convenção o campo principal da Terra é inclinado para baixo a partir da horizontal do hemisfério magnético do norte e para cima do hemisfério sul, com as inclinações do campo aumentando em direção aos polos do equador. Os polos geomagnéticos são definidos como a posição em que a linha que passa pelo dipolo mais adequado no centro da Terra cruza a superfície. Eles diferem em menor grau dos polos magnéticos reais, onde o campo é direcionado verticalmente devido a componentes não dipolares, que são os resíduos da diferença entre o campo dipolo geocêntrico mais adequado e o campo real da Terra. O equador geomagnético é definido pelo plano perpendicular ao eixo do dipolo mais adequado que passa pelo centro da Terra. No equador magnético o campo magnético é direcionado horizontalmente. Este apenas coincide aproximadamente com o equador geográfico devido a inclinação do campo principal.

O campo BN é chamado de campo normal da Terra ou campo principal, é constituído pelos componentes horizontal BN(H) e vertical BN (Z), com direção z positiva para baixo ao longo da vertical local. BN (H), por sua vez é resolvido nos componentes geográficos norte BN(X) e leste BN (Y). A relação angular entre BN (H) e BN (X) é a declinação D e entre BN (H) e BN é a inclinação I do campo. Nos polos magnéticos, o diagrama de componentes possui uma linha vertical, e no equador magnético uma linha horizontal na direção do meridiano magnético (Figura 5b) (HINZE *et al.*, 2013).

Figura 5 – Representação em A) do campo magnético da terra ( $B_n$ ) representado por linhas de força para um dipolo localizado no centro da terra, com inclinação de  $10,9^\circ$  para a rotação dos eixos da terra. Em B) no ponto de observação  $(x, y, z)$ , o campo normal apresenta as componentes conforme descritas no texto.



FONTE: Adaptado de Hinze et al. (2013).

Além do campo dipolar, o campo magnético na superfície da Terra possui componentes no interior da Terra e de fontes externas. O componente que é de interesse na exploração geofísica é derivado de variações horizontais na polarização magnética ou magnetização da litosfera, que consiste na crosta e nas partes mais externas do manto. A crosta é a fonte primária desse componente porque as rochas do manto são caracteristicamente baixas em minerais magnéticos. A menor profundidade de magnetização é determinada pela temperatura dentro da Terra. Em regiões acima da temperatura de *Currie*, um mineral não é capaz de reter seu magnetismo. A temperatura de Currie dos minerais magnéticos mais comuns é inferior a cerca de  $600^\circ\text{C}$  sendo essa temperatura atingida em condições normais nos continentes.

O campo geomagnético também exibe um componente de campo principal não dipolar originário dentro do núcleo da Terra, sobreposto ao campo dipolar. Variações de longo prazo em magnitude e duração podem ser facilmente observadas ao longo da vida humana. Estes são denominados de *variações seculares*. Sua taxa de mudança é da ordem de  $80\text{ nT/ano}$ , mas varia muito com o tempo e posição. Devido a sua origem no interior da Terra e a rápida variação em relação ao tempo geológico acredita-se que o fenômeno se originou a partir de uma fonte dentro do núcleo externo líquido da Terra associada ao fluxo principal e secundário de fluídos.

A variação secular nas relações angulares e na amplitude dos principais componentes do campo magnético exigiu a atualização periódica dos gráficos que representam o campo

magnético da Terra. A cada meia década, desde 1965, um Campo Internacional de Referência Magnética (IGRF) é calculado e adotado internacionalmente, com base em observações do observatório magnético e medições de pesquisa. Mais recentemente, pesquisadores como Langel e Hinze, (1998); Constable, (2007); Olsen et al. (2007), passaram a realizar observações do campo da Terra por meio de satélites.

O IGRF contempla o achatamento da forma da Terra e considera a elevação em relação ao nível do mar para que todos os componentes do campo magnético possam ser calculados a partir da equação a qualquer altitude. Ele também incorpora um termo preditivo para a variação secular do campo com base na extrapolação de taxas anteriores, mas isso não é feito precisamente. Conseqüentemente, a cada cinco anos é calculado o *Campo Geomagnético Definitivo (DGRF)*, levando em consideração uma aproximação a variação secular real que foi observada na época anterior. As variações seculares são importantes para restringir os estudos de dínamo geomagnético e combinar dados de levantamentos magnéticos obtidos durante anos diferentes.

Também pode ocorrer variações magnéticas derivadas externamente denominadas de *variações diurnas*. Estas possuem uma grande variação de períodos, variando de frações de segundo a vários dias ou mais, e magnitudes que geralmente aumentam com o período. As magnitudes deste sinal são suficientemente grandes para interferir em pesquisas de exploração magnética, seu efeito deve ser monitorado e removido do sinal observado para fins de interpretação.

## **5.2 Processamento de dados magnéticos – Realce e aprimoramento de anomalias**

Os levantamentos de dados magnéticos são largamente empregados em mapeamentos regionais, para localização de prospectos e detecção de alvos potenciais. As técnicas de aprimoramento servem para acentuar as características das anomalias prescritas para aumentar sua perceptibilidade. Para separar as anomalias é necessário levar em consideração características como a amplitude das anomalias, dimensões horizontais, gradientes, atributos direcionais e correlações com variações geológicas ou variações geofísicas (DENTITH e MUDGE, 2014).

As anomalias magnéticas combinam os efeitos de todas as variações horizontais na polarização magnética dentro da superfície de medida. Assim, as anomalias residuais de interesse em uma aplicação são geralmente distorcidas por efeitos regionais interferentes das

fontes mais profundas e amplas, bem como pelo ruído de comprimento de onda mais curto das fontes mais rasas.

As técnicas de isolamento eliminam do campo da anomalia todas as anomalias que não possuem características prescritas para o dado residual (espúrias). Desta forma, assume-se que o resíduo seja minimamente modificado e útil para análise e modelagem quantitativa. As técnicas de aprimoramento servem para acentuar as características das anomalias prescritas e para aumentar sua perceptibilidade. As melhorias distorcem as anomalias, tornando-as de uso geral limitado na modelagem quantitativa. Desta forma, elas são usadas principalmente na análise e interpretação qualitativa em uma inspeção visual.

Para a separação das anomalias é necessário levar em consideração características como a amplitude das anomalias, dimensões horizontais, gradientes, atributos direcionais e correlações com variações geológicas ou variações geofísicas. Diferentes técnicas foram desenvolvidas para solucionar problemas de separação residual. Pesquisadores como Peters, (1949) e Nettleton, (1954), propuseram procedimentos simples de suavização gráfica a sistemas de cálculo de grade analítica, enquanto pesquisadores como Dean, (1958) e Clement, (1973) sugerem esquemas de processamento no domínio da frequência. Neste sentido, Hinze *et al.* (2013) propõe que é necessário a adoção de uma sistemática de divisão dos métodos de isolamento e aprimoramento de anomalias. São divididos em três tipos: i) Métodos de inspeção geológica gráfica e visual, ii) Interpretação de dados semiautomáticos e iii) Métodos de filtragem espectral, este é subdividido em dois tipos, os filtros padrão ou especializados.

Nesse estudo serão utilizados filtros de comprimento de onda (correspondente ao filtro padrão); filtros de derivada, integral e de redução ao polo (filtros especializados); Deconvolução de Euler e Amplitude do Sinal Analítico (ASA) (correspondente ao grupo de interpretação de dados semiautomáticos). Cada filtro utilizado será descrito detalhadamente a seguir:

**i) Filtro de comprimento de onda (filtro padrão):** São aplicados para delinear anomalias residuais das observações do campo magnético. As funções de transferência padrão podem ser classificadas em:

- a) Filtros passa-alta: Corte para realçar ou suprimir ruídos de maior frequência (comprimento de onda mais curto) de fontes menores e próximas a superfície
- b) Filtros passa-baixa: Corte para realçar ou suprimir anomalias regionais de frequência mais baixa (comprimento de onda mais longos)
- c) Filtro passa banda (passagem ou rejeição de bandas) para realçar ou suprimir anomalias em uma banda de frequências ou comprimentos de onda desejado.

**ii) Filtro de derivada e integral (filtro especializado):** Os métodos das derivadas têm uma aplicação considerável no aprimoramento de anomalias magnéticas locais. Porém requerem dados de alta qualidade e os erros de dados são melhorados com a ordem crescente de diferenciação. Como resultado, o método de gradiente vertical (ou seja, a primeira derivada vertical) está menos sujeito a problemas de erros nos dados do que o método de segunda derivada vertical sendo, portanto, amplamente aplicado. Os métodos derivativos, gradiente horizontal e segunda derivada vertical são usados para aproximar as margens das fontes magnéticas. O uso da segunda derivada vertical é mais eficaz no aumento da perceptibilidade de anomalias residuais e, portanto, são limitadas na quantificação da fonte da anomalia. Estudos anteriores como Vacquier *et al.*, (1951); Cordell e McCafferty, (1989) mostram detalhadamente as aplicações e limitações do uso desses filtros.

**iii) Filtro de redução ao polo (Filtros especializados):** Os pontos máximos das anomalias magnéticas originados a partir de fontes em subsuperfície são deslocados diretamente sobre a fonte e a anomalia se torna altamente assimétrica. Isso ocorre devido à natureza vetorial da magnetização e a variação na inclinação e declinação do campo geomagnético do equador geomagnético para o polo. Para minimizar esse efeito, Baranov, (1957) sugeriu o método de transformação de anomalias magnéticas observadas em qualquer latitude geomagnética para as anomalias que seriam observadas na magnetização vertical e no campo magnético vertical com base na relação de Poisson.

Os métodos denominados como RTP são instáveis em baixas latitudes magnéticas, por volta de  $15^\circ$  do equador magnético. Essa instabilidade resulta na amplificação do conteúdo de ruído e anomalia de dados na direção norte-sul, tornando os resultados inadequados para interpretações. Pesquisadores como Silva, (1986); Gunn, (1995); Swain, (2000); Lu *et al.*, (2003); Arkani-Hamed, (2007) desenvolveram diferentes técnicas para minimizar o problema da instabilidade.

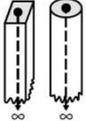
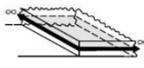
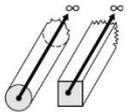
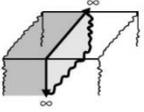
**iv) Deconvolução de Euler (Interpretação de dados semiautomáticos):** Essa técnica vem sendo constantemente aprimorada ao longo dos anos. A equação de Euler é utilizada de maneiras variadas para interpretar os dados das anomalias magnéticas. Seu uso para determinar a profundidade e localização das fontes anômalas tem seus primeiros registros em Thompson (1982) e, posteriormente, Reid *et al.* (1990) contribuíram no refinamento da técnica. Mushayandebvu *et al.*, (2001) fizeram uma última modificação e denominaram de técnica de Deconvolução de Euler estendida (*extended Euler Deconvolution*).

A vantagem desta técnica consiste em gerar resultados que são independentes da direção da polarização magnética e do conhecimento geológico da fonte. Com isso, não é necessário se

fazer suposições sobre a geometria da fonte da anomalia e os dados não precisam ser reduzidos ao polo para análise. A técnica inicialmente era aplicada somente a dados de perfis regularmente espaçados, mas foi expandido para uso em mapas interpolados (*grid*) (REID *et al.*, 1990). Diversos pesquisadores desenvolveram procedimentos para minimizar os efeitos de interferência entre anomalias e expandiram a técnica para a determinação do mergulho e contraste de susceptibilidade magnética, assim como o uso para dados gravimétricos (RAVAT, 1996; NABIGHIAN E HANSEN, 2001; HSU, 2002; SILVA E BARBOSA, 2003; MUSHAYANDEBVU *et al.*, 2001, 2004; COOPER, 2006; STAVREV E REID, 2007).

Para que as estimativas de Euler sejam mais eficazes, é necessário selecionar o parâmetro de entrada denominado de índice estrutural (N) corretamente. A deconvolução assume que as formações geológicas podem ser aproximadas por fontes magnéticas de geometrias simples (Figura 6). Na prática, o índice estrutural geralmente não é conhecido e o aplicativo/*software* empregado também pode incluir vários efeitos de fonte com uma variedade de índices estruturais. Assim, uma faixa de N é tipicamente implementada na prática e os grupos de dados (*clusters*) relativos de estimativas de Euler estudados para possíveis associações de fontes.

Figura 6 – Índice estrutural Euler para fontes simples

| Modelos magnéticos/geológicos  | Índice Estrutural (N) | Modelos magnéticos/geológicos   | Índice Estrutural (N) |
|--|-----------------------|---|-----------------------|
|  Esfera/Ponto de massa                    | 3                     |  Camada Vertical/<br>Dique estreito  | 1                     |
|  Cilindro Vertical/ <i>pipe</i>           | 2                     |  Camada Horizontal<br>(placa)/falhas | 1                     |
|  Cilindro Horizontal/<br>Corpo horizontal | 2                     |  Contato/Interface                   | 0                     |

FONTE: Adaptado Hinze *et al.*, (2009).

Experimentos realizados por Reid *et al.* (1990) mostram que um índice muito baixo fornece profundidades muito rasas e um índice muito alto fornece estimativas muito profundas. Mas mesmo se o índice estiver correto, as estimativas de profundidade são mais precisas para fontes de alto índice do que para baixo. Um conjunto de dados reais provavelmente contém anomalias de fontes com vários índices estruturais. É, portanto, necessário resolver para um intervalo de índices (por exemplo 0,0 0,5 e 1,0) e gerar-se os resultados para cada índice. Os

mapas devem ser examinados criteriosamente e o índice que fornece a melhor solução de *clustering* é escolhido para cada característica.

Thompson (1982) descreve que são obtidas profundidades mais precisas com dados reduzidos ao polo. Entretanto, Reid *et al.* (1990) modificaram a equação de Thompson (1982) onde foram demonstrados que os resultados são independentes da direção do campo, mergulho ou direção das estruturas magnéticas. A partir de diversos modelos e trabalhos teóricos foi verificado que as posições da fonte da anomalia foram reproduzidas com precisão, apesar de não ser realizado a redução ao polo nos dados. De acordo com Reid *et al.* (1990) a Deconvolução de Euler também produz bons resultados na presença de magnetização remanente.

Em termos de processamento e qualidade de dados, de acordo com Reid *et al.* (1990), informações necessárias como a especificação da altura de vôo, espaçamento do perfil e espaçamento da amostra determinam a qualidade de resolução e a profundidade prevista para as fontes de interesse. O espaçamento do perfil não deve exceder a profundidade das fontes se os gradientes calculados ou medidos forem uma representação confiável dos gradientes reais, especialmente nos comprimentos de onda mais curtos.

A redução de dados deve eliminar nivelamentos significativos e erros locais, pois nivelamentos e erros locais afetam principalmente comprimentos de onda curtos. A qualidade dos dados pode ser melhorada por filtragem passa-baixa (continuação para cima) através da resolução e da representação dos efeitos de fontes mais rasas (REID *et al.*, 1990).

Outro fator muito importante é a escolha do tamanho da janela de processamento de dados e sua conseqüente interferência nas fontes causativas de anomalias. Um conjunto de dados (*grid*) é representativo de diversas anomalias, entretanto, algumas anomalias de fontes indesejadas acabam ocupando uma mesma janela. Assim, as estatísticas de ajuste insatisfatório fazem com que a solução seja rejeitada. Essa é uma razão de manter a janela do *grid* mais pequena possível. Por outro lado, amplas anomalias decorrentes de fontes profundas são mal representadas em uma pequena janela havendo probabilidade de ocorrer estimativas não confiáveis de profundidade e posição da fonte.

Para modelos simples e teóricos pode ser utilizado janelas pequenas como 3 x 3 pontos de um *grid*. Dados reais apresentam melhores resultados na Deconvolução de Euler considerando janelas maiores, variando de 6 x 6, como exemplo, para delinear fontes rasas e janelas de aproximadamente 20 X 20 para fontes muito profundas de embasamento e isothermas do ponto *Curie*. As profundidades mínimas retornadas são quase iguais ao intervalo do *grid*. As profundidades máximas são cerca de duas vezes o tamanho da janela (REID *et al.*, 1990).

**v) Método de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) ou gradiente total (Interpretação de dados semiautomáticos):** Originalmente descrito por Nabighian (1972). O método é definido como a raiz quadrada da soma quadrada de uma derivada vertical e duas derivadas horizontais ortogonais do campo magnético. A horizontal e a vertical derivadas do campo magnético são pares de transformadas de Hilbert (DEBEGLIA E CORPEL, 1997) sobre fontes 2D. Pode ser usado para interpretar a localização e a profundidade de fontes de anomalias de forma semi-automática em grandes quantidades de dados magnéticos de perfil. De acordo MacLeod *et al.* (1993) o método é útil na interpretação de Fontes 2D localizadas em baixas latitudes magnéticas e aquelas que têm magnetização remanente significativa não dirigida ao longo da direção de magnetização induzida. Foi usado também para localizar corpos de diques (NABIGHIAN, 1972, 1974, 1984; ATCHUTA RAO *et al.*, 1981).

### **5.3 Trabalhos anteriores aplicados**

#### *5.3.1 Geologia e geoquímica*

Na área de estudo desenvolveram-se pesquisas para a caracterização de litologias e datações do complexo Ofiolítico Mantiqueira e suas encaixantes como LUSA *et al.*, 2016, HARTMANN E CHEMALE Jr., 2003, LEITE, 1997. O estudo de SOUZA (2014) apresenta descrições de fotomicrografias dos harzburgitos serpentinizados do Cerro Mantiqueira. Nesta análise petrográfica identificaram-se feições importantes das amostras como a caracterização mineralógica e textural.

Em estudos de Souza (2014) foram desenvolvidas análises químicas de 6 amostras de rochas pertencentes ao Cerro Mantiqueira com o uso de técnicas de Fluorescência de raios – X, Espectroscopia de Emissão de Plasma (ICO-ES) para elementos maiores, com limite de detecção de 0,01 % e para alguns elementos traços (Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr) com limite de 1 a 5 ppm e por meio da técnica de Espectroscopia de Emissão de Plasma com espectroscopia de Massa (ICP-MS) para os demais elementos traço. Complementarmente, Camozzato (1987) reuniu informações do Complexo Ofiolítico, no denominado Projeto Mapa Metalogenético e de Previsão de Recursos Minerais, onde a partir de um mapeamento geológico em escala 1:250.000 e compilação de dados existentes da folha SH.22-Y-A – Cachoeira do Sul tem-se a indicação de áreas potenciais para prospecção de recursos minerais e a sugestão de diversas técnicas para pesquisas complementares em áreas com ocorrências minerais demarcadas.

### 5.3.1 Geofísica

Mais recentemente, na área de estudo o Complexo Ofiolítico Cerro Mantiqueira foi estudado por Pereira (2013) onde foram coletados dados de magnetometria terrestre em escala de detalhe de uma porção central do Complexo. A partir da assinatura magnetométrica foi possível identificar e delinear contrastes laterais e em profundidade, identificou-se zonas de cisalhamento na direção E-W. Rios (2015) utilizou dados de aeromagnetometria desenvolvidos por CPRM (2010), e obteve resultados satisfatórios na correlação de anomalias geofísicas com feições litológicas, através de técnicas de clusterização.

Ao longo de todo o processo de pesquisas e descobertas sobre os complexos ofiolíticos ferramentas geofísicas estiveram presentes. Em estudos recentes Abedi e Oskooi (2015) utilizaram os métodos de aeromagnetometria e gravimetria para investigar a geologia estrutural e condições tectônicas da Orogenia Zagros (composto por rochas metamórficas, rochas plutônicas félsicas, e ofiolitos). Teknik *et al.*, (2020) utilizaram mapas de susceptibilidade magnética, onde altos valores indicaram lineamentos correlacionados com arcos magmático-ofiolíticos (*Magmatic-Ophiolite Arcs (MOA)*) e baixos valores estão correlacionados com bacias sedimentares.

## 6 MATERIAIS E MÉTODOS

Para o desenvolvimento dos objetivos propostos neste Trabalho de Conclusão de Curso foram determinadas cinco etapas principais:

**1º Etapa - Bibliografia:** Compilação de informações de estudos geológicos, geoquímicos (elementos maiores e traço, análises de fotomicrografias) e datações de rochas da região. Complementarmente, trabalhos geofísicos que utilizaram o método de magnetometria representam importante embasamento no entendimento e elaboração do estudo;

**2º Etapa – Integração de base de dados digitais:** Uso de dados de sensoriamento remoto, modelos digitais de terreno como o sensor Alos Palsar (ASF DAAC, 2019) que oferecem resolução de terreno de 12,5 metros. Estes produtos são fundamentais no auxílio a identificação de feições (anomalias geofísicas) e, também, para o entendimento do contexto geológico local. Foram gerados Modelos Digitais de Elevação (MDE), curvas de nível, e mapas de porcentagens de declividade do terreno;

**3º Etapa – Reconhecimento de litologias:** Realização de saídas de campo para o reconhecimento de litologias e feições estruturais descritas por Lusa *et al.*, (2016).

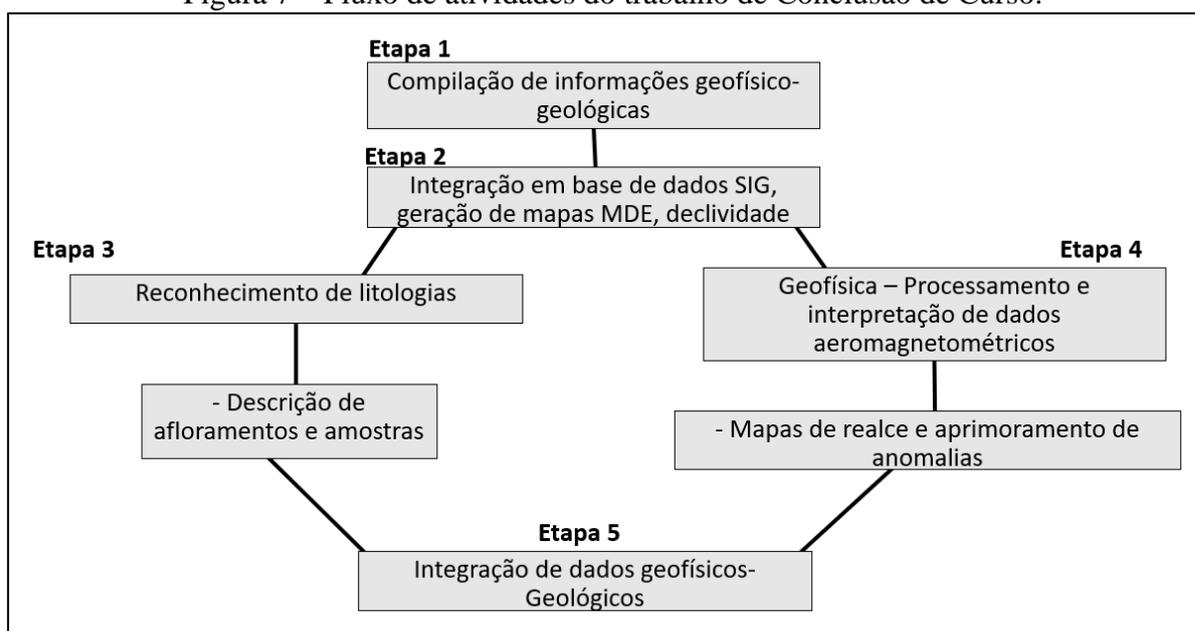
Complementarmente a coleta e análise macroscópica de rochas da área de estudo, com o registro por meio de fotografias de afloramentos.

**4° Etapa – Processamento e interpretação:** Uso de dados geofísicos de magnetometria e gamaespectrometria previamente existentes do local. Para a elaboração deste projeto foram utilizados dados de aeromagnetometria oriundos do Projeto Aerogeofísico do Escudo Sul-Riograndense (CPRM, 2010). O aerolevantamento possui direções das linhas de voo N-S, com espaçamento de 500 metros. Os intervalos entre medições geofísicas consecutivas de 0,1 segundos, que são equivalentes a aproximadamente 6,5 metros de intervalo de amostragem. No método de magnetometria gerou-se produtos como mapas ASA, separação de frequências de fontes profundas, RTP e a técnica de Deconvolução de Euler para compreender a continuidade do corpo em profundidade;

**5° Etapa – Integração e resultados:** Geração de base de dados integrada, mapas, perfis e parametrização geológica-geofísica. Análises, correlações e interpretações geofísico-geológicas a partir dos trabalhos anteriores e as informações obtidas em laboratório e no campo. O uso de ferramentas e técnicas de geoprocessamento é fundamental na qualidade final desta etapa proposta.

A Figura 7 contém um fluxograma das cinco etapas definidas neste Trabalho de Conclusão de Curso.

Figura 7 – Fluxo de atividades do trabalho de Conclusão de Curso.



Fonte: Autora, 2021.

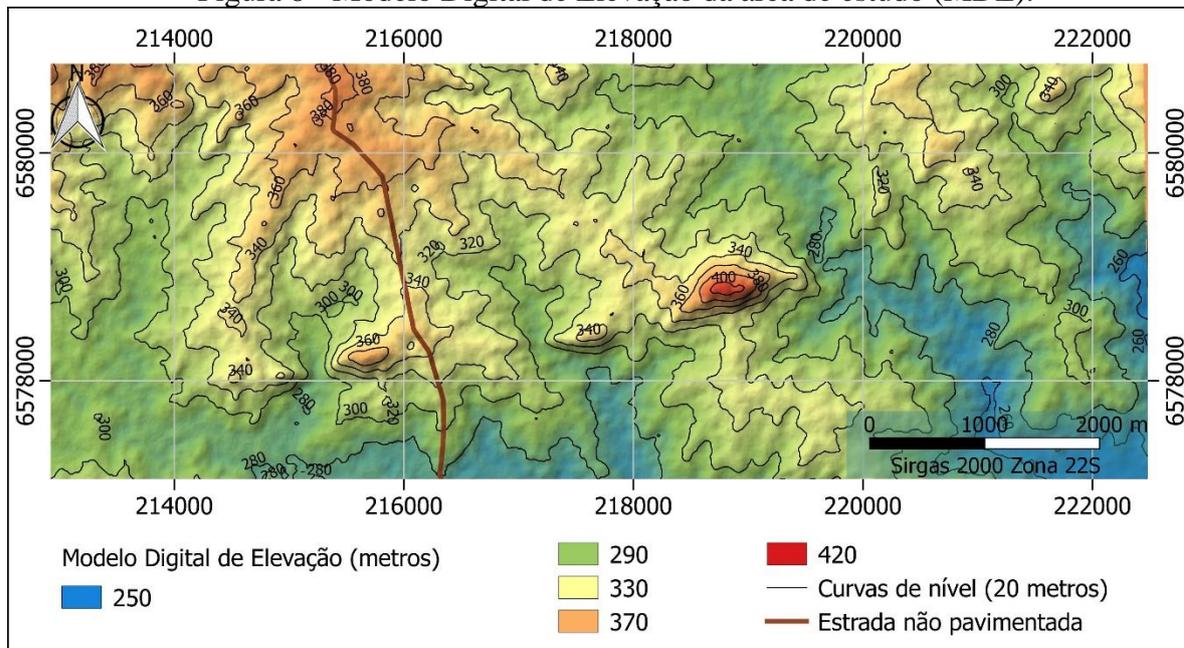
## 7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo encontram-se, inicialmente, os itens correspondentes as etapas 1, 2 e 3. Estes, consistem em compilações de informações geofísico-geológicas existentes na literatura, mapas gerados a partir do uso do Sensor Alos Palsar (MDE e declividade) e o reconhecimento de litologias através de registros fotográficos e descrições de amostras. Posteriormente são apresentados os resultados da Etapa 4 que corresponde ao processamento de dados geofísicos aeromagnetométricos.

### 7.1 Etapas 1, 2 e 3

Para a integração de dados geofísico-geológicos foram utilizadas imagens do Sensor Alos Palsar para a geração de uma Modelo Digital de Elevação (MDE) com suas respectivas curvas de nível com espaçamento de 20 metros (Figura 8). Observa-se que a área de estudo tem uma variação média de elevação de 250 a 420 metros. O Cerro Mantiqueira, de forma contrastante, tem elevação acentuada em algumas localidades como a porção central por exemplo, chegando a elevações de até 400 metros.

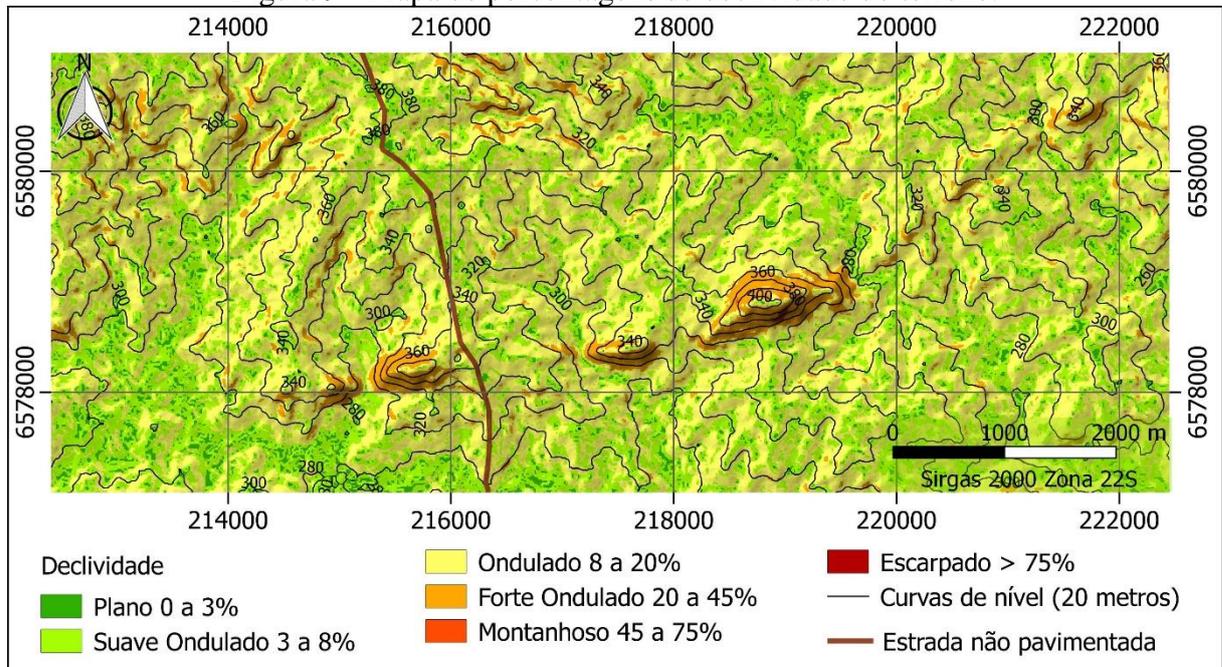
Figura 8 - Modelo Digital de Elevação da área de estudo (MDE).



Fonte: Autora, 2021.

Com imagens do sensor Alos Palsar também foram gerados mapas de declividade do terreno (Figura 9). A declividade é classificada de Plano (variação de 0 a 3 %) a Forte ondulado (variação de 20 a 45%) nas encostas e morros que fazem parte do Cerro Mantiqueira.

Figura 9 - Mapa de porcentagens de declividade do terreno.



Fonte: Autora, 2021.

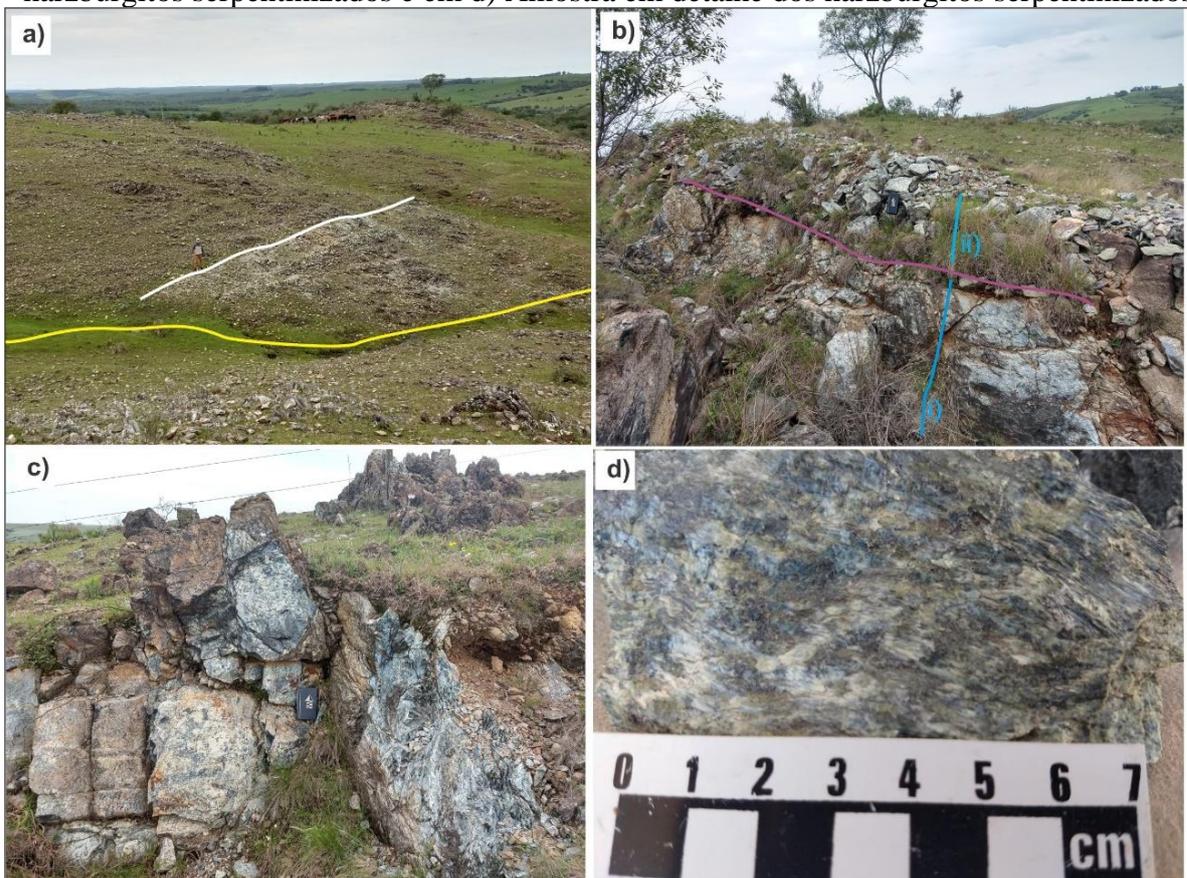
Na área de estudo foram reconhecidos afloramentos de harzburgitos serpentinizados. Estes ocorrem em blocos de até 50 metros e matacões menores distribuídos sob uma topografia acidentada que varia de 250 a 420 metros e com declividade classificada de plano a ondulosa (de 0% a 45% de declive). Observou-se uma falha regional, com direção N-S (linha amarela, Figura 10 a), demarcada por drenagens em baixos topográficos seguidos de declive acentuado. O contato litológico entre harzburgitos serpentinizados e xisto magnésiano é distinguido pela coloração das litologias onde os harzburgitos serpentinizados apresentam coloração clara e os xistos magnésianos com coloração predominantemente escura (devido a presença de minerais máficos) (Figura 10 a).

No local, há uma trincheira de aproximadamente 20 metros de extensão por 2,2 metros de profundidade. Da base desta até 1,20 metros, encontram-se blocos de harzburgitos serpentinizados maciços com coloração variando de cinza escuro a cinza claro e bandados, foliados e fraturados. De 1,20 metros até o topo, tem-se matacões de harzburgitos serpentinizados com tamanho variando de 25x30cm a 10x7cm com as mesmas características

dos blocos (Figura 10b e 10d). Os serpentinitos estão associados com os harzburgitos com foliação milonítica e zonas de cisalhamento (E-W).

Na Figura 10c pode ser observado os harzburgitos serpentinizados registrados em um afloramento com corte vertical de 2 metros de altura e localizado próximo a estrada. Ocorrem em blocos fraturados, bandados e foliados.

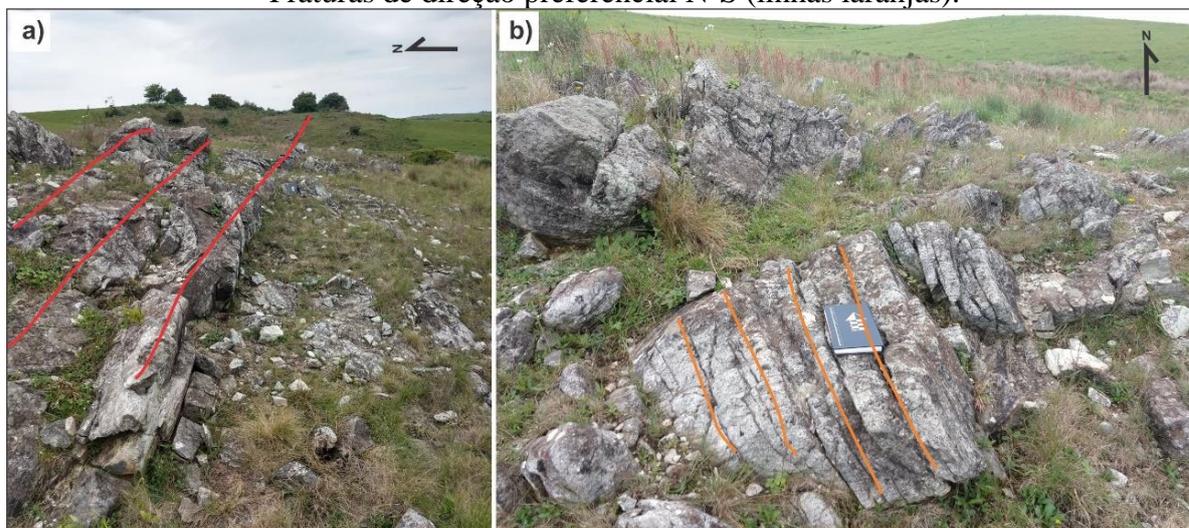
Figura 10 – Em a) Demarcação (linha amarela) de parte da falha regional identificada em campo e o contato litológico (linha branca) do serpentinito com o xisto magnésiano; em b) Trincheira com divisão das duas camadas identificadas (linha roxa); em c) Corte vertical de harzburgitos serpentinizados e em d) Amostra em detalhe dos harzburgitos serpentinizados.



Fonte: Autora, 2021.

O contexto estrutural da região é marcado predominantemente por fraturas presentes no local. Estas, são também descritas em alguns estudos como zonas de cisalhamento com direção preferencial E-W e mergulho das camadas subverticais com sentido Norte (Figura 11a). Secundariamente observa-se famílias de fraturas com direção N-S e mergulho de camadas subverticais com sentido Leste (Figura 11b).

Figura 11 - Em a) Fraturas apresentando direção preferencial E-W (linhas vermelhas), em b) Fraturas de direção preferencial N-S (linhas laranjas).

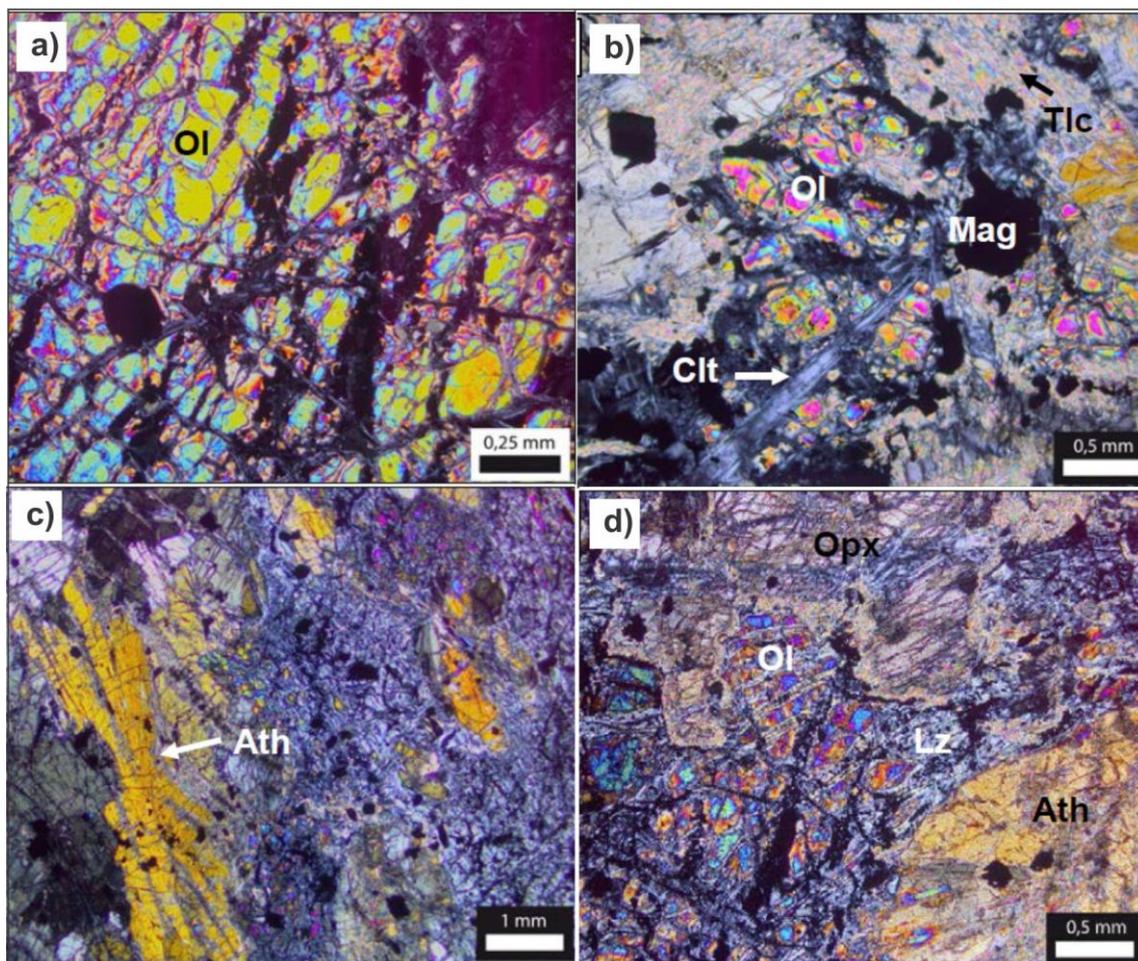


Fonte: Autora, 2021.

Complementarmente ao reconhecimento local da área, foram utilizados o estudo de Souza (2014) que consiste em descrições de fotomicrografias dos harzburgitos serpentinizados do Cerro Mantiqueira. Nesta análise petrográfica feições importantes das amostras foram registradas tais como a caracterização mineralógica e textural.

Os serpentinitos são compostos por olivina relictual, enstatita, antofilita, tremolita, lizardita, crisotilo talco, clorita aluminosa, cromita, cromo magnetita, ferro-cromita e magnetita (Figura 12a e 12b). Apresentam textura cumulática (Figura 12c). As olivinas estão serpentinizadas e apresentam em partes extinção ondulante. A enstatita tem extinção ondulante, curvamentos, textura *kinks* e formação de subgrãos ao longo de limites dos grãos. Os ortopiroxênios estão parcialmente intercrescidos com os clinopiroxênios em lamelas de exsolução, os piroxênios durante os eventos metamórficos foram substituídos por anfibólios (Figura 12d) (SOUZA, 2014).

Figura 12 - Fotomicrografias em luz polarizada. Em a) Detalhe da olivina relictual (Ol) com textura *mesh*; b) olivina no centro, cortada por veio de crisotilo não-asbestiforme (Clt), Magnetita (Mag) e Talco (Tlc) disseminado nas bordas c) Textura cumulática entre Olivina (Ol) e ortopiroxênios (Opx) parcialmente substituídos por anfibólios (antofilita, Ath) d) Textura cumulática entre olivina (Ol) e ortopiroxênio (Opx), parcialmente substituídos por lizardita (Lz) e antofilita (Ath).



Fonte: Extraído de Souza (2014).

De acordo com Souza (2014), foram realizadas análises químicas de 6 amostras de rochas pertencentes ao Cerro Mantiqueira a partir de técnicas de Fluorescência de raios – X, Espectroscopia de Emissão de Plasma (ICO-ES) para elementos maiores, com limite de detecção de 0,01 % e para alguns elementos traços (Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr) com limite de 1 a 5 ppm e por meio da técnica de Espectroscopia de Emissão de Plasma com espectroscopia de Massa (ICP-MS) para os demais elementos traço. Os resultados estão dispostos nas Tabelas 1 e 2. A análise de elementos maiores e traço permitem classificar quimicamente as unidades ultramáficas e quantificar em porcentagem e em ppm.

A Tabela 1 correspondente aos elementos maiores, indica que todas as amostras de rochas analisadas têm como característica um percentual considerável de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Observa-se um conteúdo de  $\text{SiO}_2$  variando de 35,29% a 44,30 % e o conteúdo de  $\text{MgO}$  de 34,40 % a 39,42%. Contém teores de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  e  $\text{MgO}$  elevados em relação a outros complexos ofiolíticos do Estado do Rio Grande do Sul e acentuada perda ao fogo (SOUZA, 2014).

Tabela 1 - Resultados analíticos para elementos maiores do Cerro Mantiqueira.

| Am  | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO  | MgO   | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | LOI  | Total |
|-----|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------------------------------|------------------|------|-------|
| 26A | 38,31            | 0,22                           | 8,25                           | 0,08 | 38,70 | 0,02 | 0,00              | 0,00             | 0,00                          | 0,639                          | 0,00             | 12,8 | 99,33 |
| 26B | 38,35            | 0,16                           | 7,47                           | 0,10 | 38,91 | 0,00 | 0,00              | 0,00             | 0,00                          | 0,501                          | 0,00             | 13,6 | 99,36 |
| 26C | 38,34            | 0,21                           | 7,06                           | 0,05 | 39,42 | 0,00 | 0,00              | 0,00             | 0,00                          | 0,620                          | 0,00             | 13,4 | 99,35 |
| 26D | 44,30            | 0,57                           | 10,56                          | 0,17 | 34,40 | 0,10 | 0,00              | 0,00             | 0,00                          | 0,560                          | 0,00             | 8,6  | 99,42 |
| 26E | 35,29            | 0,17                           | 10,48                          | 0,10 | 37,26 | 1,19 | 0,00              | 0,00             | 0,00                          | 0,544                          | 0,00             | 14,2 | 99,38 |
| 26F | 43,94            | 0,82                           | 10,93                          | 0,16 | 35,50 | 0,08 | 0,00              | 0,00             | 0,00                          | 0,340                          | 0,00             | 7,5  | 99,41 |

Óxidos em peso%. LOI: perda ao fogo (1000°C)

Fonte: Extraído de Souza (2014).

Tabela 2 - Resultados analíticos para os principais elementos traço do Cerro Mantiqueira

| Am  | Zr   | V  | Ba  | Sr   | Co    | Ga  | Sc | Sn   | Cu  | Ni     | Pb  | Zn | Total |
|-----|------|----|-----|------|-------|-----|----|------|-----|--------|-----|----|-------|
| 26A | 0,00 | 11 | 160 | 0,00 | 141,8 | 0,5 | 4  | 4,3  | 2,6 | 2699,3 | 1,6 | 27 | 99,33 |
| 26B | 0,00 | 16 | 1   | 0,00 | 120,3 | 0,0 | 7  | 0,7  | 0,7 | 2183,4 | 2,1 | 10 | 99,36 |
| 26C | 0,00 | 15 | 0   | 0,00 | 113,8 | 0,0 | 5  | 0,7  | 0,7 | 1895,0 | 0,8 | 7  | 99,35 |
| 26D | 0,00 | 47 | 7   | 0,00 | 89,3  | 1,0 | 14 | 6,2  | 8,9 | 957,4  | 1,7 | 24 | 99,42 |
| 26E | 0,00 | 26 | 0   | 0,00 | 109,7 | 1,4 | 4  | 25,4 | 7,1 | 1563,3 | 3,2 | 5  | 99,38 |
| 26F | 0,00 | 31 | 0   | 0,00 | 114,1 | 1,2 | 15 | 2,1  | 6,3 | 1056,0 | 3,0 | 25 | 99,41 |

Elementos traço em ppm.

Fonte: Extraído de Souza (2014).

Adicionalmente, registros de pesquisas foram reunidas por Camozzato (1987) onde a partir do Projeto Mapa Metalogenético e de Previsão de Recursos Minerais fez-se um mapeamento geológico em escala 1:250.000 e compilação de dados existentes da folha SH.22-Y-A – Cachoeira do Sul. Foram gerados mapas complementares indicando áreas potenciais para prospecção de recursos minerais e foram sugeridas diversas técnicas para pesquisas complementares de determinadas áreas onde foram identificadas ocorrências minerais.

No Cerro Mantiqueira foram identificados elementos importantes para a formação de mineralizações corroborando com as hipóteses acerca do potencial para futuras pesquisas minerais. No mesmo estudo foi demarcada uma ocorrência/indício de cromita encaixado em um metaperidotito serpentizado com paragênese mineral composta por serpentina, talco, clorita, magnetita e ilmenita.

Foram detectadas anomalias geoquímicas de Cu em solo e de Cu, Ni, Cr e Co em sedimento de corrente ativa. A ocorrência foi classificada como uma área favorável a mineralizações vulcano-genéticas do tipo "primitivo" de Zn-Cu e de segregação magmática de Cr-Ni-Cu em rochas máfico-ultramáficas. Outras duas ocorrências/indícios foram registradas para o mineral crisotilo, estas estão encaixadas em um metaperidotito serpentinizado, possui morfologia irregular e paragênese mineral com antigorita, talco, clorita e opacos.

A partir das ocorrências demarcadas no Cerro Mantiqueira, Camozzato (1987) recomendou atividades de mapeamento geológico com escala de 1:25.000 e prospecção geoquímica como levantamentos de dados sistemáticos e como levantamentos estratégicos foi recomendado a realização de sondagens.

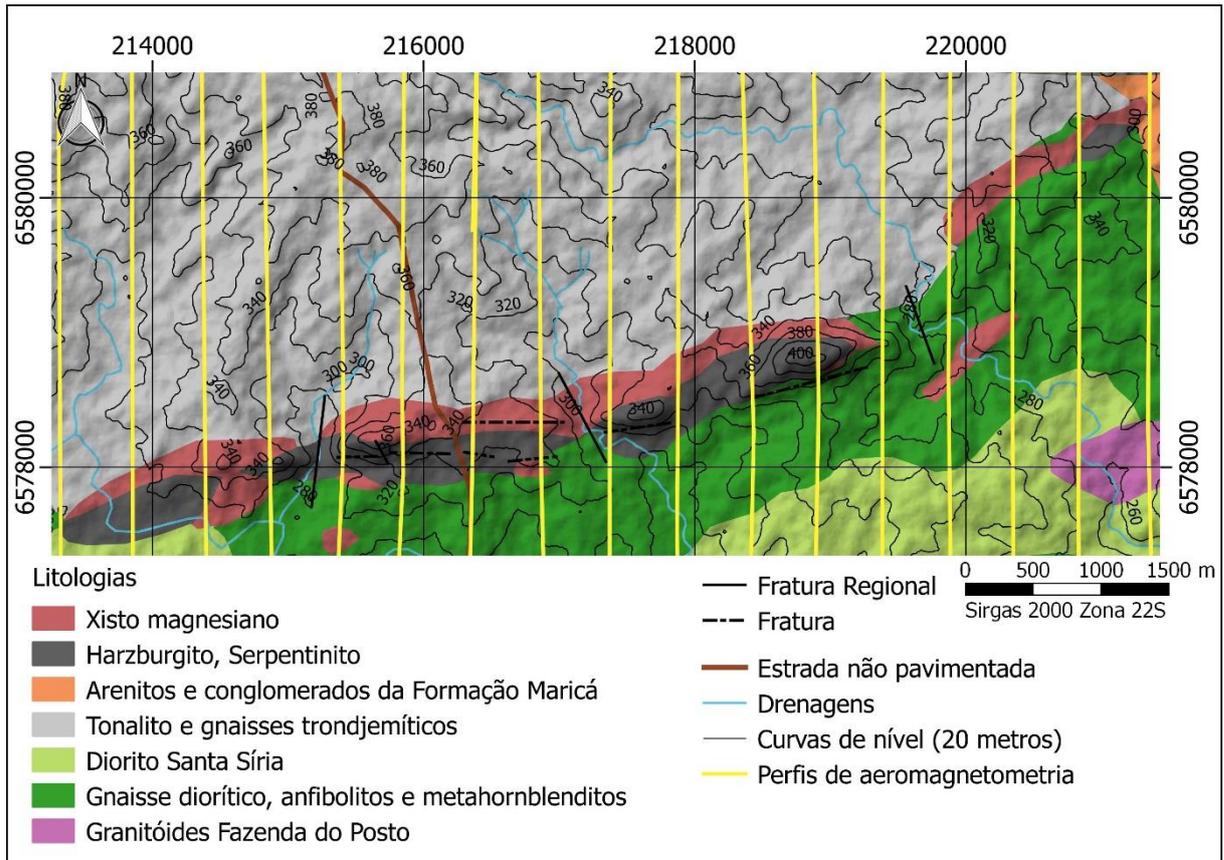
## **7.2 Geofísica - Aeromagnetometria**

O uso do método geofísico de magnetometria justifica-se devido a presença de minerais máficos contidos nos xistos magnesianos e nos harzburgitos serpentinizados. Dentre estes litotipos, os minerais que contem significativa porcentagem de Fe e Mg apresentam anomalias contrastantes com as rochas encaixantes do Cerro Mantiqueira como gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos ou gnaisses dioríticos, anfibolitos e metahornblenditos.

Os dados magnetométricos utilizados para a elaboração dos mapas geofísicos apresentados são oriundos do Projeto Aerogeofísico do Escudo Sul-Riograndense (CPRM, 2010). Para a área de estudo, foram utilizadas 17 linhas de aquisição aérea (linhas amarelas), dispostas na direção N-S e com espaçamento médio de 500 metros (Figura 13). Os pontos de aquisição (medidas) têm equidistância de 6,5 metros ao longo das linhas.

As linhas de aquisição aeromagnetométrica interceptam perpendicularmente os harzburgitos serpentinizados e os xistos magnesianos do Cerro Mantiqueira fornecendo assim uma ótima resolução para a interpretação de informações geofísicas.

Figura 13 - Mapa litológico da área de estudo com as linhas em amarelo de aeromagnetometria sobrepostas.



Fonte: Autora, 2021.

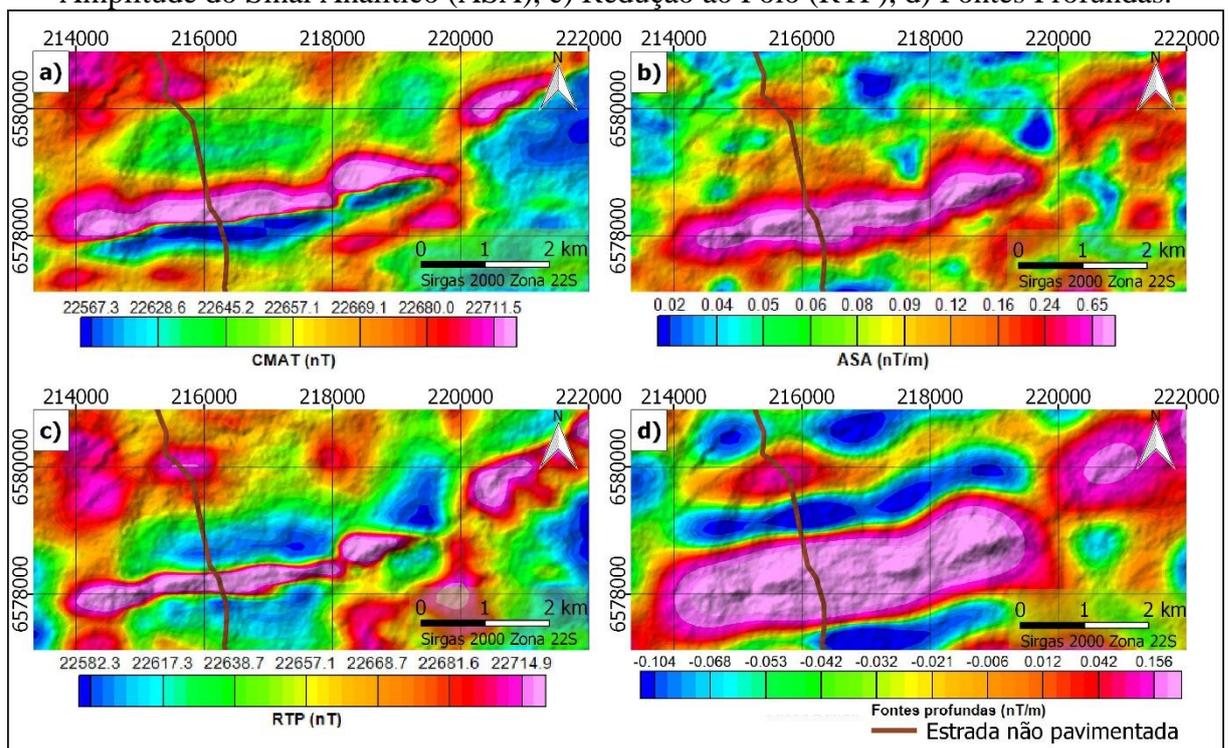
A partir da base de dados geofísica foram gerados mapas do Campo Magnético Anômalo Total (CMAT). Estes refletem a geometria da anomalia em superfície sem a influência de artifícios matemáticos utilizados no cálculo de filtragens e demais métodos de aprimoramento de anomalias (Figura 14a). No mapa do CMAT observa-se uma região dipolar (anomalia) de significativo contraste na região central associada aos xistos magnesianos e aos harzburgitos serpentinizados, principais litotipos do Cerro Mantiqueira.

Na Figura 14b, a partir do CMAT, foram gerados a Amplitude do Sinal Analítico (ASA) que permite estimar as bordas laterais de uma fonte anômala. Esse método apresenta pouca dependência da direção de magnetização total e pode ser aplicada para caracterizar anomalias com a presença da magnetização remanescente. O ASA da área de estudo demarca duas anomalias principais sendo: i) Anomalia com geometria alongada (valores de 0,24 a 0,65 nT/m) na direção E-W, com dimensões de 5,6 km x 0,9 km e ii) Anomalia (valores em torno de 0,24 nT/m) na porção NE na área de estudo, com dimensões de 1,5 km x 0,8 km. Tais feições são correspondentes aos contrastes/limites xistos magnesianos e serpentinitos com tonalitos e gnaisses trondjemíticos na porção norte e gnaiss diorítico, anfíbolitos e metahornblenditos na porção sul.

O mapa de Redução ao Polo (Figura 14c) foi aplicado para centralizar a anomalia visando um melhor entendimento do posicionamento da região anômala. Observa-se que a espessura diminuiu lateralmente, mas em geral o corpo anômalo permanece muito próximo do corpo gerado com o ASA.

Para compreensão e suporte à análise da continuidade da anomalia geofísica em profundidade observada foi utilizado os dados da superfície polinomial (*trend*) (Figura 14d). A técnica é utilizada para realçar ou suprimir anomalias e respectivas frequências indesejadas. A separação de fontes profundas foi obtida a partir da eliminação das altas frequências empregando-se uma separação regional-residual. Nesta, foi aplicada uma superfície de tendência (*trend*) de ordem 3 aos dados do CMAT. O produto resultante (resíduos) fornece as informações para a geração do mapa de fontes profundas. Observa-se que, a partir da utilização do mapa de Fontes Profundas, foram demarcados dipolos correspondentes ao complexo Cerro Mantiqueira. A geometria da anomalia de destaque é semelhante a registrada pelo ASA e observa-se que ocorre um visível contraste dipolar entre os xistos magnesianos e serpentinito. Este contraste delimita as demais litologias encaixantes localizadas na porção Norte e Sul do Cerro Mantiqueira (anomalia positivas de coloração roxa em contato com anomalias negativas de coloração azul).

Figura 14 - Mapas geofísicos em a) Campo Magnético Anômalo Total (CMAT), b) Amplitude do Sinal Analítico (ASA), c) Redução ao Polo (RTP), d) Fontes Profundas.



Fonte: Autora, 2021.

Para a aplicação da técnica de Deconvolução de Euler foram utilizados, inicialmente, os dados referentes ao Campo Magnético Anômalo Total (CMAT) corrigidos ao IGRF. Esses valores foram interpolados com o método de mínima curvatura e tamanho de célula para a malha (*grid*) estipulado em 125 metros, valor que corresponde a  $\frac{1}{4}$  da abertura lateral média das linhas de voo (500 metros). A continuidade do processo consistiu na inserção de parâmetros correlacionados com a geometria das feições em superfície e, em relação ao levantamento de dados aéreos. Para a área de estudo, considerou-se o valor de 1 para o índice estrutural (parâmetro que indica o mapeamento de feições relacionadas com o sinal do campo magnético em falhas e fraturas).

Outra informação relevante consiste na adição da altura de voo (altitude da aeronave durante a aquisição). Foi selecionada a altura correspondente a cada ponto de aquisição de dados. Este parâmetro é importante para maior acuracidade do cálculo da profundidade das anomalias. Foram, adicionalmente, inseridos uma tolerância de profundidade máxima permitida de 10 %. Este valor significa que todas as soluções de profundidade com estimativa de erro menor do que 10 % serão aceitas. E por último, considerou-se um tamanho de janela igual a 8 para calcular as soluções de Euler. O mesmo valor corresponde a dimensão de aresta nas células do *grid*.

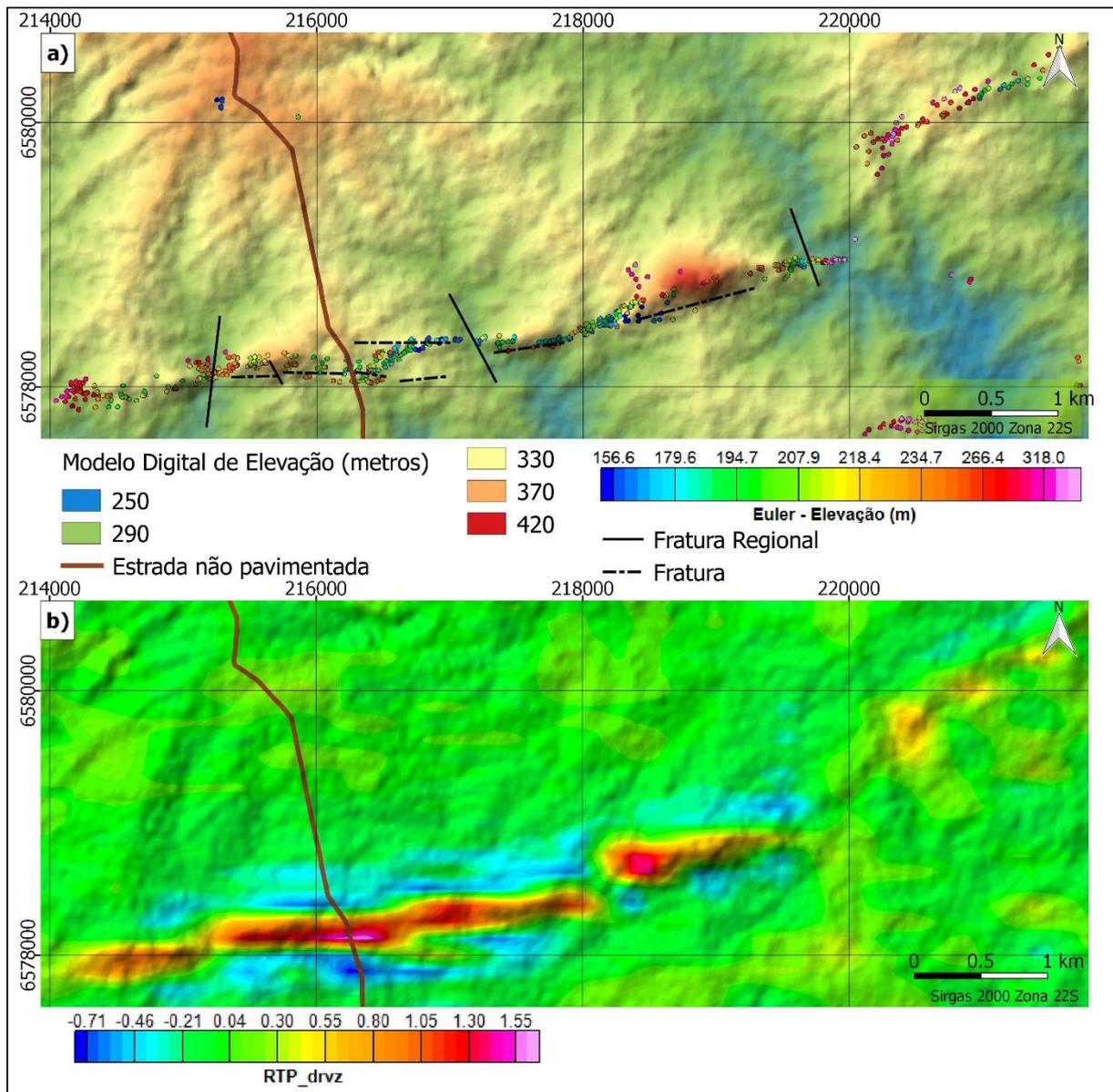
Na Figura 15a foram inseridos os pontos coloridos correspondentes a Deconvolução de Euler sobreposto ao Modelo Digital de Elevação (MDE). Observa-se uma continuidade lateral de pontos de Deconvolução de Euler sobre o Cerro Mantiqueira e alguns pontos espaçados fora da área de interesse. Como foi utilizado um índice estrutural 1, que corresponde ao mapeamento de lineamentos estruturais, tem-se que o método mostrou-se satisfatório pois indica uma continuidade de pontos de Euler orientados na direção E-W, assim como as fraturas demarcadas na região.

Na Figura 15b foram realçadas feições anômalas localizadas em maior profundidade, através do uso de uma derivada vertical em Z em cima dos valores magnetométricos obtidos no mapa de redução ao polo (RTP\_DRVZ). Observa-se que, ao longo do Cerro Mantiqueira, ocorre a mesma continuidade de anomalias identificadas em Euler registrando maior intensidade na área próxima à estrada não pavimentada.

Para uma análise mais avançada das profundidades estimadas por Euler, observa-se na Figura 15a que as cotas de terreno predominantes do Cerro Mantiqueira são de 290 a 330 metros e os círculos gerados por Euler indicam profundidades em torno de 194,7 (círculos verdes) a 156,6 metros (círculos azuis). A partir dessa análise, tem-se que as profundidades dos lineamentos estruturais associáveis aos harzburgitos serpentinizados obtidas com a

Deconvolução de Euler variam de 95,3 a 133,4 metros para cotas de terreno em torno de 290 metros e variam de 135,3 a 173,4 metros para cotas do terreno em torno de 330 metros.

Figura 15 – Mapa das estruturas e discontinuidades determinadas. Em a) Deconvolução de Euler sobreposta pelo MDE e lineamentos estruturais, em b) continuidade das profundidades das feições e harzburgitos serpentinizados associados a partir da RTP\_DRVZ.



Fonte: Autora, 2021.

## 8 CONCLUSÕES

O Cerro Mantiqueira consiste em um importante registro geológico de complexos ofiolíticos no estado do Rio Grande do Sul. Tal feição foi objeto de estudos para diversos pesquisadores interessados em reconhecer e aprimorar a gênese e evolução do Escudo Sul

RioGrandense. Em estudos recentes (Leite, 1997; Hartmann e Chemale Jr., 2003; Lusa et al., 2016; Souza, 2014; Philipp et al., 2016) foram realizados mapeamentos geológicos, análises petrológicas e geoquímicas, assim como determinação da idade das rochas e teorias sobre os processos geotectônicos.

Camozzato (1987) apresentou evidências importantes na demarcação de ocorrências minerais e sugeriu que pesquisas mais avançadas seguissem por meio de mapeamentos geológicos detalhados, análises geoquímicas e sondagens. A existência de harzburgitos serpentinizados foi conferida em campo e a partir de análises geoquímicas que indicam porcentagens significativas de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{MgO}$ . Neste contexto, a abordagem geofísica por meio dos mapas gerados permitiu identificar anomalias magnéticas contrastantes com as rochas encaixantes do Cerro Mantiqueira devido à presença significativa de minerais ferromagnesianos nos xistos magnesianos e nos harzburgitos serpentinizados.

A aplicação da técnica denominada Deconvolução de Euler foi satisfatória e auxiliou na compreensão da continuidade das fraturas identificadas em campo (direção E-W) e, também, nas estimativas de profundidade desses lineamentos. Adicionalmente, o mapa dos dados Magnéticos Anômalos Reduzidos ao Polo (RTP\_drvz) proporcionou a identificação de áreas onde o corpo ofiolítico contém uma maior profundidade em subsuperfície. Estas profundidades, aferidas de forma indireta a partir de análises qualitativas e semi-quantitativas, consistem em importantes elementos e suporte a futuros estudos prospectivos como direcionamento e subsídio a locação de sondagens e demais investigações diretas em subsuperfície.

## 9 REFERÊNCIAS

ABEDI M., OSKOOI B. **A combined magnetometry and gravity study across Zagros orogeny in Iran.** Tectonophysics. 2015. Doi: 10.1016/j.tecto.2015.09.00.

ANÔNIMOS. **Ophiolites.** Penrose Field Conference, Geotimes. 1972. V.17, p. 24-25.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B.B.; FUCK, R.A. **Brazilian Structural Provinces: an introduction.** Earth Science Review. 1981. V.17, p.1-29.

ARENA, K.R.; HARTMANN, L.A.; LANA, C.C. **Evolution of Neoproterozoic ophiolites from the southern Brasiliano Orogen revealed by zircon U-Pb-Hf isotopes and geochemistry.** Precambrian Research. 2016. V.285, p.299-314.

ARKANI-HAMED, J.; STRANGWAY, D.W. **Magnetic susceptibility anomalies of the lithosphere beneath Europe and the Middle East.** Geophysics. 1986. v. 51, p. 1711–1724.

ATCHUTA RAO, D.; RAM BABU, H.V.; SANKER NARAYAN, P.V. **Interpretation of magnetic anomalies due to dikes: the complex gradient method.** Geophysics. 1981. v. 46, p. 1572-1578.

AUBOUIN, J. 1959. **Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Épire et de la Thessalie.** Annales Géologique des Pays Helléniques. 1959. V.1, p.1- 485.

BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F.; VAN SCHMUS, W.R.; HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C. 1997. **U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil.** Journal of South American Earth Sciences. 1997. V.10(3/4). p.263-274.

BARANOV, V. **A new method for interpretation of aeromagnetic maps; pseudo-gravimetric anomalies.** Geophysics. 1957. v. 22, p. 359–383.

BLAKELY, R.J. **Potential Theory in gravity e magnetic applications.** Cambridge University Press, New York. 1996. pp.117.

BOWEN, N.L. **The origin of ultrabasic and related rocks.** American Journal of Science. 1927. v.14, p.89-108.

BRITO-NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M. **The Brasiliano collage in South America: a review.** Brazilian Journal of Geology. 2014. v.44(3), p.493-518.

BRONGNIART, A. **Essai de classification minéralogique des roches mélanges.** Journal des Mines.1813. v.34, p.190-199.

BRONGNIART, A. **Sur le gisement ou position relative des ophiolites, euphotides, jaspes, etc. dans quelques parties des Apennins.** Paris, Annales de Mines. 1821. v.6, p.177-238.

- CAMOZZATO, E. **Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais: Cachoeira do Sul – Folha SH.22-Y-A. Região Sul.** Escala: 1:250.000; CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1987. 42pp.
- CHEMALE Jr., F. **Evolução geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense.** In: Holz, M.; De Ros, L.F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul.* Porto Alegre, edição CIGO/UFRGS. 2000. p. 13-52.
- CLEMENT, W.G. **Basic principles of two-dimensional digital filtering.** *Geophysics.* 1973. v. 21, p.125–145.
- COOPER, G.R.J. **Obtaining dip and susceptibility information from Euler deconvolution using the Hough transform.** *Comput. Geosci.* 2006. v. 32, p. 1592–1599.
- COLEMAN, R.G. **Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges.** *Journal of Geophysical Research.* 1971. v.76, p.1212-1222.
- COLEMAN, R.G. **Ophiolites: ancient oceanic lithosphere?.** Berlim, Springer-Verlag. 1977. pp.229.
- CONSTABLE, S. **Geomagnetism.** Kono. M. (ed.), *Geomagnetism. Treatise of Geophysics.* 2007. v.5, p.237–276.
- CORDELL, L.; MCCAFFERTY, A.E. **A terracing operator for physical property mapping with potential field data.** *Geophysics.* 1989. v.54, p.621–634.
- COSTA, A.F.U. **Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1997. pp.291.
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Relatório do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul, e mapas aerogeofísicos nas escalas 1:100.000 e 1:250.000.** 2010.
- DEAN, W.C. **Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation.** *Geophysics.* 1958. v.23, p.97–127.
- DEBEGLIA, N.; CORPEL, J. **Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives.** *Geophysics.* 1997. v.6, p.87–96.
- DENTITH M.C., MUDGE S. **Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist.** Cambridge University Press. 2014. pp.454. ISBN-10: 0521809517 ISBN-13: 978-0521809511
- DICKSON, B.L.; SCOTT, K.M. **Interpretation of aerial gamma-ray surveys - adding the geochemical factors.** *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics,* Austrália. 1997. v.17, n. 2, p.187-200.

DILEK, Y.; FURNES, H. **Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere.** Geological Society of America Bulletin. 2011. v.124(3/4). p.387-411.

FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; COSTA, A.F.U.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G.R.; CAMOZZATO, E. **Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense: Parte I – Uma contribuição a partir do registro geológico.** Revista Brasileira de Geociências. 1995a. v.25(4), p.351-374.

FRANCHI, S. **Contribuzione allo studio delle rocce a glaucophane e del metamorfismo onde ebbero origine nelle regione liguro-alpine occidentale.** Bolletino della Reale Comitato Geologico d'Italia. 1902. v.33, p.255-318.

GASS, I.C.; MASSON-SMITH, D. **The geology and gravity anomalies of the Troodos massif, Cyprus.** Philosophical Transactions of the Royal Society of London. 1963. v.225, p.417-467.

GLANGEAUD, L. **Réflexions sur les travaux de la XV<sup>e</sup> Section, pâleovolcanologie et tectonique, au Congrès International d'Alger.** In: La pâleovolcanologie et ses rapports avec la tectonique, XIX Congrès Géologique International, Alger. 1954. v.15, n.17, p.235-239.

GUNN, P.J. **An algorithm for reduction to the pole that works at all magnetic latitudes.** Exploration Geophysics. 1995. v.26, p.247-254.

HESS, H.H. **Serpentines, orogeny and epeirogeny.** In: Poldevaart, A. (Ed.). Crust of the Earth (A Symposium). Nova Iorque, Geological Society of America, Special Paper. 1955. v.62. p.391-408.

HARTMANN, L.A.; CHEMALE Jr., F. **Mid amphibolite facies metamorphism of harzburgites in the Neoproterozoic Cerro Mantiqueiras Ophiolite, southernmost Brazil.** Anais da Academia Brasileira de Ciências. 2003. v.75(1), p.109-128.

HARTMANN, L.A.; LOPES, W.R.; SAVIAN, J.F. **Integrated evaluation of the geology, aerogammaspectrometry and aeromagnetometry of the Sul-Riograndense Shield, southernmost Brazil.** Annals of the Brazilian Academy of Sciences. 2016. v.88(1), p.75- 92.

HINZE W.J., VON FRESE R.R.B., SAAD A.H. **Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications.** Cambridge University Press, New York. 2013. pp.512. ISBN: 978-0-521-87101-3

HSU, S-K. **Imaging magnetic sources using Euler's equation.** Geophysics Prospection. 2002. v. 56, p.15–25.

KEAREY P.; BROOKS M.; HILL I. **Geofísica de Exploração.** Oficina de textos, São Paulo. 2009. pp.438. ISBN: 978-85-86238-91-8.

LANGEL, R.A.; HINZE, W.J. **The Magnetic Field of the Earth's Lithosphere.** Cambridge University Press. 1998.

- LEITE, J.D. **A origem dos harzburgitos da Sequência Cerro Mantiqueiras e implicações tectônicas para o desenvolvimento do Neoproterozóico da porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1997. pp.224.
- LEITE, J.D.; HARTMANN, L.A.; McNAUGHTON, N.J.; CHEMALE Jr., F. **SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil.** *International Geology Review*. 1998. v.40. p.688-705.
- LENZ, C.; PORCHER, C.C.; FERNANDES, L.A.D.; MASQUELIN, H.; KOESTER, E.; CONCEIÇÃO, R.V. **Geochemistry of the Neoproterozoic (800–767 Ma) Cerro Bori orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: tectonic evolution of an ancient continental arc.** *Mineralogy and Petrology*. 2013. v.107(5). p.785-806.
- LU, R.S.; MARIANO, J.; AND WILLEN, D.E. **Differential reduction of magnetic anomalies to the pole on a massively parallel computer.** *Geophysics*. 2003. v. 68, p.1945–1951.
- LUSA M., PHILIPP R.P., ZVIRTES G. **The Neoproterozoic São Gabriel orogeny, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: the intra-oceanic Passinho arc and the active continental margin of the São Gabriel Vila Nova Arc, Lavras do Sul, southernmost Brazil.** *Journal of South American Earth Science*. 2016.
- LOTTI, B. **Paragone fra le rocce ofiolitiche terziarie italiane e le rocce basiche pure terziarie della Scozia e dell'Irlanda.** *Bollettino del Reale Comitato Geologico d'Italia*. 1886. v.17(3/4), p.73-86.
- MACLEOD, I.C.; JONES, K.; DAI, T.F. **3-D analytic signal in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes.** *Exploration Geophysics*. 1993. v.24. p.679–688.
- MINTY, B.R.S. **Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry.** *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*. 1998.
- MIYASHIRO, A. **The Troodos complex was probably formed in an island arc.** *Earth and Planetary Science Letters*. 1973. v.19, p.218-224.
- MIYASHIRO, A. **Classification, characteristics, and origin of ophiolites.** *Journal of Geology*. 1975. v.83. p.249-281.
- MOORES, E.M. **Ultramafics and orogeny, with models for the U.S. Cordillera and the Tethys.** *Nature*. 1970. v.228, p.837-842.
- MUSHAYANDEBVU, M.F; VAN DRIEL, P.; REID, A.B.; FAIRHEAD, J.D. **Magnetic source parameters of 2D structures using extended Euler deconvolution.** *Geophysics*. 2001. v.66, p.814–823.
- MUSHAYANDEBVU, M.F; LESUR, V.; REID, A.B.; FAIRHEAD, J.D. **Grid Euler deconvolution with constraints for 2D structures.** *Geophysics*. 2004. v.69, p.489-496.

NABIGHIAN, M.N. **The analytic signal of twodimensional magnetic bodies with poligonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation.** Geophysics. 1972. v.37, p.507-517.

NABIGHIAN, M.N. **Additional comments on the analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation.** Geophysics. 1974. v.39, p.85-92.

NABIGHIAN, M.N. **Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms Fundamental relations.** Geophysics. 1984. v.49, p.780-786.

NABIGHIAN, M.N.; HANSEN, R.O. **Unification of Euler and Werner deconvolution in three dimensions via the generalized Hilbert transform.** Geophysics. 2001. v.66, p.1805-1810.

NETTLETON, L.L. **Regionals, residuals, and structures.** Geophysics. 1954. v.19, p.1-22.

OLSEN, N.; HULOT, G., AND SABAKA, T.J. **The present field.** In: Kono, M. (ed.), Geomagnetism. Treatise Geophysics. 2007. v.5, p.33-76.

PEARCE, J.A.; LIPPARD, S.J.; ROBERT, S. 1984. **Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites.** In: Kokelaar, B.P.; Howells, M.F. (Eds.). Marginal basin geology: volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins. Geological Society of London, Special Publications. 1984. v.16. p.77-94.

PEREIRA R. **Estudo Geofísico no Cerro da Mantiqueira, Município de Lavras do Sul, RS – Através do Método da Magnetometria.** Trabalho de Conclusão de Curso. Graduação em Geofísica. UNIPAMPA - Campus Caçapava do Sul. 2013.

PETERS, L.J. **The direct approach to magnetic interpretation and its practical application.** Geophysics. 1949. v.14, p.290–320.

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. 2016. v.46, p.83-104. DOI: 10.1590/2317-4889201620150016.

RAMOS, R.C. **Evolução petrogenética e geotectônica do ofiolito Arroio Grande, SE do Cinturão Dom Feliciano (Brasil).** Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. UFRGS. Programa de Pós-Graduação em Geociências. 2018.

RAVAT, D. **Magnetic properties of unruined steel drums from laboratory and field-magnetic measurements.** Geophysics. 1996. v.61, p.1325-1335.

REID, A.B.; ALSOP, J.M.; GRANDER, H.; MILLET, A.J.; SOMERTON, I.W. **Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution.** Geophysics. 1990. v.55, p.80–91.

REMUS M.V.D., McNAUGHTON N.J., HARTMANN L.A., KOPPE J.C., FLETCHER I.R., GROVES D.I., PINTO V.M. 1999. **Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca volcanic arc of southernmost Brazil, isotopic constraints on timing and sources.** Journal of South American Earth Sciences. 1999. v.12, p.349-366.

RIOS N.I.C. **Integração de dados magnetométricos e gamaespectrométricos aéreos por meio de técnicas de clusterização em auxílio ao mapeamento geológico.** Trabalho de Conclusão de Curso. Graduação em Geofísica. UNIPAMPA - Campus Caçapava do Sul. 2015.

ROUTHIER, P. **Volcanicité et embryotectonique paléogènes em Nouvelle- Calèdonie.** In: La paléovolcanologie et sus rapports avec la tectonique, XIX Congrès Géologique International, Alger. 1954. v.15, n.17, p.43-52.

SAALMANN, K.; GERDES, A.; LAHAYE, Y.; HARTMANN, L.A.; REMUS, M.V.D.; LÄUFER, A. 2011. **Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil.** International Journal of Earth Sciences. 2011. v.100, p.355-378.

SILVA, J.B.C. **Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low-latitude anomalies.** Geophysics. 1986. v.51, p.369-382.

Silva, J.B.C.; Barbosa, V.C.F. **3D Euler deconvolution: theoretical basis for automatically selecting good solutions.** Geophysics. 2003. v.68, p.1962-1968.

SILVA, L.C.; McNAUGHTON, N.J.; ARMSTRONG, R.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I.R. **The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zirconbased U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens.** Precambrian Research. 2005a. v.136, p.203-240.

SOUZA, T.L de. **Controles mineralógicos e geoquímicos do níquel não sulfetado em rochas ultramáficas no Escudo Sul-RioGrandense.** Programa de Pós Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado. 2014. 121pp.

STAUB, R. 1924. **Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen.** Schweizerge Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. 1924. v.1, p.78-149.

STAVREV, P.; REID, A.B. **Degrees of homogeneity of potential fields and structural indices of Euler deconvolution.** Geophysics. 2007. v.72, p.81-112.

STEINMANN, G. **Der ophiolitischen Zonen in der mediterranen Kettengebirgen.** Madri, XIV International Geological Congress. 1927. v.2, p.638-667.

SWAIN, C.J. **Reduction-to-the-pole of regional magnetic data with variable field direction, and its stabilization at low inclinations.** Exploration Geophysics. 2000. v.31, p.78-83.

TEKNIK V., THYBO H., ARTEMIEVA I.M., GHODS A. **A new tectonic map of the Iranian plateau based on aeromagnetic identification of magmatic arcs and ophiolite belts.** *Tectonophysics*. 2020. Doi: 10.1016/j.tecto.2020.228588.

TELFORD W.M., GELDART L.P., SHERIFF R.E. **Applied Geophysics.** 2ed. Cambridge University Press, New York. 1990. 792pp. ISBN-10: 0521339383 ISBN-13: 978 0521339384

THOMPSON, D.T. EULDPH. **A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data.** *Geophysics*. 1982. v.47, p.31-37.

VACQUIER, V.; STEENLAND, N.C.; HENDERSON, R.G.; ZIETZ, I. **Interpretation of Aeromagnetic Maps.** Geological Society of America Memoir 47. 1951.

WAKABAYASHI, J.; Dilek, Y. 2003. **What constitutes 'emplacement' of an ophiolite? Mechanisms and relationship to subduction initiation and formation of metamorphic soles.** In: Dilek, Y.; Robinson, P.T. (Eds.). *Ophiolites in Earth History*. Geological Society of London, Special Publications. 2003. v.218, p.427-447.

WYLLIE, P.J. (Ed.). 1967. **Ultramafic and related rocks.** Nova Iorque, Wiley. 1967. pp. 464.