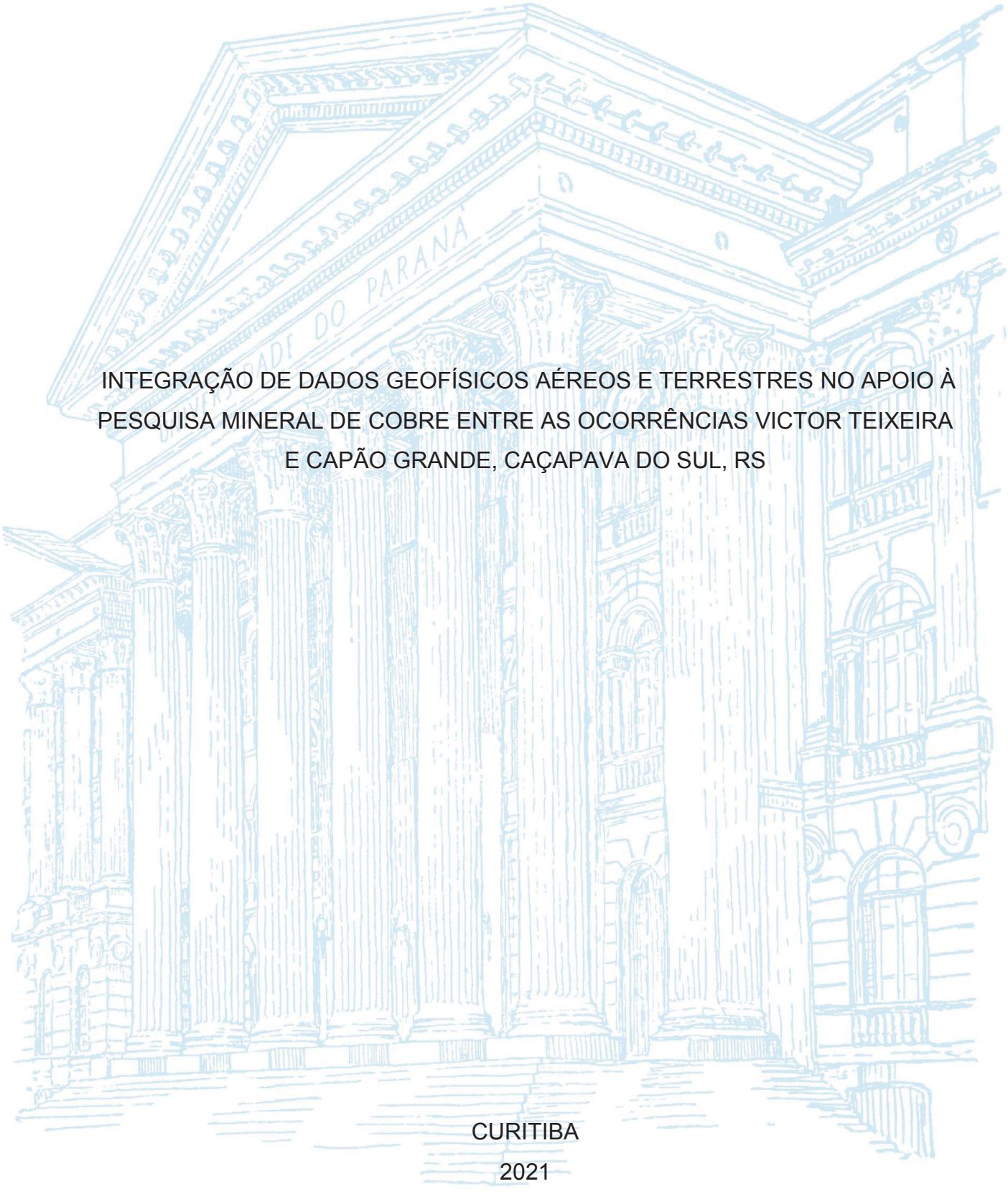
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

HENRIQUE GARCIA PEREIRA



# INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS AÉREOS E TERRESTRES NO APOIO À PESQUISA MINERAL DE COBRE ENTRE AS OCORRÊNCIAS VICTOR TEIXEIRA E CAPÃO GRANDE, CAÇAPAVA DO SUL, RS

CURITIBA

2021

HENRIQUE GARCIA PEREIRA

# INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS AÉREOS E TERRESTRES NO APOIO À PESQUISA MINERAL DE COBRE ENTRE AS OCORRÊNCIAS VICTOR TEIXEIRA E CAPÃO GRANDE, CAÇAPAVA DO SUL, RS

Tese apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira (UFPR)

Coorientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira (UNESP)

CURITIBA

2021

CATALOGAÇÃO NA FONTE – SIBI/UFPR

P436i Pereira, Henrique Garcia

Integração de dados geofísicos aéreos e terrestres no apoio à pesquisa mineral de cobre entre as ocorrências Victor Teixeira e Capão Grande, Caçapava do Sul, RS [recurso eletrônico]/ Henrique Garcia Pereira – Curitiba, 2021.

Tese (Doutorado) – Curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia.
Orientador: Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira (UFPR)
Coorientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira (UNESP)

1. Geofísica. 2. Minério. 3. Cobre. I. Ferreira, Francisco José Fonseca. II. Moreira, César Augusto. III. Título. IV. Universidade Federal do Paraná.

CDD 551

Bibliotecária: Vilma Machado CRB9/1563

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIENCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA - 40001016028P5

# TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **HENRIQUE GARCIA PEREIRA** intitulada: **INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS AÉREOS E TERRESTRES NO APOIO À PESQUISA MINERAL DE COBRE ENTRE AS OCORRÊNCIAS VICTOR TEIXEIRA E CAPÃO GRANDE, CAÇAPAVA DO SUL, RS**, sob orientação do Prof. Dr. FRANCISCO JOSÉ FONSECA FERREIRA, que após terem inquirido o aluno e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 10 de Setembro de 2021.

Assinatura Eletrônica
24/09/2021 02:53:37.0
FRANCISCO JOSÉ FONSECA FERREIRA
Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica
21/09/2021 12:46:31.0
BÁRBARA TRZASKOS
Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica
23/09/2021 22:26:36.0
ODERSON ANTÔNIO DE SOUZA FILHO
Avaliador Externo (COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS)

Assinatura Eletrônica
21/09/2021 09:17:39.0
ALESSANDRA DE BARROS E SILVA BONGIOLO
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ )

Assinatura Eletrônica
21/09/2021 09:24:46.0
JONEY JUSTO DA SILVA
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO)

Dedico toda honra pela realização deste trabalho a Jesus Cristo.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente à Deus, pela vida e por essa grande oportunidade de desenvolvimento pessoal, acadêmico e científico.

Aos meus pais, Leondes Leão Pereira e Odeth Garcia Pereira, por serem os maiores apoiadores ao longo de toda a minha jornada.

A minha namorada, Anelise da Silva Cruz, pelo afeto, companheirismo e troca de experiências.

Aos meus orientadores e amigos, Francisco José Fonseca Ferreira e César Augusto Moreira, pelos ensinamentos, contribuições e disponibilidade.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná (UFPR) pelo acolhimento e confiança.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsa de estudo.

Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM), pelo fornecimento dos dados do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul.

Aos Laboratórios de Geofísica da Universidade Federal do Pampa (UNIPAMPA) e da Universidade Estadual Paulista (UNESP), pelos empréstimos dos instrumentos geofísicos utilizados em campo.

Aos colegas do Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada (LPGA/UFPR), pela companhia, amizade e cooperação nas atividades de processamento de dados.

Aos colegas do Laboratório de Geologia da Pós-Graduação (LABGEOL), pela disponibilidade do espaço de estudo e pelos momentos de integração.

Aos estudantes dos cursos de graduação em Geologia e Geofísica da UNIPAMPA, pelo auxílio nos levantamentos de dados geológicos, estruturais e geofísicos.

E a todos aqueles que de alguma forma contribuíram ou incentivaram a realização deste trabalho.

“Quanto mais me aprofundo na ciência mais me aproximo de Deus”.

(Albert Einstein)

## RESUMO

O crescimento social e tecnológico vivido pela sociedade contemporânea tem levado diversas reservas conhecidas de cobre ao exaurimento, pois esse metal é extremamente requerido em diversos setores da produção industrial e da construção civil, principalmente em decorrência de suas características técnicas de alta condutividade elétrica e térmica. A busca por novos depósitos ou a reavaliação de jazidas e ocorrências conhecidas pode ser realizada por uma série de métodos diretos e indiretos de investigação. A geofísica compreende uma excelente alternativa para investigações indiretas a partir da obtenção de contrastes entre propriedades físicas de um alvo potencialmente mineralizado e a rocha encaixante. Na pesquisa mineral de metais base, são tradicionalmente empregados os métodos geofísicos de eletrorresistividade e polarização induzida, os eletromagnéticos nos domínios do tempo e da frequência, além da magnetometria e da gravimetria. A utilização combinada desses métodos é recomendada por aumentar a confiabilidade dos resultados e reduzir a ambiguidade característica dos métodos. Uma região com amplo potencial para a produção de cobre compreende os limites do município de Caçapava do Sul, situado na porção central do estado do Rio Grande do Sul, Brasil. Nessa região, são reconhecidos diversos depósitos, jazidas, prospectos e ocorrências associadas preferencialmente às rochas metavulcanoclásticas do Escudo Sul-Riograndense e vulcanossedimentares da Bacia do Camaquã, caso das ocorrências Victor Teixeira e Capão Grande, que compreendem disseminações de óxidos de cobre, principalmente malaquita e azurita, com presença reduzida de sulfetos primários, geralmente constituindo remobilizações hidrotermais ao longo de zonas brechadas. O objetivo principal deste trabalho foi definir um arcabouço geofísico-estrutural da área incluindo as ocorrências cupríferas Victor Teixeira e Capão Grande, para verificar uma suposta conexão entre suas mineralizações, bem como caracterizar novos alvos exploratórios não aflorantes. O delineamento do arcabouço geofísico-estrutural foi realizado a partir do uso de técnicas de realce e de estimativas de profundidade de fontes sobre mapas aeromagnéticos e magnéticos e gravimétricos terrestres. Alvos exploratórios foram indicados a partir da caracterização de corpos com densidade equivalente a calcocita, pela modelagem gravimétrica da anomalia Bouguer continuada, sendo que o de maior dimensão situado no intervalo central das ocorrências de cobre foi detalhado pelos métodos da eletrorresistividade e da polarização induzida. O arcabouço geofísico-estrutural confirmou estruturas previamente reconhecidas bem como revelou outras que integram uma malha interconectada, cuja profundidade estimada pelas soluções de Euler atinge até 170 m. Essa configuração sugere uma provável conexão entre as mineralizações de cobre observadas nos afloramentos, separados por um intervalo de 2300 m em superfície. O detalhamento elétrico do alvo gravimétrico revelou correlação entre um corpo condutor e outros dois polarizáveis situados abaixo de 60 m, sugerindo a presença de sulfetos em subsuperfície. Corpos resistivos situados acima dos polarizáveis foram atribuídos a porções silicificadas das rochas encaixantes.



Palavras-chave: Pesquisa mineral. Geofísica aplicada. Escudo Sul-Riograndense. Bacia do Camaquã. Ocorrências de cobre.

## ABSTRACT

The social and technological growth experienced by contemporary society has led to the depletion of several known copper reserves, since this metal is extremely required in various sectors of industrial production and civil construction, mainly due to its technical characteristics of high electrical and thermal conductivity. The search for new deposits or the revaluation of deposits and known occurrences can be carried out by a series of direct and indirect investigation methods. Geophysics comprises an excellent alternative for indirect investigations by obtaining contrasts between the physical properties of a potentially mineralized target and the host rock. In mineral research on base metals, the geophysical methods of electrical resistivity and induced polarization, as well as time and frequency electromagnetic methods, in addition to magnetometry and gravimetry, are traditionally used. The combined use of these methods is recommended to increase the reliability of the results, reducing the common ambiguity of the methods. A region with ample potential for copper production comprises the limits of the municipality of Caçapava do Sul, located in the central portion of the state of Rio Grande do Sul, Brazil. In this region, several deposits, prospects, and occurrences preferentially associated with the metavolcanoclastic rocks of the Sul-Riograndense Shield and the volcano-sedimentary rocks of the Camaquã Basin are recognized, as is the case of the Victor Teixeira and Capão Grande occurrences, which comprise the dissemination of copper oxides, mainly malachite and azurite, with reduced presence of primary sulfides, generally constituting hydrothermal remobilizations along breccia zones. The main objective of this work was to define a geophysical-structural framework for the area that includes the cupriferous occurrences of Victor Teixeira and Capão Grande, in order to verify a supposed connection between their mineralizations, as well as to characterize new non-outcropping exploratory targets. The design of the geophysical-structural framework was carried out using enhancement techniques and source depth estimates on aeromagnetic, terrestrial magnetic and gravimetric maps. Exploratory targets were indicated from the characterization of bodies with a density equivalent to chalcocite, by the gravity modeling of the continued Bouguer anomaly, and the largest one located in the central interval of copper occurrences was detailed by the methods of electroresistivity and induced polarization. The geophysical-structural framework confirmed previously recognized structures as well as revealed others that integrate an interconnected mesh, whose depth estimated by Euler's solutions reaches down to 170 m from the subsurface. This configuration suggests a likely connection between the copper mineralizations observed in the outcrops, separated by an interval of 2,300 m on the surface. The electrical detailing of the gravimetric target revealed a correlation between a conductive body and other two polarizables located below 60 m, suggesting the presence of sulfides in the subsurface. Resistive bodies located above the polarizable bodies were attributed to silicified portions of the host rocks.



Keywords: Mineral research. Applied Geophysics. Sul-Riograndense Shield. Camaquã Basin. Copper occurrences.

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO COM AS PRINCIPAIS VIAS DE ACESSO .....23

FIGURA 2 – PRINCIPAIS DOMÍNIOS GEOLÓGICOS DO ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE E DIVISÃO ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO CAMAQUÃ .....25

FIGURA 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL (a) E MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO (b) .....32

FIGURA 4 – ESTEREOGRAMA E DIAGRAMA DE ROSETA DAS FRATURAS DOS QUARTZITOS E METAPELITOS DO COMPLEXO METAMÓRFICO VACACAÍ .....35

FIGURA 5 – OCORRÊNCIA VICTOR TEIXEIRA: (a) DIREÇÃO NE-SW DO AFLORAMENTO; (b) MALAQUITA NO DETALHE; (c) OCORRÊNCIA ENCAIXADA EM BLOCO DE QUARTZO E-W .....36

FIGURA 6 – ESTEREOGRAMA E DIAGRAMA DE ROSETA DAS FRATURAS DOS XISTOS ESTÉREIS DA OCORRÊNCIA VICTOR TEIXEIRA .....37

FIGURA 7 – ESTEREOGRAMA E DIAGRAMA DE ROSETA DAS FRATURAS DOS XISTOS MINERALIZADOS DA OCORRÊNCIA VICTOR TEIXEIRA .37

FIGURA 8 – ESTEREOGRAMA E DIAGRAMA DE ROSETA DAS FRATURAS DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO PASSO DA PROMESSA E RIOLITOS DA FORMAÇÃO ACAMPAMENTO VELHO .....41

FIGURA 9 – OCORRÊNCIA CAPÃO GRANDE: (a) DIREÇÃO NE-SW DO AFLORAMENTO; (b) DISSEMINAÇÃO DE MALAQUITA E AZURITA EM FRATURAS; (c) E NA MATRIZ DOS ARENITOS.....42

FIGURA 10 – ESTEREOGRAMA E DIAGRAMA DE ROSETA DAS FRATURAS ESTÉREIS DA OCORRÊNCIA CAPÃO GRANDE .....43

FIGURA 11 – ESTEREOGRAMA E DIAGRAMA DE ROSETA DAS FRATURAS MINERALIZADAS DA OCORRÊNCIA CAPÃO GRANDE .....43

FIGURA 12 – MODELO DE DIPOLO DO CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE .....45

FIGURA 13 – REPRESENTAÇÃO VETORIAL DO CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE .....47

FIGURA 14 – COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS VETORIAIS DO CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE. NM – NORTE MAGNÉTICO E SM – SUL MAGNÉTICO .....47

FIGURA 15 – INFLUÊNCIA DO VENTO SOLAR SOBRE O CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE .....49

FIGURA 16 - EFEITOS DE ROTAÇÃO DA TERRA NA SUPERFÍCIE DO ELIPSÓIDE: (a) ACELERAÇÃO GRAVITACIONAL; (b) ACELERAÇÃO CENTRÍFUGA; E (c) GRAVIDADE RESULTANTE EXERCIDA SOBRE UM OBJETO .....56

FIGURA 17 – REPRESENTAÇÃO DO GEOIDE E DO ESFEROIDE EM RELAÇÃO À SUPERFÍCIE.....57

FIGURA 18 - GRÁFICO DA CURVA DA DERIVA INSTRUMENTAL VERSUS O TEMPO .....59

FIGURA 19 - EFEITO DAS MARÉS CAUSADAS PELO SOL E PELA LUA (L) NA TERRA (T): (1) LUA NOVA, (2) LUA CRESCENTE, (3) LUA CHEIA E (4) LUA MINGUANTE .....60

FIGURA 20 - CORREÇÕES DE ELEVAÇÃO: (a) AR LIVRE; (b) BOUGUER; (c) TERRENO.....61

FIGURA 21 - GRAVIDADE REAL E GRAVIDADE TEÓRICA .....62

FIGURA 22 - CONFIGURAÇÃO GERAL PARA QUATRO ELETRODOS: UM PAR DE ELETRODOS DE CORRENTE (A-B) E UM PAR DE ELETRODOS DE POTENCIAL (C-D) .....65

FIGURA 23 - PRINCIPAIS ARRANJOS DE CAMPO UTILIZADOS NAS TÉCNICAS ELÉTRICAS .....67

FIGURA 24 – ARRANJO DE ELETRODOS WENNER-SCHLUMBERGER E A SEQUÊNCIA DE MEDIDAS UTILIZADAS PARA CONSTRUIR UMA PSEUDOSSEÇÃO .....67

FIGURA 25 – CURVA DE DECAIMENTO DO POTENCIAL RELACIONADO AO EFEITO DE POLARIZAÇÃO APÓS A INTERRUPÇÃO DA CORRENTE PRIMÁRIA.....69

FIGURA 26 – FLUXO ELETROLÍTICO (a) E POLARIZAÇÃO DE ELETRODO (b). A CORRENTE É APLICADA EM AMBAS AS SITUAÇÕES.....70

FIGURA 27 –DISTRIBUIÇÃO NORMAL DE ÍONS (a) E MEMBRANA DE POLARIZAÇÃO GERADA POR UMA CORRENTE APLICADA (b)...71

FIGURA 28 – LOCALIZAÇÃO DO AEROLEVANTAMENTO GEOFÍSICO NO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL (a) E PERFIS AÉREOS DELIMITADOS NA ÁREA DE ESTUDO (b).....72

FIGURA 29 – DISPOSIÇÃO DOS PERFIS MAGNÉTICOS (a) E DAS ESTAÇÕES MEDIDAS (b) .....73

FIGURA 30 – DISPOSIÇÃO DOS PERFIS GRAVIMÉTRICOS (a) E DAS ESTAÇÕES MEDIDAS (b) .....76

FIGURA 31 – DISPOSIÇÃO DA ANOMALIA GRAVIMÉTRICA ENTRE AS OCORRÊNCIAS DE COBRE (a) E PERFIS ELÉTRICOS DE DETALHAMENTO (b) .....79

FIGURA 32 – DIFERENTES DIREÇÕES DE SOMBREAMENTO APLICADAS AS IMAGENS SRTM .....83

FIGURA 33 – PRINCIPAIS MÉTODOS DE REALCE DE ANOMALIAS POTENCIAIS .....86

## LISTA DE FOTOGRAFIAS

FOTOGRAFIA 1 – QUARTZITOS DE BAIXO GRAU .....34

FOTOGRAFIA 2 – METAPELITOS DE BAIXO GRAU .....34

FOTOGRAFIA 3 - BLOCOS DE QUARTZO OXIDADO .....35

FOTOGRAFIA 4 - ARENITOS COM SEIXOS ANGULOSOS .....39

FOTOGRAFIA 5 – ARENITOS COM ESTRATIFICAÇÃO TABULAR .....39

FOTOGRAFIA 6 – ARENITOS COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA .....39

FOTOGRAFIA 7 - ARENITOS INTERCALADOS COM CAMADAS FINAS DE PELITOS .....40

FOTOGRAFIA 8 - ARENITOS INTENSAMENTE FRATURADOS .....40

FOTOGRAFIA 9 - RIOLITOS FRATURADOS.....41

FOTOGRAFIA 10 - MAGNETÔMETROS GSM 19 UTILIZADOS NO ESTUDO .....74

FOTOGRAFIA 11 - AUTOGRAV CG5 EMPREGADO NAS MEDIDAS GRAVIMÉTRICAS .....77

FOTOGRAFIA 12 - MARCO DA ESTAÇÃO BASE DA IGREJA MATRIZ DE CAÇAPAVA DO SUL COM O GRAVÍMETRO AUTOGRAV CG5.....77

FOTOGRAFIA 13 - RECEPTORES RTK UTILIZADOS NO GEORREFERENCIAMENTO DAS ESTAÇÕES GRAVIMÉTRICAS .78

FOTOGRAFIA 14 - TERRAMETER LS UTILIZADO NO IMAGEAMENTO ELÉTRICO .....80

FOTOGRAFIA 15 - ELETRODO NÃO POLARIZÁVEL INSTALADO EM COVA E CONECTADO AO CABO MULTICANAIS POR FIO DE COBRE.....81

FOTOGRAFIA 16 - BALANÇA DE PRECISÃO COM O SISTEMA DE MEDIÇÃO DE DENSIDADE .....82

## LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – FÊNOMENOS FÍSICOS E OS MÉTODOS GEOFÍSICOS ASSOCIADOS. .....44

TABELA 2 - SUSCETIBILIDADE DOS MINERAIS DIAMAGNÉTICOS.....51

TABELA 3 - SUSCETIBILIDADE DOS MINERAIS PARAMAGNÉTICOS.....51

TABELA 4 - SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DE ALGUMAS ROCHAS.....52

TABELA 5 – DENSIDADE DE ALGUNS MATERIAIS GEOLÓGICOS.....64

TABELA 6 – ÍNDICES ESTRUTURAIS PARA CORPOS MAGNÉTICOS E GRAVIMÉTRICOS. .....88

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ASI – Agenzia Spaziale Italiana

CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior

CGS – Centímetro-grama-segundo

CMA – Campo Magnético Anômalo

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

DLR – Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt

DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral

ENE – Leste-Nordeste

E-W – Leste-Oeste

FEM – Força Eletromotriz

Ga – Bilhões de anos

GNSS – Global Navigation Satellite System

GPS – Global Positioning System

GRS-30 – Geodetic Reference System 1930

GRS-67 - Geodetic Reference System 1967

IAGA – International Association of Geomagnetism and Aeronomy

IGRF – International Geomagnetic Reference Field

ISA – Inclinação do Sinal Analítico

LABGEO – Laboratório de Geologia da Pós-Graduação

LAMIR – Laboratório de Análises de Minerais e Rochas

LPGA – Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada

Ma – Milhões de anos

NASA – National Aeronautics and Space Administration

NE – Nordeste

NE-SW – Nordeste-Sudoeste

NGA – Northwest Geophysical Associates

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration

N-S – Norte-Sul

NW – Noroeste

NW-SE – Noroeste-Sudeste

RS – Rio Grande do Sul

RTK – Real Time Kinematic

RTP – Redução ao polo

SBAS – Satellite Based Augmentation System;

SE – Superfície do Elipsoide

SF – Superfície Física

SG – Superfície do Geoide

SI – Sistema Internacional de Unidades

Sm-Nd TDM – Idade modelo Samário-Neodímio de manto depletado

SRTM – Shuttle Radar Topography Mission

SSE – Sul-Sudeste

SSW – Sul-Sudoeste

SW - Sudoeste

UFPR – Universidade Federal do Paraná

UNAM – Universidade Nacional Autónoma de México

UNESP – Universidade Estadual Paulista

UNIPAMPA – Universidade Federal do Pampa

UTM – Universal Transversa de Mercator

WGS84 – Word Geodetic System 1984

2D – Duas dimensões

3D – Três Dimensões

**SUMÁRIO**

**1 INTRODUÇÃO ..... 20**
1.1 APRESENTAÇÃO ..... 20
1.2 HIPÓTESE, OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS ..... 22
1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO ..... 22
1.4 ESTRUTURA DA TESE ..... 24
**2 CONTEXTO GEOLÓGICO ..... 24**
2.1 GEOLOGIA REGIONAL ..... 24
2.1.1 Escudo Sul-Riograndense ..... 24
2.1.1.1 Domínio Taquarembó ..... 25
2.1.1.2 Domínio São Gabriel ..... 26
2.1.1.3 Domínio Santana da Boa Vista ..... 26
2.1.1.4 Domínio Pelotas ..... 26
2.1.2 Bacia do Camaquã ..... 26
2.1.2.1 Grupo Maricá ..... 27
2.1.2.2 Grupo Bom Jardim ..... 28
2.1.2.3 Grupo Cerro do Bugio ..... 29
2.1.2.4 Grupo Santa Bárbara ..... 29
2.1.2.5 Grupo Guaritas ..... 30
2.1.3 Mineralizações polimetálicas ..... 30
2.2 GEOLOGIA LOCAL ..... 31
2.2.1 Complexo Metamórfico Vacacaí ..... 33
2.2.1.1 Ocorrência Victor Teixeira ..... 36
2.2.2 Formação Passo da Promessa – Grupo Maricá ..... 38
2.2.2.1 Ocorrência Capão Grande ..... 42
**3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA ..... 44**
3.1 GEOFÍSICA ..... 44

3.2 MAGNETOMETRIA.....45
3.2.1 Campo magnético terrestre.....45
3.2.2 As componentes do campo magnético terrestre.....46
3.2.2.1 O campo magnético principal.....46
3.2.2.2 O campo magnético externo.....48
3.2.2.3 Campo crustal.....50
3.2.3 Propriedades magnéticas dos minerais e das rochas.....50
3.2.4 Medidas magnéticas.....53
3.3 GRAVIMETRIA.....54
3.3.1 Lei da atração gravitacional de Newton.....54
3.3.2 Aceleração gravitacional.....55
3.3.3 Rotação da Terra.....55
3.3.4 Forma da Terra.....56
3.3.5 Medidas de gravidade.....57
3.3.6 Correções gravimétricas.....58
3.3.6.1 Correção de deriva instrumental.....58
3.3.6.2 Correção de maré.....59
3.3.6.3 Correção de latitude.....60
3.3.6.4 Correções de elevação.....61
3.3.6.5 Correção de Eötvös.....61
3.3.7 Anomalias gravimétricas.....62
3.3.7.1 Anomalia Ar-Livre.....63
3.3.7.2 Anomalia Bouguer.....63
3.3.8 Influência dos materiais nos valores de gravidade.....63
3.4 ELETRORRESISTIVIDADE.....64
3.4.1 Técnicas e arranjos.....66
3.5 POLARIZAÇÃO INDUZIDA.....68

3.5.1 Polarização de eletrodo....69
3.5.2 Polarização de membrana....70
**4 MATERIAIS E MÉTODOS....71**
4.1 AEROGEOFÍSICA....71
4.2 GEOFÍSICA TERRESTRE....73
4.2.1 Magnetometria....73
4.2.2 Gravimetria....75
4.2.3 Eletrorresistividade e Polarização induzida....78
4.3 ENSAIOS DE DENSIDADE....81
4.4 LINEAMENTOS DE SUPERFÍCIE....82
**5 PROCESSAMENTO DE DADOS GEOFÍSICOS POTENCIAIS E ELÉTRICOS....83**
5.1 CORREÇÕES E GERAÇÃO DE MAPAS POTENCIAIS....83
5.2 FILTRAGENS E TÉCNICAS DE REALCE DE ANOMALIAS POTENCIAIS....85
5.3 DETERMINAÇÃO DE PROFUNDIDADE DE FONTES DE ANOMALIAS POTENCIAIS....87
5.4 MODELAGEM GRAVIMÉTRICA 2D....89
5.5 MODELOS DE PROFUNDIDADE DE RESISTIVIDADE E CARGABILIDADE ...90
5.6 PROGRAMA OASIS MONTAJ....90
**6 RESULTADOS....91**
6.1 INTRODUÇÃO AOS ARTIGOS....91
6.2 ARTIGO I – DOI: HTTPS://DOI.ORG/10.22201/IGEOF.00167169P.2021.60.2.2085. ....92
6.3 ARTIGO II - DOI: HTTPS://DOI.ORG/10.1007/S00024-021-02771-6. ....115
**7 CONCLUSÕES....135**
**8 TRABALHOS FUTUROS....137**
**REFERÊNCIAS....138**
**APÊNDICE 1 – ARTIGO PUBLICADO APÓS A DEFESA DE TESE ....154**

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 APRESENTAÇÃO

Nas últimas décadas, a geofísica tem se destacado em inúmeros estudos que envolvem a determinação da compartimentação geológica e tectônica, delineando diferentes tipos de rochas e identificando estruturas e lineamentos, principalmente em áreas inacessíveis (HALLINAN et al., 1993; FERNANDES et al., 1995b; NOGUEIRA et al., 2004; CARVALHO et al., 2006; BARBUENA et al., 2013; RAMOS et al., 2014; CASTRO e FERREIRA, 2015; GASTAL et al., 2015; KOSAROGLU et al., 2016; CAMPOS et al., 2017; ARAFFA et al., 2018; WEIHERMANN et al., 2018; OSINOWO e ABDULMUMIN, 2019; ALATORRE-ZAMORA et al., 2020).

A interpretação geológico-estrutural qualitativa realizada na maioria desses trabalhos é facilitada quando são aplicados métodos de realce de anomalias, baseados nas relações entre as derivadas dos campos magnético e gravimétrico, como o gradiente vertical (EVJEN, 1936), a amplitude do sinal analítico (NABIGHIAN, 1972; ROEST et al., 1992), o gradiente horizontal total (CORDELL e GRAUNCH, 1985), a inclinação do sinal analítico (MILLER e SINGH, 1994), o gradiente horizontal total da inclinação do sinal analítico (VERDUZCO et al., 2004), a inclinação do gradiente horizontal total (COOPER e COWAN, 2006), o *Theta Map* (WIJNS et al., 2005) e a inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (FERREIRA et al., 2013).

Existem ainda os métodos semiquantitativos, usados para estimar a profundidade e a largura das fontes causativas de anomalias, como a deconvolução de Euler (THOMPSON, 1982) e a transformada Signum (de SOUZA e FERREIRA, 2012, 2013, 2015; OLIVEIRA et al., 2015, 2017).

A geofísica também se destaca como uma das principais ferramentas indiretas de investigação de subsuperfície nas diversas fases da pesquisa mineral de novos alvos exploratórios e na ampliação de reservas conhecidas, frequentemente contribuindo com rapidez na aquisição e interpretação de dados, dessa forma diminuindo os custos com furos de sondagens, devido aos contrastes entre as propriedades físicas de depósitos minerais e das rochas encaixantes (TELFORD et al., 1990; MUSSETT e KHAN, 2000; PEREIRA, 2003; LOWRIE, 2007; DENTITH e MUDGE, 2014).

Normalmente, nas fases de reconhecimento de áreas de interesse onde não existem afloramentos, são utilizados os métodos geofísicos da gravimetria, magnetometria e gamaespectrometria, tanto em levantamentos aéreos quanto terrestres. Já nas fases de detalhamentos de alvos potenciais, são mais indicados levantamentos terrestres pelos métodos elétricos de eletrorresistividade e polarização induzida e eletromagnéticos nos domínios do tempo e da frequência para análise da arquitetura, morfologia e profundidade dos corpos previamente selecionados (KEAREY et al., 2002; MOON et al., 2006). Segundo Telford et al. (1990), a utilização conjunta desses métodos é recomendada por aumentar a confiabilidade dos resultados e reduzir a ambiguidade característica da investigação indireta.

O uso combinado dos métodos da eletrorresistividade e da polarização induzida na pesquisa por depósitos de sulfetos disseminados apresenta resultados altamente satisfatórios devido a uma associação de elementos metalogenéticos, geológicos e de propriedades físicas (DENTITH e MUDGE, 2014). Em geral, uma característica marcante nesse tipo de depósito é a associação $\pm$ quartzo $\pm$ sulfetos (pirita, arsenopirita, calcopirita, ouro, prata) $\pm$ argilominerais metamorfizados (clorita, sericita) e hidrotermais em proporções amplamente variadas (PIRAJNO, 1992; MISRA, 2000).

Rochas encaixantes, como metassedimentos de origem pelítica, podem resultar numa associação de sulfetos + argilominerais, com assinatura geoelétrica de baixa resistividade para sericitização e alta cargabilidade para sulfetos disseminados (SULTAN et al., 2009; CÔRTES et al., 2016; PEREIRA et al., 2017; MOREIRA et al., 2018; CORTÊS et al., 2019). Em contrapartida, rochas encaixantes graníticas, gnáissicas ou xistosas frequentemente resultam numa associação sulfetos + quartzo, com assinatura geoelétrica de alta resistividade para a silicificação e alta cargabilidade para sulfetos disseminados (WHITE et al., 2001; MOREIRA et al., 2016; SANTOS et al., 2018; SILVA et al., 2018; MOREIRA et al., 2019).

Nesse sentido, este trabalho apresenta os resultados das análises qualitativas e semiquantitativas de dados potenciais aéreos e terrestres aplicadas no auxílio ao mapeamento estrutural de subsuperfície, bem como os resultados das etapas de reconhecimento gravimétrico e detalhamento elétrico de um alvo promissor não aflorante na área compreendida pelas ocorrências cupríferas Victor Teixeira e Capão Grande, identificadas e cadastradas pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) na década de 1960, no interior do município de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil.

## 1.2 HIPÓTESE, OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

A hipótese motivacional da presente pesquisa compreendeu uma possível existência de conexão subsuperficial entre as mineralizações de cobre das ocorrências Victor Teixeira e Capão Grande.

Para testar essa hipótese, objetivou-se o delineamento de um arcabouço geofísico-estrutural da área com as ocorrências supracitadas, a fim de melhor compreender os controles da mineralização cuprífera (PEREIRA et al., 2021a). Além disso, buscou-se a identificação de novos alvos potencialmente mineralizados de sulfetos de cobre (PEREIRA et al., 2021b).

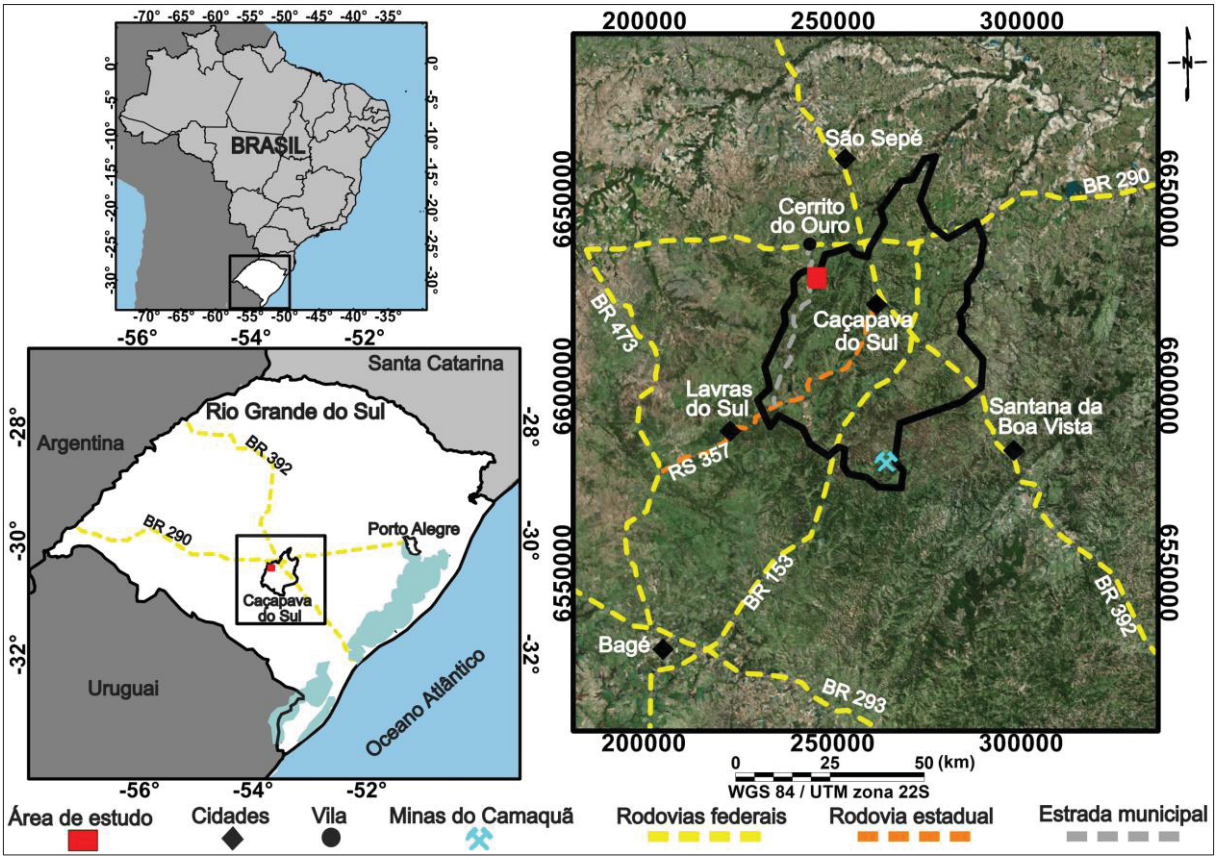
A principal justificativa para a realização do presente estudo compreende o ineditismo dos objetivos propostos, uma vez que os importantes trabalhos geofísicos anteriores (MOREIRA e ILHA, 2011; CÔRTES et al., 2016; PEREIRA et al., 2016; PEREIRA et al., 2017; CORTÊS et al., 2019; BITENCOURT et al., 2020; FRIES et al., 2020; MOREIRA et al., 2021) foram dominantemente concentrados apenas na caracterização de subsuperfície nos arredores dos afloramentos mineralizados.

A importância econômica do bem mineral pesquisado, o livre acesso às localidades de interesse e a disponibilidade de equipamentos e *software* dos laboratórios de geofísica aplicada da Universidade Federal do Pampa (UNIPAMPA), da Universidade Estadual Paulista (UNESP) e da Universidade Federal do Paraná (UFPR) constituíram as demais justificativas.

## 1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

Conforme a FIGURA 1, a área de estudo está localizada na porção central do estado do Rio Grande do Sul, distante 41 km a noroeste da sede do município de Caçapava do Sul. Partindo da capital Porto Alegre, o acesso se dá pela rodovia federal BR 290, no sentido oeste por 275 km até a vila Cerrito do Ouro, depois rumando para sul, pela estrada municipal Lavras do Sul - São Sepé, por mais 9 km. Outra alternativa de acesso, partindo da cidade de Caçapava do Sul, é através da rodovia federal BR 392, no sentido norte por 17 km até o viaduto da BR 290, seguindo 15 km para oeste até a entrada da vila Cerrito do Ouro e depois pela estrada municipal Lavras do Sul - São Sepé, no rumo meridional por mais 9 km.

FIGURA 1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO COM AS PRINCIPAIS VIAS DE ACESSO




FONTE: O autor (2021).

O município de Caçapava do Sul é limitado ao norte por São Sepé, ao sul por Bagé, a leste por Santana da Boa Vista e a oeste por Lavras do Sul (FIGURA 1). Tem área estimada em 3047 km$^2$, população de 33.548 habitantes e economia baseada na agricultura, pecuária e mineração (IBGE, 2020).

De acordo com Ronchi e Lobato (2000), a mineração sempre teve grande destaque nessa região devido aos inúmeros prospectos, às ocorrências e aos depósitos polimetálicos reconhecidos, cadastrados e lavrados, sendo destaque a exploração de cobre e ouro, a qual remonta ao início do século XX.

Atualmente, a principal atividade mineira é restrita a lavra de calcário, mas há previsão de exploração da jazida Santa Maria - constituída por sulfetos de chumbo e zinco disseminados e em filões, além de ouro, prata e sulfetos de cobre subordinados -, localizada a cerca de 3 km a sudoeste da exaurida mina de cobre do Camaquã (LICHT, 1980; BADI e GONZALES, 1988; REMUS et al., 2000a).

## 1.4 ESTRUTURA DA TESE

O primeiro capítulo compreendeu a exposição da temática da pesquisa, bem como da hipótese, dos objetivos, das justificativas e da localização da área de estudo. O segundo capítulo mostra o contexto geológico regional e local com as ocorrências de cobre. O terceiro capítulo denota uma revisão teórica dos métodos geofísicos de magnetometria, gravimetria, eletrorresistividade e polarização induzida. O quarto capítulo apresenta a forma de aquisição e os instrumentos utilizados nos levantamentos de dados geofísicos aéreos e terrestres, assim como o ensaio de densidade e os dados orbitais. O quinto capítulo exibe as rotinas de processamento empregadas nos dados geofísicos potenciais e elétricos. O sexto capítulo evidencia os resultados e discussões dos dados das investigações em formato de artigos científicos. O sétimo capítulo expõe as conclusões, e o oitavo trata de estudos futuros.

# 2 CONTEXTO GEOLÓGICO

## 2.1 GEOLOGIA REGIONAL

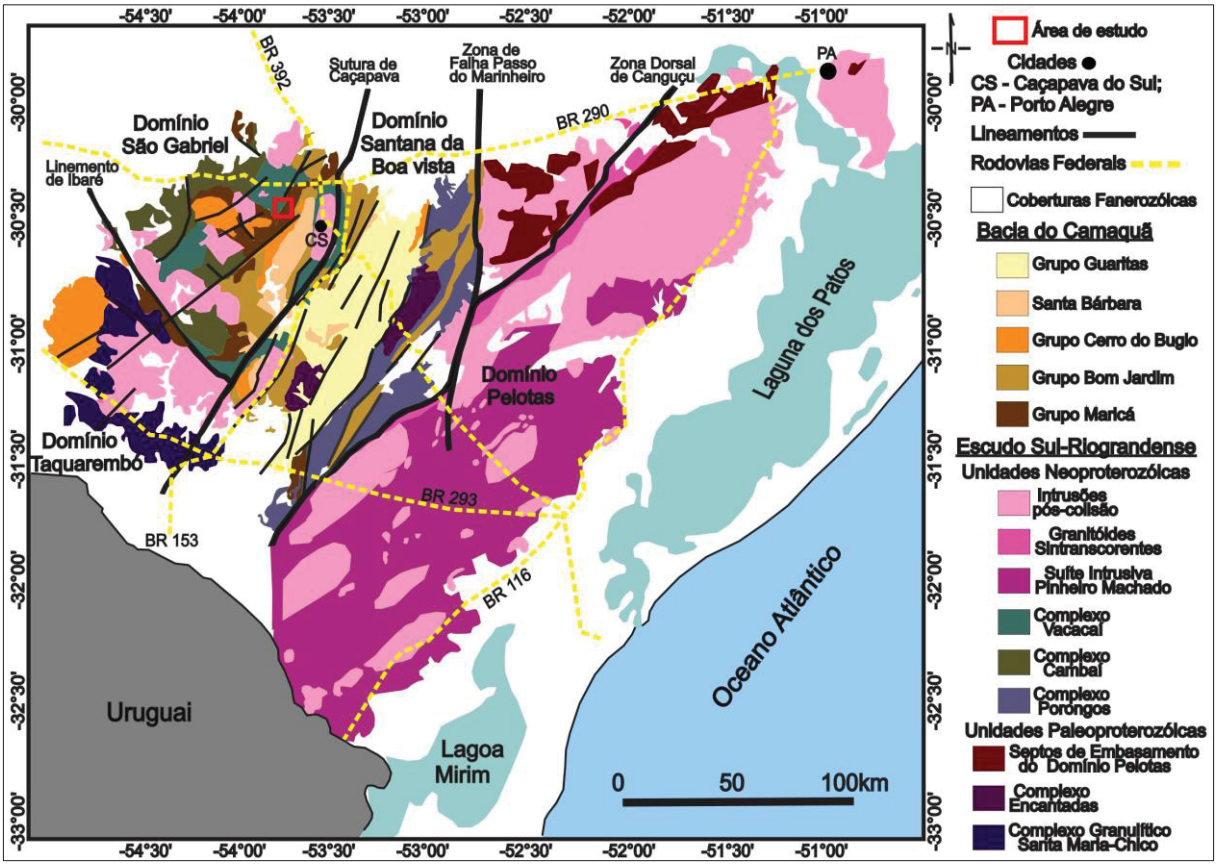
### 2.1.1 Escudo Sul-Riograndense

O Escudo Sul-Riograndense faz parte do segmento meridional da Província Mantiqueira, a qual compreende uma área de 65.000 km$^2$ da porção centro-sul do estado do Rio Grande do Sul, onde predomina uma grande variedade de rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas, majoritariamente recobertas por um conjunto de unidades estratigráficas sedimentares e vulcanogênicas Eopaleozoicas a Ordovicianas da Bacia do Camaquã (CARVALHO, 1932; ALMEIDA et al., 1981; SOLIANI JR, 1986; BRITO NEVES e CORDANI, 1991; FERNANDES et al., 1995a, 1995b; CHEMALE JR, 2000; BORBA, 2006).

As principais unidades tectono-estratigráficas do Escudo Sul-Riograndense apresentam sua gênese relacionada aos processos de formação de crosta ocorridos durante os ciclos orogênicos Transamazônico/Eburiano (Paleoproterozoico 2,5 a 2,0 Ga) e Brasiliano/Pan-Africano (Neoproterozoico 900 a 540 Ma) (RIBEIRO e FANTINEL, 1978; FRAGOSO-CESAR, 1980; ISSLER, 1982; TOMMASI e FERNANDES, 1990; BABINSKI et al., 1996; HARTMANN et al., 2000).

A FIGURA 2 mostra a subdivisão do Escudo Sul-Riograndense em quatro domínios geológicos, os quais apresentam características estruturais, petrotectônicas e isotópicas distintas, limitados entre si por estruturas de direções NE-SW, NW-SE e N-S: Taquarembó, São Gabriel, Santana da Boa Vista e Pelotas (BORBA et al., 2006; CPRM, 2007; BORBA et al., 2008).

FIGURA 2 – PRINCIPAIS DOMÍNIOS GEOLÓGICOS DO ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE E DIVISÃO ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO CAMAQUÃ




FONTE: Modificado de ALMEIDA et al. (2005), BORBA et al. (2006) e CPRM (2007).

### 2.1.1.1 Domínio Taquarembó

O Domínio Taquarembó ocorre a sul do Lineamento de Ibaré (FIGURA 2). É considerado parte do Cráton La Plata, cujas principais exposições se encontram em território uruguaio, nos terrenos Florida, Valentines e Rivera (HARTMANN et al., 2000). A principal unidade desse domínio é o Complexo Granulítico Santa Maria-Chico, composto por granulitos básicos e ácidos, além de piroxenitos, anortositos e lherzolitos (TICKYJ et al., 2004). Foram definidas idades magmáticas entre 2,55 e 2,35 Ga para os protólitos, bem como idades de 2,02 Ga para o metamorfismo do Complexo Granulítico Santa Maria-Chico (HARTMANN et al., 1999).

#### 2.1.1.2 Domínio São Gabriel

O Domínio São Gabriel, localizado a norte do Lineamento de Ibaré e a oeste da Sutura de Caçapava (FIGURA 2), constitui o único terreno Neoproterozoico de assinatura claramente juvenil do Escudo Sul-Riograndense (BABINSKI et al., 1996). As principais unidades desse domínio compreendem os Complexos Cambaí e Vacacaí, que apresentam idades de cristalização (U-Pb) e de residência crustal (Sm-Nd TDM) muito próximas, entre 1300 e 700 Ma (LEITE et al., 1998; HARTMANN et al., 2003). Conforme Saalmann et al. (2005), o domínio São Gabriel teria sido justaposto ao Cráton La Plata por colisão continental entre 700 e 670 Ma.

#### 2.1.1.3 Domínio Santana da Boa Vista

O Domínio Santana da Boa Vista ocorre na porção central do Escudo Sul-Riograndense (FIGURA 2). Suas principais unidades são representadas pelos Complexos Encantadas e Porongos. O Complexo Encantadas constitui a unidade de base, integrada por ortognaisses granodioríticos e tonalíticos de evolução polifásica (CHEMALE JR, 2000), formados em torno de 2,27 e 2,16 Ga (SOLIANI JR, 1986). O Complexo Porongos constitui a cobertura supracrustal Neoproterozoica (783 $\pm$ 6 Ma) (PORCHER et al., 1999), formada por rochas metassedimentares e metavulcânicas (HARTMANN et al., 2004).

#### 2.1.1.4 Domínio Pelotas

O Domínio Pelotas, localizado a leste da extensão SSW da zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu e da extensão N-S da zona de falha Passo do Marinheiro (FIGURA 2), é caracterizado por rochas graníticas relacionadas aos estágios colisionais (658 e 600 Ma) e pós-colisionais (600 e 550 Ma) do Ciclo Brasiliano/Pan-Africano (CHEMALE JR, 2000). Na porção norte desse domínio também ocorrem xenólitos de ortognaisse e paragnaisse, anfibolitos, metapelitos e mármores com idades Paleoproterozoica (PHILIPP e MACHADO, 2002).

### 2.1.2 Bacia do Camaquã

A Bacia do Camaquã compreende uma área de aproximadamente 32.000 km$^2$ e reúne sucessões estratigráficas e vulcanogênicas com mais de 10.000 m de espessura sobre os terrenos ígneos e metamórficos do Escudo Sul-Riograndense.

Tais sucessões são delimitadas por falhas principais de alto ângulo e direção NNE-SSW e por altos do embasamento: Caçapava do Sul a oeste e Serra das Encantadas a leste (ALMEIDA et al.,1981; DE ROS et al., 1994; FRAGOSO-CESAR et al., 2000; ALMEIDA et al., 2005; ALMEIDA et al., 2010).

Segundo Teixeira et al. (2004), a Bacia do Camaquã apresenta forma alongada segundo a direção geral N30E. O intervalo temporal de rochas sedimentares e magmáticas presentes é situado entre o Ediacarano e o Eocambriano (PAIM et al., 2000), sem registro de feições claras de metamorfismo regional (BORBA, 2006; ALMEIDA et al., 2009).

O modelo tradicional para explicar a origem da Bacia do Camaquã denotava um preenchimento do tipo molássico, depositado em bacia de antepaís durante a Orogenia Brasiliana (ALMEIDA, 1967; FRAGOSO-CESAR, 1991), posteriormente interpretado como bacias transcorrentes de fases tardias ao evento colisional com evolução final para riftes transtensionais (FERNANDES et al., 1995a; PAIM et al., 1995). Mais recentemente, tem sido reinterpretada como um sistema superimposto de riftes intracontinentais em ambiente anorogênico, sem vínculo claro com a Orogenia Brasiliana (FRAGOSO-CESAR et al., 2000; ALMEIDA et al., 2010).

A sequência de preenchimento da Bacia do Camaquã pode ser subdividida em cinco grupos principais: Maricá, Bom Jardim, Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas (FIGURA 2). Esses grupos estão separados entre si por discordâncias angulares ou erosivas, sendo subdivididos em formações limitadas principalmente por discordâncias erosivas (PAIM et al., 2000; JANIKIAN et al., 2003; CPRM, 2007; ALMEIDA et al., 2010).

#### 2.1.2.1 Grupo Maricá

O Grupo Maricá abrange um pacote de aproximadamente 2500 m de rochas siliciclásticas (arenitos, folhelhos, siltitos e conglomerados), depositado entre 620 e 580 Ma, registrando a evolução de dois principais sistemas deposicionais: planícies fluviais de canais entrelaçados e plataforma marinha rasa dominada por ondas (PELOSI e FRAGOSO-CESAR, 2003).

O limite inferior desse pacote se dá com as rochas do embasamento ígneo e metamórfico através de não conformidade, enquanto que seu contato superior com o Grupo Bom Jardim é marcado por discordância angular. Rochas vulcânicas intermediárias a ácidas dos grupos Bom Jardim e Cerro do Bugio, bem como os

granitos Lavras do Sul, São Sepé, Ramada e Cerro da Cria, aparecem intrudindo as rochas siliciclásticas do Grupo Maricá (PAIM et al., 2000).

O Grupo Maricá pode ser subdividido em três unidades litoestratigráficas principais: a de base, designada pela Formação Passo da Promessa, a sotoposta, pela Formação São Rafael, e a de topo, pela Formação Arroio América (PAIM et al., 2000; PELOSI e FRAGOSO-CESAR, 2003).

A formação de base é dominada por arenitos com estratificação cruzada e lentes conglomeráticas subordinadas, os quais são interpretados como depósitos de planícies fluviais de canais entrelaçados. A formação sotoposta marca o primeiro evento de inundação marinha na Bacia do Camaquã, sendo constituída por arenitos finos e ritmitos gerados em plataforma marinha rasa dominada por ondas, sendo estes associados a turbiditos areno-pelíticos da costa afora. A formação de topo reúne arenitos e fácies conglomeráticas gerados a partir de um novo sistema de planícies fluviais de canais entrelaçados, os quais são associados a porções distais de leques aluviais (PELOSI e FRAGOSO-CESAR, 2003).

Essas formações foram afetadas por um evento tectônico compressivo, originando dobras com falhas de baixo e alto ângulos, responsáveis por arrastos, deslocamentos e interestratos, bem como por dobras em bainha ao longo de planos de falhas de baixo ângulo, que levam a interpretação da duplicação de camadas (PELOSI e FRAGOSO-CESAR, 2003).

#### 2.1.2.2 Grupo Bom Jardim

O Grupo Bom Jardim compreende uma sucessão de aproximadamente 4000 m de rochas sedimentares e magmáticas extrusivas e vulcanoclásticas associadas e geradas num sistema lacustre e aluvial tectonicamente ativo entre o final do Proterozoico e início do Paleozoico (JANIKIAN et al., 2003). Tal grupo apresenta seus contatos de base com o Grupo Maricá e de topo com o Grupo Cerro do Bugio por discordância angular (PAIM et al., 2000).

O Grupo Bom Jardim pode ser subdividido em duas formações principais: Hilário (unidade basal) e Arroio dos Nobres (unidade de topo). A Formação Hilário reúne rochas vulcânicas relacionadas a um magmatismo cálcio-alcalino, de composição dominantemente intermediária com afinidade shoshonítica (andesitos, latitos e dacitos) e vulcanoclásticas associadas (tufos grossos ricos em cristal e vítreos, lapilli tufos e brecha tufos) (JANIKIAN et al., 2005).

A Formação Arroio dos Nobres engloba intercalações de conglomerados vulcanogênicos, arenitos e siltitos subordinados, em geral com geometria tabular, ondulações assimétricas e marcas de ressecamento (BORBA, 2006), de modo que tais intercalações são formadas em ambientes deltaicos (KAZMIERCZAK, 2006).

#### 2.1.2.3 Grupo Cerro do Bugio

O Grupo Cerro do Bugio encerra aproximadamente 1000 m de espessura e pode ser subdividido, da base para o topo, em Formação Santa Fé e Formação Acampamento Velho (PAIM et al., 2000).

A Formação Santa Fé apresenta espessura mínima de 300 m e é composta por conglomerados ricos em clastos de rochas vulcânicas e plutônicas de composição ácida, que gradam para arenitos com estratificação cruzada e ritmitos areno-pelíticos, depositados em cenário paleogeográfico marcado por sistemas flúvio-deltaicos entrelaçados longitudinais (PAIM et al., 2000).

De acordo com Janikian et al. (2005), a Formação Acampamento Velho apresenta cerca de 700 m de espessura e reflete o registro de vulcanismo de afinidade alcalina sódica relacionado à ambiente tectônico extensional pós-orogênico (SOMMER et al., 1999; JANIKIAN et al., 2005). O vulcanismo é explosivo/efusivo, dominantemente ácido, e o ambiente formador era subaéreo associado a lavas e diques de composição básica (SOMMER et al., 2011; MATTÉ et al., 2012).

#### 2.1.2.4 Grupo Santa Bárbara

O Grupo Santa Bárbara é demarcado por uma sucessão de conglomerados, arenitos e ritmitos pelíticos subordinados de aproximadamente 2000 m de espessura (ALMEIDA, 2005; BORBA, 2006), sendo essa sucessão gerada em sistema de riftes em contexto anarogênico com deposição em ambientes aluviais, costeiros e deltaicos (FAMBRINI et al., 2005) entre 590 e 540 Ma (KAZMIERCZAK, 2006). Seus contatos de base com o Grupo Cerro do Bugio e de topo com o Grupo Guaritas são por discordância angular.

Esse grupo pode ser subdivido em duas formações limitadas entre si por uma superfície de afogamento: a de base, representada pela Serra dos Lanceiros, e a de topo, pela Pedra do Segredo (PAIM et al., 2000).

A Formação Serra dos Lanceiros é constituída por ritmitos areno-pelíticos a conglomeráticos em camadas tabulares, arenitos com estratificação cruzada acanalada e conglomerados. A Formação Pedra do Segredo engloba arenitos e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada, bem como conglomerados com estratificação plano-paralela a conglomerados maciços (FAMBRINI et al., 2006).

#### 2.1.2.5 Grupo Guaritas

O Grupo Guaritas representa o último episódio deposicional da Bacia do Camaquã (KAZMIERCZAK, 2006). Essa unidade de aproximadamente 800 m de espessura reúne depósitos aluviais, fluviais e eólicos constituídos por conglomerados, arenitos conglomeráticos, ritmitos areno-pelíticos e arenitos finos a médios com estratificação cruzada de grande porte, depositados em ambientes continentais (ALMEIDA, 2005; ALMEIDA et al., 2009).

PAIM et al. (2000) demonstraram que o Grupo Guaritas é subdividido em duas Formações delimitadas entre si por discordância erosiva: Pedra Pintada, representando a unidade de base, e Varzinha, a unidade sotoposta.

A Formação Pedra Pintada é composta por fácies de dunas eólicas (arenitos finos a médios bem selecionados e com estratificação cruzada acanalada), fácies de interdunas e flúvio-lacustres (arenitos finos a grossos com laminação cruzada e pelitos), bem como por fácies de leques aluviais que se desenvolveram ao longo da margem ativa da bacia. A Formação Varzinha, por sua vez, é composta por arenitos finos a muito grossos de origem aluvial, seguidos por acumulações eólicas na base, recobertos por uma sucessão lacustre e deltas associados (OLIVEIRA, 2012).

Ribeiro et al. (1966) relataram que, nesse grupo, também ocorrem camadas tabulares de lavas andesíticas do Membro Rodeio Velho, interpretadas como fluxos de lava, depósitos piroclásticos e intrusões rasas por Almeida et al. (2000), reunidas na Suíte Intrusiva Rodeio Velho por Fragoso-Cesar et al. (1999).

### 2.1.3 Mineralizações polimetálicas

As primeiras publicações sobre prospectos, ocorrências e depósitos de minerais metálicos (Au, Ag, Cu, Pb e Zn) no Escudo Sul-Riograndense e na Bacia do Camaquã datam dentre 1870 e 1912 (RIBEIRO et al., 1966; HARRES, 2000); contudo, o estudo mais aprofundado transcorreu somente a partir da década de 1930, após o

desenvolvimento dos trabalhos científicos com viés estratigráfico e metalogenético (CARVALHO, 1932; LEINZ et al., 1941; TEIXEIRA, 1941).

A gênese dessas mineralizações metálicas normalmente é passiva de interpretações conflitantes por conta da diversidade de modelos propostos na literatura. Todavia, ultimamente, a origem destas mineralizações tem sido associada a um sistema magmático-tectônico desenvolvido no período pós-colisional da Orogênese Dom Feliciano, do final do Ciclo Brasiliano. Os eventos plutono-vulcânicos registrados na Bacia do Camaquã teriam atuado como motores térmicos na geração de sistemas epitermais, responsáveis pela circulação de paleofluidos, pela remobilização de metais de rochas encaixantes e pela posterior concentração de tais elementos de interesse econômico semelhantes às de pórfiros (REMUS et al., 2000b; MEXIAS et al., 2007; TONIOLO et al., 2007; FONTANA, 2016).

O controle estrutural dessas importantes concentrações de minerais metálicos é intrinsicamente relacionado com os episódios tectônicos de geração e deformação da Bacia do Camaquã sobre o Escudo Sul-Riograndense. Segundo Almeida et al. (2010), foram reconhecidos dois paleocampos de tensão relacionados a eventos tectônicos formadores e três posteriores, interpretados como eventos tectônicos deformadores: distensão ENE e compressão ENE; distensão NW, compressão NW e distensão NE, respectivamente. O primeiro paleocampo corresponde ao Sistema de Falhas Irapuá, de direção N20°-30°E (RIBEIRO et al., 1966) enquanto o segundo é associado ao sistema de Falhas Cerro da Vigia, de atitude N50°-60°W (RIBEIRO, 1970).

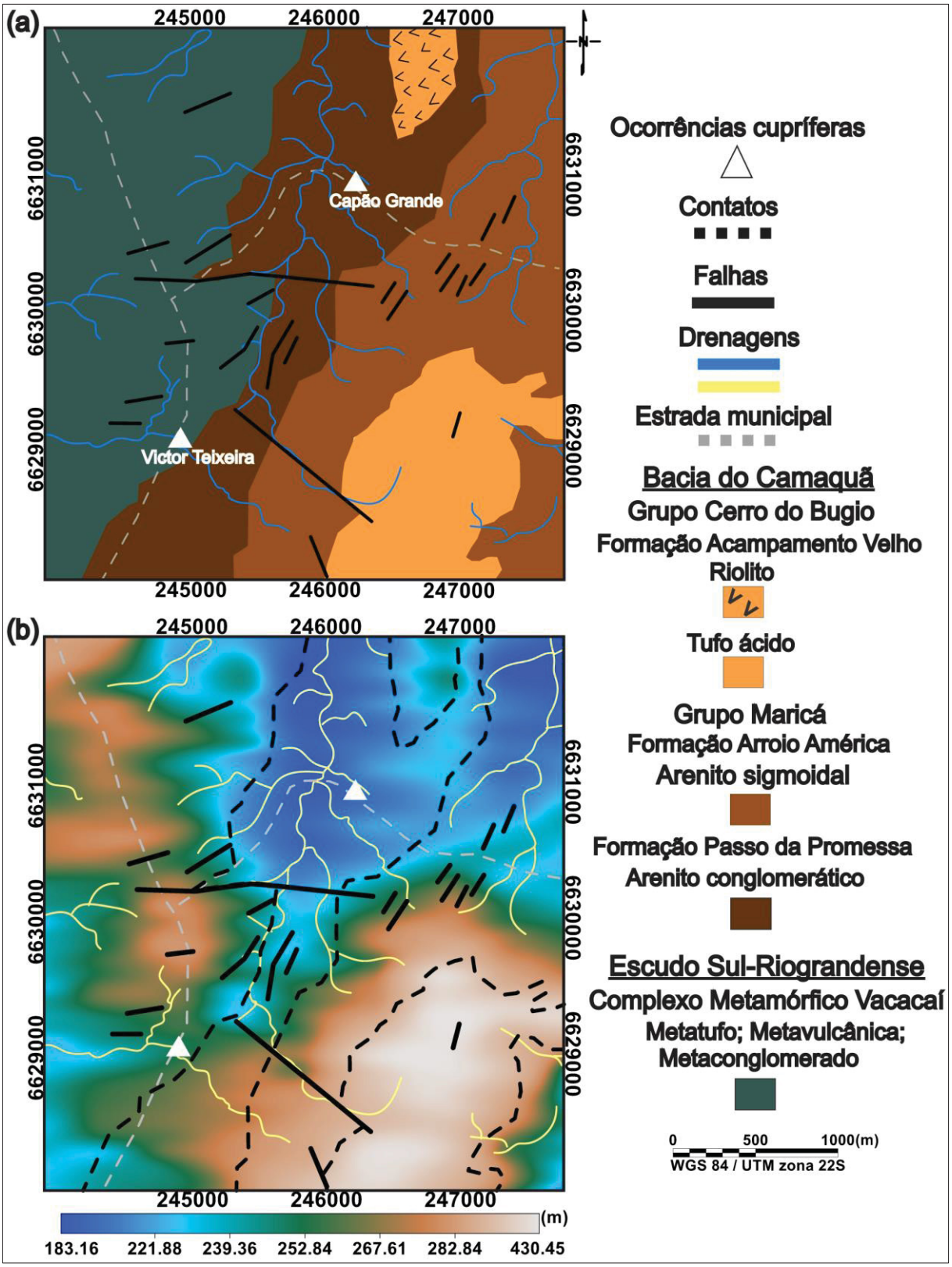
## 2.2 GEOLOGIA LOCAL

A área de estudo está inserida numa porção de contato entre as rochas do Escudo Sul-Riograndense e da Bacia do Camaquã (FIGURA 3a). Nessa localidade, ocorrem exposições rochosas do Complexo Metamórfico Vacacaí, do Grupo Maricá e do Grupo Cerro do Bugio, além das ocorrências cupríferas Victor Teixeira e Capão Grande e de falhas de direção NE-SW, NW-SE e E-W.

A ocorrência Victor Teixeira está alojada nas rochas metavulcanoclásticas do Complexo Metamórfico Vacacaí, próximo à cota de 260 m (Figura 3b). Por sua vez, Capão Grande está inserida numa porção mais baixa do relevo (213 m), nas rochas pertencentes à Formação Passo da Promessa, unidade basal do Grupo Maricá da

Bacia do Camaquã. Os tufos ácidos do Grupo Cerro do Bugio constituem as maiores altitudes (atinge 430 m).

FIGURA 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL (a) E MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO (b)




FONTE: Modificado de CPRM (1995).

### 2.2.1 Complexo Metamórfico Vacacaí

O Complexo Metamórfico Vacacaí (750 Ma) é composto pelas rochas da Sequência Campestre, que engloba ampla associação de rochas vulcanoclásticas, epiclásticas e químicas (CPRM, 1995; CPRM, 2000; SOARES, 2001).

As rochas vulcanoclásticas são representadas essencialmente por metatufos finos e grosseiros, metatufos a cristal, metatufos lapilíticos, metaglomerados e rochas metavulcânicas. Esse espesso pacote de material foi formado por diversos ciclos de atividades vulcânicas, variando entre fluxos de cinzas, púmices e lavas (CPRM, 1995).

Por sua vez, as rochas epiclásticas são constituídas por metarenitos, metargilitos e metaconglomerados, que apresentam origem associada a atividades vulcânicas por Wildner (1990), cuja fase principal é baseada em correntes de lavas de alta densidade. As rochas químicas consistem basicamente de metacherts e formações ferríferas bandadas. Conforme Koppe (1990), também ocorrem tufos cheríticos em alguns locais.

A maior parte das paragêneses minerais das rochas acima descritas foram afetadas pelo contato com rochas supracrustais, cujo metamorfismo gerou condições de fácies xisto verde inferior para médio a superior, zona da clorita. Vestígios de fácies metamórficas mais elevadas, geradas por metamorfismo de contato, também são registradas, como hidrotermalismo, silicificação e carbonatização, responsáveis pelas fácies hornblenda hornfels, impostos principalmente por intrusões graníticas brasilianas pós-tectônicas mais jovens (MACHADO et al., 1990; CPRM, 2000).

As principais feições estruturais de expressão regional do Complexo Metamórfico Vacacaí revelam quatro fases principais de deformação, sendo que as três primeiras resultaram na geração de falhas e dobras coaxiais com eixo orientado para NE-SW (mergulhando 50° para NW), onde os dois primeiros eventos são expressos num movimento tangencial, e o terceiro caracterizado por evidências de cisalhamento. A fase final da deformação resultou em falhas e dobras com eixo orientado para NW-SE e E-W, produzidas por uma forte reorientação no sistema de tensões (KOPPE, 1990; CPRM, 1995; REMUS et al., 1999).

Nessa unidade, foram identificados quartzitos creme-amarelado/amarelo-acinzentado de granulação fina e textura foliada (FOTOGRAFIA 1). Essas rochas são caracterizadas por intenso fraturamento e preenchimento de fraturas por veios de quartzo.

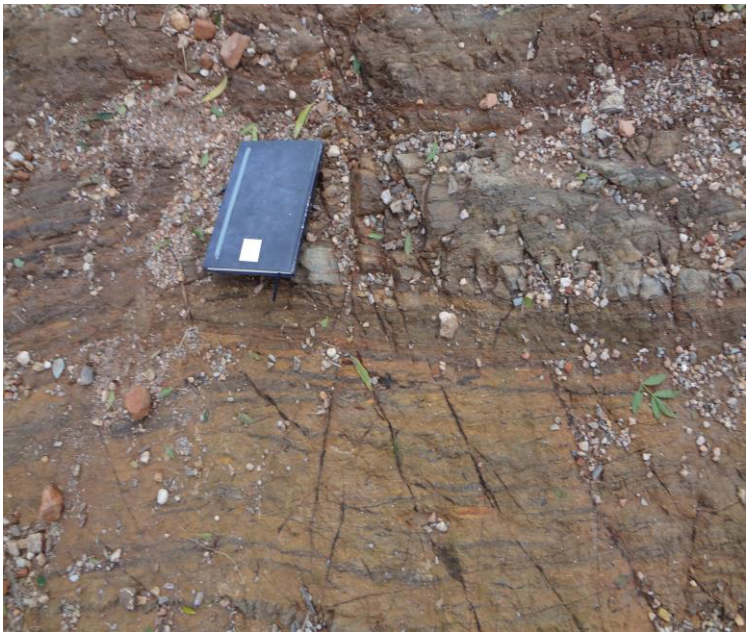
FOTOGRAFIA 1 – QUARTZITOS DE BAIXO GRAU



FONTE: O autor (2021).

Metapelitos ocorrem de forma subordinada (FOTOGRAFIA 2). Tanto os quartzitos quanto os metapelitos estão marcados por feições de metamorfismo de baixo grau. Também é comum a presença de blocos rolados de quartzo leitoso com minerais oxidados (FOTOGRAFIA 3).

FOTOGRAFIA 2 – METAPELITOS DE BAIXO GRAU



FONTE: O autor (2021).

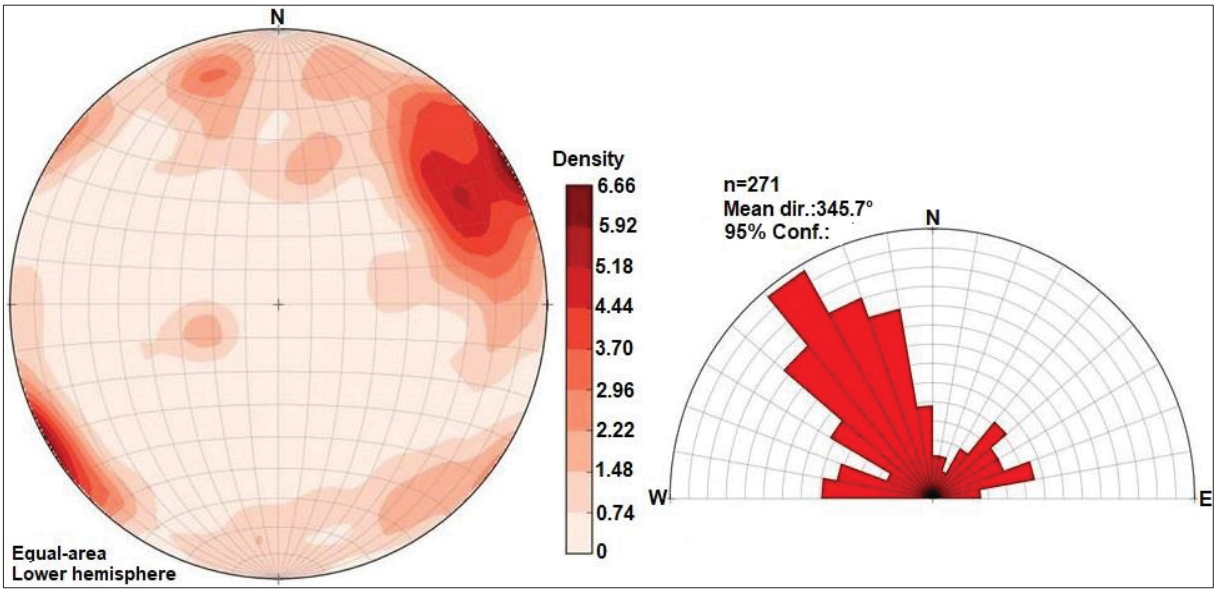
FOTOGRAFIA 3 - BLOCOS DE QUARTZO OXIDADO



FONTE: O autor (2021).

Nos quartzitos e metapelitos reconhecidos em campo, domina um proeminente conjunto de fraturas com orientação N30-40W e mergulhos subverticais para NE e SW (FIGURA 4).

FIGURA 4 – ESTEREOGRAMA E DIAGRAMA DE ROSETA DAS FRATURAS DOS QUARTZITOS E METAPELITOS DO COMPLEXO METAMÓRFICO VACACAÍ

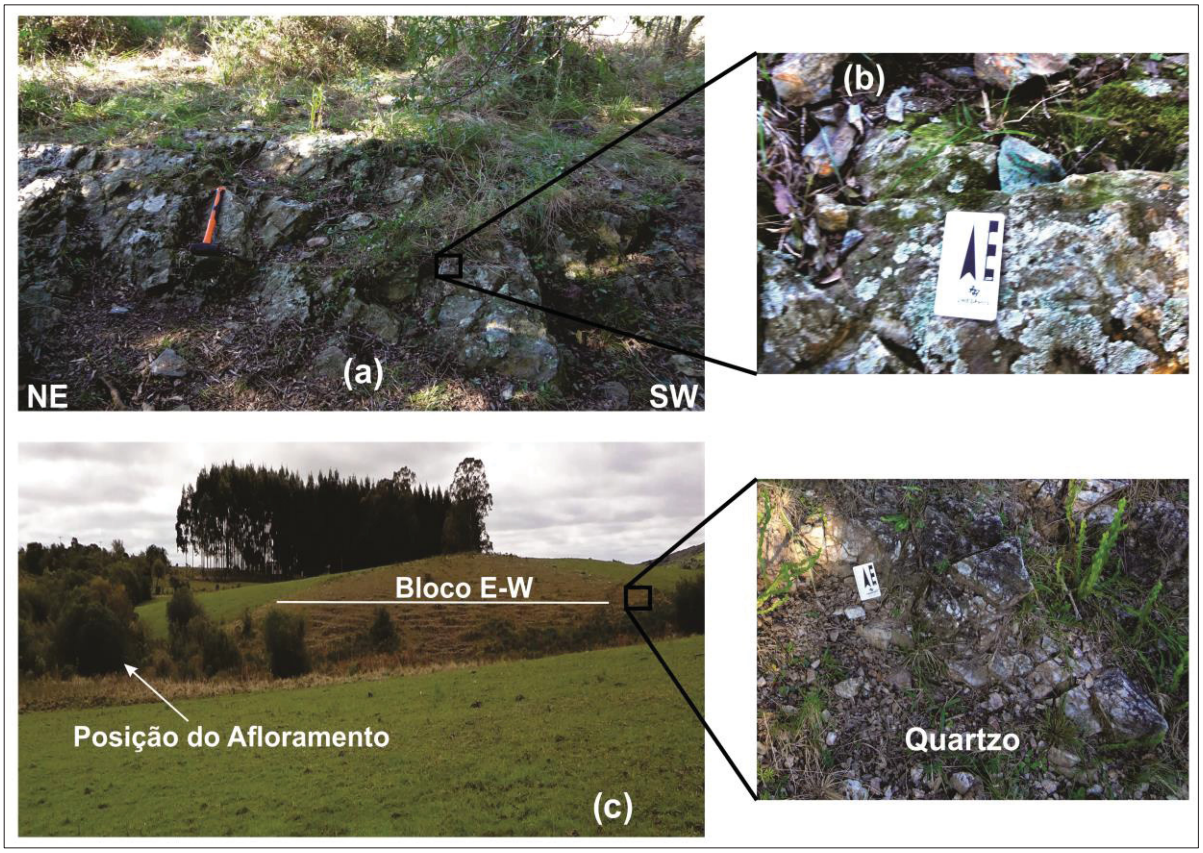



FONTE: O autor (2021).

### 2.2.1.1 Ocorrência Victor Teixeira

A ocorrência de cobre Victor Teixeira é caracterizada por um afloramento de direção NE-SW, com 5 m de comprimento por 2 m de largura (FIGURA 5a), constituído por rochas com foliação plano-paralela e coloração que varia de cinza a cinza-esverdeado, respectivamente clorita quartzo sericita xistos e/ou sericita clorita quartzo xistos, com pequenas impregnações de malaquita [$Cu_2(CO_3)(OH)_2$] em fraturas e entre as foliações (FIGURA 5b). Esse afloramento faz parte de um bloco quartzoso de direção E-W, saliente no relevo (FIGURA 5c).

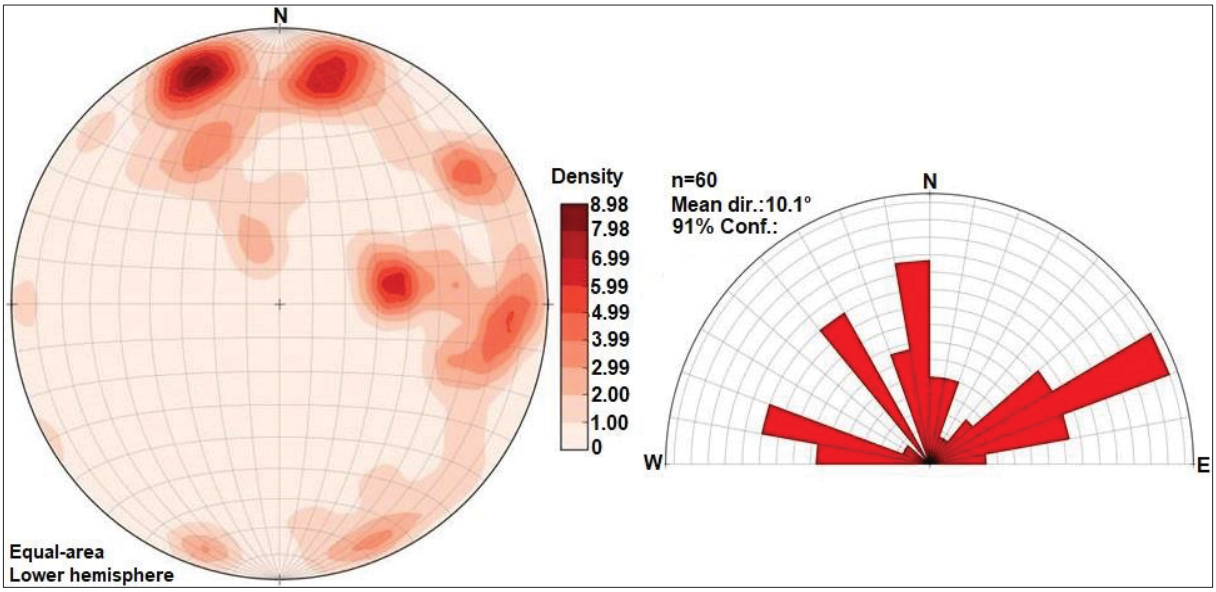
FIGURA 5 – OCORRÊNCIA VICTOR TEIXEIRA: (a) DIREÇÃO NE-SW DO AFLORAMENTO; (b) MALAQUITA NO DETALHE; (c) OCORRÊNCIA ENCAIXADA EM BLOCO DE QUARTZO E-W




Fonte: O autor (2021).

Os xistos dessa ocorrência são demarcados por quatro famílias de fraturas com ângulos de mergulho variando entre intermediário a alto (FIGURA 6). Duas são mais expressivas, as com orientação N60-70E e mergulhos de alto ângulo para SE e as N10-20W mergulhando em torno de 45º para SW. As outras duas famílias de fraturas, menos expressivas, possuem orientação N40W e N70-80W com mergulhos variando entre 60° e 70º para SW.

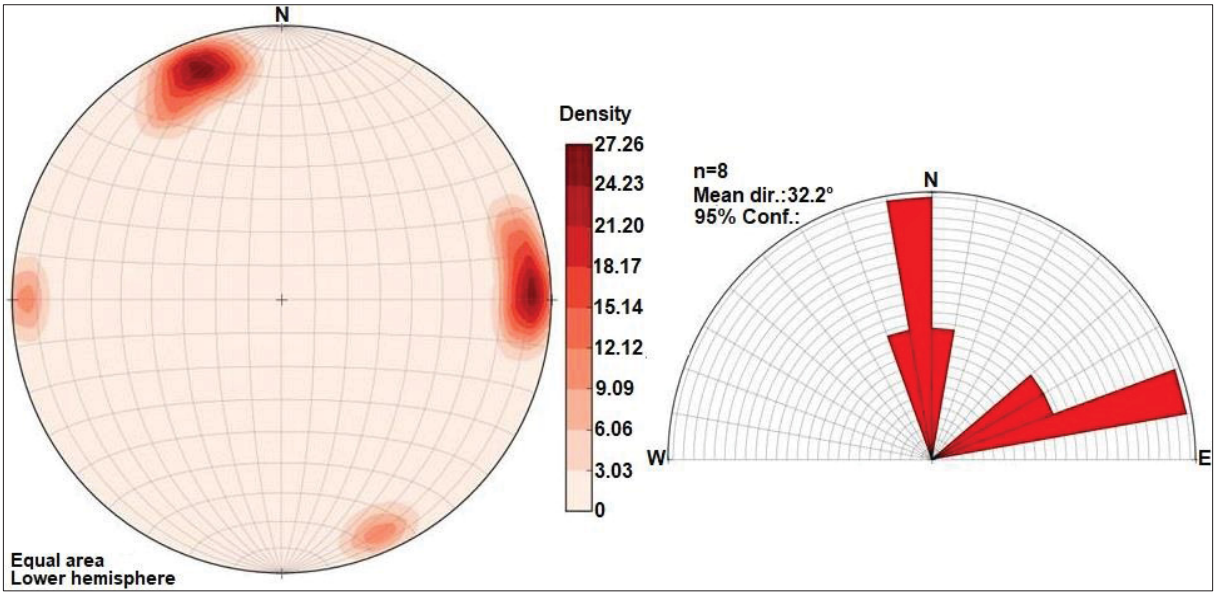
FIGURA 6 – ESTEREOGRAMA E DIAGRAMA DE ROSETA DAS FRATURAS DOS XISTOS ESTÉREIS DA OCORRÊNCIA VICTOR TEIXEIRA




FONTE: O autor (2021).

As fraturas preenchidas com carbonatos de cobre nos xistos apresentam famílias com atitudes principais N10W com mergulho de alto ângulo para SSW e N70-80E com mergulho também de alto ângulo para SSE (FIGURA 7).

FIGURA 7 – ESTEREOGRAMA E DIAGRAMA DE ROSETA DAS FRATURAS DOS XISTOS MINERALIZADOS DA OCORRÊNCIA VICTOR TEIXEIRA




FONTE: O autor (2021).

### 2.2.2 Formação Passo da Promessa – Grupo Maricá

A Formação Passo da Promessa ocorre como uma estreita faixa alongada de direção nordeste, sobrepondo-se às rochas da unidade metavulcanoclástica do Complexo Metamórfico Vacacaí. É constituída por duas litofácies principais: arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada tabular (CPRM, 1995).

A litofácie de arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada é a dominante, sendo constituída por espessos pacotes de arcóseos róseos a avermelhados, cinza-avermelhados ou castanho-avermelhados. Os arcóseos apresentam granulometria que varia de média a grossa, com grau de selecionamento de moderado a bom. São feldspáticos, pouco micáceos, mas com abundantes minerais escuros, provenientes de granitos, quartzitos, gnaisses, xistos esverdeados, riolitos, milonitos, quartzos leitosos, de interclastos de argila e, ocasionalmente, de rochas sedimentares silicificadas (CPRM, 1995).

A litofácie de arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada tabular é constituída por arcóseos idênticos aos descritos anteriormente, com diferença apenas na estratificação (CPRM, 1995).

A litofácie de estratificação cruzada acanalada é interpretada como representativa de depósitos construídos pela migração de formas de leito tipo dunas subaquosas. Já a estratificação cruzada tabular é representativa de depósitos tipo barras transversais. Essas litofácies caracterizam um sistema fluvial entrelaçado dominado por depósitos arenosos, formados por um fluxo trativo unidirecional (CPRM, 1995).

Nessa unidade, foram reconhecidos arenitos marrom-avermelhados/amarelo-esbranquiçados, médios a grossos, por muitas vezes conglomeráticos, mal selecionados, com grãos angulosos a subangulosos, frequentemente com seixos arredondados de quartzo, granitos e de rochas metamórficas (FOTOGRAFIA 4).

Foram observadas variações na estratificação dos arenitos, às vezes aparecendo de maneira tabular (FOTOGRAFIA 5) e noutras de forma cruzada acanalada de porte métrico a decamétrico (FOTOGRAFIA 6).

FOTOGRAFIA 4 - ARENITOS COM SEIXOS ANGULOSOS



FONTE: O autor (2021).

FOTOGRAFIA 5 – ARENITOS COM ESTRATIFICAÇÃO TABULAR



FONTE: O autor (2021).

FOTOGRAFIA 6 – ARENITOS COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA



FONTE: O autor (2021).

Os arenitos ainda aparecem intercalados com finas camadas claras de pelitos (FOTOGRAFIA 7). Próximo ao contato com o embasamento metamórfico os arenitos denotam intenso fraturamento (FOTOGRAFIA 8).

FOTOGRAFIA 7 - ARENITOS INTERCALADOS COM CAMADAS FINAS DE PELITOS



FONTE: O autor (2021).

FOTOGRAFIA 8 - ARENITOS INTENSAMENTE FRATURADOS



FONTE: O autor (2021).

Exposições de riolitos cinza-amarronzados aparecem como corpos alongados segundo a direção NE na porção sul da Formação Passo da Promessa, próximo à localidade da ocorrência Victor Teixeira (FOTOGRAFIA 9).

FOTOGRAFIA 9 - RIOLITOS FRATURADOS

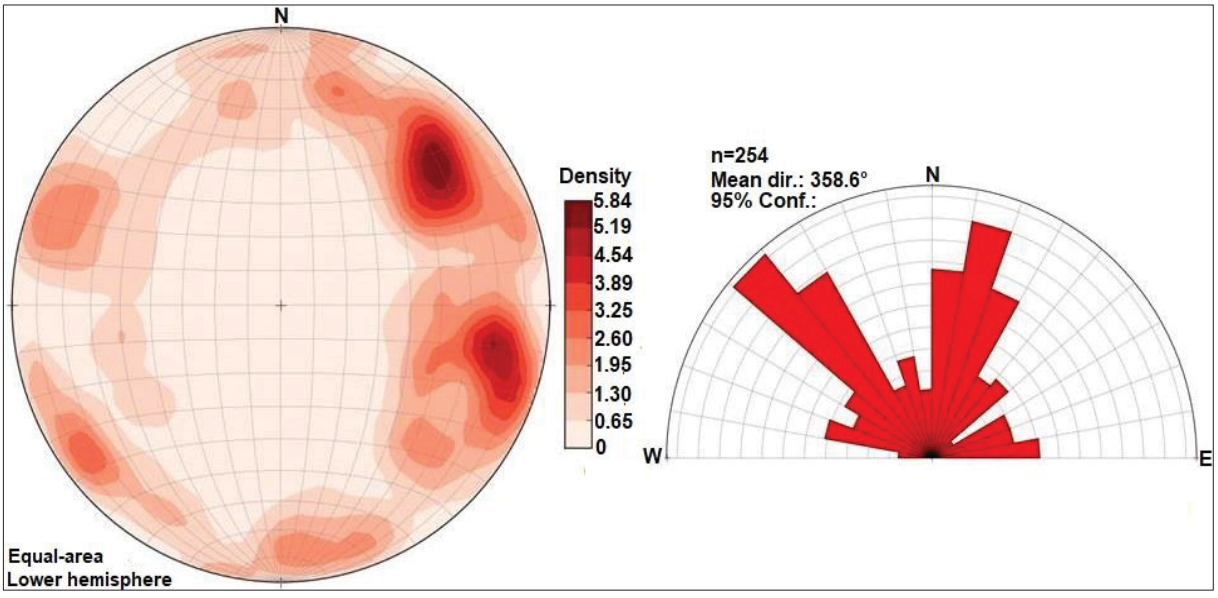


FONTE: O autor (2021).

Segundo Borba et al. (2007), essas exposições de rochas ácidas são oriundas da Formação Acampamento Velho, formadas durante eventos magmáticos na forma de intrusões tabulares, que aproveitaram a fraqueza da zona de contato entre o embasamento e a bacia para se instalarem.

Nos arenitos e riolitos reconhecidos em campo, dominam famílias de orientação N40-50W mergulhando em média 65° para SW, além de N10-20E com mergulho em torno de 70º para NW (FIGURA 8).

FIGURA 8 – ESTEREOGRAMA E DIAGRAMA DE ROSETA DAS FRATURAS DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO PASSO DA PROMESSA E RIOLITOS DA FORMAÇÃO ACAMPAMENTO VELHO

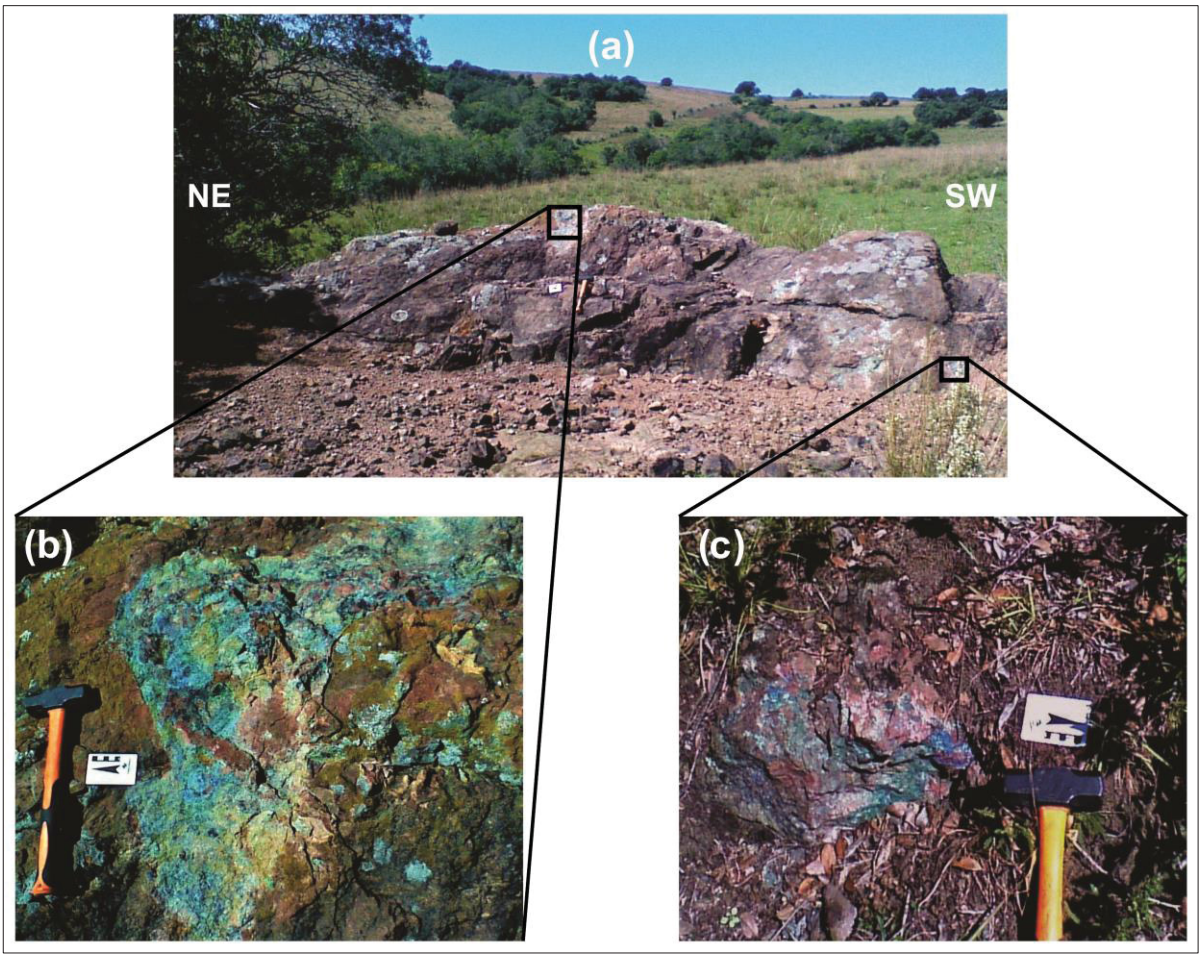



FONTE: O autor (2021).

### 2.2.2.1 Ocorrência Capão Grande

A ocorrência cuprífera Capão Grande é demarcada por um afloramento de direção NE-SW, com 19 m de comprimento por 10 m de largura (FIGURA 9a), constituído por arenitos arcosianos altamente fraturados, de granulação média e cor marrom-avermelhada, com presença abundante de azurita [$Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$] e malaquita [$Cu_2(CO_3)(OH)_2$], disseminada tanto em porções mais fraturadas (FIGURA 9b) quanto em porções mais porosas (FIGURA 9c).

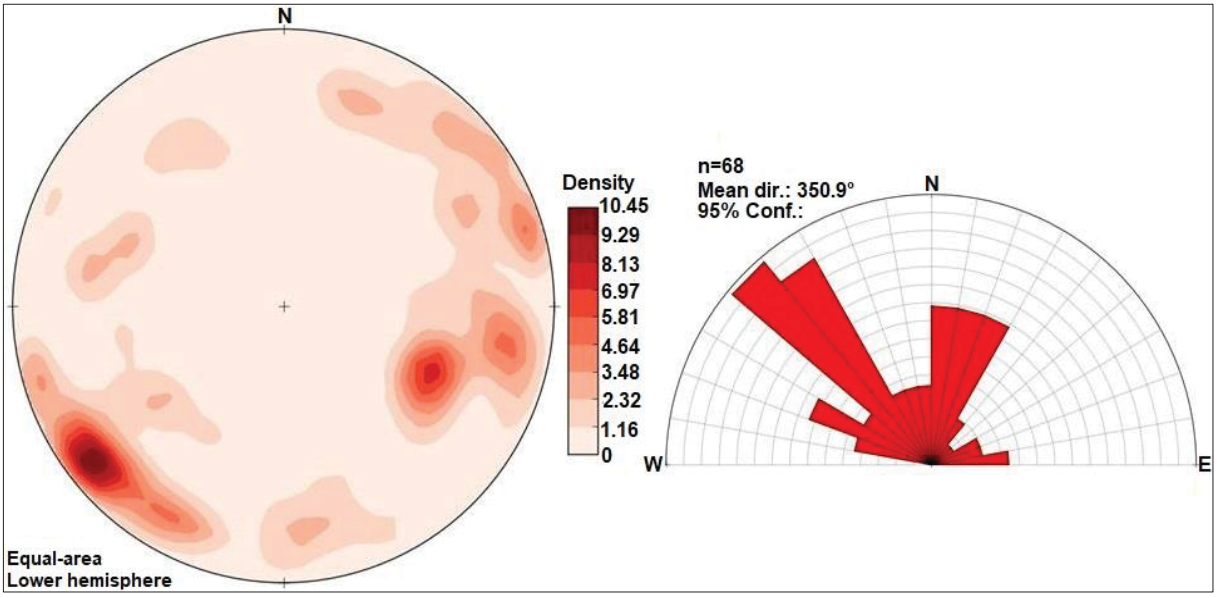
FIGURA 9 – OCORRÊNCIA CAPÃO GRANDE: (a) DIREÇÃO NE-SW DO AFLORAMENTO; (b) DISSEMINAÇÃO DE MALAQUITA E AZURITA EM FRATURAS; (c) E NA MATRIZ DOS ARENITOS




FONTE: O autor (2021).

Os arenitos arcosianos dessa ocorrência são caracterizados por fraturas com atitudes preferenciais N40-50W com mergulho de alto ângulo para NE e N10-30E com mergulho em torno de 55º para NW (FIGURA 10).

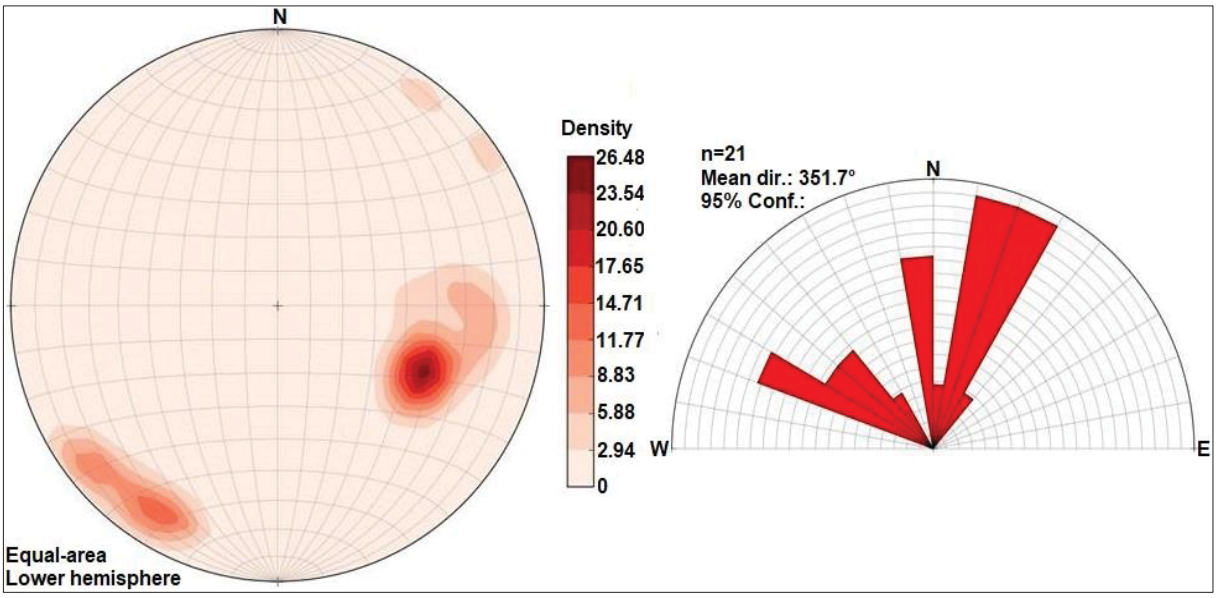
FIGURA 10 – ESTEREOGRAMA E DIAGRAMA DE ROSETA DAS FRATURAS ESTÉREIS DA OCORRÊNCIA CAPÃO GRANDE




FONTE: O autor (2021).

As fraturas preenchidas com carbonatos de cobre nos arenitos arcosianos apresentam famílias com atitudes principais N20-30E com mergulho médio de 50° para NW e N60-70W com mergulho em alto ângulo para NE (FIGURA 11).

FIGURA 11 – ESTEREOGRAMA E DIAGRAMA DE ROSETA DAS FRATURAS MINERALIZADAS DA OCORRÊNCIA CAPÃO GRANDE




FONTE: O autor (2021).

# 3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

## 3.1 GEOFÍSICA

A geofísica é uma ciência de observação e definição de variações locais (anomalias) nos parâmetros de campos físicos e de propagação de ondas. As anomalias resultam de diferenças de propriedades físicas dos materiais que constituem o meio geológico. Essas diferenças, quando medidas, fornecem o modo de distribuição (lateral e vertical) dos materiais em subsuperfície. As medidas podem ser obtidas através de equipamentos dispostos em satélites, aeronaves, embarcações, superfície do terreno e poços de perfuração. Os pontos de medidas geofísicas são conhecidos como estações, que podem ser organizadas ao longo de perfis ou em malhas de aquisição (TELFORD et al., 1990).

Desse modo, a geofísica é utilizada como ferramenta de investigação do substrato geológico para detectar e delinear feições e estruturas de potencial interesse científico e/ou econômico, embora sem uma definição precisa de composição e teores em comparação aos furos de sondagens (LUIZ e SILVA, 1995).

De acordo com a relação dos parâmetros observados de campos físicos e do comportamento de propagações de ondas com as propriedades físicas dos materiais em subsuperfície, a geofísica é subdividida e classificada em diferentes métodos de investigação (TABELA 1) (LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002).

Os métodos geofísicos podem ser aplicados tanto em escalas de investigações globais (reconhecimento das principais camadas internas do planeta) quanto regionais (geotectônica) e locais (geotecnia, prospecção mineral, meio ambiente e hidrogeologia) (KEAREY et al., 2002).

TABELA 1 – FÊNOMENOS FÍSICOS E OS MÉTODOS GEOFÍSICOS ASSOCIADOS.

| Parâmetro observado | Propriedade física | Método |
|---|---|---|
| Campo gravitacional (atração vertical de massas) | Densidade | Gravimetria |
| Campo magnético (intensidade, inclinação e declinação) | Suscetibilidade e remanência | Magnetometria |
| Campos elétrico e eletromagnético (naturais ou artificiais) | Resistividade, condutividade, cargabilidade e permissividade | Elétricos e Eletromagnéticos |
| Taxa de raios gama recebidos | Radioatividade | Gamaespectrometria |
| Energia de onda (tempo percorrido) | Elasticidade | Sísmica |

FONTE: Adaptado de LUIZ e SILVA (1995) e KEAREY et al. (1995).

## 3.2 MAGNETOMETRIA

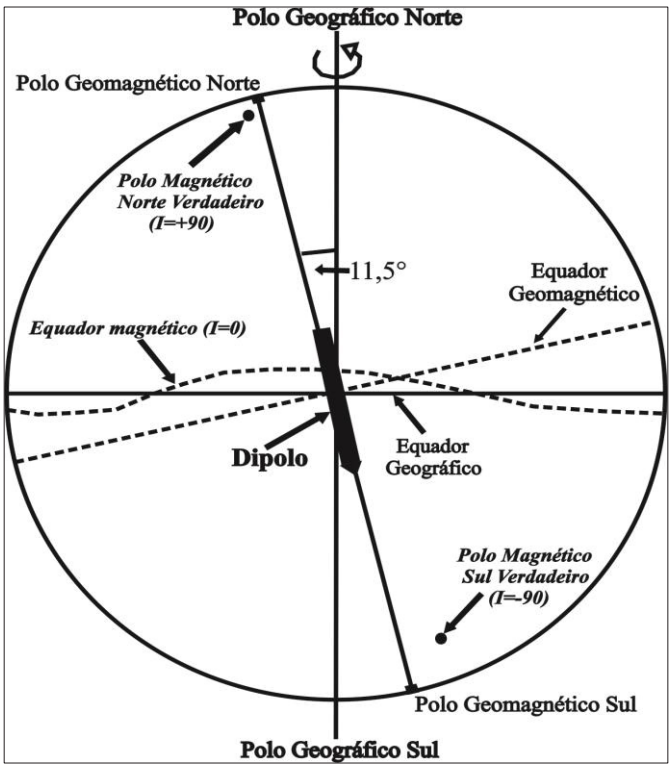
O método magnético tem como principal objetivo o mapeamento de variações de magnetização dos materiais geológicos por meio de medidas de intensidade do campo magnético terrestre. É pioneiro em estudos de pesquisa e prospecção mineral, sendo as primeiras medidas sido tomadas em 1640, possibilitando a identificação de depósitos minerais de ferro na Suécia (LUIZ e SILVA, 1995).

O avanço tecnológico permitiu o aperfeiçoamento do método tanto na evolução dos instrumentos de medida quanto no desenvolvimento do processamento e modelagem dos dados, em computadores cada vez mais modernos e rápidos. Atualmente, a magnetometria é um dos métodos geofísicos mais utilizados, devido ao seu baixo custo e agilidade nos levantamentos de campo (KEAREY et al., 2002).

### 3.2.1 Campo magnético terrestre

O campo magnético terrestre pode ser representado por um campo produzido por um momento de dipolo localizado no seu centro. Esse momento aponta para o sul geográfico e se localiza sobre um eixo que forma um ângulo de aproximadamente 11,5° com o eixo de rotação da Terra (FIGURA 12).

FIGURA 12 – MODELO DE DIPOLO DO CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE




FONTE: Modificado de LUIZ e SILVA (1995).

O eixo do dipolo define os polos geomagnéticos, os quais não devem ser confundidos com os verdadeiros polos magnéticos, definidos nas posições onde uma agulha magnetizada se inclina com angulo de 90° em relação à superfície terrestre. Os equadores geográfico e geomagnético não coincidem nem são paralelos, mas o geomagnético também divide a Terra em dois hemisférios (LUIZ e SILVA, 1995).

### 3.2.2 As componentes do campo magnético terrestre

O campo magnético terrestre medido em qualquer ponto da superfície corresponde à sobreposição de três componentes distintas: a primeira tem por origem o núcleo externo da Terra e é designada por campo magnético principal, a segunda procede dos fenômenos físicos que ocorrem na ionosfera e no espaço e é designada por campo externo, e, por fim, a terceira tem por fonte a interação com as formações geológicas, que constituem, no essencial, a crosta (e, eventualmente, parte do manto superior) e é designada por campo crustal ou Campo Magnético Anômalo (CMA) (TELFORD et al., 1990).

#### 3.2.2.1 O campo magnético principal

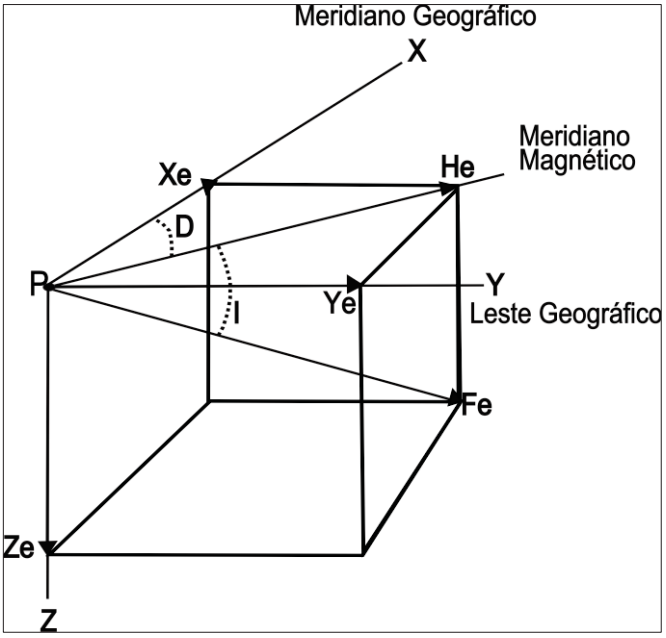
O campo magnético principal é facilmente identificado na orientação tomada pela agulha magnética de uma bússola. Tal evidência denota um campo vetorial que tem como referências as coordenadas geográficas baseadas no modelo de dipolo e que pode ser descrito pelos seguintes elementos (FIGURA 13): a magnitude (intensidade total $\mathrm{F_e}$)**;** os elementos angulares (declinação $\mathrm{D}$ e inclinação $\mathrm{I}$); e os elementos direcionais $(\mathrm{X_e}, \mathrm{Y_e}, \mathrm{Z_e})$.

A intensidade do campo magnético é medida em uma unidade chamada tesla (T), mas é normalmente expressa em nanotesla (nT), que é igual a $10^{-9}$ T (TELFORD et al., 1990; LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002).

$\mathrm{X_e}$ corresponde à componente direcional N-S, coincidente com o eixo X do meridiano geográfico. $\mathrm{Y_e}$ é a componente direcional E-W, equivalente ao eixo Y do paralelo geográfico. $\mathrm{Z_e}$ é a componente vertical (TELFORD et al., 1990).

Ao longo do eixo do meridiano magnético, é reconhecida a componente horizontal $\mathrm{H_e}$, derivada da relação entre as componentes $\mathrm{X_e}$ e $\mathrm{Y_e}$. Entre os meridianos geográficos e magnéticos é extraída a componente angular $\mathrm{D}$. Entre o meridiano magnético e o plano que é tangente a Terra no ponto de observação, define-se o ângulo $\mathrm{I}$ (LUIZ e SILVA, 1995).

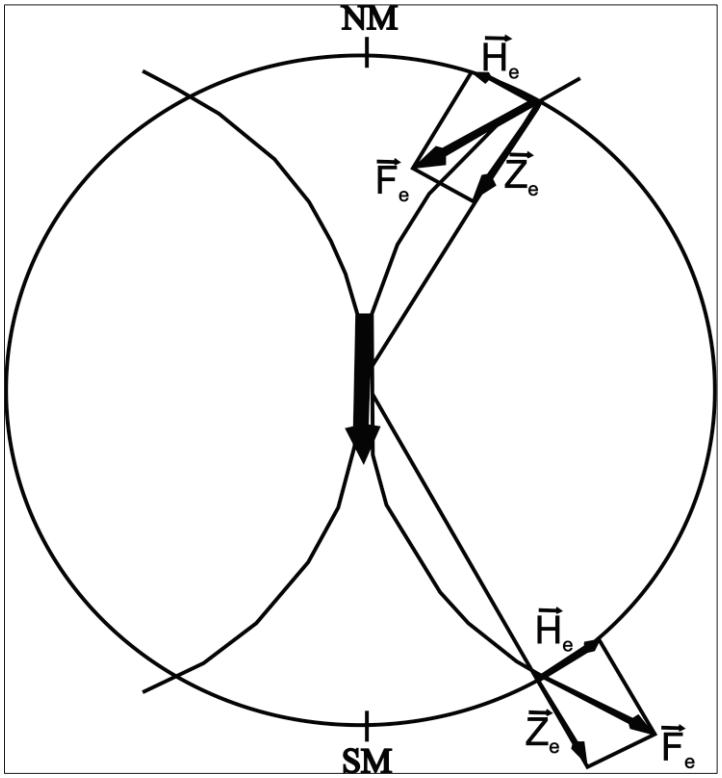
FIGURA 13 – REPRESENTAÇÃO VETORIAL DO CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE




FONTE: Modificado de TELFORD et al. (1990).

$H_e$ é sempre positivo para norte, $Y_e$ para leste e a componente $Z_e$ é positiva quando aponta para o interior da Terra, predominante na maior porção do hemisfério norte. Do contrário, o vetor é negativo, pois aponta para fora da Terra (FIGURA 14).

FIGURA 14 – COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS VETORIAIS DO CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE. NM – NORTE MAGNÉTICO E SM – SUL MAGNÉTICO




FONTE: Modificado de LUIZ e SILVA (1995).

Dessa forma, onde $Z_e$ está entrando no hemisfério norte**,** os valores de inclinação variam de 0 a 90°. Todavia, no hemisfério sul, variam de 0 a -90°. Em ambos os polos são encontrados os valores mais elevados de $F_e$, variando entre 60.000 nT e 70.000 nT. Por outro lado, os valores mais baixos são encontrados próximos à região sul do Brasil, na ordem de 22.000 nT (caso da área de estudo) (TELFORD et al., 1990; LUIZ e SILVA, 1995).

O mecanismo que origina o campo magnético principal compreende as correntes de convecção do núcleo externo (2800 km a 5000 km de profundidade) (TELFORD et al., 1990). Conforme Lanza (2006), alterações no movimento convectivo do núcleo implicam variações lentas nos elementos de campo e mudanças de 180° no sentido do momento de dipolo (inversões de polaridade).

As variações lentas são conhecidas como seculares e devem ser corrigidas em relação às medidas realizadas em trabalhos de magnetometria. Por esse motivo, a variação secular é bem estudada e conhecida a partir de um modelo teórico denominado *International Geomagnetic Reference Field* - IGRF (TELFORD et al., 1990; LANZA, 2006).

Segundo Luiz e Silva (1995), o primeiro IGRF foi adotado em 1968 (IGRF-1965) pela *International Association of Geomagnetism and Aeronomy* (IAGA). Desde então, foram feitas várias revisões entre 1965 e 2020, pois cada IGRF gerado prevê uma variação secular que extrapola os cinco anos seguintes. Esses autores definem o IGRF como um modelo matemático compreendido por harmônicos esféricos baseados em dados magnéticos observados no mundo inteiro, que correspondem a baixos comprimentos de onda, provenientes do núcleo terrestre.

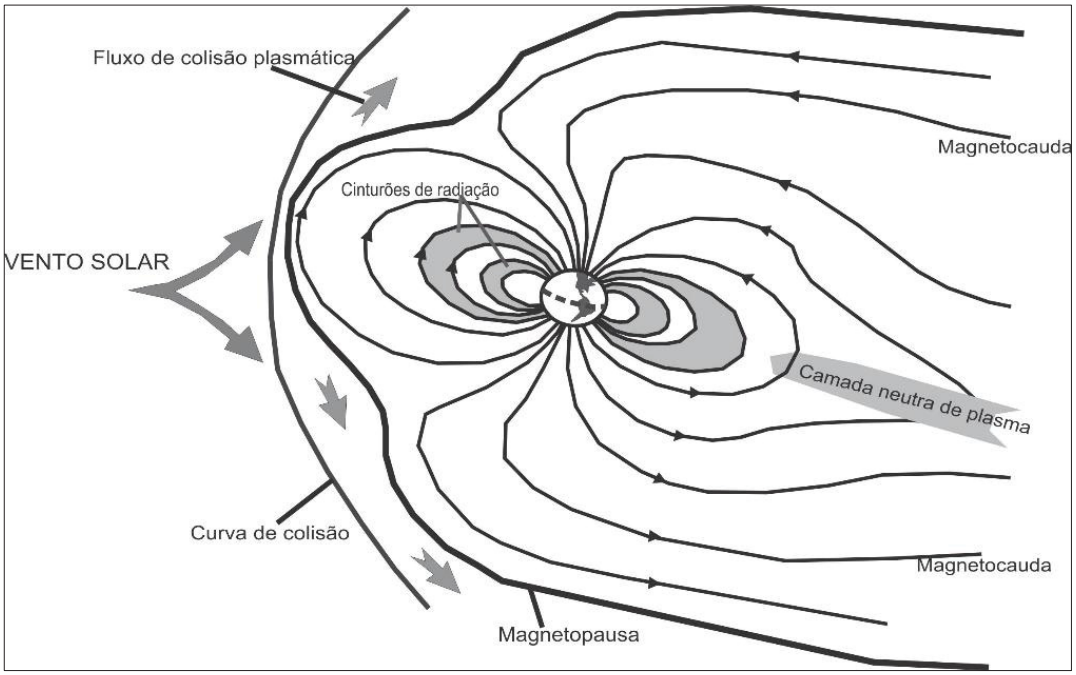
#### 3.2.2.2 O campo magnético externo

O campo magnético proveniente do sol domina o espaço interplanetário do sistema solar. Esse campo é caracterizado pelo fluxo contínuo de um plasma constituído por prótons, elétrons e núcleos de hélio, que integram o chamado vento solar (LANZA, 2006).

O vento solar atinge a Terra com uma velocidade próxima de 1.500.000 km/h, sendo que sua interação com o campo magnético principal pode ser observada na FIGURA 15. No lado em que o sol está iluminando a Terra, as linhas de força do campo magnético principal estão sendo comprimidas pelo vento solar, definindo a magnetosfera, região na qual a penetração do vento solar é muito reduzida. Em

contrapartida, no lado não iluminado, a fronteira da magnetosfera, denominada magnetopausa, apresenta uma forma alongada, semelhante à cauda de um cometa. Ainda nessa porção, o estiramento das linhas de campo gera uma camada com partículas neutras de vento solar (LANZA, 2006).

FIGURA 15 – INFLUÊNCIA DO VENTO SOLAR SOBRE O CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE




FONTE: Modificado de LANZA (2006).

Entre a magnetopausa e o vento solar, encontra-se a região das ondas de colisão. Próximo à Terra, o movimento espiral dos prótons e elétrons em torno das linhas de força do campo magnético principal forma os cinturões de radiação conhecidos como de Van Allen. As partículas que ultrapassam a curva de colisão tendem a penetrar a atmosfera terrestre principalmente nas regiões próximas aos polos, ionizando a porção da atmosfera compreendida entre 50 e 600 km (Ionosfera), podendo ocorrer a geração de correntes elétricas responsáveis por campos magnéticos, os quais podem alcançar 80 nT (LANZA, 2006).

De acordo com o posicionamento da Terra (período da rotação) em relação ao sol, diferentes serão as contribuições das partículas de vento solar com a ionosfera em um mesmo referencial em superfície, sendo mais acentuada próximo às 12h, período de maior incidência, pois a Terra está de frente para as partículas de vento solar (LANZA, 2006). Esse efeito temporal do campo magnético externo é conhecido como Variação Diurna, a qual deve ser monitorada ao longo do dia para que também possa ser corrigida dos dados adquiridos em campo (TELFORD et al., 1990).

Quando ocorrem intensas emissões de vento solar, causadas por erupções solares, temos uma perturbação conhecida como tempestade magnética, cuja intensidade pode variar de poucos nanoteslas a valores superiores a 1000 nT (atingindo valores ainda maiores nos polos, por ocasião das auroras). Dessa forma, em dias de tempestades magnéticas, não devem ser realizados levantamentos magnetométricos (TELFORD et al., 1990; LUIZ e SILVA, 1995).

#### 3.2.2.3 Campo crustal

O campo crustal designa o campo magnético de interesse para os trabalhos de prospecção magnetométrica, compreendido pela porção correspondente aos contrastes de magnetização entre rochas com diferentes características magnéticas. É confinado entre a superfície da crosta (continental e oceânica) e a profundidade de Curie, correspondente à temperatura homônima, variável de ponto a ponto, definida como aquela onde os minerais perdem suas propriedades magnéticas (TELFORD et al., 1990; SCHÖN, 2004).

### 3.2.3 Propriedades magnéticas dos minerais e das rochas

O magnetismo dos materiais é resultante do movimento dos elétrons dentro de suas órbitas e ao redor do núcleo. O movimento realizado pelos elétrons em torno de seu eixo de rotação apresenta uma orientação espacial (spin) característica, que pode ou não se alinhar no mesmo sentido que um campo magnético externo aplicado $\mathrm{H}$, gerando um campo magnético induzido $\mathrm{M_i}$ (CARMICHAEL, 1989):

$$\mathrm{M_i} = \mathrm{kH} \tag{1}$$

onde $\mathrm{k}$ é a susceptibilidade magnética, que representa a capacidade de um material em adquirir magnetização.

Conforme Schön (2004), os materiais podem ser classificados de acordo com sua capacidade de magnetização em diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos.

Os minerais diamagnéticos compreendidos principalmente pelos silicatos (TABELA 2) são caracterizados por valores de suscetibilidade magnética baixa e negativa, em virtude da magnetização nula, a qual é resultante da orientação contrária dos spins na presença de $\mathrm{H}$ (TELFORD et al., 1990).

TABELA 2 - SUSCETIBILIDADE DOS MINERAIS DIAMAGNÉTICOS

| Minerais | k (x10$^{-6}$) |
|---|---|
| Halita | -10.4 |
| Apatita | -10.6 |
| Quartzo | -12.4 |
| Ortoclásio | -12.5 |
| Calcita | -13.0 |
| Esfarelita | -13.5 |
| Aragonita | -15.2 |
| Diamante | -21.7 |
| Fluorita | -24.0 |
| Galena | -33.4 |
| Dolomita | -38.0 |
| Anidrita | -59.3 |

FONTE: Adaptado de SCHÖN (2004).

Nos materiais paramagnéticos, os spins se orientam no mesmo sentido que $H$, porém de forma aleatória, resultando numa magnetização fraca (DUNLOP e OSDEMIR, 1997). Essas características dos spins fazem com que os minerais paramagnéticos apresentem valores de suscetibilidade baixos e positivos, compreendendo principalmente os constituintes máficos das rochas (TABELA 3).

TABELA 3 - SUSCETIBILIDADE DOS MINERAIS PARAMAGNÉTICOS

| Minerais | k (x10$^{-6}$) |
|---|---|
| Granada | 2600 |
| Anfibólio | 1570 |
| Biotita | 1500 |
| Piroxênio | 1500 |
| Dolomita | 1080 |
| Olivina | 990 |
| Clorita | 356 |
| Muscovita | 226 |

Fonte: Adaptado de SCHÖN (2004).

Os materiais ferromagnéticos são caracterizados por apresentarem magnetização mesmo na ausência de $H$. Quando esses materiais estão na presença de $H$, os spins tendem a se orientar na mesma direção e de uma forma muito próxima, do que decorrem maiores valores de suscetibilidade magnética (LOWRIE, 2007).

Segundo Dunlop e Osdemir (1997), os minerais ferromagnéticos compreendem principalmente os óxidos e hidróxidos de ferro (Fe) e titânio (Ti), como a magnetita ($Fe_3O_4$), a pirrotita (FeS); a wustita (FeO); a maghemita ($\gamma Fe_2O_3$), a hematita ($\alpha Fe_2O_3$), a ilmenita ($FeTiO_3$), o ulvospinélio ($Fe_2TiO_4$) e a pseudobroquita ($Fe_2TiO_5$).

Devido a sua abundância, a magnetita ($k$ - 6000 x$10^3$), a pirrotita ($k$ - 1500 x$10^3$) e a ilmenita ($k$ - 1800 x$10^3$) são os minerais magnéticos que mais contribuem para a magnetização nas rochas. No entanto, esses minerais normalmente são acessórios, constituindo menos de 1% do volume total das rochas (TELFORD et al., 1990; LOWRIE, 2007).

Em decorrência do pequeno e variável conteúdo de minerais ferromagnéticos, normalmente as suscetibilidades magnéticas dos principais grupos de rochas são representadas como médias (TABELA 4).

TABELA 4 - SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DE ALGUMAS ROCHAS

| **Rochas Ígneas** | **k (x$10^3$)** |
|---|---|
| Peridotito | 90 a 200 |
| Basalto | 0.2 a 175 |
| Diabásio | 1 a 160 |
| Diorito | 0.6 a 120 |
| Gabro | 1 a 90 |
| Granito | 0 a 50 |
| Riolito | 0.2 a 35 |
| **Rochas Metamórficas** | **k (x$10^3$)** |
| Ardósia | 0 a 35 |
| Gnaisse | 0.1 a 25 |
| Quartzito | 0 a 4 |
| Xisto | 0.3 a 3 |
| **Rochas Sedimentares** | **k (x$10^3$)** |
| Arenito | 0 a 20 |
| Folhelho | 0.01 a 15 |
| Calcário | 0 a 3 |
| Dolomita | 0 a 0.9 |

FONTE: Adaptado de ROBINSON E ÇORUH (1988) e TELFORD et al. 1990.

Na TABELA 4, é possível observar que os valores de suscetibilidade magnética geralmente tendem a aumentar das rochas ácidas para as básicas e com o incremento da argila.

Além do conteúdo mineral, há fatores externos que também alteram os valores de suscetibilidade das rochas, podendo até mesmo fazer com que um material perca completamente suas características magnéticas quando acima da temperatura de Curie (variável conforme cada tipo de mineral) (SCHÖN, 2004).

Outro tipo de magnetização que pode ser observada é aquela adquirida no momento da formação de uma rocha, a qual é conhecida como remanente $M_r$. De acordo com Telford et al. (1990), os três principais tipos de magnetização remanente são:

I) Magnetização remanente térmica, desenvolvida a partir do resfriamento abaixo da temperatura de Curie na presença de um campo externo. Seu sentido depende da orientação do campo, da época e do local onde a rocha resfriou. Esse é o mecanismo mais importante no processo da formação de rochas ígneas, sendo extremamente aplicado em estudos de paleomagnetismo.

II) Magnetização remanente detrítica, originada durante o processo de deposição lenta de partículas sedimentares e minerais magnéticos na presença de um campo externo, os quais são reorientados mecanicamente, de modo que seu momento magnético fique paralelo ao campo terrestre e conservado nos sedimentos (efeito relacionado à origem das rochas sedimentares).

III) Magnetização remanente química, adquirida quando os minerais ferromagnéticos aumentam o seu tamanho ou se transformam em outros, principalmente nos processos de alterações químicas ocorridas abaixo da temperatura de Curie, referente, portanto, à origem das rochas metamórficas.

### 3.2.4 Medidas magnéticas

As primeiras medidas magnéticas aplicadas em trabalhos de prospecção mineral consistiam em observações nas mudanças de declinação magnética de bússolas náuticas. Somente no início dos anos de 1900 foram projetados os instrumentos conhecidos como magnetômetros, para medir a intensidade magnética $F_e$ e as componentes horizontal $H_e$ e vertical $Z_e$ do campo magnético terrestre (TELFORD et al., 1990; LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002).

Os primeiros magnetômetros consistiam essencialmente de um dispositivo formado por uma barra magnética suspensa, que exigia um nivelamento preciso, e uma plataforma estável para as medições, de forma que as leituras eram muito demoradas e limitadas a locais em terra. Apenas na década de 1940 uma nova geração de magnetômetros foi desenvolvida para fornecer leituras virtualmente instantâneas, podendo ser aplicadas em levantamentos aéreos, terrestres e marinhos (LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002).

Os magnetômetros podem ser classificados como escalares e vetoriais. Os escalares efetuam apenas medidas de $F_e$. Entre estes estão os de indução, de bombeamento ótico e de precessão de prótons (utilizado neste trabalho). Os vetoriais

também informam as componentes direcionais $H_e$ e $Z_e$. Aqui, é possível citar o *Flux Gate*, o de efeito *Hall* e o *Squids* (LUIZ e SILVA, 1995).

Os equipamentos mais antigos apenas exibem os valores medidos no *display*, pois não possuem memória interna. Todavia, os equipamentos mais modernos podem até mesmo gravar outras informações, como as coordenadas, hora, data e os dados topográficos das medidas (KEAREY et al., 2002).

Antes de qualquer etapa de aquisição, os magnetômetros devem ser ajustados em função de um valor conhecido de campo magnético para a área de estudo. Telford et al. (1990) ainda mencionam outra técnica de ajuste, baseada no campo magnético gerado pelo fluxo de corrente de uma bobina de *Helmholtz*, que é conectada em série às bobinas do equipamento a ser utilizado.

## 3.3 GRAVIMETRIA

O método gravimétrico objetiva o mapeamento de variações de densidade dos materiais da Terra por meio de medidas da aceleração do campo gravitacional terrestre. As investigações gravimétricas podem ser realizadas por levantamentos orbitais, aéreos, terrestres e marinhos por meio de equipamentos denominados gravímetros (TELFORD et al., 1990; LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002).

A unidade tradicionalmente utilizada em geofísica para a medição da aceleração da gravidade é o Gal (1 cm/s$^2$ no sistema CGS), em homenagem a Galileu Galilei. Como as variações registradas são muito pequenas, normalmente é utilizado o submúltiplo miliGal (mGal), equivalente a $10^{-3}$ Gal (MILSOM, 2003).

Segundo Luiz e Silva (1995), a aplicação da gravimetria na prospecção inclui principalmente a procura de estruturas armazenadoras de óleo e gás, assim como depósitos minerais economicamente importantes, como ferro, cromita, ouro, prata, chumbo, zinco e cobre.

### 3.3.1 Lei da atração gravitacional de Newton

A gravimetria tem como principal fundamento teórico a lei da gravitação universal proposta por Isaac Newton, na qual a força gravitacional $F$, entre dois corpos com massas $m_1$ e $m_2$, é diretamente proporcional ao produto das massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância r entre seus centros de massa (TELFORD et al., 1990; LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002):

$$F = G\frac{m_1 m_2}{r^2}\, r_1 \quad (2)$$

onde $G$ é a constante gravitacional universal (6,672 x $10^{-11}$ N $m^2/kg^2$ no sistema SI e 6,672 x $10^{-8}$ dina. $cm^2/g^2$ no sistema CGS) e $r_1$ designa o vetor unitário dirigido da massa $m_2$ para $m_1$.

### 3.3.2 Aceleração gravitacional

A aceleração com que $m_2$ é atraída por $m_1$ é calculada a partir da segunda lei de Newton (TELFORD et al., 1990; LUIZ e SILVA, 1995):

$$a_2 = \frac{F}{m_2} = G\frac{m_1}{r^2} \quad (3)$$

Conforme Luiz e Silva (1995) e Kearey et al. (2002), considerando uma Terra esférica, estática, homogênea, de massa M (5,983 x $10^{27}$ g) e raio $R$, uma massa $m_2$, que pode ser o elemento sensor de um gravímetro na superfície, está sujeita à aceleração gravitacional terrestre dada por:

$$a = \frac{GM}{R^2} \quad (4)$$

Devido à Terra não ser perfeitamente esférica, a força e a aceleração exercidas sobre um corpo variam ao longo da superfície. Ambas crescem em direção aos polos e tem seus vetores orientados para o seu centro. Como a Terra também apresenta diferenças de litologias e as massas se encontram dispersas em grandes volumes e dimensões, é mais conveniente dividi-las em elementos infinitesimais $dM$ e somar o efeito de cada um, sendo a equação mais correta para a aceleração gravitacional (TELFORD et al., 1990; LUIZ e SILVA, 1995):

$$a = G\int_V \frac{dM}{r^2} \quad (5)$$

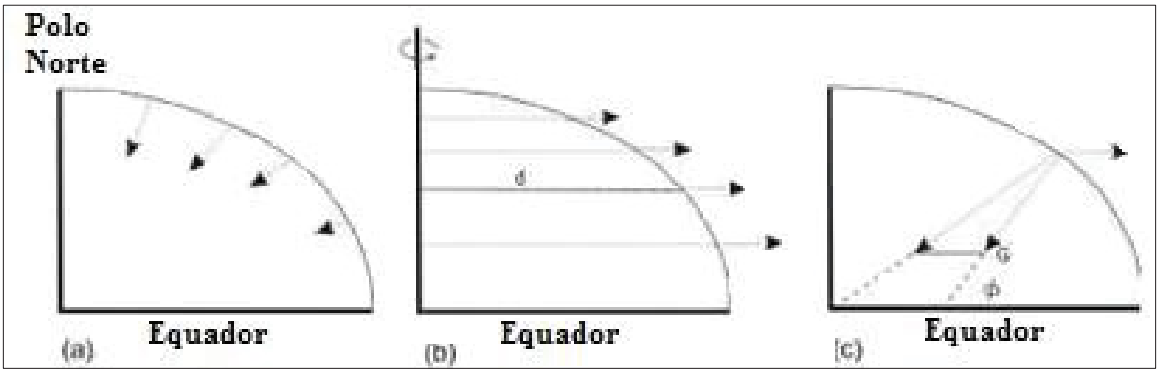
### 3.3.3 Rotação da Terra

Devido ao seu movimento de rotação (FIGURA 16), a Terra está sujeita a uma força centrífuga, que depende do raio de rotação $l$ e da velocidade angular $\omega$. A aceleração centrífuga associada a esta força é definida por (LUIZ e SILVA, 1995):

$$a_c = \omega^2 l \tag{6}$$

Dessa maneira, um corpo localizado na superfície da Terra fica sujeito a duas acelerações: a aceleração de atração orientada para o centro da Terra e a aceleração centrífuga no sentido contrário (LUIZ e SILVA, 1995; MILSOM, 2003).

FIGURA 16 - EFEITOS DE ROTAÇÃO DA TERRA NA SUPERFÍCIE DO ELIPSÓIDE: (a) ACELERAÇÃO GRAVITACIONAL; (b) ACELERAÇÃO CENTRÍFUGA; E (c) GRAVIDADE RESULTANTE EXERCIDA SOBRE UM OBJETO




FONTE: Modificado de ROBINSON e ÇORUH (1988).

A aceleração de atração predomina sobre a centrífuga, gerando uma resultante denominada gravidade g, que atrai os corpos para o centro da Terra. A intensidade da aceleração da gravidade pode ser calculada pela equação abaixo:

$$\mathrm{g} = \mathrm{G}\int_{\mathrm{V}} \frac{\mathrm{dM}}{\mathrm{r}^2} - \omega^2 l \cos\phi \tag{7}$$

onde $\phi$ representa a latitude em que se encontra o corpo.

Como o raio de rotação $l$ apresenta seu máximo valor no equador e mínimo nos polos, a aceleração centrífuga atinge seu máximo (3,4 cm/s$^2$) no equador e assume valor zero nos polos (LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002).

### 3.3.4 Forma da Terra

De acordo com medidas geodésicas, a forma da Terra é quase esferoidal. O esferoide é um elipsóide de revolução com achatamento nos polos, o qual se aproxima do geoide (TELFORD et al., 1990; LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002).

A União Internacional de Geodésia e Gravimetria adotou em 1930 a expressão do Teorema de Clairaut como a fórmula oficial (GRS-30 - *Geodetic Reference System* 1930) para o cálculo da gravidade na superfície desse elipsoide.

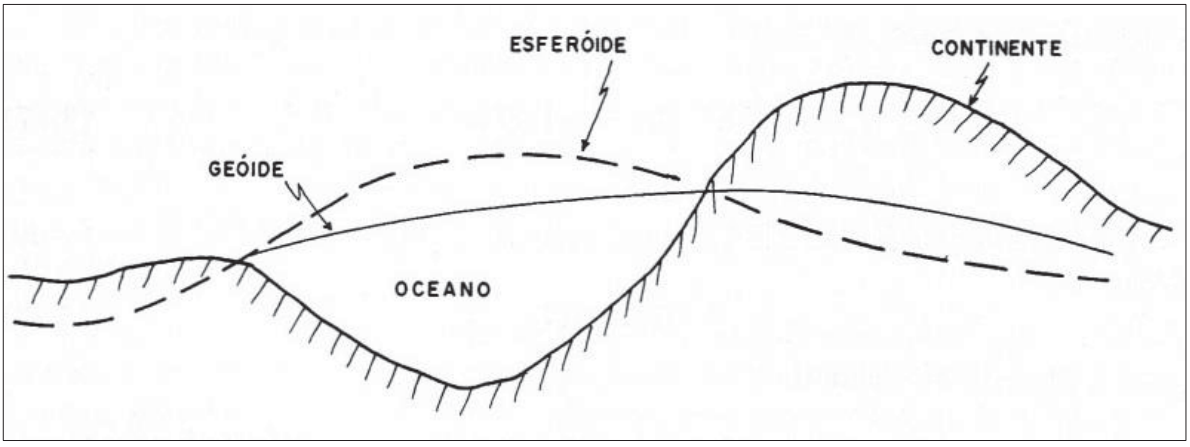
Em 1971, a fórmula internacional da gravidade ganhou uma nova versão (GRS-67), utilizada até hoje (TELFORD et al., 1990; LUIZ e SILVA, 1995):

$$g_t = 978{,}031846(1 + 0{,}005278895\text{sen}^2\phi + 0{,}000023462\text{sen}^4\phi) \qquad (8)$$

O geoide é definido pela união dos pontos com mesmo valor da aceleração da gravidade, que, em média, coincide com o nível médio do mar livre da ação das marés. Essa superfície equipotencial nem sempre coincide com o elipsoide de referência, pois é influenciada pelas variações topográficas e, principalmente, pela distribuição das massas no interior da Terra (TELFORD et al., 1990; LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002).

Segundo Luiz e Silva (1995), as diferenças de altitude entre o geoide e o elipsoide provavelmente não excedem 50 m para qualquer parte do globo terrestre. O geoide se encontra mais afastado do centro da Terra do que o esferoide nas áreas montanhosas continentais. Por outro lado, nas áreas oceânicas, o elipsoide está acima da superfície da água, enquanto o geoide coincide com essa superfície (FIGURA 17).

FIGURA 17 – REPRESENTAÇÃO DO GEOIDE E DO ESFEROIDE EM RELAÇÃO À SUPERFÍCIE




FONTE: Modificado de LUIZ e SILVA (1995).

### 3.3.5 Medidas de gravidade

As medidas de aceleração gravitacional tomadas pelos gravímetros podem ser absolutas ou relativas. As medidas absolutas disponibilizam diretamente o valor da gravidade para uma estação, enquanto as relativas necessitam da ocupação de ao menos duas estações para a obtenção da diferença de gravidade entre as mesmas (TELFORD et al., 1990; LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002).

Os gravímetros absolutos se baseiam na medição das quantidades fundamentais da aceleração, da distância e do tempo. Basicamente, é observado o movimento livre de um sensor no campo da gravidade, normalmente pelo método da queda livre. A distância do corpo de prova é medida por interferometria; já o tempo, por sua vez, é tomado por relógios atômicos ou de quartzo. Os gravímetros absolutos são empregados para o estabelecimento de bases nacionais e internacionais de referência gravimétrica (TELFORD et al., 1990; LUIZ e SILVA, 1995).

Os gravímetros relativos são baseados no sistema massa-mola, que permite avaliar a variação da força da gravidade num ponto. Uma força contrária, geralmente elástica, equilibra o sistema. Sob a ação da gravidade, a mola sofre uma deformação, proporcional ao módulo da força que a produz. A variação da gravidade é obtida pela variação da deformação da mola, gerada pela diferença entre leituras realizadas em estações distintas (TELFORD et al., 1990; LUIZ e SILVA, 1995).

Os primeiros gravímetros relativos lançados eram analógicos e exigiam a necessidade de grande experiência do operador na tomada de medidas. Atualmente, a grande maioria é digital, possibilitando a obtenção de várias amostras de gravidade em uma única estação e em menor tempo (LUIZ e SILVA, 1995).

Normalmente, as medidas são realizadas após o operador nivelar o equipamento sobre a estação de medida e definir o tempo de tomada de amostras de valores de gravidade, sendo a leitura final equivalente ao valor médio das amostras acompanhado do seu respectivo desvio padrão (KEAREY et al., 2002).

### 3.3.6 Correções gravimétricas

A magnitude de uma medida gravimétrica tomada em um levantamento depende de cinco fatores principais: latitude, elevação, relevo, marés e variações da densidade em superfície. Conforme Telford et al. (1990), para isolar os efeitos desses fatores, é necessário efetuar uma redução nos dados, procedendo a uma série de correções, descritas a seguir.

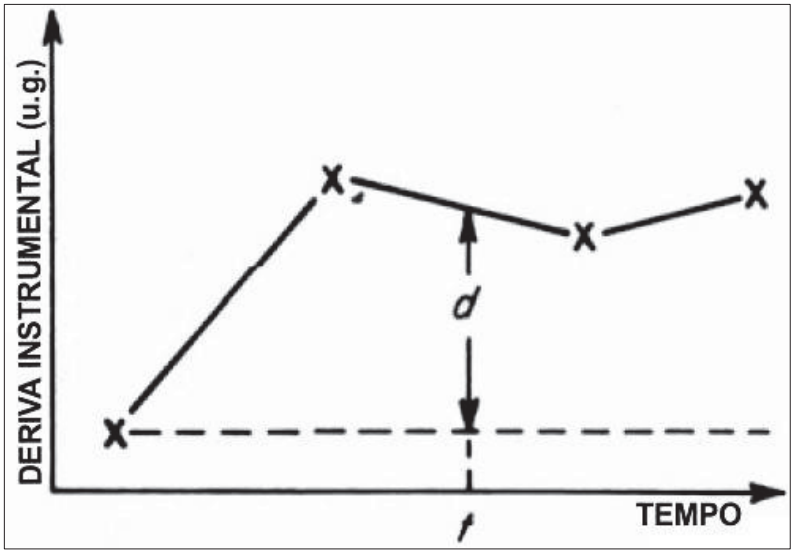
#### 3.3.6.1 Correção de deriva instrumental

A deriva instrumental corresponde a um incremento linear ao qual as medidas gravimétricas estão sujeitas devido a uma variação que ocorre no sistema massa-mola do gravímetro ao longo do tempo (LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002).

De acordo com Sá (1994), esse efeito é decomposto em duas partes: deriva estática e dinâmica. A primeira se refere ao relaxamento que ocorre na mola pelo desuso e/ou repouso do equipamento. A segunda é associada principalmente ao deslocamento do gravímetro durante um levantamento, além de eventuais choques, movimentos bruscos e grandes variações de temperatura e pressão.

A deriva instrumental é determinada pela repetição de medidas na mesma estação ao longo de intervalos distintos de tempo. As diferenças entre as sucessivas medidas na mesma estação podem ser plotadas num gráfico da curva de deriva pelo tempo (FIGURA 18). Ao subtrairmos o valor x de uma mesma estação num instante de tempo $t$ teremos a deriva $d$ (LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002).

FIGURA 18 - GRÁFICO DA CURVA DA DERIVA INSTRUMENTAL VERSUS O TEMPO




FONTE: Modificado de REYNOLDS (1997) e KEAREY et al. (2002).

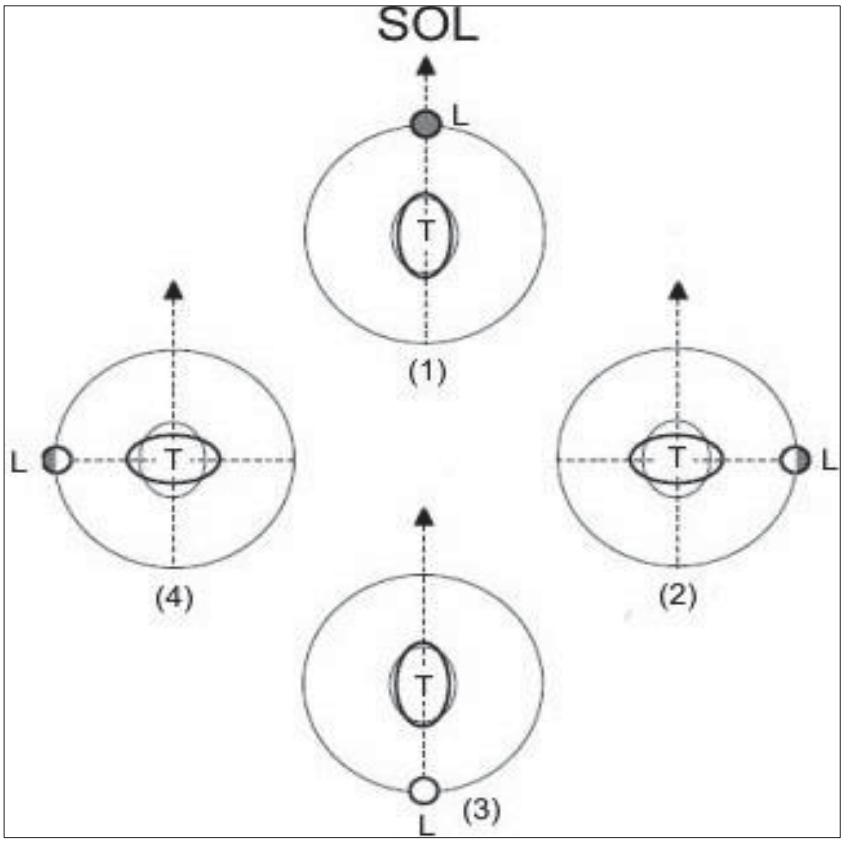
### 3.3.6.2 Correção de maré

As marés são caracterizadas pela distorção periódica que a crosta sofre pela influência das massas do sol e da lua. A influência gravitacional que a lua exerce sobre a Terra é maior devido a sua proximidade (LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002).

Essas marés sólidas terrestres são consideravelmente menores que as oceânicas e ocorrem com atraso em relação ao movimento lunar. Elas causam a alteração da elevação de um ponto de observação em alguns centímetros, variando sua distância do centro de massa da Terra (KEAREY et al., 2002).

A magnitude dessas alterações varia segundo a posição geográfica do ponto de observação em relação à orientação da movimentação da lua e do sol ao longo do mês (FIGURA 19), sendo o valor máximo observado de 0,3 mGal (LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002; LOWRIE, 2007).

FIGURA 19 - EFEITO DAS MARÉS CAUSADAS PELO SOL E PELA LUA (L) NA TERRA (T): (1) LUA NOVA, (2) LUA CRESCENTE, (3) LUA CHEIA E (4) LUA MINGUANTE




FONTE: Modificado de LOWRIE (2007).

### 3.3.6.3 Correção de latitude

A redução de latitude é necessária por conta de o efeito gravitacional atuante no equador ser diferente nos polos da Terra (LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002). Reynolds (1997) mostra que a equação da correção de latitude para valores obtidos em pontos diferentes é dada por:

$$C_L = 0{,}8108 \operatorname{sen} 2\phi \quad \text{(mGal/km)} \tag{9}$$

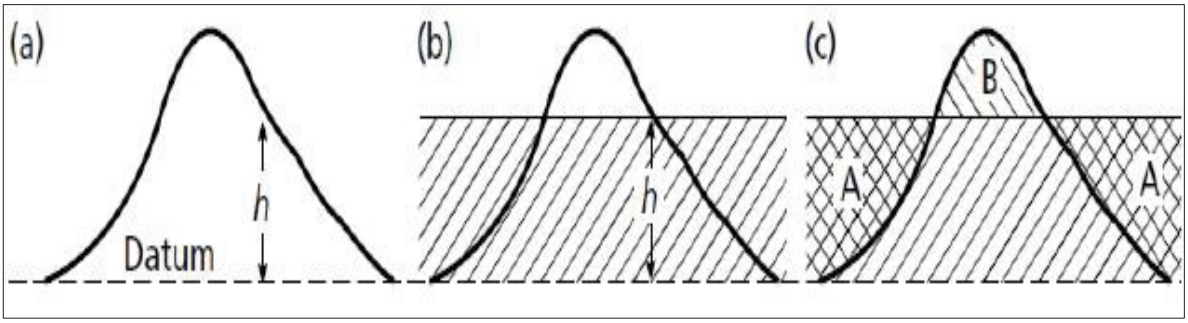
em que $\phi$ representa a latitude da estação gravimétrica medida.

### 3.3.6.4 Correções de elevação

As reduções de elevação compreendem três tipos de correção: Ar livre; Bouguer; e de terreno. A correção Ar Livre $C_{AL}$ é realizada para compensar os efeitos da diferença de altitude $h$ das estações em relação ao *datum* de referência (FIGURA 20a), sendo expressa por (LUIZ e SILVA, 1995; LOWRIE, 2007):

$$C_{AL} = 0{,}3086h \text{ (em mGal e h em metros)} \quad (10)$$

FIGURA 20 - CORREÇÕES DE ELEVAÇÃO: (a) AR LIVRE; (b) BOUGUER; (c) TERRENO




FONTE: Modificado de KEAREY et al. (2002).

A correção Bouguer $C_B$ é empregada para compensar o efeito de densidade $\rho$ das massas situadas entre a estação de medida e o *datum* (FIGURA 20b), dada por (LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002; LOWRIE, 2007):

$$C_B = 0{,}04191\rho h \text{ (em mGal, } h \text{ em metros e } \rho \text{ em g/cm}^3) \quad (11)$$

A correção de terreno $C_T$ é aplicada para eliminar o efeito da topografia nos arredores da estação (FIGURA 20c). Os efeitos de terreno são baixos em áreas de relevo suave e elevados em áreas de topografia acidentada, podendo chegar a um máximo em vales profundos e nos cumes de montanhas (KEAREY et al., 2002).

Os cálculos da correção de terreno podem ser realizados manualmente com o auxílio de uma gratícula circular (carta de Hammer), ou de forma automatizada a partir de modelos digitais de elevação (LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002).

### 3.3.6.5 Correção de Eötvös

A correção de Eötvös é empregada em levantamentos aéreos e marinhos devido à movimentação da plataforma do equipamento estar sujeita a uma velocidade angular diferente da prevista para a Terra naquela latitude, a qual pode ser expressa por: (LUIZ e SILVA, 1995):

$$C_E = 7{,}503v\cos\phi sen\alpha + 0{,}004154v^2 \text{ (em mGal)} \quad (12)$$

onde $v$ é a velocidade do veículo em nós (1 nó = 1,85 km/h), $\alpha$ é o azimute do veículo no ponto adquirido a partir do norte e $\phi$ é a latitude da observação.

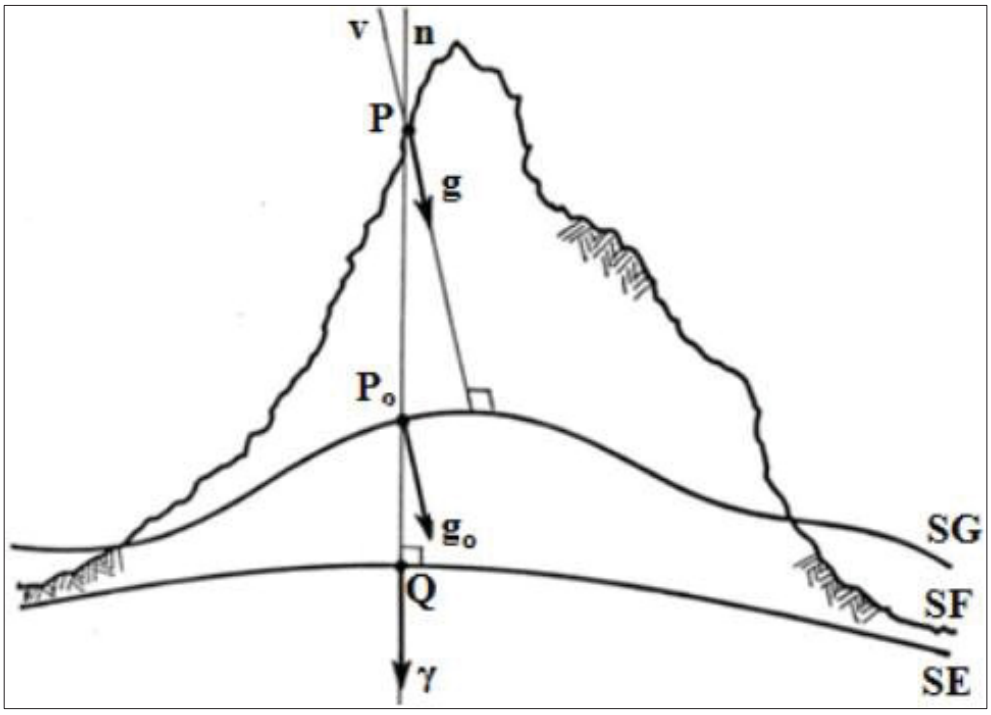
Esse fenômeno não é previsto nas correções anteriores, uma vez que as leituras gravimétricas tomadas no presente trabalho foram realizadas em estações fixas ao longo do terreno.

### 3.3.7 Anomalias gravimétricas

As anomalias gravimétricas constituem o maior interesse das aplicações de gravimetria por refletirem as variações de densidade dos corpos em subsuperfície. Conforme Sá (1994), uma anomalia gravimétrica é considerada como a diferença entre a aceleração da gravidade que foi medida na superfície terrestre (gravidade real $g$) e a aceleração da gravidade produzida por um modelo (gravidade teórica $\gamma$).

A FIGURA 21 mostra a relação entre a gravidade real e a gravidade teórica, sendo SG a superfície do geoide, SE a superfície do elipsoide, SF a superfície física, v a vertical ao geoide, n a normal ao elipsoide e $g_o$ a aceleração da gravidade medida reduzida ao geoide.

FIGURA 21 - GRAVIDADE REAL E GRAVIDADE TEÓRICA




FONTE: Modificado de SÁ (1994).

Conforme Sá (1994), a diferença entre a gravidade real em $P_o$ (no geoide) e a gravidade normal em $Q$ (no elipsoide) é a mesma para a anomalia de gravidade, e assim:

$$\Delta_g = g_o - \gamma \tag{13}$$

De acordo com a aplicação das correções gravimétricas aos valores medidos em campo, são originadas duas anomalias distintas, as quais serão abordadas a seguir.

3.3.7.1 Anomalia Ar-Livre

Segundo Reynolds (1997), a anomalia Ar-Livre $A_{AL}$ é obtida pela subtração da correção de latitude $C_L$ dos valores da gravidade observada $g_{obs}$, somada aos valores calculados pela correção Ar-Livre $C_{AL}$:

$$A_{AL} = g_{obs} - c_L + c_{AL} \tag{14}$$

3.3.7.2 Anomalia Bouguer

A anomalia Bouguer $A_{BG}$ é adquirida após as correções de deriva instrumental e maré, de acordo com a subtração das correções de latitude $C_L$, Ar-Livre $C_{AL}$ e terreno $C_T$ dos dados da gravidade observada $g_{obs}$, somados aos valores obtidos pela correção Bouguer $C_B$ (REYNOLDS, 1997):

$$A_{BG} = g_{obs} - (C_L - C_{AL} - C_T + C_B) \tag{15}$$

Os resultados da correção de Eötvös $C_E$ também podem ser inseridos nessa equação quando o levantamento for aéreo ou marítimo.

3.3.8 Influência dos materiais nos valores de gravidade

Todos os materiais presentes na Terra influenciam no valor da gravidade medida. Os presentes na crosta terrestre contribuem somente com 0,3% do valor total da gravidade, enquanto o restante provém das porções do manto e do núcleo (TELFORD et al., 1990; LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002).

A porção de interesse dos estudos envolvendo a pesquisa e prospecção mineral se restringe aos primeiros 5 km da subsuperfície, cuja contribuição é de apenas 0,05% do valor total da crosta (0,3%). As variações nas densidades das

rochas (TABELA 5) normalmente encontradas nessa porção são responsáveis por flutuações menores que 0,01% do valor da gravidade normal (TELFORD et al., 1990).

TABELA 5 – DENSIDADE DE ALGUNS MATERIAIS GEOLÓGICOS

| Rocha ou mineral | Densidade média em g/cm$^3$ |
|---|---|
| Ouro | 17,5 |
| Uraninita | 9,17 |
| Cinábrio | 8,10 |
| Galena | 7,50 |
| Cassiterita | 6,92 |
| Cuprita | 5,92 |
| Calcocita | 5,65 |
| Hematita | 5,18 |
| Magnetita | 5,12 |
| Bornita | 5,10 |
| Pirita | 5,00 |
| Covelita | 4,68 |
| Barita | 4,47 |
| Calcopirita | 4,20 |
| Malaquita | 4,00 |
| Azurita | 3,76 |
| Esfalerita | 3,75 |
| Gabro | 3,30 |
| Peridotito | 3,15 |
| Basalto | 2,99 |
| Anfibolito | 2,96 |
| Diabásio | 2,91 |
| Diorito | 2,85 |
| Gnaisse | 2,80 |
| Sienito | 2,77 |
| Mármore | 2,75 |
| Dolomita | 2,70 |
| Quartzo | 2,65 |
| Granito | 2,64 |
| Xisto | 2,64 |
| Andesito | 2,61 |
| Quartzito | 2,60 |
| Calcário | 2,55 |
| Riolito | 2,52 |
| Folhelho | 2,40 |
| Arenito | 2,35 |
| Solo | 1,92 |

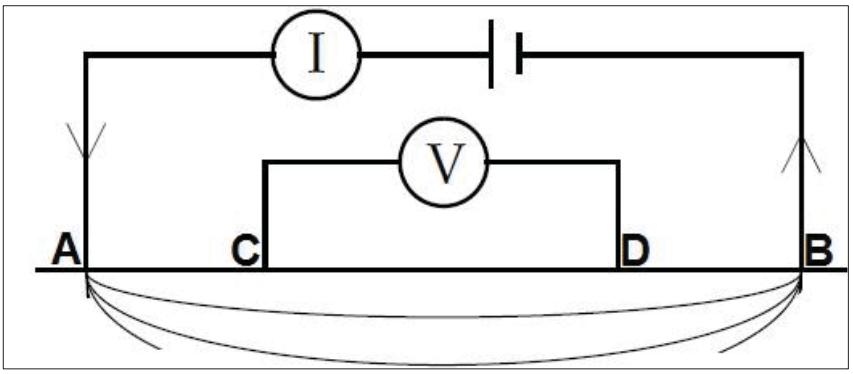
FONTE: Adaptado de TELFORD et al. (1990).

## 3.4 ELETRORRESISTIVIDADE

O método de eletrorresistividade tem como base a medida da diferença de potencial resultante da injeção de corrente artificialmente gerada no solo por meio de aterramento galvânico. É utilizado no estudo de descontinuidades horizontais e verticais e na detecção de corpos tridimensionais (KEAREY et al., 2002).

Normalmente, a introdução de corrente elétrica é realizada por meio de um par de eletrodos denominados A e B, e as leituras de potencial resultantes são realizadas por outro par de eletrodos denominados C e D, na área de influência do campo elétrico (FIGURA 22) (LOWRIE, 2007).

FIGURA 22 - CONFIGURAÇÃO GERAL PARA QUATRO ELETRODOS: UM PAR DE ELETRODOS DE CORRENTE (A-B) E UM PAR DE ELETRODOS DE POTENCIAL (C-D)




FONTE: Modificado de LOWRIE (2007).

A partir do conhecimento da corrente introduzida, do potencial resultante e da configuração entre eletrodos, é possível calcular o valor de resistividade da subsuperfície mediante a seguinte equação (KEAREY et al., 2002; LOWRIE, 2007):

$$\rho = K\,\frac{\Delta V}{I} \tag{16}$$

onde $\rho$ é a resistividade elétrica em ($\Omega$.m), $K$ é o fator geométrico (m), o qual depende das posições dos eletrodos no terreno, $\Delta V$ (mV) é a diferença de potencial entre os eletrodos C e D e $I$ (mA) é a intensidade de corrente entre os eletrodos A e B.

A diferença de potencial entre os eletrodos C e D e o fator $K$ são obtidos pelas seguintes expressões (LOWRIE, 2007):

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{AC} - \frac{1}{BC} - \frac{1}{AD} + \frac{1}{BD}\right)^{-1} \tag{17}$$

$$K = 2\pi\left(\frac{1}{AC} - \frac{1}{BC} - \frac{1}{AD} + \frac{1}{BD}\right)^{-1} \tag{18}$$

A equação (16) reflete a resistividade de um meio homogêneo e isotrópico, diferente do encontrado frequentemente no substrato geológico (heterogêneo e anisotrópico). Dessa forma, o parâmetro medido em função das heterogeneidades intrínsecas do meio geológico representa uma média ponderada das resistividades de

cada um dos materiais presentes, denominada de resistividade aparente $\rho_a$, que pode ser calculada com base na mesma expressão válida para meios homogêneos (ROBINSON e ÇORUH, 1988):

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \tag{19}$$

A unidade de medida de $\rho_a$ é dada em ($\Omega$.m), da mesma forma que a resistividade verdadeira. Em um modelo de subsuperfície homogêneo, a resistividade aparente é exatamente igual à resistividade verdadeira.

A profundidade de investigação obtida nos ensaios de eletrorresistividade também é aparente e diretamente proporcional ao espaçamento adotado entre os eletrodos (KEAREY et al., 2002).

### 3.4.1 Técnicas e arranjos

As técnicas de investigação de subsuperfície constituem o suporte prático para o desenvolvimento dos levantamentos de campo. As duas principais técnicas utilizadas para levantamentos elétricos são a sondagem elétrica vertical e o imageamento elétrico (KEAREY et al., 2002; LOWRIE, 2007).

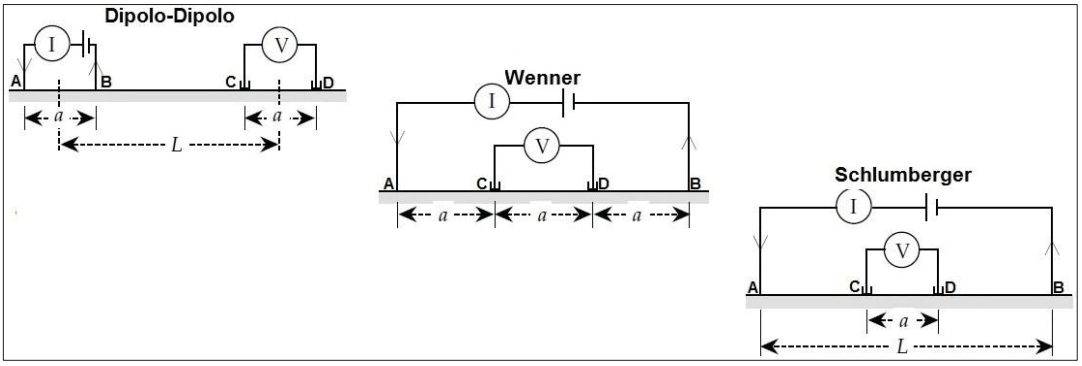
A técnica de investigação utilizada no presente trabalho foi a de imageamento elétrico, que possibilita a obtenção de uma série de medidas por meio do movimento progressivo do arranjo de eletrodos de um ponto para outro ao longo de um perfil, permitindo um modelamento bidimensional da subsuperfície, com verificação das mudanças do parâmetro medido na direção horizontal e vertical (LOKE, 2000).

Os resultados obtidos no imageamento elétrico podem ser expressos por meio de mapas (em uma ou mais profundidades) e de modelos 2D contendo várias profundidades de investigação (KEAREY et al., 2002; LOWRIE, 2007).

Os arranjos se referem à disposição pela qual os eletrodos são colocados na superfície para a aplicação da técnica de investigação de subsuperfície. As configurações mais utilizadas são dos arranjos dipolo-dipolo, Wenner e Schlumberger (FIGURA 23).

Ambos os arranjos se dispõem de maneira retilínea na superfície, contudo, o arranjo dipolo-dipolo não apresenta os eletrodos de corrente posicionados nas extremidades nem os de potencial inseridos no espaço entre os dois primeiros, como nos casos dos arranjos Wenner e Schlumberger (LOWRIE, 2007).

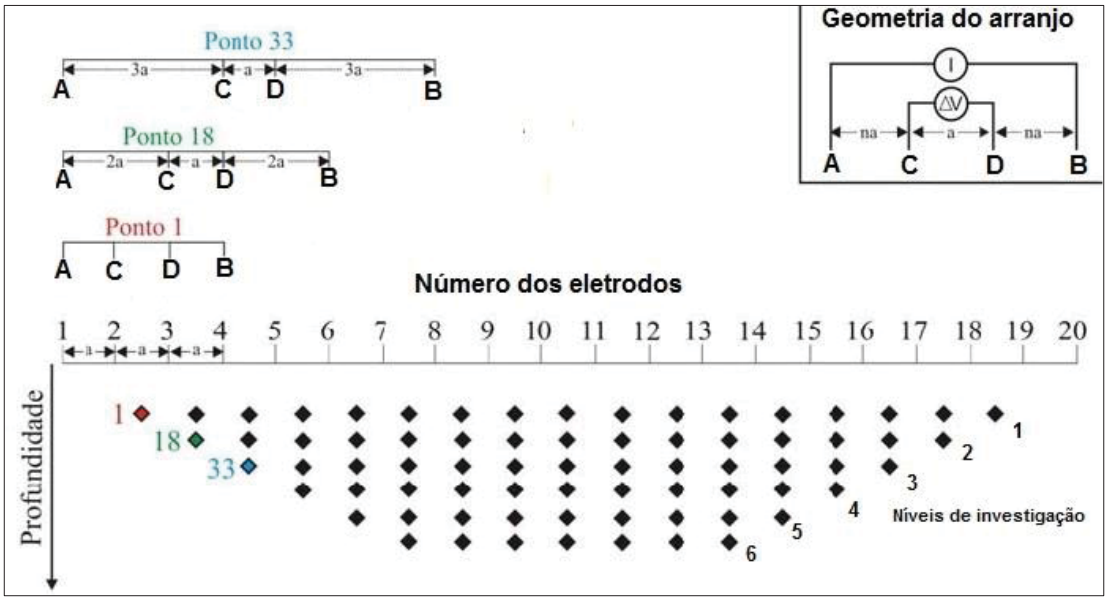
FIGURA 23 - PRINCIPAIS ARRANJOS DE CAMPO UTILIZADOS NAS TÉCNICAS ELÉTRICAS




FONTE: Modificado de LOWRIE (2007).

O arranjo adotado na técnica de imageamento elétrico foi o Wenner-Schlumberger, resultante da combinação dos arranjos Wenner e Schlumberger (FIGURA 24).

FIGURA 24 – ARRANJO DE ELETRODOS WENNER-SCHLUMBERGER E A SEQUÊNCIA DE MEDIDAS UTILIZADAS PARA CONSTRUIR UMA PSEUDOSSEÇÃO




FONTE: Modificado de BORGES (2007).

Loke (2000) considera o conjunto de eletrodos dispostos com um espaçamento constante, diferentemente do arranjo Schlumberger clássico. O espaçamento entre eletrodos AC = BD é um fator "n" do espaçamento "a" entre os eletrodos C e D. Após a tomada das leituras no primeiro nível de investigação (n=1) de modo semelhante ao arranjo Wenner clássico, o fator "n" é aumentado para investigação de níveis mais inferiores (BORGES, 2007). Dessa forma, do segundo ao sexto nível de investigação, é utilizado o arranjo Schlumberger clássico, e, no sétimo nível, o arranjo Wenner e assim por diante (FIGURA 24).

O arranjo Wenner-Schlumberger foi utilizado na técnica de imageamento elétrico por proporcionar maior profundidade de investigação em relação ao arranjo Wenner e melhor razão sinal/ruído em relação ao arranjo dipolo-dipolo. Também apresenta maior sensibilidade para casos em que são esperadas estruturas geológicas horizontais e verticais (LOKE, 2000).

## 3.5 POLARIZAÇÃO INDUZIDA

O método de polarização induzida surgiu durante a aplicação de ensaios de eletrorresistividade em jazimentos sulfetados pelo pesquisador Conrad Schlumberger, no início de 1920. Schlumberger observou que um campo elétrico criado não desaparecia bruscamente após a interrupção da corrente elétrica no solo, mas sim ao longo de um determinado tempo e de forma lenta (ORELLANA, 1972).

Portanto, o efeito de polarização compreende um fenômeno elétrico manifestado a partir do estimulo do meio através de corrente elétrica, e a sua resposta é observada como o retardamento na perda de voltagem dos materiais quando é interrompido o fluxo de corrente (SUMNER, 1976).

O método de polarização induzida se destaca por ser o mais utilizado em pesquisas voltadas à prospecção de sulfetos metálicos disseminados, pois estes atuam como um conjunto de capacitores que aumentam o efeito de polarização em comparação com os silicatos (LOWRIE, 2007).

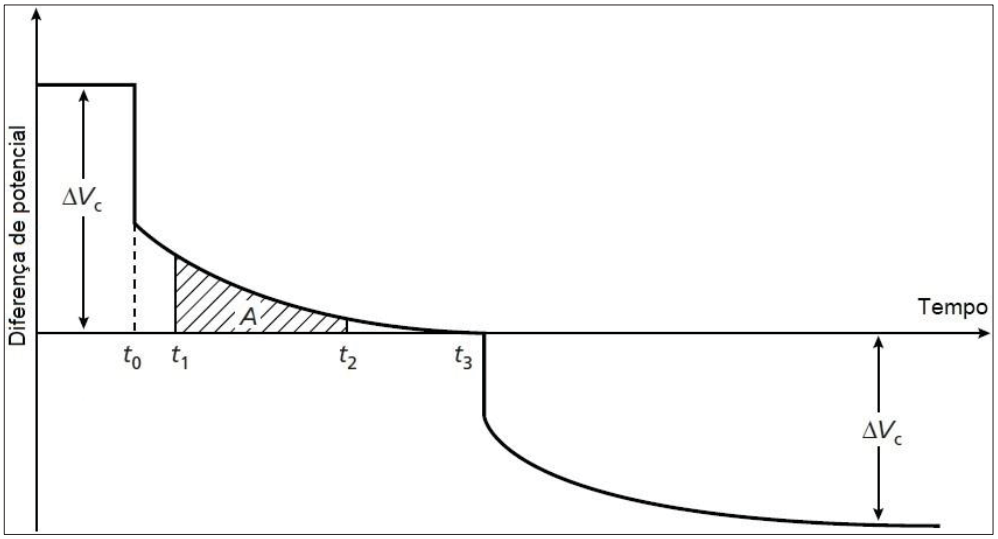
Nos ensaios de polarização induzida, a corrente é ligada por um tempo suficiente para que a carga dos grãos atinja um valor estável, tornando constante a corrente e a diferença de potencial (FIGURA 25). Logo, a corrente é desligada pelo mesmo tempo de injeção, e a diferença de potencial resultante não é medida imediatamente após o corte da corrente, pois o decaimento é gradativo e não abrupto para zero. Dessa forma, os valores são obtidos durante intervalos separados de tempo, normalmente cada um ao longo de poucos milissegundos $(t_1, t_2, t_3)$, fornecendo valores mais consistentes (KEAREY et al., 2002).

O produto resultante do cálculo da área A da curva de decaimento (FIGURA 25) entre o intervalo $t_1$ e $t_2$ observado e dividido pela diferença de potencial antes da corrente ser desligada $\Delta V_C$ é a cargabilidade $M$, dada por (KEAREY et al., 2002):

$$M = \frac{A}{\Delta V_C} = \frac{1}{\Delta V_C} \int_{t_1}^{t_2} v\,(t)dt \qquad (20)$$

onde $A$ é fornecida pelo aparato de medição, a qual é obtida por integração analógica.

FIGURA 25 – CURVA DE DECAIMENTO DO POTENCIAL RELACIONADO AO EFEITO DE POLARIZAÇÃO APÓS A INTERRUPÇÃO DA CORRENTE PRIMÁRIA




FONTE: Modificado de KEAREY et al. (2002).

A cargabilidade pode ser expressa em tempo (ms) ou voltagem (mV/V) e é proporcional à carga total armazenada no solo, sendo atribuída diretamente a medida de concentração do minério (MUSSET e KHAN, 2000; KEAREY et al., 2002).

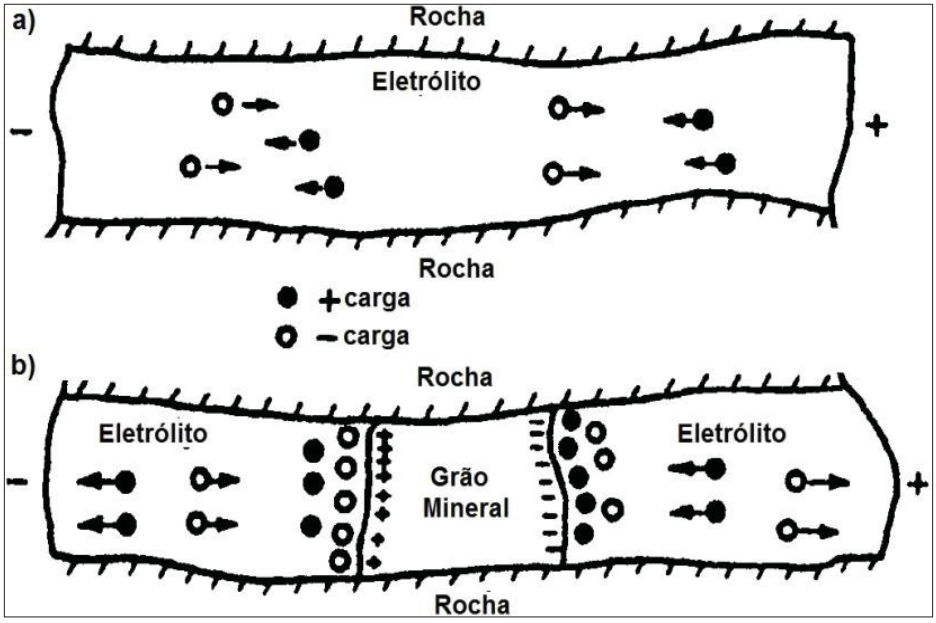
Para realizar a medida das voltagens nos pequenos intervalos de tempo $(t_1, t_2, t_3)$, é estabelecido um período de atraso (*delay time*) que age no sentido de impedir a interferência de outra fonte de energia (Força Eletromotriz - FEM) associada à bateria após o desligamento do circuito (KEAREY et al., 2002; LOWRIE, 2007).

### 3.5.1 Polarização de eletrodo

O fenômeno de polarização de eletrodo ou metálica é a responsável pelo decaimento lento após o corte de corrente e atribuída aos metais ou minerais metálicos em que o processo de condução de corrente ocorre através de elétrons (LOWRIE, 2007).

O efeito de polarização de eletrodo pode ser observado em duas passagens de poros mostradas na seção da rocha (FIGURA 26 a e b). A presença de um grão mineral metálico resulta na acumulação de íons no eletrólito adjacente a cada um, sendo uma ação de eletrólise quando ocorre uma troca de elétrons e fluxos de corrente entre o metal e a solução de íons na interface do poro. Esse efeito é conhecido como sobrevoltagem (TELFORD et al., 1990).

FIGURA 26 – FLUXO ELETROLÍTICO (a) E POLARIZAÇÃO DE ELETRODO (b). A CORRENTE É APLICADA EM AMBAS AS SITUAÇÕES




FONTE: Modificado de TELFORD et al. (1990).

A concentração de íons se mantem pela tensão externa aplicada e pela razão da velocidade do fluxo de corrente no eletrólito ser mais lenta do que o metal. Ao cessar a corrente, a tensão residual diminui, e os íons retornam para seu estado normal de equilíbrio (TELFORD et al., 1990).

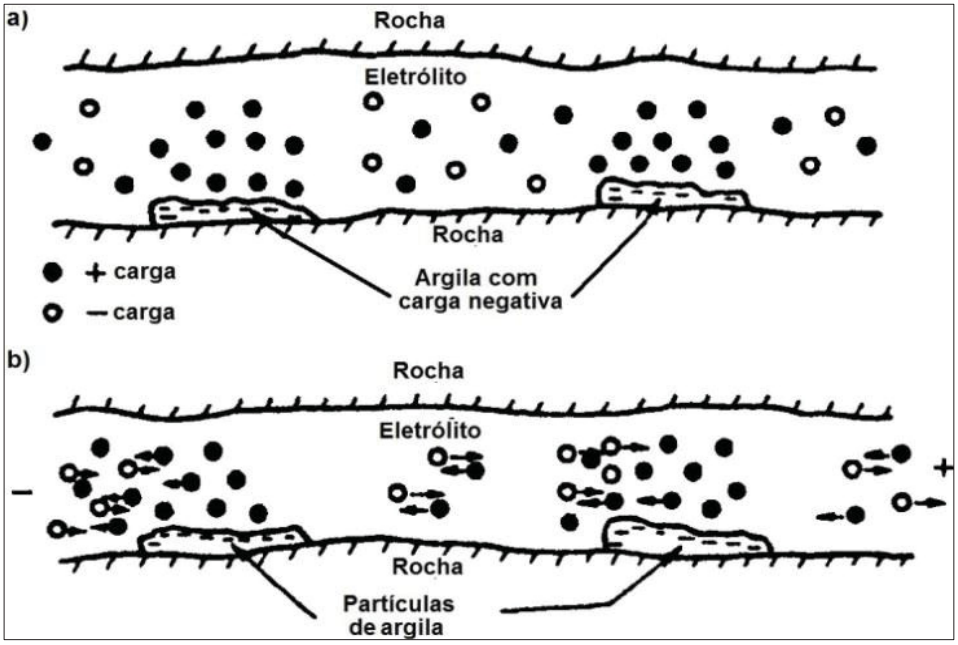
Quase todos os sulfetos exibem polarização de eletrodo por serem condutores eletrônicos. O efeito é mais pronunciado quando o minério está disseminado, pois a área da superfície disponível para a troca iônica-eletrônica é relativamente maior em comparação a corpos maciços (KEAREY et al., 2002). Conforme Telford et al. (1990), a magnitude da polarização de eletrodo ainda depende da fonte de corrente externa, bem como de várias características do meio geológico.

### 3.5.2 Polarização de membrana

A polarização de membrana é resultante da porcentagem de argilominerais na matriz das rochas e da salinidade de fluidos nos poros e fraturas. O efeito é máximo quando os minerais de argila estão dispersos numa matriz de baixa concentração (< 10%) (TELFORD et al., 1990).

O efeito da polarização de membrana pode ser observado na (FIGURA 27 a e b), em que minerais de argila presentes na interface da rocha e do fluido dos poros atraem íons positivos em direção a essa interface.

FIGURA 27 –DISTRIBUIÇÃO NORMAL DE ÍONS (a) E MEMBRANA DE POLARIZAÇÃO GERADA POR UMA CORRENTE APLICADA (b)




FONTE: Modificado de TELFORD et al. (1990).

A concentração de íons positivos normalmente se estende cerca de $10^{-3}$ cm dentro do fluido do poro. Essa distância, sendo da mesma ordem que a espessura do poro, fará com que os íons negativos se acumulem numa extremidade e deixem a outra quando um potencial é aplicado através dele. Após o corte da corrente, os íons retornam para a sua posição original (TELFORD et al., 1990).

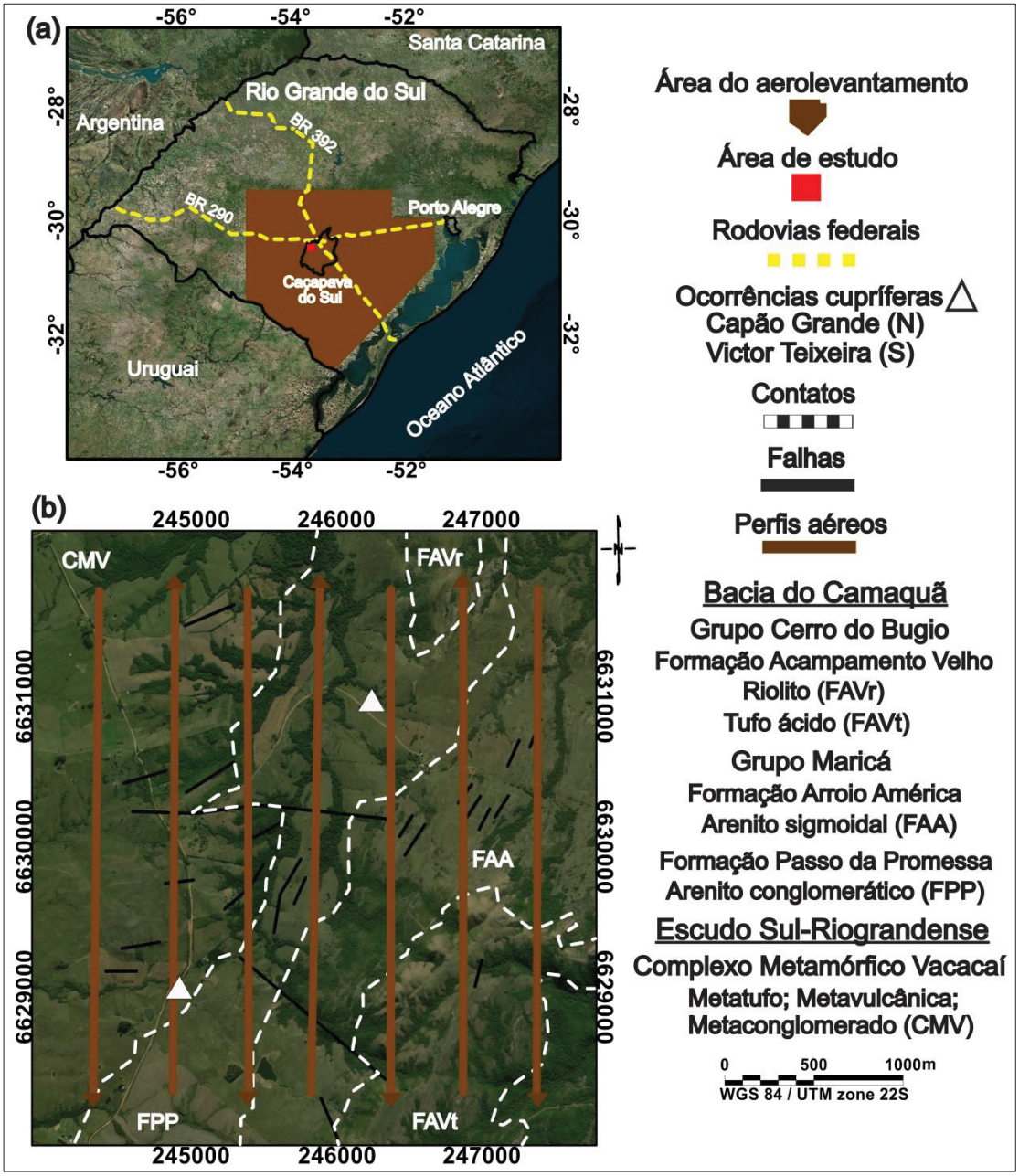
# 4 MATERIAIS E MÉTODOS

## 4.1 AEROGEOFÍSICA

Os dados geofísicos aéreos de magnetometria utilizados neste estudo pertencem ao Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul (CPRM, 2010), composto por 633 linhas de voo de direção N-S e 34 linhas de controle E-W, totalizando 159.789,21 km de perfis percorridos numa área de 75.600,00 $km^2$ da porção centro-sul do estado do Rio Grande do Sul (FIGURA 28a).

Segundo Cordani (2005), a disposição preferencial NE-SW a E-W das unidades geotectônicas investigadas (FIGURA 2), juntamente com as baixas latitudes magnéticas dessa região, foram determinantes para a definição da direção preferencial N-S das linhas de voo.

FIGURA 28 – LOCALIZAÇÃO DO AEROLEVANTAMENTO GEOFÍSICO NO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL (a) E PERFIS AÉREOS DELIMITADOS NA ÁREA DE ESTUDO (b)




FONTE: O autor (2021).

As linhas de voo foram projetadas com espaçamento de 500 m, enquanto as de controle, com 10 km, ambas com altura nominal de voo de 100 m sobre o terreno. As leituras magnéticas foram tomadas por magnetômetros de bombeamento ótico de vapor de césio (Scintrex CS-2) a cada 0,1 segundo, correspondendo a um intervalo de amostragem de aproximadamente 6 m do terreno (CPRM, 2010).

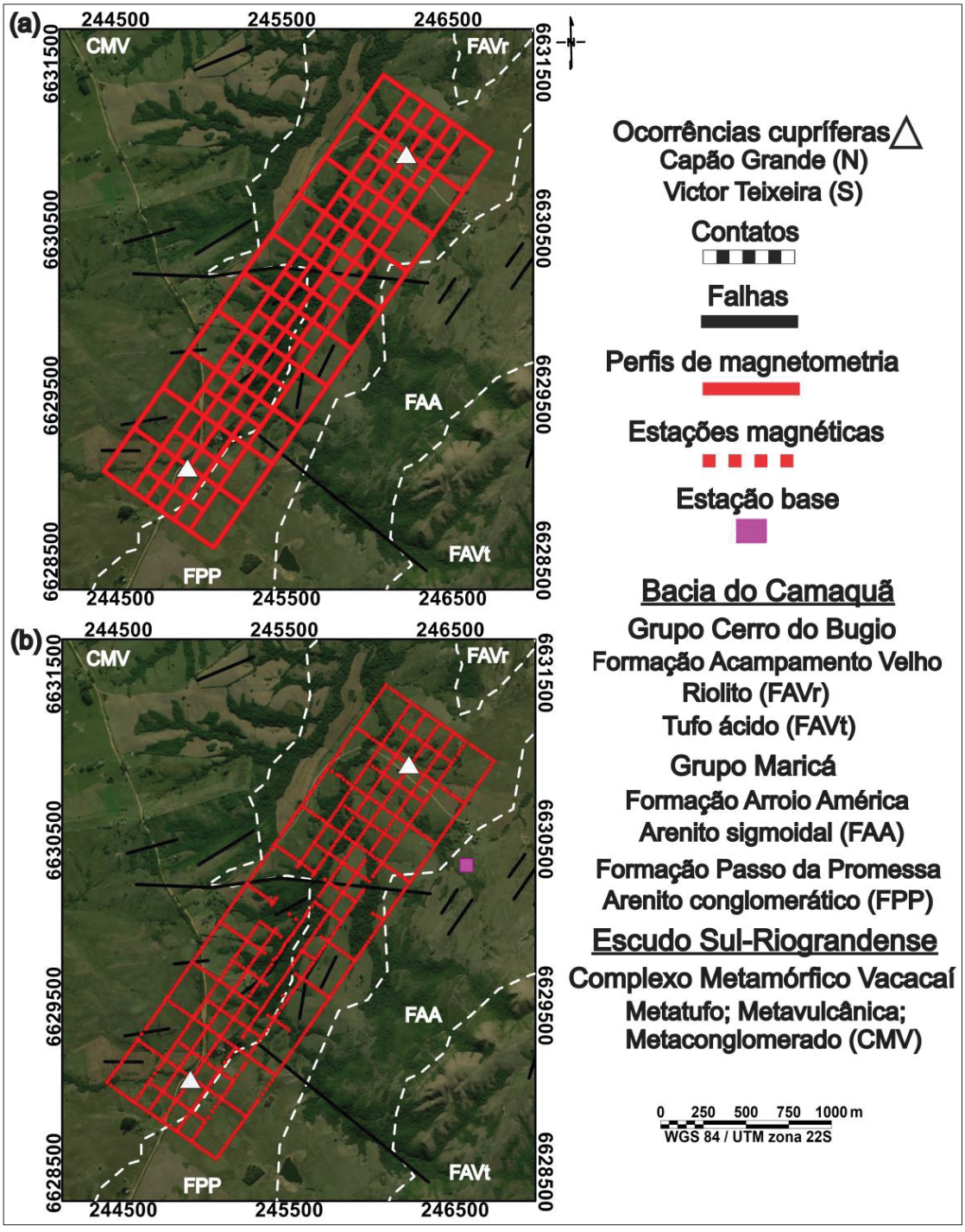
Os limites da área de estudo foram recobertos por 7 linhas de voo de direção N-S e comprimento de 3200 m cada, as quais cruzam as principais litologias e estruturas do mapa geológico (FIGURA 28b).

## 4.2 GEOFÍSICA TERRESTRE

### 4.2.1 Magnetometria

Os dados magnéticos foram adquiridos ao longo de perfis dispostos paralelamente e perpendicularmente à disposição das ocorrências cupríferas Victor Teixeira e Capão Grande (FIGURA 29a).

FIGURA 29 – DISPOSIÇÃO DOS PERFIS MAGNÉTICOS (a) E DAS ESTAÇÕES MEDIDAS (b)




FONTE: O autor (2021).

Os perfis foram executados com comprimentos variados (400 m, 800 m e 2925 m), sendo que a cada 25 m foram coletadas as medidas de intensidade do campo magnético, totalizando 1258 estações (FIGURA 29b). Em cada estação, foram tomadas 3 leituras, de modo a minimizar eventuais discrepâncias.

As medidas foram coletadas por meio de 2 magnetômetros de precessão de prótons, modelo GSM-19, da GEM SYSTEMS (FOTOGRAFIA 10), pertencentes ao Laboratório de Geofísica Aplicada da Universidade Federal do Pampa.

FOTOGRAFIA 10 - MAGNETÔMETROS GSM 19 UTILIZADOS NO ESTUDO



FONTE: O autor (2021).

O magnetômetro do tipo precessão de prótons é o mais utilizado em trabalhos de prospecção devido a sua elevada sensibilidade e praticidade de uso em campo. É constituído por um sensor preenchido com um líquido hidrogenado, uma bobina de polarização e um dispositivo de medição de tensão transiente (KEAREY et al., 2002).

O princípio de funcionamento desse instrumento é baseado na capacidade que os núcleos dos átomos de hidrogênio têm de mudar seu eixo de rotação (spin) quando um campo externo é aplicado. Ao ser removido o campo magnético artificial, os spins tendem a retornar ao seu movimento rotacional natural e a se alinhar ao campo magnético terrestre com uma frequência especifica (de Lamor), proporcional a sua intensidade (LOWRIE, 2007).

O modelo GSM-19 fornece medidas de intensidade do campo magnético com resolução de 0,01 nT e precisão absoluta de 0,2 nT. Diante dessa elevada sensibilidade, é recomendado que as medidas sejam realizadas longe de objetos que contenham quantidades consideráveis de ferro, tais como trilhos de trem, cercas de arame, veículos, etc. O operador também deve evitar o uso de cintos, bússolas, facas, anéis e celulares (TELFORD et al., 1990; KEAREY et al., 2002).

A metodologia de aquisição adotada no presente trabalho foi baseada no uso de um magnetômetro como base, fazendo leituras continuas numa estação fixa, e outro móvel, adquirindo as medidas magnéticas nas estações de interesse.

O intervalo de medidas utilizado na estação base foi de 60 s durante o dia de aquisição. A estação base foi posicionada fora da malha de aquisição, de modo a não sofrer interferência dos valores anômalos locais dos possíveis alvos de interesse (FIGURA 29b). O local também foi definido mediante a ausência de interferências antrópicas.

### 4.2.2 Gravimetria

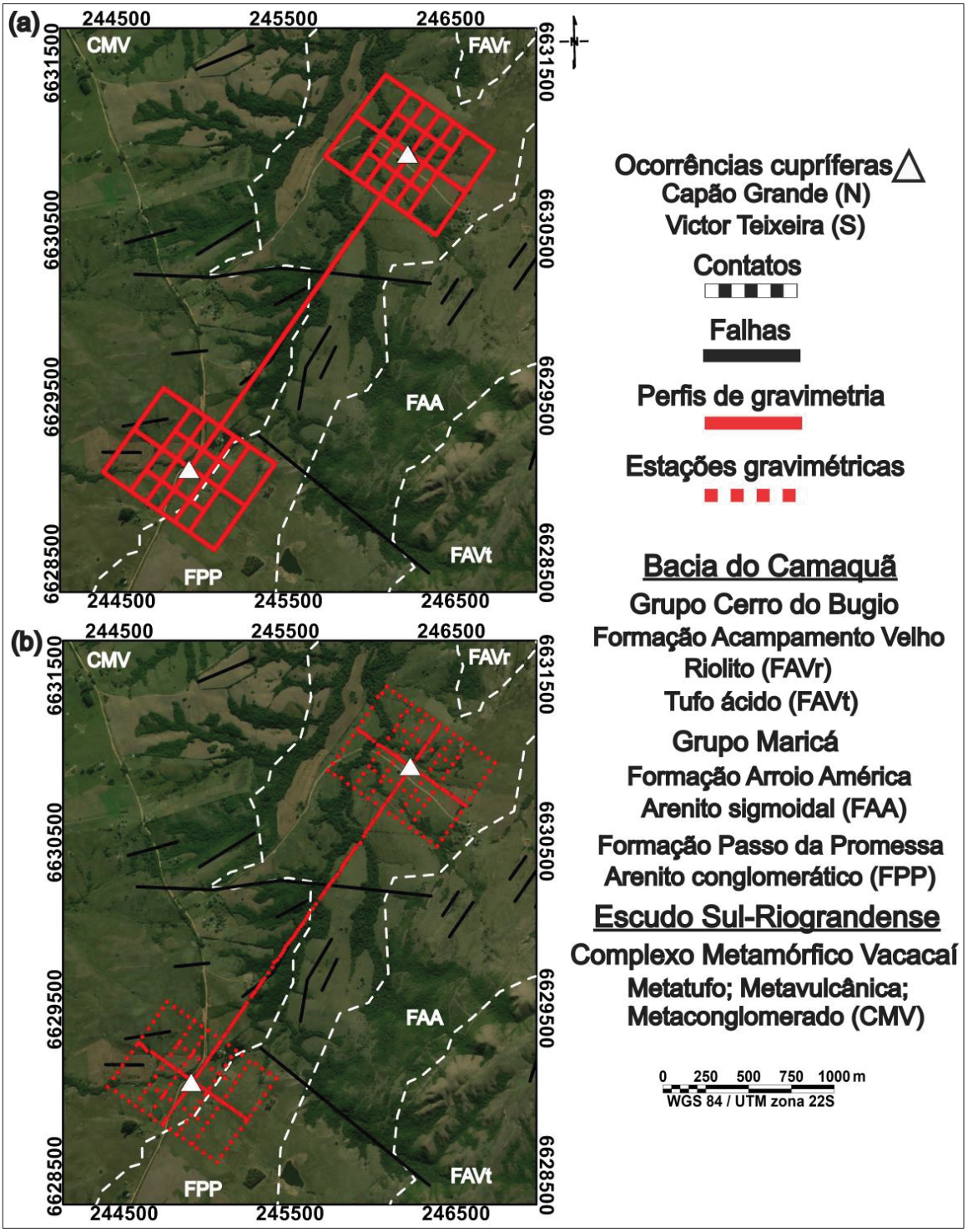
Os dados gravimétricos foram adquiridos apenas nas duas subáreas correspondentes ao entorno das ocorrências de cobre e no perfil NE-SW que as conecta (FIGURA 30a).

As medidas de gravidade foram tomadas a cada 25 m nos perfis que cruzam os afloramentos mineralizados e a cada 50 m nos demais, totalizando 441 estações de medidas (FIGURA 30b), coletadas por meio do gravímetro Autograv CG5, fabricado pela Scintrex (FOTOGRAFIA 11), pertencente ao Laboratório de Geofísica Aplicada da Universidade Federal do Pampa.

O Autograv CG5 consiste basicamente em um microprocessador automatizado com resolução de leitura de 0,001 mGal, o que permite sua utilização tanto em investigações de escala regional quanto em investigações de detalhes (TEIXEIRA, 2012).

As leituras são exibidas diretamente em mGals e podem ser armazenadas na memória do equipamento. Seu sistema cinético de montagem sobre um tripé aumenta ainda mais a estabilidade do instrumento (FOTOGRAFIA 11). Os sensores de medidas estão montados numa câmara de vácuo com temperatura estabilizada, garantindo uma excelente proteção contra variações térmicas e de pressão atmosférica, possibilitando sua utilização em diversos ambientes (TEIXEIRA, 2012).

FIGURA 30 – DISPOSIÇÃO DOS PERFIS GRAVIMÉTRICOS (a) E DAS ESTAÇÕES MEDIDAS (b)




FONTE: O autor (2021).

O procedimento adotado na obtenção dos dados gravimétricos foi o de utilizar uma estação base conhecida para abertura do levantamento, depois seguindo para as estações programadas para o dia e ao final fazendo o fechamento na mesma estação base inicial.

FOTOGRAFIA 11 - AUTOGRAV CG5 EMPREGADO NAS MEDIDAS GRAVIMÉTRICAS




FONTE: O autor (2021).

A estação base de referência utilizada foi a da Igreja Matriz de Caçapava do Sul (FOTOGRAFIA 12), integrante da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira, cujas informações são as seguintes: a) gravidade absoluta: 979.274,670 mGal; b) altitude: 444,895 m e c) coordenadas UTM: 260.050 X; 6.621.240 Y (IBGE, 2018).

FOTOGRAFIA 12 - MARCO DA ESTAÇÃO BASE DA IGREJA MATRIZ DE CAÇAPAVA DO SUL COM O GRAVÍMETRO AUTOGRAV CG5

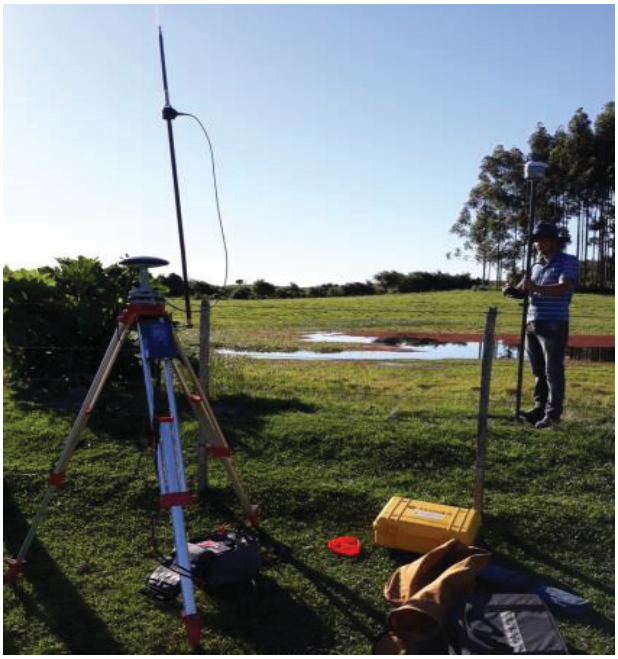


FONTE: O autor (2021).

O gravímetro Autograv CG5 foi configurado de modo que a tomada de medidas tanto na estação base quanto nas estações de interesse fossem realizadas após um ciclo de 90 s de leituras continuas.

O georreferenciamento das estações gravimétricas foi realizado por meio de dois receptores GPS/GLONASS/SBAS L1/L2, modelo ProMark 700, da Spectra Precision (FOTOGRAFIA 13).

FOTOGRAFIA 13 - RECEPTORES RTK UTILIZADOS NO GEORREFERENCIAMENTO DAS ESTAÇÕES GRAVIMÉTRICAS



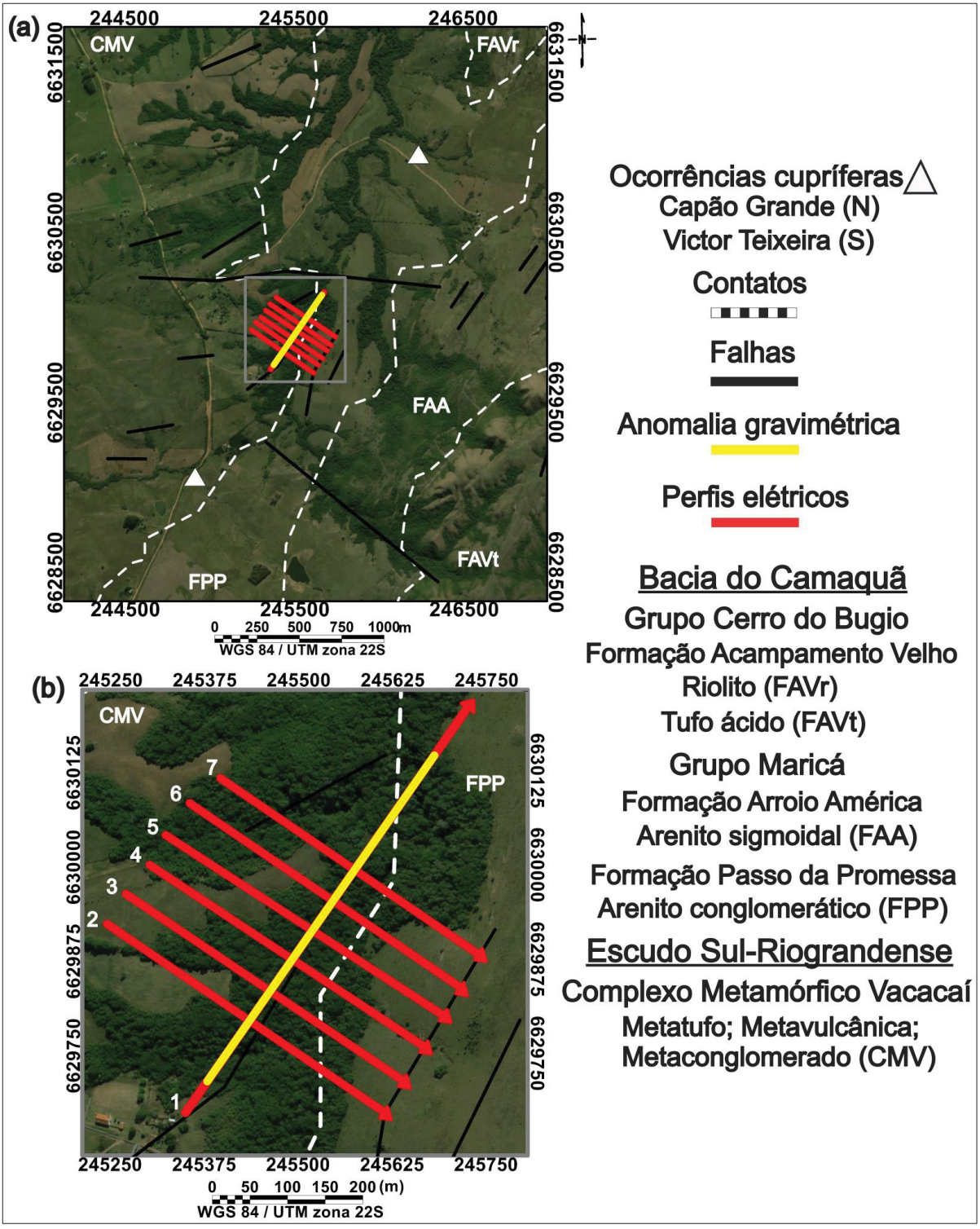
FONTE: O autor (2021).

O ProMark 700 foi desenvolvido especificamente para uso em rede RTK (*Real Time Kinematic*). Apresenta um sistema GNSS (*Global Navigation Satellite System*) com 200 canais e atinge precisão cinemática horizontal de 10 mm e vertical 20 mm.

### 4.2.3 Eletrorresistividade e Polarização induzida

O registro de uma anomalia gravimétrica de máxima amplitude entre as ocorrências de cobre Victor Teixeira e Capão Grande (FIGURA 31a) motivou o detalhamento por métodos da eletrorresistividade e da polarização induzida. Dessa forma, foram planejados e executados 7 perfis de imageamento elétrico em arranjo Wenner-Schlumberger, com espaçamento de 10 m entre eletrodos, sendo um deles ao longo da anomalia alvo, com 600 m de comprimento, e os demais perpendiculares, com 400 m cada e espaçados de 50 m (FIGURA 31b), por meio dos quais foram realizadas as leituras de resistividade e cargabilidade aparentes.

FIGURA 31 – DISPOSIÇÃO DA ANOMALIA GRAVIMÉTRICA ENTRE AS OCORRÊNCIAS DE COBRE (a) E PERFIS ELÉTRICOS DE DETALHAMENTO (b)




FONTE: O autor (2021).

O equipamento utilizado para a obtenção das medidas de resistividade e cargabilidade aparentes foi o Terrameter LS (FOTOGRAFIA 14), fabricado pela ABEM *Instrument* e pertencente ao Laboratório de Geofísica da Universidade Estadual Paulista (UNESP).

FOTOGRAFIA 14 - TERRAMETER LS UTILIZADO NO IMAGEAMENTO ELÉTRICO




FONTE: O autor (2021).

O Terrameter LS possibilita, além da realização dos ensaios utilizados neste estudo (eletrorresistividade e polarização induzida), a aplicação de potencial espontâneo. De modo geral, consiste num único módulo de transmissão e recepção de sinais automatizados a partir de programação prévia, o qual dispõe ainda de cálculo automático da resistência de contato, desvio padrão do conjunto de medidas e registro automático dos dados em memória interna. Apresenta como principais especificações técnicas 250 W de potência, corrente de 2,5 V, resolução de 1 $\mu$V e 84 canais de aquisição.

O equipamento foi programado para realizar leituras concomitantes de resistividade e cargabilidade, calibradas com os seguintes parâmetros: tempo de injeção de corrente de 1 s, corrente mínima de 200 mA e máxima de 500 mA, duas janelas de leitura fixas com 100 ms cada e início de leitura após o corte de corrente (*delay time*) de 0,2 s.

Como geralmente ocorrem ruídos nos levantamentos de polarização induzida devido à resistência de contato entre o eletrodo metálico e a superfície do solo, foram utilizados eletrodos cerâmicos não polarizáveis tanto para a injeção de corrente elétrica quanto para as medidas das diferenças de potencial (FOTOGRAFIA 15). Esses eletrodos são preenchidos por uma solução supersaturada de sulfato de cobre ($CuSO_4$), que flui através da base cerâmica porosa até o solo, minimizando a resistência de contato e a geração de ruídos.

FOTOGRAFIA 15 - ELETRODO NÃO POLARIZÁVEL INSTALADO EM COVA E CONECTADO AO CABO MULTICANAIS POR FIO DE COBRE



FONTE: O autor (2021).

A instalação dos eletrodos não polarizáveis aos cabos multicanais passa pelas seguintes etapas: (i) disposição dos cabos ao longo dos perfis de investigação, (ii) abertura de covas para contato direto com o solo, (iii) umedecimento das covas para diminuir a resistência de contato, (iv) preenchimento dos eletrodos com a solução de sulfato de cobre e (v) conexão aos cabos multicanais por meio de fios de cobre.

## 4.3 ENSAIOS DE DENSIDADE

A determinação de densidade dos principais litotipos reconhecidos na área de estudo foi desenvolvida com base no princípio de Arquimedes, por meio de um sistema de medição para balanças de precisão da Gehaka, composto por um suporte superior para pesagem a seco, copo para o liquido de densidade conhecida, cesto para efetuar a pesagem molhada e base para colocação do copo (FOTOGRAFIA 16).

O sistema de medidas de densidade e a balança de precisão pertencem ao Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR), da Universidade Federal do Paraná.

As amostras de xistos, quartzitos, arenitos, pelitos e riolitos coletadas em campo precisaram ser quebradas para atender os limites de medida do sistema adotado na balança de precisão. A quebra das amostras foi realizada mecanicamente com auxílio de martelo.

FOTOGRAFIA 16 - BALANÇA DE PRECISÃO COM O SISTEMA DE MEDIÇÃO DE DENSIDADE




FONTE: O autor (2021).

Para cada litotipo fragmentado, foram selecionadas três amostras para a determinação das densidades, sendo ao final realizada uma média simples. Dessa forma, as amostras selecionadas foram inicialmente pesadas a seco e depois em água. Por fim, foi empregada a fórmula abaixo para o cálculo dos valores de densidade:

$$D = \frac{\text{Peso seco x Densidade da água}}{\text{Peso seco} - \text{Peso molhado}} \quad (21)$$

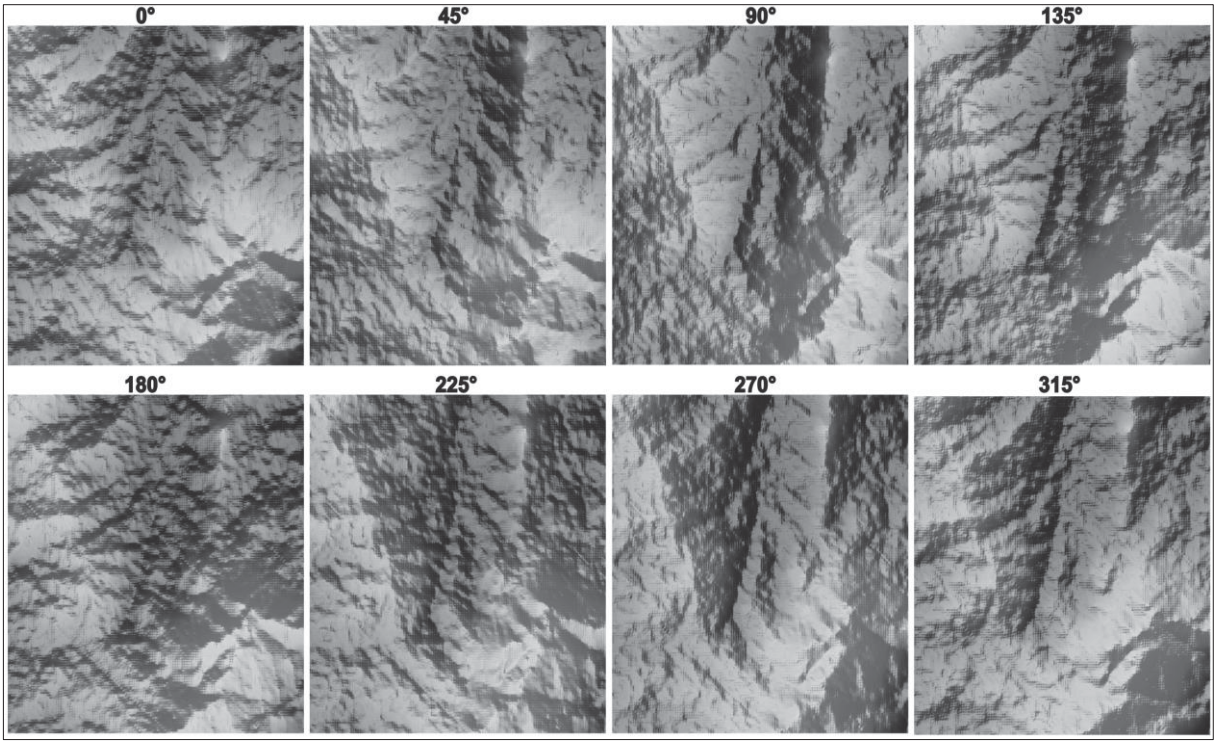
O valor de densidade adotado para a água com 22,3°C de temperatura foi de 0,9978 g/cm$^3$.

## 4.4 LINEAMENTOS DE SUPERFÍCIE

Um lineamento é definido como uma feição linear, retilínea ou suavemente encurvada que pode ser mapeada na superfície terrestre. Tal mapeamento pode levar ao reconhecimento de importantes elementos tectônicos de um terreno, pois podem refletir os fenômenos de subsuperfície associados aos movimentos dos blocos falhados (O´LEARY et al., 1976).

A identificação e extração de lineamentos de superfície foram realizadas a partir da análise visual de imagens orbitais derivadas do modelo digital de elevação com resolução espacial de 90 m SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), baseada no realce por sombreamento segundo as direções 0°, 45°, 90º, 135º, 180º, 225º, 270º e 315º (FIGURA 32), por meio do programa Quantum Gis, versão 3.8.

FIGURA 32 – DIFERENTES DIREÇÕES DE SOMBREAMENTO APLICADAS AS IMAGENS SRTM




FONTE: O autor (2021).

O projeto SRTM é um sistema radar baseado na técnica de interferometria para a geração do modelo numérico do terreno. Foi desenvolvido pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), em parceria com o *Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt* (DLR) e a *Agenzia Spaziale Italiana* (ASI), para recobrimento global com operação na banda C (RABUS, 2003).

# 5 PROCESSAMENTO DE DADOS GEOFÍSICOS POTENCIAIS E ELÉTRICOS

## 5.1 CORREÇÕES E GERAÇÃO DE MAPAS POTENCIAIS

Os dados magnéticos do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul foram disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil em arquivo digital ASCII

(.xyz), incluindo as correções de rotina, como erro de paralaxe, remoção da variação diurna, nivelamento e micronivelamento de perfis e remoção do *International Geomagnetic Reference Field* - IGRF (CPRM, 2010).

Por sua vez, os dados magnéticos terrestres, após supressão de dados espúrios, foram corrigidos da variação diurna e do IGRF (TELFORD et al., 1990; LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002; MILSOM, 2003; DENTITH e MUDGE, 2014).

A correção da variação magnética diurna foi realizada por meio da correlação automática dos dados coletados pelos magnetômetros base e móvel no programa GEMLink, da GEM SYSTEMS, balizada no horário das aquisições e no *datum* magnético obtido para o centro da área de estudo (22475 nT) no site da NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*).

A correção IGRF foi realizada por meio da subtração dos dados corrigidos da variação magnética diurna pelos valores do modelo teórico do campo magnético interno, calculados para cada estação magnética da área de estudo, com base no modelo magnético mundial corrigido para o ano de 2018.

Os dados gravimétricos terrestres também foram submetidos às correções de rotina padrão da literatura, como deriva instrumental, maré, latitude, altitude e terreno, bem como o cálculo das anomalias Ar Livre e Bouguer (TELFORD et al., 1990; LUIZ e SILVA, 1995; KEAREY et al., 2002; LOWRIE, 2007; HINZE et al., 2013).

As anomalias Ar-Livre e Bouguer foram definidas conforme a equação de latitude de Heiskanen e Moritz (1967) e com uma densidade crustal média de 2,67 g/cm$^3$. A correção de terreno foi desenvolvida a partir da correlação de dados altimétricos das estações locais e do modelo digital de elevação regional SRTM, baseada nos métodos descritos por Kane (1962) e Nagy (1966).

A criação de mapas magnéticos e gravimétricos foi realizada de acordo com a interpolação dos dados corrigidos e georreferenciados sob a forma de malhas regulares, de dimensões equivalentes a ¼ do espaçamento entre as linhas de aquisição.

No caso dos dados aeromagnéticos, foram adotados uma malha quadrada de 125 m x 125 m e o interpolador bidirecional (REEVES, 2005; ISLES e RANKIN, 2013), enquanto para os dados magnéticos e gravimétricos terrestres foram usadas a mínima curvatura (BRIGGS, 1974) e malha retangular de 37,5 m.

## 5.2 FILTRAGENS E TÉCNICAS DE REALCE DE ANOMALIAS POTENCIAIS

O primeiro filtro empregado foi a redução ao polo sobre os dados magnéticos aéreos e terrestres para se obter o melhor posicionamento das anomalias sobre suas fontes causativas. O segundo filtro compreendeu a continuação ascendente sobre os dados magnéticos e gravimétricos terrestres para melhoramento da relação sinal/ruído.

A redução ao polo (RTP) é comumente empregada para minimizar o efeito dipolar do campo geomagnético, transformando a anomalia para a forma que teria se estivesse no polo magnético (inclinação $\mathrm{I}$=90°; declinação $\mathrm{D}$=0°) (BARANOV, 1957; BARANOV e NAUDY, 1964).

Considerando apenas a magnetização induzida, a RTP permite posicionar as anomalias o mais próximo possível das fontes causativas através da seguinte expressão (GRANT e DODDS, 1972; MACLEOD et al., 1993a, 1993b; LI, 2008):

$$\mathrm{RTP}(\theta) = \frac{[\sin(\mathrm{I}) - i\cos(\mathrm{I})\cos(\mathrm{D}-\theta)]^2}{[\mathrm{Sin}^2(\mathrm{Ia}) + \mathrm{Cos}^2(\mathrm{Ia})\,\mathrm{Cos}^2(\mathrm{D}-\theta)]\cdot[\mathrm{Sin}^2(\mathrm{I}) + \mathrm{Cos}^2(\mathrm{I})\,\mathrm{Cos}^2(\mathrm{D}-\theta)]} \quad (22)$$

onde $\theta$ é a direção do número de onda e $\mathrm{Ia}$ é a inclinação para correção da amplitude ou pseudoinclinação, que é o ângulo complementar ao da inclinação verdadeira.

A pseudoinclinação foi introduzida na equação da RTP para a obtenção de respostas mais estáveis em baixas inclinações magnéticas (caso da área de estudo). Esse parâmetro também suprime a amplitude e a potência na direção da inclinação magnética (MACLEOD et al., 1993a, 1993b; LI, 2008).

Os valores utilizados na equação da RTP para os dados magnéticos aéreos e terrestres foram, respectivamente, $\mathrm{D}$ = -13,47°, $\mathrm{I}$ = -36,60° e $\mathrm{Ia}$ = -53,4°; e $\mathrm{D}$ = -14,99°, $\mathrm{I}$ = -38,79° e $\mathrm{Ia}$ = -51, 21°. Esses parâmetros foram definidos segundo a data média do período das aquisições, sendo 22 de junho de 2010 para o aerolevantamento e 17 de dezembro de 2017 para o levantamento terrestre.

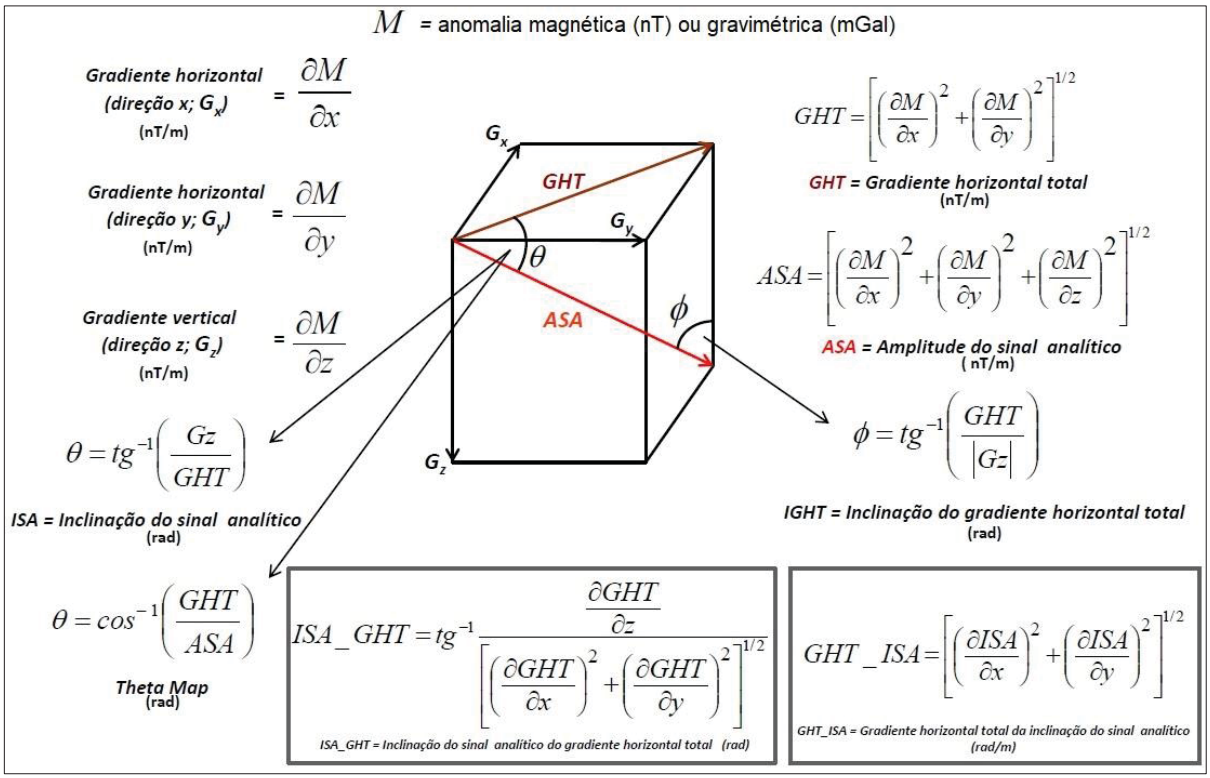
A continuação ascendente simula a aquisição de dados em alturas superiores ao nível das estações medidas, removendo ou minimizando os sinais de alta frequência e ruídos. Além disso, quase não produz nenhum efeito de borda e é frequentemente empregada para comparar dados levantados em diferentes altitudes (JACOBSEN, 1987; MILLIGAN e GUNN, 1997). Sua expressão pode ser dada por:

$$\mathrm{L}(\mathrm{r}) = \mathrm{e}^{-\mathrm{hr}} \quad (23)$$

onde h é a altura para continuação em relação ao plano de observação e r é o número de onda.

As principais técnicas de realce de anomalias potenciais conhecidas na literatura (FIGURA 33) foram testadas diretamente sobre a malha dos dados aeromagnéticos reduzidos ao polo, dos dados magnéticos terrestres reduzidos ao polo e continuados e dos dados terrestres continuados da anomalia Bouguer. Todavia, a Inclinação do Sinal Analítico (MILLER e SINGH, 1994) e o *Theta Map* (WIJNS et al., 2005) se destacaram pela melhor coerência com as falhas e contatos do mapa geológico da Figura 3a, de modo que constituíram a base para a demarcação dos lineamentos do arcabouço estrutural de subsuperfície na área de estudo.

FIGURA 33 – PRINCIPAIS MÉTODOS DE REALCE DE ANOMALIAS POTENCIAIS




FONTE: Modificado de CASTRO (2014).

A inclinação ou fase do sinal analítico (ISA) de ordem zero é definida como o arco tangente da razão entre a primeira derivada vertical e o gradiente horizontal total, expresso por:

$$\mathrm{ISA} = \mathrm{tg}^{-1}\left[\frac{\frac{\partial \mathrm{M}}{\partial \mathrm{z}}}{\left[\left(\frac{\partial \mathrm{M}}{\partial \mathrm{x}}\right)^2+\left(\frac{\partial \mathrm{M}}{\partial \mathrm{y}}\right)^2\right]^{\frac{1}{2}}}\right] \qquad (24)$$

A ISA pode ser utilizada para detectar fontes e para prover informações sobre suas extensões horizontais, devido a sua propriedade de ser positiva acima da fonte, cruzar o zero próximo das bordas e ser negativa fora da fonte. Detecta igualmente bem os sinais de fontes rasas e profundas, sobretudo em áreas magnetizadas (MILLER e SINGH, 1994). Segundo Thurston e Smith (1997), Salem et al. (2007) e Fairhead et al. (2008), também é possível realizar estimativas sobre o mergulho e o contraste de susceptibilidade magnética das fontes anômalas.

Uma limitação da ISA se refere ao fato de o processamento não distinguir muito bem os sinais derivados das estruturas geológicas dos ruídos, podendo resultar uma série de artefatos irreais. Dessa forma, sua interpretação não deve ser realizada de forma isolada, mas em comparação com outras técnicas de realce (MILLER e SINGH, 1994; THURSTON e SMITH, 1997).

O *Theta map* $(\theta)$ compreende o arco cosseno do quociente entre o gradiente horizontal total e a amplitude do sinal analítico:

$$\theta = \cos^{-1}\left[\frac{\left[\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2+\left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2\right]^{\frac{1}{2}}}{\left[\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2+\left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2+\left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2\right]^{\frac{1}{2}}}\right] \quad (25)$$

É empregado para delinear contatos, posicionando as anomalias diretamente sobre suas fontes, independentemente da variação de profundidade. Foi desenvolvido para locais de baixas latitudes magnéticas (caso da área de estudo), mas pode ser aplicado aos dados reduzidos ao polo (WINJS et al., 2005).

## 5.3 DETERMINAÇÃO DE PROFUNDIDADE DE FONTES DE ANOMALIAS POTENCIAIS

As profundidades das fontes causativas de anomalias potenciais foram estimadas pela deconvolução de Euler (dados aéreos e terrestres) e pelo espectro de potência radial (dados terrestres).

As soluções de Euler também foram usadas para balizamento dos lineamentos do arcabouço estrutural, enquanto o espectro de potência ainda possibilitou a definição dos valores utilizados nas continuações dos dados terrestres magnéticos (40 m) e gravimétricos (50 m).

Conforme Thompson (1982) e Blakely (1995), a deconvolução de Euler possibilita a estimativa de localização e profundidade de fontes causativas de anomalias potenciais de acordo com uma varredura na malha de dados através de janelas móveis.

O cálculo dessas estimativas, ou soluções, é realizado com base na inversão da equação de homogeneidade de Euler, a qual relaciona os campos magnético e gravimétrico e suas derivadas horizontais e vertical com a localização das fontes, por meio do grau de homogeneidade, interpretado como um índice estrutural (THOMPSON, 1982; LA FEHR e NABIGHIAN, 2012):

$$(\mathrm{x}-\mathrm{x}_0)\frac{\partial \mathrm{M}}{\partial \mathrm{x}}+(\mathrm{y}-\mathrm{y}_0)\frac{\partial \mathrm{M}}{\partial \mathrm{y}}(\mathrm{z}-\mathrm{z}_0)\frac{\partial \mathrm{M}}{\partial \mathrm{z}}=\eta.(\mathrm{B}-\mathrm{M}) \quad (26)$$

onde $\mathrm{x}_0, \mathrm{y}_0, \mathrm{z}_0$ marcam a posição da fonte magnética e $\mathrm{M}$ é o campo medido no ponto (x, y, z). O valor $\mathrm{B}$ representa o campo regional e $\eta$ o índice estrutural.

Segundo Thompson (1982), o índice estrutural é definido pela taxa de mudança da intensidade do campo potencial frente à distância entre a fonte e o detector, para uma determinada geometria do modelo. Sua escolha deve ser sempre fundamentada no conhecimento geológico prévio, sendo as feições relacionadas a formas geométricas simples, para as quais são utilizados valores padrão para corpos magnéticos e gravimétricos (TABELA 6).

O grau de concentração das soluções de Euler determina sua aplicabilidade, sendo aceitáveis quando as soluções estão alinhadas em modelos 2D, ou superpostas em modelos 3D (REID et al., 1990; LA FEHR e NABIGHIAN, 2012).

TABELA 6 – ÍNDICES ESTRUTURAIS PARA CORPOS MAGNÉTICOS E GRAVIMÉTRICOS.

| **Corpos Magnéticos** | **Índice Estrutural** | **Corpos Gravimétricos** | **Índice Estrutural** |
|---|---|---|---|
| Contato/degrau | 0 | Soleira/dique/degrau | 0 |
| Soleira/dique | 1 | Cilindro/pipe | 1 |
| Cilindro/pipe | 2 | Esfera | 2 |
| Esfera | 3 | | |

FONTE: Adaptado de REID et al. (1990) e LA FEHR e NABIGHIAN (2012).

O espectro de potência radial representa a malha de dados potenciais no domínio da frequência por meio de um gráfico bidimensional, cujo eixo X indica o número de onda e o eixo Y o logaritmo do espectro de potência - Log E(r), equivalente a $4\pi r$. Desta forma, a seguinte equação possibilita o cálculo da profundidade média de um conjunto estatístico de fontes (SPECTOR e GRANT, 1970):

$$\mathrm{h} = -\mathrm{s}/4\pi \tag{27}$$

sendo $\mathrm{h}$ a profundidade e $\mathrm{s}$ a declividade do logaritmo do espectro de potência.

As quebras de declividade do espectro de energia permitem a decomposição do sinal em fontes profundas, intermediárias, rasas e ruídos. A separação regional/residual também pode ser inferida, pois o sinal atribuído a fontes profundas pode ser considerado como a anomalia regional, enquanto o sinal mais raso como a anomalia residual (SPECTOR e GRANT, 1970; COWAN e COWAN, 1993).

## 5.4 MODELAGEM GRAVIMÉTRICA 2D

A criação de modelos geológicos baseados em anomalias gravimétricas ou magnéticas consiste fundamentalmente na concepção de um modelo físico/matemático no qual a resposta geofísica é inserida num modelo da Terra, possibilitando a caracterização de limites e profundidades das principais litologias e feições estruturais reconhecidas em superfície, assim como aquelas não aflorantes.

A modelagem gravimétrica direta foi elaborada na extensão GM-SYS 2D, produzida pela *Northwest Geophysical Associates* (NGA), que permite a interação entre os valores observados (magnéticos ou gravimétricos) e a resposta da curva calculada do modelo geológico resultante, baseado em blocos planos bidimensionais, cujos limites positivos e negativos do eixo Y do perfil tendem ao infinito.

Os métodos utilizados para o cálculo da resposta do modelo gravimétrico pelo GM-SYS 2D são baseados em Talwani et al. (1959), fazendo uso dos algoritmos descritos por Marquardt (1963) e Won e Beavis (1987).

É importante considerar que pode haver diferentes modelos geológicos que satisfaçam uma mesma anomalia geofísica (ambiguidade). Dessa forma, o intérprete sempre deve se basear nas características geológicas e estruturais disponíveis para a área de estudo, assim como utilizar parâmetros físicos calculados para os principais litotipos verificados em campo.

## 5.5 MODELOS DE PROFUNDIDADE DE RESISTIVIDADE E CARGABILIDADE

Os dados obtidos nos imageamentos elétricos inicialmente expressos em pseudosseções de resistividade e cargabilidade aparentes necessitam passar pelo processo de inversão para serem apresentados segundo modelos de profundidade 2D, pois as pseudosseções não refletem a distribuição verdadeira dos parâmetros físicos, assim como a profundidade real e as geometrias das estruturas de subsuperfície (GANDOLFO, 2007).

Desta forma, o programa RES2DINV foi utilizado para o procedimento de inversão por suavização, o qual reconhece a subsuperfície como blocos retangulares com valores constantes para o parâmetro físico investigado, a partir do ajustamento iterativo das medidas obtidas no campo (GEOTOMO, 2003).

Os dados dos modelos 2D de resistividade e cargabilidade de cada seção georreferenciada foram reunidos num único arquivo e interpolados por mínima curvatura para a geração de mapas multiníveis, abrangendo profundidades desde as proximidades da superfície até cerca de 80 m, totalizando 8 níveis separados de 10 m. Essa forma de apresentação de dados visou ao melhor reconhecimento dos padrões espaciais das anomalias de resistividade e cargabilidade.

Voxels também foram gerados para visualizar, no espaço tridimensional, o formato geométrico das anomalias de resistividade e cargabilidade**.** Essa forma de apresentação foi realizada com base na interpolação por krigagem dos dados dos modelos 2D, de acordo com células de 15 m. Ao final do processo, uma suavização foi aplicada sobre a visualização padrão (pixels) para melhor realçar os contrates das respectivas propriedades físicas.

## 5.6 PROGRAMA OASIS MONTAJ

O programa Oasis Montaj, versão 9.6 (GEOSOFT, 2019), constituiu a base operacional para o desenvolvimento dos cálculos dos valores teóricos de campo interno dos dados magnéticos terrestres (via extensão IGRF), das correções gravimétricas (via extensão *Gravity*), da elaboração dos mapas potencias aéreos e terrestres, da aplicação dos filtros e técnicas de realce, da deconvolução de Euler, do espectro de potência radial, da modelagem gravimétrica (via extensão GM-SYS 2D), da representação final dos modelos de resistividade e cargabilidade invertidos pelo RES2DINV, dos mapas multiníveis de profundidade e dos Voxels de visualização 3D.

# 6 RESULTADOS

## 6.1 INTRODUÇÃO AOS ARTIGOS

O Artigo I, intitulado “Geophysical-structural framework in a mineralized region of Northwesternmost Camaquã Basin, Southern Brazil”, foi publicado na revista Geofísica Internacional da Universidade Nacional Autónoma de México (UNAM). A temática central desse artigo trata da caracterização de um arcabouço geofísico-estrutural da área com as ocorrências cupríferas Victor Teixeira e Capão Grande, a partir da análise e correlação de dados geofísicos potenciais aéreos e terrestres, apoiados por dados geológicos e de satélite (PEREIRA et al., 2021a).

O Artigo II, denominado “Geophysical characterization of a potentially mineralized target in copper sulfides in the northwest limit of Camaquã basin, Brazil”, foi publicado na revista Pure and Applied Geophysics da editora Springer. Nesse artigo, são apresentadas as fases de reconhecimento gravimétrico e detalhamento elétrico de um alvo potencialmente mineralizado em sulfetos no intervalo central entre as ocorrências de cobre (PEREIRA et al., 2021b).

O arcabouço geofísico-estrutural delineado no Artigo I mostrou que as duas ocorrências cupríferas fazem parte de uma rede de lineamentos interligados em subsuperfície, que podem representar os condutos preferenciais para a percolação de fluídos hidrotermais, corroborando a hipótese de uma possível existência de conexão entre as mineralizações. Ainda, foi salientada a importância do cruzamento de estruturas NE-SW e NW-SE como guia prospectivo para busca de alvos potenciais de cobre, sendo possível a indicação de uma área favorável no intervalo central entre as ocorrências. Nessa área, o Artigo II evidencia uma anomalia Bouguer de grande amplitude, explicada por um modelo gravimétrico 2D como um corpo expressivo de densidade equivalente a calcocita. O detalhamento elétrico desse corpo revelou associação entre uma zona condutiva e duas polarizáveis abaixo de 60 m de profundidade, provavelmente associada a sulfetos de cobre. Áreas superficiais de elevada resistividade foram interpretadas como zonas de silicificação nas rochas encaixantes (PEREIRA et al., 2021a; PEREIRA et al., 2021b).

6.2 ARTIGO I – DOI: https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2021.60.2.2085.

*Geofísica Internacional (2021) 60-2: 101-123.* 

Original paper

# GEOPHYSICAL-STRUCTURAL FRAMEWORK IN A MINERALIZED REGION OF NORTHWESTERNMOST CAMAQUÃ BASIN, SOUTHERN BRAZIL

Henrique Garcia Pereira[1*], Francisco José Fonseca Ferreira[2], César Augusto Moreira[3] and Vinicius Antunes Ferreira da Silva[4]

Received: July 28, 2020; accepted: January 1, 2021; published online: April 1, 2021

## RESUMEN

Los mapas magnéticos y gravimétricos (aéreos y/o terrestres) suministran información importante sobre la distribución espacial de las fuentes del sustrato geológico, las cuales normalmente tienen propiedades físicas y geometrías diferentes. Estas fuentes también pueden estar localizadas a distintas profundidades, complicando la identificación de las correspondientes estructuras geológicas. Técnicas de filtrado y de realce de anomalías potenciales, pueden ser utilizadas para realzar ciertas características de interés (como el centro y el borde de las fuentes), para remover aquellas características asociadas a ruidos, para separar las anomalías de las fuentes superficiales y profundas, así como estimar sus profundidades. En este trabajo se analizan los resultados de la utilización de técnicas de realce y estimación de profundidad de las fuentes con datos geofísicos aéreos y terrestres potenciales, con el objetivo de delinear una imagen estructural del subsuelo en un área con dos ocurrencias de cobre en el límite noroeste, entre las rocas del Escudo Sul-Riograndense y la Cuenca del Camaquã. Los resultados confirman estructuras que han sido reconocidas previamente y revelan otras estructuras geológicas que integran una malla estructural interconectada, cuya profundidad, estimada por las soluciones de Euler, alcanzan los 170 m. Esta configuración sugiere una probable conexión entre las mineralizaciones de cobre observadas en los afloramientos, separados por un intervalo de 2,300 m.

PALABRAS CLAVE: Magnetometría, Gravimetría, Lineamientos, Escudo Sul-Riograndense, Ocurrencias de Mineralizaciones de Cobre.

## ABSTRACT

Airborne and ground magnetic and gravimetric maps provide important information about the spatial distribution of causative sources in the geological substrate. These sources normally have different physical properties and geometric shapes and are located at different depths, making it difficult to identify the geological features that correspond to the sources. Filtering and enhancement techniques can be used to highlight features in potential field anomalies (such as center and edges of sources). Also, these techniques remove associated noise, isolate shallow from deep sources, and estimate depths. We applied enhancement and depth estimation techniques

**Corresponding author: ique_garcia@hotmail.com*

*[1] Laboratory for Research in Applied Geophysics and Geology Graduate Program, Department of Geology, Federal University of Paraná, Brazil*

*[2] Laboratory for Research in Applied Geophysics, Department of Geology, Federal University of Paraná, Paraná, Brazil.*

*[3] Department of Applied Geology, Geosciences and Exact Sciences Institute, São Paulo State University (UNESP), São Paulo, Brazil.*

*Geofísica Internacional (2021) 60-2: 101-123.*

in airborne and ground potential field data to delineate a subsurface structural framework of two copper occurrences (Victor Teixeira and Capão Grande) in the northwestern border of Camaquã Basin with the Sul-Riograndense Shield. Our results confirmed previously recognized structures and revealed an interconnected structural framework, which has an estimated depth of 170 m by Euler solutions. This configuration suggests a possible connection between the two mineralization outcrops, which are separated by a distance of 2,300 m.

KEY WORDS: Magnetometry, Gravimetry, Lineaments, Sul-Riograndense Shield, Cupriferous Mineralizations.

## INTRODUCTION

Geophysics has been applied in numerous studies to establish geological and tectonic compartmentalization in the last decades, as well as distinguishing lithotypes and identifying structures and lineaments, especially in inaccessible areas (Hallinan *et al.,* 1993; Fernandes *et al.,* 1995; Nogueira *et al.,* 2004; Carvalho *et al.,* 2006; Barbuena *et al.,* 2013; Ramos *et al.,* 2014; Castro and Ferreira, 2015; Gastal *et al.,* 2015; Kosaroglu *et al.,* 2016; Campos *et al.,* 2017; Araffa *et al.,* 2018; Weihermann *et al.,* 2018; Osinowo and Abdulmumin, 2019; Alatorre-Zamora *et al.*, 2020).

In most of these works, the qualitative geological-structural interpretation is usually facilitated when enhancement methods are applied. These emphasize certain characteristics of the geophysical data (primarily those related to potential fields). Several anomaly enhancement methods based mainly on the relationships between the derivatives of the magnetic and gravimetric fields have been published: vertical derivative (GZ – Evjen, 1936), analytic signal amplitude (ASA – Nabighian, 1972; Roest *et al.,* 1992), total horizontal gradient (THDR - Cordell and Grauch, 1985), tilt angle (TDR - Miller and Singh, 1994), total horizontal gradient of the tilt angle (TDR_THDR - Verduzco *et al.,* 2004), horizontal tilt angle (TDX - Cooper and Cowan, 2006), Theta Map (THETA - Wijns *et al.,* 2005) and tilt angle of the horizontal gradient (TAHG - Ferreira *et al.,* 2013). There are also quantitative methods used to estimate the depth and width of causative sources, such as Euler deconvolution (Thompson, 1982) and the Signum transform (de Souza and Ferreira, 2012, 2013, 2015; Oliveira *et al.,* 2015, 2017).

The purpose of this paper is to present the application of qualitative and quantitative analyses of airborne and ground potential data to infer the structural mapping of subsurface and the configuration of cupriferous mineralizations. Although the Victor Teixeira and Capão Grande occurrences have already been the subject of geophysical studies (Moreira and Ilha, 2011; Pereira *et al.,* 2016; Côrtes *et al.,* 2016; Pereira *et al.,* 2017; Côrtes *et al.,* 2019; Bitencourt *et al.,* 2020), this is the first study to our knowledge where a geophysical-structural framework is presented for the region.

## STUDY AREA AND GEOLOGICAL SETTING

The study area is located on the northwestern limit of the Caçapava do Sul municipality, Rio Grande do Sul state central region, Brazil (Figure 1a). The mining activity has great importance in the region of Caçapava do Sul due to numerous prospects, occurrences, and recognized polymetallic deposits. For example, the exploration of copper and gold that dates to the beginning of the 20th century (Ronchi and Lobato, 2000).

The geological regional context of the area is demarcated by a portion of contact between the Sul-Riograndense Shield and the Camaquã Basin (Figure 1b). The Sul-Riograndense Shield comprises the southern segment of the Mantiqueira Province, which encompasses 65,000 km$^2$

of the south-central Rio Grande do Sul state. This shield is characterized by a wide spectrum of Precambrian igneous and metamorphic rocks, whose genesis is related to crust formation processes that occurred during the Trans-Amazonian/Eburian (Paleoproterozoic, 2.5 to 2.0 Ga) and Brasiliano/Pan-African (Neoproterozoic, 900-540 Ma) orogenic cycles (Almeida *et al.,* 1981; Soliani Jr, 1986; Brito Neves and Cordani, 1991; Babinski *et al.,* 1996; Hartmann *et al.,* 2000). Regional structures of NE-SW, NW-SE, and N-S trending separated this shield in the Taquarembó, São Gabriel, Santana da Boa Vista, and Pelotas domains (Borba *et al.,* 2006; CPRM, 2007; Borba *et al.,* 2008).

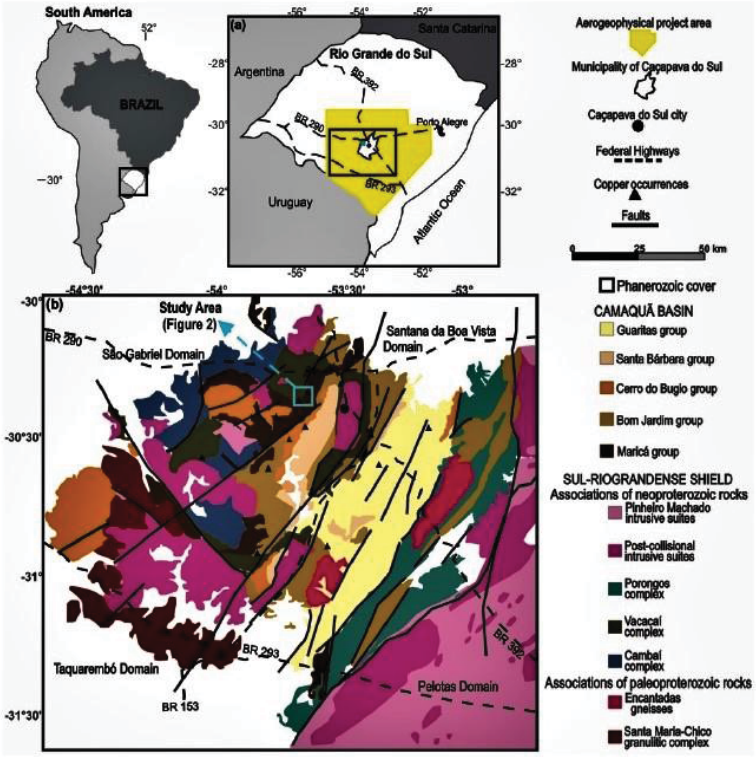



Figure 1. Location map indicating the main access roads (a) and the geological regional map of the study area (b) based on Almeida *et al.* (2005) and Borba *et al.* (2006).

The Camaquã Basin, which has the Sul-Riograndense Shield as basement, is composed of sedimentary and volcanogenic sequences (dated from 620 to 450 Ma) and has 10,000 m of thickness in an area of approximately 32,000 km$^2$ in the main trend, i.e. N30E (Almeida *et al.,* 1981; De Ros *et al.,* 1994; Fragoso-Cesar *et al.,* 2000; Paim *et al.,* 2000; Teixeira *et al.,* 2004; Almeida *et al.,* 2010). These sequences do not show significant features of regional metamorphism and are delimited by high-angle major faults with NNE-SSW direction and basement highs, such as Caçapava do Sul to the west, and Serra das Encantadas to the east (Almeida *et al.,* 2009).

According to Paim *et al.* (2000), Janikian *et al.* (2003), CPRM, (2007) and Almeida *et al.* (2010), the Camaquã Basin filling sequence can be subdivided into five main groups: Maricá (fluvial sandstones and marine fine-grained sandstones), Bom Jardim (lacustrine sandstones; conglomerates, rhythmites, and mudstones; intermediate, basic and acid volcanic and volcanoclastic rocks), Cerro do Bugio (volcanoclastic rocks and acidic

*Geofísica Internacional (2021) 60-2: 101-123.*

volcanic), Santa Bárbara (alluvial sandstones, conglomerates, and rhythmites), and Guaritas (alluvial sandstones and conglomerates; aeolian sandstones). These groups are separated by angular unconformity and are also subdivided into formations, dominantly limited by unconformities.

Locally, the geological context in the study area (Figure 2a) is composed of outcropped rocks from the Vacacaí Metamorphic Complex (Sul-Riograndense Shield), the Passo da Promessa and Arroio América Formations (Maricá Group) and the Acampamento Velho Formation (Cerro do Bugio Group). Also, the area presents the Victor Teixeira and Capão Grande cupriferous occurrences and E-W, NE-SW and NW-SE trending faults.

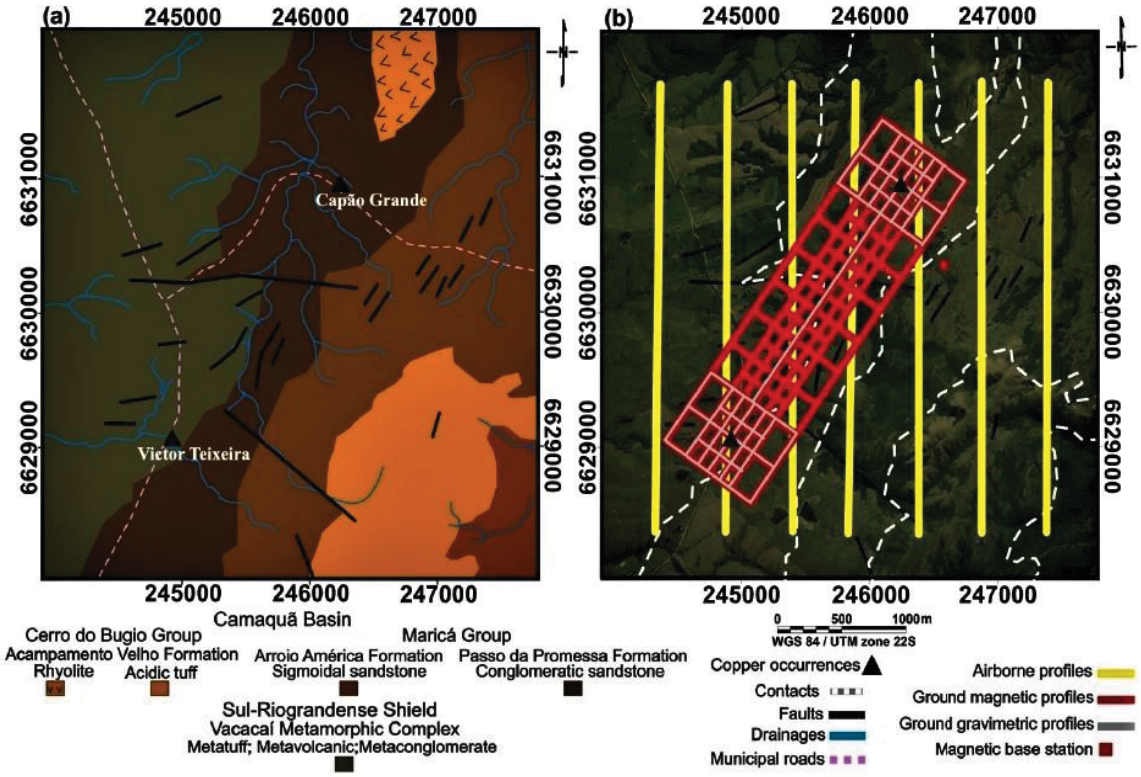



Figure 2. Geological local map of study area (a) based on CPRM (1995) and the configuration of potential field data profiles (b). Note that the ground gravimetric lines are situated over the ground magnetic ones.

The Vacacaí Metamorphic Complex (750 Ma) is constituted by a wide association of volcanic, volcanoclastic, and sedimentary rocks, which were metamorphosed primarily by younger post-tectonic Brazilian granitic intrusions into greenschist facies, phyllites, quartzites, marbles, hornblende schists, and chloritic schists, as well as magnesian sequences (Machado *et al.,* 1990; CPRM, 2000). The complex has four main deformation phases recognized by regional structures. The first three phases generated coaxial faults and folds with NE-SW oriented axes which plunge 50° to the northwest. The first two events are expressed in a tangential movement while the third is characterized by shear. The last phase of deformation resulted in faults and folds with axes oriented to NW-SE and E-W, which were produced by a strong reorientation in the stress system (Koppe, 1990; CPRM, 1995; Remus *et al.*, 1999).

In this unit, fine-grained yellowish-cream-gray quartzites with foliated texture were identified. These rocks are highly fractured and fracture-filled with quartz veins (Figure 3a). Also, subordinate metapelites outcropped in the area (Figure 3b). Both quartzites and metapelites denote low-grade metamorphism features.

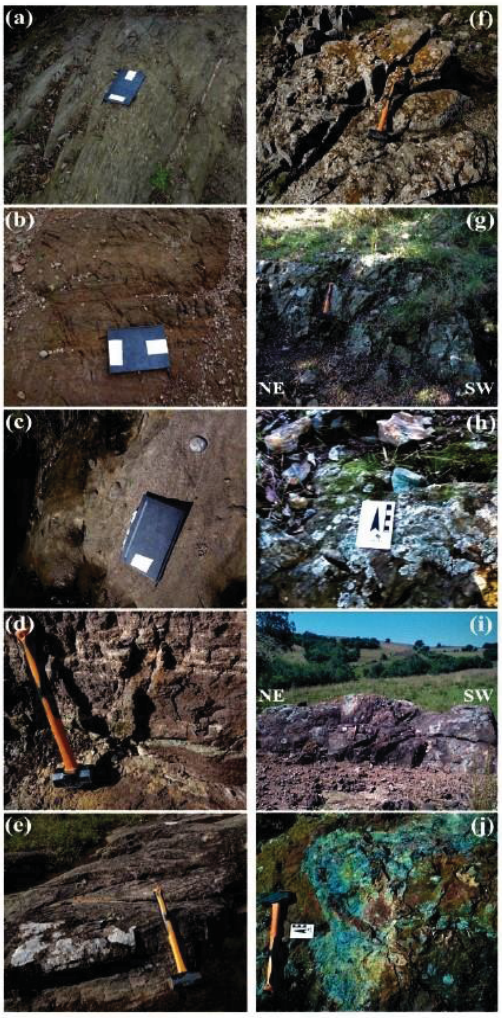



Figure 3. Main lithotypes found in the study area: (a) quartzites; (b) metapelites; (c) conglomeratic sandstones; (d) intercalations of sandstones and pelites; (e) trough cross-stratification; (f) rhyolites; (g) outcrop of Victor Teixeira copper occurrence; (h) malachite in Victor Teixeira; (i) outcrop of Capão Grande copper occurrence; and (j) azurite and malachite in Capão Grande.

The Passo da Promessa Formation corresponds to the bottom unit of the Maricá Group, dominated by cross-stratified sandstones and subordinate conglomerate lenses, interpreted as deposits of river plains of braided channels. The Arroio América Formation is the top unit of the Maricá Group and includes sandstones and conglomeratic facies generated in system of river plains of braided channels, associated with distal portions of alluvial fans. These formations were affected by a compressive tectonic event originating folds with low and high angle faults generating drags and interstrata displacements, and small sheath folds along low-angle fault planes leading to the interpretation of layer duplication (Pelosi and Fragoso-Cesar, 2003).

*Geofísica Internacional (2021) 60-2: 101-123.*

The Passo da Promessa Formation unit presents medium to coarse-grained reddish-brown and yellowish-white sandstones, often conglomeratic, poorly sorted, angular to subangular grains, often with rounded quartz pebbles, granites, and metamorphic rocks (Figure 3c). There are also sandstones intercalated with thin layers of pelites (Figure 3d) and trough cross-stratification of metric to decametric thickness is common (Figure 3e).

The Acampamento Velho Formation is the top unit of the Cerro do Bugio Group and represents the record of sodium alkaline affinity volcanism related to a post-orogenic extensional tectonic environment of approximately 700 m thick (Sommer *et al.,* 1999; Janikian *et al.,* 2005). This explosive-effusive volcanism is predominantly acid and formed in a subaerial environment associated with lavas and dikes of basic composition (Sommer *et al.,* 2011; Matté *et al.,* 2012). Outcrops of elongated tabular grayish-brown rhyolites oriented in the NE direction, which were described in the Acampamento Velho Formation (Figure 3f), were frequently observed in the sandstones of the Passo da Promessa Formation, near the Victor Teixeira occurrence (see Figure 2a). The rhyolites emplaced the weakened contact zone between the basement and the Camaquã Basin during the post-orogenic magmatic events (Borba *et al.,* 2007).

The Victor Teixeira cupriferous occurrence, hosted at the Metamorphic Complex Vacacaí (see Figure 2a), is characterized by an outcrop in the NE-SW direction that presents 5 m length and 2 m width (Figure 3g). Chlorite-quartz-sericite schists and sericite-chlorite-quartz schists with gray to greenish-gray colors constitute the outcropping rocks. In addition, small impregnations of malachite [$Cu_2(CO_3)(OH)_2$] were observed in fractures and in the interfoliar spaces (Figure 3h).

The Capão Grande occurrence is present in the Passo da Promessa Formation, the bottom unit of the Maricá Group in the Camaquã Basin (see Figure 2a). This mineralization is characterized by an outcrop in the NE-SW direction, showing 19 m in length and 10 m in width (Figure 3i), composed of intensely fractured medium-grained and reddish-brown arkosic sandstones. These sandstones host azurite [$Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$] and malachite [$Cu_2(CO_3)(OH)_2$], which mainly fill fractures (Figure 3j).

The literature on the origin of several prospects, occurrences and deposits of metallic minerals (Au, Ag, Cu, Pb and Zn) present and the Camaquã Basin shows contrasting interpretations due to the variety of models proposed. The most recent explanation for their origin is that they are associated with a magmatic-tectonic system developed in the post-collisional period of the Dom Feliciano Belt, at the end of the Brasiliano Cycle. The plutono-volcanic events recorded in the basin would have acted as thermal sources in the generation of epithermal systems. In addition, these events may be responsible for the circulation of paleofluids and for the remobilization of metals from country rocks and their later concentration (Remus *et al.,* 2000; Mexias *et al.,* 2007; Toniolo *et al.,* 2007; Fontana, 2016).

The structural control of those important concentrations of metallic minerals is intrinsically associated with the tectonic episodes of generation and deformation of the Camaquã Basin over the Sul-Riograndense Shield. According to Almeida *et al.* (2010), two paleostress fields, related to forming tectonic events, and three later ones were recognized, which were associated with deforming tectonic events. The two first fields were associated with ENE-trending distension and ENE-trending compression while the others were related to NW-oriented distension, NW-oriented compression, and NE-oriented distension. Also, the first paleostress corresponds to the N20-30E trend Irapuá Fault (Ribeiro *et al.,* 1966) while the second is associated with the N50-60W oriented Cerro da Vigia Fault (Ribeiro, 1970).

## MATERIAL AND METHODS

The airborne magnetic data used in the present research was acquired and processed by Lasa Prospecções S/A for the Geological Survey of Brazil (CPRM, 2010). The Aerogeophysical Rio Grande do Sul Project covered an area of approximately 75,600.00 km$^2$ and its survey lines were spaced 500 m (north-south oriented) while its control lines have a spacing of 10 km. The average nominal ground clearance was 100 m. The magnetic field was acquired using a Scintrex CS-2 cesium magnetometer that uses a GPS navigation system with 12-channel receivers and a TRIMBLE AgGPS 132 differential correction model. The along-line sample interval was 0.1 s, which represented a spatial sampling of approximately 6 m.

The limits of the Aerogeophysical Rio Grande do Sul Project is illustrated in Figure 1a and the flight-lines used in the 16 km$^2$ of study are shown in Figure 2b. The length of each of the seven lines was 3,200 m.

The ground magnetic data consisted of 1,258 measurements acquired in a parallel and perpendicular arrangement to the cupriferous occurrences of Victor Teixeira and Capão Grande (Figure 2b). These profiles were collected using a sampling interval of 25 m and they present different lengths, e.g. 400 m, 800 m, and 2,925 m. Two GSM-19 (GEM SYSTEMS) proton precession magnetometers were used for the ground survey where one of them acted as a base station to assess the daily magnetic variation. In addition, the readings were defined according to the magnetic datum (22,475 nT) obtained from the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) for the center of the study area.

The acquisition of ground gravimetric data was restricted to two smaller areas around the copper occurrences and along a NE-SW profile that connects them (Figure 2b). Gravity acceleration measurements were spaced 25 m in the profiles that crosscut the mineralized outcrops and 50 m along the others. A total of 441 stations were acquired using a Scintrex Autograv CG-5 gravimeter.

The procedure adopted in obtaining the gravimetric data was to use a known base station to start the survey, then proceeding to the stations scheduled and at the end of day measuring at the initial base station. The Autograv CG5 gravimeter was configured so that measurements were sampled at both the base station and stations of interest after a 90 s cycle of continuous readings.

The Main Church of Caçapava do Sul was used as a reference base station. This station, which is a member of the Fundamental Gravity Network of Brazil, has the following properties: absolute gravity of 979,274.670 mGal, altitude of 444.895 m, and UTM coordinates of 260,050.493 X and 6,621,240.062 Y.

The georeferencing of gravimetric stations was performed using two GPS/GLONASS/SBAS L1/L2 receivers, ProMark 700 models, from Spectra Precision. These models were developed for use in Real-time Kinematic Network (RTK) and present Global Satellite Navigation System (GNSS) with 200 channels achieving horizontal and vertical accuracies of 10 mm and 20 mm, respectively.

The Geological Survey of Brazil made the data of the Rio Grande do Sul Shield aerogeophysical project (CPRM, 2010) available in the ASCII format (.xyz). In addition, the survey data already includes routine magnetic corrections (parallax error; removal of diurnal variations; leveling and microleveling of profiles, and subtraction of the International Geomagnetic Reference Field - IGRF). Therefore, the processing carried out included clipping the area of interest and to grid

*Geofísica Internacional (2021) 60-2: 101-123.*

its database in the dimensions 125 m x 125 m (equivalent to 1/4 of the spacing between flight lines), using the bidirectional interpolation method (Reeves, 2005; Isles and Rankin, 2013).

Regarding the ground magnetic data processing, after removal of spurious data, the magnetic field was corrected for diurnal variations and the IGRF was subtracted (Luiz and Silva, 1995; Milsom, 2003; Dentith and Mudge, 2014). In addition, the diurnal correction calculation was performed in the GEMLink software and the IGRF subtraction (according to the World Magnetic Model corrected in 2018) using the Oasis Montaj program.

The ground gravimetric data were also reduced according to standard procedures in the literature, such as instrumental drift, tidal effects, latitude, altitude, and terrain corrections, as well as the calculation of the free-air and Bouguer anomalies (Telford *et al.,* 1990; Kearey *et al.,* 2002; Lowrie, 2007; Hinze *et al.,* 2013). The free-air and Bouguer anomalies were defined according to the latitude equation of Heiskanen and Moritz (1967) and an average crustal density of 2.67 g/cm$^3$. The terrain correction was developed based on the correlation of altimetric data from local stations and the digital elevation model derived from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) data. This correlation was based on the methods described by Kane (1962) and Nagy (1966) using the Gravity extension from the Oasis Montaj software.

The last stage of ground geophysical data processing was to generate magnetic and gravimetric maps using the minimum curvature interpolation (Briggs, 1974) in a regular mesh of 37.5 m (1/4 of the average spacing between acquisition lines).

For the stage of anomalies enhancement, qualitative and quantitative analyses were performed for all the previous corrected data. The qualitative analysis was based on enhancement techniques, such as the TDR (Miller and Singh, 1994) and THETA (Wijns *et al.,* 2005), to evaluate the study area's structural framework. These techniques were applied directly in the reduced-to-the-pole magnetic field airborne data while the ground magnetic and ground Bouguer data were upward continued to improve the signal/noise ratio.

The quantitative analysis involved the Euler deconvolution (for the airborne and ground data) and the radially averaged power spectrum (for the ground data) to estimate the depths of the causative sources and delineate the structural framework. Also, the power spectrum assisted in defining the values used for the upward continuation of the ground magnetic (40 m upward continued) and gravimetric (50 m upward continued) data.

The reduction-to-the-pole is a filter commonly used to minimize the dipolar effect of the geomagnetic field. This technique transforms the anomaly into the shape it would have if it were on the magnetic pole, i.e. inclination (I) = 90°; declination (D) = 0° (Baranov, 1957; Baranov and Naudy, 1964). Although the reduction-to-the-pole considers only the induced magnetization, it allows the anomalies to be positioned as close as possible to the causative sources by means of the following expression (Grant and Dodds, 1972; MacLeod *et al.,* 1993a, 1993b; Li, 2008):

$$RTP(\theta) = \frac{[sin(I) - icos(I)cos(D-\theta)]^2}{[sin^2(Ia) + cos^2(Ia)\, cos^2(D-\theta)] \cdot [sin^2(I) + cos^2(I)\, cos^2(D-\theta)]} \quad (1)$$

where I is the geomagnetic inclination, D is the geomagnetic declination, θ is the direction of the wavenumber, and Ia is the amplitude correction inclination, or pseudo-inclination, which is the complementary angle of the geomagnetic inclination.

MacLeod *et al.* (1993a, 1993b) introduced pseudo-inclination to obtain more stable responses at low magnetic inclinations (case of the study area). This parameter also suppresses amplitude and power in the direction of the inclination (Li, 2008).

The values used in the reduction to pole, according to Eq. 1, of the airborne magnetic survey were D = -13.47°, I = -36.60° and Ia = -53.40° while the parameters for the ground magnetic survey were D = -14.99°, I = -38.79° and Ia = -51.21°. Those parameters were adopted according to the acquisition of survey data average date, which were June 22, 2010, and December 17, 2017, for the airborne and ground magnetic surveys, respectively.

The TDR is defined as the arctangent of the ratio between the vertical derivative (Gz) and the total horizontal derivative (THDR):

$$TDR(\theta) = tan^{-1}\left(\frac{Gz}{THDR}\right) \quad (2)$$

This enhancement technique responds equally well to shallow and deep sources and can provide information about their horizontal extensions, due to its property of being positive above the sources, reaching zero values close to the edges and negative outside them (Miller and Singh, 1994). The TDR also provides estimates on the dip and the magnetic susceptibility contrast of the causative sources (Thurston and Smith, 1997; Salem *et al.,* 2007; Fairhead *et al.,* 2008).

The THETA is considered as the quotient between THDR and the analytic signal amplitude (ASA):

$$THETA(\theta) = cos^{-1}\left(\frac{THDR}{ASA}\right) \quad (3)$$

This filter is commonly used to outline contacts and it has the property of locating anomalies directly over their causative sources. Even though it was initially developed for regions with low magnetic latitudes, the THETA may be applied to reduced-to-pole data (Wijns *et al.,* 2005).

The upward continuation (UW) simulates the acquisition of data at heights higher the level at which the data were measured, that is, further from the sources. This filter minimizes or removes the high-frequency and noise signals and it does not produce edge effects. The UW is often used to compare magnetic and gravimetric data acquired at different altitudes (Jacobsen, 1987; Milligan and Gunn, 1997).

The Euler deconvolution is a quantitative technique applied in a set of potential anomalies that allows estimating the location and depth of causative sources based on data scanning through moving windows (Thompson, 1982; Blakely, 1995). These estimates, called solutions, are calculated based on the inversion of the Euler's homogeneity equation, which relates the magnetic and gravimetric fields and their horizontal and vertical derivatives alongside the location of the sources through the degree of homogeneity, interpreted as structural index:

$$(x - x_0)\frac{\partial M}{\partial x} + (y - y_0)\frac{\partial M}{\partial y}(z - z_0)\frac{\partial M}{\partial z} = \eta.(B - M) \quad (4)$$

where $x_0$, $y_0$, $z_0$ are the magnetic source positions, x, y, z are the positions of the detected total field $M$, $B$ is the regional value of the total magnetic field, and $\eta$ is the degree of homogeneity or structural index.

The structural index (SI) may be defined as the rate of change of the potential field's strength compared to the distance between the source and the detector for a given model geometry. The interpreter should always choose the index based on prior geological knowledge where features

*Geofísica Internacional (2021) 60-2: 101-123.*

receive a corresponding structural index based on their generic geometric shape (Table 1). The degree of Euler's solutions concentration is acceptable when the solutions are aligned on 2D models, or superimposed on 3D models (Reid *et al.,* 1990).

Table 1. Structural index (SI) values for magnetic and gravimetric models (Reid *et al.* 1990).

| Magnetic Bodies | Structural Index | Gravimetric Bodies | Structural Index |
|---|---|---|---|
| Contact/Step | 0 | Step/Sill/Dike | 0 |
| Sill/Dike | 1 | Cylinder/Pipe | 1 |
| Cylinder/Pipe | 2 | Sphere | 2 |
| Sphere | 3 | | |

The radially averaged power spectrum is another quantitative method to estimate the depth of potential field anomalies in the frequency domain, enabling the spectrum to delimit the deep, intermediate, shallow, and noise sources, which is used to perform the regional-residual separation. In addition, the power spectrum expresses the energy corresponding to the wavenumber and direction in the form of a two-dimensional graph, whose x-axis represents the wavenumber and y-axis the power spectrum energy logarithm, that is log E(r), which is equivalent to $4\pi r$. Depth to a set of statistical sources is given by the following equation (Spector and Grant, 1970; Cowan and Cowan, 1993):

$$h = -s/4\pi \tag{5}$$

where $h$ is the depth to the top of the sources and $s$ is the slope of one portion of the power spectrum.

## Results and Discussions

The results generated from the airborne and ground geophysical data are illustrated (Figures 4, 5 and 7) in pseudo-colored contour maps alongside the geological map of Figure 2a. The total-field anomaly (TFA) map (Figure 4a), shows values varying between -5 nT and 10.5 nT in both Vacacaí Metamorphic Complex and Camaquã Basin. Only Acampamento Velho Formation's tuffs and rhyolites have a predominance of negative values, around -3 nT. The faults were characterized by anomalies of high magnetic intensity (above 1 nT) while the cupriferous occurrences were located at the edges of positive anomalies (NE-SW trend in the Victor Teixeira and NW-SE direction in Capão Grande).

A successful application of the RTP to the TFA (RTP-TFA) map can be seen in Figure 4b, where the total-field dipolar anomalies become monopolar and the RTP-TFA maximum values are higher than those of the TFA map. The basement metavolcanoclastic rocks are characterized mainly by high amplitudes (between 1 nT and 16 nT) while the volcano-sedimentary rocks of Camaquã Basin have low to intermediate values (from -9 nT to -0.90 nT), which are in good agreement with their lithotypes. There are also positive anomalies in the basin, above 0.30 nT, in the NE-SW (delimiting the tuffs) and NW-SE to E-W directions (parallel to the geological regional faults). The domain of intermediate magnetic field (around -0.90 nT) is associated with the cupriferous occurrences.

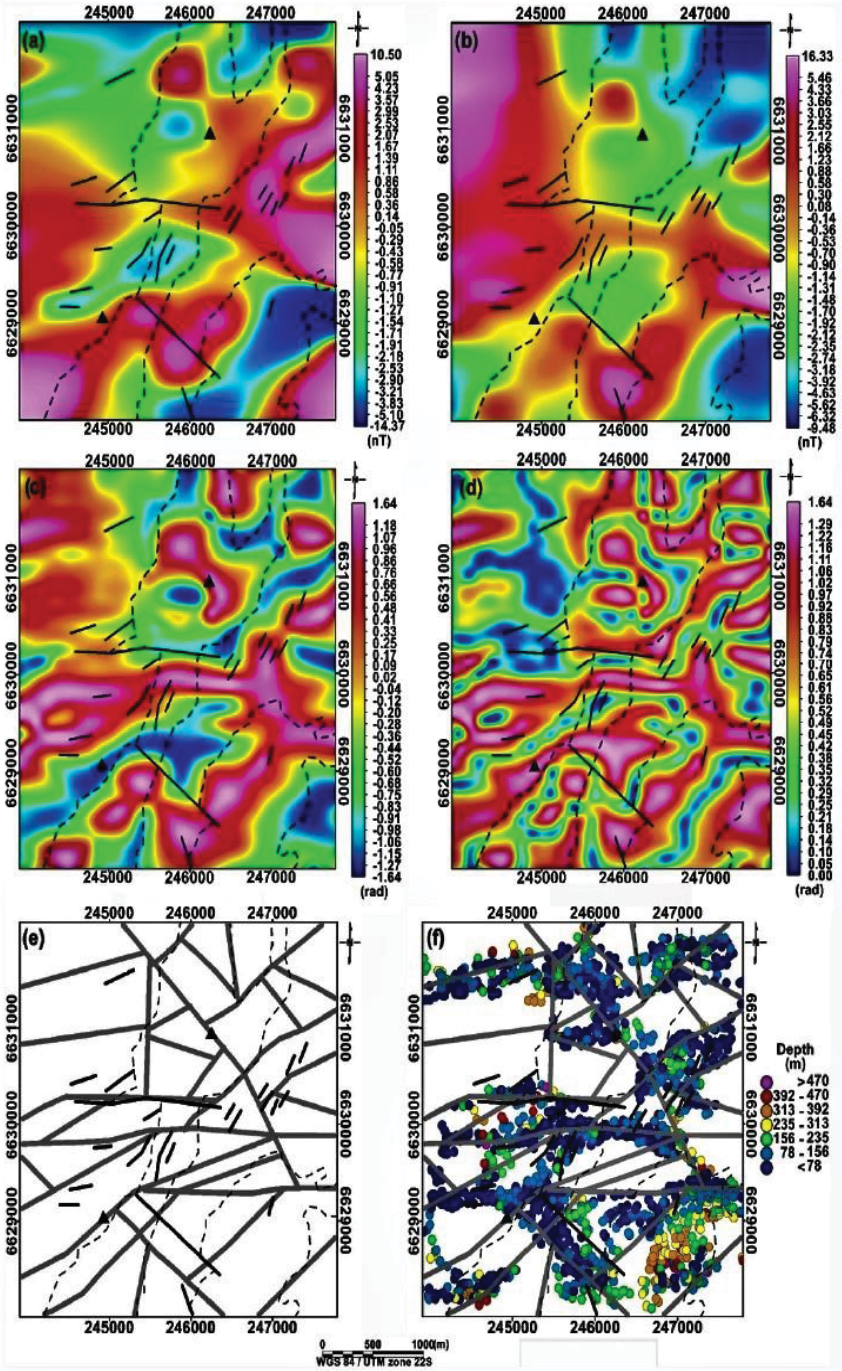



Figure 4. Airborne magnetic maps: (a) TFA; (b) RTP-TFA; (c) TDR of the data in (b); (d) THETA of the data in (b); (e) magnetic lineaments interpreted (gray lines); (f) Euler solutions. Dashed lines represent the contacts between the lithotypes while solid lines are faults (i.e, limits and structures of Figure 2a).

Figures 4c and 4d show the results of TDR and THETA enhancement techniques. These filters were used to delineate structural lineaments in the study area since they demonstrated greater coherence with the prior geological information in comparison to the results obtained from previous methods cited in the Introduction section. Moreover, both TDR and THETA equalize the amplitudes and locate the maxima over the center of the magnetic sources.

*Geofísica Internacional (2021) 60-2: 101-123.*

Regarding the magnetic-structural framework of the study area (Figure 4e), the metavolcanoclastic sequence of the Vacacaí Metamorphic Complex exhibits lineaments in the NE-SW and E-W directions. Moreover, the main geological structure of this complex, an E-W fault, showed a good magnetic response. Immediately to the south, another E-W magnetic structure, that crosses the region, was delineated. Magnetic lineaments with NW-SE and NE-SW direction predominate in the volcano-sedimentary sequences of the Camaquã Basin. The larger NW-SE geological fault is parallel to a magnetic lineament. The magnetic lineaments suggest that the Capão Grande copper occurrence (located at the north in the basin) is controlled by an NW-SE oriented structure while the Victor Teixeira occurrence (located at the southwestern rim of the basin) is associated with a NE-SW oriented lineament.

Figure 4f shows the Euler solutions, generated from the RTP-TFA data (Figure 4b). The parameters used for the solutions were: structural index (SI) equal to 0 (Contact/Step - Table 1), depth tolerance of 25 %; window size of 1,000 m, and flight height of 113 m (average value for the study area). The solutions were mostly located in the E-W, NE-SW, and NW-SE directions, thus in good agreement with the interpreted lineaments. The maximum and minimum depths observed were 570 m and 1 m, respectively. Most of the magnetic lineaments are situated at depths between 78 m and 156 m. Larger depths (between 235 m and 313 m) were observed mainly in the acidic tuffs of the Acampamento Velho Formation.

Figure 5a shows the RTP-TFA map of the ground magnetic data of the study area. The metavolcanoclastic rocks of the Vacacaí Metamorphic Complex are characterized mainly by high-intensity anomalies (above 36 nT), with Victor Teixeira occurrence located on the edge of one of those. From this occurrence towards the central region of the map, the contact with the Passo da Promessa Formation sandstones is practically outlined by low magnetic intensities (about -10 nT). This signature continues northward to the E-W regional geologic fault, where the magnetic field increases in the Capão Grande occurrence direction. RTP-TFA values increase as they approach the Arroio América Formation.

The RTP-TFA map upward continued to 40 m can be seen in Figure 5b, in which a smoother pattern of anomalies is observed. The height of upward continuation, 40 m, was set according to the Radially Power Averaged Spectrum (Figure 6a) analysis, which was generated from the data RTP-TFA map of ground magnetic data (Figure 5a). In addition to the values attributed to shallow and noise sources, deep sources (> 200 m depth) and intermediate sources (between 200 m and 100 m) were also interpreted.

The TDR (Figure 5c) and THETA (Figure 5d) enhancement techniques from the RTP-TFA 40 m upward continued map enabled a satisfactory qualitative interpretation of the ground magnetic-structural framework (Figure 5e), where interconnected NW-SE, NE-SW, and E-W oriented structures can be seen. In this framework, NW-SE trend lineaments are more abundant, although NE-SW trend lineaments are longer. Observed NE-SW oriented lineaments may be associated with the contact between the Vacacaí Metamorphic Complex and the Camaquã Basin, south of the E-W central geologic fault. Intersections between NE-SW and NW-SE structures are recurrent in those geological units and are also observed in the Victor Teixeira and Capão Grande copper occurrences.

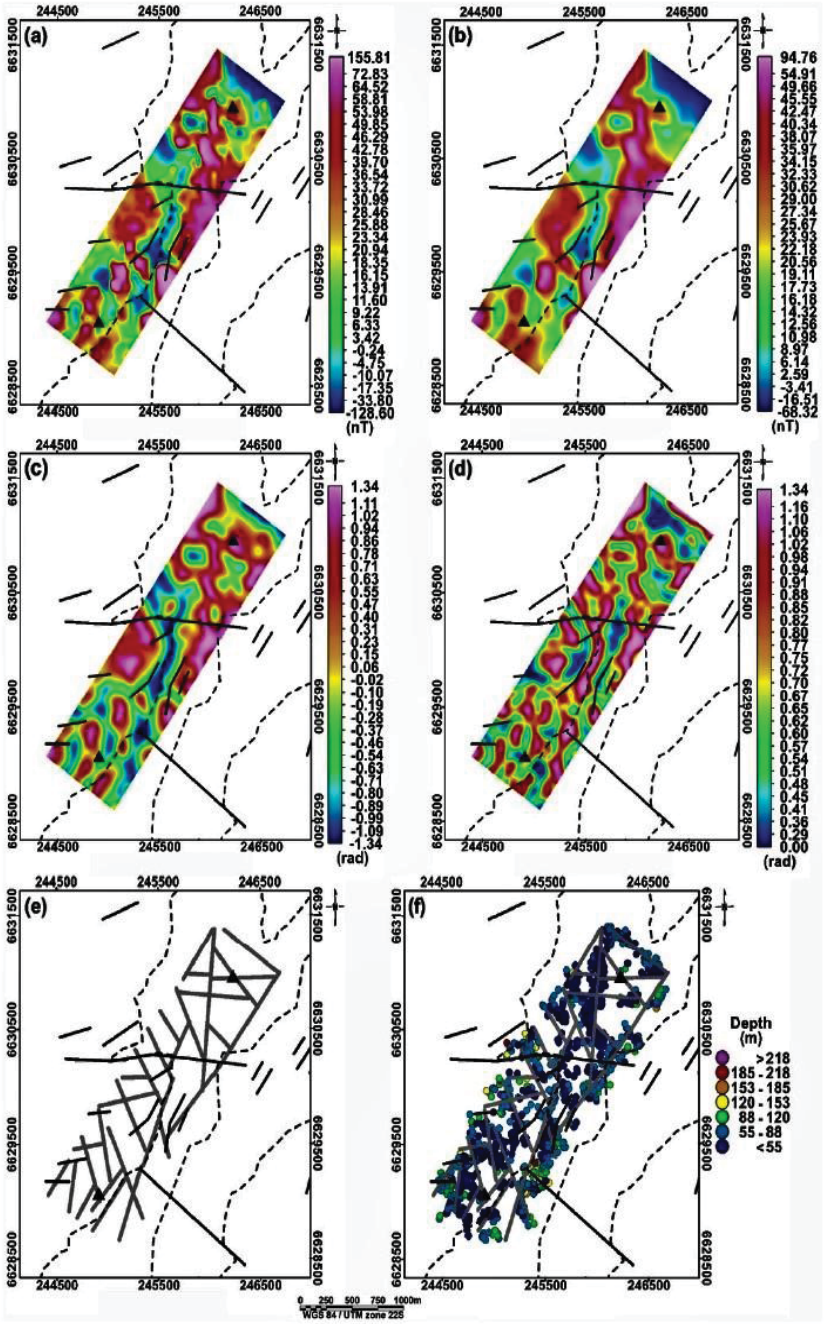



Figure 5. Ground magnetic maps: (a) RTP-TFA; (b) RTP-TFA upward continued (UW) to 40 m; (c) TDR of the data in (b); (d) THETA of the data in (b); (e) magnetic lineaments interpreted (gray lines); (f) Euler solutions. Dashed lines represent the contacts between the lithotypes while solid lines are faults (i.e, limits and structures of Figure 2a).

Euler solutions (Figure 5f) show good agreement with the interpreted lineaments. The depths were situated between 22 m and 250 m and were determined based on the following parameters: structural index (SI) equal to zero (Contact/Step); depth tolerance of 15%; window size of 300 m and distance between the sensor and the ground surface of 1.8 m. The lineaments were characterized by depths varying between 55 m and 88 m.

*Geofísica Internacional (2021) 60-2: 101-123.*

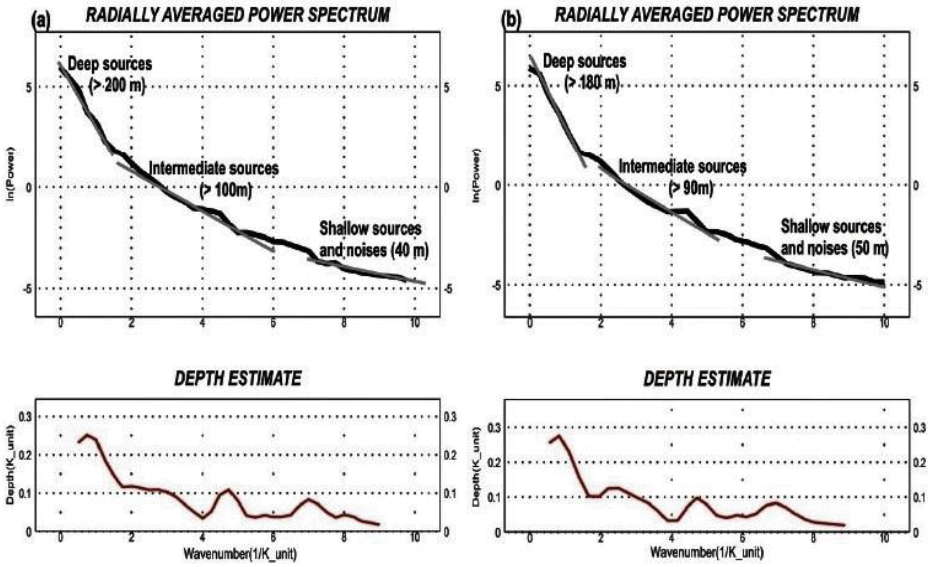



Figure 6. Radially averaged power spectrum: (a) ground magnetic data; (b) ground gravimetric data.

Ground Bouguer gravity anomalies of the study area ranged from 6.16 mGal to 14.58 mGal (Figure 7a). The southwestern area (Victor Teixeira occurrence) presents the lowest values (between 6.16 mGal and 9.21 mGal). In the central region, a strong E-W oriented anomaly (14.58 mGal) stands out. Positive anomalies of similar intensity predominate (10.09 mGal to 14.58 mGal) near the Capão Grande mineralization.

The attenuation of the signal without significant loss of geological information is evident in Figure 7b, which illustrates the ground Bouguer anomaly map upward continued to 50 m. The TDR (Figure c) and THETA (Figure 7d) enhancement techniques were applied to this map to outline the gravimetric-structural framework (Figure 7e), whose qualitative interpretation of the lineaments proved to be satisfactory with the mapped geology.

Preferential trends in the gravimetric-structural framework (Figure 7e) are observed in the NW-SE, E-W, and NE-SW directions. In the central area, E-W structures dominate (one of the lineaments is consistent with a part of the geologic regional fault) while the other lineament trends intersect near the copper occurrences.

Euler solutions (Figure 7f), based on the Bouguer anomaly data (Figure 7a), indicate depths between 19 m and 340 m, which were determined by the following parameters: SI equals to 0 (Contact/Step); depth tolerance of 15 %; window size of 300 m and height of 17 cm (distance between the gravimeter tripod and the surface). The solutions were consistent with the gravity observed structures (mainly those in the NW-SE trend). The lineaments interpreted around the copper mineralizations presented depths from 70 m to 120 m. The central E-W structures are deeper (between 120 m and 170 m). In addition, depths greater than 170 m are indicated in the innermost portions of the geological units and near to the contacts.

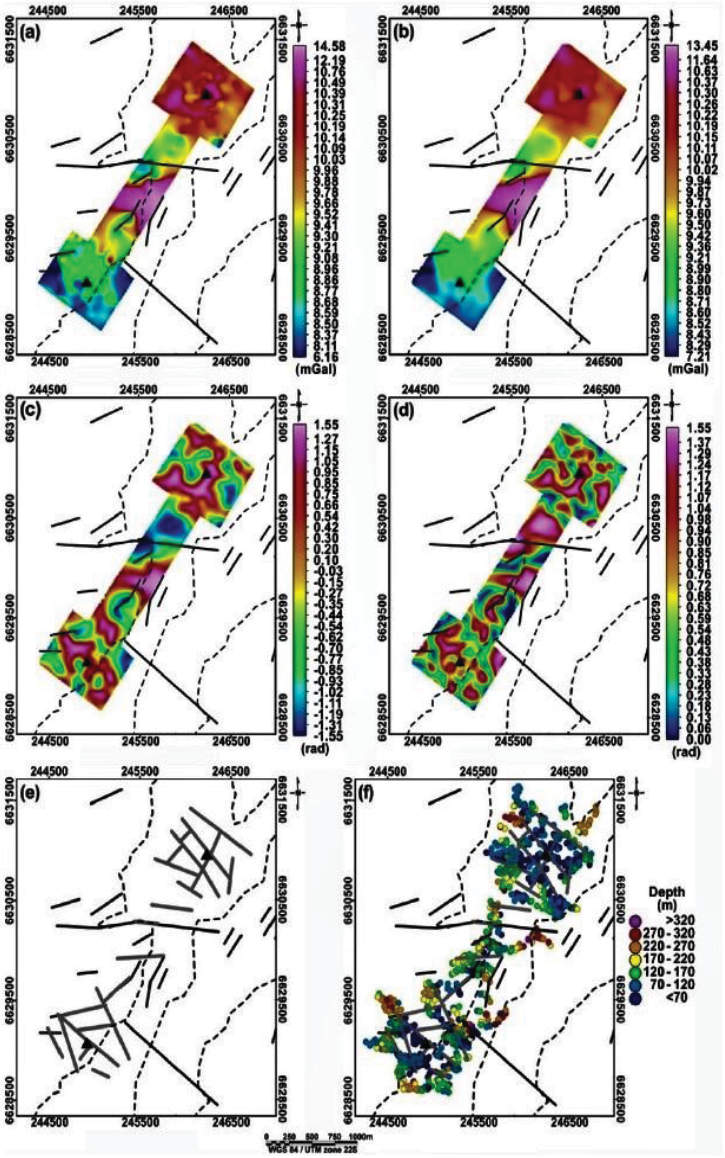



Figure 7. Ground gravimetric maps: (a) Bouguer anomaly; (b) Bouguer anomaly upward continued to 50 m; (c) TDR of the data in (b); (d) THETA of the data in (b); (e) gravimetric lineaments interpreted (gray lines); (f) Euler solutions. Dashed lines represent the contacts between the lithotypes while solid lines are faults (i.e, limits and structures of Figure 2a).

The assimilation of results obtained in the interpretative potential field maps (Figure 4e, Figure 5e, and Figure 7e) allowed us to present the interpretation of the integrated geophysical-structural framework of the study area (Figure 8a). Moreover, the surface structural lineaments can be observed in Figure 8b. They were delineated according to the analysis of shaded SRTM imagery (azimuths used: 0°, 45°, 90°, 135°, 180°, 225°, 270° and 315°) using the QGIS package.

The geophysical-structural picture of the study area (Figure 8a) reveals the interconnection of NE-SW, NW-SE and E-W lineaments, which may indicate a likely correlation between the copper mineralizations, as the lineaments may act as conduits for paleofluids, as well as for the remobilization of metals in the country rock and subsequent concentration of these elements. These processes may be related to an epithermal magmatic event associated with the post-

*Geofísica Internacional (2021) 60-2: 101-123.*

collisional period of the Dom Feliciano orogenesis, which dates at the end of the Brasiliano Cycle (Remus *et al.,* 2000; Toniolo *et al.,* 2007; Mexias *et al.,* 2007; Fontana, 2016).

The interpretation of orbital lineaments, presented in Figure 8b, also reveals a structural framework that connects the studied cupriferous occurrences. This validates the geophysical-structural framework results and suggests that such structures are significant in both shallow and deep levels.

Figure 8a and b indicate that NE-SW and NW-SE lineaments predominate compared to the E-W trend. NE-SW trends primarily are associated with geological contacts while NW-SE lineaments often intercept them, as in the case of cupriferous occurrences. In addition, there is a good correlation between orbital and airborne (magnetic) and ground (magnetic and gravimetric) lineaments in the area of the occurrences, especially in NW-SE lineaments in Capão Grande and NE-SW in Victor Teixeira. In the central study area, there was a correspondence between orbital and geophysical lineaments in the E-W direction and the mapped geology, corroborating the main geological E-W oriented fault and still revealing another structure parallel to the south, which may crosscut all the geological units according to airborne magnetic data.

The main trends (NE-SW, NW-SE, and E-W) of the geophysical-structural framework and surface structures (Figure 8a and b) reflect the tectonic history of superposition of the four main deformation phases that affected the Vacacaí Metamorphic Complex and Maricá and Cerro do Bugio Groups in the study area. The first three phases resulted in the generation of faults and coaxial folds with NE-SW oriented axes (plunging 50° to NW) and the last deformation phase resulted in faults and folds with NW-SE and E-W oriented axes, produced by a strong reorientation in the stress system (Koppe, 1990; Machado *et al.,* 1990; CPRM, 1995; Remus *et al.,* 1999).

The remarkable interlacement of geophysical and orbital lineaments that characterizes the copper occurrences (Figure 8a e b) endorses the importance of these sites as prospective guides in mineral research campaigns in the study area. This is due to several prospects, occurrences, and polymetallic deposits from the Sul-Riograndense Shield and Camaquã Basin being located at the intersection of N20-30E (e.g. Irapuá fault system) and N50-60W oriented regional structures (e.g. Cerro da Vigia fault system) (Ribeiro *et al.,* 1966; Ribeiro, 1970; Remus *et al.,* 2000; Almeida *et al.,* 2010).

In summary, based on the prospective guide mentioned before, it is possible to suggest a target area with a high potential for mineralization in the region between the copper occurrences, near the contact between the Vacacaí Metamorphic Complex and the Passo da Promessa Formation. In addition to the intersections of NE-SW and NW-SE structures in that region, an E-W structure crosscut all geological units. Moreover, this location stands out for its high values of depth (around 170 m) from Euler solutions.

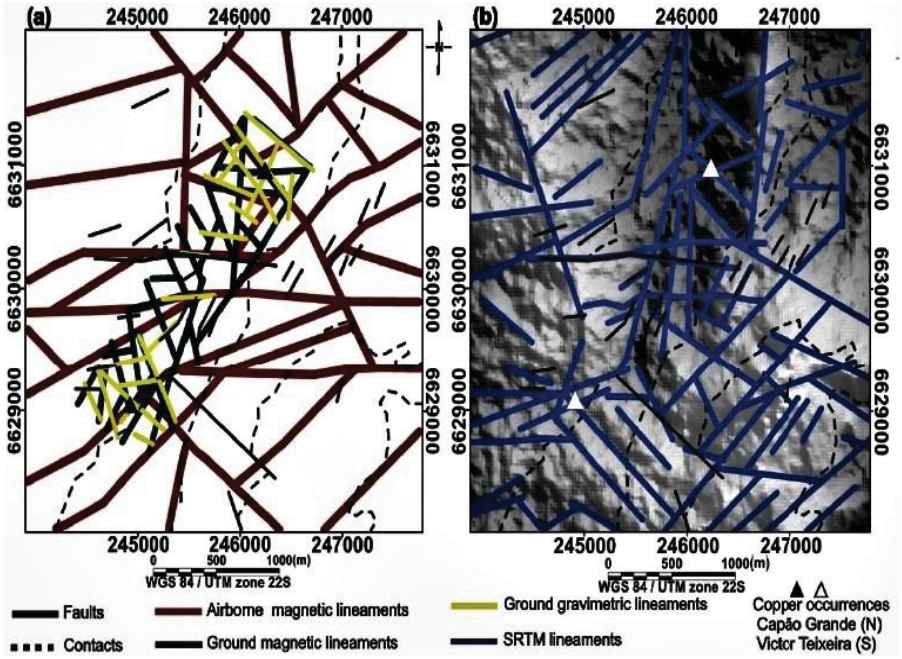



Figure 8. Geophysical-structural framework of the study area (a) and orbital lineaments (b).

## CONCLUSIONS

The use of airborne and ground magnetic and gravity data confirmed its potential in the elaboration of geophysical-structural maps. These were based on the enhancements applied from qualitative techniques of the tilt angle (TDR) and the Theta Map (THETA) over the Bouguer anomalies and reduced-to-the-pole magnetic grids.

The solutions, which have structural index associated with geological contacts derived from the quantitative Euler deconvolution, proved to be consistent with the lineaments interpreted by qualitative techniques. Such solutions pointed out that most of the delineated structures extend to at least 170 m in the subsurface.

The geophysical-structural framework obtained for the study area revealed a pattern of interconnected joints, faults, and fractures that may result in vertical conduits that are suitable for the circulation of mineral-rich fluids. These fluids are relevant in the formation and control of deposits in magma-hydrothermal systems, as recognized in several occurrences of base metals in the Sul-Riograndense Shield and in the Camaquã Basin, which supports the correlation between the Victor Teixeira and Capão Grande mineralizations, which are separated by a distance of 2,300 m.

The joint use of magnetic and gravity methods enabled the recognition of structural lineaments at different depths and association with different deformation phases. Our analyses of post-processing products suggest the prospective targets of mineral occurrences where there are intersections of geophysical-structural lineaments. These lineaments may present high values of depth. However, they lack detectable indicators in the surface geology.

The intersection pattern of NE-SW and NW-SE oriented geophysical-structural lineaments, which presents in the copper outcrops and related to different depths and deformational phases,

constitutes a prospective guide for similar places where there is a lack of surface evidence. This prospective guide may contribute to identifying potential new targets in mineral research campaigns, as pointed out in the central region of the study area.

ACKNOWLEDGEMENTS: The authors would like to thank the Geological Survey of Brazil (CPRM) for providing the aerogeophysical data and the Applied Geophysics Lab of Federal University of Pampa for allowing us to borrow the magnetometers and gravity meter used in the ground survey. H.G. Pereira thanks the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES, Brazil), finance code 001, for granting the scholarship. F.J.F. Ferreira and C.A. Moreira were supported in this research by National Council for Scientific and Technological Development (CNPq, Brazil - contract 303826/2018-5) and São Paulo Research Foundation (FAPESP, Brazil – process n° 2019/14565-3), respectively.

## REFERENCES:

Alatorre-Zamora, M. A., Campos-Enríquez, J. O., Fregoso, E., Belmonte-Jiménez, S. I., Chávez-Segura, R., Gaona-Mota, M., 2020, Basement faults deductions at a dumpsite using advanced analysis of gravity and magnetic anomalies. *Near Surface Geophysics.*, 18, 307-331, DOI: https://doi.org/10.1002/nsg.12093.

Almeida, R. P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A. R., Fambrini, G. L., 2010, The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. *The Journal of Geology.*, 118, 145-161, DOI: https://doi.org/10.1086/649817.

Almeida, R. P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A. R. S., Marconato, A., 2009, Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: The Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. *Sedimentary Geology.,* 217, 30–51, DOI: https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.01.010.

Almeida, D. P. M., Conceição R. V., Chemale Jr, F., Koester, E., Borba, A., Petry, K., 2005, Evolution of heterogeneous Mantle in the Acampamento Velho and RodeioVelho volcanic events, Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research.,* 8, 479–492, DOI: https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71150-3.

Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., 1981, Brazilian strucural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews.,* 17, 1-29, DOI: https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9.

Araffa, S. A., El-bohoty, M., Abou Heleika M., Mekkawi, M., Ismail, E., Khalil, A., EL-Razek, E.M.A., 2018, Implementation of magnetic and gravity methods to delineate the subsurface structural features of the basement complex in central Sinai area, Egypt. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics.,* 7, 162-174, DOI: https://doi.org/10.1016/j.nrjag.2017.12.002.

Babinski, M., Chemale Jr, F., Hartmann, L. A., Van Schmus, W. R., Silva, L. C., 1996, Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. *Geology.,* 24, 439-442, DOI: https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0439:JAAMIS>2.3.CO;2.

Baranov, V. and Naudy, H., 1964, Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics.,* 29, 67-79, DOI: http://dx.doi.org/10.1190/1.1439334.

Baranov, V., 1957, A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics.,* 22, 359-383, DOI: https://doi.org/10.1190/1.1438369.

Barbuena, D., de Souza Filho, C. R., Leite, E. P., Miguel Junior, M., de Assis, R. R., Xavier, R. P., Ferreira, F. J. F., de Barros, A. J. P., 2013, Airborne geophysical data analysis applied to geological interpretation in the Alta Floresta gold province, MT. *Brazilian Journal of Geophysics.*, 31, 169-186, DOI: http://dx.doi.org/10.22564/rbgf.v31i1.254.

Bitencourt, J. C., Lima, J. P. R., Hansen, M. A. F., Pereira, H. G., Moreira, C. A., 2020, Aplicação de método eletromagnético terrestre de investigação rasa numa ocorrência cuprífera localizada no interior do município de Caçapava do Sul (RS). *Geociências.,* 39, 379-391, DOI: https://doi.org/10.5016/geociencias.v39i2.13158.

Blakely, R. J., 1995, Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge University Press, Cambridge, 464 pp, DOI: https://doi.org/10.1017/CBO9780511549816.

Borba, A. W., Mizusaki, A. M. P., Santos, J. O. S., McNaughton, N. J., Onoe, A. T., Hartmann, L. A., 2008, U-Pb zircon and 40Ar-39Ar Kfeldspar dating of the syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. *Basin Research.,* 20, 359-375, DOI: https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2007.00349.x.

Borba, A. W., Maraschin, A. J., Mizusaki, A. M., 2007, Evolução Tectono-Estratigráfica e Paleoclimática da Formação Maricá (Escudo Sul-Rio-Grandense, Brasil): um Exercício de Geologia Histórica e Análise Integrada de uma Bacia Sedimentar Neoproterozoica. *Revista Pesquisa em Geociências.,* 34, 57-74, https://doi.org/10.22456/1807-9806.19472.

Borba, A. W., Mizusaki, A. M. P., Silva, D. R. A., Koester, E., Noronha, F. L., Casagrande, J., 2006, Provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (Sul-rio-grandense Shield, southern Brazil): petrographic and Sm-Nd isotopic constraints. *Gondwana Research.,* 9, 464-474, DOI: https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.01.005.

Briggs, I.C., 1974, Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics.,* 39, 39-48, DOI: https://doi.org/10.1190/1.1440410.

Brito Neves, B. B. and Cordani, U. G., 1991, Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research.,* 53, 23-40, DOI: https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90004-T.

Campos, D. S., Silva, A. M., Toledo, C. L. B., de Carvalho, M. J., Rodrigues, V. G., Araujo, K., 2017, Prospectivity analysis of gold and iron oxide copper-gold-(silver) mineralizations from the Faina Greenstone Belt, Brazil, using multiple data sets. *Brazilian Journal of Geology.,* 47, 561-590, DOI: http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201720170012.

Carvalho, L. M. M., Pires, A. C. B., Oliveira, C. G., Moraes, R. A. V., Blum, M. L. B., 2006, Processamento e interpretação de dados magnetométricos aéreos do projeto Itabira-ferros, MG: uma ferramenta no auxílio ao mapeamento geológico-estrutural. *Revista Brasileira de Geociências.,* 36, 85-92, DOI: https://doi.org/10.25249/0375-7536.200636S17784.

Castro, L. G. and Ferreira, F. J. F., 2015, Arcabouço geofísico-estrutural da porção meridional do Cinturão Ribeira. *Brazilian Journal of Geology.,* 45, 499-516, DOI: https://doi.org/10.1590/2317-4889201520150007.

Cooper, G. R. J. and Cowan, D. R., 2006, Enhancing potential field data using filters based on the local phase. *Computers & Geosciences.,* 32, 1585–1591, DOI: https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.02.016.

Cordell, L. and Graunch, V. J. S., 1985, Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: Hinze, W. J., The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomalies Maps. Society of Exploration Geophysicists, 181–197, DOI: http://dx.doi.org/10.1190/1.0931830346.ch16.

Côrtes, A. R. P., Moreira, C. A., Paes, R. A. S., Veloso, D. I. K., 2019, Geophysical and Metalogenetic Modelling of the Copper Occurrence in Camaquã Sedimentary Basin, Brazilian Southern. *Pure and Applied Geophysics.,* 176, 4955-4968, DOI: https://doi.org/10.1007/s00024-019-02190-8.

Côrtes, A. R. P., Moreira, C. A., Veloso, D. I. K., Vieira, L. B., Bergonzoni, F. A., 2016, Geoelectrical prospecting for a copper sulfide mineralization in the Camaquã sedimentary basin, Southern Brazil. *Geofísica Internacional.,* 55, 165–174, DOI: http://revistagi.geofisica.unam.mx/index.php/RGI/article/view/1719.

Cowan, D. R. and Cowan, S., 1993, Separation Filtering Applied to Aeromagnetic Data. *Exploration Geophysics.,* 24, 429–436, DOI: https://doi.org/10.1071/eg993429.

CPRM - Brazilian Geological Survey., 2010, Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Volume I, Lasa Prospecções, Programa Geologia do Brasil, Rio de Janeiro.

CPRM - Brazilian Geological Survey., 2007, Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Programa Geologia do Brasil, Projeto Geologia do Brasil ao Milionésimo, Porto Alegre.

CPRM – Brazilian Geological Survey., 2000, Cachoeira do Sul: folha SH.22-Y-A: estado do Rio Grande do Sul. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Brasília.

CPRM - Brazilian Geological Survey., 1995, Passo do Salsinho, Folha SH.22-Y-A-I-4: Estado do Rio Grande do Sul. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Projeto Mapeamento Geológico e Metalogenético, Brasília.

De Ros, L. F., Morad, S., Paim, P. S. G., 1994, The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas Sequence, southern Brazil. *Sedimentary Geology.,* 92, 197–228, DOI: https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90106-6.

de Souza, J., Ferreira, F.J.F., 2015, The application of the Signum transform to the interpretation of magnetic anomalies due to prismatic bodies. In: 24th International Geophysical Conference and Exhibition, Perth, Western Australia, DOI: https://doi.org/10.1071/ASEG2015ab190.

de Souza, J., Ferreira, F.J.F., 2013, On the use of derivatives for interpreting magnetic anomalies due to dyke-like bodies II: application to synthetic and field data. In: SEG Houston Annual Meeting, DOI: https://doi.org/10.1190/segam2013-0455.1.

de Souza, J., Ferreira, F.J.F., 2012, On the use of derivatives for interpreting magnetic anomalies due to dyke-like bodies: qualitative and quantitative analysis. In: International Geophysical Conference and Oil & Gas, Istanbul, 1, 1 – 4, DOI: https://doi.org/10.1190/IST092012-001.157.

Dentith, M. and Mudge, S. T., 2014, Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist. Cambridge University Press, Cambridge, 454 pp, DOI: https://doi.org/10.1017/CBO9781139024358.

Evjen, H. M., 1936, The place of vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics.,* 1, 127-136, DOI: http://dx.doi.org/10.1190/1.1437067.

Fairhead, J. D., Salem, A., Williams, S., Samson, E., 2008, Magnetic interpretation made easy: The tilt-depth-dip-$\Delta k$ method. In: SEG Technical Program Expanded Abstracts. Society of Exploration Geophysicists, 779–783, DOI: https://doi.org/10.1190/1.3063761.

Fernandes, L. A. D., Menegat, R., Costa, A. F. U., Koester, E., Porcher, C. C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G. E., Camozzato, E. E., 1995, Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte II - Uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências.,* 25, 375-384, DOI: https://doi.org/ 10.25249/0375-7536.1995375384.

Ferreira, F. J. F., de Souza, J., Bongiolo, A. B. S., Castro, L. G., 2013, Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using tilt angle. *Geophysics.,* 78, 33–41, https://doi.org/10.1190/geo2011-0441.1.

Fontana, E., 2016, Hidrotermalismo e mineralizações das rochas vulcânicas da mina do Seival: evolução geoquímica e isotópica (δ34S, δ18O e δ13C) dos fluidos e sua correlação com outros depósitos de minérios epitermais da Bacia do Camaquã – Rio Grande do Sul – Brasil. Doctoral Thesis, University of Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, 201 pp.

Fragoso-Cesar, A. R. S., Fambrini, G. L., Almeida, R. P., Pelosi, A. P. M. R., Janikian, L., Riccomini, C., Nogueira, A., Saes, G., 2000, The Camaquã Extensional Basin: Neoproterozoic To Early Cambrian Sequences In Southernmost Brazil. *Revista Brasileira de Geociências.*, 30, 442-445, DOI: https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000303442445.

Gastal, M. C., Ferreira, F. J. F., da Cunha, J.U., Esmeris, C., Koester, E., 2015, Alojamento do granito Lavras e a mineralização aurífera durante evolução de centro vulcano-plutônico pós-colisional, oeste do Escudo Sul-riograndense: dados geofísicos e estruturais. *Brazilian Journal of Geology.*, 45, 217-241, DOI: http://dx.doi.org/10.1590/23174889201500020004.

Grant, F.S. and Dodds, J., 1972, MAGMAP FFT Processing System Development Notes. Paterson Grant and Watson Limited.

Hallinan, S. E., Mantovani, M. S. M., Shukowsky, W., Braggion Jr, I., 1993, Estrutura do Escudo Sul- Brasileiro: uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. *Revista Brasileira de Geociências.,* 23, 201-214, DOI: https://doi.org/10.25249/0375-7536.1993233201214.

Hartmann, L. A., Leite, J. A. D., Silva, L. C., Remus, M. V. D., McNaughton, N. J., Groves, D. I., Fletcher, I. R., Santos, J. O. S., Vasconcellos, M. A. Z., 2000, Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences.,* 47, 829-844, DOI: https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2000.00815.x.

Heiskanen, W and Moritz, H., 1967, Physical Geodesy. W.H. Freeman and Campany, San Francisco and London, 302 pp.

Hinze, W., Von Frese, R., Saad, A., 2013, Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices, and Applications.

Cambridge, Cambridge University Press, 525 pp. DOI: https://doi.org/10.1017/CBO9780511843129.

Isles D. J., and Rankin L. R., 2013, Geological Interpretation of Aeromagnetic Data. Collingwood, CSIRO Publishing, 365 pp. DOI: https://doi.org/10.1190/1.9781560803218.

Jacobsen, B.H., 1987, A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics.,* 52, 1138–1148, DOI: https://doi.org/10.1190/1.1442378.

Janikian, L., Almeida, R. P., Fragoso-Cesar, A. R. S., Corrêa, C. R. A., Pelosi, A. P. M. R., 2005, Evolução Paleoambiental e sequências deposicionais do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho (Supergrupo Camaquã) na porção norte da Sub-bacia Camaquã ocidental. *Revista Brasileira de Geociências.,* 35, 245-256, DOI: https://doi.org/10.25249/0375-7536.200535224525.

Janikian, L., Almeida, R. P., Fragoso-Cesar, A. R. S., and Fambrini, G. L., 2003. Redefiniçao do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, paleogeografia e significado tectônico das sucessões vulcano-sedimentares do Supergrupo Camaquã, RS. *Revista Brasileira de Geociências.,* 33, 349–362.

Kane, M. F., 1962, A Comprehensive System of Terrain Using a Digital Computer. *Geophysics.,* 27, 455-462, DOI: https://doi.org/10.1190/1.1439044.

Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., 2002, An Introduction to Geophysical Exploration (3rd ed.). , Oxford, Blackwell Science, 272 pp.

Knödel, K., Lange, G., Voigt, H. J., 2007, Environmental Geology: Handbook of Field Methods and Case Studies. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1357 pp, DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-540-74671-3.

Koppe, J. C., 1990, Metalogênese do ouro da Mina da Bossoroca, São Sepé, RS. Doctoral Thesis, Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, 289 pp.

Kosaroglu, S., Buyuksarac, A., Aydemir, A., 2016, Modeling of shallow structures in the Cappadocia region using gravity and aeromagnetic anomalies. *Journal of Asian Earth Sciences.,* 124, 214-226, DOI: https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.05.005.

Li, X., 2008, Magnetic reduction-to-the-pole at low latitudes: observations and considerations. *The Leading Edge.,* 27, 990–1002, DOI: http://dx.doi.org/10.1190/1.2967550.

Lowrie, W., 2007, Fundamentals of Geophysics (2nd ed.). New York, Cambridge University Press, 393 pp. DOI: https://doi.org/10.1017/CBO9780511807107.

Luiz, J. G., Costa e Silva, L. M., 1995, Geofísica de Prospecção. Belém, Cejup, 335 pp 1995.

Machado, N., Koppe, J. C., Hartmann, L. A., 1990, A late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences.,* 3, 87-90, DOI: https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90021-R.

MacLeod, I. N., Vieira, S., Chaves, A. C., 1993a, Analytic signal and reduction-to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. In: 3rd International Congress of the Brazilian Geophysical Society, DOI: https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.324.830.

MacLeod, I. N., Jones, K., Dai, T. F., 1993b, 3-D Analytic Signal in the Interpretation of Total Magnetic Field Data at Low Magnetic Latitudes. *Exploration Geophysics.,* 24, 679–688, DOI: https://doi.org/10.1071/EG993679.

Matté, V., Sommer, C.A., Lima, E. F., Saldanha, D. L., Pinheiro-Sommer, J. A., Liz, J. D., 2012, Rochas dioríticas do Platô da Ramada, Rio Grande do Sul, e sua relação com o vulcanismo alcalino da Formação Acampamento Velho, Neoproterozoico do Escudo Sul-RioGrandense. *Revista Brasileira de Geociências.,* 42, 343-362, DOI: http://dx.doi.org/10.5327/Z0375-75362012000200010.

Mexias, A. S., Bongiolo, E. M., Gomes, M. E. B., Formoso, M. L L., Frantz, J. C., 2007, Alterações hidrotermais e mineralizações nas rochas da associação plutono-vulcano-sedimentar da região de Lavras do Sul-RS. In: Iannuzzi, R. and Frantz, J. C. 50 anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições, Comunicação e Identidade, Porto Alegre, p 145-159.

Miller, H.G. and Singh, V., 1994, Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics.,* 32, 213–217, DOI: https://doi.org/10.1016/0926-9851(94)90022-1.

*Geofísica Internacional (2021) 60-2: 101-123.*

Milligan, P. R. and Gunn, P. J., 1997, Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics.,* 17, 63-75.

Milsom, J., 2003, Field geophysics (3rd ed.). Chichester, John Wiley & Sons Ltd, 249 pp

Moreira, C. A. and Ilha, L. M., 2011, Prospecção geofísica em ocorrência de cobre localizada na bacia sedimentar do Camaquã (RS). *Revista Escola de Minas.,* 64, 305–311, DOI: http://dx.doi.org/10.1590/S0370-44672011000300008.

Nabighian, M. N., 1972, The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics.,* 37, 507–517, DOI: https://doi.org/10.1190/1.1440276.

Nagy, D., 1966, The Gravitational Attraction of a Right Rectangular Prism. *Geophysics.,* 31, 362-371, DOI: https://doi-org.ez1.periodicos.capes.gov.br/10.1190/1.1439779.

Nogueira, F. C. C., Oliveira, M. S., Castro, D. L., 2004, Estudo Magnético e Gravimétrico do Arcabouço Estrutural da Bacia Rio do Peixe – PB. *Revista de Geologia.,* 17, 74-87.

Oliveira, S. P., Ferreira, F. J. F., de Souza, J., 2017, EdgeDetectPFI: An algorithm for automatic edge detection in potential field anomaly images–application to dike-like magnetic structures. *Computers & Geosciences.,* 103, 80–91, DOI: https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.02.006.

Oliveira, S. P., Ferreira, F. J. F., de Souza, J., 2015, An algorithm for automatic edge detection from magnetic anomalies. In: 14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.

Osinowo, O.O. and Abdulmumin, Y., 2019, Basement configuration and lineaments mapping from aeromagnetic data of Gongola arm of Upper Benue Trough, northeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences.,* 160(103597), DOI: https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103597.

Paim, P. S. G., Chemale, F., Lopes, R. C., 2000, A Bacia do Camaquã. In: Holz, M. and De Ros, L. F., Geologia do Rio Grande do Sul. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, p 231–274.

Pelosi, A. P. M. R. and Fragoso-Cesar, A. R. S., 2003, Proposta litoestratigráfica e considerações paleoambientais sobre o Grupo Maricá (Neoproterozoico III), Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Geociências.,* 33, 137-148, DOI: https://doi.org/10.25249/0375-7536.2003332137148.

Pereira, H. G., Moreira, C. A., Camarero, P. L., 2017, Correlação de dados geofísicos em pesquisa mineral de ocorrência de cobre em Caçapava do Sul (RS). *Geociências.,* 36, 717-729.

Pereira, H. G., Filho Malagutti, W., Fries, M., Moreira, C. A., 2016, Prospecção geofísica entre as ocorrências cupríferas Capão Grande e Victor Teixeira, Caçapava do Sul - RS. *Geociências.,* 35, 16-30.

Ramos, L. N. R. A., Pires, A. C. B., Labour, C., Toledo, B., 2014, Airborne gamma-ray spectrometric and magnetic signatures of Fazenda Nova region, east portion of Arenópolis magmatic arc, Goiás. *Brazilian Journal of Geophysics.,* 32, 123-140, DOI: http://dx.doi.org/10.22564/rbgf.v32i1.401.

Reeves, C., 2005, Aeromagnetic Surveys: Principles, Practice & Interpretation. Washington, Earth-Works, 155 pp.

Reid A. B., Allsop J. M., Granser H., Millett A. J., Somerton I. W., 1990, Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics.,* 55, 80-91, DOI: https://doi.org/10.1190/1.1442774.

Remus, M. V. D., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., Groves, D. I., Reischl, J., 2000, Distal Magmatic-Hydrothermal Origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) Deposits, Southern Brazil. *Gondwana Research.,* 3, 155–174, DOI: https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70094-0.

Remus, M. V. D., Mcnaughton, N. J., Hartmann, L. A., Koppe, J. C., Fletcher, I. R., Groves, D. I., 1999, Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences.,* 12, 349–366, DOI: https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00026-7.

Ribeiro, M., 1970, Geologia da Folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil. *Bulletin of the National Department of Mineral Production (DNPM).,* 247, 1-142.

Ribeiro, M., Bocchi, P. R., Figueiredo, P. M., Tessari, R. I., 1966, Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Bulletin of the National Department of Mineral Production (DNPM).,* 127, 1-232.

Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992, Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics.,* 57, 116–125, DOI: https://doi.org/10.1190/1.1443174.

Ronchi, L. H. and Lobato, A. O. C., 2000, Minas do Camaquã. Um estudo multidisciplinar. São Leopoldo, Unisinos, 366 pp.

Salem, A., Williams, S., Fairhead, J. D., Ravat, D., Smith, R., 2007, Tilt-depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *The Leading Edge.,* 26, 1502-1505, DOI: https://doi.org/10.1190/1.2821934.

Soliani Jr, E., 1986, Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grandense e suas implicações de ordem geotectônica. Doctoral Thesis, University of São Paulo (USP), São Paulo, 417 pp, DOI: https://doi.org/10.11606/T.44.1986.tde-15072015-153916.

Sommer, C. A., Lima, E. F., Pierosan, R., Machado, A., 2011, Reoignimbritos e ignimbritos de alto grau do vulcanismo Acampamento Velho, RS: origem e temperatura de formação. *Revista Brasileira de Geociências.,* 41, 420-435, DOI: https://doi.org/10.25249/0375-7536.2011413420435.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., 1999, Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito - RS. *Revista Brasileira de Geociências.,* 29, 245-254, DOI: https://doi.org/10.25249/0375-7536.199929245254.

Spector, A. and Grant, F. S., 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics.,* 35, 293-302, DOI: https://doi.org/10.1190/1.1440092.

Teixeira, A. L., Gaucher, C., Paim, P. S. G., Fonseca, M. M., Parente, C. V., Silva Filho, W. F., Almeida, A. R., 2004, Bacias do estágio da transição da plataforma sul-americana. In: Neto, V. M., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B., Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca, São Paulo, p. 448–487.

Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R., 1990, Applied Geophysics (2nd ed.). Cambridge, Cambridge University Press, 770 pp. DOI: https://doi.org/10.1017/CBO9781139167932.

Thompson, D.T., 1982, EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics.,* 47, 31–37, DOI: https://doi.org/10.1190/1.1441278.

Thurston J. B. and Smith R. S., 1997, Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using SPI (TM) method. *Geophysics.,* 62, 807-813, DOI: https://doi.org/10.1190/1.1444190.

Toniolo, J. A., Gil, C. A. A., Sander, A., 2007, Metalogenia das bacias neoproterozóico-eopaleozóicas do Sul do Brasil: Bacia do Camaquã. Programa de Geologia do Brasil - Projeto Baneo, Porto Alegre.

Verduzco, B., Fairhead, C., Green, C., Mackenzie, C., 2004, New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge.,* 23, 116–119, DOI: https://doi.org/10.1190/1.1651454.

Weihermann, J. D., Ferreira, F. J. F, Oliveira, S. P., Cury, L. F., de Souza, J., 2018, Magnetic interpretation of the Paranaguá Terrane, southern Brazil by signum transform. *Journal of Applied Geophysics.,* 154, 116–127, DOI: https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2018.05.001.

Wijns C., Perez C., Kowalczyk P., 2005, Theta map: Edge detection in magnetic data. *Geophysics.,* 70, 39-43, DOI: https://doi.org/10.1190/1.1988184.

6.3 ARTIGO II - DOI: https://doi.org/10.1007/s00024-021-02771-6.

Pure Appl. Geophys.
© 2021 The Author(s), under exclusive licence to Springer Nature Switzerland AG
https://doi.org/10.1007/s00024-021-02771-6

Pure and Applied Geophysics

# Geophysical Characterization of a Potentially Mineralized Target in Copper Sulfides in the Northwest Limit of Camaquã Basin, Brazil

Henrique Garcia Pereira,[1] César Augusto Moreira,[2] Francisco José Fonseca Ferreira,[1] Pedro Lemos Camarero,[3] and Vinicius Antunes Ferreira da Silva[1]

*Abstract*—This work describes the reconnaissance and detailed phases of a potential copper sulfide mineralized target situated between the Sul-Riograndense Shield and the Camaquã Basin. The study area comprises the Victor Teixeira and the Capão Grande copper occurrences. These were recognized and catalogued in the 1960s by the Brazilian Department of Mining Production (DNPM in Portuguese) in the countryside of Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul State, Brazil. These occurrences are delimited in the surface by malachite and azurite disseminated mineralizations which fill fractures and sandstone and schist pores. The initial phase of reconnaissance involved a gravimetric survey that revealed an anomaly with high amplitude between the copper occurrences. The forward modeling of this anomalous peak showed a body with significant density, which was related to chalcocite, and motivated the use of resistivity and induced polarization in the detailed phase. Our data were associated with a conductive body and three resistive and three polarized bodies. The correlation between the conductive and the polarized bodies (situated below 60 m) was associated with sulfides in the subsurface. The resistive bodies situated above the polarized ones were attributed to silicified portions in the country rocks. The combination of procedures based on the geophysical analysis in an area delimited by structural and metallogenetic control showed efficiency in the prospect of the buried target, which is a common paradigm in current minerals research.

**Keywords:** Sul-Riograndense Shield, gravity, electrical resistivity, induced polarization.

## 1. Introduction

Industrial minerals represent a fundamental economic resource of modern societies, based on consumer goods of limited durability (Richards, 2009). Copper is an indispensable metal for the maintenance of various activities in the main sectors of industrial and technological production due to properties such as high electrical and thermal conductivity, excellent resistance to corrosion, high plasticity, ease of alloying with other metals, and mainly for its abundance and its competitive extraction/production costs compared to other metals such as gold or silver (Chatterjee, 2007).

The discovery of new deposits or even the expansion of reserves in exploration is normally carried out through a series of interconnected stages of investigation, which involve primarily the recognition and detailing of promising targets techniques such as geological mapping, soil and rock sampling, drillholes, geochemistry, remote sensing and geophysics (Guilbert & Park, 2007; Marjoribanks, 2010; Moon et al. 2006; Pereira, 2003; Peters, 1987). This set of techniques and procedures are characterized by elevated risk/cost and use of the most advanced geological research technologies (Dentith & Mudge, 2014; Moon et al. 2006).

Geophysics stands out as one of the main indirect tools for surface and subsurface investigation in various phases of mineral exploration, often contributing to the rapid acquisition and interpretation of data, thereby reducing the costs with boreholes due to the contrasts of physical properties between the mineral deposit and country rocks (Lowrie, 2007; Mussett & Khan, 2000; Telford et al. 1990). In the

[1] Department of Geology and Laboratory for Research in Applied Geophysics, Federal University of Paraná (UFPR), Coronel Francisco Heráclito dos Santos Avenue, 100 Jardim das Américas, Curitiba, Paraná State 81531-980, Brazil. E-mail: riconhecimento@gmail.com; francisco.ferreira@ufpr.br; vinicius.anp@gmail.com

[2] Department of Applied Geology, Geosciences and Exact Sciences Institute, São Paulo State University (UNESP), 24-A Avenue, 1515, Bela Vista, Rio Claro, São Paulo State 13506-900, Brazil. E-mail: moreirac@rc.unesp.br

[3] Department of Geology, Science and Technology Institute, Federal University of Alfenas (UNIFAL), José Aurélio Vilela Highway, 11999, Cidade Universitária, Poços de Caldas, Minas Gerais State 37715-400, Brazil. E-mail: camareropl@gmail.com

Published online: 17 June 2021

recognition stage, the geophysical methods of gravimetry, magnetometry and gamma-ray spectrometry are used in both aerial and terrestrial surveys. In the potential targets detailing phase, electrical resistivity, induced polarization and electromagnetic methods applied in terrestrial surveys are better suited (Kearey et al. 2002). According to Telford et al. (1990), the joint use of these methods is recommended since it increases the reliability and reduces the ambiguity of results.

The combined use of resistivity and induced polarization techniques in the search for disseminated sulfide deposits yields highly satisfactory results due to an association of metallogenic, geological and physical properties (Dentith & Mudge, 2014). Disseminated sulfide deposits normally have the association of ± quartz ± sulfides (pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite, gold, silver) ± metamorphosed clay minerals (chlorite, sericite) and hydrothermal minerals in widely varying proportions (Misra, 2000; Pirajno, 1992).

Country rocks as meta-sediments of pelitic origin can occur in an association with sulfides + clay minerals, with a geoelectric signature of low resistivity for sericitization and high chargeability for disseminated sulfides (Côrtes et al. 2016, 2019; Moreira et al. 2018; Pereira et al. 2017; Sultan et al. 2009). In contrast, granites, gneisses or schists composing country rocks often result in a combination of sulfides + quartz, with a geoelectric signature of high resistivity for silicification and high chargeability for disseminated sulfides (Moreira et al. 2016, 2019; Santos et al. 2018; Silva et al. 2018; White et al. 2001).

The use of airborne and terrestrial geophysical surveys (e.g. magnetometry, radiometrics and gravimetry) enables the selection of potential target bodies where there is a lack of outcrops, while fine-scale terrestrial surveys using resistivity and induced polarization methods maximize the analysis of their architecture, morphology and depth. These strategies optimize research time and costs compared to drillholes (Moon et al. 2006).

This work presents the recognition by a gravimetric method and detailed by resistivity and induced polarization techniques of a promising non-exposed target located between the Victor Teixeira and Capão Grande copper occurrences. The strong structurally controlled area of these outcrop occurrences alongside the fault zone between the Sul-Riograndense Shield and the Camaquã Basin is the main indicator for the potential of the mineralized environment where the target is located.

## 2. Study Area

The study area encompassing the proposed target and the Capão Grande and Victor Teixeira cupriferous occurrences is shown in Fig. 1. It is located in the central portion of Rio Grande do Sul State, 41 km northwest of the city of Caçapava do Sul.

Numerous prospects and occurrences of copper were recognized in the Caçapava do Sul region in addition to important deposits and mines explored over 100 years ago, which were associated with the rocks of the Sul-Riograndense Shield and the Camaquã Sedimentary Basin (Ronchi & Lobato, 2000). This area is called the Cupriferous Province of Caçapava do Sul (Remus et al. 2000) and it also presents mineralization of gold, silver, lead and zinc.

The main mining activity in the municipality of Caçapava do Sul is restricted to limestone. However, the exploration of the Santa Maria polymetallic deposit is expected, which is composed of disseminated lead and zinc sulfides and in veins along with gold, silver and subordinated copper sulfides. This ore deposit is located about 3 km southwest of the exhausted Camaquã copper mine.

The geological context of the study area is delimited by a portion of contact between the Sul-Riograndense Shield and the Camaquã Basin. In this region, outcropped rocks from the Vacacaí Metamorphic Complex and Maricá and Cerro do Bugio Groups are found. In addition, E–W-, NE–SW-, and NW–SE-trending faults are presented in the area (Fig. 2).

The Sul-Riograndense Shield comprises the southern segment of the Mantiqueira Province, which encompasses 65,000 km$^2$ of the south-central Rio Grande do Sul state. This shield is characterized by a wide spectrum of Precambrian igneous and metamorphic rocks, which have their origin related to crust formation processes that occurred during the

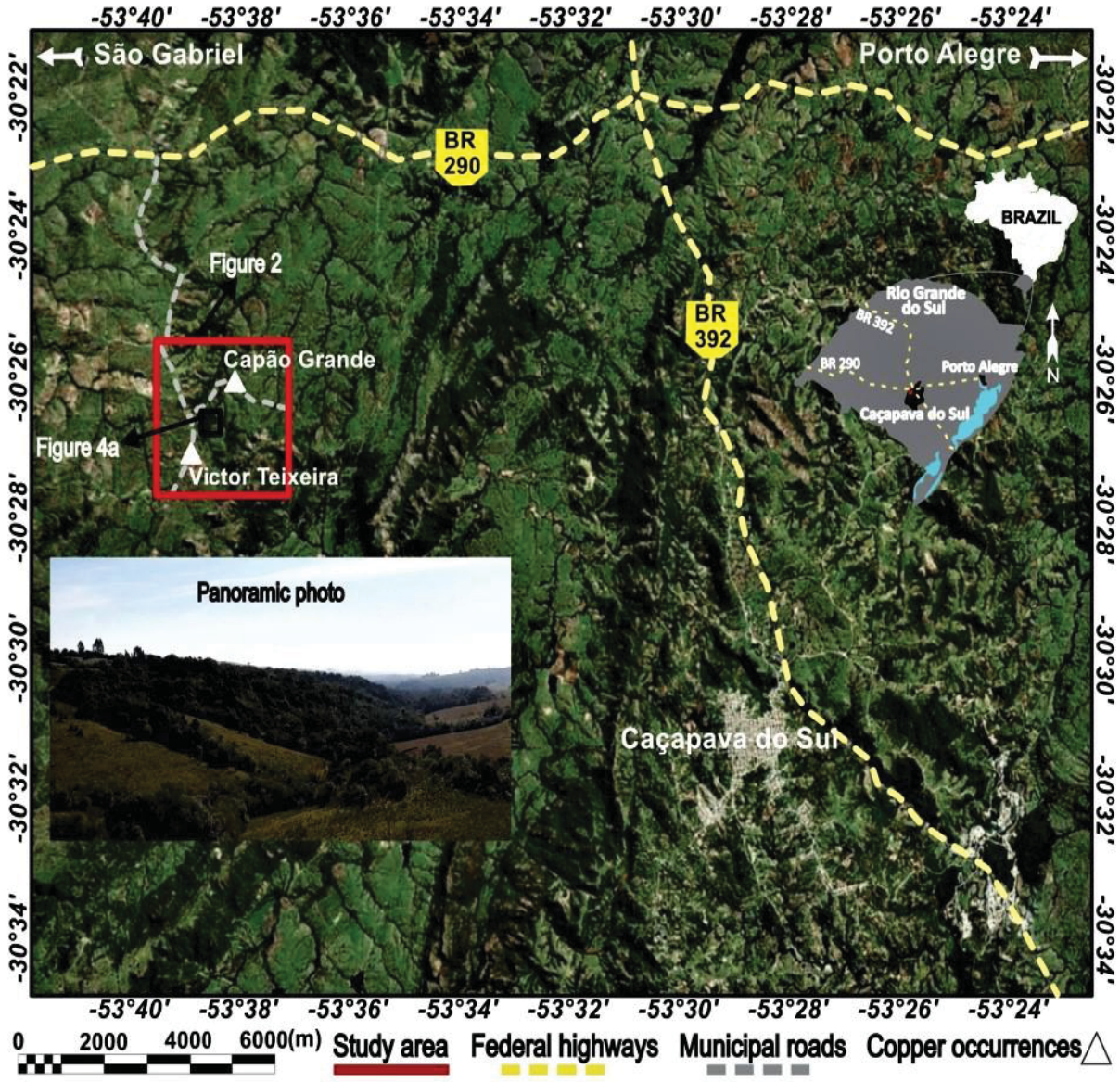



Figure 1
Location of the study area highlighting the mineral occurrences and the relief of the non-outcropped target (black polygon)

Trans-Amazonian/Eburian (Paleoproterozoic, 2.5–2.0 Ga) and Brasiliano/Pan-African (Neoproterozoic, 900–540 Ma) orogenic cycles (Almeida et al. 1981; Chemale Jr 2000; Soliani Jr 1986). Regional structures of NE–SW, NW–SE, and N–S trends separated this shield in the Taquarembó, São Gabriel, Santana da Boa Vista, and Pelotas domains (Borba, 2006; CPRM, 2007).

The Vacacaí Metamorphic Complex (750 Ma) constitutes a wide association of volcanic, volcaniclastic, and sedimentary rocks, which were metamorphosed primarily by younger post-tectonic Brazilian granitic intrusions into greenschist facies, phyllites, quartzites, marbles, hornblende schists, and chloritic schists, as well as magnesium sequences (CPRM 2000). The complex has four main deformation phases recognized by regional structures. The first three phases generated coaxial faults and folds with NE-SW oriented axes which plunge 50° to the northwest. The first two events are expressed in a tangential movement, while the third is characterized by shear. The last phase of deformation resulted in faults and folds with axes oriented NW–SE and E-W, which were produced by a strong reorientation in the

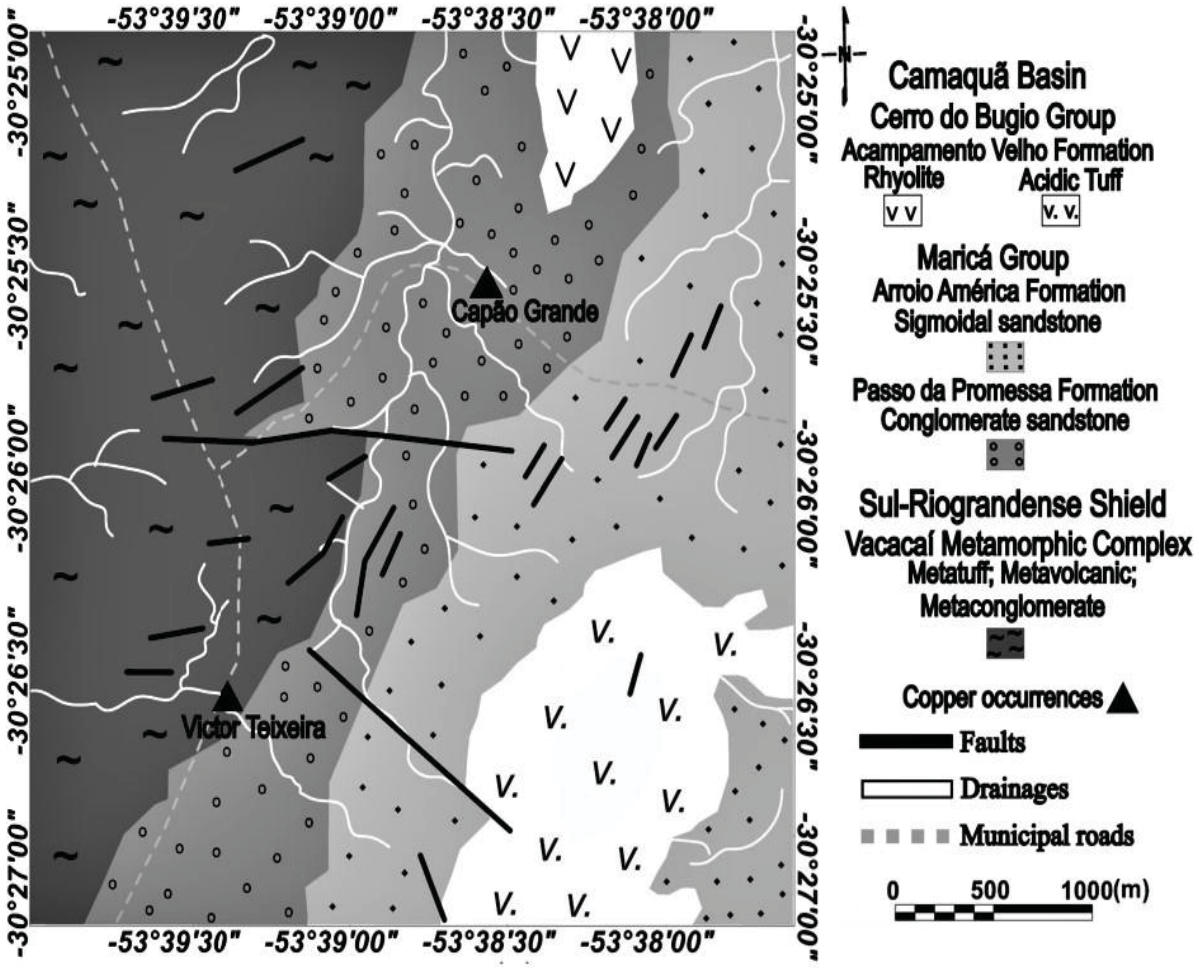



Figure 2
Geological map with the Victor Teixeira and Capão Grande occurrences. Modified from CPRM (1995)

stress system (CPRM 1995; Koppe, 1990; Remus et al. 1999).

The Camaquã Basin presents an elongated shape trending N30E and displays over 10,000-m-thick stratigraphic and volcanogenic successions (aged between 620 and 450 Ma) distributed over approximately 32,000 km$^2$ on the Sul-Riograndense Shield (Almeida et al. 1981, 2010; Fragoso-Cesar et al. 2000; Paim et al. 2000; Teixeira et al. 2004). These sequences do not show significant features of regional metamorphism and are delimited by high-angle major faults with NNE-SSW direction and basement highs, such as Caçapava do Sul to the west and Serra das Encantadas to the east (Almeida, 2005; Almeida et al. 2009; Borba, 2006).

The origin of Camaquã Basin filling was initially explained as a molassic model, deposited in a foreland basin context during the Brasiliano orogeny (Almeida, 1967; Fragoso-Cesar, 1991). Fernandes et al. (1995) reinterpreted the basin as being formed by different strike-slip basins from late phases to the collisional event with final evolution to transtensional rifts. Currently, the most acceptable idea for the Camaquã Basin is that it was formed by a superimposed system of intracontinental rifts in an anorogenic environment, despite that there is no clear link of how the basin is associated with the Brasiliano orogeny (Almeida et al. 2010; Fragoso-Cesar et al. 2000).

According to CPRM (2007), the Camaquã Basin filling sequence can be subdivided into five main groups: Maricá, Bom Jardim, Cerro do Bugio, Santa Bárbara, and Guaritas. These groups are separated by

an angular unconformity and are also subdivided into formations, dominantly limited by unconformities.

The Maricá Group comprises approximately 2500-m-thick siliciclastic rocks (sandstones, shales, siltstones, and conglomerates). These rocks were deposited between 620 and 580 Ma and record the evolution of two main depositional systems: fluvial plain with braided channels and wave-dominated shallow marine platform. The lower limit of the Maricá Group occurs in association with the Sul-Riograndense Shield basement through nonconformity, while Maricá upper contact with the Bom Jardim Group is marked by an angular unconformity (Pelosi & Fragoso-Cesar, 2003). The Maricá Group is also intruded by intermediate to acid volcanic rocks from the Bom Jardim and Cerro do Bugio groups, alongside the Lavras do Sul and São Sepé granites (Paim et al. 2000).

Pelosi and Fragoso-Cesar (2003) divided the Maricá Group into three formations: Passo da Promessa, São Rafael, and Arroio América. The Passo da Promessa Formation corresponds to the bottom unit, dominated by cross-stratified sandstones and subordinate conglomerate lenses, interpreted as deposits of river plains of braided channels. The São Rafael Formation, overlaying the Passo da Promessa Formation, marks the first event of marine flooding in the Camaquã Basin and consists of fine-grained sandstones and rhythmites generated in a wave-dominated shallow marine platform, associated with offshore sand-pelitic turbidites. The Arroio América Formation is the top unit and includes sandstones and conglomeratic facies generated in a system of river plains of braided channels, associated with distal portions of alluvial fans.

The Cerro do Bugio Group is almost 1000 m thick and is divided into the Santa Fé (bottom layer) and Acampamento Velho (top layer) Formations. The Santa Fé Formation has a minimum thickness of 300 m and is composed of conglomerates rich in acid volcanic and plutonic clasts, grading into sandstones with cross-stratification and sand-pelitic rhythmites, deposited in an environment dominated by longitudinal braided fluvial-deltaic systems (Paim et al. 2000).

The Acampamento Velho Formation represents the record of sodium alkaline affinity volcanism related to a post-orogenic extensional tectonic environment of approximately 700-m-thick sequence (Janikian et al. 2005; Sommer et al. 1999). This explosive-effusive volcanism is predominantly acid and formed in a subaerial environment associated with lavas and dikes of basic composition (Matté et al. 2012; Sommer et al. 2011).

The first publications on targets, occurrences and deposits of metallic minerals (Au, Ag, Cu, Pb and Zn) in the Sul-Riograndense Shield and the Camaquã Basin date from 1870 to 1912 (Harres, 2000; Ribeiro et al. 1966). However, more meticulous studies took place from the 1930s, after the development of scientific works about stratigraphy and metallogeny (Carvalho, 1932; Leinz et al. 1941; Teixeira, 1941).

The proposed genetic models for metallic mineralizations are usually the target of conflicting interpretations due to the diversity of models proposed in the literature. The origin of these mineralizations has been associated with a magmatic-tectonic system developed in the post-collisional period of the Dom Feliciano orogenesis, at the end of the Brasiliano cycle. The plutono-volcanic events recorded in the Camaquã Basin would have acted as thermal engines in the generation of epithermal systems, responsible for the circulation of paleofluids, the remobilization of country rocks metals and their later concentration (Fontana, 2016; Mexias et al. 2007; Remus et al. 2000; Toniolo et al. 2007).

The structural control of those important concentrations of metallic minerals is intrinsically associated with the tectonic episodes of generation and deformation of the Camaquã Basin over the Sul-Riograndense Shield. According to Almeida et al. (2010), two paleostress fields, related to forming tectonic events, and three later ones were recognized, which were associated with deforming tectonic events. The two first fields were associated with ENE-trending extension and ENE-trending compression, while the others were related to NW-oriented extension, NW-oriented compression, and NE-oriented extension. Also, the first paleostress corresponds to the N 20–30 E trend Irapuá Fault (Ribeiro et al. 1966), while the second is associated with the N 50–60  W oriented Cerro da Vigia Fault (Ribeiro, 1970).

The Victor Teixeira cupriferous occurrence, hosted at the Metamorphic Complex Vacacaí (Fig. 2), is characterized by an outcrop in the NE-SW direction that presents 5 m length and 2 m width. Chlorite-quartz-sericite schists and sericite-chlorite-quartz schists with gray to greenish-gray colors constitute the outcropping rocks. In addition, small impregnations of malachite were observed in fractures and the interfoliate spaces (Fig. 3a).

The Capão Grande occurrence is present in the Passo da Promessa Formation, the bottom unit of the Maricá Group in the Camaquã Basin (Fig. 2). This mineralization is characterized by an outcrop in the NE-SW direction, showing 19 m in length and 10 m in width, composed of intensely fractured medium-grained and reddish-brown arkosic sandstones. These sandstones host azurite and malachite, which mainly occupy fractures (Fig. 3b).

Figure 4
Location of the gravimetric profile A–A′(**a**) and the ERT profiles (1–7) (**b**). Yellow dashed lines represent the contacts between the major units, while cyan solid lines are faults

## 3. Materials and Methods

The gravimetric data set for the study area was acquired in a terrestrial survey along a profile A–A′ (N 35 E) approximately 3000 m in length that encompasses the Victor Teixeira and Capão Grande cupriferous occurrences (Fig. 4a). One hundred and thirteen stations constituted the profile and were spaced at 25 m. The measurements were collected using a Scintrex Autograv CG5 gravimeter, provided by the Applied Geophysics Laboratory of the Federal University of Pampa (UNIPAMPA). Two GPS RTK devices were used to position the gravimetric stations. The Main Church of Caçapava do Sul, a member of the Brazilian Fundamental Gravimetric

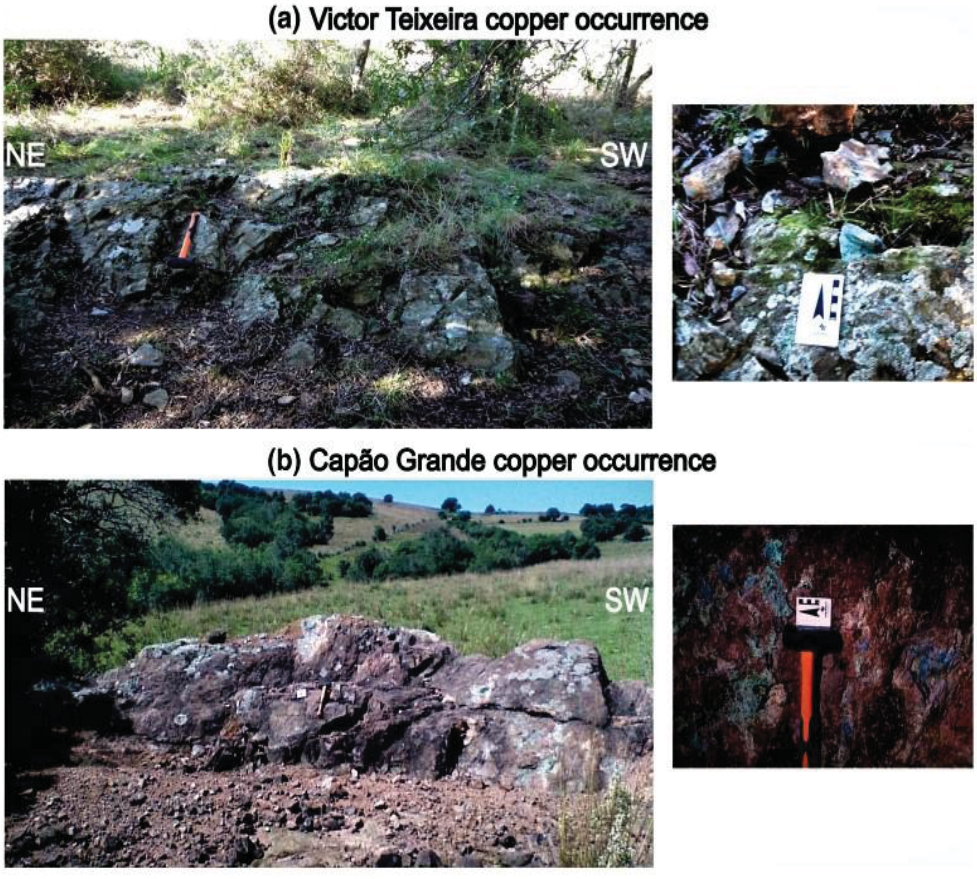
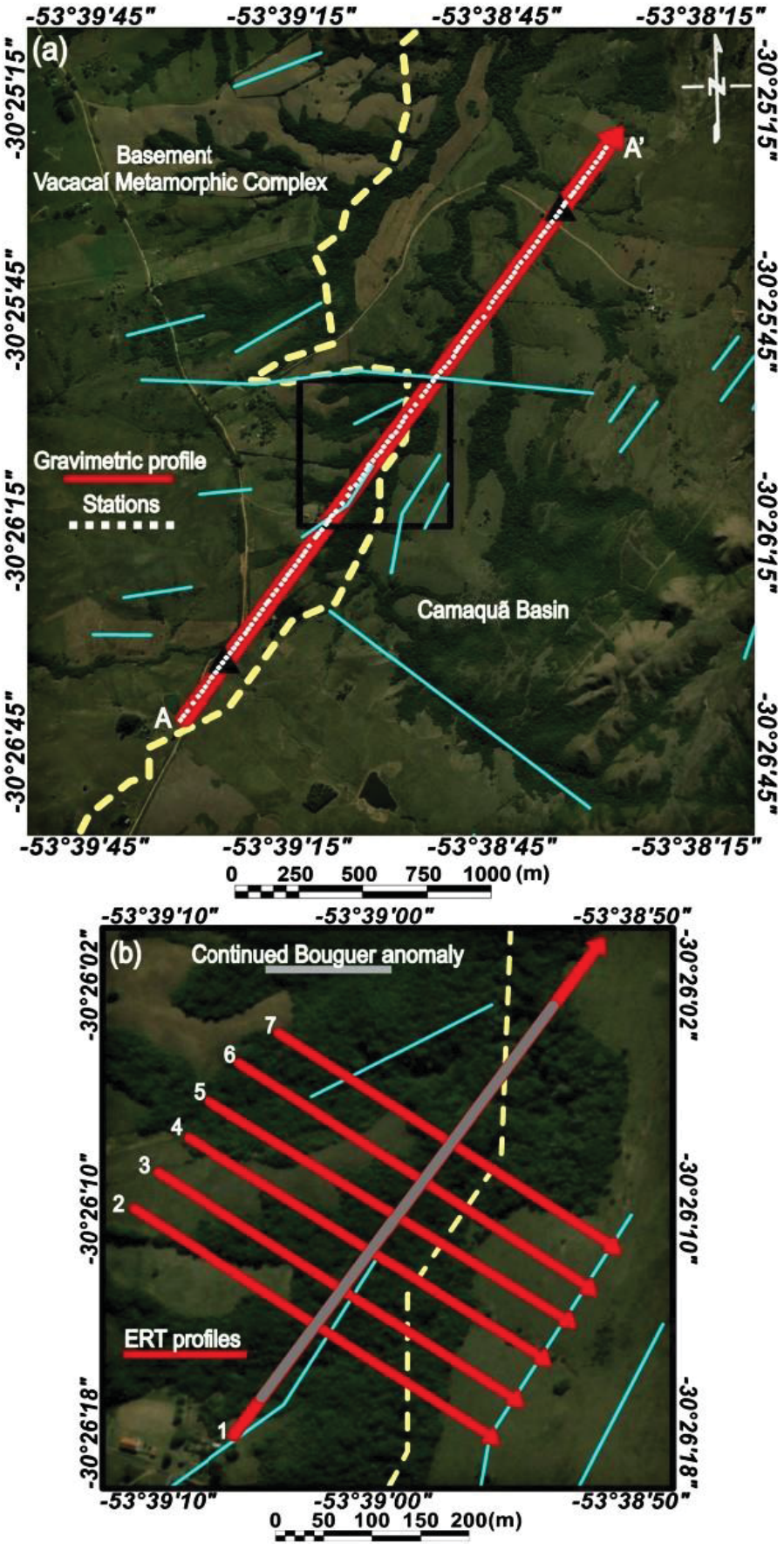



Figure 3
Outcrops of copper occurrences and in detail copper carbonates observed in each outcrop: **a** malachite in Victor Teixeira and **b** azurite and malachite in Capão Grande


-53°39'45"
-53°39'15"
-53°38'45"
-53°38'15"
(a)
N
-30°25'15"
-30°25'45"
-30°26'15"
-30°26'45"
Basement
Vacacaí Metamorphic Complex
A'
A
Gravimetric profile
Stations
Camaquã Basin
0 250 500 750 1000 (m)
-53°39'10"
-53°39'00"
-53°38'50"
(b)
Continued Bouguer anomaly
-30°26'02"
-30°26'10"
-30°26'18"
7
6
5
4
3
2
1
ERT profiles
0 50 100 150 200(m)

Network (IBGE 2018), was used as the base survey station.

The gravity extension of the Oasis Montaj program version 9.6 (Geosoft, 2019) was used to perform gravimetric corrections (e.g. instrumental drift, latitude, altitude and terrain) and to calculate the Bouguer anomaly (shown in Fig. 5). This anomaly was defined according to the latitude equation of Heiskanen and Moritz (1967) and an average crustal density of 2.67 g/cm$^3$. The terrain correction was developed based on the correlation of altimetric data from local stations and the digital elevation model derived from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) data. This correlation was based on the methods described by Kane (1962) and Nagy (1966).

The Bouguer anomaly was upward-continued 50 m to improve the signal/noise relation and to adjust the forward gravimetric modeling. The upward continuation (UW) simulates the acquisition of data at heights greater than the level at which the data were measured, that is, further from the sources. This filter minimizes or removes the high-frequency and noise signals. The UW is often used to compare magnetic and gravimetric data acquired at different altitudes (Milligan & Gunn, 1997).

To define a gravimetric model, the density of the main lithotypes recognized in the field (i.e. schists, quartzites, sandstones, pelites and rhyolites) was measured. The procedure adopted was based on Archimedes' principle through a measurement system for precision balances manufactured by Gehaka, belonging to the Laboratory of Analysis of Minerals and Rocks (LAMIR) of the Federal University of Paraná (UFPR).

The forward gravimetric modeling was performed in Oasis Montaj's GM-SYS 2D extension (Geosoft, 2019). This process replicates the geophysical response of the physical model, making adjustments to its dimensions and physical properties, always guided by the interpreter based on prior geological knowledge. The methods used by the software to calculate the gravimetric model response are based on Talwani et al. (1959), using the algorithms described by Marquardt (1963) and Won and Beavis (1987).

The recording of a positive gravimetric anomaly between the Victor Teixeira and Capão Grande occurrences motivated the phenomenon detailing by methods of electrical resistivity and induced polarization. Thus, seven electrical resistivity tomography (ERT) profiles were planned with a Wenner–Schlumberger array (AB = MN = 10 m), one 600 m in length along the gravimetric anomaly and the others perpendicular (N56W), 400 m long and spaced 50 m apart (Fig. 4b).

The equipment used was the Terrameter LS, manufactured by ABEM Instruments and provided by São Paulo State University (UNESP). The instrument was programmed to perform concomitant readings of apparent resistivity and chargeability with the following parameters: current injection time of 1 s, minimum current of 200 mA and maximum of 500 mA, two fixed reading windows with 100 ms each and reading after power cut of 0.2 s. As noise usually occurs in induced polarization surveys caused by contact resistance between the metal electrode and the soil surface, non-polarizable ceramic electrodes (filled with a supersaturated copper sulfate solution)

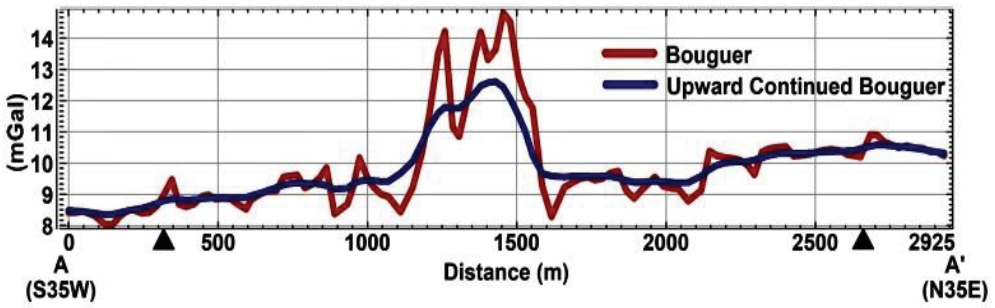



Figure 5
Profiles of the simple Bouguer anomaly and upward-continued Bouguer at 50 m. Triangles indicate the copper occurrences of Victor Teixeira (SW) and Capão Grande (NE)

were used for the injection of electrical current and recording of potential differences.

The inversion of the apparent resistivity and chargeability data was obtained by the RES2DINV program (Geotomo, 2003), but the final representation of the depth models was elaborated using the Oasis Montaj software (Geosoft, 2019), through the interpolation by the minimum curvature method (Briggs, 1974).

The data from 2D resistivity and chargeability models for each georeferenced section were gathered in a single file. They were interpolated by minimal curvature for the generation of multilevel maps, covering depths from close to the surface to around 80 m, comprising eight separate levels of 10 m. This form of data presentation aimed at better recognition of the spatial patterns of resistivity and chargeability anomalies.

Voxels were generated to visualize the resistivity and chargeability anomalies in the three-dimensional space. This form of presentation was performed based on kriging interpolation of the data in the 2D models using 15 m cells. Smoothing was applied over the standard pixelated view to better highlight the contrasts of the respective physical properties. The data interpolations of the multilevel maps and 3D voxels were also elaborated on the Oasis Montaj platform (Geosoft, 2019).

## 4. Results and Discussion

Figure 5 presents the simple and continued Bouguer anomalies from the gravimetric A–A′ profile that connects the copper occurrences in the study area. The upward continuation to 50 m smooths the high spatial frequencies of simple Bouguer anomaly and decreases the signal approximately to 2.2 mGal in the central region of highest amplitude.

The Victor Teixeira occurrence showed a value of 8.6 mGal, while the Capão Grande was 10.3 mGal (Fig. 5). This difference is coherent with the lowest mean density obtained from the schists bearing malachite in comparison with the samples of sandstones with malachite and azurite of Table 1. This suggests a higher volume of copper ore in the Camaquã Basin sandstones, which is also justified by in situ visualization of higher porosity of these rocks in relation to the basement's schists.

Table 1

*Density values determined for the lithotypes of the study area*

| Rocks | Average density (g/cm$^3$) |
|---|---|
| Schists | 2.640 |
| Quartzites | 2.610 |
| Sandstones | 2.596 |
| Pelites | 2.564 |
| Rhyolites | 2.398 |
| Schists with carbonate (malachite) | 2.685 |
| Sandstones with carbonate (malachite and azurite) | 2.715 |

The gravimetric model (Fig. 6), associated with the attenuation of spatial frequencies derived from the Bouguer upward-continued anomaly, enabled a better fit between the observed and calculated data. The resulting small error is due to the choices made by the interpreter, based mainly on the geological data in Fig. 2 and the density values of Table 1.

The gravimetric peak with the highest amplitude of 12.6 mGal (Fig. 6) is explained by a body with a mean density near the chalcocite ($Cu_2S$)—5.650 g/cm$^3$ (Telford et al. 1990), in relation to the schists without mineralization in the study area (Table 1). The significant lateral dimension of this body of 400 m, with a top depth of 25 m and a base of 100 m, motivated further study by electrical resistivity and induced polarization.

The gravimetric model (Fig. 6) revealed six other minor bodies with densities equivalent to chalcocite. Four of them are situated in the context of the metamorphic basement and two in the Camaquã Basin, which has a density similar to sandstones without carbonates from Table 1. Two of those bodies coincide with the Capão Grande and Victor Teixeira occurrences, where previous studies demonstrated the existence of copper sulfides in the subsurface (Bitencourt et al. 2020; Cortês et al. 2016, 2019; Fries et al. 2020; Moreira & Ilha, 2011; Pereira et al. 2017). The other bodies are located at non-outcropped areas corresponding to the most significant body, and therefore are targets for future studies.

Important studies using electrical resistivity and induced polarization have been carried over the past decade in the cupriferous occurrences in both the Vacacaí Metamorphic Complex and the Camaquã Basin (Cortês et al. 2016, 2019; Moreira & Ilha 2011; Moreira et al. 2012, 2018, 2019; Pereira et al. 2017; Santos et al. 2018). In the majority of these works, the hypothesis of the sulfide mineralization is associated with a conductive and polarized domain, in contrast to high resistivity and low chargeability zones, which are attributed to sterile and silicified zones in the country rocks.

Figures 7 and 8 show the 2D depth models, with the topography, for the resistivity and chargeability parameters, respectively. These models were originated from the electrical detail of the corresponding peak gravimetric measurement of 12.6 mGal (Fig. 6). The resistivity and chargeability are standardized in a unique scale of colors by each variable.

The 2D models of resistivity (Fig. 7) and chargeability (Fig. 8) of line 1, 600 m long, correspond to the anomalous segment of the continued Bouguer anomaly. The models reached depths of 135 m in the central regions. The other models of lines 2–7, perpendicular and each with 400 m in length, reached approximately 80 m in subsurface.

Figure 7
Resistivity 2D depth models with the segment disposition of the upward-continued Bouguer anomaly of interest. Red lines indicate the electrical profiles, while black lines represent geological faults. The geological contact between the basement and the Camaquã Basin is represented by dashed lines

The 2D resistivity models showed a variety of values between 1 and 42,748 mΩ (Fig. 7). All these models were characterized by a superficial stratum of low resistivity, situated at 1 mΩ and 2390 mΩ, and with a maximum thickness of 20 m, which corresponds to a regolith. Elliptic and circular resistivity anomalies (11,000 mΩ to 42,000 mΩ) are indicated in depths above 25 m (Fig. 7).

The resistivity of line 1 (Fig. 7) has a similar format as the body revealed in the maximum

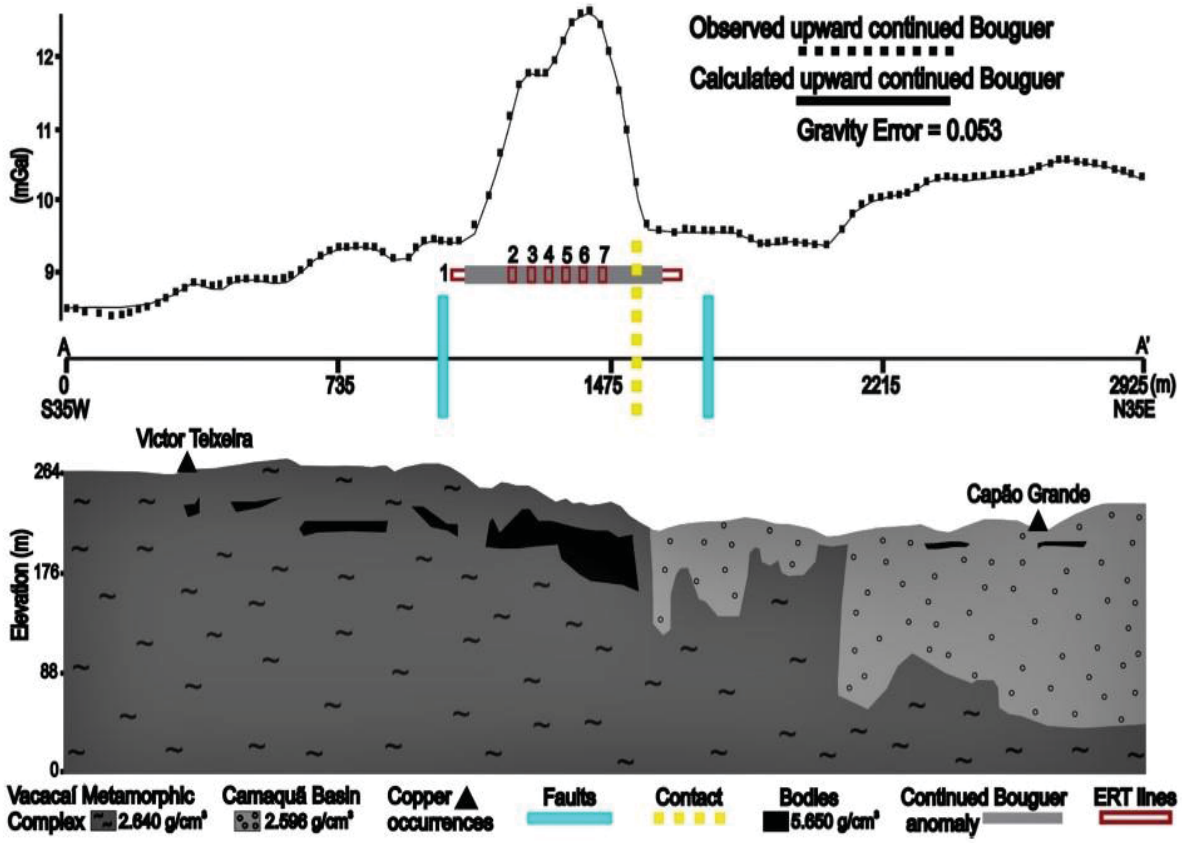
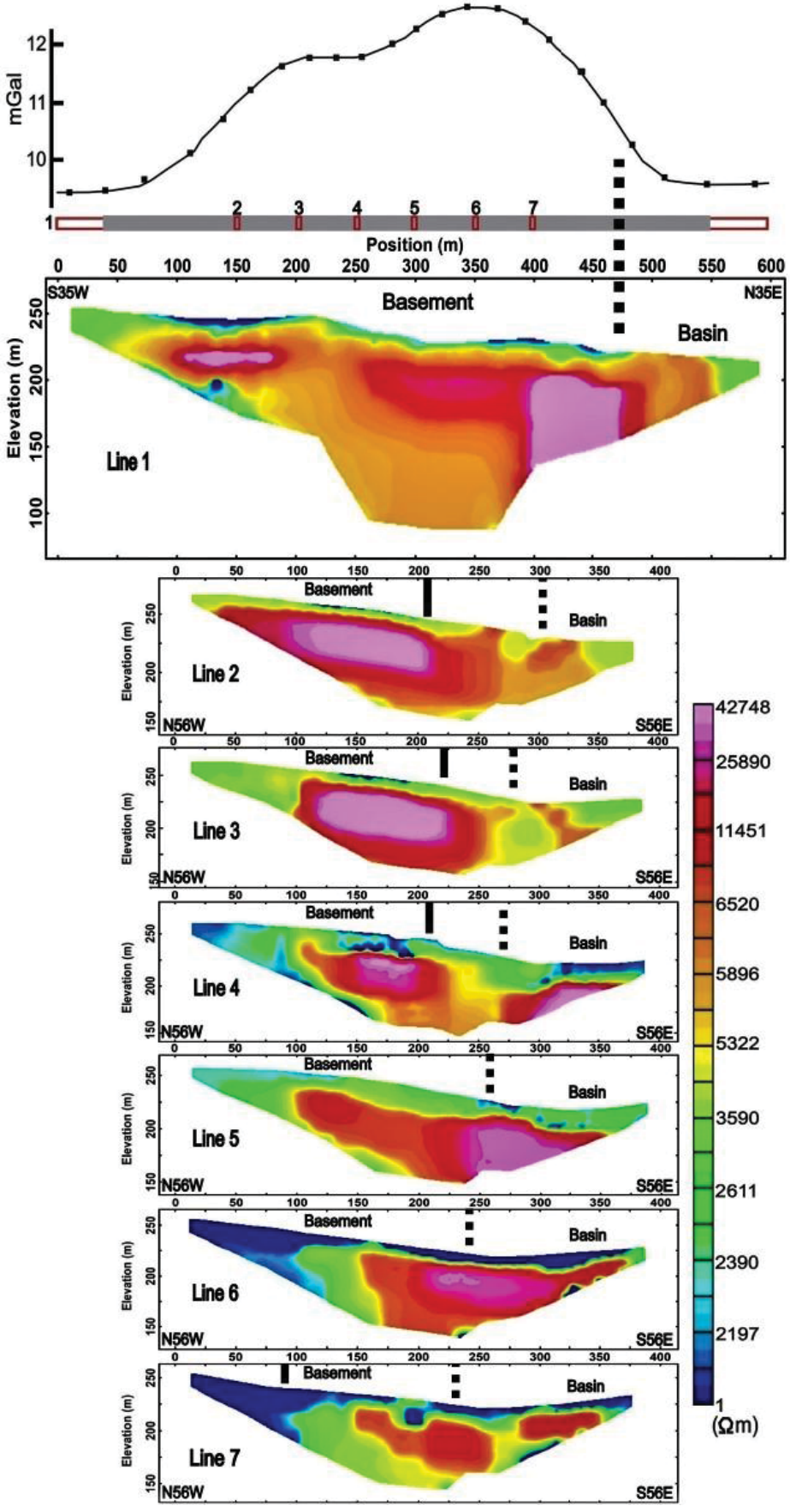



Figure 6
Gravimetric model of the A–A′ profile


mGal
12
11
10
1
2
3
4
5
6
7
Position (m)
0 50 100 150 200 250 300 350 400 450 500 550 600
S35W
N35E
Basement
Basin
Elevation (m)
250
200
150
100
Line 1
Line 2
Line 3
Line 4
Line 5
Line 6
Line 7
N56W
S56E
42748
25890
11451
6520
5896
5322
3590
2611
2390
2197
1
(Ωm)

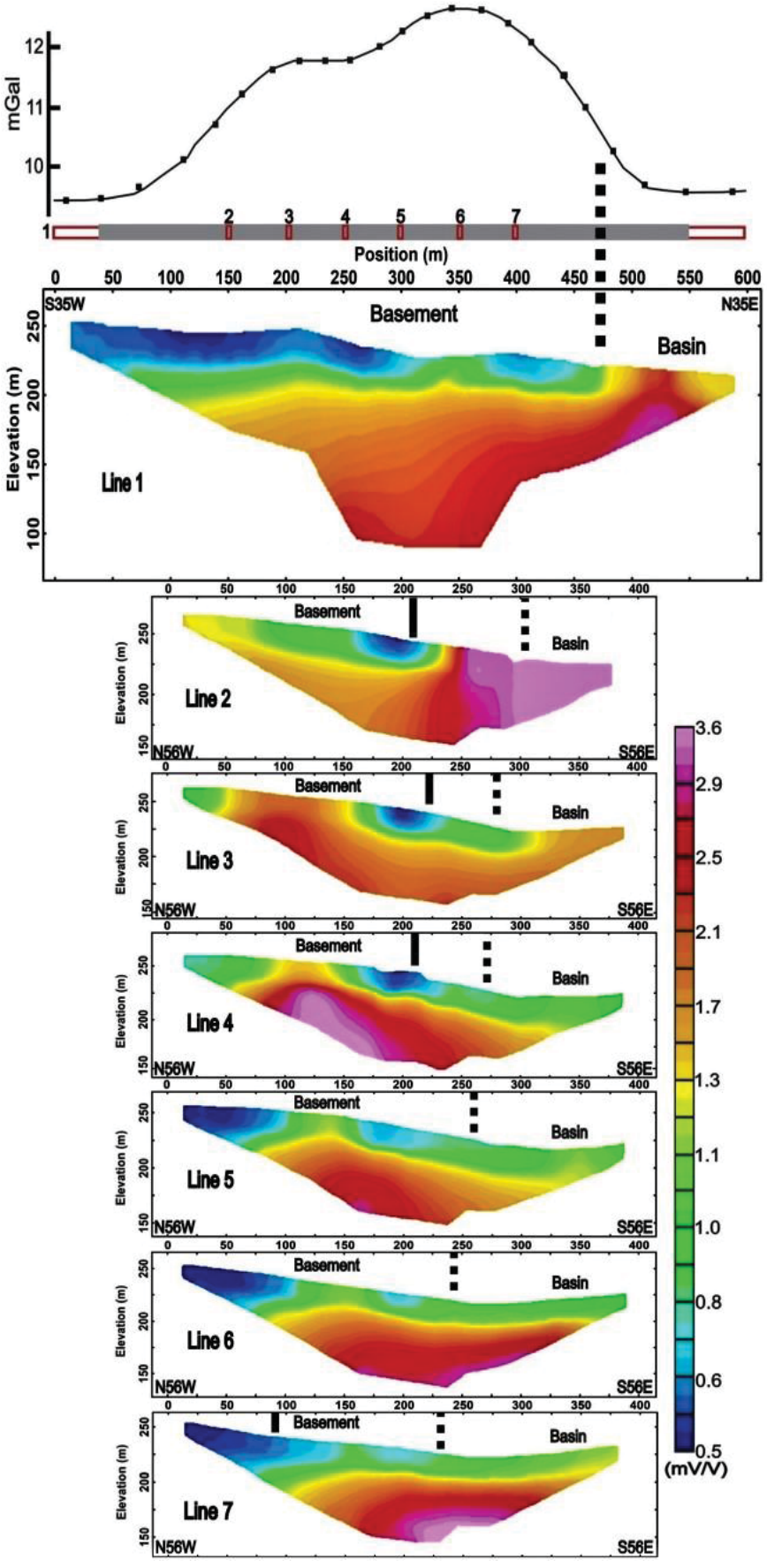

mGal
12
11
10
1
2
3
4
5
6
7
Position (m)
0 50 100 150 200 250 300 350 400 450 500 550 600
S35W
N35E
Basement
Basin
Elevation (m)
250
200
150
100
Line 1
Line 2
Line 3
Line 4
Line 5
Line 6
Line 7
N56W
S56E
3.6
2.9
2.5
2.1
1.7
1.3
1.1
1.0
0.8
0.6
0.5
(mV/V)

Figure 8
Chargeability 2D depth models with the segment disposition of the upward-continued Bouguer anomaly of interest. Red lines indicate the electrical profiles, while black lines represent geological faults. The geological contact between the basement and the Camaquã Basin is represented by dashed lines

amplitude of the gravimetric signal (Fig. 6). In both models, the top of the body has a depth of 25 m. The contact between the Metamorphic Basement and the Camaquã Basin is coherent to the NE limit of the modeled body in Fig. 6 as well as the resistive body of line 1 in Fig. 7. The maximum NE limit depth of this body is estimated at 100 m in the gravimetric modeling (Fig. 6).

In lines 2 and 3, the elliptic resistive area has a preferential trend in the context of the Vacacaí Metamorphic Complex rocks. However, from line 4, this trend is also observed in the sandstones of the Camaquã Basin (Fig. 7).

The southeast border of lines 2, 3 and 4 resistive areas, near the 200 m (Fig. 7), corresponds to the subsurface position of a fault in the geological map (Fig. 4b). Therefore, this represents an expression in depth. The northwest border of the resistive zone in lines 5 and 6 (Fig. 7), situated predominantly in the Camaquã Basin and near the 200 m, could represent the continuity of this fault to the NE (Fig. 4b).

In the position between the contact of the Metamorphic Basement and the Camaquã Basin in lines 2, 3 and 4, the resistivity values are intermediate (Fig. 7). In line 4, there is a correspondence with the northwest border of the resistive zone situated in the sedimentary rocks. In lines 5, 6 and 7, the geological contact coincides with the resistivity central portion in this area (Fig. 7).

The 2D chargeability models showed a restricted interval of variation, between 0.5 and 3.6 mV/V (Fig. 8). The dominant trend is sub-horizontal to vertical layers with a gradual increase in chargeability with depth. Similarly to the resistivity models of Fig. 7, the more superficial layers up to 1 mV/V are indicated as the thick soil layer.

Zones with chargeability values above 2.5 mV/V are present in lithotypes of the Vacacaí Metamorphic Complex (southwest of line 1 contact and to the northwest of lines 2–7) and the Camaquã Basin (northeast of the line 1 contact and southeast of lines 2–7) (Fig. 8).

The distribution of a higher chargeability area in lines 1 and 2 occurs in a sub-horizontal shape below the thick layer of regolith in the metamorphic basement portion, verticalizing near the limits of the sedimentary rocks (Fig. 8). The distribution of the high chargeability of line 1 did not exhibit a similar format to the body of interest corresponding to the gravimetric peak (Fig. 6) or the resistivity area equivalent of Fig. 7.

In lines 3, 4 and 5 (Fig. 8), the zones with higher chargeability have a preferential trend in the Vacacaí Metamorphic Complex rocks. They are verticalized in the 100 m station near the surface and step near the section bases in the southeast towards the contact. From line 6, the dispersion of elevated chargeability has the format of horizontal layers in the section bases in both geological domains (Fig. 8).

The first map of Fig. 9a and b indicates the topographic panorama of the gravimetric target area. It is observed that there is a different level between the basement and the Camaquã Basin. This accentuated step, in addition to the dense vegetation cover (see Fig. 1), challenged the implementation of electrical resistivity and induced polarized profiles. The other maps showed a large variety of resistivity values, 1 Ωm to 44,641 mΩ (Fig. 9a), in contrast to a less variable chargeability, between 0.5 and 4.0 mV/V (Fig. 9b).

In the resistivity maps of Fig. 9a, there are three very resistive anomalies (27,000 to 44,000 Ωm) between depths of 25 m and 50 m, which are arranged in the directions W–E, N 26 W and N 36 E. Their values are increasingly reduced with increased depth. These anomalies demonstrate good spatial correlation with the positioning of the largest fault and lithological contact.

In the chargeability maps of Fig. 9b, three anomalies with high values (4 mV/V) and W–E, N 19 W and N 55 E trend were also observed between depths of 25 m and 50 m, followed by a gradual decrease in intensity with increasing depth. These anomalies reveal a better correlation with the geological boundary arrangement than with the larger fault.

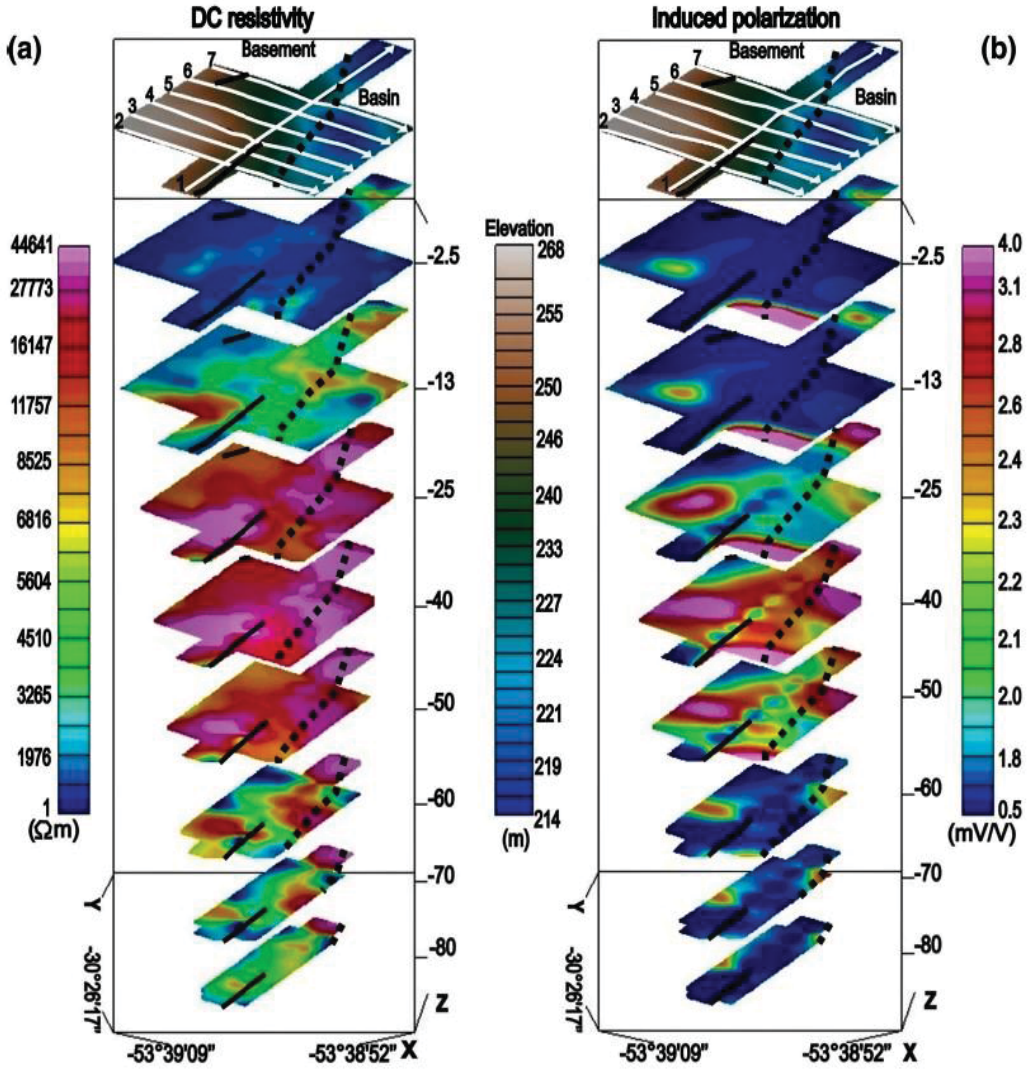



Figure 9
Multilevel resistivity maps (**a**) and chargeability (**b**). White lines indicate the electrical profiles, while black lines represent geological faults. The geological contact between the basement and the Camaquã Basin is represented by dashed lines

In the first 13 m of the subsurface, only the highly chargeable W-E anomaly was highlighted (Fig. 9b). Conductive values can be seen in the corresponding positions and depths of the resistivity maps in Fig. 9a.

In the resistivity voxels of Fig. 10a, a body with 3000 Ωm in blue and three with 21,000 Ωm in magenta are defined. The body of low resistivity, cylindrical shape and N–S trend, is delineated between depths of 60 m and 150 m. The resistive body of direction W–E, located further inside the Vacacaí Metamorphic Complex, shows a 20 m top and a 58 m base (Fig. 10a). The other bodies of high resistivity that follow the geological limit indicate a top of 25 m and depths of 125 m and 155 m, respectively, for bodies in the N 24 W and N 48 W directions.

In the chargeability voxels of Fig. 10b, two bodies with 1 mV/V in blue and three others with 4.3 mV/V in pink are shown. The value defined as high chargeability is similar to those attributed by Moreira et al. (2018), Silva et al. (2018) and Moreira et al. (2019) to the metallic sulfides of the Vacacaí Metamorphic Complex.

The low-chargeability bodies exhibit elongated shapes in the directions N 44 E and W-E, horizontal distribution up to 40 m deep and good spatial correlation with the faults. The smaller polarizable body with N 52 W attitude is located on the metamorphic

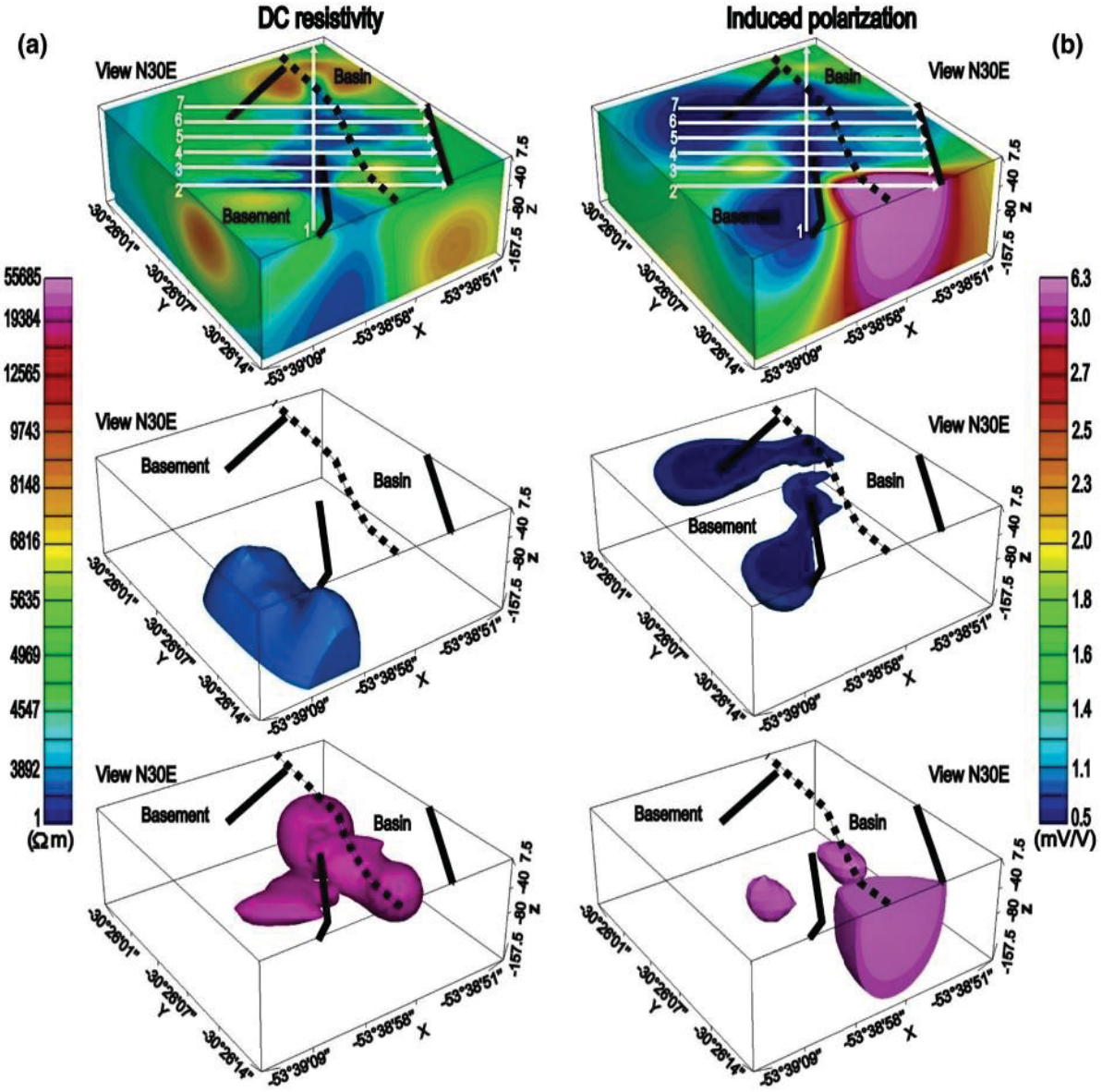



Figure 10
Resistivity (**a**) and chargeability (**b**) voxels. White lines indicate the electrical profiles, while black lines represent geological faults. The geological contact between the basement and the Camaquã Basin is represented by dashed lines

basement between depths of 45 and 110 m, while the equivalent dimension, N–S direction, positioned in geological contact, shows a 65 m top and a 125 m base (Fig. 10b). The largest body with high chargeability and W–E trend, also associated with the lithological limit, is indicated between 15 and 150 m depth.

The conductive body N–S correlates below 60 m in depth with the polarizing bodies of direction N 52 W and W–E (Fig. 11a). The high-chargeability N–S body is covered by the longer resistive body with N 24 W trend and limited to the northeast by the circular resistive body with N 48 W direction (Fig. 11b). The shallow W–E resistive body also covers a small part of the N 24 W attitude polarizable body.

The verification of correlation between the conductive body N–S and the polarizable N 52 W and W–E at depths greater than 60 m corroborates the indication of the possible occurrence of copper sulfides suggested by gravimetric modeling in the area corresponding to the upper Bouguer of Fig. 6.

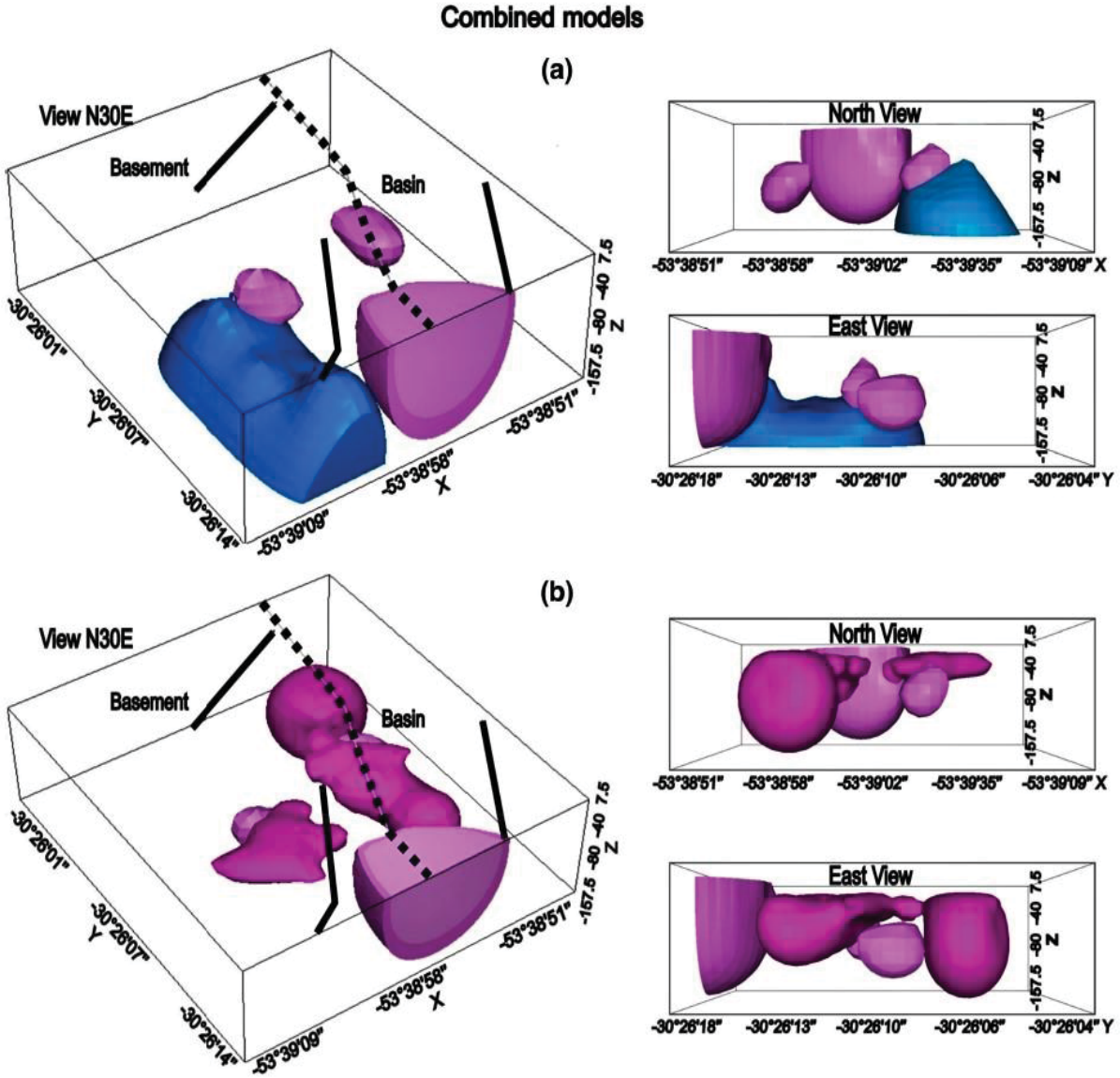



Figure 11
Integration between 3D bodies of interest: **a** low resistivity and high chargeability; **b** high resistivity and chargeability. Black lines indicate the geological faults, while dashed lines represent the geological contact between the basement and the Camaquã Basin

Sulfides are considered close to metallic conductors and tend to accumulate charge when a current is applied (Dentith & Mudge, 2014; Milsom, 2003; Telford et al. 1990).

In turn, the more superficial resistive bodies that cover and involve those with a higher depth of charge are understood as possible silicification zones. Cementing fractures and pores by enriching quartz increases the electrical insulating capacity of minerals (Dentith & Mudge, 2014; Milsom, 2003; Telford et al. 1990). For Moreira et al. (2018), Santos et al. (2018) and Cortês et al. (2019), these silicification zones are demarcated by fractures and pores filled with copper carbonates.

This configuration (or zoning) revealed by the geoelectric bodies is analogous to the genetic model of low-sulfide epithermal deposit, a product of the percolation of hydrothermal fluids within the pores and weakness zones in the country rocks (Cortês et al. 2019). According to Pirajno (1992) and Misra (2000), the products of the action of hydrothermal processes are responsible for the genesis of several massive and disseminated sulfide epithermal deposits, resulting in

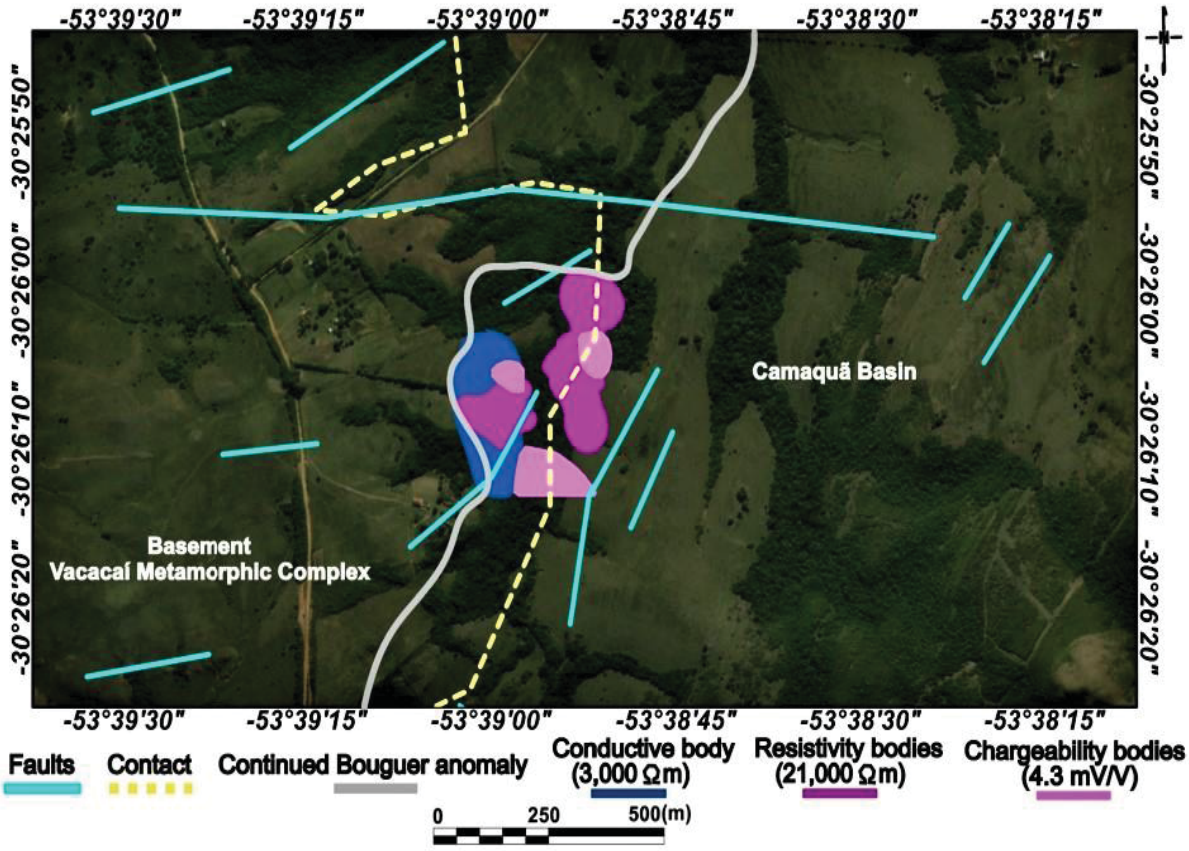



Figure 12
Disposition of geoelectric bodies in the maximum amplitude portion of the upward-continued Bouguer anomaly

the formation of silicified, clay and sulfide zones, in addition to joints, fractures and faults.

The sulfide mineralization suggested for the non-outcrop target between the cupriferous occurrences of Victor Teixeira and Capão Grande was possibly controlled by the NE–SW- and E–W-trending faults and the contact zone between the Vacacaí Metamorphic Complex and the Camaquã Basin (Fig. 12). This context corroborates the hypothesis of circulation of hydrothermal fluids enriched in silica and metals with ore filling in fractures and of dissemination through empty spaces of basement schist foliation and arkosic sandstone pores of the Passo da Promessa Formation.

Even in the face of indirect evidence of copper sulfides in the target area of the study, further work is necessary to confirm, sample and quantify levels by drillholes for economic feasibility analysis.

## 5. *Conclusions*

The strategy of combined use of geophysical methods in different stages of investigation in an area with two cupriferous occurrences recognized in terrain with strong structural control demonstrated satisfactory results in the identification and characterization of a potentially mineralized target in sulfides. This remarkable structural control was fundamental as a motivating geological criterion for geophysical research since the vast majority of occurrences and deposits of base metals hosted in the rocks of the Sul-Riograndense Shield and the Camaquã Basin are associated with NE–SW and NW–SE direction faults.

The gravimetric reconnaissance investigation phase revealed an anomaly with high amplitude between the copper occurrences. The forward modeling of this anomalous peak showed a body with a

density related to chalcocite, 400 m in width and with a depth of 100 m, which motivated the use of electrical methods in the detailed phase. In addition, the gravimetric model revealed other minor bodies with densities equivalent in non-outcropped areas, that may be targeted for subsurface assessments in future geophysical campaigns.

The step of detailing the gravimetric target indicated associations between a conductive body and two polarizable ones, located between 60 and 110 m, in addition to the correlation between two resistive bodies and a polarizable one in portions near to the surface. This configuration corresponds to hydrothermal alteration zones of low sulfidation epithermal deposits with eventual structural control.

The gravimetric (high Bouguer values) and geoelectric (low resistivity and high chargeability) signature obtained in the study area suggests a non-outcropping mineral occurrence, labeled in this work as the Rico target, between the Victor Teixeira and Capão Grande occurrences, possibly constituting copper sulfides, which should be the object of direct investigations by drilling to confirm its ore content and economic viability.

Finally, the use of geophysics in the search for new occurrences in places of high geological-structural complexity and without outcrops is a rational alternative in technical and economic terms of mineral research and exploration projects. Therefore, this may assist the selection of targets and increases the chances of success in discovering mineral accumulation of satisfactory financial return.

## *Acknowledgements*

H.G. Pereira is grateful to Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES, Brazilian Ministry of Education, for the fellowship received in this research. C.A. Moreira and F.J.F. Ferreira were supported in this research by National Council for Scientific and Technological Development (CNPq, Brazil) (contracts 470821/2013-2 and 303826/2018-5, respectively). We also thank the Laboratory for Analysis of Minerals and Rocks (LAMIR) of the Federal University of Paraná and geophysics laboratories of São Paulo State University (UNESP) and Pampa Federal University (UNIPAMPA) for the technical support.

**Publisher's Note** Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

## References

Almeida FFM (1967) Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *Bulletin of the National Department of Mineral Production (DNPM)* 241:1–36.

Almeida, R. P. (2005). *Tectônica e sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do grupo Caacupé (Paraguai Oriental).* Doctoral Thesis, University of São Paulo (USP), São Paulo, p 216.

Almeida, F. F. M., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B., & Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews, 17*(1–2), 1–29. https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9

Almeida, R. P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A. R. S., & Marconato, A. (2009). Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: The Guaritas Rift, Early Cambrian Southern Brazil. *Sedimentary Geology, 217*(1–4), 30–51. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.01.010

Almeida, R. P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A. R., & Fambrini, G. L. (2010). The ediacaran to cambrian rift system of southeastern South America: tectonic implications. *The Journal of Geology, 118*(2), 145–161. https://doi.org/10.1086/649817

Bitencourt, J. C., Lima, J. P. R., Hansen, M. A. F., Pereira, H. G., & Moreira, C. A. (2020). Aplicação de método eletromagnético terrestre de investigação rasa numa ocorrência cuprífera localizada no interior do município de Caçapava do Sul (RS). *Geociências, 39*(2), 379–391. https://doi.org/10.5016/geociencias.v39i2.13158

Borba, A. W. (2006). *Evolução geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozoico e Paleozoico Inferior do Escudo Sul-rio-grandense, RS, Brasil): Uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica.* Doctoral Thesis, University of Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, p 121.

Briggs, I. C. (1974). Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics, 39*(1), 39–48. https://doi.org/10.1190/1.1440410

Carvalho, P. F. (1932). Reconhecimento geológico no estado do Rio Grande do Sul. *Bulletin of the National Department of Mineral Production (DNPM),* 66, 1–73.

Chatterjee, K. K. (2007). *Uses of Metals and Metallic Minerals.* New Age International Publishers.

Chemale, F., Jr. (2000). Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In M. Holz & L. F. De Ros (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul* (pp. 13–52). CIGO/UFRGS.

Côrtes, A. R. P., Moreira, C. A., Veloso, D. I. K., Vieira, L. B., & Bergonzoni, F. A. (2016). Geoelectrical prospecting for a copper sulfide mineralization in the Camaquã sedimentary basin Southern Brazil. *Geofísica Internacional, 55*(3), 165–174. https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2016.55.3.1719

Cortês, A. R. P., Moreira, C. A., Paes, R. A. S., & Veloso, D. I. K. (2019). Geophysical and metallogenetic modelling of the copper occurrence in Camaquã Sedimentary Basin, Brazilian Southern. *Pure and Applied Geophysics, 176*, 4955–4968. https://doi.org/10.1007/s00024-019-02190-8

CPRM Brazilian Geological Survey. (1995). *Passo do Salsinho, Folha SH.22-Y-A-I-4: Estado do Rio Grande do Sul.* Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Projeto Mapeamento Geológico e Metalogenético

CPRM Brazilian Geological Survey. (2000). *Cachoeira do Sul: folha SH22-Y-A: estado do Rio Grande do Sul*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, 1–147.

CPRM Brazilian Geological Survey. (2007). *Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul.* Programa Geologia do Brasil Projeto Geologia do Brasil ao Milionésimo.

Dentith, M., & Mudge, S. T. (2014). *Geophysics for the mineral exploration geoscientist.* Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/CBO9781139024358

Fernandes, L. A. D., Menegat, R., Costa, A. F. U., Koester, E., Porcher, C. C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G. E., & Camozzato, E. E. (1995). Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-grandense: Parte I. Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira De Geociências, 25*(4), 351–374.

Fontana, E. (2016). *Hidrotermalismo e mineralizações das rochas vulcânicas da mina do Seival: evolução geoquímica e isotópica (δ34S, δ18O e δ13C) dos fluidos e sua correlação com outros depósitos de minérios epitermais da Bacia do Camaquã—Rio Grande do Sul—Brasil.* Doctoral Thesis, University of Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, p 201.

Fragoso-Cesar, A. R. S. (1991). *Tectônica de placas no Ciclo Brasiliano: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul.* Doctoral Thesis, University of São Paulo (USP), São Paulo, p 387.

Fragoso-Cesar, A. R. S., Fambrini, G. L., Almeida, R. P., Pelosi, A. P. M. R., Janikian, L., Riccomini, C., Machado, R., Nogueira, A. C. R., & Saes, G. S. (2000). The Camaquã extensional basin: neoproterozoic to early cambrian sequences in Southernmost Brazil. *Revista Brasileira De Geociências, 30*(3), 442–445.

Fries, M., Zago, M. M., & da Silva, F. G. (2020). A geophysical study contributing to analysis and characterization of a localized copper occurrence. *Journal of Applied Geophysics, 179*, 104129. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2020.104129

Geosoft. (2019). *Oasis Montaj Software for earth science mapping and processing.* Geosoft Incorporation Ltd.

Geotomo. (2003). *RES2DINV (version 3.52), Rapid 2-D Resistivity and IP inversion using the least-squares method.* Geotomo Software.

Guilbert, J. M., & Park, C. F., Jr. (2007). *The geology of ore deposits.* Waveland Press Inc.

Harres, M. M. (2000). Minas do Camaquã (Caçapava do Sul, RS): A exploração do cobre no Rio Grande do Sul. In L. H. Ronchi & A. O. C. Lobato (Eds.), *Minas do Camaquã: um estudo multidisciplinary* (pp. 21–53). Unisinos.

Heiskanen, W., & Moritz, H. (1967). *Physical Geodesy.* Freeman and Campany.

IBGE—Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. (2018). Banco de dados geodésicos—*Relatório de estação geodésica.* http://www.bdg.ibge.gov.br/bdg/pdf/relatorio.asp?L1=8112593. Accessed 02 Mar 2018.

Janikian, L., Almeida, R. P., Fragoso-Cesar, A. R. S., Corrêa, C. R. A., & Pelosi, A. P. M. R. (2005). Evolução Paleoambiental e Sequências Deposicionais do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho (Supergrupo Camaquã) na Porção Norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental. *Revista Brasileira De Geociências, 35*(2), 245–256.

Kane, M. F. (1962). A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics, 27*(4), 455–462. https://doi.org/10.1190/1.1439044

Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration* (3rd ed.). Blackwell Science Ltd.

Koppe, J. C. (1990). *Metalogênese do ouro da Mina da Bossoroca, São Sepé, RS.* Doctoral Thesis, Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, p 289.

Leinz, V., Barbosa, A., & Teixeira, E. (1941). Mapa Geológico Caçapava-Lavras. *Bulletin of the National Department of Mineral Production (DNPM)*, 90, 1–39.

Lowrie W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press https://doi.org/10.1017/CBO9780511807107

Marjoribanks, R. (2010). *Geological Methods in Mineral Exploration and Mining*. Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-540-74375-0

Marquardt, D. W. (1963). An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics, 11*, 431–441. https://doi.org/10.1137/0111030

Matté, V., Sommer, C. A., Lima, E. F., Saldanha, D. L., Pinheiro-Sommer, J. A., & Liz, J. D. (2012). Rochas dioríticas do Platô da Ramada, Rio Grande do Sul, e sua relação com o vulcanismo alcalino da Formação Acampamento Velho, Neoproterozoico do Escudo Sul-RioGrandense. *Revista Brasileira De Geociências, 42*(2), 343–362. https://doi.org/10.5327/Z0375-75362012000200010

Mexias, A. S., Bongiolo, E. M., Gomes, M. E. B., Formoso, M. L. L., & Frantz, J. C. (2007). Alterações hidrotermais e mineralizações nas rochas da associação plutono-vulcano-sedimentar da região de Lavras do Sul-RS. In R. Iannuzzi & J. C. Frantz (Eds.), *50 anos de Geologia* (pp. 145–159). Instituto de Geociências Contribuições Comunicação e Identidade.

Milligan, P. R., & Gunn, P. J. (1997). Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics., 17*(2), 63–75.

Milsom, J. (2003). *Field geophysics* (3rd ed.). Wiley.

Misra, K. C. (2000). *Understanding Mineral Deposits*. Springer Nature. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3925-0

Moon, C. J., Whateley, M. E. G., & Evans, A. M. (2006). *Introduction to Mineral Exploration.* Backwell Publishing.

Moreira, C. A., & Ilha, L. M. (2011). Prospecção geofísica em ocorrência de cobre localizada na bacia sedimentar do Camaquã (RS). *REM International Engineering Journal, 64*(3), 305–311. https://doi.org/10.1590/S0370-44672011000300008

Moreira, C. A., Lopes, S. M., Schweig, C., & Seixas, A. R. (2012). Geoelectrical prospection of disseminated sulfide mineral occurrences in Camaquã Sedimentary Basin, Rio Grande do Sul State, Brazil. *Brazilian Journal of Geophysics, 30*(2), 169–179. https://doi.org/10.22564/rbgf.v30i2.90

Moreira, C. A., Borssatto, K., Ilha, L. M., Dos Santos, S. F., & Rosa, F. T. G. (2016). Geophysical modeling in gold deposit through DC resistivity and induced polarization methods. *REM International Engineering Journal, 69*(3), 293–299. https://doi.org/10.1590/0370-44672016690001

Moreira, C. A., Paes, R., Ilha, L. M., & Bittencourt, J. C. (2018). Reassessment of copper mineral occurrence through electrical tomography and pseudo 3D modeling in Camaquã Sedimentary Basin Southern Brazil. *Pure and Applied Geophysics, 176*(2), 737–750. https://doi.org/10.1007/s00024-018-2019-2

Moreira, C. A., Dos Santos, E. G., Ilha, L. M., & Paes, R. (2019). Recognition of sulfides zones in marble mine through comparative analysis of electrical tomography arrangements. *Pure and Applied Geophysics, 176*, 4907–4920. https://doi.org/10.1007/s00024-019-02243-y

Mussett, A. E., & Khan, M. A. (2000). *Looking into the Earth: An Introduction to Geological Geophysics*. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/CBO9780511810305

Nagy, D. (1966). The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics, 31*, 362–371. https://doi.org/10.1190/1.1439779

Paim, P. S. G., Chemale, F., & Lopes, R. C. (2000). A Bacia do Camaquã. In M. Holz & L. F. De Ros (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul* (pp. 231–274). CIGO/UFRGS.

Pelosi, A. P. M. R., & Fragoso-Cesar, A. R. S. (2003). Proposta litoestratigráfica e considerações paleoambientais sobre o Grupo Maricá (Neoproterozoico III), Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira De Geociências, 33*(2), 137–148.

Pereira, H. G., Moreira, C. A., & Camarero, P. L. (2017). Correlação de dados geofísicos em pesquisa mineral de ocorrência de cobre em Caçapava do Sul (RS). *Geociências, 36*(4), 717–729. https://doi.org/10.5016/geociencias.v36i4.11388

Pereira, R. M. (2003). *Fundamentos de Prospecção Mineral*. Editora Interciência Ltda.

Peters, W. C. (1987). *Exploration and mining geology*. John Wiley.

Pirajno, F. (1992). *Hydrothermal Mineral Deposits: Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist*. Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-75671-9

Remus, M. V. D., Mcnaughton, N. J., Hartmann, L. A., Koppe, J. C., Fletcher, I. R., & Groves, D. I. (1999). Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences, 12*, 349–366. https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00026-7

Remus, M. V. D., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., Groves, D. I., & Fletcher, I. R. (2000). The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences, 13*, 191–216. https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00017-1

Ribeiro, M. (1970). Geologia da Folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil. *Bulletin of the National Department of Mineral Production (DNPM)*, 247, 1–142.

Ribeiro, M., Bocchi, P. R., Figueiredo, P. M., & Tessari, R. I. (1966). Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Bulletin of the National Department of Mineral Production (DNPM)*, 127, 1–232.

Richards, J. (2009). *Mining, Society, and a Sustainable World*. Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-01103-0

Ronchi, L. H., & Lobato, A. O. C. (2000). *Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar*. São Leopoldo: Unisinos.

Santos, S. F., Moreira, C. A., Rosa, F. T. G., Borssatto, K., & Silva, M. A. (2018). Geoelectric prospection of copper occurrence in folding layers in the Sul-Riograndense shield (Brazil). *Brazilian Journal of Geophysics, 36*(3), 1–10. https://doi.org/10.22564/rbgf.v36i3.958

Silva, M. A., Moreira, C. A., Borssatto, K., Ilha, L. M., & Santos, S. F. (2018). Geophysical prospection in tin mineral occurrence associated to greisen in granite São Sepé (RS). *REM International Engineering Journal, 71*, 183–189. https://doi.org/10.1590/0370-44672017710098

Soliani Jr, E. (1986). *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. Doctoral Thesis, University of São Paulo (USP), São Paulo, p 417.

Sommer, C. A., Lima, E. F., & Nardi, L. V. S. (1999). Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito RS. *Revista Brasileira De Geociências, 29*(2), 245–254.

Sommer, C. A., Lima, E. F., Pierosan, R., & Machado, A. (2011). Reoignimbritos e ignimbritos de alto grau do vulcanismo Acampamento Velho, RS: origem e temperatura de formação. *Revista Brasileira De Geociências, 41*(3), 420–435. https://doi.org/10.25249/0375-7536.2011413420435

Sultan, S. A., Mansour, S. A., Santos, F. M., & Helaly, A. S. (2009). Geophysical exploration for gold and associated minerals, case study: Wadi El Beida area, South Eastern Desert Egypt. *Journal of Geophysics and Engineering, 6*(4), 345–356. https://doi.org/10.1088/1742-2132/6/4/002

Talwani, M., Worzel, J. L., & Landisman, M. (1959). Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysics Research., 64*(1), 49–59. https://doi.org/10.1029/JZ064i001p00049

Teixeira, A. L., Gaucher, C., Paim, P. S. G., Fonseca, M. M., Parente, C. V., Silva Filho, W. F., & Almeida, A. R. (2004). Bacias do estágio da transição da plataforma sul-americana. In V. M. Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, & B. B. Brito-Neves (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (pp. 448–487). Beca.

Teixeira, E. (1941). A mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul. *Bulletin of the National Department of Mineral Production (DNPM)*, 49, 1–47.

Telford, W. M. W., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics*, 2 edn. Cambridge University Press, https://doi.org/10.1017/CBO9781139167932.

Toniolo, J. A., Gil, C. A. A., & Sander, A. (2007). Metalogenia das bacias neoproterozóico-eopaleozóicas do Sul do Brasil: Bacia do Camaquã. Programa de Geologia do Brasil-Projeto Baneo, Porto Alegre, CPRM.

White, R. M. S., Collins, S., Denne, R., Hee, R., & Brown, P. (2001). A new survey design for 3D IP inversion modelling at copper hill. *Exploration Geophysics, 32*(3/4), 152–155. https://doi.org/10.1071/EG01152

Won, I. J., & Bevis, M. (1987). Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics, 52*(2), 232–238. https://doi.org/10.1190/1.1442298

(Received May 5, 2020, revised May 8, 2021, accepted May 24, 2021)

# 7 CONCLUSÕES

O uso de dados de magnetometria e gravimetria (aéreos e terrestres) confirmaram suas potencialidades na elaboração de mapas geofísico-estruturais, baseados principalmente nas técnicas qualitativas de realce da Inclinação do Sinal Analítico e do *Theta Map* sobre as malhas magnéticas reduzidas ao polo e de anomalias Bouguer.

As soluções derivadas do método semiquantitativo da deconvolução de Euler, com índice estrutural associado a contatos geológicos, se mostraram consistentes com os lineamentos interpretados pelas técnicas qualitativas. Tais soluções apontaram que as estruturas delineadas se estendem majoritariamente até pelo menos 170 m em subsuperfície.

O arcabouço geofísico-estrutural obtido para a área de estudo revela uma trama estrutural num padrão de juntas e falhas interligadas, a qual pode resultar em dutos verticais e rotas adequadas ao fluxo de fluídos mineralizantes. Tais caminhos preferenciais são relevantes na gênese e no controle de depósitos em sistemas magmáticos hidrotermais, como reconhecido em diversas ocorrências de metais base no Escudo Sul-Riograndense e na Bacia do Camaquã, favorecendo a correlação entre as mineralizações das ocorrências Victor Teixeira e Capão Grande, separadas por um intervalo de 2300 m.

A utilização conjunta de métodos magnético e gravimétrico possibilitou o reconhecimento de lineamentos estruturais em diferentes profundidades e relativos a fases deformacionais distintas. As análises dos produtos de pós-processamento sugerem alvos prospectivos de ocorrências minerais onde há intersecções de lineamentos geofísico-estruturais, que eventualmente podem apresentar elevada expressão em profundidade, mas sem indícios detectáveis em superfície nos procedimentos de reconhecimento geológico clássico.

O padrão de cruzamento de lineamentos geofísico-estruturais NE-SW e NW-SE verificado nos afloramentos de cobre, relativo a fases deformacionais distintas e a profundidades variadas, constitui um guia prospectivo para acumulações minerais não aflorantes, sendo fundamental para a identificação de novos alvos potenciais em campanhas de pesquisa mineral, como apontado para a porção central da área de estudo.

A estratégia de uso combinado de métodos geofísicos em etapas distintas de investigação (reconhecimento e detalhamento) em área com duas ocorrências cupríferas (Victor Teixeira e Capão Grande) reconhecidas em terreno com forte controle estrutural demonstrou resultados satisfatórios na identificação e caracterização de alvo potencialmente mineralizado em sulfetos. Esse marcante controle estrutural foi fundamental como critério geológico motivador das pesquisas geofísicas, pois a grande maioria das ocorrências e depósitos de metais base hospedados nas rochas do Escudo Sul-Riograndense e da Bacia do Camaquã são associados a falhas de direção NE-SW e NW-SE.

A fase de investigação gravimétrica de reconhecimento revelou uma área com grande amplitude entre as citadas ocorrências de cobre. A modelagem direta desse pico anômalo mostrou um corpo com densidade relativa a calcocita (5,65 g/cm$^3$), com 400 m de largura e 100 m de profundidade, o que motivou o uso de métodos elétricos na fase de detalhamento. Além disso, o modelo gravimétrico revelou outros corpos menores com densidades equivalentes em áreas não aflorantes, que podem ser alvos para avaliações de subsuperfície em futuras campanhas geofísicas.

A etapa de detalhamento do alvo gravimétrico indicou associações entre um corpo condutivo (3.000 Ω.m) e dois polarizáveis (4,3 mV/V), situados entre 60 m e 110 m profundidade, além de correlação entre dois corpos resistivos (21.000 Ω.m) e um polarizável em porções mais próximas da superfície. Essa configuração é correspondente às zonas de alteração hidrotermais de depósitos epitérmicos de baixa sulfetação, com eventual controle estrutural.

As assinaturas gravimétrica (altos valores Bouguer) e geoelétrica (baixa resistividade e alta cargabilidade) obtidas na área de interesse do estudo sugere a existência de uma ocorrência mineral não aflorante entre as ocorrências Victor Teixeira e Capão Grande, aqui denominada alvo Rico, possivelmente constituída por sulfetos de cobre, na qual são sugeridas investigações diretas por sondagem para verificação do conteúdo e da viabilidade econômica do minério.

Mais uma vez, a utilização da geofísica na busca por novas ocorrências em locais de alta complexidade geológico-estrutural e sem afloramentos é uma alternativa racional em termos técnicos e econômicos de projetos de pesquisa e exploração mineral. Portanto, isso pode auxiliar na seleção de alvos e aumentar as chances de sucesso na descoberta de acúmulos minerais de retorno financeiro satisfatório.

# 8 TRABALHOS FUTUROS

A disponibilidade de dados magnéticos e gamaespectrométricos do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul (CPRM, 2010) aliado aos levantamentos terrestres de dados geofísicos, geológicos e estruturais realizados na área de estudo, possibilita a estimativa de desenvolvimento de mais artigos além dos já publicados e apresentados na presente Tese.

Nesse sentido, no apêndice I é apresentado o artigo intitulado “Integração de dados aerogamaespectrométricos e eletromagnéticos terrestres em região de ocorrências de cobre no extremo noroeste da Bacia do Camaquã, sul do Brasil”, publicado após a defesa de Tese na revista Geociências da UNESP. Tal artigo trata do uso de dados radiométricos aéreos para delimitação de áreas potássicas associadas a alterações hidrotermais, seguido de investigação eletromagnética indutiva terrestre para confirmação de mineralizações em subsuperfície.

É importante ressaltar que no artigo supracitado, os principais alvos indicados pelos dados aerogamaespectrométricos coincidem com a porção situada entre as ocorrências de cobre Victor Teixeira e Capão Grande, demarcada pelo cruzamento de lineamentos geofísicos e orbitais (PEREIRA et al., 2021a), bem como pelo alvo Rico (PEREIRA et al., 2021b). Os dados eletromagnéticos terrestres mostraram anomalias condutivas associadas a falhas e lineamentos de superfície nessa localidade, entendidas como o reflexo de sulfetos de cobre em subsuperfície.

Ainda pretende-se reprocessar os dados obtidos nos levantamentos magnéticos e gravimétricos terrestres para a caracterização de modelos de inversão 3D de susceptibilidade e densidade das mineralizações de cobre indicadas pelos estudos de Cortês et al. (2019) e Moreira et al. (2021) nos arredores dos afloramentos das referidas ocorrências cupríferas. Assim, poderão ser realizadas comparações entre as geometrias, as dimensões e as profundidades dos corpos definidos por diferentes métodos geofísicos.

Por fim, existe a possibilidade de desenvolvimento de novas campanhas geofísicas de detalhamento nos outros quatro corpos de menor dimensão e densidade equivalente à calcocita (5,65 g/cm$^3$), revelados no modelo gravimétrico 2D em locais não aflorantes entre as ocorrências de cobre Victor Teixeira e Capão Grande (PEREIRA et al., 2021b).

## REFERÊNCIAS

ALATORRE-ZAMORA, M. A.; CAMPOS-ENRÍQUEZ, J. O.; FREGOSO, E.; BELMONTE-JIMÉNEZ, S. I.; CHÁVEZ-SEGURA, R.; GAONA-MOTA, M. Basement faults deductions at a dumpsite using advanced analysis of gravity and magnetic anomalies. **Near Surface Geophysics**., v.18, n.17, p.307-331, 2020. doi: https://doi.org/10.1002/nsg.12093.

ALMEIDA, F. F. M. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira**. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, n.241, 1967.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian Structural Provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, vol. 17, n.1-2, p. 1-29, 1981. doi: https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9.

ALMEIDA, D. P. M.; LOPES, R. C.; LIMA, L.; GOMES, C. H. Petrography and geochemistry of the volcanic rocks of the Rodeio Velho Member, Ordovician of the Camaquã basin (RS-Brazil): preliminary results. **Brazilian Journal of Geology**, v. 30, n.4, p. 763-768, 2000. doi: http://doi.org/10.25249/0375-7536.2000304763768.

ALMEIDA, R. P. **Tectônica e sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano:** exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental). 216f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005. doi: https://doi.org/10.11606/T.44.2005.tde-29072013-132609.

ALMEIDA, D. P. M.; CONCEIÇÃO R. V.; CHEMALE JR, F.; KOESTER, E.; BORBA, A.; PETRY, K. Evolution of heterogeneous Mantle in the Acampamento Velho and Rodeio Velho volcanic events, Camaquã Basin, Southern Brazil. **Gondwana Research**, v.8, n.4, p. 479–492, 2005. doi: https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71150-3.

ALMEIDA, R. P.; JANIKIAN, L.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; MARCONATO, A. Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: The Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 217, n.1-4, p. 30-51, 2009. doi: https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.01.010.

ALMEIDA, R. P.; JANIKIAN, L.; FRAGOSO-CESAR, A. R; FAMBRINI, G. L. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. **The Journal of Geology**, v. 118, n.2, p.145-161, 2010. doi: https://doi.org/10.1086/649817.

ARAFFA, S. A.; EL-BOHOTY, M.; ABOU HELEIKA M.; MEKKAWI, M.; ISMAIL, E.; KHALIL, A.; EL-RAZEK, E. M. A. Implementation of magnetic and gravity methods to delineate the subsurface structural features of the basement complex in central Sinai area, Egypt. **NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics**, v.7, n.1, p.162- 174, 2018. doi: https://doi.org/10.1016/j.nrjag.2017.12.002.

BABINSKI, M.; CHEMALE JR, F.; HARTMANN, L. A.; VAN SCHMUS, W. R.; SILVA, L. C. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. **Geology**, v.24, n.5, p.439-442, 1996.doi: https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0439:JAAMIS>2.3.CO;2**.**

BADI, W. S. R.; GONZALEZ, A. P. Jazida de metais básicos de Santa Maria, Caçapava do Sul-RS. In: SCHOBBENHAUS, C., SILVA, COELHO C.E. **Principais Depósitos Minerais do Brasil.** Rio de Janeiro: DNPM/CVRD, 1988. p. 157-170.

BARANOV, V. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies. **Geophysics**, v.22, n.2, p.359-383, 1957. doi: https://doi.org/10.1190/1.1438369.

BARANOV, V.; NAUDY, H. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. **Geophysics**, v.29, n.1, p.67-79, 1964. doi: http://dx.doi.org/10.1190/1.1439334.

BARBUENA, D.; DE SOUZA FILHO, C. R.; LEITE, E. P.; MIGUEL JUNIOR, M.; DE ASSIS, R. R.; XAVIER, R. P.; FERREIRA, F. J. F.; DE BARROS, A. J. P. Airborne geophysical data analysis applied to geological interpretation in the Alta Floresta gold province, MT. **Brazilian Journal of Geophysics**, v.31, n.1, p.169-186, 2013. doi: http://dx.doi.org/10.22564/rbgf.v31i1.254.

BITENCOURT, J. C.; LIMA, J. P. R.; HANSEN, M. A. F.; PEREIRA, H. G.; MOREIRA, C. A. Aplicação de método eletromagnético terrestre de investigação rasa numa ocorrência cuprífera localizada no interior do município de Caçapava do Sul (RS). **Geociências Unesp**, v.39, n.2, p.379-391, 2020. doi: https://doi.org/10.5016/geociencias.v39i2.13158.

BLAKELY, R. J. **Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications**. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. doi: https://doi.org/10.1017/CBO9780511549816.

BORBA, A. W. **Evolução geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozóico e Paleozóico Inferior do Escudo Sul-rio-grandense, RS, Brasil):** uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. 110f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

BORBA, A. W.; MIZUSAKI, A. M. P.; SILVA, D. R. A.; KOESTER, E.; NORONHA, F. L.; CASAGRANDE, J. Provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (Sul-rio-grandense Shield, Southern Brazil): Petrographic and Sm-Nd isotopic constraints. **Gondwana Research**, v.9, n.4, p.464-474, 2006. doi: https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.01.005.

BORBA, A. W.; MARASCHIN, A. J.; MIZUSAKI, A. M. Evolução Tectono-Estratigráfica e Paleoclimática da Formação Maricá (Escudo Sul-Rio-Grandense, Brasil): um Exercício de Geologia Histórica e Análise Integrada de uma Bacia Sedimentar Neoproterozoica. **Pesquisas em Geociências**, v.34, n.2, p.57-74, 2007. doi: https://doi.org/10.22456/1807-9806.19472.

BORBA, A. W.; MIZUSAKI, A. M. P.; SANTOS, J. O. S.; MCNAUGHTON, N. J.; ONOE, A. T.; HARTMANN, L. A. U-Pb zircon and $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ K-feldspar dating of the syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. **Basin Research**, v.20, n.3, p.359-375, 2008. doi: https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2007.00349.x.

BORGES, W.R. **Caracterização geofísica de alvos rasos com aplicações no planejamento urbano e meio ambiente**: Estudo sobre o Sítio Controlado do IAG/USP. 2007. 260f. Tese (Doutorado em Geofísica) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

BRIGGS, I. C. Machine contouring using minimum curvature. **Geophysics**, v.39, n,1, p.39-48, 1974. doi: https://doi.org/10.1190/1.1440410.

BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, v.53, n.1-2, p.23-40, 1991. doi: https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90004-T.

CAMPOS, D. S.; SILVA, A. M.; TOLEDO, C. L. B.; DE CARVALHO, M. J.; RODRIGUES, V. G.; ARAUJO, K. Prospectivity analysis of gold and iron oxide copper-gold-(silver) mineralizations from the Faina Greenstone Belt, Brazil, using multiple data sets. **Brazilian Journal of Geology**, v.47, n.4, p.561-590, 2017. doi: http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201720170012.

CARMICHAEL, R. S. **Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals**. Boca Raton: CRC Press Taylor & Francis Group, 1989.

CARVALHO, P. F. **Reconhecimento geológico no estado do Rio Grande do Sul**. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Rio de Janeiro, n.66, 1932.

CARVALHO, L. M. M.; PIRES, A. C. B.; OLIVEIRA, C. G.; MORAES, R. A. V.; BLUM, M. L. B. Processamento e interpretação de dados magnetométricos aéreos do projeto Itabira-ferros, MG: uma ferramenta no auxílio ao mapeamento geológico-estrutural. **Revista Brasileira de Geociências**, v.36, n.1, p.85-92, 2006. doi: https://doi.org/10.25249/0375-7536.200636S17784.

CASTRO, L. G. **Arcabouço geofísico estrutural da porção meridional do Cinturão Ribeira e regiões adjacentes**. 135 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2015. 21/07/2014. Disponível em: http://hdl.handle.net/1884/37421.

CASTRO, L. G.; FERREIRA, F. J. F. Arcabouço geofísico-estrutural da porção meridional do Cinturão Ribeira. **Brazilian Journal of Geology**, v.45, n.4, p.499-516, 2015. doi: https://doi.org/10.1590/2317-4889201520150007.

CHEMALE JR, F. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO- UFRGS, 2000. p. 13-52.

COOPER, G. R. J.; COWAN, D. R. Enhancing potential field data using filters based on the local phase. **Computers & Geosciences**, v.32, n.10, p.1585–1591, 2006. doi: https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.02.016.

CORDANI, R. Um critério para a escolha da direção das linhas de vôo em aeromagnetometria no Brasil. In: SEG Global Meeting Abstracts, Salvador, p.11–14, 2005. doi: https://doi.org/10.1190/sbgf2005-196.

CORDELL, L.; GRAUNCH, V. J. S. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: HINZE, W. J. **The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomalies Maps**. Society of Exploration Geophysicists, 1985, 181–197. doi: http://dx.doi.org/10.1190/1.0931830346.ch16.

CÔRTES, A. R. P.; MOREIRA, C. A.; VELOSO, D. I. K.; VIEIRA, L. B.; BERGONZONI, F. A. Geoelectrical prospecting for a copper-sulfide mineralization in the Camaquã sedimentary basin, Southern Brazil. **Geofísica Internacional**, v.55, n.3, p.165–174, 2016. doi: http://revistagi.geofisica.unam.mx/index.php/RGI/article/view/1719.

CORTÊS, A. R. P.; MOREIRA, C. A.; PAES, R. A. S.; VELOSO, D. I. K. Geophysical and Metalogenetic Modelling of the Copper Occurrence in Camaquã Sedimentary Basin, Brazilian Southern. **Pure and Applied Geophysics**, v.176, p.4955-4968, 2019. doi: https://doi.org/10.1007/s00024-019-02190-8.

COWAN, D. R.; COWAN, S. Separation Filtering Applied to Aeromagnetic Data. **Exploration Geophysics**, v.24, n.3-4, p.429–436, 1993. doi: https://doi.org/10.1071/eg993429.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Passo do Salsinho:** folha SH.22-Y-A-I-4, estado do Rio Grande do Sul. Brasília, 1995.

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Cachoeira do Sul:** folha SH.22-Y-A, estado do Rio Grande do Sul. Brasília, 2000.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, 2007. Escala 1:750.000.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul.** Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Volume I. Lasa Prospecções, 2010.

DE ROS, L. F.; MORAD, S.; PAIM, P. S. G. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas Sequence, southern Brazil. **Sedimentary Geology**, v.92, n.3-4, p.197–228, 1994. doi: https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90106-6.

DE SOUZA, J.; FERREIRA, F. J. F. On the use of derivatives for interpreting magnetic anomalies due to dyke-like bodies: qualitative and quantitative analysis. In: SEG Technical Program Expanded Abstracts, Istanbul, p.17-19, 2012. doi: https://doi.org/10.1190/IST092012-001.157.

DE SOUZA, J.; FERREIRA, F. J. F. On the use of derivatives for interpreting magnetic anomalies due to dyke-like bodies II: Application to synthetic and field data. In: SEG Technical Program Expanded Abstracts, Houston, p.1121-1125, 2013. doi: https://doi.org/10.1190/segam2013-0455.1.

DE SOUZA, J.; FERREIRA, F. J. F. The application of the Signum transform to the interpretation of magnetic anomalies due to prismatic bodies. In: ASEG Extended Abstracts, Perth, p.1-5, 2015. doi: https://doi.org/10.1071/ASEG2015ab190.

DENTITH, M.; MUDGE, S. T. **Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist**. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. doi: https://doi.org/10.1017/CBO9781139024358.

DUNLOP, D. J.; ÖZDEMIR, Ö. **Rock Magnetism:** Fundamentals and Frontiers. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. doi: https://doi.org/10.1017/CBO9780511612794.

EVJEN, H. M. The place of vertical gradient in gravitational interpretations. **Geophysics**, v.1, n.1, p.127-136, 1936. doi: http://dx.doi.org/10.1190/1.1437067.

FAIRHEAD, J. D.; SALEM, A.; WILLIAMS, S.; SAMSON, E. Magnetic interpretation made easy: The tilt-depth-dip-Δk method. In: SEG Technical Program Expanded Abstracts, Las Vegas, p.779–783, 2008. doi: https://doi.org/10.1190/1.3063761.

FAMBRINI, G. L.; JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R. P.; FRAGOSO-CESAR, A. R. O. Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na sub-bacia Camaquã central, RS: Estratigrafia e sistemas deposicionais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 2, p. 227-238, 2005. doi: http://doi.org/10.25249/0375-7536.2005352227238.

FAMBRINI, G. L.; ALMEIDA, R. P.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S. Estratigrafia e Evolução Paleogeográfica do Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na sub-bacia Camaquã Ocidental, Rio Grande do Sul, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 3, p. 550-565, 2006.

FERNANDES, L. A. D.; MENEGAT, R.; COSTA, A. F. U.; KOESTER, E.; PORCHER, C. C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G. RAMGRAB, G. E.; CAMOZZATO, E. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I - Uma contribuição a partir do registro geológico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n.4, p. 351-374, 1995a. doi: http://doi.org/10.25249/0375-7536.1995351374.

FERNANDES, L. A. D.; MENEGAT, R.; COSTA, A. F. U.; KOESTER, E.; PORCHER, C. C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G. E.; CAMOZZATO, E. E. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte II - Uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. **Revista Brasileira de Geociências**, v.25, n.4, p.375-384,1995b. doi: https://doi.org/10.25249/0375-7536.1995375384.

FERREIRA, F. J. F.; DE SOUZA, J.; BONGIOLO, A. B. S.; CASTRO, L. G. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using tilt angle. **Geophysics**, v.78, n.3, p.33–41, 2013. doi: https://doi.org/10.1190/geo2011-0441.1.

FONTANA, E. **Hidrotermalismo e mineralizações das rochas vulcânicas da mina do Seival:** evolução geoquímica e isotópica (δ34S, δ18O e δ13C) dos fluidos e sua correlação com outros depósitos de minérios epitermais da Bacia do Camaquã – Rio Grande do Sul – Brasil. 201f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., **Anais...**Balneário Camboriú: SBG, 1980, p.2879-2892.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S. **Tectônica de placas no Ciclo Brasiliano:** as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. 387f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de São Paulo, São Paulo, 1991.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; FAMBRINI, G. L., MACHADO, R.; RICCOMINI, C., ALMEIDA, R. P., PELOSI, A. P. M. R.; JANIKIAN, L. Significado tectônico do magmatismo Rodeio Velho no Rift Guaritas (Eopaleozoico do Rio Grande do Sul, Brasil). In: SIMPOSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1., **Anais...** Porto Alegre: UFRGS, 1999, p.16.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; FAMBRINI, G. L.; ALMEIDA, R. P.; PELOSI, A. P. M. R.; JANIKIAN, L.; RICCOMINI, C.; MACHADO, R.; NOGUEIRA, A.; SAES, G. The Camaquã Extensional Basin: Neoproterozoic to Early Cambrian Sequences in Southernmost Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.30, n.3, p. 442-485, 2000. doi: http://doi.org/10.25249/0375-7536.2000303442445.

FRIES, M.; ZAGO, M. M.; DA SILVA, F. G. A geophysical study contributing to analysis and characterization of a localized copper occurrence. **Journal of Applied Geophysics**, v.179, n. 104129. doi: https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2020.104129.

GANDOLFO, O. C. B. **Um estudo do imageamento geoelétrico na investigação rasa.** Tese (Doutorado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

GASTAL, M. C.; FERREIRA, F. J. F.; DA CUNHA, J. U.; ESMERIS, C.; KOESTER, E. Alojamento do granito Lavras e a mineralização aurífera durante evolução de centro vulcano-plutônico pós-colisional, oeste do Escudo Sul-riograndense: dados geofísicos e estruturais. **Brazilian Journal of Geology**, v.45, n.2, p.217-241, 2015. doi: http://dx.doi.org/10.1590/23174889201500020004.

GEOSOFT. **Oasis Montaj Software for earth science mapping and processing.** Geosoft Incorporation Ltd, 2019.

GEOMOTO SOFTWARE. **Res2dinv, version 3.53, Rapid 2D resistivity & IP inversion using the least-square method - Geoelectrical Imaging 2-D & 3D**, Penang, Malaysia, 129 f. 2003.

GRANT, F. S.; DODDS, J. **MAGMAP FFT Processing System Development Notes**. Paterson Grant and Watson Limited, 1972.

HALLINAN, S.; MANTOVANI, M.; SHUKOVSKY, W.; BRAGGION JR, I. Estrutura do Escudo Sul-Brasileiro: uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n.3, p.201-214, 1993. doi: http://doi.org/10.25249/0375-7536.1993233201214.

HARRES, M. M. Minas do Camaquã (Caçapava do Sul, RS): A exploração do cobre no Rio Grande do Sul. In: RONCHI, L. H.; LOBATO, A. O. C. **Minas do Camaquã**: um estudo multidisciplinar. São Leopoldo: Unisinos, 2000. p. 21–53.

HARTMANN, L. A.; LEITE, J. A. D.; MCNAUGHTON, N. J.; SANTOS, J. O. S. Deepest exposed crust of Brazil-SHRIMP establishes three events. **Geology**, v.27, n.10, p. 947-950, 1999. doi: https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0947:DECOBS>2.3.CO;2**.**

HARTMANN, L. A.; PORCHER, C. C.; REMUS, M. V. D. Evolução das Rochas Metamórficas do Rio Grande do Sul. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2000, p. 79-118.

HARTMANN, L. A.; SANTOS, J. O. S.; LEITE, J. A. D.; PORCHER, C. C.; MCNAUGHTON, N. J. Metamorphic evolution and U-Pb zircon SHRIMP geochronology of the Belizário ultramafic amphibolite, Encantadas Complex, southernmost Brazil. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, v.75, n.3, p.393–403, 2003. doi: https://doi.org/10.1590/S0001-37652003000300010.

HARTMANN, L. A.; PHILIPP, R. P.; LIU, D.; WAN, Y.; WANG, Y.; SANTOS, J. O. S.; VASCONCELLOS, M. A. Z. Paleoproterozoic Magmatic Provenance of Detrital Zircons, Porongos Complex Quartzites, Southern Brazilian Shield. **International Geology Review**, v.46, n.2, p.127–157, 2004. doi: https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.2.127.

HEISKANEN, W.; MORITZ, H. **Physical Geodesy**. San Francisco: W. H. Freeman and Company, 1967.

HINZE, W.; VON FRESE, R.; SAAD, A. **Gravity and Magnetic Exploration:** Principles, Practices, and Applications. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. doi: https://doi.org/10.1017/CBO9780511843129.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Banco de dados geodésicos: **Relatório de estação geodésica**, 2018. Disponível em <http://www.bdg.ibge.gov.br/bdg/pdf/relatorio.asp?L1=8112593>. Acesso: 02 mar. 2018.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Diretoria de Pesquisas, Coordenação de População e Indicadores Sociais. Cidades: **Caçapava do Sul**, 2020. Disponível em: <http://cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?lang=&codmun=430280>. Acesso: 03 fev. 2021.

ISLES D. J.; RANKIN L. R. **Geological Interpretation of Aeromagnetic Data.** Perth: Society of Exploration Geophysics, 2013. DOI: https://doi.org/10.1190/1.9781560803218.

ISSLER, R.S. Evento geodinâmico brasiliano – fechamento de oceano e colisão continental dos Crátons Rio de La Plata e Dom Feliciano: granitos a duas micas e ofiolitos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., **Anais...**Salvador: SBG, 1982. p.24-38.

JACOBSEN, B. H. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. **Geophysics**, v.52, n.8, p.1138–1148, 1987. doi: https://doi.org/10.1190/1.1442378.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R. P.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; FAMBRINI, G. L. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, evolução paleoambiental e contexto tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 4, p. 349-362, 2003. doi: http://doi.org/10.25249/0375-7536.2003334347360.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R. P.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; CORRÊA, C. R. A.; PELOSI, A. P. M. R. Evolução Paleoambiental e sequências deposicionais do Grupo Bom Jardim e Formação Acampamento Velho (Supergrupo Camaquã) na porção norte da Sub-bacia Camaquã ocidental. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 2, p. 245-256, 2005. doi: http://doi.org/10.25249/0375-7536.2005352245256.

KANE, M. F. A Comprehensive System of Terrain Corrections Using a Digital Computer. **Geophysics**, v.27, n.4, p.455-462, 1962. doi: https://doi.org/10.1190/1.1439044.

KAZMIERCZAK, T. S. **Mapeamento da bacia do Camaquã com a utilização de dados geofísicos, geologia e sensoriamento remoto**. 110 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **An Introduction to Geophysical Exploration**. Oxford: Blackwell Science Ltd. 2002.

KOPPE, J. C. **Metalogênese do ouro da Mina da Bossoroca, São Sepé, RS**. 289 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

KOSAROGLU, S.; BUYUKSARAC, A.; AYDEMIR, A. Modeling of shallow structures in the Cappadocia region using gravity and aeromagnetic anomalies. **Journal of Asian Earth Sciences**, v.124, p.214-226, 2016. doi: https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.05.005.

LA FEHR, T. R.; NABIGHIAN, M. N. **Fundamentals of gravity exploration.** Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2012. doi: https://doi.org/10.1190/1.9781560803058.fm.

LANZA, R; MELONI, A. **The Earth´s Magnetism:** An Introduction for Geologists. New York: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2006. doi: https://doi.org/10.1007/978-3-540-27980-8.

LEINZ, V.; BARBOSA, A.; TEIXEIRA, E. **Mapa Geológico Caçapava-Lavras**. Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), n.90, p.1–39, 1941.

LEITE J. A. D.; HARTMANN L. A.; MCNAUGHTON N. J.; CHEMALE JR. SHRIMP U/Pb Zircon Geochronology of Neoproterozoic Juvenile and Crustal-Reworked Terranes in Southernmost Brazil. **International Geology Review**, v.40, n.8, p.688–705, 1998. doi: https://doi.org/10.1080/00206819809465232.

LI, X. Magnetic reduction-to-the-pole at low latitudes: Observations and considerations. **The Leading Edge**, v.27, n.8, p.990–1002, 2008. doi: http://dx.doi.org/10.1190/1.2967550.

LICHT, O. A descoberta da Jazida Santa Maria (Zn, Pb, Cu), Rio Grande do Sul - Brasil: Um caso histórico de prospecção geoquímica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., **Anais...**Balneário de Camboriú: SBG, 1980. p.141-153.

LOKE, M. H. **Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies:** a practical guide to 2-D and 3-D surveys. Report Geotomo LLC, Penang, Malaysia. p.67, 2000.

LOWRIE, W. **Fundamentals of Geophysics**. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. doi: https://doi.org/10.1017/CBO9780511807107.

LUIZ, J. G.; SILVA, L. M. C. **Geofísica de Prospecção**. Belém: CEJUP, 1995.

MACHADO, N.; KOPPE, J. C.; HARTMANN, L. A. A late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.3, n.2-3, p.87-90, 1990. doi: https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90021-R.

MACLEOD, I. N.; VIEIRA, S.; CHAVES, A. C. Analytic Signal and Reduction-to-the-Pole in the Interpretation of Total Magnetic Field Data at Low Magnetic Latitudes. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 3. **Anais...**Rio de Janeiro, 1993a. doi: https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.324.830.

MACLEOD, I. N.; JONES, K.; DAI, T. F. 3-D Analytic Signal in the Interpretation of Total Magnetic Field Data at Low Magnetic Latitudes. **Exploration Geophysics**, v.24, n.3-4, p.679–688, 1993b. doi: https://doi.org/10.1071/EG993679.

MARQUARDT, D. W. An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters. **Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics**, v.11, n.2, p.431–441, 1963. doi: https://doi.org/10.1137/0111030.

MATTÉ, V.; SOMMER, C. A.; LIMA, E. F.; SALDANHA, D. L.; PINHEIRO-SOMMER, J. A.; LIZ, J. D. Rochas dioríticas do Platô da Ramada, Rio Grande do Sul, e sua relação com o vulcanismo alcalino da Formação Acampamento Velho, Neoproterozoico do Escudo Sul-Rio-Grandense. **Revista Brasileira de Geociências**, v.42, n. 2, p. 343-362, 2012. doi: https://doi.org/10.5327/Z0375-75362012000200010.

MEXIAS, A. S.; BONGIOLO, E. M.; GOMES, M. E. B.; FORMOSO, M. L. L.; FRANTZ, J. C. Alterações hidrotermais e mineralizações nas rochas da associação plutono-vulcano-sedimentar da região de Lavras do Sul-RS. In: IANNUZZI, R.; FRANTZ, J. C. (Eds.). **50 anos de Geologia**: Contribuições. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, 2007. p.145–159.

MILLER, H. G.; SINGH, V. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. **Journal of Applied Geophysics**, v.32, n.2-3, p.213–217, 1994. doi: https://doi.org/10.1016/0926-9851(94)90022-1.

MILLIGAN, P. R.; GUNN, P. J. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**, v.17, n.2, p.63-75, 1997.

MILSOM, J. **Field geophysics**. Chichester: John Wiley, 2003.

MISRA, K. C. **Understanding Mineral Deposits**. Dordrecht: Springer, 2000. doi: https://doi.org/10.1007/978-94-011-3925-0.

MOON, C. J.; WHATELEY, M. E. G.; EVANS, A.M. **Introduction to Mineral Exploration**. Oxford: Blackwell Science, 2006.

MOREIRA, C. A.; ILHA, L. M. Prospecção geofísica em ocorrência de cobre localizada na bacia sedimentar do Camaquã (RS). **REM International Engineering Journal**, v.64, n.3, p.305–311, 2011. doi: https://doi.org/10.1590/S0370-44672011000300008.

MOREIRA, C. A.; BORSSATTO, K.; ILHA, L. M.; DOS SANTOS, S. F.; ROSA, F. T. G. Geophysical modeling in gold deposit through DC resistivity and induced polarization methods. **REM International Engineering Journal**, v.69, n.3, p.293–299, 2016. doi: https://doi.org/10.1590/0370-44672016690001.

MOREIRA, C. A.; PAES, R.; ILHA, L. M.; BITTENCOURT, J. C. Reassessment of Copper Mineral Occurrence Through Electrical Tomography and Pseudo 3D Modeling in Camaquã Sedimentary Basin Southern Brazil. **Pure and Applied Geophysics**, v.176, p.737–750, 2018. doi: https://doi.org/10.1007/s00024-018-2019-2.

MOREIRA, C. A.; DOS SANTOS, E. G.; ILHA, L. M.; PAES, R. Recognition of Sulfides Zones in Marble Mine Through Comparative Analysis of Electrical Tomography Arrangements. **Pure and Applied Geophysics**, v.176, p.4907–4920, 2019. doi: https://doi.org/10.1007/s00024-019-02243-y.

MOREIRA, C. A.; CARNEIRO, H. P.; CASAGRANDE, M. F. S.; HARTWIG, M. E.; HANSEN, M. A. F. Geophysical and structural survey in copper occurrence located in the northern region of the Camaquã basin (RS). **REM International Engineering Journal**, v.74, n.2, p.209-217, 2021, doi: http://dx.doi.org/10.1590/0370-44672020740103.

MUSSETT, A. E.; KHAN, M. A. **Looking into the Earth:** An Introduction to Geological Geophysics. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. doi: https://doi.org/10.1017/CBO9780511810305.

NABIGHIAN, M. N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. **Geophysics**, v.37, n.3, p.507–517, 1972. doi: http://dx.doi.org/10.1190/1.1440276.

NAGY, D. The gravitational attraction of a right rectangular prism. **Geophysics**, v.31, n.2, p.362–371, 1966. doi: https://doi.org/10.1190/1.1439779.

NOGUEIRA, F. C. C.; OLIVEIRA, M. S.; CASTRO, D. L. Estudo Magnético e Gravimétrico do Arcabouço Estrutural da Bacia Rio do Peixe – PB. **Revista de Geologia**, v.17, n.1, p.74-87, 2004.

O'LEARY, D. W.; FREEDMAN, J. D.; POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms. **The Geological Society of America Bulletin,** v.87, n.10, p.1463-1469, 1976. doi: https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<1463:LLLSPN>2.0.CO;2.

OLIVEIRA, C. H. E. **Evolução Tectono-Estratigráfica das Bacias Santa Bárbara e Guaritas, Rio Grande do Sul.** 101f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2012.

OLIVEIRA, S. P.; FERREIRA, F. J. F.; DE SOUZA, J. An algorithm for automatic edge detection from magnetic anomalies. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 14. **Anais...**Rio de Janeiro, 2015. p.1-5.

OLIVEIRA, S. P.; FERREIRA, F. J. F.; DE SOUZA, J. EdgeDetectPFI: An algorithm for automatic edge detection in potential field anomaly images – application to dike-like magnetic structures. **Computers & Geosciences**, v.103, p.80–91, 2017. doi: https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.02.006.

ORELLANA, E. **Prospeccion geoelectrica en corriente continua.** Madrid: Paraninfo, 1972.

OSINOWO, O. O.; ABDULMUMIN, Y. Basement configuration and lineaments mapping from aeromagnetic data of Gongola arm of Upper Benue Trough, northeastern Nigeria. **Journal of African Earth Sciences**, v.160, n.103597, 2019. doi: https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103597.

PAIM, P. S. G.; LOPES, R. C.; CHEMALE JR, Farid. Aloestratigrafia, Sistemas Deposicionais e Evolucão Paleogeografica da Bacia do Camaquã - Vendiano

Superior/Ordoviciano Inferior do Rs. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6. **Anais...**Porto Alegre, 1995. p.39-50,

PAIM, P. S. G.; CHEMALE JR, F.; LOPES, R. C. A Bacia do Camaquã. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2000, p. 231-274.

PELOSI, A. P. M. R.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S. Proposta Litoestratigrafica e considerações Paleoambientais sobre o Grupo Maricá (Neoproterozoico III), Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, v.33. n.2, p.137-148, 2003.

PEREIRA, R. M. **Fundamentos de Prospecção Mineral**. Rio de Janeiro: Interciência Ltda, 2003.

PEREIRA, H. G.; FILHO MALAGUTTI, W.; FRIES, M.; MOREIRA, C. A. Prospecção geofísica entre as ocorrências cupríferas Capão Grande e Victor Teixeira, Caçapava do Sul - RS. **Geociências Unesp**, v.35, n.1, p.16-30, 2016.

PEREIRA, H. G.; MOREIRA, C. A.; CAMARERO, P. L. Correlação de dados geofísicos em pesquisa mineral de ocorrência de cobre em Caçapava do Sul (RS). **Geociências Unesp**, v.36, n.4, p.717-729, 2017. doi: http://doi.org/10.5016/geociencias.v36i4.11388.

PEREIRA, H. G.; FERREIRA, F. J. F.; MOREIRA, C. A.; da SILVA, V. A. F. Geophysical-Structural Framework in a Mineralized Region of Northwesternmost Camaquã Basin, Southern Brazil. **Geofísica Internacional**, v.60, n.2, p.101-123, 2021a, doi: https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2021.60.2.2085.

PEREIRA, H. G.; MOREIRA, C. A.; FERREIRA, F. J. F.; CAMARERO, P. L.; da SILVA, V. A. F. Geophysical Characterization of a Potentially Mineralized Target in Copper Sulfides in the Northwest Limit of Camaquã Basin, Brazil. **Pure and Applied Geophysics**, v.178, p.3111-3130, 2021b. doi: https://doi.org/10.1007/s00024-021-02771-6.

PHILIPP, R. P.; MACHADO, R. Ocorrência e Significado dos Septos do Embasamento Encontrados nas Suítes Graníticas do Batólito Pelotas, RS, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v.29, n.1, p.43-57, 2002. doi: https://doi.org/10.22456/1807-9806.19597.

PIRAJNO, F. **Hydrothermal Mineral Deposits**: Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist. Berlin: Springer-Verlag, 1992. doi: https://doi.org/10.1007/978-3-642-75671-9.

PORCHER, C. C.; MCNAUGHTON, N. J.; LEITE, J. A. D; HARTMANN, L. A.; FERNANDES, L. A. D. Idade SHRIMP em zircão: vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos. In: SIMPÓSIO VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1. **Boletim de Resumos…**Gramado, 1999. p.110.

RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTY, A.; BAMLER, R. The Shuttle Radar Topographic Mission: a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 57, n.4, p. 241-262, 2003, doi: https://doi.org/10.1016/S0924-2716(02)00124-7.

RAMOS, L. N. R. A.; PIRES, A. C. B.; LABOUR, C.; TOLEDO, B. Airborne gamma-ray spectrometric and magnetic signatures of Fazenda Nova region, east portion of Arenópolis magmatic arc, Goiás. **Brazilian Journal of Geophysics**, v.32, n.1, p.123-140, 2014. doi: http://dx.doi.org/10.22564/rbgf.v32i1.401.

REEVES, C. **Aeromagnetic Surveys**: Principles, Practice & Interpretation. Washington: Earth-Works, 2005.

REID, A. B.; ALLSOP, J. M.; GRANSER, H.; MILLETT, A. J.; SOMERTON, I. W. Magnetic interpretation in three dimension using Euler deconvolution. **Geophysics**, v.55, n.1, p.80-91, 1990. doi: https://doi.org/10.1190/1.1442774.

REMUS, M. V. D.; MCNAUGHTON, N. J.; HARTMANN, L. A.; KOPPE, J. C.; FLETCHER, I. R.; GROVES, D. I. PINTO, V. M. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. **Journal of South American Earth Sciences**, v.12, n.4, p.349–366, 1999. doi: https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00026-7.

REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; GROVES, D. I.; REISCHL, J. Distal Magmatic-Hydrothermal Origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) Deposits, Southern Brazil. **Gondwana Research**, v.3, n.2, p.155–174, 2000a, doi: https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70094-0.

REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; GROVES, D. I.; FLETCHER, I. R. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.13, n.3, p.191-216, 2000b, DOI: https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00017-1.

REYNOLDS, J. M. **An Introduction to Applied and Environmental Geophysics**. Chichester: John Wiley, 1997.

RIBEIRO, M.; BOCCHI, P. R.; FIGUEIREDO, P. M. **Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil**. Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), n.127, 1966.

RIBEIRO, M. **Geologia da Folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil.** Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), n.247, p.1-142, 1970.

RIBEIRO, M.; FANTINEL, L.M. **Associações petrotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense:** I - Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. Iheringia, Série Geológica, v. 5, p. 19 - 54, 1978.

ROBINSON, E. S.; ÇORUH, C. **Basic exploration geophysics**. New York: John Wiley, 1988.

ROEST, W. R.; VERHOEF, J.; PILKINGTON, M. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. **Geophysics**, v.57, n.1, p.116–125, 1992. doi: https://doi.org/10.1190/1.1443174.

RONCHI, L. H.; LOBATO, A. O. C. **Minas do Camaquã**: Um Estudo Multidisciplinar. São Leopoldo: Unisinos, 2000.

SÁ, N. C. **Reduções e observações gravimétricas**: Teoria e pratica. Apostila Didática. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1994, p.90.

SAALMANN, K.; HARTMANN, L. A.; REMUS, M. V. D. Tectonic Evolution of two Contrasting Schist Belts in Southernmost Brazil: A Plate Tectonic Model for the Brasiliano Orogeny. **International Geology Review**, v.47, n.12, p.1234–1259, 2005. doi: http://doi.org/10.2747/0020-6814.47.12.1234.

SALEM, A.; WILLIAMS, S.; FAIRHEAD, J. D.; RAVAT, D.; SMITH, R. Tilt-depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. **The Leading Edge**, v.26, n.12, p.1502-1505, 2007. doi: https://doi.org/10.1190/1.2821934.

SANTOS, S. F.; MOREIRA, C. A.; ROSA, F. T. G.; BORSSATTO, K.; SILVA, M. A. Geoelectric prospection of copper occurrence in folding layers in the Sul-Riograndense shield (Brazil). **Brazilian Journal of Geophysics**, v.36, n.3, p.1–10, 2018. https://doi.org/10.22564/rbgf.v36i3.958.

SCHÖN, J. H. **Physical Properties of Rocks**: Fundamental and Principles of Petrophysics. Oxford: Pergamon, 2004.

SILVA, M. A.; MOREIRA, C. A.; BORSSATTO, K.; ILHA, L. M.; SANTOS, S. F. Geophysical prospection in tin mineral occurrence associated to greisen in granite São Sepé (RS). **REM International Engineering Journa**l, v.71, n.2, p.183–189, 2018. https://doi.org/10.1590/0370-44672017710098.

SOARES, M. S. **Processamento e interpretação de dados aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectométricos no estudo do controle das mineralizações auríferas na região do Complexo Bossoroca, São Sepé, RS**. 187 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Minas, Metalúrgica e Materiais) - Escola de Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

SOLIANI JR, E. **Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grandense e suas implicações de ordem geotectônica.** 270f. Tese (Doutorado em Geologia Geral e de Aplicação) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1986. doi: http://doi.org/10.11606/T.44.1986.tde-15072015-153916.

SOMMER, C. A.; LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S. Evolução do vulcanismo alcalino da porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito-RS. **Revista Brasileira de**

**Geociências**, v. 29, n. 2, p. 245-254, 1999. doi: http://doi.org/10.25249/0375-7536.199929245254.

SOMMER, C. A.; LIMA, E. F.; PIEROSAN, R.; MACHADO, A. Reoignimbritos e ignimbritos de alto grau do vulcanismo Acampamento Velho, RS: origem e temperatura de formação. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 3, p. 420-435, 2011. doi: http://doi.org/10.25249/0375-7536.2011413420435.

SPECTOR, A.; GRANT, F. S. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. **Geophysics**, v.35, n.2, p.293-302, 1970. doi: https://doi.org/10.1190/1.1440092.

SULTAN, S. A.; MANSOUR, S. A.; SANTOS, F. M.; HELALY, A. S. Geophysical exploration for gold and associated minerals, case study: Wadi El Beida area, South Eastern Desert, Egypt. **Journal of Geophysics and Engineering**, v.6, n.4, p.345–356, 2009 https://doi.org/10.1088/1742-2132/6/4/002.

SUMNER, J. S. **Principles of Induced Polarization for Geophysical Exploration**. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1976.

TALWANI, M.; WORZEL, J. L.; LANDISMAN, M. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. **Journal of Geophysics Research**, v.64, n.1, p.49–59, 1959. https://doi.org/10.1029/JZ064i001p00049.

TEIXEIRA, E. **A mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul.** Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), n. 49, p.1–47, 1941.

TEIXEIRA, A. L.; GAUCHER, C.; PAIM, P. S. G.; FONSECA, M. M.; PARENTE, C. V.; SILVA FILHO, W. F.; ALMEIDA, A. R. Bacias do Estágio da Transição da Plataforma Sul-Americana. In: MANTESSO-NETO, V. **Geologia do Continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004.p.448-487.

TEIXEIRA, L. A. R. **Adensamento gravimétrico da pista de teste de Tietê:** estudo da resolução, geometria e profundidade das fontes. 98f. Dissertação (Mestrado em Recursos Minerais e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012. doi: http://doi.org/10.11606/D.44.2012.tde-02062015-153627.

TELFORD, W. M.; GELDART, P. L.; SHERIFF, R. E. **Applied Geophysics**. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. doi: https://doi.org/10.1017/CBO9781139167932.

THOMPSON, D. T. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. **Geophysics**., v.47, n.1, p.31–37, 1982. doi: https://doi.org/10.1190/1.1441278.

THURSTON, J. B.; SMITH, R. S. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using SPI (TM) method. **Geophysics**, v.62, n.3, p.807-813, 1997. doi: https://doi.org/10.1190/1.1444190.

TICKYJ, H.; HARTMANN, L. A.; VASCONCELLOS, M. A. Z.; PHILIPP, R. P.; REMUS, M. V. D. Electron microprobe dating of monazite substantiates ages of major geological events in the southern Brazilian shield. **Journal of South American Earth Sciences**, v.16, n.8, p.699-713, 2004. doi:https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.01.001.

TOMMASI, A.; FERNANDES, L. A. D. O ciclo brasiliano na porção sudeste da Plataforma Sul-americana: um novo modelo. In: CONGRESSO URUGUAIO DE GEOLOGIA, **Anais...**Montevidéu, 1990. p.107-113.

TONIOLO, J. A.; GIL, C. A. A.; SANDER, A. **Metalogenia das bacias Neoproterozóico-Eopaleozóicas do Sul do Brasil:** Bacia do Camaquã. Programa de Geologia do Brasil - Projeto Baneo, Porto Alegre, CPRM, 2007.

VERDUZCO, B.; FAIRHEAD, C.; GREEN, C.; MACKENZIE, C. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. **The Leading Edge**, v.23, n.2, 116–119, 2004. doi: https://doi.org/10.1190/1.1651454.

WEIHERMANN, J. D.; FERREIRA, F. J. F.; OLIVEIRA, S. P.; CURY, L. F.; DE SOUZA, J. Magnetic interpretation of the Paranaguá Terrane, southern Brazil by signum transform. **Journal of Applied Geophysics**, v.154, p.116–127, 2018. doi: https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2018.05.001.

WHITE, R. M. S.; COLLINS, S.; DENNE, R.; HEE, R.; BROWN, P. A New Survey Design for 3D IP Inversion Modelling at Copper Hill. **Exploration Geophysics**, v.32, n.3-4, p.152-155, 2001. doi: https://doi.org/10.1071/EG01152.

WIJNS, C.; PEREZ, C.; KOWALCZYK, P. Theta map: Edge detection in magnetic data. **Geophysics**, v.70, n.4, p.39-43, 2005. doi: https://doi.org/10.1190/1.1988184.

WILDNER, W. **Caracterização Geológica e Geoquímica das Sequências Ultramáfica Vulcano-sedimentares da região da Bossoroca - RS**. 180f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

WON, I. J.; BEVIS, M. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. **Geophysics**, v.52, n.2, p.232–238, 1987. doi: https://doi.org/10.1190/1.1442298.

## APÊNDICE 1 – ARTIGO PUBLICADO APÓS A DEFESA DE TESE

Revista
GEOCIÊNCIAS

unesp

ISSN: 1980-900X (online)

# INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGAMAESPECTROMÉTRICOS E ELETROMAGNÉTICOS TERRESTRES EM REGIÃO DE OCORRÊNCIAS DE COBRE NO EXTREMO NOROESTE DA BACIA DO CAMAQUÃ, SUL DO BRASIL

*INTEGRATION OF AEROGAMMASPECTROMETRIC AND GROUND ELECTROMAGNETIC DATA IN A COPPER OCCURRENCES REGION IN THE EXTREME NORTHWEST OF THE CAMAQUÃ BASIN, SOUTHERN BRAZIL*

**Henrique Garcia PEREIRA[1], Francisco José Fonseca FERREIRA[1], César Augusto MOREIRA[2]**

[1]Universidade Federal do Paraná. Avenida Coronel Francisco Heráclito dos Santos, 100 – Jardim das Américas, Curitiba – PR. E-mails: ique_garcia@hotmail.com; francisco.ferreira@ufpr.br

[2]Universidade Estadual Paulista. Avenida 24-A, 1.515. Bela Vista, Rio Claro – SP. E-mail: cesar.a.moreira@unesp.br

Introdução
Área de estudo
Materiais e métodos
Resultados e discussões
Conclusões
Agradecimentos
Referências

**RESUMO** - Nas diferentes fases de campanhas prospectivas de minerais metálicos como o cobre, a geofísica atua como ferramenta de apoio tanto no reconhecimento de novos alvos exploratórios, quanto na ampliação de jazidas conhecidas, devido à obtenção de contrastes de propriedades físicas entre as mineralizações e as rochas hospedeiras. O presente estudo apresenta os resultados da fase de reconhecimento pela aerogamaespectrometria seguidos de detalhamento de alvos potenciais de cobre pelo método eletromagnético indutivo terrestre em área contemplada pelas ocorrências denominadas Victor Teixeira e Capão Grande, localizadas no interior do município de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. A ocorrência Victor Teixeira está inserida em rochas metamórficas do Escudo Sul-Riograndense, enquanto a de Capão Grande tem como encaixante os litotipos vulcanossedimentares da Bacia do Camaquã. A mineralização aflorante de ambas as ocorrências compreende disseminações de carbonatos dominantemente em fraturas. Os dados radiométricos aéreos possibilitaram a definição de áreas enriquecidas em potássio associadas a produtos de alteração hidrotermal como guias indiretos para a localização de alvos de cobre. A correlação desse guia potássico com concentrações elevadas de tório também constituiu indicativo promissor. Os dados de condutividade aparente obtidos ao longo dos alvos aeroradiométricos possibilitaram sugerir a presença de sulfetos de cobre em áreas condutivas nos xistos do embasamento metamórfico e nos arenitos arcosianos conglomeráticos da Bacia do Camaquã.
**Palavras-chave:** Prospecção Mineral. Aerogamaespectrometria. Perfis Eletromagnéticos Indutivos. Escudo Sul-Riograndense.

**ABSTRACT** - In the different phases of prospective campaigns for metallic minerals such as copper, Geophysics acts as a support tool both in the recognition of new exploratory targets and the expansion of known deposits, due to the achievement of contrasts in physical properties between mineralizations and host rocks. The present study presents the results of the aerogammaspectrometry recognition phase, followed by the detailing of potential copper targets through the inductive terrestrial electromagnetic method in an area covered by the occurrences named Victor Teixeira and Capão Grande, both located to the interior of the municipality of Caçapava do Sul, in the state of Rio Grande do Sul, Brazil. The Victor Teixeira occurrence is part of the metamorphic rocks of the Sul-Riograndense Shield, while the one in Capão Grande has as its host the Camaquã Basin's volcano-sedimentary lithotypes. The outcrop mineralization of both occurrences comprises carbonate disseminations predominantly in fractures. The aerial radiometric data allowed the demarcation of potassium-enriched areas associated with hydrothermal alteration products as indirect guides for the location of copper targets. The correlation of this potassium guide with high concentrations of thorium was also a promising indication. The apparent conductivity data obtained along the aeroradiometric targets made it possible to suggest the presence of copper sulfides in conductive areas in the metamorphic basement's schists and the arcosian conglomeratic sandstones of the Camaquã Basin.
**Keywords:** Mineral Prospecting. Aerogammaspectrometry. Inductive Electromagnetic Profiles. Sul-Riograndense Shield.

## INTRODUÇÃO

O sucesso do emprego de métodos geofísicos aéreos e/ou terrestres na identificação e caracterização de alvos exploratórios de substâncias minerais metálicas (Au-Pb-Cu-Pb-Zn) é atribuído ao registro de variações de parâmetros físicos entre as mineralizações maciças ou disseminadas e as rochas encaixantes (Telford et al., 1990; Kearey et al., 2002; Lowrie et al., 2007; Dentith & Mudge, 2014).

A gamaespectrometria, quando utilizada em pesquisa de metais, eventualmente revela assinaturas muito variáveis, porém o enriquecimento de potássio muitas vezes constitui guia para a localização indireta de concentrações significativas

em subsuperfície devido às alterações hidrotermais potássicas geradas nas rochas encaixantes (Gnojek & Prichystal, 1985; Hoover & Pierce, 1990; Pires, 1995; Dickson & Scott, 1997; Shives et al., 2000; Fornazzari Neto & Ferreira, 2003; Soares et al., 2004; Maden & Akaryali, 2015; Ohioma et al., 2017).

As alterações hidrotermais são relacionadas a processos marcados por grande interação fluido-rocha, com lixiviação de alguns elementos e concentração de outros em sistema físico-químico aberto com reações de troca (metassomatismo), podendo ocorrer em diversos ambientes geológicos. O urânio pode acompanhar o potássio ao longo dos processos hidrotermais, diferentemente do tório ,que é quimicamente menos móvel (Ostrovsky, 1975; Pirajno, 1992; Ribeiro et al., 2015).

O comportamento condutivo padrão dos minerais metálicos é normalmente contrastante com a característica resistiva da maioria dos minerais formadores das rochas, possibilitando a inferência de acumulações de mineralizações sulfetadas em subsuperfície pela aplicação de métodos eletromagnéticos no domínio do tempo e da frequência (Wynn, 2000; Silva et al., 2003; Al-Rawi et al., 2006; Flores & Peralta-Ortega, 2009; Weijun et al., 2010; Ariyibi, 2011; Granda et al., 2016; Pereira et al., 2017; Alarifi et al., 2019; Bitencourt et al., 2020).

O presente estudo apresenta o uso de dados aerogamaespectrométricos para delinear áreas com concentrações anômalas de potássio associadas a alterações hidrotermais, como guia prospectivo de cobre seguido de investigação eletromagnética terrestre indutiva para sugerir novos alvos exploratórios não aflorantes em área compreendida pelas ocorrências Victor Teixeira e Capão Grande.

## ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está situada no limite noroeste do município de Caçapava do Sul, região central do estado do Rio Grande do Sul, Brasil (Figura 1). O principal acesso partindo da sede do município é realizado através da rodovia federal BR 392, no sentido norte, por 17 km até o viaduto da BR 290, seguindo 15 km para oeste até a entrada da vila Cerrito do Ouro e depois pela estrada municipal Lavras do Sul-São Sepé, no rumo meridional, por mais 9 km.

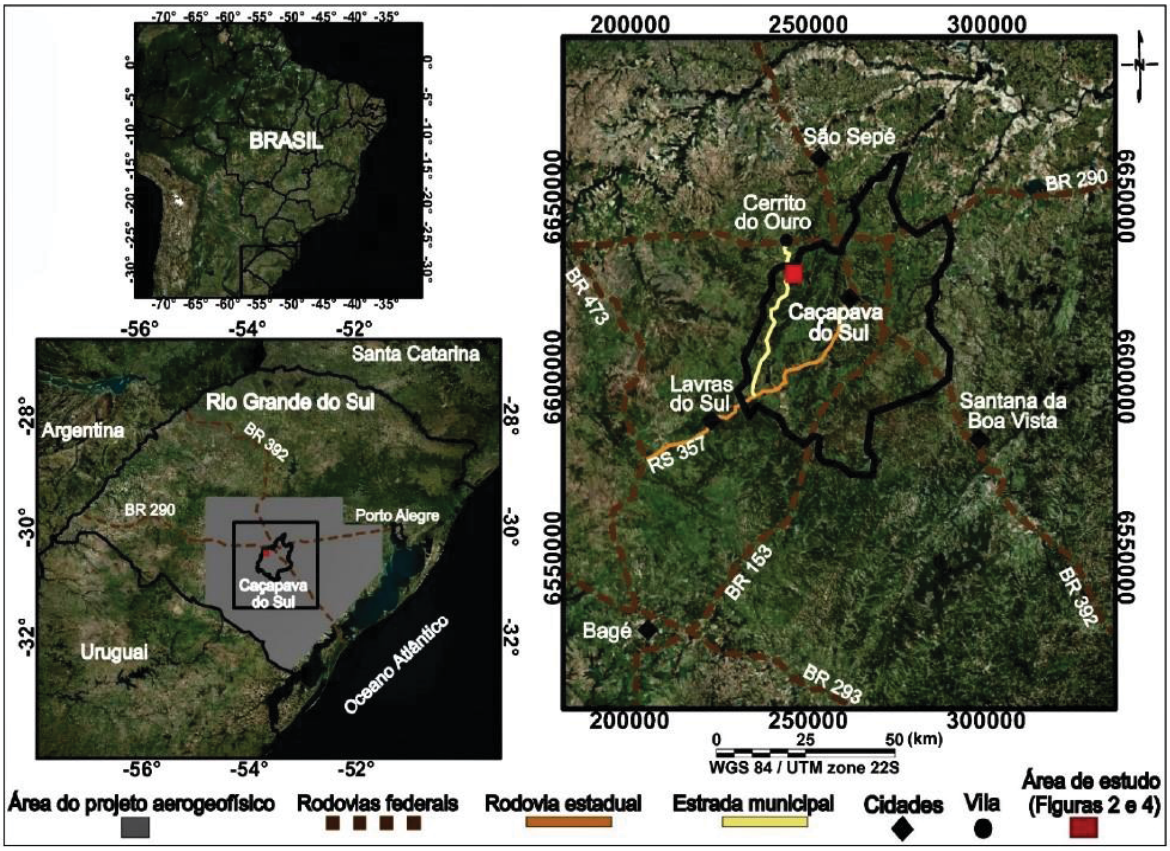



**Figura 1** - Mapa de localização indicando a área do projeto aerogeofísico (esquerda) e as principais cidades e vias de acesso à área de estudo (direita).

O município de Caçapava do Sul é limitado ao norte por São Sepé, ao sul por Bagé, a leste por Santana da Boa Vista e a oeste por Lavras do Sul (Figura 1). Tem área estimada de 3.047,113 km$^2$, população de 33.548 habitantes e economia baseada na agricultura, pecuária e mineração (IBGE, 2020). Seu território é demarcado por ampla diversidade geológica e pela exploração de calcário, cobre e ouro que remonta ao início do século XX (Ronchi & Lobato, 2000).

O cenário geológico da área de estudo é caracterizado por exposições de litotipos do Escudo Sul-Riograndense (Complexo Metamórfico Vacacaí) e dos grupos Maricá (Formações Passo da Promessa e Arroio América) e Cerro do Bugio (Formação Acampamento Velho) da Bacia do Camaquã (Figura 2a). Altitudes moderadas demarcam a ocorrência de cobre Victor Teixeira enquanto a porção mais baixa do relevo compreende as proximidades da ocorrência Capão Grande. As cotas mais elevadas correspondem à unidade dos tufos ácidos (Figura 2b).

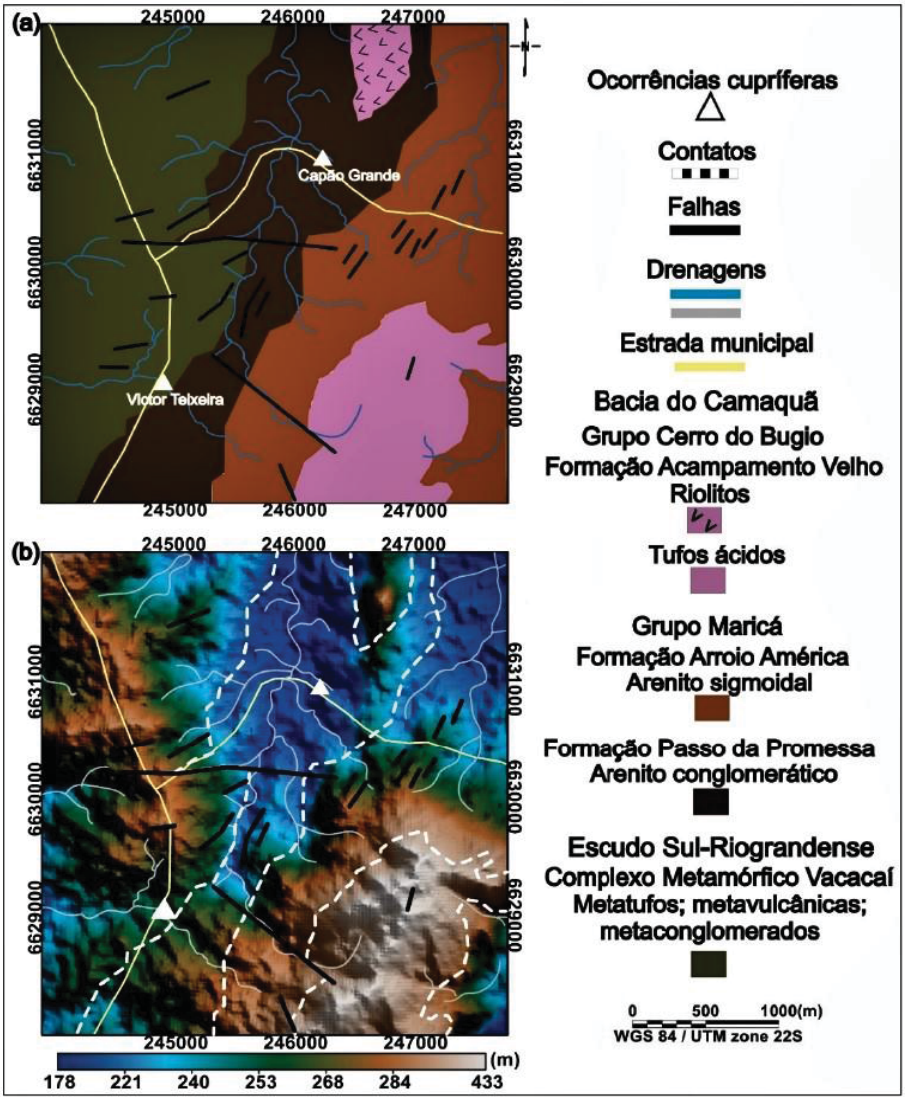



**Figura 2** - Mapa geológico da área de estudo (a) baseado em CPRM (1995) e dados altimétricos SRTM (b).

O Escudo Sul-Riograndense compreende o segmento meridional da Província Estrutural Mantiqueira, demarcado por uma grande variedade de rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas, cuja gênese é relacionada aos processos de formação de crosta ocorridos durante os ciclos orogênicos Transamazônico/Eburiano (2.5-2.0 Ga) e Brasiliano/Pan-Africano (900-540 Ma) (Almeida et al., 1981; Soliani Jr, 1986; Brito Neves & Cordani, 1991; Babinski et al., 1996; Hartmann et al., 2000). Segundo Borba et al. (2006) e CPRM (2007), estruturas regionais NE-SW, NW-SE e NS com expressão em subsuperfície compartimentam esse escudo segundo os domínios Taquarembó, São Gabriel, Santana da Boa Vista e Pelotas.

O Complexo Metamórfico Vacacaí (750 Ma)

abrange uma ampla associação de rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e sedimentares, metamorfisadas principalmente por intrusões graníticas brasilianas pós-tectônicas mais jovens, em fácies xisto verde, filito, quartzito, mármores, xisto hornblenda e xisto clorítico (Machado et al., 1990; CPRM, 2000). Quatro fases de deformação estão relacionadas as suas principais estruturas regionais, sendo que as três primeiras compreenderam a geração de falhas e dobras coaxiais com eixo orientado para NE-SW (mergulhando 50° para NW), enquanto a fase final resultou em falhas e dobras com eixo orientado para NW-SE e E-W (CPRM, 1995; Remus et al., 1999). Na unidade supracitada, foram reconhecidos afloramentos de quartzitos (Figura 3a) e de metapelitos (Figura 3b), ambos demarcados por intenso fraturamento (por vezes com estruturas preenchidas por quartzo) e feições de metamorfismo de baixo grau.

A ocorrência cuprífera Victor Teixeira, hospedada no Complexo Metamórfico Vacacaí (veja a localização na Figura 2), é demarcada por um afloramento de direção NE-SW, com 5 m de comprimento por 2 m de largura (Figura 3c), sendo constituído por rochas com foliação plano-paralela e coloração que varia de cinza a cinza esverdeado, com clorita-quartzo-sericita xistos e/ou sericita-clorita quartzo xistos, com pequenas impregnações de malaquita [$Cu_2(CO_3)(OH)_2$] em fraturas e nos espaços interfoliares (Figura 3d).

A Bacia do Camaquã reúne sucessões estratigráficas e vulcanogênicas (entre 620 Ma e 450 Ma) com mais de 10.000 m de espessura sem registro significativo de metamorfismo regional segundo a direção geral N30E sobre o Escudo Sul-Riograndense (Almeida et al., 1981; De Ros et al., 1994; Fragoso-Cesar et al., 2000; Teixeira et al., 2004). Falhas regionais NNE-SSW e os altos do embasamento de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas delimitam suas unidades vulcanossedimentares (Almeida et al., 2009; Almeida et al., 2010; Janikian et al., 2012).

A sequência de preenchimento da Bacia do Camaquã pode ser subdividida em cinco grupos principais, separados entre si por discordâncias angulares e subdivididos em formações limitadas dominantemente por discordâncias erosivas: Maricá, Bom Jardim, Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas (Paim et al., 2000, Janikian et al., 2003, CPRM, 2007).

O Grupo Maricá apresenta cerca de 2500 m de rochas siliciclásticas depositadas entre 620 e 580 Ma (Paim et al., 2000).

Este grupo pode ser subdivido em três formações principais: Passo da Promessa, São Rafael e Arroio América. A unidade basal corresponde à Formação Passo da Promessa, dominada por arenitos com estratificação cruzada e lentes conglomeráticas subordinadas, interpretados como depósitos de planícies fluviais de canais entrelaçados. A Formação São Rafael (sotoposta) marca o primeiro evento de inundação marinha na Bacia do Camaquã, sendo constituída por arenitos finos e ritmitos gerados em plataforma rasa dominada por ondas. A Formação Arroio América é a unidade de topo, que reúne arenitos e frequentes fácies conglomeráticas gerados a partir de um novo sistema de planícies fluviais de canais entrelaçados (Pelosi & Fragoso-Cesar, 2003).

Na Formação Passo da Promessa foram evidenciados arenitos marrom-avermelhados médios a grossos, por muitas vezes conglomeráticos, mal selecionados, com grãos angulosos a subangulosos, frequentemente com seixos arredondados de quartzo, granitos e rochas metamórficas (Figura 3e). São comuns as exposições de afloramentos com estratificação paralela (Figura 3f) e cruzada acanalada de porte métrico a decamétrico (Figura 3g).

A ocorrência cuprífera Capão Grande, encaixada na Formação Passo da Promessa (veja a localização na figura 2), é caracterizada por afloramento de direção NE-SW, exibindo 19 m de comprimento por 10 m de largura (Figura 3h), composto por arenitos arcosianos intensamente fraturados de granulação média e cor marrom avermelhada, com azurita [$Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$] e malaquita [$Cu_2(CO_3)(OH)_2$], encontradas principalmente nas fraturas (Figura 3i).

O Grupo Cerro do Bugio envolve quase 1000 m de espessura e pode ser subdividido, da base para o topo, em Formação Santa Fé e Formação Acampamento Velho. A Formação Santa Fé é constituída por conglomerados ricos em clastos de rochas vulcânicas e plutônicas de composição ácida, que gradam para arenitos com estratificação cruzada e ritmitos areno-pelíticos, depositados em ambiente dominado por sistemas flúvio-deltaicos entrelaçados longitudinais (Paim et al., 2000). A Formação Acampamento Velho representa o registro de vulcanismo explosivo/efusivo subaéreo de composição predominantemente riolítica com afiliação a lavas e diques de composição básica, gerado em ambiente tectônico extensional pós-orogênico (Sommer et al., 1999; Janikian et al., 2005; Sommer et al., 2011; Matté et al., 2012).

Afloramentos de riolitos cinza-amarronzados

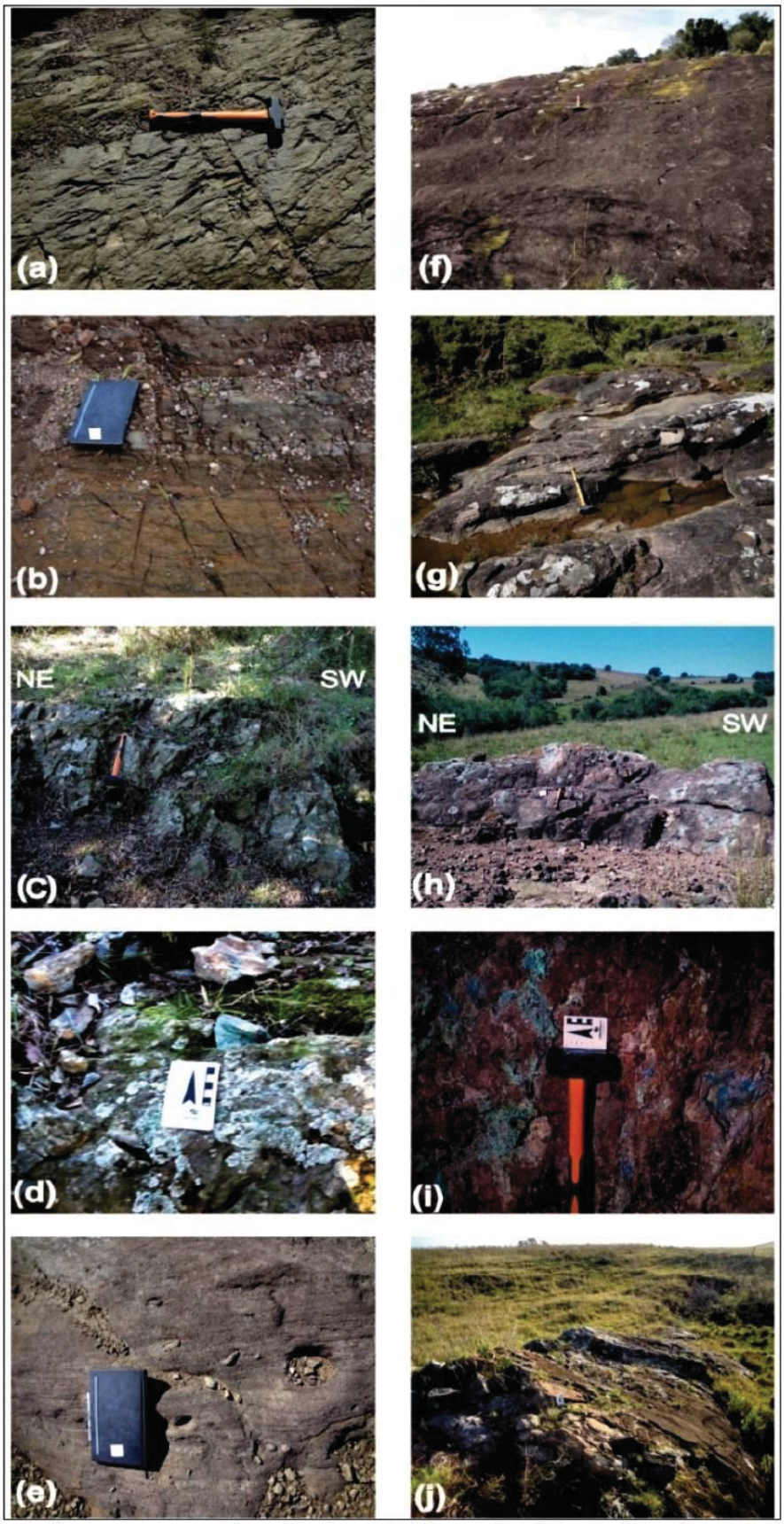



**Figura 3** - Principais afloramentos encontrados na área de estudo: (a) quartzitos; (b) metapelitos; (c) ocorrência Victor Teixeira; (d) malaquita em detalhe; (e) arenitos conglomeráticos; (f) estratificação paralela; (g) estratificação cruzada; (h) ocorrência Capão Grande; (i) malaquita e azurita em detalhe; (j) riolitos.

como corpos tabulares alongados na direção NE, pertencentes à Formação Acampamento Velho (Figura 3j), foram frequentemente observados nos arenitos da Formação Passo da Promessa, próximo à localidade da ocorrência Victor Teixeira. De acordo com Borba et al. (2007), esses riolitos aproveitaram a zona de fraqueza do contato entre o embasamento e a bacia para se instalarem durante os eventos magmáticos pós-orogênicos.

Além das ocorrências de cobre evidenciadas no mapa geológico (Figura 2), os litotipos do Escudo Sul-Riograndense e da Bacia do Camaquã apresentam uma grande variedade de prospectos, ocorrências e depósitos de metais base (Cu, Pb e Zn) além de ouro e prata, cuja origem tem sido atualmente associada a um sistema magmático-tectônico desenvolvido no período pós-colisional da Orogênese Dom Feliciano. Os eventos plutono-vulcânicos envolvidos teriam atuado como motores térmicos na geração de sistemas epitermais, responsáveis pela circulação de paleofluidos, pela remobilização de metais de rochas encaixantes e posterior concentração destes elementos de interesse econômico (Remus et al., 2000 Laux et al., 2005; Toniolo et al., 2007; Fontana, 2016).

O controle estrutural da maioria dessas mineralizações está intrinsicamente associado aos sistemas de falhas Irapuá (N20°-30°E) e Cerro da Vigia (N50°- 60°W), relacionados aos episódios tectônicos de geração e deformação da Bacia do Camaquã sobre o Escudo Sul-Riograndense. Também são importantes os locais demarcados pelo entrecruzamento de falhas de direção NE-SW e NW-SE (Ribeiro et al., 1966; Ribeiro, 1970; Ribeiro, 1978; Remus et al., 1999; Kazmierczack, 2006; Almeida et al., 2010; Santos et al., 2012). Na figura 4b pode ser observado o cruzamento de lineamentos orbitais nas ocorrências cupríferas Victor Teixeira e Capão Grande, demarcados em análise de dados de elevação SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) com resolução espacial de 30 m (USGS, 2014).

## MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados de gamaespectrometria aérea são provenientes do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul (CPRM, 2010). Os principais parâmetros de aquisição podem ser observados na tabela 1, enquanto a área do levantamento envolvendo aproximadamente 75.600,00 km$^2$ no extremo sul do Brasil pode ser visualizada na figura 1. A disposição preferencial NE-SW a E-W das unidades geotectônicas investigadas, juntamente com as baixas latitudes magnéticas dessa região, foram determinantes para a definição da direção preferencial N-S das linhas de voo (Cordani, 2005).

**Tabela 1** - Especificações técnicas do aerolevantamento (CPRM, 2010).

| Projeto | Escudo do Rio Grande do Sul |
|---|---|
| Ano | 2010 |
| Direção das linhas de voo | N-S |
| Espaçamento das linhas de voo | 500 m |
| Direção das linhas de controle | E-W |
| Espaçamento das linhas de controle | 10 km |
| Altura de voo | 100 m |
| Sistema de navegação | FASDAS |
| Sistema de aquisição GPS | Trimble AgPS 132 DGPS Real-time |
| Radar altimétrico | King-405 e Collins Alt-50 |
| Altímetro barométrico | Fugro/Enviro |
| Intervalo de medidas geofísicas | 1.0 s (gamaespectrometria) |
| Equipamentos gamaespectrométricos | Radiation Solutions RS500 e Exploranium GR-820 |

As leituras radiométricas realizadas a cada segundo nas aeronaves representaram medições a intervalos de amostragem entre 63 m e 75 m do terreno. Ambos os modelos de gamaespectrômetros utilizados (Exploranium GR-820 e Radiation Solutions RS-500) somam as radiações detectadas e reduzem as leituras a uma única saída de 256 canais espectrais. O espectro de cada um dos cristais detectores de radiação é analisado individualmente para a determinação mais precisa dos fotopicos de potássio, urânio e tório. A tabela 2 mostra o maior número de canais correspondentes do Radiation Solutions RS-500, em comparação com o Exploranium GR-820 (CPRM, 2010).

A etapa inicial de processamento dos dados radiométricos aéreos consistiu na seleção dos dados do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul para os limites do quadrante de 16 km$^2$ da área de estudo, contemplando sete linhas de voo N-S com comprimentos de 3200 m

**Tabela 2** - Janelas de energia e canais correspondentes dos gamaespectrômetros (CPRM, 2010).

| Canal radiométrico | Janela de energia (MeV) GR-820 | | Canal correspondente GR-820 | | Janela de energia (MeV) RS 500 | | Canal correspondente RS-500 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Contagem Total | 0.41 | 2.81 | 34 | 233 | 0.41 | 2.81 | 71 | 511 |
| K | 1.37 | 1.57 | 115 | 131 | 1.37 | 1.57 | 233 | 267 |
| eTh | 2.41 | 2.81 | 202 | 233 | 2.41 | 2.81 | 411 | 480 |
| eU | 1.66 | 1.86 | 139 | 155 | 1.66 | 1.86 | 284 | 319 |
| Cósmico | 3 | ∞ | 256 | - | 3 | ∞ | 511 | - |

cada (Figura 4a).

A inspeção do banco de dados revelou valores negativos nos canais K, eTh e eU, decorrentes de erros acumulados durante as várias etapas de correção tradicionalmente aplicadas nesse tipo de dado (Tempo Morto; Erro de Paralaxe; Efeito Compton; Coeficiente de Atenuação Atmosférica; Altura Efetiva de Voo; Background Cósmico, da Aeronave e do Radônio). Os dados negativos (Tabela 3) foram removidos de acordo com a adição de constantes a cada canal, de modo a resultar em valores mínimos correspondentes a 0.01 (Ferreira et al., 2009; Weihermann et al., 2016).

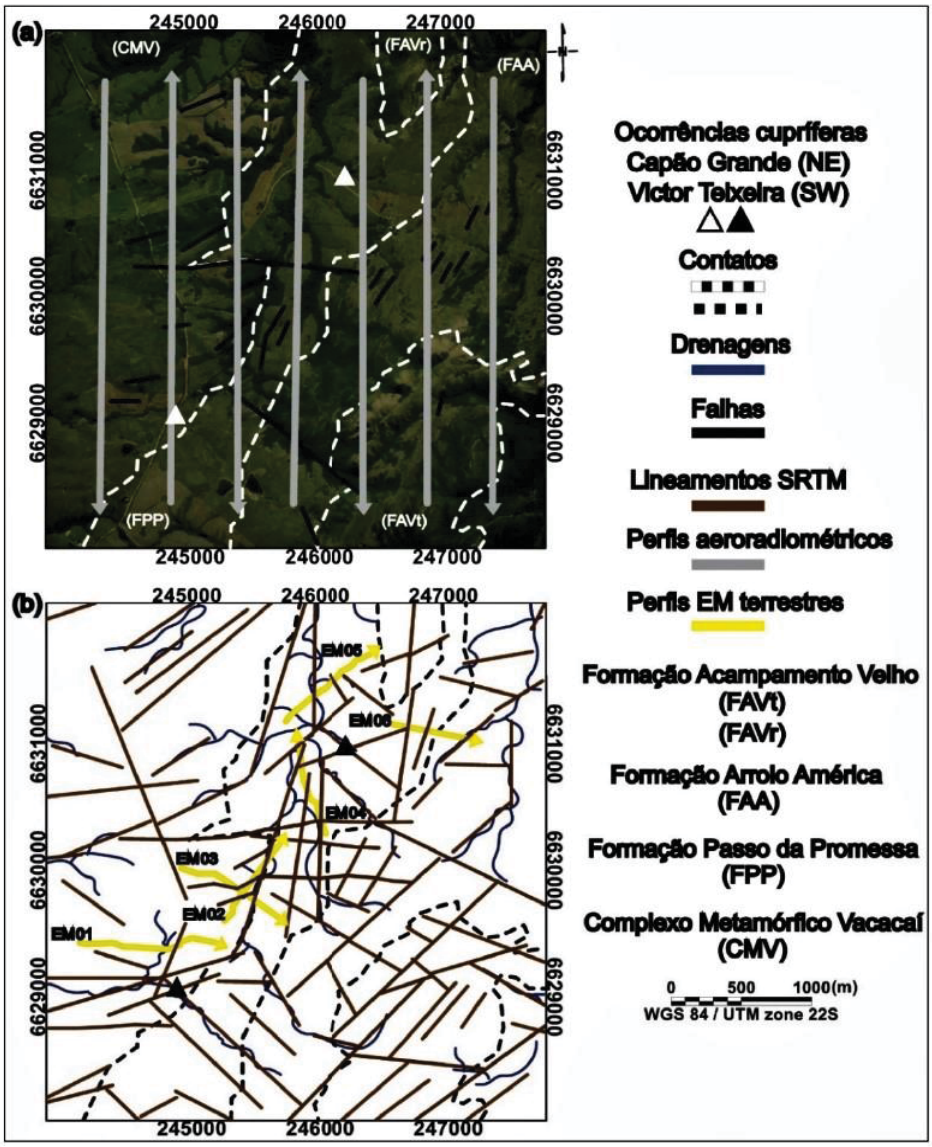



**Figura 4** - Disposição das 7 linhas de voo (a) e dos perfis de caminhamento eletromagnético (b).

O processamento dos dados aerogamaespectrométricos foi encerrado a partir da elaboração de malhas regulares de 125 m x 125 m (correspondentes a ¼ do espaçamento das linhas de voo) pelo método de mínima curvatura (Briggs, 1974) dos valores corrigidos (Tabela 3)

dos canais K (%), eTh (ppm) e eU (ppm), bem como na elaboração da respectiva composição ternária RGB, das razões eTh/K e eU/K, do Parâmetro F e do Potássio Anômalo ($K_d$), usando a versão 9.6 do programa Oasis Montaj, da Seequent Inc.

**Tabela 3** - Valores corrigidos de cada radioelemento.

| Radionuclídeo | Valor mínimo | Valor adicionado | Mínimo corrigido |
|---|---|---|---|
| K | -0.266 | +0.276 | 0.01 |
| eTh | -0.230 | +0.240 | 0.01 |
| eU | -0.444 | +0.454 | 0.01 |

O Parâmetro F ressalta o enriquecimento de potássio e urânio em relação ao tório, podendo sugerir áreas com alteração hidrotermal potássica associadas a mineralizações (Gnojek & Perichystal, 1985; Biondi et al., 2001; Fornazzari Neto & Ferreira, 2003; Ferreira et al., 2009; Barbuena et al., 2013; Campos et al., 2017). O Parâmetro F é indicado pela seguinte equação:

$$F = K \times \frac{eU}{eTh}$$

Segundo Dickson & Scott (1997) e Wilford et al. (1997), os teores dos radioelementos podem ser alterados por fatores ambientais, pedogenéticos, geomorfológicos, geoquímicos e variações litológicas. Considerando tais aspectos, e tendo em mente que o tório apresenta menor mobilidade geoquímica, Saunders et al. (1987) propuseram uma normalização do potássio ($K_d$) e do urânio ($U_d$) pelo tório, aplicada à prospecção de petróleo, calculada da seguinte forma:

$$K_i = (\text{média de } K_s \,/\, \text{média de } Th_s) \text{ x } Th_s;\ K_d = (K_s - K_i)/K_i$$

$$U_i = (\text{média de } U_s \,/\, \text{média de } Th_s) \text{ x } Th_s;\ U_d = (U_s - U_i)/U_i$$

onde $K_i$ e $U_i$ indicam os valores ideais definidos a partir do tório, $K_d$ e $U_d$ são os desvios dos valores ideais e $K_s, U_s$ e $Th_s$ representam os dados originais.

Tais técnicas foram aplicadas à prospecção mineral pela primeira vez por Pires (1995). Por simplicidade, neste trabalho, são apresentados apenas os resultados obtidos pelo Potássio Anômalo ($K_d$).

O método eletromagnético indutivo (EM) foi aplicado ao longo de seis perfis terrestres (Figura 4b) por meio do condutivímetro EM-34 modelo XL, fabricado pela Geonics Ltda e gentilmente cedido pela Universidade Federal do Pampa (UNIPAMPA). O EM-34 possibilita a leitura direta da condutividade aparente ($\sigma_a$) a partir da técnica de baixo número de induções. Informações detalhadas sobre os princípios teóricos dessa técnica, assim como as características mais importantes desse instrumento, são descritos respectivamente em McNeill (1980) e em Geonics (2007).

Os perfis de caminhamento eletromagnético foram elaborados com comprimentos variando entre 600 m e 1040 m, sendo a tomada de medidas de condutividade aparente realizada a cada 20 m (totalizando 250 estações), com as bobinas operadas na frequência de 400 Hz, em configurações coplanares verticais (modo Dipolo Horizontal) e horizontais (modo Dipolo Vertical) com o cabo de 40 m, possibilitando investigar aproximadamente 60 m de profundidade. As posições das estações de medidas foram tomadas com o auxílio de um GPS de mão Garmin e posteriormente georreferenciadas com base no sistema de coordenadas WGS84, zona 22S.

O processamento dos dados eletromagnéticos compreendeu a elaboração de pseudo-seções de condutividade aparente por meio do interpolador de krigagem no programa Surfer, desenvolvido pela Golden Software Inc. Esse programa possibilita ainda o cálculo e a construção de mapas de variáveis distintas a partir da interpolação de dados regularmente distribuídos (Golden Software Inc, 2009).

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

As imagens aerogamaespectrométricas de K, eTh, eU, ternária RGB, razão eTh/K, razão eU/K, parâmetro F e $K_d$ são apresentadas na forma de mapas de contorno pseudocoloridos (Figuras 5 e 6), com sobreposição das principais informações indicadas no mapa geológico (Figura 2a) e dos dados altimétricos SRTM (Figura 2b). Essa forma de apresentação visa ao melhor discernimento entre as possíveis concentrações anômalas oriundas de variações litológicas e hidrotermais das geradas por processos pedogenéticos e/ou de movimentos de massa (Saunders et al., 1987; Wilford et al., 1997; Carvalho et al., 2006).

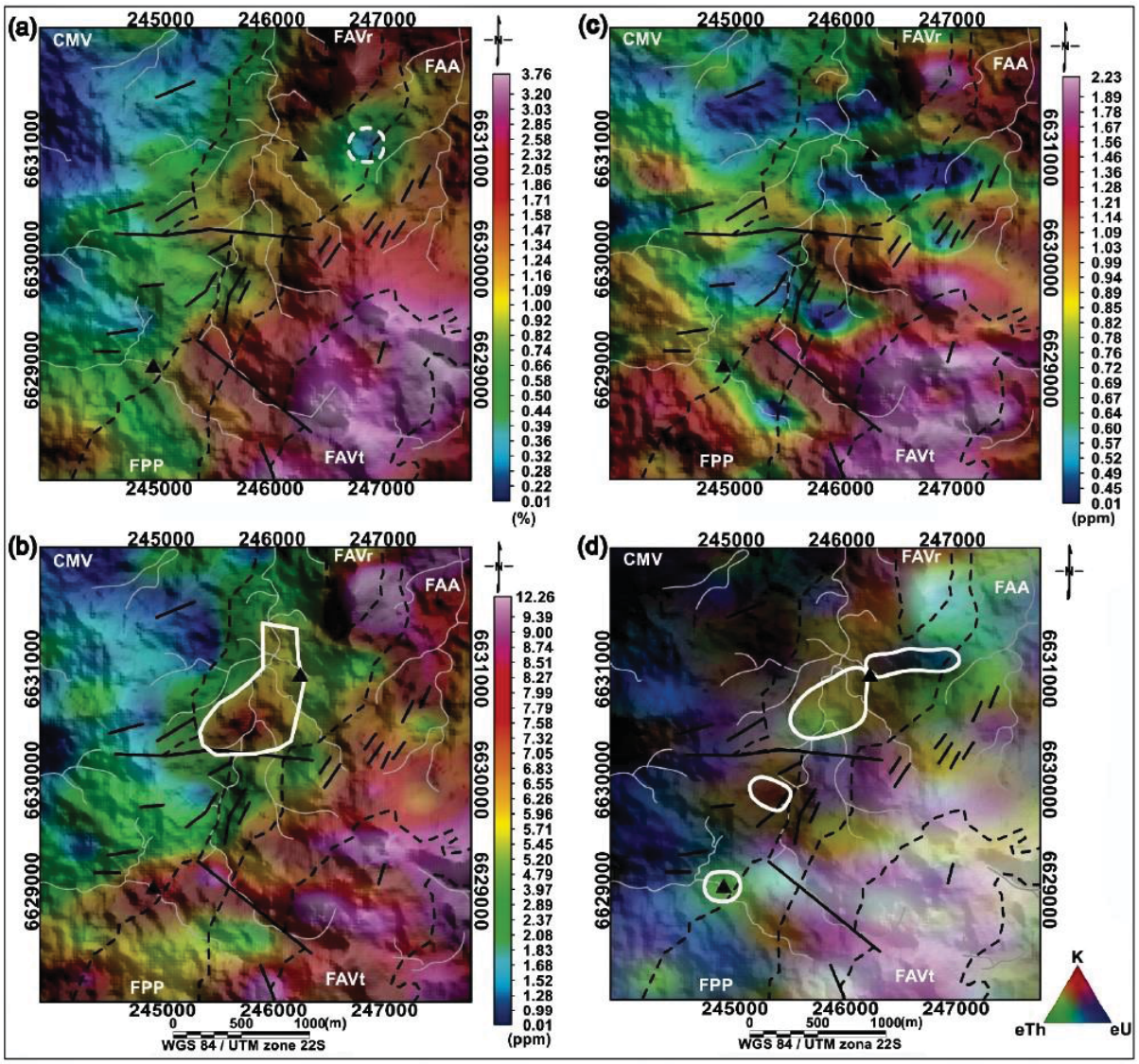



**Figura 5** - Mapas radiométricos aéreos da área de estudo: K (a), eTh (b), eU (c) e ternário RGB (d).

O mapa do K (Figura 5a) mostra as rochas metavulcanoclásticas do CMV com valores baixos (em tons azuis), sobretudo no quadrante noroeste, enquanto, ao Sul, predominam teores médios (em verde) próximos ao contato com os arenitos arcosianos conglomeráticos da FPP. Concentrações mais acentuadas (entre amarelo e laranja) ocorrem no extremo sudoeste do complexo. Na FPP, são demarcados valores baixos a médios (azul ao verde) próximos aos contatos, e médios a altos (amarelo ao vermelho) nas porções mais centrais. Os arenitos sigmoidais da FAA e os riolitos da FAVr revelam teores mais elevados em cores vermelhas. No contato nordeste entre a FPP e a FAA, ocorre uma pequena zona circular de baixo valor, demarcada em branco tracejado na figura 5a, semelhante às anomalias observadas no CMV. As maiores concentrações (tonalidade magenta) correspondem aos tufos ácidos da FAVt, cujos contatos são bem delineados gamaespectromericamente. As ocorrências de cobre não denotam assinaturas típicas de K, situando-se na transição entre valores médios a altos.

A distribuição do K na área de estudo mostrou bom contraste entre os litotipos mais básicos do CMV e as rochas mais ácidas da Bacia do Camaquã (destaque para a coerência dos limites da FAVt). É evidente a dispersão de K por processos intempéricos e remobilização, tanto das rochas da FAVt (extremo SE da Figura 5a) para a unidade FAA, onde dominam cotas menores (Figura 2b), quanto das rochas da FAVr para a unidade FPP.

O mapa do eTh (Figura 5b) apresenta o CMV com domínio de valores baixos em cores azuis, de norte até a ocorrência Victor Teixeira, onde os índices são mais elevados (tons laranjas e

vermelhos). A FPP apresenta domínio de valores intermediários em verde. A ocorrência Capão Grande se localiza na borda de uma anomalia mais intensa demarcada em branco. Os arenitos sigmoidais da FAA apresentam valores altos (laranja ao vermelho), acompanhando sua disposição preferencial NE-SW. Os máximos valores em magenta demarcam as unidades FAVr e FAVt.

Embora o Th seja o radionuclídeo menos móvel no ambiente natural, a sua migração, adsorvido às argilas, ocorre dos litotipos ácidos da FAVt (predominantemente) e da FAVr para os arenitos sigmoidais da FAA. Essa dispersão atinge o embasamento na localidade da ocorrência Victor Teixeira pela drenagem que acompanha a falha regional NW-SE. Em contraste, não é claro o transporte de material mais rico em tório de sudeste para noroeste pelas drenagens até a área delineada na FPP, podendo caracterizar uma zona de concentração anômala não residual.

O mapa do eU (Figura 5c) evidencia as rochas metavulcanoclásticas do CMV e as coberturas areníticas arcosianas (FPP) e sigmoidais (FAA) através de faixas alternadas de valores baixos, médios (característica das ocorrências cupríferas) e altos. Apenas as unidades ácidas, topograficamente mais elevadas (FAVr e FAVt), apresentam concentrações altas (cor magenta), as quais são coerentes com os limites geológicos.

A dispersão do eU na área de estudo não é tão clara, diferentemente do observado nos mapas do K (Figura 5a) e do eTh (Figura 5b). As áreas de elevada concentração de eU caracterizadas junto as falhas regionais (NW-SE e E-W) são entendidas como resultado dos produtos de intemperismo e transporte (dominantemente pelas drenagens NW-SE) dos tufos ácidos da FAVt.

O mapa ternário RGB (Figura 5d) apresenta o CMV dominantemente com tonalidades escuras, indicativo das baixas concentrações dos três elementos. Os núcleos azulados refletem teores maiores de eU (Figura 5c), relativamente ao K (Figura 5a) e ao eTh (Figura 5b). Próximo ao contato com a FPP é destacada em branco uma área anômala em potássio e na ocorrência Victor Teixeira concentração de tório. A FPP é demarcada pela maior variação composicional (intercalação de K, eTh e eU) dentre as unidades da Bacia do Camaquã. A ocorrência Capão Grande se dispõe no limite entre áreas enriquecidas em eTh e eU, delineadas em branco. A FAA é caracterizada pela intercalação de potássio com zonas que reúnem os três elementos (tons esbranquiçados). Essa última assinatura predomina nas unidades ácidas sotopostas da FAVr e FAVt (Figura 5d). A tonalidade lilás clara no âmbito da FAVt e na sua zona de dispersão na FAA pode indicar contribuições de K e eU, em detrimento do eTh.

A composição ternária RGB demonstrou eficiência na caracterização de contrastes radiométricos coerentes com os limites geológicos e ainda possibilitou a observação de variações composicionais internas das unidades. As anomalias demarcadas em branco parecem não indicar relação direta com o lixiviamento de minerais das unidades mais elevadas, podendo representar concentrações associadas a processos ígneos, metamórficos ou hidrotermais.

O mapa da razão eU/K (Figura 6a) demarca o CMV com anomalias de altas a máximas amplitudes (enriquecidas em urânio). Apenas na proximidade da falha regional E-W e na ocorrência Victor Teixeira são notados valores menos intensos. No contexto da FPP, são assinaladas em branco tracejado as duas zonas com as menores razões eU/K (tons azuis escuros), uma imediatamente a sul da ocorrência Capão Grande e outra a norte. Mais a leste também é demarcada uma anomalia circular de alta intensidade, semelhante aquelas que dominam o contexto do embasamento. Os litotipos da FAA, FAVr e FAVt mostram faixas com intensidades variadas (leve domínio para valores baixos mais potássicos em tons azuis).

O mapa da razão eTh/K (Figura 6b) exibe o CMV e a FPP com domínio de anomalias de máxima amplitude (concentrações de tório), sendo destaque as ocorrências de cobre, a área próxima à falha regional E-W e o contato nordeste com a formação FAA. Baixos valores da razão eTh/K são assinalados em branco tracejado sem clara associação com rochas potássicas. Por outro lado, os índices baixos da FAVt refletem sua litologia ácida.

O mapa do Parâmetro F (Figura 6c) não exibe um contraste nítido entre os litotipos do CMV e da FPP. Áreas restritas de alto F ocorrem no CMV (demarcadas em branco) sem relação com rochas ácidas. O padrão anômalo mais evidente e coerente com os limites geológicos corresponde à máxima concentração de K em magenta na unidade FAVt. Já os contornos da FAA e da FAVr denotam boa correspondência com valores altos em vermelho. É notável que as zonas de baixos valores de F atribuídas a concentrações de

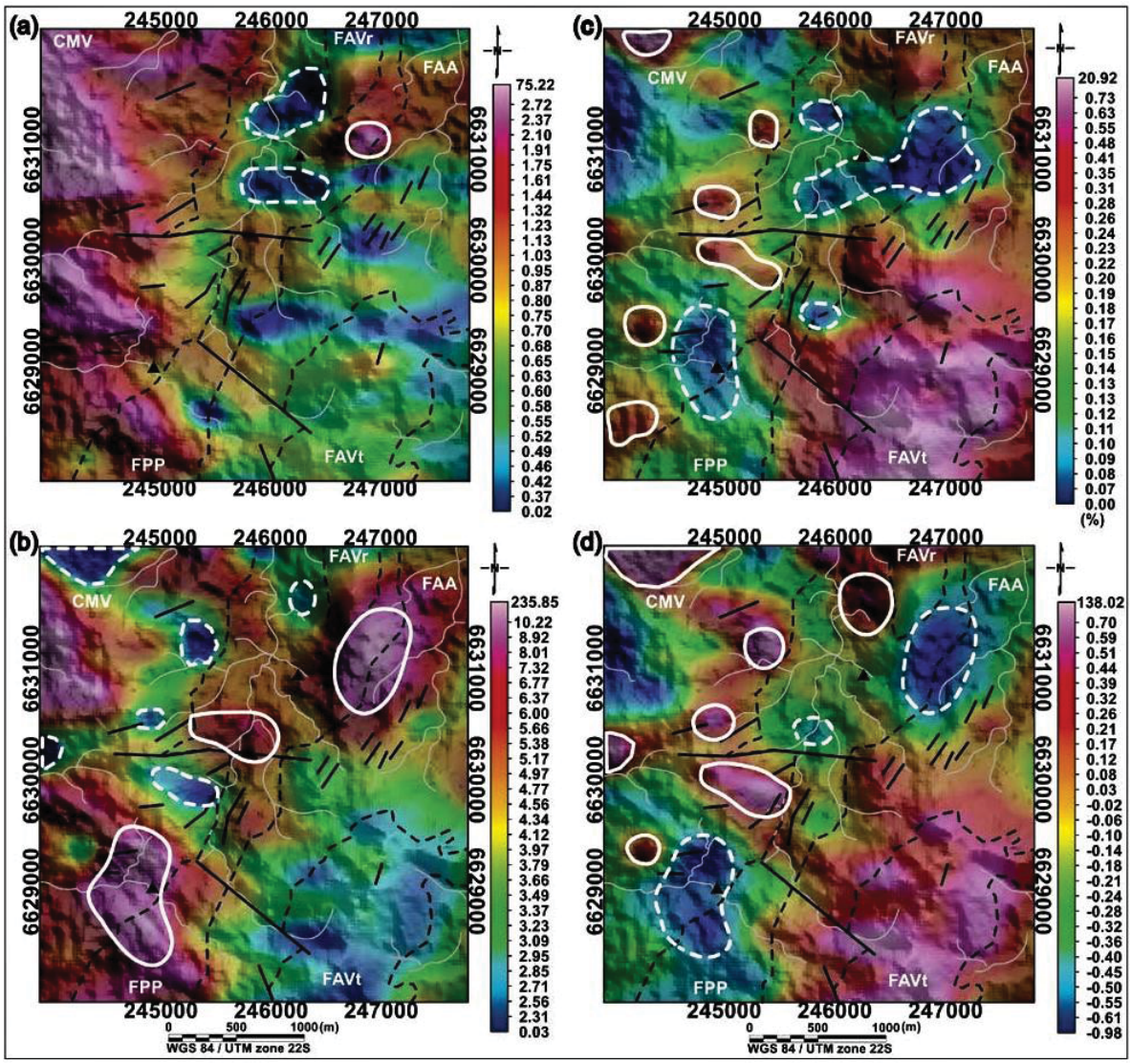



**Figura 6** - Mapas radiométricos aéreos da área de estudo: razão eU/K (a), razão eTh/K (b), parâmetro F (c) e $K_d$ (d).

concentrações de tório (assinaladas em branco tracejado) parecem espacialmente vinculadas às ocorrências minerais.

O mapa do $K_d$ (Figura 6d) apresenta o CMV com predominância de valores baixos (tons azuis e verdes), padrão análogo ao observado na figura 6c, o qual também envolve a ocorrência Victor Teixeira (linha branca tracejada).

Concentrações anômalas representadas por índices elevados em vermelho (demarcadas em branco) são indicadas de forma localizada dominantemente próximo aos contatos geológicos. Na FPP ocorrem variações de índices baixos, médios (padrão da ocorrência Capão Grande) e altos. A oeste do contato com a FAVr ocorrem valores mais expressivos delineados em branco. Já no contato sudoeste da FAVr se destaca uma área com valores muito baixos (demarcada em branco tracejado). Os limites das FAA e FAVt são bem definidos por valores altos em vermelho e máximos em magenta, respectivamente.

No geral, os mapas da figura 6 mostraram um domínio de urânio e tório para o CMV e de potássio para a FAVr e FAVt, reflexo de suas litologias. Por outro lado, as áreas delineadas em branco nas proximidades dos contatos geológicos e da falha regional E-W diferem do comportamento gamaespectrométrico de suas encaixantes, podendo configurar zonas de alteração metamórfica ou hidrotermal. As ocorrências de cobre denotaram mais afinidade com tório do que com o potássio e urânio. Lixiviamento de minerais das unidades mais elevadas para as de menor altitude puderam ser inferidas, respectivamente do CMV (urânio e tório) para a FPP e da FAVt (potássio) para a FAA. Por fim, a área circular a elíptica enriquecida em tório e urânio, demarcada no

contato nordeste entre a FPP e a FAA, pode compreender uma intrusão de rocha ígnea básica a intermediária não evidenciada no mapa geológico, pois suas assinaturas são equivalentes as dominantes no embasamento metamórfico.

Devido a sobreposição de valores elevados de F e Kd e baixas razões eTh/K, a área situada entre as ocorrências Victor Teixeira e Capão Grande (Figura 7) foi selecionada como principal alvo prospectivo para o detalhamento eletromagnético terrestre, na qual foram investigados os perfis EM02 e EM03.

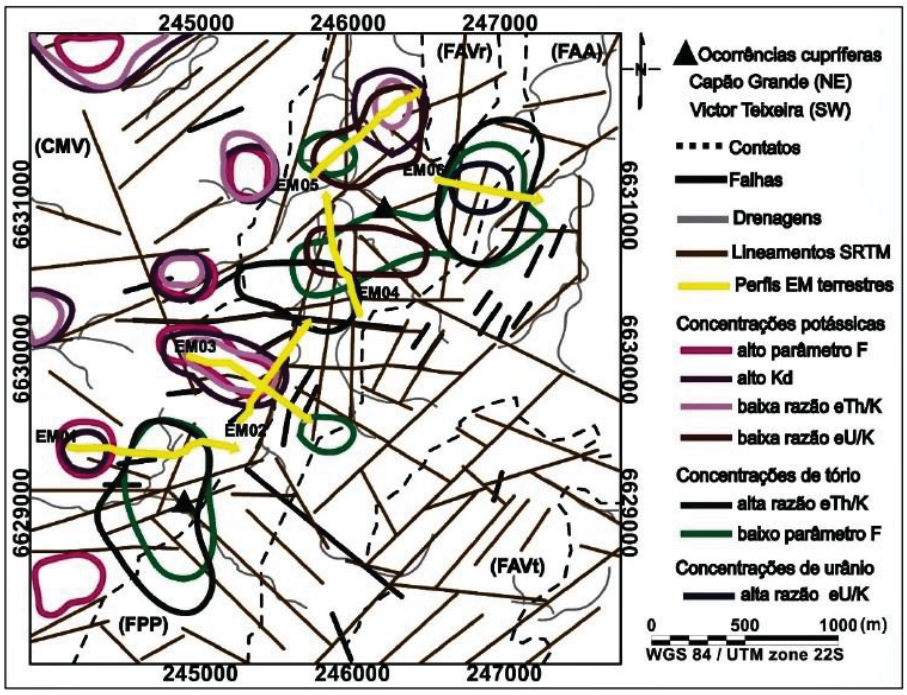



**Figura 7** - Mapa da área de estudo indicando as concentrações radiométricas de interesse.

O perfil EM01, a nordeste da ocorrência Victor Teixeira, foi selecionado como decorrência da sobreposição de valores elevados de F, Kd e da razão eTh/K, enquanto o perfil EM04 foi planejado com base nas baixas razões eU/K e do parâmetro F. A localização do perfil EM05 foi baseada em altos valores de Kd e baixas razões eU/K eTh/K, enquanto o perfil EM06 foi planejado devido aos altos valores das razões eU/K e eTh/K e baixos do parâmetro F.

Os dados obtidos nos caminhamentos eletromagnéticos apontados na figura 7 são apresentados em termos de pseudo-seções de condutividade aparente em escala única de cor, para facilitar a análise comparativa entre os perfis (Figura 8). Cores quentes representam índices altos (condutivos) enquanto as cores frias competem os valores mais baixos (resistivos).

Bitencourt et al. (2020) interpretaram lineamentos obtidos por sensoriamento remoto e realizaram sete perfis eletromagnéticos com o mesmo equipamento aqui empregado (EM-34), em área da ocorrência Victor Teixeira, cuja localização é indicada na figura 7. Como resultados, os autores sugeriram áreas favoráveis à acumulação de sulfetos metálicos na subsuperfície da citada ocorrência cuprífera, baseadas em anomalias condutivas verticais (entre 16 mS/m e 20 mS/m) associadas ao cruzamento de lineamentos orbitais. Bitencourt et al. (2020) ainda ponderaram que a disseminação da mineralização (tanto em profundidade, quanto em superfície) estaria relacionada às zonas horizontais vinculadas às anomalias verticais condutivas.

Pereira et al. (2017) investigaram a área da ocorrência Capão Grande (Figura 7) através de quatro perfis EM associados a caminhamentos elétricos. Os resultados apontaram contrastes de condutividade relacionados a porções do solo com água, além de carbonatos e sulfetos de cobre. O regolito saturado foi delineado por anomalias horizontalizadas, em torno de 15 mS/m, até cerca de 20 m de profundidade. Zonas condutivas verticais, entre 13 mS/m e 15 mS/m, foram interpretadas como respostas de carbonatos de cobre em profundidades superiores a 30 m. Já os valores entre 17 e 20 mS/m, dispostos horizontalmente em profundidades superiores a 50 m, foram explicados pela presença de sulfetos metálicos.

A pseudo-seção de condutividade aparente do perfil EM01 (Figura 8a) mostra a subsuperfície com distribuição de zonas condutivas (acima de 14.5 mS/m) mais profundas envolvendo áreas resistivas (inferiores a 14.5 mS/m) mais rasas até a estação 600 m. Entre 640 m e o final do perfil domina a dispersão de zonas resistivas juntas à base da seção com áreas condutivas superficiais. Em ambos os segmentos ocorrem anomalias verticais a inclinadas com valores mais acentuados (entre 16.5 mS/m e 18 mS/m) nas estações 160 m, 260 m, 340 m, 720 m e 960 m, as duas últimas mais condutivas.

Na estação 720 m, ocorre a interceptação de um lineamento NE-SW identificado em análise orbital (Figura 7). A elevada condutividade e a correspondência com um lineamento estrutural conferem situação idêntica às observadas por Bitencourt et al. (2020), interpretadas como resposta de sulfetos de cobre no contexto dos xistos do CMV. Essa anomalia, assim como aquela centrada na estação 960 m, parece continuar para profundidades superiores aos 60 m.

A pseudo-seção de condutividade aparente do perfil EM02 (Figura 8b) apresenta, entre as estações 0 m e 160 m, estruturas verticalizadas que continuam em profundidade, com valores de condutividade aparente superiores a 17 mS/m. Entre as estações 160 m e 540 m também dominam estruturas verticalizadas que continuam em profundidade com valores entre 13 e 14.5 mS/m, com destaque para um núcleo profundo, entre as estações 240 m e 280 m e valores em torno de 15 mS/m. Já entre as estações 540 m e 760 m destacam-se em profundidade condutividades em torno de 15 mS/m, que envolvem um núcleo horizontalizado, mais superficial, entre as estações 580 m e 740 m, com valores entre 13 e 14.5 mS/m.

Os valores condutivos mais expressivos verificados até a estação 160 m provavelmente foram amplificados devido à influência de cercas de arame, cabos elétricos e máquinas agrícolas observados nas proximidades do caminhamento. Entretanto, a estrutura verticalizada, centrada na estação 120 m, está relacionada a uma zona de falha NE-SW indicada no mapa geológico (Figura 7). Cruzamento dessa falha NE-SW com lineamento obtido em análise de imagem de satélite (Figura 7) parece se vincular ao sinal entre 240 m e 280 m, já mencionado. Na posição da estação 560 m ocorre o contato entre o CMV e a Bacia do Camaquã, demarcado em campo por grande desnível topográfico.

Afora zonas verticais resistivas (valores inferiores a 14.5 mS/m), restritas às estações 640 m e 720 m, a pseudo-seção de condutividade aparente do perfil EM03 (Figura 8c) evidencia domínio de distribuição condutiva (valores superiores a 14.5 mS/m). Entre 480 m e 620 se destacam valores mais acentuados de condutividade (entre 17 mS/m e 19 mS/m), que continuam em profundidade.

A porção condutiva entre 80 m e 240 m é possivelmente influenciada pela umidade do solo decorrente de um lago a montante. Já os valores condutivos observados entre as estações 480 m e 560 m se relacionam ao cruzamento de lineamentos orbitais E-W e SW-NE, e a falha indicada no mapa geológico em torno da estação 560 m (Figura 7). Mais uma vez, a elevada condutividade associada ao cruzamento de falhas e lineamentos, sugere provável concentração de sulfetos de cobre no CMV. As estruturas verticais resistivas refletem o contato entre o embasamento e a Bacia do Camaquã. Os níveis horizontais observados entre a estação 720 m e a terminação SE da pseudo-seção refletem a disposição dos arenitos arcosianos da FPP (como verificado em afloramento da figura 3f).

A pseudo-seção de condutividade aparente do perfil EM04 (Figura 8d) indica valores condutivos homogêneos significativos (19 mS/m), em todo o segmento entre as estações 0 m e 380 m, os quais continuam em profundidade até o final da seção. No segmento superficial (até 30 m de profundidade), entre as estações 380 m e 760 m, ocorrem condutividades aparentes inferiores a 14.5 mS/m. Em torno das estações 560 m e 640 m, zonas verticalizadas menos resistivas se prolongam desde a superfície até se conectarem com domínio condutivo em profundidade.

Durante a realização do perfil EM04, não foram observados artefatos que possam ter influenciado as respostas condutivas entre as estações 0 m e 380 m. Assim, tais valores podem ser relacionados a mineralizações em subsuperfície, pois esse padrão anômalo é muito semelhante ao domínio horizontal condutivo associado a sulfetos de cobre na ocorrência Capão Grande por Pereira et al. (2017). Os contrastes laterais abruptos observados nas estações 360 m, 560 m e 640 m estão vinculados a cruzamentos de lineamentos orbitais de direções SSW-NNE a SW-NE (Figura 7), que podem representar condutos

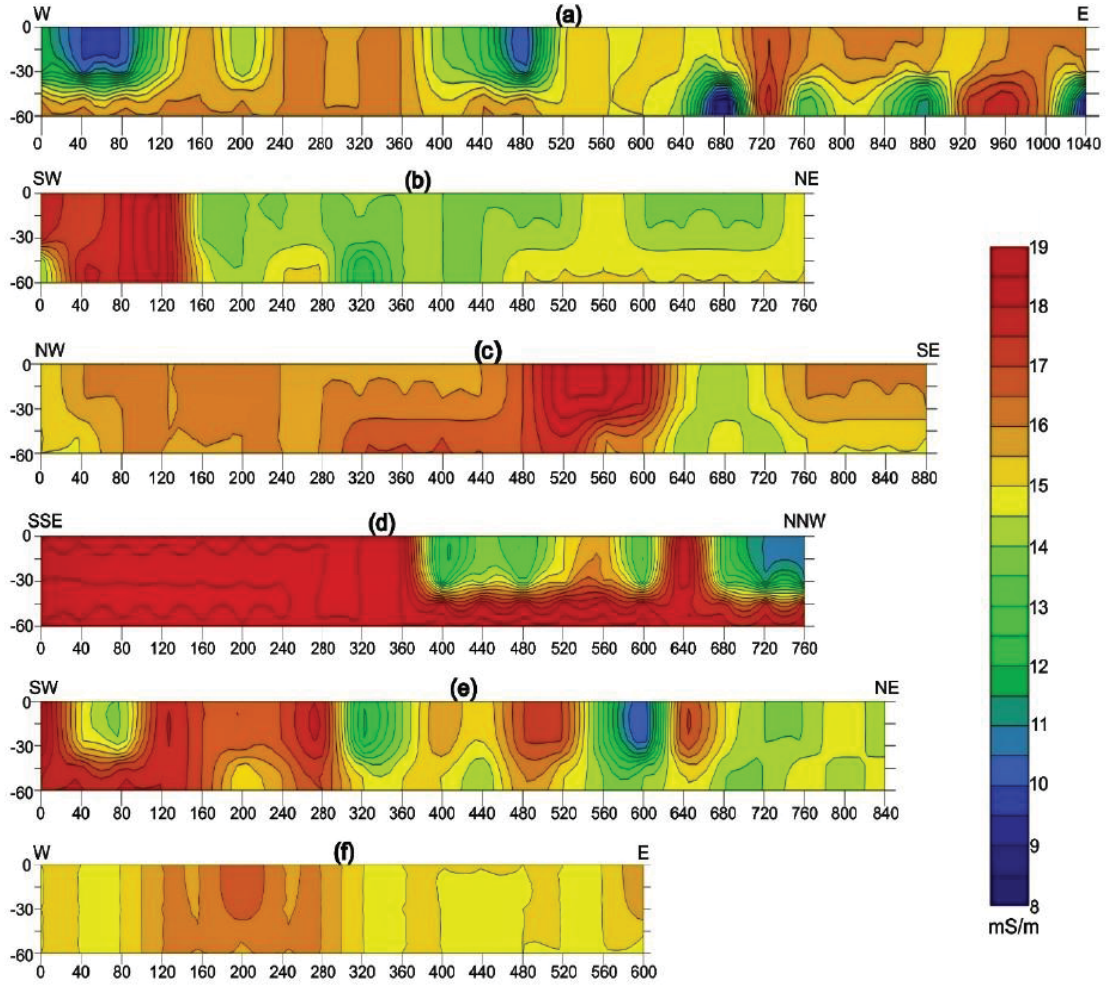



**Figura 8** - Pseudo-seções de condutividade aparente dos perfis de caminhamento eletromagnético: (a) EM01; (b) EM02; (c) EM03; (d) EM04; (e) EM05; (f) EM06.

de disseminação do minério.

A pseudo-seção de condutividade aparente do perfil EM05 (Figura 8e) apresenta predominância de valores condutivos, superiores a 17 mS/m, no segmento entre as estações 0 m e 300 m.

A anomalia centrada na estação 280 m corresponde ao cruzamento da drenagem mais significativa da área e também coincide com um lineamento N-S (Figura 7). Os valores elevados desse segmento refletem, possivelmente, a umidade observada do solo, decorrente da influência daquela drenagem. No restante da seção, dominam valores em torno de 15 mS/m, onde se notam zonas verticalizadas, superiores a 17 mS/m, em torno das estações 500 m e 640 m. Zonas verticalizadas mais resistivas, centradas nas estações 340 m (13 mS/m), 600 m (10 mS/m) e 680-760 m (13 mS/m), podem ser reconhecidas nesta parte da seção.

A pseudo-seção do perfil EM06 (Figura 8f) evidencia o menor contraste de condutividade aparente, relativamente aos perfis anteriormente descritos. Dominam padrões verticalizados com valores próximos de 15 mS/m. Entretanto, entre as estações 120-280 m dominam valores em torno de 16 mS/m, coincidentes com lineamentos orbitais de direção SSW-NNE (Figura 7). A expressão lateral dessa zona em subsuperfície parece se associar melhor com a hipótese de uma intrusão de rocha básica a intermediária nos arenitos conglomeráticos e sigmoidais encaixantes da FPP e FAA do que com uma possível existência de mineralizações ou de água subterrânea.

## CONCLUSÕES

O uso de dados gamaespectrométricos do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul (CPRM, 2010) contribuiu tanto para avanços no mapeamento geológico local quanto à indicação de novos alvos exploratórios de cobre em áreas situadas entre as ocorrências Victor

Teixeira e Capão Grande.

A principal contribuição ao mapeamento geológico local compreendeu a caracterização de anomalias circulares a elípticas enriquecidas em tório e urânio relacionadas a uma possível intrusão ígnea no limite entre as formações Passo da Promessa e Arroio América. É provável que seja uma rocha de composição básica à intermediária, pois sua assinatura radiométrica é distinta das unidades intrusivas ácidas associadas a Formação Acampamento Velho.

A delimitação de áreas anômalas em potássio associadas a possíveis alterações hidrotermais constituiu o principal guia radiométrico prospectivo de cobre.

A correlação dessas áreas com concentrações enriquecidas em tório (correspondente a assinatura das ocorrências de cobre) também conferiu indicativo promissor para mineralizações cupríferas.

A observação de possíveis alvos relacionados com assinaturas radiométricas enriquecidas em potássio, em contraste com as ocorrências de cobre demarcadas por elevada concentração de tório revela a atuação de fases distintas de alteração hidrotermal nas mineralizações de cobre da área de estudo.

O método eletromagnético indutivo terrestre de investigação rasa mostrou resultados satisfatórios quanto à caracterização de anomalias condutivas associadas a possíveis acumulações de sulfetos de cobre nos guias prospectivos indicados pela aerogamaespectrometria. No contexto do Escudo Sul-Riograndense, as anomalias condutivas se dispuseram verticalmente em locais correspondentes a estruturas (falhas e lineamentos), enquanto no contexto da Bacia do Camaquã a disposição anômala condutiva é dominantemente horizontal segundo a disposição das camadas sedimentares.

Os dados dos caminhamentos eletromagnéticos permitiram ainda a observação de importantes descontinuidades estruturais verticais estéreis de condutividades moderadas a baixas, representativas de zonas de contato entre o Complexo Metamórfico Vacacaí e a Bacia do Camaquã e dos limites laterais do corpo ígneo intrusivo indicado pela aerogamaespectrometria.

É recomendada a realização de estudos geofísicos terrestres posteriores para maior detalhamento das áreas supostamente mineralizadas em cobre abrangidas pelos perfis EM01, EM02, EM03 e EM04. A utilização conjunta da eletrorresistividade e da polarização induzida possibilitará a obtenção de contrastes físicos de baixa resistividade e elevada cargabilidade para as mineralizações cupríferas em relação as suas encaixantes metamórficas e sedimentares mais resistivas.

## AGRADECIMENTOS

Os autores gostariam de agradecer ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) pelos dados radiométricos aéreos e ao Laboratório de Geofísica Aplicada da Universidade Federal do Pampa pelo empréstimo do condutivímetro EM-34 empregado no levantamento eletromagnético terrestre. H. G. Pereira agradece a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), código financeiro 001, pela concessão de bolsa de Doutorado. F.J.F. Ferreira e C.A. Moreira foram apoiados nessa pesquisa pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, contrato 303826/2018-5) e pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP, processo nº2019/14565-3), respectivamente.

## REFERÊNCIAS

ALARIFI, S.A.; KELLOGG, J.N.; IBRAHIM, E. Gravity, aeromagnetic and electromagnetic study of the gold and pyrite mineralized zones in the Haile Mine area, Kershaw, South Carolina. **Journal of Applied Geophysics**, v. 164, p. 117-129, 2019. DOI: https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.03.011.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: An introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981. DOI: https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9

ALMEIDA, R.P.; JANIKIAN, L.; FRAGOSO-CESAR, A.R.; FAMBRINI, G.L. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. **The Journal of Geology**, v. 118, n. 2, p. 145-161, 2010. DOI: https://doi.org/10.1086/649817.

ALMEIDA, R.P.; JANIKIAN, L.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; MARCONATO, A. Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: The Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 217, n. 1-4, p. 30–51, 2009. DOI: https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.01.010

AL-RAWI, F.R.; AL-GABERY, A.S.; MOHAMED, S.M. Application of Electromagnetic Method for Mineral Prospecting in Al-Bayda Area, Yemen. **Journal of King Abdulaziz University**, v. 17, n. 1, p. 103-116, 2006, DOI: https://doi.org/10.4197/Ear.17-1.6

ARIYIBI, E. A. Integrated Geochemical and Geophysical Approach to Mineral Prospecting – A Case Study on the Basement Complex of Ilesa Area, Nigeria. In: CHEN, D. **Advances in Data, Methods, Models and Their Applications in Geoscience**, Rijeka: INTECH, p. 71-92, 2011.

BABINSKI, M.; CHEMALE JR, F.; HARTMANN, L. A.; VAN SCHMUS, W.R.; SILVA, L.C. Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. **Geology**, v. 24, n.5, p. 439-442, 1996. DOI: https://doi.org/10.1130/0091613(1996)024<0439:JAAMIS>2.3.CO;2.

BARBUENA, D.; DE SOUZA FILHO, C.R.; LEITE, E.P.; MIGUEL JUNIOR, M.; DE ASSIS, R.R.; XAVIER, R.P.; FERREIRA, F.J.F.; DE BARROS, A.J.P. Airborne geophysical data analysis applied to geological interpretation in the Alta Floresta gold province, MT. **Brazilian Journal of Geophysics**., v. 31, n. 1, p. 169-186, 2013. DOI: http://dx.doi.org/10.22564/rbgf.v31i1.254.

BIONDI, J.C.; BARTOSZECK, M.K.; VANZELA, G.A. Controles geológicos e geomorfológicos dos depósitos de caulim da Bacia de Campo Alegre (SC). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 1, p. 13-20, 2001.

BITENCOURT, J.C.; LIMA, J.P.R.; HANSEN, M.A.F.; PEREIRA, H.G.; MOREIRA, C. A. Aplicação de método eletromagnético terrestre de investigação rasa numa ocorrência cuprífera localizada no interior do município de Caçapava do Sul (RS). **Geociências**, v. 39, n. 2, p. 379-391, 2020. DOI: https://doi.org/10.5016/geociencias.v39i2.13158.

BORBA, A.W.; MARASCHIN, A.J.; MIZUSAKI, A.M. Evolução Tectono-Estratigráfica e Paleoclimática da Formação Maricá (Escudo Sul-Rio-Grandense, Brasil): um Exercício de Geologia Histórica e Análise Integrada de uma Bacia Sedimentar Neoproterozoica. **Revista Pesquisa em Geociências**, v. 34, n. 2, p. 57-74, 2007. DOI: https://doi.org/10.22456/1807-9806.19472.

BORBA, A.W.; MIZUSAKI, A.M.P.; SILVA, D.R.A.; KOESTER, E.; NORONHA, F.L.; CASAGRANDE, J. Provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (Sul-rio-grandense Shield, southern Brazil): petrographic and Sm-Nd isotopic constraints. **Gondwana Research**, v. 9, n. 4, p. 464-474, 2006. DOI: https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.01.005.

BRIGGS, I.C. Machine contouring using minimum curvature. **Geophysics**, v. 39, n. 1, p. 39-48, 1974. DOI: https://doi.org/10.1190/1.1440410.

BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, v. 53, n. 1-2, p. 23-40, 1991. DOI: https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90004-T.

CAMPOS, D.S.; SILVA, A.M.; TOLEDO, C.L.B.; DE CARVALHO, M.J.; RODRIGUES, V.G.; ARAUJO, K. Prospectivity analysis of gold and iron oxide copper-gold-(silver) mineralizations from the Faina Greenstone Belt, Brazil, using multiple data sets. **Brazilian Journal of Geology**, v. 47, n. 4, p. 561-590, 2017. DOI: https://doi.org/10.1590/2317-4889201720170012.

CARVALHO, L.M.M.; PIRES, A.C.B.; OLIVEIRA, C.G.; MORAES, R.A.V.; BLUM, M.L.B. Processamento e interpretação de dados magnetométricos aéreos do projeto Itabira-ferros, MG: uma ferramenta no auxílio ao mapeamento geológico-estrutural. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n.1, p. 85-92, 2006. DOI: https://doi.org/10.25249/0375-7536.200636S17784.

CORDANI, R. Um critério para a escolha da direção das linhas de voo em aeromagnetometria no Brasil. In: 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF. Salvador, p.11–14, 2005, DOI: https://doi.org/10.1190/sbgf2005-196.

CPRM - COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Passo do Salsinho, Folha SH.22-Y-A-I-4: Estado do Rio Grande do Sul**, 1995.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Cachoeira do Sul: folha SH.22-Y-A: estado do Rio Grande do Sul**, 2000.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul,** 2007.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos**, 2010.

DE ROS, L.F.; MORAD, S.; PAIM, P.S.G. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas Sequence, southern Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 92, n. 3-4, p. 197–228, 1994. DOI: https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90106-6.

DENTITH, M. & MUDGE, S. T. **Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist**. Cambridge: Cambridge University Press, 454 p., 2014. DOI: https://doi.org/10.1017/CBO9781139024358.

DICKSON, B.L. & SCOTT, K.M. Interpretation of aerial gamma-ray surveys — adding the geochemical factors. AGSO **Journal Australian Geology and Geophysics**. v. 17, n. 2, p. 187–200, 1997.

FERREIRA, F.J.F.; FRUCHTING, A.; GUIMARÃES, G.B.; ALVES, L.S.; MARTIN, V.M.O.; ULBRICH, H.H. Levantamentos gamaespectrométricos em granitos diferenciados. II: O exemplo do Granito Joaquim Murtinho, Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná. **Geologia USP. Série Científica**, v. 9, n. 1, p. 55–72, 2009. DOI: http://dx.doi.org/10.5327/Z1519-874X2009000100004.

FLORES, C. & PERALTA-ORTEGA, S.A. Induced polarization with in-loop transient electromagnetic soundings: A case study of mineral discrimination at El Arco porphyry copper, Mexico. **Journal of Applied Geophysics**, v. 68, n. 3, p. 423–436. 2009. DOI: https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.03.009.

FONTANA, E. **Hidrotermalismo e mineralizações das rochas vulcânicas da mina do Seival: evolução geoquímica e isotópica (δ34S, δ18O e δ13C) dos fluidos e sua correlação com outros depósitos de minérios epitermais da Bacia do Camaquã – Rio Grande do Sul – Brasil.** Porto Alegre, 2016, 201p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul URL: http://hdl.handle.net/10183/156450.

FORNAZZARI NETO, L. & FERREIRA, F.J.F. Gamaespectrometria integrada a dados exploratórios multifonte em ambiente SIG aplicada à prospecção de ouro na Folha Botuverá, SC. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 97-208, 2003.

FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; FAMBRINI, G.L.; ALMEIDA, R.P.; PELOSI, A.P.M.R.; JANIKIAN, L.; RICCOMINI, C.; NOGUEIRA, A.; SAES, G. The Camaquã Extensional Basin: Neoproterozoic To Early Cambrian Sequences In Southernmost Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 442-445, 2000. DOI: https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000303442445.

GEONICS. EM-34 & EM34-3XL **Operating Instructions (for model with two digital meters)**. Ontario Canada L5T 1C6, 2007.

GNOJEK, I. & PRICHYSTAL, A. A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in northern Moravia (Czechoslovakia). **Geoexploration**, v. 23, n. 4, p. 491-502, 1985. DOI: https://doi.org/10.1016/0016-7142(85)90076-6.

GOLDEN SOFTWARE INC. **SURFER 9 User's guide/Contouring and 3D Surface Mapping for Scientists and Engineers**, Software, 2009.

GRANDA, A.; GRANDA, T.; PONS, J.M.; VIDEIRA, J.C. The leading role of geophysical methods in the discovery of the La Magdalena VMS deposit in the Pyrite Belt, Huelva. **First Break**, v. 34, n. 8, p. 67–78, 2016. DOI: https://doi.org/0.3997/1365-2397.34.8.86176.

HARTMANN, L.A.; LEITE, J.A.D.; SILVA, L.C.; REMUS, M.V.D.; MCNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I.; FLETCHER, I.R.; SANTOS, J.O.S.; VASCONCELLOS, M.A.Z. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 47, n. 5, p. 829-844, 2000. DOI: https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2000.00815.x.

HOOVER, D. B. & PIERCE, H. A. **Annotated Bibliography of**

**Gamma-Ray Methods Applied to Gold Exploration.** Open-File Report 90-203. US Geological Survey, 1990. DOI: https://doi.org/10.3133/ofr90203.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Diretoria de Pesquisas, Coordenação de População e Indicadores Sociais. **Cidades – Caçapava do Sul**, 2020. Disponível em: http://cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?lang=&codmun=430280. Acessado em: 05jun2020.

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

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.P.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; FAMBRINI, G. L. Redefiniçao do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, paleogeografia e significado tectônico das sucessões vulcano-sedimentares do Supergrupo Camaquã, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 4, p. 349-362, 2003.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.P.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; MARTINS, V.T.S.; DANTAS, E.L.; TOHVER, E.; MCREATH, I.; D'AGRELLA-FILHO, M. S. Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. **Gondwana Research**, v. 21, n. 2-3, p. 466-482, 2012. DOI: https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.04.010.

KAZMIERCZACK, T.S. **Mapeamento da Bacia do Camaquã com a utilização de dados geofísicos, geologia e sensoriamento remoto**. Porto Alegre, 2006, 110 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. URL: http://hdl.handle.net/10183/7645.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **An Introduction to Geophysical Exploration** (3nd ed). Oxford: Wiley Blackwell Science Ltd, 272 p., 2002.

LAUX, J.H.; LINDENMAYER, Z.G.; TEIXEIRA, J.B.; BASTOS NETO. A. Ore genesis at the Camaquã copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 26, n. 1-2, p. 71-89, 2005. DOI: https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2004.11.001.

LOWRIE, W. **Fundamentals of Geophysics** (2nd ed.). New York: Cambridge University Press, 393 p., 2007. DOI: https://doi.org/10.1017/CBO9780511807107.

MACHADO, N.; KOPPE, J.C.; HARTMANN, L.A. A late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 3, n. 2-3, p. 87-90, 1990. DOI: https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90021-R.

MADEN, N. & AKARYALI, E. Gamma ray spectrometry for recognition of hydrothermal alteration zones related to a low sulfidation epithermal gold mineralization (eastern Pontides, NE Türkiye). **Journal of Applied Geophysics**, v. 122, p. 74-85, 2015. DOI: http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.09.003.

MATTÉ, V.; SOMMER, C.A.; LIMA, E.F.; SALDANHA, D.L.; PINHEIRO-SOMMER, J.A.; LIZ, J.D. Rochas dioríticas do Platô da Ramada, Rio Grande do Sul, e sua relação com o vulcanismo alcalino da Formação Acampamento Velho, Neoproterozoico do Escudo Sul-RioGrandense. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, n. 2, p. 343-362, 2012. DOI: http://dx.doi.org/10.5327/Z0375-75362012000200010.

McNEILL, J. Electromagnetic Terrain Conductivity Measurement at Low Induction Numbers. Geonics Ltd., Ontario, Canadá, **Technical Note** Tn – 6, 15 p., 1980.

OHIOMA, O.J.; EZOMO, F.; AKINSUNMADE, A. Delineation of Hydrothermally Altered Zones that Favour Gold Mineralization in Isanlu Area, Nigeria Using Aeroradiometric Data. **International Annals of Science**, v. 2, n. 1, p. 20-27, 2017. DOI: https://doi.org/10.21467/ias.2.1.20 27.

OSTROVSKY, E. A. Antagonism of radioactive elements in wallrock alteration fields and its use in aerogamma spectrometric prospescting. **International Geology Review**, v. 17, n. 4, p. 461-468, 1975. DOI: https://doi.org/10.1080/00206817509471687.

PAIM, P. S. G.; CHEMALE, F.; LOPES, R. C. A Bacia do Camaquã. In: HOLZ, M. & DE ROS, L. F. **Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre**: CIGO/UFRGS, p. 231–274, 2000.

PELOSI, A.P.M.R. & FRAGOSO-CESAR, A.R.S. Proposta litoestratigráfica e considerações paleoambientais sobre o Grupo Maricá (Neoproterozoico III), Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 137-148, 2003.

PEREIRA, H.G.; MOREIRA, C.A.; CAMARERO, P.L. Correlação de dados geofisicos em pesquisa mineral de ocorrência de cobre em Caçapava do Sul (RS). **Geociências**, v. 36, n. 4, p. 717-729, 2017.

PIRAJNO, F. **Hydrothermal Mineral Deposits: Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist**. Berlin: Springer, 709 p., 1992, DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-642-75671-9.

PIRES, A.C.B. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 1, p 61-68, 1995.

REMUS, M.V.D.; HARTMANN, L.A.; MCNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I.; REISCHL, J. Distal Magmatic-Hydrothermal Origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) Deposits, Southern Brazil. **Gondwana Research**, v. 3, n. 2, p. 155–174, 2000. DOI: https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70094-0.

REMUS, M.V.D.; MCNAUGHTON, N.J.; HARTMANN, L.A.; KOPPE, J.C.; FLETCHER, I.R.; GROVES, D.I. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 12, n.4, p. 349–366, 1999. DOI: https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00026-7.

RIBEIRO, M. **Geologia da Folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil.** Rio de Janeiro: Boletim n°247, Departamento Nacional de Produção Mineral, 142 p., 1970.

RIBEIRO, M.; BOCCHI, P.R.; FIGUEIREDO, P.M.; TESSARI, R.I. **Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil**. Rio de Janeiro: Boletim n°127, Departamento Nacional de Produção Mineral, 32 p., 1966.

RIBEIRO, M.J. 1978, **Mapa Previsional do Cobre no Escudo Sul-Rio-Grandense: Nota Explicativa.** Brasília: Série de geologia econômica n° 01, Departamento Nacional de Produção Mineral, 104 p., 1978.

RIBEIRO, V.B.; MANTOVANI, M.; LOURO, V. H. A. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. **Terrae Didatica**, v. 10, n. 1, p. 29-51, 2015. DOI: https://doi.org/10.20396/td.v10i1.8637386.

RONCHI, L.H. & LOBATO, A.O.C. **Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar.** São Leopoldo: Unisinos, 366 p., 2000.

SANTOS, M.G.M.; ALMEIDA, R.P.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S. Paleostress analysis in brittle structures of the Camaquã Copper Mines. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 2, n. 3, p. 573-584, 2012. DOI: http://dx.doi.org/10.5327/Z0375-75362012000300011.

SAUNDERS, D.F.; TERRY, S.A.; THOMPSON, C.K. Test of National Uranium Resource Evaluation gamma-ray spectral data in petroleum reconnaissance. **Geophysics**, v. 52, n. 11, p 1547-1556, 1987. DOI: http://dx.doi.org/10.1190/1.1442271.

SHIVES, R.B.K.; CHARNONNEAU, B.W.; FORD, K.L. The detection of potassic alteration by gamma-ray spectrometry–Recognition of alteration related to mineralization. **Geophysics**, v. 65, n. 6, p. 2001-2011, 2000. DOI: https://doi.org/10.1190/1.1444884.

SILVA, A.M.; PIRES, A.C.B.; MCCAFFERTY, A.; DE

MORAES, R.A.V.; XIA, H. Application of Airborne Geophysical Data to Mineral Exploration in The Uneven Exposed Terrains of th Rio das Velhas Greenstone Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 17-28, 2003.

SOARES, M.S.; KOPPE, J.C.; COSTA, J.F.C.L.; ROLIM, S.B. Interpretação das anomalias de potássio hidrotermal e parâmetro F da região do Complexo Bossoroca, São Sepé, RS. **Revista Escola de Minas**, v. 57, n. 1, p. 39-44, 2004. DOI: https://doi.org/10.1590/S0370-44672004000100008.

SOLIANI JR, E. **Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grandense e suas implicações de ordem geotectônica.** São Paulo, 1986, 417p. Tese (Doutorado em) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, DOI: https://doi.org/10.11606/T.44.1986.tde-15072015-153916.

SOMMER, C.A.; LIMA, E.F.; PIEROSAN, R.; MACHADO, A. Reoignimbritos e ignimbritos de alto grau do vulcanismo Acampamento Velho, RS: origem e temperatura de formação. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 3, p. 420-435, 2011. DOI: https://doi.org/10.25249/0375-7536.2011413420435.

SOMMER, C.A; LIMA, E.F.; NARDI, L.V.S. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito - RS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 9, n. 2, p. 245-254, 1999. DOI: https://doi.org/10.25249/0375-7536.199929245254.

TEIXEIRA, A.L.; GAUCHER, C.; PAIM, P.S.G.; FONSECA, M.M.; PARENTE, C.V.; SILVA FILHO, W.F.; ALMEIDA, A.R. Bacias do estágio da transição da plataforma sul-americana. In: NETO, V. M., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. D. R., BRITO-NEVES, B. B. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, p. 448–487, 2004.

TELFORD, W.M.W.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. **Applied Geophysics** (2nd ed.). London: Cambridge University Press, 792 p., 1990. DOI: https://doi.org/10.1017/CBO9781139167932.

TONIOLO, J.A.; GIL, C.A.A.; SANDER, A. **Metalogenia das bacias neoproterozóico-eopaleozóicas do Sul do Brasil: Bacia do Camaquã. Porto Alegre**: Programa de Geologia do Brasil, Projeto Baneo, 157p., 2007.

USGS, 2014. Data Search — **SRTM (Shuttle Radar Topography Mission)** Disp. em: http://earthexplorer.usgs.gov. Acessado em 10jan2019.

WEIHERMANN, J.D.; FERREIRA, F.J.F.; CURY, L.F.; DA SILVEIRA, C.T. Gamma-ray spectrometry of granitic suites of the Paranaguá Terrane, Southern Brazil. **Journal of Applied Geophysics**, v. 132, p. 38-52, 2016. DOI: http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.06.017.

WEIJUN, C.; HONGTAO, L.; JIANMING, L.; XINGGUO, S.; QINGDONG, Z. Integrated geophysical exploration for the Longtoushan Ag–Pb–Zn deposit in the southeast of the Da Xing'an Ling mountains, Inner Mongolia, northern China. **Exploration Geophysics**, v. 41, n. 4, p. 279–288, 2010. DOI: https://doi.org/10.1071/EG09041.

WILFORD, J.R.; BIERWIRTH, P.N.; CRAIG, M.A. Application of airborne gamma ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. AGSO **Journal of Australian Geology & Geophysics**, v. 17, n. 2, p. 201–216, 1997.

WYNN, J. **A Ground Electromagnetic Survey Used to Map Sulfides and Acid Sulfate Ground Waters at the Abandoned Cabin Branch Mine, Prince William Forest Park, Northern Virginia Gold-Pyrite Belt. Open-File Report 00-360**. US Geological Survey, 15 p., 2000.

*Submetido em 26 de junho de 2021*
*Aceito para publicação em 2 de setembro de 2021*