

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

ARIANE RAISSA PINHEIRO CÔRTEZ

INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS E GEOLÓGICOS NA
CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DE OCORRÊNCIA DE
COBRE NA BORDA NORTE DA BACIA DO CAMAQUÃ (RS)

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro – SP
2015

551 C828i Côrtes, Ariane Raissa Pinheiro
Integração de dados geofísicos e geológicos na
caracterização morfológica de ocorrência de cobre na borda
norte da Bacia do Camaquã (RS) / Ariane Raissa Pinheiro
Côrtes. - Rio Claro, 2015
107 f. : il., figs., fots., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: César Augusto Moreira

1. Geofísica. 2. Prospecção de sulfetos de cobre. 3.
Magmático-hidrotermal. 4. Eletroresistividade. 5.
Polarização induzida. 6. Modelagem 3D. I. Título.

ARIANE RAISSA PINHEIRO CÔRTEZ

INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS E GEOLÓGICOS NA
CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DE OCORRÊNCIA DE
COBRE NA BORDA NORTE DA BACIA DO CAMAQUÃ (RS)

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

Comissão Examinadora

Prof. Dr. César Augusto Moreira

Prof. Dr. João Carlos Dourado

Prof. Dr. Vinícius de Abreu Oliveira

Resultado: Aprovada

Rio Claro, 08 de Outubro de 2015

À Sônia e Idásio, com muito amor.

AGRADECIMENTOS

Com a finalização desta dissertação, o sentimento que me acomete é de imensa gratidão. A mais forte é pelo Ser Divino e por todos guias e anjos de luz que me permitiram acordar dia após dia e me fornecer tudo o quanto necessário (e muito mais) para que eu pudesse percorrer este gratificante caminho.

À Sônia, Idásio, Renata e Pedro, minha família demasiadamente amada, por toda fé depositada, pela força transmitida, pelo apoio, zelo e amor incondicional.

Ao professor e orientador César Moreira, por todo conhecimento compartilhado desde 2012, e, em particular, nestes dois últimos anos. Obrigada pela disposição, paciência, apoio, tempo investido e pela fé em mim depositada. Minha eterna gratidão, admiração e carinho.

Ao Dimitri Veloso pelo incentivo sem medida, amor e dedicação, ajuda em todos os momentos da realização desta dissertação e pelo companheirismo puro e verdadeiro.

Às famílias Sales, Kerbauy e Veloso que adotei como minhas e que me mimam com tanto carinho, apoio, incentivo e ajuda sempre que necessário.

À todos os amigos da turma Álcool n° Geo, em especial aqueles que trilharam comigo o caminho da pós-graduação (quase todos!). Ao Leandro Ballarin pelas dicas, troca de ideias e pelas valiosas contribuições. Aos companheiros e amigos de república, Ricardo Schmidt, Gislaíne Pereira e Flávio Coura que acompanharam de perto as diversas fases e desafios enfrentados durante a realização deste trabalho. Às amigas que sempre me fornecem apoio incondicional, Paula Lopes e Patrícia Beloni.

Ao professor Maximilian Fries por ceder tão gentilmente sua casa para hospedagem da equipe de campo quando da realização da coleta de dados e pelas dicas fornecidas no exame de qualificação. Aos professores Antonio Celso de Oliveira Braga, João Carlos Dourado e Vinícius de Abreu Oliveira pelas contribuições e melhorias propostas durante a qualificação/defesa. Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente e à Rosângela Vacello, pelo trabalho desenvolvido e disposição de sempre ajudar.

Por fim, muito obrigada ao CNPQ – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pelo financiamento deste trabalho através do Projeto Universal n° 470821/2013-2 (“Aquisição e integração de dados geofísicos e geoquímicos em pesquisa de ocorrências minerais na bacia sedimentar do Camaquã (RS)”), e pela bolsa de estudos concedida.

*...De onde nem tempo nem espaço, que a força mande coragem
Pra gente te dar carinho, durante toda a viagem
Que realizas do nada, através do qual carregas
O nome da tua carne...*

Terra
Caetano Veloso

RESUMO

Em um cenário onde a descoberta de depósitos de alta tonelagem e baixo volume é cada vez mais escassa por meio de prospecção geoquímica e detalhamento geológico de superfície, as perspectivas atuais e futuras na prospecção mineral devem considerar o uso crescente de métodos geofísicos como ferramenta fundamental para a pesquisa de depósitos profundos, não susceptíveis a ação de processos intempéricos. Este trabalho apresenta os resultados da aplicação conjunta dos métodos da eletrorresistividade e da polarização induzida integrados a dados geológico-estruturais em área potencialmente mineralizada com sulfetos de cobre, localizada na borda norte da Bacia do Camaquã (RS). Esta ocorrência mineral está alojada em metarenito silicificado e fraturado, caracterizada pela presença abundante de malaquita e azurita sob a forma de disseminações ou impregnações nos planos de fraqueza da rocha. Foram realizadas 6 linhas em arranjo Wenner-Schlumberger por meio da técnica de imageamento elétrico, de 510 m de comprimento cada e 10 m de espaçamento entre eletrodos. O levantamento estrutural englobou principalmente medidas de fraturas dos metarenitos da Formação Passo da Promessa (Grupo Maricá) e quartzitos do Complexo Metamórfico Vacacaí. O modelo epitermal de baixa sulfetação é adotado como análogo à mineralização, diante da relação com os elementos geológicos e geofísicos obtidos para a área, na ausência de análises químicas em solo ou rocha. Os resultados indicam uma zona de baixa resistividade e alta cargabilidade a 60 m de profundidade, relacionada a uma zona de sulfetação com 100 m de comprimento e alongada na direção N55W. Zonas de elevada resistividade e baixa cargabilidade delineiam um corpo circundante à zona de sulfetação, correlacionados com áreas de silicificação. Por fim, zonas com valores médios a altos de resistividade e altos de cargabilidade apontam a continuidade em profundidade do metarenito silicificado da ocorrência mineral aflorante, com teores gradativamente maiores de sulfetos metálicos em direção à zona de sulfetação. A análise estrutural revelou duas famílias de fraturas principais no embasamento (*trends* NE-SW e NW-SE), uma para o metarenito (*trend* NNW-ESE) e uma dobra com direção do eixo N20E. A família de fratura NW-SE é secundária no contexto da Bacia do Camaquã, mas presente na área da ocorrência mineral e coincidente com a direção de relaxamento do evento de dobramento. Este contexto corrobora com a hipótese de preenchimento de fraturas NW-SE por sulfetos de cobre, resultado que indica a relevância desta direção em campanhas de pesquisa mineral na Bacia do Camaquã.

Palavras-chave: Cobre, Magmático-hidrotermal, Eletrorresistividade, Polarização induzida, Modelagem 3D.

ABSTRACT

In a scenario where the discovery of high tonnage and low volume deposits are increasingly scarce through geochemical prospecting and geological detailing of the surface, current and future perspectives in mineral exploration should consider the increasing use of geophysical methods as a fundamental tool for research of deep deposits, not susceptible to the action weathering processes. This work shows the results of the joint application of DC resistivity and induced polarization methods integrated with geological and structural data in potentially mineralized area with copper sulfides, located on the northern edge of the Camaquã Basin (RS). This mineral occurrence is hosted in silicified and fractured metarenite, characterized by the abundant presence of malachite and azurite as disseminations or impregnations in the rock weakness planes. Six lines were acquired in a Wenner-Schlumberger arrangement through the electrical imaging technique, with 510 m length for each row and spacing of 10 m between electrodes. The structural survey included mainly measures of fractured metarenites of Passo da Promessa Formation (Maricá Group) and Vacacaí metamorphic Complex's quartzites. The low sulphidation epithermal model is adopted as analogous to the mineralization, considering the relationship with the geological and geophysical data obtained for the area, in the absence of chemical analysis of soil or rock. The results indicate a low resistivity and high chargeability zone at 60 m depth associated with a sulphide zone with 100 m of length and elongated in the direction N55W. High resistivity and low chargeability zones are surrounding the sulphide zone, which are related to silicification areas. Finally, zones presenting medium to high resistivity and high chargeability indicate continuity at depth of the silicified metarenite of the mineral occurrence, with gradatively higher concentrations of metallic sulfides toward the sulphide zone. The structural analysis has revealed two main families of fractures in the basement (trends NE-SW and NW-SE), one for the metarenite (trend NE-SW) and a fold with the axis direction N20E. The family of fracture NW-SE is secondary in the structural context of Camaquã Basin, but present in the mineral occurrence area and coincident with the direction of relaxation folding event. This context supports the hypothesis of filling of NW-SE fractures by copper sulphides, a result that indicate the relevance of this direction in mineral exploration campaigns in the Camaquã Basin.

Key-words: Copper, Magmatic-hydrothermal, DC resistivity, Induced polarization, 3D modeling.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Localização da área de estudo (Modificado de Google Earth, 2014)	17
Figura 2. Compartimentação geológica simplificada do Escudo Sul-rio-grandense (PAIM <i>et al.</i> , 2000)	23
Figura 3. Mapa geológico simplificado da Bacia do Camaquã e porções do embasamento (ESRG), modificado de Paim <i>et al.</i> , 2000 e Kazmierczak, 2006.....	28
Figura 4. Carta estratigráfica da Bacia do Camaquã (Modificado de PAIM <i>et al.</i> , 2000)	24
Figura 5. Mapa geológico da região das Minas do Camaquã com a localização das duas principais minas (REMUS <i>et al.</i> , 2000)	34
Figura 6. Perfil geológico das Minas do Camaquã (RONCHI <i>et al.</i> , 2000)	35
Figura 7. Esquema geral de depósitos epitermais de alta e baixa sulfetação (Modificado de BIONDI, 2003)	41
Figura 8. Mapa geológico da área de estudos (Modificado de CPRM, 1995)	44
Figura 9. Quartzitos de baixo grau pertencentes à unidade metassedimentar do Complexo Metamórfico Vacacaí (A), com abundantes veios que quartzo dispostos nos planos de fraqueza (B)	45
Figura 10. Seixos de rochas angulosos (A) e seixos de quartzo subarredondados (B) dispersos nos metarenitos	46
Figura 11. Registro de estratificação cruzada acanalada assintótica de porte métrico-decimétrico nos metarenitos (A,B)	46
Figura 12. Metarenito médio a grosso com finas intercalações de metapelitos(A,B)	46
Figura 13. Carbonatos de cobre (malaquita e azurita) presentes sob a forma de impregnações nos planos de fraqueza do metarenito (A) ou de disseminações (B)	47
Figura 14. Posição da ocorrência mineral na paisagem,,,,,,.....	40
Figura 15. Imagem da região de estudos (Google Earth, 2014) com a localização dos principais afloramentos estudados e medidas estruturais de acamamento dos metarenitos ...	48
Figura 16. Parâmetros utilizados na definição de resistividade (KEAREY <i>et al.</i> , 2002)	51
Figura 17. Distribuição das linhas equipotenciais e corrente elétrica em modelo de subsuperfície homogêneo e isotrópico, visto em perfil (A) e em planta (B) (Modificado de MUSSET & KHAN, 2000)	52

Figura 18. Condução de eletricidade em rochas e metais (MUSSET & KHAN, 2000)	54
Figura 19. Decaimento do potencial relacionado ao efeito IP após a interrupção da corrente primária (LOWRIE, 2007)	57
Figura 20. Polarização eletrônica e de Membrana. Comportamento das cargas antes da aplicação do potencial elétrico (a) e após a aplicação deste potencial (b) (modificado de TELFORD <i>et al.</i> , 1990, WARD, 1990)	58
Figura 21. Curva de decaimento obtida através dos valores de <i>ddp</i> medidos em uma série de intervalos (A), cuja integral resulta a cargabilidade (B)	59
Figura 22. Configuração geral de quatro eletrodos para medidas de resistividade, que consiste em um par de eletrodos de corrente (C_1 e C_2) e um par de eletrodos de potencial (P_1 e P_2) (LOWRIE, 2007)	60
Figura 23. Principais técnicas de campo utilizadas nos métodos geofísicos elétricos e cálculo das resistividades aparentes (LOWRIE, 2007)	61
Figura 24. Arranjo de eletrodos Wenner-Schlumberger e a sequência de medidas utilizadas para a construção de uma pseudo-seção (BORGES, 2007 modificado de LOKE, 2000)	63
Figura 25. Levantamento estrutural de fraturas das rochas da Formação Passo da Promessa (A) e do Complexo Metamórfico Vacacaí (B)	64
Figura 26. Imagem da região de estudos (Google Earth, 2015) com a disposição das linhas de aquisição, com centro do arranjo posicionado sobre a ocorrência mineral aflorante	65
Figura 27. Eletrodos cerâmicos não polarizáveis (A) preenchidos por solução supersaturada de sulfato de cobre (B) que percolam o solo graças à base porosa (C)	66
Figura 28. Etapas percorridas desde a disposição do cabo até a fixação e preenchimento dos eletrodos	67
Figura 29. Equipamento Terrameter LS (ABEM) (A) utilizado na aquisição de dados geofísicos (B)	68
Figura 30. Imagem da região de estudos (Google Earth, 2015), com estimativa de famílias de fraturas	72
Figura 31. Estereograma de contorno das fraturas do Complexo Metamórfico Vacacaí	74
Figura 32. Afloramento em chão de estrada que contém as principais famílias de fraturas identificadas no Complexo Metamórfico Vacacaí (A) e esquema com a extração das fraturas e as direções correspondentes (B)	74
Figura 33. Fraturas dos quartzitos do Complexo Metamórfico Vacacaí preenchidas por veios de quartzo	75

Figura 34. Estereograma de contorno das fraturas dos metarenitos da Formação Passo da Promessa	75
Figura 35. Estereograma de contorno das fraturas da ocorrência mineral aflorante	76
Figura 36. Estereograma de contorno das fraturas mineralizadas da ocorrência mineral aflorante	76
Figura 37. Estereograma com os planos de acamamento dos metarenitos da Formação Passo da Promessa na região de estudos	77
Figura 38. Imagem da região de estudos (Google Earth, 2015) com as medidas de acamamento dos arenitos da Formação Passo da Promessa e o eixo da dobra inferido	77
Figura 39. Modelos de inversão em termos de resistividade elétrica	80
Figura 40. Modelos de inversão em termos de cargabilidade	82
Figura 41. Modelos 3D de alta (A) e baixa (B) resistividade	86
Figura 42. Modelos 3D de baixa resistividade (A) e alta cargabilidade (B) vistos das porções inferiores e laterais	87
Figura 43. Modelos 3D de alta cargabilidade	88
Figura 44. Modelo esquemático de depósito epitermal de baixa sulfetação e suas zonas de alteração hidrotermais (Modificado de PIRAJNO, 1992) correlacionadas com os modelos 3D de alta resistividade, baixa resistividade e alta cargabilidade e alta cargabilidade	91

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	13
2. OBJETIVOS	16
3. ÁREA DE ESTUDO	17
3.1 Localização	17
3.2 Histórico da Pesquisa e Exploração de Cu (Au) em Caçapava do Sul	18
3.3 Histórico de Estudos na Ocorrência Cuprífera do Capão Grande	19
4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	22
4.1 Escudo Sul-rio-grandense (ESRG)	22
4.1.1 <i>Compartimentação do ESRG</i>	24
4.1.2 <i>Complexo Metamórfico Vacacaí</i>	20
4.2 Bacia do Camaquã	25
4.2.1 <i>Registro Estratigráfico</i>	26
4.2.2 <i>Geologia Estrutural</i>	32
4.3 Mineralização de Cu (Au) da Bacia do Camaquã	33
4.3.1 <i>Características Gerais</i>	35
4.3.2 <i>Modelo Hidrotermal Magmático</i>	36
4.3.2.1 <i>Cobre Pórfiro</i>	40
4.3.2.2 <i>Modelo Epitermal</i>	42
4.3.3 <i>Considerações acerca do modelo genético</i>	35
5. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL	44
5.1 Embasamento Metamórfico	44
5.2 Grupo Maricá – Formação Passo da Promessa	45
6. FUNDAMENTAÇÃO TÉORICA	49
6.1 Generalidades	49
6.2 Eletrorresistividade	50

6.2.1 <i>Condução de corrente elétrica nos materiais geológicos</i>	54
6.3 Polarização Induzida	55
6.3.1 <i>Mecanismos de Polarização</i>	56
6.3.2 <i>Medição da Polarização</i>	58
6.4 Técnicas e Arranjos	59
6.4.1 <i>Arranjo Wenner</i>	61
6.4.2 <i>Arranjo Schlumberger</i>	62
6.4.3 <i>Arranjo Wenner-Schlumberger</i>	62
7. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS	64
8. RESULTADOS E DISCUSSÕES	71
8.1 Geologia Estrutural	71
8.2 Modelo genético de mineralização	78
8.3 Geofísica	79
8.4 Integração dos modelos geofísicos 2D e 3D	83
8.5 Integração dos modelos geofísico-geológico	89
8.6 Correlação com trabalhos de geofísica aplicados à pesquisa mineral	92
9. CONCLUSÕES	95
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	99

1. INTRODUÇÃO

A grande abundância e diversidade de recursos minerais presentes no Brasil conferiu ao país uma economia historicamente ligada à atividade minerária. A demanda crescente por *commodities* presente tanto no mercado nacional como internacional, confere ao país o papel de grande exportador de minério no cenário mundial. Neste contexto, o reconhecimento e a incorporação de novas reservas contribuem sobremaneira para o crescimento econômico do país, visto que a exportação de bens minerais, tais como o cobre, é de suma importância a manutenção do saldo positivo da balança comercial brasileira.

O Brasil é o décimo quinto produtor mundial de minério de cobre (IBRAM, 2012). A produção em 2013 atingiu cerca de 270 mil toneladas de concentrado e de 262 mil toneladas de cobre refinado, de modo a estabelecer um aumento superior a 20% em relação ao ano de 2012 (DNPM, 2014). A tendência positiva na produção do cobre é atribuída ao aumento do consumo interno, exportações e à redução das importações. A manutenção dos preços elevados é garantida pelo processo de urbanização acelerado dos países em desenvolvimento, em especial a China, recuperação econômica global, com ênfase para a economia norte americana, além do estímulo a construção civil do Brasil nos últimos anos (IBRAM, 2012).

A grande importância do cobre na economia mundial é mantida por décadas devido a propriedades físicas e químicas que lhe conferem ampla gama de usos no desenvolvimento tecnológico industrial, como na indústria elétrica e eletrônica, engenharia industrial, construção civil, transporte (indústrias automobilística, naval, aeronáutica e ferroviária) entre outros (DNPM, 2014). Esta grande diversidade de aplicações promove a crescente necessidade deste metal base e, conseqüentemente, o aumento do interesse para a exploração de áreas com minério de baixo teor, uma vez que descobertas de grandes jazidas são raras.

Estudos de prospecção e pesquisa mineral são importantes para a descoberta, qualificação e quantificação de novos depósitos no início de um empreendimento mineiro e, durante a lavra do minério, para a ampliação de reservas e conseqüente aumento da vida útil. Depósitos minerais são descontínuos e raros no registro geológico e, para sua descoberta, é necessário uma pesquisa de longo prazo e que demanda altos investimentos. De modo a minimizar os riscos de insucesso, são empregados diversos métodos e seqüências de etapas de grande complexidade, principalmente na fase inicial da pesquisa.

A primeira fase consiste num plano conceitual com potencialidade do alvo, associado ao tipo do mineral e o modelo genético em questão, seguido por aspectos logísticos, demanda

e valor de mercado. Na sequência, é iniciada a fase de reconhecimento exploratório com aplicação de métodos geoquímicos e geofísicos regionais, mapeamento geológico e sondagens exploratórias de reconhecimento. Nessa fase, o uso conjunto de técnicas diretas e indiretas de investigação pode ser uma alternativa de rapidez e baixo custo para seleção de áreas para posterior detalhamento (MOON *et al.*, 2006).

Os procedimentos tradicionalmente utilizados na descoberta e caracterização de novas ocorrências minerais compreendem a amostragem de solo e rocha e análises químicas e ferramentas diretas como sondagem, além de ferramentas indiretas como os métodos geofísicos (MARANHÃO, 1985; MOON *et al.*, 2006, MARJORIBANKS, 2010). A geofísica é destacada neste cenário devido ao frequente contraste de propriedades físicas entre depósitos minerais e rocha encaixante, mensurável a partir de instrumentos de campo.

A prospecção de sulfetos por meio de métodos geofísicos elétricos, como a eletrorresistividade (ER) e a polarização induzida (IP), são altamente promissores devido ao contraste de resistividade elétrica e cargabilidade, onde depósitos com sulfetos disseminados ou filoneanos são caracterizados por baixa resistividade e alta polarizabilidade (MUSSET & KHAN, 2000, KEAREY *et al.*, 2002). Diversos trabalhos de aplicação dos métodos geofísicos supracitados demonstram a aplicabilidade no reconhecimento, delimitação e modelagem de ocorrências minerais sulfetadas (IRVINE & SMITH, 1990, ALLIS, 1990, LOCKE *et al.*, 1999, MOREIRA & ILHA, 2011; MOREIRA *et al.*, 2012, MOREIRA *et al.*, 2014).

Além da utilização conjunta de dois métodos geofísicos, a integração entre os dados geofísicos e modelos geológico-estruturais podem conduzir a análises e interpretações mais fidedignas, de modo a contornar a ambiguidade implícita na modelagem geofísica. Da mesma maneira, a disponibilidade de dados prévios para a área de estudo também potencializa o sucesso de novas pesquisas geofísicas voltadas à exploração mineral, diante da necessidade do entendimento da morfologia do corpo de minério e condicionantes de mineralização.

A partir desta estratégia, o presente trabalho visa o desenvolvimento de estudo geofísico de detalhe integrado a dados geológicos, numa ocorrência de cobre localizada na região norte da Bacia do Camaquã (RS) que apresenta indícios claros de mineralização em superfície. A grande potencialidade para fins de prospecção de metais básicos é baseada nas diversas ocorrências minerais inseridas nesta bacia aliado ao contexto metalogenético e estrutural favoráveis, além das diversas minas de cobre e ouro descritas em âmbito regional.

A área de estudos selecionada foi considerada inicialmente por Bocchi (1970) como sem interesse econômico para a mineração devido ao pequeno volume e teor do minério. O

autor ressaltou, contudo, que o condicionamento geológico, as condições físicas, porosidade e fraturamento apresentado pelas rochas da região justificam perfeitamente a realização de pesquisas de detalhe.

Estudos relativamente recentes realizados na ocorrência mineral de estudo (ILHA, 2010; SILVA, 2010; PEREIRA, 2011a, PEREIRA, 2015) identificaram alvos localizados em profundidade que podem ser potencialmente correlacionáveis com presença de sulfetos de cobre, assim como apontado pelos indícios geológicos de mineralização em superfície.

Este conjunto de fatores, aliado a disponibilidade de equipamento geofísico junto ao Laboratório de Geofísica do Departamento de Geologia Aplicada da Universidade Estadual Paulista (UNESP), possibilidade de acesso a área e financiamento concedido através do projeto Universal CNPq (nº 470821/2013-2) titulado “*Aquisição e integração de dados geofísicos e geoquímicos em pesquisa de ocorrências minerais na bacia sedimentar do Camaquã (RS)*”, justificam a realização deste trabalho.

2. OBJETIVOS

A partir do detalhamento geofísico e geológico-estrutural de uma ocorrência cuprífera inserida na borda norte da Bacia do Camaquã (RS), este trabalho visa a delimitação de um eventual corpo mineralizado por sulfetos de cobre, bem como estimativa de suas dimensões e de profundidade.

Um segundo objetivo consiste na análise morfológica dos elementos de arquitetura de depósito em relação à modelos genéticos para sulfetos de cobre, com foco naqueles propostos ao longo dos anos para as mineralizações cupríferas clássicas da Bacia do Camaquã.

A caracterização geológico-estrutural, em particular, visa um refinamento do conhecimento obtido na área até então e a verificação da atuação de um sistema de mineralização estruturado.

3. ÁREA DE ESTUDO

3.1. Localização

A ocorrência cuprífera do Capão Grande, objeto de estudo do presente trabalho, está localizada a noroeste do município de Caçapava do Sul (RS) e pode ser acessada através da rodovia BR-290. Após 1,5 km de seu cruzamento com a rodovia BR-392, é possível o acesso à vila Cerrito do Ouro. A partir deste ponto, a ocorrência Capão Grande pode ser acessada após 6,5 km de estrada de terra (Figura 1).

A ocorrência do Capão Grande é constituída por um afloramento de direção nordeste, com aproximadamente 20 metros de comprimento por um a dois de espessura. É localizada em uma zona de campo com topografia suave, com a vegetação representada por gramíneas.

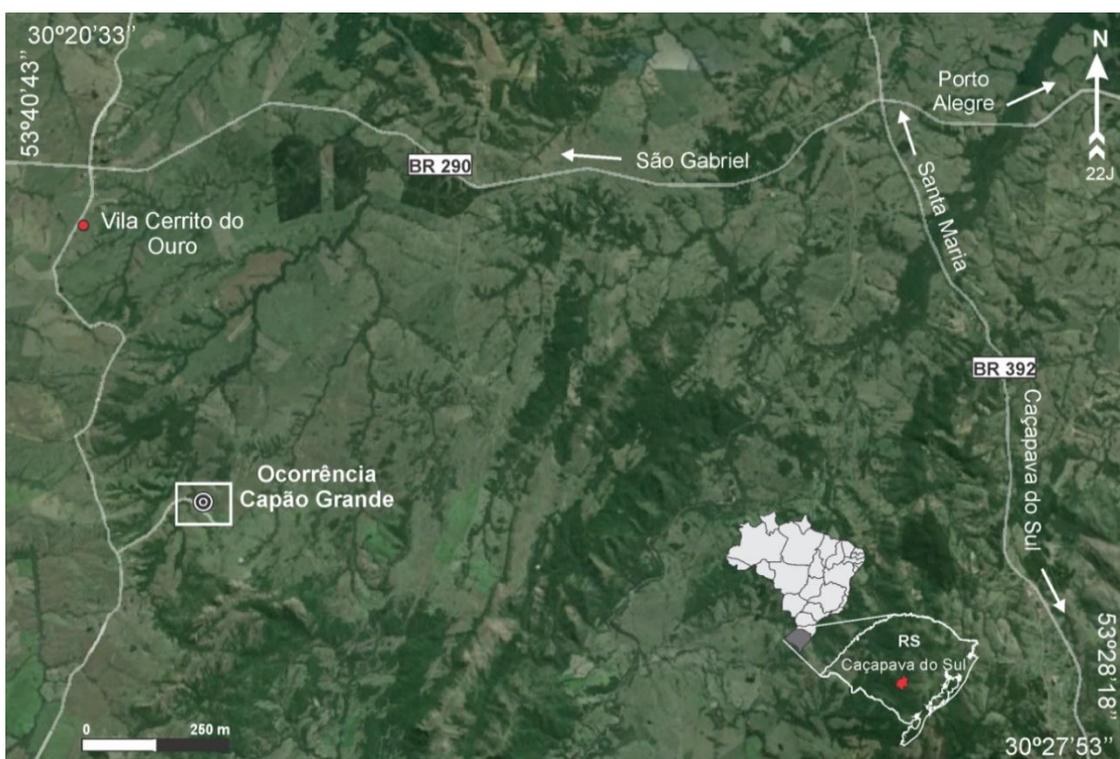


Figura 1. Localização da área de estudo (Modificado de Google Earth, 2014).

O município de Caçapava do Sul está situado no centro-sul do Estado do Rio Grande do Sul e dista aproximadamente 253 km de Porto Alegre. Possui como limites, a norte, os municípios de São Sepé e Cachoeira do Sul; a sul, o município de Bagé; a oeste, o município de Lavras do Sul e, a leste, o município de Santana da Boa Vista, com área de

aproximadamente 3.047,1 km². O município conta com população cerca de 34.600 habitantes e economia baseada no setor primário, na pecuária, agricultura e mineração (IGBE, 2014).

3.2. Histórico da Pesquisa e Exploração de Cu (Au) em Caçapava do Sul

A região de Caçapava do Sul possui um longo histórico no que diz respeito à atividade mineira de cobre e ouro. O interesse pela região foi despertado no fim do século XIX, sendo ocupada desde então sob o impulso da mineração. A ocorrência de cobre com ouro e prata associados levou diversas empresas, ao longo do tempo, a construírem instalações com objetivo de viabilizar economicamente a exploração destes minérios (HARRES, 2000). Após mais de 100 anos de extração do minério, as atividades foram interrompidas devido à queda do preço dos metais no mercado internacional e esgotamento das reservas por volta de 1992.

Em torno de 1870, com a identificação de minerais oxidados de cobre em Lavras do Sul, capitais ingleses criaram a infra-estrutura inicial para a exploração do cobre e proporcionaram o reconhecimento da jazida (LAUX & LINDENMAYER, 2000).

Os primeiros trabalhos de extração do cobre foram feitos por agricultores de Pelotas em 1888, posteriormente assumidos por ingleses e belgas (LAUX & LINDENMAYER, 2000). Neste período, as atividades de mineração foram intensificadas e resultaram em grande avanço no que diz respeito à lavra subterrânea e aos processos de tratamento de minério. Com a queda do preço do cobre, esgotamento da zona de minério rico, a falta de metalurgia completa e de logística de transporte as atividades tiveram que ser encerradas no ano de 1908.

Com o processo de industrialização do país na década de 1930, os depósitos minerais do Rio Grande do Sul voltaram a despertar grande interesse (HARRES, 2000). Novos estudos geológicos realizados na região resultaram na descoberta de minério de alto teor de cobre e a presença de ouro associado. Neste cenário, a Companhia Brasileira de Cobre (CBC) é fundada em 1942 com o objetivo de reconhecer, avaliar e extrair minério nas Minas do Camaquã (HARRES, 2000). A produção manteve um ritmo crescente até 1971, e, a partir de então, manifestou tendência para o declínio devido as diversas limitações quanto à extração.

Em 1981, a realização de novas pesquisas resultou na retomada das atividades de mineração com novas técnicas de extração e produção do concentrado. A produção nesse período não atingiu as expectativas e projeções inicialmente estabelecidas. No fim da década de 1980, funcionários do grupo Bom Jardim S/A assumiram a Companhia Brasileira de Cobre. Sob esta nova diretoria, o empreendimento permaneceu em funcionamento até 1996,

quando houve o esgotamento das reservas e o fechamento das principais minas. Atualmente, a atividade mineira no município é restrita a lavra de calcário.

3.3. Histórico de Estudos na Ocorrência Cuprífera do Capão Grande

A ocorrência do Capão Grande foi reconhecida por estudos geoquímicos em sedimentos de corrente em campanhas de pesquisa realizadas pelo Departamento Nacional de Produção Nacional (DNPM) na década de 60. Além da descrição realizada por Bocchi (1970), poucos estudos complementares foram realizados na ocorrência do Capão Grande, com destaque para os trabalhos de Silva (2010), Ilha (2010), Pereira (2011a, 2015) aonde foram aplicados métodos geofísicos de detalhe.

O afloramento foi descrito por Bocchi (1970) como constituído por brecha de arenito arcoseano médio a grosso, cor marrom-avermelhada, intensamente silicificado, recristalizado e com mineralizações de óxidos de cobre que ocupam todos os interstícios das fraturas da rocha. Os elementos colhidos pelo autor não foram suficientes para atribuir a mineralização uma origem secundária (supergênica) ou origem primária, como resultado de uma fase hidrotermal.

Através do emprego do método da magnetometria terrestre, Silva (2010) objetivou uma melhor compreensão da mineralização associada ao Grupo Maricá na ocorrência do Capão Grande. Para tal, foram adquiridas medidas de intensidade do campo magnético total a cada 15 m ao longo de oito perfis com aproximadamente 400 m de extensão, posicionados em equidistância de 50 m.

Os resultados obtidos por Silva (2010) permitiram a associação da ocorrência do Capão Grande com um domínio magnético alto, mais precisamente com um alvo alongado localizado em profundidade de direção N20° e N30° (NE-SW). A anomalia identificada foi relacionada com a presença de sulfetos de cobre, com concentrações mais significativas em profundidade quando comparado com as porções superficiais e laterais da área.

Ademais, foram obtidos diferentes valores de susceptibilidade magnética para o metarenito da Formação Passo da Promessa na ocorrência mineral em questão. Este fenômeno foi justificado pela variação litológica e pela presença de mineralização de sulfetos de cobre ao longo de planos de fraqueza, que resultou em valores mais elevados de susceptibilidade magnética.

A primeira caracterização da potencial mineralização da ocorrência do Capão Grande a partir de métodos geofísicos elétricos foi realizada por Ilha (2010), que empregou os

métodos da eletrorresistividade e da polarização induzida a partir do arranjo dipolo-dipolo. As medidas de resistividade e cargabilidade do terreno foram aferidas a partir de 6 linhas de imageamento elétrico posicionadas de forma azimutal a partir da ocorrência mineral aflorante.

Os resultados obtidos através do levantamento geofísico permitiu o autor reconhecer zonas circulares em profundidade com baixos valores de resistividade e intermediários de cargabilidade. Estas zonas, contínuas abaixo de 50 m de profundidade, foram correlacionadas com a presença de sulfetos disseminados. Zonas com valores de resistividade um pouco maiores, localizadas próximas à superfície, foram associadas com a presença de hidróxidos e carbonatos. Por fim, zonas com elevados valores de resistividade, localizadas nas adjacências no corpo principal, foram associadas intervalos silicificados ou até mesmo com a rocha encaixante.

A caracterização geofísica da ocorrência do Capão Grande teve continuidade com o trabalho de Pereira (2011a) que, além do método da eletrorresistividade, utilizou o método eletromagnético no domínio da frequência para determinar e avaliar a continuidade lateral e em profundidade da ocorrência de cobre aflorante. Para tal, foram realizados 4 perfis com 480 m de extensão, dispostos perpendicularmente à ocorrência mineral. As medidas de resistividade foram realizadas através da técnica de imageamento elétrico, em arranjo Wenner-Schlumberger.

Os resultados obtidos permitiram o autor identificar áreas circulares centrais e em profundidade com baixa resistividade, em conformidade com os dados obtidos por Ilha (2010). Segundo Pereira (2011a), estas zonas circulares com continuidade lateral segundo a direção N^o50 (NE-SW) podem ser correlacionadas com a ocorrência mineral aflorante. A falta de correspondência entre a direção N50^o e as famílias de fraturas obtidas a partir do levantamento estrutural conduziu o autor a apontar um condicionante litológico para a mineralização da ocorrência do Capão Grande.

Os baixos valores de condutividade aparente obtidos corroboraram para a interpretação de que a mineralização estaria representada majoritariamente por carbonatos de cobre. O autor concluiu que a presença de sulfetos de cobre é minoritária e restrita a maiores profundidades (≥ 75 m), aonde foram identificados valores de resistividade ainda menores.

A aplicação de métodos potenciais de detalhe na ocorrência do Capão Grande foi retomada por Pereira (2015), que objetivou a verificação de uma eventual conexão entre as mineralizações desta ocorrência e a ocorrência Vitor Teixeira a partir do método da magnetometria. A ocorrência Vitor Teixeira, localizada cerca de 2,5 km a sudoeste da

ocorrência do Capão Grande, é representada por impregnações de malaquita entre as foliações de clorita-xistos e actinolita-xistos pertencentes ao Complexo Metamórfico Vacacaí. Os dados magnetométricos foram levantados no intervalo de 2300 m entre as duas ocorrências.

Através do mapa do campo magnético total, foi constatado que os metarenitos da Formação Passo da Promessa são caracterizados, de modo geral, por altos magnéticos dispostos preferencialmente ao longo de faixas NE-SW. A ocorrência do Capão Grande, em particular, foi associada à uma pequena faixa anômala de média a alta intensidade disposta preferencialmente na direção NW-SE.

O mapa resultante do filtro de passa baixa apresentado pelo autor representa a susceptibilidade magnética a partir de 87 m de profundidade, que foi definido como o limite entre a Bacia do Camaquã (Formação Passo da Promessa) e o embasamento cristalino na região da ocorrência do Capão Grande. De forma semelhante ao mapa anterior, foram observados altos magnéticos de direção NW-SE que foram interpretados como feições que reforçam o contexto estrutural do Complexo Metamórfico Vacacaí. O autor não associou o alto magnético com a presença de cobre em subsuperfície devido ao pouco espaço disponível nas estruturas dos xistos, considerado como inapto de hospedar mineralizações.

Através da análise mapa elaborado com o filtro de passa alta, Pereira (2015) caracterizou a presença de um falhamento de maior expressão EW no embasamento cristalino e pequenas falhas NE-SW, em níveis mais rasos, no domínio da Bacia do Camaquã. O afloramento da ocorrência mineral foi associado com um alto magnético NW-SE e, alinhado ao mesmo, o autor constatou a presença marcante de altos magnéticos NE-SW. Estes altos foram associados com a presença de cobre em níveis rasos a intermediários (até 87 m) hospedados nos metarenitos da Formação Passo da Promessa devido às condições permo-porosas favoráveis desta rocha.

Através da análise integrada entre os diversos mapas magnetométricos gerados e dados geológico-estruturais prévios, Pereira (2015) concluiu que as mineralizações das ocorrências do Capão Grande e Vitor Teixeira não possuem nenhum tipo de conexão em subsuperfície.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1. Escudo Sul-rio-grandense (ESRG)

O Escudo Sul-rio-grandense (ESRG) está inserido na porção meridional da província Mantiqueira, com região de exposição de 50 mil km² na porção centro-sul do Estado do Rio Grande do Sul onde afloram rochas que, na sua maior parte, foram geradas durante os ciclos orogênicos Transamazônico (2,26-2,00 Ga) e Brasileiro (900-535 Ma) (SOLIANI JUNIOR *et al.*, 2000). No entanto, a acreção, deformação e retrabalhamento de vários blocos crustais pré-cambrianos durante o ciclo orogênico Brasileiro (CHEMALE JR, 2000) foram responsáveis pela sua configuração final, que corresponde ao Cinturão Dom Feliciano.

O Cinturão Dom Feliciano é um orogéno localizado no Gondwana sul-ocidental (BORBA, 2006) que marcou o evento Brasileiro no sul do país, desde Santa Catarina até o Uruguai, com 800 km de comprimento e largura média de 150 km, segundo a orientação NE-SW (CHEMALE JR, 2000). É constituído por rochas granítico-gnáissico-migmatíticas em uma crosta mais antiga predominantemente paleoproterozóica. Os processos tectono-magmático tardios do Cinturão Dom Feliciano são relacionados com a gênese da Bacia do Camaquã.

O evento Brasileiro no sul do país compreendeu três eventos tectônicos principais (HARTMANN *et al.*, 1998): o primeiro corresponde ao evento tectônico Neoproterozóico mais antigo do sul do Brasil, com início da atividade de subducção marcada pelo metadiorito Passinho (PEREIRA, 2011b); o segundo corresponde à Orogênese São Gabriel (850 a 700 Ma), com a formação de prisma acrescionário, arco de ilhas e desenvolvimento do arco magmático do Terreno São Gabriel (753-680 Ma) e o terceiro evento corresponde à Orogênese Dom Feliciano (650 a 500 Ma), que representa rochas de arco magmático continental e plutono-vulcano-sedimentares geradas em estágios tardi a pós-orogênicos em situação de retroarco e intrusão de granitos sin, tardi e pós-colisionais (CHEMALE JR, 2000, PEREIRA, 2011b).

4.1.1. Compartimentação do ESRG

O ESRG pode ser subdividido em quatro unidades geotectônicas individualizáveis que apresentam características estruturais, petrotectônicas e isotópicas distintas, a ser: Bloco Taquarembó, Cinturão Vila Nova ou Bloco São Gabriel, Cinturão Tijucas e Cinturão Dom

Feliciano ou Domínio Pelotas (CHEMALE JR, 2000, TEIXEIRA *et al.*, 2004), limitados entre si por estruturas de direções NE-SW e NW-SE (Figura 2).

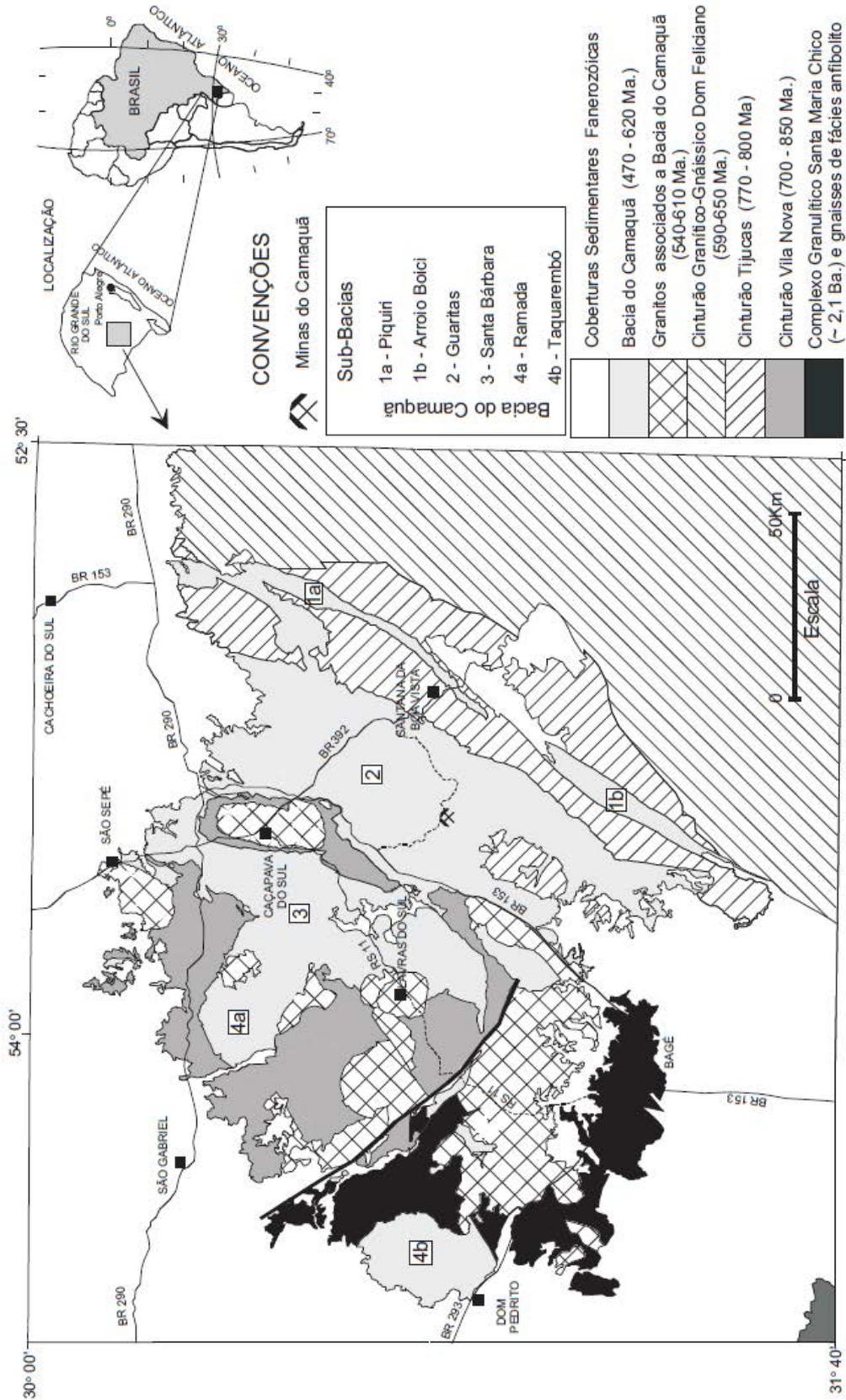


Figura 2. Compartimentação geológica simplificada do Estado Sul-rio-grandense (PAIM *et al.*, 2000).

Segundo Chemale Jr. (2000), o Bloco Taquarembó é o mais antigo e contém rochas granulíticas paleoproterozóicas (Complexo granulítico Santa Maria Chico) intrudidas por granitoides e cobertura vulcano-sedimentar brasileira. Já os cinturões brasileiros Vila Nova, Tijucas e Dom Feliciano apresentam unidades arqueanas a paleoproterozóicas retrabalhadas ou não, crosta neoproterozóica juvenil e com herança paleoproterozóica e mais raramente arqueana.

Em termos gerais, as rochas dos cinturões Tijucas e Vila Nova e do Complexo Santa Maria Chico formam o embasamento das associações vulcano-plutono-sedimentares da Bacia do Camaquã, com gênese relacionada aos processos tectono-tardios do Cinturão Dom Feliciano (ou do evento Brasileiro no sul do Brasil) (PAIM *et al.*, 2000).

4.1.2. *Complexo Metamórfico Vacacaí*

O Complexo ou Supercomplexo Vacacaí, assim denominado por Chemale Jr (2000) de modo a englobar os vários complexos de rochas vulcano-sedimentares deformadas e metamorfizadas em fácies xisto verde a anfíbolito inferior (Complexo Passo Feio, Complexo Bossoroça/Palma e Complexo Ibaré) corresponde ao embasamento da região de estudos, mais precisamente a região norte da Bacia do Camaquã. Este supercomplexo é uma das unidades do Bloco São Gabriel, em conjunto com o Complexo Cambaí (rochas plutônicas cálcio-alcalinas) e Associação Seival (associação vulcano-plutônico sedimentar tardi a pós-tectônico) de Chemale Jr *et al.* (1995), que não serão abordadas neste trabalho.

O Bloco São Gabriel ocorre na parte NW do ESRG e é constituído por vários cinturões metamórficos de origem diversificada. As associações petroectônicas pré-Maricá deste bloco ocorrem na forma de faixas lineares e alongadas segundo a direção NE e infletem para NW na parte sul (HARTMANN *et al.*, 2000).

O Grupo Vacacaí é composto pelo Complexo Bossoroça (KOPPE *et al.*, 1985), que engloba as Sequências Arroio Lajeado e Campestre (KOPPE, 1990). A Sequência Arroio Lajeado é composta por xistos ultramáficos, serpentinitos, metabasaltos, formações ferríferas bandadas e outras rochas metassedimentares (MACHADO *et al.*, 1990), enquanto que a Sequência Campestre engloba ampla associação de rochas vulcanoclásticas (metatufos finos e grosseiros, metatufos a cristal, metatufos lapilíticos, metaglomerados, metacherts e rochas metavulcânicas), rochas epiclásticas (metarenitos, metargilitos e metaconglomerados associados a litotipos metavulcanoclásticos) e rochas químicas (SOARES, 2001).

Ambas sequências apresentam metamorfismo da fácies xisto verde a anfibolito e são afetadas por duas (MACHADO *et al.*, 1990) a 4 fases de deformação (PORCHER *et al.*, 1995). O Complexo Arroio Lajeado teve sua evolução estrutural em conjunto com as rochas do Complexo Campestre a partir da segunda fase de deformação (SOARES, 2001).

As duas primeiras fases de deformação estão englobadas dentro de um único evento deformacional progressivo, em que a primeira teria conferido um regime dúctil e, a segunda, um regime dúctil-rúptil a rúptil. A primeira fase gerou lineações minerais, dobras isoclinais e em bainha, falhas de empurrão e deslocamento, falhas normais com direção NW-SW. A segunda fase de deformação, por sua vez, teve a geração de falhas inversas, crenulação e clivagem de crenulação (KOPPE, 1990).

As rochas do Complexo Bossoroca apresentam de modo geral estruturas com *trend* NE com mergulho 50° para NW, provavelmente formada por um componente de empurrão em sistema transpressivo (REMUS *et al.*, 1999). Fraturamentos e falhamentos gerados em regime rúptil que afetam todo o Complexo Bossoroca imprimem orientações preferenciais NNE-SSW e, secundariamente, NW-SE e E-W (KOPPE, 1990).

4.2. Bacia do Camaquã

A Bacia do Camaquã representa um lócus deposicional localizado no extremo sul do Brasil que foi formado, preenchido e deformado durante as fases finais da Orogenia Brasileira (PAIM *et al.*, 2000), por este motivo, considerada como uma bacia do estágio de transição da plataforma sul-americana. A Bacia está assentada sobre os terrenos ígneos e metamórficos do Escudo Sul-rio-grandense, com exposições na sua região central (Figura 3).

A Bacia apresenta forma alongada de direção geral N30E, com cerca de 100 km de comprimento e até 100 km de largura (TEIXEIRA *et al.*, 2004). É constituída pelo registro da superposição de diversos tipos de bacias, individualizadas tectônica, geocronológica e termodinamicamente (PAIM *et al.*, 2000; CHEMALE JR., 2000), com características geológicas próprias e mecanismos de subsidência distintos (PAIM *et al.*, 2000). Esta bacia tem sido tratada em termos de pulsos de subsidência e preenchimento interrompidos por eventos de deformação, soerguimento e erosão (PAIM *et al.*, 2000), geradores de um padrão de preenchimento complexo (KAZMIERCZAK, 2006).

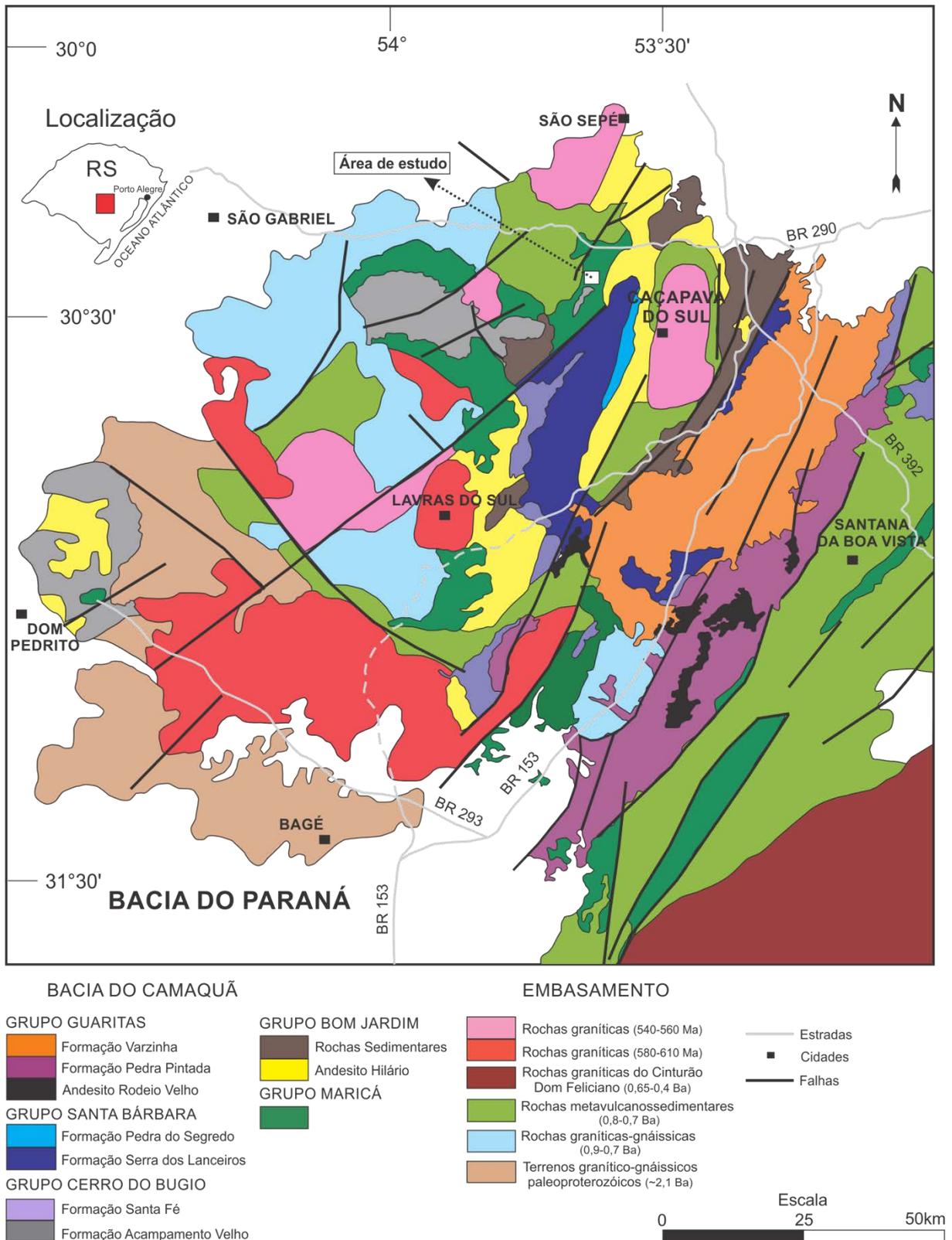


Figura 3. Mapa geológico simplificado da Bacia do Camaquã e porções do embasamento (ESRG), modificado de Paim *et al.*, 2000 e Kazmierczak, 2006.

O tipo de preenchimento da bacia foi alternado entre a atividade vulcânica – representada por lavas e depósitos piroclásticos e epiclásticos – e deposição siliciclástica que,

em conjunto com a tectônica, geraram um preenchimento onde unidades mais deformadas são sobrepostas por unidades cada vez menos deformadas (PAIM *et al.*, 2000). O registro de rochas sedimentares e magmáticas presentes na bacia compreendem um intervalo temporal de 450-620 Ma (PAIM *et al.*, 2000) e são desprovidos de feições significativas de metamorfismo regional (BORBA, 2006).

Estudos sistemáticos realizados nas últimas décadas na bacia demonstram a crescente necessidade de melhor compreensão de seu contexto estratigráfico, estrutural, geotectônico e metalogenético dada às diversas ocorrências minerais de ouro, sulfetos de cobre, chumbo e zinco que vêm sendo descritas desde o século passado. Além disto, o destaque dentro da literatura geológica se deve ao fato desta bacia conter dos principais registros dos eventos posteriores ao metamorfismo da orogenia Brasileira e anteriores ao estabelecimento das grandes bacias intracratônicas brasileiras (ALMEIDA, 2005).

4.2.1. Registro Estratigráfico

Com a evolução do conhecimento acerca do preenchimento sedimentar da Bacia do Camaquã, diversas propostas e colunas estratigráficas foram propostas de modo a atingir melhor compreensão da disposição espacial dos seus distintos litotipos, com destaque para a classificação a partir de conceitos de aloestratigrafia e estratigrafia de sequências de Paim *et al.* (2000). Neste trabalho, o registro estratigráfico de aproximadamente 10 mil metros da bacia é abordado com as denominações consagradas na literatura: Grupo Maricá, Grupo Bom Jardim, Grupo Cerro do Bugio, Grupo Santa Bárbara e Grupo Guaritas (Figura 4). Estas unidades são limitadas umas das outras por discordâncias angulares ou erosivas de caráter regional (BORBA, 2006).

O registro da primeira cobertura do ESRG compreende os sedimentos silicilásticos do Grupo Maricá, posteriores à denudação e subsidência tectônica das unidades do embasamento anteriormente criadas pela orogenia Brasileira que deram início à bacia. A posterior instalação de sistema de riftes alojaram os sedimentos vulcano-sedimentares do Grupo Bom Jardim e siliciclásticos dos Grupos Santa Bárbara e Guaritas, em ambientes de baixas altitudes com frequentes ingressões marinhas (PELOSI & FRAGOSO-CESAR, 2003).

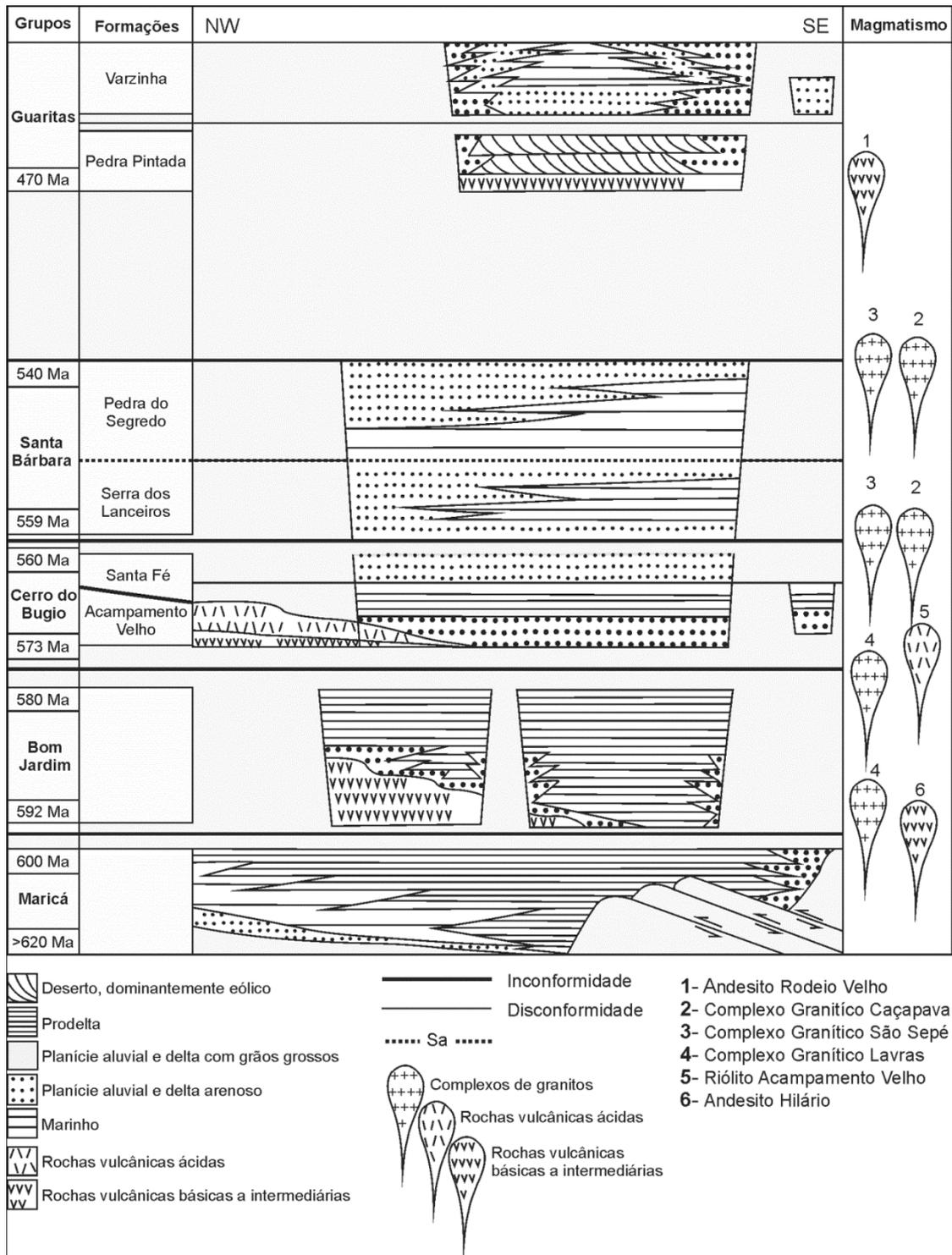


Figura 4. Carta estratigráfica da Bacia do Camaquã (Modificado de PAIM *et al.*, 2000).

O Grupo Maricá possui idade Neoproterozóica (Ediacariano) - possivelmente entre 580-620 Ma - e contém registro estratigráfico composto principalmente por rochas siliciclásticas com aproximadamente 2500 m de espessura. O limite inferior desta unidade com as rochas ígneas e metamórficas do embasamento é através de uma não conformidade,

enquanto que o contato superior com o Grupo Bom Jardim é marcado por discordância angular, localmente semelhante a uma discordância erosiva (PAIM *et al.*, 2000). As rochas do Grupo Maricá foram intrudidas pelas rochas vulcânicas intermediárias a ácidas do Grupo Bom Jardim e pelos granitos de Lavras do Sul, São Sepé, Ramada e Cerro da Crua.

As três unidades litoestratigráficas que compõem o Grupo Maricá propostos por Pelosi & Fragoso-Cesar (2003), compreendem o registro da evolução de distintos sistemas deposicionais. A Formação basal é denominada Passo da Promessa e, segundo os autores, engloba arenitos com estratificação cruzada e lentes conglomeráticas subordinados, interpretado como depósitos de planícies fluviais de canais entrelaçados. A Formação São Rafael, sotoposta, marca o primeiro evento de inundação marinha na Bacia do Camaquã e é composta por arenitos finos e ritmitos gerados em plataforma marinha rasa dominada por ondas, associados a turbiditos areno-pelíticos da costa afora (PELOSI & FRAGOSO-CESAR, 2003). Por fim, a Formação do topo é denominada Arroio América e engloba arenitos e frequentes fácies conglomeráticas gerados a partir de um novo sistema de planícies fluviais de canais entrelaçados associados a porções distais de leques aluviais (PELOSI & FRAGOSO-CESAR, 2003).

O Grupo Bom Jardim constitui uma unidade vulcano-sedimentar datada do final do Proterozóico-Início do Paleozóico, gerada em bacia continental lacustre e aluvial tectonicamente ativa, composta por sucessão de cerca de 4000 m de rochas sedimentares e magmáticas extrusivas, além de rochas vulcanoclásticas associadas (JANIKIAN *et al.*, 2005, JANIKIAN *et al.*, 2003). Este grupo está limitado por duas discordâncias angulares que o limitam com os Grupos Maricá (na base) e Cerro do Bugio (no topo) (PAIM *et al.*, 2000).

A partir da redefinição do Grupo Bom Jardim realizada por Janikian *et al.* (2003), foi proposto por estes autores a sua subdivisão em três formações litoestratigráficas (da base para o topo: Formações Cerro da Angélica, Hilário e Picada das Graças). Como esta subdivisão é informal, serão adotadas neste trabalho as duas unidades anteriormente consagradas (Formação Hilário, basal e Formação Arroio dos Nobres, topo).

A Formação Hilário engloba rochas vulcânicas relacionadas a magmatismo cálcio-alcalino, de composição predominantemente 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) colocadas em ambiente subaquático a partir de processos de fluxos de gravidade ou decantação (JANIKIAN *et al.*, 2003). A Formação Arroio dos Nobres, sobreposta, engloba os depósitos sedimentares

associados a sistemas deltaicos (KAZMIERCZAK, 2006) caracterizados por intercalações de conglomerados vulcanogênicos, arenitos e siltitos subordinados em geral com geometria tabular, ondulações assimétricas e marcas de ressecamento (BORBA, 2006).

O Grupo Cerro do Bugio possui aproximadamente 1000 m de espessura e é composto, na base, pelas rochas vulcânicas da Formação Acampamento velho e, no topo, pelos depósitos conglomeráticos fluviais da Formação Santa Fé (PAIM *et al.*, 2000). A Formação Acampamento Velho possui cerca de 700 m de espessura e sobrepõe, em discordância erosiva, o Grupo Bom Jardim (JANIKIAN *et al.*, 2005). Seus estratos se apresentam horizontalizados ou levemente basculhados (BORBA, 2006). Importante ressaltar que a evolução da Bacia durante o Neoproterozóico-Ordoviciano se reflete nos grandes eventos de vulcanismo presentes no seu registro sedimentar, com a evolução dos termos toleíticos e cálcico-alcalinos alto-K iniciais para shoshonítico, até o alcalino sódico (MATTÉ *et al.*, 2012), posicionados na Formação Acampamento Velho.

Neste contexto, a Formação Acampamento Velho representa vulcanismo de afinidade alcalina sódica relacionado a ambiente tectônico extensional pós-orogênico (SOMMER *et al.*, 1999), constituída por depósitos explosivos/efusivos predominantemente ácidos (SOMMER *et al.*, 2011) gerados em ambientes subaéreos (JANIKIAN *et al.*, 2005) e associados à lavas e diques de composição básica (MATTÉ *et al.*, 2012). Os depósitos de fluxo piroclástico são normalmente cobertos por lavas riolíticas (SOMMER *et al.*, 2011).

A Formação Santa Fé possui espessura mínima de 300 metros 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 que teriam se depositado em cenário paleogeográfico marcado por sistemas flúvio-deltaicos entrelaçados longitudinais (PAIM *et al.*, 2000). O contato desta formação com o Grupo imediatamente superior é marcado por discordância angular (PAIM *et al.*, 2000).

O Grupo Santa Bárbara é caracterizado por sucessão aluvial-marinho gerada em sistema de rifts em contexto anarogênico, com a deposição de rochas silicilásticas em ambientes aluviais, costeiros e deltaicos (FAMBRINI *et al.*, 2005). Possui aproximadamente 2000 m de espessura e é composta por arenitos, conglomerados e siltitos avermelhados e de elevada imaturidade textural e composicional (BORBA, 2006), depositados entre 590 e 540 Ma (KAZMIERCZAK, 2006).

Foram propostas diversas subdivisões litoestratigráficas para o Grupo Santa Bárbara com a evolução do conhecimento acerca da bacia, uma vez que esta unidade apresenta

exposições em todas suas sub-bacias. De modo geral, podem ser consideradas duas formações que compõem o Grupo Santa Bárbara: A Formação Serra dos Lanceiros, basal, e a Formação Pedra do Segredo, sobreposta (CPRM, 2007). O Grupo Santa Bárbara é limitado na base (Grupo Cerro do Bugio) e no topo (Grupo Guaritas) por discordâncias angulares, enquanto que as formações Serra dos Lanceiros e Pedra do Segredo encontram limitadas entre si por uma superfície de afogamento (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 (FAMBRINI *et al.*, 2006) relacionados a progradação de sistema deltaico entrelaçado arenoso de caráter longitudinal (PAIM *et al.*, 2000). A Formação Pedra do Segredo, por sua vez, engloba arenitos e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada e conglomerados com estratificação plano-paralela a conglomerados maciços (FAMBRINI *et al.*, 2006) relacionados provavelmente à progradação de sistema deltaico entrelaçado areno-conglomerático de natureza transversal (PAIM *et al.*, 2000).

Com o início da deposição datado em torno de 470 Ma (KAZMIERCZAK, 2006), o Grupo Guaritas representa o último estágio deposicional da Bacia do Camaquã. Esta unidade, limitada por discordância angular entre as sucessões anteriores (PAIM *et al.*, 2000), é composta por um registro de aproximadamente 800 m de arenitos, conglomerados e siltitos e por derrames de rochas basálticas alcalinas denominadas Membro Rodeio Velho, que ocorrem intercaladas aos sedimentos basais e datados em 470 \pm 19 Ma (HARTMANN *et al.*, 1998). Estas rochas vulcânicas possuem origem a partir de um manto modificado por metassomatismo ou fluidos derivados de subducção, mas pequena contaminação crustal (BORBA, 2006) geradas em ambiente de intraplaca (PAIM *et al.*, 2000).

A Formação Pedra Pintada, basal, 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) e por fácies de leques aluviais que se desenvolveram ao longo da margem ativa da bacia (OLIVEIRA, 2012). A Formação Varzinha, sobreposta, 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). Estas duas formações estão delimitadas entre si por discordância erosiva (PAIM *et al.*, 2000).

4.2.2. Geologia Estrutural

Mesmo com alguns estudos voltados à caracterização estrutural e análise de paleotensões das unidades que hospedam a mineralização das Minas do Camaquã (BETTENCOURT, 1972, SANTOS, 2010, SANTOS *et al.*, 2012, BICCA *et al.*, 2013), ainda são escassos trabalhos que enfoquem a geologia estrutural da bacia e dos litotipos que os compõem, com destaque para o trabalho de Almeida (2005). No que diz respeito à sua evolução tectônica, apesar de amplamente estudada as ideias divergem tanto no caráter simples ou múltiplo de eventos quanto ao que se refere aos esforços tectônicos vigentes durante a sua formação (TEIXEIRA *et al.*, 2004).

De modo geral, as unidades que compõem a bacia ocorrem em blocos estruturais, limitados por falhas de alto ângulo, que comportam sucessões basculadas até 60°, com direções variadas, mas predominantemente próximas a NE (ALMEIDA, 2005, ALMEIDA *et al.*, 2009). Eventos deformacionais sobrepostos causaram falhamentos rúpteis, principalmente de natureza transcorrente e normal, bem como blocos inclinados e dobras de arrasto. Falhas inversas são de ocorrência local e sem nível estratigráfico específico, consideradas como resultado dos esforços horizontais responsáveis pelas falhas transcorrentes predominantes (ALMEIDA, 2005).

Estas unidades representam distintos episódios de subsidência tectônica com diferentes depocentros e configurações da bacia, que é subdividida em três sub-bacias separadas por altos do embasamento pós-deposicionais (JANIKIAN *et al.*, 2012), a saber: o Alto de Caçapava do Sul (a oeste) e o Alto da Serra das Encantadas (a leste). Assim como levantado por Almeida (2005), a disposição geral das unidades que compõem a bacia obedece a um forte controle de tectônica deformadora.

Os dois altos do embasamento são limitados por falhas com mergulho abrupto para NNE-SSW ou zonas de falhas que se formaram durante tectônica extensional e posteriormente reativadas com movimentação transcorrente (ALMEIDA *et al.*, 2009). Além de justapor sucessões da bacia a rochas do embasamento, o sistema de falhas de direção NNE (Sistema de Falhas Irapuá) também é responsável pelos limites tectônicos entre as unidades da Bacia, associados às falhas de maior rejeito (ALMEIDA, 2005).

Outro conjunto de estruturas rúpteis de importância regional compreendem falhas com mergulho abrupto com *trend* aproximado WNW-ESE (Sistema de Falhas Cerro da Vigia), responsáveis por deformação intensa apesar de raramente justaporem diferentes unidades da bacia (ALMEIDA, 2005, ALMEIDA *et al.*, 2009). Ambos os sistemas de falhas estão

relacionados a direções marcantes de anisotropia do embasamento, apresentam evidências de reativações sucessivas e estão associados a contatos entre as unidades que compõem a bacia e destas com o embasamento (ALMEIDA, 2005, ALMEIDA *et al.*, 2009).

No registro estratigráfico da bacia são reconhecidas falhas rúpteis de alto ângulo normais, oblíquas ou transcorrentes, geralmente estriados e que localmente constituem feixes de falhas com rejeitos expressivos, por vezes associados a dobras de arrasto, verticalização de camadas e raramente brechas tectônicas (ALMEIDA, 2005). Além destas estruturas, nos Grupos Maricá e Bom Jardim (normalmente basculado) também são reconhecidas falhas inversas rúpteis e dobras suaves e abertas (PAIM *et al.*, 2000).

Apesar do estilo de deformação predominante ser o mesmo em todas as unidades da bacia, a frequência espacial das falhas é maior nas unidades estratigráficas inferiores da bacia tanto em relação às falhas limitantes de blocos em mapa quanto àquelas observáveis em afloramento (ALMEIDA, 2005). Isto possivelmente se deve ao fato dos depósitos vulcano-sedimentares dos Grupos Maricá, Bom Jardim e Cerro do Bugio (Formação Acampamento Velho) terem sido formados durante fase dominada por movimentações transcorrentes ao longo das estruturas de direção nordeste relacionadas aos estágios iniciais do ciclo Brasileiro (MENEGAT & FERNANDES, 2001). A fase seguinte foi responsável pela implantação de bacias onde se depositaram as unidades Santa Bárbara e Guaritas a partir de reativações extensionais das estruturas de direção nordeste (MENEGAT & FERNANDES, 2001).

4.3. Mineralização de Cu (Au) da Bacia do Camaquã

A Bacia do Camaquã é uma depressão tectônica gerada e desenvolvida durante as fases finais de evolução do Cinturão Dom Feliciano, associada, portanto a um sistema de bacias tardi- a pós-orogênicas relacionadas aos espasmos finais da Orogenia Brasileira/Pan-Africana (TEIXEIRA *et al.*, 2004). A região das Minas do Camaquã, em particular, é considerada como parte de uma sequência molássica desenvolvida marginalmente ao Cinturão Móvel Dom Feliciano, que recobriu as rochas do Cráton do Rio de La Plata (LAUX & LINDENMAYER, 2000).

O distrito cuprífero das Minas do Camaquã constitui a principal jazida de cobre conhecida no Sul do Brasil. Este depósito está situado geograficamente no município de Caçapava do Sul, próximo às coordenadas 30°47' de latitude Sul e 52° 24' de longitude Oeste.

Ao seu redor, estão localizados antigos e abandonados empreendimentos de extração de minerais metálicos e diversas ocorrências minerais.

As Minas do Camaquã estão situadas na parte central de um *grabén* com direção nordeste (N20-30E) na Zona Mediana do Escudo Sul-rio-grandense (Figura 5) (RIBEIRO & FANTINEL, 1978). Na área das Minas o Grupo Bom Jardim ocupa o núcleo da denominada “Janela Bom Jardim”, que constitui uma estrutura homoclinal com mergulho para noroeste (TEIXEIRA & GONZALEZ, 1988). As rochas hospedeiras são representadas pelas Formações Arroio dos Nobres e Formação Hilário (LAUX & LINDENMAYER, 2000).

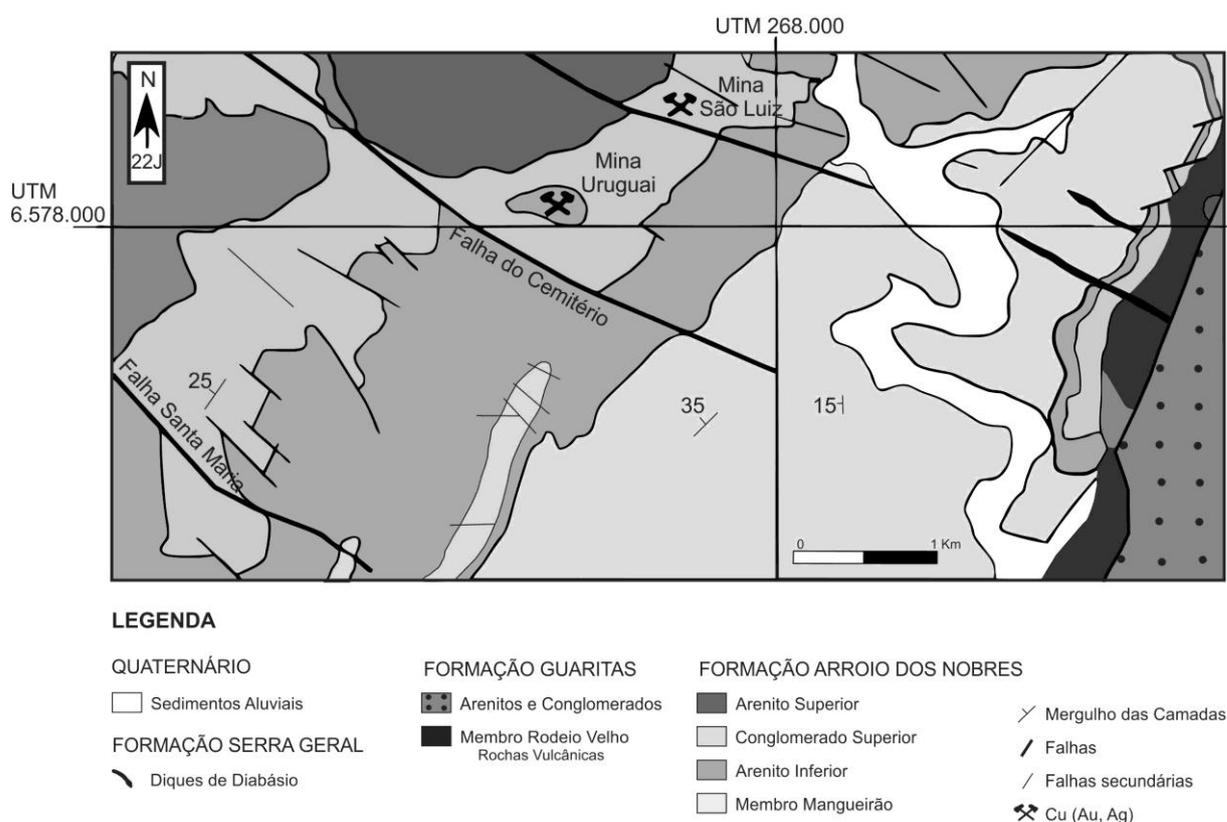


Figura 5. Mapa geológico da região das Minas do Camaquã com a localização das duas principais minas (REMUS *et al.*, 2000)

A evolução das hipóteses propostas para a origem da mineralização das Minas do Camaquã foi decorrente da aquisição de novos dados com vistas a solucionar os problemas encontrados à lavra do minério sulfetado. A presença de filões espessos no início das operações fez com que o modelo hidrotermal-magmático fosse admitido. Conforme o avanço da lavra, o modelo sedimentar singenético a diagnético passou a ser mais aceito devido às concentrações expressivas de sulfetos disseminados e estratiformes. Perto da exaustão das reservas econômicas, o minério sulfetado diminuiu, os teores de Au aumentaram e o modelo

epitermal passou a ser considerado como o mais adequado (LAUX & LINDENMAYER, 2000). Os principais modelos genéticos serão detalhados em momento oportuno.

Devido à farta literatura disponível sobre as Minas do Camaquã, esta região será adotada como exemplo para discussão das características das mineralizações sulfetadas de Cu presentes na Bacia do Camaquã e dos modelos metalogenéticos propostos ao longo do tempo, com foco no modelo hidrotermal-magmático.

4.3.1. Características Gerais

As mineralizações economicamente importantes estão representadas por disseminações e filões de sulfetos de cobre. A paragénese é relativamente simples, constituída principalmente por sulfetos de cobre (calcopirita, bornita e calcosita), associados com pirita. Estes minérios estão disseminados nos conglomerados e arenitos ou ocorrem como filões maciços ou massas irregulares no interior da ganga de quartzo, hematita e barita quando preenchem falhas (Figura 6) (TEIXEIRA & GONZALEZ, 1988).

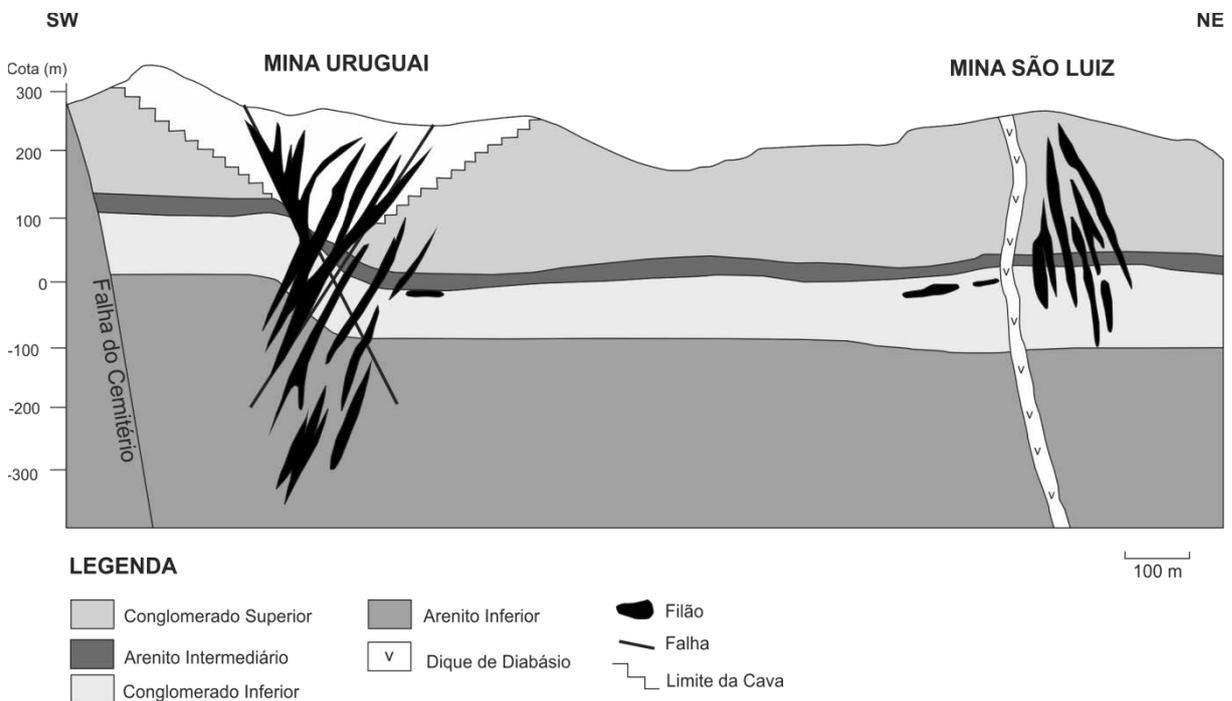


Figura 6. Perfil geológico das Minas do Camaquã (RONCHI *et al.*, 2000).

Nos filões há predomínio da calcopirita que ocorre como grãos anédricos isolados ou como cimento entre os espaços intergranulares de arenitos e conglomerados (TEIXEIRA & GONZALEZ, 1988). Nas disseminações o predomínio é de calcosita e calcopirita, sempre

associado com clorita e quartzo (LAUX *et al.*, 2005). Os principais minerais de ganga são a hematita (preenchimento de zonas fraturadas), o quartzo (constituente dos filões e cimento dos conglomerados e arenitos), barita (aparece tanto quanto cimento, como preenchimento de fraturas) e calcita (ocorre como cimento ou vênulas irregulares) (TEIXEIRA & GONZALEZ, 1988). A calcita e a barita são posteriores aos sulfetos e serviram como selo para os veios (LAUX *et al.*, 2005).

O minério filoneano é constituído por filões intensamente condicionados por falhamentos. As falhas formam zonas brechadas que originam - na parte central do corpo mineralizado - uma zona de *stockwork* com fraturas e brechas interligadas, o que demonstra o carácter epigenético dos filões em relação às rochas encaixantes (LAUX & LINDENMAYER, 2000). As margens dos veios são marcadas por intensa alteração hidrotermal representada por silicificação, cloritização, caolinização e sulfidação, esta última com presença de minério disseminado (LAUX *et al.*, 2005).

A mineralização disseminada possui carácter *stratabound* e está presente principalmente ao longo dos contatos litológicos. É interpretada por muitos autores como parte das zonas de alteração hidrotermal que se desenvolveram ao redor dos veios, ou seja, uma manifestação lateral da mineralização controlada por falhas em que os sulfetos ocupam a porosidade secundária das rochas hospedeiras (LAUX *et al.*, 2005). Segundo os mesmos autores, tal ideia é suportada pela íntima associação dos sulfetos com os halos de cloritização ou hematítico que rodeiam a mineralização dos veios controlados por falhas, pelo fato que a abundância dos sulfetos diminui longe dos veios e pela presença da mesma sucessão paragenética tanto nos veios como na mineralização disseminada.

Assim como apontado por Bettencourt (1972), tanto o minério contido nos veios como o minério disseminado são resultado de múltiplas fases de mineralização condicionadas por zonas de fraturamento, com movimentos recorrentes e mudanças de composição das soluções mineralizadoras.

4.3.2. Modelo Hidrotermal Magmático

Depósitos minerais hidrotermais ocorrem em ambientes geológicos diversificados, originados a partir de processos geológicos complexos. A conexão existente entre eles é de que todos são originados a partir de fluidos aquosos quentes e que depositaram uma massa de

minerais a partir da solução original mais ou menos modificada, com um limitado campo de minerais concentrados, como sulfetos (SKINNER, 1997).

Além dos fluidos aquosos quentes e de uma fonte de calor, o sistema hidrotermal necessita de estruturas de canalização (falhas, fraturas, litologias permeáveis) que concentram as soluções para um local de deposição. Os depósitos minerais são geralmente formados no local de descarga, quer seja um único conduto, uma série deles ou uma rede fina de pequenas fraturas (PIRAJNO, 2009).

A circulação de fluidos quentes (cerca de 50 a > 500 °C) lixívia, transporta, precipita a carga mineral em resposta às mudanças nas condições físico-químicas e é, por isso, invariavelmente acompanhada por alterações. A alteração da rocha pela passagem de fluidos é marcada pelo desenvolvimento de assembleia mineral que é diferente da original e reflete na composição da rocha, assim como nas propriedades e quantidade de fluido que atravessou o sistema (ROOB, 2005).

Os precipitados formam minérios que sempre estão associados, espacial e geneticamente, às zonas onde as rochas foram alteradas ou, como conhecidas, zonas de alteração hidrotermal (BIONDI, 2003). Este processo envolve uma série de processos metassomáticos (troca de componentes químicos entre os fluidos e as rochas encaixantes) nos quais o metassomatismo alcalino e H^+ possuem particular importância, especialmente em sistemas hidrotermais relacionados com rochas ígneas (PIRAJNO, 2009).

De modo geral, os principais fatores que controlam os processos de alteração são a natureza das rochas encaixantes, composição dos fluidos, concentração, atividade e potencial químico dos componentes dos fluidos, como H^+ , CO_2 , O_2 , K^+ , S_2 e etc. Em sistemas epitermais, mais importante do que a composição da rocha encaixante é a porosidade da mesma, temperatura e composição do fluido (PIRAJNO, 1992).

Os principais tipos de alteração relacionados geneticamente com depósitos magmáticos hidrotermais foram agrupados com base na resposta geofísica e serão descritos a seguir:

a) Alteração potássica, proprilítica, filica e argílica

É caracterizada pela formação de feldspato potássico e/ou biotita, usualmente juntas com proporções menores de sericita, clorita e quartzo (ROOB, 2005) e pela diminuição da quantidade de cálcio e de sódio dos minerais aluminossilicatados (BIONDI, 2003).

A alteração propilítica é a forma mais comum de alteração da rocha, uma vez que é essencialmente indistinguível da assembleia formada durante o metamorfismo xisto verde. Representa uma forma suave de alteração a temperaturas baixas a moderadas (ROOB, 2005).

A alteração fílica ou sericítica apresenta a alteração típica quartzo-sericita-pirita (PIRAJNO, 1992). É muito comum em uma grande variedade de depósitos metálicos hidrotermais e é formado sobre uma ampla faixa de temperatura por meio de hidrólise de feldspatos para formar sericita (ROOB, 2005).

A alteração argílica é caracterizada pela formação de minerais de argila devido ao intenso metasomatismo H^+ (lixiviação ácida), em temperaturas entre 100°C e 300°C e por enriquecimento de sílica (PIRAJNO, 1992).

b) Silicificação

A silicificação é caracterizada pela formação de quartzo ou minerais amorfos de sílica na rocha durante os processos hidrotermais, onde a sílica pode ter sido introduzida a partir dos fluidos circundantes ou pode ter sido deixada para trás sob a forma de sílica residual após a lixiviação das bases (PIRAJNO, 1992, ROOB, 2005). Precipitação e redistribuição de sílica são umas das características mais comuns da atividade hidrotermal (PIRAJNO, 2009).

A maioria das fraturas pelas quais os fluidos hidrotermais passam são pelo menos parcialmente preenchidos por quartzo na forma de veios e, por este motivo, são os melhores indicadores do fluxo do fluido hidrotermal (ROOB, 2005). Veios de quartzo são comumente encontrados em rochas de baixo grau, tipicamente dentro ou acima do campo de tensão crustal rúptil-dúctil, formados em torno de 2-3 Kbar e 200-350°C (PIRAJNO, 2009).

Os veios hidrotermais, na sua maior parte, são formados a partir de fluidos portadores de sílica originados de intrusões ígneas, convecção profunda de fluidos meteóricos, desvolatilização metamórfica ou de derivados do manto (PIRAJNO, 2009).

c) Brechação

Em condições de supersaturação, sílica amorfa é precipitada a temperaturas de aproximadamente 140°C. Quando carregada por soluções ricas em cloro, geralmente é promovida a deposição de sílica amorfa na superfície. Esta adição ou redistribuição de sílica,

junto com calcita e feldspato, pode resultar no desenvolvimento de uma barreira impermeável, que é uma das principais causas de erupções hidrotermais.

A energia resultante da pressão volátil supera a resistência à tração da rocha, assim como a pressão de confinamento e resulta em descompressão súbita com fraturamento e brechação no invólucro silicoso. Os mecanismos de formação de brechas no ambiente pórfiro-epitermal estão associados com a colocação do fundido hidratado perto da superfície (PIRAJNO, 2009). Stockworks podem ser formados através do processo de brechação hidrotermal que, posteriormente, foram sobrepostos com eventos de mineralização.

d) Carbonatização

A carbonatização refere à formação de minerais carbonáticos durante a alteração da rocha e é promovida por fluidos caracterizados por altas pressões parciais de dióxido de carbono e pH alcalino neutro. É formado a partir das reações químicas entre fluidos com baixa salinidade e ricos em CO₂ com a rocha hospedeira (ROOB, 2005).

O modelo hidrotermal magmático para as Minas do Camaquã foi proposto inicialmente por Carvalho (1932), Teixeira (1937), Leinz & Almeida (1941) e Costa Filho (1944) e perdurou até a metade dos anos setenta. Posteriormente, Beckel (1990) propôs para as Minas do Camaquã um modelo do tipo cobre pórfiro. Apesar da alta de consenso acerca de um modelo metalogenético consistente para as mineralizações de Cu (Au), são inegáveis as características apresentadas pelos depósitos que condizem com um modelo hidrotermal.

A origem hidrotermal magmática para o depósito das Minas do Camaquã foi baseada no fato que os filões (minério econômico) possuem até um metro de espessura, são discordantes, epigenéticos e foram capazes de produzir alterações mineralógicas (no contato filão-rocha encaixante) como silicificação e argilização, além de disseminações (LAUX & LINDENMAYER, 2000). Ademais, os filões formam zonas brechadas e juntas penadas (zona de *stockwork*), com fraturas e brechas interligadas. Segundo os mesmos autores, as mineralizações cupríferas “clássicas” encontradas em toda Bacia do Camaquã mostram distribuição regional marcadamente linear, segundo falhamentos na direção N20E.

Das hipóteses genéticas propostas para a mineralização das Minas do Camaquã, os modelos que mais parecem similares às características das ocorrências de cobre localizadas no norte da bacia são de cobre pórfiro e epitermal.

4.3.2.1 Cobre Pórfiro

Os depósitos minerais do tipo pórfiro são produtos da atuação de grandes sistemas hidrotermais relacionados com a colocação de plútons, em pequenas profundidades, e seu resfriamento (LAUX & LINDENMAYER, 2000). Possuem íntima relação espacial e genética com as partes apicais da intrusão do granitoide e possuem minérios disseminados e dispersos em fraturas, fissuras (BIONDI, 2003). Estão relacionados com ambiente subvulcânico plutônico ou vulcânico, relacionados com zonas de subducção (arco de ilha ou margem continental ativa) e geralmente correspondem a depósitos de alta tonelagem e baixo teor.

O modelo para este tipo de depósito implica em fraturamento das encaixantes e alteração hidrotermal pervasiva das mesmas, aonde é possível reconhecer diversas zonações: a alteração potássica, central e mais profunda; externamente à esta, a zona fílica e/ou sericítica (onde a quantidade total de cobre atinge seu máximo) e, mais afastada do foco térmico, a zona propilítica, que pode ser interrompida por uma zona de alteração argílica intensa (BIONDI, 2003, LAUX & LINDENMAYER, 2000).

Em relação às características observadas nas Minas do Camaquã, um dos poucos pontos favoráveis que corroboram para este tipo de modelo seria o ambiente de arco magmático que possivelmente foi desenvolvido no final do Brasiliano (LAUX & LINDENMAYER, 2000). De contrapartida, a presença de um corpo intrusivo e de zonas de alteração hidrotermal pervasivas nunca foi identificada. A alteração hidrotermal nas Minas do Camaquã é subordinada e expressa sob forma de cloritização, silicificação, sericitização, argilização e sulfetação.

4.3.2.2 Modelo Epitermal

Depósitos epitermais, por definição, são formados sob temperaturas relativamente baixas e em ambientes próximos à superfície, a partir de sistemas hidrotermais normalmente dentro de 1,5 km a superfície da terra, na forma de veios ou disseminações (BIONDI, 2003). Geralmente estão associados com vulcanismo continental ou magmatismo e possuem dois tipos principais, a depender da mineralogia de alteração presente: depósitos epitermais de alta sulfetação e de baixa sulfetação (Figura 7) (BIONDI, 2003).

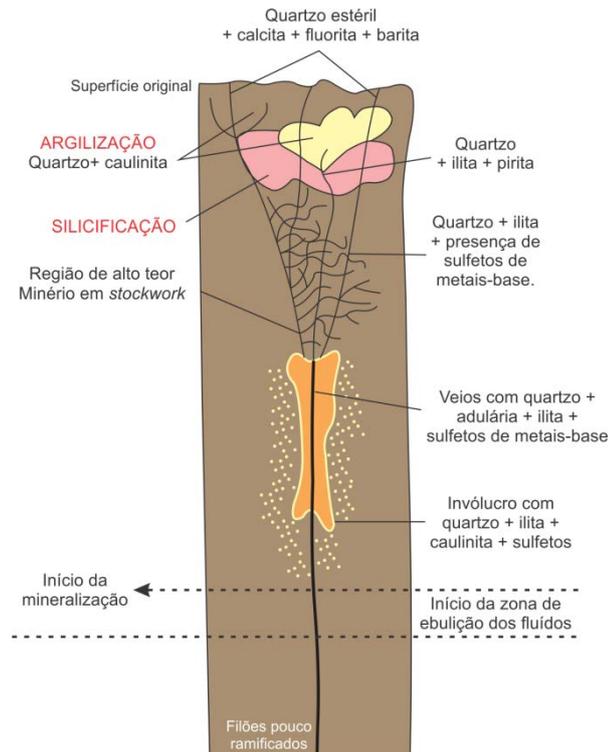


Figura 7. Esquema geral de depósitos epitermais de alta e baixa sulfetação (Modificado de BIONDI, 2003).

Depósitos epitermais de alta sulfetação ocorrem próximos ou dentro do aparelho vulcânico. Os fluidos ácidos e oxigenados envolvidos com a mineralização são derivados diretamente do magma, com pouca influência da água meteórica em suas composições (ROOB, 2005). As alterações e as paragêneses desses depósitos, associadas à presença comum de cobre nos minérios e de encaixantes porfiríticas, indicam a associação frequente (e a transição) desse tipo de depósito para os depósitos apicais disseminados do tipo pórfiro (BIONDI, 2003). Em posições perto do corpo mineralizado, ocorrem minérios silicosos vesiculares associados a caulinita/dickita e alunita, argilominerais e minérios típicos como enargita, calcopirita, covelita, ouro livre e teluretos (BIONDI, 2003).

Os fluidos dos depósitos epitermais de baixa sulfetação, de contrapartida, são caracterizados por forte contribuição de águas meteóricas, embora ocorra com frequência a mistura deste com fluidos magmáticos. Estes depósitos são formados em locais afastados do foco vulcânico e a partir de fluidos neutros a alcalinos, de baixa salinidade (ROOB, 2005). A partir destes, são formados depósitos filoneanos ou venulares com encaixantes argilizadas, com ganga representada por quartzo, calcedônia, calcita, adularia, sericita e carbonatos (BIONDI, 2003).

Em um mesmo distrito, são comuns depósitos encaixados com litologias diferentes, com sistemas hidrotermais individualizados, associados a intrusões alojadas em situações estruturais e topográficas distintas (BIONDI, 2003).

O modelo epitermal proposto para as Minas do Camaquã (RS) na fase de exaustão de minério foi suportado pelo claro controle estrutural da mineralização de cobre, hospedada em veios discordantes e *stockworks*, aliado à faixa de temperaturas moderadas e pela baixa salinidade dos fluídos mineralizantes (LAUX *et al.*, 2005). De contrapartida, a paragênese mineral complexa típica de depósitos epitermais, padrões de alteração típicos e ambiente tectônico favorável não são observados no minério das Minas do Camaquã (LAUX & LINDENMAYER, 2000, LAUX *et al.*, 2005).

4.3.3 Considerações acerca do modelo genético

Mineralizações de Cu (Au) e de outros metais básicos estão distribuídas em diferentes níveis estratigráficos em toda Bacia do Camaquã e em diferentes litotipos do embasamento metamórfico, representado pelo ESRG. Com esta ampla gama de contextos geológicos e metalogenéticos distintos, é de se esperar que esta região tenha sido palco de diversos e distintos eventos mineralizantes, de diferentes gêneses. Apesar de não ter sido descrito uma fonte ígnea responsável pela mineralização magmática-hidrotermal/epitermal das Minas do Camaquã ou outros depósitos e ocorrências minerais, é indiscutível o fato da região estar localizada ao redor de diversos granitos brasileiros, como os granitos Lavras, São Sepé e Caçapava. Além disso, é necessário considerar uma possível contribuição das rochas magmáticas da própria bacia na gênese das diversas mineralizações.

O trabalho de Remus *et al.* (2000) discute a relação entre a mineralização de cobre em rochas do embasamento (sequência vulcanossedimentar metamorfizada) e o granito Caçapava, além da relação entre a mineralização dos depósitos das Minas do Camaquã e Santa Maria e as rochas do embasamento. Ocorrências em que o cobre está hospedado nas rochas da sequência vulcanossedimentar – como de Andradas, Santa Bárbara e Ciocari – mostram gênese ligada a uma fonte sedimentar com clara contribuição de uma fonte magmática. Os autores também concluem que as rochas do embasamento não poderiam ter sido a principal fonte para os depósitos das Minas do Camaquã e Santa Maria, mas não discutem a relação com o Granito Caçapava.

Para o depósito das Minas do Camaquã ainda carecem estudos profundos que investiguem a relação entre a mineralização e os granitoides presentes na região. A partir das características estratigráficas, geoquímicas e isotópicas, Laux *et al.* (2005) propõe origem hidrotermal-epitermal ou, alternativamente, hidrotermal-magmática distal para as Minas do Camaquã. Até o advento de estudos mais profundos, este parece ser o modelo metalogenético mais consistente para esta região.

5. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

A área de estudos está geologicamente inserida na porção norte da Bacia do Camaquã, próximo de seu contato com o embasamento metamórfico. A região apresenta exposições rochosas do Complexo Metamórfico Vacacaí, Grupo Cerro do Bugio (Formação Acampamento Velho) e Grupo Maricá (Figura 8). A ocorrência cuprífera do Capão Grande está alojada nas rochas pertencentes à Formação Passo da Promessa, unidade basal do Grupo Maricá e da Bacia do Camaquã.

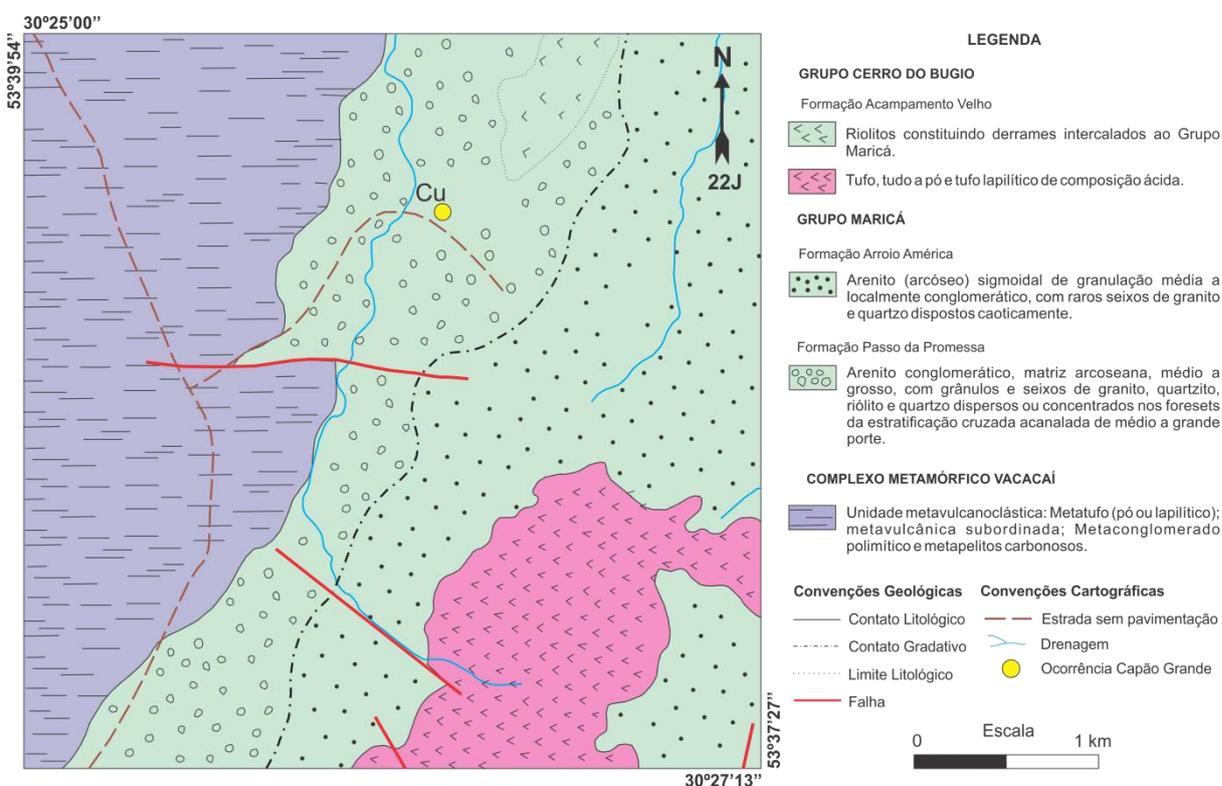


Figura 8. Mapa geológico da área de estudos (Modificado de PORCHER *et al.*, 1995).

5.1. Embasamento Metamórfico

Nos arredores da ocorrência Capão Grande, o embasamento é composto pelas rochas da Sequência Campestre do Complexo Metamórfico Vacacaí. Esta sequência engloba ampla associação de rochas vulcanoclásticas (metatufos finos e grosseiros, metatufos a cristal, metatufos lapilíticos, metaglomerados, metacherts e rochas metavulcânicas), rochas epiclásticas (metarenitos, metargilitos e metaconglomerados associados a litotipos metavulcanoclásticos) e rochas químicas (SOARES, 2001).

Na estrada não pavimentada que permite acesso à ocorrência do Capão Grande, foi identificado um litotipo pertencente à unidade metavulcanossedimentar do Complexo Metamórfico Vacacaí. Consiste em quartzito creme-amarelado/amarelo-alaranjado de granulação fina, textura aparentemente granoblástica e estrutura foliada (Figura 9 A). Intercalações com metapelitos é relativamente comum, com ambos os litotipos marcados por feições de metamorfismo de baixo grau.

Os quartzitos do Complexo Vacacaí na região de estudo apresentam foliação dominante NE-SW, com mergulho de aproximadamente 25° para NW. As rochas são caracterizadas por intenso fraturamento, com as principais famílias de fraturas preenchidas consistentemente por veios de quartzo (Figura 9 B).

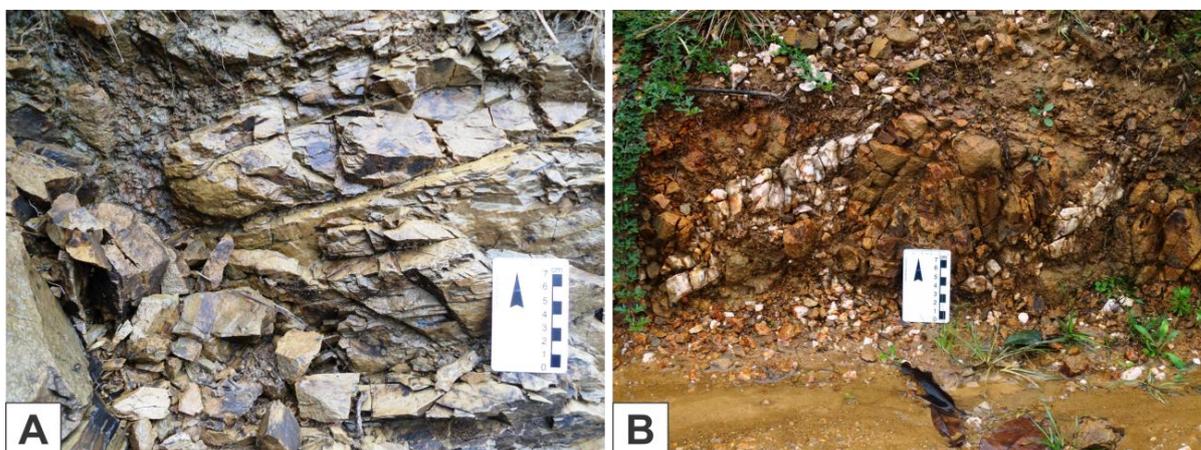


Figura 9. Quartzitos de baixo grau pertencentes à unidade metassedimentar do Complexo Metamórfico Vacacaí (A), com abundantes veios que quartzo dispostos nos planos de fraqueza (B).

5.2. Grupo Maricá – Formação Passo da Promessa

A Formação Passo da Promessa ocorre limitada na base por meio de não-conformidade com as rochas do Complexo Metamórfico Vacacaí. Na região de estudos, esta unidade é composta por metarenitos marrom-avermelhados/amarelo-esbranquiçados médios a grossos, por vezes conglomeráticos, mal selecionados, com grãos angulosos a subangulosos, frequentemente com seixos angulosos (Figura 10 A) a arredondados (Figura 10 B) de quartzo, granitos, rochas metamórficas e sedimentares dispersos e com baixo conteúdo de matriz siltosa ou argilosa.

Estruturas geopetais estão frequentemente presentes, representadas por estratificações cruzadas acanaladas assintóticas de porte métrico a decamétrico (Figura 11 A e B). É comum

a associação com camadas finas de pelitos, de modo a constituir finas intercalações entre camadas claras (pelitos) e escuras (arenitos), em geometria tabular (Figura 12 A e B).

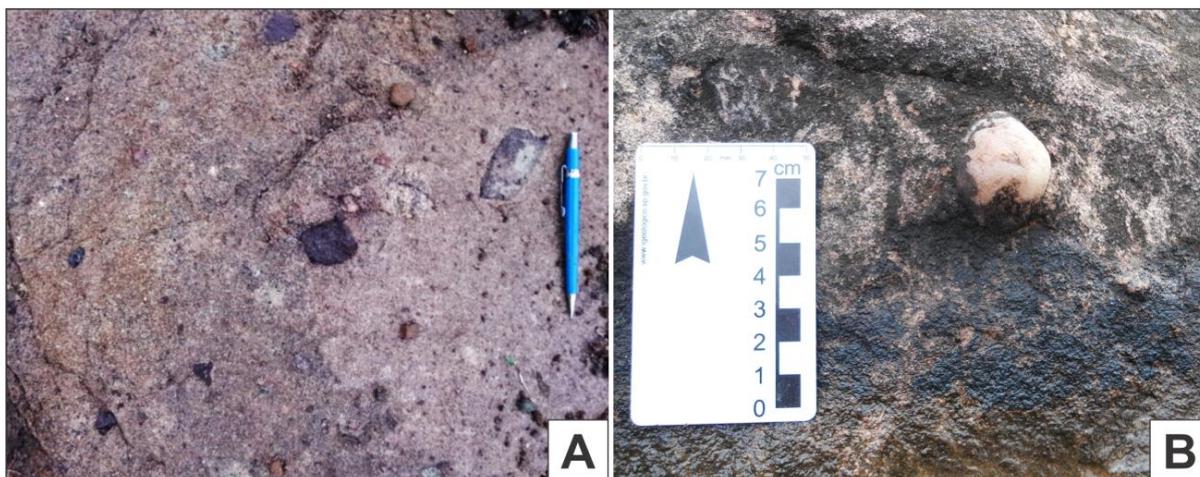


Figura 10. Seixos de rochas angulosos (A) e seixos de quartzo subarredondados (B) dispersos nos metarenitos.

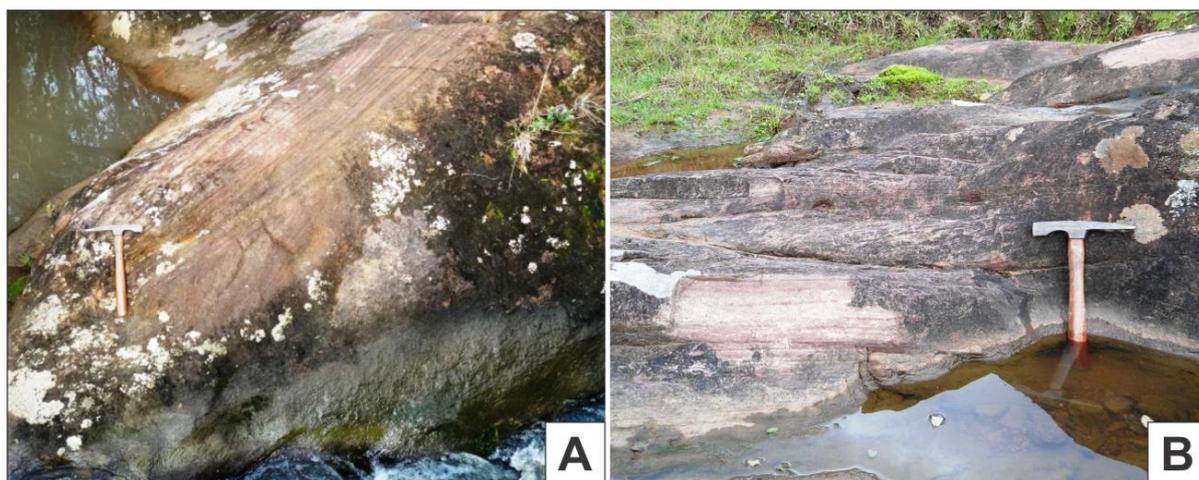


Figura 11. Estratificação cruzada acanalada assintótica de porte métrico-decimétrico nos metarenitos (A, B).

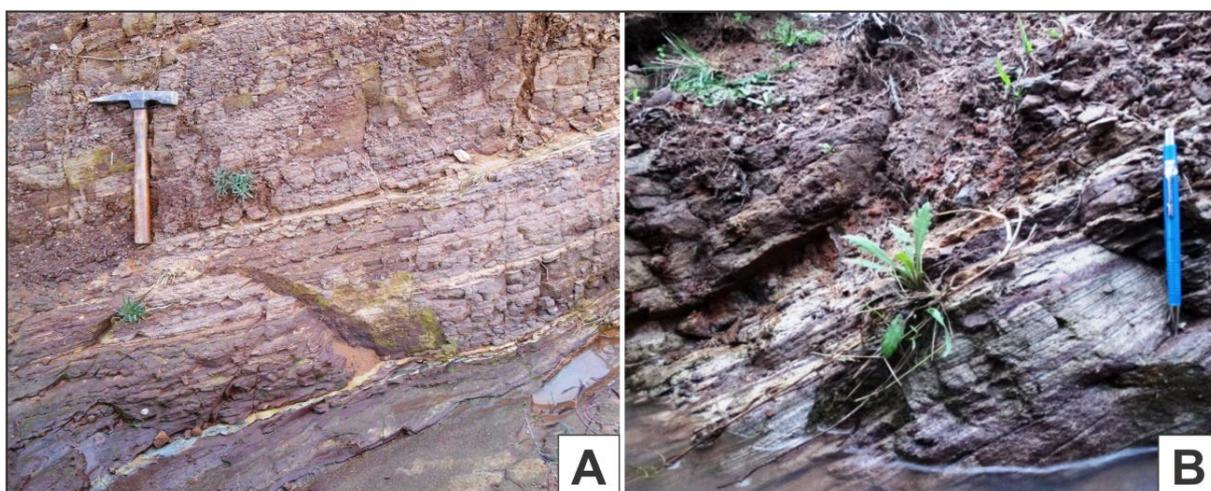


Figura 12. Metarenito médio a grosso com finas intercalações de metapelitos (A, B).

A ocorrência do Capão Grande está alojada em metarenito da Formação Passo da Promessa intensamente silicificado, de granulação média, marrom-avermelhado, aparentemente sem estrutura sedimentar preservada e altamente fraturado. Os indícios de mineralização são expressos pela presença abundante de malaquita ($\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})$) e azurita ($\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$), ambos minérios de cobre supergênicos que ocorrem sob a forma de impregnações nos planos de fraqueza da rocha (acamamento ou fraturas) (figura 13 A) ou de disseminações (matriz da rocha) (Figura 13 B).

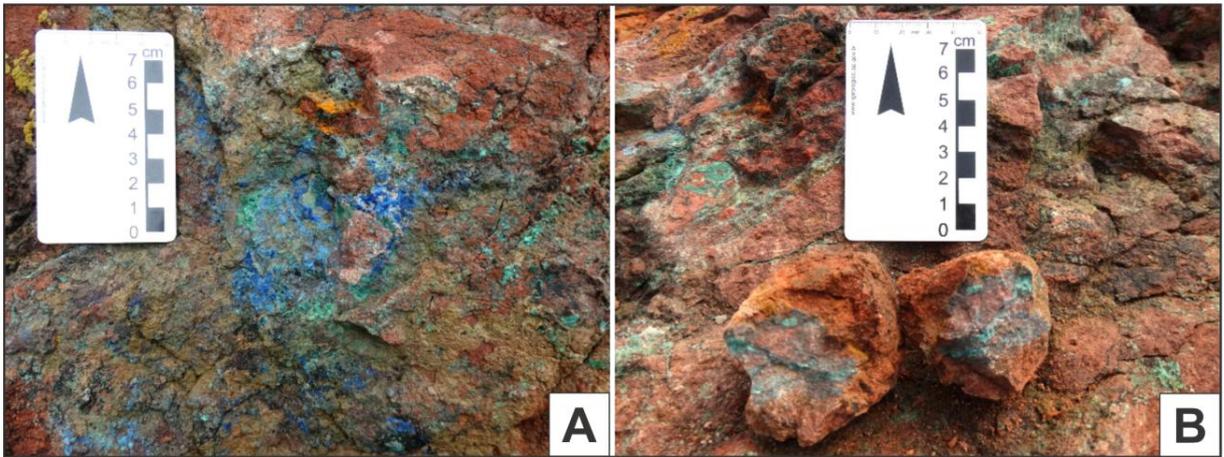


Figura 13. Carbonatos de cobre (malaquita e azurita) presentes sob a forma de impregnações nos planos de fraqueza do metarenito (A) ou de disseminações (B).

Em campo, afloramento da ocorrência mineral apresenta exposição única em meio a um extenso pasto (Figura 14), possivelmente devido a intensa silicificação da rocha que ocorre exclusivamente neste local. Demais afloramentos do metarenito da Formação Passo da Promessa foram observados principalmente nas margens de drenagens, entretanto sem indícios de mineralização.



Figura 14. Posição da ocorrência mineral na paisagem.

Segundo os dados obtidos de acamamento sedimentar, nos arredores da ocorrência mineral a rocha possui a orientação preferencial de NNE-SSW a NE-SW. A oeste da mesma, o mergulho é de aproximadamente 50° para NW; A leste, o mergulho é de aproximadamente 20° para o rumo SE (Figura 15). Estes dados indicam a presença de estruturas locais, que possivelmente podem ter influenciado os eventos de mineralização. Além disto, os metarenitos exibem intenso fraturamento em todos os afloramentos descritos, mas com maior intensidade na área da ocorrência mineral.

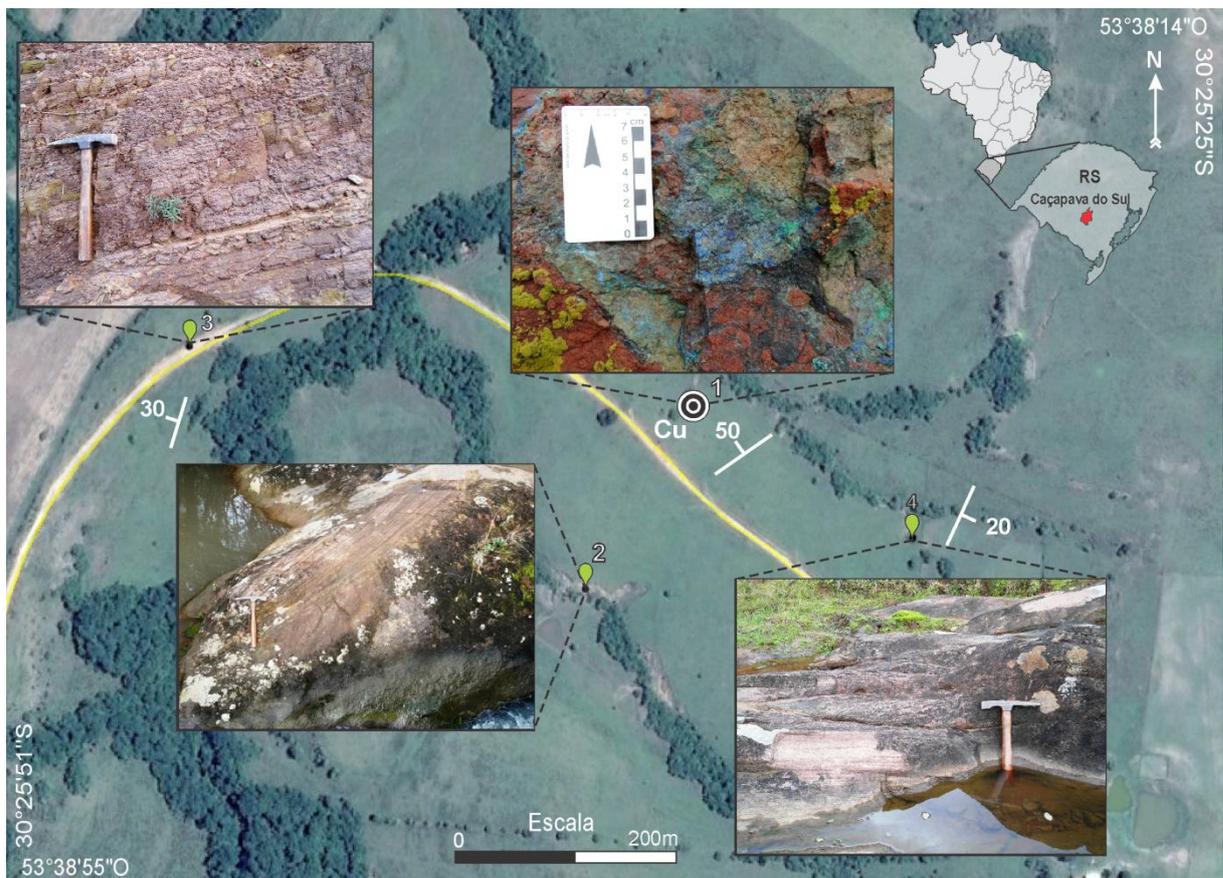


Figura 15. Imagem da região de estudos (Google Earth, 2014) com a localização dos principais afloramentos estudados e medidas estruturais de acamamento dos metarenitos.

6. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

6.1. Generalidades

A grande maioria dos depósitos conhecidos no contexto brasileiro foi descoberta por meio de prospecção geoquímica e detalhamento geológico de superfície. Este conjunto de ferramentas demonstra há várias décadas seu potencial na detecção de anomalias de elementos químicos e feições geológicas relacionadas direta ou indiretamente a depósitos minerais. A ação implacável dos agentes de intemperismo em ambientes tropicais possibilitam a liberação e dispersão de grande parte dos elementos químicos associados a acumulações minerais econômicas.

Contudo, a descoberta de depósitos de alta tonelagem e baixo volume é cada vez mais escassa por meio deste conjunto de procedimentos, além de descobertas crescentemente mais distantes dos centros urbanos, algo que encarece ou mesmo inviabiliza a lavra de depósitos eventualmente descobertos.

As perspectivas atuais e futuras na prospecção e pesquisa mineral devem considerar depósitos profundos, ou seja, não susceptíveis a ação de processos intempéricos, onde a prospecção geoquímica convencional é ineficaz.

Este cenário é favorável ao uso crescente de métodos geofísicos, como ferramenta fundamental em qualquer projeto de prospecção e pesquisa mineral, sempre aliado e como guia para amostragem e quantificação analítica por geoquímica em amostras de solo, rocha e água.

A geofísica é uma ciência que utiliza os princípios físicos ao estudo da Terra através de medições em sua superfície ou próximo a ela que são influenciadas pela distribuição interna das propriedades físicas da Terra (KEAREY *et al.*, 2002). Consiste num conjunto de métodos indiretos e não evasivos, aplicáveis a uma grande variedade de escalas e que apresentam a possibilidade de obtenção de informações geológicas a grandes profundidades. Levantamentos geofísicos são intensamente empregados em diversas áreas da geologia, como petróleo, hidrogeologia, geologia ambiental, geotecnia, pesquisa mineral, dentre outras.

Ademais, o emprego desta ferramenta indireta também é altamente vantajoso por possibilitar aquisição de dados independentemente de exposições rochosas ou descrições de testemunhos de sondagem, proporcionar rapidez e elevado custo-benefício em etapas preliminares ou no detalhamento de ocorrências minerais. Na exploração de recursos em

subsuperfície, os métodos geofísicos são capazes de detectar e delinear características locais de interesse potencial que não poderiam ser descobertas por nenhum programa de perfuração realista (KEAREY *et al.*, 2002).

Contudo, as grandes ambiguidades e incertezas na interpretação de dados geofísicos são quase inevitáveis. Além de gerar somente dados puramente qualitativos, nem sempre o parâmetro físico está diretamente associado ao corpo de minério, por exemplo. Para decifrar esta questão, é necessário um amplo conhecimento de metalogênese por parte do interprete.

De modo a contornar estas limitações e obter interpretações mais fiéis e próximas à realidade, outros métodos de pesquisa que possam complementar as informações obtidas pela geofísica devem ser considerados em campanhas de pesquisa mineral, como a geologia de superfície e campanhas de geoquímica.

Dentre os principais métodos geofísicos de prospecção em detalhe, merecem destaque os métodos elétricos e eletromagnéticos, fundamentados na propagação e interação de campos elétricos e eletromagnéticos com os materiais geológicos.

Os métodos da eletrorresistividade (ER) e da polarização induzida (IP) são particularmente relevantes na pesquisa de sulfetos, muito utilizados devido ao grande contraste de propriedades físicas entre a rocha hospedeira e as zonas mineralizadas, ou seja, baixa resistividade e elevada polarizabilidade dos sulfetos, principalmente no caso de metais disseminados. O uso em conjunto destes métodos reduz sobremaneira a ambiguidade na interpretação dos dados geofísicos.

Neste capítulo, serão apresentados de forma sucinta os conceitos teóricos básicos dos métodos elétricos, com ênfase aos princípios e fundamentos da eletrorresistividade e polarização induzida.

6.2. Eletrorresistividade

O método de eletrorresistividade é baseado na introdução de corrente elétrica artificial no solo por meio de aterramento galvânico, que gera uma diferença de potencial (*ddp*) passível de ser medida. Geralmente é utilizado no estudo de descontinuidades horizontais e verticais das propriedades elétricas dos materiais em subsuperfície e também na detecção de corpos tridimensionais de resistividades elétricas contrastantes (KEAREY *et al.*, 2002).

Na física, a resistividade elétrica (ρ) é abordada como a medida da dificuldade que a corrente elétrica encontra na sua passagem em um determinado material ou, ainda, como a

resistência em ohms entre as faces opostas de um cilindro unitário. O método da eletrorresistividade é baseado em um circuito elétrico simples, no qual o meio físico de subsuperfície age como um resistor.

A lei de ohm estabelece a relação, instituída de forma empírica, entre a resistência elétrica de um determinado material (r), a corrente elétrica que flui pelo mesmo (i) e a ddp (ΔV) (HALLIDAY *et al.*, 1993), onde:

$$\Delta V = ir \text{ ou } r = \frac{\Delta V}{i} \quad (\text{Equação 1})$$

A unidade para diferença de potencial é expressa por *volt*, para corrente é ampere e para resistência é ohm. Então,

$$1 \text{ volt} = 1 \text{ ampere} \times 1 \text{ ohm}$$

Esta lei afirma, portanto, que a corrente que flui através de um dispositivo é diretamente proporcional à diferença de potencial aplicada ao dispositivo e inversamente proporcional à resistência do material. Um dispositivo condutor obedece a esta lei quando sua resistência é independente do valor e da polaridade da diferença de potencial aplicada e da temperatura (HALLIDAY *et al.*, 1993).

Suponha um cilindro condutor de comprimento L e área de seção transversal A , com passagem de corrente elétrica por distribuição de cargas uniformes que se movem ao longo de trajetos paralelos de uma extremidade para a outra (Figura 16) (ROBINSON, 1988).

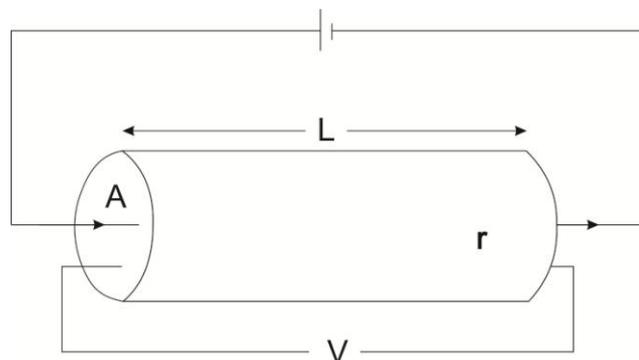


Figura 16. Parâmetros utilizados na definição de resistividade (KEAREY *et al.*, 2002).

Em termos matemáticos, a resistividade ρ é descrita em termos da resistência r apresentada pelo cilindro, a área de seção transversal A ao longo da qual as cargas estão uniformemente distribuídas e o comprimento L , que expressa a trajetória seguida pela carga (Equação 2).

$$\rho = \frac{rA}{L} \quad (\text{Equação 2})$$

Se a área A for em metros quadrados, L em metros e r em ohms, a unidade da resistividade ρ será ohms x metro ($\Omega.m$).

A corrente elétrica no meio físico é estabelecido a partir da diferença de potencial entre duas extremidades (Figura 17). Em um modelo de subsuperfície homogêneo e isotrópico, o potencial elétrico diminui radialmente conforme a distância da fonte pontual, de modo a constituir superfícies semi-esféricas concêntricas com o mesmo valor de potencial. As linhas de fluxo de carga elétrica são estabelecidas em direções perpendiculares às superfícies equipotenciais, no sentido do maior para o menor potencial elétrico (ROBINSON, 1988).

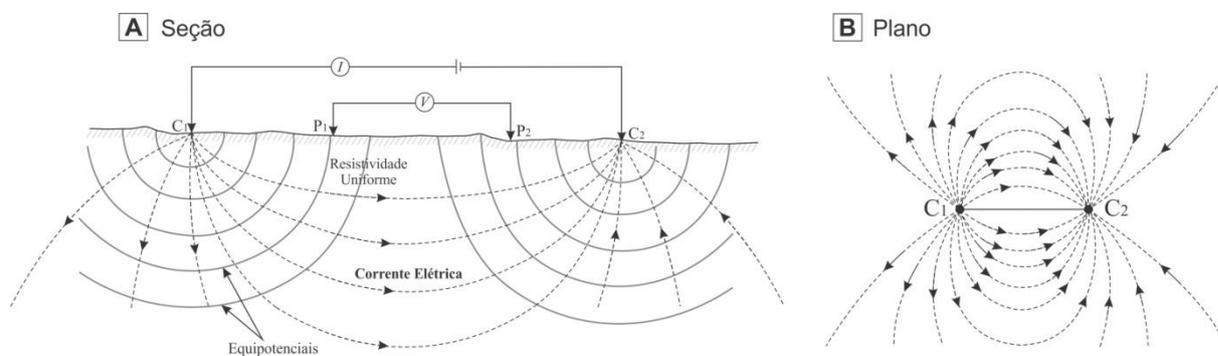


Figura 17. Distribuição das linhas equipotenciais e corrente elétrica em modelo de subsuperfície homogêneo e isotrópico, visto em perfil (A) e em planta (B) (Modificado de MUSSET & KHAN, 2000).

Em uma rara situação que o meio a ser trabalhado é homogêneo e isotrópico, o valor de resistividade obtido corresponderá, de fato, a resistividade verdadeira do meio. Entretanto, materiais geológicos são em sua maioria heterogêneos e anisotrópicos e, desse modo, apresentam resistividades contrastantes em meios estratificados que podem causar perturbações nas superfícies equipotenciais.

Neste contexto, o valor medido não define a distribuição real das resistividades, mas um conjunto da interferência das resistividades dos diversos componentes geológicos do meio

físico subsuperficial. O parâmetro obtido em função das heterogeneidades intrínsecas do meio geológico representa uma média ponderada das resistividades de cada um dos materiais presentes entre as equipotenciais medidas (ROBINSON, 1988), e é denominado de resistividade aparente (ρ_a). Este parâmetro pode ser calculado através da seguinte equação:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{i} \quad (\text{Equação 3})$$

Onde o fator K depende exclusivamente da disposição geométrica dos eletrodos de corrente (C_1 e C_2) e potencial (P_1 e P_2) ou, em outras palavras, do conjunto total de espaçamentos dos eletrodos. Este fator geométrico pode ser obtido por:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{C_1 P_1} - \frac{1}{C_2 P_1} - \frac{1}{C_1 P_2} + \frac{1}{C_2 P_2} \right)^{-1} \quad (\text{Equação 4})$$

As resultantes de potencial elétrico em cada eletrodo de potencial (P_1 e P_2) utilizadas para calcular a ddp são obtidas em função da distância dos eletrodos de potencial em relação aos eletrodos de corrente C_1 e C_2 , conforme a posição da superfície equipotencial em que estejam. O fator K relaciona todas as posições relativas dos eletrodos à resultante de ddp final nos eletrodos de potencial P_1 e P_2 , que será convertida em resistividade elétrica (Equação 3).

Em solos e rochas, os mecanismos pelos quais a corrente elétrica se propaga são caracterizados pela sua condutividade σ , que numericamente pode ser expressa como o inverso da resistividade (HALLIDAY *et al.*, 1993). Então,

$$\sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{L}{rA} = \frac{\left(\frac{i}{A}\right)}{\left(\frac{V}{L}\right)} = \frac{J}{E} \quad (\text{Equação 5})$$

Onde J é a densidade de corrente (em A/m^2) e E o campo elétrico (em V/m).

6.2.1. Condução de corrente elétrica nos materiais geológicos

A condução de corrente elétrica pode ser definida como a movimentação de partículas carregadas (elétrons e íons) através dos materiais. Em substâncias condutoras, os elétrons mais externos se movem com facilidade por estarem fracamente ligados aos átomos (HALLIDAY *et al.*, 1993). No caso de muitos sulfetos metálicos, existem elétrons disponíveis para condução eletrônica com energia de ativação bastante baixa e, portanto, podem ser considerados bem próximos de um condutor como um metal (TELFORD, 1990, WARD, 1990). Por outro lado, substâncias em que nenhuma carga pode se mover livremente são denominadas isolantes, como os silicatos.

Os dois principais processos que condicionam a resistividade elétrica em solo e rocha são os de condutividade eletrolítica (ou iônica) e eletrônica (Figura 18).

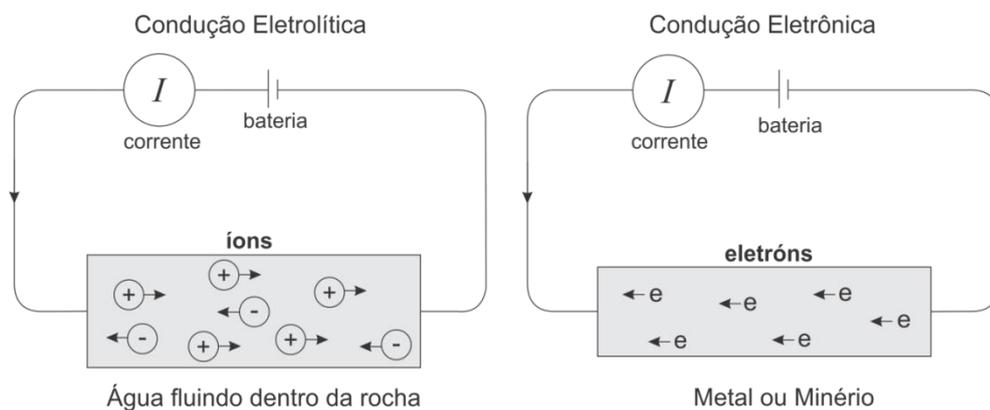


Figura 18. Condução de eletricidade em rochas e metais (MUSSET & KHAN, 2000).

A condução eletrolítica ou iônica ocorre com o deslocamento dos íons dissolvidos nas águas contidas nos poros, sedimentos inconsolidados ou fissuras das rochas. Uma vez que a maior parte dos minerais formadores de rochas é isolante, a corrente elétrica é conduzida através da rocha principalmente pela passagem de íons nas águas dos poros. Assim, a maior parte das rochas conduz eletricidade por processos eletrolíticos em detrimento aos processos eletrônicos (KEAREY *et al.*, 2002).

A condução eletrônica ocorre através do transporte de elétrons livres na matriz da rocha, que geralmente possuem velocidade média elevada (cerca de $1,6 \times 10^6 \text{ ms}^{-1}$ no cobre). Eles colidem com os átomos do metal – que ocupam posições fixas na rede cristalina – e saltam para direções aleatórias. Quando o campo elétrico é aplicado, os elétrons adquirem velocidade comum de modo que eles se movem a uma velocidade muito menor na direção do

campo (cerca de $4 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ no cobre). A resistividade é determinada pelo tempo médio livre entre as colisões. Se o arranjo atômico possibilitar colisões frequentes, a resistividade é alta; caso haja um tempo livre médio longo entre as colisões, a resistividade é baixa (LOWRIE, 2007). A resistividade é, portanto, controlada pelo modo de agregação dos minerais e o grau de impurezas.

A condução eletrônica é típica de metais naturais e minerais de minério metálicos, que tendem a serem bons condutores por conterem quantidade considerável de elétrons disponíveis que passam de um átomo a outro com grande facilidade (KELLER & FRISHKNECHT, 1970).

O contraste de resistividade no meio geológico é obtido através da distorção de campo elétrico, geralmente causado pela porosidade, permeabilidade e pela composição e quantidade de água interporos contida na rocha. A precipitação de minerais como carbonatos e quartzo em qualquer rocha irão diminuir a porosidade e conseqüentemente aumentar sua resistividade (WARD, 1990).

Produtos da ação de processos hidrotermais, responsáveis pela gênese de diversos depósitos de sulfetos disseminados, resultam na formação de zonas de argilização, silicificação, além de falhas e cisalhamentos que podem ser preenchidos por diversos minerais, num conjunto que resulta em grandes contrastes de parâmetros físicos (WARD, 1990).

Alguns minerais como a grafita, óxidos e sulfetos, são excelentes condutores de elétrons, caracterizados pela redução da resistividade das rochas quando presentes em quantidades significativas (MILSOM, 2006). Contrastes detectáveis geralmente surgem quando um condutor elétrico, como um depósito metálico, reside em rochas resistivas, como as silicáticas de modo geral (LOWRIE, 2007).

6.3. Polarização Induzida

O método da polarização induzida (IP) analisa a intensidade do fenômeno de polarização elétrica que ocorre em determinadas circunstâncias na natureza, quando uma corrente é aplicada ao meio físico subsuperficial.

Originalmente desenvolvido para a pesquisa de minerais metálicos, este método é baseado na habilidade destes minerais em acumular carga em uma rocha de condutividade

muito baixa e nas diferenças de concentrações e mobilidade de íons nos fluidos dos poros, que variam localmente no terreno (KNODEL *et al.*, 2007).

O efeito de polarização surge a partir da presença de partículas condutoras (como minerais metálicos disseminados) que armazenam energia química de um eletrólito para um metal condutor e vice-versa devido à passagem de corrente. Em outras palavras, quando a corrente elétrica propaga em subsuperfície, o excesso e deficiência de íons ocorrem em superfícies opostas dos grãos metálicos, de modo a gerar a polarização do meio.

No momento em que a corrente elétrica é desligada, as partículas que ficaram acumuladas em polos distintos iniciam a movimentação de retorno ao seu estado original e, conseqüentemente, geram uma corrente residual mínima capaz de produzir uma tensão na ordem de mV.

O método da polarização induzida foi inicialmente desenvolvido para pesquisa de sulfetos disseminados, uma vez que estes atuam como um conjunto de capacitores elétricos carregados durante o trânsito de corrente elétrica. Quando cessado, o equipamento geofísico mede em superfície a descarga do potencial elétrico acumulado (LOWRIE, 2007).

6.3.1 Mecanismos de Polarização

Quando a corrente inicialmente injetada no ambiente geológico é interrompida, a tensão entre os eletrodos de potencial não cai imediatamente para zero (Figura 19 A). Depois de uma queda abrupta inicial, uma fração ou tensão residual decai lentamente durante até alguns segundos (Figura 19 B). Em contrapartida, quando a corrente é ligada, o potencial aumenta repentinamente no início e depois, gradualmente, se aproxima do valor máximo ou do estado estacionário.

O decaimento lento após o corte de corrente é atribuído ao fenômeno de polarização eletrolítica ou eletrônica (Figura 20). A polarização eletrolítica é expressiva em rochas que contêm uma pequena porcentagem de argilominerais distribuídos na matriz. Na ausência de fluxo de carga elétrica, os argilominerais são naturalmente polarizados devido à superfície externa eletronegativamente carregada, passível de ser submetida a um acúmulo de cátions. Assim sendo, quando a corrente elétrica é injetada no meio subsuperficial, os íons são movidos em direções opostas. Com a cessação da mesma, os cátions tendem a retornar a sua posição original e, assim, produzir uma corrente residual.

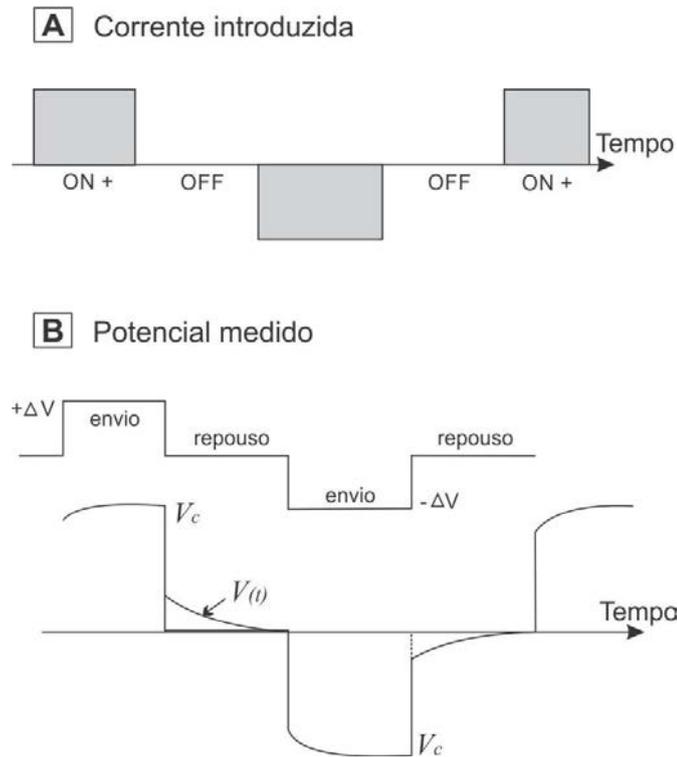


Figura 19. Decaimento do potencial relacionado ao efeito de polarização após a interrupção da corrente primária (LOWRIE, 2007).

A polarização metálica, eletrônica ou de eletrodo (Figura 20) é um fenômeno que surge em metais ou minerais metálicos em que o processo de condução da corrente ocorre através de elétrons (LOWRIE, 2007). No contexto deste trabalho, o mecanismo de polarização eletrônica passa a ser mais representativo devido a potencial presença de sulfetos metálicos e baixo conteúdo de argilominerais da rocha encaixante.

Em rochas, a corrente é conduzida por meio de íons positivos e negativos que se deslocam através da água interporo. Quando um canal é bloqueado por um grão que é isolante, nenhuma corrente pode fluir através dele; entretanto, caso o grão seja condutor, elétrons podem passar e cátions não (MUSSET & KHAN, 2000). Os elétrons do metal são concentrados em uma face do metal devido a atração para os cátions em solução e repelidos pelos ânions na face oposta.

A carga armazenada na superfície do grão o transforma em uma espécie de capacitor, e um adicional de carga é armazenado. A tensão associada com adicional de energia armazenado devido ao rearranjo das cargas é denominada de sobretensão (*overvoltage*).

Quando a corrente é desligada, estas cargas dispersam lentamente através dos poros para voltar ao equilíbrio inicial e, como resultado, a diferença de potencial acumulada na interface decai gradualmente e o efeito IP surge (MUSSET & KHAN, 2000).

Como supracitado, sulfetos e óxidos contribuem para o efeito de polarização eletrônica de forma mais pronunciada quando o mineral 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). A cargabilidade é proporcional ao total de carga acumulada no terreno, que pode ser relacionado com a concentração de minerais disseminados nas vizinhanças do arranjo de eletrodos (MUSSET & KHAN, 2000).

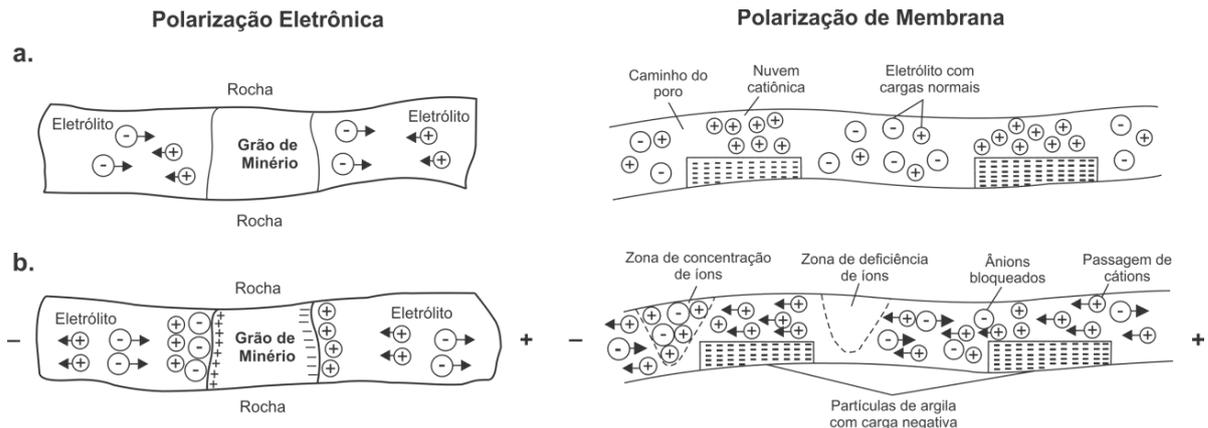


Figura 20. Polarização eletrônica e de Membrana. Comportamento das cargas antes da aplicação do potencial elétrico (a) e após a aplicação deste potencial (b) (modificado de TELFORD *et al.*, 1990, WARD, 1990).

6.3.2 Medição da Polarização

A intensidade do fenômeno de polarização elétrica é definida segundo o parâmetro cargabilidade (M), obtido através da variação de tensão (ddp) em função do tempo ou da frequência, denominados, respectivamente, de IP-domínio do tempo e IP-domínio da frequência (KEAREY *et al.*, 2002). No IP-domínio do tempo, utilizado neste trabalho, a cargabilidade é dada pela amplitude integrada da curva de decaimento normalizada numa relação entre tensão aplicada e tensão residual (SEIDEL & LANGE, 2007).

A medição da ddp no domínio do tempo é obtida pela razão entre a tensão máxima originada apenas pela corrente residual com o desligamento da corrente e a tensão estável, quando a corrente está ligada. Neste caso, a cargabilidade é expressa em mV/V , uma vez que a tensão de polarização é da ordem de mil vezes menor do que a tensão medida para a corrente contínua (V_C).

A corrente elétrica permanece desligada pelo mesmo intervalo de tempo que o mesmo foi transmitido. Quando a corrente é cessada, a tensão é imediatamente reduzida e, em

seguida, sua queda obedece a uma curva de decaimento expressa em forma gráfica (Figura 21). Conforme ocorre a dissipação de cargas, são medidos os valores de diferença de potencial durante uma série de intervalos separados ($V(t_1), V(t_2), V(t_3)...$). A integral da série de intervalos resulta na cargabilidade (M), que é expressa em tempo (milissegundos) ou tensão (mV/V) (Equação 6).

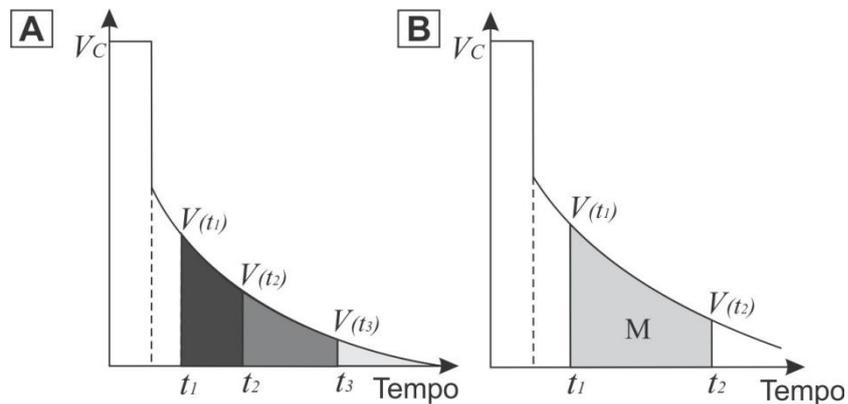


Figura 21. Curva de decaimento obtida através dos valores de ddp medidos em uma série de intervalos (A), cuja integral resulta a cargabilidade (B).

$$M_{t_i t_{i+1}} = \frac{1}{V_0 (t_{i+1} - t_i)} \int_{t_i}^{t_{i+1}} V(t) dt \quad (\text{Equação 6})$$

Para realizar a medição das tensões nos tempo t_1 e t_2 , é estabelecido um tempo 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. O *delay time* é necessário para que a tensão da FEM seja mínima e a interferência na medição seja mínima ou nula.

6.4. Técnicas e Arranjos

As técnicas de investigação são o suporte prático para o desenvolvimento do levantamento geofísico em campo, aplicadas com vista ao estudo das variações dos parâmetros físicos obtidos dos materiais geológicos (BRAGA, 2006). Os dois principais procedimentos para levantamentos de resistividade/cargabilidade são a sondagem elétrica

vertical (*vertical electrical sounding*) e imageamento elétrico (*electrical profiling*), utilizado neste trabalho.

O imageamento elétrico resulta em modelagem bidimensional da superfície, onde são consideradas as mudanças do parâmetro medido tanto na direção vertical como horizontal (LOKE, 2000). Uma série de medidas é obtida através do movimento progressivo do arranjo de eletrodos a partir de um lugar para outro ao longo de um perfil (ROBINSON, 1988, MUSSET & KHAN, 2000, KEAREY *et al.*, 2002).

Os resultados obtidos no imageamento elétrico podem ser expressos por meio de mapas (a uma ou mais profundidades determinadas), ou de seções contendo várias profundidades de investigação. Quanto maior o espaçamento utilizado entre os eletrodos, maior a profundidade de investigação.

Diante da semelhança dos procedimentos de aquisição de dados de eletrorresistividade e polarização induzida, ambos são realizados concomitantemente. O requisito fundamental para aquisição de medidas de resistividade/cargabilidade da subsuperfície é a introdução de corrente elétrica no solo através de um par de eletrodos de corrente (C_1 e C_2) e medição da tensão (ddp) através dos eletrodos de potencial (P_1 e P_2). A corrente é levada a fluir ao longo dos trajetos que conduzem da fonte ao receptor pela diferença de potencial estabelecida entre os eletrodos de corrente e potencial.

No caso dos arranjos Wenner e Schlumberger, os eletrodos de corrente são posicionados nas extremidades e os de potencial inseridos no espaço entre os dois primeiros, todos dispostos de maneira retilínea na superfície (Figura 22).

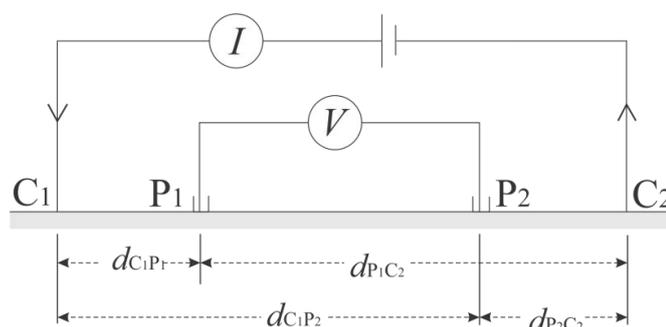


Figura 22. Configuração geral de quatro eletrodos para medidas de resistividade, que consiste em um par de eletrodos de corrente (C_1 e C_2) e um par de eletrodos de potencial (P_1 e P_2) (LOWRIE, 2007).

As configurações mais usadas no contexto brasileiro são os arranjos Wenner e Schlumberger para sondagem elétrica vertical (SEV) e Dipolo-Dipolo para a técnica de

imageamento elétrico (Figura 23). Nestas diversas configurações, os quatro eletrodos são colineares, mas suas geometrias e espaçamentos são diferentes (LOWRIE, 2007).

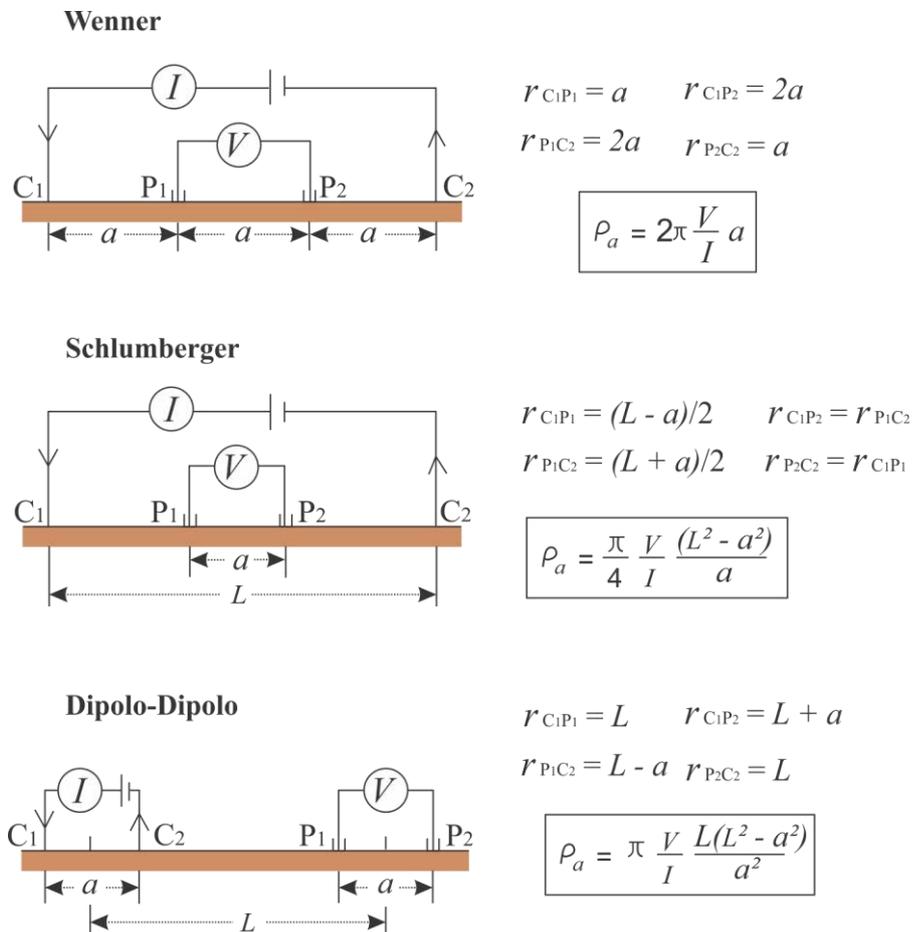


Figura 23. Principais técnicas de campo utilizadas nos métodos geofísicos elétricos e cálculo das resistividades aparentes (LOWRIE, 2007).

6.4.1. Arranjo Wenner

A configuração Wenner é a mais simples, uma vez que os eletrodos de corrente e potencial são mantidos a um mesmo espaçamento entre si (KEAREY *et al.*, 2002). Na técnica de imageamento elétrico, o espaçamento é mantido constante e todos os quatro eletrodos são movidos ao longo de uma linha, em seguida ao longo de outra linha e assim por diante (TELFORD, 1990).

Comparado a outros arranjos, o arranjo Wenner tem uma profundidade moderada de investigação e intensidade de sinal mais forte. Possui maior sensibilidade a variações verticais (estruturas horizontais) em relação às variações horizontais de resistividade (estruturas

verticais estreitas) e, por este motivo, são prejudicadas com o aumento progressivo do espaçamento entre os eletrodos (LOKE, 2000).

6.4.2. Arranjo Schlumberger

Assim como o Wenner, a configuração do arranjo Schlumberger envolve quatro eletrodos (dois eletrodos de corrente C_1 e C_2 e dois eletrodos de potencial P_1 , P_2) dispostos de maneira retilínea na superfície do terreno. Entretanto, os eletrodos de corrente são espaçados entre si 1 a 5 vezes em relação ao espaçamento dos eletrodos de potencial (TELFORD, 1990).

Nos levantamentos de sondagem elétrica, os eletrodos de corrente são movimentados lateralmente sem a necessidade de mover os eletrodos de potencial (que devem estar separados a uma distância fixa). Nos levantamentos de imageamento elétrico, os eletrodos de potencial possuem um espaçamento fixo a , que é apenas uma pequena proporção do espaçamento dos eletrodos de corrente L . A expansão progressiva dos eletrodos de corrente pode gerar valores muito grandes de L e exigir o aumento do valor de a para que seja mantido um potencial mensurável (KEAREY *et al.*, 2002). Portanto, nos levantamentos de imageamento elétrico, os eletrodos de potencial também são movidos conforme o avanço progressivo da aquisição de dados ao longo da seção.

O arranjo Schlumberger mostra superioridade em quesitos de praticidade e qualidade uma vez que as leituras estão menos sujeitas às interferências produzidas por ruídos indesejáveis e menos susceptíveis a erros interpretativos em terrenos não homogêneos (LOKE, 2000).

Em comparação ao arranjo Wenner, o arranjo Schlumberger permite investigações em maiores profundidades (cerca de 15%) e alta intensidade de sinal. Em ensaios do tipo SEV, é possível ainda o uso de embreagens, que permitem leituras do parâmetro físico para duas posições de eletrodos de potencial numa mesma de eletrodos de corrente. Este artifício possibilita uma aferição da qualidade dos dados ao longo da aquisição. A possibilidade de diversas leituras apenas com a movimentação dos eletrodos de corrente é um fator de versatilidade em campo.

6.4.3. Arranjo Wenner-Schlumberger

O arranjo Wenner-Schlumberger é um arranjo híbrido que combina os arranjos Wenner e Schlumberger e que considera um conjunto de eletrodos dispostos com um mesmo

espaçamento constante, diferentemente do arranjo Schlumberger clássico (LOKE, 2000). O espaçamento entre os eletrodos $C_1P_1 = C_2P_2$ é um fator "n" do espaçamento "a" entre os eletrodos P_1 e P_2 . Depois de realizadas as leituras no primeiro nível de investigação ($n=1$) de modo semelhante ao arranjo Wenner clássico, é aumentado o fator "n" para investigação de níveis mais inferiores (BORGES, 2007). Neste raciocínio, 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).

A profundidade de investigação do arranjo Wenner-Schlumberger é aproximadamente 10% maior que aquela obtida pelo arranjo Wenner em mesma distância entre os eletrodos de corrente (C_1 e C_2) para valores de "n" maiores que 3. A intensidade de sinal, por sua vez, é aproximadamente proporcional ao quadrado do valor de "n" (LOKE, 2000).

O arranjo Wenner-Schlumberger foi utilizado na aquisição dos dados geofísicos deste trabalho por proporcionar uma maior profundidade de investigação em relação ao arranjo Wenner e melhor razão sinal/ruído em relação ao arranjo Dipolo-Dipolo, por exemplo. Em áreas onde são esperadas estruturas geológicas horizontais e verticais, este arranjo pode ser um bom compromisso entre o Wenner e Dipolo-dipolo por ser mais sensível a ambos os tipos de geometrias, particularmente caso uma boa intensidade de sinal seja requerida (LOKE, 2000).

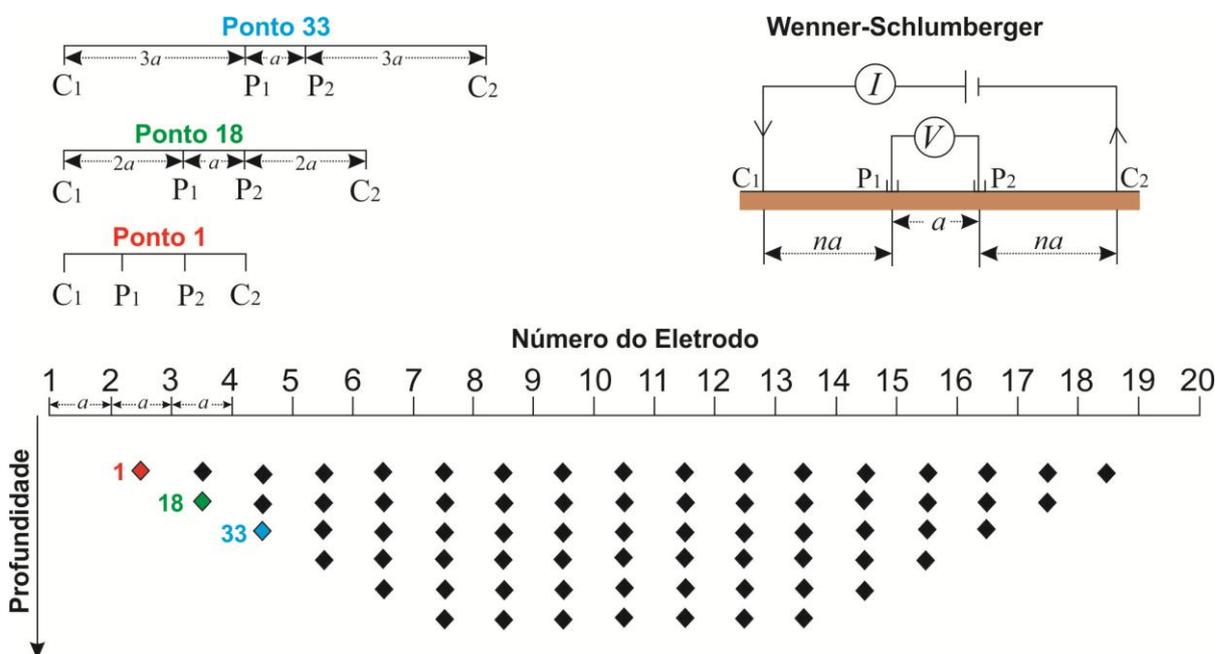


Figura 24. Arranjo de eletrodos Wenner-Schlumberger e a sequência de medidas utilizadas para a construção de uma pseudo-seção (BORGES, 2007 modificado de LOKE, 2000).

7. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS

A etapa de aquisição de dados foi iniciada, durante a atividade de campo, pelo reconhecimento e levantamento geológico-estrutural. Foram descritos 4 afloramentos da Formação Passo da Promessa (Grupo Maricá), unidade hospedeira da mineralização da ocorrência do Capão Grande, e 1 afloramento do embasamento representado na região pelo Complexo Metamórfico Vacacaí.

Além da descrição de litologias e de indícios de mineralização, foi realizado um levantamento estrutural sistemático que considerou medidas de fraturas, acamamento e foliação das unidades anteriormente citadas. O foco, entretanto, foi atribuído ao fraturamento das rochas diante a possibilidade da atuação de sistemas de mineralização estruturados.

Foram realizadas 300 medidas estruturais de fraturas para a Formação Passo da Promessa (Figura 25 A) e 100 medidas para o Complexo Metamórfico Vacacaí (Figura 25 B), de modo a obter a quantidade adequada para posterior processamento estatístico realizado no software *Openstereo* (GROHMANN & CAMPANHA, 2010).



Figura 25. Levantamento estrutural de fraturas das rochas da Formação Passo da Promessa (A) e do Complexo Metamórfico Vacacaí (B).

O levantamento geofísico consistiu na aplicação dos métodos da eletrorresistividade e polarização induzida, selecionados devido ao histórico de aplicações de depósitos de sulfetos disseminados e ao grande contraste de propriedades físicas entre rocha hospedeira e zonas mineralizadas.

Este trabalho contou com a realização de 6 linhas de imageamento elétrico em arranjo Wenner-Schlumberger de 510 m de comprimento cada, com espaçamento entre os eletrodos de 10 m, por meio da qual foram realizadas leituras de resistividade elétrica e cargabilidade

em 23 níveis de profundidade. A ocorrência mineral aflorante foi fixada próxima ao centro do arranjo geofísico, de modo a viabilizar a geração de mapas multinível e modelos tridimensionais.

As linhas 1, 2 e 3 foram distribuídas paralelamente na direção N125, espaçadas em 40 m, enquanto que as linhas 4, 5 e 6 foram dispostas na direção N215, também paralelas e com distância entre linhas de 40 m (Figura 26). As linhas foram dispostas em malha regular segundo os critérios estruturais estabelecidos em trabalhos prévios realizados na região (ILHA, 2010, SILVA, 2010) e que consideraram o cruzamento das principais estruturas regionais.

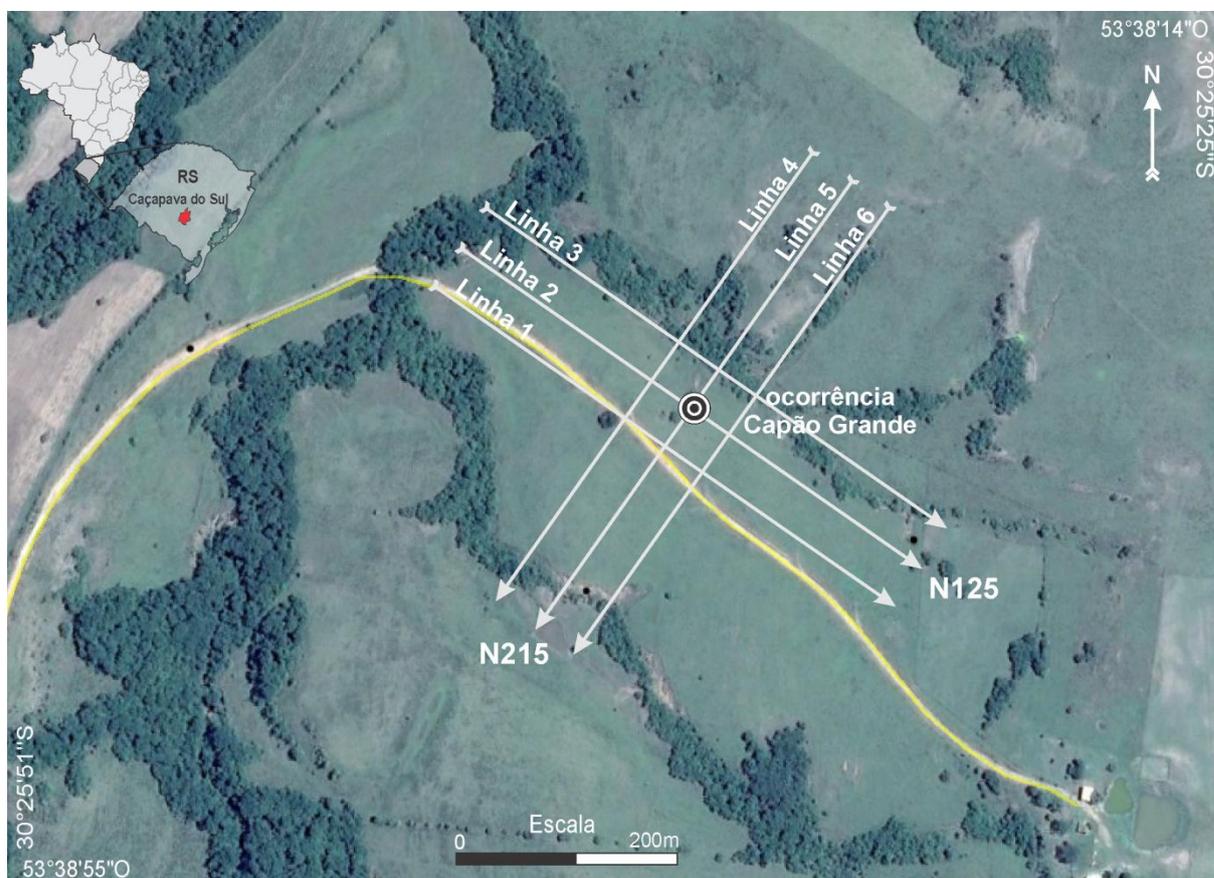


Figura 26. Imagem da região de estudos (Google Earth, 2015) com a disposição das linhas de aquisição, com centro do arranjo posicionado sobre a ocorrência mineral aflorante.

Foram utilizados eletrodos cerâmicos não polarizáveis (Figura 27 A), preenchidos por uma solução supersaturada de CuSO_4 (Figura 27 B), que dispõe de uma haste de cobre em seu interior e base porosa (Figura 27 C). Esta configuração permite o trânsito da solução e percolação no solo de modo a reduzir a resistência do contato e anular a geração de correntes parasíticas geradas pelo uso de eletrodos metálicos.

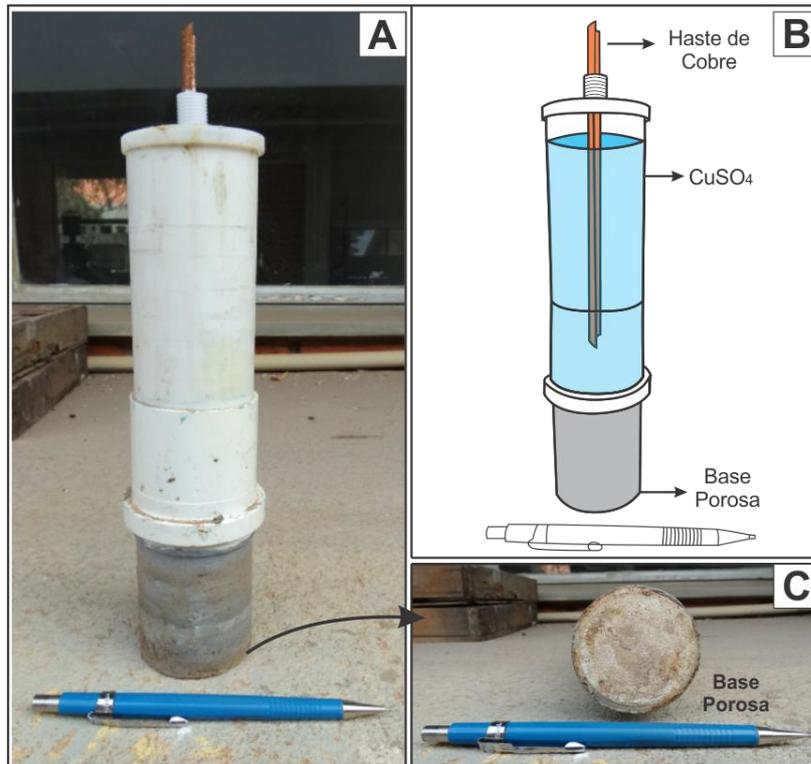


Figura 27. Eletrodos cerâmicos não polarizáveis (A) preenchidos por solução supersaturada de sulfato de cobre (B) que percolam o solo graças à base porosa (C).

Após a disposição do cabo (Figura 28 A), foram feitas pequenas covas para retirada de gramíneas e contato direto do eletrodo com o solo (Figura 28 B), posteriormente umedecido para redução da resistência de contato (Figura 28 C). O eletrodo poroso é posteriormente posicionado (Figura 28 D) e completamente preenchido por CuSO_4 (Figura 28 E). Finalmente, o eletrodo é conectado ao cabo para a aquisição de dados (Figura 28 F).

Os dados de calibração adotados foram: tempo de envio de corrente de 1s, corrente mínima de 200 mA e máxima de 500 mA, 2 janelas de leituras fixas e consecutivas de 100 ms e início da janela de leitura após o corte de corrente (*delay time*) de 0,2 s.

O equipamento utilizado para a aquisição de medidas de resistividade e cargabilidade é o Terrameter LS (Figura 29), fabricado pela ABEM Instrument (Suécia) e disponibilizado pelo laboratório de Geofísica do Departamento de Geologia Aplicada da Universidade Estadual Paulista (UNESP). Este equipamento consiste em módulo único de transmissão e recepção de sinais automatizado a partir de programação prévia, com 250 W, resolução de 1 μV e corrente máxima de 2,5 A. Permite a realização de ensaios de potencial espontâneo (SP), eletrorresistividade (ER) e polarização induzida (IP) por meio de ciclos periódicos de transmissão e recepção de sinais, cálculo automático da resistência de contato e do desvio

padrão do conjunto de medidas. O equipamento geofísico utilizado registra automaticamente os dados de campo em memória interna, sob a forma de planilha formatada para tratamento no programa Res2dinv (GEOTOMO SOFTWARE, 2003), que pode ser acessada por interface USB.

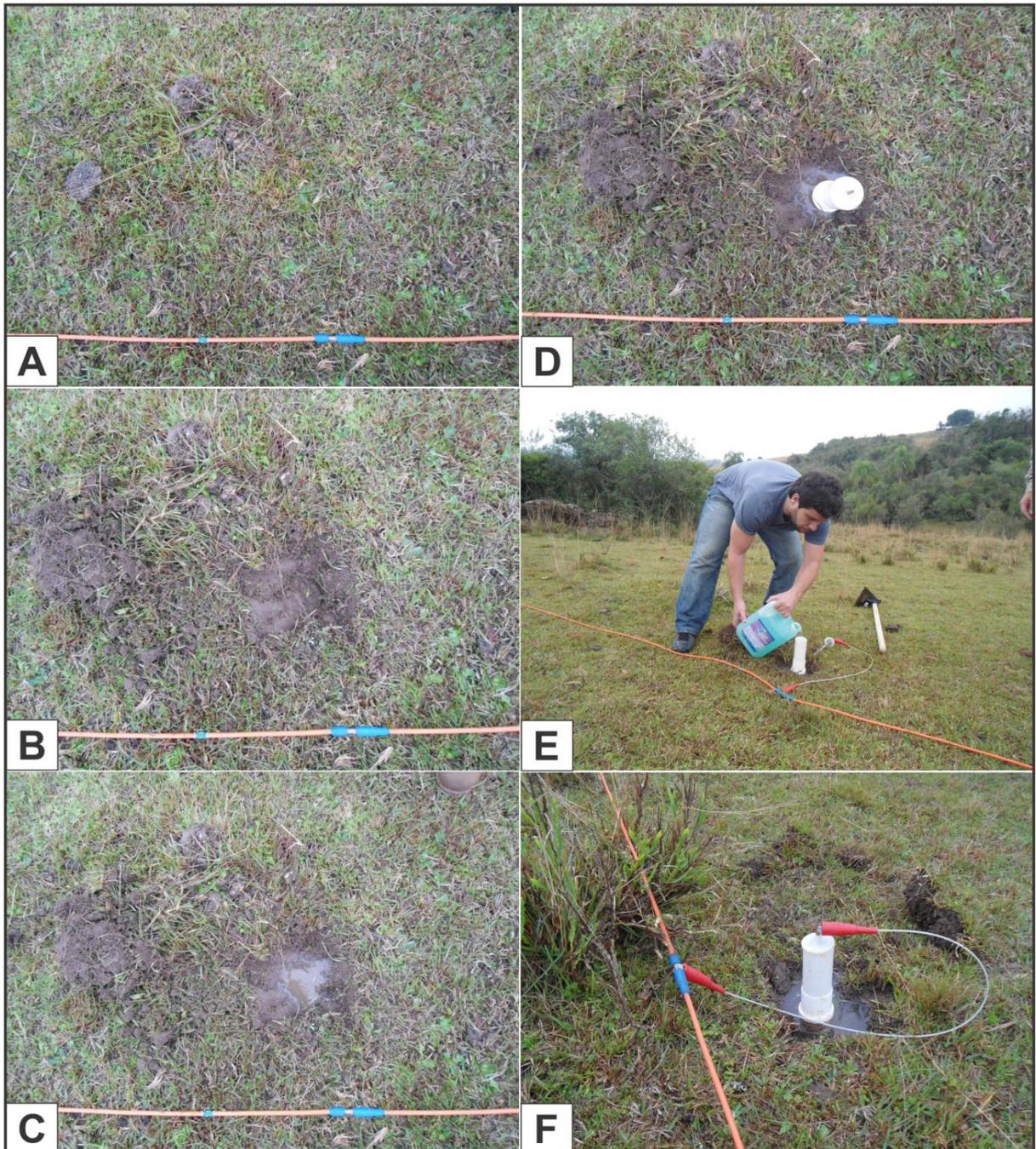


Figura 28. Etapas percorridas desde a disposição do cabo até a fixação e preenchimento dos eletrodos.

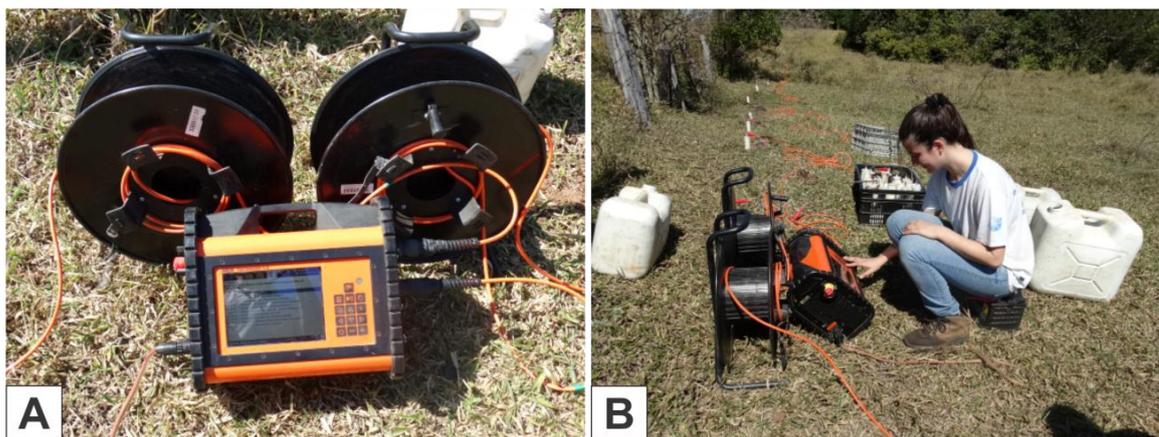


Figura 29. Equipamento Terrameter LS (ABEM) (A) utilizado na aquisição de dados geofísicos (B).

Os resultados obtidos são inicialmente expressos por uma pseudo-seção de resistividade elétrica e/ou cargabilidade aparentes, onde cada ponto investigado na subsuperfície possui uma posição e profundidade teórica específica de acordo com o espaçamento entre eletrodos e o arranjo eletródico utilizado na investigação.

A utilização da interpretação qualitativa através de pseudo-seções não reflete a distribuição de resistividade elétrica ou cargabilidade verdadeiras, a profundidade real do meio investigado ou as verdadeiras posições e geometrias das estruturas subsuperficiais (FACHIN, 2007, GANDOLFO, 2007).

Neste contexto, é necessário o emprego de uma série de técnicas numéricas que tornem possível uma interpretação quantitativa, ou seja, um modelo de subsuperfície que melhor aproxime dos dados reais. O *software* Res2dinv (GEOTOMO SOFTWARE, 2003), utilizado no processamento dos dados geofísicos neste trabalho, consiste em um programa capaz de processar grandes conjuntos de dados em duas dimensões e determinar, a partir de técnicas de modelagem numérica com o método da inversão, um modelo bidimensional de resistividade e cargabilidade para a subsuperfície através de dados obtidos em ensaios de imageamento elétrico (GRIFFITHS & BARKER, 1993).

A inversão geofísica pode ser definida como o processo matemático que determina um modelo idealizado de subsuperfície com base em um conjunto finito de dados observados, cuja resposta esteja em concordância com os valores medidos em campo (GANDOLFO, 2007).

O processo de inversão consiste em superposição de grande número de blocos retangulares dispostos a partir da distribuição dos pontos dos dados na pseudosseção (seção gerada pelos dados de campo em profundidade teórica). A distribuição e o tamanho destes blocos são gerados automaticamente pelo programa, por meio da distribuição dos pontos de

dados. A profundidade da linha inferior de blocos é ajustada de modo a ser aproximadamente igual à profundidade média de investigação dos pontos de dados com o maior espaçamento entre eletrodos (EDWARDS, 1977).

Os tipos de inversão mais utilizados na interpretação de dados e eletrorresistividade e polarização induzida e implementados no software Res2dinv são a inversão por blocos ou polígonos (*block inversion*) e inversão por suavização (*smooth inversion*). O método da inversão por suavização, utilizado neste trabalho, é baseado no método matemático dos mínimos quadrados, que possui como objetivo minimizar a soma dos quadrados dos erros entre a resposta do modelo e as observações.

Através deste método de inversão, o *software* Res2dinv reconhece a subsuperfície terrestre como retângulos que possuem valores constantes para o parâmetro investigado a partir do ajustamento das medidas de campo (DEGROOT-HEDLIN & CONSTABLE, 1990; LOKE & BARKER, 1996). A partir desta otimização, o modelo inicial é modificado de forma iterativa para que a diferença entre a resposta do modelo e os valores dos dados observados seja reduzida (LOKE, 2000). A diferença entre os valores de resistividade aparente, calculados e medidos em campo, pelo ajuste da resistividade do modelo de blocos é expressa pelo erro RMS (*Root Mean Squared*) (LOKE & BARKER, 1996).

O procedimento para obtenção do erro RMS é comparável ao conceito de desvio padrão, cujas diferenças encontradas entre os valores dos medidos e os dados calculados são elevadas ao quadrado e somadas. A soma é, então, dividida pelo número de dados, para que se obtenha a média cuja raiz quadrada fornece um valor característico de erro na mesma unidade dos dados originais (FACHIN, 2007).

Aos dados de campo, foram incorporadas informações referentes à topografia de cada linha, por visada a partir de trena e bússola. Desta forma, o processamento de dados considerou o ajuste topográfico no modelo de inversão. Finalmente, os dados finais são apresentados sob a forma de seções de resistividade e cargabilidade em termos de distância x profundidade, com escala gráfica logarítmica e intervalos de interpolação de valores de cor.

Após a inversão 2D, os dados gerados foram reunidos em arquivo único, posteriormente utilizado como base de dados para geração de modelos 3D e mapas de profundidade. Nesta etapa, os arquivos de inversão de cada linha foram reunidos e colocados na sequência, e uma nova coluna correspondente aos valores do eixo y foi adicionada à planilha para definir a posição de cada seção no espaço, segundo a geometria realizada na aquisição em campo.

A partir disto, o arquivo foi carregado na plataforma Oasis Montaj para geração dos modelos de visualização 3D. A interpolação dos dados foi realizada por meio do método da krigagem, seguida da aplicação do método estatístico de mínima curvatura para suavização dos valores centrais em relação às extremidades. Foram selecionadas faixas de valores específicas de resistividade (8 Ω .m e 300 Ω .m) e cargabilidade (70 mV/V) para o modelamento sob a forma de superfícies tridimensionais, em uma tentativa de avaliar as formas das zonas de baixa resistividade, alta resistividade a alta cargabilidade, respectivamente.

8. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo, os resultados serão apresentados em duas etapas. A primeira compreende os dados obtidos através do levantamento estrutural, que serão apresentados sob a forma de mapas de extração de fraturas, fotos e estereogramas. A segunda etapa engloba os dados obtidos através do levantamento geofísico. As seções de resistividade e cargabilidade obtidas por meio dos métodos de eletrorresistividade e polarização induzida serão apresentados através de modelos de inversão 2D.

Posteriormente, serão abordados aspectos teóricos de modelo genético de mineralização que possibilite ao leitor uma melhor compreensão e correlação com os dados obtidos através da geofísica e da análise estrutural. De posse destes dados, a discussão dos resultados será realizada através da integração dos modelos geofísicos 2D e 3D, integração entre os modelos geofísicos-geológicos e, com vistas à validação dos dados e interpretações realizadas, correlação com trabalhos de geofísica aplicados à pesquisa mineral.

8.1. Geologia Estrutural

A análise estrutural regional tem como objetivo ressaltar os principais padrões estruturais que possam estar associados com a mineralização de sulfetos e auxiliem na prospecção. A configuração estrutural regional foi estimada através do mapeamento de lineamentos pelo uso de imagens de satélite (Google Earth, 2015), identificados a partir da observação das feições de relevo e de segmentos retilíneos de drenagem.

Cabe ressaltar que neste trabalho foram utilizadas imagens da superfície terrestre obtidas através do *software* Google Earth. Na ausência de análises realizadas através de sensoriamento remoto, esta ferramenta adicional atendeu de forma prática às necessidades impostas neste trabalho. Neste sentido, a configuração estrutural regional obtida com o auxílio desta ferramenta não objetiva a cartografia sistemática de estruturas, mas apenas uma estimativa regional ou definição de padrões, posteriormente correlacionados à estruturação local. Este produto é expresso em um mapa de estruturas (Figura 30).

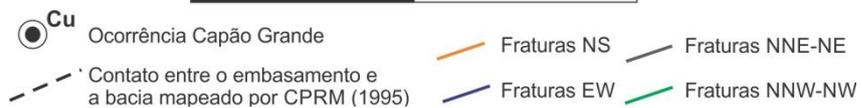
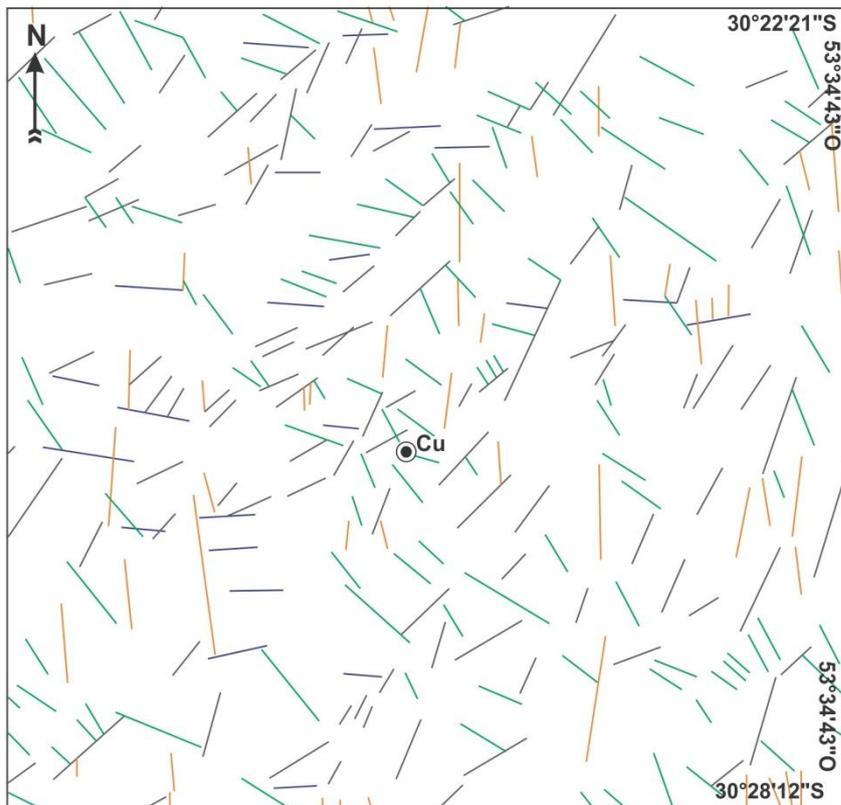


Figura 30. Imagem da região de estudos (Google Earth, 2015), com estimativa de famílias de fraturas.

De modo geral, as famílias de fraturas predominantes em escala semi-regional são NNE-SSW a NE-SW e NNW-SSE a NW-SE, com direções E-W e N-S subordinadas. No domínio da Bacia do Camaquã, lineamentos NNE a NE ganham maior destaque por condicionarem a maior parte das drenagens e relevo. A importância desta configuração estrutural regional é em virtude da justaposição das rochas da bacia às rochas do embasamento cristalino e pelos limites tectônicos entre as unidades da mesma. As sucessões predominantemente próximas a NE-SW que comportam as unidades da Bacia do Camaquã são descritas na literatura como pertencentes ao sistema de Falhas Irapuá.

Outro conjunto de estruturas rúpteis de importância regional na Bacia do Camaquã compreendem lineamentos NW-SE a WNW-ESE. Estas estruturas podem estar relacionadas ao sistema de falhas Cerro da Vigia, responsável por deformação intensa, apesar de raramente justaporem as unidades da Bacia. Em menor proporção, foram identificados lineamentos N-S e E-W.

No domínio do embasamento cristalino, também foi constatada grande expressão de lineamentos com direção NE-SW e, secundariamente, lineamentos com direções NW-SE e E-W. Esta configuração estrutural está descrita, de modo geral, para fraturas e falhas geradas em regime rúptil que afetam as rochas do Complexo Bossoroca.

A estruturação do embasamento cristalino na região de estudos é, de fato, descrita na literatura sob a forma de faixas lineares e alongadas segundo a direção NE-SW (HARTMANN *et al.*, 2000). Esta configuração pode ter regido a deposição das unidades da Bacia, uma vez que todo seu registro estratigráfico reflete em alto controle de tectônica deformadora referente às fases deformacionais e reativações das estruturas do embasamento.

Os lineamentos NW-SE podem estar relacionados a estruturas dúcteis e rúpteis geradas durante a primeira fase de deformação pela qual as rochas do embasamento cristalino foram submetidas.

A análise estrutural local visou a identificação de estruturas que possivelmente estejam associadas, direta ou indiretamente, com a mineralização de cobre da ocorrência do Capão Grande. As medidas estruturais obtidas durante a atividade de campo foram processadas pelo software *Openstereo* (GROHMANN & CAMPANHA, 2010) e serão apresentadas sob a forma de estereogramas.

Nas rochas do Complexo Metamórfico Vacacaí, as principais famílias de fraturas são representadas pelas direções NE-SW a ENE-WSW (N40-70E) e NNW-SSE a NW-SE (N10-40W), todas subverticais a verticais com variação de mergulho entre 75° a 90°. Em menor

proporção, fraturas com direção NS ocorrem com mergulho menos acentuado de aproximadamente 70° (Figura 31). Esta configuração principal foi identificada em afloramento de quartzitos em chão de estrada (Figura 32).

Os quartzitos do embasamento cristalino aflorantes na região de estudo são caracterizados por intenso fraturamento, geralmente preenchidos por veios de quartzo. Estes veios possuem espessuras variadas entre 2 a 10 cm e ocorrem com bastante frequência nas direções preferenciais anteriormente citadas (Figura 33).

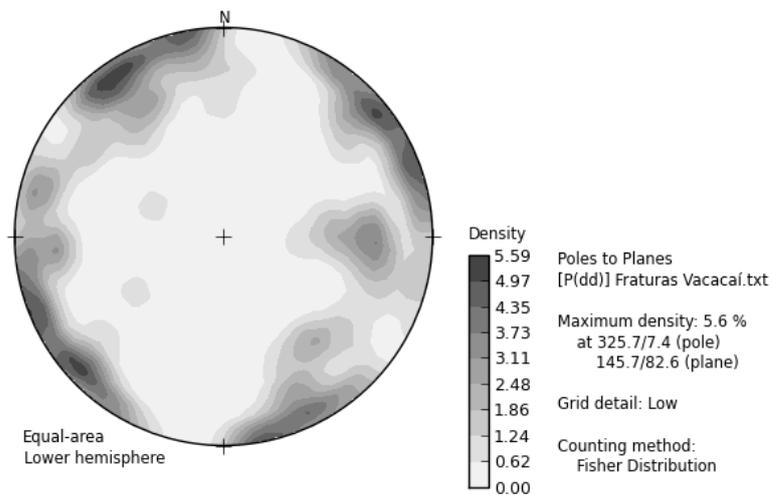


Figura 31. Estereograma de contorno das fraturas do Complexo Metamórfico Vacacaí.

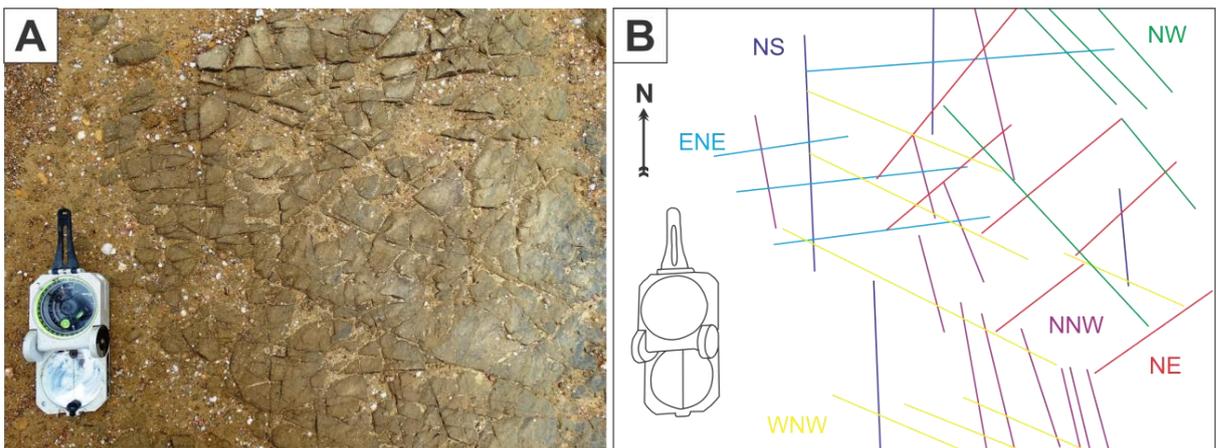


Figura 32. Afloramento em chão de estrada que contém as principais famílias de fraturas identificadas no Complexo Metamórfico Vacacaí (A) e esquema com a extração das fraturas e as direções correspondentes (B).

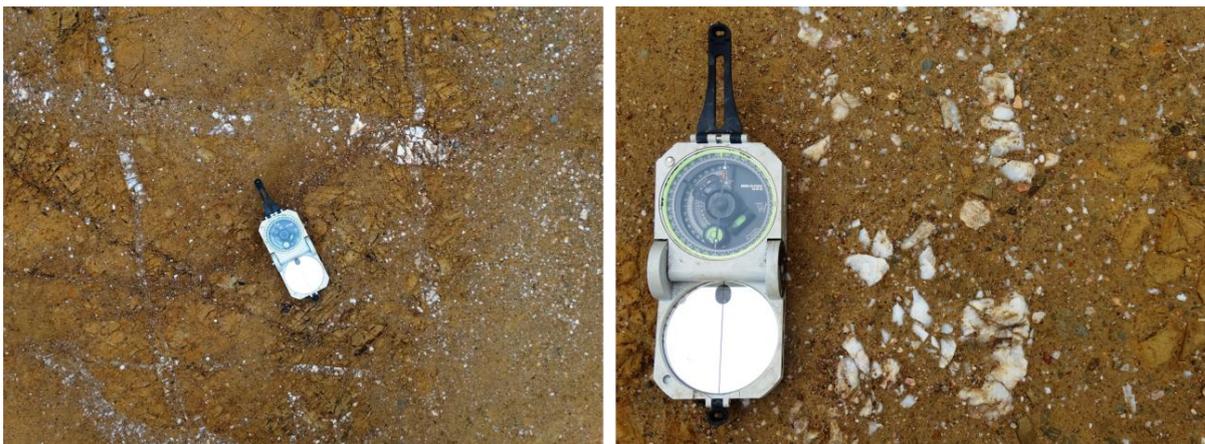


Figura 33. Fraturas dos quartzitos do Complexo Metamórfico Vacacaí preenchidas por veios de quartzo.

No contexto da Bacia do Camaquã, a família de fratura mais persistente presente nos metarenitos da Formação Passo da Promessa possui direção NNW-SSE (N5-40W), com mergulhos que variam de 70° (maioria) a 85°, ora para NE, ora para SW. A família com direção ENE-WSW ocorre subordinadamente, com mergulho de aproximadamente 85° (Figura 34).

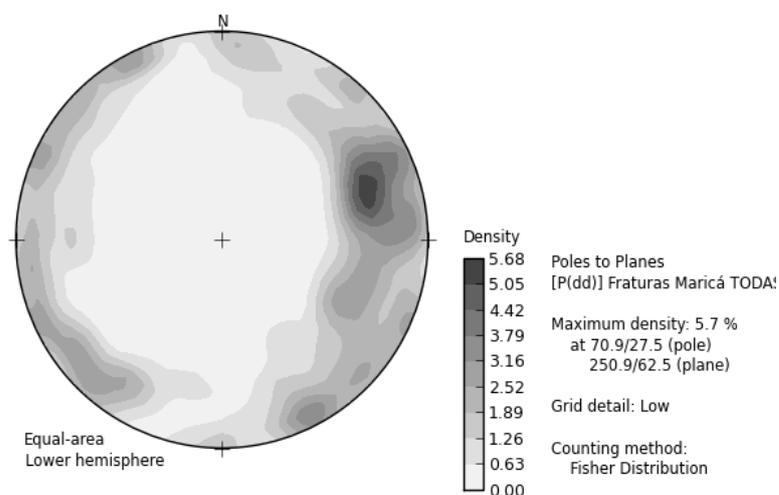


Figura 34. Estereograma de contorno das fraturas dos metarenitos da Formação Passo da Promessa.

A configuração descrita para a região também é observada, em menor escala, no afloramento da ocorrência do Capão Grande. Nesta, a principal família de fratura possui direção NNW-SSE e mergulho que varia entre 75° a 90°, ora para SW ora para NE. Secundariamente, foi constatada a presença da família de fratura com direção ENE-WSW, subvertical e, em menores proporções, fraturas E-W (Figura 35).

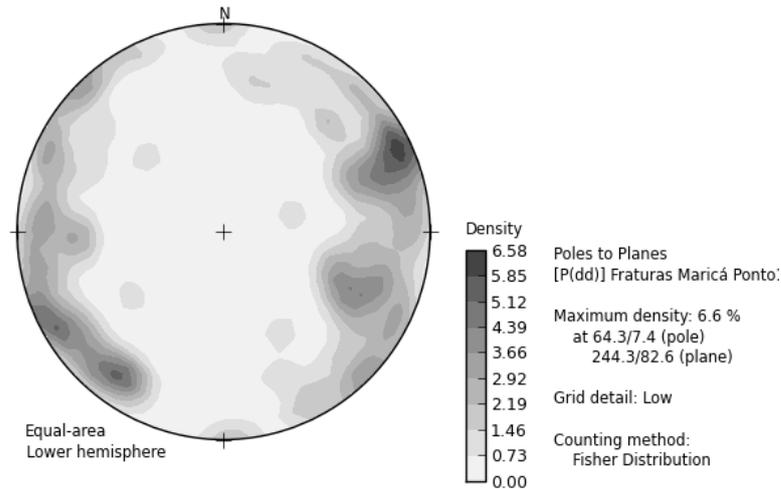


Figura 35. Estereograma de contorno das fraturas da ocorrência mineral aflorante.

Os veios mineralizados por carbonato de cobre (malaquita e azurita) presentes na ocorrência mineral aflorante ocorrem principalmente nas fraturas de direção NW-SE (N55W), com mergulhos que variam entre 75° a 80°. Fraturas com veios mineralizados de direção NNE-SSW a N-S, subverticais e com mergulho de 80°, ocorrem subordinadamente (Figura 36).

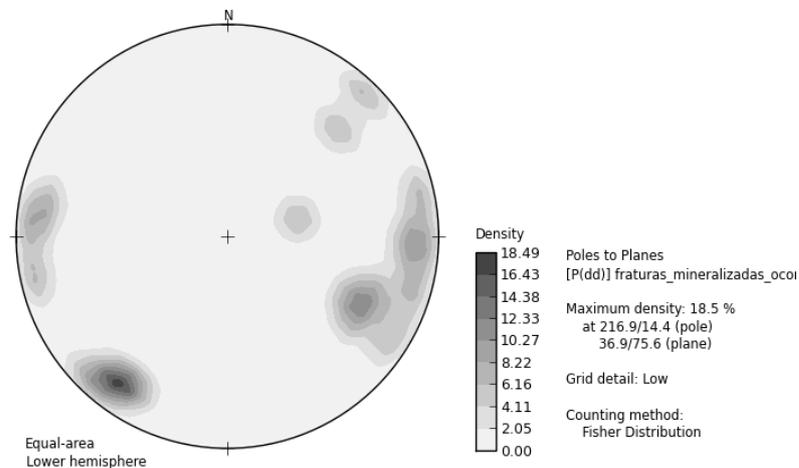


Figura 36. Estereograma de contorno das fraturas mineralizadas da ocorrência mineral aflorante.

O acamamento sedimentar é reconhecido nos metarenitos que apresentam estruturas sedimentares preservadas (estratificação cruzada) ou alternância entre camadas de colorações distintas, que refletem uma variação composicional. As medidas obtidas refletem duas direções principais de acamamento que delineiam uma possível dobra assimétrica, com eixo sub-horizontal (20/05).

As direções e mergulhos dos planos de acamamento variam, mas de modo geral o flanco 1 possui a direção aproximada de N30E, com mergulho de 45° para NW; o flanco 2, por sua vez, direção aproximada de N15E com mergulho de 20° para SE (Figura 37).

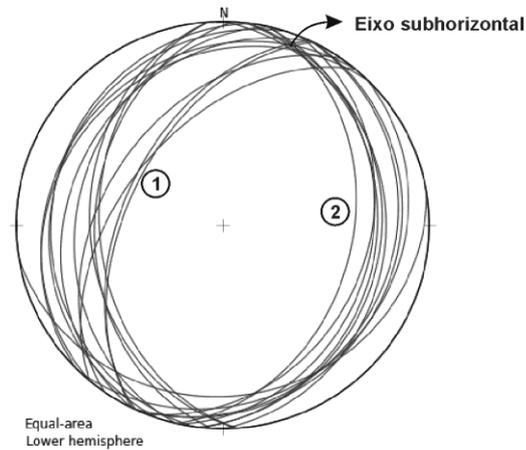


Figura 37. Estereograma com os planos de acamamento dos metarenitos da Formação Passo da Promessa na região de estudos.

As medidas estruturais obtidas na ocorrência mineral aflorante e nos afloramentos adjacentes, assim como o eixo inferido da dobra, podem ser observados na figura 38.

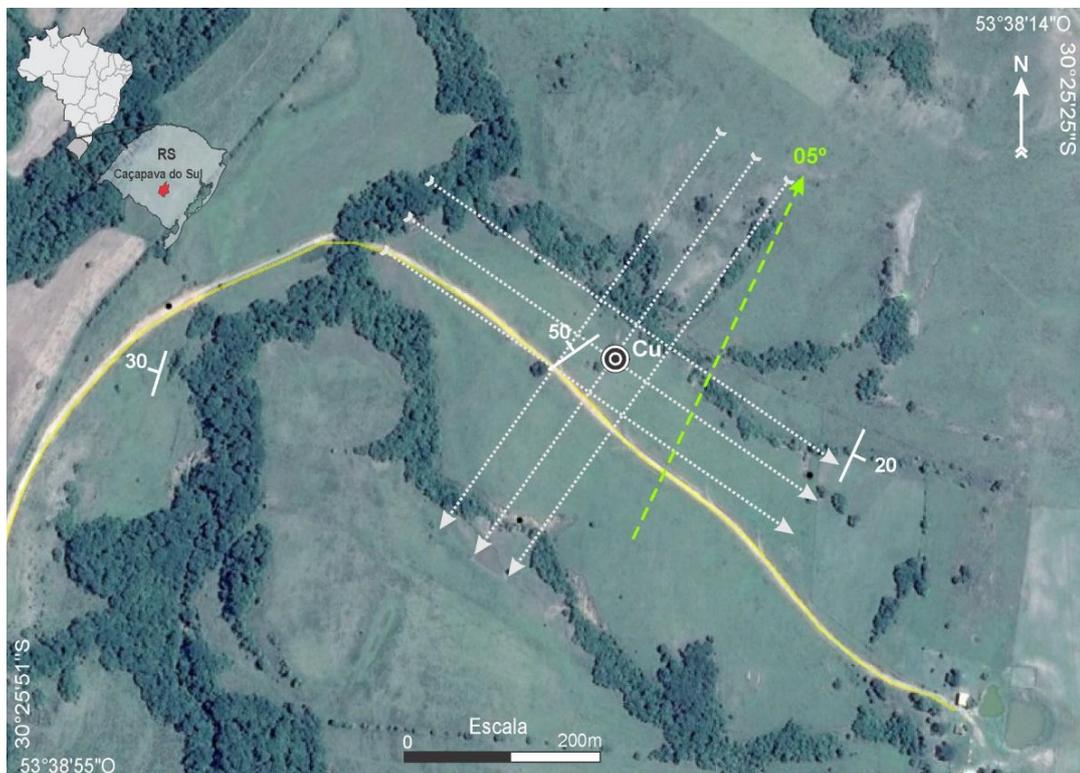


Figura 38. Imagem da região de estudos (Google Earth, 2015) com as medidas de acamamento dos arenitos da Formação Passo da Promessa e o eixo da dobra inferido.

8.2 Modelo genético de mineralização

Para melhor compreensão dos modelos de inversão de resistividade e cargabilidade que serão apresentados a seguir, é necessária a integração com modelos geológicos que tornem possível a interpretação das respostas obtidas a partir dos métodos geofísicos e que expliquem os contrastes observados.

É primordial que no início de uma campanha de pesquisa, que sejam considerados os modelos metalogenéticos do bem mineral de interesse. A partir deste estudo, serão definidos critérios primordiais que embasarão a escolha dos métodos diretos e indiretos de investigação utilizados nas etapas subsequentes. Na pesquisa de depósitos hidrotermais, as zonas de alteração hidrotermal podem representar guias úteis para exploração de muitos tipos de depósitos, por exemplo. Neste trabalho, são propostas simplificações de modelos genéticos clássicos, com o objetivo de proporcionar clareza e objetividade na correlação com os dados geofísicos.

Modelos genéticos diferem dos modelos descritivos por explicarem o depósito em termos de processos geológicos causadores, por serem mais generalistas e subjetivos. Entretanto, podem ser mais eficazes pela sua capacidade de prever a ocorrência de depósitos não contidos na base de dados descritiva (MOON *et al.*, 2006) que, por sua vez, considera as descrições do depósito realizadas durante a atividade mineraria.

Dentro do modelo magmático-hidrotermal, a variedade de depósito que mais aproxima das características observadas na ocorrência do Capão Grande é o epitermal de baixa sulfetação. Estes depósitos são formados em ambientes próximos à superfície a partir de sistemas hidrotermais rasos, com profundidade de até 1,5 km, sob pressões e temperaturas baixas a moderadas (PIRAJNO, 1992, BIONDI, 2003). Os depósitos típicos ocorrem na forma de veios, *stockworks* ou disseminações e apresentam forte controle estrutural.

A provável origem da mineralização da ocorrência do Capão Grande a partir de um sistema epitermal de baixa sulfetação é em virtude de sua localização em porções distais à fonte de calor mais próxima, no caso, o Granito Caçapava. Ademais, a intensa cimentação de sílica nos poros e planos de fraqueza da rocha, as impregnações de carbonato de cobre e a existência de uma zona silicificada no topo do provável corpo de minério (provável sílica sinter) corroboram com esta interpretação. A geologia regional e local também aponta para a existência de uma mineralização estruturalmente controlada, característica imprescindível de um depósito do tipo epitermal.

Detalhes sobre as mineralizações de Cu (Au) da Bacia do Camaquã, os modelos genéticos propostos ao longo do tempo, com enfoque no depósito epitermal de baixa sulfetação e nos principais tipos de alteração hidrotermal estão apresentados no Capítulo 4.

8.3. Geofísica

Neste tópico serão descritos os modelos de inversão 2D para resistividade e cargabilidade, obtidas através do levantamento geofísico de eletrorresistividade e polarização induzida. As seções foram padronizadas em escala única de cores e valores, para que sejam permitidas análises comparativas entre as linhas.

Os dados de resistividade processados revelam um intervalo de variação de valores entre 5,85 Ω .m e 590 Ω .m, em que cores quentes representam valores de alta resistividade e cores frias representam valores de baixa resistividade. As seções apresentam predomínio de altos valores nas porções mais próximas da superfície e redução gradativa dos valores com o aumento da profundidade (Figura 39).

De modo geral, todos os modelos de inversão para resistividade apresentam, com maior ou menor representatividade, uma zona de alta resistividade no centro da seção entre as distâncias 170 m a 380 m. Este intervalo delinea na maioria das seções zonas elípticas alongadas horizontalmente e que apresentam valores superiores a 305 Ω .m. Outra feição bem representada é a gradativa mudança de valores de alta para baixa resistividade a partir de 30 m de profundidade, que culminam em uma zona expressiva com valores inferiores de 20 Ω .m, localizada no centro das seções e abaixo de 50 m de profundidade.

Além da zona central com altos valores de resistividade, existem outras de menores proporção que estão presentes em todas as seções e que atingem valores superiores a 590 Ω .m. Na distância 160 m, é observado a aproximadamente 70 m de profundidade uma pequena zona resistiva que, na seção 5, culmina com uma expressiva zona vertical com valores de resistividade acima de 305 Ω .m. Outra zona altamente resistiva representada em todas as seções está localizada entre as distâncias 430 m a 510 m, a aproximadamente 30 m de profundidade.

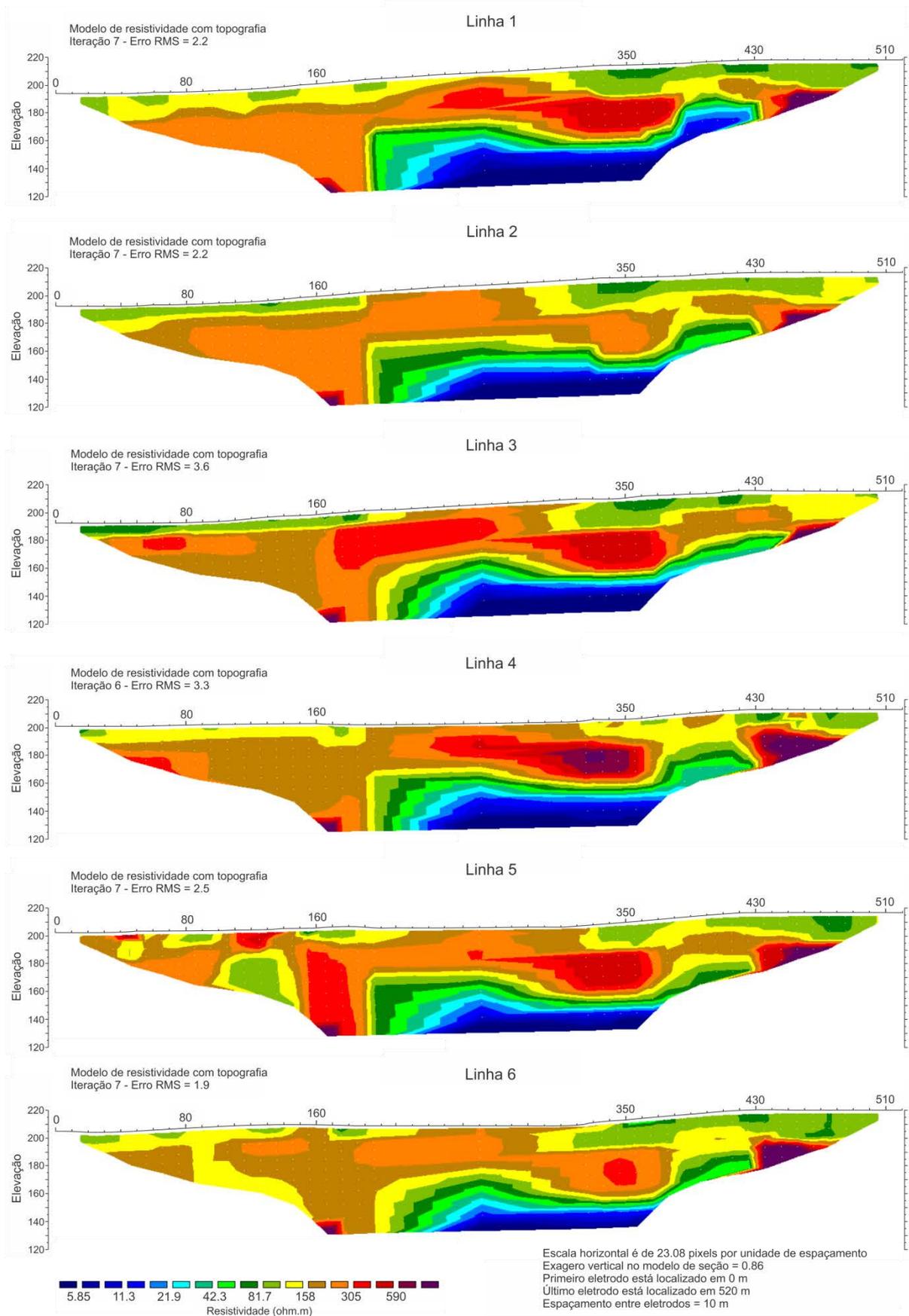


Figura 39. Modelos de inversão em termos de resistividade elétrica.

Próximo à superfície e no centro das seções (onde a ocorrência mineral aflorante está localizada), predominam intervalos de média resistividade que atingem valores de até 305 Ω .m. Importante ressaltar que a ocorrência mineral é descrita em meta-arenitos altamente silicificados, diferentemente dos outros afloramentos descritos em que a rocha apresenta certa friabilidade e estruturas primárias preservadas, tais como estratificações cruzadas.

Próximo à superfície e nas laterais das seções, estão presentes valores mais baixos de resistividade quando comparados com aqueles observados no centro. Este intervalo de aproximadamente 42 Ω .m a 150 Ω .m está presente, entretanto, somente nos primeiros metros de profundidade, indicando a ocorrência de um horizonte superficial (solo).

Os dados de cargabilidade, por sua vez, apresentam um intervalo de variação de cores entre 0,01 mV/V e 74,3 mV/V, em que cores quentes revelam zonas de alta cargabilidade e cores frias zonas com baixa cargabilidade (Figura 40). Assim como exposto no capítulo 7, a programação para a aquisição dos dados de polarização induzida englobou 2 janelas de leituras fixas e consecutivas de 100 ms e início da janela de leitura após o corte de corrente (*delay time*) de 0,2 s. Foram adotadas duas janelas de leitura devido à possibilidade da ocorrência de dois alvos polarizáveis que frequentemente estão presentes em depósitos hidrotermais (sulfetos e argila), geralmente dispostos em profundidades distintas. O *delay time* foi definido na tentativa de obter uma curva de decaimento representativa a partir de um maior tempo disponível para polarização dos alvos.

De modo geral, as seções são caracterizadas pela ocorrência de zonas de alta cargabilidade perto da superfície e em profundidade que são altamente contrastantes com os valores adjacentes, aonde predominam um intervalo de 0,4 mV/V a 1,58 mV/V. Todas as seções apresentam valores de cargabilidade superiores a 74 mV/V localizadas na zona central, abaixo de 60 m de profundidade. Esta zona de alta cargabilidade ocorre com maior representatividade nas linhas 2 e 5, que tiveram como centro a ocorrência mineral aflorante.

Contrariamente às demais seções, a linha 3 é a única que não apresenta uma zona de alta cargabilidade abaixo de 60 m de profundidade. Nesta posição, estão presentes valores de 5,70 mV/V que, apesar de serem contrastantes com os valores circundantes, são baixos quando comparados com os valores observados nas mesmas posições nas outras seções. Os dados indicam, portanto, que a linha 3 possivelmente está localizada em porções periféricas da zona de alta cargabilidade.

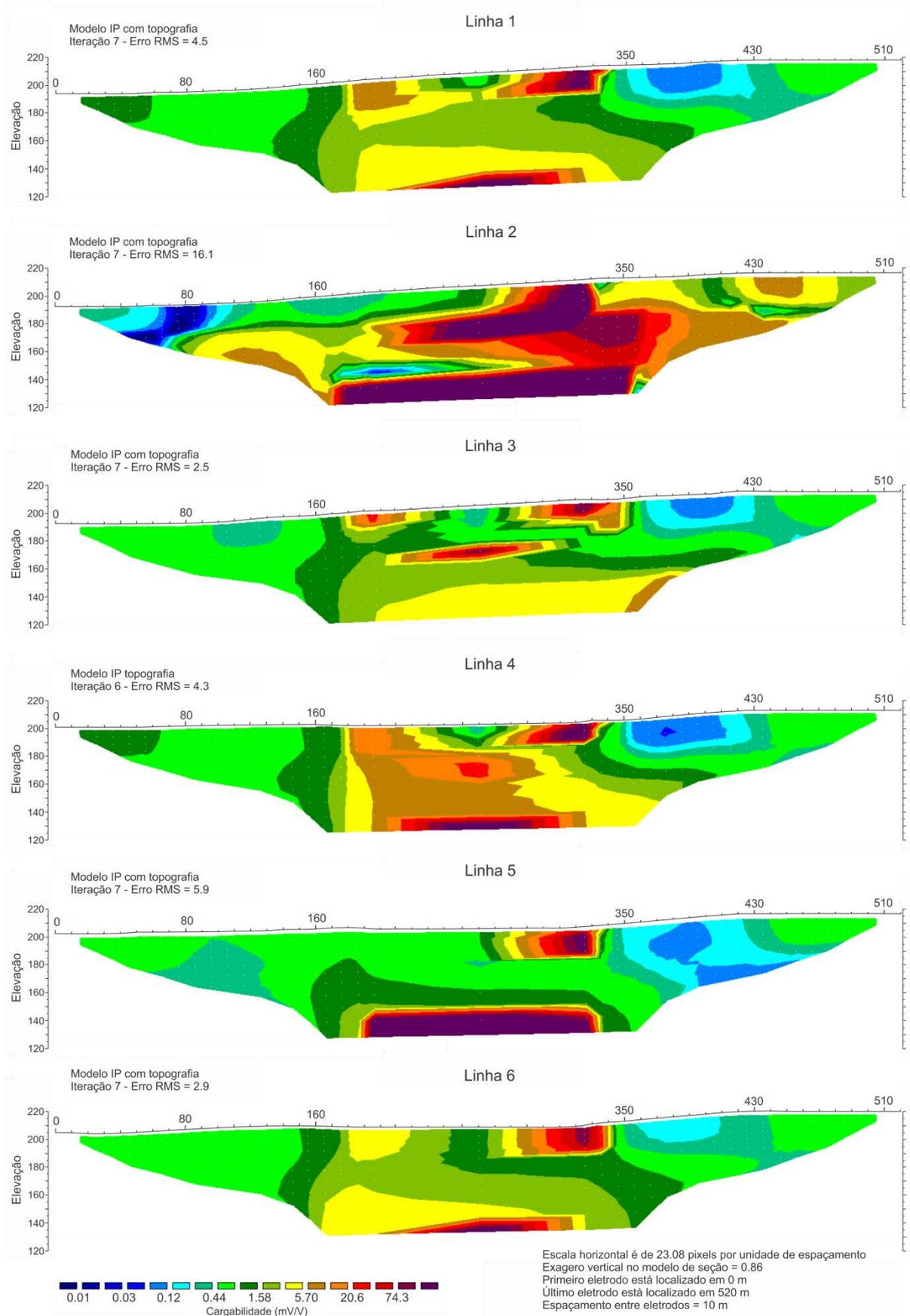


Figura 40. Modelos de inversão em termos de cargabilidade.

Outra zona de alta cargabilidade representada em todas as seções está localizada em superfície entre as distâncias 290 m a 340 m e possui geralmente 20 m de profundidade, com exceção da linha 2. Estas zonas estão circundadas por intervalos gradativamente maiores de cargabilidade, que culmina com valores superiores a 74,3 mV/V.

A linha 2 possui centro posicionado sobre a ocorrência mineral e apresenta intervalos de alta cargabilidade em maiores proporções. Em subsuperfície, a zona com altos valores de cargabilidade é contínua e delinea uma zona horizontal de aproximadamente 130 m de comprimento. Esta zona possui conexão em profundidade com outra de menor expressão, localizada entre as distâncias 330 m e 390 m e caracterizada por intervalo com valores gradativos de cargabilidade que chegam a atingir, no máximo, 74,3 mV/V.

Algumas particularidades são observadas nos modelos de inversão. Na zona central da linha 4, ocorrem valores médios de cargabilidade (até 10 mV/V, aproximadamente) presente desde a superfície até a profundidade final da seção e que circunda intervalos de alta cargabilidade, com um máximo de valores de 74,3 mV/V. Na linha 3, por sua vez, são observadas duas pequenas zonas com alta cargabilidade. A primeira, presente em superfície entre as distâncias 180 m a 220 m, atinge valores de 40 mV/V; a segunda, localizada no centro da seção a 30 m de profundidade, possui formato elíptico e atinge valores de, no máximo, 74,3 mV/V. Nesta seção, a zona contínua de alta cargabilidade presente na linha 2 parece ser dividida em duas bem menores, separadas por valores de baixa cargabilidade.

Através de uma análise integrada entre os parâmetros físicos, é possível observar que as zonas de baixa resistividade localizadas em profundidade correlacionam com zonas de alta cargabilidade. As zonas altamente resistivas localizadas da porção central, nas proximidades da distância 160 m e da distância 45 m, geralmente estão ao redor da zona de baixa resistividade e correspondem às zonas de baixa cargabilidade. Por sua vez, a zona de alta cargabilidade presente na superfície (entre as distâncias 290 m a 340 m) e com 20 m de profundidade, pode ser correlacionada às zonas de baixa a média resistividade.

8.4 Integração dos modelos geofísicos 2D e 3D

Produtos da ação de processos hidrotermais, responsáveis pela gênese de diversos depósitos epitermais de sulfetos disseminados, resultam na formação de zonas de argilização, zonas de silicificação e zonas ricas em mineral de minério metálico, muitas vezes ocupando

os interstícios de falhas, fraturas e cisalhamentos, que resultam em grandes contrastes de resistividade e cargabilidade (WARD, 1990).

Minerais de minério metálicos são bons condutores por conterem quantidade considerável de elétrons disponíveis e, por este motivo, tendem a reduzir a resistividade das rochas quando presentes em quantidades significativas. Sulfetos metálicos, quando disseminados, acumulam cargas quando a corrente é aplicada e assim contribuem para o efeito de polarização eletrônica.

Com base nestes fenômenos físicos, é possível interpretar que as zonas de baixa resistividade ($\leq 20 \Omega.m$) e alta cargabilidade ($\geq 74 \text{ mV/V}$) presentes abaixo de 60 m de profundidade nos modelos de inversão 2D (Figuras 39 e 40) indicam a ocorrência de sulfetos de cobre (tais como calcopirita, calcosita e bornita) em maiores teores, portanto, uma zona de sulfetação.

A magnitude do efeito de polarização eletrônica é mais pronunciada quando o mineral está disseminado pela rocha hospedeira, pois a área de superfície disponível para a troca iônica-eletrônica é maior se comparada com corpos maciços (KEAREY *et al.*, 2002). Uma vez que a cargabilidade é proporcional ao total de carga acumulada no terreno, a intensidade dos valores é proporcional ao teor de minério.

Nesse sentido, os altos valores de cargabilidade associados a uma zona condutiva indicam a ocorrência de uma zona de sulfetação, composta por disseminações de sulfetos de cobre. Estes minerais metálicos possivelmente podem estar hospedados em uma rede de brechas, veios e vênulas análoga a uma configuração do tipo *stockwork*, assim como em depósitos epitermais de baixa sulfetação típicos. Como supracitado, esta zona apresenta o potencial para os maiores teores de sulfetos de cobre da área.

Os modelos de visualização 3D de baixa resistividade (Figuras 41 B e 42 A) e de alta cargabilidade (Figuras 42 B e 43 A e B) indicam que a zona de sulfetação está localizada abaixo de 50 m de profundidade, com aproximadamente 100 m de comprimento e forma alongada na direção NW-SE. No modelo de alta cargabilidade, em particular, é possível observar que esta zona possui o formato de um cone invertido, com maior abrangência em direção a porções mais profundas. O último nível de interpolação das seções 2D e dos modelos de visualização 3D foi de 80 m, entretanto esta zona parece ser contínua além desta profundidade.

A rocha hospedeira da zona de sulfetação é incerta, uma vez que o contato entre a Bacia do Camaquã e o embasamento metamórfico dista apenas 700 m a oeste da ocorrência

do Capão Grande. Além disso, os metarenitos que afloram na ocorrência mineral estão inseridos na unidade basal da Bacia e possuem contato direto com as rochas do embasamento metamórfico, que na região está localizado em porções rasas.

Os intervalos com altos valores de resistividade (valores em torno de 305 Ω .m) observados nas porções centrais dos modelos de inversão 2D correspondem tanto à zonas com baixos valores de cargabilidade (valores em torno de 0,44 mV/V a 1,58 mV/V, observados nas linhas 1, 5 e 6) como à zonas com altos valores de cargabilidade (valores em torno de 20 mV/V a superiores de 74,3 mV/V, observados nas linhas 2, 3 e 4).

A cimentação da rocha encaixante por quartzo e carbonatos resulta na diminuição da porosidade no conseqüente aumento da resistividade. Neste contexto, zonas resistivas e com baixos valores de cargabilidade são indicativas de zonas de silicificação, adjacentes e circundantes à zona de sulfetação. A disposição das zonas de silicificação pode ser observada em modelo de visualização 3D de alta resistividade (Figura 41 A).

A zona resistiva e polarizável localizada acima da zona de sulfetação, em particular, é representada em campo por rocha silicificada, com fraturas preenchidas por carbonato. No modelo de visualização 3D de alta cargabilidade (Figuras 43 A e B) é possível observar a geometria de cone, com maior abrangência nas porções superficiais. Esta zona está localizada imediatamente abaixo da ocorrência mineral aflorante, contínua até aproximadamente 30 m de profundidade e não possui conexão com a zona de sulfetação localizada nas porções mais profundas.

Esta zona com valores médios a altos de resistividade e altos de cargabilidade é interpretada como uma zona de silicificação com abundantes veios de carbonato de cobre e prováveis sulfetos metálicos, apesar de não terem sido observados na ocorrência mineral aflorante. É provável que ocorra sulfetação de forma disseminada ou venular com teores crescentes em profundidade. Os carbonatos de cobre, de contrapartida, são indicativos de fases finais de cristalização, presentes nas porções periféricas do depósito mineral. Por este motivo, seus teores devem diminuir gradativamente a maiores profundidades.

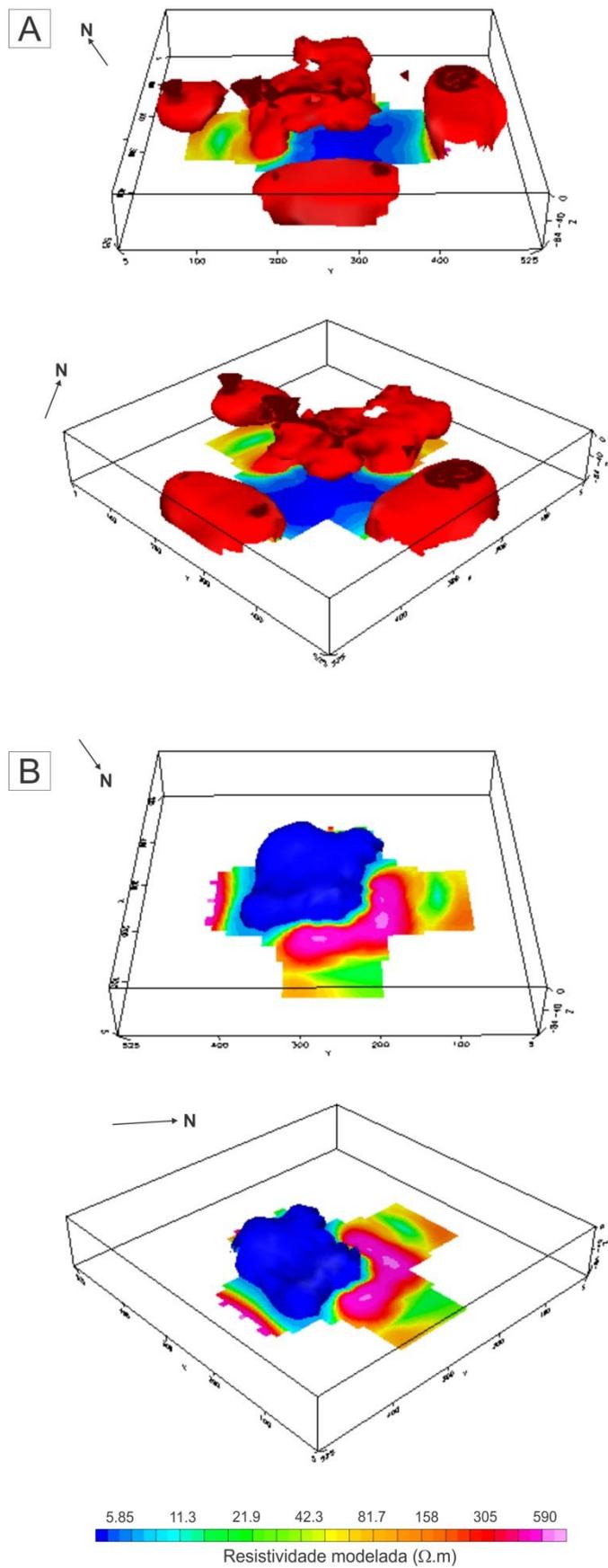


Figura 41. Modelos 3D de alta (A) e baixa (B) resistividade.

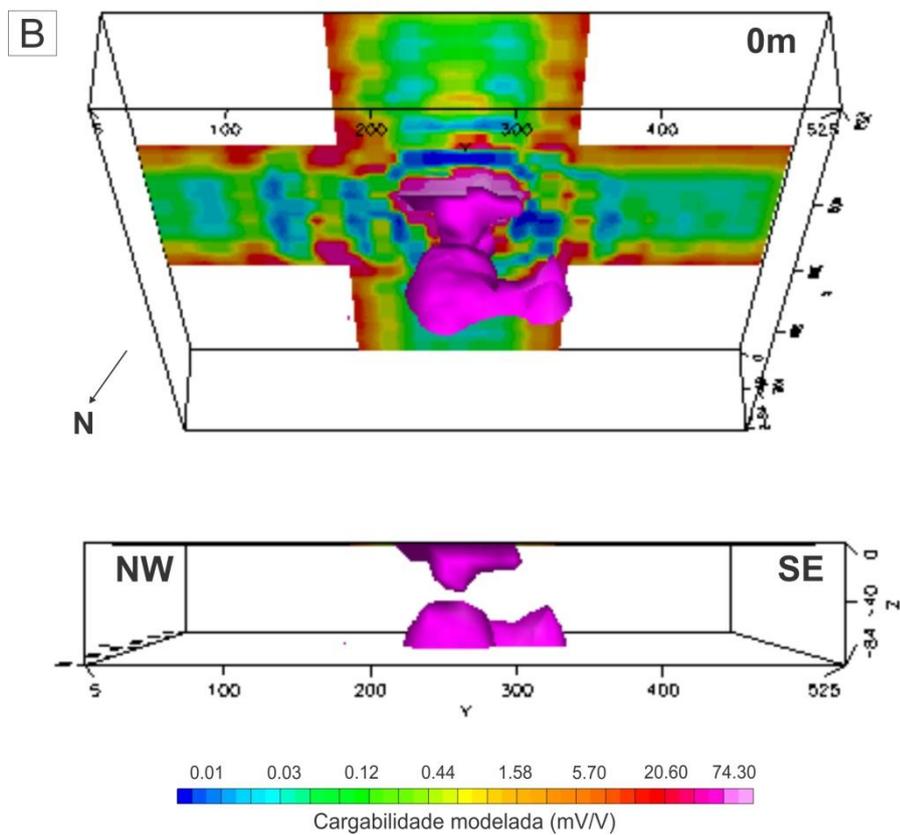
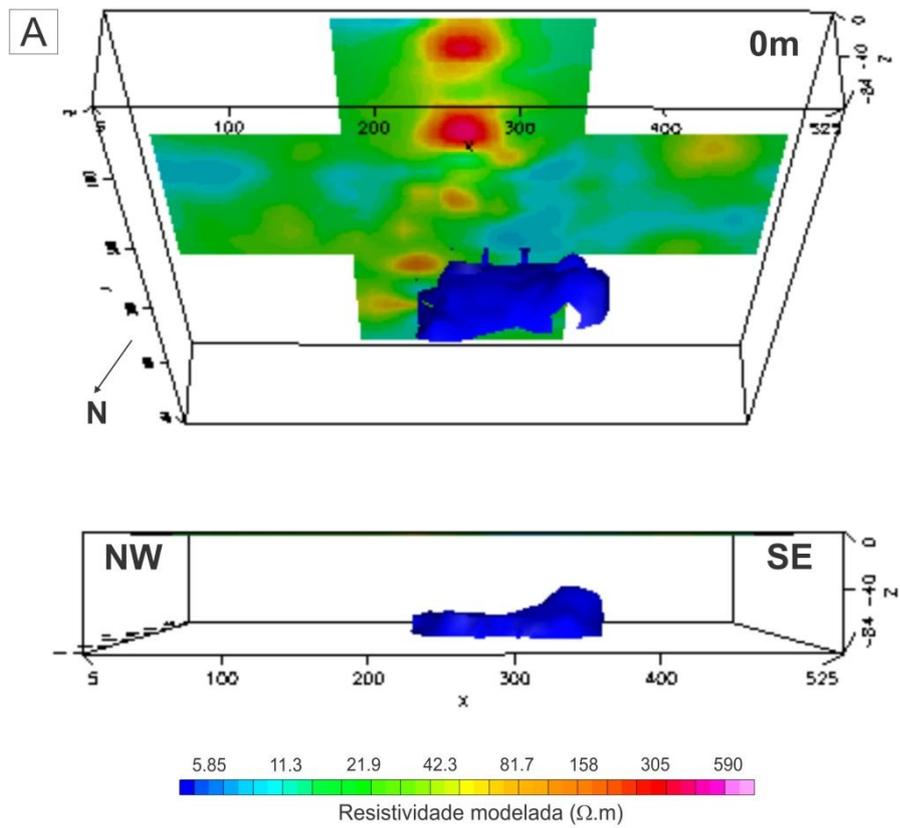


Figura 42. Modelos 3D de baixa resistividade (A) e alta cargabilidade (B) vistos das porções inferiores e laterais.

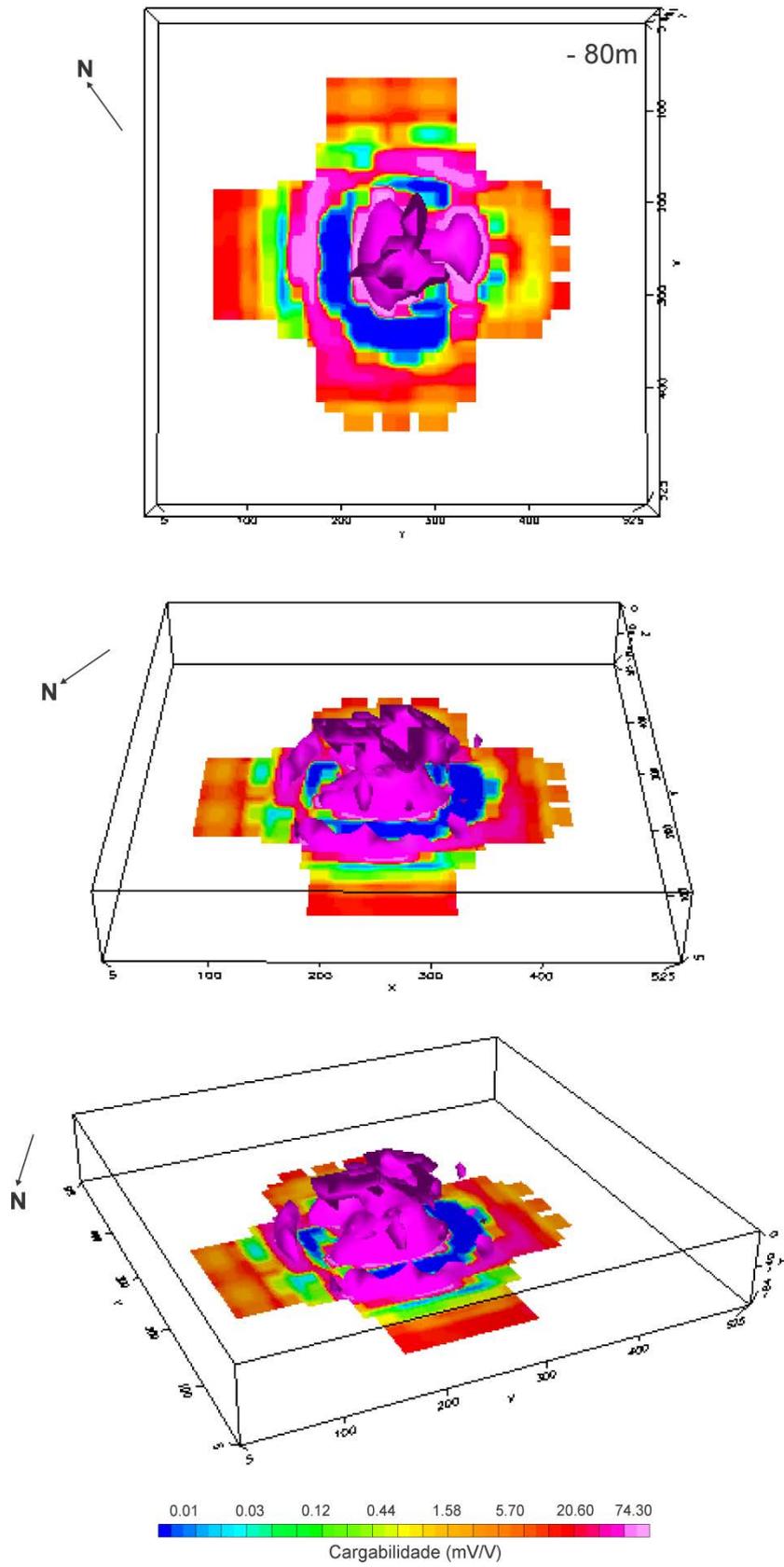


Figura 43. Modelos 3D de alta cargabilidad.

8.5 Integração dos modelos geofísico-geológico

A integração entre os modelos geofísicos 2D e 3D permitiram, sobretudo, a identificação de 3 principais zonas de alteração hidrotermal localizadas em subsuperfície:

a) *Zona de sulfetação*, caracterizada por baixos valores de resistividade e altos de cargabilidade, localizada abaixo da ocorrência mineral aflorante a aproximadamente 60 m de profundidade. Os parâmetros físicos medidos integrados com modelo geológico indicam a presença predominante de sulfetos de cobre disseminados, provavelmente hospedados em uma rede de brechas hidráulicas e veios estruturalmente controlados (*stockwork*). Sulfetos maciços ocorrem possivelmente em menores proporções. A zona mineralizada possui formato aproximadamente circular, alongada na direção NW-SE. Contém os maiores teores de minério em relação aos outros elementos arquiteturais de depósito.

b) *Zona de silicificação estéril*, caracterizada por altos valores de resistividade e baixos de cargabilidade, localizada nas porções periféricas à zona de sulfetação. A zona de silicificação provavelmente delinea um corpo circular com espessura considerável em torno das zonas de sulfetação, presente desde as porções mais rasas até maiores profundidades.

c) *Zona de silicificação mineralizada*, caracterizada por valores médios a altos de resistividade e altos de cargabilidade, localizada imediatamente abaixo da ocorrência mineral aflorante e contínua até 30 m de profundidade. Esta zona representa a continuidade em subsuperfície do corpo silicificado da ocorrência mineral aflorante, com mineralizações de malaquita e azurita e, em menor proporção, sulfetos metálicos que poderiam justificar os altos valores de cargabilidade.

A presença de carbonatos de cobre na ocorrência mineral e possivelmente nas porções subsuperficiais mais rasas poderia constituir uma evidência da presença de uma zona de argilização. Carbonatos e argilominerais são formados a partir de baixas temperaturas em fases finais de cristalização, e, por isso, muitas vezes estão dispostos nas porções periféricas do depósito mineral. Ademais, altos valores de cargabilidade obtidos nas porções rasas a intermediárias também poderiam estar associados com o fenômeno de polarização de membrana, ocasionado com a presença de argilominerais.

Segundo esta hipótese, a zona classificada como “silicificação mineralizada” seria, na verdade, correspondente a uma zona de argilização, também muito comum em depósitos magmáticos-hidrotermais. Entretanto, não foram observadas concentrações de sericitas ou cloritas na ocorrência mineral aflorante que corroborem com esta interpretação. A ausência de uma zona de argilização expressiva pode ser reflexo do baixo conteúdo de argilomerais do metarenito da Formação Passo da Promessa.

Portanto, a partir dos dados obtidos neste trabalho e na ausência de ferramentas diretas de investigação, a zona com valores médios a altos de resistividade e altos de cargabilidade foi interpretada como uma zona de silicificação potencialmente mineralizada, com teores gradativamente maiores em direção à zona de sulfetação.

Os halos de alteração hidrotermal são produtos da ascensão de fluidos hidrotermais e das reações metassomáticas relacionadas. Um modelo análogo e aproximado à distribuição espacial dos elementos arquiteturais e a mineralização da ocorrência mineral é representado na Figura 44.

Assim como os depósitos epitermais típicos, a forma da mineralização da ocorrência em estudo foi controlada pelas estruturas das quais os fluidos mineralizados ascenderam e pelas características das litologias onde os solutos das soluções hidrotermais precipitaram.

Neste contexto, a interpretação básica para a formação da mineralização da ocorrência do Capão Grande é a ascensão de fluidos hidrotermais através de fraturas pré-existentes do embasamento que, ao atingirem os sedimentos da Bacia, sofreram perda brusca de calor devido às porosidades distintas entre estes tipos de rocha. Este desequilíbrio químico, somado aos prováveis eventos de brechação hidráulica que ocorreram a partir de processos de escape de gases, possivelmente favoreceram a deposição de sulfetos de cobre disseminados em uma rede complexa de veios e brechas hidrotermais. A dissipação de calor e reorganização dos elementos químicos também deve ter ocasionado, em menor proporção, a deposição de sulfetos metálicos disseminados nos sedimentos da Bacia, além da intensa silicificação.

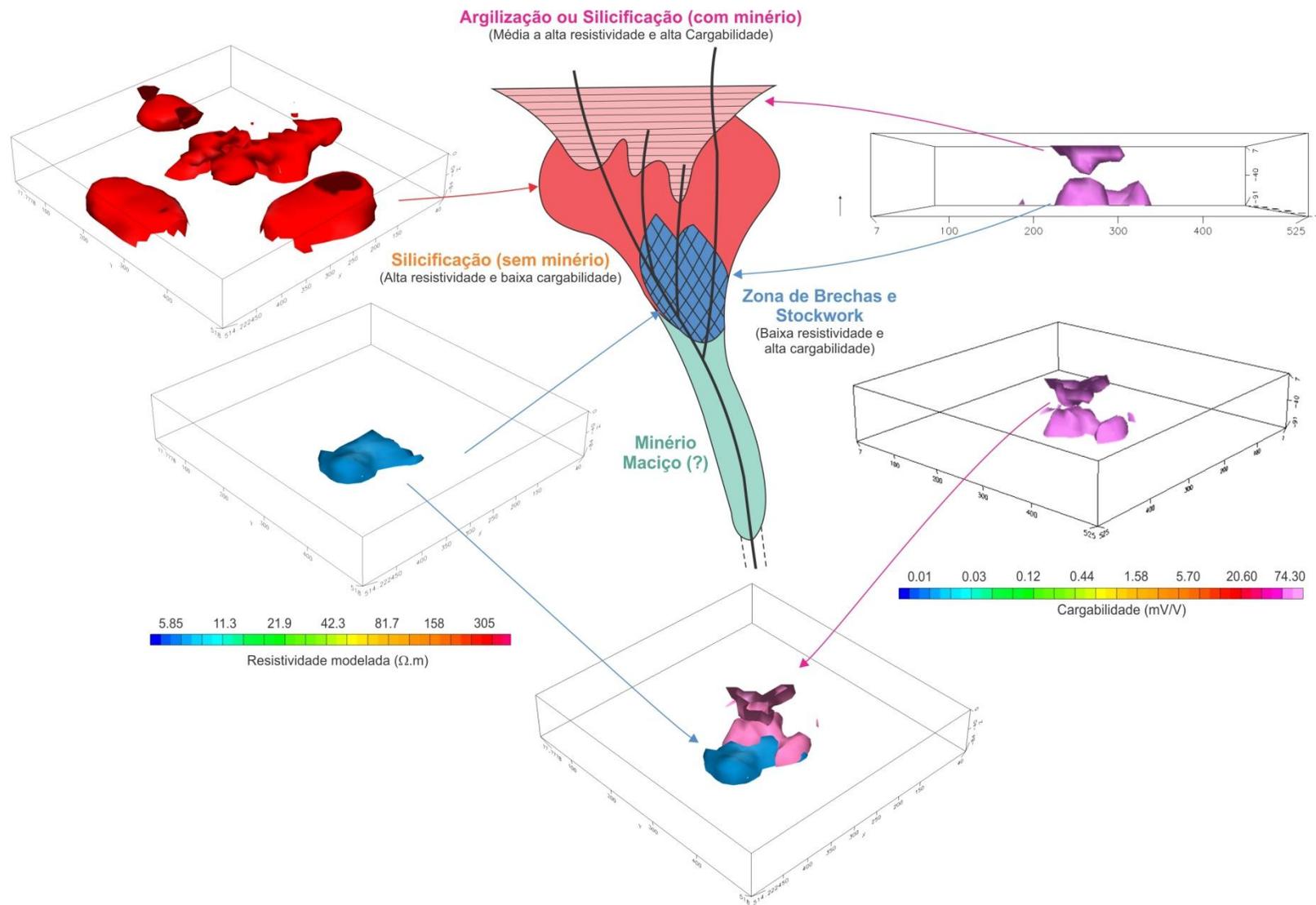


Figura 44. Modelo esquemático de depósito epitermal de baixa sulfetação e suas zonas de alteração hidrotermais (Modificado de PIRAJNO, 1992) correlacionadas com os modelos 3D de alta resistividade, baixa resistividade e alta cargabilidade e alta cargabilidade.

8.6 Correlação com trabalhos de geofísica aplicados à pesquisa mineral

A interpretação realizada neste trabalho referente às zonas de alteração hidrotermal a partir da integração dos parâmetros físicos de resistividade e cargabilidade é condizente aquelas realizadas em diversos trabalhos disponíveis na literatura que abordam a aplicação da geofísica em depósitos epitermais, como o de Allis (1990), Irvine & Smith (1990) e Locke *et al.* (1999).

O trabalho de Allis (1990) apresenta uma profunda revisão das mudanças das propriedades elétricas das rochas que ocorrem como resultado na alteração hidrotermal e consequentes anomalias geofísicas associadas aos sistemas epitermais. Uma das mudanças mais importantes considerada pelo autor é o aumento da resistividade causada por intensa silicificação, ou mais especificamente, alteração quartzo-adulária. Neste trabalho, zonas de silicificação estéreis foram identificadas nas porções periféricas à mineralização principal, caracterizadas por altos valores de resistividade e baixos de cargabilidade.

Outro relevante apontamento realizado pelo autor foi em relação às anomalias de IP, que são mais propensas a serem associadas com zonas de alteração argílica, exceto quando zonas com quartzo e adulária possuem significantes concentrações de sulfetos. Esta constatação corrobora com a interpretação atribuída neste trabalho à zona com altos valores de cargabilidade e de resistividade presente desde as porções superficiais até 30 m de profundidade, relacionada com uma zona de rochas silicificadas com expressiva concentração de sulfetos de cobre.

Um dos estudos de caso fornecidos por Allis (1990) engloba o sistema geotermal de Broadlands, na Nova Zelândia. Valores de resistividade que atingem pico de 1000 Ω .m estão relacionados com zonas de silicificação; os maiores valores de IP, por sua vez, são coincidentes com zonas de concentração de sulfetos.

A partir do estudo de diversos depósitos de ouro epitermal, Irvine & Smith (1990) descrevem as possibilidades de aplicação de diferentes métodos geofísicos e a eficácia na definição de contrastes em propriedades físicas que permitam a definição de zonas mineralizadas. Dois exemplos citados são a mina de ouro McLaughlin, na Califórnia (USA) e o prospecto de ouro epitermal Rhyolite Creek, na Austrália, onde foram aplicados os métodos de eletrorresistividade e polarização induzida.

Na mina de ouro McLaughlin, todas as rochas do depósito foram submetidas a processos de alteração hidrotermal, com forte controle estrutural da mineralização. A rocha

encaixante é um serpentinito, caracterizado por carbonatação e argilização, além de andesitos e sedimentos silicificados e sericitizados. A maior parte do depósito é constituída por quartzo, calcedônia e grande quantidade de pirita associada a ouro.

As áreas de elevada resistividade foram associadas a zonas de silicificação que envolve o minério; as de alta cargabilidade, por sua vez, a ocorrência de pirita associada ao corpo de minério. O depósito é limitado nas porções mais superficiais da área devido a tendência de redução dos valores em maiores profundidades.

No prospecto de ouro epitermal de alta sulfetação Rhyolite Creek, o minério está hospedado em andesitos, dacitos e sedimentos vulcanoclásticos, intensamente alterados por halos de propilitização e piritização. Os resultados indicaram uma área com altos valores de cargabilidade em conjunto com uma zona de baixa resistividade, relacionadas a veios mineralizados contidos em uma zona de *stockwork*. Os dados foram confirmados através de sondagens e trabalhos posteriores, que indicaram cerca de 10% a 30% de pirita disseminada com ocasionais zonas de pirita maciça.

Os resultados obtidos no estudo de Irvine & Smith (1990) foram semelhantes com aqueles obtidos neste trabalho, com exceção do tipo de rocha encaixante e mineral de minério. Uma vez que a intensidade do fenômeno IP é proporcional ao total de carga acumulada ou, em outras palavras, à concentração de minerais metálicos disseminados, o corpo mineralizado principal contido na zona de sulfetação é considerado como pertencente a uma configuração similar do tipo *stockwork*, composto por uma rede complexa de veios e vênulas estruturalmente controlados. Possivelmente, sulfetos de cobre maciços devem ocorrer em menor proporção.

Já o trabalho de Locke *et al.* (1999) visou a investigação de um antigo sistema geotermal na região de Puhipuhi, península norte da Nova Zelândia a partir da aplicação de métodos geofísicos de gravimetria, magnetometria, resistividade e polarização induzida. A gênese do minério de ouro, prata e mercúrio foi correlacionada com depósito epitermal de baixa sulfetação, hospedado em arenitos carbonosos e siltitos.

As rochas hospedeiras apresentam silicificação e alteração argílica, assim como alteração propilítica muito difundida. A silicificação ocorre através de extensas áreas de *sinter*, brechas silicificadas de erupções hidrotermais e veios hidrotermais. A alteração argílica consiste em illita-esmectitas interestratificadas, illita, caolinita e sulfetos. A alteração propilítica é composta pela assembleia de quartzo, clorita, pirita, calcita e epidoto.

Os resultados de resistividade e polarização induzida indicam áreas de alta ($\geq 100 \Omega.m$), baixa ($\leq 10 \Omega.m$) resistividades e alta cargabilidade ($> 30 mS$) que ocorrem em associação com zonas de silicificação (identificadas em testemunho de sondagem), alteração argílica e mineralização sulfetada, respectivamente.

Os trabalhos realizados por Moreira & Ilha (2011) e Moreira *et. al.* (2012) também foram desenvolvidos no âmbito da Bacia do Camaquã (RS), mais precisamente na própria ocorrência do Capão Grande e na Colônia de Santa Bárbara. Estes trabalhos foram resultantes de estudos de prospecção geofísica de detalhe a partir dos métodos eletrorresistividade e polarização induzida.

O estudo realizado na ocorrência mineral do Capão Grande por Moreira & Ilha (2011) sugeriu a continuidade da mineralização em profundidade, caracterizada por baixos valores de resistividade. Zonas de resistividade elevada ao redor da zona mineralizada foram interpretadas como resultantes da fase final de cristalização de fluidos hidrotermais responsáveis pela gênese do minério, com zona central enriquecida por óxidos e sulfetos de cobre, zona intermediária enriquecida por carbonatos de cobre e zona exterior rica em quartzo.

A ocorrência da Colônia de Santa Bárbara, localizada a 12 km da sede do município de Caçapava do Sul, apresenta indícios de mineralização como veios de barita, quartzo e calcita em juntas e em zonas brechadas, siderita e carbonatos de cobre em superfície. Na área ocorrem metarenitos e metaconglomerados, além de andesitos e tufos vulcânicos.

A integração entre os dois métodos geofísicos supracitados constituiu, no trabalho de Moreira *et al.* (2012), uma combinação efetiva na identificação de sulfetos disseminados, onde zonas mineralizadas apresentaram altos valores de cargabilidade e baixos de resistividade. Além disso, os valores contrastantes obtidos permitiram a diferenciação entre os litotipos presentes na área.

9. CONCLUSÕES

Os resultados obtidos a partir da integração entre dados geofísicos e geológicos foram satisfatórios no sentido de possibilitar a delimitação de alvos potenciais para prospecção direta (sondagem). Os métodos diretos, tais como verificação de afloramentos, análise estrutural e reconhecimento de indícios de mineralização, consistiram em condicionantes básicos para o sucesso do trabalho por balizarem a delimitação das linhas de imageamento elétrico e a interpretação dos dados geofísicos.

O reconhecimento geológico permitiu a identificação de um terreno estratificado e estruturado, onde foram observados indícios de mineralização que foram grandes motivadores para a realização deste estudo. A análise do terreno indicou a presença de estruturas sedimentares preservadas descritas em camadas com mergulho, por ação da tectônica.

Os indícios de mineralização estão representados por carbonatos de cobre (malaquita e azurita) sob a forma de impregnações em metarenito silicificado e fraturado. Tais elementos são associados a porções periféricas de depósitos sulfetados hidrotermais e, portanto, indicadores da possível existência de sulfetos em profundidade.

A análise integrada dos dados demandou levantamentos prévios acerca de modelos de depósitos compatíveis com a área de estudos, uma vez que a adoção de um modelo análogo é fundamental para a interpretação dos contrastes observados através da geofísica. As mineralizações de Cu (Au) presentes na Bacia do Camaquã possuem um longo histórico de estudos que apresentam diversas propostas de modelos genéticos, dentre os quais o modelo epitermal foi fundamental para a identificação de minério economicamente viável na fase de exaustão das reservas das Minas do Camaquã e na descoberta novas ocorrências minerais.

A análise conjunta entre os modelos 2D e 3D de resistividade e cargabilidade elétrica permitiu a confirmação e delimitação de um corpo sulfetado em profundidade e de zonas de silicificação estéreis marginais, caracterizadas por baixos valores de resistividade e altos de cargabilidade e altos valores de resistividade e baixos de cargabilidade, respectivamente. Os resultados descritos nos diversos artigos revisados (ALLIS, 1990, IRVINE & SMITH, 1990, LOCKE *et al.*, 1999, MOREIRA & ILHA, 2011, MOREIRA *et al.*, 2012) corroboram com os resultados adquiridos neste trabalho, onde são relacionados elementos de arquitetura de depósitos hidrotermais e contrastes com parâmetros geofísicos elétricos.

A zona de sulfetação, localizada a aproximadamente 60 m de profundidade a partir da ocorrência mineral aflorante e com 100 m de comprimento, é caracterizada por um corpo de

alongado na direção NW-SE, constituído por sulfetos de cobre disseminados e, possivelmente, por fraturas preenchidas por sulfetos maciços em menor proporção.

As zonas de silicificação são circundantes ao corpo de minério principal e caracterizadas pelo predomínio de sílica, que ocorre sob a forma de cimento nos poros da rocha encaixante, assim como descrito na ocorrência mineral aflorante. Zonas resistivas e polarizáveis localizadas imediatamente abaixo da ocorrência mineral, em particular, são interpretadas como zonas de silicificação com veios subverticais de carbonato de cobre, também presentes em superfície, além de prováveis sulfetos disseminados, com teores crescentes com o aumento da profundidade.

A ausência de uma zona de argilização expressiva, assim como em depósitos magmático-hidrotermais típicos, pode ser reflexo do baixo conteúdo de argilominerais do metarenito Passo da Promessa.

O contexto estrutural descrito na área é um agente de controle de mineralizações, que condiciona a orientação dos jazimentos. Nas unidades estratigráficas inferiores da Bacia do Camaquã, são descritas as maiores feições de deformação devido às movimentações tectônicas intimamente relacionadas com o Ciclo Brasileiro. Ademais, trabalhos como os de Janikian *et al.*, 2003 e Pelosi & Fragoso-César, 2003, atestam a influência de falhas de borda de bacia ativas durante a sedimentação da Bacia do Camaquã.

O embasamento da região de estudos, representada majoritariamente por quartzitos do Complexo Metamórfico Vacacaí, apresenta intenso fraturamento expresso pelas direções principais NE-SW e NW-SE. O preenchimento sistemático destas fraturas por veios de quartzo corrobora com a hipótese de percolação de fluidos hidrotermais em estruturas pré-existentes do embasamento, que podem estar associados com o evento de mineralização que deu origem à ocorrência do Capão Grande.

Apesar da estruturação regional notadamente NE-SW da Bacia do Camaquã, os metarenitos da Formação Passo da Promessa na região de estudos apresentam família preferencial de fratura NNW-SSE e veios preenchidos por carbonatos de cobre (ocorrência mineral aflorante) dispostos em fraturas de direções NW-SE e NNE-SSW a N-S. A integração dos dados estruturais revelou a existência de uma dobra com eixo 20/05, possivelmente relacionada com os eventos de tectônica deformadora do embasamento.

A análise dos modelos de visualização 3D revela que a mineralização está orientada na direção N55W, condizente com a direção da principal família de fratura descrita para a Formação Passo da Promessa na região. A presença de possíveis dobramentos com eixo

NNE-SSW remete à geração de fraturas de relaxamento de direção WNW-ESE a NW-SE, que podem ter atuado como condutos para a ascensão dos fluidos hidrotermais na região e, posteriormente, como estruturas que hospedaram a mineralização.

Apesar da percolação dos fluidos mineralizantes em fraturas com *trend* NW-SE, posteriores eventos de brechação hidráulica ocasionados por escape de gases quando atingidos barreiras físicas (como uma camada rica em sílica, ou *silica-sinters* em superfície) podem ter gerado uma rede complexa de veios, vênulas e brechas hidrotermais, com posterior disseminação de minério e cimentação do metarenito. Assim sendo, o corpo de minério principal possui o *trend* geral N55W, mas é composto por diversas estruturas com orientações diversas, em um modelo do tipo *stockwork*.

Apesar da família de fratura NW-SE ser considerada secundária no quadro geológico regional, os dados coletados neste trabalho revelam a importância desta família na área da ocorrência mineral e/ou nas regiões de borda da bacia, em que as estruturas do embasamento possuem grande influência. Este resultado sugere que a direção NW-SE deve ser considerada em futuras campanhas de pesquisa mineral na Bacia do Camaquã. As mineralizações de cobre historicamente descritas na região revelam orientação linear associada a falhamentos na direção N20° (NE-SW) (LAUX & LINDENMAYER, 2000).

Os modelos de inversão 2D para resistividade e cargabilidade, com seus respectivos modelos de visualização 3D, possibilitaram o dimensionamento de estruturas contrastantes aos parâmetros físicos, intimamente relacionados a elementos de arquitetura de depósito do tipo hidrotermal. Tais resultados demonstram que o uso integrado de métodos geofísicos elétricos, aliados a levantamentos geológicos e estruturais, integrados sob a ótica de modelos genéticos de depósitos minerais, podem proporcionar resultados com alto grau de resolução em estudos de detalhamento em trabalhos de prospecção mineral.

A redução de incertezas acerca da definição de alvos prioritários em campanhas de sondagem é outro fator relevante em termos de uma adequada quantificação de reservas e de viabilidade econômica de ocorrências minerais.

Os resultados obtidos neste trabalho permitiram a delimitação de um corpo mineralizado em profundidade, intimamente relacionado com as estruturas do embasamento. Para a verificação da relação entre a mineralização e o possível evento de dobramento presente na região, são necessários estudos mais aprofundados de análise estrutural, lâminas petrográficas e geoquímica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLIS, R.G. Geophysical anomalies over epithermal systems. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 36, p. 339-374, 1990.

ALMEIDA, R.P. **Tectônica e sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: Exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do grupo Caacupé (Paraguai Oriental)**. 2005. 216 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

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, p. 30-51, 2009.

BECKEL, J. **Metalogenia del Cu, Pb y Zn en la Cuenca de Camaquã durante el Ciclo Orogenico Brasileiro, Rio Grande del Sur (Brasil)**. 1990. 275 f. Tese de Doutorado, Universidade de Salamanca, Espanha, 1990.

BETTENCOURT, J. S. **A mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul**. 1972. 175 f. Tese de Doutorado. Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1972.

BICCA, M.M.; CHEMALE JUNIOR, F.; JELINEK, A.R.; OLIVEIRA, C.H.E.; GUADAGNIN, A.; ARMSTRONG, R. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 173-192, 2013.

BIONDI, J.C. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros**. São Paulo: Oficina de Textos, 2003.

BOCCHI, P. R. Geologia da Folha de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. **Boletim DNPM**, Rio de Janeiro, n. 245, 86 f., 1970.

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**. 2006. 110p. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

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. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

BRAGA, A. C. O. **Métodos da eletrorrestividade e polarização induzida aplicados nos estudos de captação e contaminação de águas subterrâneas**. 2006. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.

DNPM - DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. Balanço Mineral Brasileiro. Brasília: DNPM, 2014. Disponível em: <<http://www.dnpm.gov.br/assets/galeriadocumento/balancomineral2001/cobre.pdf>>. Acessado em: 09/08/2014.

CARVALHO, P. F. Reconhecimento geológico do Estado do Rio Grande do Sul. **Boletim do Instituto Geológico e Mineralógico do Brasil**, Rio de Janeiro, n. 66, p. 1-72, 1932.

CHEMALE JUNIOR, F. Evolução geológica do Escudo Sul-Riograndense. 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.13- 52.

CHEMALE JUNIOR, F.; HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C. Stratigraphy and tectonism os Precambrian to Early Paleozoic units in Southern Brazil and Uruguay – Excursion Guidebook. **Acta Geologica Leopoldensia**, v.43, p. 4-115, 1995.

COSTA FILHO, J. H. Prospecção das minas de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul. **Boletim DNPM**, n. 59, p. 13-94, 1944.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul, Escala 1:750.000. Projeto Geologia do Brasil ao Milonésimo - Programa Geologia do Brasil, Porto Alegre, 2007.

DEGROOT-HEDLIN, C.; CONSTABLE, S. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models form magnetotelluric data. **Geophysics**, v. 55, p. 1613- 1624, 1990.

EDWARDS. L. S. A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. **Geophysics**, v. 42, p. 1020-1036, 1977.

FACHIN, S.J.S. **Ensaio geoeletrico 2D no antigo lixo de Ribeirão Preto-SP**: Avaliação de parâmetros de aquisição e monitoramento ambiental de problema. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Departamento de Geofísica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

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.

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.

GANDOLFO, O.C.B. **Um estudo do imageamento geoeletrico na investigação rasa**. 2007. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

GEOMOTO SOFTWARE. RES2DINV, version 3.53, Rapid 2D resistivity & IP inversion using the least-square method - Geoelectrical Imaging 2-D & 3D, Geotomo Software, Penang, Malaysia, 129 f. 2003.

GRIFFITHS, D. H.; BAKER, R. D. Two-dimensional resistivity imaging and Modeling in areas of complex geology. **Journal of Applied Geophysics**, v. 29, p. 211-226, 1993.

GROHMANN, C.H.; CAMPANHA, G.A.C. OpenStereo: open source, cross-plataform software for structural geology analysis. In: AGU FALL MEETING, 2010, San Franscisco, CA. Oral Presentation.

HALLIDAY, D.; RESNICK, R.; WALKER, J. **Fundamentos de Física**. 4. ed. Wiley & Sons, Inc., 1993.

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. (Eds.). **Minas do Camaquã**: um estudo multidisciplinar. São Leopoldo: Editora Unisinos, 2000, p. 21-53.

HARTMANN, J.A.; SILVA, L.C.; REMUS, M.V.D.; LEITE, J.A.D.; PHILLIP, R.P. Evolução geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3,3 Ga e 470 Ma. In: CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 2, 1998, Punta Del Este, **Actas...** Punta Del Este, p. 227-284.

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. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2000, p. 79-118.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA: Diretoria de Pesquisas, Coordenação de População e Indicadores Sociais. Cidades – Caçapava do Sul, 2014. Disponível em: <<http://cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?lang=&codmun=430280>>. Acesso em: 10/12/2014.

ILHA, M.L. **Caracterização geofísica e estrutural da ocorrência cuprífera Capão Grande**. 2010. Monografia (Graduação em Geofísica) – Universidade Federal do Pampa, Caçapava do Sul, 2010.

INSTITUTO BRASILEIRO DE MINERAÇÃO. **Informações e Análises da Economia Mineral Brasileira**, 2012. Disponível em: <<http://www.ibram.org.br/sites/1300/1382/00002806.pdf>>. Acesso em: 09/08/2014.

IRVINE, R.J.; SMITH, M.J. Geophysical exploration for epithermal gold deposits. **Journal of Geochemical Exploration**, v.36, 375-412, 1990.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.P.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; FAMBRINI, G.L. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, evolução paleoambiental e contexto tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 4, p. 349-362, 2003.

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

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.P.; 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, p. 466-482, 2012.

KAZMIERCZAK, T. S. **Mapeamento da bacia do Camaquã com a utilização de dados geofísicos, geologia e sensoriamento remoto**. 2006. 110 f. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **An introduction to Geophysical Exploration**. 3. ed. London: Blackwell Science, 2002.

KELLER, G.V.; FRISHKNECHT, F. **Electrical Methods in Geophysical Prospecting**. New York: Pergamon Press, 1970.

KOPPE, J.; HARTMANN, L.A.; LISBOA, P.F.C.; MONTEIRO, R.N. Aspectos geológicos e estratigráficos do Complexo Bossoroca, São Sepé, Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2., 1985, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: Sociedade Brasileira de Geologia, 1985, p. 32-36.

KOPPE, J.C. **Metalogênese do ouro da Mina da Bossoroca, São Sepé, RS**. 1990. 289 f. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

LAUX, J. H.; LINDENMAYER, Z. G. As Minas do Camaquã: um século de evolução de hipóteses genéticas. In: RONCHI, L.H.; LOBATO, A.O.C. (Eds). **Minas do Camaquã: um estudo multidisciplinar**. São Leopoldo: Editora Unisinos, 2000, p. 133-164.

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, p. 71–89, 2005.

LEINZ, V.; ALMEIDA, S. C. Gênese da jazida de cobre “Camaquam”, município de Caçapava – Rio Grande do Sul. Secretaria dos Negócios de Agricultura Indústria e Comércio do Estado do Rio Grande do Sul, **Boletim DNPM**, n. 88, p.56, 1941.

LOCKE, C.A.; JOHNSON, S.A.; CASSIDY, J.; MAUK, J.L. Geophysical exploration of the Puhupuhi epithermal area, Northland, New Zealand. **Journal of Geochemical Exploration**, v.65, p. 91-109, 1999.

LOKE, M. H.; BAKER, R. D., Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by quasi-Newton method. **Geophysical Prospecting**, v. 44, p. 131-152, 1996.

LOKE, M. H. 2000. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: a practical guide to 2-D and 3-D surveys. Report Geotomo LLC, Penang, Malaysia. 67. p., 2000.

LOWRIE, W. **Fundamentals of Geophysics**. 2. ed. New York: Cambridge University Press, 2007.

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.

MARANHÃO, R. J. L. **Introdução a Pesquisa Mineral**. 2. ed. Fortaleza: Banco do Nordeste do Brasil, 1985.

MARJORIBANKS, R. **Geological Methods in Mineral Exploration and Mining**. 2. ed. Heidelberg: Springer-Verlag, 2010.

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.

MENEGAT, R.; FERNANDES, L.A.D. A reappraisal of the nature and age of the late-orogenic basins of the neoproterozoic Dom Feliciano Belt in southern Brazil. In: TECTONIC STUDIES GRIUP ANNUALL MEETING, 2001, UK. **Proceedings...** UK, 2001.

MILSOM, J. Geophysical Methods. In: MOON, C. J.; WHATELEY, M. E. G.; EVANS, A. M. (Eds.). **Introduction to Mineral Exploration**. 2. ed. Oxford: Backwell Publishing, 2006, p. 127-154.

MISRA, K.C. **Understanding Mineral Deposits**. Kluwer Academic Publishers, 2000.

MOON, C. J.; WHATELEY, M. E. G.; EVANS, A. M. **Introduction to Mineral Exploration**. 2. ed. Oxford: Backwell Publishing, 2006.

MOREIRA, C. A.; ILHA, L. M. Prospecção geofísica em ocorrência de cobre localizada na bacia sedimentar do Camaquã (RS). **Revista da Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 64, n. 3, p. 309-315, 2011.

MOREIRA, C.A.; LOPES, S.M.; SCHWEIG, C.; SEIXAS, A.R. Geoelectrical prospection of disseminated sulfide mineral occurrences in Camaquã Sedimentary Basin, Rio Grande do Sul State, Brazil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 30, n. 2, p. 169-179, 2012.

MOREIRA, C.A.; BORGES, M.R.; VIEIRA, G.M.L.; MALAGUTTI FILHO, W.; MONTANHEIRO, M.A.F. Geological and geophysical data integration for delimitation of mineralized areas in a supergene manganese deposits. **Geofísica Internacional**, v.53, n. 2, p. 199-210, 2014.

MUSSETT, A. E.; KHAN, M. A. **Looking into the earth: an introduction to geological geophysics**. Nova York: Cambridge University Press, 2000.

OLIVEIRA, C.H.E. **Evolução Tectono-Estratigráfica das Bacias Santa Bárbara e Guaritas, Rio Grande do Sul**. 2012. 101p. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, Brasília, 2012.

PAIM, P.; 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.

PAIM, P.S.G.; LOPES, R.C. Geologia da Região das Minas do Camaquã. In: RONCHI, L.H.; LOBATO, A.O.C. (Eds.). **Minas do Camaquã: um estudo multidisciplinar**. São Leopoldo: Editora Unisinos, 2000, p. 111-132.

PELOSI, A.P.M.R.; FRAGOSO-CESAR, A.R. Proposta litoestratigráfica e considerações paleoambientais sobre o Grupo Maricá (Neoproterozóico III), Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 137-148, 2003.

[a] PEREIRA, H.G. **Estudo geofísico em ocorrência de cobre por meio de métodos elétrico e eletromagnético, localizado no município de Caçapava do Sul (RS)**. 2011. 78 f. Monografia (Graduação em Geofísica) – Universidade Federal do Pampa, Caçapava do Sul, 2011. (A)

PEREIRA, H.G. **Prospecção geofísica entre as ocorrências cupríferas Capão Grande e Victor Teixeira, Caçapava do Sul – RS**. 2015. 78 f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2015.

[b] PEREIRA, J.G. **Contribuição ao estudo geológico da Bacia do Camaquã, através de modelagem aeromagnética 2,5D**. 2011. 142 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Centro Estadual de pesquisas em sensoriamento remoto e meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

PIRAJNO, F. **Hydrothermal mineral deposits: Principles and fundamental concepts for the exploration geologist**. Berlin: Springer-Verlag, 1992.

PIRAJNO, F. **Hydrothermal Processes and Mineral Systems**. Australia: Springer, 2009.

PORCHER, C.A.; LEITES, S.R.; RAMGRAB, G.E., CAMOZZATO, E. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Passo do Salsinho. Folha SH. 22-Y-A-I-4. Estado do Rio Grande do Sul. CPRM, 339 f., 1995.

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 Proterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. **Journal of South American Earth Sciences**, v.12, p. 349-366, 1999.

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, p. 191-216, 2000.

RIBEIRO, M.; FANTINEL, L.M.A. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Rio-Grandense: I - tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do escudo do Rio Grande do Sul. **Ineringia**, Série Geológica, v.5, p.19-54, 1978.

ROBINSON, E. S. **Basic Exploration Geophysics**. John Wiley & Sons Inc., 1988.

RONCHI, L.H.; LINDENMAYER, Z.G.; BASTOS NETO, A.; MURTA, C.R. Stockwork e a zonação do minério sulfetado no arenito inferior da Mina Uruguai, RS. In: RONCHI, L.H.; LOBATO, A.O.C. (Eds). **Minas do Camaquã: um estudo multidisciplinar**. São Leopoldo: Editora Unisinos, 2000, p. 165-190.

ROOB, L. **Introduction to ore-forming processes**. Oxford: Blackwell, 2005.

SANTOS, M.G.M. **Tectônica e sedimentação na Bacia do Camaquã Central (RS): Exemplos do Grupo Guaritas e do Grupo Santa Bárbara**. 2010. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

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.42, n.3, p. 573-584, 2012.

SEIDEL, K.; LANGE, G. Direct Current Resistivity Methods. In: KNÖDEL, K.; LANGE, G.; VOIGT, H.J. (Eds.). **Environmental geology: Handbook of field methods and case studies**. Berlin: Springer, 2007, p. 205-239.

SILVA, F.G. **Aquisição Magnetométrica na Caracterização de feições geológicas e estruturais da Ocorrência de Cobre de Capão Grande, município de Caçapava do Sul, RS**. 2010. 67 f. Monografia (Graduação em Geofísica) – Universidade Federal do Pampa, Caçapava do Sul, 2010.

SKINNER, B.J. Hydrothermal mineral deposits: What we do and what we don't know. In: BARNES, H.L. (Ed.) **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**, 3. ed. John Wiley & Sons, 1997, p. 1-29.

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**. 2001. 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 JUNIOR, E.; KAWASHITA, K.; BAITELLI, R. A Geologia Isotópica do Escudo Sul-rio-grandense - Parte I: métodos isotópicos e valor interpretativo. 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.161- 174.

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. 29, n. 2, p. 245-254, 1999.

SOMMER, C.A.; LIMA, E.F.; PIROSAN, 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.

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

TEIXEIRA, E. Cobre no Rio Grande do Sul. **Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM**, Rio de Janeiro, n. 22, p. 29, 1937.

TEIXEIRA, G.; GONZALEZ, M. Minas do Camaquã, Município de Caçapava do Sul, RS. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (Eds.) **Principais Depósitos Minerais do Brasil: metais básicos não-ferrosos, ouro e alumínio**. Brasília: DNPM, 1988, v. 3, p. 33-40.

TELFORD, W. M.W.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. **Applied Geophysics**. 2. ed. London: Cambridge University Press, 1990.

WARD, S. H. Resistivity and induced polarization methods. In: Society of Exploration Geophysics. **Investigations in Geophysics, Geotechnical and Environmental Geophysics**. v. 1, n. 5, p. 147-198, 1990.