



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

PROSPECÇÃO GEOFÍSICA EM OCORRÊNCIA DE ESTANHO ASSOCIADA AO
GRANITO SÃO SEPÉ (RS)

Marly Aparecida da Silva

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

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.

Rio Claro - SP
2018

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

MARLY APARECIDA DA SILVA

PROSPECÇÃO GEOFÍSICA EM OCORRÊNCIA DE ESTANHO ASSOCIADA AO
GRANITO SÃO SEPÉ (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

2018

551 Silva, Marly Aparecida da
S586p Prospecção geofísica em ocorrência de estanho associada
 ao granito São Sepé (RS) / Marly Aparecida da Silva. - Rio
 Claro, 2018
 54 f. : il., figs., fots., mapas

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

 1. Geofísica. 2. Pesquisa mineral. 3. Cassiterita. 4.
 Sulfetos. 5. Resistividade. 6. Cargabilidade. I. Título.

MARLY APARECIDA DA SILVA

PROSPECÇÃO GEOFÍSICA EM OCORRÊNCIA DE ESTANHO ASSOCIADA AO
GRANITO SÃO SEPÉ (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. Vagner Roberto Elis

Prof. Dr. Daniel Françoso Godoy

Conceito: Aprovada

Rio Claro, 29 de junho de 2018

AGRADECIMENTOS

Com a finalização desta dissertação, gostaria de agradecer aos que contribuíram para o sucesso deste trabalho. Em primeiro lugar, quero citar meu querido irmão, João Ferreira da Silva, pela paciência nos momentos de stress e incredulidade. Obrigada também aos meus pais (João e Maria) e à minha irmã Cris.

Meu muito obrigada também ao meu amigo Jonson Ney por tornar meus dias mais felizes. Sua alegria contribuiu muito para que eu tivesse dias melhores. Você é incrível, te levo eternamente no meu coração.

À Carla Vital pelos cafés maravilhosos que tomamos juntas e pelas conversas agradáveis no sofá de casa. Que saudade de você.

Não poderia deixar de agradecer também ao Sandro e Deth, Marcelo Souza e Aninha pelos vários momentos agradáveis que passamos juntos. Quantos “rolês massa”, quanta cerveja boa.

À Barbara (Emily) e à Liliane (Dona de Ilhéus) pelas risadas e gargalhadas. Rimos, e como rimos juntas.

Ao Egídio, Clênia e Luelmy, obrigada pelos tantos almoços, pizzas e outras comilanças que vocês compartilharam comigo durante esta estadia em Rio Claro.

Ao Lucas Mazzi pela excelente companhia e pelo diálogo interrompido sobre sua tese de doutorado. Tenho grande admiração por você.

Ao meu eterno amigo Felipe, por ser meu psicólogo nos momentos de desespero e por me ouvir sempre nas horas de dificuldade. Amo-te.

Às meninas que passaram pela Rep. “Porta dos Fundos” Janaína, Ruby, Fran e Isabela e às que ainda estão aqui: Juliana, Karol, Fernanda e Karine. Obrigada por todos os momentos. Foi uma honra conhecer cada uma de vocês.

Ao Rodolfo Busolin e Jandir Blasius pelas tantas conversas boas e por me hospedarem sempre quando eu ia em Araras. Obrigada por existirem na minha vida.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Cesar Augusto Moreira por me cobrar tanto o bendito artigo. “Pronto...tá no Lattes”.

À Livia Portes Innocenti Helene pela contribuição nos trabalhos de campo.

À CAPES pela bolsa concedida, à UNESP pela oportunidade e por fim, quero agradecer aos que não me atrapalharam, pois quem não atrapalha já ajuda, e muito.

Resumo

Este trabalho apresenta e discute os resultados gerados através de levantamentos geofísicos terrestres de Eletrorresistividade e da Polarização Induzida (IP) utilizados na investigação de uma ocorrência de estanho (cassiterita) associada a hidrotermalito do tipo *greisen*, localizada na borda oeste do Granito São Sepé. A área de estudo está localizada na porção central do Escudo Sul-Riograndense, município de São Sepé (RS). A ocorrência mineral está associada a veios de quartzo inseridos nos quartzos xistos do Complexo Metamórfico Vacacaí. Foram realizadas 6 linhas de caminamento elétrico dispostas paralelamente na direção N30W. Os dados foram processados para elaboração dos modelos de inversão 2D gerados para os parâmetros de resistividade e cargabilidade. Os modelos de inversão 2D indicaram áreas de alta cargabilidade interpretadas como as prováveis zonas de concentração da cassiterita. Os dados de resistividade não foram suficientes para a definição das zonas mineralizadas, uma vez que a encaixante (quartzo-xistos) e os veios mineralizados apresentam valores de resistividade parecidos. Desse modo, os dados de cargabilidade foram utilizados para gerar os modelos de visualização 3D, os quais permitiram determinar a morfologia e a continuidade da provável zona de ocorrência da cassiterita. Os resultados dos modelos de visualização 3D mostraram que na área investigada ocorrem dois conjuntos de veios de quartzo e que os sulfetos ocorrem disseminados, provavelmente, nos veios com direção N30W.

Palavras-chave: pesquisa mineral, cassiterita, sulfetos, resistividade, cargabilidade

ABSTRACT

This work presents and discusses the results generated by terrestrial geophysical surveys of DC resistivity and Induced Polarization (IP) used to investigate an occurrence of tin (cassiterite) associated with greisen type hydrothermalite, located on the western border of São Sepé Granite. The study area is located in the central portion of the Shield Sul-Riograndense, municipality of São Sepé (RS). The mineral occurrence is associated with quartz veins inserted in the schist quartz of the Vacacaí Metamorphic Complex. Six electric path lines were arranged parallel in the N30W direction. The data were processed to elaborate the 2D inversion models generated for the resistivity and chargeability parameters. The 2D inversion models indicated areas of high chargeability interpreted as the probable zones of concentration of cassiterite. The resistivity data were not sufficient for the definition of the mineralized zones, since the nesting agent (quartz-schists) and the mineralized veins presented similar resistivity values. Thus, the chargeability data were used to generate the 3D visualization models, which allowed to determine the morphology and continuity of the probable cassiterite occurrence zone. The results of the 3D visualization models showed that in the investigated area two sets of quartz veins occur and that the sulphides occur probably in the veins with direction N30W.

Keywords: mineral exploration, cassiterite, sulfides, resistivity, chargeability.

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1:** Mapa de localização da área de estudos. _____4
- Figura 2:** Mapa geológico do ESRG com as principais unidades tectono-estratigráficas. _____6
- Figura 3:** Afloramento em corte de estrada com veios de quartzo inseridos nos xistos-quartzosos muito alterados. As medidas estruturais são referentes às direções dos veios de quartzo, com mergulho para SW. _____9
- Figura 4:** Mapa geológico do Granito São Sepé. Linhas pretas: tracejada para contato gradativo; pontilhada para zona afetada pelo metamorfismo termal, cheia e grossa para zonas de falhas. _____11
- Figura 5:** Ocorrência de hidrotermalito tipo *greisen* com destaque para as ocorrências minerais que ocorrem próximo à área de estudos. _____12
- Figura 6:** Mapa das ocorrências minerais em torno da área de estudo. _____13
- Figura 7:** Esquema com as repartições da mineralização e da alteração hidrotermal em depósitos de *greisen*, mineralizados em Sn e W. _____15
- Figura 8:** Relação entre a composição das rochas encaixantes e os tipos de alterações hidrotermais associadas aos *greisens*, que condicionam também a dimensão das zonas de alteração e a presença dos filões de *greisen*. _____17
- Figura 9:** Condução da eletricidade em metais e rochas. _____19
- Figura 10:** Caminho do fluxo da corrente através de um meio estratificado com duas camadas de diferentes resistividades. Camada superior (cinza claro) com resistividade menor do que a camada inferior (cinza escuro). Arranjo composto por quatro eletrodos, onde A e B representam os eletrodos de corrente e M e N os de potencial. _____21
- Figura 11:** Parâmetros utilizados para definir a resistividade. _____22
- Figura 12:** Decaimento do potencial relacionado ao efeito da polarização após a interrupção da corrente elétrica. Num tempo t_0 a corrente é desligada e a diferença de potencial medida decai gradualmente para zero. Uma sequência similar ocorre

quando a corrente é ligada num tempo t_3 . A represente a área sob a curva de decaimento para o intervalo de tempo $t_1 - t_2$. _____ 24

Figura 13: Mecanismos de Polarização Induzida. (a) polarização de membrana (b) polarização de eletrodo. _____ 25

Figura 14: Procedimento do caminhamento elétrico através do arranjo dipolo-dipolo, indicando os eletrodos de corrente (transmissor AB), de potencial (receptor MN), linhas de equipotencial, de corrente e níveis teóricos de investigação. _____ 26

Figura 15: Configuração dos eletrodos no arranjo dipolo-dipolo. _____ 27

Figura 16: Imagem de detalhe da área de estudos. As linhas em branco mostram a configuração das linhas de aquisição dos dados. _____ 29

Figura 17: A) Configuração dos eletrodos em campo. B) Eletrodos posicionados para aquisição de dados da L2. C) Eletrodo não-polarizável preenchido por solução de CuSO_4 . D) Resistivímetro Terrameter LS utilizado na aquisição dos dados. _____ 30

Figura 18: Procedimentos realizados no processamento dos dados geoeletricos. _ 31

Figura 19: Seções 2D de resistividade para as linhas de aquisição elétrica _____ 34

Figura 20: Seções 2D de cargabilidade para as linhas de aquisição elétrica. _____ 36

Figura 21: Modelos de visualização 3D para a variável cargabilidade, gerados a partir da interpolação dos modelos de inversão 2D. As setas indicam a direção de aquisição dos dados. _____ 37

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVAS	1
2. OBJETIVOS.....	3
3. ÁREA DE ESTUDO	4
4. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	5
4.1. ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE.....	5
4.2. COMPARTIMENTAÇÃO DO ESRG	5
4.3. GEOLOGIA LOCAL	8
4.3.1: <i>Complexo Metamórfico Vacacaí.....</i>	<i>8</i>
4.3.2: <i>Complexo Granítico São Sepé.....</i>	<i>9</i>
5. TRABALHOS DE PROSPECÇÃO MINERAL NA REGIÃO	12
6. MODELO GENÉTICO DE MINERALIZAÇÃO DE CASSITERITA	15
7. MÉTODOS GEOELÉTRICOS	18
7.1. Método da Eletrorresistividade	18
7.2. Método da Polarização Induzida	23
7.3. Técnicas de aquisição.....	26
8. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO	28
9. RESULTADOS E DISCUSSÕES	33
10. CONSIDERAÇÕES FINAIS	40
11. REFERÊNCIAS.....	42

1. INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVAS

As reservas mundiais de estanho associado à cassiterita eram, em 2013, de aproximadamente 4,4 milhões de toneladas. Segundo dados do Serviço Geológico Americano – USGS, a China é o principal produtor de minério e detém as maiores reservas de cassiterita. Em 2013 foi responsável por mais de 42% da produção mundial, seguida pela Indonésia, Peru, Bolívia, Mianmar e Austrália. A demanda brasileira por Sn é composta por cinco seguimentos: indústria siderúrgica (folhas de flandres), indústria de soldas, indústria química, objetos de *pewter* e bronze

Nesse contexto, a pesquisa mineral é responsável pelo planejamento e execução dos trabalhos que levam à descoberta de novos depósitos minerais (LICHT, 1998). Desse modo, a prospecção mineral constitui a primeira etapa de estudos na descoberta de novos recursos minerais e na reavaliação de ocorrências minerais já conhecidas. Nesta fase, diversas técnicas de investigações geológicas são aplicadas com o objetivo de detalhar os condicionantes geológicos e quantificar os teores de uma jazida (MOON, WHATELEY, EVANS, 2006).

A localização de depósitos minerais em subsuperfície via métodos geofísicos pode ser direta, ou seja, quando a resposta provém do bem mineral prospectado ou indireta, quando o depósito possui quantidades insuficientes do mineral procurado. Nesse caso, o depósito poderá ser detectado somente caso a substância mineral esteja associada a outros minerais de propriedades físicas contrastantes (DENTITH, MUDGE, 2014). Os métodos geofísicos são eficazes na localização de jazidas subaflorantes, uma vez que dependem basicamente do contraste entre as propriedades físicas do depósito e das rochas encaixantes.

Os indícios das mineralizações de estanho, objeto de estudo desta pesquisa, ocorrem na zona periférica do Granito São Sepé e estão inseridas nas rochas do Complexo Metamórfico Vacacaí. Nas proximidades da área de estudo, foram reconhecidos mais de 80 corpos de hidrotermalitos tipo *greisen* e filões de quartzo aos quais estão associadas mineralizações de ouro e estanho CPRM (1995).

Nas anomalias geoquímicas de sedimentos de correntes foram identificados também Mo (5ppm) e As (13ppm). Desse modo, os indícios das mineralizações e o contexto geológico da área são compatíveis com modelos de mineralizações de Sn ($\pm\text{Mo} \pm\text{Bi}$) em *endo* e *exo-greisens* de corpos filonianos associados a intrusões graníticas (CPRM, 1995).

Diante do exposto, o desenvolvimento deste estudo é justificado pela ausência de estudos em detalhes nesta ocorrência mineral. O potencial da região denominada de Passo da Juliana para fins prospectivos de metais-base associados a corpos sulfetados tornam viável a realização do presente trabalho. A ausência de estudos geofísicos em depósitos minerais de baixa sulfetação, principalmente em depósitos de cassiterita, também justificam a realização desta pesquisa.

Algumas características, tais como baixo custo e rapidez na aquisição dos dados, tornam a utilização dos métodos geofísicos vantajosa na pesquisa mineral. Entre os diversos métodos geofísicos terrestres disponíveis, os mais utilizados na prospecção de depósitos sulfetados são os métodos geoeletricos. Estes métodos permitem a caracterização dos depósitos através de zonas anômalas com parâmetros físicos de cargabilidade e resistividade (MUSSET, KHAN; 2000).

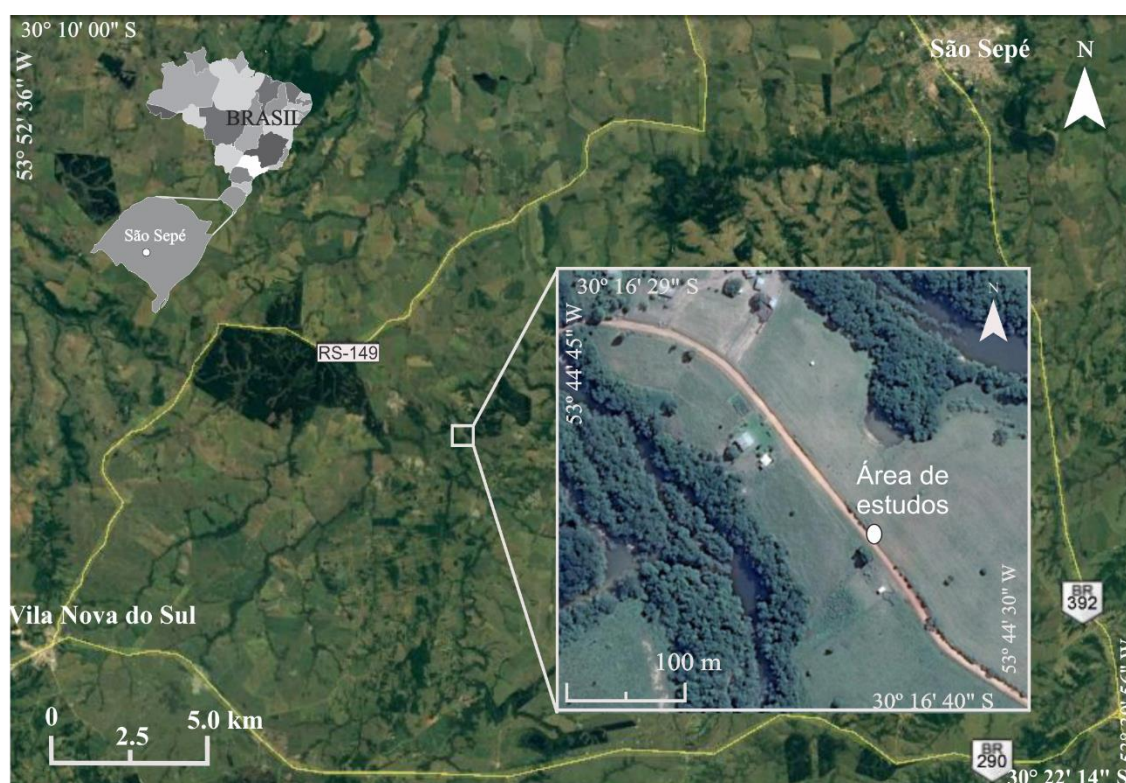
2. OBJETIVOS

Análise da assinatura geofísica de uma ocorrência mineral de cassiterita identificada previamente pelo Serviço Geológico do Brasil através de estudos geoquímicos em sedimentos de corrente e mapeamento geológico, por aplicação dos métodos da Eletroresistividade e da Polarização Induzida.

3. ÁREA DE ESTUDO

A ocorrência mineral estudada está localizada na porção SW do município de São Sepé, Rio Grande do Sul (RS), distante cerca de 270 km da capital Porto Alegre. O acesso à área pode ser feito via BR-290 e, após percorrer 13 km do cruzamento com a BR-390, a área de estudo pode ser acessada pela estrada Rincão da Juliana, até a ponte sobre o Rio São Sepé (Fig.1).

Figura 1: Mapa de localização da área de estudos.



Fonte: Modificado do Google Earth (2017).

A área de estudo foi selecionada a partir de dados do relatório Programa de Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB Passo do Salsinho, elaborado pela CPRM na década de 80. Neste relatório foram mapeadas diversas ocorrências minerais de ouro, cassiterita, cobre e carvão mineral, mas sem estudos em detalhe.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1. Escudo Sul-Riograndense

O Escudo Sul-Riograndense (ESRG) está localizado na porção central do estado do Rio Grande do Sul e constitui uma associação de rochas geradas durante as orogênias Transamazônica (2,26-2,00 Ga) e Brasiliana (900-535 Ma) (HARTMANN; CHEMALE JR e PHILIPP, 2007). Sua configuração final, correspondente ao Cinturão Dom Feliciano, é o resultado de diversos processos de geração, deformação e retrabalhamento crustal (CHEMALE JR., 2000).

O Cinturão Dom Feliciano, estabelecido durante o Neoproterozóico, é um orógeno localizado no Gondwana Sul-ocidental que marcou o evento Brasiliano na região sul do país (BORBA, 2006). Se estende de Santa Catarina até o Uruguai, numa faixa alongada de orientação NE-SW. Possui 800 km de comprimento e largura de 150 km; e é composto essencialmente por granitóides, rochas metamórficas e alguns plútons (CHEMALE JR., 2000).

Os principais eventos tectônicos do Ciclo Brasiliano responsáveis pela construção do Cinturão Dom Feliciano são: início da atividade de subducção, marcada pelo metadiorito Passinho; a orogênese São Gabriel, com desenvolvimento do arco magmático do Terreno São Gabriel (753-680 Ma); e o último evento correspondente à Orogênese Dom Feliciano (650-500 Ma), representada pela fusão dos remanescentes crustais antigos presentes no Batólito Pelotas, seguido da intrusão de granitos tardi a pós-colisionais (HARTMANN et al; 1999, 2000).

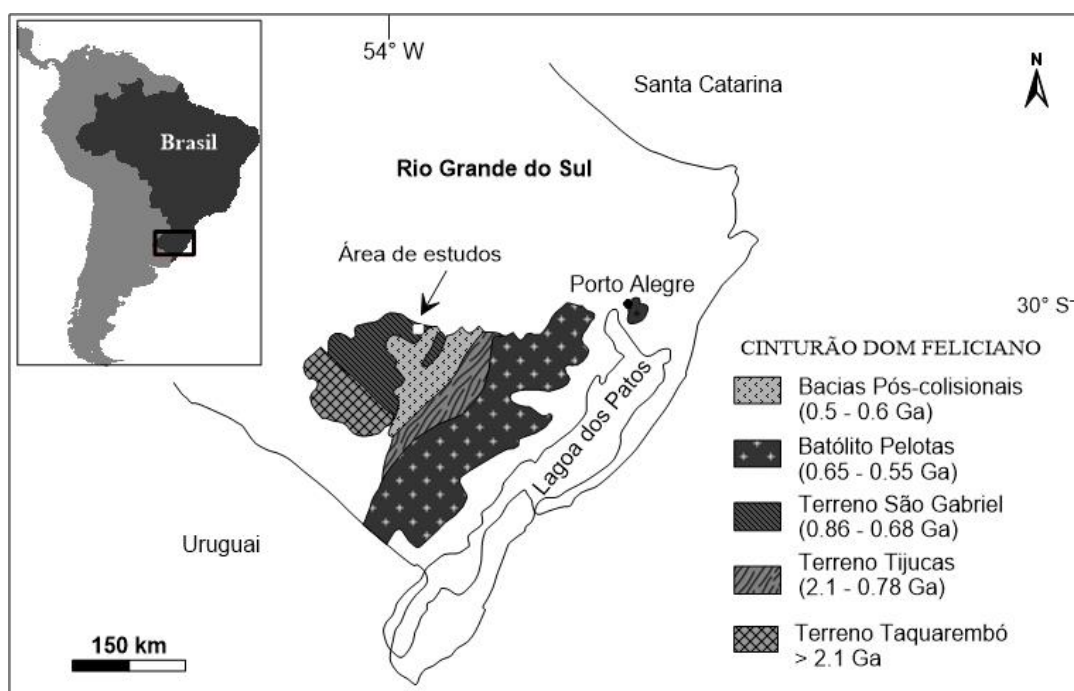
4.2. Compartimentação do ESRG

Vários autores propõem modelos evolutivos para a compartimentação geotectônica do ESRG, em especial os trabalhos realizados por Hasui; Almeida e Brito Neves (1978), Fragoso-Cesar (1980) e Jost e Hartmann (1984). Posteriormente Hartmann; Chemale JR e Philipp (2007) apresentaram uma organização para o ESRG que foi adotada neste trabalho.

Com base nas características estruturais, petroectônicas e isotópicas distintas, estes autores dividem o ESRG nas seguintes unidades geotectônicas: Terreno Taquarembó, Terreno Tijucas, Terreno São Gabriel, Batólito Pelotas e Bacias

Sedimentares pós-orogênicas; limitados entre si por estruturas alinhadas na direção NE-SW (Fig. 2).

Figura 2: Mapa geológico do ESRG com as principais unidades tectono-estratigráficas.



Fonte: Modificado de Hartmann; Chemale JR e Philipp (2007).

O Terreno Taquarembó está situado no extremo sudoeste do ESRG, limitado ao norte pela zona de cisalhamento Ibaré e ao sul e oeste é recoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná. Possui as unidades geológicas mais antigas do ESRG, representado pelo Complexo Granulítico Santa Maria Chico, de idade Paleoproterozóica (2,3 Ga). Estas rochas granulíticas são intrudidas por pequenos *stocks* graníticos gerados entre 600 e 550 Ma, e recobertas por rochas sedimentares geradas durante o ciclo Brasileiro (HARTMANN; CHEMALE JR e PHILIPP, 2007).

O Terreno Tijucas está localizado na porção central do ESRG e constitui uma faixa alongada com direção N20-30°E. Possui largura de 30 a 50 km e cerca de 170 km de comprimento. É limitado a leste pelas zonas de cisalhamento Dorsal de Canguçu e Passo do Marinheiro (HARTMANN et al; 1999, 2000). A oeste é recoberto pelos sedimentos da Bacia do Camaquã e a sul e norte pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná. É composto predominantemente pelas rochas dos Complexos

Encantadas (2,2 a 2,0 Ga) e Porongos (800 a 700 Ma). Os gnaisses do Complexo Encantadas possuem composição tonalítica a dioríticas com presença de injeções tabulares de corpos graníticos. No Complexo Metamórfico Porongos, predominam metassedimentos com ocorrências subordinadas de rochas metavulcânicas (CHEMALE JR., 2000). É intrudido por quatro estruturas antiformes: Antiforme Capané, Domo de Santana da Boa Vista, Antiforme Serra dos Pedrosa e Antiforme do Godinho.

O Terreno São Gabriel, local onde está inserida a área de estudo, é limitado a sul pela Zona de Cisalhamento Ibaré, a leste por falhamentos de direção NE-SW e a oeste e a norte é recoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná. Constitui um prisma acrecionários gerado durante o Neoproterozóico, com associações petrotectônicas de ambientes de margem passiva e retroarco, ofiolitos, arcos magmáticos vulcano-sedimentares e plutônicos (CHEMALLE JR, 2000). O Terreno São Gabriel possui gnaisses cálcio-alcálicos juvenis cortados por metagranitóides, ambos englobados no Complexo Cambaí, intrusivo nas sequências vulcano-sedimentares dos Complexos Palma/Bossoroca (BABINSKI et al., 1996).

O Batólito Pelotas ocupa a porção leste do Escudo numa faixa alongada na direção N45°E. Possui aproximadamente 370 km de comprimento e largura média de 90 km. É limitado a oeste pelas zonas de cisalhamento Dorsal de Canguçu e Passo do Marinheiro e a leste é recoberto pelos sedimentos da planície costeira (HARTMANN et al., 2000). O Batólito é composto por um complexo granítico e por sete suítes de rochas granitóides com composição granodiorítica a sienogranítica. Subordinadamente ocorrem sienitos, dioritos, microdioritos, hornblenditos e gabros (HARTMANN; CHEMALE JR e PHILIPP, 2007).

As Bacias Sedimentares pós-orogênicas ocupam as porções central e oeste do ESRG. A Bacia Sedimentar do Camaquã, principal representante destas bacias, possui forma alongada na direção N30°E com cerca de 100 Km de comprimento por 100 km de largura (TEIXEIRA et al, 2004). O contexto dinâmico de preenchimento envolveu processos sedimentares, ígneos e deformacionais que geraram um complexo padrão de preenchimento e formaram uma série de unidades estratigráficas. Com base neste padrão de preenchimento, Paim, Chemale Jr e Lopes (2000) propõem que a sucessão completa da Bacia do Camaquã seja incluída no Supergrupo Camaquã, individualizado nos seguintes Grupos: Maricá, Bom Jardim, Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas.

4.3. Geologia local

4.3.1: Complexo Metamórfico Vacacaí

Esta unidade geológica engloba várias associações de rochas vulcano-sedimentares deformadas e metamorizadas nas fácies xisto verde a anfibolito inferior (CHEMALE JR; 2000). É composto pelos Complexos Passo Feio, Palma/Bossoroça e Cambaí, que correspondem às rochas encaixantes de vários Complexos Graníticos, incluindo os Granitos São Sepé, Caçapava e Cerro da Cria (HARTMANN; CHEMALE JR.; PHILIPP, 2007).

O Complexo Cambaí é composto por rochas cálcio-alcálicas médio a alto K (gnaisses tonalíticos e dioríticos, metadioritos, metatonalitos, dioritos, tonalitos e granodioritos) com idades de zircão em torno de 735-680 Ma. e assinalam o desenvolvimento de um arco magmático de margem continental – Orogênese São Gabriel (HARTMANN; PORCHER e REMUS, 2000)

O Complexo Bossoroça representa a parte superior da associação meta-vulcano-sedimentar e engloba as Sequências Arroio Lajeado, formada por xistos ultramáficos, serpentinitos, metabasaltos, BIF's, rochas metassedimentares e Campestre que engloba as associações de rochas metavulcanoclásticas (metatufos finos e grosseiros, metatufos lapilíticos, metacherts e metavulcânicas), rochas epiclásticas (metarenitos, metargilitos, metaconglomerados associados a rochas metavulcanoclásticas) e rochas químicas (KOPPE, HARTMANN; 1990).

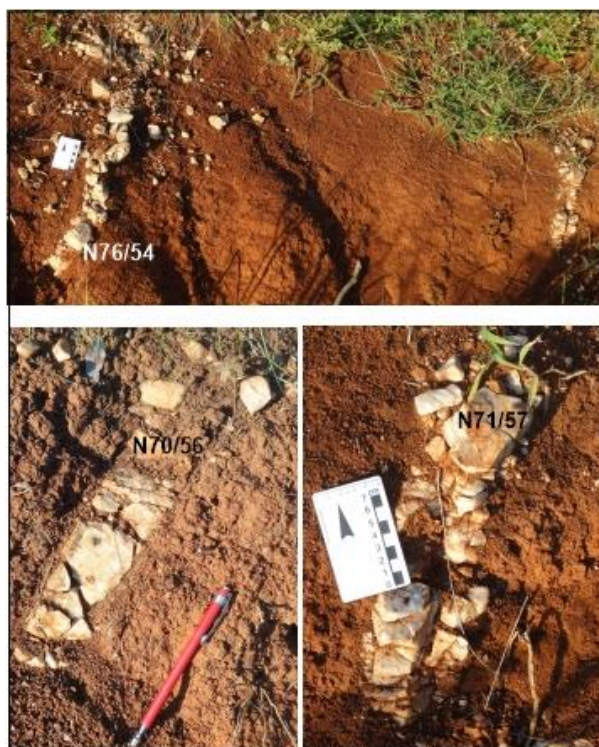
O Complexo Palma, de idade Neoproterozóica (~1,3-0,6 Ga), compõe a porção inferior às Sequências Arroio Lajeado e Campestre. É composto por rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas intercaladas com xistos paragneisses pelíticos e quartzíticos (HARTMANN; CHEMALE JR; PHILIPP, 2007).

A ocorrência de cassiterita estudada está alojada nos xistos-quartzosos do Complexo Bossoroça, intrudida pela rocha granítica, fonte da mineralização. Em campo são raros os afloramentos com boa exposição destas rochas. Em geral, toda a área de estudos é coberta por espessa camada de solo.

Em corte de estrada, ocorre exposição de alguns veios de quartzo leitoso, muito alterados, com até 10 cm de largura e direção N70E com mergulho para NW (Fig. 3). Os xistos apresentam alto grau de alteração e formam uma camada de solo argilo-arenoso de cor avermelhada. Os xistos apresentam coloração cinza, granulometria

fina e xistosidade dada, principalmente, pela orientação dos minerais micáceos e cristais de quartzo deformados.

Figura 3: Afloramento em corte de estrada com veios de quartzo inseridos nos xistos-quartzosos muito alterados. As medidas estruturais são referentes às direções dos veios de quartzo, com mergulho para SW.



Fonte: Elaborada pela autora (2017).

4.3.2: Complexo Granítico São Sepé

O Complexo está localizado a SW da cidade de São Sepé. Possui forma alongada na direção NNE-SSW e dimensão de 27km x 17,5km. Sobrepõe a oeste e a norte as rochas da Formação Rio Bonito, envolve a SSW o corpo estratiforme das Pedras Pretas, e é intrusivo no Complexo Metamórfico Vacacaí a SSW e no Grupo Maricá e na Formação Hilário a leste (GASTAL, FERREIRA; 2013).

A intrusão granítica desenvolveu auréola de metamorfismo termal de baixo a médio grau nas rochas do Complexo Metamórfico Vacacaí e acompanha o contorno do *pluton* numa faixa a SSW (MATOS et al., 2004). Os cornubianitos foram afetados durante a evolução do granito por evento hidrotermal, o qual foi responsável também

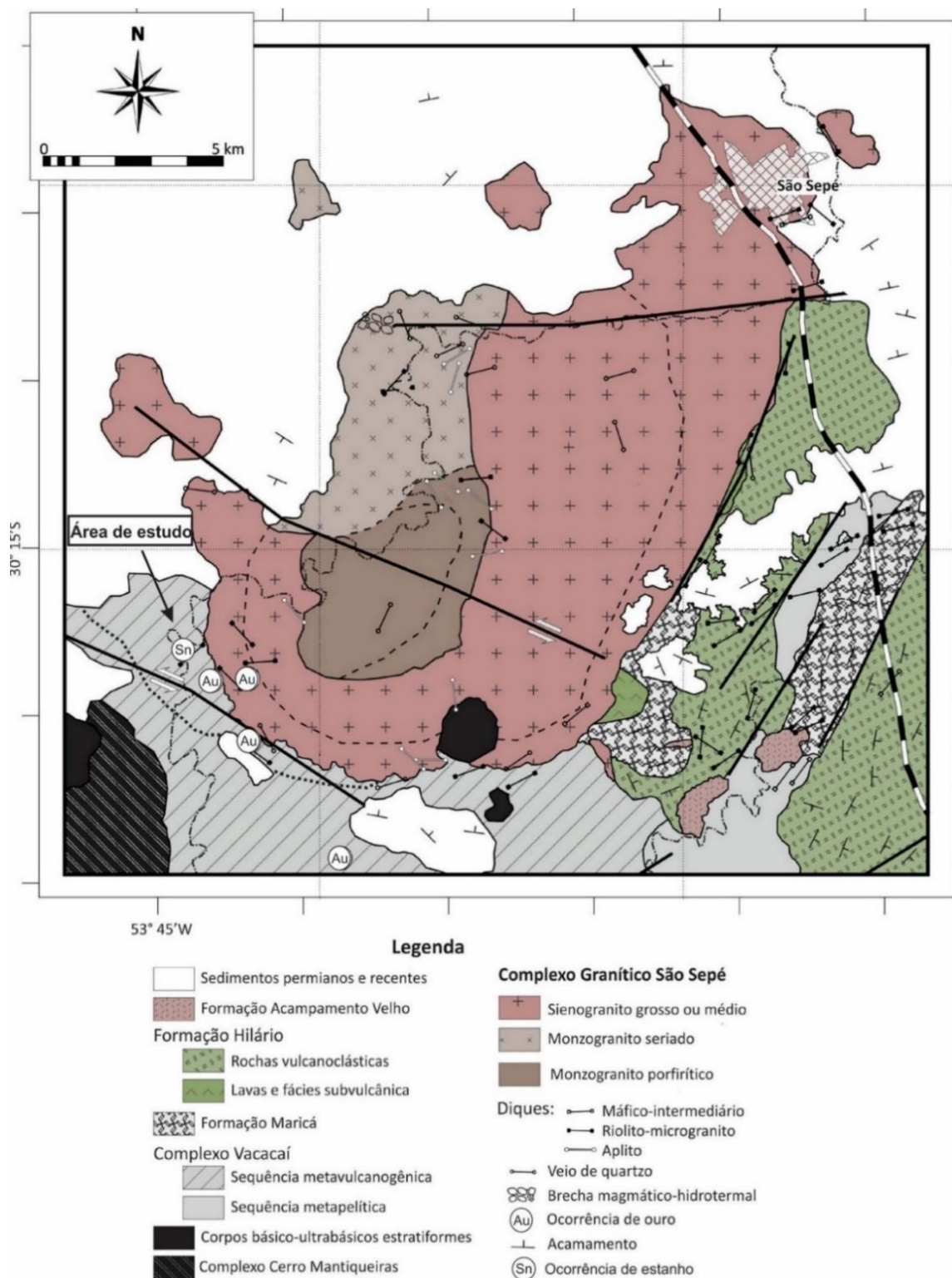
pela geração de *greisens* associados a filões auríferos (PORCHER et al., 1995).

O *pluton* consiste de granitos texturalmente isotrópicos, com anfibólio-biotita monzonitos no centro e biotita sienitos na borda. O contato entre eles é brusco, orientado na direção N-S, e próximo ao contato interno ambos são seccionados por diques de aplitos e microgranitos. Intrusões menores de microgranitos, riolitos e riolacitos, ocorrem como apófises e diques nas encaixantes ou nas bordas do sienito (GASTAL e FERREIRA, 2013; Fig. 4).

Próximo às bordas do Granito São Sepé ocorrem falhas de direção N55-60°E, N40°E e N50-65°W, onde os dois últimos são relacionados às zonas de falhas regionais que condicionam os contatos leste e SSW do *pluton*. Aqueles de direção N60-70°E ocorrem em unidades do arco magmático e parte da Formação Hilário. Já na porção central e oeste do Granito predominam as direções N50-55°E. Fraturamentos mais intensos ao longo da borda do *pluton* são mais expressivos nas direções N40-25°E e N50-65°W. O sistema N50-65°W é representado pelas Zonas de Falhas Arroio do Engenho a sul e outra no centro-sul do Complexo.

Diversos trabalhos de datação foram realizados nas rochas do Granito São Sepé afim de determinar as idades da intrusão. Datações de U-Pb sugerem ciclos intrusivos a 568-566 Ma e 550-544 Ma. (GASTAL et al., 2010). Esses mesmos autores obtêm uma idade preliminar U-Pb de $539,1 \pm 6,5$ Ma. em zircões de uma amostra do sienogranito. Em virtude da interpretação de que as idades U-Pb mais jovens (<550 Ma) são decorrentes da remobilização do zircão em evento hidrotermal tardio, Gastal e Ferreira (2013) atribuem a idade de 567 Ma. para a formação do Granito São Sepé.

Figura 4: Mapa geológico do Granito São Sepé. Linhas pretas: tracejada para contato gradativo; pontilhada para zona afetada pelo metamorfismo termal, cheia e grossa para zonas de falhas.



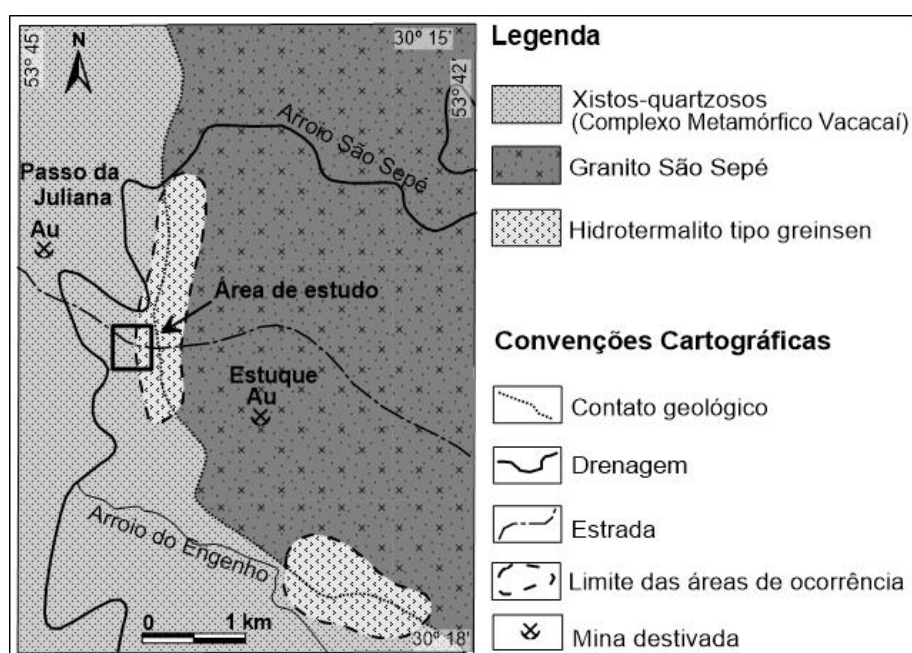
Fonte: Modificado de Gastal e Ferreira (2013).

5. TRABALHOS DE PROSPECÇÃO MINERAL NA REGIÃO

O ESRG possui uma zonação de metais com predomínio de ouro no Terreno São Gabriel; metais básicos, principalmente cobre, na região central; e chumbo no extremo leste, onde ocorrem depósitos de estanho e vanádio. O panorama mineral desta região envolve ouro, cobre, carvão mineral, calcário, cromita, estanho, entre outros. Entretanto, as principais ocorrências minerais estão associadas a depósitos hidrotermais magmáticos gerados durante três períodos distintos do ciclo Brasileiro: 700, 594 e 562 Ma (REMUS, 1999).

Vários depósitos sulfetados de pequeno porte ocorrem ao longo do Arco Vulcânico Bossoroca, tais como: Bossoroca, Cerrito do Ouro, Guardinha, Passo da Juliana, etc.; onde a pesquisa e exploração de rochas encaixantes com maior competência e reatividade devem ser priorizadas, uma vez que os fluidos mineralizantes destes depósitos são de origem profunda (REMUS, 1999). Segundo esse autor, a gênese da mineralização aurífera é atribuída à remobilização hidrotermal das rochas encaixantes, portadoras de jazidas e ocorrências de ouro localizadas próximo à área de estudo (Fig. 5).

Figura 5: Ocorrência de hidrotermalito tipo *greisen* com destaque para as ocorrências minerais que ocorrem próximo à área de estudos.

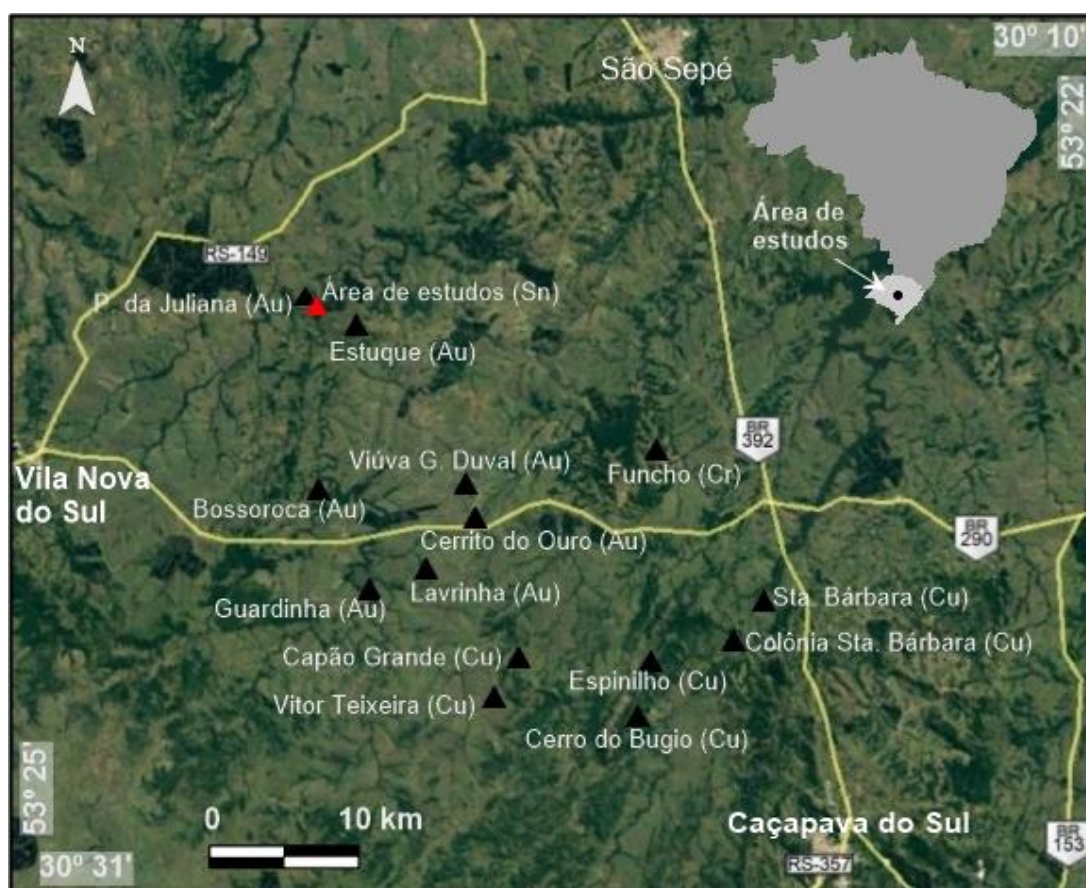


Fonte: Modificado de CPRM (1995).

A região central do ESRG possui várias ocorrências minerais mapeadas que confirmam o potencial da região para detalhamento e exploração de novos recursos minerais. Os trabalhos de prospecção nesta região foram realizados pela CPRM resultaram na identificação de diversos prospectos com potencial para estudos em detalhe. As principais ocorrências minerais em torno da área de estudo envolvem, principalmente: cobre, ouro, estanho e cromita. (Fig. 6).

Posteriormente, diversos estudos científicos foram realizados na região de Caçapava do Sul e São Sepé com enfoque no detalhamento destas ocorrências. Estes trabalhos utilizaram os métodos geofísicos que, associados ao mapeamento geológico-estrutural, apresentaram bons resultados no detalhamento das ocorrências.

Figura 6: Mapa das ocorrências minerais em torno da área de estudo.



Fonte: Modificado do Google Earth (2017).

O trabalho de Andriotti (1999) utilizou dados geoquímicos e sensoriamento remoto na pesquisa de metais-base no ESG que forneceram resultados satisfatórios. Através de mapas geoquímicos, limites litológicos, feições estruturais e zonações metalogenéticas foram indicadas novas áreas alvo para prospecção mineral.

Os trabalhos realizados por Moreira et al., (2016), Moreira, Pereira e Cavalheiro (2014), Moreira et al., (2012) e Moreira e Ilha (2011) apresentam os resultados dos métodos da Eletrorresistividade e da Polarização Induzida aplicados no detalhamento de ocorrências de ouro e cobre associadas a sulfetos. Nestes trabalhos, os autores indicaram zonas potencialmente mineralizadas, controladas estruturalmente por redes de fraturas e comprovam a eficácia dos métodos geofísicos aplicados na prospecção de depósitos minerais em subsuperfície.

O método da Eletrorresistividade integrado ao mapeamento geológico-estrutural foi utilizado por Côrtes et al. (2016) no detalhamento de uma ocorrência de cobre associada a sulfetos, localizada na borda norte da Bacia do Camaquã (RS). A ocorrência mineral está alojada em metarenito silicificado e fraturado, caracterizada pela presença de malaquita e azurita, disseminados ou impregnados nos planos de fratura. Neste trabalho, a autora definiu as zonas mineralizadas e estéril da ocorrência.

Em sua dissertação de mestrado, Carneiro (2016) utilizou os métodos geofísicos integrado a dados geológico-estruturais na definição da morfologia de uma ocorrência mineral de cobre inserida em xistos-quartzosos. Nesse trabalho, o autor definiu a continuidade lateral, a dimensão e a direção da zona mineralizada.

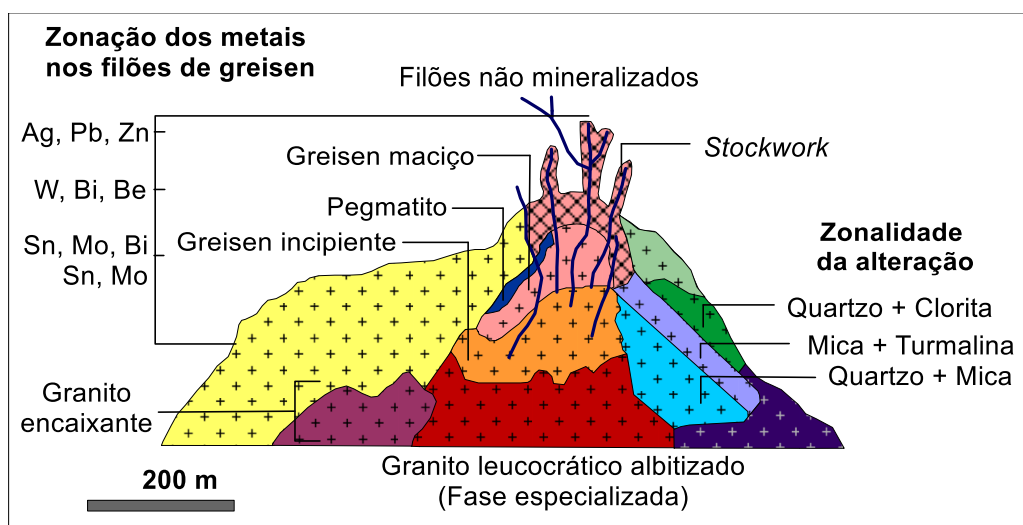
Em seus trabalhos, Santos (2017) e Paes (2016) utilizaram os métodos geoeletricos associados ao mapeamento geológico-estrutural, no detalhamento de duas ocorrências de cobre localizada no município de Caçapava do Sul - RS. A integração dos dados geofísicos, geológicos-estruturais e metalogenéticos permitiu a delimitação de zonas promissoras e prioritárias à amostragem direta via sondagem.

O trabalho de Santos (2017), demonstrou também a aplicabilidade dos métodos geofísicos no estudo de mineralizações inseridas em terrenos metamórficos com grande complexidade estrutural.

6. MODELO GENÉTICO DE MINERALIZAÇÃO DE CASSITERITA

A cassiterita, mineral-minério de estanho, ocorre em variados tipos de depósitos. Entretanto, o modelo mais aproximado à ocorrência estudada é similar àquele proposto por Reed (1987), onde os *greisens* podem ter qualquer forma e ocorrem acima da cúpula granítica. São constituídos por uma parte maciça, enraizada ao *pluton*, e por uma parte filoniana, denominada de filões de *greisen*, situados acima da parte maciça e, geralmente, encaixada nas rochas circundantes ao pluton. *Stockworks* são comuns na região dos filões e, com frequência ocorrem associações com aplitos, pegmatitos e veios de quartzo (BIONDI, 2003; Fig. 7).

Figura 7: Esquema com as repartições da mineralização e da alteração hidrotermal em depósitos de *greisen*, mineralizados em Sn e W.



Fonte: Modificado de Reed (1987).

As alterações hidrotermais do *greisen* não mostram uma distribuição zonada e constante em todos os depósitos. Embora as zonações hidrotermais estejam sempre presentes, cada depósito possui suas características. Estas zonações são complexas e foram agrupadas em 9 tipos principais:

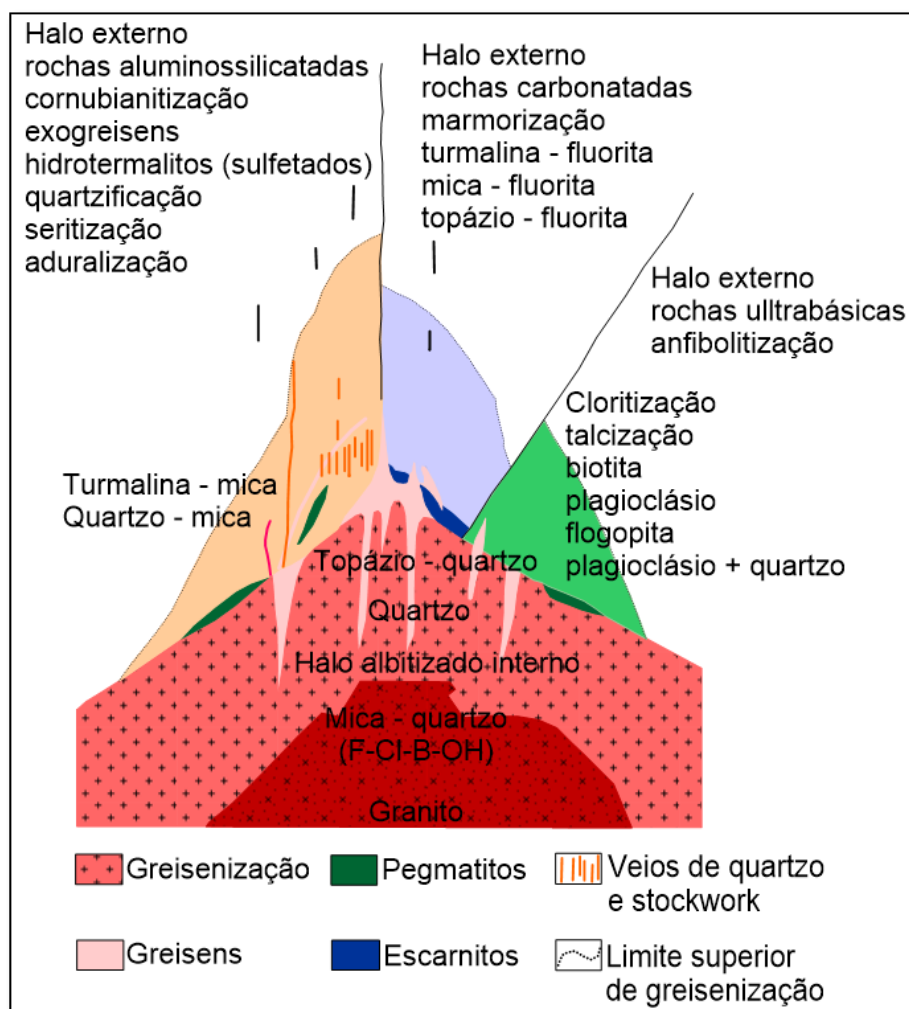
a) *Greisenização* se desenvolve nas zonas de maior permeabilidade dos granitos, conferida pelas redes de fraturas (BIONDI, 2003). Corresponde, sobretudo, à neoformação da muscovita e quartzo (+albita). Origina o *greisen* típico composto por 60% de quartzo e 40% de mica branca (PIRAJNO, 2009).

- b) *Filitização* é muito menos frequente que a greisenização e engloba a cloritização, a muscovitização, a seritização e a biotitização (BIONDI, 2003).
- c) *Feldspatização* com presença de albita, microclínio, adularia e amazonita. A albitização é mais frequente que a microclinização e, pode ser acompanhada por enriquecimento de lítio. Embora quase sempre ocorram juntas, normalmente a feldspatização é mais antiga que a greisenização e parece menos influenciada pelas fraturas e fissuras (BIONDI, 2003).
- d) *Argilização* é um processo de alteração que ocorre junto aos depósitos de estanho, não modifica a estrutura das rochas, mas diminui a densidade das rochas, principalmente dos granitos. Essa perda de densidade é justificada pela perda, quase total, dos feldspatos e, aproximadamente, dois terços da sílica (ROBB, 2004).
- e) *Turmalinização* pode ser intensa e corresponde a um forte aporte do boro para a rocha, geralmente associada às fases hidrotermais tardias, portadoras do Sn. No entanto, a turmalinização parece ser um processo que ocorre sob temperatura menor que a greisenização e a feldspatização, e frequentemente, ocorre nas redes de fraturas (PIRAJNO, 2009).
- f) *Topozificação* g) *Hematitização* h) *Fluoritização* e i) *Silicificação* são alterações que ocorrem em proporções variadas em quase todos os *greisens*. Geralmente, o núcleo do *greisen* é de quartzo maciço (BIONDI, 2003).

Nos depósitos apicais disseminados de Sn e W, modelo mais próximo ao depósito estudado, as alterações são acumuladas em vários tipos e, raramente, desenvolvem-se isoladamente. A greisenização é a alteração mais comum e junto à feldspatização, à argilização e à turmalinização alteram as rochas encaixantes do depósito. As demais alterações são mais limitadas às proximidades da mineralização ou das fraturas e veios tardios (ROBB, 2004).

A variação do tipo de alteração hidrotermal dos *greisens* depende também das encaixantes do pluton. As rochas alumino-silicatadas, por exemplo, são as encaixantes mais comuns e formam os maiores volumes de alteração, com desenvolvimento de todos os tipos de alterações mencionados. Nos casos mais raros, onde as encaixantes são rochas básicas ou ultrabásicas, as alterações são menos desenvolvidas e a filitização é a alteração hipogênica dominante. Nas encaixantes carbonatadas podem ocorrer mineralizações de *greisens* com fluorita, topázio e turmalina (SHCHERBA, 1970 a e b; Fig. 8).

Figura 8: Relação entre a composição das rochas encaixantes e os tipos de alterações hidrotermais associadas aos *greisens*, que condicionam também a dimensão das zonas de alteração e a presença dos filões de *greisen*.



Fonte: Modificado de Biondi (2003).

O modelo genético proposto para a mineralização discutido acima admite que a mineralização ocorre na cúpula granítica. No caso estudado, entretanto, a mineralização está associada aos veios de quartzo encaixados nas laterais do Granito São Sepé. Nesse contexto, a contração da intrusiva gerou espaços que foram ocupados pelos líquidos hidrotermais enriquecidos em estanho e outros elementos, provenientes das fases finais de cristalização.

7. MÉTODOS GEOELÉTRICOS

Alguns métodos elétricos utilizam o campo elétrico natural da Terra, enquanto outros necessitam da introdução de correntes artificiais no solo. O método da Eletroresistividade é usado no estudo de discontinuidades horizontais e verticais, nas propriedades elétricas do solo e na identificação de corpos com condutividade elétrica anômala (ORELLANA, 1974).

O método da Polarização Induzida utiliza a ação capacitiva do meio geológico para localizar zonas com acúmulo de minerais condutivos disseminados nas rochas. É rotineiramente usado na prospecção de depósitos minerais sulfetados e metálicos, estudos ambientais, hidrogeologia, engenharia civil, prospecção mineral, entre outros (DENTITH, MUDGE; 2014).

7.1. Método da Eletroresistividade

O método da Resistividade utiliza correntes elétricas artificiais introduzidas artificialmente no solo, onde as diferenças de potencial (ddp) resultantes são medidas na superfície. Os desvios do padrão das ddp's fornecem informações sobre as propriedades elétricas do meio investigado (MUSSET, KHAN; 2000).

A resistividade elétrica (ρ) é definida como a dificuldade que a corrente elétrica encontra na sua passagem em um determinado material ou, ainda, como a resistência em ohms (Ω) entre as faces opostas de um cilindro unitário (KEAREY, BROOKS, HIL; 2002). O método da Eletroresistividade se baseia em um circuito elétrico simples, onde o meio físico age como um resistor.

A maior parte dos minerais formadores das rochas é isolante. Nesse caso, a corrente elétrica é conduzida pela passagem de íons através da água nos poros das rochas. Assim, a eletricidade é conduzida, na maior parte das rochas, por processos eletrolíticos. Dessa forma, a resistividade é controlada pela porosidade das rochas e aumenta com a diminuição da porosidade (DENTITH, MUDGE; 2014).

Mesmo as rochas com pouca ou nenhuma porosidade são condutoras ao longo de fraturas e veios mineralizados. Estas estruturas fornecem caminho preferencial para o deslocamento da corrente elétrica. Evidentemente, o meio geológico é composto por diferentes litologias e a identificação de um tipo de rocha não é possível somente através dos dados de resistividade.

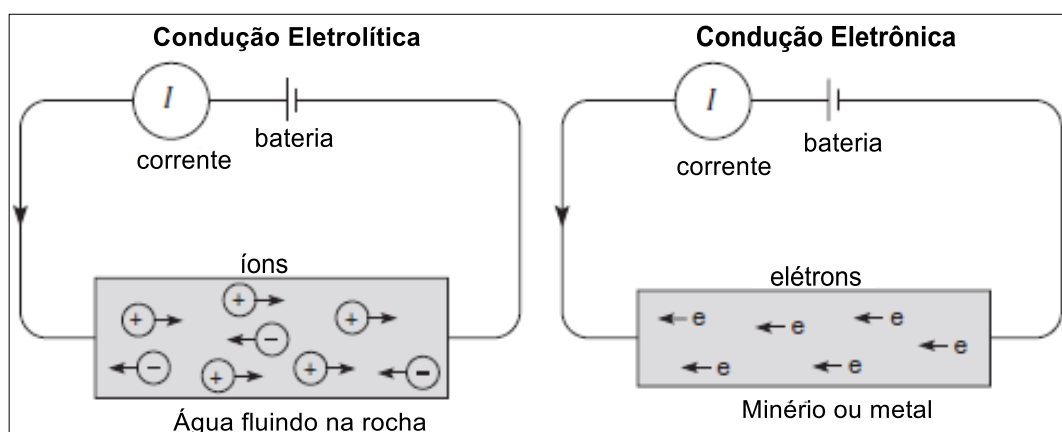
Propriedades elétricas das rochas

A condução da corrente elétrica é definida como a movimentação de elétrons e íons. Em materiais condutores, os elétrons se movem com mais facilidade devido às ligações fracas entre os átomos (MUSSET, KHAN; 2000). Quando há muitos sulfetos metálicos, existem elétrons disponíveis para a condução eletrônica com energia de ativação relativamente baixa, e nesse caso, podem ser considerados muito próximos de um condutor similar a um metal (TELFORD, GELDART, SHERIFF; 1990).

No meio geológico a resistividade depende, predominantemente, dos seguintes fatores: porosidade, mineralogia, grau de saturação, resistividade do fluido que preenche os poros, tamanho e forma das partículas, temperatura e estado da solução contida nos poros das rochas (LOWRIE, 2007).

Entretanto, materiais onde nenhuma carga se movimenta livremente são denominados de isolantes, como por exemplo os silicatos (KEAREY, BROOKS, HIL; 2002). Os principais processos que determinam a resistividade elétrica no meio geológico são a condutividade eletrolítica (iônica) e eletrônica (Fig. 9).

Figura 9: Condução da eletricidade em metais e rochas.



Fonte: Modificado de MUSSET, KHAN (2000).

Na condução eletrolítica, ocorre o deslocamento dos íons dissolvidos na água dos poros das rochas, sedimentos inconsolidados e ou discontinuidades das rochas. Nesses casos, a corrente elétrica é conduzida na rocha através dos íons contidos na água dos poros, uma vez que grande parte dos minerais formadores de rochas é isolante. Desse modo, na maior parte das rochas, a eletricidade é conduzida por

processos eletrolíticos (MUSSET, KHAN; 2000).

Na condução eletrônica ocorre a passagem de elétrons livres na matriz da rocha, que colidem os minerais metálicos e saltam em direções aleatórias. Quando submetidos ao campo elétrico, os elétrons adquirem velocidade e se movem a uma velocidade muito inferior. Assim, a resistividade pode ser determinada através do tempo médio entre as colisões. A resistividade é considerada alta se o arranjo atômico possibilitar colisões frequentes, e baixa quando o tempo entre as colisões é médio ou longo. Nesses casos, a resistividade é controlada pelo modo de agregação e pela pureza dos minerais que constituem a rocha (DENTITH, MUDGE; 2014).

Dentre os tipos de condução, a eletrolítica é o principal tipo de condução que ocorre no meio geológico. Dessa forma, a corrente se desloca através da condução eletrolítica, que acontece em relação ao percentual de saturação em água e ao grau de porosidade da rocha (MUSSET, KHAN; 2000).

Deslocamento da corrente no meio geológico

Levantamentos geofísicos de Eletrorresistividade aplicam uma corrente elétrica no solo por meio de fontes artificiais para produzir um campo de potencial elétrico no meio geológico (DENTITH, MUDGE; 2014). Geralmente, os arranjos são compostos por quatro eletrodos inseridos na superfície investigada. A corrente é introduzida através de dois eletrodos de corrente (A, B) e a diferença de potencial é medida pelos eletrodos de potencial (M, N; Fig. 10). Assim, é possível determinar a distribuição espacial da resistividade no meio geológico (MUSSET, KHAN; 2000).

O fluxo de corrente elétrica nas rochas é determinado a partir da diferença de potencial entre as duas extremidades. Em materiais geológicos homogêneos e isotrópicos, a corrente elétrica diminui radialmente conforme a distância da fonte, de modo a construir superfícies semiesféricas concêntricas equipotenciais (com o mesmo valor). As linhas de fluxo de corrente são estabelecidas em direções perpendiculares às superfícies equipotenciais, sempre no sentido de maior para o menor potencial elétrico.

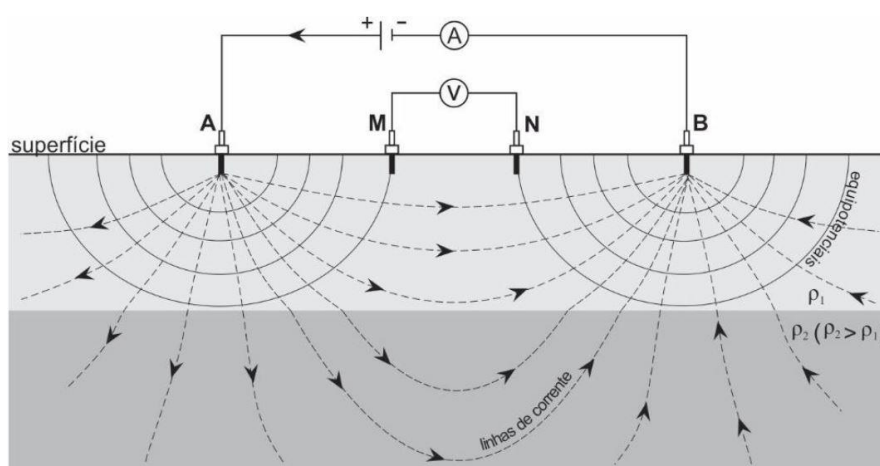
Na física, a *Lei de Ohm* estabelece a relação entre a resistência elétrica de um determinado material (R), a corrente que flui através do mesmo (I) e a diferença de potencial ddp (ΔV) (MUSSET, KHAN; 2000); dada pela Eq. 1:

$$\Delta V = R \cdot I$$

Equação 1

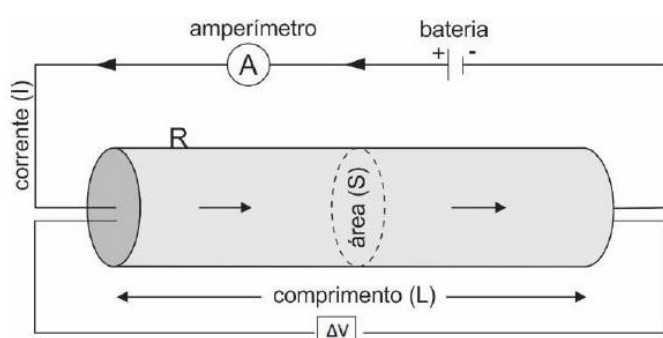
Dessa forma, essa *Lei de Ohm* postula que a corrente que flui através de um material é diretamente proporcional à ddp aplicada ao material e inversamente proporcional à resistência do mesmo. Portanto, a resistência de um determinado material é proporcional à área da seção transversal (S) e depende diretamente do tipo de material. Por exemplo, um fio de cobre possui menor resistência que um fio de chumbo com as mesmas dimensões (MUSSET, KHAN; 2000). Para um cilindro condutor (Fig. 11) de resistência R , comprimento L e área da seção transversal S , a resistividade (ρ) é dada pela Eq. 2:

Figura 10: Caminho do fluxo da corrente através de um meio estratificado com duas camadas de diferentes resistividades. Camada superior (cinza claro) com resistividade menor do que a camada inferior (cinza escuro). Arranjo composto por quatro eletrodos, onde A e B representam os eletrodos de corrente e M e N os de potencial.



Fonte: Modificado de Musset e Khan (2000).

Figura 11: Parâmetros utilizados para definir a resistividade.



$$\rho = R \cdot S / L \quad \text{Equação 2}$$

ρ = resistividade elétrica (ohm.m)
 R = resistência elétrica (ohm)
 S = área da seção transversal do cilindro (m²)
 L = comprimento do cilindro
 ΔV = diferença de potencial (volt)

Fonte: Modificado de Musset e Khan (2000).

Ao considerar um meio geológico homogêneo e isotrópico, a inserção da corrente elétrica pelos eletrodos de corrente gera um potencial resultante ΔV que pode ser medido pelos eletrodos de corrente, conforme as Eq. 3 e 4.

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad \text{Equação 3}$$

$$V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad \text{Equação 4}$$

Na prática, não é medido a diferença de potencial em cada eletrodo. Desse modo, a diferença de potencial medida entre os eletrodos M e N é dada pela Eq. 5:

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad \text{Equação 5}$$

A partir da determinação da ddp gerada pela injeção de uma corrente elétrica é necessário, então, calcular a resistividade aparente através da Eq. 6:

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad \text{Equação 6}$$

Entretanto, o valor da resistividade corresponderá à resistividade verdadeira quando o meio investigado for homogêneo e isotrópico. De fato, o meio geológico é, na maioria dos casos, heterogêneo e anisotrópico. Desse modo, materiais com diferentes resistividades podem causar perturbações nas superfícies equipotenciais e desvios nos caminhos da corrente durante seu deslocamento.

Neste sentido, o valor medido não reflete a distribuição real das resistividades.

O parâmetro obtido em função das heterogeneidades do meio geológico representa uma média ponderada das resistividades em cada uma das rochas presentes entre as linhas equipotenciais medidas, e é denominado de resistividade aparente (ρ_a) (MUSSET, KHAN; 2000). Este parâmetro pode ser calculado através da Eq. 6.

O fator K , que depende da geometria relacionada aos quatro eletrodos (A, B, M e N) na superfície, pode ser obtido através da Eq. 7:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad \text{Equação 7}$$

A unidade de medida da resistividade aparente é a mesma utilizada na resistividade “real”, ou seja, *ohm.m* (MUSSET, KHAN; 2000).

7.2. Método da Polarização Induzida

O método da Polarização Induzida é utilizado na prospecção de metais-base devido à sua sensibilidade aos minerais metálicos disseminados na rocha (DENTITH, MUDGE; 2014). Este método analisa a intensidade do fenômeno de polarização elétrica que ocorre sob determinadas circunstâncias, especialmente, quando uma corrente elétrica é aplicada ao meio geológico.

O fenômeno da Polarização Induzida ocorre na presença de minerais metálicos disseminados que armazenam energia, o que gera polarização no meio devido o trânsito da corrente elétrica (MUSSET, KHAN; 2000). No instante em que a corrente é desligada, as partículas carregadas em polos distintos retornam ao seu estado original e geram uma corrente residual capaz de produzir uma tensão na ordem de mV (MILSOM, 2006).

Nesse contexto, a polarização pode ocorrer de duas formas: acúmulo direto de energia pelo material devido ao seu comportamento dielétrico (minerais que apresentam baixas condutividades, mas que acumulam cargas quando submetidos a uma corrente elétrica), e/ou acúmulo de energia devido à movimentação das cargas elétricas dissociadas nos fluidos presentes nos poros. O processo de armazenamento de cargas pelos materiais é denominado “sobrevoltagem” ou *overvoltage* (MUSSET, KHAN; 2000).

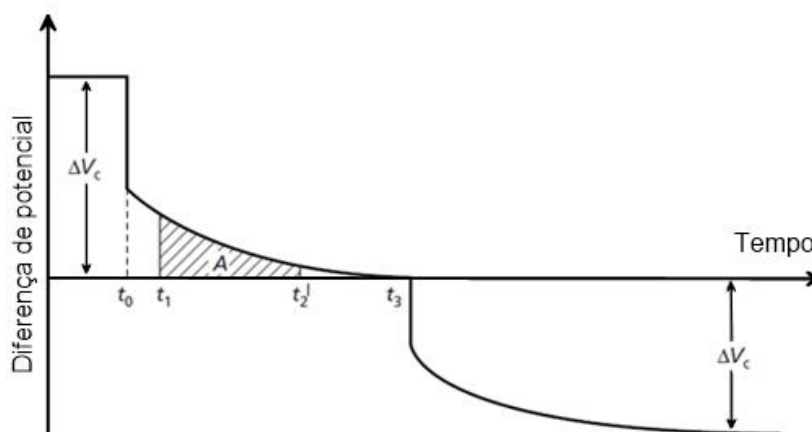
A sobrevoltagem é um efeito relacionado com a superfície dos minerais

condutores e independente da continuidade dos mesmos. As medidas de polarização estão mais relacionadas com a concentração dos minerais metálicos disseminados na rocha do que com a condutividade dos materiais, o que justifica sua aplicação na pesquisa de depósitos metálicos disseminados (DENTITH, MUDGE; 2014).

Mecanismos da Polarização Induzida

Quando uma corrente é injetada e interrompida no meio geológico, a tensão entre os eletrodos não decai imediatamente para zero (KEAREY, BROOKS, HIL; 2002). Após uma queda inicialmente repentina, uma fração residual decai lentamente durante alguns segundos. Por outro lado, quando a corrente é ligada, o potencial aumenta abruptamente no início e, gradualmente, se aproxima do valor máximo ou do estado estacionário (LOWRIE, 2000). Este decaimento lento e gradual que ocorre após o corte da corrente é atribuído ao fenômeno da Polarização Induzida (Fig. 12), e pode ser calculado a partir da Eq. 8.

Figura 12: Decaimento do potencial relacionado ao efeito da polarização após a interrupção da corrente elétrica. Num tempo t_0 a corrente é desligada e a diferença de potencial medida decai gradualmente para zero. Uma sequência similar ocorre quando a corrente é ligada num tempo t_3 . A represente a área sob a curva de decaimento para o intervalo de tempo $t_1 - t_2$.



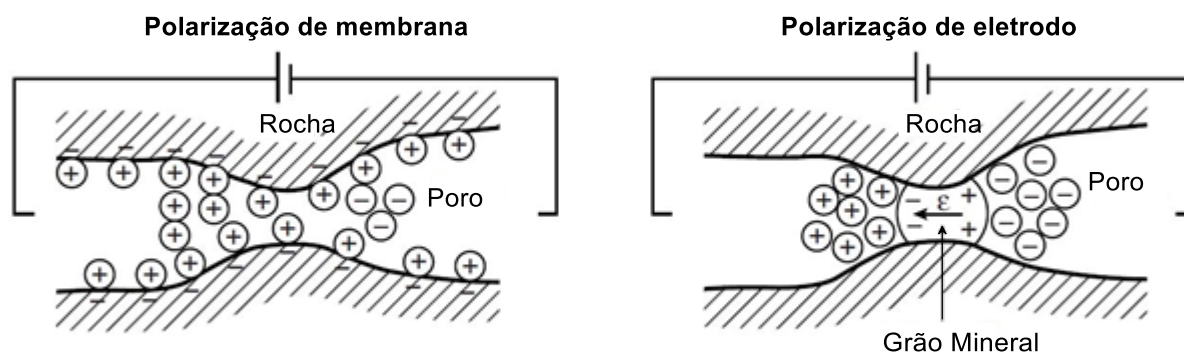
Fonte: Modificado de Kearey, Brooks e Hil (2002).

$$M = \frac{A}{\Delta V_c} = \frac{1}{\Delta V_c} \int_{t_1}^{t_2} v(t) dt$$

Equação 8

A polarização eletrônica ou metálica é um fenômeno que surge nos minerais metálicos onde a condução da corrente ocorre através dos elétrons (Fig. 13). No contexto da mineralização estudada, a polarização eletrônica passa a ser mais representativa devido a presença dos sulfetos metálicos (pirita, arsenopirita) associados à zona de ocorrência da cassiterita (LOWRIE, 2000).

Figura 13: Mecanismos de Polarização Induzida. (a) polarização de membrana (b) polarização de eletrodo.



Fonte: Traduzido Kearey, Brooks e Hil (2002).

No meio geológico a corrente é conduzida através dos íons positivos e negativos que se deslocam por meio da água contida nos poros da rocha. Se um canal é bloqueado por um grão isolante, nenhuma corrente pode fluir. Entretanto se o grão é condutor, os elétrons podem passar e os cátions não. Desse modo, os elétrons do metal são concentrados numa face do metal devido a atração dos cátions em solução e repelidos pelos ânions na face oposta. Assim, o grão é transformado em um capacitor devido à carga armazenada na sua superfície (MUSSET, KHAN; 2000).

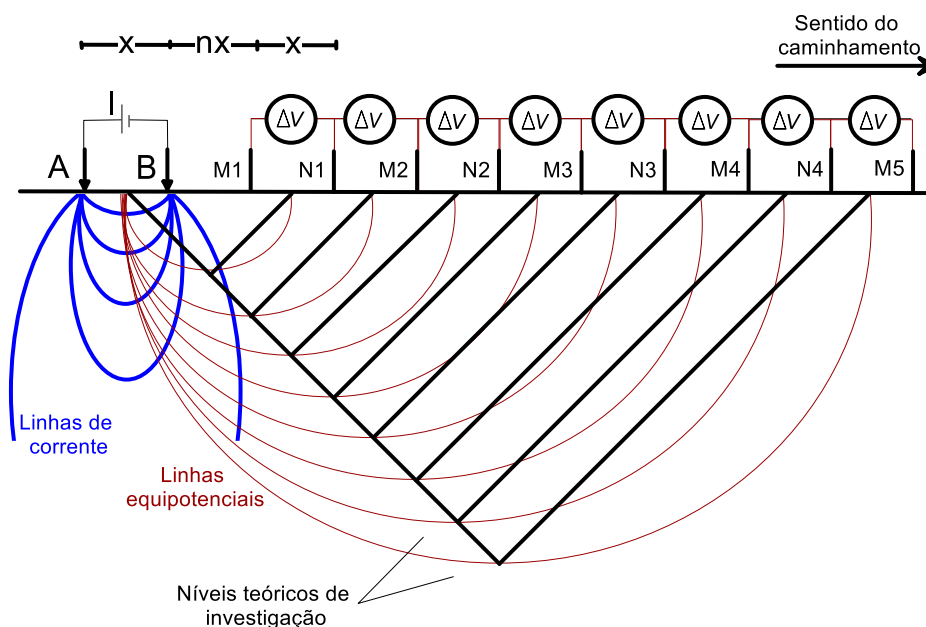
No instante em que a corrente é desligada, as cargas armazenadas dispersam lentamente através dos poros para retornarem ao equilíbrio inicial, o que resulta numa diferença de potencial acumulada que decai de forma lenta e o efeito IP surge.

7.3. Técnicas de aquisição

As técnicas de investigação geofísica são aplicadas no estudo de variações dos parâmetros físicos do meio geológico. Os principais procedimentos para levantamentos de Eletroresistividade e Polarização Induzida são: sondagem elétrica vertical (SEV), caminhamento elétrico e perfilagem de poços.

O caminhamento elétrico, técnica utilizada neste trabalho, resulta na modelagem bidimensional do meio investigado onde são consideradas as mudanças dos parâmetros medidos nas direções vertical e horizontal. Várias medidas são obtidas através do movimento dos eletrodos ao longo do perfil. Os resultados obtidos são expressos em mapas ou pseudo-seções que contém várias profundidades de investigação (Fig.14). Quanto maior o espaçamento entre os eletrodos, maior a profundidade de investigação (MUSSET, KHAN; 2000).

Figura 14: Procedimento do caminhamento elétrico através do arranjo dipolo-dipolo, indicando os eletrodos de corrente (transmissor AB), de potencial (receptor MN), linhas de equipotencial, de corrente e níveis teóricos de investigação.



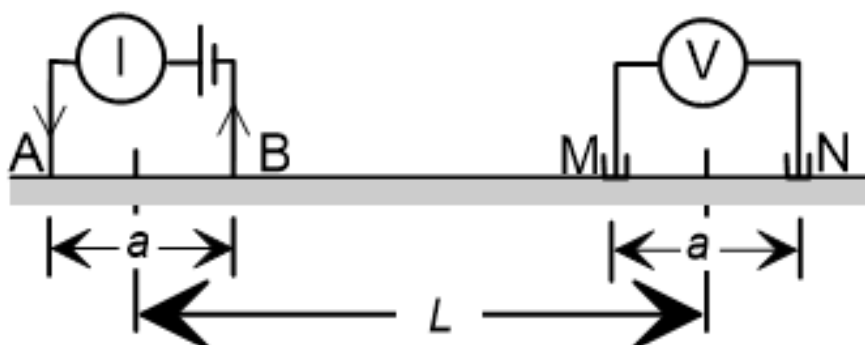
Fonte: Adaptado de Lowrie, (2007).

A semelhança nos procedimentos de aquisição dos dados de Eletroresistividade e Polarização Induzida permite que ambos sejam realizados

concomitantemente. O principal requisito para aquisição das medidas de resistividade e cargabilidade na superfície é a introdução de uma corrente elétrica no meio geológico através de dois eletrodos de corrente (A e B) e medição da ddp através dos eletrodos de potencial (M e N). Desse modo, a corrente flui ao longo dos trajetos, da fonte ao receptor, pela diferença de potencial estabelecida entre os eletrodos de corrente e potencial (LOWRIE, 2007).

A aquisição de dados pode ser feita com qualquer arranjo. Entretanto, nos trabalhos de prospecção mineral e investigação de áreas contaminadas, as configurações de eletrodos mais utilizadas são os arranjos dipolo-dipolo, Wenner e Schlumberger (LOWRIE, 2007). No arranjo dipolo-dipolo, utilizado neste trabalho, os eletrodos AB de injeção de corrente são dispostos numa extremidade e o par de eletrodos de potencial MN são colocados na outra extremidade da linha (Fig. 15).

Figura 15: Configuração dos eletrodos no arranjo dipolo-dipolo.



Fonte: Modificado de LOWRIE (2007).

O espaçamento entre os eletrodos permanece fixo e a leitura é realizada com o aumento da separação (L) entre os dipolos. Quanto maior for essa distância, maior também a profundidade de investigação, marcada pelo ponto de intersecção entre as linhas que parte do centro do arranjo dos eletrodos AB e outra que parte do centro do arranjo dos eletrodos MN, com ângulos de 45° (Fig. 14).

8. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO

Os trabalhos de campo foram iniciados com o levantamento geológico-estrutural da área. Foram identificados quatro veios de quartzo inseridos nos xistos do Complexo Metamórfico Vacacaí. As medidas estruturas foram coletadas através de uma bússola Brunton, com notação azimutal. Além dos indícios de mineralização descritos pela CPRM (1995), foi considerada também a orientação dos veios de quartzo para o posicionamento das linhas de aquisição.

O levantamento geofísico consistiu na aplicação dos métodos da Eletrorresistividade e da Polarização Induzida, selecionados devido ao histórico de aplicações em depósitos com sulfetos disseminados e ao contraste entre as propriedades físicas da rocha hospedeira e da zona sulfetada. Foram realizadas 6 linhas de caminhamento elétrico em arranjo dipolo-dipolo, posicionadas de forma perpendicular aos veios de quartzo, segundo a direção N30W (Fig. 16).

As linhas de aquisição possuem comprimento de 210 m (2 cabos de 21 eletrodos), com pequenas variações em decorrência da topografia. O relevo é relativamente plano, com um pequeno declive na porção NW da área. Todavia, as diferenças de cotas nos pontos de leitura não ultrapassam 10 m.

As linhas 1 e 2 foram espaçadas em 6,5 m entre si e as demais em 12m. O espaçamento entre os eletrodos foi de 5 m (Fig. 16), estabelecidos com base nas dimensões dos veios de quartzo que afloram no corte de estrada. Foram realizadas leituras de resistividade elétrica e cargabilidade em 23 níveis de profundidade.

Na coleta dos dados geofísicos foram utilizados eletrodos cerâmicos não polarizáveis preenchidos com solução supersaturada em CuSO_4 , composto por uma base porosa e haste de cobre em seu interior (Fig. 17). Esta configuração permite a percolação da solução e infiltração no solo, de modo a reduzir a resistência do contato e anular a geração de correntes parasíticas geradas pelo uso de eletrodos metálicos.

Figura 16: Imagem de detalhe da área de estudos. As linhas em branco mostram a configuração das linhas de aquisição dos dados.



Fonte: Modificado do Google Earth.

Após a disposição dos cabos foram feitas pequenas covas no solo para retirada da cobertura vegetal. Os eletrodos foram preenchidos pela solução de CuSO_4 e colocados dentro das covas com a base em contato com o solo. Posteriormente, cada eletrodo foi conectado ao cabo para aquisição dos dados, conforme a calibração adotada: tempo de envio de corrente de 1 s, corrente mínima de 100 mA e máxima de 500 mA, 2 janelas de leituras fixas e consecutivas de 0,1 s e início da janela de leitura após o corte de corrente (*delay time*) de 0,2 s.

Na aquisição das medidas de resistividade e cargabilidade foi utilizado o resistímetro Terrameter LS fabricado pela ABEM Instrument (Suécia) e disponibilizado pelo laboratório de Geofísica do Departamento de Geologia Aplicada da Universidade Estadual Paulista – UNESP, campus Rio Claro (Fig. 17 D).

Figura 17: A) Configuração dos eletrodos em campo. B) Eletrodos posicionados para aquisição de dados da L2. C) Eletrodo não-polarizável preenchido por solução de CuSO_4 . D) Resistivímetro Terrameter LS utilizado na aquisição dos dados.



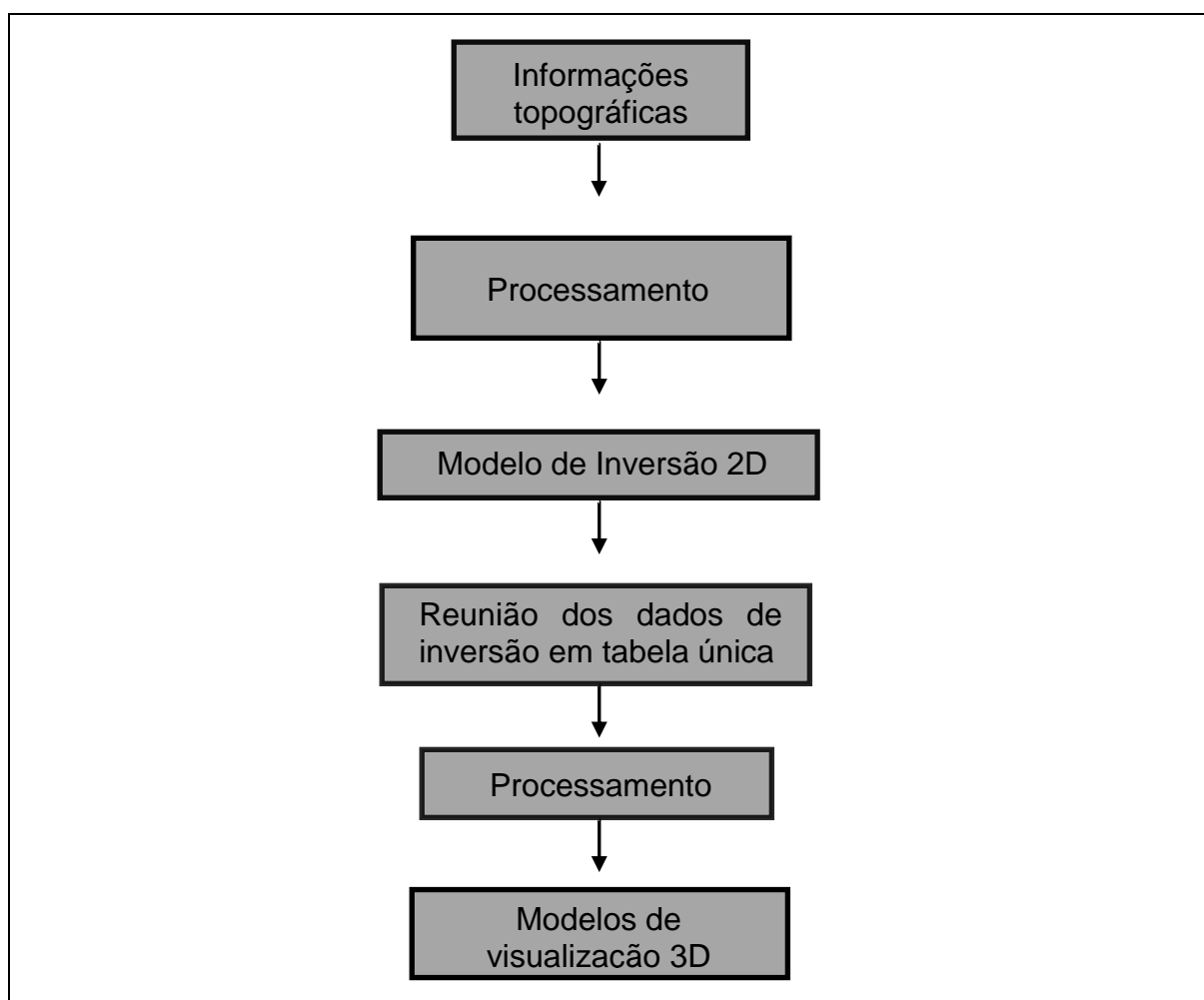
Fonte: Elaborada pela autora (2017).

Os dados foram armazenados na memória interna do equipamento em um arquivo de extensão *.dat*, que pode ser aberto e editado por meio de um editor de texto. A modelagem dos dados para obtenção dos modelos 2D de inversão, com profundidades estimadas, é realizada com uso do programa *Res2dinv*, desenvolvido pela Geotomo *Software* e disponibilizado juntamente com o equipamento.

Antes do procedimento de inversão, foram inseridos os dados topográficos de cada linha para que pudesse ser feito o ajuste da superfície topográfica no modelo. Esses dados foram extraídos da Folha Passo do Salsinho (SH-22-Y-A-I-4). As atividades envolvidas no processamento dos dados geoeletricos são apresentadas no fluxograma da Fig. 18.

Posteriormente, os dados foram modelados no programa *Res2dinv*, com base nos parâmetros de inversão sugeridos pelo programa para a modelagem de corpos sulfetados. O resultado dessa modelagem é apresentado na forma de modelos de inversão de resistividade e cargabilidade, com profundidade ajustada pela topografia.

Figura 18: Procedimentos realizados no processamento dos dados geolétricos.



Fonte: Elaborado pela autora (2017).

Inicialmente, os resultados são apresentados em modelos de inversão de resistividade e cargabilidade, onde cada ponto investigado em subsuperfície possui uma posição e uma profundidade teórica específica, que varia conforme a configuração dos eletrodos em campo (MUSSET, KHAN; 2000).

Dessa forma, é necessário utilizar várias técnicas numéricas que tornem possível a interpretação qualitativa e que se aproxime dos dados reais. O programa Res2dinv, permite o processamento de grandes conjuntos de dados em duas dimensões e determinar um modelo 2D de resistividade e cargabilidade (GRIFFITHS, BARKER; 1993). Assim, a inversão procura obter um modelo de distribuição dos parâmetros medidos em subsuperfície, similares aos valores medidos em campo.

O processo de inversão consiste na superposição de um grande número de

blocos retangulares, dispostos a partir da distribuição dos pontos dos dados na modelos de inversão (MUSSET, KHAN; 2000). 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 de resistividade e cargabilidade são a inversão por blocos ou polígonos (*block inversion*) e a inversão por suavização (*smooth inversion*). O método da inversão por suavização, utilizado neste trabalho, utiliza o método matemático dos mínimos quadrados, que minimiza a soma dos quadrados dos erros entre a resposta do modelo e as observações. Através deste modelo, o *software* Res2dinv reconhece a subsuperfície terrestre como blocos retangulares que possuem valores constantes para o parâmetro investigado (DEGROOT-HEDLIN; LOKE; BAKER, 1996).

Os dados gerados após a inversão 2D foram reunidos em um único arquivo, posteriormente utilizado na geração dos modelos de visualização 3D. Nesta fase, os arquivos de inversão das linhas foram reunidos e colocados em sequência e uma nova coluna que corresponde aos valores do eixo y foi adicionada para definir a posição de cada seção no espaço.

Posteriormente, o arquivo foi carregado no Oasis Montaj para gerar os modelos de visualização 3D. Os dados foram interpolados por meio do método da mínima curvatura, seguida da aplicação do método estatístico de mínima curvatura com objetivo de suavizar os valores centrais em relação às extremidades. Foram selecionados intervalos com valores específicos de cargabilidade com o objetivo de avaliar a morfologia das zonas sulfetadas.

9. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Nos modelos de inversão de resistividade e cargabilidade, foram estabelecidos padrões únicos de escala de cores e valores para comparação dos resultados. As cores quentes representam zonas de alta resistividade e alta cargabilidade e cores frias representam zonas de baixa resistividade e baixa cargabilidade.

Os dados de resistividade processados mostram intervalos de valores que variam entre 20 Ω .m e 6.000 Ω .m, com predomínio de baixos valores de resistividade no topo das seções relacionados, possivelmente, ao manto de intemperismo (Fig. 19). Essa zona de transição dos valores de baixa para alta resistividade ocorre, em geral, a partir de 20 m de profundidade e culmina em zonas com valores de resistividade superiores a 1176 Ω .m que representam, provavelmente, os veios de quartzo.

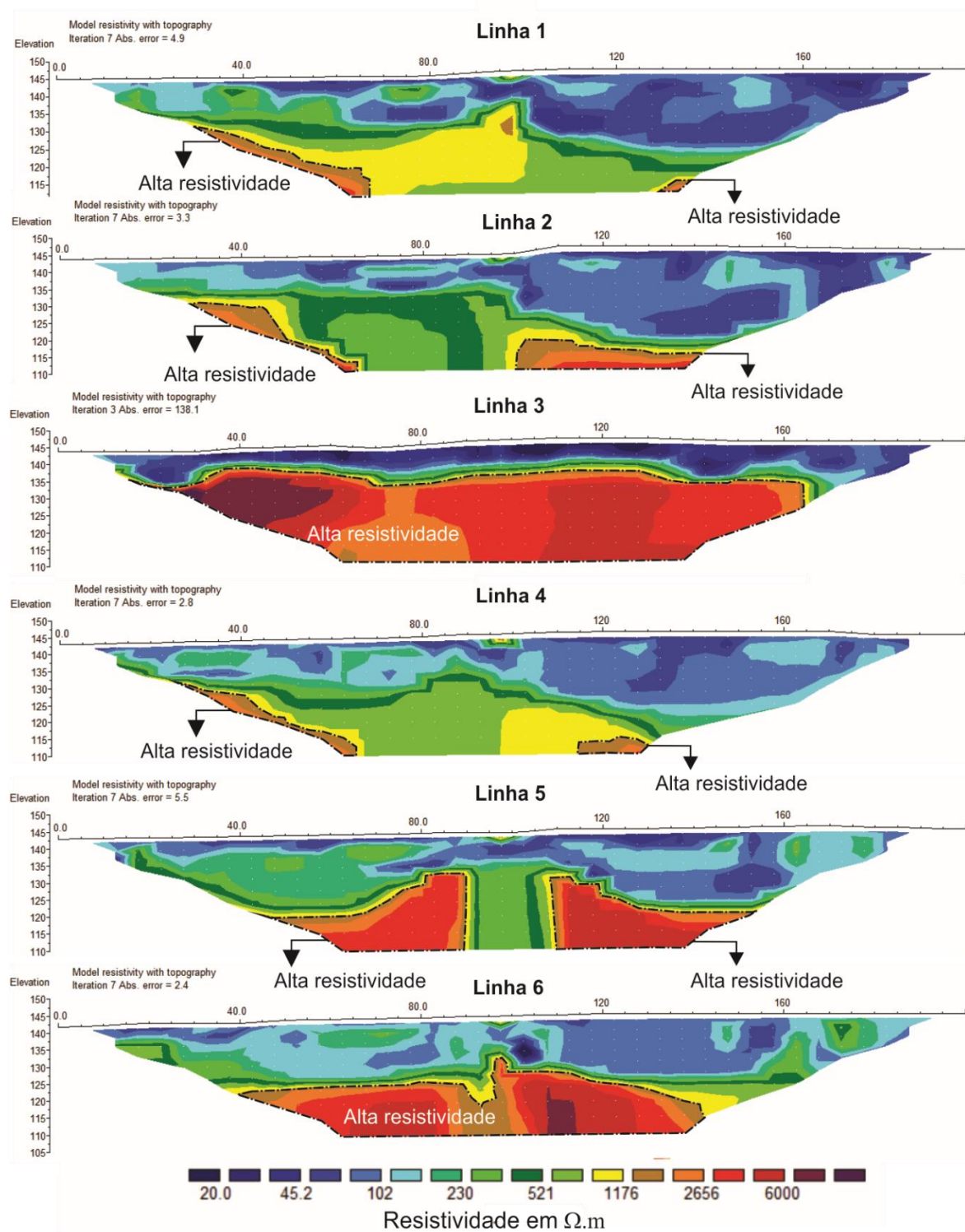
Nesse contexto, estas zonas são bem expressivas, geralmente horizontalizadas com um padrão caótico no topo. Além disso, todos os modelos de inversão para a variável resistividade apresentam, com maior ou menor intensidade, zonas de alta resistividade posicionadas no centro ou nas extremidades das seções.

Os dados das linhas 1, 2 e 4 apresentaram resultados similares com zonas resistivas pouco expressivas nas extremidades das seções, o que pode representar o início de veios quartzo. Estas linhas apresentam entre as distâncias de 95 e 100 m, pequenas zonas aflorantes com valores de resistividade em torno de 1100 Ω .m. Na linha 1, esta zona resistiva está posicionada sobre os veios de quartzo que afloram no corte de estrada.

Nas distâncias de 0 a 100 m essa mudança ocorre abaixo de 20 m. A partir da posição 100 m até o fim destas linhas ocorre um aumento na espessura da zona com baixa resistividade dada, provavelmente, pelo aumento da espessura da camada de solo. Em campo, a distância de 210 m representa a posição final de cada linha, onde o relevo é um pouco mais elevado em relação ao início das linhas.

Outra feição identificada nestes modelos de inversão é a presença de zonas resistivas com valores entre 1176 Ω .m e 6000 Ω .m, localizadas na posição 50 e 130 m, nas profundidades entre 15 e 25 m, respectivamente. Embora de pouca proporção, essas zonas possuem valores de resistividade expressivos e podem representar o *greisen* ou os filões de quartzo.

Figura 19: Seções 2D de resistividade para as linhas de aquisição elétrica



Fonte: Elaborada pela autora (2017).

O topo da linha 3 é marcado pela presença de uma zona horizontal com valores de resistividade inferiores a $100 \Omega.m$. A partir de 5 m de profundidade, os valores para resistividade aumentam abruptamente e marcam o início de uma zona resistiva, com valores superiores a $1176 \Omega.m$. Na posição 40 m, ocorre uma zona circular, altamente resistiva, delimitada por uma zona com valores moderados.

As linhas 5 e 6 apresentam duas zonas elípticas alongadas com valores de resistividade superiores a $2656 \Omega.m$. Estes intervalos delimitam, nos dois modelos de inversão, zonas altamente resistivas que, aparentemente, possuem continuidade abaixo de 105 m de profundidade. Entre as duas zonas resistivas da linha 5, há uma zona de baixa resistividade com valores inferiores a $500 \Omega.m$.

A linha 6 possui também uma zona verticalizada posicionada na distância de 95 m. Entretanto, os valores de resistividade para esta linha são mais elevados em comparação aos valores de resistividade apresentados na linha 5. Particularmente, esta linha apresenta na distância de 110 m uma zona altamente resistiva, com valores acima de $6000 \Omega.m$.

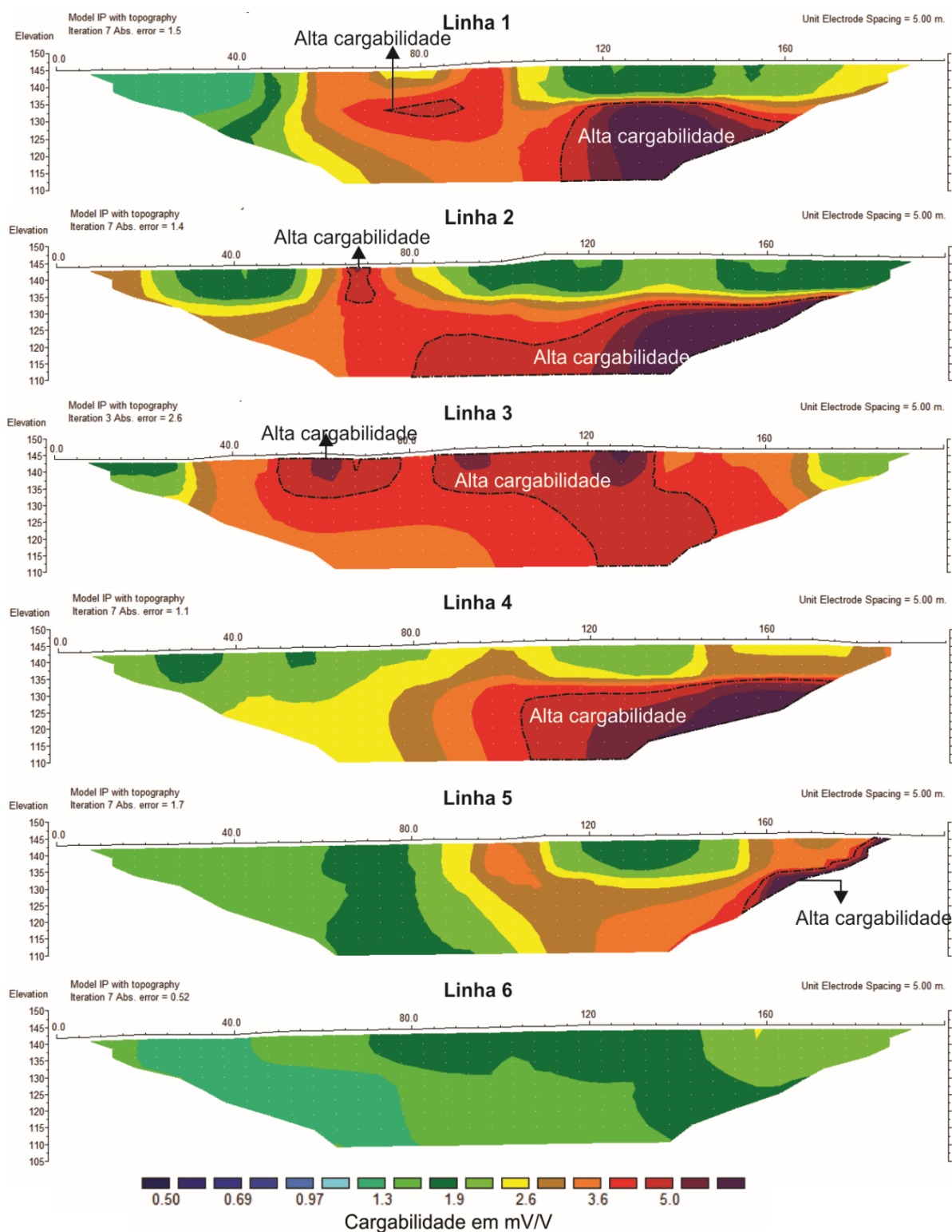
Nas linhas 5 e 6 ocorrem duas estruturas verticais com baixos valores de resistividade que, provavelmente, representam descontinuidades, zonas seritizadas ou o contato entre o Granito São Sepé e os xistos-quartzosos.

De modo geral, nos modelos de inversão 2D, os resultados geofísicos de cargabilidade apresentaram valores acima de $1,5 \text{ mV/V}$. As linhas 1, 2, 4 e 5 apresentam os maiores contrastes de cargabilidade, caracterizadas pela presença de áreas com alta cargabilidade, acima de $5,0 \text{ mV/V}$, localizadas entre as posições 100 m e 170 m (Fig. 20). O topo destas linhas, até as profundidades de 15 m é caracterizado por zonas com valores de cargabilidade inferiores a $2,6 \text{ mV/V}$.

Na linha 3 são encontradas pequenas anomalias circulares subaflorantes de alta cargabilidade, em torno de $5,0 \text{ mV/V}$, localizadas no centro da seção entre as posições de 50 m e 130 m. Em subsuperfície, as zonas com altos valores de cargabilidade são contínuas da base até o topo. Nas extremidades, ocorrem pequenas zonas contrastantes com valores de cargabilidade inferiores a $2,6 \text{ mV/V}$.

Em compartida, a linha 6 apresenta os menores contrastes de cargabilidade, com valores abaixo de $1,9 \text{ mV/V}$. Nesta seção predominam zonas inclinadas com valores de cargabilidade que aumentam gradativamente para a porção SE desta linha.

Figura 20: Seções 2D de cargabilidade para as linhas de aquisição elétrica.



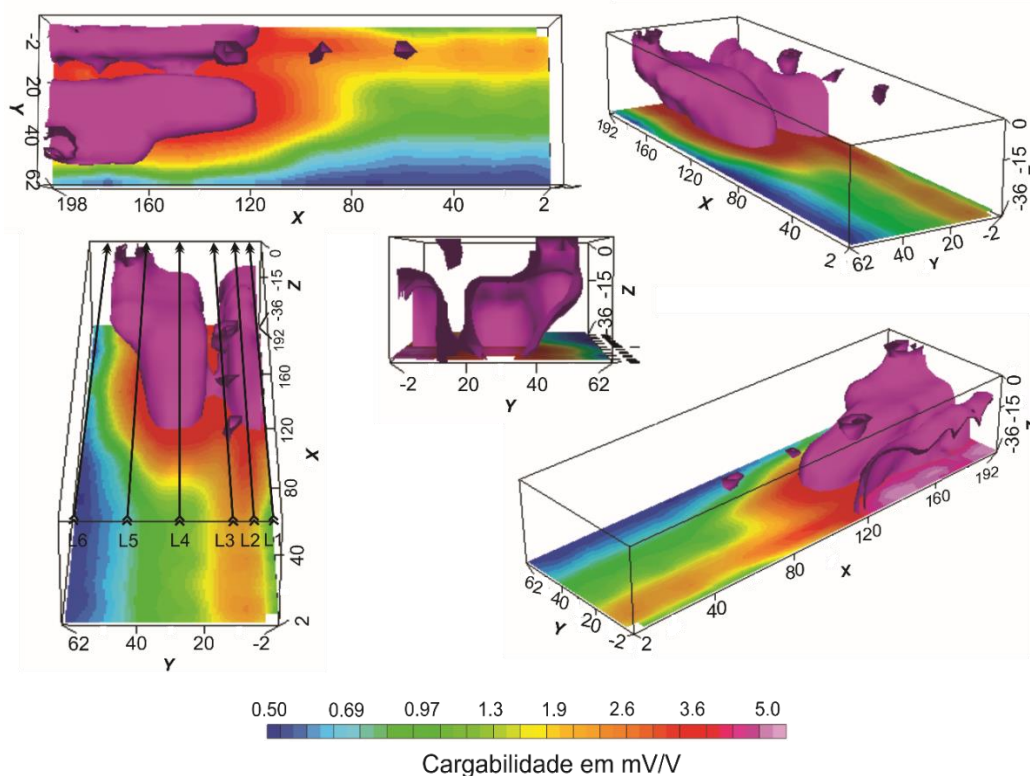
Fonte: Elaborada pela autora (2017).

A partir da interpolação dos dados dos modelos de inversão, foram gerados modelos de visualização 3D para a variável cargabilidade (Fig. 21). Estes modelos não foram elaborados para a variável resistividade, devido ao baixo contraste entre os veios de quartzo e a rocha encaixante que possuem valores de resistividade semelhantes. Foi observado nos modelos de inversão de cargabilidade que os valores que indicam alta cargabilidade eram superiores a 4.0 mV/V. Assim, esse valor foi definido para a superfície de contorno que gerou o modelo 3D de representação morfológica.

Através dos modelos de visualização 3D é possível identificar dois corpos sulfetados em subsuperfície, associadas possivelmente à ocorrência de cassiterita.

Dessa forma, o modelo indica a existência de duas zonas alongadas na direção N30W, com provável acumulação de sulfetos, localizadas entre as posições 120 e 198 m. Os modelos revelam a existência de três pequenos corpos circulares rasos, coincidentes com pequenas zonas destacadas nos modelos de inversão 2D.

Figura 21: Modelos de visualização 3D para a variável cargabilidade, gerados a partir da interpolação dos modelos de inversão 2D. As setas indicam a direção de aquisição dos dados.



Fonte: Elaborado pela autora (2017).

Diversos trabalhos utilizam os métodos geoeletricos na identificação e detalhamento de zonas mineralizadas em ouro, cobre e sulfetos associados à alteração hidrotermal, com assinatura geofísica característica.

O estudo de Irvine e Smith (1990), utilizou os métodos geofísicos na prospecção de ouro epitermal. Os resultados mostraram que, em geral, a alteração hidrotermal diminui a resistividade das rochas para valores entre 50-250 Ω .m. Os autores identificaram um forte sinal de cargabilidade junto à zona de baixa resistividade, o que foi interpretado como veios mineralizados em ouro e sulfetos.

O trabalho de Park, You e Kim (2009) utilizou o método da Eletrorresistividade no estudo de uma mineralização de ouro, prata e sulfetos associada a falhas e zonas de cisalhamentos. O estudo demonstrou que a mineralização ocorre nas zonas de baixa resistividade (< 100 Ω .m), uma vez que as rochas encaixantes (xistos e hornfels) são mais resistivas que a zona mineralizada.

Em Sultan et al., (2009) é descrita a relação entre cargabilidade e resistividade na delimitação de zonas mineralizadas em ouro e sulfetos localizadas em uma zona de cisalhamento no Egito. A partir da interpretação dos dados geofísicos, estes autores identificaram vários corpos mineralizados, independentes, com valores de baixa resistividade (<75 Ω .m) e alta cargabilidade (>75 msec). A comparação das seções 2D indicaram que a zona mineralizada ocorre entre as profundidades 15,0 e 66,0 m e possuem largura entre 52,6 e 165,2 m.

Na Província Central de Dalli (Irã), Golestan et al., (2012) utilizaram os métodos geoeletricos e magnetometria associados a dados geoquímicos na locação de furos de sondagem em um depósito do tipo cobre-pórfiro. Os perfis de IP e resistividade identificaram uma zona de alta cargabilidade (>44,0 mV/V) e baixa resistividade (<36,8 Ω .m) interpretada como a zona mineralizada em cobre, ouro e sulfetos (pirita, arsenopirita e bornita). Com base nesses dados, os autores definiram que a zona mineralizada possui alta susceptibilidade magnética, baixa resistividade e alta cargabilidade confirmado através de análise química em amostras de rochas.

No trabalho de Gouet et al., (2013) foram utilizados os métodos da Eletrorresistividade da Polarização Induzida no mapeamento de uma ocorrência de ouro localizada em Camarões (África). O estudo mostrou que a mineralização ocorre em locais com altos valores de cargabilidade (>13 mV/V) e baixos valores de resistividade (<2500 Ω .m). Os autores interpretam que as zonas condutivas são veios de quartzo com sulfetos metálicos e ouro disseminados. As zonas com altos valores

de resistividade ($>2500 \Omega.m$), são interpretadas como rocha estéril.

No Complexo de Jashpur, região central da Índia, Kumar et al., (2017) aplicaram os métodos geoeletricos na investigação de zonas potencialmente mineralizadas em ouro e sulfetos. Os resultados mostraram uma correlação entre baixa resistividade ($<1058 \Omega.m$) e alta cargabilidade ($>9,0 \text{ mV/V}$), interpretadas pelos autores como as zonas de acúmulo do minério.

Moreira et al., (2016) utilizaram os métodos geoeletricos no estudo de um veio de quartzo mineralizado em ouro, localizado em uma mina desativa no Rio Grande do Sul (RS). Os resultados permitiram a caracterização geofísica da zona mineralizada por alta resistividade ($>1000 \Omega.m$) e alta cargabilidade ($>30 \text{ mV/V}$). Através dos modelos de visualização 3D, os autores definiram as superfícies de contorno para os parâmetros físicos medidos e a morfologia da zona mineralizada.

Diante do exposto, alguns trabalhos mostram uma assinatura geofísica de alta cargabilidade e baixa resistividade para a zona mineralizada e outros apresentam alta cargabilidade e alta resistividade para a zona de acúmulo do minério. Isso ocorre devido à variação do contexto geológico de cada depósito.

No caso estudado, a zona mineralizada é reconhecida por alta cargabilidade, pois a resistividade entre a rocha encaixante (xistos-quartzosos) e a rocha hospedeira (veios de quartzo) apresenta valores muito similares.

10. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados apresentados neste trabalho são baseados em dados indiretos e em modelos genéticos de mineralizações de estanho associadas a hidrotermalitos e a veios de quartzo. Na área de estudo ocorrem dois conjuntos de veios de quartzo com direções N70E e N30W, relacionados, respectivamente, à expansão da câmara magmática e às fases finais de cristalização do Granito São Sepé.

Os dados geofísicos mostraram que a sulfetação ocorre disseminada nos veios de quartzo com direção N30W, cuja gênese está associada à migração das soluções aquosas ricas em sílica e em elementos químicos como Sn, As e Mo, responsáveis pelas mineralizações de sulfeto, ouro e cassiterita.

Nos modelos de inversão 2D foi possível identificar zonas com alta cargabilidade. As zonas com baixos valores (inferiores a 1.9 mV/V) estão relacionadas aos quartzo-xistos descritos em campo e as zonas com valores superiores a 4.0 mV/V reconhecidas nas seções, são interpretadas como acumulações de sulfetos e cassiterita. Essa hipótese é baseada no reconhecimento da paragênese mineral (sulfetos) associada às mineralizações de cassiterita na região de estudos.

Os modelos de inversão 2D para resistividade apresentaram zonas resistivas associadas, possivelmente, aos veios de quartzo e/ou quartzo-xistos do Complexo Metamórfico Vacacaí. As zonas com baixos valores de resistividade posicionadas no topo das seções indicam, provavelmente, perfil de alteração do solo.

Os modelos de visualização 3D permitiram definir dois corpos sulfetados até 36 m de profundidade, limite máximo de investigação, mas com indicativo de continuidade. Aparentemente, estes corpos possuem continuidade no sentido das linhas de aquisição, ou seja, para dentro do granito.

Ao contrário do que foi sugerido, a investigação geofísica revela que na área investigada ocorrem dois ou mais corpos sulfetados, independentes, com dimensões expressivas e não um único corpo mineralizado conforme indicado nos trabalhos de campo realizados pela CPRM (1995).

Através da análise integrada entre os parâmetros de resistividade e cargabilidade, é possível observar que algumas zonas de alta resistividade correlacionam com as zonas de alta cargabilidade. Entretanto, o parâmetro resistividade não foi suficiente para definir zonas potencialmente mineralizadas, pois tanto a rocha hospedeira como a encaixante são resistivas. No caso específico da

mineralização estuda, o parâmetro cargabilidade foi utilizado para definir as prováveis zonas de acúmulo da cassiterita e dos sulfetos, devido o contraste entre os padrões de cargabilidade da rocha encaixante e da rocha hospedeira.

Os resultados mostraram contrastes entre as propriedades físicas da rocha encaixante e a zona de ocorrência da cassiterita. Assim, o modelo 3D para cargabilidade foi importante na definição morfológica da zona sulfetada. O modelo indicou uma geometria alongada na zona com alta cargabilidade, sua orientação e permitiu estabelecer também que a mineralização possui, aparentemente, continuidade abaixo de 36 m.

Com base na relação entre os padrões de cargabilidade e os modelos genéticos comuns para as mineralizações de estanho, é recomendado a abertura de trincheiras para amostragem e análise direta de rocha com a finalidade de avaliar a distribuição espacial dos teores de estanho na área investigada.

11. REFERÊNCIAS

- ANDRIOTTI, J. L. S. *Interpretação e modelamento de dados geoquímicos e de sensoriamento remoto por meio da análise de componentes principais: implicações na exploração de depósitos de metais no escudo Sul-riograndense*. 1999. 247 f. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1999.
- BABINSKI, M. et al. Juvenile accretion at 750-700 Ma. In Southern Brazil. *Geology*, v. 24, p. 439-442, 1996.
- BIONDI, J.C. *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. São Paulo: Oficina de Textos, 2003.
- 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, 110 f. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- CARNEIRO, H. P. *Integração de dados geofísicos e estruturais no estudo de ocorrência de cobre localizada na região norte da Bacia Sedimentar do Camaquã (RS)*. 2016. 94 f. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2016.
- CHEMALE JR, 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.
- CÔRTEZ, A. R. P. et al. Geoelectrical prospecting for a copper-sulfide mineralization in the Camaquã sedimentary basin, Southern Brazil. *Geofísica Internacional*, v. 55, n. 3, p. 165-174, 2016.
- CPRM-Serviço Geológico do Brasil. *Passo do Salsinho, Folha SH-22-Y-AI-4, Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:50.000*. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil. p. 372, 1995.
- DENTITH, M.; MUDGE, S. T. *Geophysics for the Exploration Geoscientist*. Cambridge University Press, New York, 2014, 516 p.
- DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral. *Balanço Mineral Brasileiro*. Brasília: DNPM, 2015. Disponível em: <http://www.dnpm.gov.br/dnpm/sumarios/sumario-mineral-2015/view>.
- EDWARDS. L. S. A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. *Geophysics*, v. 42, p. 1020-1036, 1977.
- FRAGOSO CÉSAR, A. R. S. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Riograndense. In: *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, Camboriú (SC), vol. 5, p. 2879-2892, 1980.
- GASTAL, M. C. P. ; LAFON, J. M; CHEMALE Jr., F. U-Pb and Pb-Pb zircon ages of Neoproterozoic-Eopaleozoic granites from the western portion of the southern

Brazilian Shield. In: *Southern America Symposium on Isotope Geology*, 7., 2010, Brasília., Short Papers VII SSAGI, p. 4, 2010.

GASTAL, M.C.P. et al. U-Pb and Pb-Pb zircon ages of Neoproterozoic-Eopaleozoic granites from the western portion of the southern Brazilian Shield, in: *South American Symposium on Isotopic Geology. Short Papers VII SSAGI, Brasília, 2010.*

GASTAL, M. C.; FERREIRA, F. J. F. Discussão dos processos de construção do complexo granítico São Sepé, RS: feições geológicas e petrográficas. *Pesquisas em Geociências*, Porto Alegre, n. 40, p. 233-258, 2013.

GOUET, D. H. et al. Gold mineralization channels identification in the Tindikala-Boutou area (Eastern-Cameroon) using geoelectrical (DC & IP) methods: a case study. *International Journal of Geosciences*, v. 4, p. 643-655, 2013.

GOLESTAN, F. D. et al. Interpretation of lithogeochemical and geophysical data to identify the buried mineralized area in Cu-Au porphyry of Dalli-Northern Hill. *Arabian Journal of Geosciences*. v. 6:p. 4499-4509, 2013.

HARTMANN, L. A. et al. Deepest exposed crust of Brazil-SHRIMP establishes three events. *Geology*, v. 27, p. 947-950, 1999.

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.

HARTMANN, L. A.; CHEMALE JR., F.; PHILIPP, R. P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (Ed.): *50 ANOS de Geologia*: Instituto de Geociências. Contribuições, Rio Grande do Sul, 2007, p. 97-123

HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NESVES, B. B. As estruturas brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Recife. *Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, Recife, 1978, vol. 6, p. 2423-2437.

IRVINE, R.; SMITH, M. Geophysical exploration for epithermal gold deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, Elsevier, v. 36, n. 1, p. 375-412, 1990.

JOST, H. & HARTMANN, L. A. 1984. A província Mantiqueira: setor meridional. In: ALMEIDA, F. F. M. e HASUI, Y. (Eds.), *Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blucher Editora, São Paulo, p. 345-368, 1984.

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

KELLER, G. V.; FRISHKNECHT, F. *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. Reprinted. Pergamon Press Inc., 1970. 519 p.

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.

KUMAR, D. Gold - Sulphide mineralization in ultramafic-mafic-granite Complex of Jashpur, Bastar Craton, Central India: evidences from geophysical studies. *Journal Geological Society of India*. v. 90, p.147-153, 2017.

LOWRIE, W. *Fundamentals of Geophysics*. 2ª Ed. Cambridge University Press, New York, 2007. 393 p.

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.

MATOS, I.C. et al. Metamorfismo de contato no complexo Bossoroca, porção SW do complexo granítico São Sepé, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, n. 1, p. 1-10, 2004.

MILSOM, J.; ERIKSEN, A. *Field Geophysics*, 4ª Ed, 287 p., 2011.

MOON, C.J.; WHATELEY, M.K.G.; EVANS, A.M. Introduction of mineral exploration. 2ªed., Blackwell Publishing, Malden, 499 pp., 2006.

MOREIRA, C. A; ILHA, L. M. Prospecção geofísica em ocorrência de cobre localizada na bacia sedimentar do Camaquã (RS). *Revista Escola de Minas (REM)*, Ouro Preto, v. 64, n. 3, p. 305-311, 2011.

MOREIRA, C. A. et al. 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.; PEREIRA, A. M.; CAVALHEIRO, M. L. D. Caracterização geométrica do gabro Santa Catarina, São Sepé (RS). *Pesquisas em Geociências*, Porto Alegre, v. 41, n. 1, p. 15-23, 2014.

MOREIRA, C. A et al. Geophysical modeling in gold deposit through DC Resistivity and Induced Polarization methods. *Revista Escola de Minas (REM)*, Ouro Preto, v. 69, n. 3, p. 293-299, 2016.

MUSSET, A. E. e KHAN, A. M. *Looking into the earth: an introduction to geological geophysics*. Cambridge University Press, 2000.

ORELLANA, E. *Prospeccion geoelectrica en corriente continua*. Madrid, Ed. Paraninfo, Biblioteca Técnica Philips, 523 p.

PAES, R. A. S. *Tomografia elétrica aplicada em ocorrência mineral de cobre, Caçapava do Sul (RS)*. 2016. 61 f. Trabalho de conclusão de curso. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2016.

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.

PARK, J. Oh.; YOU, Y.J.; KIM, H. J. Electrical resistivity surveys for gold-bearing veins in the Yongjang mine, Korea. *J. Journal of Geophysics and Engineering*. v. 6, p. 73-81, 2009.

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

REED, B. L. Descriptive model of Sn greisen deposits. In: COX, D. P.; SINGER, D. A (Org.). *Mineral deposit models*. U.S.Geological Survey Bulletin, n.1693, 1987.

REMUS, M. V. D. *Metalogênese dos depósitos hidrotermais de metais-base de Au do Ciclo Brasileiro no Bloco São Gabriel, RS*.1999. 170 f. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1999.

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

SAALMANN, K.; REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A. Tectonic evolution of the Neoproterozoic São Gabriel block, southern Brazil: Constraints on Brasiliano orogenic evolution of the Rio de la Plata cratonic margin. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, p 204-227, 2006.

SANTOS, S. F. *Caracterização de ocorrência de cobre por meio de levantamento estrutural e geofísico em ocorrência de cobre em faixa de dobramentos na região de Caçapava do Sul (RS)*. 2017. 74f. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2017.

SHCHERBA, G. N. *Greisens* (parte 1). Intern. Geol. Rev., Lawrence; Allan Press, vol.12, n. 2, 1970 a.

SHCHERBA, G. N. *Greisens* (parte 2). Intern. Geol. Rev., Lawrence; Allan Press, vol.12, n. 3, 1970 b.

SULTAN A. S. et al. Geophysical exploration for gold and associated minerals, case study: Wadi El Beida area, South Eastern Desert, Egypt. *Journal of Geophysics and Engineering*. v.6, p. 345-356, 2009.

TEIXEIRA, A. L. et al. Bacias do estágio de transição da plataforma sul-americana. In: NETO, V.M. et al. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, 2004, p. 487-536.

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

USGS - U.S. Geological Survey, *Mineral Commodity Summaries*, 2014, 196 p. Disponível em: <https://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/mcs/2014/mcs2014.pdf>